HAL
open science

Minéralogie de Valles Marineris (Mars) par imagerie hyperspectrale : histoire magmatique et sédimentaire de la région

Jessica Flahaut

To cite this version:

Jessica Flahaut. Minéralogie de Valles Marineris (Mars) par imagerie hyperspectrale : histoire magmatique et sédimentaire de la région. Sciences de la Terre. Ecole normale supérieure de lyon - ENS LYON, 2011. Français. NNT : 2011ENSL0642 . tel-00663363

HAL Id: tel-00663363

https://theses.hal.science/tel-00663363v1

Submitted on 26 Jan 2012

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.

THÈSE

en vue de l'obtention du grade de

Docteur de l'Université de Lyon délivré par **l'École Normale Supérieure de Lyon**

Es Sciences de la Terre, spécialité Planétologie

Laboratoire de Géologie de Lyon : Terre, Planètes, Environnement

École Doctorale Matériaux de Lyon

présentée et soutenue publiquement le 4 Novembre 2011

par **Jessica Flahaut**

Minéralogie de Valles Marineris par imagerie hyperspectrale : Histoire magmatique et sédimentaire de la région

---

Directeur de thèse : *Pascal Allemand*

Après l'avis de : *Sylvain Douté*
Nicolas Mangold

Devant la commission d'examen formée de :

Pascal Allemand	*Directeur de thèse*
Janne Blichert-Toft	*Présidente*
Sylvain Douté	*Rapporteur*
Nicolas Mangold	*Rapporteur*
John F. Mustard	*Membre*
Cathy Quantin-Nataf	*Membre*
Pierre Thomas	*Invité du jury*

Minéralogie de Valles Marineris (Mars) par imagerie hyperspectrale:

Histoire magmatique et sédimentaire

Résumé : Les processus internes et externes qui ont formé et structuré la croûte de la planète Mars au début de son histoire sont actuellement mal connus. Le canyon de Valles Marineris représente la plus grande coupe naturelle à la surface de Mars, où affleure la croûte moyenne et supérieure. L'étude de cette région clé a été abordée minéralogiquement et morphologiquement à partir de données hyperspectrales CRISM, et des images à haute résolution HiRISE de la mission MRO (NASA, 2006). La base du canyon est constituée de roches massives, fracturées, à fort albédo, riches en pyroxènes pauvres en calcium, pénétrées par des dikes verticaux riches en olivine. Ces roches sont interprétées comme des affleurements de croûte primitive, préservée et exposée dans son contexte originel. Les plateaux bordant le canyon sont couverts d'une formation de 100m d'épaisseur d'argiles ferromagnésiennes, recouvertes d'argiles alumineuses. Cette formation géologique visible sur plus de $10^6 km^2$ traduit un niveau d'altération de la croûte sous un climat humide. Enfin, les dépôts stratifiés centraux de la région de Capri Chasma, d'épaisseur plurikilométrique, sont riches en sulfates monohydratés et polyhydratés, corrélés à des groupes de strates distincts. Ces sédiments se sont déposés durant l'Hespérien et ont ensuite été érodés par des processus fluviatiles. Ces résultats permettent de reconstituer la succession d'événements suivants : I) formation de la croûte primitive témoin d'un océan magmatique primitif, II) recouvrement de cette croûte primitive par un empilement volcanique, III) Altération de surface à grand échelle, IV) Ouverture du canyon de Valles Marineris, V) dépôts et érosion de niveaux stratifiés riches en sulfates.

Mots-clés : Mars, Valles Marineris, télédétection, minéralogie, croûte primitive, dikes, altération, dépôts sédimentaires.

Remote sensing survey of the mineralogy of Valles Marineris:

insights into the magmatic and sedimentary processes on Mars

Abstract: Valles Marineris is a unique vertical section through the uppermost kilometers of the martian crust; its location, east of Tharsis bulge, and its water-related history suggest a great diversity of rock types in this area. High resolution morphologic (HiRISE) and mineralogic (CRISM) data from the MRO mission (NASA, 2006) available over the area were investigated. A typical succession of horizontal units of distinct morphologies and mineralogies was observed in the Eastern part of Valles Marineris, including basaltic lavas, phyllosilicate-rich boulders and a LCP (Low-Calcium Pyroxene)-rich basement. This basement, interpreted as being a uniquely preserved outcrop of pristine Noachian crust, is intruded by olivine-rich dikes, which are valuable witnesses of early magmatic and tectonic processes. A thin light-toned formation, enriched in Fe/Mg smectites at its base, and Al-phyllosilicates at its top, is draping the Noachian plateaus around the canyons. This widespread unit could have formed by alteration under a wet climate, and is akin to pedogenesis. Finally, kilometer-thick layered deposits that are filling most of the canyons were analyzed in the area of Capri Chasma, at the outlet of Valles Marineris. These Hesperian-aged deposits are enriched in monyhydrated and polyhydrated sulfates and appear to have been eroded by younger fluvial processes. Both spectral types are associated with different units of distinct morphologies, at different elevations. All these observations were combined to propose the following succession of events: I- Formation of the pristine crust by crystallization in a magma ocean, II- Piling of lava flows on the top of this crust and dike activity, III- Widespread surficial alteration, IV- Opening of Valles Marineris, V- deposition and erosion of the sulfate-rich layered deposits.

Keywords: Mars, Valles Marineris, Remote sensing, Mineralogy, Crust, Dikes, alteration, sedimentary deposits.

Remerciements

Je remercie les membres de mon jury d'avoir accepté de participer à cette thèse.

Il y a aussi un certain nombre de personnes sans qui tout cela n'aurait pas été possible. Pour leur implication scientifique et personnelle, leurs conseils et leur soutien, je tiens à les remercier tout particulièrement….

Tout d'abord, merci CATHY QUANTIN-NATAF, merci pour tout ! Pour ton encadrement mais aussi ta guidance spirituelle, ta gentillesse, ton enthousiasme, ta passion. Personne n'aime Mars comme toi (sauf peut-être moi ^^) et ne sait aussi bien le partager. Louis et Rose ont énormément de chance d'avoir une maman aussi exceptionnelle, et j'espère de tout cœur que notre collaboration ne s'arrêtera pas là. Puissions-nous dans 20 ans être encore en train de creuser dans Valles Marineris (en espérant que d'ici là on aura déjà apporté quelques réponses !). Merci également à PASCAL ALLEMAND pour ton encadrement, ton sourire omniprésent, et ta patience face à ma rédaction dans un français parfois douteux ! Merci à tous les 2 de m'avoir permis de participer à de nombreuses conférences, ma thèse aura été l'occasion de nombreux et superbes voyages.

En parlant d'encadrement, je ne peux pas ne pas citer PIERRE THOMAS, qui m'a transmis sa passion martienne dès mes premiers mois à l'ENS, en license. Merci pour ta bonne humeur, ton intérêt et tes conseils avisés tout au long de cette aventure extra-terrestre, qui aura commencé bien longtemps avant ma thèse !

Je remercie également tous les chercheurs croisés plus au moins vite sur mon passage, qui m'ont toujours accordé un peu de temps et d'attention : Merci à JACK MUSTARD de m'avoir permis de travailler à Brown, au sein d'une équipe exceptionnelle, à FRANK FUETEN pour m'avoir offert ma première collaboration internationale (qui n'est que le début d'une longue liste, même s'il faudra que l'on passe ensemble chaque canyon de Valles Marineris au peigne fin !), à BETHANY EHLMANN pour sa sympathie, ses conseils et nos mythiques virées en Islande et dans le Beaujolais, à DAVID KRING pour m'avoir offert des vacances d'été sur la Lune. Merci également à SYLVAIN DOUTE, PIERRE BECK, NICOLAS MANGOLD, JIM HEAD, BRIGITTE GONDET, et ERNST HAUBER pour toutes les discussions intéressantes que lors de nos mini-réunions martiennes et de divers congrès !

Je parle de chercheurs, mais je pense aussi aux apprentis-chercheurs, mes compagnons de galères et de margaritas. Et au premier rang merci à ma co-bureau de choc, grande prêtresse des martiennes, de la mode, et de la Picardie : EMILIE GARDIN. Tu as été une vraie amie et une très bonne conseillère dès mon arrivée en thèse, je croise les doigts pour toi, et j'espère que nos chemins se recroiseront au cours de nos futures aventures planétaires ! Je pense aussi à HAROLD CLENET, BERTRAND TREY, SIMONE SILVESTRO, MATHIEU VINCENDON, LAETITIA LE DEIT, et tous ceux croisés sur la route : LUCILLE LE

CORRE, THOMAS APPERE, ANTOINE POMMEROL, PATRICK THOLLOT, MARION MASSE, JOHN CARTER, DAMIEN LOIZEAU, THOMAS BOETTCHER, MARIAM SOWE et aussi tous ceux que j'ai pu oublier dans cette liste…

Et qui dit apprentis-chercheurs, ne veut pas forcément dire planétologues ! Je pense surtout et aussi à tous mes amis lyonnais, presque tous aussi thésards malgré eux, et compagnons de longue date ! Et pour commencer, des milliards de merci à CECILE FEUILLIE, KLERVIA JAOUEN et AURORE MOVELLAN ! Vous êtes ce que Miranda, Charlotte et Samantha sont à Carrie, je vous adore ! Merci pour votre amitié précieuse, votre soutien à travers tout, et pas seulement le boulot, ces dernières années. Ma zozo, même si tu t'es expatriée, tes pauses ricola ainsi que nos pique-niques à la tête d'or m'ont mis sur la bonne voie dès les début de ma thèse ! Klervia, c'est juste tellement bon d'avoir une amie qui a du goût (princess power !) ! Et Poule, poule, poule, poule… tu connais la suite ! Je remercie tes baskets vertes de m'avoir bien fait rire pendant ma phase de rédaction ! Peu importe ce que me réserve les planètes je sais que je vous aurais toujours à mes cotés ! Merci aussi à MARTIN, EMILIE et ARTHUR GUITREAU, ANGE LE BOUDEC et BAPTISTE JOURNAUX pour les pauses starbucks/margarita (et des bisous), à SEB LOUREAUX parce que tu es juste trop cool (tu veux m'épouser ?), à MARIE-LAURE PONS reine des loutres et maman de paupiette, à MARINE LABLEIS et ROMAIN BOUCHET-BERT-MANOZ d'assurer la relève, à DAMIEN GAUDIN pour ses blagues pourries, à EMMANUELLE BOUTONNET, ma co-rédactrice à la vie à la mort (qui a précisé que je soutiendrai le jour de l'endive, merci encore pour ça), à ALEXA SADIER ma colloc à la vie à la mort, au détestable ANTOINE ROZEL pour toutes les poubelles qu'il a pu renverser sur mon bureau et à tous les assimilés thésards, ANNE-MARIE DESSAULTY et ALINE LAMBOUX pour leurs cotés glamours, et LUCILE BEZACIER et TRISTAN FERROIR pour leur gentillesse naturelle !

Dur de tout dire en quelques mots, surtout quand il s'agit du labo. Après 3 ans à l'ENS puis 3 ans à L'université, Lyon est vraiment devenu ma maison. Mais c'est aussi et surtout pour l'atmosphère et l'ambiance géologues ! Tout ça n'aurait pas été pareil sans MARIE-PAULE GUINET et DOMINIQUE BARBE, toujours aux petits soins pour moi, merci de m'avoir gâtées et de vous êtes préoccupés de moi ! Merci à JANNE BLICHERT-TOFT, d'avoir acceptée de présider mon jury, mais également d'avoir toujours demandé des nouvelles, tout comme FRANCIS ALBAREDE, HERVE BERTRAND, HERVE LELOUP et FABIEN DUBUFFET. Merci à tous les gens du labo, et en particulier à tous ceux du R6 pour leur bonne humeur et leur convivialité !

Bientôt deux pages, et il manque mes plus fidèles supporters, martiens de cœur. Je pense à mes amis de très longue date (il y a quelques milliards d'années, back in Lorraine) dont le leader en chef n'est autre que ma cutyssime MANOU, la meilleure des meilleures amies au monde ! Merci pour ton soutien et ta connexion depuis 10 longues années ! Pour tous tes petits textos chaque jour de rédaction ! Et tes relectures attentives dans la dernière ligne droite ! La famille MUNIER toute entière a une grosse place dans mon cœur ! Merci également à ma sucrette THOMAS, ALEXE, JEROME, ALEXIA, ALICIA, KNACKY et sa guitare, BIBICHON, LOULOUF et les autres. A tous mes amis merci d'être là quand il faut, et même quand il ne faut pas !

And if I start speaking about friends, then I really need a section in English. For JANETTE WILSON and KATIE PALUMBO, because you deserve it, and you would deserve even for than this! Living in the US while working at Brown was a life-changing experience, and I am so grateful I met two wonderful friends like you. Janette, we might be far apart, but you'll always be in my heart. I am so grateful to all the WILSON family, and JEFF FINKELSTEIN, for all the moments we shared, including my first Thanksgiving! Katie, you're such a glamourous bride, I am so sad that I was stuck in Lyon writing during your wedding. Anyway, you'll be my most gorgeous and fun American friends forever! No matter what, I know we'll always be in touch.

Also I can not forget my dear RAHELEH MOTAMEDI, who struggle with me against the snow in July in Alpbach, the snow again in April in Les Houches, and the rain in Amsterdam. Although we don't seem very lucky with the weather, I had the most fun moments in my life with you! Thank you for being such a sweet and good friend, I'll see you soon under the sunshine!

As we were under a wet but more sunny weather, I also had an amazing summer in Texas with CHRISTIE JILLY, PRIYANKA SHARMA, JF GUERTIN, ZACH GALLEGOS, NOAH HAMMOND, BILL MILLER, PATRICK DONOHUE and ROSS POTTER, the amazing 2010 lunies. Thank you guys for all these good times, I'll always remember our 4th of July in Nawlins, and Sherlocks'crazy nights!

Thanks also to all the green team members of Alpbach 2008, the NASA Icelandic summer school student of 2009, and the grad students at Brown, including JENNY WHITTEN, TIM GOUDGE, REBECCA GREENBERGER, LAURA KERBER, J.R SKOK, DEEPAK DHINGRA, ANGELA STICKLE….

Last but best, merci de tout mon coeur à toute ma famille. Merci tout particulièrement à ROLAND et BERNADETTE sans qui je n'aurai peut-être même pas été à Lyon en premier lieu !

A mon petit frère KIKI, pour avoir essayer de refiler ma carte de visite à tous les journalistes de M6 ! Je suis très fière de toi ! Merci pour notre petite virée à Vegas (qui m'a permis d'assister à la conférence d'El Paso alors que l'Europe entière croulait sous les cendres du volcan Islandais !), et tes visites lyonnaises, qui n'ont pas toujours suffit à me tenir éveillée… Il faut toujours que tu travailles à une méthode anti-jetlag pour moi ! Merci aussi pour tous tes sauvetages informatiques in extremis à des heures rudimentaires…l'avantage d'un petit frère geek, c'est qu'il est toujours connecté sur skype quand je suis aux States, et que le reste de la France dort, hihihi !!!!

Merci aussi à mon beau-frère, le roi de Carnac l'arnaque, HENRIQUE, pour son soutien, et son implication dans la phase loquage de ma thèse ^^. Merci aussi pour ton intérêt dans mon travail, ta gentillesse, les repas pain/beurre/ Purée en blocs pendant ma rédaction (euh en fait, peut être pas trop merci pour ça) et ton accueil cha-leureux en permanence, et aussi ton accueil chats-tout cours, avec les blackos^^. D'ailleurs merci aux 3T (TIFOU, TILY, TAO) pour leurs câlins poilus et les déchiquetages de mes brouillons…

Merci à mes parents, DANIEL et EVELYNE, pour leur soutien éternel, incluant de nombreuses visites à Houston, Providence, Lyon, Zurich… où que je sois vous êtes avec moi. Merci à Charly de toujours ramener des chaussures dans sa valise pour moi, et de considérer l'agrandissement du sous-sol de la maison, ainsi que la construction d'un dressing annexe ^^… Merci à ma maman d'avoir entrepris de lire et de comprendre (!) chacun de mes articles, au point de s'inscrire à Wall Street English. Je suis très fière de toi (I am very proud of you) et je te souhaite beaucoup de courage dans tes leçons anglais (bientôt l'allemand ^^) ! Merci de m'avoir donné les moyens et l'envie de réussir, cette thèse je te la dois. Tu me donnes envie de donner le meilleure de moi-même chaque jour. Tu es ma force et ma foi, merci de te battre chaque jour pour nous, puissions nous avoir hérité de ton courage et de ta détermination.

Quitte à garder les meilleures pour la fin (espérons que tu n'as pas cru que je t'avais oublié !), merci à mon deuxième modèle de vie, à ma SOUL SISTER, NOUNOU. Merci pour ton soutien tout au long de ma thèse, que ce soit au cours de mes 200000 virées à l'aéroport (mais non, je ne suis toujours pas d'accord pour que ta véto m'implante une puce GPS) ou des milliards de pages que tu as du relire dans le RER (ou encore pour tous mes posters que tu as accrochés chez toi !). Merci aussi pour ce magnifique schéma final que j'ai malencontreusement effacé ; et que tu as donc dû refaire^^. Merci pour le support à coup de cupcakes, robes Morgan, bijoux Thomas Sabo et masques Lush et Yves, qui a rendu jalouse toutes mes copines (à presque leur donner envie d'écrire une thèse, et dans tous les cas à leur faire regretter de ne pas avoir de grande soeur). Merci d'être tout simplement aussi exceptionnelle, et de me donner envie d'en faire tout autant chaque jour. Je n'en serais jamais arrivée là sans toi (et si tu ne m'avais pas fait faire tes devoirs au collège et au lycée aussi), donc Vielen Dank. You're the best sis ! Du bist mein Held !

Enfin merci à quiconque lira ces quelques mots, et aura aussi le courage de lire les centaines de pages suivantes….

… et à tous ceux qui les ont relues à la recherche de fautes !

"Here am I sitting in my tin can far above the Moon,
Planet Earth is blue and there's nothing I can do…"

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS 1

TABLE DES MATIERES 5

INTRODUCTION 11

CHAPITRE 1 : PRESENTATION GENERALE DE MARS **13**

1.1 Quelques données de base sur la planète Mars 14

1.1.1 Paramètres généraux 14

1.1.2 Physiographie de la surface martienne 15

1.1.3 Chronologie martienne 16

1.2 Composition de la surface martienne 18

1.2.1 Résultats des détections orbitales 18

1.2.1.1 Composition chimique et minéralogique globale 19

1.2.1.2 Détections ponctuelles de minéraux hydratés 21

1.2.2 Résultats des détections in situ 22

1.2.3 Analyse des météorites martiennes 26

1.2.3.1 Minéralogie et pétrologie des météorites martiennes 26

1.2.3.2 Apport aux modèles géochimiques martiens 27

1.3 Les grandes problématiques martiennes 28

1.3.1 L'eau dans l'histoire géologique de Mars 28

1.3.2 L'énigme du climat martien et de son évolution 31

1.3.3 La Vie à la surface de Mars 32

1.4 Le cas particulier de la région de Valles Marineris 33

Références 36

CHAPITRE 2 : METHODOLOGIE DE TRAITEMENT DES DONNEES D'IMAGERIE VISIBLE ET INFRAROUGE **45**

2.1 Exploration martienne et données utilisées 46

2.1.1 Historique de l'exploration martienne 46

2.1.2 Caractéristiques des données utilisées 48

2.1.2.1 Les données d'altimétrie MOLA 48
2.1.2.2 Les données d'imagerie panchromatique 49
2.1.2.3 Les données d'imagerie multispectrale 50
2.1.2.4 Les données d'imagerie hyperspectrale 53
2.2 Mise en place d'une base de données 55
2.2.1 Le SIG comme base de données 55
2.2.2 Géoréférencement des images et compilation 57
2.3 Traitement et exploitation des données de spectro-imagerie 58
2.3.1 Principe de la spectro-imagerie 58
2.3.1.1 Le rayonnement électromagnétique 58
2.3.1.2 La spectrométrie de réflectance 59
2.3.1.3 Le fonctionnement des spectro-imageurs 60
2.3.1.4 Les propriétés spectrales de référence des minéraux 62
2.3.2 Traitement des données CRISM 65
2.3.2.1 Chaîne de traitement avec CAT (CRISM Analysis Tool) 65
2.3.2.2 Acquisition de spectres et cartographie minéralogique 69
2.3.3 Limitations 72
2.3.3.1 Autres paramètres influençant la réponse spectrale 72
2.3.3.2 Améliorations futures du niveau de traitement des données CRISM 74
Références 75

CHAPITRE 3 : COMPOSITION DE LA CROUTE PRIMITIVE MARTIENNE ET PROCESSUS MAGMATIQUES ASSOCIES **81**
3.1 Introduction 82
3.2 Affleurements de croûte primitive Noachienne et transitions géologiques majeures dans les murs de Valles Marineris: des témoins des processus ignées anciens 84
3.2.1 Introduction 85
3.2.2 Datasets and methods 86
3.2.2.1 Datasets 86
3.2.2.2 Processing CRISM hyperspectral data 86
3.2.2.3 Identification of mineral signatures with CRISM and OMEGA data 87
3.2.3 Morphologic evidence for discontinuities 88

3.2.4 Identification of minerals 92
3.2.5 Vertical and horizontal distribution 95
3.2.5.1 Vertical distribution: Interpretative cross-section 95
3.2.5.2 Horizontal distribution 98
3.2.6 Discussion 101
3.2.6.1 LCP detection significance 101
3.2.6.2 Olivine detection significance 102
3.2.6.3 Comparison with the Moon and martian meteorites 102
3.2.6.4 Appearance of the crustal bedrock 103
3.2.6.5 Distribution of the detections 103
3.2.6.6 Origin of phyllosilicates 105
3.2.6.7 Implication of the non-detection of sulfates or sedimentary layers within the walls of Valles Marineris 105
3.2.7 Conclusions 106

3.3 Caractérisation des dikes intrusifs dans la croûte Noachienne de la base des murs de Valles Marineris 109
3.3.1 Introduction 109
3.3.2 Methods 111
3.3.3 Results 111
3.3.4 Discussion 116
3.3.5 Conclusion 117
3.4 Discussion et conclusion 118
Références 120

CHAPITRE 4 : COMPOSITION DES TERRAINS DES PLATEAUX DE VALLES MARINERIS ET PROCESSUS D'ALTERATION ASSOCIES **129**
4.1 Introduction : les plateaux de Valles Marineris 130
4.2 Identification d'une nouvelle formation sédimentaire dans les terrains Noachiens 132
4.3 Composition minéralogique avec CRISM et morphologies associées 132
4.3.1 Phyllosilicates alumineux 133
4.3.2 Phyllosilicates ferro-magnésiens 134

4.3.3 Chlorures 136
4.4 Distribution 137
4.4.1 Distribution géographique des différentes formations 137
4.4.2 Relations stratigraphiques 139
4.5 Discussion 141
4.5.1 Origine des phyllosilicates 141
4.5.1.1 Sédimentation en milieu fluvio-lacustre 141
4.5.1.2 Accumulation de matériel d'éjecta altéré 141
4.5.1.3 Altération de cendres ou de laves volcaniques 142
4.5.1.4 Pédogénèse 142
4.5.2 Les plateaux de Valles Marineris, un autre Mawrth Vallis? 143
4.5.3 Conclusion 145
Références 146

CHAPITRE 5 : COMPOSITION DES DEPOTS STRATIFIES INTERIEURS ET PROCESSUS SEDIMENTAIRES ASSOCIES **149**
5.1 Introduction 150
5.2 Morphologie et géologie des ILD de Capri Chasma, à partir des données d'imagerie visible et infrarouge 152
5.2.1 Introduction 153
5.2.2 Regional context 155
5.2.3 Datasets 155
5.2.4 Geomorphological units of Capri Chasma 155
5.2.4.1 The canyon floor 155
5.2.4.2 Canyon walls 157
5.2.4.3 Plateaus 158
5.2.4.4 Interior layered deposits 158
5.2.5 Timing constraints 163
5.2.5.1 Stratigraphic relationship 163
5.2.5.2 Crater counts 164
5.2.6 Discussion 165
5.2.6.1 Geological history 165
5.2.6.2 ILD formation 167

5.2.7 Conclusion 168

5.3 Identification, répartition et origines possibles des sulfates dans Capri Chasma (Mars), d'après l'analyse des données CRISM 170

5.3.1 Introduction 170

5.3.2 Geological setting 171

5.3.3 Methods 172

5.3.4 Results 172

5.3.4.1 Identification of signatures 172

5.3.4.2 Sulfate distribution 175

5.3.4.3 Vertical distribution 177

5.3.5 Discussion 179

5.3.5.1 Sulfate distribution 179

5.3.5.2 Sulfate hydratation state 179

5.3.5.3 Sulfate timing 180

5.3.5.4 Sulfate possible origins 180

5.3.5.5 Origins and consequences of the presence of hydrated silica 181

5.3.6 Conclusion 181

5.4 Discussion et conclusion 183

Références 186

CONCLUSION GENERALE 191

GLOSSAIRE 197

LISTE DES ANNEXES 199

ANNEXE 1: Liste de communications

ANNEXE 2 : Exemple d'application des outils de cartographie et traitement des SIG : détermination de sites d'alunissage sous Arcgis

ANNEXE 3 : Les pics centraux des cratères d'impact, une fenêtre sur les structures du sous-sol martien

ANNEXE 4 : Formation, altération et érosion des dépôts stratifiés interieurs dans un bassin ancestral au Sud de Coprates Chasma

ANNEXE 5 : Proposition de mission spatiale : retour d'échantillons de deux astéroïdes géocroiseurs

Introduction

Les données des nombreuses et récentes missions spatiales vers la planète Mars ont permis une meilleure compréhension de l'histoire géologique de cette planète. Les études morphologiques et minéralogiques de la surface montrent que Mars a pu connaitre par le passé un changement climatique majeur. Dans les conditions thermodynamiques actuelles de l'atmosphère (P=560 Pa, T=-63°C), l'eau liquide ne peut pas être stable en surface. Cependant la présence de réseaux de vallées ramifiés et de figures fluviatiles diverses dans les terrains plus âgés que 3,7 Gy, témoigne de la présence d'eau liquide qui a perduré en surface par le passé. Au moins pendant le Noachien, qui est l'ère martienne la plus ancienne, le climat de la planète aurait été plus chaud et humide. Mais comment Mars a-t-elle pu avoir un climat plus chaud au début de son histoire, alors que le jeune soleil de l'époque avait probablement 30% d'activité de moins qu'à l'heure actuelle ? Une solution est d'envisager un important effet de serre, rendu possible par une atmosphère beaucoup plus épaisse qu'à l'heure actuelle, riche en CO2. Ce dioxyde de carbone pourrait avoir été stocké par la suite sous forme de carbonates. Or la mission Mars Express, envoyée en 2003, n'a trouvé aucun carbonate à la surface de Mars [Bibring et al., 2006]. En revanche, le spectro-imageur OMEGA, à son bord, a identifié différents types de minéraux hydratés, tels que des phyllosilicates et des sulfates. La mission Mars Reconnaissance Orbiter, envoyée en 2005, a de nouveau bouleversé nos connaissances de la surface martienne en multipliant les observations hyperspectrales par le spectro-imageur CRISM qui a enrichi le catalogue des minéraux observés [Murchie et al., 2009]. Notre vision de la surface martienne est ainsi en constante évolution au travers des données des sondes, éléments clés dans la compréhension de l'histoire de la planète rouge.

Dans cette thèse, nous nous proposons de comprendre la formation et l'évolution de la surface martienne. Quelle est la nature précise des roches qui composent la surface ? Quels sont les processus qui l'ont façonnée et modifiée, menant à la surface telle qu'on la connait aujourd'hui ? Quelles informations nous apporte la composition de surface sur les conditions qu'a pu connaitre la planète au cours de son histoire ? Quelle empreinte a laissé l'eau dans la genèse des roches martiennes ?

Afin de répondre à ces questions nous avons choisi de concentrer notre étude sur la région de Valles Marineris. Valles Marineris représente la plus grande cicatrice naturelle à la surface de Mars et expose un enregistrement géologique unique sur près d'une dizaine de kilomètres. Formés il y a environ 3.5 milliards d'années par une extension tectonique associée à de l'érosion, ce gigantesque canyon expose des roches d'âges variées, allant jusqu'à la croûte primitive. Valles Marineris renferme également des roches d'origines diverses, puisque des dépôts volcaniques et sédimentaires y ont été décrits. Enfin Valles Marineris présente de multiples preuves de la présence d'eau liquide dans la région par le passé. Trois types d'environnements ont été étudiés dans la région de Valles Marineris, apportant des informations clés dans la compréhension de l'histoire de la planète :

- La stratigraphie des versants du canyon, étudiée dans le chapitre 3 de cette thèse, nous permet d'accéder aux plus anciennes roches exposées à la surface de la planète et de caractériser les processus magmatiques précoces,

- La distribution des dépôts stratifiés sur les plateaux environnants à Valles Marineris, présentée dans le chapitre 4, nous renseigne sur les processus d'altération ayant eu lieu à la surface de Mars,
- La composition et morphologie des dépôts stratifiés intra-canyons, étudiées dans le chapitre 5, nous apportent des informations sur la durée et l'importance des processus sédimentaires et fluviatiles dans la région.

Les chapitres 1 et 2 de cette thèse, résument respectivement l'état de nos connaissances au sujet de la composition de la surface martienne et les méthodes d'analyse utilisées dans ce travail. L'ensemble de ces travaux permettent une synthèse de l'activité géologique, hydrologique et climatique de Valles Marineris nous conduisant à proposer un scénario d'évolution de la région.

Chapitre 1 : Présentation générale de Mars

1.1 Quelques données de base sur la planète Mars **14**
1.1.1 Paramètres généraux 14
1.1.2 Physiographie de la surface martienne 15
1.1.3 Chronologie martienne 16
1.2 Composition de la surface martienne **18**
1.2.1 Résultats des détections orbitales 18
1.2.1.1 Composition chimique et minéralogique globale
1.2.1.2 Détections ponctuelles de minéraux hydratés
1.2.2 Résultats des détections in situ 22
1.2.3 Analyse des météorites martiennes 26
1.2.3.1 Minéralogie et pétrologie des météorites martiennes
1.2.3.2 Apport aux modèles géochimiques martiens
1.3 Les grandes problématiques martiennes **28**
1.3.1 L'eau dans l'histoire géologique de Mars 28
1.3.2 L'énigme du climat martien et de son évolution 31
1.3.3 La Vie à la surface de Mars 32
1.4 Le cas particulier de la région de Valles Marineris **33**

Références **36**

1.1 Quelques données de base sur la planète Mars

1.1.1 Paramètres généraux

Mars est la quatrième planète du système solaire ; elle se situe juste après la Terre et avant la ceinture d'astéroïdes, qui la sépare de Jupiter. Mars, comme la Terre, est une planète tellurique différenciée, en une croûte, un manteau et un noyau. Son diamètre de 3390 km représente approximativement la moitié de celui de la Terre et la gravité en surface y est environ 3 fois moindre. Le tableau 1.1 réunit les caractéristiques générales de Mars.

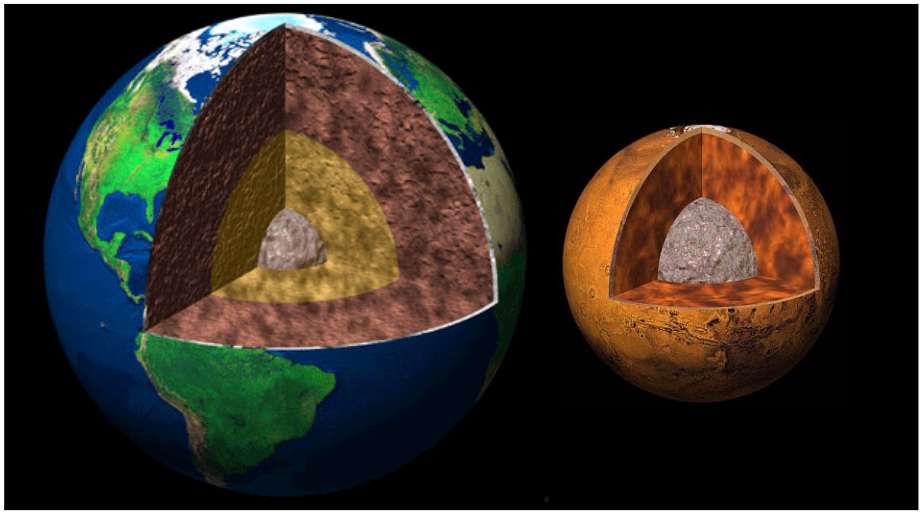


Figure 1.1 : Comparaison de la taille et de la structure interne de Mars avec la Terre (Source : La planète Mars, F. Forget, F. Costard et P. Lognonné, Editions Belin).

	MARS	**TERRE**
rayon moyen (km)	3389,5	6371
masse (kg)	$6{,}24 \times 10^{23}$	$5{,}98 \times 10^{24}$
gravité en surface ($m.s^{-2}$)	3,72	9,81
densité moyenne	3,93	5,515
distance au soleil ($x10^6$km)	228 (1,5AU)	150 (1AU)
excentricité	0,0934	0,0167
obliquité (°)	25,19	23,45
durée du jour	24h39min35s	24h
durée de l'année	669 jours martiens	365,25 jours terrestres
flux incident ($W.m^{-2}$)	600	1400
température de surface (°C)	-63 (-133 à +27)	15 (-89 à +60)
pression de surface (hPa)	6	1013
satellites et tailles	Phobos (10 à 14 km) et Deimos (5à 7 km)	la Lune (3476 km de diamètre)

Table 1.1 : Comparaison des fiches signalétiques de Mars et de la Terre.

Mars tourne autour du Soleil en 669 jours martiens (=687 jours terrestres), soit près de 2 années terrestres. Le flux solaire incident est 3 fois plus faible à la surface de Mars qu'à la surface de la Terre. Son orbite très elliptique engendre des différences entre les hivers boréals et australs. Enfin, l'obliquité de Mars, qui représente l'inclinaison de son axe de rotation par rapport à l'écliptique, vaut actuellement près de 25°. Cette inclinaison aurait pu varier dans le passé et atteindre jusqu'à 60° [Laskar et al., 2004], comme l'atteste la présence d'anciens glaciers à l'équateur [Haberle et al., 2006]. La Lune stabilise l'obliquité de la Terre; en revanche, la taille de Phobos et Déimos n'est pas assez importante pour stabiliser Mars.

Mars possède une fine atmosphère, la pression à la surface de Mars est de 6 hPa, contre 1013 hPa en moyenne sur Terre. L'atmosphère martienne est majoritairement composée de dioxyde de carbone, mais contient également de l'azote, de l'argon, du dioxygène et de la vapeur d'eau en quantité moindre. La gravité de la planète Mars étant faible, certains de ces gaz peuvent s'échapper vers l'espace. L'atmosphère est le siège d'une photodissociation importante qui empêche la survie de molécules réductrices comme le méthane, et transforme une partie de l'O2 en O3. Cependant l'oxygène (sous forme d'ozone) n'est pas en quantité suffisante dans l'atmosphère pour filtrer les rayonnements UV, ce qui rend la surface de la planète très oxydante [Kieffer et al., 1992]. Des nuages de glace d'eau ainsi que du brouillard sont parfois présents à faibles altitudes. L'atmosphère martienne, très ténue, ne permet pas de réchauffer assez la surface de la planète, bien que le dioxyde de carbone soit un gaz à fort effet de serre. La température moyenne en surface est de -63°C.

	MARS	**TERRE**
CO_2	95,32	0,039
N_2	2,7	78,084
Ar	1,6	0,934
O_2	0,13	20,946
CO	0,07	40673
H_2O	0,03	0 à 7
Ne	0,0025	0,001818
Kr	0,0003	0,000114
Xe	0,00008	Traces
O_3	0,00004 à 0,0002	0 à 0,000007

Table 1.2 : Comparaison des teneurs des atmosphères de Mars et de la Terre.

1.1.2 Physiographie de la surface martienne

Observée au télescope ou depuis l'orbite, Mars montre deux calottes polaires, constituées de glace d'eau et de glace de CO2. Elle présente également une forte hétérogénéité de terrains avec des reliefs élevés correspondant à des volcans, et de très grandes dépressions (Argyre, Hellas) provenant d'impacts (Figure 1.2).

L'un des aspects les plus frappants de la physiographie martienne est la dissymétrie nord/sud : le sud de la planète est formé de hauts plateaux cratérisés tandis que l'hémisphère nord est formé de plaines basses moins cratérisées. De nombreuses hypothèses ont été

avancées quant à l'existence de cette dichotomie : 1- il pourrait s'agir d'une différence d'origine endogène, par exemple d'ordre crustale [Zuber et al., 2000], ou alors 2- elle serait le fait d'un impact géant primitif [Frey and Schultz, 1988 ; Nimmo et al., 2008]. Dans tous les cas, les données indiquent que cette dichotomie est apparue tôt dans l'évolution géologique de la planète [Watters et al., 2007]. Nous reviendrons sur cette dichotomie dans la section suivante (1.2) sur la composition de la surface Martienne.

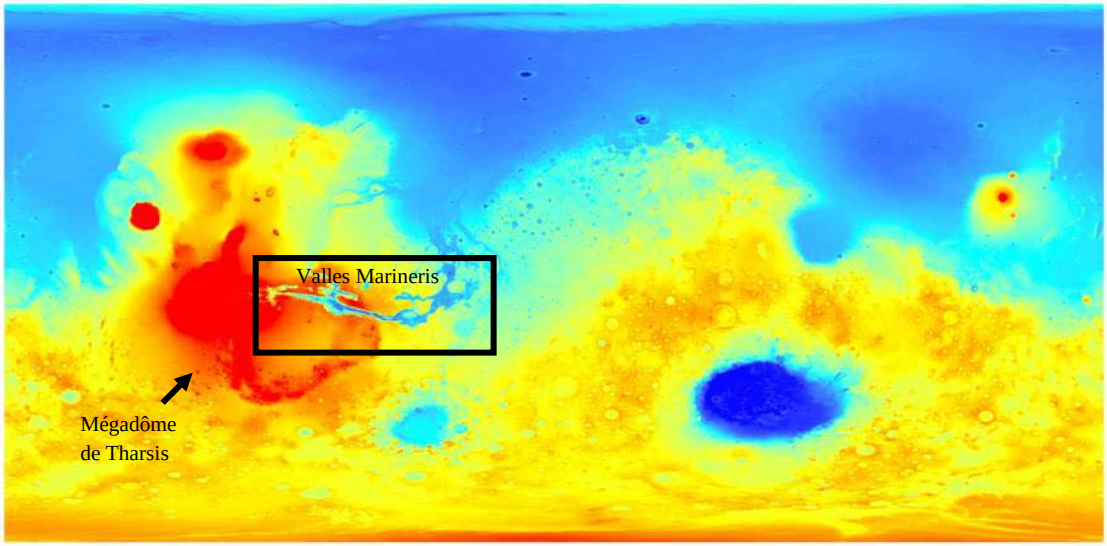
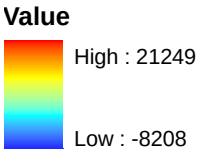


Figure 1.2 : Carte topographique de la surface de Mars : les dépressions sont indiquées en bleu, les reliefs élevés en rouge. Les altitudes varient de -8.2 km au niveau du bassin d'impact d'Hellas à +21.2 km au sommet d'Olympus Mons, dans la province de Tharsis (données MOLA).



Un autre aspect marquant de la physiographie de Mars est l'existence d'un gigantesque canyon à proximité de l'équateur, qui s'étend sur plus de 3500 km de long : il s'agit de Valles Marineris. Valles Marineris représente la plus profonde cicatrice naturelle à la surface de Mars et renferme des informations clés sur la formation et l'évolution de la planète : c'est donc la région que nous avons choisi d'étudier dans cette thèse. La section 1.4 donne une description plus détaillée de cette région d'intérêt.

1.1.3 Chronologie martienne

La chronologie des événements est indispensable à la compréhension de l'évolution d'une planète. Les planètes du système solaire ont été soumises au bombardement météoritique. Une surface planétaire ancienne aura été exposée longtemps à ce bombardement et sera très cratérisée. Une surface jeune, moins longtemps exposée, aura moins de cratères. Il est alors possible de donner un âge relatif à des surfaces planétaires à partir de leurs densités de cratères. Ce concept a permis le découpage de l'histoire géologique de la planète Mars en trois grandes périodes : le Noachien, l'Hespérien et l'Amazonien [Tanaka, 1986 ; Scott and Tanaka, 1986 ; Tanaka et al., 1992].

De plus, il existe une échelle d'âges absolus dérivée de la chronostratigraphie lunaire. Les missions Apollo ont ramené des échantillons lunaires qui ont pu être datés. Le modèle d'âges lunaire obtenu a été adapté à Mars en tenant compte de sa gravité plus forte et de sa proximité avec la ceinture d'astéroïdes. Ainsi, la limite entre le Noachien, période la plus ancienne, et l'Hespérien, est comprise entre 3,5 Ga et 3,7 Ga ; la limite entre l'Hespérien et l'Amazonien est comprise entre 2,9 Ga et 3,3 Ga [Hartmann and Neukum, 2001 ; Ivanov, 2001 ; Werner, 2005].

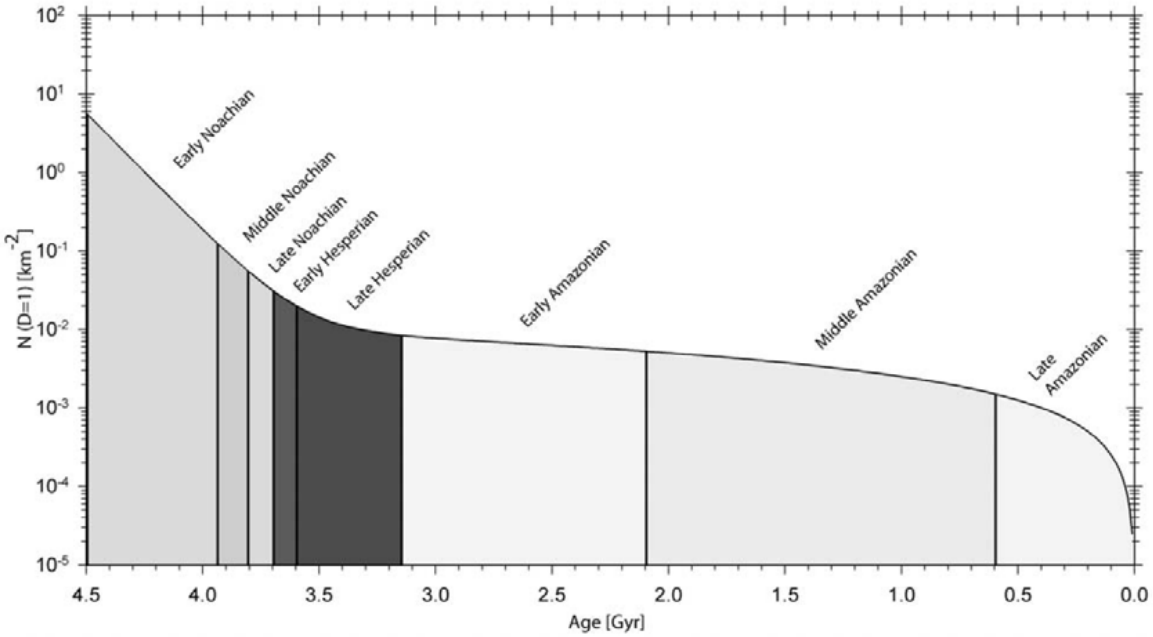


Figure 1.3 : Chronologie martienne définissant 3 grandes ères en fonction de la densité de cratères de 1 km de diamètre (N, en ordonnées) des surfaces. Les incertitudes sur l'âge de transition entre ces ères sont importantes notamment au milieu de l'histoire martienne (périodes grisées). Chaque grande ère est sous divisée en une période primitive, moyenne et tardive (D'après Hartmann and Neukum, [2001], modifiée par Van Gasselt, [2007]).

Le Noachien correspond à la période la plus ancienne de l'histoire de Mars et doit son nom aux terrains très cratérisés de Noachis Terra. La grande majorité des terrains de l'hémisphère sud sont d'âge Noachien. Le Noachien est précédé du pré-Noachien, qui correspond à la période de formation de la planète et de ses différentes enveloppes, et dont il ne resterait plus de traces à la surface de la planète. L'Hespérien qui suit le Noachien, est caractérisé par une densité de cratères plus faible, qui concerne la plupart des plaines de l'hémisphère nord. La période la plus récente, l'Amazonien, est représenté par une plus faible densité de cratères et correspond principalement aux plaines volcaniques d'Amazonis Planitia et aux édifices volcaniques d'Elysium et de Tharsis.

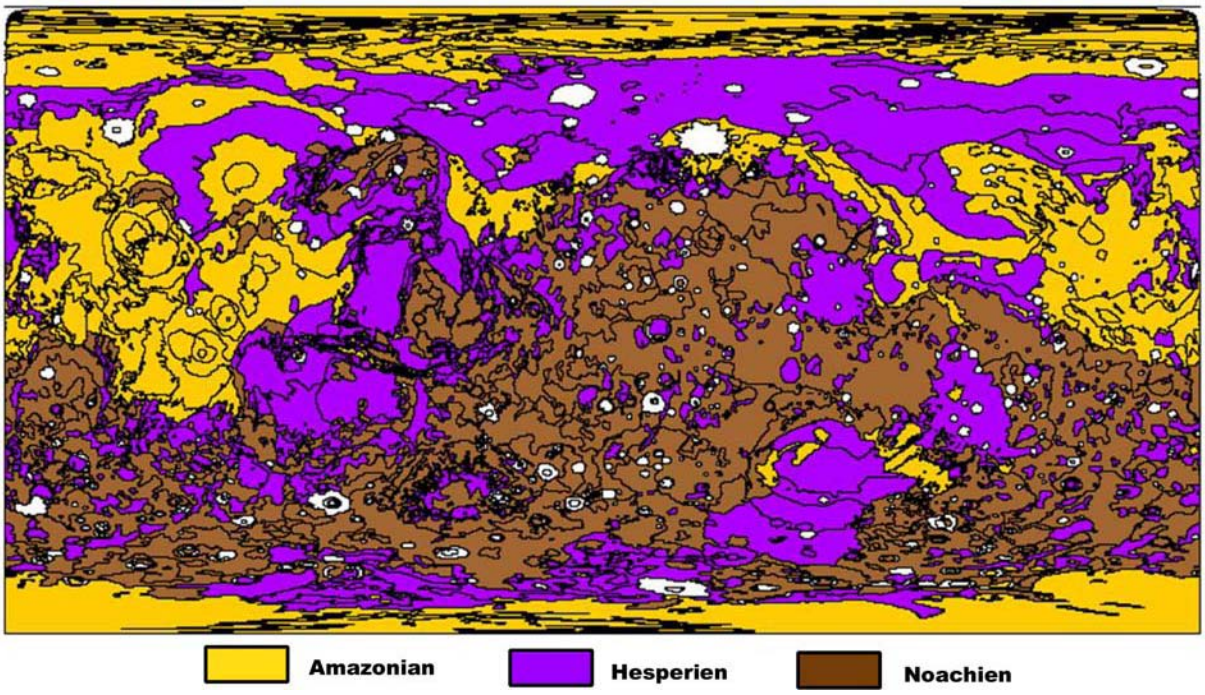


Figure 1.4 : Carte de répartition des âges à la surface de Mars. La plupart des plateaux de l'hémisphère sud datent du Noachien alors que les grandes provinces volcaniques (Tharsis, Elysium) renferment des terrains de l'Amazonien [Quantin, 2005].

La région de Valles Marineris comporte des terrains d'âges très variables du Noachien à l'Amazonien, caractérisés par des roches et processus variés. Cette thèse a ainsi permis de reconstituer une grande partie de son histoire géologique et de son évolution.

1.2 Composition de la surface martienne

Il existe différents moyens d'étudier les planètes lointaines. Outre les observations télescopiques depuis la Terre ou l'espace, les missions spatiales sont l'une des principales sources de données dans le cas de Mars. Il existe également de nombreux modèles géophysiques et géochimiques qui visent à comprendre sa formation et son l'évolution. Enfin l'analyse d'échantillons est une étape clé de l'étude des planètes. Bien qu'il n'existe pas d'échantillons ramenés directement de la surface martienne, il existe des météorites qui proviennent de Mars, et qui peuvent apporter un complément d'informations non négligeable (cf. section 1.2.3).

1.2.1 Résultats des détections orbitales

Un résumé des diverses missions (sondes en orbite et robots posés à la surface) envoyées vers Mars est donné dans le chapitre 2 de cette thèse.

1.2.1.1 Composition minéralogique et chimique globale

Les premières observations télescopiques de la surface martienne mettent en évidence la présence d'oxydes ferriques [Singer and McCord, 1979]. A cela s'ajoute une composition globale riche en minéraux mafiques (olivine et pyroxène) [Adams and McCord, 1969 ; Bell and Crisp, 1993].

Ces observations sont cohérentes avec les premières données des instruments de sonde en orbite autour de la planète (Mariner, ISM). Cependant les analyses précises de la composition de la surface martienne ne débutent qu'en 1996 avec les données du spectromètre TES à bord de MGS (cf chapitre 2). Les premières données orbitales montrent que les roches de compositions basaltiques sont fréquentes à la surface de Mars [Mustard et al., 1997 ; Bandfield et al., 2000 ; Christensen et al., 2000a], en particulier dans l'hémisphère Sud, ce qui renforce l'idée que la croûte martienne est majoritairement formée de basaltes [McSween et al., 2003]. Par conséquent la découverte par l'atterrisseur Pathfinder [Rieder et al., 1997] (cf. section suivante) puis par TES [Bandfield et al., 2000] de possibles andésites fut très surprenante. Les données TES montrent en effet qu'il existe deux grands types de terrains à la surface de Mars, catalogués ST1 et ST2 en fonction de leurs signatures spectrales [Bandfield et al., 2000]. Les terrains de type ST1 sont fréquents dans l'hémisphère Sud et sont interprétés comme des basaltes peu altérés. Les terrains dits ST2 sont majoritairement répartis dans les plaines de l'hémisphère Nord, et la déconvolution de leur signature montre qu'il pourrait s'agir d'andésite. Cette interprétation a été, et est toujours, vivement discutée. L'andésite étant une roche caractéristique des zones de subduction sur Terre, il est en effet difficile de comprendre sa présence sur Mars, qui ne possède pas de tectonique des plaques. Une autre interprétation est donnée par Wyatt and McSween (2002) qui suggèrent que cette signature spectrale particulière pourrait être expliquée par la présence de basaltes partiellement altérés et recouverts d'une fine couche de silice. Cette alternative semble favorisée par les résultats d'instruments plus récents comme CRISM [Salvatore et al., 2010]. La détection d'hématite dans la région de Terra Meridiani [Christensen et al., 2000b] confirme que des processus d'altération aqueuse ont bien eu lieu à la surface de Mars.

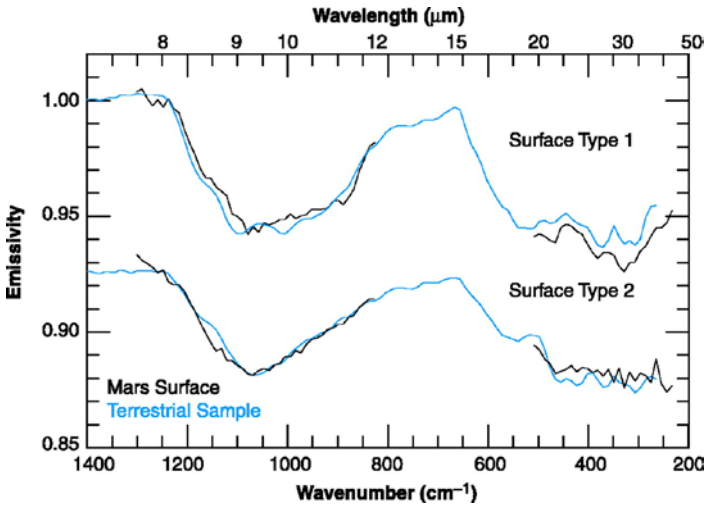


Figure 1.5 : Signatures spectrales des régions de type 1 et 2 (en noir), comparées à des échantillons terrestres (en bleu) de basaltes pour les surfaces de type ST1, de basaltes andésitiques pour les surfaces de type ST2 [Bandfield et al. 2000].

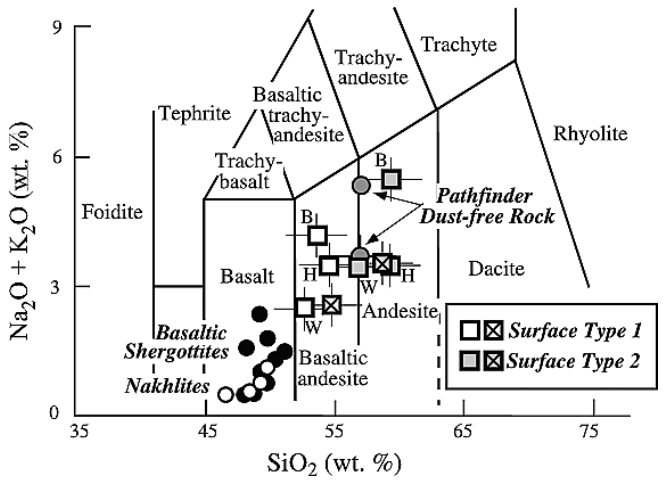


Figure 1.6 : Composition totale en alcalins vs quantité de silice des météorites martiennes, ST1 et ST2 et des roches analysées par Pathfinder. Le diagramme de classification des roches terrestres est indiqué en fond de diagramme, montrant que l'ensemble des météorites martiennes a une composition basaltique [Mc Sween et al., 2003].

Les cartes minéralogiques globales récentes, issues du dépouillement des données OMEGA [Poulet et al., 2007], témoignent de l'abondance des minéraux mafiques à la surface de Mars. Les minéraux mafiques sont abondants dans l'hémisphère sud martien alors que les teneurs en oxydes anhydres sont faibles sur ces surfaces [Bibring et al., 2006]. Les pyroxènes et l'olivine sont fréquemment détectés lorsque les roches sont à l'affleurement. Leur composition chimique semble intimement liée à l'âge et aux types de terrains. Ainsi les terrains anciens (Noachien), sont plus souvent riches en orthopyroxènes alors que les terrains plus récents (Hespérien et Amazonien) sont enrichis en clinopyroxènes [Mustard et al., 2005]. Ces variations pourraient traduire une évolution des processus magmatiques martiens, et sont discutées dans les chapitres 3 et 6 de cette thèse.

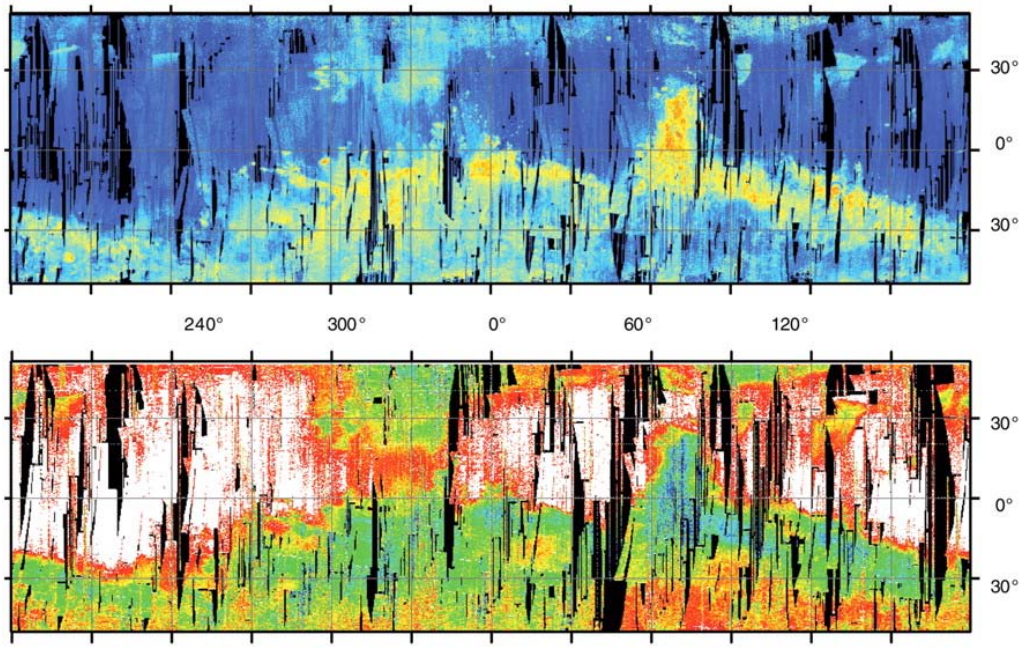


Figure 1.7 : Cartes globales de pyroxènes (en haut) et oxydes ferriques (en bas) d'après les données OMEGA [Bibring et al., 2006].

La composition chimique de la surface martienne a également été analysée grâce aux données du GRS (Gamma Ray Spectrometer) à bord de Mars Odyssey. La répartition de 8 éléments (K, Th, Si, Fe, Ca, Al, Cl et H) a été cartographiée à une résolution de 450 km/pixel à la surface de Mars. La répartition de ces éléments est hétérogène, les terrains anciens étant en moyenne plus riches en K et Th et plus pauvres en Fe et Cl que les terrains récents [Hahn et al., 2006]. Les régions soumises à une forte altération aqueuse montrent une forte variabilité dans leurs concentrations de Cl et H. Les surfaces de type 2 (ST2) décrites précédemment sont corrélées à de fortes concentrations de Th et K [Karunatillake et al., 2007]. Les régions volcaniques récentes montrent également un appauvrissement en SiO_2 [Baratoux et al., 2011]. Le GRS n'ayant une profondeur de pénétration que d'une dizaine de cm, cette hétérogénéité de surface traduit donc une hétérogénéité de sols. Newsom et al. (2007) suggèrent que cette non–homogénéisation implique que ce régolithe a été formé récemment.

1.2.1.2 Détections ponctuelles de minéraux hydratés

L'idée de l'existence de processus d'altération aqueuse est renforcée à partir de 2004 par les détections multiples de minéraux hydratés variés, localisées sur des surfaces limitées, par le spectro-imageur OMEGA. OMEGA met en évidence la présence de sulfates à la surface de Mars, en particulier dans la région de Valles Marineris qui constitue un énorme réservoir [Gendrin et al., 2005 ; Bibring et al., 2005]. OMEGA montre aussi que les phyllosilicates sont fréquents dans les terrains anciens, alors que les terrains récents sont riches en oxydes de fer anhydres [Bibring et al., 2006]. Il est proposé une chronologie martienne liée à une activité hydrologique décroissante [Bibring et al., 2006] (cf. section 1.3).

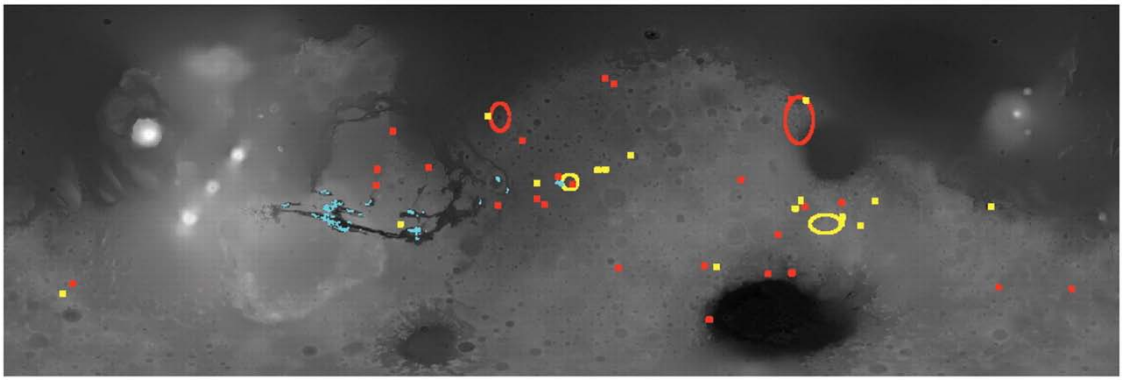


Figure 1.8 : Détections de minéraux hydratés par OMEGA, reportées sur un fond topographique MOLA. Les phyllosilicates sont représentés en rouge, les sulfates en bleu, et les autres minéraux hydratés en jaune [Bibring et al., 2006].

Les détections récentes de carbonates [Ehlmann et al., 2008], de silice hydratée [Milliken et al., 2008 ; Mustard et al., 2008] et de serpentine [Ehlmann et al., 2010] par CRISM ajoutent encore de la diversité à la composition de la croûte martienne. Bien que très étudiées pour leur contexte de formation impliquant la présence d'eau, donc potentiellement propice à la vie, ces détections restent très localisées à la surface de Mars. La majorité des roches martiennes semblent avoir une composition majoritairement mafique. La présence en grande quantité de basaltes à olivine à la surface de Mars pourrait également montrer que certaines portions de la

surface martienne n'ont pas été soumises à une altération aqueuse importante [Koeppen and Hamilton, 2008].

La nature des minéraux formés à une époque donnée peut refléter les conditions de surface passées. Les phyllosilicates, particulièrement abondants dans les terrains Noachien, ne se forment qu'en présence d'eau, en général à pH alcalin. La présence de carbonates atteste aussi de la présence d'eaux alcalines puisque ceux-ci sont rapidement dissous à pH faible. Les smectites ferro-magnésiennes, qui représentent la classe de phyllosilicates la plus abondante à la surface de Mars, indiquent un rapport eau/roche faible au cours de leur formation [Milliken and Bish, 2010 ; Elhmann et al., 2011]. L'abondance de ces argiles en surface ne reflète donc pas nécessairement la présence d'une grande quantité d'eau, mais plutôt l'existence de nombreux microenvironnements où l'eau a été présente. Cependant, la présence d'argiles alumineuses témoigne d'un système hydrologique possiblement plus développé par endroit, ou par période, celles-ci se forment en général avec un rapport eau/roche fort [Milliken and Bish, 2010 ; Elhmann et al., 2011]. Enfin, la présence de phyllosilicates métamorphiques telles que des chlorites, pourrait témoigner de la présence de circulation de fluides à haute température, possiblement en subsurface. La présence de serpentines corrobore cette dernière hypothèse, et renforce l'idée de l'existence de processus hydrothermaux sur Mars.

La présence de sulfates, associés principalement à des terrains datés de l'Hespérien, traduit une autre chimie de surface. Ces sulfates, qui peuvent être formés par cristallisation évaporitique ou altération de dépôts pré-existants, témoignent de conditions de formation en milieu acide. Les sulfates détectés sur Mars sont souvent magnésiens ou ferreux. La kiésérite, sulfate monohydraté magnésien, détectée en abondance dans la région de Valles Marineris [Gendrin et al., 2005] est un minéral rare sur Terre, qui ne se forme qu'à des températures modérées, et à faible humidité (<5 à 10%) [Vaniman et al., 2004]. Ces détections témoignent donc de la circulation de fluides acides durant l'Hespérien.

L'ensemble de ces détections apporte ainsi des éléments de réponse clés quant à l'histoire climatique de la planète (cf. section 1.3).

1.2.2 Résultats des détections in situ

Les 2 atterrisseurs Viking réalisent les premières analyses élémentaires in situ et montrent que le sol martien est formé par un régolithe dérivé de roches mafiques ou ultramafiques [Clark et al., 1982], riche en sulfures (plus de 2 fois la moyenne terrestre). Vingt ans plus tard, la mission Pathfinder permet à nouveau une étude des propriétés physiques, chimiques et magnétiques de la surface. Sojourner, le robot mobile de Pathfinder, dispose entre autre d'un spectromètre APXS (Alpha proton X-ray spectrometer) et effectue des mesures de composition chimique des sols mais aussi des roches. Le sol montre une forte concentration en oxydes de fer nanophasés, parfois cristallins, et en minéraux ferreux, ce qui confirme les observations télescopiques [Bell et al., 2000]. Les roches étudiées au cours de la mission Pathfinder montrent une composition proche d'un basalte andésitique ou d'une andésite, bien que celle-ci varie beaucoup en fonction de la quantité de poussière recouvrant les affleurements [Rieder et al., 1997 ; Bell et al., 2000]. Les affleurements moins poussiéreux montrent en effet une composition moins riche en silice. Il apparaît alors l'idée que les roches du site d'atterrissage ne sont peut-être pas des andésites, mais des basaltes altérés, tout comme les surfaces TES de type 2 (ST2) [Wyatt and McSween, 2002].

Notre vision de la surface de Mars connait une grande avancée avec la mission MER en 2004, qui posent deux robots mobiles à la surface de Mars : Opportunity et Spirit. Equipés d'un spectromètre APXS, d'un spectromètre Mössbauer (MIMOS II), d'un spectromètre d'émission thermique (mini-TES) et d'un outil d'abrasion des roches (RAT) qui permet d'enlever la poussière en surface d'un affleurement rocheux, ils ont analysé la composition des roches autour de leurs sites d'atterrissage pendant plus de 5 ans.

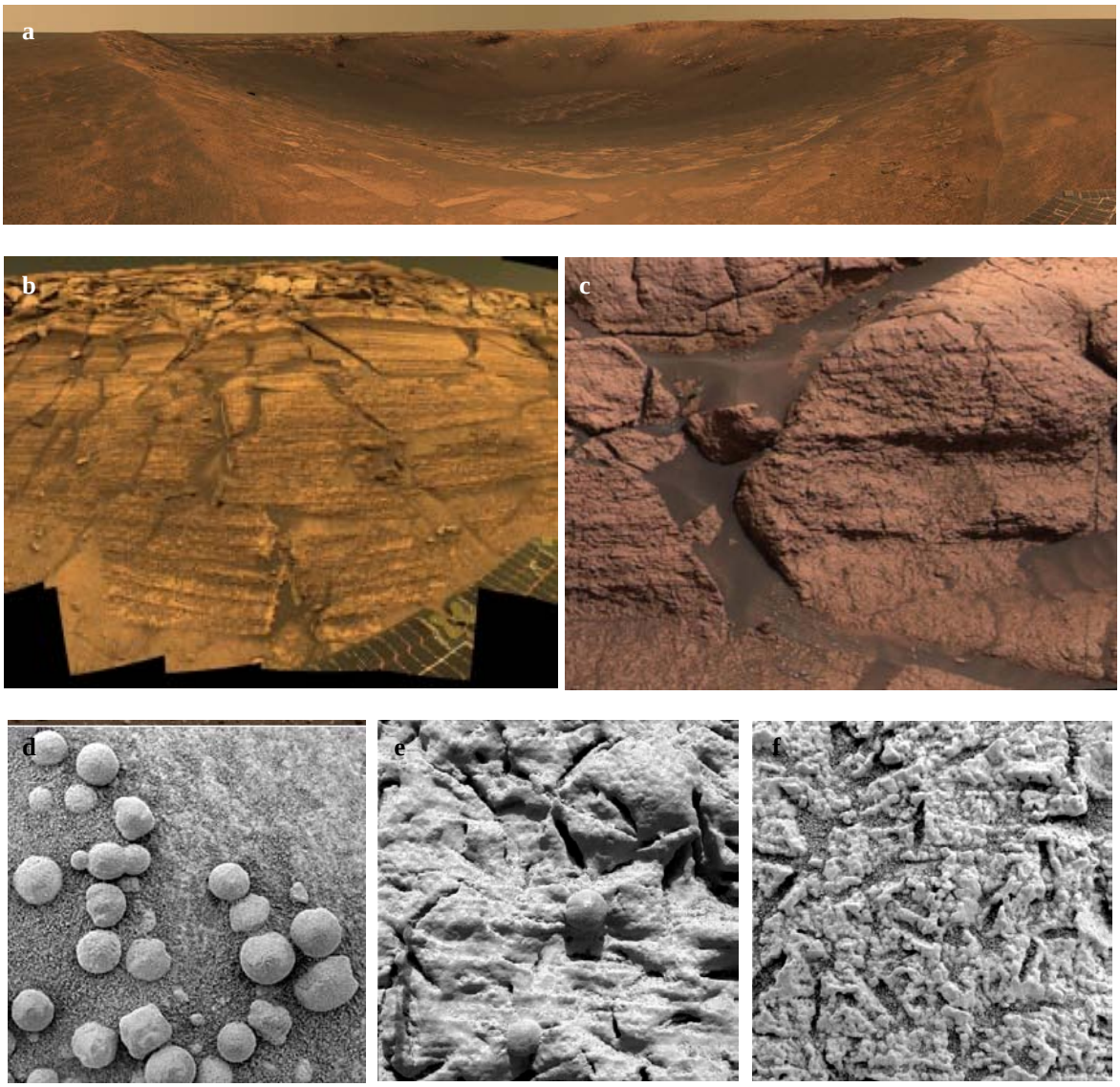


Figure 1.9 : Mosaïque d'images obtenues par la caméra panoramique d'Opportunity (a,b,c) et sa caméra microscopique (d,e,f) (Crédits :MER team).

a – Vue d'ensemble du lieu d'atterrissage, b- le célèbre affleurement 'Burns' montre des laminations entrecroisées témoignant d'un dépôt sous une faible tranche d'eau, c- L'affleurement 'El Capitan', riche en sulfates et hématite a été analysé en détails par Opportunity, d- Zoom microscopique sur les myrtilles riches en hématite, e et f : zoom sur l'affleurement riche en sulfates, la roche montre des cavités qui rappellent la forme des cristaux de gypse, et qui sont interprétées comme des 'empreintes' persistantes après sa dissolution.

Opportunity a atterri dans Meridiani Planum, où les sondes en orbite ont décelé la présence d'hématite [Christensen et al., 2000b]. Les premières images montrent des sphérules millimétriques recouvrant le sol, nommées myrtilles [Squyres et al., 2004a]. Elles sont rapidement interprétées comme étant des concrétions d'origine sédimentaire en présence d'eau acide. Ces myrtilles semblent se détacher d'affleurement rocheux riches en sulfures qui contiennent des sulfates magnésiens et calciques [Christensen et al., 2004a] mais aussi ferreux, comme de la jarosite [Klingelhöfer et al., 2004].

Les variations chimiques avec la profondeur, notamment la concentration en soufre, magnésium et chlore des roches le long des flancs du cratère Endurance, montrent que l'on passe progressivement de roches siliceuses en profondeur, à des roches sédimentaires riches en sulfates en surface [Squyres et al., 2006a]. Les données du spectromètre Mössbauer montrent que les roches siliceuses se placent sur la courbe de mélange d'un basalte frais avec des sulfates, indiquant que ces roches sont probablement issues de l'altération d'un précurseur basaltique en milieu acide [Squyres et al., 2006a].

Certaines roches stratifiées, montrent par endroit des laminations entrecroisées (par exemple au sein de l'affleurement 'Burns, Figure 1.9a); elles rappellent les dépôts observés sur Terre en milieu côtier [Grotzinger et al., 2005]. Les informations chimiques et minéralogiques, ajoutées aux observations morphologiques et stratigraphiques, témoignent de la présence d'eau liquide et de l'existence de processus d'altération aqueuse en milieu acide dans la région de Meridiani Planum [Klingelhöfer et al., 2004 ; Squyres et al., 2006a].

Le second rover, Spirit, a atterri dans le cratère Gusev, dont tout laissait penser qu'il était un ancien lac : la topographie MOLA et les images MOC, montrent qu'un gigantesque chenal s'y déversait [Squyres et al., 2004b]. Cependant les premiers résultats de Spirit montrent des signatures de basaltes riches en olivine [Christensen et al., 2004b]. Le spectromètre Mössbauer révèle la présence d'olivine, de pyroxène, mais aussi de magnétite et d'oxydes de fer [Morris et al., 2004]. Il semble donc que les sédiments lacustres recherchés, s'ils ont existé, aient été recouverts par ce matériel volcanique [Squyres et al., 2004b].

Les roches de Gusev semblent cependant plus 'tendres' qu'un basalte classique, ce qui pourrait être lié à une altération physique ou chimique. L'analyse poussée des basaltes de Gusev montrent qu'ils sont anormalement riches en soufre, chlore et brome par rapport aux météorites martiennes, il y a donc bien eu altération par des processus aqueux de faible ampleur [Haskin et al., 2005 ; Morris et al., 2006].

Alors qu'il se déplace vers les collines Columbia, situées à 4 km de son site d'atterrissage, Spirit met en évidence une minéralogie plus variée. Les traces de son sillon mettent à l'affleurement des roches riches en soufre et magnésium, interprétées comme des sulfates de magnésium [Squyres et al., 2006b]. Les affleurements rocheux de Columbia renferment de la goethite qui témoigne de processus d'altération aqueuse poussée [Squyres et al., 2006b]. La comparaison avec des expériences d'altération sur des échantillons terrestres laisse penser que cette altération a eu lieu en milieu acide, au début de l'histoire de la planète [Hurowitz et al., 2006].

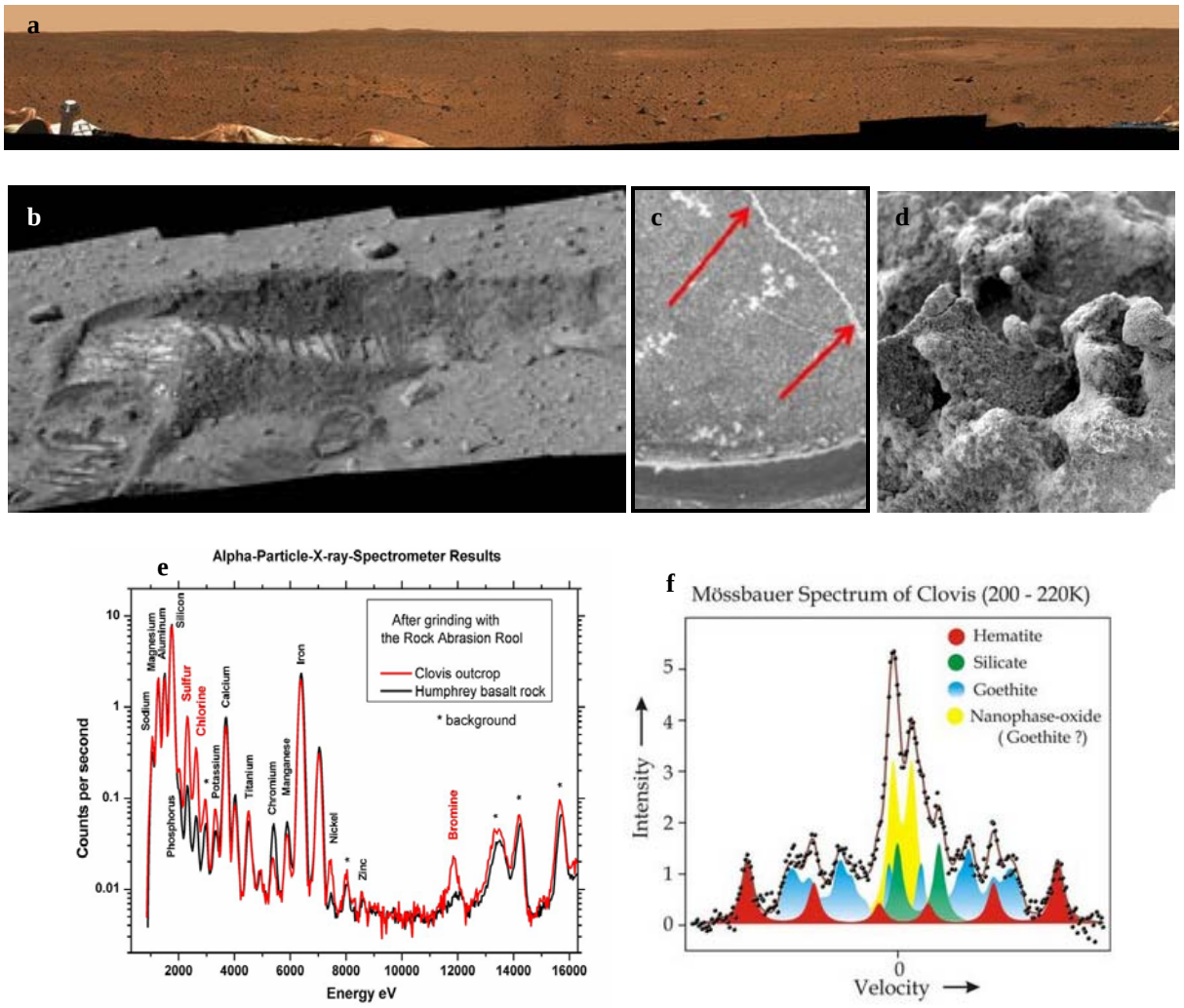


Figure 1.10 : Mosaïque d'images et de graphes obtenus par la caméra panoramique (a, b), la caméra microscopique (c,d) et les spectromètres (e,f) de Spirit (Crédits : MER team).

a- Vue d'ensemble du lieu d'atterrissage, b- Tranchée creusée par Spirit, des roches tendres, blanches et riches en sulfates de magnésium apparaissent: de possibles évaporites, c- Fissure dans la roche Mazatzal (cratère Bonneville), dans laquelle de l'eau a probablement coulé, d- La roche 'pot of gold' , à cavités et renfermant de l'hématite, e-Spectre APXS de l'affleurement Clovis, dans les Columbia Hills, montrant un enrichissement en S, Cl et Br par rapport au site d'atterrissage, f-Spectre Mössbauer de l'affleurement Clovis, montrant la présence d'hématite, de silicates, et de goethite.

Les dernières analyses in situ réalisées à la surface de Mars sont celles de l'atterrisseur Phoenix, qui s'est posé dans la région péripolaire Nord et a analysé la composition des glaces. Il est intéressant de noter que Phoenix a mis en évidence la présence de perchlorates et de carbonate de calcium en petite quantité dans le sol martien à hautes latitudes [Hecht et al., 2009 ; Boynton et al., 2009].

L'ensemble des analyses in situ réalisées par les différents atterrisseurs et robots martiens révèle une composition des roches de surface principalement basaltiques. Une partie de ces roches, notamment dans les terrains anciens, semble avoir subi des processus d'altération

complexes en milieu aqueux. Les analyses *in situ* ont aussi permis de reconnaître sans ambiguïté qu'il existe des roches sédimentaires à la surface de Mars [McSween, 2007].

1.2.3 Analyse des météorites martiennes

1.2.3.1 Minéralogie et pétrologie des météorites martiennes

Il y a actuellement près d'une centaine de météorites qui proviendraient de Mars. Le rapprochement de ces météorites avec Mars a d'abord été basé sur la composition des gaz piégés dans les poches de fusion de la météorite EETA79001, très similaire à l'atmosphère martienne mesurée par Viking [Bogard and Johnson, 1983 ; Bogard et al., 1984 ; Bogard and Garrison, 1999]. A cela s'ajoute l'argument des âges de cristallisation de ces météorites, qui s'étalent de 4.09 milliards d'années à quelques millions d'années. Le corps parent de ces météorites doit donc avoir été actif encore récemment. Il a également une composition en isotope de l'oxygène proche de celle de la Terre [Clayton and. Mayeda, 1983]. L'ensemble de ces arguments a donc permis de démontrer l'origine martienne de ces nombreuses météorites. Les météorites martiennes ont été historiquement classées en 3 grandes familles : Shergottites, Nahklites, et Chassignites. Elles sont ainsi nommées SNC. A ces 3 familles historiques s'ajoute une météorite non classée, nommée ALH84001.

- Les shergottites ont des compositions équivalentes aux basaltes terrestres. Elles tiennent leur nom de la météorite 'Shergotty', et représentent la classe de météorites martiennes la plus nombreuse, et celle qui contient le plus de phases choquées. On distingue les shergottites basaltiques, qui sont des cumulats d'olivine et de pyroxènes, des shergottites lherzolitiques, qui ont une texture de roches volcaniques effusives et contiennent majoritaires des clinopyroxènes et du plagioclase. Il existe à l'heure actuelle un débat sur l'âge de ces météorites, estimé à 170 à 450 Ma par les chronomètres isotopiques Ar-Ar, Rb-Sr et Sm-Nd [Nyquist et al., 2001] et ré estimé à 4.1 à 4.3 Ga par les chronomètres U-Pb et Sm-Nd [Bouvier et al., 2005, 2009].

- Les nahklites sont des clinopyroxénites à structure généralement grenue. Il s'agit donc de roches qui se seraient formées par un refroidissement lent, possiblement en subsurface. Elles sont nommées d'après la météorite Nahkla. Leurs âges de cristallisation sont estimés à environ 1.3 Ga par les différents chronomètres [Nyquist et al., 2001 ; Bouvier et al., 2005]. Leurs caractères pétrologiques voisins et âges d'exposition similaires suggèrent qu'elles proviennent toutes d'une même coulée à la surface de Mars.

- Les chassignites sont des dunites. Ce sont des cumulats contenant plus de 90% d'olivine. Elles tiennent leur nom de la météorite 'Chassigny'; il n'y a pour l'instant que 2 météorites répertoriées dans cette famille. Ces deux dunites auraient environ 1.3 Gy [Nyquist et al., 2001 ; Bouvier et al., 2005].

- ALH84001 est une orthopyroxénite à structure grenue. Elle a la particularité de renfermer des carbonates qui ont été interprétés par le passé comme de possible fossiles martiens [McKay et al., 1996]. La question de l'existence possible de preuve de vie extraterrestre dans cette météorite est toujours d'actualité puisque récemment, la présence de nodules de magnétite y a été interprétée comme le reste d'une activité biologique passée [Thomas-Keprta et al., 2001]. Bien que d'abord estimée à 4.5 Gy [Jagoutz et al., 1994], ALH84001 vient d'être récemment datée plus précisément à 4.09 Gy [Bouvier et al., 2009 ; Lapen et al., 2010].

Les météorites martiennes sont dans leur quasi-totalité des roches ignées, à texture grenue, il existe peu de faciès laviques [McSween, 1994]. Elles ne présentent pas non plus un aspect bréchique, fréquent dans les météorites lunaires. Elles correspondent donc à des roches refroidies lentement, dans une chambre magmatique ou dans une coulée épaisse et différenciée. Elles présentent quelques rares phases d'altération comme des smectites, sulfates et carbonates [Bridges et al., 2001].

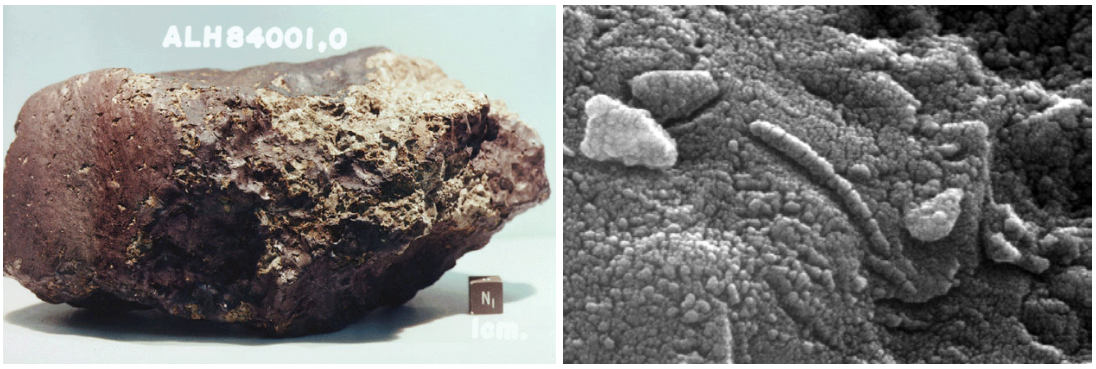


Figure 1.11 : Aspect de la météorite ALH84001 dans son ensemble (à gauche) et vue au microscope électronique (à droite). Les structures tubulaires nanométriques observées furent d'abord interprétées comme de possibles bactéries par McKay et al., [1996].

L'âge des shergottites est très débattu. Selon la plupart des auteurs, ces météorites seraient considérablement jeunes, alors que la surface de Mars est très ancienne, et ne présente que très peu de terrains datés de l'Amazonien [Hartmann and Neukum, 2001] ; c'est le paradoxe de l'âge des météorites martiennes [Frey, 2006 ; Fritz et al., 2007]. Bien que ces météorites proviennent probablement d'un nombre d'impacts réduits (3 à 7) comme en témoignent leurs âges d'exposition, il est statistiquement difficile d'obtenir des météorites si jeunes à partir de la surface martienne. Un élément de réponse a été apporté par les travaux de Bouvier et al. [2005, 2009]. Les datations U-Pb des shergottites montrent que certaines météorites martiennes pourraient être bien plus vieilles que précédemment annoncé. Bouvier et al. [2009] proposent que les âges de 170 à 450 Ma ne représentent pas l'âge de cristallisation des shergottites, et suggèrent que certains chronomètres isotopiques auraient été réinitialisés à la suite d'impacts et de circulations de fluides à la surface de Mars. Nous verrons dans le chapitre 3 de la présente thèse que nos observations de la surface martienne pourraient être en accord avec un âge plus ancien des shergottites.

La composition des météorites martiennes, majoritairement basaltique (Figure 1.6) est en accord avec les détections orbitales et observations *in situ* (cf. section 1.2.1 et 1.2.3). Il est surprenant de ne pas trouver de roches sédimentaires au sein des météorites martiennes, mais il est possible que leur nature les rend plus fragiles face à l'impact et à la traversée de l'espace.

1.2.3.2 Apport aux modèles géochimiques martiens

Les compositions variées des météorites martiennes suggèrent que Mars est une planète différenciée. Bien qu'il n'existe aucune donnée sismique martienne, les mesures de gravité et d'altimétrie [Zuber et al., 2000], le moment d'inertie de la planète [Folkner et al., 1997], et l'existence d'un champ magnétique rémanent [Acuna et al.,1999] accréditent cette hypothèse. Mars, tout comme la Terre et la Lune, aurait été partiellement fondue au début de l'histoire de sa formation [Elkins-Tanton et al., 2005]. La cristallisation de différents minéraux de

différentes densités au sein de cet océan magmatique aurait alors engendré la différentiation initiale. Les météorites martiennes pourraient être des témoins partiels de cette différentiation et apporter des contraintes supplémentaires sur l'existence d'un océan magmatique, son étendue et sa durée [Blichert-Toft et al., 1999]. Les compositions isotopiques des météorites montrent que la différentiation a eu lieu très tôt après la formation de la planète [Harper, 1995; Lee and Halliday, 1997; Foley et al., 2005 ; Debaille et al., 2008]. Les compositions chimiques des météorites renseignent aussi sur la composition globale de Mars qui semble plus riche en fer et éléments sidérophiles que la Terre [McSween, 2007].

1.3 Les grandes problématiques martiennes

1.3.1 L'eau dans l'histoire géologique de Mars

L'eau intervient dans de nombreux processus géologique, en tant qu'agent d'altération, d'érosion, de transport, ou encore de sédimentation. Mais la présence d'eau, en particulier à l'état liquide, représente aussi le principal critère d'habitabilité d'une planète. Ainsi la recherche d'eau à la surface d'autres planètes a de fortes implications géologiques et biologiques.

L'eau est présente à la surface de Mars sous forme de glace. Les calottes polaires, observées dès les premières images Mariner en témoignent [Farmer et al., 1976]. L'étude de leur composition par le spectro-imageur OMEGA a montré qu'elles renfermaient bien de la glace d'eau de manière permanente, et que la calotte polaire sud était également recouverte de glace de dioxyde de carbone en hiver [Bibring et al., 2004].

Cependant, l'eau n'est pas stable sous ses différents états dans les conditions actuelles de surface (T=-63°C, P=6hPa) (Figure 1.12). Il peut exister de l'eau à l'état gazeux dans l'atmosphère martienne, mais la température et la pression de surface ne sont pas assez importantes pour permettre la présence d'eau à l'état liquide.

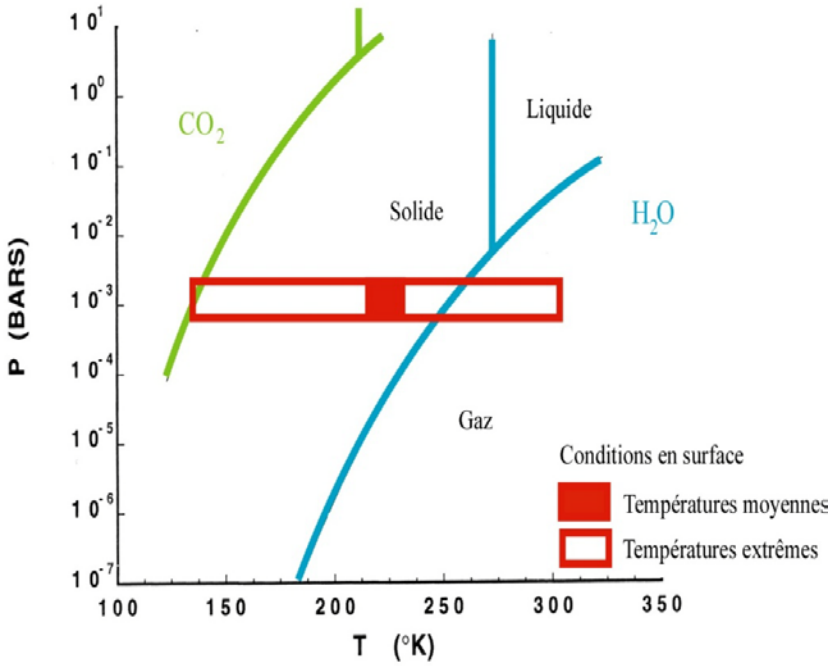


Figure 1.12 : Diagramme de phase de l'eau et du dioxyde de carbone, sur lequel figurent les conditions (P,T) de surface sur Mars (en rouge). Même dans les conditions extrêmes, l'H_2O n'est stable que sous forme solide ou gazeuse, le CO_2 est stable sous forme gazeuse majoritairement, et à la limite de stabilité sous forme solide [Quantin, 2005].

Les données du GRS de Mars Odyssey montrent qu'il existe également une couche riche en hydrogène dans le sous-sol martien, à hautes et moyennes latitudes [Boynton et al., 2002 ; Feldman et al. 2004]. La différence d'absorption des neutrons lents et des neutrons rapides, mesurée par le GRS de Mars Odyssey, est en effet liée à la présence d'hydrogène. Cet hydrogène serait le reflet de l'existence d'un permafrost en surface ou subsurface, et/ou de la présence de minéraux hydratés [Feldman et al. 2004].

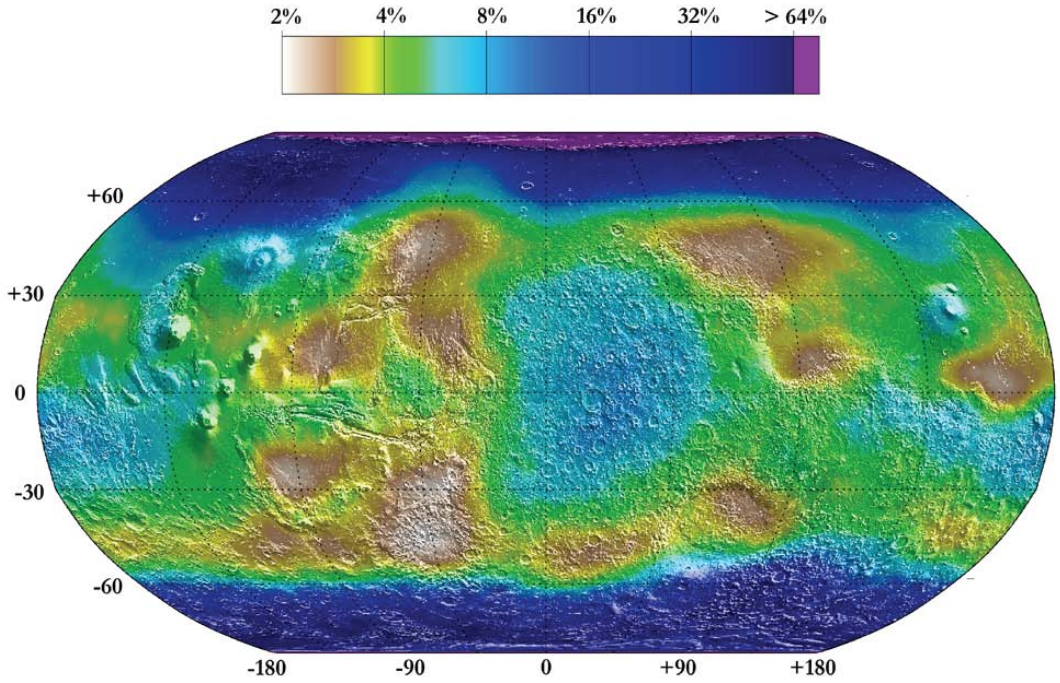


Figure 1.13 : Carte de la teneur en hydrogène des sols martiens, dérivée du spectromètre à neutrons (GRS) embarqué à bord de la sonde Mars Odyssey. Cet hydrogène est interprété comme étant lié à la présence d'eau, majoritairement sous forme de glace [Feldman et al., 2004].

Il existe pourtant de nombreuses preuves morphologiques d'activité passée de l'eau liquide à la surface de Mars [Carr, 1995,1996, 2007 ; Baker 2001]. De nombreuses vallées, dites 'fluviatiles', ont été repérées dans les terrains Noachien, en particulier dans l'hémisphère Sud [Carr, 1995, Quantin, 2005]. La plupart de ces vallées présentent un grand nombre de ramifications qui suggèrent que l'écoulement qui les a engendrées a perduré dans le temps [Carr, 1995 ; Mangold et al., 2008]. Les terrains Hespérien montrent également des morphologies d'écoulement interprétés comme des 'chenaux de débâcles'. Ces sillons profonds et non ramifiés rappellent des écoulements d'eau liquide brefs mais intenses [Baker, 1982]. Ils pourraient être le résultat d'une remontée locale d'eaux phréatiques ou la fusion de glace d'eau liée à une activité volcanique. Bien qu'impliquant des écoulements catastrophiques, ces chenaux ont une activité limitée dans le temps et l'espace.
L'ensemble de ces observations implique que de l'eau liquide était présente en surface par le passé, et stable sur de longues périodes au moins au Noachien. Or l'eau liquide est rapidement gelée ou sublimée à la surface de Mars dans les conditions de surface actuelles. Il a alors été suggéré que la planète ait pu connaitre des conditions climatiques différentes par le passé (cf. section 1.3.2).

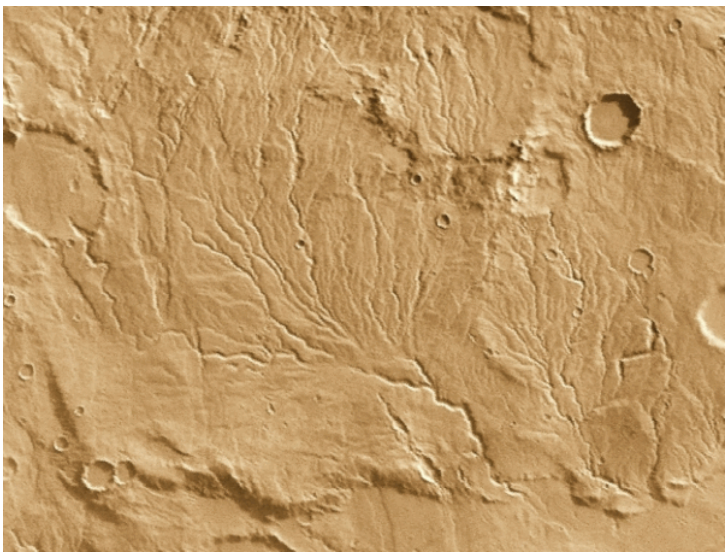


Figure 1.14 : Les réseaux de vallées martiens sont anciens, comme en témoignent la présence de cratères sur cette observation de Warrego Vallis par l'orbiteur Viking [Carr, 1996].

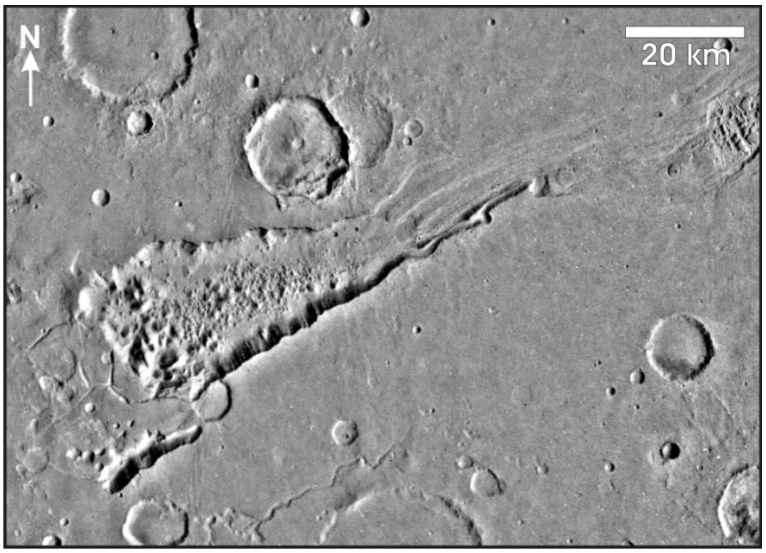


Figure 1.15 : Chenal de débâcle martien. Les chenaux ne présentent pas de ramifications mais montrent des sillons profonds interprétés comme des écoulements catastrophiques ponctuels, liés à une éruption volcanique par exemple.

Cette idée est renforcée par les récentes et multiples détections de minéraux hydratés, souvent associés à des roches sédimentaires. Les détections de phyllosilicates et sulfates sont abondantes dans les terrains anciens [Bibring et al., 2006 ; Mustard et al., 2008]. Bien que la possibilité d'une altération sous une couche de glace ait été avancée, les résultats de la mission MER (2004), confirment sans équivoque la présence d'eau liquide à la surface de Mars par le passé. Les dépôts stratifiés de Meridiani Planum, datés de l'Hespérien (cf. section 1.2.3), sont riches en sulfates. Ces évaporites se seraient formées sous une faible tranche d'eau [Squyres et al., 2006a]. La présence d'hématite dans ces dépôts confirme un dépôt en présence d'eau liquide. Elles montrent également des laminations entrecroisées qui rappellent les dépôts sédimentaires côtiers dans les environnements terrestres [Grotzinger et al., 2005] (Figure 1.9). De même, les roches de Gusev crater montrent des traces d'une altération en

milieu aqueux. En particulier, la présence de dépôts clairs le long de fractures dans certaines roches de Gusev est un argument catégorique en faveur d'une circulation de fluide (Figure 1.10).

Il existe donc de multiples preuves de la présence d'eau liquide à la surface de Mars par le passé. L'eau liquide fournissant un environnement propice au développement de la Vie (section 1.3.3), il est important de comprendre comment elle a pu être présente en surface (section 1.3.2) et surtout quand, en quelle quantité, et pendant combien de temps.

1.3.2 L'énigme du climat martien et de son évolution

Les observations précédentes suggèrent une évolution climatique et minéralogique de la planète au cours du temps. La Figure 1.16 rassemble la liste des observations principales associées aux trois grandes ères. Alors que le Noachien est caractérisé par la formation de réseaux de vallées et le dépôt de phyllosilicates (Figure 1.16), les vallées disparaissent progressivement dans les terrains Hespérien, faisant place à des chenaux de débâcle, qui rappellent des écoulements d'eau liquide brefs mais intenses [Baker, 1982] (Figure 1.15, 1.16). La minéralogie des dépôts sédimentaires datés de l'Hespérien change également, les sulfates devenant prédominants (Figure 1.16). Rapidement les preuves de la présence d'eau liquide et les dépôts hydratés disparaissent de la surface de Mars, suggérant que les 3.5 derniers milliards d'années de la planète, définissant l'Amazonien, furent secs.

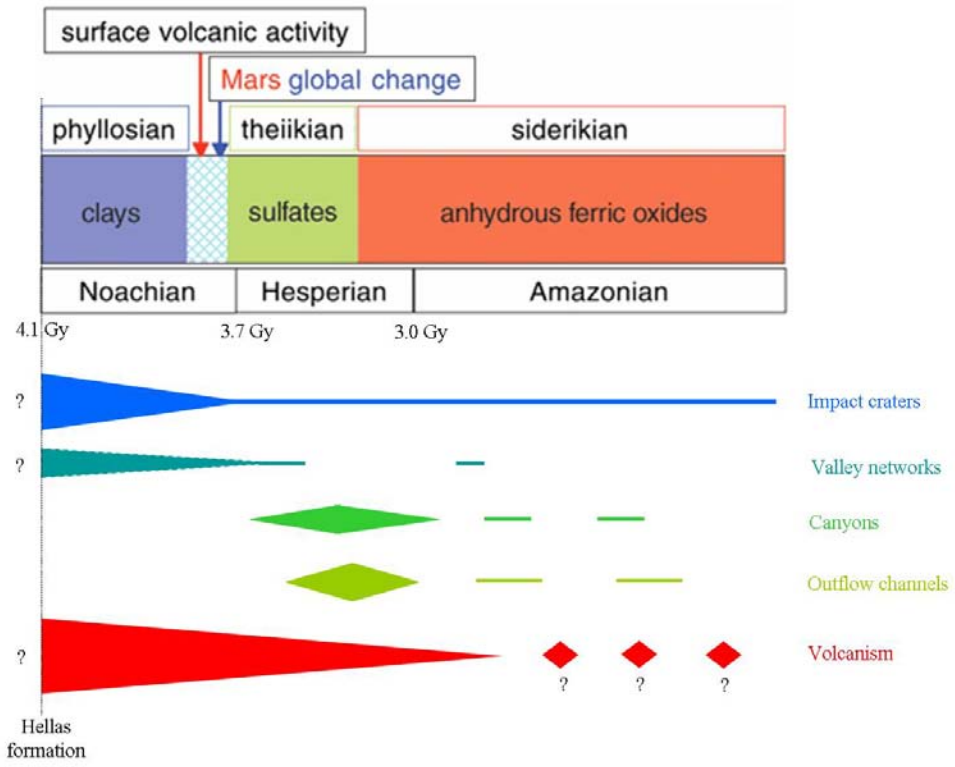


Figure 1.16 : Schéma illustrant l'évolution des morphologies observées et des conditions d'altération à la surface de Mars au cours du temps, modifié d'après Bibring et al., [2006] et [Carr and Head, 2010].

Il apparait alors l'idée que le Noachien ait été une période plus humide, où l'eau liquide était stable et potentiellement abondante en surface [Carr and Head, 2010]. La fin du Noachien, qui coïncide avec la formation du dôme de Tharsis, aurait marqué un changement climatique global au cours duquel l'eau disparaît progressivement de la surface. L'eau n'étant plus stable à l'état liquide, elle est présente de façon temporaire et localisée au cours de l'Hespérien, parfois en lien avec l'activité volcanique. Cette dernière aurait enrichi l'atmosphère en soufre favorisant la précipitation de sulfates. La transition vers la fin du Noachien traduirait également un changement global dans les conditions d'altération de la surface, qui passe d'un environnement alcalin, à un environnement acide (Figure 1.16) [Bibring et al., 2006]. Une forte activité magmatique aurait perdurée au cours de l'Hespérien, pour s'épuiser progressivement au cours de l'Amazonien, puisque seules les provinces d'Olympus Mons et d'Elysium montrent des traces d'activité récente [Hartmann et al., 1999].

Les preuves précédentes, d'une érosion lente et prononcée par écoulement d'eau liquide sont surprenantes, pour une planète aussi éloignée du Soleil. L'eau liquide n'étant pas stable à la surface de Mars dans les conditions actuelles, le Noachien a probablement été une période également plus chaude. Parmi les hypothèses proposées pour expliquer comment le climat de la planète a pu être plus modéré par le passé, l'existence d'un effet de serre est la plus favorisée. Compte tenu de la composition actuelle de l'atmosphère martienne, formée à 95% de CO_2, ce CO_2 a probablement été le gaz à effet de serre primitif. Cette atmosphère aurait à priori disparue vers la fin de Noachien, par réaction chimique avec la surface et/ou échappement gravitaire. Aucun modèle climatique n'arrive à prédire l'existence d'une telle atmosphère primitive, à moins que les réservoirs de CO_2 actuels soient sous-estimés et que les vestiges de cette atmosphère soient piégés dans le sous-sol sous forme de carbonates. Néanmoins avant [Elhmann et al., 2008] aucun carbonate n'avait été détecté à la surface de Mars, et les carbonates observés à l'heure actuelle sont des dépôts localisés dans la région de Nili Fossae, et liés à la présence d'olivine et de serpentine. C'est le paradoxe du climat martien.

Certaines études récentes remettent en cause la nécessité d'un climat chaud pour expliquer les observations morphologiques et minéralogiques au Noachien. Il est évident qu'il y a eu une importante transition à la fin du Noachien, comme le montre la décroissance des formations de réseaux de vallées, de l'altération et de l'érosion par l'eau. Ce changement majeur est principalement lié à la disparation progressive de l'eau puisque le volcanisme semble continuer à un taux important au cours de l'Hespérien. La présence d'eau liquide en subsurface, atteignant parfois la surface, pourrait avoir suffit à former les dépôts observés [Ehlmann et al., 2011]. La question du climat passé de Mars et de son implication sur les environnements de surface est l'une des plus grandes problématiques passées et actuelles, ses conséquences sur la possibilité de vie sur Mars étant essentielles.

1.3.3 La Vie à la surface de Mars

Il y a 3.8 Ga, la Vie était déjà apparue sur Terre. Les roches d'Isua (Groenland) renferment les traces d'une probable activité biologique [Mojzsis et al., 1996]. La présence d'eau liquide sur Mars à cette même période soulève la question de la Vie sur Mars. Si les conditions de surface étaient quelques peu similaires à celles sur Terre, et que la Vie est apparue grâce à des processus physico-chimiques fondamentaux et reproductibles, alors elle aurait pu également émerger sur Mars. Cependant toute activité biologique telle qu'on la connait sur Terre semble difficile sur Mars de nos jours. La ténuité de l'atmosphère martienne ainsi que les conditions

oxydantes et extrêmes rendent la Vie en surface très improbable. Il est possible que si la Vie a émergée sur la planète rouge, elle n'ait pas eu le temps de se développer, de s'adapter et ainsi survivre au changement climatique qui a mené aux conditions actuelles de surface. Elle devrait cependant avoir laissé des traces, qui devraient être potentiellement préservées, la surface de Mars n'étant pas renouvelée par la tectonique des plaques. La prochaine mission Martienne, Mars Science Laboratory (MSL), qui sera lancée fin 2011 aura pour but principal d'étudier cette possibilité.

1.4 Le cas particulier de la région de Valles Marineris

Le grand canyon de Valles Marineris s'étend sur près de 3500 km de long et 300 km de large près de l'équateur martien. Sa profondeur de 7 km en moyenne en fait la cicatrice la plus profonde à la surface de Mars, et révèle une gigantesque coupe naturelle dans la croûte martienne [Witbeck et al., 1991, Lucchitta et al., 1992]. Situé à l'Est des imposants volcans de Tharsis, ce canyon aurait été formé par extension, en réponse au bombement de la croûte [Scott et Tanaka, 1986, Schultz, 1998]. La formation du rift s'accompagne d'un système de failles orientées Est-Ouest, le long desquelles se sont formés de nombreux fossés d'effondrement et dépressions fermées.

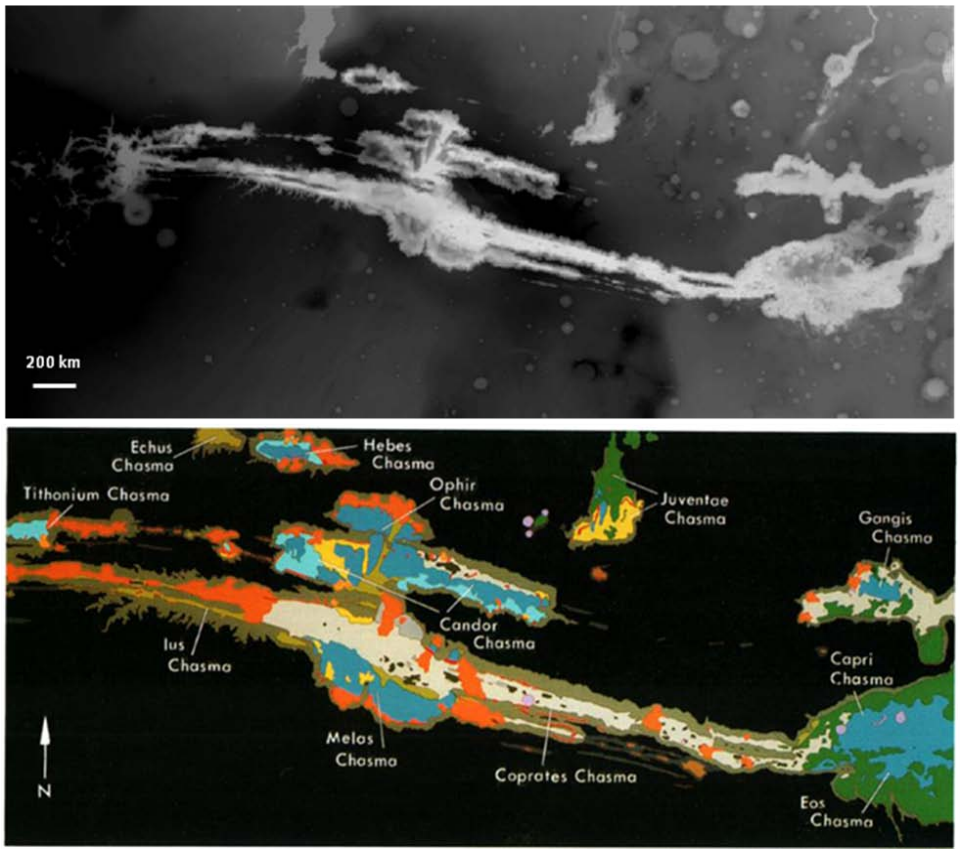


Figure 1.17 : Carte topographique (Données MOLA, en haut), et interprétation géologique ([Lucchitta et al., 1994], en bas) de Valles Marineris, le grand canyon martien. La carte de Lucchitta et al., [1994] (en bas) montre la répartition des dépôts stratifiés intérieurs (ILD) en bleu, des terrains chaotiques en vert, des glissements de terrain en orange, et du matériel des versants en marron.

Le canyon est élargi dans sa partie centrale, formant de nombreuses dépressions interconnectées, appelées 'Chasmata'. Les versants de ces chasmata montrent des morphologies de ravinement ('spur and gullies') qui témoignent de l'importance des mécanismes d'érosion au cours de son ouverture tectonique [Peulvast et al., 2001]. Le matériel de ces versants a souvent été transporté au sein des chasmata, contribuant à leur élargissement, comme l'attestent de nombreux glissements de terrains [Blasius et al., 1977 ; Lucchitta, 1979 ; Quantin ; 2005]. Le sol de ces chasmata est fréquemment recouvert d'épais dépôts stratifiés, appelés 'Interior Layered deposits' (Figure 1 .17, 1.18) [McCauley et al., 1978, Nedell et al., 1987, Lucchitta et al., 1994]. Ces dépôts, épais de plusieurs kilomètres et à sommet plat, ont un fort albédo et semblent être constitués d'un matériau différent des roches formant les versants et le sol des canyons. Parmi les origines proposées pour ces dépôts se trouvent : une sédimentation en milieu lacustre [McCauley et al., 1978], l'altération de restes de matériaux constituant les murs des canyons [Lucchitta et al., 1994], la formation d'édifices volcaniques sous-glaciaires [Chapman and Tanaka, 2001 ; Komatsu et al., 2004], ou l'accumulation de dépôts éoliens ou volcaniques [Komatsu et al., 1993]. Le récent avènement des spectro-imageurs martiens a montré que ces dépôts étaient souvent riches en sulfates (cf. chapitre 5) [Gendrin et al., 2005]. Valles Marineris représente par conséquent le plus grand réservoir de sulfates à la surface de la planète. Ceci implique une origine sédimentaire aux dépôts stratifiés intérieurs, liée à la présence d'eau liquide en surface au moment de leur formation. De nombreux autres minéraux hydratés ont été détectés dans divers contextes au sein du canyon [e.g., Milliken et al., 2008]. Les murs du canyon et son fond montrent de multiples preuves morphologiques de l'écoulement d'eau liquide par le passé [Carr, 1996, 2007].

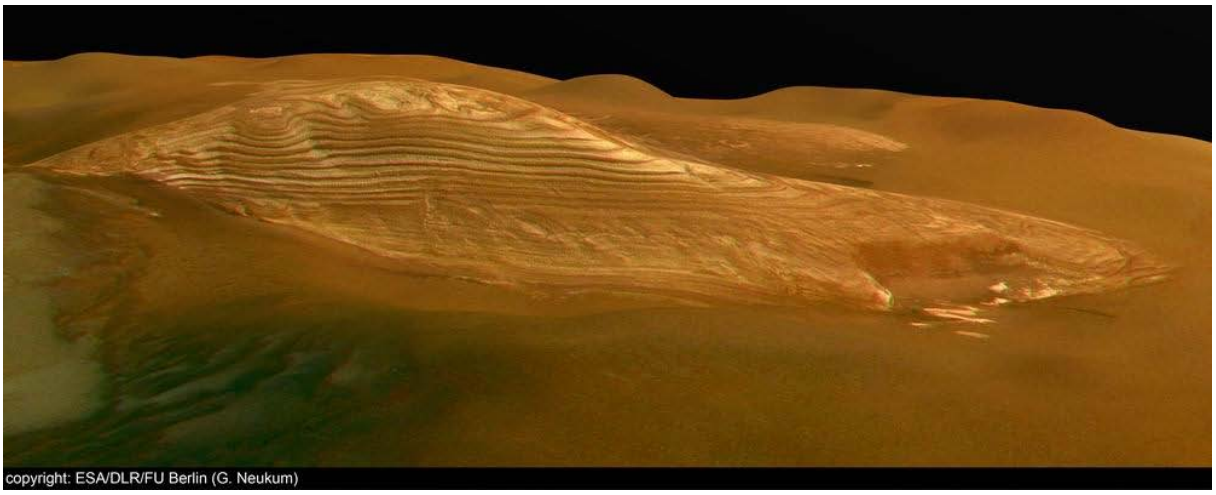


Figure 1.18 : Dépôts stratifiés (ILD) de Juventae Chasma, vus par la caméra HRSC (orbit 0243) (Crédits: HRSC team).

La diversité des roches présentes dans Valles Marineris ainsi que la complexité de sa géologie en font un site d'intérêt prioritaire pour l'étude de la surface martienne. Valles Marineris regorge de preuves de la présence d'eau liquide en grande quantité par le passé, et exhibe un enregistrement géologique complet depuis le début du Noachien jusqu'à l'Amazonien. Cet enregistrement est présent dans les 10 km de roches empilées dans les murs, mais aussi à la surface, l'est de Valles Marineris étant creusé au sein de plateaux

Noachien, alors que l'Ouest du canyon coupe les dépôts Amazonien de la province de Tharsis [Witbeck et al., 1991, Dohm et al., 1999].

L'ensemble de ces arguments a justifié le choix de la région de Valles Marineris dans cette thèse. A travers l'étude de la coupe offerte par les murs du canyon (chapitre 3), des dépôts affleurant sur les bords du canyon et les plateaux environnants (chapitre 4), et des dépôts remplissant les canyons (chapitre 5), nous proposons de reconstituer l'histoire de la formation et de l'évolution de cette région de la surface martienne, à travers les différentes ères. La composition des roches présentes dans ces divers environnements nous renseignera sur les processus géologiques des différentes périodes de l'histoire martienne mais aussi nous apportera de précieux indices sur les conditions environnementales au moment de leur formation, notamment la quantité d'eau liquide présente.

Références:

Acuna, M. H., et al., (1999), Global distribution of crustal magnetism discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, 284, 790– 793.

Adams J. B. et T. B. McCord (1969), Mars : Interpretation of spectral reflectivity of light and dark regions, *J. Geophys. Res*., 74(20):4851–4856.

Baker, V. R. (1982), The channels of Mars, Research supported by NASA, NSF, and Australian- American Educational Foundation Austin, TX, *University of Texas Press*, 1982. 204 p.

Baker, V. R. (2001), Water and the Martian landscape, *Nature*, 412, 228-36.

Bandfield, J. L.; V. E. Hamilton and P. R. Christensen (2000), A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES, *Science*, 287, 1626-30.

Baratoux, D., M. J. Toplis, M. Monneraux and O. Gasnault (2011), Thermal history of Mars inferred from orbital geochemistry of volcanic provinces, *Nature*, 472, doi :10.1038/nature09903.

Bell, J. F. et D. Crisp (1993), Groundbased imaging spectroscopy of Mars in the Near-Infrared: Preliminary results, *Icarus*, 104:2–19, 1993.

Bell, J. F. et al. (2000), Mineralogic and compositional properties of martian soil and dust: Results from Mars Pathfinder, *J. Geophys. Res*., 105(E1):1721–1755.

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. et al. (1977), Geology of the Valles Marineris: First Analysis of Imaging From the Viking 1 Orbiter Primary Mission, *J. Geophys. Res.*, 82(28), 4067-4091.

Blichert-Toft J., Gleason J.D., Telouk P., Albarede F. (1999), The Lu–Hf isotope geochemistry of shergottites and the evolution of the Martian mantle–crust system, *Earth and Planetary Science Letters*, 173 (1-2), 25-39.

Bogard, D. D. and P. Johnson (1983), Martian Gases in an Antarctic Meteorite?, *Science*, 221, 651-654, doi:10.1126/science.221.4611.651.

Bogard, D. D. et al. (1984), Noble gas contents of shergottites and implications for the Martian origin of SNC meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1723–1739.

Bogard, D. D. and D. H. Garrison (1999), Argon-39–argon-40 “ages” and trapped argon in Martian shergottites, Chassigny, and Allan Hills 84001, *Meteorit. Planet. Sci.*, 34, 451–473.

Bouvier, A., Blichert-Toft J., Vervoort J.D., and Albarède F. (2005), The age of the SNC meteorites and the antiquity of the Martian surface, *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 221-233.

Bouvier, A., Blichert-Toft J., and Albarède F. (2009), Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 285-295.

Boynton, W. V. et al.(2002), Distribution of Hydrogen in the Near Surface of Mars: Evidence for Subsurface Ice Deposits, *Science, 297*(5578), 81-85.

Boynton, W. V. et al. (2009), Evidence for Calcium Carbonate at the Mars Phoenix Landing Site, *Science*, 325, 61-64, doi: 10.1126/science.1172768.

Bridges, J. C. et al. (2001), Alteration Assemblages in Martian Meteorites: Implications for Near-Surface Processes, *Space Science Reviews*, 96, 365-392, doi: 10.1023/A:1011965826553.

Carr, M. (1995), The martian drainage system and the origin of valley networks and fretted channels, *J. Geophys. Res*., 100, 7479-507.

Carr, M. (1996),Water on Mars, *Oxford.*

Carr, M. H. (2007), The Surface of Mars, *Cambridge Univ. Press*, 2006, pp. 307.

Carr, M. H. and J. W. Head (2010), Geologic history of Mars, *Earth Planet. Sci. Letters*, doi:10.1016/j.epsl.2009.06.042.

Chapman, M. G. and K. L. Tanaka (2001), Interior trough deposits on Mars: subice volcanoes? *J. Geophys. Res.*, 106(E5), 10,087–10,100.

Christensen, P., J. Bandfield, M. Smith, V. Hamilton, and R. Clark (2000a), Identification of a basaltic component on the Martian surface from Thermal Emission Spectrometer data, *J. Geophys. Res.*, 105(E4), 9609-9621.

Christensen, P., et al. (2000b), Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the Thermal Emission Spectrometer: Evidence for near-surface water, *J. Geophys. Res.*, 105(E4), 9623-9642.

Christensen, P. R. et al. (2004a), Mineralogy at Meridiani Planum from the Mini-TES Experiment on the Opportunity Rover, *Science*, 306, 1733-39.

Christensen, P. R. et al. (2004b), Initial results from the mini-TES experiment in Gusev Crater from the Spirit rover, *Science*, 305, 837-842.

Clayton, R. N. and T. K. Mayeda (1983), Oxygen isotopes in eucrites, shergottites, nakhlites, and chassignites, *Earth Planet. Sci. Lett*., 62, 1–6.

Clark, B. C. et al. (1982), Chemical composition of the Martian fines, *J. Geophys. Res.*, 87, 10059-10067.

Debaille, V., Q.-Z. Yin, A.D. Brandon and B. Jacobsen (2008), Martian mantle mineralogy investigated by the 176Lu–176Hf and 147Sm–143Nd systematics of shergottites , *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 186-199.

Dohm, J. M. and K. L. Tanaka (1999), Geology of the Thaumasia region, Mars, *Planetary and space science*, 47 411-431.

Ehlmann, B. 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.

Ehlmann, B. L. et al., (2011), Subsurface water and clay mineral formation during the early history of Mars. *Nature*, 479, 53-60, doi:10.1038/nature10582.

Elkins-Tanton, L.T., Hess, P.C., and Parmentier, E.M., (2005), Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes, *J. Geophys. Res*., 110, E12S01, doi:10.1029/2005JE002480.

Farmer, C. B., D. W. Davies, and D. D. Laporte (1976), Mars - Northern summer ice CAP – Water vapor observations from Viking 2, *Science, 194*, 1339-1341.

Feldman, W. C. et al. (2004), Global distribution of near-surface hydrogen on Mars, Journal of Geophysical Research, 109.

Foley, C. N., Wadhwa M., Borg L.E., Janney P.E., Hines R., Grove T.L. (2005), The early differentiation history of Mars from 182W-142Nd isotope systematics in the SNC meteorites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69 (18), 4557-4571.

Folkner, W. M. et al. (1997), Interior structure and seasonal mass redistribution of Mars from radio tracking of Mars Pathfinder, *Science*, 278, 1749-1752.

Forget, F., C. Costard and P. Lognonné (2006), 'La planète Mars, histoire d'un autre monde', *Editions Belin*.

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.

Frey, H. V. (2006), Impact constraints on the age and origin of the lowlands of Mars, *Geophys. Res. Lett*., 33, doi :10.1029/2005GL024484.

Fritz, J. et al. (2007), The Martian meteorite paradox: climatic influence on impact ejection from Mars?, *Earth Planet.Sci. Lett*., 256, 55–60.

Gendrin, A. et al. (2005), Sulfates in Martian Layered Terrains: The OMEGA/Mars Express View, *Science*, 307, 1587-91.

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.

Haberle, R. M. et al. (2006), Formation of glaciers on Mars by atmospheric precipitation at high obliquity, *Science*, 311, 368-371.

Hahn, B. C. and S. M. McLennan (2006), Gamma-ray spectrometer elemental abundance correlations with martian surface age: implications for martian crustal evolution, *LPSC XXXVII*, abstract #1904.

Harper, C.L., Nyquist, L.E., Bansal, B., Wiesmann, H., and Shih, C.Y., (1995), Rapid accretion of early differentiation of Mars indicated by 142Nd/144Nd in SNC Meteorites, *Science*, 267, 213-217.

Hartmann, W. K. et al. (1999), Evidence for recent volcanism on Mars from crater counts, *Nature*, 397, 586-589.

Hartmann, W. K., and G. Neukum (2001), Cratering Chronology and the Evolution of Mars, *Space Sci. Rev.*, 96(1/4), 165-194.

Haskin, L. A. et al. (2005), Water alteration of rocks and soils on Mars at the Spirit rover site in Gusev crater, *Nature*, 436, 66-69, doi:10.1038/nature03640.

Hecht, M. H. et al. (2009), Detection of Perchlorate and the Soluble Chemistry of Martian Soil at the Phoenix Lander Site, *Science*, 325, 64-67, doi: 10.1126/science.1172466.

Hurowitz, J. A., S. M. McLennan, N. J. Tosca, R. Arvidson, J. R. Michalski, D. W. Ming, C. Schröder, and S. W. Squyres (2006), In situ and experimental evidence for acidic weathering of rocks and soils on Mars, *J. Geophys. Res.*, 111(E2), E02S19, doi:10.1029/2005JE002515.

Ivanov, B.A., (2001), Mars/moon cratering rate ratio estimates. *Space Sci. Rev.* 96, 87–104.

Jagoutz, E. et al. (1994), ALH 84001: alien or progenitor of the SNC family?, *Meteoritics*, 29, 478–479.

Karunatillake, S. et al. (2007), Composition of northern low-albedo regions of Mars: Insights from the Mars Odyssey Gamma Ray Spectrometer, *J. Geophys. Res*, 111, E03S05, doi:10.1029/2006JE002675.

Kieffer, H. H., B. M. Jakosky, C. W. Snyder, and M. S. Matthews (1992), In: *Mars*, Tucson: University of Arizona Press, pp. 1498.

Klingelhöfer, G. et al. (2004), Jarosite and Hematite at Meridiani Planum from Opportunity's Mössbauer Spectrometer, *Science*, 306, 1740-1745.

Koeppen, W. C. and V. E. Hamilton (2008), Global distribution, composition and abundance of olivine on the surface of Mars from thermal infrared data, *J. Geophys. Res*, 113, E05001, doi:10.1029/2007JE0026984.

Komatsu, G., P. E. Geissler, R. G. Strom and R .B. Singer (1993), Stratigraphy and Erosional Landforms of Layered Deposits in Valles Marineris, Mars, *J. Geophys. Res*., 98(E6), pp. 11,105-11,121.

Komatsu, G., G. G. Ori, P. Ciarcelluti, and Y. D. Litasov (2004), Interior layered deposit of Valles Marineris, Mars:analogous subice volcanism related to Baikal Rifting, Southern Siberia, *Planetary and Space Science*, 52, 167-187, doi:10.1016/j.pss.2003.08.003.

Lapen, T. J., M. Righter, A. D. Brandon, V. Debaille, B. L. Beard, J. T. Shafer and A. H. Peslier (2010), A Younger Age for ALH84001 and Its Geochemical Link to Shergottite Sources in Mars; *Science*, 328, 347-351, doi:10.1126/science.1185395.

Laskar, J. et al. (2004), Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars, *Icarus*, 170(2), 343-364, doi:10.1016/j.icarus.2004.04.005.

Lee, D.C., and Halliday, A.N. (1997), Core formation on Mars and differentiated asteroids, *Nature*, 388, 854-857

Lucchitta, B. K. (1979), Landslides in Valles Marineris, Mars, *J. Geophys. Res*., 84, 8097-113.

Lucchitta, B. K., A. McEwen; G. D. Clow; P. E. Geissler; R. B. Singer; R. A. Schultz and S. W. Squyres (1992), The canyon system on Mars, *Univ. Arizona Press*, Tucson.

Lucchitta, B. K., N. K. Isbell and A. Howington (1994), Topography of Valles Marineris: Implications for erosional and structural history, *J. Geophys. Res*., 99, 3783-98.

Mangold, N., V. Ansan, Ph. Masson, C. Quantin, and G. Neukum (2008), Geomorphic study of fluvial landforms on the northern Valles Marineris plateau, Mars, *J. Geophys. Res*., 113(E8), E08009, doi:10.1029/2007JE002985.

McCauley, J. F.; M. Carr; J. A. Cutts; W. K. Hartmann; H. Masursky; D. J. Milton; R. P. Sharp and D. E. Wilhelms (1978), Preliminary Mariner 9 Report on the Geology of Mars, Icarus, 17, pp. 289-327.

McKay, D. S. et al. (1996), Search for past life on Mars: Possible relic biogenic activity in martian meteorite ALH 84001, *Science*, 273, 924-930.

McSween, H. Y. (1994), What we have learned about mars from SNC meteorites, *Meteoritics & Planetary Science*, 29, 757–779.

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.
Milliken, R. E. et al. (2008), Opaline silica in young deposits on Mars, *Geology*, 36, 847- 850.

Milliken, R. E. and D. L. Bish (2010), Sources and sinks of clay minerals on Mars, *Philosophical Magazine*, 90(17), 2293-2308.

Mojzsis, S. J. et al. (1996), Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago, *Nature*, 385, 5559.

Morris, R. V. et al. (2004), Mineralogy at Gusev Crater from the Mössbauer Spectrometer on the Spirit rover, *Science*, 305, 833-836.

Morris, R. V., et al. (2006), Mössbauer mineralogy of rock, soil, and dust at Gusev crater, Mars: Spirit's journey through weakly altered olivine basalt on the plains and pervasively altered basalt in the Columbia Hills, *J. Geophys. Res.*, 111, E02S13, doi:10.1029/2005JE002584.

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. F., F. Poulet, A. Gendrin, J. P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, N. Mangold, G. Bellucci, and F. Altieri (2005), Olivine and pyroxene diversity in the crust of Mars, *Science*, 307(5715), 1594-1597.

Mustard, J. F. et al. (2008), Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument, *Nature*, 454, 305-309.

Nedell, S. S.; S. W. Squyres and D. W. Andersen (1987), Origin and evolution of the layered deposits in the Valles Marineris, Mars, *Icarus*, 70, 409-441.

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.

Nimmo, F. et al. (2008), Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy, *Nature*, 453(7199), 1220-1223, doi:10.1038/nature07025.

Nyquist, L. E. et al. (2001), Ages and geologic histories of Martian meteorites, In: R. Kallenbach, J. Geiss and W.K. Hartmann, Editors, *Chronology and Evolution of Mars*, Kluwer, Dordrecht (2001), pp. 105–164.

Peulvast, J.P., Mège D., Chiciak J., Costard F. and Masson P.L. (2001), Morphology, evolution and tectonics of Valles Marineris wallslopes (Mars), *Geomorphology*, 37, 329–352.

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.

Quantin-Nataf, C. (2005), Evolution géologique et climatique de Valles Marineris (Mars), *Thèse de doctorat*, Université Claude Bernard-Lyon 1.

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.

Salvatore, M. R., J. F. Mustard, M. B. Wyatt, and S. L. Murchie (2010), Definitive evidence of Hesperian basalt in Acidalia and Chryse planitiae , *J. Geophys. Res.*, 115 , E07005, doi:10.1029/2009JE003519.

Schultz, R. A. (1998), Multiple-process origin of Valles Marineris basins and troughs, Mars, *Planet. Space Sci.*, 46, 827–829.

Scott, D. H. and K. L. Tanaka, (1986), Geologic map of the western equatorial region of Mars, *U.S. Geol. Surv. Misc. Invest.*, Map, I-1802-A.

Singer, R. B., and T. B. McCord (1979), Mars: large scale mixing of bright and dark materials and properties of dark material, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 10, 1128–1130.

Squyres, S. W. et al. (2004a), The Opportunity Rover's Athena Science Investigation at Meridiani Planum, Mars, *Science*, 306, 1698-1703.

Squyres, S. W. et al. (2004b), The Spirit Rover's Athena Science Investigation at Gusev Crater, Mars, *Science*, 305, 794–799, doi:10.1126/science.3050794.

Squyres, S. W. et al. (2006a), Two years at Maridiani Planum: Results from the Opportunity Rover, *Science*, 313, 1403-1407.

Squyres, S. W., et al. (2006b), Rocks of the Columbia Hills, *J. Geophys. Res.*, 111, E02S11, doi:10.1029/2005JE002562.

Tanaka, K. L. (1986), the stratigraphy of Mars, *J. Geophys. Res*., 91, 139-58.

Tanaka, K. L., D. H. Scott and R. Greeley (1992), Global stratigraphy, in *U. o. A. Press, ed., Mars*, 345-82.

Thomas-Keprta, K. L. et al. (2001), Truncated hexa-octahedral magnetite crystals in ALH84001: Presumptive biosignatures, *PNAS*, 98(5), 2164-2169, doi: 10.1073/pnas.051500898.

Van Gasselt, S. (2007), Cold-Climate Landforms on Mars, *Thèse de doctorat*, Free University of Berlin.

Vaniman, D. T. Et al. (2004), Magnesium sulphate salts and the history of water on Mars, *Nature*, 431, 663-665.

Watters, T. R., P. J. McGovern, and R. P. Irwin, (2007), Hemispheres apart: The crustal dichotomy on Mars, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 35, 621–652, doi:10.1146/annurev.earth.35.031306.140220.

Werner, S.C. (2005), Major Aspects of the Chronostratigraphy and Geologic Evolutionary History of Mars. *PhD thesis*, Freie Universitaet Berlin.

Witbeck, N. E., K. L. Tanaka, and D. H. Scott (1991), Geologic map of the Valles Marineris region, Mars, *U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser*., Map I-2010.

Wyatt, M. B. and H. Y. McSween (2002), Spectral evidence for weathered basalt as an alternative to andesite in the northern lowlands of Mars, *Nature*, 417, 263-266.

Zuber, M. T. et al. (2000), Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity, *Science*, 287, 1788-93.

Chapitre 2 : Méthodologie de traitement des données d'imagerie visible et infrarouge

2.1 Exploration martienne et données utilisées **46**
2.1.1 Historique de l'exploration martienne 46
2.1.2 Caractéristiques des données utilisées 48
2.1.2.1 Les données d'altimétrie MOLA
2.1.2.2 Les données d'imagerie panchromatique
2.1.2.3 Les données d'imagerie multispectrale
2.1.2.4 Les données d'imagerie hyperspectrale
2.2 Mise en place d'une base de données **55**
2.2.1 Le SIG comme base de données 55
2.2.2 Géoréférencement des images et compilation 57
2.3 Traitement et exploitation des données de spectro-imagerie **58**
2.3.1 Principe de la spectro-imagerie 58
2.3.1.1 Le rayonnement électromagnétique
2.3.1.2 La spectrométrie de réflectance
2.3.1.3 Le fonctionnement des spectro-imageurs
2.3.1.4 Les propriétés spectrales de référence des minéraux
2.3.2 Traitement des données CRISM 65
2.3.2.1 Chaîne de traitement avec CAT (CRISM Analysis Tool)
2.3.2.2 Acquisition de spectres et cartographie minéralogique
2.3.3 Limitations 72
2.3.3.1 Autres paramètres influençant la réponse spectrale
2.3.3.2 Améliorations futures du niveau de traitement des données CRISM

Références **75**

2.1 Exploration martienne et données utilisées

2.1.1 Historique de l'exploration martienne

Bien qu'étudiée au télescope depuis le XVIIème siècle, Mars n'est réellement explorée qu'à partir de 1965 avec les missions Mariner. En effet, avant les premières images de la surface de Mars vue d'orbite (par Mariner 4 en 1965, Mariner 6 et 7 en 1969, et Mariner 9 en 1971), de nombreuses hypothèses sont avancées depuis la Terre, quant à la composition de la planète rouge et ses possibles habitants. La sonde Mariner 9 (1971) est la première à se placer en orbite autour d'une planète et réalise la cartographie de la surface martienne avec une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre (de quelques centaines de mètres pour quelques sites ciblés). La sonde Mariner 9 est également équipée d'un radiomètre infrarouge, d'un spectromètre ultraviolet et d'un spectromètre interféromètre infrarouge qui lui permettent de mettre en évidence les volcans du dôme de Tharsis. Les premières images acquises révèlent également la présence du grand canyon de Valles Marineris.

Dans le contexte de la guerre froide et des premiers hommes sur la Lune, les américains décident que la prochaine étape clé de la course à l'espace sera de se poser sur Mars. Les atterrisseurs Viking 1 et 2 se posent à la surface de Mars en 1976. Equipés de caméras, d'un spectromètre de masse, de capteurs météorologiques et de sismomètres, ils réalisent les premiers clichés de la surface martienne depuis le sol, ainsi que les premières mesures de la composition de son atmosphère. Construits pour durer 90 jours les modules fonctionneront en fait pendant un peu plus de 6 ans. Les atterrisseurs Viking sont délivrés par des sondes qui s'installent en orbite autour de la planète et obtiennent des clichés de la surface, permettant un début de cartographie de la planète [Tanaka, 1986]. La mission Viking montre, à la plus grande déception du public et des scientifiques, que la surface de la planète Mars est sans doute 'stérile'. Son climat aride et son atmosphère fine et oxydante rendent toute possibilité de vie en surface improbable. Face à cette déception, à la fin de la guerre froide et de sa « course aux étoiles », ainsi qu'aux échecs techniques des années 1990, il faudra attendre 20 ans avant qu'une nouvelle sonde s'installe en orbite autour de Mars.

Figure 2.1 : Panorama Viking 2 de la surface de Mars : Utopia Planitia vue par le lander Viking 2 le 5 septembre 1976 (image P-17688, Crédits : NASA).

En 1996, la NASA envoie deux sondes vers la planète rouge : Pathfinder, qui se posera sur la surface de Mars, dans la région d'Ares Vallis, et MGS (Mars Global Surveyor), un orbiteur équipé de divers instruments. Alors que Pathfinder est une mission de courte durée visant à mesurer des paramètres de surface (température, pression, vent) et étudier la minéralogie des roches du site d'atterrissage ; la sonde MGS opérera pendant près de 10 ans. Equipée d'une panoplie d'instruments dont l'altimètre laser MOLA, le spectromètre TES et la caméra MOC, elle a montré l'existence d'un champ magnétique rémanent dans la croûte martienne. En 2001, la sonde Mars Odyssey la rejoint avec à son bord le spectro-imageur THEMIS et le

spectromètre gamma GRS. Elle met en évidence la présence de grandes quantités d'hydrogène à la surface de Mars, signe probable d'un permafrost localisé à faible profondeur ou même affleurant. Mars Odyssey servira également de relais pour les communications avec les robots MER qui atterriront à la surface de Mars en 2004. La sonde est toujours active à l'heure actuelle.
En 2003, la mission Mars-Express est la première sonde Européenne à se placer en orbite autour de Mars, avec succès. La sonde Mars-Express est équipée de nombreux instruments puissants, dont la caméra HRSC et le spectro-imageur OMEGA qui montre la diversité minéralogique de la surface martienne. Ces détections seront revisitées à plus haute résolution par les instruments de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), la dernière à s'être placée en orbite autour de la planète, en 2006. Ces instruments incluent le spectro-imageur CRISM et les caméras HIRISE et CTX, qui sont toujours en fonctionnement.

L'engouement pour l'exploration martienne de ces deux dernières décennies ne s'arrête pas à ces orbiteurs, puisque les missions MER (Mars Exploration Rovers) en 2004 et Phoenix en 2007 impliquent des robots qui se posent à la surface de Mars. En 2004, les deux robots Opportunity et Spirit se posent respectivement à Meridiani Planum et Gusev Crater et réalisent des analyses in situ très précises. Mobiles, et équipés de spectromètres, caméras, microscopes et divers outils d'abrasion, les deux robots ont parcouru chacun près de 10 km à la surface de Mars en plus de 5 années de fonctionnement. A l'heure actuelle Opportunity est toujours en mouvement, alors que Spirit s'est immobilisé. La mission, prévue initialement pour durer 6 mois, est un énorme succès et a apporté des découvertes significatives pour la compréhension de l'histoire de la planète. En 2007, Phoenix produit lui aussi de nouveaux indices, sur les environnements polaires martiens cette fois-ci, puisque cet atterrisseur à courte durée de vie se pose près du pôle Nord et étudie la composition du permafrost et des sols à cet endroit. L'exploration robotisée de la surface de la planète ne s'arrête pas là puisque la mission MSL, qui devrait être lancée à la fin de cette année, prévoit l'étude d'une localité martienne par un robot de 6 fois la taille des robots MER, équipé de divers instruments adaptés à la recherche de traces de vie passées ou actuelles.

Figure 2.2 : Comparaison d'un robot MER (Opportunity et Spirit, à gauche) avec le robot Pathfinder (Sojourner, au centre) et le robot MSL (Curiosity, à droite). (Crédits : JPL).

2.1.2 Caractéristiques des données utilisées

2.1.2.1 Les données d'altimétrie MOLA

MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) est un altimètre laser à bord de la sonde MGS. MOLA mesure la topographie, la rugosité et la réflectance à 1.064 µm de la surface de Mars avec une précision verticale inférieure ou égale au mètre pour la topographie. Durant la mission MGS, plus de 900,000 mesures furent collectées par jour. En pratique l'altimètre mesure des distances entre la sonde et le sol en un point donné, à partir du temps de trajet du laser jusqu'à la surface de la planète puis de son retour vers la sonde. Les orbites de MGS sont polaires, les profils altimétriques acquis par MOLA sont donc approximativement de direction Nord-Sud. Chaque profil est constitué d'un point de mesure tous les 300 m [Smith et al., 2001]. L'ensemble des points de mesure acquis est interpolé sur une grille de pixels pour réaliser des MNT (Modèles Numériques de Terrain). Les points de mesure sont moyennés lorsqu'il en existe plusieurs pour un pixel, et interpolés lorsqu'un pixel est vide. Le MNT résultant donne une topographie précise de la surface martienne à une résolution d'environ 300 m/pixel (460 m/pixel à l'équateur, 115 m/pixel aux pôles). Les données MOLA restent les données globales d'altimétrie les plus précises jamais acquises pour l'étude des surfaces planétaires dans le système solaire.

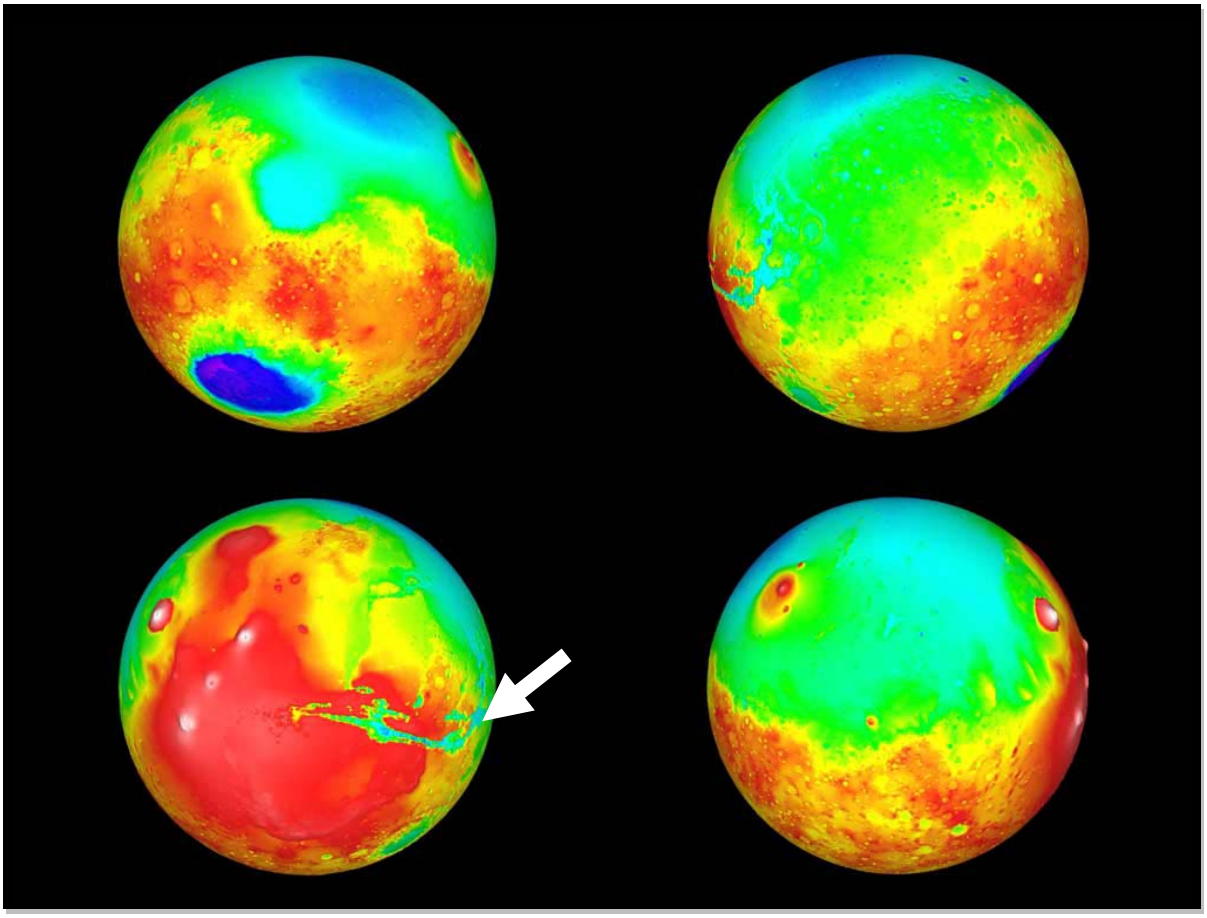


Figure 2.3 : Topographie MOLA en 3D (vue tous les 90 degrés), représentant les reliefs élevés en rouge/blanc et les dépressions en bleu. La flèche blanche indique la localisation de Valles Marineris (Crédits : MOLA team).

Les principales découvertes liées aux données MOLA concernent la topographie de surface [Phillips et al., 2001], notamment la découverte de la dichotomie entre les plaines basses de l'hémisphère Nord et les hauts plateaux cratérisés de l'hémisphère Sud, la structure interne de la planète (couplées aux données de gravité) [Zuber et al., 2000] et l'existence de lignes d'iso altitude qui pourraient marquer la zone littorale d'un océan dans l'hémisphère nord [Head et al., 1999].

A une échelle régionale, les données MOLA se sont également avérées être des données clés dans les études morphologiques ainsi que dans l'étude des processus hydrologiques ou gravitaires [Banerdt and Vidal, 2001 ; Ahronson et al, 2002, Quantin, 2005 etc…]. Les données MOLA ont été utilisées dans cette thèse dans chacune des études réalisées, sous forme de carte globale de la topographie, et sous forme dérivée de carte de pentes.

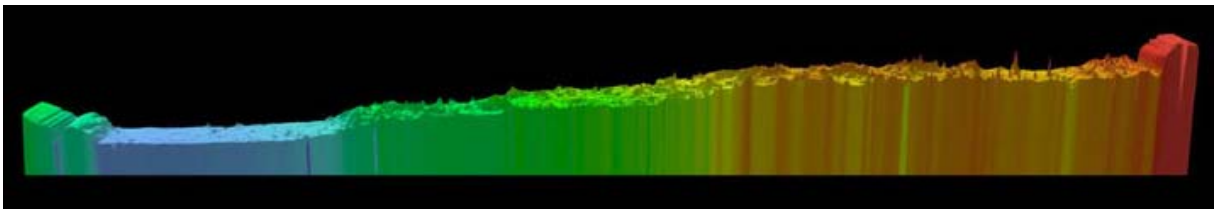


Figure 2.4 : Profil topographique MOLA du pôle Nord au pôle Sud, le long du méridien de longitude 0°. Ce profil montre une pente d'environ 0.036° vers le Nord, le pôle Sud a par conséquent une altitude 6 km plus élevée que le pôle Nord. Cette différence d'altitude a probablement joué un rôle sur l'activité hydrologique de surface notamment sur le fonctionnement des chenaux de débâcles et leur déversement dans les plaines du Nord (Crédits : MOLA team).

2.1.2.2 Les données d'imagerie panchromatique

La plupart des sondes martiennes sont équipées de caméras qui réalisent des clichés de la surface depuis l'orbite. Dans cette thèse nous utiliserons exclusivement les données 'récentes', à plus haute résolution que les premières mosaïques historiques Mariner et Viking. Les diverses données réunies par les robots, in situ, ne sont pas décrites car elles sont très localisées à la surface de Mars ; elles n'ont pas été utilisées dans ce travail.

Les données MOC

MOC (Mars Observer Camera) est un système de 3 caméras à bord de la sonde MGS, qui a opéré en orbite autour de Mars de 1997 à 2006 [Malin et al., 1992]. Deux de ces caméras, dites 'à grand angle' réalisent des clichés globaux et régionaux de la planète et de son atmosphère à faible résolution (maximum 7.5 km/pixel pour les clichés globaux, 250 m/pixel au nadir pour les clichés régionaux), alors que la troisième caméra est similaire à un télescope et capture des images en niveaux de gris à très haute résolution (allant jusqu'à 1.4 m/pixel) sur des zones limitées (zones allant de 2.8 km*2.8 km à 2.8 km*25.2 km). Les images sont acquises selon un mode capteur en peigne ('push-broom') au fur et à mesure du déplacement de la sonde autour de la planète. La caméra MOC est la première caméra à très haute résolution de la surface de Mars ; elle a permis de très grandes avancées dans la compréhension des processus sédimentaires, fluviaux ou atmosphériques martiens [Malin et al., 2000a,b ; Malin et al ;, 2001 ; Malin et al., 2003]. Grâce à ses 10 ans d'activité, elle a

permis l'enregistrement de modifications récentes à la surface de Mars, tels que des écoulements d'eau liquide, brefs et localisés, sur les pentes exposées au soleil (gullies) [Malin et al., 2000a] ou des tornades de poussières, abondantes à chaque printemps martien (dust devils) [Cantor et al., 2006].
Les données MOC ont été utilisées dans la présente thèse pour l'étude des régions peu ciblées par MRO, en particulier pour les affleurements ne disposant pas de données HiRISE.

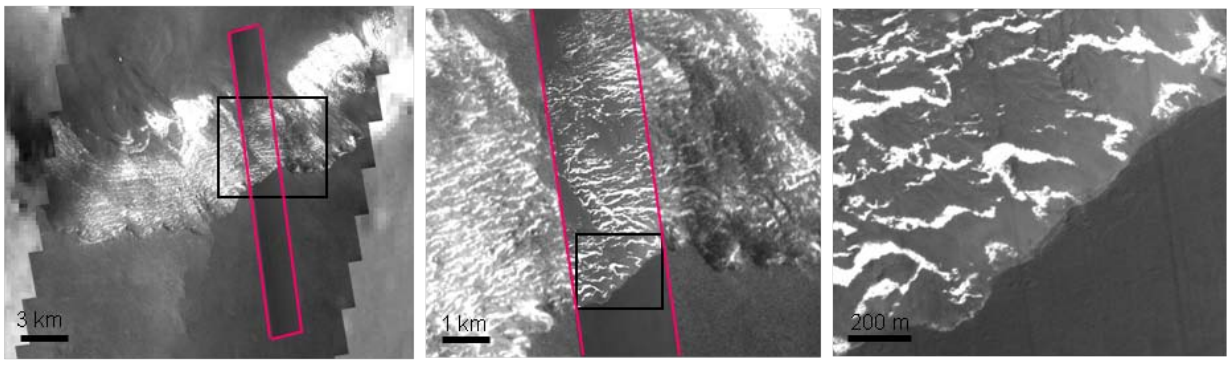


Figure 2.5 : Zooms successifs sur l'observation MOC M1801786 (en rose) montrant les ILD de Capri Chasma. L'image MOC est superposée à l'image Themis Visible V15879001 et à la mosaïque Themis IR jour.

Les données CTX

CTX (Context Camera) est l'une des caméras à bord de MRO. Elle acquiert des images visibles panchromatiques (0.5-0.7 µm) avec une résolution de 6 m/pixel sur des surfaces de 30 km*40 km à 30 km*160 km au maximum [Malin et al., 2007]. Malgré leur haute résolution, les images CTX sont surtout utilisées comme données de contexte pour les images HiRISE et les données CRISM, acquises quasi-simultanément sur des zones plus localisées. 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. Ces images ont été utilisées comme contexte des observations morphologiques et détections minéralogiques réalisées avec HiRISE et CRISM.

2.1.2.3 Les données multispectrales

Les données THEMIS (visible et infrarouge)

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 visible/proche-infrarouge (THEMIS VIS) ont une résolution spatiale de 18 à 36m/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 données THEMIS IR sont donc de précieux atouts pour identifier les affleurements peu poussiéreux exposés en surface.

Les images 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 200 m/pixel. Les images THEMIS VIS ont également été utilisées pour interpréter la morphologie des terrains à une échelle intermédiaire entre les images THEMIS IR et CTX.

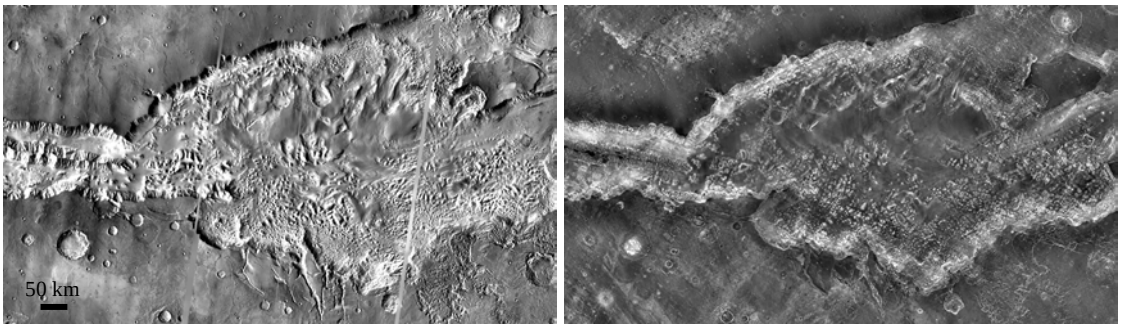


Figure 2.6 : Mosaïques THEMIS IR jour (à gauche) et nuit (à droite) dans la région de Capri Chasma. On notera l'inertie thermique élevée des murs du canyon où des roches sont à l'affleurement.

Les données HRSC

HRSC (High Resolution Stereo Camera) est la caméra à bord de la mission Mars Express. Elle fonctionne depuis début 2004 et continue à acquérir des données à l'heure actuelle. HRSC a pour but de couvrir la surface de Mars à une résolution intermédiaire entre les données très haute résolution (MOC) et les données globales à basse résolution. Sa meilleure résolution à une orbite de 250 km est de 10 m/pixel pour une image de 100 km*1000 km de long. 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]. 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 SIG construits, notamment à cause de la disponibilité des données CTX qui couvrent presque la totalité des régions étudiées à plus haute résolution.

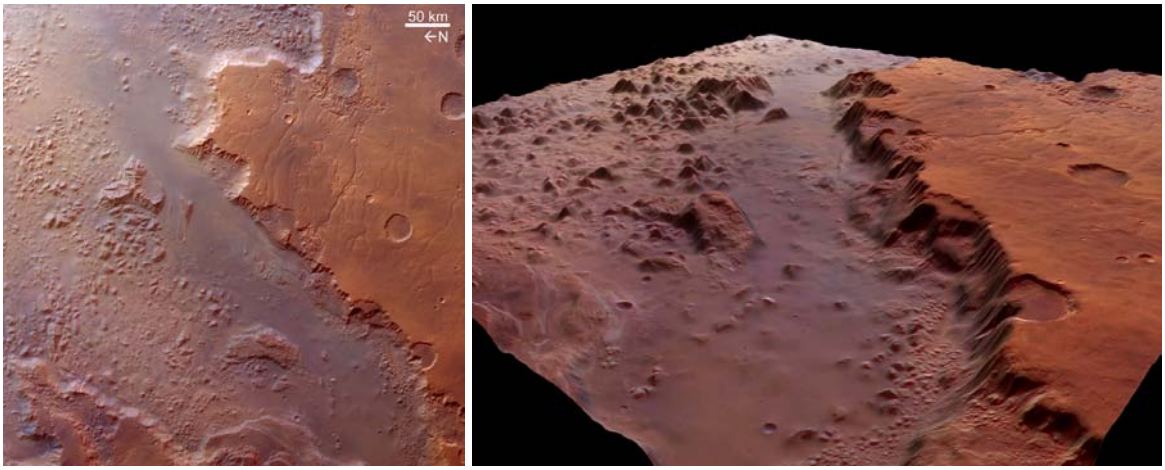


Figure 2.7 : image et MNT HRSC dans Eos Chasma (orbit 0533, résolution de 80 m/pixel)(Crédits : HRSC team).

Les données HiRISE

HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) est la camera haute résolution à bord de MRO, imageant la surface de Mars à une résolution 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. 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. Dans les images couleurs IRB, les canaux proche-infrarouge, 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 été beaucoup 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. Environ 1000 stéréo-paires ont également été acquises permettant la construction de modèles numériques de terrains locaux à très haute résolution (1m/pixel en spatial et 25 cm en précision verticale) [McEwen et al., 2007]. Aucun de ces MNTs n'a été utilisé dans cette thèse faute de disponibilité sur la région étudiée.

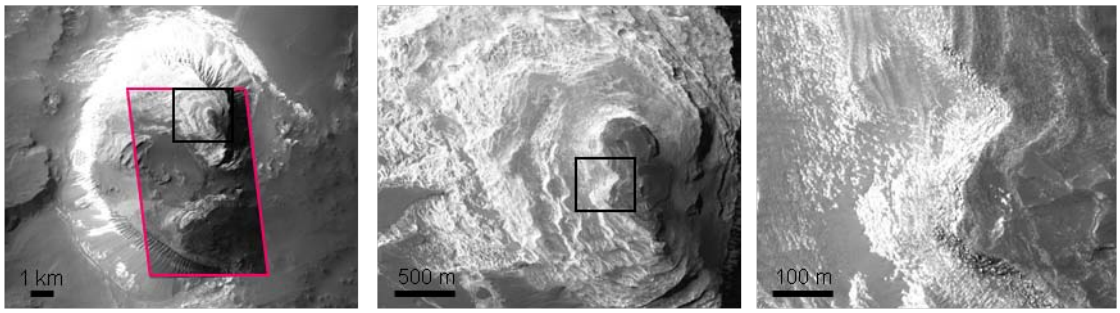


Figure 2.8 : Zooms successifs sur l'observation HiRISE PSP_001376_1675_RED montrant une butte de dépôts stratifiés à fort albédo qui appartient aux ILD de Capri Chasma. L'image HiRISE est superposée à l'image CTX P01_001376_1676_XI_12S046W.

2.1.2.4 Les données hyperspectrales

Les données spectrales TES

TES (Thermal Emission Spectrometer) est un spectromètre à bord de MGS composé de 3 instruments, qui mesurent l'énergie visible et infrarouge reçue depuis la surface de Mars : un interféromètre Michelson, un radiomètre (pour l'albédo) et un bolomètre thermique [Christensen et al., 2001]. L'interféromètre est la base des détections dans l'infrarouge thermique puisqu'il couvre la gamme spectrale allant de 6 à 50 µm avec une résolution spectrale de 5 cm^{-1}. Il permet de caractériser la composition minéralogique des surfaces étudiées. Le radiomètre permet de mesurer la radiance entre 0.3 et 2.7 µm dans un canal unique, alors que le bolomètre thermique couvre la gamme de 5.5 à 100 µm environ. Ces deux derniers capteurs mesurent la balance d'énergie dans les régions polaires et permettent de cartographier les propriétés thermophysiques de la surface : par exemple, l'albédo et l'inertie thermique (dérivée des températures de brillance spectrale et bolométrique). L'ensemble de ces capteurs a une résolution spatiale de 3 km. TES a permis d'établir entre autre les premières cartes globales de minéraux à la surface de Mars [Bandfield, 2002] qui seront utilisées sous ce format dans la présente thèse. Ces cartes montrent que les hauts plateaux cratérisés de l'hémisphère sud, de faible albédo, sont caractérisés par une composition basaltique riche en pyroxènes et plagioclases alors que les plaines du nord, de plus fort albédo, auraient une composition plus andésitique liée à la présence de verre volcanique. Les données TES ont également permis de mettre en évidence la présence d'hématite grise, notamment dans la région de Meridiani Planum [Christensen et al., 2000], choisie par la suite comme site d'atterrissage pour le rover Opportunity. L'hématite grise a en effet la particularité d'être un oxyde ferrique qui se forme en présence d'eau.

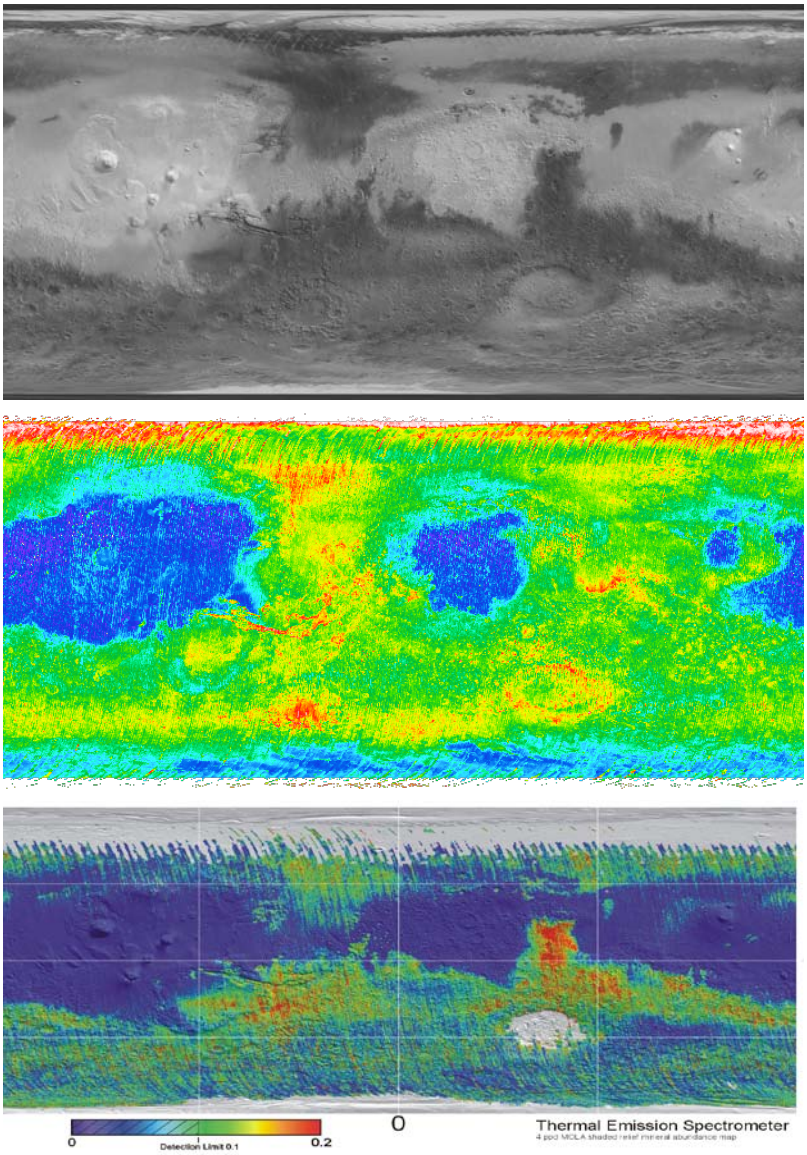


Figure 2.9 : cartes globales TES : albedo [Christensen et al., 2001], inertie thermique (valeurs de 25 (violet) à 600 (rouge) $J.m^{-2}.K^{-1}.s^{-1/2}$) [Putzig et al., 2005], et répartition des minéraux comme par exemple ici les plagioclases [Bandfield, 2002] (Crédits : TES team).

Les données OMEGA

OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) est un spectro-imageur à bord de la sonde spatiale européenne Mars Express. Grâce à ses trois détecteurs, un VNIR (Visible Near Infra-Red) et deux SWIR (Short Wavelength Infra-Red), l'instrument acquiert des images à 352 longueurs d'onde différentes entre 0.38 et 5.2 µm [Bibring et al., 2004a]. Depuis le début de la mission en 2003, OMEGA a imagé la quasi-totalité de la surface martienne avec une résolution allant de 300 m à 3 km/pixel. OMEGA fonctionne toujours à l'heure actuelle.
Les données OMEGA ont révolutionné nos connaissances de la composition de la surface martienne, notamment par ses détections de minéraux hydratés (figure 1.9) [Bibring et al., 2005, 2006], et de ses calottes polaires [Bibring et al., 2004b]. Les données OMEGA ont été principalement utilisées dans cette thèse comme contexte minéralogique des détections réalisées à partir des données CRISM.

Les données CRISM

CRISM (The Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) est un spectro-imageur embarqué à bord de la mission spatiale MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) lancée en 2005. Grâce à ses détecteurs IR (Infra-Red) et VNIR (Visible Near Infra-Red), CRISM couvre des longueurs d'onde allant de 0.362 à 3.92 µm avec une résolution spectrale de 6.55 nanomètres, permettant l'identification d'une large gamme de minéraux à la surface de Mars [Murchie et al., 2007]. En plus de préciser les résultats d'OMEGA en fournissant des observations à plus haute résolution, CRISM a permis de réaliser les premières détections orbitales d'opale [Milliken et al., 2008], de carbonates [Ehlmann et al., 2008] et de serpentine [Ehlmann et al., 2010] à la surface martienne. Il a aussi permit la caractérisation des processus polaires saisonniers et l'enregistrement précis de la tempête globale de 2007 [Murchie et al., 2009].

Le spectro-imageur fonctionne selon deux modes [Murchie et al., 2007] :
- En mode "normal", il acquiert des images d'une résolution de 100 à 200 m/pixel, pour 72 longueurs d'onde différentes. Ces données multispectrales couvrent près de 60% de la surface de Mars.
- En mode "ciblé" ('targeted'), CRISM réalise des observations à plus haute résolution (20 à 40 m/pixel) sur des régions de taille limitée (environ 10*10 km) dans 544 longueurs d'onde différentes. Le nombre d'images de ce type est limité à des régions de très fort intérêt ; elles sont souvent couplées à des observations HiRISE.

Les données de CRISM sont les principales données qui ont été exploitées dans cette thèse, ainsi la section 2.3, qui explique les méthodes de traitement et d'interprétation des données spectrales, lui est consacrée.

2.2 Mise en place d'une base de données

2.2.1 Le SIG comme base de données

Un Système d'Information Géographique (SIG) est un système de gestion et de traitement de bases de données à références géographiques. Il permet, à partir de différentes sources (ex : différents types d'images) de rassembler, d'organiser, de gérer, d'analyser et de combiner des informations localisées géographiquement. En pratique il existe des logiciels tels ArcGIS, commercialisée par ESRI, permettant ce type de traitement. ArcGIS est composé de trois différentes interfaces : Arcmap, Arctoolbox et Arccatalog. Arcmap permet de visualiser, superposer et d'exploiter les données. Arccatalog permet de gérer les données et leurs caractéristiques dans l'arborescence de l'ordinateur, alors que Arctoolbox offre des outils de projection, conversion, cartographie ou encore de requêtes. Un tel outil est particulièrement adapté aux études des surfaces planétaires puisqu'il permet de combiner toutes les données existantes. Les différentes étapes de mise en place d'un SIG sont décrites dans les paragraphes ci-dessous.

La réalisation d'un SIG rassemblant l'ensemble des observations des missions martiennes impliquerait plusieurs centaines de téraoctets de données. Ainsi nous avons réalisé plusieurs SIG, couvrant chacun une portion de la surface martienne. Chaque SIG régional réalisé peut employer différents types d'images, de résolutions et de formats variables. Les tableaux 2.1 et 2.2 réunissent la liste des données utilisées, leurs formats de téléchargement ainsi que leurs

sources. La plupart des données des missions américaines récentes (MGS, Mars Odyssey, MER, MRO, Phoenix) sont disponibles en ligne, et mises à jour tous les 3 mois, après un embargo de 3 à 6 mois qui permet aux équipes scientifiques responsables des divers instruments d'analyser les données en priorité. Elles sont stockées sur un serveur de données hébergé par la NASA (PDS Geosciences Node), souvent en format compressé, et sont accessibles sur un serveur ftp. Les données de la mission européenne Mars Express sont disponibles sur le site Internet dédié à la mission ainsi que dans les archives de l'ESA (cf. table 2.2). Les images sont souvent classées par date d'acquisition ou numéro d'orbite, et s'accompagnent d'un fichier texte rassemblant toutes les informations sur leur localisation géographique et leurs conditions d'acquisition.

Données	Mission	taille (km*km)	resolution spatiale (m/px)	application
MOLA	MGS	global map	110-460	topographie
MOC	MGS	3*20	2-11	morphologie
Themis IR day	Mars Odyssey	global map	200	morphologie
Themis IR night	Mars Odyssey	global map	200	inertie thermique
Themis visible	Mars Odyssey	20*200	18-30	morphologie
OMEGA	Mars Express	variable[1]	300-4000	minéralogie
CTX	MRO	30*80	6	morphologie
HiRISE	MRO	5*10	0,25	morphologie
CRISM hypersp	MRO	10*10[1]	18-40	minéralogie
CRISM mulitsp	MRO	10*600[1]	100-200	minéralogie

*Table 2.1: Récapitulatif des données utilisées dans la présente thèse pour la mise en place d'un Système d'Informations Géographiques martien. [1]La taille de la portion de surface analysée est souvent variable, surtout pour les données OMEGA (de quelques km^2 à plus de 100*1000 km^2), les données CRISM hyperspectrales (de 5*10 à 10*20 km^2) et les données CRISM multispectrales (de 10*50 à 100*600 km^2).*

Données	Mission	format de téléchargement	source
MOLA	MGS	grid	PIGWAD
MOC	MGS	.img	PDS Geosciences Node
Themis IR day	Mars Odyssey	.png	PIGWAD
Themis IR night	Mars Odyssey	.png	PIGWAD
Themis visible	Mars Odyssey	.png	PDS Geosciences Node
OMEGA	Mars Express	.cub	ESA planetary science archive
CTX	MRO	.img	PDS Geosciences Node
HiRISE	MRO	.jp2	PDS Geosciences Node
CRISM hypersp	MRO	.img	PDS Geosciences Node
CRISM mulitsp	MRO	.img	PDS Geosciences Node

Table 2.2: Récapitulatif des sites utilisés pour le téléchargement des données. Bien que la plupart des données soient rassemblées sur PIGWAD (cartes globales) ou PDS (données brutes) pour faciliter leur usage, elles sont également souvent disponibles sur les sites individuels de chaque instrument ou mission.

Des produits dérivés de ces données comme des cartes globales sont également mis à disposition du public sur le site PIGWAD (Planetary Interactive G.I.S.-on-the-Web Analyzable Database) de l'USGS (United States Geological Survey). Il existe en effet un réel

effort de communication et de partage des données en format SIG au sein de la communauté scientifique. Les images THEMIS IR jour et nuit, les données de topographie MOLA ainsi que les cartes de minéralogie et d'albédo TES sont ainsi disponibles sous forme de mosaïques globales. Les autres données ne couvrent que partiellement la planète et ont souvent des poids considérables liés à leurs résolutions. Elles sont téléchargées en fonction de la localité étudiée et doivent être correctement positionnées par rapport aux cartes globales (cf. section 2.2.2).

Afin de localiser les images qui nous intéressent pour l'étude d'une région donnée, le site PDS Géosciences est couplé à un outil de recherche, le site ODE (Orbital Data Explorer). Il permet la recherche d'images par localisation, date d'acquisition ou encore identifiant de l'image. Ce site met également à disposition du public des fichiers au format SIG de localisation de données. Notre logiciel de SIG nous permet ensuite de faire nos propres interrogations de la base de données sur critères attributaires ou spatiaux. Les données sélectionnées sont téléchargées, traitées et intégrées dans notre SIG.

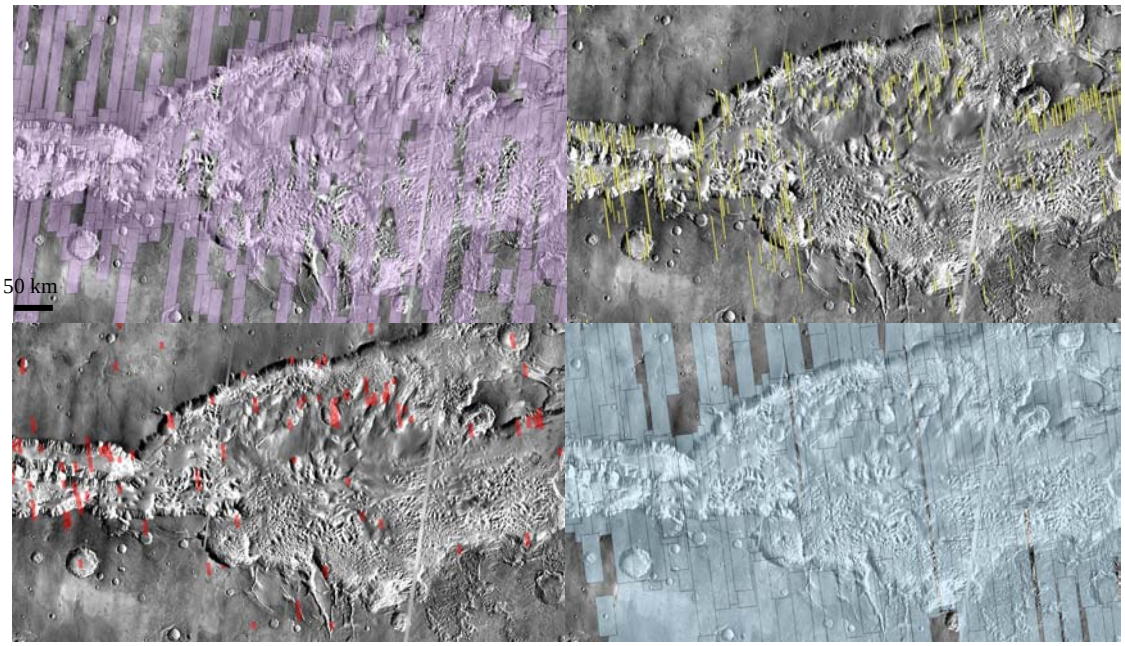


Figure 2.10: Couverture Themis Visible (violet), MOC (jaune), HiRISE (rouge) et CTX (bleu) dans la région de Capri Chasma, au 1er mai 2011. Fond : Mosaïque THEMIS IR day à 100 m/pixel.

Un autre exemple d'application des SIG à la planétologie est donné en Annexe 2. L'ensemble des informations sur les données disponibles de la surface lunaire a été compilé dans un SIG et interrogé afin de trouver des sites d'alunissage potentiels, répondant à des critères précis.

2.2.2 Géoréférencement des images et compilation

Après téléchargement et traitement, les images sont géoréférencées, c'est-à-dire que l'on fait correspondre à chaque pixel de ces dernières un couple de coordonnées soit géographiques (latitude, longitude), soit cartographiques, dans un système de projection

donné. Ce processus permet d'afficher l'image dans son contexte spatial, en juxtaposition avec les autres couches de données occupant le même espace géographique. Les images téléchargées n'ayant pas toutes la même projection, nous avons choisi de toutes les visualiser dans une projection équirectangulaire (projection cylindrique équidistante) utilisant l'ellipsoïde Mars 2000. Cette projection est cylindrique et tangente à la ligne équatoriale. Elle présente l'intérêt d'engendrer peu de distorsions au niveau de l'équateur, qui est la région étudiée dans cette thèse. Cette projection conservant les angles, les méridiens sont tous équidistants et verticaux, les parallèles sont tous équidistants et horizontaux. L'intérêt des données SIG est de pouvoir changer aisément de projection et de choisir la plus adaptée à la visualisation et aux mesures.

Les images MOC et THEMIS Visible sont géoréférencées à l'aide de programmes écrits en langage IDL, qui récupèrent dans le fichier texte annexe les coordonnées des quatre coins de l'image, ou celles du point central et la valeur des résolutions spatiales en x et en y. Les images HIRISE et CTX, ainsi que les images et produits dérivés OMEGA et CRISM, sont géoréférencées sous Arcmap grâce à l'outil de géoréférencement, image par image. Cette méthode est longue et fastidieuse mais permet un positionnement exact des images les unes par rapport aux autres. Certains formats d'images ne sont pas compatibles avec le logiciel de SIG et nécessitent une conversion de format, réalisée avec le logiciel ENVI. Ces étapes préliminaires peuvent être très longues mais restent indispensables à la création d'un SIG, qui est l'outil de visualisation et d'analyse le plus adapté à nos données.

2.3. Traitement et exploitation des données de spectro-imagerie

2.3.1 Principe de la spectro-imagerie

2.3.1.1 Le rayonnement électromagnétique

Le rayonnement électromagnétique peut être assimilé soit à une onde électromagnétique, soit à un flux de particules : les photons. Les ondes électromagnétiques sont représentées par deux vecteurs perpendiculaires coplanaires E (champ électrique oscillant) et B (champ magnétique oscillant). La direction de propagation de l'onde, à une vitesse donnée, se fait dans une troisième direction perpendiculaire à E et B. Les ondes électromagnétiques sont caractérisées par leur longueur d'onde, λ, trajet parcouru par l'onde pendant une période, et leur fréquence, υ. Le spectre électromagnétique correspond à la décomposition de ce rayonnement électromagnétique selon ses différentes longueurs d'onde ou fréquences. Il comprend ainsi toutes les gammes d'ondes depuis les rayons gamma jusqu'aux rayonnements radio.

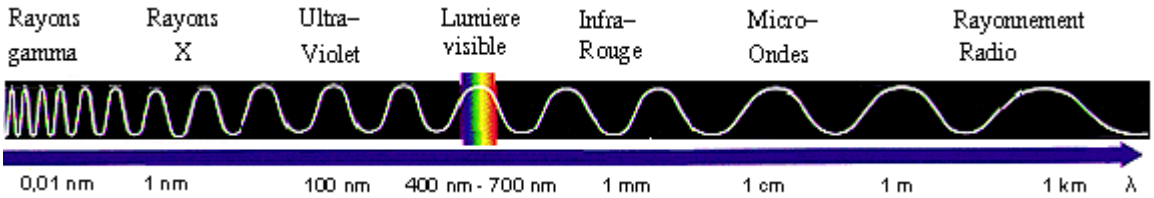


Figure 2.11: le spectre électromagnétique (Crédits : Observatoire de Paris/LESIA).

La gamme de longueur d'onde qui nous intéresse dans cette étude s'étend depuis le visible jusqu'au proche-infrarouge, de 0.4 à 3 µm. Bien que les spectro-imageurs martiens enregistrent également à de plus grandes longueurs d'onde, nous n'avons pas étudié les spectres au-delà de 3 microns. En effet, dans cette partie du spectre électromagnétique, les capteurs enregistrent à la fois la réflexion de la lumière mais aussi les émissions thermiques de la planète. Le signal est donc plus difficile à interpréter.

2.3.1.2 La spectrométrie de réflectance

Lorsqu'une onde électromagnétique rencontre une interface entre deux milieux, elle peut être réfléchie, réfractée, diffusée ou absorbée. Les spectro-imageurs utilisés dans la présente thèse enregistrent la lumière émise par le soleil après qu'elle ait interagi avec l'atmosphère martienne, la surface de la planète Mars, et l'atmosphère martienne à nouveau.

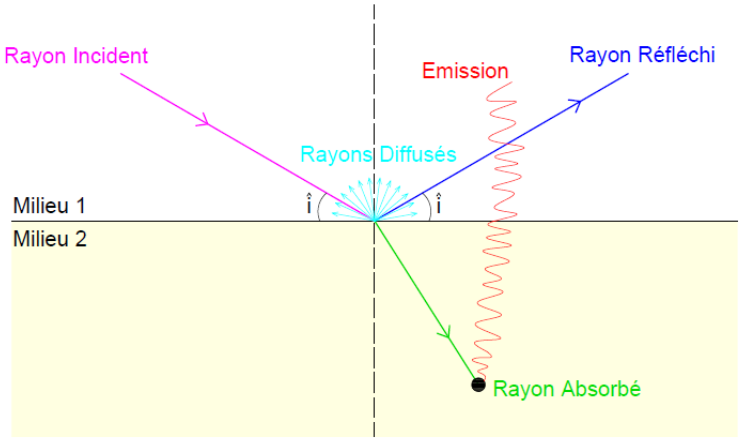


Figure 2.12: Illustration de la diffusion, réflexion et absorption d'un rayon incident.

- La diffusion correspond à la redistribution du rayonnement émis dans toutes les directions après interaction avec les particules de surface (ou parfois des particules en suspension dans l'atmosphère). Elle se produit à petite échelle et dépend essentiellement de la longueur d'onde de la lumière et de la taille des particules composant la rugosité de surface ou les aérosols en suspension dans l'atmosphère.

- La réflexion correspond à la partie du rayonnement réfléchie par la surface. Elle dépend essentiellement des propriétés des milieux en contact et de l'angle d'incidence. Le rapport entre le flux lumineux réfléchi et le flux lumineux incident est appelé coefficient de réflexion ou réflectance.

- L'absorption correspond à la partie de l'onde incidente 'absorbée par la surface', c'est-à-dire absorbée par la matière. L'absorption de fond, c'est-à-dire le niveau moyen de réflectance d'un spectre, définit son continuum [Clark and Roush, 1984].
A ce dernier s'ajoute des absorptions spécifiques, à des longueurs d'onde particulières, qui dans le domaine du visible/proche-infrarouge, sont le résultat de deux processus : les transitions électroniques du fer et les vibrations fondamentales des molécules [Clark, 1999]. Les transitions électroniques du fer correspondent au changement d'orbitale d'un des électrons de l'ion Fe^{2+} sous l'effet de l'absorption ou de l'émission d'un photon. Ceci engendre une réorganisation des orbitales *3d* des ions, qui sont incomplètes. Ce changement

correspond à une variation d'énergie ou une variation de longueurs d'onde entre l'émission et l'absorption λ, qui se traduit par une absorption à la longueur d'onde λ sur le spectre. Ces processus affectent particulièrement les spectres des oxydes ou des minéraux mafiques (olivine, pyroxène), riches en fer [Burns, 1970, 1993] (cf. section 2.3.1.4). Il est plus difficile de détecter des minéraux ne contenant pas de fer, comme les plagioclases.
Les vibrations fondamentales des molécules ou liaisons atomiques peuvent aussi être à l'origine d'absorptions spécifiques [Hunt and Salisbury, 1970]. Les molécules ou liaisons peuvent être considérées comme des oscillateurs qui vibrent à des fréquences ou longueurs d'onde spécifiques, engendrant des mouvements de flexion et d'élongation symétrique et asymétrique. La présence d'un groupement hydroxyl –OH provoque un niveau de vibration fondamental à 2.75 µm qui est responsable de l'harmonique à 1.4 µm. La molécule d'eau H2O présente des vibrations structurales à 1.4 et 1.9 µm ; ainsi tous les minéraux incluant de l'eau dans leur structure présenteront des absorptions spécifiques à ces longueurs d'onde [Clark, 1999] (cf. section suivante). Des liaisons additionnelles (par exemple métaux-OH) sont parfois présentes dans le domaine du proche infrarouge permettant l'identification précise des minéraux présents en surface.

2.3.1.3 Le fonctionnement des spectro-imageurs

La spectro-imagerie combine la spectroscopie aux outils d'imagerie. Les spectro-imageurs sont des instruments qui associent un spectre en réflectance en chaque pixel d'une image. Ils sont dotés de capteurs qui analysent le signal reçu d'une surface planétaire à différentes longueurs d'onde. En pratique, un capteur comporte plusieurs cellules détectrices alignées qui analysent simultanément une petite portion de la surface (pixel), formant une bande de données. Un système optique collecte le rayonnement réfléchi par la surface et l'envoie sur un dispositif de sélection de longueur d'onde qui le décompose. L'ensemble des bandes acquises au cours du déplacement de la sonde crée une image de la scène. La superposition des images obtenues à différentes longueurs d'onde forme un cube de données, ayant deux axes spatiaux et un axe de longueur d'onde. Le profil selon l'axe z en chaque point (x, y) correspond au spectre en réflectance d'un point donné.

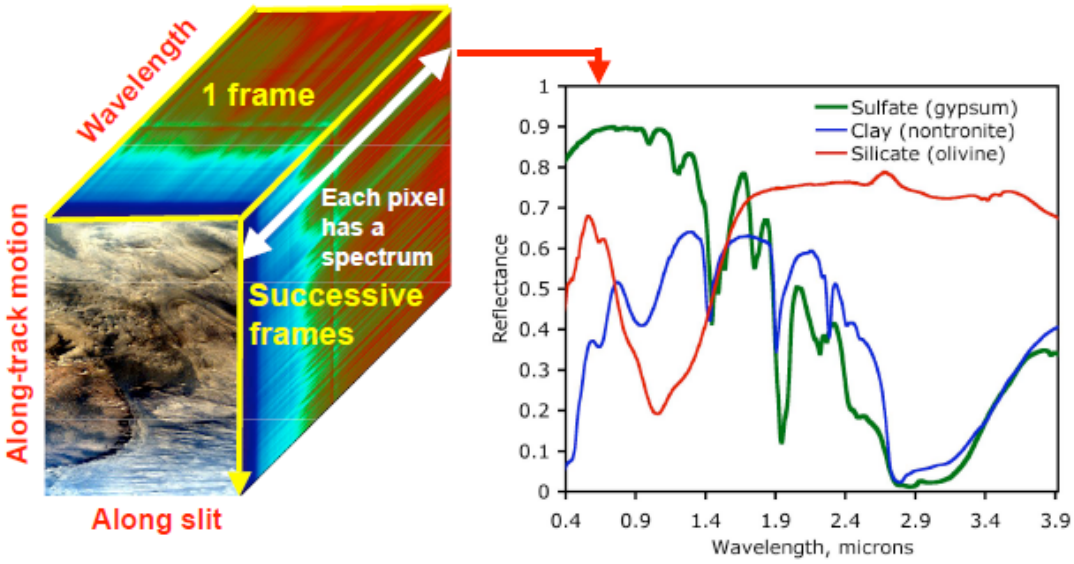


Figure 2.13 : Acquisition d'un 'cube' de données hyperspectrales : à chaque pixel est associé un spectre en réflectance (Crédits : CRISM team).

En mode hyperspectral, CRISM acquiert des images à 544 longueurs d'onde différentes, alors qu'en mode multispectral il n'en utilise que 72. Ces canaux sont répartis sur deux capteurs, dit 'S' et 'L', qui couvrent respectivement les domaines du visible/proche-infrarouge (0.4-1 µm) et de l'infrarouge (1-3.92 µm). Un cube de données est obtenu pour chacun de ces capteurs, les 2 cubes finaux pouvant être accolés pour obtenir une observation sur toute la gamme spectrale offerte par CRISM [Murchie et al., 2007, 2009 ; Clenet et al., 2011a].

A la fin de la phase principale de la mission CRISM en 2006, environ 9500 observations ciblées avaient été acquises en mode hyperspectral, contre 15855 observations en mode multispectral. En supprimant les données inexploitables acquises pendant la tempête globale de poussière fin 2007, près de 55% de la surface martienne a été imagée en mode multispectral.

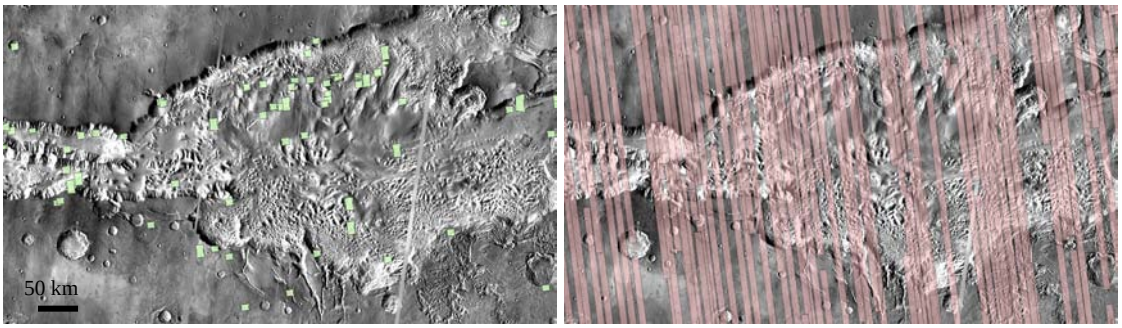


Figure 2.14 : couverture hyperspectrale (excluant les observations atmosphériques) et multispectrale CRISM dans la région de Capri Chasma, au 1er mai 2011.

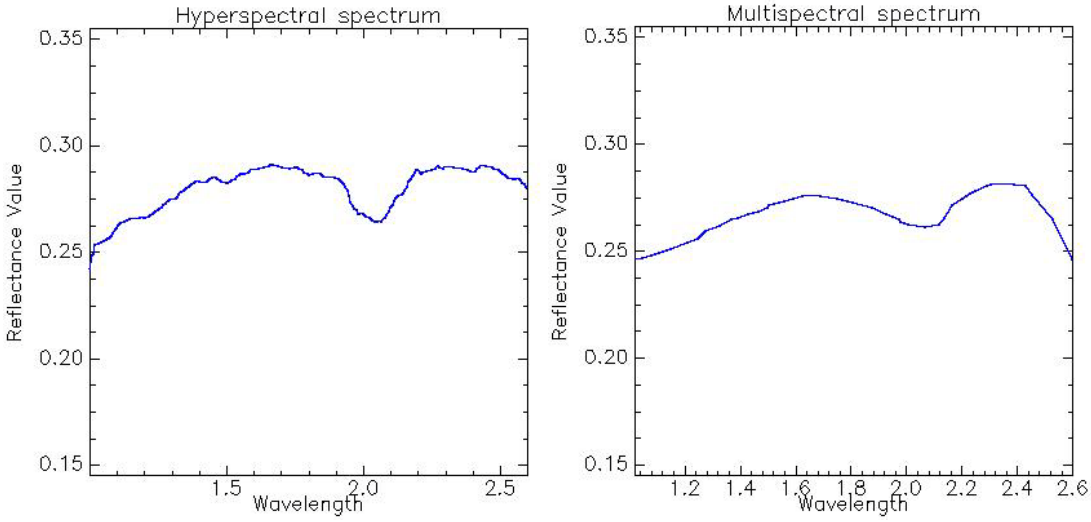


Figure 2.15 : comparaison entre un spectre hyperspectral (observation FRT000035BD_07) et un spectre multispectral (observation MSP00005E66_05) acquis sur le même affleurement riche en sulfates dans Capri Chasma. Les deux observations ont été traitées de la même façon : correction atmosphérique, délignage et dépointage sous CAT.

2.3.1.4 Les propriétés spectrales de référence des minéraux

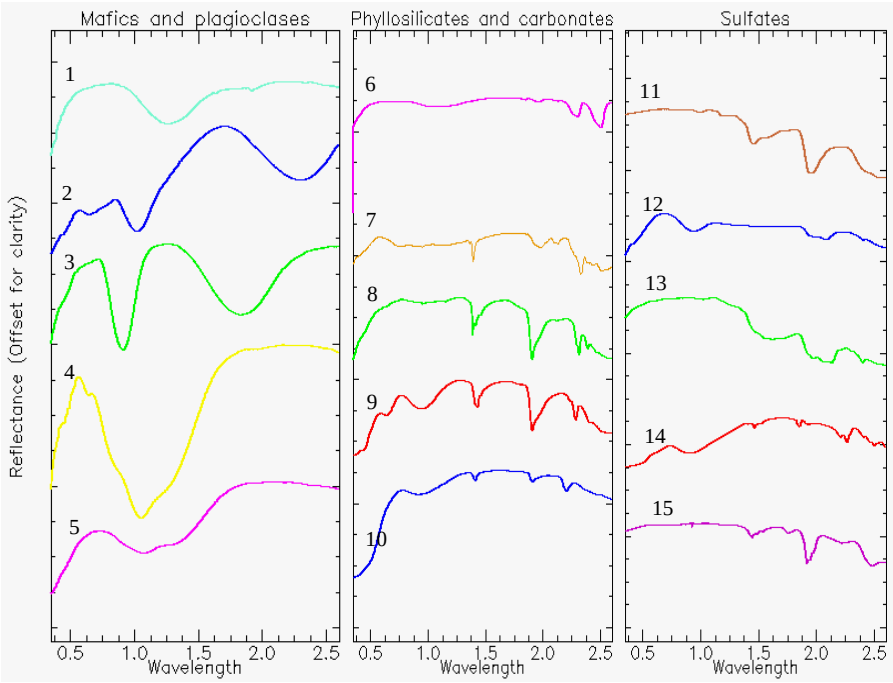


Figure 2.16: Spectres en réflectance des analogues terrestres de quelques-uns des minéraux détectés à la surface Mars: (1)-Plagioclase C1SC37, (2)-Diopside C1PP09, (3)-Enstatite C2PE30, (4)-Forsterite C1SC02, (5)-Fayalite LAPO05, (6)-Magnésite CACB06, (7)-Serpentine LACR01, (8)-Saponite LASA51, (9)-Nontronite CBJB26, (10)-Montmorillonite 1292F35),(11)-Gypsum BKR1JB556, (12)-Jarosite C1JB53, (13)-Kieserite F1CC15, (14)-Szomolnokite BKR1JB622A, (15)-Magnesium Sulfate CJB366.

Chaque minéral possède un spectre caractéristique par sa forme globale et ses bandes d'absorption, ce qui permet son identification. Depuis environ 40 ans, l'USGS met à disposition du public une librairie spectrale très complète, rassemblant les caractéristiques spectrales des principaux minéraux et roches terrestres [Clark et al., 1993 ; Clark et al., 2007]. L'université de Brown propose également un outil similaire nommé RELAB (Reflectance Experiment LABoratory). Les spectres sont disponibles sous forme d'images ou de fichiers librairie spectrale (.sli) exploitables sous ENVI. Ils couvrent en général plusieurs domaines du spectre électromagnétique. Depuis 2006 une librairie spectrale CRISM est également à disposition du public [Murchie et al., 2007]. Elle rassemble les spectres visibles et proche-infrarouges des minéraux terrestres susceptibles d'être analogues à la surface de Mars, acquis avec un instrument similaire à CRISM.

<u>Les minéraux mafiques</u>

Les minéraux mafiques sont identifiables par de larges absorptions dans le domaine du visible/proche infrarouge, qui correspondent aux transitions électroniques des ions Fe^{2+}. La position exacte de ces absorptions dépend essentiellement de la structure cristallographique des différents minéraux [Burns, 1993]. L'olivine peut-être reconnue par la présence d'une bande d'absorption complexe autour de 1 µm, qui correspond en fait à la superposition de

trois bandes d'absorption situées respectivement à 0.85, 1.05 et 1.25 µm (spectres 4 et 5 Figure 2.16) [Burns, 1970, 1993; Adams, 1974]. Les spectres de régions riches en olivine à la surface de Mars montrent souvent une très large bande d'absorption entre 0.8 et 1.5 µm et ont un continuum relativement plat à des longueurs d'onde plus élevées [Mustard et al., 2005]. La position et la forme de cette bande d'absorption sont très variables en fonction de la teneur en fer de l'olivine [King and Ridley, 1987; Sunshine and Pieters, 1998] et de la taille des grains composant la surface [Mustard et al., 2005, Poulet et al., 2009 ; Clenet et al., 2011b] (cf. section 2.3.3.1). Les pyroxènes sont quant à eux généralement identifiables par la présence de deux larges absorptions dans leurs spectres, situées autour de 1 µm et de 2 µm (spectres 2 et 3 Figure 2.16). Les orthopyroxènes ou 'Low-Calcium Pyroxenes' (LCP, *e.g.* l'enstatite) et les clinopyroxènes ou 'High-Calcium Pyroxenes' (HCP, *e.g.* diopside) peuvent être distingués par la position de ces deux bandes, centrées à de plus grandes longueurs d'onde pour les HCP. Cette position est en effet déterminée principalement par la composition du pyroxène, en particulier la présence d'ion Fe^{2+} et Ca^{2+} [Adams, 1974; Burns, 1993 ; Cloutis and Gaffey, 1991] qui se placent dans des sites différents en fonction de la structure cristalline du pyroxène. Ainsi pour l'enstatite, les bandes d'absorption sont centrées à environ 0.9 et 1.8 µm, alors que pour le diopside elles sont typiquement centrées vers 1.05 et 2.3 µm [Adams, 1974; Burns, 1993; Cloutis and Gaffey, 1991] (spectres 2 et 3 Figure 2.16).

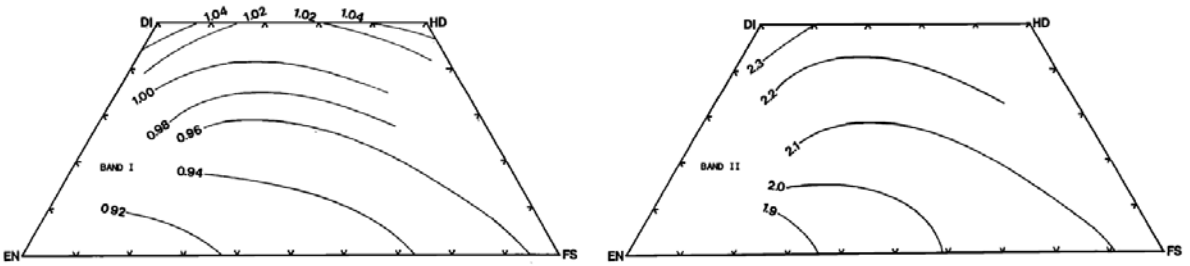


Figure 2.17 : Position des centres des absorptions des domaines à 1 µm et à 2 µm pour les pyroxènes, en fonction de leur composition (DI = diopside, EN= enstatite, HD=hedenbergite, FS=orthoferrosilite), [Cloutis et Gaffey, 1991].

Les minéraux hydratés

Les minéraux hydratés peuvent être identifiés par d'étroites bandes d'absorption dans le domaine du proche infrarouge et de l'infrarouge. Dans la gamme spectrale couverte par OMEGA et CRISM, ces minéraux présentent surtout des absorptions entre 1 et 2.6 µm, dues aux vibrations de leurs molécules et liaisons fondamentales (spectres 6 à 15 Figure 2.16) [Mustard et al., 2008; Ehlmann et al., 2009]. Tous les minéraux hydratés présentent une vibration autour de 1.9 µm, qui correspond aux vibrations fondamentales de la molécule d'eau H_2O. Cette bande peut être réduite ou disparaitre si les minéraux ont été déshydratés, comme c'est souvent le cas pour la chlorite [Ehlmann et al., 2009]. L'élongation des groupements hydroxyles –OH est responsable d'une bande additionnelle, en général de plus faible amplitude, et centrée autour de 1.4 µm. La position exacte de cette bande dépend du type de cation présent (Mg^{2+}, Al^{2+} or Fe^{2+}) [Bishop et al., 2002a,b ; Ehlmann et al., 2009]. D'autres bandes peuvent être présentes entre 2.1 et 2.5 µm suivant la composition cationique du minéral et sa structure. Leur position, largeur et amplitude est contrôlée essentiellement par la composition du minéral et est donc caractéristique de cette dernière. Ainsi en combinant les différentes absorptions observées dans un spectre, on peut identifier précisément un minéral ou une famille de minéraux.

Les silicates hydratés présentent en général d'autres bandes d'absorption majeures dues aux liaisons métaux-OH. Elles sont centrées autour de 2.2 µm (liaison Al-OH) pour l'opale et les phyllosilicates alumineux (*e.g.*, montmorillonite) ou 2.3 µm (liaisons Fe-OH et Mg-OH) pour les phyllosilicates magnésiens (*e.g.*, saponite) et ferreux (*e.g.*, nontronite) [Clark et al., 1990] (spectres 7 à 10 Figure 2.16). D'autres absorptions mineures peuvent être utilisées pour trancher sur la nature exacte du minéral. Par exemple, la serpentine présente des absorptions supplémentaires à 2.10-2.12 µm et 2.50-2.52 µm en plus de ses absorptions à 2.325 µm (Mg-OH) et 1.38 µm (-OH) [Ehlmann et al., 2010] (spectre 7 Figure 2.16).

Les sulfates présentent une absorption à 2.4 µm liée à la présence de groupe SO_4, cette absorption est si forte qu'elle se traduit par une chute brutale du continuum [Cloutis et al., 2006 ; Gendrin et al., 2005, Bishop et al., 2009] (spectres 11 à 15 Figure 2.16). Les sulfates contenant plusieurs molécules d'eau dans leur structure, communément appelés ' sulfates polyhydratés', présentent des absorptions caractéristiques à 1.4, 1.9 et 2.4 µm. Lorsqu'une seule molécule d'eau est présente dans la structure, l'absorption à 1.9 µm est exceptionnellement déplacée à 2.1 µm, on parle alors de 'sulfates monohydr atés' [Gendrin et al., 2005]. La composition cationique des sulfates monohydratés peut influencer suffisamment la position de la bande à 2.1 µm (vers 2.08 µm pour les sulfates ferreux comme la szomolnokite vers 2.13 µm pour les sulfates magnésiens comme la kiésérite) pour permettre la détermination de leur composition chimique (spectres 13 et 14 Figure 2.16). Dans le cas des sulfates polyhydratés, il est parfois difficile de distinguer spectralement deux compositions chimiques distinctes, bien que certains sulfates polyhydratés tels que le gypse et la jarosite présentent des combinaisons de bandes caractéristiques (spectres 11 et 12 Figure 2.16).

Les carbonates présentent des bandes d'absorption à 2.3, 2.5, 3.45 et 3.9 µm, en plus des bandes d'hydratation communes aux minéraux hydratés (1.4 et 1.9 µm) liées aux vibrations des liaisons C-O des molécules [Gaffey, 1987 ; Ehlmann et al., 2008] (spectre 6 Figure 2.16). La position de ces bandes dépend encore une fois de la composition chimique de ces carbonates : 2.3 et 2.5 µm pour les carbonates magnésiens (magnésite), 2.34 et 2.54 µm pour les carbonates calciques (calcite) et 2.33 et 2.53 µm pour les carbonates ferriques (sidérite). Les bandes à 3.4 et 3.9 µm sont souvent plus difficiles à observer car elles se superposent à des bandes d'absorption liées à la présence d'eau et à certains effets thermiques.

Les glaces :

L'eau H_2O est majoritairement présente sous forme solide sur Mars. Le dioxyde de carbone, CO_2, abondant dans l'atmosphère martienne, est également présent saisonnièrement sous forme de glace. Outre leur présence dans les calottes polaires, ils peuvent parfois former de minuscules particules solides dans l'atmosphère, au sein d'un nuage par exemple, et contribue alors à la réponse spectrale enregistrée par les capteurs de l'instrument. La glace d'eau présente de fortes bandes d'absorption à 1.25 µm, 1.5 µm, 2 µm et 3 µm alors que la glace de dioxyde de carbone engendre des bandes d'absorption à 1.435, 2.281, 2.7, et 3.3 µm [Grundy and Schmitt, 1998; Quirico and Schmitt, 1997; Hansen, 2005]. Ces absorptions sont parfois observées sur des cubes CRISM acquis dans Valles Marineris et ne doivent pas être interprétées comme étant liées à la présence de minéraux particuliers. Les nuages et le brouillard sont en effet fréquents dans Valles Marineris de par sa topographie. Le dioxyde de carbone sous forme gazeuse présente également les deux bandes d'absorption à 1.435 µm et 2

µm, qui contribuent au spectre final. Elles peuvent néanmoins être corrigées en estimant l'épaisseur d'atmosphère traversée par le rayon lumineux (cf. section suivante).

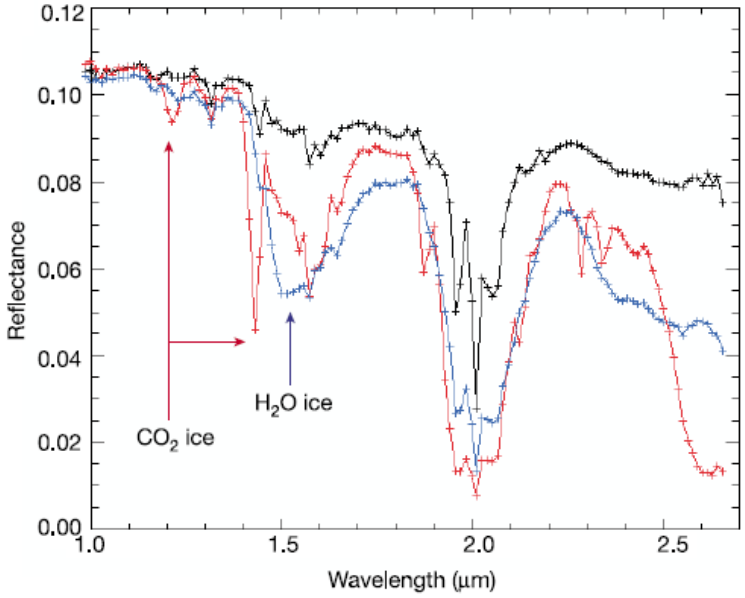


Figure 2.18 : Spectres OMEGA non corrigés des effets atmosphériques sur une surface non gelée (en noir), sur une portion de la calotte polaire riche en glace d'eau (en bleu) et une portion riche en glace de CO2 (en rouge) [Bibring et al., 2004b].

2.3.2 Traitement des données CRISM

2.3.2.1 Traitement du signal avec CAT (CRISM Analysis Tool)

Depuis la fin de l'année 2008, l'équipe CRISM a mis à la disposition du public un module de traitement semi-automatisé des données CRISM, CAT (CRISM Analysis Tool) utilisable sous ENVI [Murchie et al., 2007, 2009]. Une succession de fonctions permet de passer d'un signal brut à un signal débruité, affranchi (au premier ordre) des contributions photométriques et atmosphériques, et géoprojeté. Bien que CRISM mesure directement la radiance de la surface, les données sont téléchargeables en format I/F, correspondant au rapport entre la radiance et le flux solaire multiplié par pi.

Le traitement du signal passe par la déconvolution des spectres observés en leurs différentes composantes correspondant au bruit, à la contribution de l'atmosphère, et à la contribution de la surface. La première étape de la chaîne de traitement est de corriger les effets de l'atmosphère : en effet, un spectre CRISM I/F brut présente de très fortes absorptions correspondant au dioxyde de carbone et à la vapeur d'eau de l'atmosphère martienne, qui sont très profondes et masquent la signature spectrale de la surface. Dans des conditions atmosphériques standard, la contribution de l'atmosphère peut être retirée en utilisant une loi de transmission atmosphérique empirique. Celle-ci est dérivée du rapport entre deux spectres acquis au sommet et à la base d'Olympus Mons, et normalisée par la profondeur de la bande d'absorption du CO_2 à 2 µm [McGuire et al., 2009]. Plusieurs spectres de références acquis à la base et au sommet d'Olympus Mons sont fournis avec CAT, nous avons, pour chaque observation, utilisé un spectre acquis à la même période de l'année. Bien que globalement efficace, cette correction laisse parfois un résidu atmosphérique autour de 2 µm, ce qui correspond à une forte bande d'absorption du dioxyde de carbone.

L'observation CRISM est ensuite corrigée des conditions d'illumination : l'ensemble des pixels est divisé par le cosinus de l'angle d'incidence des rayons solaires.

L'observation CRISM est ensuite nettoyée du bruit, en utilisant les algorithmes de délignage ('destriping') et dépointage ('despiking') de l'outil CIRRUS inclus dans CAT [Parente et al., 2008]. Le délignage permet de corriger les effets de bandes verticales observés sur les images, alors que le dépointage détecte les pixels isolés présentant un fort niveau de bruit et remplace leur valeur par une moyenne des valeurs des pixels voisins. Après cette étape on peut estimer que la réponse spectrale observée reflète majoritairement celle de la surface. L'observation est alors prête à être projetée dans un système géographique en utilisant les informations de localisation et de géométrie fournies.

Une fois les données projetées, nous utilisons des algorithmes de réduction de données afin d'extraire les spectres remarquables d'un cube de données. Les critères spectraux, ou 'summary parameters' [Pelkey et al., 2007] permettent la recherche de signatures spécifiques. Trente-deux critères spectraux sont disponibles sous CAT. Ils servent d'indice de premier ordre sur la présence possible d'un minéral mais ne doivent pas être considérés comme des cartes minéralogiques finales. Ces critères sont calculés sur la base de la profondeur d'une bande à une position donnée en utilisant un rapport de bandes (Figure 2.20) et sont parfois sensibles à des paramètres autres que la composition minéralogique, comme l'albédo, ils ne sont donc que de possibles indicateurs. La profondeur d'une bande donnée est calculée et cartographiée pour chaque pixel d'une image CRISM, elle est liée, entres autres, à l'abondance du minéral. Chaque région susceptible d'abriter un minéral d'après les critères spectraux est ensuite analysée spectralement en détails (cf. section suivante).

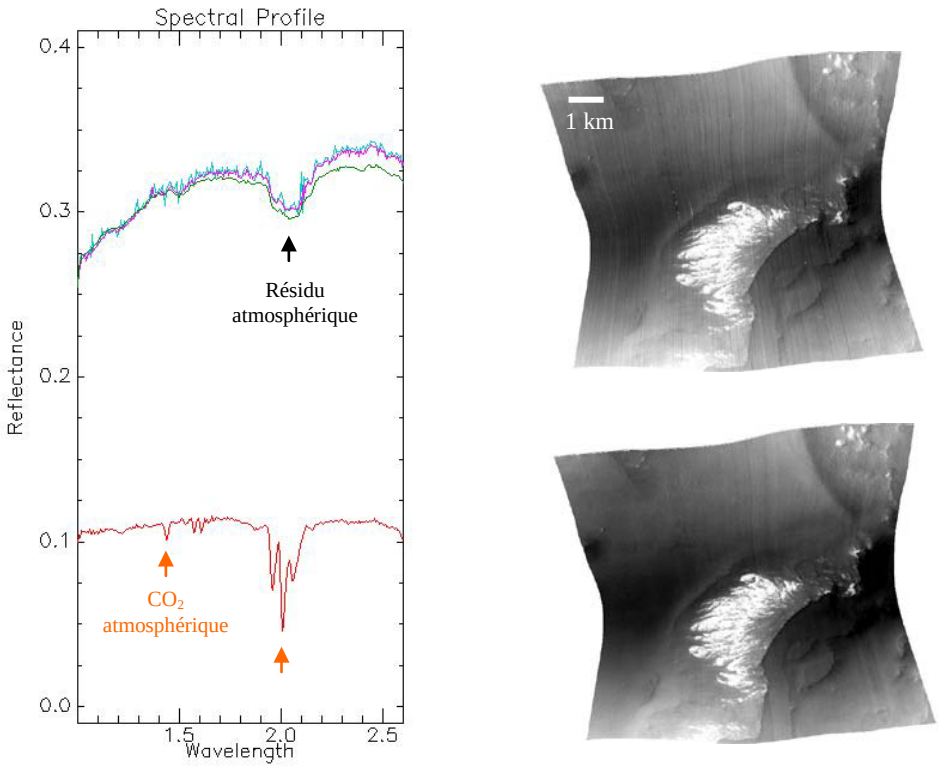


*Figure 2.19 : A gauche : Comparaison des spectres obtenus sur le même pixel avant correction atmosphérique (rouge), puis avant délignage et dépointage (cyan), et après l'ensemble des corrections (magenta). Le spectre vert est un spectre moyen sur une zone de 5*5 pixels autour du pixel précédent, on remarque que cette moyenne permet de réduire le bruit restant après traitement (observation CRISM FRT00035BD sur un affleurement de sulfates).*

A droite : comparaison de l'image centrale CRISM FRT000035BD_07 avant (en haut) et après (en bas) traitement sous CAT. On observe une diminution du nombre de bandes liées au bruit instrumental.

BDXYYY= 1 – [y(b)+y(c])/[y(a) + y(d)]

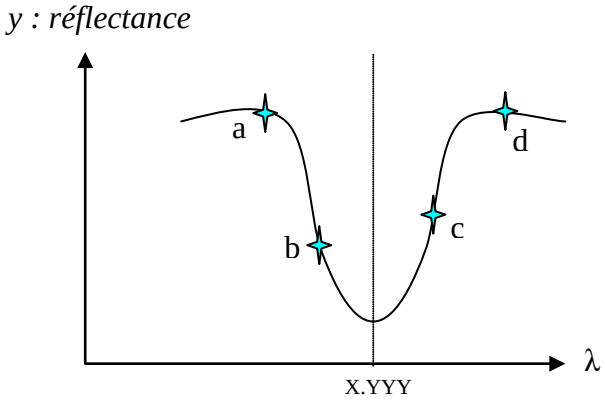


Figure 2.20 : Principe de calcul des critères spectraux, ou 'summary parameters'.

Name	**Parameter**	**Formulation**	**mineral of interest**
OLINDEX2	Olivine index	$(((R_C1054 - R1054)/R_C1054) \times 0.1) + (((R_C1211 - R1211)/(R_C1211) \times 0.1) + (((R_C1329 - R1329)/R_C1329) \times 0.4) + (((R_C1474 - R1474)/R_C1474) \times 0.4)$	Olivine
LCPINDEX	LCP index	((R1330-R1050)/(R1330+R1050)) *((R1330-R1815)/(R1330+R1815))	Low calcium pyroxene
HCPINDEX	HCP index	((R1470-R1050)/(R1470+R1050)) *((R1470-R2067)/(R1470+R2067))	High calcium pyroxene
ISLOPE1	Spectral slope 1	(R1815-R2530)/(2530-R1815)	ferric coating on dark rock
BD1435	1.435 micron CO2 ice band depth	1 – (R1430 / (a*R1370+b*R1470)	CO2 ice
BD1500	1.5 micron H2O ice band depth	1 – (((R1510+R1558)*0.5) /(a*R1808+b*R1367))	H2O ice
BD1750	1.7 micron H2O band depth	1 – ((R1750) / (a*R1557+b*R1815)	Gypsum
BD1900R	1.9 micron H2O band depth	1-((R1908+R1914+R1921+R1928+R1934+R1941) / (R1862+R1869+R1875+R2112+R2120+R2126))	all hydrated minerals
BD2100	2.1 micron shifted H2O band depth	1 – (((R2120+R2140)*0.5) /(a*R1930+b*R2250))	H2O in monohydrated sulfates
BD2200	2.2 micron Al-OH mineral band depth	1-(R2199+(R2205*2)) / (R2132+R2146+R2252+R2258)	Al-OH phyllosilicates

Name	Parameter	Formulation	mineral of interest
Doub2200	2.2 micron hydrated silica doublet	1-((R2205+R2258) / (R2172+R2311))	hydrated silica
BD2210	2.21 micron Al-OH band depth	1 – (R2210/(a*R2140+b*R2250))	Al-OH phyllosilicates
BD2230	2.23 micron Al-OH mineral band depth	1- R2231/(a*R2212+R2198)/2 + b*(R2258+R2251)/2	Al-OH phyllosilicates and hydrated silica
BD2290	2.3 micron Mg, Fe-OH band depth / 2.292 micron CO2 ice band depth	1 – (R2290/(a*R2250+b*R2350))	Mg,Fe-OH phyllosilicates; also CO2 ice
D2300	2.3 micron dropoff	1-(R2290+R2330+R2330)/ (R2140+R2170+R2210)	Mg, Fe phyllosilicates
SINDEX	Detects convexity at 2.29 µm due to absorptions at 1.9/2.1 µm & 2.4 µm	1 – (R2100 + R2400) / (2 * R2290)	monohydrated and polyhydrated sulfates

Table 2.3 : Liste des critères spectraux utilisés dans la présente thèse (modifié d'après [Pelkey et al., 2007], [Salvatore et al., 2010] et le contenu des programmes CAT).

Un dernier outil est disponible sous CAT, il s'agit du MGM (Modèle Gaussien Modifié) pour CRISM [Skok et al., 2010]. Le MGM est une technique d'identification des minéraux mafiques basée sur la modélisation des absorptions liées aux transitions électroniques du fer [Sunshine et al., 1990 ; Sunshine et al., 1993 ; Clenet, 2009 ; Clenet et al., 2011b]. Initialement développé par Sunshine et al. [1990], il déconvolue les bandes d'absorption minéralogiques individuelles par une somme de gaussiennes, caractérisées par leurs centres, largeurs et profondeurs, superposées à un continuum. Il existe deux approches concernant l'utilisation du MGM : la première, qui consiste à initialiser le centre d'une gaussienne en fonction de la position du maximum de l'absorption pour une composition chimique choisie à priori de façon arbitraire, est celle utilisé par le MGM CAT pour CRISM. Ce type d'approche est délicat car il est possible de faire une mauvaise estimation de la profondeur de l'absorption si le minéral a une composition chimique différente de celle envisagée. La seconde, qui accorde un certain degré de liberté quand à la position des centres des gaussiennes, est plus difficile à mettre en œuvre et est toujours en cours de développement [Clenet, 2009 ; Clenet et al., 2011a,b]. Le MGM qui a été utilisé dans cette thèse est celui de la version CAT, il fournit au premier ordre une estimation de la quantité de LCP versus HCP sur les régions étudiées, mais ne prend pas en compte la possible présence d'olivine.

Les données multispectrales individuelles peuvent subir un traitement similaire avec CAT, mais elles sont également disponibles sous forme de mosaïques de données déjà pré-traitées. Elles ont été corrigées suivant la méthode de McGuire et al. [2008] qui utilise le programme DISORT (DIScrete Ordinates Radiative Transfert) pour modéliser la contribution des gaz atmosphériques et retrouver l'albedo lambertien de surface. Sauf cas particulier, les données multispectrales utilisées dans cette thèse correspondent à ces mosaïques déjà pré-traitées.

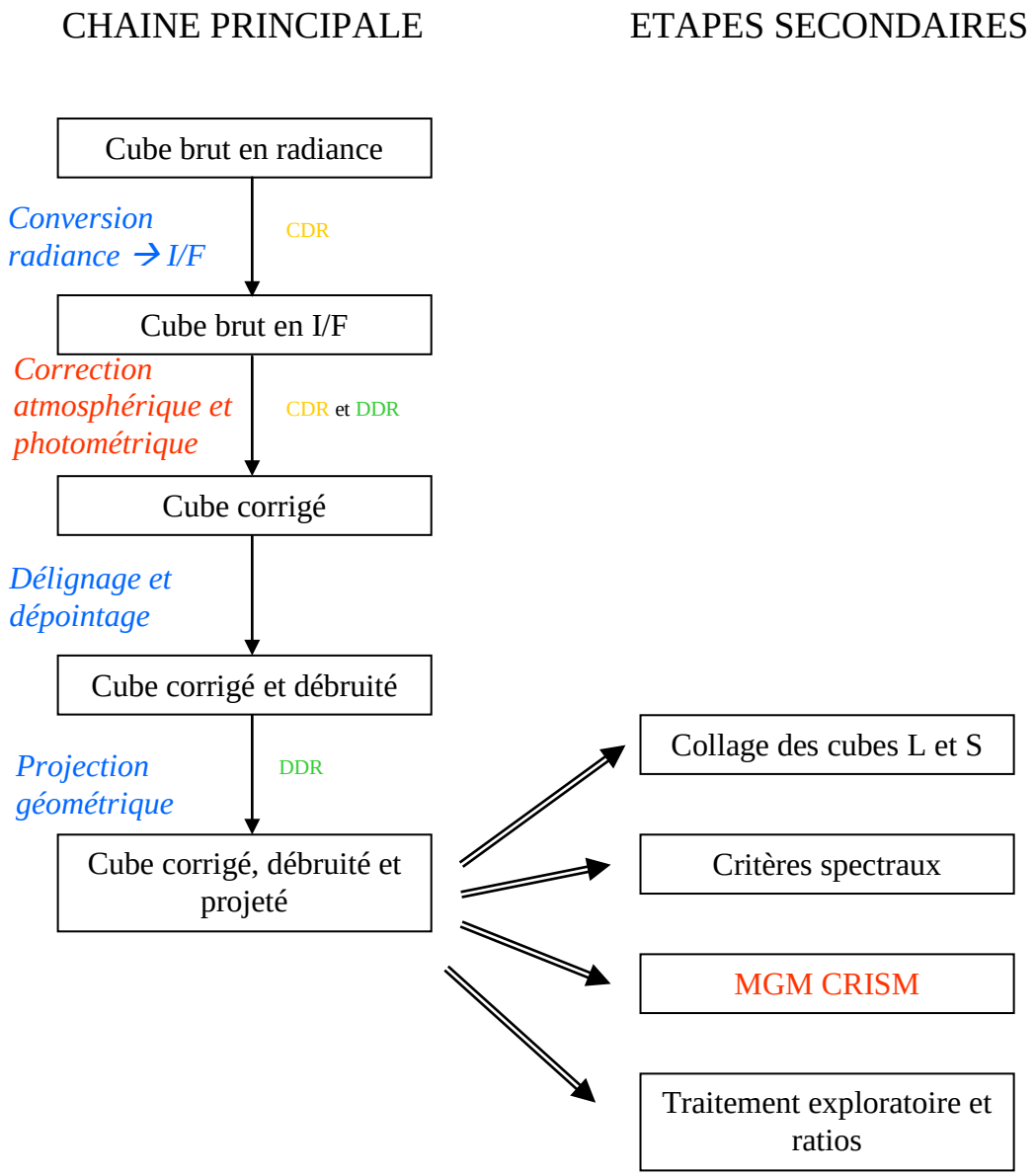


Figure 2.21 : Chaîne de traitement sous CAT. Les étapes en rouge ne sont effectuées que sur les données du détecteur L (proche infrarouge), en effet les gaz atmosphériques ne contribuent pas à la réponse spectrale dans le domaine du visible. Les étapes secondaires sont facultatives et contribuent à la recherche de signature minéralogique sur un cube corrigé, debruité et projeté. Les produits obtenus à l'issu des étapes secondaires sont insérés dans notre SIG.

2.3.2.2 Acquisition de spectres et cartographie minéralogique

Chaque cube de données CRISM est analysé en détail. Les critères spectraux sont utilisés pour identifier les régions potentiellement intéressantes, mais l'identification d'un minéral requiert l'analyse fine de son spectre. Cette analyse s'effectue en plusieurs étapes.

<u>Les rapports de spectres</u>

Les spectres bruts observés sur les données CRISM traités présentent plusieurs défauts :

- Certains artéfacts instrumentaux sont présents, par exemple autour de 1.65 µm, ou de 3.18 µm, ce qui peut masquer certaines absorptions comme l'absorption à 3.4 µm des carbonates.
- Un résidu atmosphérique est presque toujours observé autour de 2 µm, ce qui masque la bande d'absorption à 1.9 µm des minéraux hydratés, fondamentale pour la recherche de ces derniers. La calibration de la correction atmosphérique se faisant autour de la bande 2 µm du CO2 atmosphérique, qui est très profonde, une surestimation de la correction pour les autres bandes d'absorption du CO2 (comme à 1.4 µm) est fréquente et engendre des artéfacts.
- La forme des spectres dans le proche infrarouge, en dessous de 1.5 µm, et le niveau de réflectance du continuum sont très variables en fonction des conditions d'acquisition de l'observation.
- Enfin la qualité des observations est dépendante des conditions météorologiques au moment de l'acquisition, les nuages et aérosols sont fréquents et leurs bandes d'absorption peuvent masquer les signatures à 1.4 µm et 1.9 µm des minéraux hydratés.

Afin de s'affranchir des effets décrits précédemment, nous avons réalisé des rapports de spectres. Chaque spectre de l'image est divisé par un spectre 'neutre' (typiquement une région poussiéreuse de la même observation, ne montrant pas d'absorptions spécifiques). Les artéfacts instrumentaux et résidus atmosphériques sont minimisés voir éliminés par cette méthode. Il faut cependant s'assurer que le spectre choisi est bien dépourvu de signature spectrale, ce qui est parfois difficile à réaliser sur certaines observations. Le spectre neutre est acquis dans la même colonne ou une colonne proche que le spectre d'intérêt afin de s'affranchir des effets de bordure ('smile'). En effet le mode d'acquisition du spectro-imageur rend la réponse spectrale (longueur d'onde et largeur d'une bande) dépendante de la colonne du capteur [Ceamanos and Douté, 2010]. Cette dépendance varie différemment pour chaque canal de l'instrument.

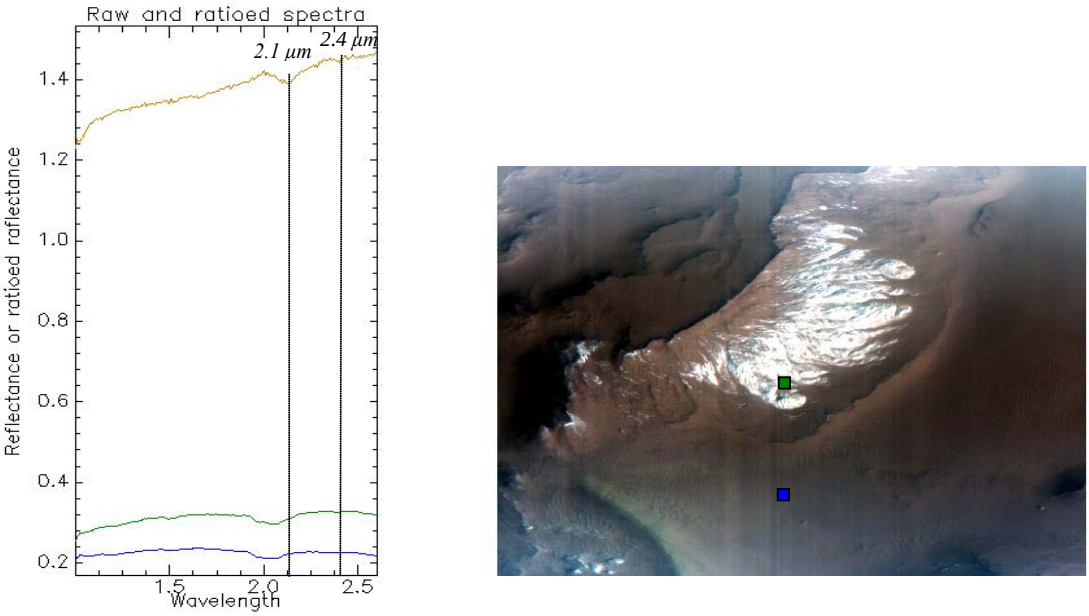


*Figure 2.22 : A gauche : Spectres de sulfate (vert) et de poussière (bleu) bruts (moyennes de 5*5 pixels) et rapport obtenu. Le rapport (marron) met en évidence la présence de bandes d'absorption à 2.1 et 2.4 µm et permet de s'affranchir du résidu atmosphérique autour de 2 µm. A droite : localisation des pixels où ont été pris les spectres bruts, sur l'observation CRISM FRT000035BD non projetée.*

Analyse des bandes et comparaison spectrale

Les caractéristiques de chaque bande observée sur le spectre sont mesurées par rapport au continuum spectral : profondeur, position, largeur et forme. En fonction de la combinaison des bandes présentes les spectres sont ensuite comparés aux familles de minéraux présentes dans la librairie spectrale. La forme globale et la position exacte des bandes permettent souvent l'identification de la phase minérale dominante. Par contre, la librairie spectrale est encore peu renseignée en ce qui concerne les mélanges et leur proportion, mais la présence d'un mélange peut être supposée lorsque l'on observe un ensemble de bandes qui ne correspond pas à un seul minéral.

Cartographie

Lorsqu'un minéral a été identifié clairement avec CRISM, il est intéressant de cartographier sa répartition afin de pouvoir la confronter aux observations d'imagerie (notamment HiRISE) après insertion dans un SIG. Deux méthodes de cartographie minéralogique complémentaires ont été utilisées :

- S'il est confirmé spectralement que les minéraux sont bien présents, les critères spectraux peuvent être utilisés comme base de travail pour réaliser des cartes minéralogiques. On considérera qu'une profondeur de bande n'est potentiellement caractéristique de la présence d'un minéral que si elle est supérieure à 1%. On peut alors cartographier la présence d'un minéral en cartographiant la profondeur de l'une de ses bandes d'absorption caractéristiques, en choisissant le critère spectral associé. Pour représenter spatialement la présence de plusieurs minéraux sur la même image, nous avons recours aux compositions colorées RGB, qui combinent la cartographie de plusieurs bandes d'absorption. Par exemple pour la cartographie de sulfates, on effectue couramment la combinaison suivante : R= D2400, G=BD2100, B=BD1900R ; les sulfates monohydratés sont alors cartographiés en jaune, les sulfates polyhydratés en violet.

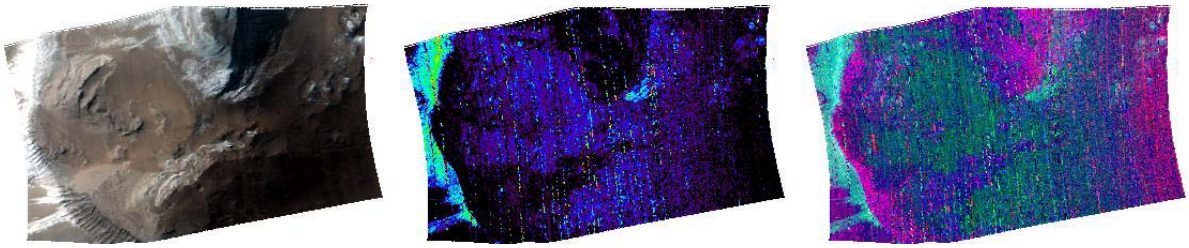


Figure 2.23 : A gauche : Observation CRISM HRS00002F87 en fausses couleurs (Rouge= bande à 2.5361 µm, Vert=bande à 1.5134µm, B leu= bande à 1.0865 µm). Au milieu : Profondeur de bande à 2.1µm (BD2100) permettant de rechercher des signatures de sulfates monohydratés (Echelle de couleur : de 0.16 en noir, à 0.57 en rouge). A droite : composition colorée RGB de critères spectraux (Echelles de valeurs: Rouge=BD1900 : 0.013-0.032 ; Vert=BD2100 : 0.010-0.043 ; Bleu=SINDEX : 0,010-0,067). Les sulfates monohydratés apparaissent en vert/jaune alors que les sulfates polyhydratés apparaissent en violet.

- L'outil 'SAM' (Spectral Angle Mapper), disponible sous ENVI, est un algorithme permettant d'évaluer la similitude entre des spectres en calculant l'angle formé entre eux dans

l'espace des réflectances. SAM peut être utilisé pour réaliser des cartes minéralogiques à partir de spectres de référence, et d'un angle spectral seuil, tous deux indiqués par l'utilisateur. Les spectres de référence indiqués sont alors ceux des minéraux 'manuellement' identifiés pendant la phase exploratoire de l'analyse des données. Cette méthode reste très sensible aux variations du continuum, fréquentes dans les données CRISM.

2.3.3 Limitations

2.3.3.1 Autres paramètres influençant la réponse spectrale

Une fois les résultats obtenus par les méthodes précédemment expliquées, il faut, au moment de l'interprétation, garder à l'esprit leurs limitations.

Les propriétés de la surface

La spectro-imagerie consiste en l'analyse de la lumière réfléchie par la surface martienne, les propriétés de cette dernière peuvent donc influencer la lumière réfléchie et les spectres observés. Tout d'abord, les conditions d'observations (angle d'incidence, d'émergence et de phase) ont une influence sur les données [Mustard and Pieters, 1989 : Hapke, 1993]. Ces paramètres ont surtout un impact sur la forme générale du continuum mais peuvent faiblement faire varier la profondeur des bandes d'absorption.
Ensuite les propriétés de la surface elle-même ont une influence non négligeable sur la qualité des spectres observés : la taille des grains présents en surface [Clark et Roush, 1984 ; Hapke, 1981, 1993] et leur aspect [Clark et Roush, 1984] sont deux paramètres contrôlant également la réponse spectrale. Dans le cas d'une surface à gros grain, le chemin parcouru par les photons à l'intérieur d'une particule est plus grand, ce qui favorise l'absorption. De manière générale, plus les grains sont gros et plus les absorptions sont larges (Figure 2.24). Bien que de plus en plus étudié, ce paramètre taille des grains reste un facteur mal contraint et gênant dans l'interprétation des spectres. Un bon exemple est le cas de l'olivine [Poulet et al., 2007], qui présente des spectres similaires pour la fayalite (son pôle ferreux) et certaines forstérites (pôle magnésien) à gros grains : il est alors difficile de trancher sur la composition chimique et les propriétés physiques de cette olivine.

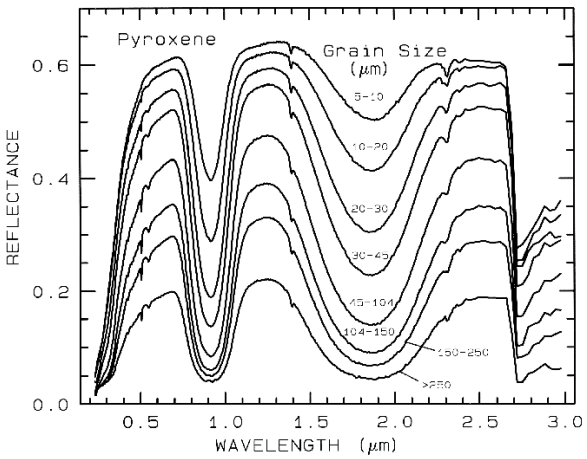


Figure 2.24 : Influence de la taille des grains sur le spectre en réflectance d'un pyroxène. L'augmentation de la taille des grains (du haut vers le bas) provoque une diminution du niveau globale de réflectance et augmente la largeur des bandes d'absorption [Clark et al., 1993].

Les mélanges

L'analyse des spectres effectuée à l'heure actuelle porte sur l'analyse des minéraux physiquement ou spectralement dominant à la surface de Mars. Or la surface est composée de roches qui sont souvent des assemblages de minéraux différents en proportions variables ; on qualifie ce type d'assemblage de mélange intime. De plus, à l'échelle d'un pixel CRISM (18 m*18 m au mieux), la surface est hétérogène et nous observons un mélange surfacique.

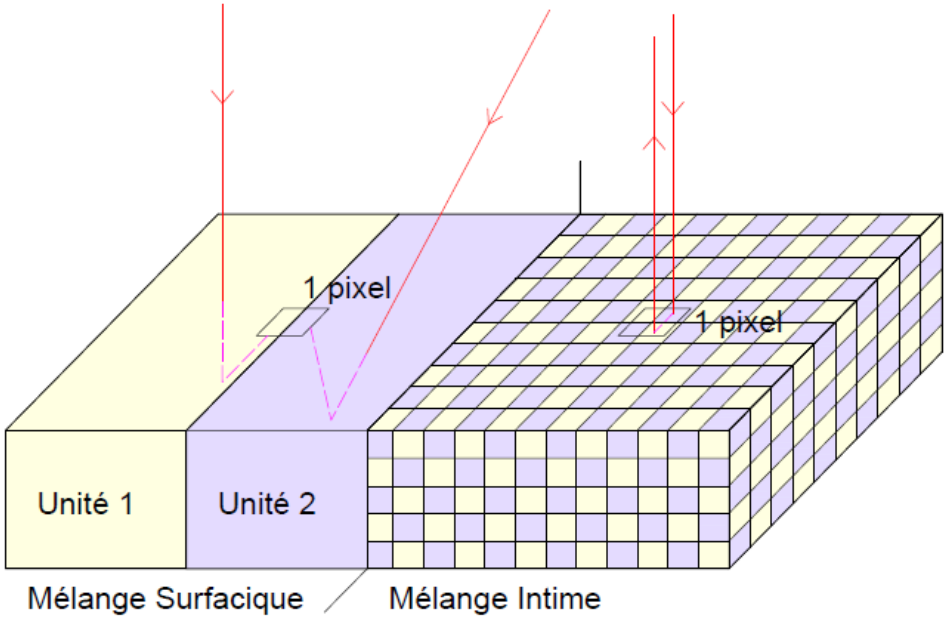


Figure 2.25 : Représentation schématique d'un mélange surfacique (à droite), juxtaposant deux unités distinctes, et d'un mélange intime (à gauche), ou l'unité est formée de plusieurs matériaux intimement liés.

Tous ces types de mélanges ont une influence non négligeable sur la réponse spectrale [Clark et al., 2003]. Au premier ordre, on estime qu'un mélange surfacique entre deux (ou plusieurs) unités renvoie un rayonnement au capteur qui dépend de leurs deux compositions sans interaction, le signal reçu est alors une combinaison linéaire entre les spectres des deux différentes unités avec des coefficients qui dépendent de la surface occupée par chacune de ces unités. Les mélanges intimes, représentant les roches pluriminérales, sont les plus fréquents mais aussi les plus difficiles à quantifier. Le rayonnement incident interagit avec une interface puis est réfracté et est transféré à un autre minéral voisin ou il est à nouveau réfracté vers un autre minéral voisin ou une autre interface. Le rayonnement réfléchi étudié au final est alors une combinaison non-linéaire des spectres des différents éléments rencontrés sur le chemin optique. Il est difficile d'interpréter les spectres obtenus sur ce type de mélange : la signature principale obtenue n'est pas forcément celle du minéral le plus abondant mais celle du minéral spectralement dominant. Par exemple dans un mélange intime entre un pyroxène ou une olivine et un plagioclase, les bandes d'absorption du plagioclase sont en général masquées si celui-ci n'est pas présent à plus de 95% dans la roche [Adams and McCord, 1972]. Dans le cas d'un mélange pyroxène/olivine à gros grains, l'olivine est difficilement identifiable dans le spectre résultant si son abondance est inférieure à environ 25% [Poulet et al., 2009].

Les processus de mélange, intimes et surfaciques, dépendent également de la taille des grains et du domaine de longueurs d'onde étudié. De nombreuses expériences de modélisations de mélanges binaires et tertiaires de minéraux mafiques ont été effectués [Singer, 1981 ; Mustard and Pieters, 1987 ; Clenet et al., 2009] mais il reste difficile d'interpréter des mélanges regroupant un plus grand nombre de minéraux.

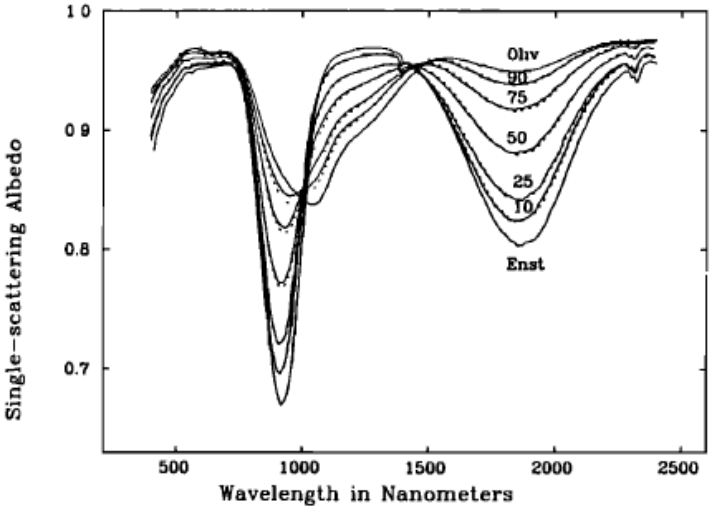


Figure 2.26 : variation de l'albedo de simple diffusion (fonction de la réflectance) en fonction de la quantité d'olivine présente dans un mélange olivine / enstatite. On remarque qu'en faible proportions (environ <25%) la présence d'olivine est difficilement détectable [Mustard and Pieters, 1987].

2.3.3.2 Améliorations futures du niveau de traitement des données CRISM

Amélioration de la qualité des données

Les données CRISM sont des données récentes, leur niveau de calibration est encore voué à être amélioré. La dernière amélioration a été rendue publique courant 2011 avec la mise à disposition des images en version 3 de calibration. Cette calibration est toujours à l'étude et devrait être à nouveau améliorée avec l'ajout de traitement pour les effets de bordure ('spectral smile'), le décalage en réflectance entre les détecteurs S et L, et la correction des effets thermiques dans l'infrarouge. Les données devraient être, dans un futur proche, disponibles sous formes d'observations jointes (visible et proche infrarouge), et de mosaïques hyperspectrales comme les données multispectrales.

Vers une méthode de quantification : modèle de transfert radiatif et lois de Hapke

La prochaine grande étape concernant l'exploitation des données hyperspectrales est de parvenir à quantifier les phases minérales en présence. L'équation du transfert radiatif permet de quantifier l'interaction entre un rayonnement lumineux et un milieu responsable de diffusion et d'absorption. Une solution de cette équation à été proposée par Hapke [1981] dans le cas de milieux particulaires semi-infinis tels que les surfaces planétaires. Cette solution prend en compte les mélanges, mais requiert la connaissance des constantes optiques des minéraux, et la compréhension des effets de taille et d'agencement des grains. L'application de cette méthode aux données hyperspectrales est encore délicate mais constitue l'un des grands défis de l'exploitation des données CRISM à venir.

Références:

Adams, J. B. and T. B. McCord (1972), Electronic spectra of pyroxenes and interpretation of telescopic spectral reflectivity curves of the moon. *Proc. Lunar Sci. Conf*, 3rd, 3024-3034.

Adams, J. B. (1974), Visible and near Infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system, *J. Geophys. Res*., 79, 4829-4836.

Ahronson, O. et al. (2002), Drainage basins and channel incision on Mars, *PNAS*, 99(4), 1780-1783, doi : 10.1073/pnas.261704198.

Bandfield, J. L. (2002), Global mineral distributions on Mars, *J. Geophys. Res*., 107(E6), 5042, doi:10.1029/2001JE001510.

Banerdt, W.B. and A. Vidal (2001), Surface Drainage on Mars, *Lunar and Planetary Science Conference XXXII*, Abstract #1488.

Bibring, J.-P et al. (2004a), OMEGA : Observatoire pour la minéralogie, l'eau, les glaces et l'activité, *ESA-SP*, 1240.

Bibring, J.-P. et al. (2004b), 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.

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.

Bishop, J. L., et al. (2002a), The influence of structural Fe, Al, and Mg on the infrared OH bands in spectra of dioctahedral smectites, *Clay Miner*., 37, 607-616.

Bishop, J. L., et al. (2002b), The influence of octahedral and tetrahedral cation substitution on the structure of smectites and serpentines as observed through infrared spectroscopy, *Clay Miner*., 37, 617-628.

Bishop, J. L., et al. (2009), Mineralogy of Juventae Chasma: Sulfates in the light-toned mounds, mafics in the sand, and opal in the plains, *J. Geophys. Res*., 114, E00D09, doi:10.1029/2009JE003352.

Burns, R. G. (1970), Crystal field spectra and evidence of cation ordering in olivine minerals, *American Mineralogist*, 55, 1608-1632.

Burns, R. G. (1993), Mineralogical applications of crystal field theory, 2nd Edition. *Cambridge university Press*, pp. 551.

Cantor, B. A., K. M. Kanak, and K. S. Edgett (2006), Mars Orbiter Camera observations of martian dust devils and their tracks (September 1997 to January 2006) and evaluation of theoretical vortex models, *J. Geophys. Res.*, 111, E12002, doi:10.1029/2006JE002700.

Ceamanos, X. and Douté, S. (2010) Spectral Smile Correction of CRISM/MRO Hyperspectral Images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48, 3951 - 3959.

Christensen, P. R., et al. (2000), Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the Thermal Emission Spectrometer: Evidence for near-surface water, *J. Geophys. Res.*, 105, 9623–9642.

Christensen, P., et al. (2001), Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results, *J. Geophys. Res.*, 106(E10), 23823-23871.

Christensen, P., et al. (2004), The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission, *Space Science Reviews*, 110, 85-130.

Clark, R. N. and T. L. Roush (1984), Reflectance spectroscopy: Quantitative analysis techniques for remote sensing applications, *J. Geophys. Res.*, 87(B7), 6329-6340.

Clark, R. N. et al. (1990), High resolution reflectance spectroscopy of minerals, *J. Geophys. Res.*, 95(B8), 12,653-12,680.

Clark, R.N., G.A. Swayze, A. Gallagher, T.V.V. King, and W.M. Calvin (1993), The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 µm, *U.S. Geological Survey, Open File Report 93-592*, 1326 pages.

Clark, R. N. (1999), Manual of remote sensing, volume 3, Remote sensing for the Earth Sciences, chap 3, Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy. *John Wiley and Sons*, New York, P3-58.

Clark, R. N. et al. (2003), Imaging spectroscopy: Earth and planetary remote sensing with the USGS tetracoder and expert systems, *J. Geophys. Res.*, 108(E12), pp. 5131.

Clark, R. N., G. A. Swayze., R. Wise, E. Livo, T. Hoefen, R. Kokaly and S. J. Sutley (2007), USGS digital spectral library splib06a: *U.S. Geological Survey*, Digital Data Series 231, http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06.

Clenet, H. (2009), Télédétection hyperspectrale: minéralogie et pétrologie, Application au volcan Syrtis Major (Mars) et à l'ophiolite d'Oman, *thèse de doctorat de l'université de Toulouse.*

Clenet, H. et al. (2011a), Compositional diversity of mafic rocks in the vicinity of Valles Marineris, Mars, using Modified Gaussian Model, *LPSC XXXXII*, abstract #1674.

Clenet, H. et al. (2011b), A new systematic approach using the Modified Gaussian Model: Insight for the characterization of chemical composition of olivines, pyroxenes and olivine-pyroxene mixtures, *Icarus*, *213*(1), 404-422,doi:10.1016/j.icarus.2011.03.002.

Cloutis, E. A. and M. J. Gaffey (1991), Pyroxene Spectroscopy Revisited: Spectral-Compositional Correlations and Relationship to Geothermometry, *J. Geophys. Res.*, 96, E5, 22,809-22,826.

Cloutis, E. A. et al. (2006), Detection and discrimination of sulfate minerals using reflectance spectroscopy, *Icarus*, 184, 121-157.

Ehlmann, B. L., et al. (2008), Orbital identification of carbonate-bearing rocks on Mars, *Science*, 322, 1828- 1832.

Ehlmann, B. L. et al. (2009), Identification of hydrated silicate minerals on Mars using MRO-CRISM: Geologic context near Nili Fossae and implications for aqueous alteration, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D08, doi:10.1029/2009JE003339.

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.

Gaffey, S. J. (1987), Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35-2.55 µm) : anhydrous carbonate minerals, *J. Geophys. Res.*, 92, 1429-1440.

Gendrin, A., et al. (2005), Sulfates in Martian layered terrains: The OMEGA/Mars Express view, *Science*, 307, 1587–1591.

Grundy, W. M., and B. Schmitt (1998), The temperature-dependent near infrared absorption spectrum of hexagonal H2O ice, *J. Geophys. Res.*, 103, 25,809–25,822, doi:10.1029/98JE00738.

Hansen, G. B. (2005), Ultraviolet to near-infrared absorption spectrum of carbon dioxide ice from 0.174 to 1.8 mm, *J. Geophys. Res*., 110, E11003, doi:10.1029/2005JE002531.

Hapke, B. (1981), Bidirectional reflectance spectroscopy: 1. Theory, *J. Geophys. Res*, 86(B4), 3039-3054.

Hapke, B. (1993), Theory of reflectance and emittance spectroscopy, *Cambridge university press*, New York.

Head, J. W. et al. (1999), Possible ancient oceans on Mars: Evidence from Mars orbiter laser altimeter data, *Science*, 286, 2134-2137.

Hunt, G. R. and Salisbury J. W. (1970), Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, *Modern Geology*, 1:283-300.

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.

King, T. and W. Ridley (1987), Relation of the Spectroscopic Reflectance of Olivine to Mineral Chemistry and Some Remote Sensing Implications, *J. Geophys. Res.*, 92(B11),11457-11469.

Malin, M. C., G. E. Danielson, A. P. Ingersoll, H. Masursky, J. Veverka, M. A. Ravine and T. A. Soulanille (1992), The Mars Observer Camera, *J. Geophys. Res.*, 97(E5), 7699–7718, doi:10.1029/92JE00340.

Malin, M. C. and K. S. Edgett (2000a), Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars, *Science*, 288, 2330–2335, doi:10.1126/science.288.5475.2330.

Malin, M. C. and K. S. Edgett (2000b), Sedimentary rocks of early Mars, *Science*, 290, 1927–1937, doi:10.1126/science.290.5498.1927.

Malin, M. C., M. A. Caplinger, and S. D. Davis (2001), Observational evidence for an active surface reservoir of solid carbon dioxide on Mars, *Science*, 294, 2146–2148, doi:10.1126/science.1066416.

Malin, M. C. and K. S. Edgett (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 , E05S04, doi:10.1029/2006JE002808.

McEwen, A. S., et al. (2007), Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) , *J. Geophys. Res*. , 112 , E05S02, doi:10.1029/2005JE002605.

McGuire, P. C. et al. (2008), CRISM retrieval of surface Lambert albedos fot multispectral mapping of Mars with DISORT-based radiative transfer modeling, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46, 4020-4040.

McGuire, P. C. et al. (2009), An improvement to the volcano-scan algorithm for atmospheric correction of CRISM and OMEGA spectral data, *Planet. Space Sci.*, 57, 809-815, doi:10.1016/j.pss.2009.03.007.

Milliken, R.E. et al. (2008), Opaline silica in young deposits on Mars, *Geology*, 36, 847- 850.

Murchie, S., et al. (2007), Compact reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), *J. Geophys. Res.*, 112(E5), E05S03.

Murchie S. L., et al. (2009), The compact reconnaissance imaging spectrometer for Mars investigation and data set from the Mars Reconnaissance Orbiter’s primary science phase. *J. Geophys. Res.* 114. doi:10.1029/ 2009JE003344.

Mustard, J. F. and C. M. Pieters (1987), Quantitative abundance estimates from bidirectional reflectance measurements, *J. Geophys. Res.*, 92, 617–626.

Mustard, J. F. and C. M. Pieters (1989), Photometric phase functions of common geologic minerals and applications to quantitative analysis of mineral mixture reflectance spectra, *J. Geophys. Res.*, 94(B10), 13,619-13,634.

Mustard, J. F., F. Poulet, A. Gendrin, J. P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, N. Mangold, G. Bellucci, and F. Altieri (2005), Olivine and pyroxene, diversity in the crust of Mars, *Science*, 307(5715), 1594-1597.

Mustard, J. F. et al. (2008), Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument: *Nature*, 454, 305-309.

Neukum, G., R. Jaumann, and the HRSC Co-Investigator and Experiment Team (2004), HRSC: The High Resolution Stereo Camera of Mars Express, *In Mars Express—The Scientific Payload*, edited by A. Wilson, Eur. Space Agency Spec. Publ., ESA-SP 1240, 17–35.

Parente, M. (2008), A New Approach to Denoising CRISM Images, *Lunar and Planetary Conference*, 39, 1391.

Pelkey, S. M. et al. (2007), CRISM multispectral summary products: Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance, *J. Geophys. Res.*, 112, E08S14, doi:10.1029/2006JE002831.

Phillips, R. J. et al. (2001), Ancient Geodynamics and Global-Scale Hydrology on Mars, *Science*, 30, 2587-2591.DOI:10.1126/science.1058701.

Poulet, F. Et al. (2007), Martian surface mineralogy from Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activite´ on board the Mars Express spacecraft (OMEGA/MEx): Global mineral maps, *J. Geophys. Res.*, 112, E08S02, doi:10.1029/2006JE002840.

Poulet, F. et al. (2009), Quantitative compositional analysis of martian mafic regions using the Mex/OMEGA reflectance data: 1. Methodology, uncertainties and examples of application, *Icarus*, 201, 69-83, doi:10.1016/j.icarus.2008.12.025.

Putzig, N. E., M. T. Mellon, K. A. Kretke, and R. E. Arvidson (2005), Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission, *Icarus* 173, 325-341.

Quantin-Nataf, C. (2005), Evolution géologique et climatique de Valles Marineris (Mars), *Thèse de doctorat*, Université Claude Bernard-Lyon 1.

Quirico, E., and B. Schmitt (1997), Near-Infrared Spectroscopy of Simple Hydrocarbons and Carbon Oxides Diluted in Solid N2 and as Pure Ices: Implications for Triton and Pluto, *Icarus*, 127, 354–378, doi:10.1006/icar.1996.5663.

Singer, R. B. (1981), Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures: Systematic combinations of pyroxenes, olivine and oxides, *J. Geophys. Res.*, 86(B9), 7967-7982.

Skok, J. R., J. F. Mustard, S. L. Murchie, M. B. Wyatt and B. L. Ehlmann (2010), Spectrally distinct ejecta in Syrtis Major, Mars: Evidence for environmental change at the Hesperian-Amazonian boundary, *J. Geophys. Res.*, 115, E00D14.

Smith, D. E., et al. (2001), Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars, *J. Geophys. Res.*, 106, 23,689–23,722, doi:10.1029/2000JE001364.

Sunshine, J. M. et al. (1990) , Deconvolution of mineral absorption bands : an improved approach, *J. Geophys. Res.*, 93, 6955-6966.

Sunshine, J. M. and C. M. Pieters, (1993) Estimating modal abundances from modified from spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the modified Gaussian model, *J. Geophys. Res.*, 98, 9075-9087.

Sunshine, J. M. and C. M. Pieters, (1998), Determining the composition of olivine from reflectance spectroscopy. *J. Geophys. Res.*, 103, 13675-13688.

Tanaka, K. L. (1986), the stratigraphy of Mars, *J. Geophys. Res*., 91, 139-58.

Zuber, M. T. et al. (2000), Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity, *Science*, 10, 1788-1793. doi:10.1126 /science.287.5459.1788.

Chapitre 3 : Composition de la croûte primitive martienne et processus magmatiques associés

3.1 Introduction **82**
3.2 Affleurements de croûte primitive Noachienne et transitions géologiques majeures dans les murs de Valles Marineris: des témoins des processus ignées anciens **84**
3.2.1 Introduction 85
3.2.2 Datasets and methods 86
3.2.2.1 Datasets
3.2.2.2 Processing CRISM hyperspectral data
3.2.2.3 Identification of mineral signatures with CRISM and OMEGA data
3.2.3 Morphologic evidence for discontinuities 88
3.2.4 Identification of minerals 92
3.2.5 Vertical and horizontal distribution 95
3.2.5.1 Vertical distribution: Interpretative cross-section
3.2.5.2 Horizontal distribution
3.2.6 Discussion 101
3.2.6.1 LCP detection significance
3.2.6.2 Olivine detection significance
3.2.6.3 Comparison with the Moon and martian meteorites
3.2.6.4 Appearance of the crustal bedrock
3.2.6.5 Distribution of the detections
3.2.6.6 Origin of phyllosilicates
3.2.6.7 Implication of the non-detection of sulfates or sedimentary layers within the walls of Valles Marineris
3.2.7. Conclusions 106
3.3 Caractérisation des dikes intrusifs dans la croûte Noachienne de la base des murs de Valles Marineris **109**
3.3.1 Introduction 109
3.3.2 Methods 111
3.3.3 Results 111
3.3.4 Discussion 116
3.3.5 Conclusion 117
3.4 Discussion et conclusion **118**

Références **120**

3.1 Introduction

La croûte constitue l'enveloppe solide externe d'une planète. On distingue la croûte dite primaire (ou primitive), née de la différenciation de la planète, des croûtes secondaires et tertiaires, formées plus tardivement par des processus internes et externes. Les modèles géophysiques suggèrent que la croûte primitive des planètes telluriques et de certains corps, comme la Lune, a été formée par cristallisation au sein d'un océan magmatique [Elkins-Tanton et al., 2005]. Les hauts terrains cratérisés de la Lune sont un exemple de croûte primaire, par opposition aux mers lunaires qui constituent une croûte secondaire subséquente au volcanisme intense [Taylor and McLennan, 2009]. Sur Terre, il est difficile de savoir à quoi ressemblait la croûte primitive, puisqu'elle a été recyclée par la tectonique des plaques. Les croûtes océaniques et continentales représentent respectivement des croûtes secondaires et tertiaires, la dernière étant héritée du recyclage de la croûte secondaire [Taylor and McLennan, 2009]. Dans le cas de Mars, la plupart des modèles montrent que la croûte primitive a une composition globalement basaltique, c'est-à-dire riche en pyroxène et olivine [McSween et al., 2003]. Cette croûte a été ensuite remodelée par des épisodes magmatiques, des processus aqueux et des impacts à l'origine des grands bassins martiens. Elle a été également recouverte par de nombreux dépôts volcaniques et sédimentaires formant une croûte secondaire. Les affleurements de croûte primitive sont donc rares à la surface de Mars.

Les modélisations des séquences de cristallisations, ainsi que les observations de la croûte lunaire suggèrent que cette croûte est riche en orthopyroxènes (ou Low Calcium Pyroxenes, LCP) [Tompkins and Pieters, 1999]. Ce type de pyroxène est le premier à cristalliser avant les clinopyroxènes (ou High Calcium Pyroxene, HCP) [Elkins-Tanton et al., 2005]. L'orthopyroxène est aussi le minéral dominant de la météorite martienne ALH84001, qui est la plus ancienne météorite martienne, datée à 4.09 Ga [Bouvier et al., 2010 ; Lapen et al., 2010]. Les laves des hauts plateaux cratérisés de l'hémisphère sud martien montrent également un enrichissement en LCP, par rapport aux laves Hespériennes et Amazoniennes, plus riches en HCP [Mustard et al., 2005]. La présence de LCP dans un affleurement pourrait donc être un critère d'ancienneté des roches martiennes.

Des affleurements de croûte primitive martienne ont été décelés dans les pics centraux de certains cratères d'impact qui exposent des roches relativement claires, riches en LCP, souvent brechifiées (Figure 3.1) [Quantin et al., 2009, 2011 ; Caudill et al., 2011]. Ces roches ont été exhumées au moment de l'impact de plusieurs dizaines de kilomètres de profondeur et pourraient être des restes de la croûte primitive enfouie. Néanmoins la croûte n'est pas observée dans son contexte géologique et elle a probablement subit des modifications liées à l'impact. A l'heure actuelle, une seule localisation a été avancée comme pouvant montrer à l'affleurement des roches crustales en place : la région de Nili Fossae – Syrtis –Isidis [Mustard et al., 2009]. Ces affleurements, riches en LCP, apparaissent comme un matériel massif, fracturé voir bréchique, et partiellement altéré en phyllosilicates.

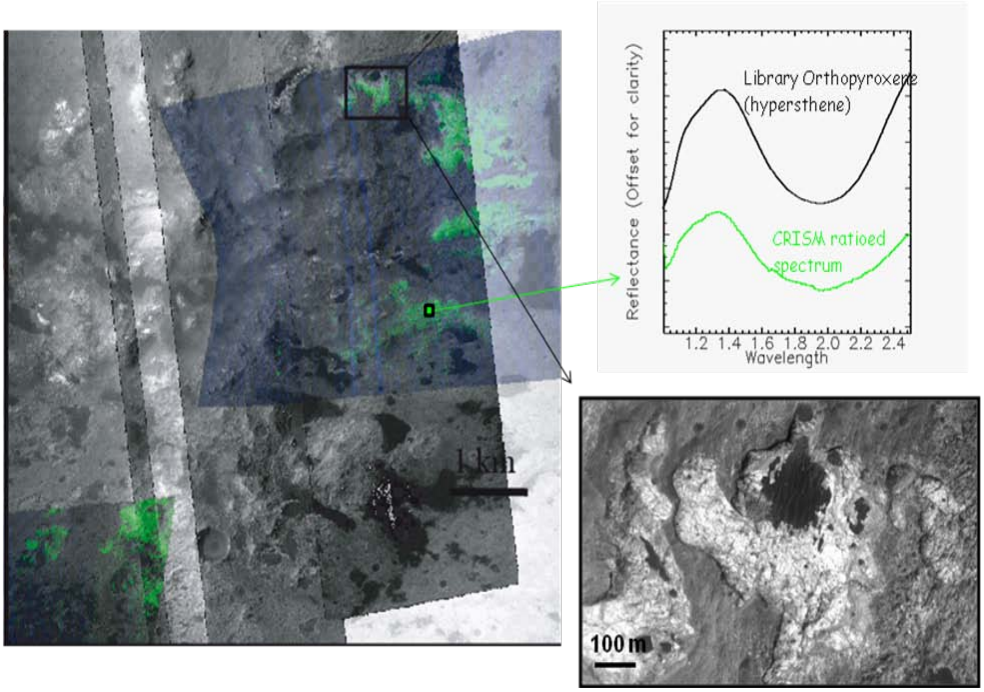


Figure 3.1: Le pic central de Ritchey crater (28.8° S, 51° W) montre des affleurements de roches claires et massives, riches en LCP. a- composition colorée de cartes de profondeur de bandes (R = Olindex2, G= LCPindex, B=D2300) de l'observation CRISM FRT00007C34, projetée en transparence sur les images CTX et HiRISE. B- Rapport de spectre CRISM et comparaison avec un spectre de LCP extrait de la librairie spectrale. C – Zoom sur l'image HiRISE PSP_005372_1515_RED (modifié d'après Quantin et al., [2009]).

Ce chapitre présente un nouvel exemple de détection de croûte primitive martienne riche en LCP dans le fond de Valles Marineris (section 3.2). Les canyons de cette région, atteignant 10 km de profondeur, et produits par une tectonique extensive, exhument à l'affleurement des roches très profondes dans leur contexte d'origine.

Cet affleurement exceptionnel nous a également permis de mettre en évidence la présence de dikes dans Valles Marineris (section 3. 3), dont la géométrie et l'orientation coïncident avec le style tectonique du canyon. CRISM a imagé l'un de ces dikes, ce qui nous a apporté les toutes premières informations sur la composition des dikes martiens.

.

3.2 Affleurements de croûte primitive Noachienne et transitions géologiques majeures dans les murs de Valles Marineris: des témoins des processus ignées anciens

Le papier qui suit a été soumis à la revue *Icarus* en Avril 2011.

PRISTINE NOACHIAN CRUST AND KEY GEOLOGIC TRANSITIONS IN THE LOWER WALLS OF VALLES MARINERIS: INSIGHTS INTO EARLY IGNEOUS PROCESSES ON MARS.

Jessica Flahaut, Cathy Quantin, Harold Clenet, Pascal Allemand, John F. Mustard & Pierre Thomas.

Résumé: Valles Marineris représente une coupe unique à travers les premiers kilomètres de la croûte martienne. Une importante diversité minéralogique, liée à son histoire hydrologique, et sa proximité à Tharsis, caractérise ce système de canyons [Carr and Head, 2010]. Nous avons analysé chacune des données HiRISE et CRISM acquises sur les murs du canyon, et publiquement disponibles. Ces analyses révèlent la présence de pyroxènes pauvres en calcium (LCP), et d'olivine à la base des murs du canyon, tous deux associés à des affleurements aux morphologies spécifiques : des roches massives, claires et fracturées pour les LCP, des niveaux sombres et possiblement stratifiés pour l'olivine. Ces détections suggèrent que de la croûte primitive Noachienne affleure à la base des versants du canyon. Un niveau d'altération riche en argiles a également été détecté au sein des murs, mais aucune couche d'origine sédimentaire n'a été décelée pour l'instant. Une organisation similaire est observée dans tous les canyons de la partie Est de Valles Marineris (Juventae Chasma, Coprates Chasma, Capri Chasma, Ganges Chasma) et dans les terrains chaotiques, situés plus à l'Est. La partie ouest de Valles Marineris semble quant à elle, formée d'un matériel différent, vraisemblablement d'origine volcanique. Des observations similaires ont été réalisées par Quantin et al. [2009, 2011], qui ont étudié les compositions des pics centraux de cratères autour de Valles Marineris.

Abstract: Valles Marineris is a unique vertical section through the uppermost kilometers of the martian crust. Its location, east of the Tharsis bulge, and its water-related history, fuel a great diversity of rock types in this area (Carr and Head, 2010). HiRISE and CRISM data available over the walls of the canyon were analyzed to infer the importance of magmatic and sedimentary processes through time. This contribution provides a complete morphologic and mineralogic characterization of the cross-section of rocks exposed in the canyon walls. Low-calcium pyroxene and olivine are detected in the lower portion of the walls, in association with morphologically distinct outcrops, leading to the idea that pristine Noachian crust might be exposed. Phyllosilicates are also present within the walls, but they appear to correspond to an alteration product. No proper sedimentary layers were observed within the walls of Valles Marineris at the resolution available today. All these detections are limited to the eastern portion of Valles Marineris, especially Juventae, Coprates, Capri, and Ganges chasmata. Preserved Noachian crustal material is rare on the martian surface and is rarely exposed in its pristine geologic context. Such detections lend precious information about early igneous processes. This survey also supports observations from the nearby impact crater central peaks (Quantin et al., 2009; Quantin et al., 2011) and suggests that the western part of Valles Marineris may be cut into another material, consistent with lavas or volcanic sediments.

3.2.1 Introduction

Models for Mars' primitive crust show that this crust should be broadly basaltic in composition (Nimmo and Tanaka, 2004; Mustard et al., 2009). This ancient crust has later been obscured by volcanic, sedimentary or aeolian deposits. Alteration has also often affected these ancient Noachian outcrops, adding more complexity to their composition and organization (Mustard et al., 2009). Large impacts often fractured and metamorphosed these terrains masking any potential stratigraphy. Therefore, definitive evidence for pristine material on Mars is rare (Mustard et al., 2009). Though, such outcrops are crucial to better understand the planet's formation and differentiation and to constrain mineralogic and petrologic models.

Remote sensing surveys of the oldest portions of martian surfaces (Mustard et al., 2005; Poulet et al., 2009b) and studies of martian meteorites (Mc Sween et al., 1994; Nyquist et al., 2001) suggest that the early martian crust may have been enriched in mafic minerals, especially in Low-Calcium Pyroxene (LCP) (Mustard et al., 2005; Poulet et al., 2007). This crust would be the result of planet differentiation, which happened early after its formation 4.5 Gy ago, possibly by crystallization in a magma ocean (Nimmo and Tanaka, 2004; Elkins-Tanton et al., 2005). LCP was widely detected over Noachian lavas, which are common in the southern highlands. LCP is also the major component of the ALH84001 meteorite, which is a 4.09 Gy old orthopyroxenite (Bouvier et al., 2009 Lapen et al., 2010). Similarly, LCP is also an important component of the norite-rich primordial crust of the Moon, as it crystallizes first from a magmatic melt, before High-Calcium Pyroxene (HCP) (Warren et al., 1989; Shearer et al., 2006).

Putative pristine rocks with a high LCP content have recently been observed on the martian surface, in the central peak of impact craters (Quantin et al., 2011), and in brecciated blocks in the area of Syrtis Major (Mustard et al., 2009). These recent detections correspond to rocks exhumed from great depths, which are often shocked, and lack a geologic context.

This contribution presents a new context for the detection of LCP-rich pristine crust in Valles Marineris. Valles Marineris is the largest and deepest trough system at the surface of Mars (Figure 1). Its wide depressions are interpreted as grabens produced by extension and erosion in response to the stress implied by the emplacement of Tharsis (Tanaka, 1986; Schultz, 1991; Lucchitta, 1992). Valles Marineris walls are as deep as 11 km, and constitute the deepest natural cross-section through the martian crust (Lucchitta et al., 1992; Lucchitta et al., 1994). These walls expose rocks of various ages, ranging from the early Noachian at the bottom through the late Noachian/early Hesperian at the top. Thus, they represent the best site to study the early geologic history of the planet through their preserved stratigraphic record.

The present study investigates the walls of the entire Valles Marineris area using data from the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) and the High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). Both of these instruments, onboard the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) spacecraft provide high resolution observations. Whereas HiRISE is used for morphologic observations, CRISM is a spectral-imager and provides mineralogic information. We aim at providing a complete cross-section of the walls of Valles Marineris at high resolution, and reconstituting its early volcanic and sedimentary history by highlighting key stratigraphic relationships.

3.2.2 Datasets and methods

3.2.2.1 Datasets

A Geographic Information System (GIS) was built to gather data from different martian missions. Thermal Emission Imaging System (THEMIS) visible and day and night infrared data from the Mars Odyssey Spacecraft were used as a background for HiRISE and Context Camera (CTX) data from the Mars Reconnaissance Orbiter mission. THEMIS day and night infrared data were used as global maps with a spatial resolution of 200 m per pixel. A Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) Digital Elevation Model (DEM) at 450 m per pixel was added to this image collection, providing elevation data. With resolution ranging from 6 m per pixel for the CTX data (Malin et al., 2007), and up to 25 cm per pixel for the HiRISE data (McEwen et al., 2007), the recent MRO images allow us to assess the surficial texture and morphologic characteristics of the observed outcrops. All the images presented in this manuscript have been projected in our GIS and oriented with the North at the top.

Hyperspectral and multispectral data from CRISM on board the Mars Reconnaissance Orbiter were used to determine mineralogic compositions. CRISM provides images at 544 different wavelengths (at 6.55 nm/channel) between 0.362 and 3.92 µm in hyperspectral mode, and 72 wavelengths in multispectral mode (Murchie et al., 2007 and 2009b). Spatial resolution ranges from 18 to 36 m per pixel for hyperspectral data, which is, on average, 15 times higher than the Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA, Mars Express) data resolution (Bibring et al., 2004; Murchie et al., 2007). Multispectral data consist of pre-processed tiles at a resolution of 100 to 200 m per pixel, whereas CRISM hyperspectral data have to be corrected for atmospheric and photometric artifacts and georeferenced (Murchie et al., 2007). In addition, CRISM images were correlated with the highest resolution OMEGA data available over the area.

3.2.2.2 Processing CRISM hyperspectral data

CRISM data were calibrated to radiance and divided by the solar spectrum to obtain I/F. Subsequently, the I/F data were processed to remove the atmospheric and photometric contributions, as in (Mustard et al., 2008; Murchie et al., 2009a and b), using the CRISM Analysis Tool (CAT) available as an ENVI plug-in. The atmosphere is removed using a ratio with a CRISM scene of Olympus Mons, scaled to the same column density of CO_2. The atmospheric transmission reference is automatically chosen as an optimum wavelength shift volcano scan, using the new McGuire 2-wavelength for the scaling (McGuire et al., 2009).

Noise-removal algorithms such as the destriping and despiking functions from CIRRUS (Parente et al., 2008) were implemented to TRR2 observations before projecting the data. Summary parameters of Pelkey et al. (2007) were finally used to create a set of spectral parameters that highlight specific features associated with mineral types. Mafic minerals were also studied, with the CRISM Modified Gaussian Model (MGM) tool (Skok et al., 2010) available in CAT V6.6.

Both summary parameters and CRISM MGM products were used to identify and map mafic and hydrated minerals within the walls of Valles Marineris. High resolution maps of all the minerals identified in the walls were merged with other data into our GIS.

3.2.2.3 Identification of mineral signatures with CRISM and OMEGA data

Due to the footprint size of the acquired data, only the CRISM half-resolution long hyperspectral data (HRL, 36 m per pixel) cover the full cross-section of the wall. CRISM full-resolution targeted images (FRT, 18 m per pixel) only cover the upper or lower parts of the walls. OMEGA and CRISM multispectral data were used as a backup for the large scale detections, but don't generally have enough spatial resolution to resolve the different wall unit compositions. Residual artifacts after calibration and atmospheric removal are suppressed by ratioing the spectra to a spectrally neutral region.

Hydrated minerals are identified with CRISM and OMEGA by investigating the overtones and combinations of fundamental vibrational absorption features (Hunt and Salisbury, 1970) in the 1.0-2.6 µm interval (Clark et al., 1990; Mustard et al., 2008; Ehlmann et al., 2009). All the hydrated minerals present a common absorption band at 1.9 µm that corresponds to the fundamental bending and stretching vibrations of the water molecule. An additional absorption around 1.4 µm is generally present and is explained by structural OH stretching vibrations. The exact position and strength of this band depends on the type of cation that is present (Mg^{2+}, Al^{2+} or Fe^{2+}) (Bishop et al., 2002 a and b; Ehlmann et al., 2009). Other stretching and bending vibrations are found between 2.1 and 2.5 µm depending on the mineral structure and cationic composition (Clark et al., 1990; Cloutis et al., 2006). These structural and compositional parameters control the amount of absorption bands, their precise absorption minimum, and their strength and width. Therefore, based on the set of absorptions, hydrated minerals can be precisely identified.

Mafic minerals are identified by broad absorptions in the Visible Near Infra-Red (VNIR) domain, which are due to the electronic transition of Fe^{2+} in octahedral coordination. Depending on the crystallographic structure, these absorptions are centered at different wavelengths (Burns, 1993). Olivine can be recognized by a broad complex feature that is the result of three overlapping absorptions centered in the 1 µm domain (Burns, 1970, 1993; Adams, 1974; Clenet et al., 2011a). The spectrum of olivine-bearing surface exhibits a broad and strong absorption between 0.8 and 1.5 µm, but is relatively flat and featureless at longer wavelengths (Mustard et al., 2005). This 1 µm feature varies in position and shape with increasing Fe content (King and Ridley, 1987; Sunshine and Pieters, 1998). Nevertheless olivine spectra are generally hard to interpret in terms of composition due to the important effect of grain size variations on the spectrum shape (Clenet et al., 2011a).

Pyroxenes are identified by the presence of two coupled absorptions, one in the 1 µm domain and one in the 2 µm domain. Low-calcium pyroxenes (e.g. enstatite) and high-calcium pyroxenes (e.g. diopside) can be distinguished with reflectance spectroscopy as the relationship between mineral chemistry and band center positions is controlled by the presence of the Fe^{2+} and Ca^{2+} cations (Burns, 1993; Adams, 1974; Cloutis and Gaffey, 1991; Klima et al. 2007). LCP has shorter-wavelength band centers (around 0.9 and 1.8 µm), whereas HCP typically has longer-wavelength band centers (1.05 and 2.3 µm) (Burns et al., 1973; Adams, 1974; Cloutis and Gaffey, 1991; Clenet et al., 2011a).

A spectral library is available for comparison (Clark et al., 2007) and is used to reference the minerals identified with CRISM.

3.2.3 Morphologic evidence for discontinuities

Previous MOC studies reported extensive layering in the Valles Marineris system, especially in the upper section of the canyon walls (e.g., McEwen et al., 1999; Malin and Edgett, 2000). The origin of these layers is unknown, but hypotheses for fluvial sedimentary (Malin and Edgett, 2000) volcanic (McEwen et al., 1999; Williams et al., 2003) and diagenetic origins (Treiman et al., 1995; Fuks et al., 1995) were proposed.

This contribution presents a survey of the whole stratigraphy exposed in the walls of Valles Marineris with higher resolution datasets such as HiRISE. Eastern Coprates Chasma was chosen as an example for the composition of Valles Marineris walls as it has large sections of walls exposed. Indeed Coprates Chasma is one of the rare canyons which has not been filled with thick massive layered deposits (Nedell et al., 1987; Lucchitta et al., 1994). Only a few small Interior Layered Deposits (ILDs) have been identified, draped over the walls or laid down in potential ancestral basins and they have only been reported in the western part of the canyon thus far (Lucchitta et al., 1994; Gendrin et al., 2005; Fueten et al.,2010, 2011). Coprates Chasma also has numerous coupled observations as it has been well targeted by both the CRISM and HiRISE teams.

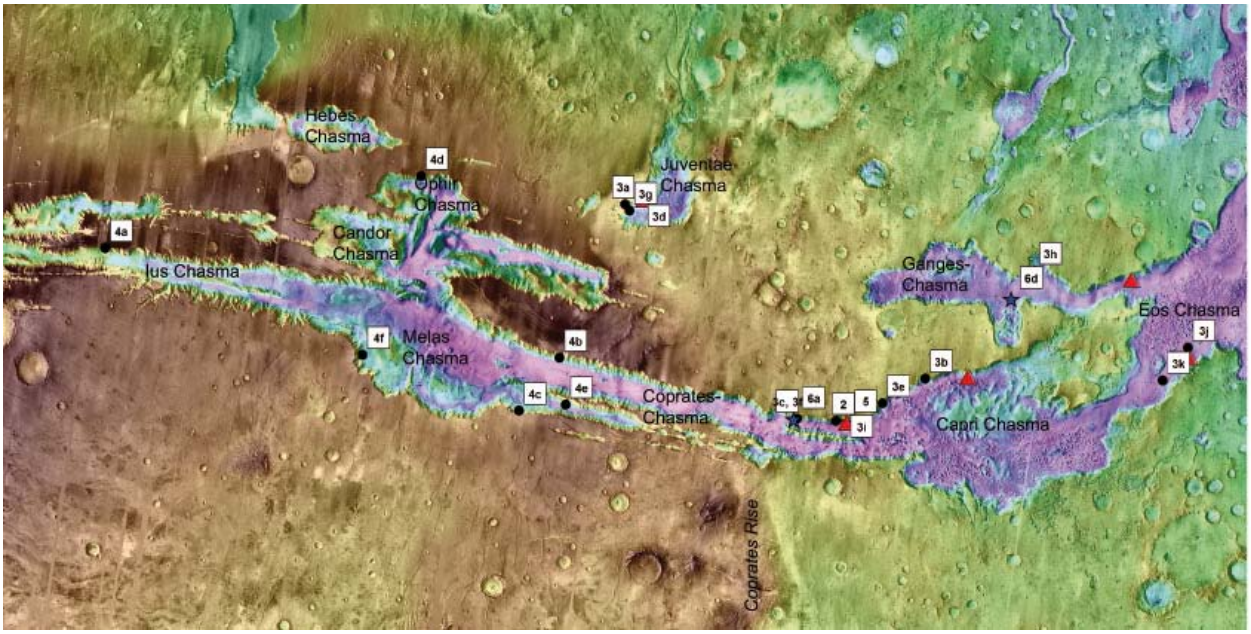


Figure 3.2 MOLA elevation map of Valles Marineris (rainbow scale) showing the location of the different chasmata as well as the location of the HiRISE images (black dots) and CRISM observations (blue stars) used in Figures 3.3, 3.4, 3.5, 3.6 and 3.7. The red triangles indicate the location of CRISM observations used for detections elevation comparisons in Figure 3.11.

Four different subdivisions can be identified with HiRISE in the vertical section of the wall of eastern Coprates Chasma, along its length, as shown schematically in Figure 3.3: (1) the top-most unit, including the rim and numerous fine layers; (2) a secondary unit that does not outcrop along the entire wall, but seems to be made of larger blocks where layering is no longer obvious; (3) a third unit made of a massive, bright, fractured material and (4) a basal unit consisting of a darker material which is possibly layered.

The first and top-most unit includes the canyon rim and underlying layered rocks. Plateaus have elevations ranging from +2000 to +4500 m for the northern rim of Coprates Chasma and +800 to +3500 m for the southern rim. Plateaus are generally higher in elevation in the western part of the canyon as a major topographic discontinuity, namely the Coprates Rise, cuts Coprates Chasma. The canyon is therefore separated into western Coprates Chasma, which has high elevation plateaus, and eastern Coprates Chasma, which has lower elevation plateaus (Figure 3.2). Layering is ubiquitous in the upper walls of Valles Marineris and has been well described using Mars Orbiter Camera (MOC) data by (McEwen et al., 1999; Williams et al., 2003; Beyer and McEwen, 2005). Alternating layers are found over at least the uppermost 400 m of eastern Coprates Chasma walls. Layering can be observed on a thickness of a few hundred meters up to 1 km (Figures 3.3 a, b, e and 3.4 c).

The extent of this layering seems to vary from one canyon to another (Williams et al., 2003; Beyer and McEwen, 2005) implying that the stratigraphy of the walls includes some regional inputs. In Coprates Chasma itself, we noticed an asymmetry between the northern and the southern walls. Cliff edges are sharper and higher in the northern walls, whereas they appear slightly more eroded in the southern walls. Southern walls are generally less stratified and more landslides originate from their cliffs than in the northern walls. The absence of strong, competent layers in the southern walls, in comparison to the northern walls, could be responsible for this apparently greater mechanical weakness (Beyer and McEwen, 2005). The cliff top is also different in the northern and southern walls and from one chasma to another, as it is affected by the various deposits that were formed on the surrounding plateaus. The surface units that cap the surrounding plateaus are generally thin (< 1 km) Hesperian flood basalts (Beyer and McEwen, 2005), but ancient light-toned Noachian terrains are also observed along Coprates Chasma's southern rim (Le Deit et al., accepted to JGR).

At lower elevations, layers are mantled by a thick talus that obscures the wall structure. The walls have a typical 'spur and gully' morphology as described by Peulvast et al. (2001). Therefore, the stratigraphy is not clearly resolved in the middle and lower sections. Rocks outcrop only along the spurs and with depth, the layered appearance of rocks transitions to boulders and talus. Layering is no longer evident and rock outcrops have a more blocky appearance. Boulders extend to around -2000 m in the northern walls: they are often the origin of small dark gravity-driven avalanches. The material constituting boulders on spurs and boulder avalanches generally appears darker than the surrounding dust in gullies and talus (Figures 3.3 a, c, f and 3.4 f).

The very bottom of the walls exhibit a dense, fractured, light-toned bedrock (Figures 3.3 a, d, g and Figure 3.4 i). This bedrock appears very massive and does not exhibit any layers. This bedrock is irregularly exposed along the walls, as it is not present (or seen) on all the HiRISE and CRISM observations acquired at the same elevations and appear somewhere between -1400 and -2400 m in the northern wall of eastern Coprates Chasma. The transition from boulders to this bedrock is more progressive than sharp, and boulders and bedrock outcrops coexist at some in-between elevations. This bedrock is rather heterogeneous with dominant large bright and fractured blocks, sometimes separated by layered portions. This bedrock is generally similar in aspect to the megabreccia found in the central peaks of large craters in the vicinity of Valles Marineris (Quantin et al., 2011) except that it is more massive. This bedrock has been described as the location of small-scale dark dikes (Flahaut et al., 2011) (Figure 3.4 i). These dikes are a few tens of meters wide, kilometres long, nearly vertical, and strike east-west, consistently with the Valles Marineris graben orientation. They are essentially identified by color contrast on HiRISE images, as they seem filled with a different, darker material than the

surrounding bedrock. The bedrock is highly fractured and these fractures are also filled with a darker material that could be a late aeolian material or further magmatic intrusions. This bedrock is likely very competent as it forms a change in the topography and is not always affected by the spur and gully erosional pattern (Figure 3.3 a and Figure 3.6 a). In the northern wall of eastern Coprates Chasma, this massive bedrock is underlain by thin dark layers, which are highlighted by terraces that crosscut the walls around -4000 m in elevation. The floor of the canyon is covered by small mounds, dust and dark sand dunes in some places.

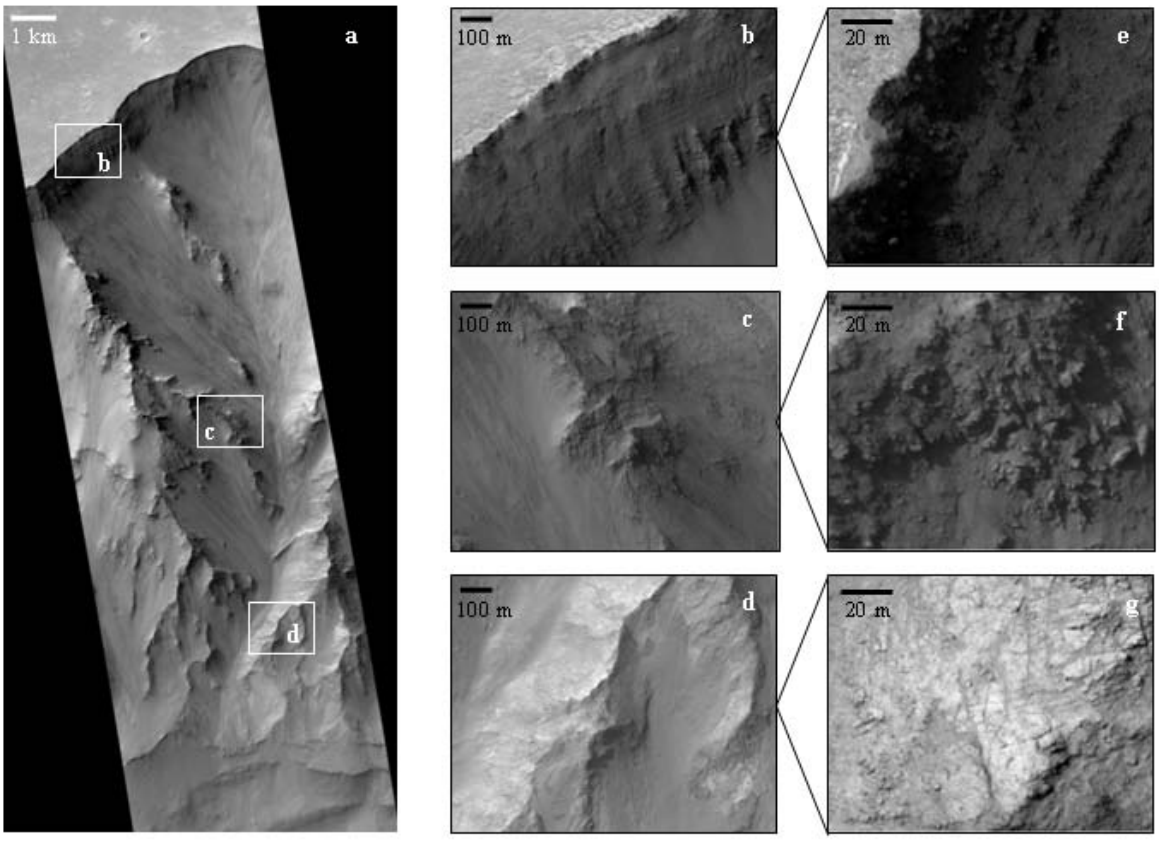


Figure 3.3: Observation of different units defined by their morphologies in eastern Coprates Chasma northern walls (HiRISE PSP_007073_1655). a - Portion of image PSP_007073_1655 showing the entire wall cross-section. b - Close-up on the topmost layered unit showing alternating fine-scale dark layers over ~ 800 meters. c - Close-up on a boulderly unit in the middle walls. d - Close-up on the massive bright bedrock outcropping at the bottom walls. e, f, g are high resolution close-ups on each of these units, respectively shown in b, c, d.

The previous succession of units is generally found in most of the chasmata of eastern Valles Marineris, including Juventae Chasma (Figure 3.4). So far, no evidence for the previously described succession of units has been found west of Coprates Chasma. High-resolution observations such as HiRISE and CRISM are generally lacking as well as a clean cross-section of exposed walls. The wall stratigraphy of western Valles Marineris is generally hard to observe and is rarely entirely exposed, but walls seem to have a regular gentle slope with typical spur and gully morphologies spanning their entire length. On the contrary, walls in eastern Valles Marineris tend to have steeper cliffs at their tops (layered units) and often at their bottom, linked with outcrops of the competent and massive bright bedrock. This large-scale difference in erosional patterns could be due to a difference in material competence or composition. Rare outcrops in Melas, Ius, western Coprates and Ophir chasmata show thick

stacks of dark layers at various elevations within the walls (Figure 3.5). This suggests that western Valles Marineris might be cut into a morphologically different material than eastern Valles Marineris. The transition between these two facies would occur somewhere in western Coprates Chasma. More CRISM and HiRISE observations would be needed to characterize this transition as well as the general aspect and composition of western Valles Marineris.

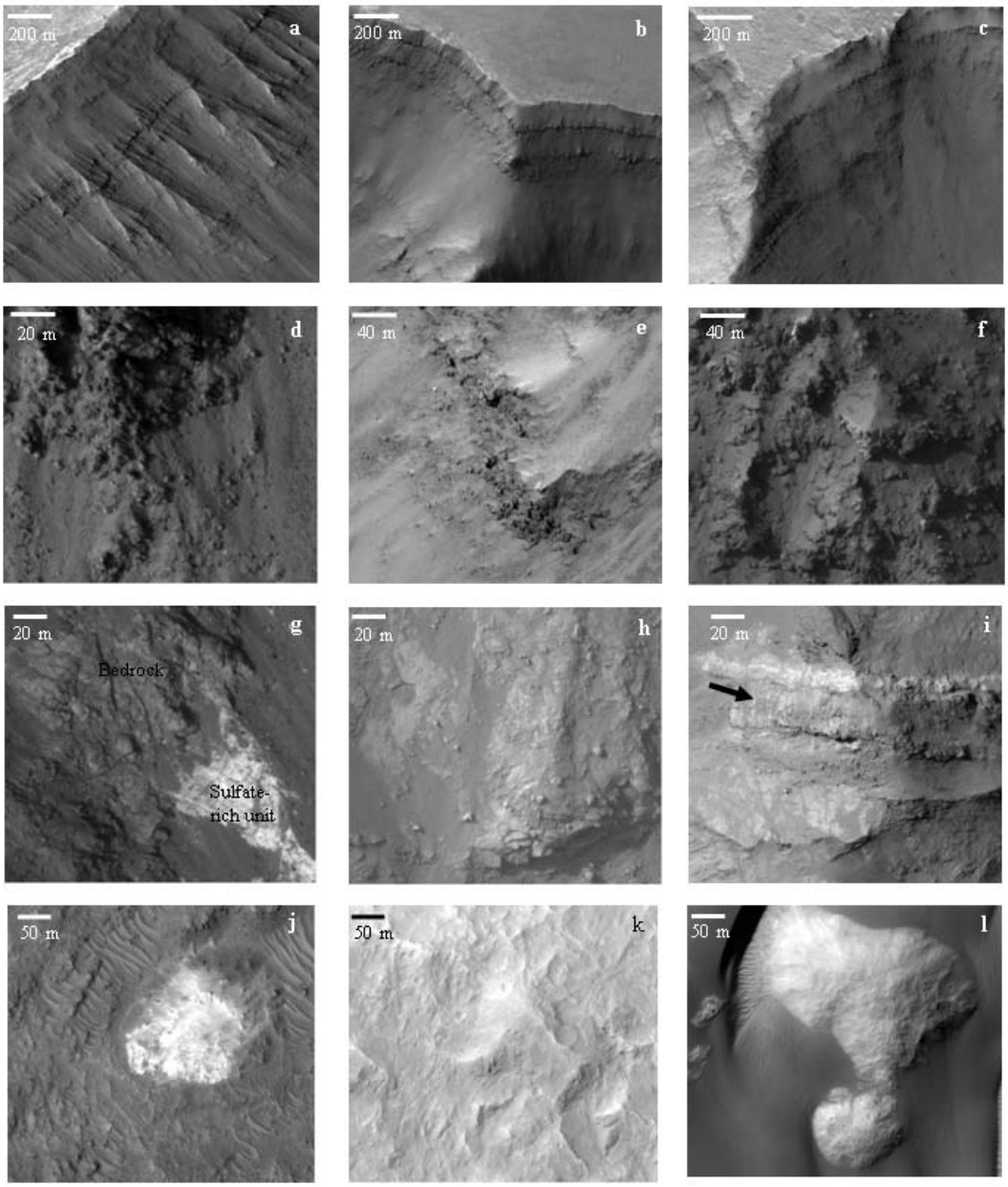


Figure 3.4: Observations of different units defined by their morphologies in eastern Valles Marineris,
a, b, c - Upper walls layering in Juventae Chasma (a, PSP_003724_1755), Capri Chasma (b, ESP_018017_1680), Coprates Chasma (c, PSP_006928_1660).
d, e, f - Boulders on spurs in the middle walls of Juventae Chasma (d, ESP_011688_1760),Capri Chasma (e, ESP_006796_1665), Coprates Chasma (f, PSP_006928_1660).

g, h, i - Massive bedrock at the bottom of the walls in Juventae Chasma (g, PSP_004291_1755),Ganges Chasma (h, PSP_007600_1725), Coprates Chasma (i, PSP_007218_1660). Although the bedrock is generally light-toned, it is not as bright as the sulfate-rich deposits observed on Figure g. The dark arrow on Figure i points out at a dike intruding the bedrock.
j, k, l - Massive bedrock outcrops on the floor of Eos Chasma (i, PSP_003921_1690 and k, PSP_007257_1675) and Ganges Chasma (l, PSP_008536_1725).

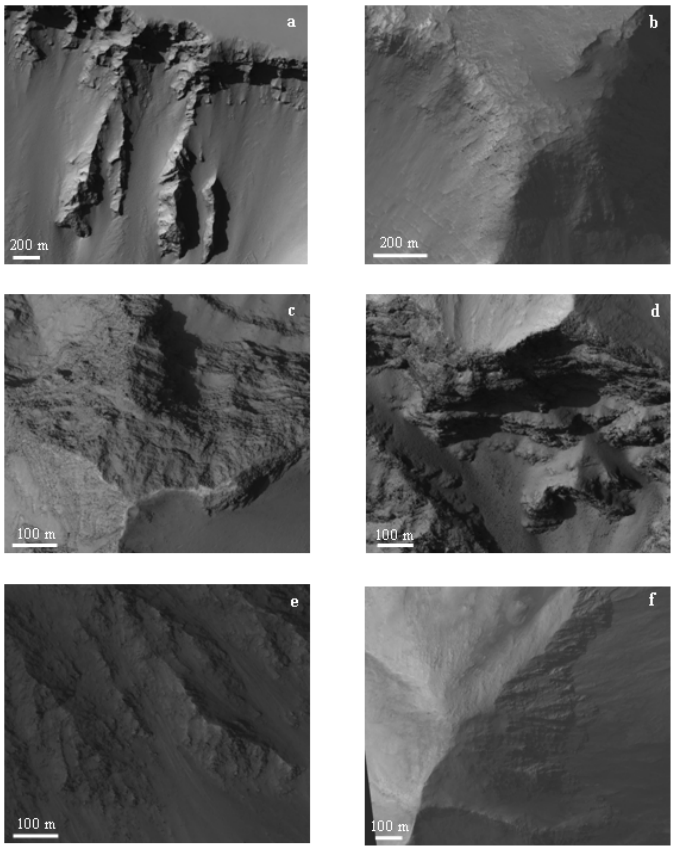


Figure 3.5: Observations of the walls in western Valles Marineris. a - Upper walls on image ESP_016436_1735 in Ius Chasma. b - Upper walls on image PSP_008695_1690 in western Coprates Chasma. c - Middle walls on image PSP_005544_1665 in Coprates Catena. d - Middle walls on image PSP_006889_1770 in Ophir Chasma. e - Bottom walls on image PSP_004133_1665 in Coprates Catena. f - Bottom walls on image PSP_007522_1685 in Melas Chasma. When rocks outcrop, all these observations show thick stack of dark horizontal layers at different elevations within the walls. No bright bedrock has been observed.

3.2.4 Identification of minerals

Four different spectral types have been identified in the walls of Valles Marineris using the CRISM dataset: dust, pyroxene, olivine and phyllosilicates. These four spectral types are present on CRISM hyperspectral observation FRT00009DB4 which is given as an example in Figure 3.6. Sulfates are also detected on a few observations in Juventae, Capri, Melas, western Coprates and Ganges chasmata, but they look like a superficial draping at the bottom of the walls, rather than a component of the wall.

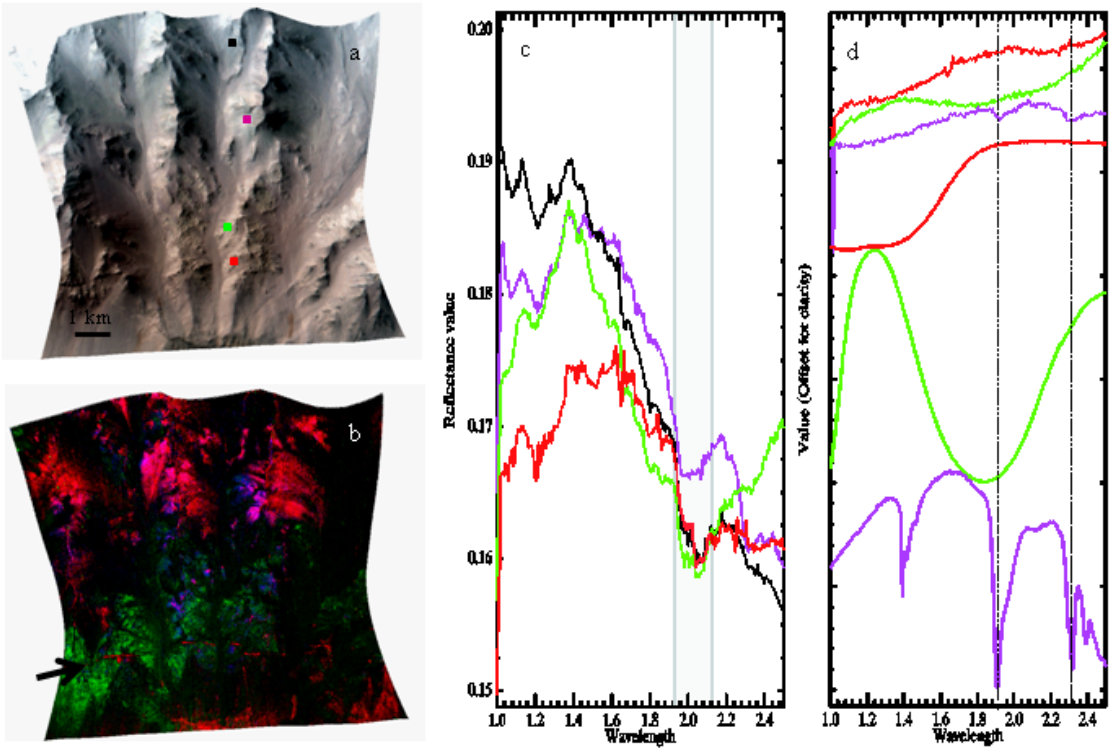


Figure 3.6: The four spectral types identified in Valles Marineris walls are also present on the CRISM hyperspectral observation FRT00009DB4.
a - False CRISM color observation (R=2.5361 µm G=1.5132 µm B=1.0865 µm). Colored squares indicate the locations of pixels used to obtain spectra shown in Figure c.
b - RGB composition with summary parameters, highlighting phyllosilicate detections in magenta/purple, LCP detections in green and olivine detections in red. (R = OLINDEX2 (0.004-0.028), G= LCPINDEX (0.016-0.212), B=D2300 (0.002-0.023)). The black arrow points at an olivine-rich linear feature interpreted as being a dike (Flahaut et al., 2011).
*c - Associated raw spectra. Mineral spectra are a mean over a 5*5 pixel area (except for the olivine spectrum that is 3*3 pixel, due to the dike small size), colors correspond to the mapping colors of b. The black spectrum represents a mean dust spectrum that was acquired over a spectrally neutral wall talus. All spectra show an atmospheric residue around 2 µm that is highlighted by the gray area.*
d - Associated ratioed spectra. Raw spectra of minerals were ratioed over the mean dust spectrum (black spectrum in c). Library spectra are given as thick lines for comparison (Red: Fayalite C3PO59, Green: Enstatite C5PE32, Purple: Saponite LASA52).

The first spectral type has a strong blue slope (decrease in reflectance with increasing wavelength) with no visible diagnostic absorptions and is interpreted as dust (black spectrum on Figure 3.6 c).

The second spectral type is characterized by a strong VNIR 1 µm crystal field absorption, consistent with olivine (red spectra on Figures 3.6 c and d). Olivine is observed at different locations in the walls and on the canyon floor, and is probably inherited from different geologic contexts. All the olivine spectra have a flat-bottomed absorption minimum, with no feature at

1.05 µm, which is commonly observed in martian olivines (Clenet et al., 2011b). As this could be due to grain size effects as well as compositional effects, the shape of these olivine spectra do not allow further Fe content analysis.

Pyroxenes are identified with a broad 1.9 µm absorption (green spectra on Figures 3.6 c and d) (Flahaut et al., 2010c). The position and shapes of the bands argue for a low-calcium pyroxene. The exact position of the band center is variable between 1.8 and 2.0 µm, indicating a possible intermediate pyroxene composition in some locations, or a possible mixture with high-calcium pyroxene. MGM can be used to characterize the presence and composition of pyroxenes by modelling their absorption bands with Gaussian functions (Sunshine and Pieters, 1993). According to the CRISM MGM (Skok et al., 2010), LCP seems dominant with a 50 to 80% LCP/(LCP+HCP) ratio in our observation. This MGM remains a first order estimate, and more work must be done to extract real mineral characteristics (Clenet et al., 2011 a and b). A key point to keep in mind is also that some other minerals, such as plagioclase, might be present in the rock, but cannot be detected using VNIR spectra as they are featureless in this domain. Similarly, minerals with low abundances may not appear to contribute to the spectra because of mixture effects (Clenet et al., 2011a).

The fourth spectral type is identified with narrow absorptions near 1.4, 1.9, and 2.31 µm (magenta spectra on Figures 3.6 c and d). Comparison with laboratory spectra is consistent with Fe/Mg phyllosilicates (Ehlmann et al., 2009; Flahaut et al., 2010c). Contrary to the Al-phyllosilicates, which have a diagnostic absorption band at 2.20 µm, Fe-OH and Mg-OH bonds are respectively responsible for vibration around 2.28-2.29 µm and 2.30-2.31 µm (Ehlmann et al., 2009 and references therein). The 1.4 and 1.9 µm absorption bands are common to all the hydrated minerals. Fe/Mg phyllosilicates are detected in two different contexts. Fe/Mg phyllosilicates are commonly detected in the mid to lower walls, in association with LCP. The shape of the spectra and the exact position of the absorption bands of these detections could indicate the presence of an Mg-smectite such as saponite. The strength of the 1.9 µm absorption band relative to the 2.3 µm absorption band indicates a possible partial dehydration state (Ehlmann et al., 2009). The position of the 1.4 µm absorption band at 1.41 µm and the 2.3 band at 2.31 µm could indicate a greater proportion of Mg. Chlorite might also be present due to the strong asymmetry of the 2.3 µm band; we would then be looking at a layer of mixed clays (Milliken et al., 2011). The 1.4 µm band is usually weaker in our phyllosilicate spectra, which may be due to the effect of mixing or coating by iron-bearing oxides, which commonly occur in association with Fe/Mg-smectites (Ehlmann et al., 2009). Additional secondary bands at 2.4 µm are occasionally observed and could correspond to relatively weak Mg_3OH or Fe_2OH absorptions.

Fe/Mg phyllosilicates are also detected discretely in the upper walls of Coprates Catena and Ganges Chasma in the form of nontronite, potentially mixed with vermiculite or chlorite (Buczkowski et al., 2010; Le Deit et al., accepted to JGR). These Fe/Mg phyllosilicates are usually associated with Al-phyllosilicates such as montmorillonite, and related to the surrounding plateau deposits, as they form the very superficial top of the wall cross-section (Le Deit et al., accepted to JGR).

Locally, sulfates are also identified with a typical 2.4 µm feature that is indicative of the SO_4 vibrations in the molecule structure. Both polyhydrated and monohydrated sulfates are detected, with additional absorption bands at 1.9 µm for polyhydrated sulfates, and 2.1 µm for monohydrated sulfates (Gendrin et al., 2005; Mangold et al., 2008; Bishop et al, 2009; Murchie et al., 2009; Roach et al., 2010; Flahaut et al., 2010a). Nevertheless these detections do not

belong to the wall cross-section but, rather, correspond to thick outcrops of ILDs in Juventae and Ganges chasmata, which are sometimes draped over the lower portion of the walls.

All these detections are generally difficult to survey due to the observation conditions on walls: it is indeed hard to obtain spectra on a steep slope made of rough materials and dust. This explains why most spectra are generally noisy.

3.2.5 Vertical and horizontal distribution

3.2.5.1 Vertical distribution: Interpretative cross-section

Aforementioned detections are vertically stratified, as they are associated with the different morphologic units of eastern Coprates Chasma; mineralogic and morphologic transitions generally coincide (Figure 3.7). A summary of the cross-section of Coprates Chasma's wall is given in Figure 3.8.

CRISM observations on the upper part of the walls are generally depleted of any diagnostic absorption bands. We only noticed small variations in the reflectance continuum slope depending on the angle of the observation. Some weak olivine signatures may be present on the darker top layers. This lack of signatures could be due either to dust coverage or means that the material forming the wall does not contain any spectrally remarkable minerals. Still, morphologic observations are consistent with a stack of lava floods (McEwen et al., 1999). The stratigraphy and sometimes the composition cannot be clearly discerned in the middle of the walls as they are similarly obscured by a spectrally neutral talus. When rocks outcrop, Fe/Mg-phyllosilicates are detected. Fe/Mg phyllosilicates are generally associated with the dark boulders described previously in section 3.1, and sometimes to some dusty talus inherited from the boulders that lie above (Figure 3.7 a and b). The elevations of Fe/Mg phyllosilicate detections are coherent from one spur to another, suggesting the presence of a ubiquitous layer of phyllosilicates within the walls. This layer would be over a few hundred meters thick and is very often mantled by dust; we don't expect this layer to be very competent. There is a sharp contrast between the phyllosilicate-rich dark boulders and the underlying light-toned unit, which appears massive, indurated, more competent, and has a typical LCP signature. LCP detections do not seem to be aligned at a constant elevation, but appear somewhere between -1400 and -2400 m in the northern wall of Coprates Chasma and are always associated with light-toned outcrops (Figure 3.7 a and c). In the northern wall, this massive bedrock is underlain by thin dark layers, which are highlighted by terraces that crosscut the walls around -4000 m in elevation. The dark basal layers seem to be enriched in olivine on a few CRISM observations. The plateau on the top of the cross-section usually exhibits flat, dusty spectra with a few exceptions.

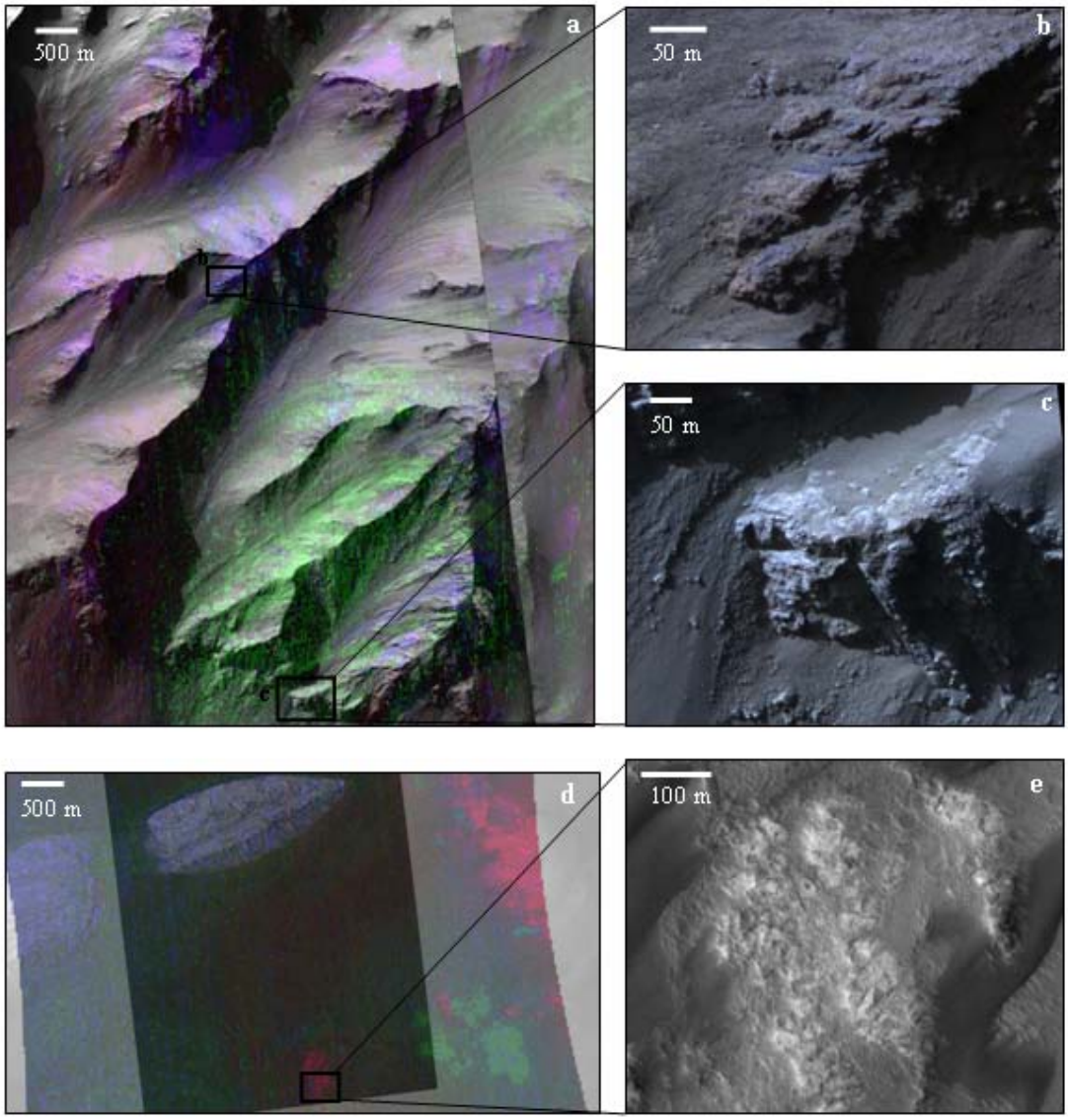
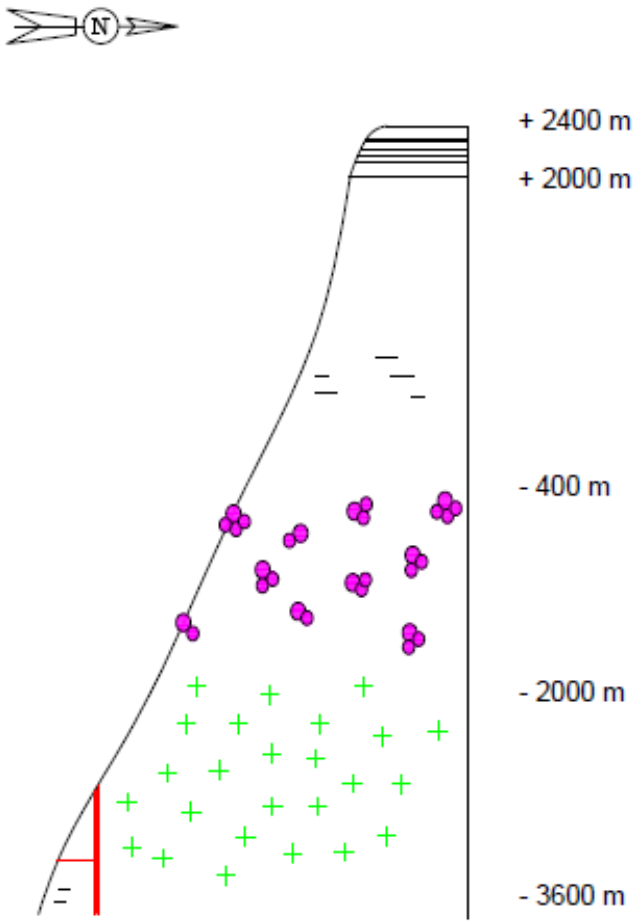


Figure 3.7: Correspondance between HiRISE morphologies and CRISM detections.
a - CRISM FRT0000B8E2 RGB (R=OLINDEX2, G=LCPINDEX, B=D2300) is projected in transparency over HiRISE image PSP_009222_1660 and CTX image P15_006928_1661_XI_13S055W. Summary parameters stretched values are: R: 0- 0.155; G: 0.017-0.136; B: 0-0.027. Phyllosilicate-rich areas appear in purple whereas LCP-rich areas appear in green.
b - Close-up on a phyllosilicate-rich area showing dark boulders outcropping on spurs in the middle walls.
c - Close-up on a LCP-rich area showing a bright bedrock.
d - CRISM HRL000087EC RGB (R=OLINDEX2, G=LCPINDEX, B=SINDEX) is projected in transparency over HiRISE image PSP_005886_1715 and CTX image P12_005886_1712_XI_08S046W. Summary parameters stretched values are: R: 0.008- 0.068; G: 0.003-0.137; B:0.013-0.036. Sulfate-rich areas appear in blue, olivine-rich areas appear in red and LCP-rich areas appear in green.
e - Close-up on an olivine-rich area showing a bright bedrock similar to the LCP-rich outcrops on the floor of Ganges.



Morphologic observations	Mineralogy	Hypothetical interpretation
Plateau	Nothing detectable	Hesperian and Noachian lava flows, eventually alteered in phyllosilicates
Talus slope / Layers when spurs	Nothing detectable	Stack of Hesperian and Noachian lava flows, very likely inherited from Tharsis volcanisms
Talus slope / Boulders when spurs	Phyllosilicates	Noachian or Pre-Noachian phylosilicate-rich layer, likely due to the alteration of the primitive crust by meteoritic water or hydrothermalism
Light-toned fractured bedrock	Low-calcium Pyroxene (LCP)	Primitive crust intruded by olivine-rich dykes
Basal scarp dark thin layers	Olivine or nothing detectable	More layered portion of the primitive crust or sills
Floor	LCP (in Ganges, Eos) or Nothing detectable	Primitive crust (in Ganges, Eos) often obscured by later infilling evens

Figure 3.8: Schematic cross-section based on morphologic and mineralogic observations in eastern Coprates Chasma (elevations are indicated for the northern wall detections). This succession of distinct units is commonly observed in other chasmata of Valles Marineris with slight variations in elevation and organization.

3.2.5.2 Horizontal distribution

The described vertical succession of units is common to most of the eastern Valles Marineris area, but varies from one chasma to another. Table 1 presents a list of all the LCP detections observed using CRISM hyperspectral data thus far. Figure 3.9 shows spectra corresponding to the observations listed in table 2 whereas Figures 3.10 and 3.11 show the distribution and elevations of detections in Valles Marineris.

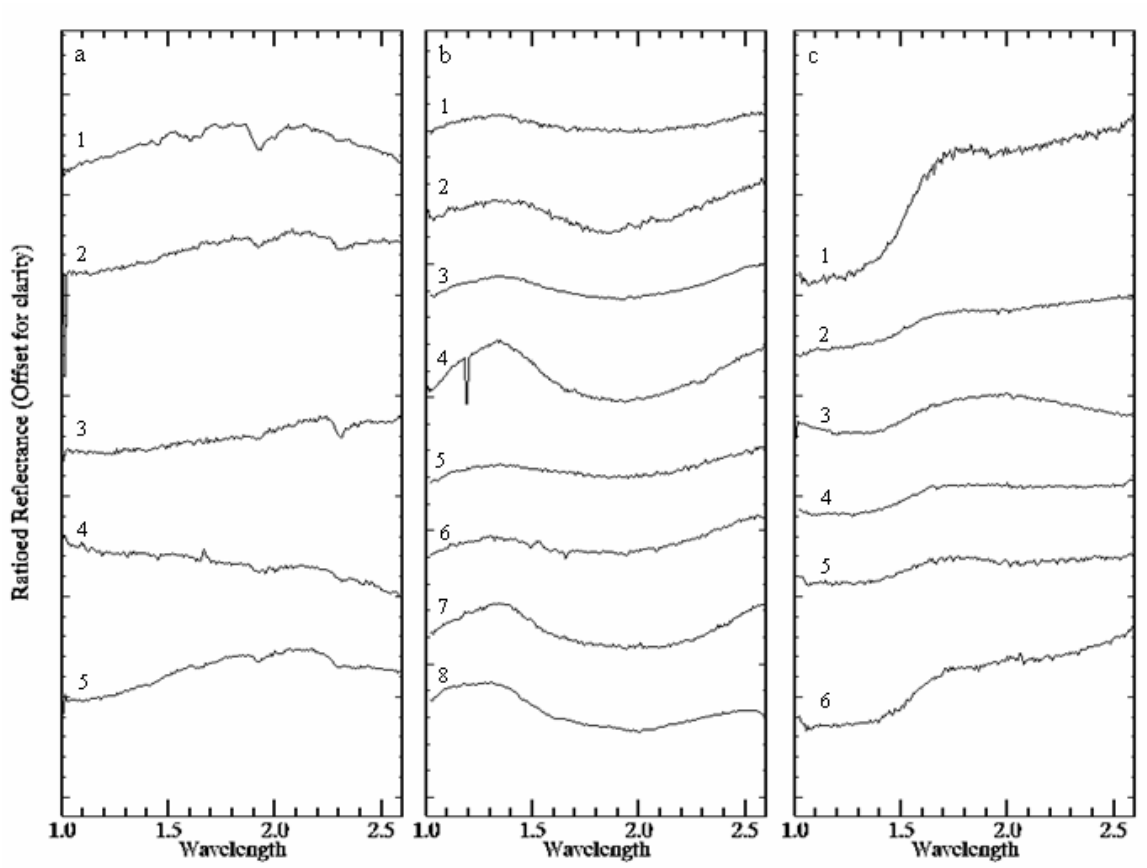


Figure 3.9: CRISM spectra obtained in the various chasmata of eastern Valles Marineris.
a - Deep Fe/Mg-rich phyllosilicates are mostly observed in eastern Coprates Chasma as best wall exposures occur there. Spectra are hard to obtain as outcrops are small and usually concern only a few pixels on CRISM. Fe/Mg-rich phyllosilicates are identified based on their 1.4; 1.9 and 2.3 µm narrow absorption bands. (1) - observation FRT00008FE7 in Coprates Chasma, (2) - FRT00009DB4 in Coprates Chasma, (3) - FRT00009804 in Coprates Chasma, (4) - FRT00009226 in Coprates Chasma, (5) - FRT00008112 in Capri Chasma.
b - LCP-rich spectra extracted from bedrock outcrops identified with HiRISE. The position of the center of the 2 µm band is variable within a same observation and a same chasma, indicating a possible heterogeneity in the composition of the pyroxenes constituting the bedrock, or a mixture with HCP-bearing dust. (1) - FRT0000C59A in Capri/Eos Chasma, (2) - FRT0000B8E2 in Coprates Chasma, (3) - FRT00005F84 in Coprates Chasma, (4) - HRL0000CD37 in Coprates Chasma, (5) - HRS00012C57 in Coprates Chasma, (6) - FRT00010A43 in Juventa Chasma, (7) - HRL0000B3E6 in Eos Chasma, (8) - FRT000089A2 in Ganges Chasma.

c - Olivine is observed in different geologic contexts in Valles Marineris. Olivine spectrum present a strong feature around 1 µm and are generally flat and featureless over 1.5 µm. (1) - HRL0000B3E6 in Eos Chasma, (2) - FRT0000A16B in Eos Chasma, (3) - HRL000089EC in Ganges Chasma, (4) - FRT00008842 in Ganges Chasma, (5) - HRS00012C57 in Coprates Chasma (6) - FRT00012613 in Capri Chasma.

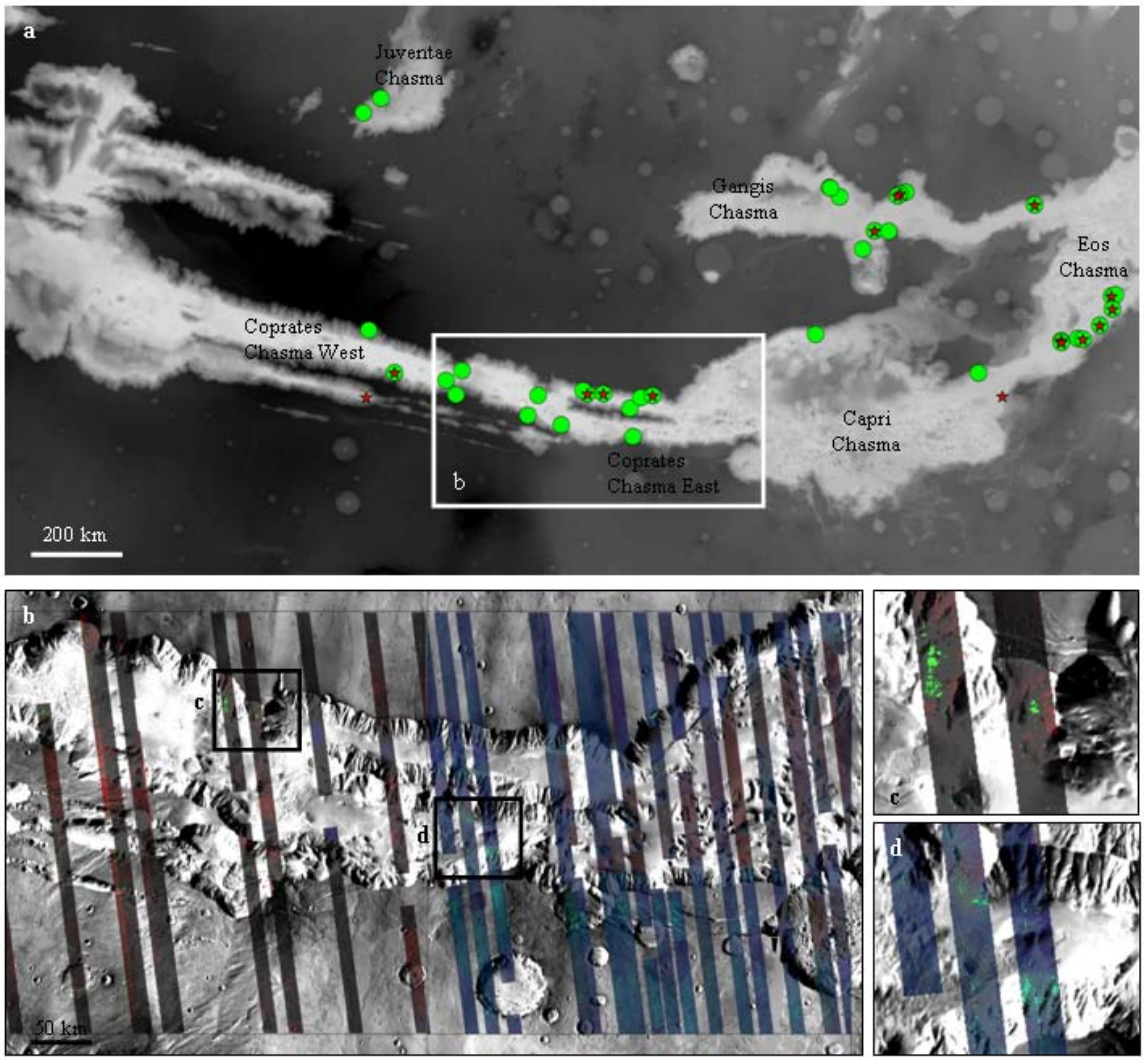


Figure 3.10: Map of CRISM mafic detections in Valles Marineris.
a - Summary of CRISM hyperspectral data bearing LCP (green dots) and olivine (red stars) detections in Valles Marineris, thus far. Background is a MOLA elevation map with lows in white and highs in black. The white box indicates the location of Figure b.
b - Close up on eastern Coprates Chasma, with the THEMIS IR day mosaic used as a background. CRISM multispectral tiles can be used to extend the LCP detections in Valles Marineris. RGB composition (R=OLINDEX, G=LCPINDEX, B=HCPINDEX) of tiles T0791_MRRSU_15S303_0256 and T0792_MRRSU_15S308_0256 are shown as an example. Although LCP detections are strong with this dataset, phyllosilicates in the walls of Valles Marineris are too small to be detected at the CRISM multispectral spatial resolution (100 to 200 m per pixel) and the olivine parameter is too sensitive to other factors than the composition to be reliable. Stretched values: T0791: R:0.006 - 0.132, G:0.068 - 0.155; B:0.098 - 0.473. T0792: R:0.071 - 0.675, G:-0.040 _ 0.338, B:0.193 - 0.633. Black boxes indicate the location of close-up c and d.

c and d - Close-up of b having a strong LCPINDEX signal.

In Juventae Chasma, phyllosilicates and LCP are detected at higher elevations (Figure 3.11). The mineralogy of the lower walls is not apparent as they are obscured by the sulfate-rich ILDs. In Capri Chasma, detections generally agree with the ones in Coprates Chasma, but very few CRISM observations have been targeted on the walls. Detections in western Coprates tend to be at higher elevations than in eastern Coprates. This west-east dip is confirmed by detection elevations that are lower for the same unit in the eastern part of Valles Marineris. For instance the phyllosilicate/LCP boundary appears around -1400 m in eastern Coprates, whereas it is at -3600 m in Ganges Chasma. LCP outcrops on the floor of Eos Chasma, which is around -4000 m deep (Figure 3.10 and 3.11). Olivine is also detected in association with LCP on the floor of Ganges and Eos chasmata, but might have a different origin, since it appears as a darker mantling unit (at least for the sand) that is morphologically different from the few olivine-rich outcrops at the base of the eastern Coprates walls. Detections in the northern walls and southern walls of Coprates Chasma also differ from almost 2 km in elevation, at a given longitude. This difference between northern and southern rims could occur in all the chasmata of eastern Valles Marineris.

Finally, no evidence was found in the entire western part of Valles Marineris (Melas, Candor, Ophir, and Ius chasmata) for deep phyllosilicates, olivine or LCP detections (Figure 3.10). Phyllosilicates have been detected within Geyron Montes, Ius Chasma's central mound (Roach et al., 2009), but they don't correlate spectrally or morphologically to the previously described phyllosilicate detections, and are likely to be a superficial component of a different and more local origin. Despite sparse CRISM coverage in this area, we expect the LCP-rich, massive, relatively high-albedo units to be detectable in the walls as it forms a break in slope in the topography, and an important change in albedo. Such a layer wasn't observed in any of the walls west of the Coprates Chasma/Melas Chasma boundary, which seem to be composed of a dusty material. These walls also don't bear diagnostic spectral signatures in the CRISM wavelength range or these minerals may not be adequately exposed due to the dust coverage.

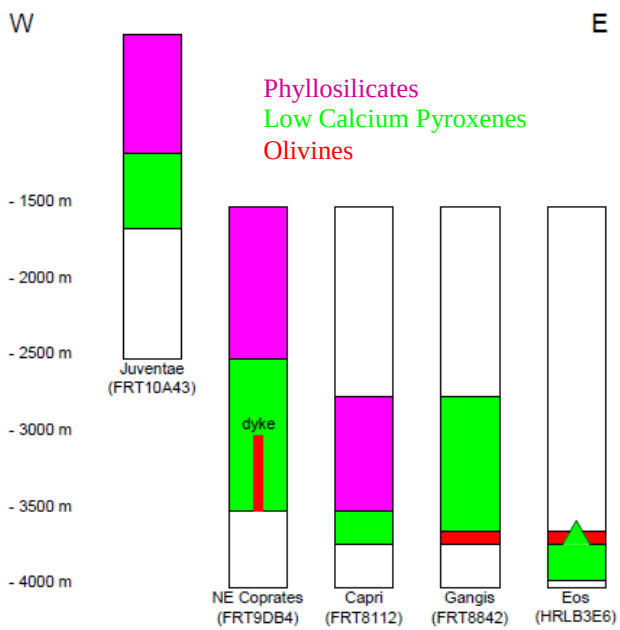


Figure 3.11: Comparison of the detection elevations in the different chasmata of Valles Marineris, based on CRISM DDR information (relative to MOLA). Magenta represents

phyllosilicates, green represents low-calcium pyroxene and red represents olivine. Rectangles were left blank where we do not have any information (Region is outside of the targeted observation). We observed a general dip in elevation from west to east.

3.2.6 Discussion

3.2.6.1 LCP detection significance

Mafic minerals are commonly detected on the Martian surface, which is mostly composed of magmatic rocks. Low-calcium pyroxene is commonly detected in the Noachian highlands of the Martian southern hemisphere. Detections are widely dispersed on the planet surface, but always observed to be associated with old terrains (Mustard 2005; Poulet et al., 2007; Clenet et al., 2011b). LCP occurs in central peaks of craters, but also in Noachian lava flows that outcrop in the southern highlands, in association with phyllosilicates (Mustard et al., 2005; Poulet et al., 2007; Skok et al., 2009). On the contrary, Hesperian and more recent lava flows, rock exposures, or sands are more enriched in high-calcium pyroxene (Mustard et al., 2005; Poulet et al., 2007; Clenet et al., 2011b).

The detection of LCP in the lower walls of Valles Marineris is evidence for a very ancient bedrock. The occurrence of LCP in Martian rocks, whereas most of them are generally HCP-rich (Mustard et al., 2005; Poulet et al., 2007), is commonly believed to be indicative of primitive magmas. This LCP occurrence could be explained by the crystallization of primitive rocks from a mantle depleted in Al and Ca (Mustard et al., 2005) or from H_2O bearing melts with a higher degree of partial melting (Poulet et al., 2009a and b). Two hypotheses for the origin of the ancient bedrock are suggested:

1- This bedrock corresponds to a magmatic intrusion in the area of Valles Marineris. LCP-rich rocks could have formed at the bottom of this magma chamber since orthopyroxene crystallizes before clinopyroxene in the crystallization sequence (Warren et al., 1989; Shearer et al., 2006).
2- This bedrock corresponds to a preserved outcrop of pristine Martian crust, possibly formed by crystallization in a magma ocean.

The occurrence of similar LCP-rich massive rocks in the central peaks of large impact craters at different locations over the planet (Quantin et al., 2011) rules out the first hypothesis. If this bedrock is present at depth at a global scale then we are likely sampling the pristine Martian crust in impact craters and in the deepest canyons of Valles Marineris.

Moreover, the appearance of relatively bright rocks could be consistent with the presence of igneous crystalline rocks rather than layered basaltic rocks that can be found in intrusions. There is also no morphologic evidence for regional scale intrusive contacts between the LCP-rich units and the walls of Valles Marineris. For all the aforementioned reasons, we argue that Valles Marineris exhibits remnants of pristine Martian crust, enriched in LCP. The occurrence of olivine in some locations could be explained by the eruption of ultramafic lava flows during the formation of the early crust (Mustard et al., 2005) or may be the result of fractional crystallization and segregation in magma chambers or in a magma ocean (Elkins-Tanton et al., 2005).

3.2.6.2 Olivine detection significance

Olivine is also common on Mars and has been detected from orbit (Mustard et al., 2005; Poulet et al., 2007) and also *in situ* (Christensen et al., 2004; Morris et al., 2004). Olivine has been reported in a wide range of contexts and locations (Nili Fossae, Valles Marineris, Ares Vallis etc...) (Hoefen et al., 2003; Hamilton et al., 2005; Rogers et al., 2005; Mustard et al., 2005; Poulet et al., 2007, Edwards et al., 2008; Mustard et al., 2009 ; Salvatore et al., 2010).

In the present study area, olivine is detected in dark sand covering the floor of Ganges Chasma, in dark rocky outcrops on the floor of Eos Chasma (Edwards et al., 2008), in dark magmatic intrusions (dikes) in the walls of Coprates Chasma (Flahaut et al., 2011), and in a few bright outcrops on the floor of Ganges, Capri, and Coprates chasmata. Although the exact composition of these olivine-rich outcrops is hard to resolve due to grain size effects (*e.g.*, Clenet et al., 2011a), we can try to infer the geologic context for all of these detections. Olivine detections in dark sands in Ganges Chasma likely post-date the formation of Valles Marineris and correspond to late events. Similarly, even if the olivine-rich dike emplacement timing is hard to constrain (Flahaut et al., 2011), they postdate the formation of the basal section of the walls that they crosscut. The occurrence of olivine on the floor of Eos Chasma can be explained by several processes. If this olivine-rich layer is an old, exhumed bedrock as favored by Edwards et al. (2008) then it would likely correspond to a more layered portion of the crust, enriched in olivine, or an old magmatic horizontal intrusion/sill. Still, this layer could also correspond to later lava flow that filled the canyon after its opening (Edwards et al., 2008). No morphologic or mineralogic evidence allowed us to favor any of these hypotheses concerning the olivine-rich floor of Eos Chasma.

The last olivine detection recognized is uncommonly associated with bright massive outcrops and is restricted to the floor or lower walls of eastern canyons, and actually seems to be part of the bedrock (Figure 3.7 d and e). Elevations of the detections are lower or similar to that of LCP detections and morphologies of the outcrop are indistinguishable. Therefore we suggest that these olivine-rich outcrops could correspond to some heterogeneous portions of the crust.

3.2.6.3 Comparison with the Moon and martian meteorites

Similarly, LCP and olivine have been detected on the Moon, mainly in impact crater central peaks and ejecta blankets, but also as a component of breccias in large impact basins (Tompkins and Pieters, 1999). LCP is expected to be one of the major components of the lower lunar crust, which has a noritic to gabbronoritic composition, with more olivine-rich portions that are trotolitic to dunitic in composition. Its origin on the Moon is still debated, but it is likely that the lower crust of the Moon formed from the crystallization of a magma ocean, as this process is already evoked for the lunar upper crust (Wood et al., 1979; Warren et al., 1989; Shearer et al., 2006). Although the bulk Moon probably differs from the bulk Mars, and differentiation processes occurred at different scales, the magma ocean theory on both these planetary bodies predicts an early crust made of igneous mafic rocks enriched in LCP and olivine.

Our observations are also consistent with the analyses of martian meteorites, which can be used to further comprehend the igneous composition of the martian crust. The meteorite ALH84001 is a light gray colored orthopyroxenite with more than 97% LCP (McSween, 1994;

Nyquist et al., 2001; Lapen et al., 2010). This mosaic-grained igneous cumulate rock has been affected by shock metamorphism and was recently dated at 4.09 Gy (Lapen et al., 2010). ALH840001 isotopic ratio values such as Lu/Hf and Sm/Nd seem to indicate that this rock must have undergone extensive igneous processing associated with the crystallization of a deep magma ocean (Lapen et al., 2010). All morphologic and compositional information, along with the conclusions derived from the chemistry, are consistent with our observations and interpretations of the LCP-rich bedrock observed in Valles Marineris.

Although their ages (from 150 to 570 My according to Nyquist at al. (2001 and references therein); from 4.1 to 4.3 Gy according to Bouvier et al. (2008, 2009)) are still being debated, shergottites also have a composition and appearance consistent with our observations. They correspond to cumulate rocks rather than basaltic rocks and have an intermediate pyroxene composition, with LCP, olivine, plagioclase and HCP, in a usually lesser, but variable amount (Nyquist et al., 2001). Our observations are consistent with the analyses of most of the shergottites and better fit the conclusion of Bouvier et al. (2008, 2009) that shergottites are old.

3.2.6.4 Appearance of the crustal bedrock

Quantifying the precise mineralogic composition of rocks composing the surface with spectroscopy in the VNIR domain is challenging because of mixture effects and spectrally neutral minerals. For instance the plagioclase content cannot be determined unless the rock is a nearly pure anorthosite (Adams and McCord, 1972; Pieters 1986) as plagioclases are broadly spectrally neutral in this wavelength domain. TES mineral maps derived from the analysis of longer wavelengths (Bandfield et al., 2002) revealed the presence of plagioclase in a great amount in the area of Valles Marineris, but the spatial resolution of the instrument does not allow for a precise identification of the unit carrying this signature. Plagioclase might be present in the LCP-rich bedrock, but is not necessary to explain its appearance. All the rocks forming this pristine crust have a bright and massive texture, whether they are LCP or olivine-rich, which differs from most martian rocks that are dark basalts. This bright appearance is common in Martian cumulate meteorites whether they have plagioclase or not, and is generally indicative of early, slow-cooling, magmatic processes. Although it is generally massive, this crust could appear a bit layered in some places, and can be observed partially mixed within the phyllosilicate-rich unit of the walls. This primitive crust has a complicated structure inherited from later processes such as impact gardening and mixing, magmatic intrusion, or aqueous weathering.

3.2.6.5 Distribution of the detections

Previous morphologic and mineralogic observations highlighted a possible dichotomy between the composition of western and eastern Valles Marineris. Although the CRISM and HiRISE coverage of well exposed walls is rather sparse in the western part of Valles Marineris, including Ius, Ophir, Candor, Melas chasmata and parts of western Coprates Chasma, no observations consistent with the presence of pristine crust were made. So far, the diagnostic LCP-rich bright bedrock does not appear on any of the datasets available. Walls of western Valles Marineris rarely expose good cross-sections due to the amount of landslides (Quantin et al., 2004) or the sedimentary infillings (Quantin et al., 2005; Mangold et al., 2008; Roach et al., 2009), but the few observations available generally show stacks of dark layers over their entire length. No diagnostic mineralogic signatures were obtained over these layers, but they appear

morphologically consistent with a stack of lava floods (Witbeck et al., 1991; Lucchitta et al., 1992; Dohm et al., 2001a).

Similar results are presented in the joint paper of Quantin et al. (2011). The authors surveyed the appearance and composition of the central peaks of complex impact craters in the surrounding of Valles Marineris. Layers that are present at depth in the walls of Valles Marineris and below are expected to be brought to the surface by impacts, especially in the central peaks of large craters. A crater 50 km in diameter should, for instance, excavate material from as deep as around 5 km (Cintala and Grieve, 1998), which should be deep enough to reach and sample pristine crustal rocks in eastern Valles Marineris. Whereas craters located around the eastern part of Valles Marineris exhibit bright, fractured rocks enriched in LCP and olivine, which are consistent with the bedrock we observed in the lower walls or floor of Valles Marineris, craters around western Valles Marineris show different lithologies. Intact layers, with basaltic composition and sometimes partial hydration, are observed in the central peaks of most western craters. Quantin et al. (2011) propose that the boundary between these two distinct lithologies is around western Coprates Chasma, close to the Coprates Rise topographic step. This boundary is at a slightly different longitude north and south of Valles Marineris; this gap could be due to a transform fault zone that would have moved the north of Valles Marineris westward compared to the south rim. This limit is coherent with our observations of the walls of Valles Marineris, which show a different pattern west and east of western Coprates Chasma, and different elevation for the northern and southern rim of Coprates Chasma, at a given longitude. The existence of such a dichotomy is also confirmed by non-geologic observations as well, such as magnetism. Indeed, a remnant crustal magnetism is measured in eastern Valles Marineris, but absent west of the Coprates Rise (Connerney et al.,2005).

A few hypotheses can be made to explain this west/east dichotomy. In all cases, it does not seem independent from the Coprates Rise boundary, which separates high elevation Hesperian and Amazonian plateaus on the edge of Tharsis buldge in the West from lower elevation Noachian surfaces in the East (Witbeck et al., 1991; Dohm et al., 2001a).

1- On one hand, the Coprates Rise could represent a major thrust fault that has uplifted some material in the western part of Valles Marineris (Schultz et al., 1994). This fault could also indicate a possible crustal overlap, explaining why the crust seems thicker in the western part. Pristine crustal rocks would then be buried very deep under this thicker lava stack.

2- On the other hand, Dohm et al. (2001b) suggested that the formation of the Coprates Rise and other topographic highs (Warrego Rise, Claritas Rise) during the early Noachian could have formed the margin of a gigantic drainage basin. The possible outline of this basin, cutting western Coprates and Juventae chasmata, is consistent with the limits of our LCP detections and bedrock observations. Topographic, stratigraphic, paleotectonic, and paleoerosional information support this basin hypothesis. During the early to middle-Noachian, lavas, sediments, or even volatiles could have filled the basin (Dohm et al., 2001b). Large pulses of magmatic activity related to the development of Tharsis could especially have filled the basin with stacks of lava. Evidence of this may be the stack of dark layers that are observed over the walls of western Valles Marineris (Dohm et al., 2001b). Later tectonic deformation and erosion might also have exposed these layers locally.

3- A third hypothesis, proposed in the joint paper of Quantin et al. (2011), which interprets this transition as an ancient tectonic setting similar to potential Archean tectonics on Earth, could also fit our observations. The load created by the emplacement of tens of kilometers of basaltic layers in the west could lead to sagduction processes (Chardon et al., 1996), and explain the sharp transition we observe.

3.2.6.6 Origin of phyllosilicates

This primitive crust was probably submitted to large and frequent impacts after its formation and was during this time and later overlain by multiple Noachian and Hesperian basalt floods (Carr and Head, 2010). The occurrence of phyllosilicates derived from altering lavas or igneous rocks might have witnessed this period of high rates of impact and crustal mixing and reworking. Although we argue that these phyllosilicates were formed by alteration, it is not clear whether they are inherited from the primitive crustal bedrock or the first Noachian lava floods.

Assuming Mars had an early active hydrologic system (Andrews-Hanna and Lewis, 2011), water must have been abundant and sustainable at the surface or subsurface. Phyllosilicates could have formed from the long term contact of water with igneous crustal minerals, possibly at depth, where aquifers would have been geothermally heated; and could have been later excavated by impacts (Barnhart and Nimmo, 2011; Ehlmann et al., 2011). As the phyllosilicates occur over a thick part of the walls (even if they are only detected when spurs outcrop, we can infer that this entire portion of the walls correspond to phyllosilicates), it is likely that this mixing and alteration of the primitive crust has occurred over a certain amount of time at the beginning of the planet's history.

Another possible explanation is that these phyllosilicates reveal a unique environment at the time when the first Noachian lavas were emplaced over the primitive crust, during the early Noachian. Indeed liquid water was probably stable and abundant in certain locations at this time (Carr and Head, 2010; Andrews-Hanna and Lewis, 2011). In a warm and wet environment, these lavas could have been altered directly when they formed. Phyllosilicates would then mark an alteration front. With the amount of water decreasing drastically with time, we expect a transition from phyllosilicates to more unaltered basaltic lava towards the top of the walls, which is observed in the studied areas.

3.2.5.7 Implication of the non-detection of sulfates or sedimentary layers within the walls of Valles Marineris

Apart from the aforementioned Fe/Mg-rich phyllosilicates, no hydrated minerals were detected with CRISM within the walls of Valles Marineris, especially no sulfates. The history recorded in the walls of Valles Marineris is mostly magmatic-related. Layering in the upper walls of Valles Marineris seems associated to repeated Noachian and Hesperian basaltic floods on a flat surface. The lower part of the walls is dominated by mafic minerals signatures, such as LCP and olivine.

Sulfates are abundant in the area of Valles Marineris, they have especially been detected in association with kilometer-thick ILDs (Gendrin et al., 2005; Chojnacki and Hynek, 2008). The origin of these sulfates, as well as the origin of the ILDs, is still being debated. ILDs have been

proposed as potential lacustrine (McCauley, 1978; Nedell et al., 1987; Lucchitta et al., 1992), volcanic (Witbeck, 1991, Lucchitta et al., 1992), subice volcanic (Chapman and Tanaka, 2001; Komatsu et al., 2004), aeolian (Peterson, 1981; Nedell et al., 1987) or spring (Rossi et al., 2008) deposits, as well as a possible consequence of wall mass-wasting. It is also not clear whether these ILDs formed as primary sulfate-rich deposits, or if the enrichment of ILDs with sulfates happened after the ILD formation. Moreover, the timing of the sulfate-rich ILDs of Valles Marineris have been questioned and ILDs have been suggested to be older (Malin and Edgett 2000; Catling et al., 2006) or younger (Witbeck et al., 1991; Lucchitta et al., 1992; 1994; Mangold et al., 2008; Quantin et al., 2010; Flahaut et al., 2010b) than Valles Marineris opening. The absence of sulfate detections in the walls of Valles Marineris allows us to discuss this last uncertainty. If these kilometer-thick, sulfate-rich ILDs were deposited as a primary deposit before the opening of the canyon, and exposed to the surface later, we should be able to find them within the walls of Valles Marineris as well, which is not the case. A few patchy, light-toned deposits with a sulfate-rich signature are observed draped over some walls in western Coprates, Capri and Juventae chasmata, but they appear to be a late infilling event.

Asumming that sulfate enrichment of the ILDs was a late process, it would still be hard to explain the absence of sulfates in the walls of Valles Marineris if the ILDs predated the canyon opening. Indeed, if the ILDs correspond to old Noachian material later altered into sulfate-rich material, we would expect the same original material to be present in the walls, and have been altered as well. We, therefore, suggest that our observations argue in favor of a post-opening deposition of sulfates in the Valles Marineris area, during the Hesperian.

3.2.7. Conclusions

Exposures of walls in the whole Valles Marineris area were investigated with both HiRISE and CRISM data. A typical succession of horizontal units of distinct morphologies and mineralogies was observed in the eastern part of Valles Marineris, whereas the composition of western Valles Marineris remains unclear. The stratification observed in the uppermost walls of eastern Valles Marineris disappears with depth and the few outcrops that are not obscured with dust are generally phyllosilicate-rich. This phyllosilicate-rich layer appears to correspond to an alteration layer composed of dark boulders rather than a sedimentary layer; no distinct sedimentary layers were actually found within the parts of the walls that are not obscured by dust. These results favor the hypothesis that the large interior layered deposits found in the central part of most of Valles Marineris chasmata, are younger than the canyon opening (Nedell et al., 1987, Lucchitta et al., 1994, Quantin et al., 2010). These phyllosilicate-rich boulders overlie an unaltered, pristine bedrock. The bedrock is enriched in low-calcium pyroxene, which is commonly detected in old Noachian lava flows, whereas Hesperian mafic lavas are generally more high-calcium pyroxene and olivine-rich (Mustard et al., 2005). This anomalously bright and massive bedrock is interpreted as being a uniquely preserved remnant of ancient Noachian crust. This hypothesis is consistent with observations of lower crust on the Moon and martian meteorite analyses. The occurrence of preserved Noachian bedrock in situ, which is rare on the Martian surface, and the extent of the geologic record in the Valles Marineris walls make it a key place to study early planetary processes and planetary evolution.

CRISM ID	latitude	longitude	canyon	location within the wall	associated HiRISE	LCP-rich bedrock upper limit (m)	other detections
FRT00005C2B	-4,611375	-63,08165	Juventae	bottom walls	PSP_003790_1755/ PSP_004291_1755		Fe/Mg-phyllo, sulfates
FRT00010A43	-4,125455	-62,500485	Juventae	walls	ESP_011688_1760	1100	Fe/Mg-phyllo
FRT0000A16B	-11,718535	-38,451915	Eos	floor	PSP_007402_1680	-3300	Olivine
FRT00005F23	-10,73632	-38,062905	Eos	floor	PSP_003921_1690	-3800	Olivine
FRT000081A0*	-10,69477	-37,93232	Eos	floor	PSP_005622_1690	-3800	
FRT00009E70	-12,16467	-39,19342	Eos	floor	PSP_007257_1675	-4100	
HRS00004421	-12,183175	-39,02407	Eos	floor		-4100	Olivine
HRL0000B3E6	-11,18026	-38,027365	Eos	floor		-3600	Olivine
HRL0000C069	-12,228785	-39,7476	Eos	floor	PSP_009617_1675	-4100	Olivine
HRS0000C6EA	-12,29042	-39,741525	Eos	floor	PSP_009617_1675	-4100	Olivine
FRT0000C59A	-13,30921	-42,50913	Eos/Capri	bottom walls	PSP_009894_1665	-2500	
FRT00008112	-12,02719	-47,95937	Capri	bottom walls		-3500	Fe/Mg-phyllo
FRT00008842	-7,68838	-40,63118	Gangis	walls		-3500	Olivine
FRT0000CB4B	-7,27462	-44,94535	Gangis	walls	PSP_007600_1725/ PSP_010171_1725		
HRL0000638C	-7,32369	-45,1315	Gangis	walls	PSP_008536_1725	-3400	Olivine
HRL0000C038	-7,38936	-45,209875	Gangis	walls	PSP_009604_1725	-3400	Olivine
HRL000089A2	-7,41674	-47,15937	Gangis	floor	PSP_005952_1725	-3700	sulfates
HRL0000843E	-7,108035	-47,491565	Gangis	floor	ESP_011371_1730	-3600	sulfates
FRT000103BC	-7,12937	-47,46319	Gangis	floor	ESP_011371_1730	-3600	sulfates
HRL000087EC	-8,56598	-45,9874	Gangis	floor	PSP_005886_1715	-3600	sulfates, Olivine
HRL0001189F	-8,56596	-45,9871	Gangis	floor	PSP_005886_1715	-3600	sulfates, Olivine
FRT000171D3*	-9,166155	-46,38723	Gangis	walls	ESP_016962_1705		
FRT000175D8*	-8,573855	-45,51666	Gangis	walls	ESP_017107_1715		
FRT00005F84	-13,564905	-60,321065	Coprates W	bottom walls, S		-2800	Fe/Mg-phyllo
FRT00008FE7	-14,05945	-57,240745	Coprates E	bottom walls, N		-2800	Fe/Mg-phyllo
FRT00009226	-14,50015	-54,16186	Coprates E	central horst	PSP_006717_1655	-2100	Fe/Mg-phyllo
FRT00009804	-14,012485	-55,58943	Coprates E	bottom walls, N	PSP_006928_1660	-2600	Fe/Mg-phyllo, Olivine
FRT00009B24	-14,14143	-53,809495	Coprates E	bottom walls, N	PSP_007073_1655	-2800	Fe/Mg-phyllo
FRT00009DB4	-14,075755	-53,41097	Coprates E	bottom walls, N	PSP_007218_1660	-2500	Fe/Mg-phyllo, Olivine
FRT0000B8E2	-13,89788	-55,73899	Coprates E	bottom walls, N	PSP_009222_1660	-1900	Fe/Mg-phyllo
FRT000107BB	-13,302695	-62,042965	Coprates W	bottom walls, S	ESP_011543_1665	-2400	Olivine
HRL000086EC	-14,03613	-59,97672	Coprates W	bottom walls, S	PSP_005847_1660	-800	
HRL0000CD37	-14,733885	-57,57901	Coprates E	bottom walls, S	PSP_010277_1650	-500	Fe/Mg-phyllo
HRL0000D0DE	-15,44001	-54,066485	Coprates E	bottom walls, S	PSP_010501_1645	-1000	Fe/Mg-phyllo
HRS00004787	-13,23824	-59,786365	Coprates E/W	bottom walls, N		-3500	
HRS000064B7	-11,87705	-62,90288	Coprates W	upper walls, N	PSP_004212_1680	300	Fe/Mg-phyllo
HRS00012C57	-14,00923	-55,05271	Coprates E	bottom walls, N	ESP_013191_1660	-2700	Olivine

Table 3.1: List of CRISM hyperspectral data bearing LCP-rich signatures in the area of Valles Marineris (at the date of January 1st 2011 Associated detections are reported. Stars denote the CRISM data that were released in the new TRR3 calibration format.

CRISM ID	latitude	longitude	canyon	central pixel for LCP spectra	central pixel for phyllosilicates spectra	central pixel for olivine spectra
FRT00010A43	-4,125455	-62,500485	Juventae	098 456 / 131 212		
FRT0000A16B	-11,718535	-38,451915	Eos	640 520/ 395 254		398 414/ 395 254
HRL0000B3E6	-11,18026	-38,027365	Eos	333 427/ 330 524		039 127/ 330 524
FRT0000C59A	-13,30921	-42,50913	Eos/Capri	419 228/ 304 153		
FRT00008112	-12,02719	-47,95937	Capri	484 549/ 221 424	431 460/ 221 424	
FRT00008842	-7,68838	-40,63118	Gangis	443 414/ 459 334		262 578/ 459 334
HRL000089A2	-7,41674	-47,15937	Gangis	341 563/ 295 482		
HRL000087EC	-8,56598	-45,9874	Gangis	332 427/ 264 392		291 201/ 330 435
FRT00005F84	-13,564905	-60,321065	Coprates W	458 406/ 387 184		
FRT00008FE7	-14,05945	-57,240745	Coprates E		111 262/ 197 060	
FRT00009226	-14,50015	-54,16186	Coprates E		388 308/ 432 338	
FRT00009804	-14,012485	-55,58943	Coprates E		151 268/ 487 411	
FRT00009DB4	-14,075755	-53,41097	Coprates E	408 404/ 418 060	454 236/ 418 060	424 479/ 418 060*
FRT0000B8E2	-13,89788	-55,73899	Coprates E	415 433/ 490 645		
HRL0000CD37	-14,733885	-57,57901	Coprates E	310 258/ 308 416		
HRS00012C57	-14,00923	-55,05271	Coprates E	135 119/ 114 066		116 185/ 114 066

*Table 3.2: List of CRISM hyperspectral data subset used to obtain the spectra shown on Figure 3.9. Pixel locations of spectra from Figures 3.6 and 3.9 are given in the three last rows. Spectra were generally taken on a 5*5 pixel area except for the olivine-rich dike feature on CRISM observation FRT00009DB4 (* in the table, Figure 3.6) which is a 3*3 pixel spectrum.*

3.3 Caractérisation minéralogique et morphologique des dikes intrusifs dans la croûte Noachienne de la base des murs de Valles Marineris

Le papier qui suit a été publié dans la revue *Geophysical Research Letters* en Août 2011.

DIKES OF DISTINCT COMPOSITION INTRUDED INTO NOACHIAN-AGED CRUST EXPOSED IN THE WALLS OF VALLES MARINERIS

Jessica Flahaut, John F. Mustard, Cathy Quantin, Harold Clenet, Pascal Allemand, & Pierre Thomas.

Résumé: Valles Marineris représente la plus grande coupe naturelle des premiers kilomètres de la croûte martienne. L'étude de la première partie de ce chapitre montre que le sommet des versants de la plupart des chasmata est formé par un empilement de coulées de laves, alors que leurs bases exposent des roches appartenant à la croûte primitive martienne [Flahaut et al., 2010c; Flahaut et al., 2011a]. Les affleurements de crôute primitive Noachienne sont rares à la surface de Mars et n'ont presque jamais été observés dans leur contexte géologique d'origine. La présence de croûte en place et remarquablement préservée dans les murs de Valles Marineris nous apporte des informations clés sur les processus précoces ayant eu lieu lors de la mise en place de ce rift géant, à la fin du Noachien. L'étude des données à haute résolution dans la partie la mieux exposée du canyon, Coprates Chasma , a révélée la présence d'intrusions magmatiques ou dikes. Ces dikes sont essentiellement observés dans les roches massives, claires et fracturées de la croûte primitive martienne [Flahaut et al., 2011a]. Leur composition riche en olivine, déterminée d'après les données CRISM, leur géométrie, et leur répartition indiquent qu'ils ont été actifs tôt dans l'histoire du canyon. Ils représentent par conséquent un enregistrement unique du magmatisme précoce martien.

Abstract: Valles Marineris represents the deepest natural incision in the Martian upper crust. Previous studies showed that the upper parts of the walls were made of finely layered probable basalts in most of the chasmata, while the base of the stratigraphy reveals primary Noachian crustal blocks. Exposures of pristine Noachian bedrock are rare on Mars, and mostly observed outside of their geological context. The occurrence of well-preserved and extended outcrops of pristine material in this giant rift could bring valuable information on the early processes that took place at the surface of Mars. Analyses of high resolution data over the best exposures of lower walls in Coprates Chasma, central Valles Marineris, revealed the presence of multiple magmatic intrusions interpreted as dikes. These dikes intrude an old, massive, fractured bedrock interpreted as being preserved ancient Noachian. Their composition, determined using CRISM data, and distribution, limited to this ancient crust at the bottom walls, indicate that they might have formed early in the rift formation, and therefore represent exceptionally well-preserved outcrops of the early history of Mars.

3.3.1 Introduction

Dikes are expected to be present on Mars from their association with volcanic morphologies and surface deformation [*Ernst et al.*, 2001]. Though dikes are rarely exposed on the surface of Mars due to its low erosion rate [*Ernst et al.*, 2001; *Pedersen et al.*, 2010], they can be identified by morphologies representing near-surface manifestations of dike emplacement. Common associated surface morphologies include pit craters, ovoid and linear troughs, shallow

graben, and spatter cones [*Mege and Masson*, 1996]. Magnetic [*McKenzie and Nimmo*, 1999] and topographic anomalies [*Schultz et al.*, 2004] could also be potential indicators of buried dikes. Dozens of giant dike swarms have been reported on Mars, with high concentrations in the volcanic areas of Tharsis and Elysium [*Carr*, 1974; *Ernst et al.*, 2001; *Head and Wilson*, 2002; *Head et al.*, 2003; *Mège et al.*, 2003]. Recent imaging from the CTX (Context Camera) and HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) [*McEwen et al.*, 2007] cameras onboard Mars Reconnaissance Orbiter provided the first direct observations of potential eroded and exposed dikes [*Korteniemi et al.*, 2010; *Pedersen et al.*, 2010]. We report here the occurrence of sets of sub-parallel dikes in the lower walls of Valles Marineris, and the composition of those dikes that were observed with CRISM (the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) hyperspectral data [*Murchie et al.*, 2007]. The geologic context for the dikes at the eastern end of Coprates Chasma, which is the main graben system in central Valles Marineris, is shown in Figure 3.12. Coprates Chasma is 7 to 10 km in depth, exposing a thick section of the Martian upper crust. Dikes generally intrude a massive, fractured, Low Calcium Pyroxene (LCP)-rich bedrock, which is likely to represent well-preserved exposed primitive Noachian crust [*Flahaut et al.*, 2010a; *Flahaut et al.*, 2011]. The occurrence of spectrally, and thus compositionally, distinct dikes in the Valles Marineris region has implications for understanding the magmatic processes in this region.

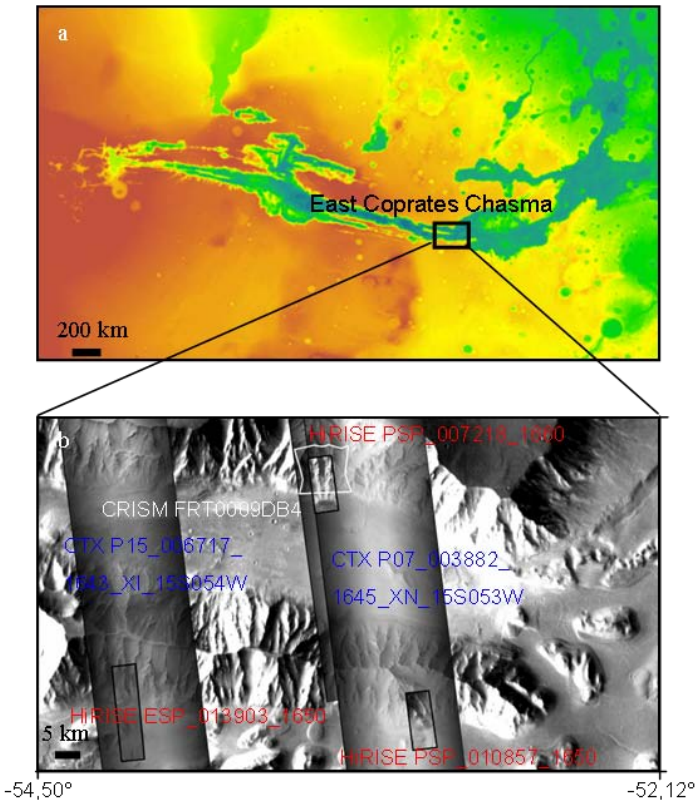


Figure 3.12: Context of the dike detections. Dikes have been observed in the lower walls of Coprates Chasma, in both the northern walls (HiRISE PSP_007218_1660 and CRISM FRT00009DB4) and the central horst (HiRISE PSP_010857_1650 and ESP_013903_1650). a – location of the study area on a MOLA elevation map (rainbow scale: low= blue, high=red) of Valles Marineris. The black box indicates the location of Figure b. b- Close-up of the study area. MRO imagery (CTX, HiRISE, CRISM) is projected on a THEMIS Day IR mosaic, used as a 200 m/pixel background.

3.3.2 Methods

Both CRISM and HiRISE observations over the Valles Marineris walls, publicly available as of December 1st, 2010, were investigated to determine the presence and character of meter-scale dike outcrops. Dikes are observed in HiRISE images PSP_007218_1660 (covering the northern walls of Coprates Chasma) and HiRISE PSP_010857_1650 and ESP_013903_1650 (covering the central horst of Coprates Chasma). Only the first of these HiRISE images is associated with a coordinated CRISM observation, identified as FRT00009DB4. Both VNIR and IR detector data were processed using the method described in *Murchie et al.* [2007] and *Flahaut et al.* [2010b], to correct for photometric, atmospheric, and noise contributions. Data from the visible and infrared detectors were map-projected then coregistered and integrated to provide spectral data across the full 0-3µm wavelength region [*Clenet et al.*, 2011a]. Summary parameters [*Pelkey et al.*, 2007] were calculated and the LCPINDEX, HCPINDEX, OLINDEX2 were used to search for mafic minerals [*Salvatore et al.*, 2010; *Skok et al*., 2010].

3.3.3 Results

Dozens of single ridges were identified within the HiRISE observation PSP_010857_1650, which we interpret to be dikes (Figure 3.13). The dike segments are sub-parallel to each other and are likely near-vertical, as their apparent orientation is unaffected by topography. We can distinguish at least 2 groups of dikes according to their orientation. The first group is made of a single major dike, roughly striking N112°, approximately 70 m in width and 600 m in length. The second group consists of a set of fragmented dikes that strike N85°. The dike segments are emplaced ‘en echelon’, and are separated by fractures (Figure 3.13a and b). The dikes appear to be filled with a compositionally distinct material, that is bluer and apparently darker than the surrounding bedrock in the HiRISE color observation (Figure 3.13b and c).

The dikes can be observed in the CTX imagery as well, but are more difficult to map due to resolution and image quality. When they do outcrop, it is mostly on nearly dust-free spurs. Segments of dikes are approximately 300 m long in the HiRISE image, with the maximum cumulative dike length estimated to be around 3 km. Widths range from a few meters up to 30 meters for the widest segment. Ridges are also observed at a smaller scale, but it is not clear whether they correspond to fractures, faults, and/or smaller-scale dikes (Figure 3.13b).
HiRISE observation ESP_013903_1650, also acquired over the central horst of Coprates Chasma, shows a 35 m wide dike crosscutting a massive bright bedrock. While the bedrock appears blueish on the HiRISE color observation, the dike has a different appearance (Figure 3.13 d and e) which likely reflects a difference in composition. It is approximately 2 km long and strikes N70°.

A major dike is also observed on HiRISE observation PSP_007218_1660 (Figure 3.14). This dike is 45 m wide and at least 7 km long, with a strike close to N86° (assuming it is vertical) (Figure 3.14a). Smaller scale linear features are similarly abundant in the neighborhood of this dike, especially among the outcropping blocks of unaltered Noachian bedrock. At full HiRISE resolution, one cannot determine whether the linear features are dust or cement-filled fractures, or dikes, but they appear darker than the surrounding host bedrock. Figure 3.14b presents a sketch of the observed fractures that are considered as potential small-scale dikes. Figures 3.14c and 3.14d are close-ups of the dike, which appears to be filled with large, coarse fragments that are morphologically distinct from the massive, light-toned surrounding bedrock. The area around the dike seems disturbed over an area that is

approximately half the dike width, and could be the result of dike-induced dilation [*Mastin and Pollard*, 1988] or thermal alteration. Dikes in all the images are observed at elevations close to -3000 m, from MOLA data.

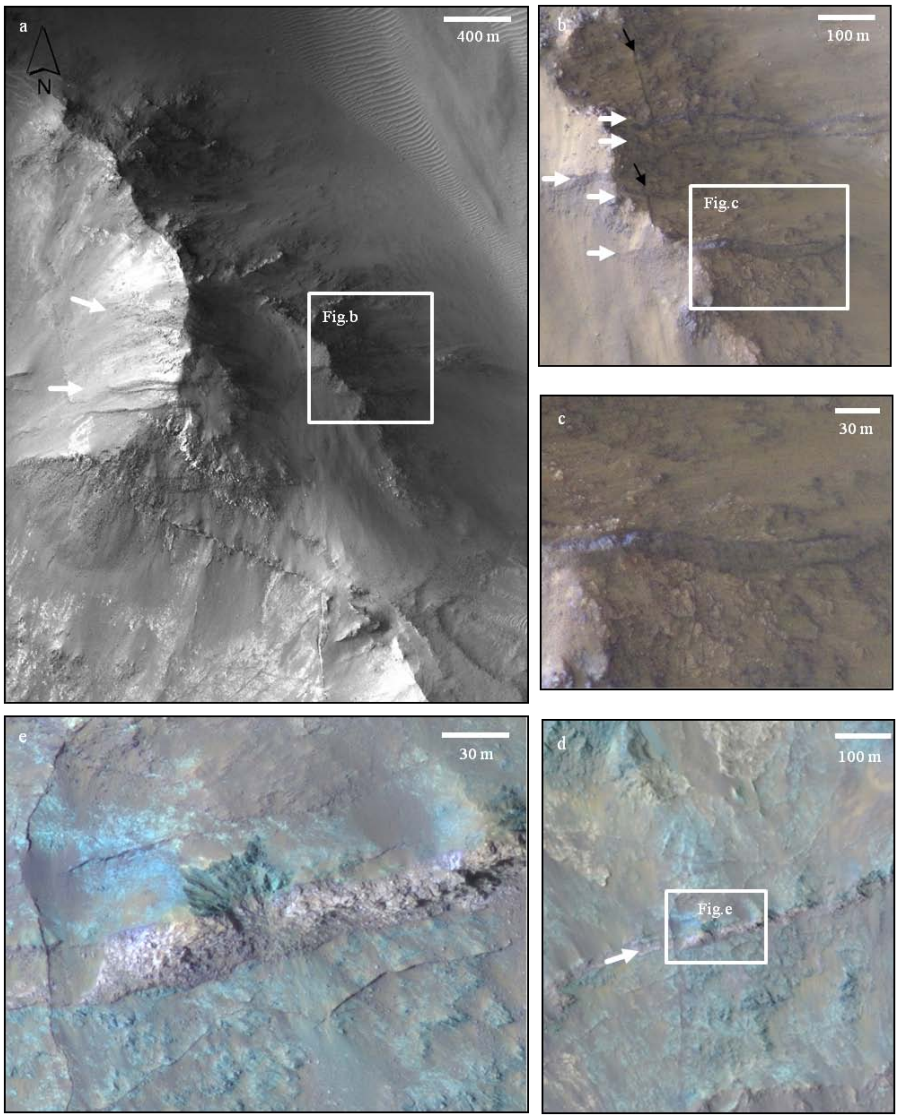


Figure 3.13: Dike outcrops on HiRISE PSP_010857_1650 (a,b,c) and HiRISE ESP_013903_1650 (d,e), which were both acquired over Coprates Chasma central horst. a- Two sets of dikes have been identified on HiRISE PSP_010857_1650 according to their strikes (white arrows). They outcrop on spurs but tend to be blanketed by dust in between topographic reliefs. The bottom of the observation shows a well-exposed outcrop of bright Noachian bedrock (HiRISE black and white observation). b- Close-up of a, showing that parallel dikes (white arrows) are crosscutted and slightly displaced by smaller fractures (black arrows) that could correspond to minor faults (HiRISE color observation). c- Close-up of b, showing a 30 m wide dike, that seems filled with a compositionally distinct material, and is surrouded by a darker area that could correspond to induced metamorphism (HiRISE color observation). d- A major dike (white arrow) is observed among a massive bright bedrock that appears blueish on this HiRISE color observation. e- Close-up of d, showing a 30 m wide dike that seems filled with a compositionally distinct material and is surrounded by smaller scale fractures or ridges.

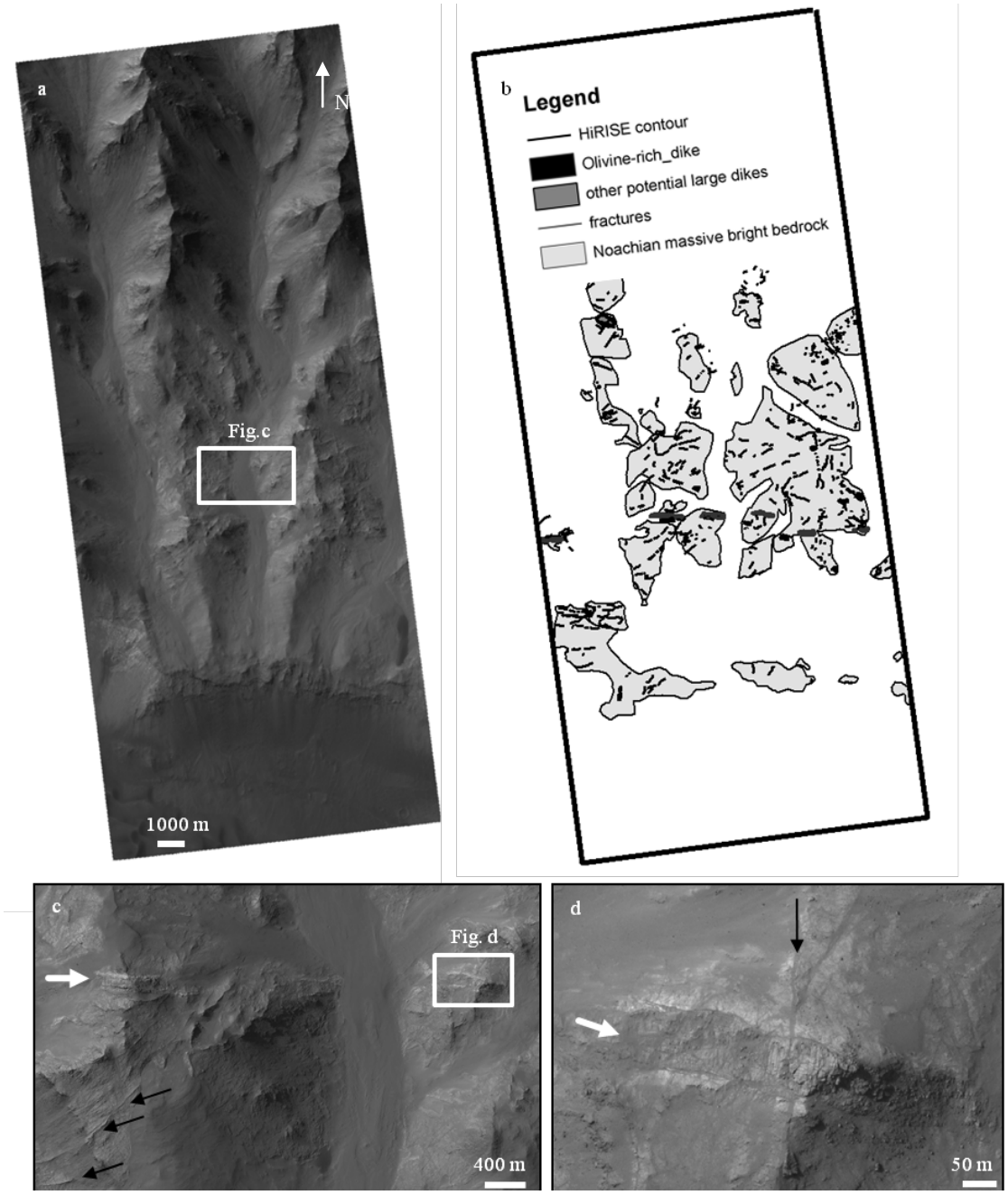


Figure 3.14: Dike outcrops on HiRISE PSP_007218_1660, which was acquired over the bottom of the northern wall of Coprates Chasma. a-full HiRISE scene. The Noachian bedrock can be observed in the middle of the image, where spurs tend to disappear and transition to a massive fractured outcrop. The bottom of the observation shows the canyon floor. b-Interpretative sketch outlining the main dike, which was analyzed with CRISM (dark gray), the fractures that were considered as potential smaller dikes (thin black line), and the crustal block outcrops (light gray). The dike and fractures are essentially detected among the Noachian crustal blocks. Most of the fractures have an orientation similar to the dike orientation. c-Close-up of a on a segment of the main dike. The white arrow points at the dike while black arrows are highlighting smaller fractures. d- Close-up of c.

HiRISE observation PSP_007218_1660 is coupled with CRISM observation FRT00009DB4, that can determine the mineralogy of the site. This observation shows a succession of horizontal units with distinct compositions [*Flahaut et al.*, 2010a; *Flahaut et al.*, 2011]. The light-toned and massive material forming the bottom wall bedrock in the HiRISE observation is characterized by broad absorption bands at 0.92 µm and 2.0 µm. This combination of spectral features indicates that Low-Calcium Pyroxene constitutes one of the major components of the bedrock [*Mustard et al.*, 2005; *Skok et al.*, 2009; *Clenet et al.*, 2011b] (Figure 3.15d). These LCP–rich outcrops are similar in morphology and composition to remnants of the Noachian crust that have been detected elsewhere on Mars (i.e. Isidis Basin [*Mustard et al.*, 2009; *Skok et al.*, 2010] and in central peaks of large craters [*Quantin et al.*, 2009; *Quantin et al.*, 2011]). Figure 3.15a is an RGB combination of summary parameters OLINDEX2, LCPINDEX and HCPINDEX. Olivine-rich areas appear in red, while the LCP-rich bedrock appears green. Bluer areas have a higher HCP content, although the LCP/(LCP+HCP) ratio remains high according to the CRISM MGM (Modified Gaussian Model) [*Kanner et al.*, 2007; *Skok et al.*, 2010] (Figure 3.15b). This ratio, that is usually around 60% in Noachian lava flows, and around 40% in Hesperian lava flows [*Skok et al.*, 2010]. In observation FRT00009DB4 the ratio value ranges between 40% (on dusty areas) and 80% (on clean outcrops), indicating a very high LCP proportion (Figure 3.15b). The OLINDEX2 parameter strongly highlights a linear feature, a few pixels wide, crosscutting the pyroxene-rich bedrock (Figure 3.15a). Overlaying this CRISM RGB parameter map on the coupled HiRISE observation confirms that this signature originates from the large dike area and its metamorphosed surroundings. Spectra extracted from this potential olivine-rich area are shown in Figure 3.15c. Spectra were ratioed over a mean spectrum of dust acquired in a dust-rich area located in the same CRISM column. Spectra from the dike generally show a strong and broad 1.250 µm absorption band, which is consistent with olivine. This large band is actually a combination of 3 absorptions centered at 850, 1050 and 1250 nm [*Burns*, 1970, 1974, 1993]. The shape of the dike spectra is especially consistent with fayalite, or large grain olivine-rich basalts [*Mustard et al.*, 2005] (Figure 3.15d). Nevertheless, this signature has a slight decrease at wavelengths longer than 2.3 µm which might be an artifact due to the presence of pyroxene in the dust spectrum that was used to ratio. In the areas adjacent to the dike that we interpret to be metamorphosed, spectra are consistent with an intermediate composition with the spectral signatures of olivine and pyroxene.

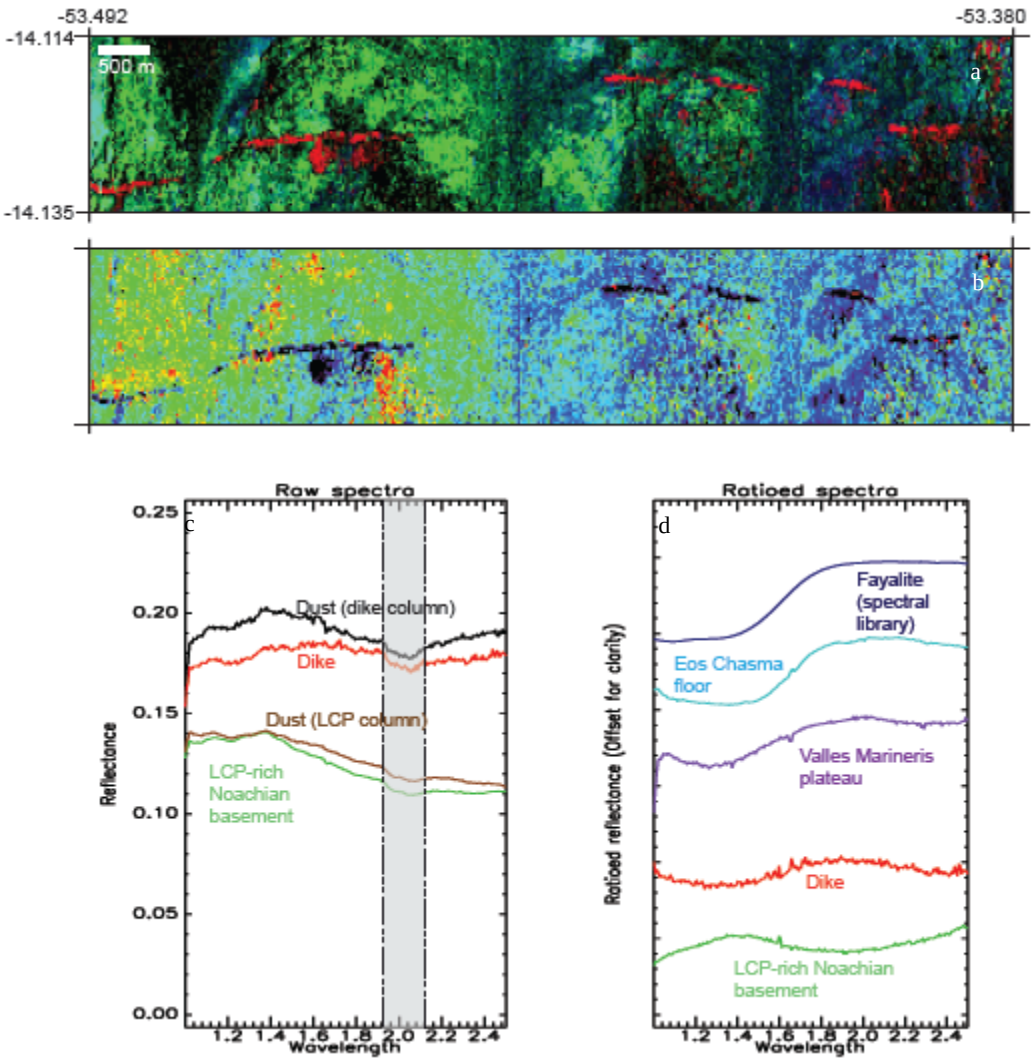


Figure 3.15: Spectral analysis on CRISM FRT00009DB4 hyperspectral observation. a- RGB Composition of the dike area R=OLINDEX2 (stretched values: 0 – 0.028); G=LCPINDEX (stretched values: 0.010 – 0.114); B=HCPINDEX(stretched values: 0.014 – 0.344). The dike appears olivine-rich (red), while the surrounding bedrock seems more pyroxene-rich (green and blue). b- Map of NBDLCP= (BDLCP/BDLCP+BDHCP), product of the CRISM MGM , with a rainbow color scale (low=blue, high=red; stretched values: 0.398 – 0.8). The dike area does not show any significant pyroxene content with the MGM, while the surrounding bedrock is generally LCP-rich on dust-free areas. c- Raw spectra of the dike area at its surrounding bedrock, extracted on the previous CRISM scene. Dust spectra, used for ratioing, were chosen in the same column in the unprojected image. The gray area indicates the area where a residual atmospheric contribution after correction is affecting the spectral signal. d- Ratioed spectra of the dike and LPC-rich surrounding bedrock (CRISM FRT0009DB4) are compared with CRISM spectra of other olivine-rich detections in the area of Valles Marineris: in the surrounding plateaus (CRISM FRT0000C402) and on the floor of Eos Chasma (CRISM FRT00003B63). Spectra are consistent with fayalite spectra from the CRISM spectral library (the sample C3P059 is shown here for example).

3.3.4 Discussion

Dikes are generally linked with regional tectonics. The orientation of the observed dikes is consistent with the stress regime of Valles Marineris, which is interpreted as being an East-West-oriented set of grabens. We suggest two possible origins for these dikes: 1) they could be linked to graben formation [*Mege and Masson*, 1996; *Mège et al.*, 2003], or 2) they could have been emplaced after graben formation, and have preferentially propagated through pre-existing fractures and faults.

On the one hand, dikes have been suggested as a potential mechanism of formation of Valles Marineris, as the inelastic and elastic extension induced by their emplacement could result in graben [*Mège and Masson*, 1996]. It is widely accepted that the Valles Marineris rifting was formed through extension in the upper crust at the end of the Noachian, resulting in a complex graben system [*Mège et al.*, 2003]. Tharsis is likely to have played a major role in the formation of Valles Marineris, and its important volcanism could reasonably be contemporary with these dikes. This first formation mechanism would explain why dikes are only observed among the primary Noachian bedrock. The dikes would be older with the unit that is stratigraphically above, i.e the thick Noachian and Hesperian lavas flows, as they do not seem to affect these layers. As these lava flows form most of the wall section in Valles Marineris, the dikes must have been emplaced before the canyon opening. These dikes could then represent a window into the early martian volcanism and tectonics.

On the other hand, if the vertical dikes reach the upper part of the walls, they would be harder to detect by compositional contrast. Indeed the stack of Noachian and Hesperian lava flows that constitute the upper walls of Valles Marineris are likely to be similar to the dikes in appearance and composition. Moreover, if dikes spread out as potential sills they would remain undetectable, as they would deploy laterally among the horizontal dark layers. Dikes could nevertheless be conduits for magma feeding the flows that formed the horizontal layers at the top of Valles Marineris walls that are interpreted to be volcanic in origin [*McEwen et al.*, 1999].

Olivine has been detected in abundance elsewhere on the surface of Mars. Figure 3.15d compares spectra of olivine that has been previously reported at different locations on Mars with the olivine detected in the dike. The CRISM ratio spectrum of the dike has a wide bottom-flat absorption centered at long wavelengths, as do most spectra of martian terrrains rich in olivine. This could either mean that these olivine are Fe-rich, or it could be due to an effect of the grain size [*Mustard et al.*, 2005; *Poulet et al.*, 2009a; *Clenet et al.*, 2011b]. The dike spectrum could reasonably be that of large grains of olivine-rich basalts, commonly found in terrestrial dikes. This spectrum is also similar to olivine spectra detected elsewhere in the Valles Marineris, whether this is Hesperian-aged basalts on the top of the Valles Marineris plateau, or the lava flows covering the floor of Eos Chasma [*Edwards et al.*, 2008].

Considering the fact that dikes seem to affect only the pristine Noachian material, which supposedly pre-dates the graben formation, the first formation mechanism is slightly favored. These dikes could have played a significant role in the Valles Marineris system formation; indeed dikes are known to be important factor of continental rifting on Earth [Hauber et al., 2010]. They also bring unique information on the style, intensity and chemical nature of the early martian volcanism. More dikes are likely to be present in this area, but they are difficult to identify and characterize as the walls have experienced mass wasting, gravity induced slumping, and tectonic erosion. The Noachian bedrock, where dikes are observed, only rarely

outcrops, mainly in the deepest troughs of Valles Marineris. Also, high resolution observations, such as provided by HiRISE and CRISM, are required, and their current partial coverage of Valles Marineris lowers even more the chances to positively identify dikes.

3.3.5 Conclusion

We positively identified dikes in both HiRISE and CRISM observations in Coprates Chasma in central Valles Marineris. The CRISM observation provides the first clear data showing the composition of Martian dikes and they show strong mafic signatures. These dikes intrude older, Noachian bedrock and have induced dilation in the host rock. They might be related to the magmatic system that lead to the formation of kilometers of dark volcanic layers of the uppermost part of Valles Marineris, whose source has not been clearly identified yet. The orientation of the observed dikes shows that they are definitively connected to the regional tectonics. The occurrence of preserved Noachian bedrock in situ, which is rare on the Martian surface, and compositionally distinct dikes, underlines the need for future Martian exploration in Valles Marineris.

3.4 Discussion et conclusion

Dans ce chapitre, nous avons démontré l'existence d'affleurements de croûte primitive au fond du grand canyon de Valles Marineris. Nos arguments principaux reposent sur la texture, la composition ainsi que l'étendue de ces affleurements. Des affleurements similaires se retrouvent dans de nombreux pics centraux de cratères d'impact de l'hémisphère sud, même très éloignés de Valles Marineris [Caudill et al., 2011]. Une telle distribution conforte l'hypothèse d'un océan magmatique global au début de l'histoire de la planète.

Les affleurements de croute primitive sont marqués par un enrichissement en LCP et s'identifient facilement par rapport aux laves plus jeunes, enrichie en HCP. L'enrichissement en LCP des roches primitives martiennes (dans les cumulas crustaux comme dans les laves Noachiennes) pourrait indiquer soit une température du manteau primitif plus importante, soit un taux de fusion partielle plus élevé au début de l'histoire de la planète [Poulet et al., 2009a]. La Terre aurait connu des événements similaires à l'Archéen avec la formation des komatites à partir d'un manteau plus chaud [Nisbet and Walker, 1982]. Cet enrichissement en LCP pourrait aussi indiquer que les premières laves émises ont été formées à partir d'un manteau appauvri en Al et Ca [Mustard et al., 2005]. Dans tous les cas, ces affleurements crustaux s'avèrent précieux pour comprendre la formation de la planète et de ses différentes enveloppes.

Cette croûte primitive constitue la base des versants de la partie Est de Valles Marineris et des terrains chaotiques, et semble altérée à son sommet, puisqu'un niveau de smectites ferro-magnésiennes a été observé. Elle a également été recouverte par un empilement basaltique Noachien puis Hespérien. Aucun niveau sédimentaire n'a été observé dans les versants des canyons. Nous ne pouvons cependant pas exclure que des niveaux sédimentaires soient intercalés dans la séquence. Ils seraient non détectables par leur épaisseur, trop faible pour être vue avec CRISM, ou par leur compétence, qui en ferait des niveaux trop friables, rarement dégagés à l'affleurement. Il ne semble pas y avoir d'épais dépôts de sulfates, comme ceux que l'on peut observer au centre des canyons de Valles Marineris, au sein des murs (cf. chapitre 5).

Un autre aspect de l'étude présentée est l'absence d'affleurement crustaux dans les versants des canyons situés à l'Ouest de Valles Marineris. La limite supérieure de la croûte primitive, qui pend légèrement vers l'Est, si l'on compare l'altitude des détections réalisées dans Juventae, Coprates, Capri et Gangis Chasma, devrait être visible dans les murs des canyons à l'Ouest, si cette couche était continue. Or cette couche n'est plus observée à l'Ouest de Coprates Chasma. Cette transition abrupte est également déduite des pics centraux au sud de Valles Marineris, véritables forages des 20 premiers kilomètres de la région (cf. Annexe 3). Cette transition pourrait révéler la présence d'une structure crustale qui aurait enfoui la croûte primitive très profondément à l'Ouest de Valles Marineris.

Les dikes observés au sein des affleurements crustaux sont composés d'un matériel morphologiquement et minéralogiquement différent de la croûte. Ils sont riches en olivine et pourraient éventuellement constituer une fenêtre sur le manteau martien. Leur distribution, qui semble limitée à la croûte Noachienne, soulève la question de l'âge de ces dikes. Nous avons remarqué que les affleurements préservés de croûte dans Valles Marineris étaient très fracturés. Des remontées effusives de magma, associées à la formation des volcans de Tharsis vers la fin du Noachien, ont pu alors se propager au sein de ces fractures préexistantes. Il a été également suggéré que des dikes auraient pu être à l'origine de l'ouverture du rift qui a engendré Valles Marineris [Mège and Masson, 1996]. C'est justement à la fin du Noachien qu'a lieu la mise en

place de grabens orientés Est-Ouest [Mège et al., 2003]. Les dikes que nous observons ayant la même orientation, ils pourraient être contemporains de cette activité d'extension tectonique.

Références:

Adams, J. B. and T. B. McCord (1972), Electronic spectra of pyroxenes and interpretation of telescopic spectral reflectivity curves of the moon, *Proc. Lunar Sci. Conf*, 3rd, 3024-3034.

Adams, J. B. (1974), Visible and near Infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system, *J. Geophys. Res.*, 79, 4829-4836.

Andrews-Hanna, J. C., and K. W. Lewis (2011), Early Mars hydrology: 2. Hydrological evolution in the Noachian and Hesperian epochs, *J. Geophys. Res.*, 116, E02007, doi:10.1029/2010JE003709.

Bandfield, J. L. (2002), Global mineral distributions on Mars, *J. Geophys. Res.*, 10.1029/2001JE001510.

Barnhart, C. J. and F. Nimmo (2011), Role of impact excavation in distributing clays over Noachian surfaces, *J. Geophys. Res.*, 116, E01009, doi:10.1029/2010JE003629.

Beyer, R. A. and A. S. McEwen (2005), Layering stratigraphy of eastern Coprates and northern Capri Chasmata, Mars, *Icarus*, 179(1), 1-23.

Bibring, J.-P et al. (2004), OMEGA : Observatoire pour la minéralogie, l'eau, les glaces et l'activité, *ESA-SP*, 1240.

Bibring, J.-P. et al. (2005), Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/Mars Express observations. *Science*, 307, 1576–1581.

Bishop, J. L. et al. (2002), The influence of structural Fe, Al, and Mg on the infrared OH bands in spectra of dioctahedral smectites, *Clay Miner.*, 37, 607-616.

Bishop, J. L. et al. (2002b), The influence of octahedral and tetrahedral cation substitution on the structure of smectites and serpentines as observed through infrared spectroscopy, *Clay Miner.*, 37, 617-628.

Bishop, J. L. et al. (2009), Mineralogy of Juventae Chasma: Sulfates in the light-toned mounds, mafic minerals in the bedrock, and hydrated silica and hydroxylated ferric sulfate on the plateau, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D09, doi:10.1029/2009JE003352.

Bouvier, A., J. Blichert-Toft, J. D. Vervoort, P. Gillet and F. Albarede (2008), The case for old basaltic shergottites, *Earth Planet. Sci. Letters*, 266 (1-2), 105-124, doi: 10.1016/j.epsl.2007.11.006.

Bouvier, A., J. Blichert-Toft and F. Albarede (2009), Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of Mars, *Earth Planet. Sci. Letters*, 280 (1-4), 285-295, doi: 10.1016/j.epsl.2009.01.042.

Buczkowski, D., K. D. Seelos, S. L. Murchie, F. P. Seelos, E. Malaret, C. Hash, and the CRISM team (2010), Extensive Phyllosilicate-bearing Layer Exposed by Valley Systems in Northwest Noachis Terra, Lunar Planet. Sci., XLI, abstract #1458.

Burns, R. G. (1970), Crystal field spectra and evidence of cation ordering in olivine minerals, *American Mineralogist*, 55, 1608-1632.

Burns, R.G. (1974), The Polarized Spectra of lron in Silicates: Olivine. A Discussion of Neglected Contributions from Fe^{2+} lons in M(1) Sites, *American Mineralogist*, 59, 625- 629.

Burns, R. G. (1993), Mineralogical applications of crystal field theory, 2nd Edition, *Cambridge University Press*, pp. 551.

Carr, M. H. (1974), Tectonism and volcanism of Tharsis region of Mars, *J. Geophys. Res*., 79(26), 3943-3949.

Carr, M. H. and J. W. Head (2010), Geologic history of Mars, *Earth Planet. Sci. Letters*, doi:10.1016/j.epsl.2009.06.042.

Catling, D.C. et al. (2006), Light-toned layered deposits in Juventae Chasma, Mars. *Icarus*, 181, 26–51, doi:10.1016/j.icarus.2005.10.020.

Caudill, C., L. Tornabene and J. Wray (2011), Crater-Exposed Intact Stratigraphy Blocks and Volcanogenic Origin. *Lunar Planet. Sci. XXXXII*, abstract #2393.

Cintala, M.J. and R. A. F. Grieve (1998), Scaling impact melting and crater dimensions: Implications for the lunar cratering record. *Meteoritics & Planetary Science*, 33 (4), 889–912.

Chapman, M. G. and K. L. Tanaka (2001), Interior trough deposits on Mars: subice volcanoes? *J. Geophys. Res.*, 106, E5, 10,087–10,100.

Chardon, D., P. Choukroune, and M. Jayananda (1996); Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (south India). *Journal of Structural Geology*, 18, 991-1004.

Chojnacki, M. and B. M. Hynek (2008), Geological context of water-altered minerals in Valles Marineris, Mars. *J. Geophys. Res.* 113, E12005, doi:10.1029/2007JE003070.

Christensen, P. R. et al. (2004), Mineralogy at Meridiani Planum from the Mini-TES Experiment on the Opportunity Rover. *Science*, 306, 1733-1739, doi:10.1126/science.1104909.

Clark, R. N. et al. (1990), High resolution reflectance spectroscopy of minerals, *J. Geophys. Res.*, 95(B8), 12,653-12,680.

Clark, R. N., G. A. Swayze., R. Wise, E. Livo, T. Hoefen, R. Kokaly and S. J. Sutley (2007), USGS digital spectral library splib06a: *U.S. Geological Survey*, Digital Data Series 231, http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06.

Clenet, H. et al. (2011a), A new systematic approach using the Modified Gaussian Model: Insight for the characterization of chemical composition of olivines, pyroxenes and olivine-pyroxene mixtures, *Icarus*, *213*(1), 404-422,doi:10.1016/j.icarus.2011.03.002.

Clenet, H. et al. (2011b), Compositional diversity of mafic rocks in the vicinity of Valles Marineris, Mars, using Modified Gaussian Model, *LPSC XXXXII*, abstract #1674.

Cloutis, E. A. and M. J. Gaffey (1991), Pyroxene Spectroscopy Revisited: Spectral-Compositional Correlations and Relationship to Geothermometry, *J. Geophys. Res.*, 96, E5, 22,809-22,826.

Cloutis, E. A. et al. (2006), Detection and discrimination of sulfate minerals using reflectance spectroscopy, *Icarus, 1*84, 121-157.

Connerney, J. E. P. et al. (2005), Tectonic implications of Mars crustal magnetism, *PNAS*, 102, 42, 14970-14975, doi: 10.1073/pnas.0507469102.

Dohm, J. M., K. L. Tanaka and T. M. Hare (2001a), Geologic map of the Thaumasia region of Mars, *USGS Misc. Inv. Ser*., Map I-2650, scale 1:5,000,000.

Dohm, J. M. et al. (2001b), Ancient drainage basin of the Tharsis region, Mars : Potential source for outflow channel systems and putative oceans and paleolakes, *J. Geophys. Res*., 116 (E12), 32,943-32,958.

Edwards, C. S., P. R. Christensen, and V. E. Hamilton (2008), Evidence for extensive olivine-rich basalt bedrock outcrops in Ganges and Eos chasmas, Mars , *J. Geophys. Res.* , 113 , E11003, doi:10.1029/2008JE003091.

Ehlmann, B. L. et al. (2009), Identification of hydrated silicate minerals on Mars using MRO-CRISM: Geologic context near Nili Fossae and implications for aqueous alteration, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D08, doi:10.1029/2009JE003339.

Ehlmann, B. L. et al. (2011), Subsurface water and clay mineral formation during the early history of Mars. *Nature*, 479, 53-60, doi:10.1038/nature10582.

Elkins-Tanton, L. T., P. C. Hess and E. M. Parmentier (2005), Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes, *J. Geophys. Res*., 110, E12S01, doi:10.1029/2005JE002480.

Ernst, R., E. Grosfils, and D. Mège (2001), giant dike swarms: Earth, Venus, and Mars, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29(1), 489-534.

Flahaut, J., C. Quantin, P. Allemand, P. Thomas and L. Le Deit (2010a), Identification, distribution and possible origins of sulfates in Capri Chasma (Mars), inferred from CRISM data, *J. Geophys. Res.*, 115, E11007, doi:10.1029/2009JE003566.

Flahaut, J., C. Quantin, P. Allemand and P. Thomas (2010b), Morphology and geology of the ILD of Capri/Eos Chasma (Mars) from visible and infrared data, *Icarus*, 207, 175-185, doi: 10.1016/j.icarus.2009.11.019.

Flahaut, J., H. Clenet, J. F. Mustard, C. Quantin and P. Allemand (2010c), Phyllosilicates and Low Calcium Pyroxene-rich Noachian Crust exposures in the walls of Valles Marineris, Mars, *LPSC XXXXI*, abstract #1524.

Flahaut, J., C. Quantin, H. Clenet, P. Allemand, J. F. Mustard, and P. Thomas (2011a), Pristine Noachian crust and key geologic transitions in the lower walls of Valles Marineris: insights into early igneous processes on Mars, *Submitted to Icarus.*

Flahaut, J., J. F. Mustard, C. Quantin, H. Clenet, P. Allemand and P. Thomas (2011b), Evidence for compositional dikes intruding preserved Noachian crust in Valles Marineris, Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L15202, doi:10.1029/2011GL048109.

Fueten, F., et al. (2010), Structural analysis of interior layered deposits in northern Coprates Chasma, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294, 343-356.

Fueten, F., J. Flahaut, L. Le Deit, E. Hauber and R. M. Stesky (2011), Interior Layered Deposits through an ancestral basin in southern Coprates Chasma, Valles Marineris, Mars, *J. Geophys. Res*., 116, E02003, doi:10.1029/2010JE003695.

Fuks, K. H., A. H.Treiman, & S. Murchie (1995), Layering in the Upper Walls of Valles Marineris, Mars: A Diagenetic Origin. *Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference*, 26, 431.

Gendrin, A. et al. (2005), Sulfates in martian layered terrains: The OMEGA/Mars Express view, *Science*, 307, 1587–1591.

Hamilton, V.E. and P.R. Christensen (2005), Evidence for extensive, olivine-rich bedrock on Mars, *Geology*, 33, 433-436, doi:10.1130/G21258.1.

Hauber, E., M. Grott and P. Kronberg (2010), Martian rifts: Structural geology and geophysics, *Earth Planet. Sci. Letters*, 294, 393-410, doi:10.1016/j.epsl.2009.11.005.

Head, J. W., and L. Wilson (2002), Mars: a review and synthesis of general environments and geological settings of magma-H2O interactions, *London Geological Society*, 27–57.

Head, J. W., L. Wilson, and K. L. Mitchell (2003), Generation of recent massive water floods at Cerberus Fossae, Mars by dike emplacement, cryospheric cracking, and confined aquifer groundwater release, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11).

Hoefen, T. M., R. N. Clark, J. L. Bandfield, M. D. Smith, J. C. Pearl and P. R. Christensen (2003), Discovery of Olivine in the Nili Fossae Region of Mars, *Science*, 302(5645), 627-630.

Hunt, G. R. and Salisbury J. W. (1970), Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, *Modern Geology*, 1:283-300.

Kanner, L. C., J. F. Mustard, and A. Gendrin (2007), Assessing the limits of the Modified Gaussian Model for remote spectroscopic studies of pyroxenes on Mars, *Icarus*, 187(2), 442-456, doi: 10.1016/j.icarus.2006.10.025.

King, T. and W. Ridley (1987), Relation of the Spectroscopic Reflectance of Olivine to Mineral Chemistry and Some Remote Sensing Implications, *J. Geophys. Res*., 92(B11), 11457-11469.

Klima, R. L., C. M. Pieters and D. Dyar (2007), Spectroscopy of synthetic Mg-Fe pyroxenes I: Spin-allowed and spin-forbidden crystal field bands in the visible and near-infrared, *Meteoritics and Planetary Scienc*e, 42, 235-253.

Komatsu, G., G. G. Ori, P. Ciarcelluti, and Y. D. Litasov (2004), Interior layered deposit of Valles Marineris, Mars:analogous subice volcanism related to Baikal Rifting, Southern Siberia. *Planetary and Space Science,* 52, 167-187, doi:10.1016/j.pss.2003.08.003.

Korteniemi, J., J. Raitala, M. Aittola, M. A. Ivanov, V.-P. Kostama, T. Öhman, and H. Hiesinger (2010), Dike indicators in the Hadriaca Patera-Promethei Terra region, Mars, *Earth Planet. Sci. Letters*, 294(3-4), 466-478.

Lapen, T. J., M. Righter, A. D. Brandon, V. Debaille, B. L. Beard, J. T. Shafer and A. H. Peslier (2010), A Younger Age for ALH84001 and Its Geochemical Link to Shergottite Sources in Mars, *Science*, 328, 347-351, doi:10.1126/science.1185395.

Le Deit, L., O. Bourgeois, D. Mège, E. Hauber, S. Le Mouélic, M. Massé, R. Jaumann, and J.-P. Bibring (2010), Geological history of a layered formation covering the plateaus around Valles Marineris, Mars, *Icarus*, 208(2), 684-703, doi: 10.1016/j.icarus.2010.03.012.

Le Deit L., J. Flahaut, O. Bourgeois, C. Quantin, E. Hauber, M. Massé and R. Jaumann. Extensive surface pedogenic alteration of the Martian Noachian crust evidenced by plateau phyllosilicates around Valles Marineris. *Accepted to JGR.*

Lucchitta, B. K. (1979), Landslides in Valles Marineris, Mars. *J. Geophys. Res.* 84, 8097-113.

Lucchitta, B. K., A. S. McEwen, G. D. Clow, P. E. Geissler, R. B. Singer, R. A. Schultz, and S. W. Squyres (1992), The canyon system on Mars, In: Mars (A93-27852 09-91), 453- 492.

Lucchitta, B. K., N. K. Isbell, and A. Howington-Kraus (1994), Topography of Valles Marineris: Implications for erosional and structural history, J. Geophys. Res., 99(E2), 3783-3798.

Malin, M. C. and K. S. Edgett (2000), Sedimentary rocks of the early Mars. *Science,* 290, 1927 -1937.

Malin, M. C. et al. (2007), Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter, J. Geophys. Res., 112, E05S04, doi:10.1029/2006JE002808.

Mangold, N. et al. (2008), Spectral and geological study of the sulfate-rich region of West Candor Chasma, Mars, *Icarus,* 194(2), 519-543, doi: 10.1016/j.icarus.2007.10.021.

Mastin, L. G., and D. D. Pollard (1988), Surface deformation and shallow dike intrusion processes at Inyo Craters, Long Valley, California., *J. Geophys. Res.*, 93(B11), 13221-13235.

McCauley, J. F. (1978), Geologic map of the Coprates quadrangle of Mars. *U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser.*, Map I-897.

McEwen, A. S., M. C. Malin, M. H. Carr, W. K. Hartmann (1999), Voluminous volcanism on early Mars revealed in Valles Marineris, *Nature*, 397(6720), 584-586.

McEwen, A. S. et al. (2007), Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE), *J. Geophys. Res.*, 112 (E5), E05S02, doi:10.1029/2005JE002605.

McGuire, P. C. et al. (2009), An improvement to the volcano-scan algorithm for atmospheric correction of CRISM and OMEGA spectral data, *Planet. Space Sci.*, 57, 809-815, doi:10.1016/j.pss.2009.03.007.

McKenzie, D., and F. Nimmo (1999), The generation of martian floods by the melting of ground ice above dykes, *Nature*, 397(6716), 231-233.

McSween, H. Y. (1994), What we have learned about mars from SNC meteorites. *Meteoritics and Planetary Science*, 29, 757–779.

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.

Mège, D., and P. Masson (1996), A plume tectonics model for the Tharsis province, Mars, *Planet. Space Sci.*, 44(12), 1499-1546.

Mège, D., A. C. Cook, E. Garel, Y. Lagabrielle, and M.-H. Cormier (2003), Volcanic rifting at Martian grabens, *J. Geophys. Res.*, 108(E5), 5044.

Milliken, R. E. (2011), Diagenesis of clay minerals on Mars and implications for the Mars Science Laboratory rover. *Lunar Planet. Sci. XXXXII* , abstract #2230.

Morris, R. V. et al. (2004), Mineralogy at Gusev Crater from the Mössbauer Spectrometer on the Spirit Rover, *Science*, 305, 833-836. doi:10.1126/science.1100020.

Murchie, S. L. et al. (2007), Compact reconnaissance imaging spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), *J. Geophys. Res*., 112 (E5), E05S03. doi:10.1029/2006JE002682.

Murchie, S. L. et al. (2009a), A synthesis of Martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter, *J. Geophys. Res.*, 114, doi: 10.1029/2009JE003342.

Murchie, S. L., et al. (2009b), The compact reconnaissance imaging spectrometer for Mars investigation and data set from the Mars Reconnaissance Orbiter's primary science phase, *J. Geophys. Res.*, 114. doi:10.1029/ 2009JE003344.

Mustard, J. F., F. Poulet, A. Gendrin, J. P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, N. Mangold, G. Bellucci, and F. Altieri (2005), Olivine and pyroxene, diversity in the crust of Mars, *Science*, 307(5715), 1594-1597.

Mustard, J. F. et al. (2008), Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument, *Nature*, 454, 305-309.

Mustard, J. F., B. L. Ehlmann, S. L. Murchie, F. Poulet, N. Mangold, J. W. Head, J. P. Bibring, and L. H. Roach (2009), Composition, Morphology, and Stratigraphy of Noachian Crust around the Isidis basin, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D12.

Nedell, S.S., S.W. Squyres and D.W. Andersen (1987), Origin and evolution of the layered deposits in the Valles Marineris, Mars, *Icarus*, 70, 409 – 441.

Nimmo, F. and K. Tanaka (2004), Early crustal evolution of Mars, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 33, 3.1–3.29, doi: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122637.

Nisbet, E. G. and D. Walker (1982), Komatiites and the structure of the Archaean mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60(1), 105-113, doi: 10.1016/0012-821X(82)90025-5.

Nyquist, L. E., D. D. Bogard, C.-Y. Shih, A. Greshake, D. Stöffler and O. Eugster (2001), Ages and geologic histories of martian meteorites, *Chronology and Evolution of Mars*, 96, 105–164.

Parente, M. (2008), A New Approach to Denoising CRISM Images, *LPSC XXXIX*, abstract#1391.

Pedersen, G. B. M., J. W. Head Iii, and L. Wilson (2010), Formation, erosion and exposure of Early Amazonian dikes, dike swarms and possible subglacial eruptions in the Elysium Rise/Utopia Basin Region, Mars, *Earth Planet. Sci. Letters*, 294(3-4), 424-439.

Pelkey, S. M. et al. (2007), CRISM multispectral summary products: Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance, *J. Geophys. Res.*, 112, E08S14, doi:10.1029/2006JE002831.

Peterson, C. (1981), A secondary origin for the central plateau of Hebes Chasma. *Proc. Lunar Planet. Sci*. 11th, 1459-1471.

Peulvast, J. P., D. Mege, J. Chiciak, F. Costard and P. L. Masson (2001), Morphology, evolution and tectonics of Valles Marineris wallslopes (Mars), *Geomorphology*, 37(3-4), 329-352.

Pieters, C. M. (1986), Composition of the Lunar Highland Crust From Near-Infrared Spectroscopy, *Reviews of Geophysics*, 24(3), 557-578.

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.

Poulet, F. et al. (2009a), Quantitative compositional analysis of martian mafic regions using the Mex/OMEGA reflectance data: 1. Methodology, uncertainties and examples of application, *Icarus*, 201, 69-83, doi:10.1016/j.icarus.2008.12.025.

Poulet, F. et al. (2009b), Quantitative compositional analysis of martian mafic regions using the Mex/OMEGA reflectance data: 2. Petrological implications, *Icarus*, 201, 84-101, doi:10.1016/j.icarus.2008.12.042.

Quantin, C., P. Allemand and C. Delacourt (2004), Morphology and geometry of Valles Marineris landslides, *Planet. Space Sci*., 52, 1011–1022.

Quantin, C., P. Allemand, N. Mangold, G. Dromart and C. Delacourt (2005), Fluvial and lacustrine activity on layered deposits in Melas Chasma, Valles Marineris, Mars, *J. Geophys Res.*, 110(E12), E12S19, doi:10.1029/2005je002440.

Quantin, C., J. Flahaut, and P. Allemand (2009), Buried layers beneath south rim of Valles Marineris revealed by central uplift of impact craters, *LPSC XXXX*, abstract# 1651.

Quantin, C. et al. (2010), Timing constrains of interior layered deposit emplacement in Valles Marineris, *First International Conference on Mars Sedimentology and Stratigraphy*, abstract#6048.

Quantin, C., J. Flahaut, H. Clenet, P. Allemand and P. Thomas (2011), Composition and structure of the subsurface in the vicinity of Valles Marineris as revealed by central uplift of impacts craters, *Submitted to Icarus. Cf. Annexe 3*

Roach, L. H., J. F. Mustard, G. Swayze, R. E. Milliken, J. L. Bishop, S. L. Murchie, and K. Lichtenberg (2009), Hydrated Mineral Stratigraphy of Ius Chasma, Valles Marineris, *Icarus*, doi: 10.1016/j.icarus.2009.09.003.

Rogers, A. D., P. R. Christensen and J. L. Bandfield (2005), Compositional heterogeneity of the ancient Martian crust: analysis of Ares Vallis bedrock with THEMIS and TES data, *J. Geophys Res.*, 110(E5), E05010, doi 10.1029/2005je002399.

Salvatore, M. R., J. F. Mustard, M. B. Wyatt, and S. L. Murchie (2010), Definitive evidence of Hesperian basalt in Acidalia and Chryse planitiae, *J. Geophys. Res*., 115, E07005, doi:10.1029/2009JE003519.

Schultz, R. A. (1991), Structural development of Coprates Chasma and western Ophir Planum, Valles Marineris rift, Mars. *J. Geophys. Res.*, 96, 22,777– 22,792.

Schultz, R.A. and K. L. Tanaka (1994), Lithospheric-scale buckling and thrust structures on Mars: The Coprates rise and south Tharsis ridge belt, *J. Geophys. Res.*, 99, E4, 8371-8385.

Schultz, R. A., C. H. Okubo, C. L. Goudy, and S. J. Wilkins (2004), Igneous dikes on Mars revealed by Mars Orbiter Laser Altimeter topography, *Geology*, 32(10), 889-892.

Shearer, C. K., P. C. Hess, M. A. Wieczorek, M. E. Pritchard, E. M. Parmentier, L. E. Borg, J. Longhi, L. T. Elkins-Tanton, C. R. Neal, and I. Antonenko (2006), Thermal and magmatic evolution of the Moon, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 60, 1, 365–518.

Skok, J. R., J. F. Mustard and S. L. Murchie (2009), Identification of primary Noachian crustal blocks on Mars with CRISM observations, *LPSC XXXX*, abstract#2180.

Skok, J. R., J. F. Mustard, S. L. Murchie, M. B. Wyatt and B. L. Ehlmann (2010), Spectrally distinct ejecta in Syrtis Major, Mars: Evidence for environmental change at the Hesperian-Amazonian boundary, *J. Geophys Res*., 115, E00D14.

Sunshine, J.M. and C.M. Pieters, (1993) Estimating modal abundances from modified from spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the modified Gaussian model, *J. Geophys. Res.*, 98, 9075-9087.

Sunshine, J.M. and C.M. Pieters, (1998), Determining the composition of olivine from reflectance spectroscopy, *J. Geophys. Res.*, 103, 13675-13688.

Tanaka, K. L. (1986), The stratigraphy of Mars. *Proc. Lunar Planet. Sci.* 17th, Part 1, JGR 91, suppl., E139-E158.

Tanaka, K. L. and M. P. Golombek (1989), Martian tension fractures and the formation of grabens and collapse features at Valles Marineris. P*roceedings of the 19th Lunar and Planetary Science Conference*, 383-396.

Taylor, S. R. and McLennan S. (2009), Planetary Crusts: Their Composition, Origin and Evolution, *Cambridge Planetary Science*, 400pp.

Tompkins, S. and C. M. Pieters (1999), Mineralogy of the lunar crust: Results from Clementine, *Meteoritics & Planetary Science*, 34, 1, 25–41.

Treiman, A.H., Fuks, K.H., Murchie, S. (1995), Diagenetic layers in the upper walls of Valles Marineris, Mars: Evidence for drastic climate change since the mid-Hesperian. *J. Geophys. Res.*, 100, 26339–26344.

Warren, P. H. (1989), Growth of the continental crust: a planetary-mantle perspective, *Tectonophysics*, 161, 165-199.

Williams, J.-P, D. A. Paige and C. E. Manning (2003), Layering in the wall rock of Valles Marineris: intrusive and extrusive magmatism, *Geophys. Res. Lett*, 30(12), 1623.

Witbeck, N. E., K. L. Tanaka, and D. H. Scott (1991), Geologic map of the Valles Marineris region, Mars, *U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser.*, Map I-2010, scale 1:2,000,000.

Wood, J. A. et al. (1970), Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon, *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference*, 1, 965–988.

Chapitre 4 : Composition des terrains des plateaux de Valles Marineris et processus d'altération associés

4.1 Introduction : les plateaux de Valles Marineris **130**
4.2 Identification d'une nouvelle formation sédimentaire dans les terrains Noachiens **132**
4.3 Composition minéralogique avec CRISM et morphologies associées **132**
4.3.1 Phyllosilicates alumineux 133
4.3.2 Phyllosilicates ferro-magnésiens 134
4.3.3 Chlorures 136
4.4 Distribution **137**
4.4.1 Distribution géographique des différentes formations 137
4.4.2 Relations stratigraphiques 139
4.5 Discussion **141**
4.5.1 Origine des phyllosilicates 141
4.5.1.1 Sédimentation en milieu fluvio-lacustre
4.5.1.2 Accumulation de matériel d'éjecta altéré
4.5.1.3 Altération de cendres ou de laves volcaniques
4.5.1.4 Pédogénèse
4.5.2 Les plateaux de Valles Marineris, un autre Mawrth Vallis? 141
4.5.3 Conclusion 143

Références **144**

4.1 Introduction : les plateaux de Valles Marineris

Les environs de Valles Marineris forment de vastes plateaux dessinant une pente Ouest-Est, avec des altitudes variant de +5000 m au niveau de Noctis Labyrinthus à +500 m autour de l'embouchure du canyon. Certains reliefs atteignent plus de 7 km de haut autour de Noctis Labyrinthus. Les âges des terrains exposés s'étendent du Noachien terminal à l'Est, près de l'embouchure de Valles Marineris (Gangis Chasma, Capri/Eos Chasma) à l'Amazonien pour les terrains les plus proches du sommet du dôme de Tharsis (Noctis Labyrinthus). La plupart des terrains formant les plateaux correspondent à des coulées de laves Hespériennes [Scott and Carr, 1978], empilées en couches horizontales, et visibles au sommet des versants des canyons [McEwen et al.,1999 ; Beyer and McEwen, 2005] (cf. chapitre 3).

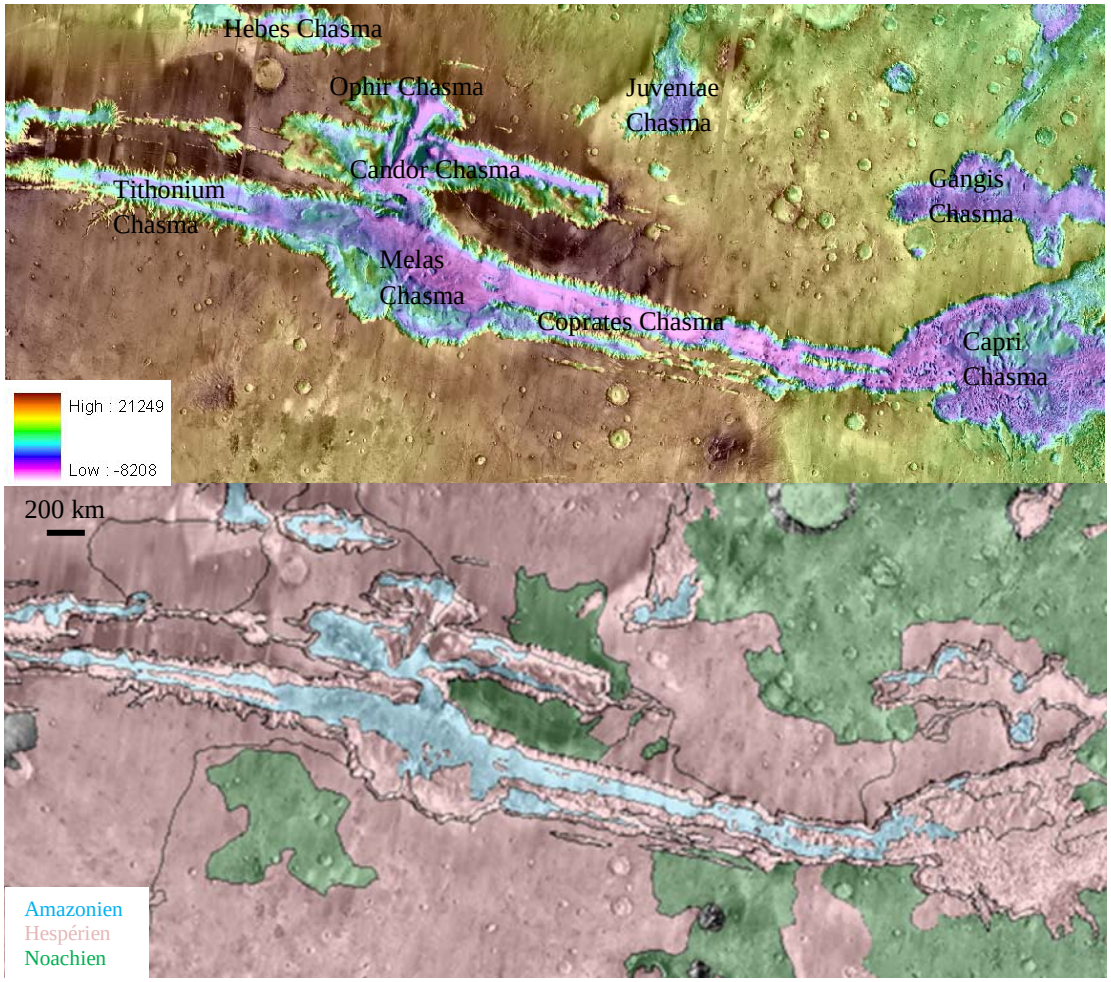


Figure 4.1 : Cartes topographique (en haut, altitudes MOLA en mètres) et géologique (en bas, [Scott and Tanaka, 1986]) de la région de Valles Marineris. Les terrains Noachiens apparaissent en vert, les terrains Hespériens apparaissent en rose et les matériaux potentiellement liés à l'activité hydrologique du canyon en bleu, sur la carte géologique.

Des études récentes ont mis en évidence des dépôts sédimentaires sur ces vastes plateaux volcaniques, à proximité des bords de certains canyons [LeDeit, 2008]. Ces sédiments affleurent au Sud de Candor Chasma Ouest, d'Ius Chasma, de Melas Chasma [Milliken et al., 2007], au Sud-ouest de Juventae Chasma [Lucchitta, 2005 ; Catling et al., 2006 ; Bishop et al.,

2009], au Nord de Tithonium Chasma et à l'Ouest de Ganges Chasma. Comme le montre la Figure 4.2, cette formation sédimentaire est confinée aux bordures des canyons.

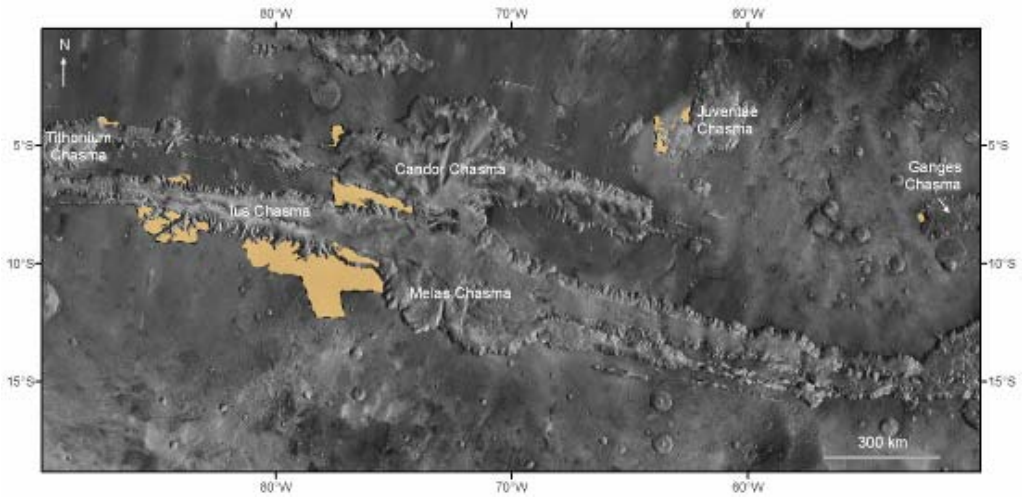


Figure 4.2 : Répartition de la formation claire stratifiée Hespérienne (appelée LD, pour Layered Deposits) autour des canyons de Valles Marineris [Le Deit, 2008].

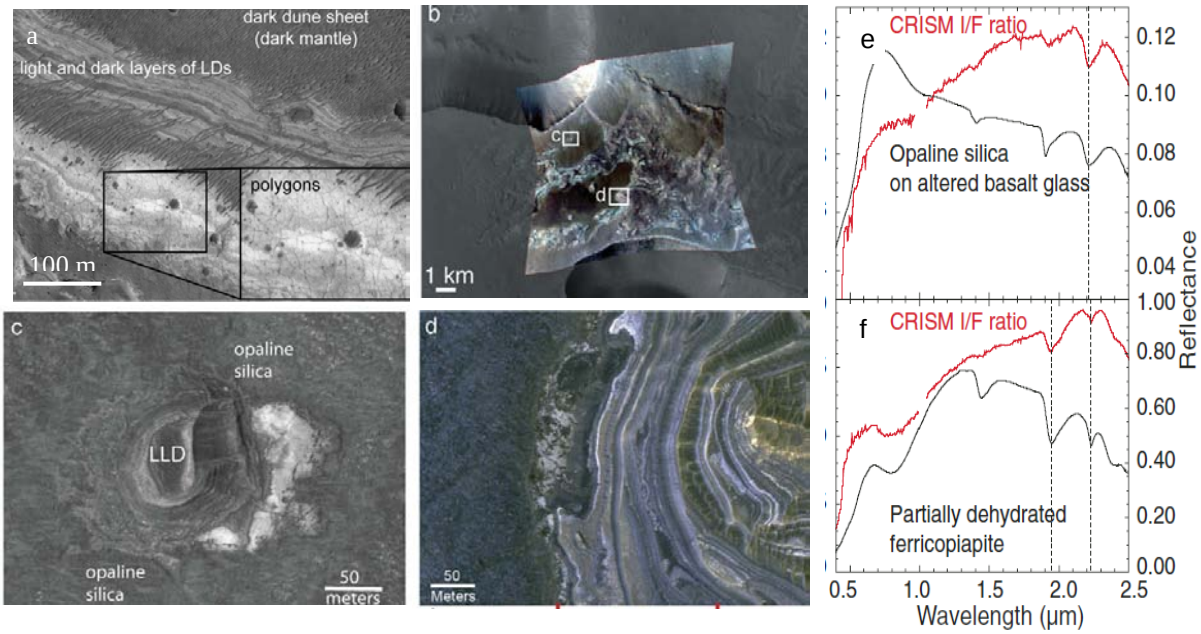


Figure 4.3 : Morphologie et minéralogie des LDs a- Extrait de l'image HiRISE PSP_002459_1715 aux environs de Ius Chasma [Le Deit et al., 2010] ; b- Observation CRISM FRT0005814 couplée à l'image HiRISE PSP_003579_1755 à l'Ouest de Juventae Chasma ; c-d : Extraits de l'image HiRISE PSP_003579_1755 montrant l'aspect des LD majoritairement composés de sulfates de fer, mais contenant également un niveau basal, clair, riche en opale [Weitz et al., 2009] ; e, f : spectres associés [Milliken et al., 2008).

Cette formation, épaisse d'une centaine de mètres, est constituée d'une alternance de couches sombres et claires subhorizontales et subparallèles, parfois déformées et fracturées, appelées LD (layered deposits) (Figure 4.3). L'étude des données CRISM de cette formation a montré

la présence de sulfates de fer (jarosite entres autres) et de silice hydratée [Milliken et al., 2008 ; Weitz et al., 2009 ; Le Deit et al., 2010] (Figure 4.3). L'étendue restreinte de ces dépôts, leur faible épaisseur ainsi que leur nature minéralogique suggèrent qu'il s'agit d'un dépôt aérien (poussière, cendres volcaniques) altéré sur place au moment de sa formation, par la présence d'eau ou de glace fondue [Le Deit et al., 2010]. La distribution de ces dépôts sur les bords sud et nord d'un même canyon (ex : Melas Chasma) suggère que cette formation Hespérienne est antérieure voire contemporaine à l'ouverture de Valles Marineris.

4.2 Identification d'une nouvelle formation sédimentaire dans les terrains Noachiens

Les données CRISM, HIRISE et HRSC ont permis l'identification d'une nouvelle formation sédimentaire présente sur les plateaux environnants la partie Est de Valles Marineris [Flahaut et al., 2010]. Cette formation de fort albédo, rugueuse et fortement cratérisée a été identifiée par contraste avec les roches volcaniques sombres des plateaux, au sud-ouest de Capri Chasma. Elle est observée localement dans les versants sud-est de Coprates Chasma et Capri Chasma, dans les remparts de certains cratères et dans les vallées incisant le plateau, dans des terrains du Noachien terminal (unité Npl2 de la carte géologique, Figure 4.1). Ce chapitre présente cette formation.

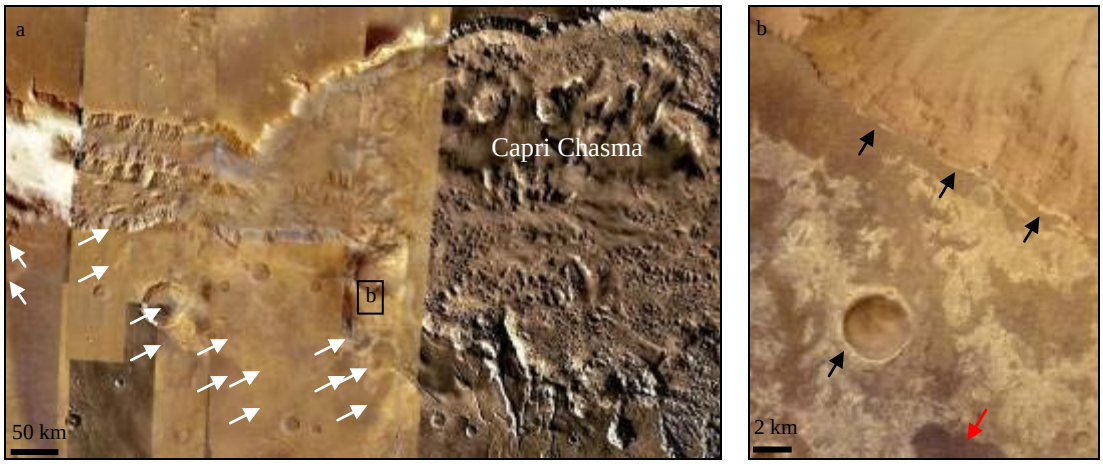


Figure 4.4 : Localisation de la formation sédimentaire identifiée au sein des plateaux Noachiens, bordant le sud de Capri Chasma et Coprates Chasma (flèches blanches, mosaïque d'images HRSC fausses couleurs et Viking).Cette formation, peu épaisse, est observée dans les remparts des cratères et au sommet des versants des canyons (flèches noires Figure b) et semble recouverte de couches indurées plus sombres (flèche rouge).

4.3 Composition minéralogique avec CRISM et morphologies associées

L'ensemble des observations CRISM acquises sur les plateaux Noachiens bordant Coprates et Capri Chasma a été étudié. Trois grands types spectraux ont été identifiés : des phyllosilicates alumineux, des phyllosilicates ferro-magnésiens, et très localement, mais toujours en association avec les argiles précédentes, de possibles chlorures. Les images HiRISE associées ont été systématiquement analysées : ces trois types de minéraux hydratés sont tous associés à des dépôts de fort albédo, plus clairs que la poussière et la surface des plateaux environnant.

4.3.1 Phyllosilicates alumineux

Les observations CRISM FRT0000A51A (Figure 4.5a), FRT0000B6C5, FRT0000D23E, FRT00016F51, FRT00001957C, HRL000067F1, HRL0000BDBB, HRL0000BECE et HRL0001B8AE montrent une unité claire, dont les spectres en réflectance possèdent des bandes d'absorption à 1.4, 1.9 et 2.2 µm. Cette combinaison de bandes caractérise les silicates hydratés, comprenant les familles des phyllosilicates alumineux et des silices hydratées. La finesse de la bande d'absorption à 2.2 µm confirme la présence de phyllosilicates alumineux. La silice hydratée, dont l'opale fait partie, possède en général des bandes d'absorption plus larges, souvent accompagnées d'un doublet à 2.21 et 2.26 µm (Figure 4.5c).

La position exacte et l'amplitude des bandes d'absorption permettent de déterminer la composition chimique du phyllosilicate. Sur l'observation CRISM FRT0000A51A (Figures 4.5a et b), les centres des bandes d'absorption se situent à 1.40, 1.92 et 2.20 µm. La kaolinite et la halloysite présentent typiquement des doublets de la bande à 2.2 à 2.16/2.17 et 2.21 µm, ce qui n'est pas le cas des spectres CRISM extrait du cube FRT000A51A. La montmorillonite et la beidellite, qui appartiennent à la famille des smectites alumineuses, présentent des bandes d'absorption à 1.41, 1.91, et 2.21 µm, qui pourraient expliquer les spectres observés (Figure 4.5c).

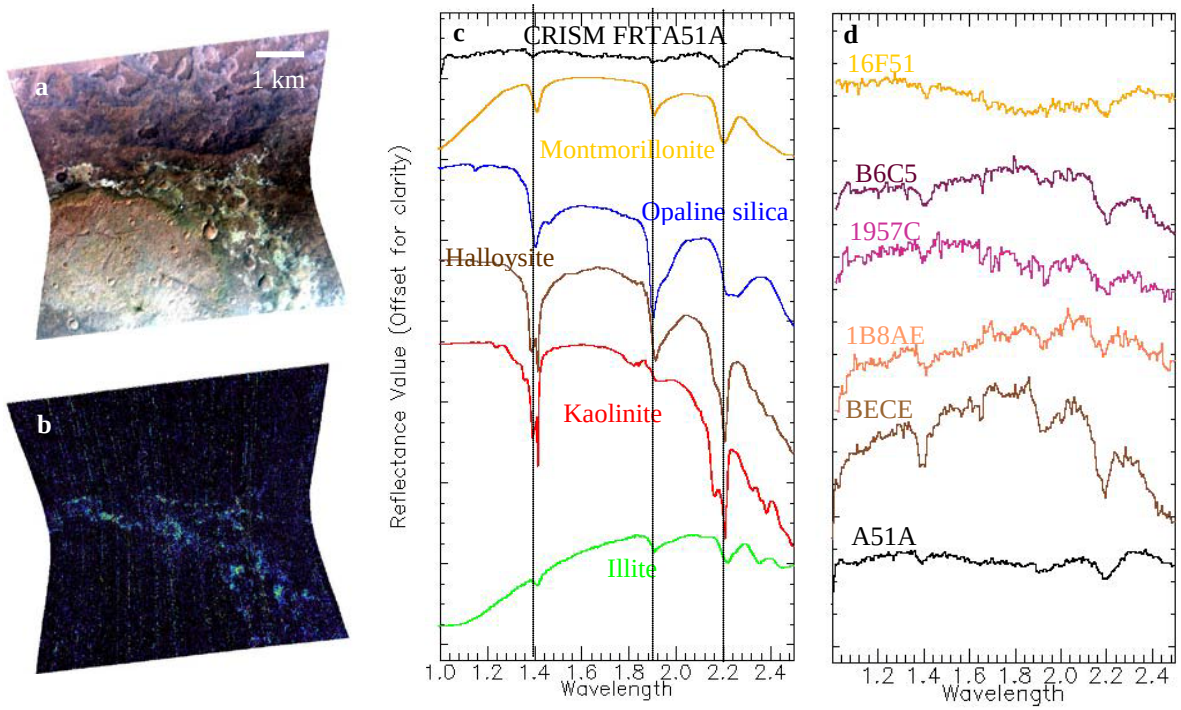


*Figure 4.5 : Exemples de détections de phyllosilicates alumineux avec CRISM a- Observation CRISM FRT0000A51A, acquise sur les plateaux bordant Capri Chasma, et montrant une formation claire à l'affleurement, b- Carte de profondeur de la bande à 2.21 µm (BD2210) les valeurs des profondeurs s'étendent de 0.06 (noir) à 0.028 (rouge) c- Comparaison d'un rapport de spectre acquis sur l'observation CRISM FRT0000A51A (en noir, moyenne de 5*5 pixels) avec divers spectres de la librairie spectrale, d- Comparaison des rapports de spectres obtenus sur divers cubes CRISM des plateaux (moyennes de 5*5 pixel), montrant la même signature spectrale.*

Les autres observations montrent des spectres similaires (Figure 4.5d), ce qui suggère que la formation exposée sur le plateau est assez homogène. Cette formation, peu épaisse lorsqu'elle affleure le long des murs du canyon, ne semble pas non plus présenter de variations de composition entre sa base et son sommet.

Les affleurements associés aux détections d'argiles alumineuses dévoilent une surface claire, rugueuse, fortement cratérisée (Figure 4.6a). Elle est surtout observée sous forme de buttes témoins au sommet des plateaux bordant Capri Chasma, Coprates Chasma et Ganges Chasma, et n'affleure que très rarement dans les murs des canyons, cratères ou dans les vallées profondes. Cette formation pourrait ne pas dépasser 50 m d'épaisseur comme le suggère l'observation HiRISE PSP_009143_1645 (Figure 4.12e). Elle présente de larges polygones similaires à des polygones de dessiccation (Figure 4.6c). Des chenaux ont incisé le cœur de cette formation comme le signale l'image PSP_005016_1640, indiquant une activité fluviatile postérieure à la mise en place de cette formation (Figure 4.6b).

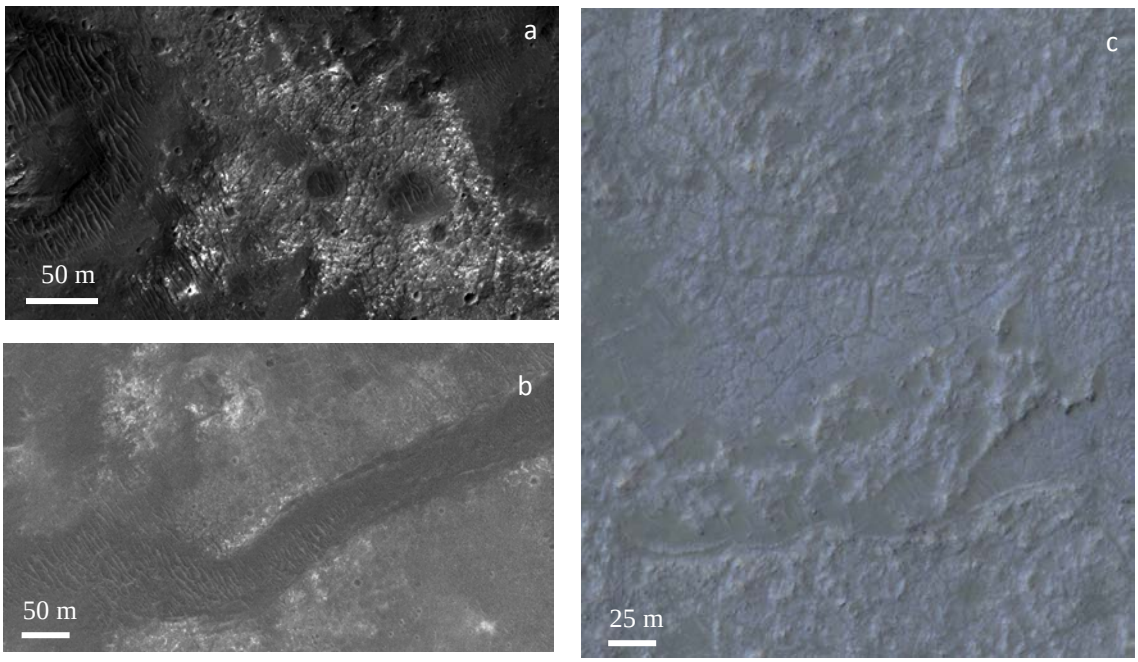


Figure 4.6 : Aspect morphologique de la couche riche en argiles alumineuses a- Cette couche, claire et rugueuse, épaisse d'environ 50 mètres dans les versants du canyon visibles sur l'image HiRISE PSP_007574_1640_RED, b- Un chenal d'environ 70 m de large, et rempli d'un matériel plus sombre que la formation argileuse environnante, est observé sur l'image HiRISE PSP_005016_1640_RED. c- Des polygones sont visibles sur cet extrait de l'image HiRISE PSP_007574_1640_COLOR couvrant la formation argileuse.

4.3.2 Phyllosicates ferro-magnésiens

Les observations CRISM FRT0000B6C5 (Figure 4.7a), FRT0000D23E, HRL0000BECE, et HRL0001B8AE montrent également la présence d'une couche claire au sommet des versants sud de Coprates Catena et Capri Chasma, spatialement associée à la couche d'argile alumineuse, mais distincte (Figure 4.7b). Les spectres présentent en effet des bandes d'absorption à 1.4, 1.9 et 2.3 µm, caractéristiques des argiles ferro-magnésiennes. Ils sont comparés aux spectres de phyllosilicates présents dans la librairie spectrale sur la Figure 4.7c.

La position des bandes à 1.44 µm, 1.91 µm et 2.29 µm argumente plutôt en faveur d'une nontronite ou d'une autre smectite riche en fer. La bande d'absorption liée aux liaisons Fe-OH ou Mg-OH, centrée à 2.29 µm, indique la présence de fer, contrairement aux smectites magnésiennes, comme la saponite, qui ont des absorptions centrées vers 2.31-2.32 µm [Clark et al., 1990; Bishop et al., 2002 ; Ehlmann et al., 2009]. Nous observons dans les spectres CRISM une absorption secondaire vers 2.4 µm, que l'on retrouve dans le spectre de référence de la nontronite. La nontronite semble donc être le minéral spectralement dominant de cette deuxième unité claire. Cependant la forme de la bande d'absorption à 2.3 µm n'exclut pas la possibilité de mélange avec d'autres argiles de type chlorite ou vermiculite.

Des détections similaires sont observées sur les plateaux et dans les versants d'une vallée au sud de Capri Chasma (CRISM FRT00011728, CRISM FRT000132AD, CRISM FRT00001957C). Les bandes d'absorption, situées à 1.44 µm, 1.91 µm et 2.29 µm, suggèrent également la présence de nontronite. Il s'agit très probablement de la même formation (Figure 4.7d).

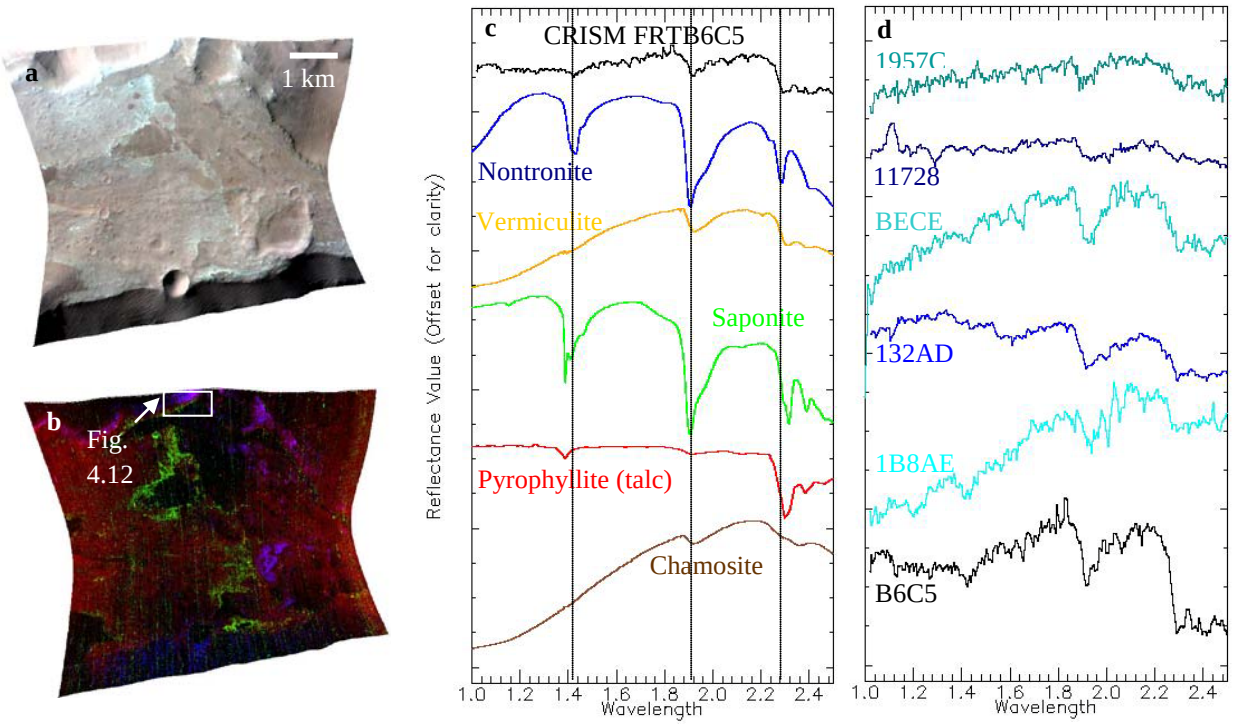


*Figure 4.7 : Phyllosilicates ferro-magnésiens étudiés avec CRISM a- Observations CRISM FRT0000B6C5, acquises sur les plateaux bordants Coprates Catena, b- Composition colorée combinant les profondeurs des bandes à 1.9 µm (BD1900R, en rouge), 2.21 µm (BD2100, en vert) et 2.3 µm (D2300, en bleu). Les phyllosilicates alumineux apparaissent en vert/jaune, les phyllosilicates ferro-magnésiens en violet/bleu. c- Comparaison d'un rapport de spectres acquis sur l'observation CRISM FRT0000B6C5 (en noir, moyenne de 5*5 pixels) avec divers spectres de la librairie spectrale, d- Comparaison des rapports de spectres obtenus sur divers cubes CRISM des plateaux (moyennes de 5*5 pixel), montrant la même signature spectrale.*

Les détections d'argiles ferro-magnésiennes sont fréquentes dans la partie sommitale des versants de vallées, des murs des canyons et des remparts de gros cratères, situés sur les plateaux au Sud de Capri Chasma. Ces coupes montrent une formation épaisse d'une centaine

de mètres, de moins fort albédo que la couche d'argiles alumineuses. Elle apparaît parfois stratifiée avec un débit en blocs. Elle affleure cependant très rarement au sommet des plateaux ce qui suggère que cette unité est peu résistante à l'érosion. Cette formation présente également quelques polygones à haute résolution.

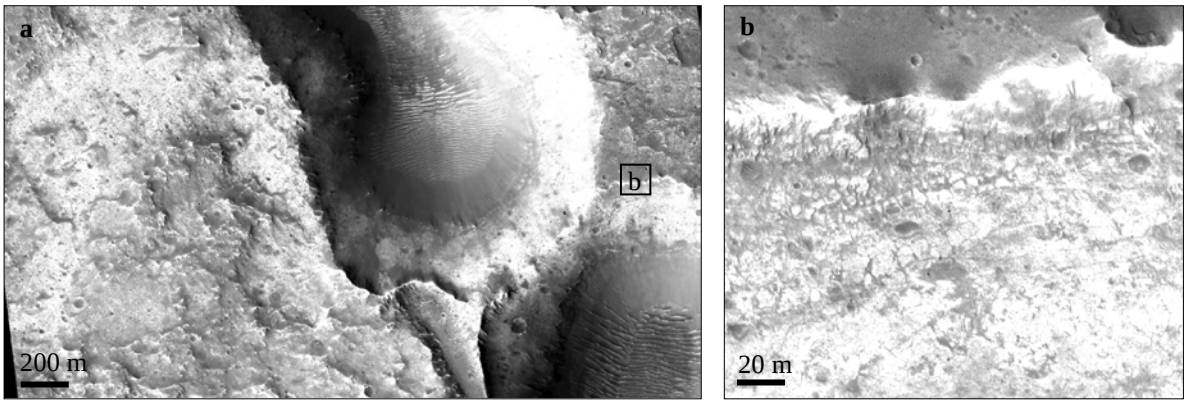


Figure 4.8 : Aspects morphologiques de la couche riche en argiles ferro-magnésiennes sur l'image HiRISE ESP_012215_1615_RED, acquises sur les versants d'une vallée découpant les plateaux au Sud de Capri Chasma. a- Aspect général, b- Zoom sur une région montrant des polygones.

4.3.3 Chlorures

Une formation claire est visible sur l'observation CRISM FRT0000B23E. Les spectres de cette formation présentent des bandes d'absorption à 1.94 µm, 2.31 µm et 2.4 µm, caractéristiques des argiles ferro-magnésiennes. Elle est recouverte d'une unité de couleur rougeâtre sur les observations CRISM en fausses couleurs, qui ne semble pas présenter d'absorptions spécifiques. Les spectres correspondant à cette formation ont un continuum qui croît linéairement, avec une faible pente, de 1 à 2.5 µm, et une bande négative à 3 µm. Cette signature pourrait correspondre à celle des sels de chlorures, déjà observés sur les plateaux au Sud de Capri Chasma dans les données THEMIS [Osterloo et al., 2008,2010 ; Glotch et al., 2010].

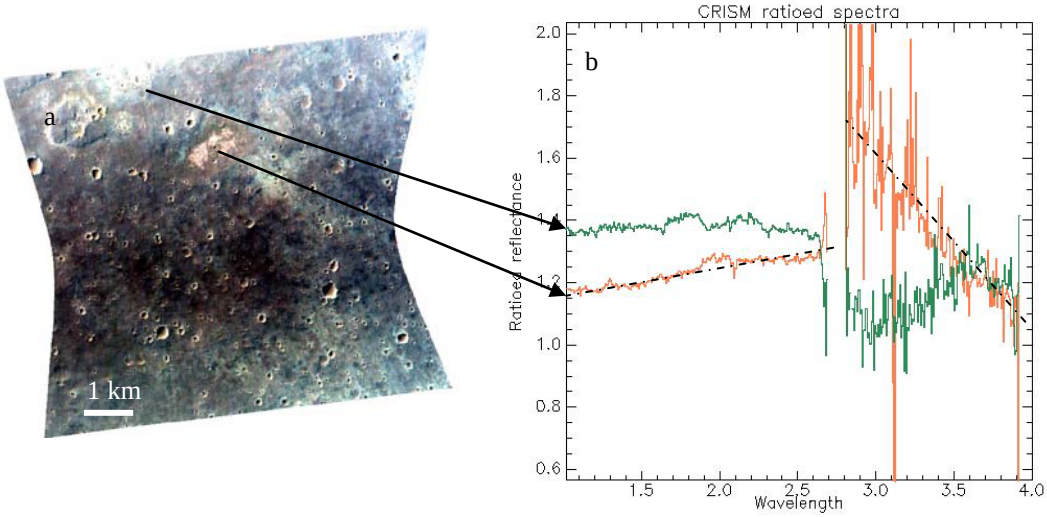


Figure 4.9 : Chlorures détectés avec CRISM a- Observation CRISM FRT0000B23E b- spectres associés. Le spectre orangé est quasi-linéaire, à l'exception d'un résidu atmosphérique autour de 2 µm. Contrairement au spectre des phyllosilicates ferromagnésiens (en vert), ce spectre ne montre pas d'absorption à 3 µm, liée à la présence d'eau.

Il n'y a pas d'observation HiRISE associée au seul cube CRISM dans lequel nous avons potentiellement identifié des chlorures. Sur l'image CTX disponible, ces chlorures sont localisés dans une formation de très fort albédo, à texture craquelée, arborant des polygones et des réseaux de fractures très développés. Cette formation d'aspect pseudo-circulaire parait accumulée dans une dépression topographique et semble draper le relief. Elle est donc probablement localisée et peu épaisse.

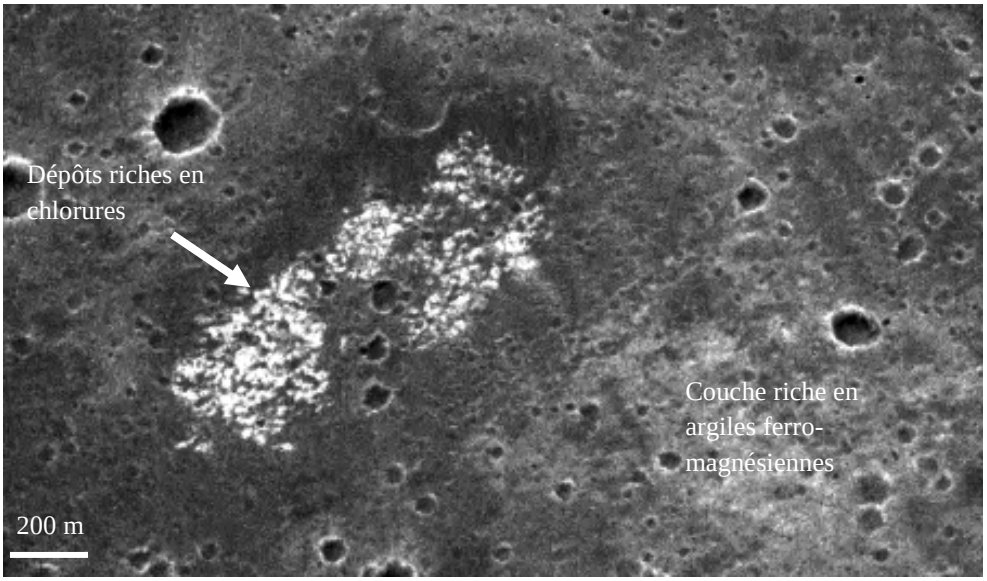


Figure 4.10 : Dépôts de fort albédo, potentiellement riches en chlorures, en contact avec la couche riche en argiles ferro-magnésiennes (image CTX P11_005517_1620_XI_18S049W).

4.4 Distribution

4.4.1 Distribution géographique des différentes formations

Il est difficile de contraindre l'étendue des différentes formations aux vues de la faible couverture des observations CRISM et HiRISE disponibles sur les plateaux. Certaines images HRSC couleurs à haute résolution permettent de suivre à plus grande échelle les différentes unités détectées à très haute résolution. Mais les données HRSC ne couvrent pas non plus la totalité des plateaux. Les données THEMIS IR qui, quant à elles, couvrent la totalité des plateaux, suggèrent que les plateaux soient recouverts d'une couche de faible inertie thermique interprétée comme étant de la poussière. Ainsi les unités spectrales décrites précédemment s'observent rarement sur les plateaux et sont surtout observées en coupes dans le haut des versants des vallées et des canyons (Figure 4.11).

La formation d'argiles riches en aluminium, surtout visible près des bords des canyons de Capri et Coprates Chasma Est, est également observée à l'Ouest de Gangis Chasma. Dans tous les cas, elle affleure dans des terrains de l'unité Npl2. Elle n'a pas été observée au sein des grandes vallées incisant les plateaux, contrairement aux argiles ferro-magnésiennes.

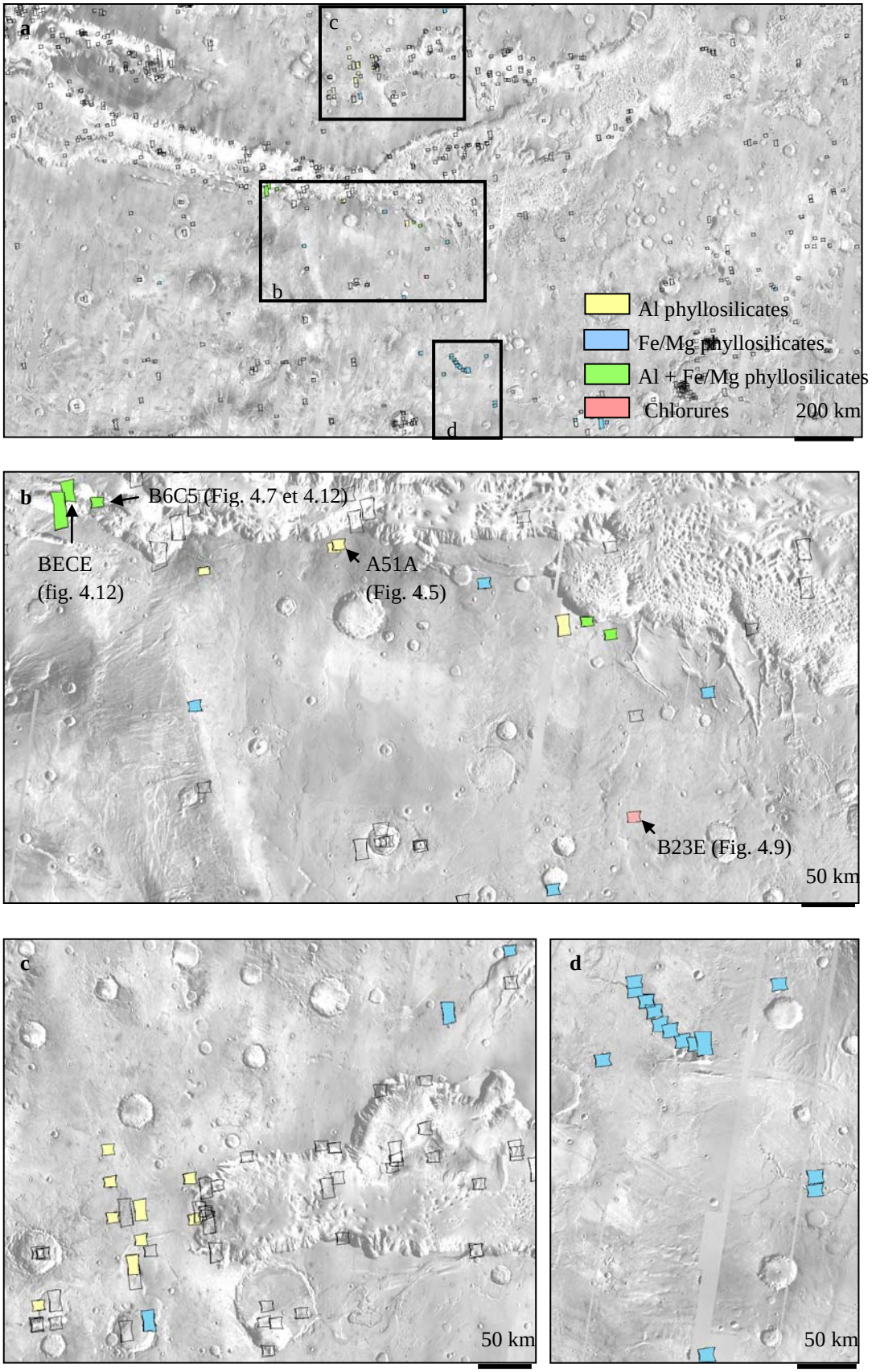


Figure 4.11 : Répartition des détections précédentes. a- carte globale des empreintes (en noir) des images CRISM acquises dans la région de Valles Marineris, b- Zoom sur les

plateaux au Sud de Capri et Coprates Chasma, c- Zoom sur la région à l'ouest de Gangis Chasma, d- Zoom sur la région de Her Desher Vallis. Les observations décrites dans les figures précédentes sont localisées sur l'image b.

Les argiles ferro-magnésiennes sont détectées dans les versants de Shabaltana Vallis, au nord de Gangis Chasma, dans les versants de Ladon Valles, Nirgal Vallis et Her Desher Vallis, au Sud et au Sud-Est de Capri Chasma, ainsi que dans les versants de quelques vallées et cratères répartis autour des canyons et de ces vallées. Ce dernier type d'argiles est détecté sur une surface gigantesque, et s'il forme un niveau continu, il couvrirait alors une surface de près de 900 000 km^2. Il est difficile d'estimer l'âge de ces argiles ferro-magnésiennes puisqu'elles sont souvent observées en coupe dans des terrains variés. Leurs relations stratigraphiques avec les argiles alumineuses dans les murs de Coprates Catena permettent cependant de l'estimer (cf. section suivante).

Les dépôts riches en chlorures sont rares et très localisés sur les plateaux autour de Valles Marineris. Ils semblent constituer une formation de très fort albédo, plus récente et certainement plus limitée spatialement que les deux formations décrites précédemment.

4.4.2 Relations stratigraphiques

Les deux unités, l'une riche en argiles alumineuses, l'autre riche en argiles ferro-magnésiennes, sont observées en contact dans les versants de Coprates et Capri Chasma, (CRISM HRL0000BECE, Figures 4.12a, b, FRT0000B6C5 Figures 4.7a,b ; Figures 4.12c,d,e, FRT0000D23E et HRL0001B8AE). Les images HiRISE associées montrent des niveaux clairs, rarement stratifiés, qui se superposent (Figures 4.12c,d,e). Ces niveaux sont en général plus clairs pour l'unité riche en argiles alumineuses. Il ne semble pas y avoir de niveau intermédiaire entre l'unité riche en argiles ferro-magnésiennes et l'unité riche en argiles alumineuses, qui se situe juste au-dessus.

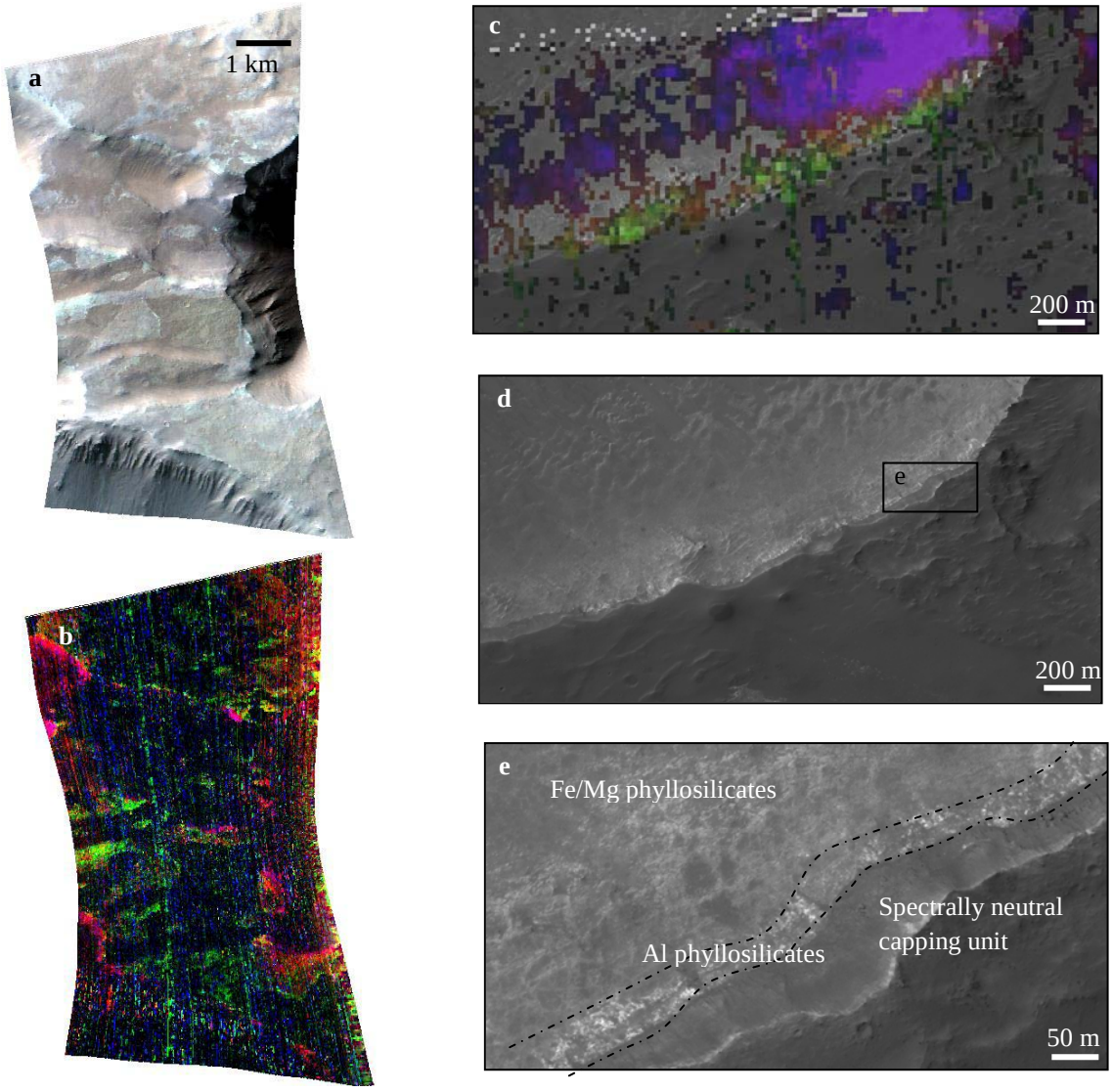


Figure 4.12 : Relations stratigraphiques entre les deux dépôts d'argiles.

a,b- Observation CRISM HRL0000BECE en fausses couleurs (a) et composition colorée de cartes de profondeur de bandes (b) (Rouge= BD1900R, valeurs de 0.008 à 0.028, Vert= BD2200, de 0.017 à 0.040, Bleu= D2300, de 0 à 0.027). Cette observation de l'une des dépressions de Coprates Catena montre des argiles alumineuses sur les plateaux et aux sommets des murs, alors que des argiles ferro-magnésiennes sont détectées à des altitudes inférieures (les spectres associés sont visibles sur les Figures 4.5d et 4.7d).

c,d,e- Image HiRISE PSP_009143_1645_RED associée à l'observation CRISM FRT0000B6C5 (présentée en Figure 4.7a et b). c- Observation CRISM projetée en transparence sur l'image HiRISE, d-image HiRISE correspondante, e-Zoom sur d.

4.5 Discussion

4.5.1 Origine des phyllosilicates

Les smectites, comprenant la nontronite et montmorillonite, sont des produits d'altération aqueuse courants des roches ignées sur Terre. Elles se forment fréquemment dans des milieux confinés, où le drainage n'est pas trop important de façon à conserver certains cations comme le magnésium et le fer. Les smectites résultent souvent d'une altération aqueuse à faible température, (inférieure à 500°C) [Güven, 1988], pendant un temps prolongé [Gislason and Amorsson, 1993]. On les trouve également en produits d'altération des cendres et des roches volcaniques déposés en milieu marin [Grim et Güven, 1978]. Plus rarement, notamment en ce qui concerne la montmorillonite, elles sont rencontrées comme produit d'altération hydrothermale des plagioclases aux épontes de filons métallifères, généralement mélangées à de la kaolinite ou en interstratification avec de l'illite [Güven, 1988].

Les origines possibles des phyllosilicates des plateaux de Valles Marineris incluent donc: la sédimentation en milieu fluvio-lacustre, l'accumulation de matériel d'éjecta altéré à la suite du bombardement tardif ('Late Heavy Bombardment'), l'altération de cendres volcaniques, ou l'altération intense en milieu liquide de laves basaltiques. L'étendue de cette formation exclut les processus d'hydrothermalisme locaux. Son épaisseur décamétrique à hectométrique écarte également l'hydrothermalisme lié à la mise en place de laves sus-jacentes.

4.5.1.1 Sédimentation en milieu fluvio-lacustre

La présence d'argiles au sein d'une unité stratifiée et dépourvue de minéraux mafiques est un argument en faveur d'un dépôt d'argiles en milieu fluvio-lacustre [McKeown et al., 2009]. Ces argiles seraient alors le résultat de l'altération de roches préexistantes par des processus aqueux ; elles auraient été mises en suspension, transportées puis redéposées dans un bassin. Cependant la topographie actuelle des dépôts, observés au sommet des plateaux de Valles Marineris, est difficile à concilier avec la possibilité d'un ancien bassin à cet endroit. De plus, ce mécanisme de formation n'explique pas l'alternance d'argiles ferro-magnésiennes et alumineuses.

4.5.1.2 Accumulation de matériel d'éjecta altéré

Nous avons montré dans le chapitre 3 de cette thèse, qu'il existait au sein des murs de Valles Marineris un niveau d'argiles riches en smectites, interprété comme la conséquence du bombardement primitif en surface. Le bombardement tardif (ou 'Late Heavy Bombardement, LHB'), s'il a existé, aurait pu avoir le même effet sur la surface martienne. Les smectites observées, datant de la fin du Noachien, pourraient être le résultat de ce LHB. Cependant l'étendue de la formation, tout comme sa texture, ne conforte pas cette hypothèse. Si cette formation était le résultat du LHB, elle devrait être ubiquiste à la surface de la planète. De plus, certains éjecta riches en minéraux hydratés ont été décrits dans la région de Nili Fossae [Mangold et al., 2007] : ils montrent des textures fluidisées, avec présence de blocs rocheux, mais sans stratification, sur de grandes épaisseurs. Les argiles observées dans les versants des canyons de Valles Marineris, assimilées à des impacts fréquents, présentent également une texture sombre associée à un débit en blocs. Les argiles des plateaux de Valles Marineris diffèrent morphologiquement de ces deux exemples de phyllosilicates probablement liés à des impacts, et représentent une couche de plus faible épaisseur. Ainsi l'hypothèse selon laquelle

les argiles des plateaux seraient une accumulation de matériel d'éjecta altéré suite au LHB peut être écartée.

4.5.1.3 Altération de cendres ou de laves volcaniques

Dans cette troisième hypothèse, l'altération de cendres ou de laves volcaniques préexistantes se fait après accumulation du matériel au sommet des plateaux. Ceci implique qu'une nappe d'eau ait existé en surface ou subsurface.

Sur Terre, l'altération de cendres volcaniques forme communément des montmorillonites [Hewett, 1917, Keller, 1970], quelles que soient les conditions environnementales. Ce mécanisme est souvent proposé pour expliquer la couche d'argiles alumineuses observée autour de Mawrth Vallis, sur Mars. En effet, l'altération de grains volcaniques devrait être assez efficace pour éliminer toute signature spectrale du matériel précurseur, ce qui expliquerait pourquoi on n'observe aucun minéral mafique au sein de la formation. Dans le cas de laves basaltiques, une altération plus poussée est nécessaire pour faire disparaître la signature des minéraux primaires dans le signal spectral. Le précurseur des phyllosilicates de Valles Marineris ne semblant pas être préservé, il est difficile de juger de sa nature. Cependant, les plateaux de Valles Marineris étant majoritairement formés de telles laves (cf. section 4.1), il est possible qu'elles constituent les roches initiales.

Cette dernière hypothèse pourrait expliquer l'alternance d'argiles ferro-magnésiennes et argileuses observée avec les mécanismes suivants:

- Soit la chimie des laves/cendres a évolué au cours du temps, passant de laves/cendres basiques, altérées en argiles ferro-magnésiennes, à des laves/cendres plus acides, altérées en argiles alumineuses ;
- Soit les conditions d'altération du milieu ont évolué, et la température de formation ou la quantité d'eau disponible ont été différentes pendant la période de formation des argiles alumineuses.

L'hypothèse proposée ci-dessus implique la présence d'eau liquide, nécessaire à la formation des phyllosilicates. Nous n'avons pas considéré l'éventualité de phyllosilicates formés sous une couche de glace, car nous n'avons pas observé de morphologies glaciaires. Par ailleurs, il est raisonnable de penser que l'eau liquide a pu être stable en surface au Noachien, qui correspond à la période de formation de ces argiles, alors la présence de glace n'est pas imposée par les modèles climatiques. L'épaisseur des dépôts est également difficile à reproduire par altération sous une couche de glace : la pédogénèse en milieu glaciaire (ou podzolization) produit des argiles sur une épaisseur d'ordre centimétrique à décimétrique [Chamley, 1989],

4.5.1.4 Pédogénèse

La pédogénèse est l'ensemble des processus physiques, chimiques et biologiques qui aboutissent à la formation ou la transformation des sols. La séquence stratigraphique observée sur les plateaux de Valles Marineris, rappelle un paleo-profil d'altération latéritique [McKeown et al., 2009], issu de la pédogénèse. Les profils latéritiques sont communément observés dans les régions tropicales humides terrestres. Ce type d'altération est fréquent pour les roches volcaniques; l'eau qui circule à leur surface lessive les ions et les redistribue

inégalement alors qu'elle est drainée en profondeur. Les ions les plus lourds, Mg et Fe, sont drainés avant, et plus loin, que les ions les plus légers, comme Al et Si [Keller, 1970]. Cette altération produit des smectites type nontronite en profondeur, avec des argiles alumineuses type montmorillonite et kaolinite vers le sommet [Righi and Meunier, 1995]. La pédogénèse en milieu tropical humide (ou latérisation), contrairement à la podzolisation, produit des horizons argileux sur une centaine de mètres d'épaisseur, ce qui est cohérent avec l'épaisseur de la formation observée sur les plateaux de Valles Marineris.

4.5.2 Les plateaux de Valles Marineris, un autre Mawrth Vallis?

Le spectro-imageur OMEGA, a détecté des argiles pour la première fois sur Mars en 2005, dans la région de Mawrth Vallis [Poulet et al., 2005 ; Bibring et al., 2006 ; Loizeau et al., 2007]. Situé à l'ouest d'Arabia Terra, le long de la dichotomie martienne, Mawrth Vallis est un chenal de débâcle de 4 kilomètres de profondeur qui incise des plateaux d'âge Noachien. Les versants du chenal ainsi que les plateaux environnants sont composés d'une couche riche en smectites ferro-magnésiennes de type nontronite à la base, recouverte par une couche riche en argiles alumineuses de type montmorillonite et kaolinite à son sommet [Loizeau et al., 2007 ; Bishop et al., 2008 ; McKeown et al., 2010]. Cette formation, épaisse d'une centaine de mètres, couvre une surface d'au moins 300*400 kilomètres autour de Mawrth Vallis [Loizeau et al., 2007]. Elle doit être cependant plus étendue puisque des affleurements similaires sont observés dans les remparts de cratères plus éloignés [Noe Dobrea et al., 2010]. (Figure 4.13).

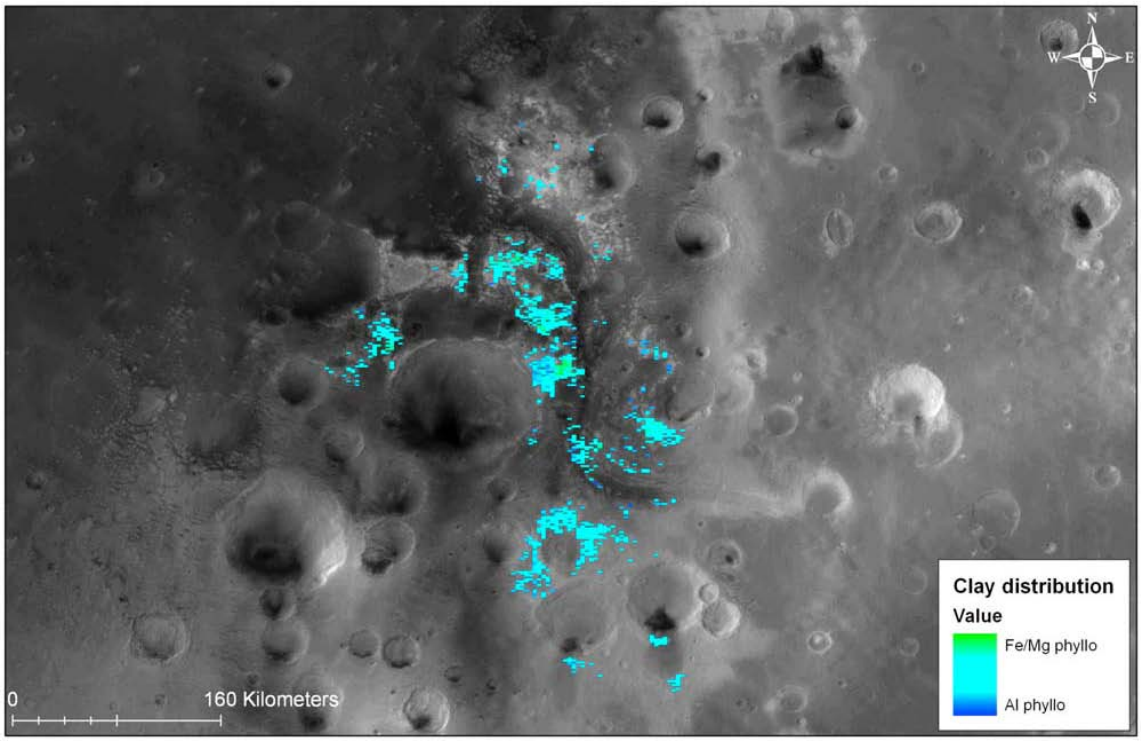


Figure 4.13: Détection d'argiles ferro-magnésiennes (vert) et alumineuses (bleu) dans la région de Mawrth Vallis, Mars [Noe Dobrea et al., 2010].

De nombreuses données MRO sont disponibles sur Mawrth Vallis, puisque cette région de la surface martienne faisait partie des 4 derniers sites d'atterrissage potentiels pour la mission MSL. Des études récentes, basées sur cette panoplie de données CRISM, ont permis de préciser la stratigraphie des plateaux de Mawrth Vallis (Figures 4.14 et 4.15):

- L'unité basale est riche en nontronite, avec localement des dépôts de chlorite, biotite et vermiculite [McKeown et al., 2009],
- A son sommet, l'unité riche en argiles alumineuses est divisée en une partie basale riche en montmorillonite et silice hydratée, et une partie sommitale riche en kaolinite [Bishop et al., 2008 ; Mc Keown et al., 2010]. Des sulfates de fer de type jarosite ainsi que des sulfates calciques de type bassanite ont été ponctuellement détectés en association avec cette formation [Farrand et al., 2009 ; Wray et al., 2010].
- Très localement, une formation supérieure à nouveau riche en nontronite recouvre les deux unités précédentes [Loizeau et al., 2010],
- Des oxydes ferriques sont détectés à la limite entre les deux types d'argiles, leur répartition n'est pas clairement liée à l'une ou l'autre de ces unités [McKeown et al., 2009].

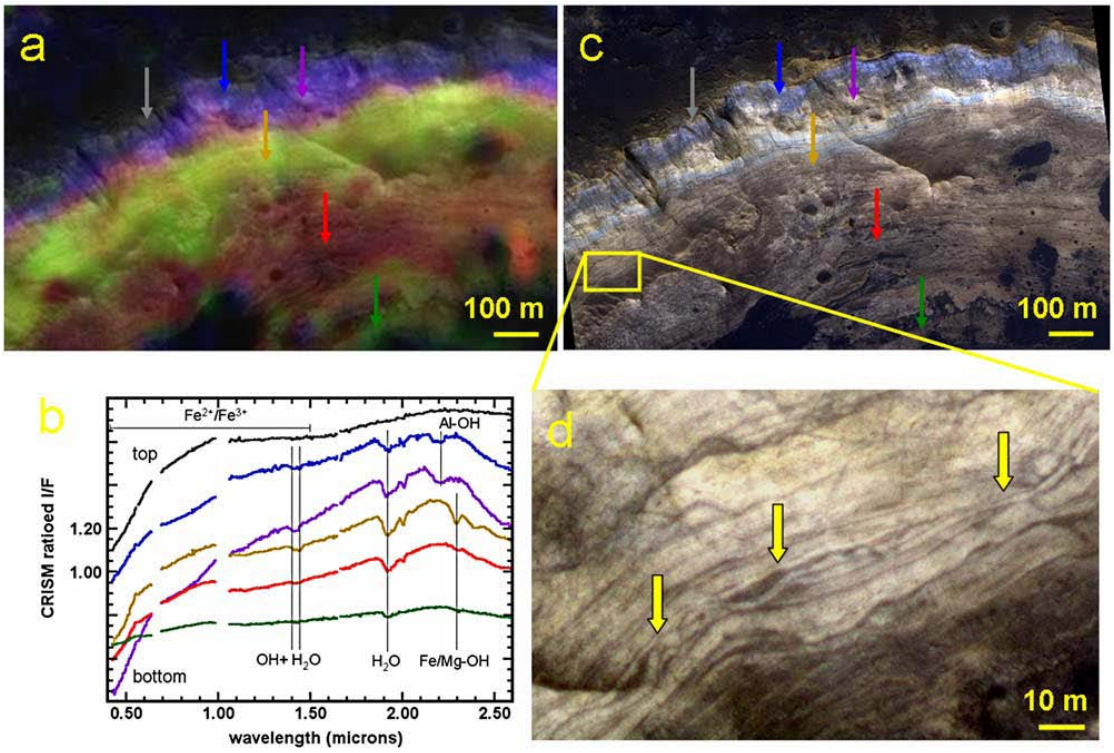


Figure 4.14 : Détection d'argiles ferro-magnésiennes (jaunes) et alumineuses (bleu/violet) dans les remparts d'un cratère d'impact de 4 km de diamètre, dans la région de Mawrth Vallis, Mars [Wray et al., 2008].a- Carte de profondeur de bandes à 1.9 µm (rouge), 2.3 µm (vert) et 2.2 µm (bleu), sur une partie de l'image CRISM FRT000094F6 projetée en transparence sur l'image HiRISE PSP_004052_2045. b- Rapports de spectres obtenus avec CRISM sur les unités précédentes. C- Image HiRISE couleur du flanc du cratère. D- Zoom sur l'unité riche en argiles ferro-magnésiennes qui montre des strates plissées.

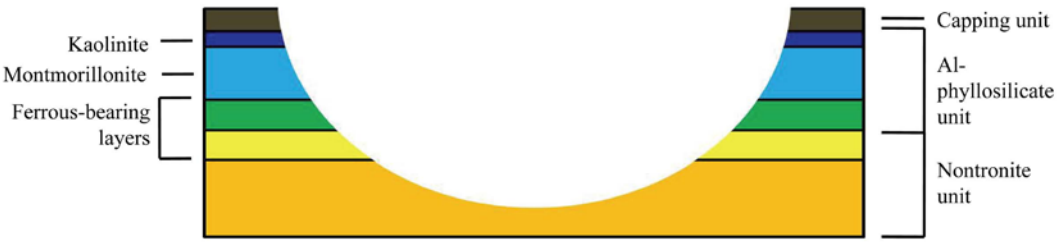


Figure 4.15 : Coupe stratigraphique dans la région de Mawrth Vallis, montrant une alternance d'argiles ferro-magnésiennes et alumineuses, similaire à celle observée sur les plateaux de Valles Marineris [Mc Keown et al., 2009].

Les phyllosilicates observés sur les plateaux de Valles Marineris ont de fortes similitudes avec la séquence de Mawrth Vallis : ils ont la même composition, la même stratification, la même étendue et s'observent sur des terrains de même âge. Nous pouvons donc nous demander si ces deux formations éloignées de quelques milliers de kilomètres n'ont pas une origine commune.

Tout comme pour Valles Marineris, le processus de pédogénèse permet de reproduire la séquence observée sur les plateaux de Mawrth Vallis. Ceci impliquerait que les deux régions aient été soumises à une altération aqueuse intense à la fin du Noachien, sous un climat semi-aride. Ces deux régions étant séparées par des milliers de kilomètres, l'implication climatique de cette dernière hypothèse a des conséquences à l'échelle de la planète.

4.5.3 Conclusion

Nous avons identifié une formation riche en phyllosilicates, vraisemblablement issue de l'altération de laves ou de cendres préexistantes, dans les terrains Noachien des plateaux de Valles Marineris. Le profil stratigraphique observé au sommet des versants des chasmata de Valles Marineris, similaire à celui révélé dans les murs de Mawrth Vallis, montre une couche riche en argiles ferro-magnésiennes, type nontronite, recouverte d'une couche riche en argiles alumineuses, type montmorillonite. Ceci pourrait traduire une évolution des conditions d'altération en surface, ou de la chimie des laves, ou encore témoigner de processus d'altération en climat chaud et humide. Dans tous les cas nous suggérons que la formation de ces argiles est associée à une altération en milieu aqueux, possiblement alcalin, à la fin du Noachien. L'étendue de cette formation, ainsi que ses similarités avec une autre grande région de Mars, suggèrent que cette évolution a été plus ou moins globale à l'échelle de la planète.

Les dépôts postérieurs à la formation des argiles Noachiennes apportent des indices quant à l'évolution des conditions d'altération dans la région. Localement, nous avons observé des dépôts riches en chlorures, remplissant des dépressions de quelques kilomètres carrés stratigraphiquement au dessus de la formation argileuse. La forme, texture et la composition de ces dépôts suggèrent des dépôts évaporitiques. Ils témoignent, avec les dépôts stratifiés riches en opale et sulfates de fer observés dans les terrains Hespériens bordant les canyons à l'Ouest de Valles Marineris [Le Deit, 2008 ; Milliken et al., 2008 ; Weitz et al., 2009 ; Le Deit et al., 2010],de conditions acides à l'Hespérien. Les plateaux de Valles Marineris auraient enregistré la transition suggérée par les données globales de la surface de Mars entre des conditions d'altération basiques au Noachien et des conditions plus acides à l'Héspérien.

Références:

Beyer, R. A., and A. S. McEwen (2005), Layering stratigraphy of eastern Coprates and northern Capri Chasmata, Mars, *Icarus*, 179(1), 1-23, doi:10.1016/j.icarus.2005.06.014.

Bibring, J.-P., Y. Langevin, J. F. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N. Mangold, P. Pinet, and F. Forget (2006), Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data, *Science*, 312, 400-404.

Bishop, J., J. Madejova, P. Komadel, and H. Froschl (2002), The influence of structural Fe, Al, and Mg on the infrared OH bands in spectra of dioctahedral smectites, *Clay Miner.*, 37, 607-616.

Bishop, J. L., E. Z. Noe Dobrea, N. K. McKeown, M. Parente, B. L. Ehlmann, J. R. Michalski, R. E.Milliken, F. Poulet, G. A. Swayze, J. F. Mustard, S.L. Murchie and J.-P. Bibring (2008), Phyllosilicate Diversity and Past Aqueous Activity Revealed at Mawrth Vallis, Mars, *Science*, 321, 830, doi:10.1126/science.1159699.

Bishop, J. L. et al. (2009), Mineralogy of Juventae Chasma: Sulfates in the light-toned mounds, mafic minerals in the bedrock, and hydrated silica and hydroxylated ferric sulfate on the plateau, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D09, doi:10.1029/2009JE003352.

Catling, D. C., S. E. Wood, C. Leovy, D. R. Montgomery, H. M. Greenberg, C. R. Glein, and J. M. Moore (2006), Light-toned layered deposits in Juventae Chasma, Mars, *Icarus*, 181(1), 26-51, doi:10.1016/j.icarus.2005.10.020.

Chamley, H. (1989), Clay Sedimentology, 623 pp., Springer, New York.

Clark, R.N., T.V.V. King, M. Klejwa, G.A. Swayze, and N. Vergo (1990), High resolution reflectance spectroscopy of minerals, *J. Geophys. Res.*, 95(B8), 12,653-12680.

Ehlmann, B. L., et al. (2009), Identification of hydrated silicate minerals on Mars using MRO-CRISM: Geologic context near Nili Fossae and implications for aqueous alteration, *J. Geophys. Res*., 114, E00D08, doi:10.1029/2009JE003339.

Farrand, W. H., T. D. Glotch, J. W. Rice, J. A. Hurowitz, and G. A. Swayze (2009), Discovery of Jarosite within the Mawrth Vallis region of Mars: Implications for the geologic history of the region, *Icarus*, 204, 478–488, doi:10.1016/j.icarus.2009.07.014.

Flahaut, J., C. Quantin, P. Allemand and P. Thomas (2010), Morphology and geology of the ILD of Capri/Eos Chasma (Mars) from visible and infrared data, *Icarus*, 207, 175-185, doi: 10.1016/j.icarus.2009.11.019.

Gislason, S. R., and S. Arnorsson (1993), Dissolution of primary basaltic minerals in natural waters: Saturation state and kinetics, *Chem. Geol.*, 105, 117– 135.

Glotch, T. D., J. L. Bandfield, L. L. Tornabene, H. B. Jensen, and F. P. Seelos (2010), Distribution and formation of chlorides and phyllosilicates in Terra Sirenum, Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L16202, doi:10.1029/2010GL044557.

Grim, R.E. et Güven, N. (1978), *Bentonites,* in *Developments in Sedimentology*, vol. 24, Elsevier, Amsterdam, 256p.

Güven, N. (1988), *Smectite*, in *Hydrous Phyllosilicates, Rev. Mineral.*,vol. 19, edited by S. W. Bailey, pp. 497– 522, Mineral. Soc. of Am., Washington, D. C.

Hewett, D. F. (1917), The origin of bentonite, *J.Wash. Acad. Sci.*, 7, 196–198.

Keller, W. D. (1970), Environmental aspects of clay minerals, *J. Sediment. Petrol*., 40(3), 788– 854.

Le Deit, L. (2008), Les dépôts stratifiés dans la région de Valles Marineris (Mars) : composition minéralogique et morphologie, *Thèse de doctorat*, Université de Nantes.

Le Deit, L. et al. (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.

Loizeau, D., N. Mangold, F. Poulet, J.-P. Bibring, A. Gendrin, V. Ansan, C. Gomez, B. Gondet, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum (2007), Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars, J. Geophys. Res., 112(E8), E08S08, doi:10.1029/2006JE002877.

Loizeau, D., N. Mangold, F. Poulet, V. Ansan, E. Hauber, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum (2010), Stratigraphy in the Mawrth Vallis region through OMEGA, HRSC color imagery and DTM, *Icarus*, 205, 396–418, doi:10.1016/j.icarus.2009.04.018.

Lucchitta, B. K. (2005), Light Layer and Sinuous Ridges on Plateau Near Juventae Chasma, Mars, *Lunar Planet. Sci.*, XXXVI, Abstract #1500.

Mangold, N., et al. (2007), Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data: 2. Aqueous alteration of the crust, *J. Geophys. Res.*, 112, E08S04, doi:10.1029/2006JE002835.

McEwen, A. S., M. C. Malin, M. H. Carr, and W. K. Hartmann (1999), Voluminous volcanism on early Mars revealed in Valles Marineris, *Nature*, 397, 584– 586, doi:10.1038/17539.

McKeown, N. K. et al. (2009), Characterization of phyllosilicates observed in the central Mawrth Vallis region, Mars, their potential formational processes, and implications for past climate, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D10, doi:10.1029/2008JE003301.

Milliken, R. E., G. Swayze, S. Murchie, J. Bishop, R. Clark, B. Ehlmann, J. Grotzinger, J. Mustard, and C. Weitz (2007), Spectral Evidence for Aqueous Alteration of the Plains Surrounding Valles Marineris, Mars, *AGU, Fall Meet*., Abstract P12A-02.

Milliken, R. E., G. A. Swayze, R. E. Arvidson, J. L. Bishop, R. N. Clark, B. L. Ehlmann, R. O. Green, J. P. Grotzinger, R. V. Morris, S. L. Murchie, J. F. Mustard, and C. Weitz (2008), Opaline Silica in Young Deposits on Mars, *Geology*, 36(11), 847-850.

Noe Dobrea, E. Z. et al. (2010), Mineralogy and stratigraphy of phyllosilicates-bearing and dark mantling units in the greater Mawrth Vallis/west Arabia Terra area: Constrains on geological origin, *J. Geophys. Res*., 115, E00D19, doi:10.1029/2009JE003351.

Osterloo, M. M., V. E. Hamilton, J. L. Bandfield, T. D. Glotch, A. M. Baldridge, P. R. Christensen, L. L. Tornabene, and F. S. Anderson (2008), Chloride-bearing materials in the southern highlands of Mars, *Science*, 319, 1651–1654, doi:10.1126/science.1150690.

Osterloo, M. M., F. S. Anderson, V. E. Hamilton, and B. M. Hynek (2010), Geologic context of proposed chloride-bearing materials on Mars, *J. Geophys. Res*., 115, E10012, doi:10.1029/2010JE003613.

Poulet, F., J.-. Bibring, P., J. F. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R. E. Arvidson, B. Gondet, and C. Gomez (2005), Phyllosilicates on Mars and implications for the early Mars history, *Nature*, 438, 632-627.

Righi, D., and A. Meunier (1995), Origin of clays by rock weathering and soil formation, in *Origin and Mineralogy of Clays*, edited by B. Velde, 43– 161, Springer, Berlin.

Scott, D, and M. Carr (1978), Geological Map of Mars, 1:25.000.000. Reston, VA, *U.S. Geological Survey Technical Report*, Miscellaneous Investigation Series.

Weitz, C.M., Milliken, R.E., Grant, J.A., McEwen, A.S., Williams, R.M.E., Bishop, J.L., Thomson, B.J., (2009), Mars Reconnaissance Orbiter observations of light-toned layered deposits and associated fluvial landforms on the plateaus adjacent to Valles Marineris, *Icarus*, 205, 73–102. doi:10.1016/j.icarus.2009.04.017.

Wray, J. J., B. L. Ehlmann, S. W. Squyres, J. F. Mustard, and R. L. Kirk (2008), Compositional stratigraphy of layered deposits at Mawrth Vallis, Mars, *Geophys. Res. Letters*, 35, L12202, 10.1029/2008GL034385.

Wray, J. J. et al. (2010), Identification of the Ca-sulfate bassanite in Mawrth Vallis, Mars, *Icarus*, 209, 416-421.

Chapitre 5 : Composition des dépôts stratifiés intérieurs et processus sédimentaires associés

5.1 Introduction **150**
5.2 Morphologie et géologie des ILD de Capri Chasma, à partir des données d'imagerie visible et infrarouge **152**
5.2.1 Introduction 153
5.2.2 Regional context 155
5.2.3 Datasets 155
5.2.4 Geomorphological units of Capri Chasma 155
5.2.4.1 The canyon floor
5.2.4.2 Canyon walls
5.2.4.3 Plateaus
5.2.4.4 Interior layered deposits
5.2.5 Timing constraints 163
5.2.5.1 Stratigraphic relationship
5.2.5.2 Crater counts
5.2.6 Discussion 165
5.2.6.1 Geological history
5.2.6.2 ILD formation
5.2.7 Conclusion 168
5.3 Identification, répartition et origines possibles des sulfates dans Capri Chasma (Mars), d'après l'analyse des données CRISM **170**
5.3.1 Introduction 170
5.3.2 Geological setting 171
5.3.3 Methods 172
5.3.4 Results 172
5.3.4.1 Identification of signatures
5.3.4.2 Sulfate distribution
5.3.4.3 Vertical distribution
5.3.5 Discussion 179
5.3.5.1 Sulfate distribution
5.3.5.2 Sulfate hydratation state
5.3.5.3 Sulfate timing
5.3.5.4 Sulfate possible origins
5.3.5.5 Origins and consequences of the presence of hydrated silica
5.3.6 Conclusion 181
5.4 Discussion et conclusion **183**
Références **185**

5.1 Introduction

Au centre des divers chasmata formant Valles Marineris, on observe des dépôts stratifiés de plusieurs kilomètres d'épaisseur, appelés ILD (Interior Layered Deposits) [McCauley, 1978 ; Nedell et al., 1987 ; Lucchitta et al., 1994]. Ils se présentent le plus souvent sous forme de buttes ou de mesas au centre des canyons et sont séparés de leurs versants par de profondes dépressions (Figure 5.1). Leur épaisseur atteint parfois la hauteur des bordures du canyon. Les strates semblent, au premier ordre, subhorizontales et le sommet de ces dépôts est plat. Une simple analyse de leur albédo avec les données Viking avait déjà permis de mettre en évidence que ces dépôts centraux devaient être de compositions différentes des versants du canyon [Geissler et al., 1993].

Figure 5.1 : Dépôt stratifié central de la dépression fermée d'Hebes Chasma, au Nord-Ouest de Valles Marineris. Le dépôt est épais d'environ 5 km. Vue 3D HRSC issue de des données de l'Orbite 2149 (Crédits : HRSC team).

Diverses origines ont été avancées pour expliquer la présence de ces dépôts stratifiés. Il pourrait s'agir de dépôts sédimentaires formés dans un lac [McCauley, 1978, Komatsu et al. 1993], de l'altération de restes de matériaux constituant les murs du canyon [Lucchitta et al.,1994], d'édifices volcaniques sous-glaciaires, de dépôts éoliens ou encore de dépôts volcaniques [Chapman et Tanaka, 2001 ; Komatsu et al., 2004].

Le spectromètre OMEGA a révolutionné notre connaissance de ces dépôts en révélant qu'ils étaient riches en sulfates [Gendrin et al., 2005] (Figure 5.2). L'instrument a détecté, en corrélation à ces dépôts stratifiés, des sulfates avec une seule molécule d'eau dans leur structure, dits monohydratés, et des sulfates avec plusieurs molécules d'eau, dits polyhydratés. Les analyses spectrales suggèrent fortement la présence de kieserite, un sulfate monohydraté magnésien [Gendrin et al., 2005]. OMEGA a également documenté la présence d'oxydes de fer en association avec les détections de sulfates et donc les ILD [Bibring et al., 2007, Mangold et al., 2008]. Les détections de sulfates et d'oxydes de fer associés restreignent les hypothèses de formation possibles, en impliquant nécessairement la présence d'eau liquide en surface ou subsurface [Gendrin et al., 2005 ; Bibring et al., 2006 ; Mangold et al., 2008].

L'âge de ces ILD est très débattu : 1) A partir d'études géomorphologiques, certains auteurs proposent que les ILD se sont formés avant les chasmata [Malin et Edgett, 2000 ; Catling et al., 2006] et qu'ils correspondent à des roches Noachiennes exhumées par l'ouverture du canyon ; 2) D'après les mêmes types d'observations, de nombreuses études suggèrent que les ILD sont des dépôts sédimentaires syn ou post tectoniques, qui sont venus combler le canyon pendant ou après son ouverture, à la fin du Noachien/ au début de l'Hespérien [Nedell et al., 1987, Lucchitta et al., 1994 ; Quantin, 2005a].

Ces ILD ont donc enregistré un moment clé de l'évolution climatique martienne et les étudier en détail est plus que nécessaire. L'arrivée récente du spectro-imageur CRISM nous livre la minéralogie de la surface martienne à une résolution spatiale de 18m/ pixel. A cette échelle une corrélation est possible entre les différentes strates de ces ILD, observées par imagerie visible, et leur composition [Roach et al., 2009b].

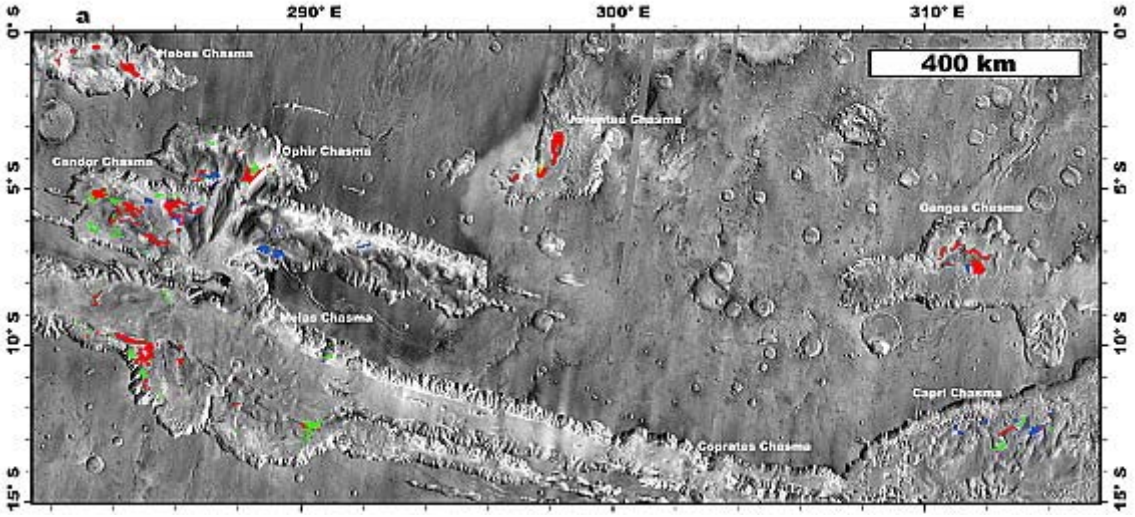


Figure 5.2 : Détections de sulfates par OMEGA dans la région de Valles Marineris. En rouge : sulfates monohydratés, en vert et bleu : sulfates polyhydratés [Gendrin et al., 2005 ; Quantin ; 2005a].

Ce chapitre se concentre sur l'analyse des dépôts stratifiés d'un canyon particulier : Capri Chasma. L'importance de ce canyon réside dans sa localisation. Il se situe en effet à l'exutoire de Valles Marineris, et au commencement des plaines chaotiques s'étendant à l'Est, telles qu'Eos Chasma. On y retrouve des terrains liés à chacun des deux grands ensembles géologiques : les dépôts stratifiés de Valles Marineris y sont en contact avec des buttes chaotiques. Les morphologies observées dans Capri sont donc des éléments clés dans la compréhension de la formation de Valles Marineris mais aussi des chaos et des plaines de débâcles, ainsi que des liens qu'ils peuvent entretenir.
Nous nous proposons de contraindre l'âge et l'origine des ILD dans cette région.

Cette étude a été réalisée en deux temps. Nous avons d'abord privilégié les observations morphologiques de la région de Capri. Nous disposons d'une panoplie d'images des sondes Mars Global Surveyor (MOC), Mars Odyssey (THEMIS Visible et IR) et Mars Reconnaissance Orbiter (Hirise, CTX), qui ont été traitées et insérées dans un SIG (Système d'Information Géographique), facilitant ainsi la cartographie et l'analyse des structures géologiques [Flahaut et al., 2010a]. Le second volet de ce chapitre porte sur la minéralogie des ILD à l'aide des données hyperspectrales CRISM de la sonde MRO [Flahaut et al., 2010b].

5.2 Morphologie et géologie des ILD de Capri Chasma, à partir des données d'imagerie visible et infrarouge

Le papier qui suit a été publié dans la revue Icarus en mai 2010.

MORPHOLOGY AND GEOLOGY OF THE ILD IN CAPRI/EOS CHASMA (MARS) FROM VISIBLE AND INFRA-RED DATA

Jessica Flahaut, Cathy Quantin, Pascal Allemand & Pierre Thomas.

Résumé : Les dépôts stratifiés forment des affleurements isolés répartis sur l'ensemble de la planète Mars. On les retrouve dans 3 grands types de milieux : dans des cratères d'impact, au centre des canyons, ou encore dans les calottes polaires. Bien que la surface de Mars ait une composition majoritairement basaltique, les dépôts stratifiés semblent correspondent à des dépôts sédimentaires, et impliquent une dynamique de dépôt. Des dépôts stratifiés sont en particulier observés dans la région de Capri Chasma, un canyon situé à l'embouchure Valles Marineris : on parle de dépôts intérieurs stratifiés (Interior Layered Deposits) ou ILD.
L'ensemble des données disponibles sur les ILD de Capri Chasma, y compris les données HiRISE à 25 cm de résolution spatiale (mission MRO), a été ajouté dans un SIG (Système d'Information Géographique). Cet outil permet la cartographie et l'analyse des morphologies observées au sein de canyon. Nos observations montrent que les ILD sont des dépôts stratifiés à sommets plats, de plusieurs kilomètres d'épaisseur, qui recouvrent le fond du canyon. Ils ont été érodés par plusieurs morphologies d'écoulement, ce qui implique que l'eau liquide était toujours présente en surface après leur formation. La densité de cratères dans Capri a été quantifiée à l'échelle de la mosaïque THEMIS IR, nous fournissant un âge approximatif du canyon. Le report des diamètres des cratères sur une courbe de Hartmann date la topographie actuelle d'il y a environ 3Gy. L'étude des morphologies nous a permis de reconstituer une partie de l'histoire géologique de Capri Chasma. Vers 3,5 Gy (âge des plus vieux cratères), des inondations catastrophiques façonnent le fond chaotique. Il est recouvert par les ILD, qui d'après nos estimations, se seraient déposés au cours de l'Hespérien. Après assèchement, ces dépôts stratifiés ont été érodés par plusieurs décharges successives de 3 à 1 Gy, soit jusqu'au début de l'Amazonien. L'eau liquide était encore active à la surface de Mars, au moins de façon temporaire, au cours de cette période. Ces observations impliquent que l'Hespérien était encore partiellement humide, malgré le changement climatique brusque qui se serait produit à la fin du Noachien.

Abstract: Layered Deposits have been observed in different locations at the surface of Mars, as crater floors and canyons systems. Their high interest relies in the fact they imply dynamical conditions in their deposition medium. Indeed, in opposition to most of the rocks of the martian surface, which have a volcanic origin, bright layered deposits seems to be sedimentary outcrops.
Capri Chasma, a canyon located at the outlet of Valles Marineris, exhibits such deposits called Interior Layered Deposits (ILD). A large array of visible and infrared spacecraft data were used to build a GIS (Geographic Information System). We added HiRiSE images, from the recent MRO mission, which offer a spatial resolution of 25cm per pixel. It allowed the mapping and the analysis of morphologies in the canyon. We highlighted that the ILD are several kilometers thick and flat-top stratified deposits. They overlap the chaotic floor. They are surrounded and cut by several flow features that imply that liquid water was still acting after the formation of these stratified deposits. The density of crater on the floor of Capri Chasma was quantified. The current

topography was aged to 3 Gy. All these morphological information allow us to suggest a plausible geological history for Capri Chasma. We propose that the Interior Layered Deposits have formed during the Hesperian, during or after the opening of the canyon. Some observations argue that water discharges have happened at several times before and just after the formation of the ILD. Liquid water must have played a major role in the formation of these deposits after 3.5 Gy, implying that it was present in surface at least locally and temporarily. If this can be applied to ILD in others canyons of Valles Marineris, it would imply that liquid water was stable in surface or subsurface during the Hesperian. Or in the actual conditions, with a cold and dry martian surface, long-term standing water bodies are not possible. Thus we suggest that either the climate at the Hesperian was cold, but wetter, or as warm as the Noachian climate, what is less likely. Nevertheless, the global climate change which has occurred at the beginning of Mars history may have been later than announced.

5.2.1 Introduction

Layered deposits were first observed in 1971 on Mariner 9 images. They have been referred as thick deposits with internal layering, and a relatively high albedo [Lucchitta et al., 1994]. They have been identified on the floors of some large craters, in some inter-crater plains [Rossi et al., 2008] and in the deep canyons of Valles Marineris. The last ones, commonly called 'Interior Layered Deposits' (ILD), have been widely studied these last years.

McCauley [1978] first described them as kilometers thick flat-top layered deposits located in the center of several chasmata in Valles Marineris. However if their morphology is well constrained, their origin and age remain uncertain [Weitz et al. 2003]. ILD have successively been referred has lacustrine deposits [McCauley, 1978; Nedell et al., 1987; Komatsu et al., 1993], erosional waste of the canyon walls [Lucchitta et al., 1994], subice volcanic structure [Chapman and Tanaka, 2001; Komatsu et al., 2004], or non-aqueous aeolian or volcanic deposits [Peterson, 1981].

Catling et al. [2006] have studied images of Juventae Chasma, and suggested that these layered deposits could be a Noachian bedrock, exhumed later by tectonic processes, as the opening of Valles Marineris during the Hesperian. Others authors [Tanaka, 1986; Komatsu et al., 1993] have noticed that these deposits were overlapping the canyon floor in some location and could be younger than the canyon itself, dating from the Hesperian to the Amazonian. This wide range of suggested ages increases the uncertainties on the origin of the ILD.

Recently, observations from the OMEGA (Observatoire pour la Mineralogie, L'Eau, les Glaces et L'Activite) spectrometer, on board of Mars Express (ESA, 2003) have shown the presence of hydrated minerals, especially sulfates, in association with the ILD [Gendrin et al., 2005].

New high resolution data from the Mars Reconnaissance Orbiter (NASA, 2005) are available and could precise the context of these detections, and previous morphological observations. The present study is focused on some layered deposits in the region of Capri Chasma (Figure 5.3), which have never been studied in details previously. In this paper, we give a detailed description of the morphologies observed in Capri Chasma. The age of its current topography was quantified with crater counts, and we build a possible geological history for this canyon, including the formation of the layered deposits.

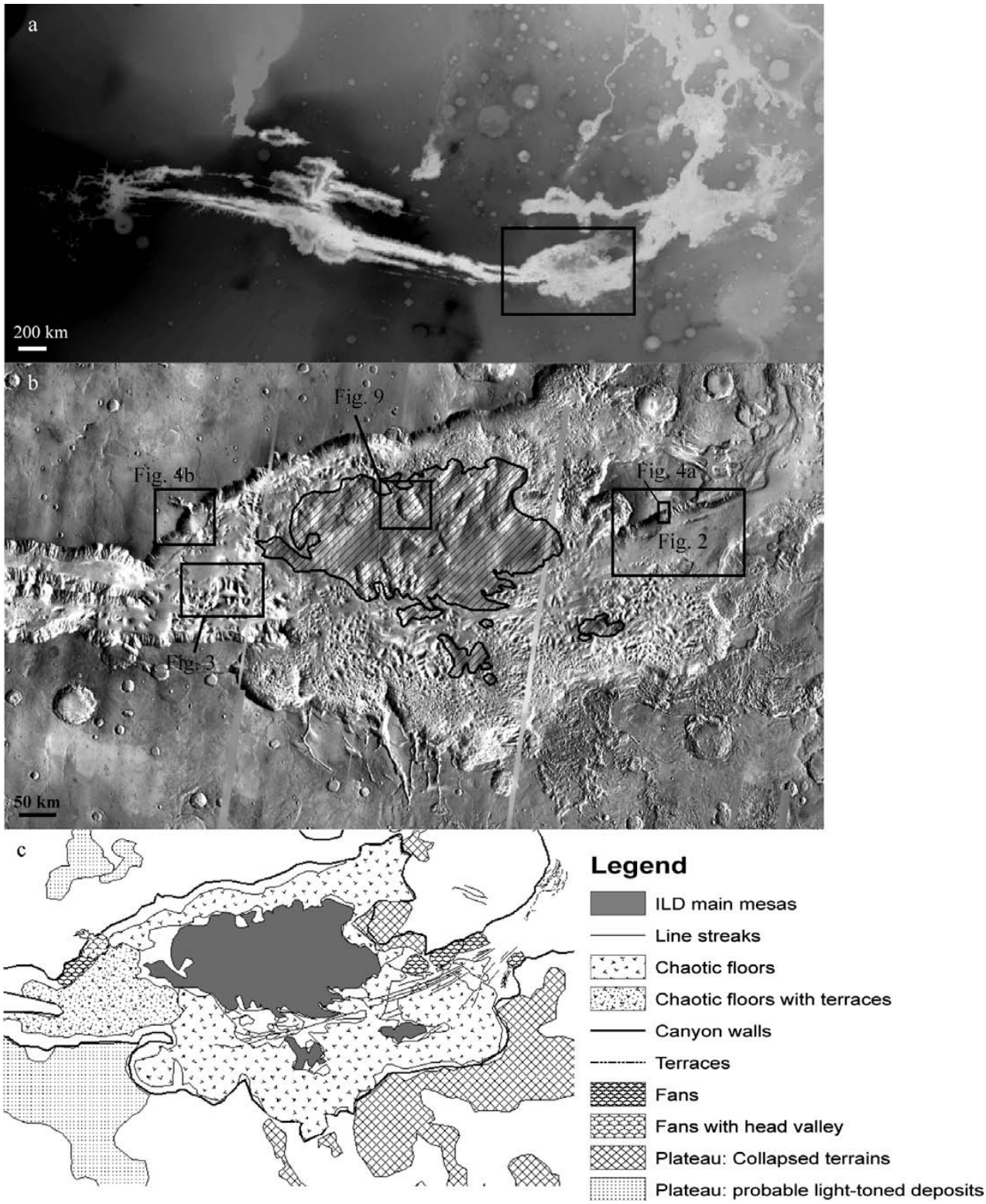


Figure 5.3: (a) Localization of Capri Chasma (black rectangle) on a topographic map of Valles Marineris (MOLA data). (b) Repartition of the Interior Layered Deposits in three mesas (black hatching) on the Themis IR mosaic at 200 m per pixel in Capri Chasma. Black boxes show location of Figs. 5.4–5.6 and 5.11. (c) Geomorphological map of Capri Chasma, showing different units.

5.2.2 Regional Context

Capri Chasma is located at the outlet of Valles Marineris, in the continuation of Coprates Chasma, and at the head theater of the outflow channels that are spreading over at the east, like Eos Chasma (Figure 5.3). This canyon extends over 650 by 350 km. Its floor has an average elevation of -4000 m, and the surrounding plateaus are above +2000 m. The western part of Capri Chasma shows a depression which is the lowest point of Valles Marineris, with elevations close to -5000 m. ILD in Capri Chasma are mainly located in the center of the canyon, where they form three mesas of variable sizes, ranging from 370 by 170 km to 60 by 20 km. Their thickness is close to 3 km, which gives them an elevation comparable to half the plateaus one. One of the major interests of Capri Chasma is that we observed these layered deposits associated with typical morphologies of outflow channels like catastrophic flow features and chaotic floors.

5.2.3 Datasets

A Geographic Information System (GIS) was built to gather data from different Martian missions. Themis Visible and day and night Infrared data from the Mars Odyssey Spacecraft were used, in association with the MOC (Mars Orbiter Camera) data from the Mars Global Surveyor mission, and the HiRiSE (High Resolution Imaging Science Experiment) grayscale images and CTX (Context Camera) data from the Mars Reconnaissance Orbiter mission. These images spread over a wide range of resolution, from 0.25 m per pixel for the HiRiSE, to 18 m for the Themis Visible. The list of HiRISE images used during this survey and their key observations is provided in Table 5.1. Themis day and night Infrared data were juxtaposed as mosaics of a spatial resolution of 200m per pixel. A MOLA DEM at 450m per pixel was added to this image collection, providing elevation data. HiRiSE color images were used to complement grayscale ones, by distinguishing the nature of layers.
The images corresponding to the area of Capri Chasma were processed, georeferenced and integrated into the GIS. This whole combination of images provides a full spatial-coverage of the canyon. 3D models were also built, using MOLA as base height for Themis IR data.

5.2.4 Geomorphological units of Capri Chasma

Different geological units have been mapped on figure 5.3c, and will be explained in details.

5.2.4.1 The canyon floor

The floor of Capri Chasma is formed by kilometers-wide angular mounds (Figure 5.4), called chaotic terrains. Chaotic terrains are typical outflow channel head theater floors [Glotch and Christensen, 2005]. They have an average elevation ranging from hundreds of meters to a few kilometers, with slopes around 20 degrees. The top of the mounds often shows horizontal layering of dark coarse rocks. In the western part of Capri Chasma, which is the lowest point of Valles Marineris, chaotic mounds exhibit multiple terraces on their surrounding areas (Figure 5.5a). The transversal profile (Figure 5.5b) shows convex shapes for the deposits around the original mound. These aprons are limited to a few kilometers around the mounds.
Between the chaotic mounds, the floor of the canyon is mainly covered with dark dust. The material composing the floor is visible inside craters. Crater ramparts let outcrop horizontal layers of dark coarse rocks similar to those of the chaotic mounds. The floor of these craters, the top of small mounds and the base of the outcrop slopes are covered by dune fields.

Between the major mesa of the ILD, and the two outliers South and East, we noticed large line-streaks oriented West-East, over approximately 500*40 km, that become denser and end at the outlet East of Capri Chasma (Figure 5.4).

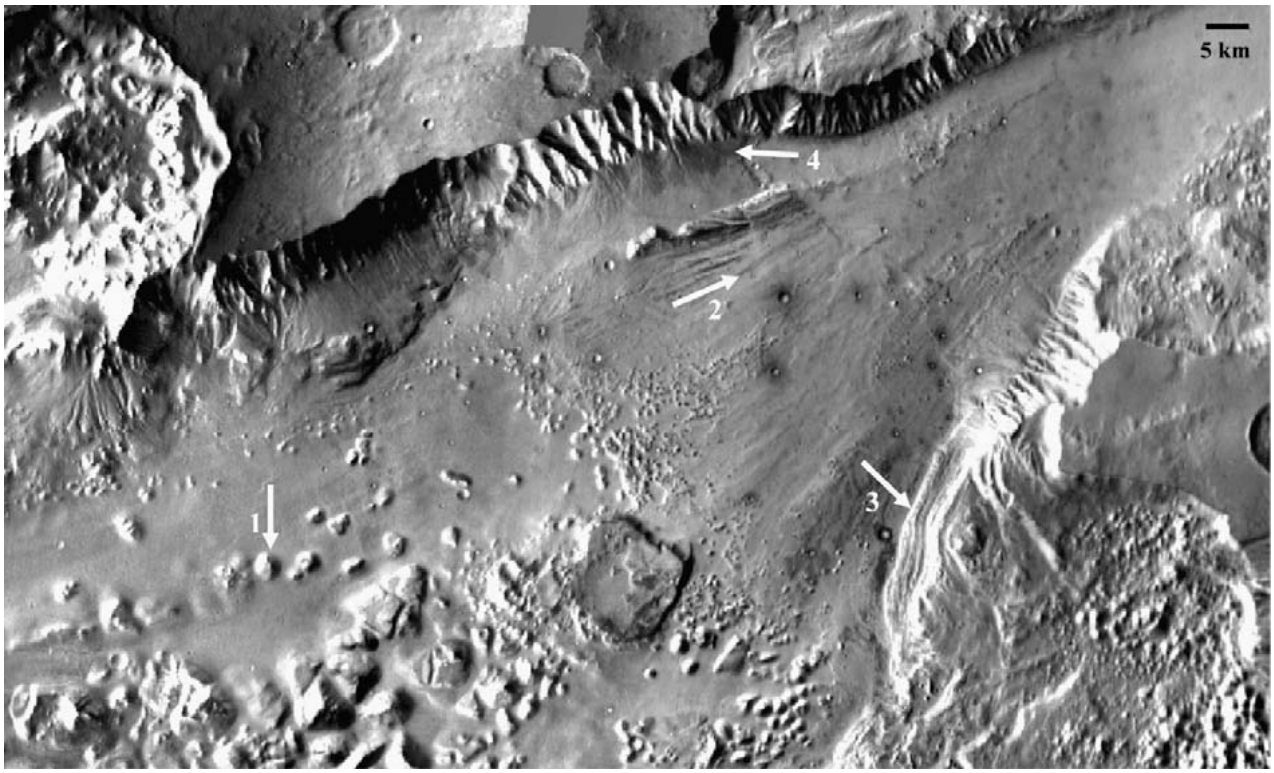


Figure 5.4: Remarkable features at the embouchure east of Capri Chasma (white arrows) on the Themis IR mosaic at 200 m per pixel. Arrow 1: chaotic mound. Arrow 2: line-streaks delimited north by a remnant bar. Arrow 3: multiple terraces on the wall of the canyon. Arrow 4: Alluvial fans recovering line-streaks.

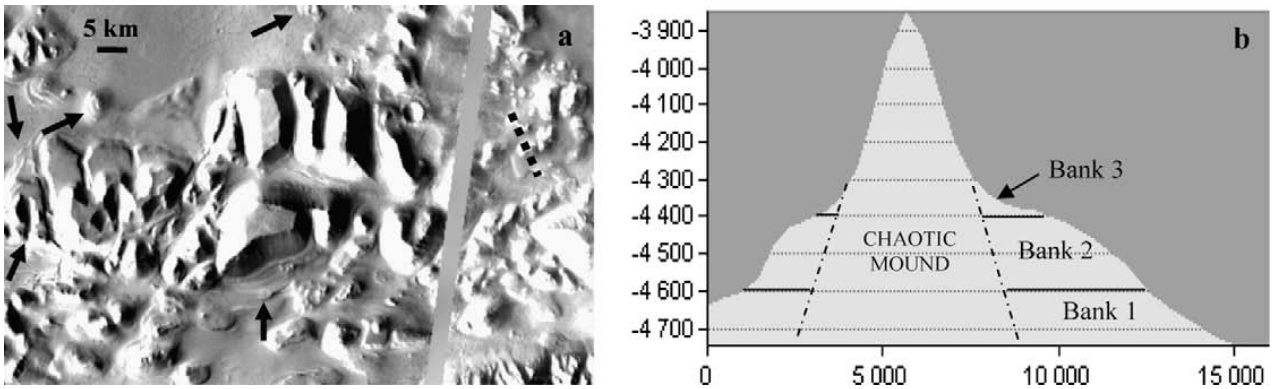


Figure 5.5: Canyon floor. (a) Lobate debris aprons around chaotic mounds in the western depression of Capri Chasma (black arrows) on the Themis IR mosaic of 200 m per pixel.
Black dotted line: topographic profile of (b). (b) Topographic profile along a chaotic mound, following the black dotted line of (a).

5.2.4.2 Canyon walls

Walls of canyons in Capri Chasma have typical morphologies in 'spur and gullies', as previously described in other canyons of Valles Marineris [Peulvast et al., 2001]. They are around 6 kilometers high. They reach more important values in the North-West part of the canyon. The topmost part exposes horizontal layering of dark coarse rocks similar to those observed in the bottom of the canyon and on chaotic mounds (HiRiSE images PSP_1970_1655_RED and PSP_3671_1655_RED, PSP_7508_165_RED and PSP_7864_1655_RED). In very few locations, lighter material is observed as patches covering the wall bulk material (HiRiSE PSP_3671_1655_RED and PSP_7943_1640_RED). Harrison and Chapman [2008] have reported the presence of benches in the western walls of the canyon. Multiples terraces are also seen in the eastern flanks of Capri Chasma outlet, at the bottom of the plateaus fractured terrains, and where line-streaks stop (Figure 5.4). Around 10 terraces are spreading over almost 37 kilometers and have elevation ranging from -200 to -3500 m; thus they impact a significant part of the walls.

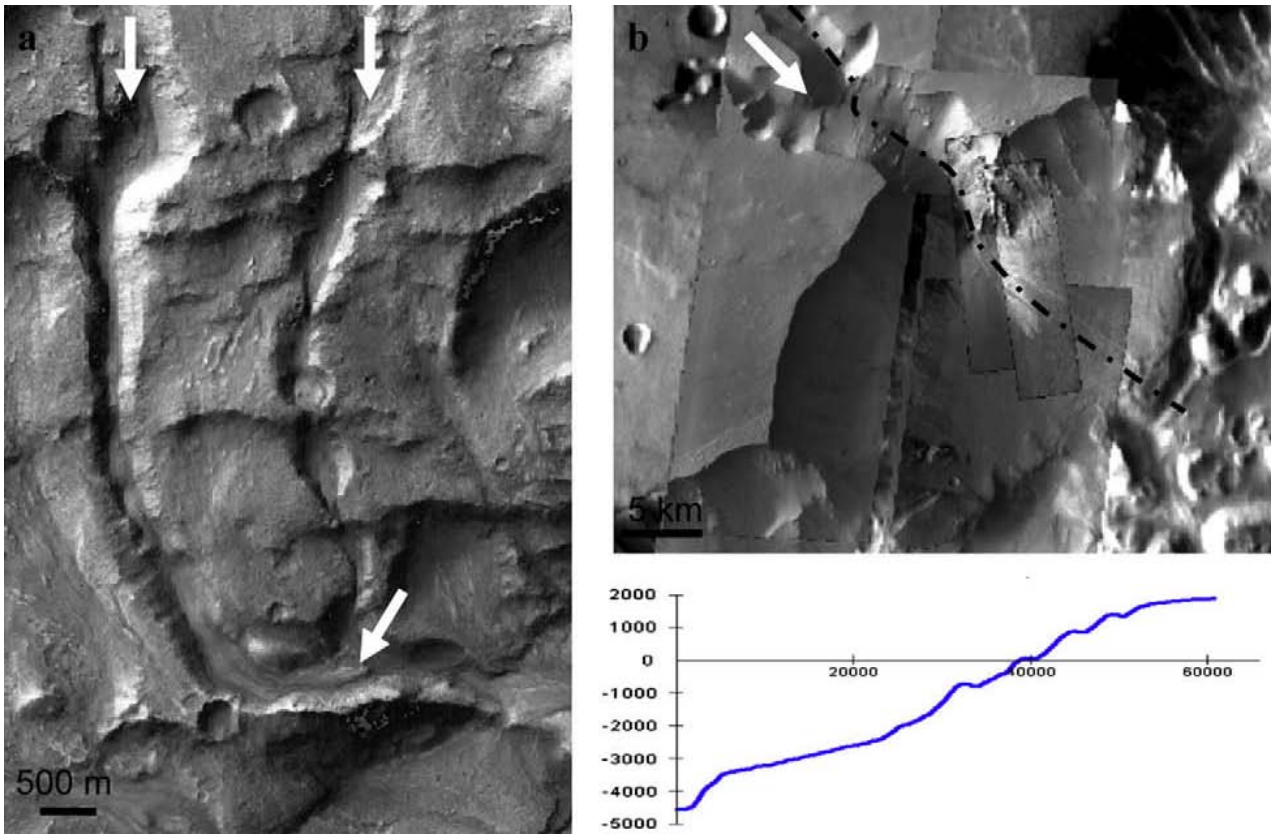


Figure 5.6: Canyon walls. Corresponding locations of these close-ups are shown in Fig. 5.3. (a) Zoom on HiRiSE image PSP_7389_1665_RED showing joining channels (white arrows) near the type-1 fans in the eastern flank of the canyon. (b) Zoom on a fan with a head valley. Topographic profile shows the frontal lobe, which overlaps the chaotic floor. The white arrow indicates the upstream feeding valley carved in the surrounding plateau of Capri.

At some places, walls are covered by two kinds of fans. The first type consists in debris aprons, which are well observed in two different locations in Capri Chasma. First, at the eastern outlet of the canyon, fans overlap outflow features on nearly 30 km (Figure 5.4). The side shows gullies and spurs brinks, masked at the base where fans are spreading out. The fans are dissected by channels. The top of the aprons is around -1430 m of elevation, they become wide and scattered after -2450m. HiRiSE image PSP_7389_1665_RED was acquired just east of these fans and

shows sinuous and jointing channels, a few hundred meters wide, and around 5 kilometers long. They are cross-cutting some multiple terraces described above (Figure 5.6a).
The second type of fans is emplaced at the outlet of head valleys cutting the Valles Marineris plateaus. A 45 kilometers wide lobate deposit was formed at the outlet of a small valley, carved into the plateau, in the western flank of Capri Chasma (Figure 5.6b). This fan has been described by Harrison and Chapman [2008], and is covered by HiRiSE images PSP_6796_1655_RED and PSP_6651_1665_RED. Several channels surrounded by light-toned indurated material are observed. The fan stops sharply leading to a convex shape profile. The lobate end of the fan is affected by at least three small terraces, not high enough to be resolved by MOLA data.

Landslides are also observed in a few locations in the northern flank of Coprates, near the border with Capri Chasma. The head theaters of landslides are free of spurs and gullies and the landslide deposit is characterized by widespread lobates debris aprons [Lucchitta, 1979; Quantin et al., 2004], as it can be seen on HiRiSE images PSP_1970_1655_RED and PSP_3671_1655_RED.

5.2.4.3 Plateaus

Plateaus south and east of Capri Chasma are heavily fractured. They seem to have collapsed around the outlet of Capri Chasma. These features are observed close to the walls of the canyon and extend over 300 km toward the south.
Plateaus also exhibit light-toned deposits South-West of the canyon. The light-toned material extends over almost 50000 km² (HiRiSE image PSP_4383_1625_RED and PSP_5016_1640_RED). Inverted channels are observed in some location (HiRiSE PSP_5016_1640_RED) [Le Deit et al., 2009]. There may be some more deposits North-West of the canyon, but their limits are at the edge of detection.

5.2.4.4 Interior Layered Deposits

In Capri Chasma, the Interior Layered deposits (ILD) are made up of a major mesa, 370 by 170 km wide, approximately 3 km thick, and of two smaller outliers of 60 by 50 km and 60 by 20 km, respectively located at the South and the East of this large mesa (Figure 5.4). Their top is flat and dark, while the fresh outcrops in their flanks exhibit lighter rocks. These light-toned deposits are massive, but layering is visible in some location.

Several layers can be distinguished, as shown on figures 5.7 to 5.10. The main part of the ILD flanks or cliffs is made of a massive bright unit referred as LM (Light-toned Massive deposits, figures 5.8a, 5.9a, 5.9c, and 5.9e), while its upper part, referred as LE1 and LE2 (Light-toned Erodible layers, figures 5.8a, 5.9a, 5.9c and 5.9e), seems more finely stratified, less bright and is probably more erodible. LE2 is distinct from LE1 as LE2 is the bottom part of this layer, underlying the bright deposits with really sharp cliffs. LE1 is less steep and eroded in small platforms, leading to the recession of the cliff at its top. When the slope is more gentle, massive bright deposits (LM) are absent and replaced by light-toned outcrops with an alveolus facies (LA) (Figures 5.8b, 5.9b and 5.9d). This is probably the same layer having different appearance depending on the topography. These light-toned deposits are probably partially blanketed and armored by material falling from above, so only patches are exposed.
Massive bright outcrops (LM) can also be masked under fans with a push-broom form (PB, figures 5.9a, 5.9d and 5.9e) which seem inherited from the overlying layer (LE). Push-brooms generally end when they reach the ground (GR, figure 5.9). Ground refers here to the flat area at the bottom of the cliff. Its composition may vary from one place to the other but it cannot be

investigated as it is covered with dust. Push-brooms can be interpreted as small gravity-driven avalanches of some eroded material.

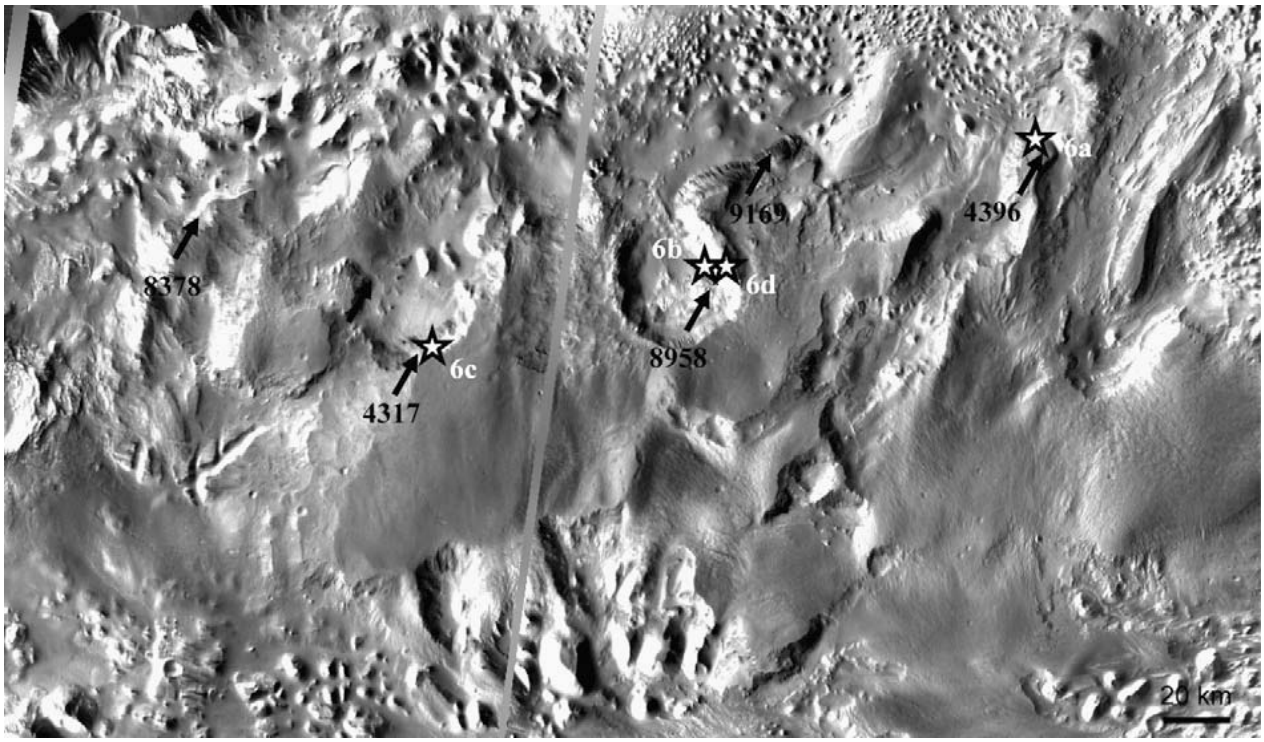


Figure 5.7: Black arrows show the localization of the five HiRiSE images over Capri Chasma' ILD that were studied in details (PSP_008378_1670_RED, PSP_004317_1665_RED, PSP_008958_1665_RED, PSP_009169_1670_RED, and PSP_004396_1675_RED). White stars referred to the close-up presented in Fig. 5.8.

The very top of the mesa is covered with a thin and dark layer in unconformity, referred as the 'Capping layer' (CP, figures 5.8c, 5.9a to d) [Wilson et al., 2007]. This layer is smooth, without any impact crater on it, but it sometimes exhibits dunes or streaming lines on its top. Two small craters, with diameters of 5.0 and 5.4 km, are affecting the top of the ILD; they show a continuous fine light layer at medium resolution just below the dark capping layer.

Nevertheless, the stratification described previously can vary from one outcrop to the other (Figures 5.9 and 5.10). Layers can be more or less present, with different thicknesses.
In one location, North-east of the main impact crater affecting the ILD, the top of light-toned rocks is covered by a blocky or rubbly dark layer, referred as DB (Figures 5.8c and 5.9d, HiRiSE images PSP_8958_1665_RED and PSP_9881_1670_RED). This layer is located at a higher altitude than the light-toned deposits, which is also the highest elevation point of the main mesa. Its extension is very limited (about a few km²).
In a few places, we also observed stratified and fractured layers of a lower albedo (LC, figures 5.8d and 5.9d). They have always been found at a lower elevation than the high albedo deposits. These features are well observed in the flank and on the floor of the 32km crater affecting the northern part of the major mesa of the ILD (Figure 5.11). CTX images T01_000901_1667_XN_13S047W, P03_002128_1667_XI_13S047W, P06_003473_1657_XN_14S047W and P07_003684_1657_XN_14S047W; and HIRISE images PSP_002128_1670_RED and PSP_008958_1665_RED exhibit this dense, stratified and fractured layer overcome by the light-toned alveolus deposits LA (Figures 5.9d, 5.10).

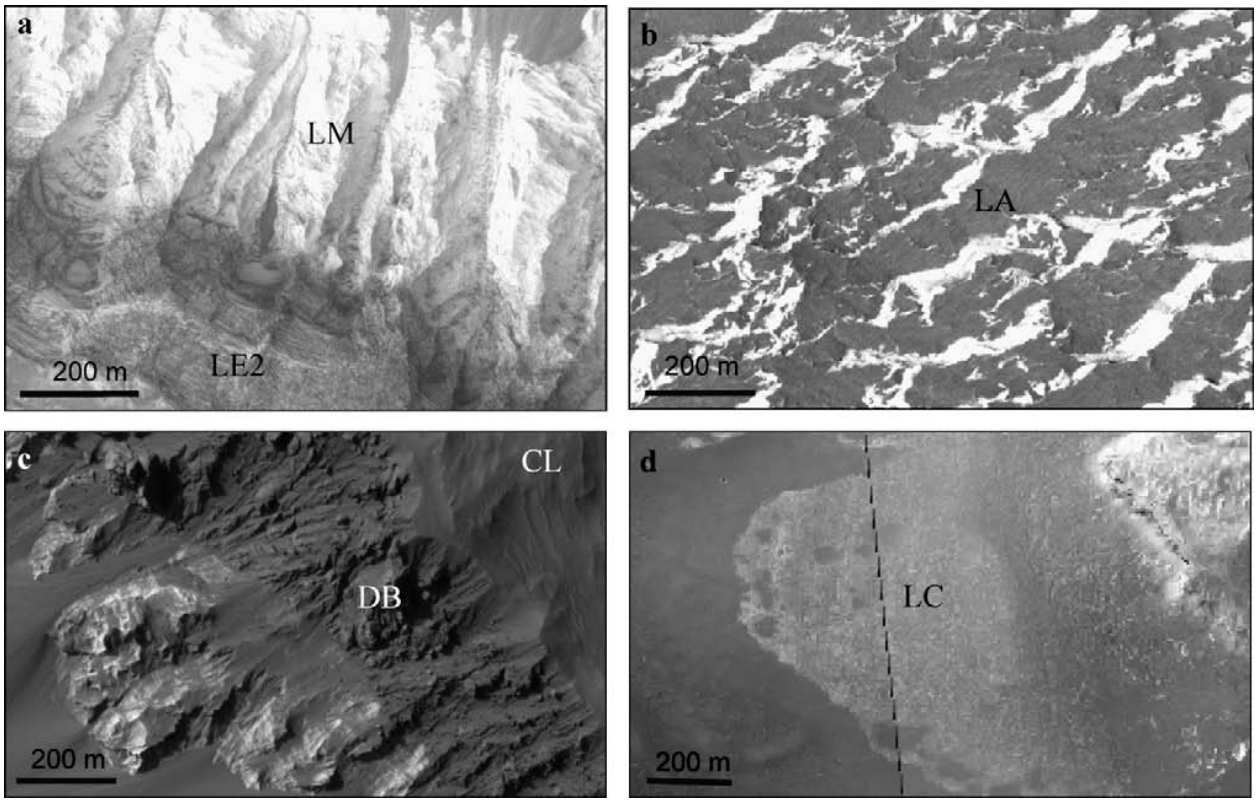


Figure 5.8: Appearance of the main layers classified in the stratigraphy of the ILD with HiRiSE data, at full resolution. (a: LM = Massive light-toned deposits, LE2 = light-toned erodible layer, b: LA = light-toned alveolus deposits, c: DB = dark blocky layer, CL = capping layer, d: LC = low-albedo and coarser layer.)

Sequences, elevations and thicknesses of these different layers can be compared on the different HiRiSE images covering the ILD flanks. Thicknesses may not be relevant in figure 5.9d, due to the impact effects. This figure has to be taken as some qualitative information about the layer series.

The LE level is for instance always found above brighter deposits of units LM and LA (Figures 5.9a, 5.9c, 5.9e and 5.10). It is morphologically close to the LC layer, except it grains are not as coarse. This layer is comprised between -2300 and -3200 m west of the main mesa (HiRiSE PSP_008378_1670_RED) and between -500 m and -1700 m at the east (Figure 5.10). This could indicate a tip towards the west, but layers seem rather horizontal. They could also be hidden faults among the mesa. Another possibility is that there could be two of these darker layers, one around -1000m, and another, discontinuous, around -2200 m. The two layers would underlie and be separated by bright deposits. There could even be another of these level included in the 'ground' unit, as some morphology on lower resolution images seems to be similar. Bright deposits are covering most of the escarpment, they look massive when the slope is steep, what is quite common, and alveolus otherwise. Elevations of the capping layer are not regular, but as it is exactly molding the topography, it seems to be more like a recent aeolian or ash deposit draping, rather than a part of the original ILD sequence.

Light-toned material has also been found far away from the ILD main mesa, in others places inside the canyon. On HiRiSE images PSP_9446_1650_RED and PSP_7943_1640_RED they seem to overlap the canyon walls or the chaotic floor, as if they were just dumped on them.

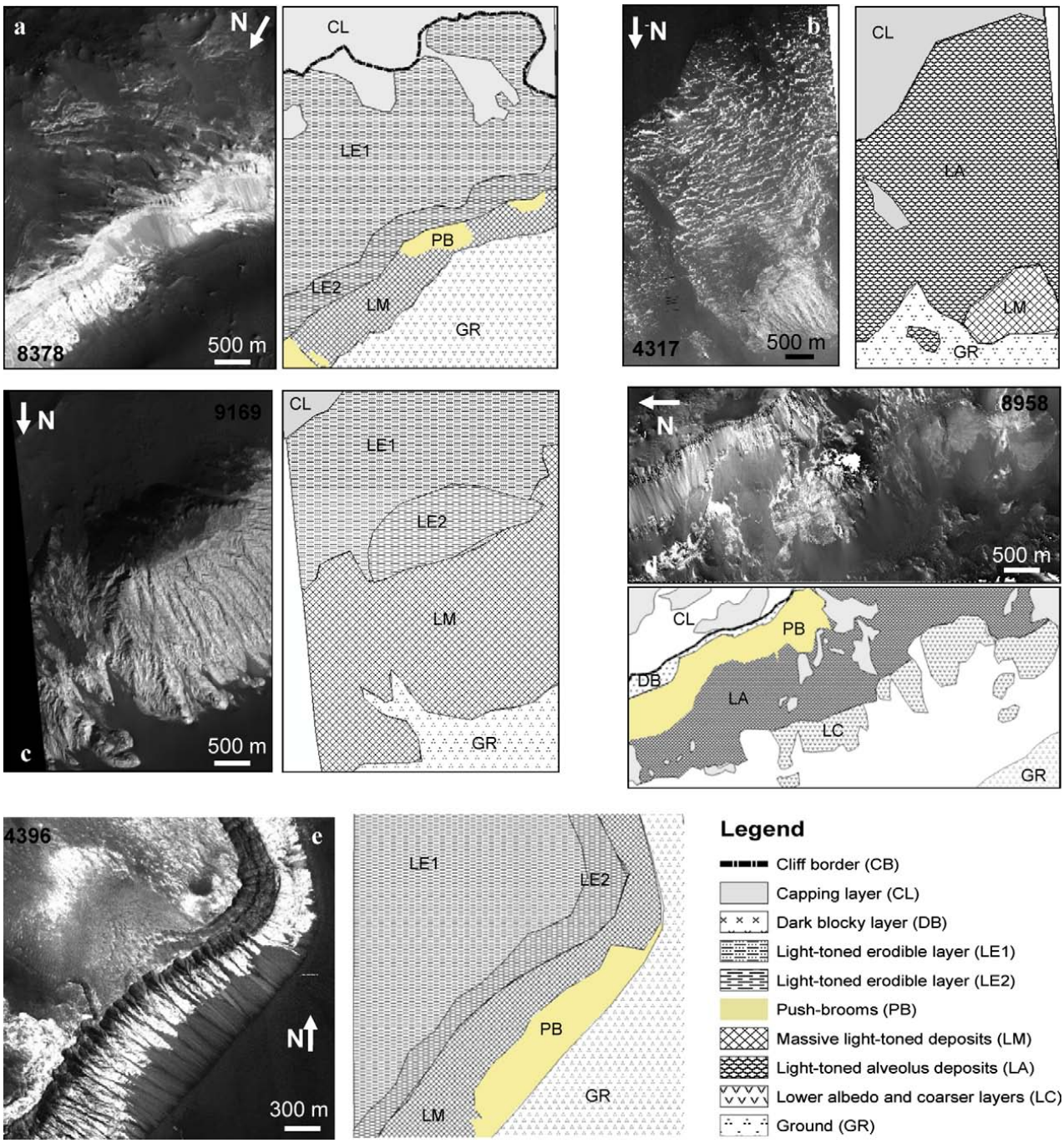


Figure 5.9: Stratification inside the light-toned outcrops at high resolution. (a)–(e) are close-ups on portions of the previous HiRISE images, coupled with interpretative schemes. Several layers can be distinguished between the layer deposits and have been classified (CL, DB, LE1, LE2, PB, LA, LM, LC, and GR).

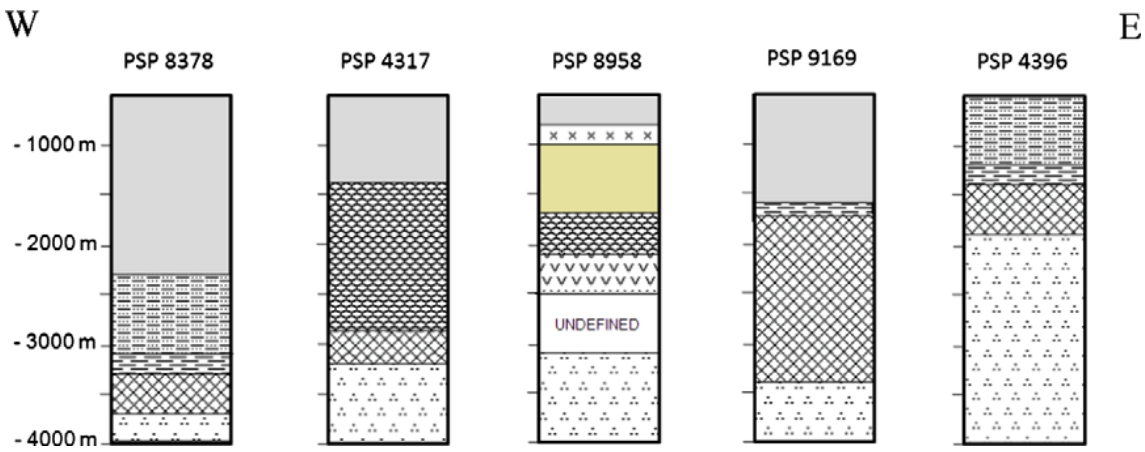


Figure 5.10: Stratigraphical columns summarizing the different layers observed according to their elevation and thickness, for the five HiRISE images described in Fig. 5.7 (from the west to the east), using the same coding as Fig. 5.9.

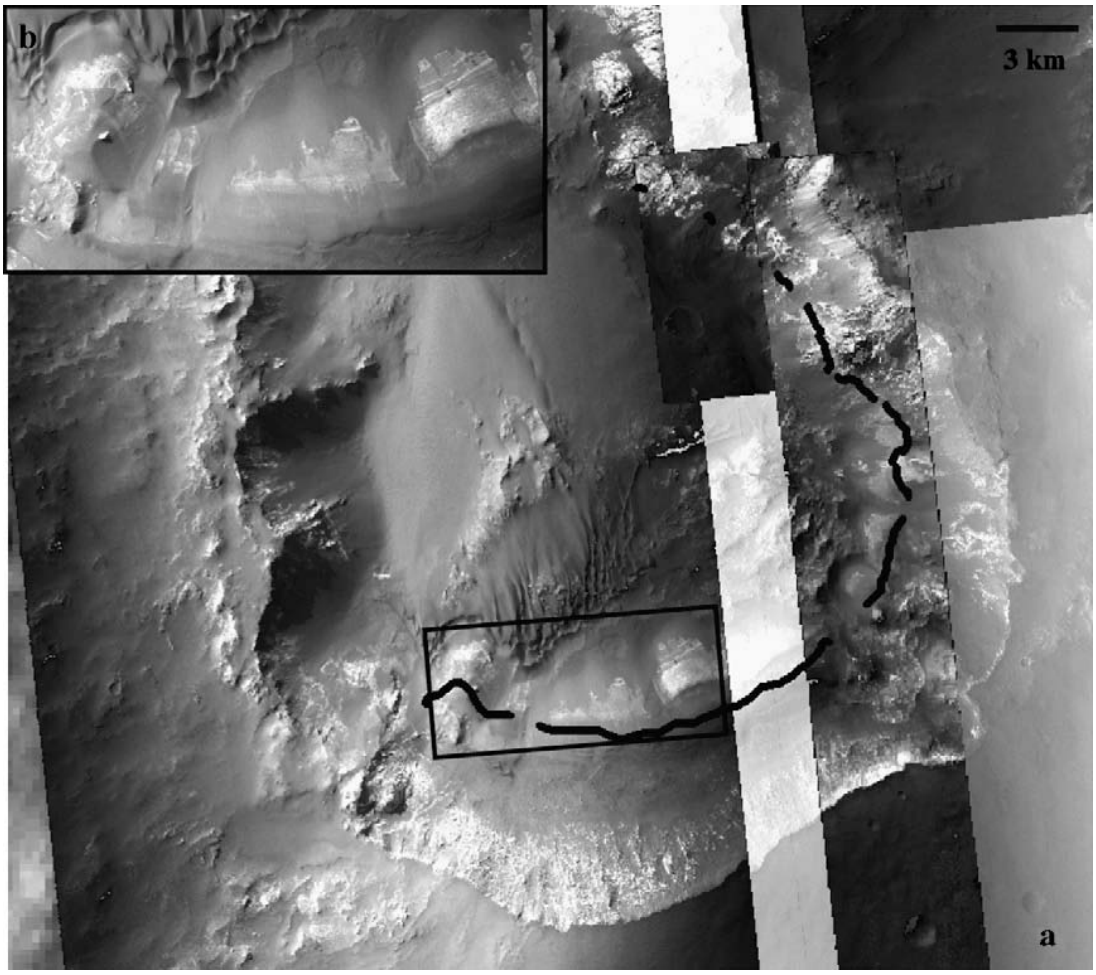


Figure 5.11: (a) lower albedo stratified layer at the bottom of the major crater impacting the northern flank of the major mound of the ILD (CTX images T01 000901 1667_XN_13S047W, P03 002128 1667 XI_13S047W, P06 003473 1657 XN_14S047W and HiRiSE images PSP 002128 1670 RED and PSP 008958 1665 RED). This layer is found at lower altitude than the light-toned deposits. The bold line is demarcating the boundary between these two layers. (b) Zoom on a portion of the CTX image T01_000901_1667_XN_13S047W (6 m per pixel), the lower albedo layer is stratified and exhibits some little faults.

5.2.5 Timing constraints

5.2.5.1 Stratigraphic relationship

3D representations of different locations in the canyon show that each mesa of the ILD was overlapping the chaotic floor (Figure 5.12).

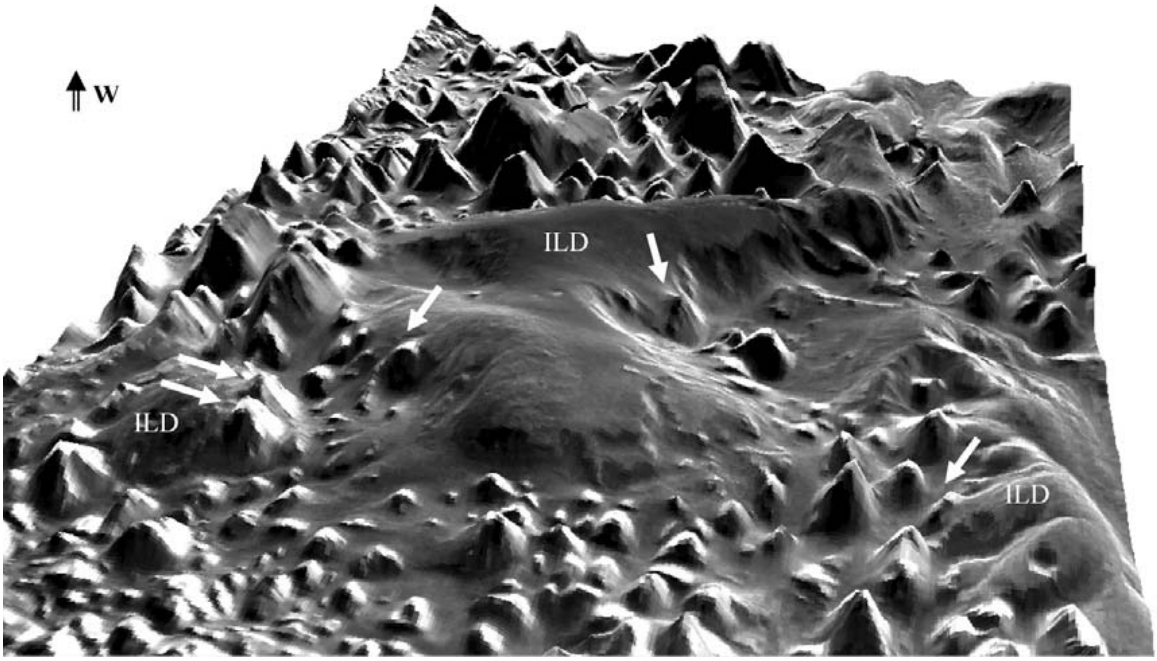


Figure 5.12: 3D model of the southern mound of the ILD, built with MOLA data as base height of Themis IR data. ILD material is dark and smooth. The outlier in the middle is approximately 60x 50 km and 2 km high. The white arrows indicate the locations where ILD material is overlapping chaotic mounds. No chaotic features are observed on the ILD top.

The light-toned material of the ILD is always observed over chaotic mounds. Moreover, chaotic mounds have never been observed on the smooth and flat top of the ILD. There are no pressure lines around the ILD that would have indicated that they could have pierced the surface. The floor of the main craters north-east of Capri Chasma and in the floor of the canyon itself were analysed. No light-toned deposits in the floor or in their flanks, that could have indicated the presence of an old stratified layer, can be seen. The walls of the canyon are entirely made of lava. All these observations imply that the ILD are subsequent to the chaotic floor, and were thus settled after the formation of the canyon itself [Komatsu et al., 1993; Flahaut et al., 2009a].

Other morphologies described previously can be dated relatively with each other. The line-streaks we observed in the canyon were separating and eroding the different mounds of the ILD, they must have acted later. In the East, these linear features are covered with the debris aprons: the fans are thus younger. Fans in the western part of Capri Chasma are also crosscut by terraces, as well as the chaotic mounds: the event responsible for the formation of these terraces must therefore be the more recent one.

From the high resolution data, a chronology between the ILD different layers was built (Figure 5.10 and 5.11). A major impact crater affects the ILD and shows stratified layers with a lower albedo (LC) under the light-toned deposits (LM or LA, depending on the slope). In one location,

bright outcrops are covered with a dark blocky layer (DB) that must be more recent than the light-toned outcrops, but older than the capping layer that overlaps it. The whole outcrop is covered with this capping layer (CL), which is sometimes affected by dunes.

5.2.5.2 Crater Counts

The absolute age of terrains at the surface of Mars can be evaluated with crater counts [Hartmann and Neukum, 2001]. We aim at dating the current surface at a large scale, meaning the floor of the canyon and the erosion of the ILD as they are today. We can not date the ILD themselves, as they have been modified since their formation, but we can constraint the end of their large scale erosion.

The density of craters in Capri Chasma was quantified at the scale of the Themis InfraRed mosaic (200 m of spatial resolution). 111 Craters were measured. They were counted over the canyon floor and the ILD themselves. Crater diameters transfered onto a Hartmann graph date the current topography of the canyon from between 1 and 3 Gy (Figure 5.13). At this time ILD were already set and eroded into their current shape. However the distribution of the largest craters indicates intense resurfacing before this time. Craters between 8 and 32 km are missing. This intense resurfacing may indicate the outflow channel activity of this area.

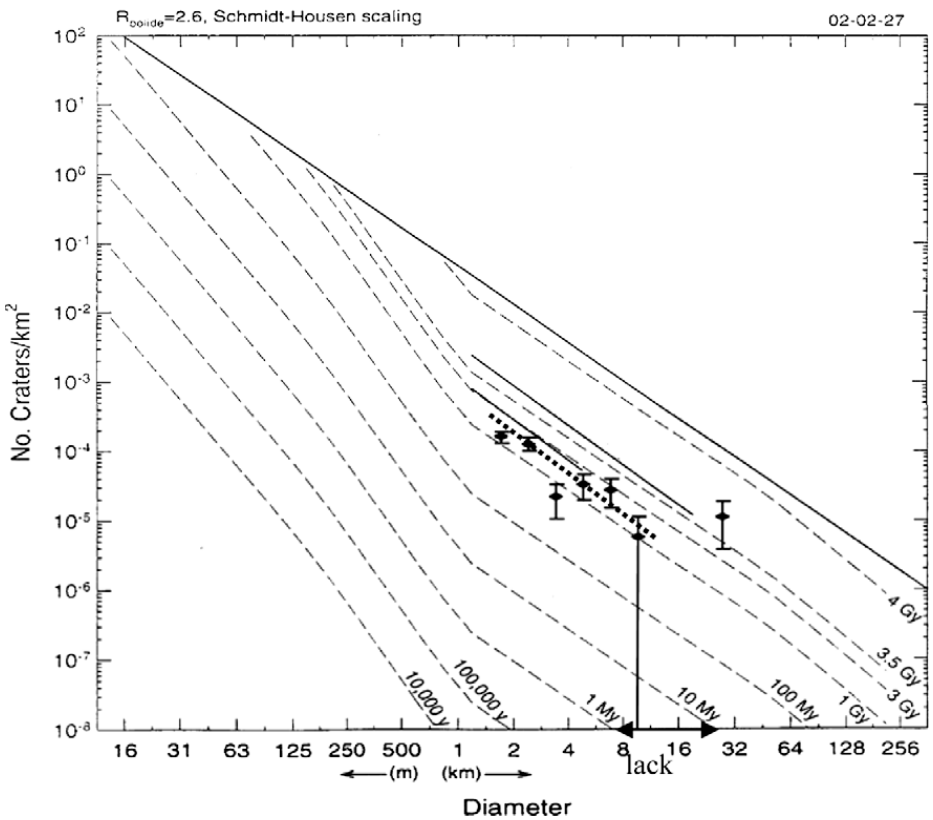


Figure 5.13: Crater count of the surface area of Capri Chasma on the Themis IR mosaic of 200 m per pixel, reported on a chronology graph following Hartmann and Neukum (2001). Ill craters were counted on an area of 173,500 km2, and classified according to their diameter. Dashed lines represent isochrones. Dots with errors marks are our results. The dotted line is the mean line between our points, aging the current topography of 3 Gyr. Craters of diameters ranging from 8 to 32 km are missing.

5.2.6 Discussion

5.2.6.1 Geological history

The morphologies previously described can be interpreted as a succession of geological events. First, outflow features that constitute the floor of the canyon must have formed early after its opening. it has been shown previously that they are the oldest morphology among all those observed. Similar outflow features have been concisely described in Aram Chaos by Glotch and Christensen [2005] and Massé et al. [2008]. They could have formed by removal of material, either by (1) melting of ground ice, or by (2) discharge of magma by volcanism [Sharp, 1973]. Dissolution of subsurface rock materials (3) has also been proposed as a responsible mechanism but it is less likely. In each case, it appears that brief and intense subsurface water floods, triggered by volcanism or not, are responsible for the formation of this ground pattern.
3D representations show that the ILD are overlapping this floor (Figure 5.12). These deposits do not show any constrain marks and have not been found in the neighbourhood craters or walls, thus they are not likely to be an underlying layer. These sedimentary deposits have consequently filled the canyon during or after its formation.
Water releases are responsible for others features observed in Capri Chasma, as the long line-streaks observed on the floor of the canyon. They have been reported as flow features in outflow channel by Costard and Baker [2001]. They are intersecting the ILD mounds, and must therefore be younger. They could have participated to their erosion. Nevertheless they show at low resolution (on Themis Visible images) small some craters on their top, what makes them older than the late Amazonian.

Debris flows are overlapping theses flow features, implying that they are more recent. The presence of a channel on their center indicates that they must be alluvial fans, probably formed by the streaming of small amount of water as precipitation. The presence of sinuous jointing channels cut into the wall near this fan strengthened this idea. However, the large alluvial fan, in the flank North-West of Capri, (Figure 5.6b) is fed by a valley, which may indicated that the amount of flowing water was more important there. Terraces in the flanks of the canyon have been reported as witnesses of multiple flooding events by Costard and Baker [2001]. They can be linked here with the water releases of the chaotic floor formation or the one responsible for the line-streak marks, which are separated in time by the formation of the ILD. The history of Capri Chasma implies at least two distinct episodes of huge and repeated water releases during the Hesperian. The first one sets the chaotic ground; the second one formed the line-streak marks that are spreading to the east. These marks could correspond to the resurfacing processes that erased a part of the craters of the canyon.

Figure 5.14 shows a summary of the previous considerations. Related to the chronology we built before, we can suggest a possible geological history for Capri Chasma.
The canyon could have open around 3.5 Gy ago (age of the oldest craters), by tectonic processes. Indeed, normal faults and grabbens have been reported in several places around Valles Marineris, such as in Coprates Catena, near Capri Chasma [Peulvast et al., 2001; Weitz et al., 2006]. The floor of the canyon must have been quickly eroded by huge flooding, possibly originating from ice melting. The opening of the canyon could be contemporary to this first flooding episode. No volcanic features were observed in the area of Capri Chasma, and the topography has not been modified since 3 Gy, meaning that this canyon may not have encounter any volcanism since its formation. The melting and expulsion of the ground ice would have triggered the collapse of the fractured terrains at the South-East of Capri.

The formation of outflow chaotic features has been followed by the setting of the Interior Layered Deposits. There origin is still unknown, but considering the previous remarks, we consider that they are sedimentary deposits, aeolian, volcanic or aqueous, filling the void of the canyon. They would have formed a constant horizontal layer that has been eroded in mesas later. The only remnants that can be seen over the flanks of the canyon are fine patches of light-toned deposits South-West of the canyon (HiRiSE image PSP_007943_1640_RED). The removal of some ILD by a new flooding episode is the next step in the canyon history. Repeated liquid water discharges could have drawn the linear-streaks and possibly the terraces at the embouchure of Capri. The material of the ILD must be relatively soluble or transportable compared to the chaotic mounds, which have not been eroded after this episode. These last flooding must have happened around 3 Gy ago, during the Hesperian, giving the canyon its current topography. Since this period, only a few modifications at a very small scale have been made. Alluvial fans have recovered some of the wall of the canyon after this episode, implying small amount of liquid water, at least locally.

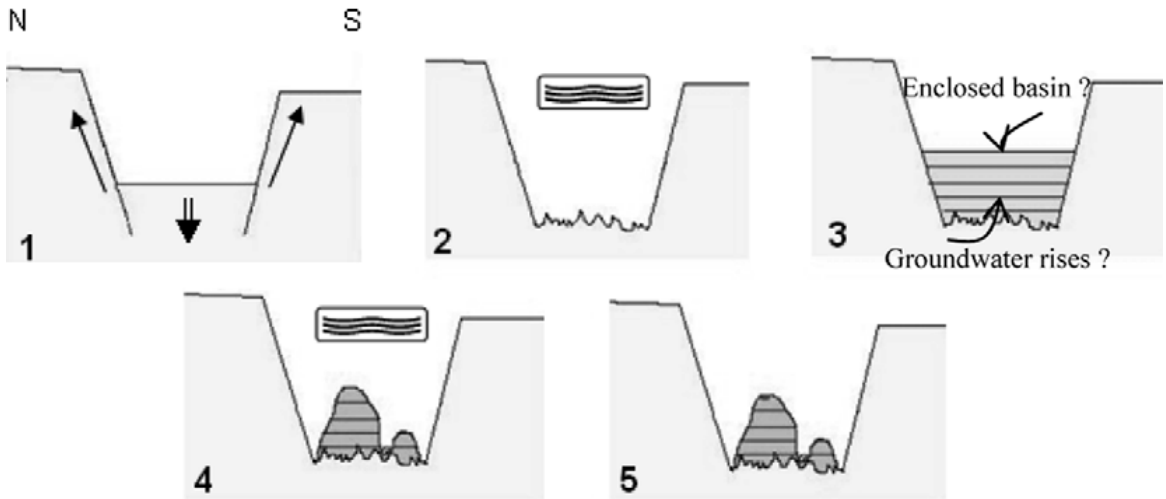


Figure 5.14: Suggested geological history of Capri Chasma, according to the observed morphologies and the built chronology. (1) Tectonic opening of the canyon (before 3.5 Gyr). (2) Water discharges I: settling of the chaotic floor by flooding. (3) Filling of the canyon by the ILD material. (4) Water discharge II: erosion of the ILD. Streak lines (around 3 Gyr). (5) From 3 Gyr to today: few topographic modifications at small scale. Current aeolian erosion.

The ages found in the previous part are consistent with the opening of the Valles Marineris complex at the beginning of the Hesperian, and the age of the terrains of the northern hemisphere of Mars. If the previous history is accurate, this implies the action of important amount of liquid water in the area of Capri Chasma at least and probably in the whole Valles Marineris system, during the Hesperian. Big flooding episode would have happened at least at two different times in the history of Capri, separated by the formation of the ILD.

5.2.6.2 ILD formation

We noticed an internal stratification inside the ILD, and horizontal layering. A lower albedo layer lies underneath lighter deposits within the ILD. This layer is at a constant lower altitude than the light-toned deposits, except in the major impact crater ramparts. This could be explained by the excavation of deep layers during the impact processing, that can reach a depth of 3 km for such a crater [Melosh, 1989]. The summit of the light-toned deposits seems more erodible. All these observations may indicate an evolution or a change of conditions during their formation.
All the ILD are covered with the dark capping layer. It seems made of a fine unconsolidated material, which can easily be transported by wind, as it forms dunes, and blankets the light-toned deposits when the slope is more gentle, leading to the alveolus appearance. It lies uncomfortably above the ILD, it may thus be a recent draping, with an aeolian or an ash deposit origin.
This analysis of Capri Chasma ‘s ILD has not allowed us to come to a decision between the different formation hypothesis. Their origin remains uncertain. ILD could be non-aqueous aeolian or volcanic deposits [Peterson, 1981], lacustrine deposits [McCauley, 1978; Nedell et al., 1987; Komatsu et al., 1993], erosional waste of the canyon walls [Lucchitta et al., 1994], or subice volcanic structure [Chapman and Tanaka, 2001; Komatsu et al., 2004]. All the ILD of Valles Marineris could also have multiple and different sources [Komatsu et al., 1993].

The recent information on their mineralogy, brought by the spectrometer OMEGA of the Mars Express mission, give priority to some of these hypothesis. While some authors have proposed that the ILD might contain carbonates [Mc Kay and Nedell, 1988; Spencer and Fanale, 1990], OMEGA has detected mono- and polyhydrated sulfates in sufficient amount at their location, in particular in Capri Chasma. They do not appear to be a superficial layer, resulting of alteration, but they rather seem to form the bulk component of the mounds [Gendrin et al., 2005]. These findings have been confirmed with the most recent CRISM observations, of the Mars Reconnaissance Orbiter mission [Roach et al., 2008, Roach et al., 2009a, Bishop et al., 2009, Murchie et al., 2009a]. Both types, monohydrated and polyhydrated sulfates, have been detected in Capri Chasma, associated to different layers inside the ILD mounds [Flahaut et al., 2009a; Flahaut et al., 2009b; Roach et al., 2008]. These particular hydrated minerals can be the primary rock, or have been formed secondary by aqueous alteration. On Earth, sulfates formed primarily in small amount in volcanic or sub-aeolian environments. There are more substantial deposits in aqueous or sub-aqueous environment as lakes, where they formed as evaporitic sequences. If the sulfates are primary minerals in the ILD of Capri, considering their thickness, they should be inherited from this latest environment. The ILD would then be lacustrine deposits entirely made of these hydrated minerals.
If the sulfates have formed secondary, they would be the result of the alteration of the primary mounds by liquid water. To reach the whole mound, and form then the bulk component, an unconfined groundwater rising repeatedly would be more efficient than precipitation. The ILD of Capri could then be aeolian or aqueous deposits transformed secondary.

However, previous considerations imply that liquid water was present in surface or sub-surface during the Hesperian, when the ILD were formed. In all cases, their formation has to be linked with the presence of water, especially in Capri Chasma, where liquid water has played a significant role in the history. Nevertheless, the current surface conditions on Mars are dry and cold, not allowing liquid water to be stable. Therefore, we argue that the climate at the time of the ILD formation must have been milder than today, allowing liquid water to endure, at least locally. Since the Viking missions, it has already been discussed that Mars should have been warmer earlier in the history of the planet. Lots of fluvial features have been reported in old terrains of Mars. Bibring et al.[2006] have detected hydrated minerals as phyllosilicates in these old areas. It

has been estimated that the major climatic change would have occurred at the end of the Noachian. Even if the reasons for this climatic change are still unclear, it would have let Mars surface dry for 3,7 Gy at least. The previous results partly disagree with these conclusions. Liquid water discharges have happened during the Hesperian, and the formation of the ILD implies the action of liquid water between 3,5 and 3,0 Gy. The climate of the Hesperian must have been a transition between the 'warm and wet' and 'cold and dry' conditions, allowing liquid water to exist at least locally. We suggested here that the climate of the Hesperian was rather cold but maybe wet, mainly unstable, allowing liquid water to be stable in surface of sub-surface temporarily. This would be coherent with the formation of sulfates in the ILD at this time, as predicted by Bibring et al [2006]. Anyway, the formation of the ILD is closely linked with the question of liquid water on Mars, and consequently the climatic enigma. We showed in Capri Chasma that liquid water has been acting at least before and just after their formation. Comparison of the studies of the ILD of different canyons of Valles Marineris could help the understanding of these features.

5.2.7 Conclusion

Morphological analysis and crater counts allow us to build a plausible history for Capri Chasma. We showed that water discharges were frequent in this particular area of chaos and layered deposits at the beginning of its history. The canyon must have known at least two big episodes of flooding, separated by the formation of the Interior Layered Deposits during the Hesperian. The setting of the Interior Layered Deposits must have post-dated the canyon opening, but must be older than 3Gy, which is the maximum age range of the current topography. These observations imply that liquid water was stable in surface during the Hesperian, at least temporarily. Climatic considerations have to be taken into account, as it implies that the Hesperian must have been wetter that today. The analysis of other areas of layered deposits on Mars should be done and compare with previous ones [Le Deit et al., 2008; Mangold et al., 2008; Bishop et al., 2009; Murchie et al., 2009a] and bring hints about this current topic of debate. In particular, the analysis of new CRISM spectral data could provide a fine-scale mineralogy of the layer deposits, and especially of different units [Flahaut et al., 2009b].

HiRiSE ID	Observation
TRA_000835_1670	Massive light-toned outcrop
PSP_001376_1675	Stratified light-toned outcrop
PSP_001442_1675	Lower albedo layer
PSP_001574_1675	Stratified light-toned outcrop
PSP_001772_1670	Massive light-toned outcrop
PSP_001970_1655	Wall : layering lavas
PSP_002062_1670	Massive light-toned outcrop
PSP_002128_1670	Impact crater layers
PSP_003671_1655	Wall : layering lavas
PSP_004317_1665	Alveolus light-toned outcrop
PSP_004383_1625	Plateau layered deposits
PSP_004396_1675	Massive light-toned outcrop
PSP_005016_1640	Wall : layering lavas /Plateau layered deposits
PSP_005385_1640	Massive light-toned outcrop (Southern Mesa)
PSP_006466_1670	Floor: dust devils tracks
PSP_006651_1665	Western fan with head valley
PSP_006796_1665	Western fan with head valley
PSP_007389_1665	Wall: flow features
PSP_007442_1660	Floor: dune fields
PSP_007508_1655	Wall : layering lavas
PSP_007811_1690	Plateau ejecta deposits
PSP_007864_1655	Wall : layering lavas
PSP_007943_1640	Wall : light-toned patches
PSP_008088_1670	Alveolus light-toned outcrop
PSP_008378_1670	Alveolus light-toned outcrop
PSP_008457_1695	Plateau ejecta deposits
PSP_008747_1665	Massive light-toned outcrop
PSP_008958_1665	Impact crater layers
PSP_009103_1670	Massive light-toned outcrop
PSP_009169_1670	Massive light-toned outcrop
PSP_009314_1670	Massive light-toned outcrop
PSP_009446_1650	Floor: terraces around chaotic mounds
PSP_009881_1670	Impact crater layers
PSP_009947_1655	Massive light-toned outcrop
PSP_010804_1670	Massive light-toned outcrop

Table 5.1: List of all the HiRiSE images used during this survey.

5.3 Identification, répartition et origines possibles des sulfates dans Capri Chasma (Mars), d'après l'analyse des données CRISM

Le papier qui suit a été publié dans la revue Journal of Geophysical Research en novembre 2010.

IDENTIFICATION, DISTRIBUTION AND POSSIBLE ORIGINS OF SULFATES IN CAPRI CHASMA (MARS), INFERRED FROM CRISM DATA

Jessica Flahaut, Cathy Quantin, Pascal Allemand, Pierre Thomas & Laetitia Le Deit

Résumé: CRISM est un spectro-imageur, embarqué à bord de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter (MRO, NASA). Mis en service en 2006, il a permis l'étude à plus haute résolution des minéraux hydratés préalablement détectés par OMEGA (Mars Express, ESA, 2003).
Cet article porte sur les minéraux hydratés détectés par CRISM dans la région de Capri Chasma, l'un des canyons de Valles Marineris. Les données CRISM ont été traitées et couplées aux données d'imagerie visible, en particulier aux images HiRISE, dans un SIG. Elles ont révélées la présence de sulfates en abondance dans Capri Chasma ; ces détections sont spatialement couplées à la répartition des dépôts stratifiés (ILD) qui remplissent la partie centrale du canyon. Des sulfates monohydratés et des sulfates polyhydratés ont été détectés à différentes altitudes, en association avec différents niveaux. Alors que les sulfates monohydratés dominent la minéralogie des falaises, massives et de fort albédo, les sulfates polyhydratés se situent dans des niveaux plus sombres, finement stratifiés, formant des zones relativement plates. Deux buttes, d'une centaine de mètres d'envergure, situées au pied des ILD, ont une signature spectrale similaire aux silicates hydratés (argiles, opale…). Cette étude propose des modèles de formation des ILD et de ces minéraux en accord avec nos observations.

Abstract: CRISM is a hyperspectral imager onboard of the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO, NASA, 2005) which has been acquiring data since November 2006 and has targeted hydrated minerals previously detected by OMEGA (Mars Express, ESA, 2003). The present study focuses on hydrated minerals detected with CRISM, at high spatial resolution, in the vicinity of Capri Chasma, a canyon of the Valles Marineris system. CRISM data were processed and coupled with MRO and other spacecraft data, in particular HiRiSE (High Resolution Science Experiment, MRO) images. Detections revealed sulfates in abundance in Capri, especially linked to the Interior Layered Deposits (ILD), that lie in the central part of the chasmata. Both monohydrated and polyhydrated sulfates are found, at different elevations, and are associated with different layers. Monohydrated sulfates are widely detected over the massive light-toned cliffs of the ILD, while polyhydrated sulfates seem to form a basal and a top layer, associated with lower-albedo deposits, in flatter areas. Hydrated silicates (phyllosilicates or opaline silica) have also been detected very locally on two mounds about a few hundred meters in diameter at the bottom of the ILD. We suggest some formation models of these minerals that are consistent with our observations.

5.3.1 Introduction

Sulfates were discovered by the spectral imager OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité), onboard Mars Express, at various locations on Mars [Gendrin et al., 2005]. Sulfates are abundant in the Valles Marineris area, near the northern cap in Utopia Planitia,

and locally in the plains of Terra Meridiani [Bibring et al., 2006]. They have also been discovered in situ by the two Mars Exploration Rovers, Spirit and Opportunity, in Gusev Crater and Meridiani Planum [Squyres et al., 2004; Grotzinger et al., 2005; Wang et al., 2006]. In all these locations, they are detected in association with sedimentary deposits. Therefore, all these previous missions have proposed that the sulfate occurrence is strongly linked with the water and climate history on Mars. The sulfates have been interpreted to represent a global climate change on Mars from the Noachian through the Hesperian, marked by a change from alkaline to acidic pH conditions and a transition from a wetter to drier environment [Bibring et al., 2006]. Observations obtained with the imaging spectrometer CRISM (the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) onboard the MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) spacecraft enabled us to refine the distribution and mineralogical composition of the hydrated minerals previously detected by OMEGA. With 544 channels acquiring images at 6.55 nm/channel between 0.362 and 3.92 µm in targeted mode, CRISM can resolve many diagnostic mineral features. Its spatial resolution ranges from 18 to 36 meters per pixel in hyperspectral mode, which is about 15 times better than OMEGA resolution [Murchie et al., 2007]. CRISM is co-aligned with others instruments on MRO, CTX (Context Camera) and HiRiSE (High Resolution Imaging Science Experiment) provide high resolution images (up to 25 cm per pixel) in conjunction with CRISM observations [Malin et al., 2007; McEwen et al., 2007]. The association of all these data facilitates the precise identification of geological units and layers carrying a given spectral signature.

In the equatorial area, sulfate signatures are correlated to light-toned layered deposits, named Interior Layered Deposits (ILD) [Gendrin et al., 2005]. ILD are massive stratified bright deposits often found in the central part of most of Valles Marineris chasmata [Lucchitta et al., 1994; Flahaut et al., 2010a]. The present study focuses on these deposits in a part of the Valles Marineris system called Capri Chasma. Valles Marineris is an important area to study as it represents the largest sulfate reservoir known on Mars and is associated with the enigmatic Interior Layered Deposits. Indeed the ILD origin and age is still unknown [Flahaut et al., 2010a]. Proposed genetic mechanisms for the ILD include mass wasting of wallrocks [Nedell et al., 1987], aeolian [Peterson, 1981], volcanic [Chapman and Tanaka, 2001; Komatsu et al., 2004], or lacustrine [McCauley, 1978, Komatsu et al. 1993; Lucchitta et al., 1994] processes. Edgett and Malin [2003] have suggested that ILD could be exhumed remnants of pre-existing Noachian deposits. Various hypotheses for the formation of sulfates in the area of Capri Chasma and in Valles Marineris in general, and their consequences on the ILD formation scenarios, will be presented and discussed herein.

5.3.2 Geological settings

Valles Marineris is the largest canyon on the surface of Mars. Its troughs are thought to have formed by tectonic extension, and/or subsurface removal of groundwater. [Schultz, 1991 ; Lucchitta et al., 1992 ; Peulvast and Masson, 1993 ;Tanaka, 1997 ; Weitz et al., 2003]. Capri Chasma, the largest of the Valles Marineris chasmata, is located at the outlet of this canyon system, in the continuation of Coprates Chasma, and at the head of the outflow channels that are spreading eastward [Flahaut et al., 2010a]. Capri Chasma extends over an area greater than 650 x 350 km, its floor has an average elevation of -4000 m, and the surrounding plateaus are above +2000 m. The central part of the canyon is filled with Interior Layered Deposits which formed 3 mesas of variable sizes. Capri Chasma’s ILD have been described in detail by Flahaut et al. [2010a]. The largest mesa, which is approximately 370 x 170 km wide, and 3 km thick, exposes mainly massive light-toned material, where layering is difficult to observe. Lower albedo layers have been also observed at the bottom and at the top of the massive bright cliffs. All the flat-top

mounds are covered with a dark fine dust, referred to as a 'capping layer', and present in other chasmata.

An interesting feature in Capri Chasma is the association of layered deposits with typical morphologies of outflow channels such as catastrophic flow features and chaotic floors [Flahaut et al., 2010a].

5.3.3 Method

A Geographic Information System (GIS) was built to gather data from different Martian missions. THEMIS visible and infrared day and night data from the Mars Odyssey spacecraft were used, in association with the MOC (Mars Orbiter Camera) data from the Mars Global Surveyor mission, and the HiRiSE and CTX data from the MRO mission. The MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) altimetry map with a resolution of 300m per pixel was added to this image collection, providing topographic data. This combination of images offers full spatial-coverage of the canyon. Hyperspectral and multispectral data from CRISM were used to determine mineralogical composition. CRISM data are calibrated to radiance and divided by the solar spectrum to obtain I/F. All the data are then corrected for atmospheric and photometric contribution and georeferenced with CAT v6.5, the publicly released version of the software. The atmospheric effects are removed using a ratio of a CRISM scene of Olympus Mons, scaled to the same column density of CO_2 as in Mustard et al. [2008], Pelkey et al. [2007]. Most of the mineralogical maps presented in this paper were derived using the spectral summary parameters of Pelkey et al., [2007] after reducing noise using the CIRRUS destriping and despiking function of CAT v6.5. For spectral features unavailable in the Pelkey et al.'s [2007] spectral summary parameters, we constructed our own spectral parameters to map band depth. CRISM band depth maps were then integrated to our GIS and projected over HiRiSE and CTX data.

A list of all the CRISM and HiRiSE data used in this study is given in Table 5.2.

5.3.4 Results

5.3.4.1 Identification of signatures

The region of investigation is shown in figure 5.15, along with the distribution of hydrated minerals we have determined. All the CRISM hyperspectral data available as of 01/12/2009, in Capri Chasma were processed. Table 5.2 gathers all the CRISM observations which have relevant signatures. Twenty CRISM observations are located over the ILD material.
Hydrated minerals are identified with CRISM by investigating the overtones and combinations of fundamental vibrational absorption features in the 1.0- 2.6 µm interval. Three hydrated phases have been detected in Capri Chasma: monohydrated sulfates, polyhydrated sulfates and a hydrated silicate or silica (Figure 5.16).

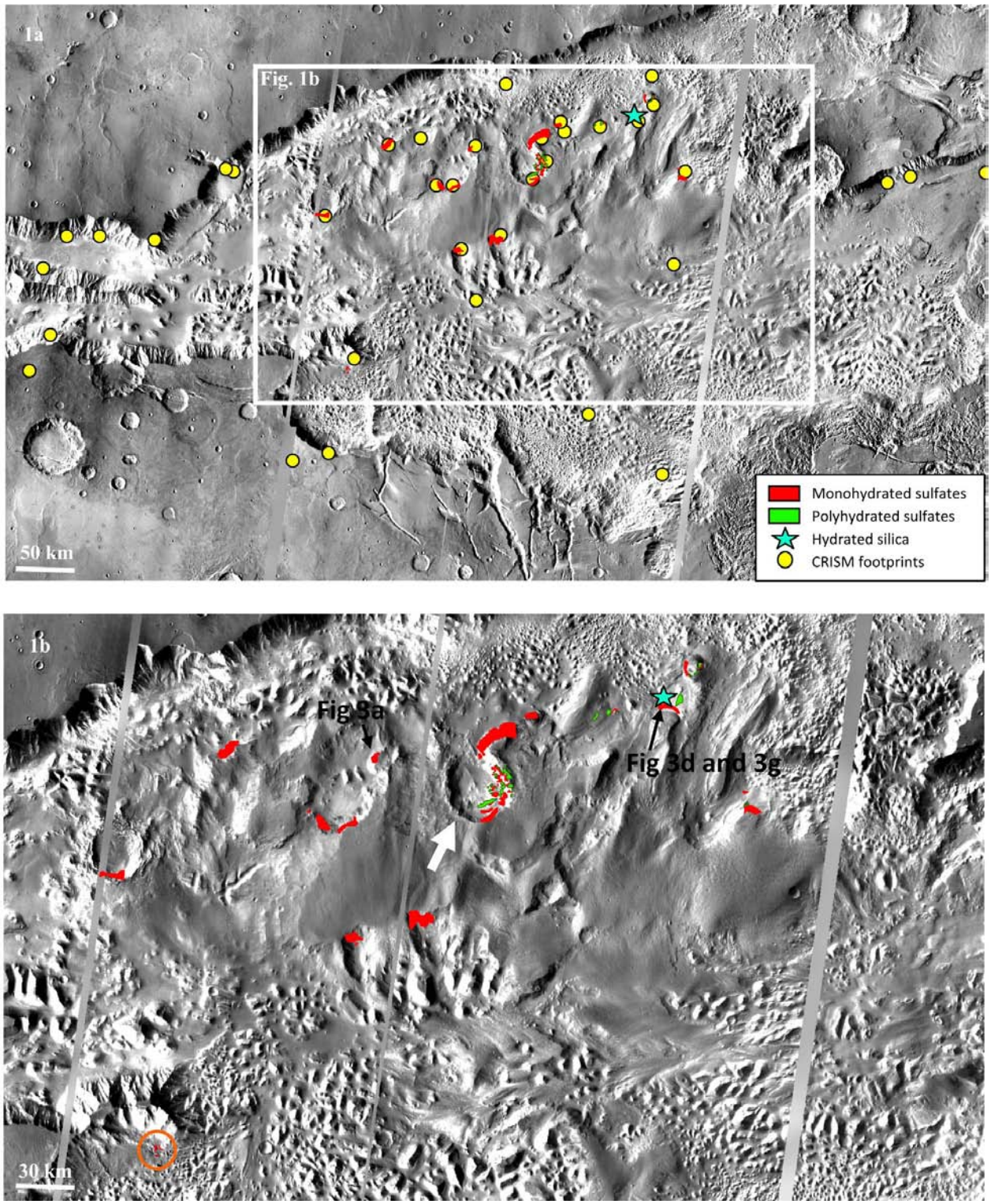


Figure 5.15: (a) Distribution of the main hydrated mineral detections in Capri Chasma (central longitude: 46.5°E, central latitude:14.5°S). The white box indicates the location of Figure 5.15b. Yellow dots, CRISM footprints; red, monohydrated sulfates; green, polyhydrated sulfates; blue star, opaline silica, detected in a smaller amount. (b) Close-up on the main mesa of the ILD, showing sulfate detections above the flanks.
The black arrows show the location of the close-up of Figures 5.17a, 5.17d, and 5.17g, while the white arrow points out the major impact crater presented in Figure 5.18. The orange circle points out the wall where monohydrated sulfates are detected as a superficial draping.

Strong absorption bands at 2.1 and 2.4 µm have been found in 20 CRISM observations, including 19 targeted over the ILD. The 2.4 µm feature is common to all sulfates and characterizes the SO_4 group vibrations within the structure (Figure 5.16). The shift of the bound water vibration from 1.9 to 2.1 µm in these spectra indicates the presence of a single water molecule in the sulfate structure. The combination of these two absorption features is diagnostic of monohydrated sulfates [Gendrin et al., 2005; Bibring et al., 2005]. The doublet shape of the 2.1 µm band, the position of its minimum reflectance at 2.13 µm, and the general shape of the spectra are consistent with Mg-monohydrated sulfates such as kieserite [Gendrin et al., 2005; Bishop et al., 2009]. The northern ILD mounds exhibit spectra with an additional sharp rise in reflectance between 1.0 µm and 1.3 µm which corresponds to a specific ferric iron absorption centered at 0.9 µm. This probably indicates a mixing of monohydrated sulfates with ferric oxides, as seen by OMEGA in this part of the canyon [Bibring et al., 2007].

The second spectral type detected is characterized by a broad 1.96 µm absorption band, accompanied by a 2.4 µm band. The 1.9 µm absorption band occurs in all the minerals containing H_2O. The coupling of this band with a 2.4 µm drop is diagnostic of polyhydrated sulfates (Figure 5.16) [Gendrin et al., 2005; Bishop et al., 2009]. A weaker band around 1.4 µm is sometimes present, resulting from both H_2O and structural OH bending and stretching vibrations. In contrast to monohydrated sulfates, the cationic composition of these polyhydrated sulfates cannot be determined using CRISM spectra, since Mg-, Ca- or other types of polyhydrated sulfates have spectra displaying absorption bands at very similar wavelength positions.

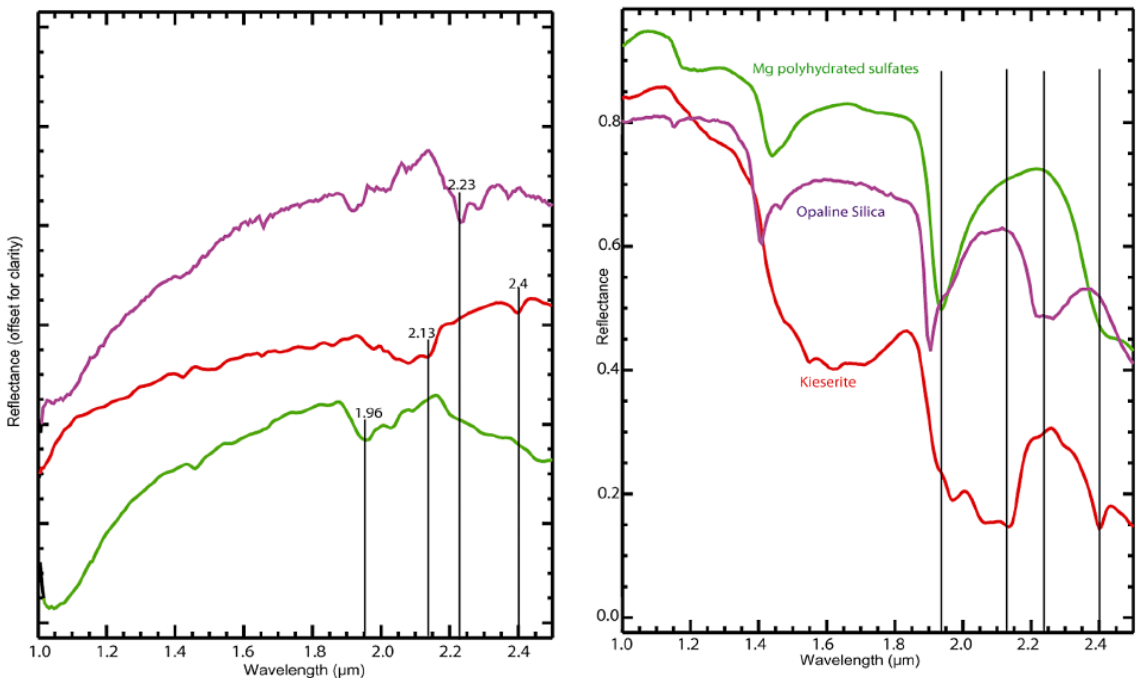


Figure 5.16: (top) CRISM ratioed spectra of the three spectral types we identified in Capri Chasma. Spectra were ratioed with a dust spectrum, acquired on the same CRISM observation. Monohydrated sulfates are identified on the red spectrum with diagnostic 2.1 and 2.4 mm spectral features. Polyhydrated sulfates are identified on the green spectrum with diagnostic 1.9 and 2.4 mm spectral features, The purple spectrum presents a 2.2 mm doublet - shaped band that is characteristic of hydrated silica. (bottom) Laboratory spectra of the USGS spectral library are given for comparison. Red: kieserite (i.e., magnesium monohydrated sulfates), green: magnesium polyhydrated sulfates, purple: opaline silica.

The aforementioned detections are generally consistent with previous OMEGA detections [Gendrin et al., 2005]. The capping layer, which covers the summit of ILDs, does not have any diagnostic absorption features. These roughly-flat spectra could be explained by dust coverage.
A third spectral type has been detected in a less important amount over the ILD material. In CRISM observation FRT00007FAA, two small mounds at the bottom of the ILD cliffs exhibit a strong 2.2 µm absorption band (Figure 5.17g). It is coupled with weaker 1.4 and 1.9 µm bands, at the limit of detection (Figure 5.16). Comparison with the spectral library shows that this spectral type carries the signature of either Al-phyllosilicates or hydrated silica. Indeed Si-OH bonds and Al-OH bonds have very similar vibrational features. Both have been reported in association with sulfates in some CRISM observations in other locations of Valles Marineris [Milliken et al., 2008; Le Deit et al., 2010]. Because the 2.2 µm absorption band is wide, with a doublet at 2.23 µm and 2.29 µm, we consider hydrated silica the most likely candidate. The position at 2.23 µm indicates that this silica is probably not highly altered [Milliken et al., 2008]. The occurrence of this fresh hydrated silica associated to the ILD could provide clues about the formation of sulfates in Capri Chasma. The size of hydrated silica outcrops in Capri Chasma excludes their detection with OMEGA data.

5.4.3.2 Sulfate distribution

In order to understand the geological setting of the detected species, CRISM band depth maps were merged into our GIS with a variety of other images. Spectral signatures were generally considered as diagnostic of the presence of a mineral on the surface for absorption band depth values higher than 1%. Because CRISM coverage is rather sparse (Figure 5.15a), some of the regions are not mapped, but it does not mean that they don’t have any spectral signatures.
Figure 5.15 shows that sulfates are detected at the location of the ILDs in Capri Chasma, especially at their flanks. Sulfates have never before been detected in association with the chaotic floor of Capri Chasma. The monohydrated sulfate signatures are always associated with same material: the steep outcrops of massive light-toned material forming the largest part of ILD’s edge (Figures 5.17a to c). Figure 5.17a shows the 2.1 µm band depth map projected over HiRiSE data covering a portion of an outcrop on the north facing flank of the ILD. Here the whole cliff is formed by a massive bright material, rich in monohydrated sulfates. Outcrops of the same material are found all around the ILD and are also enriched in monohydrated sulfates. These observations argue in favor of the bulk of the ILD being sulfate-rich. If we interpret the strength of the band depth only by a spatial mixture, the depth of the 2.1 µm band increases with the spatial content of monohydrated sulfates, and so decreases with the abundance of the dust coverage or associated spectrally neutral material. We observed a relationship between the dust coverage in HiRiSE images and the depth of the 2.1 µm band (Figures 5.17a to c). Some monohydrated sulfate signatures are found in the south west wall of Capri Chasma (observation FRT00007F63), far from the ILD mesas. The material bearing this signature is light-toned and appears to be draped over the wall. It does not seem to form the bulk component of the wall or to be derived from it.
The polyhydrated signatures are correlated with different morphologies than the monohydrated ones. The material carrying these signatures is composed of a lower albedo unit, finely layered, with coarse grains in some places (Figure 5.17d to f). In contrast to monohydrated sulfates, polyhydrated sulfates are more commonly found in association to flatter outcrops. In CRISM observation HRS00002F87, polyhydrated sulfates lie on material located above the monohydrated sulfates one. In other outcrops of the same mesa, as in the major impact crater affecting the ILD (Figure 5.18), the bottom material has 1.9 and 2.4 µm absorption bands, diagnostic of polyhydrated sulfates, while the top material has strong 2.1 and 2.4 µm absorption bands, diagnostic of monohydrated sulfates. This can also be observed in other places of the canyon with

hyperspectral (FRT00003050) or multispectral data. When outcropping, the material at the bottom of the massive light-toned cliffs of the ILD is enriched in polyhydrated sulfates (Figure 5.17d).

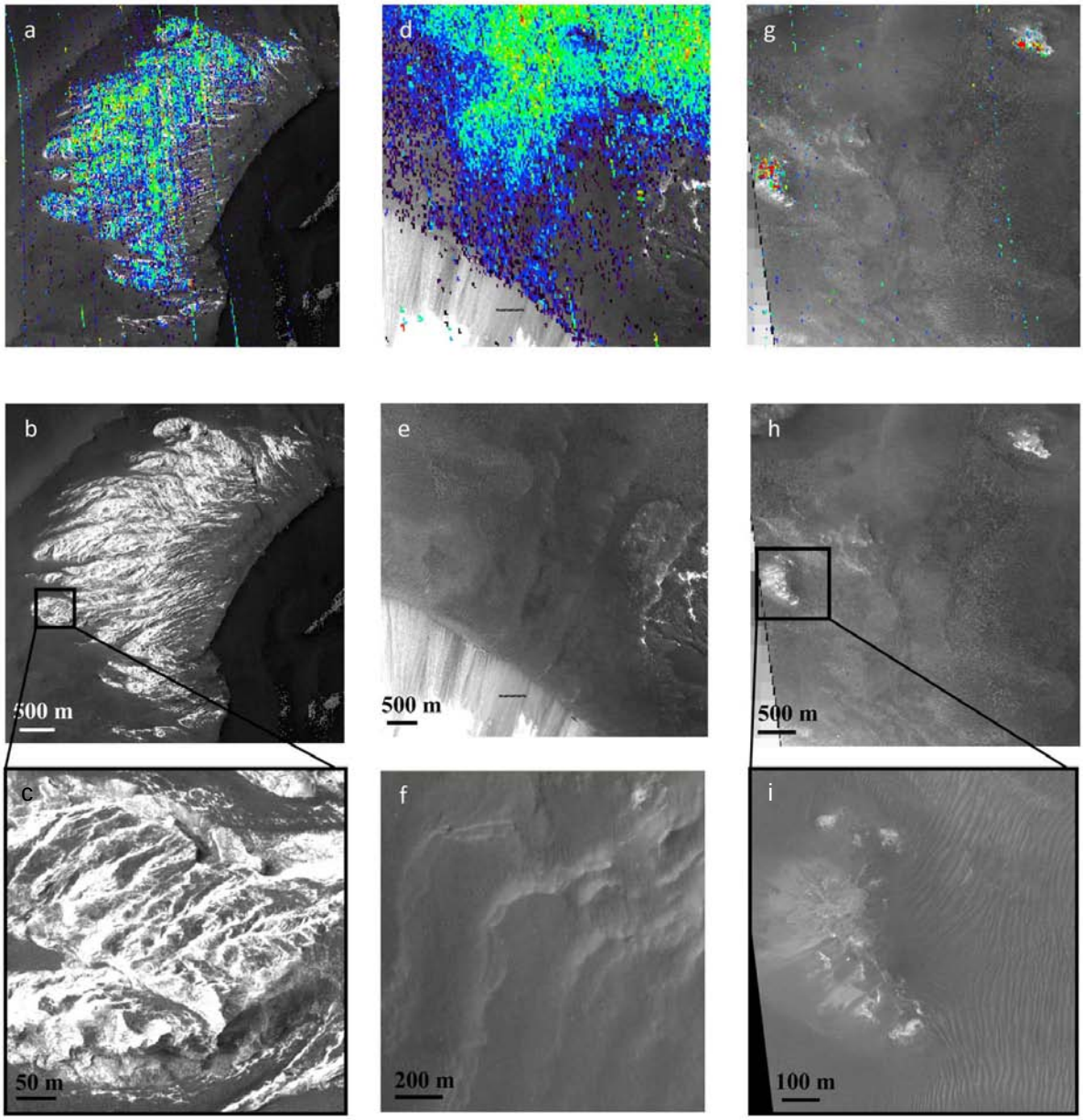


Figure 5.17: Band depth maps (in a rainbow scale: blue is low, red is high) and HiRiSE and CTX views associated with previous detections. (a) BD2100 of CRISM observation FRT000035BD is projected over HiRiSE PSP_1772_1665_RED. (streched values: 0.027–0.050). (b) Portion of HiRiSE PSP_1772_1665_RED: Monohydrated sulfates are always associated with bright massive outcrops on ILD flanks. (c) Close-up of Figure 5.17b. (d) BD1900 of CRISM observation FRT00007FAA is projected over HiRiSE PSP_4396_1675_RED and CTX P01_001376_1676_XI_12S046W (streched values: 0.007–0.025). (e) Portion of CTX P01_001376_1676_XI_12S046W: Polyhydrated sulfates are more commonly detected over these flatter and lower albedo layers. (f) Close-up of some polyhydrated sulfates. (g) 2.23 band depth map of CRISM observation FRT00007FAA is projected over HiRiSE PSP_4396_1675_RED (stretched values: 0.005–0.013). (h) Portion of HiRiSE PSP_4396_1675_RED: Hydrated silica is locally found on 100 m scale mounds. (i) Close-up of Figure 5.17h.

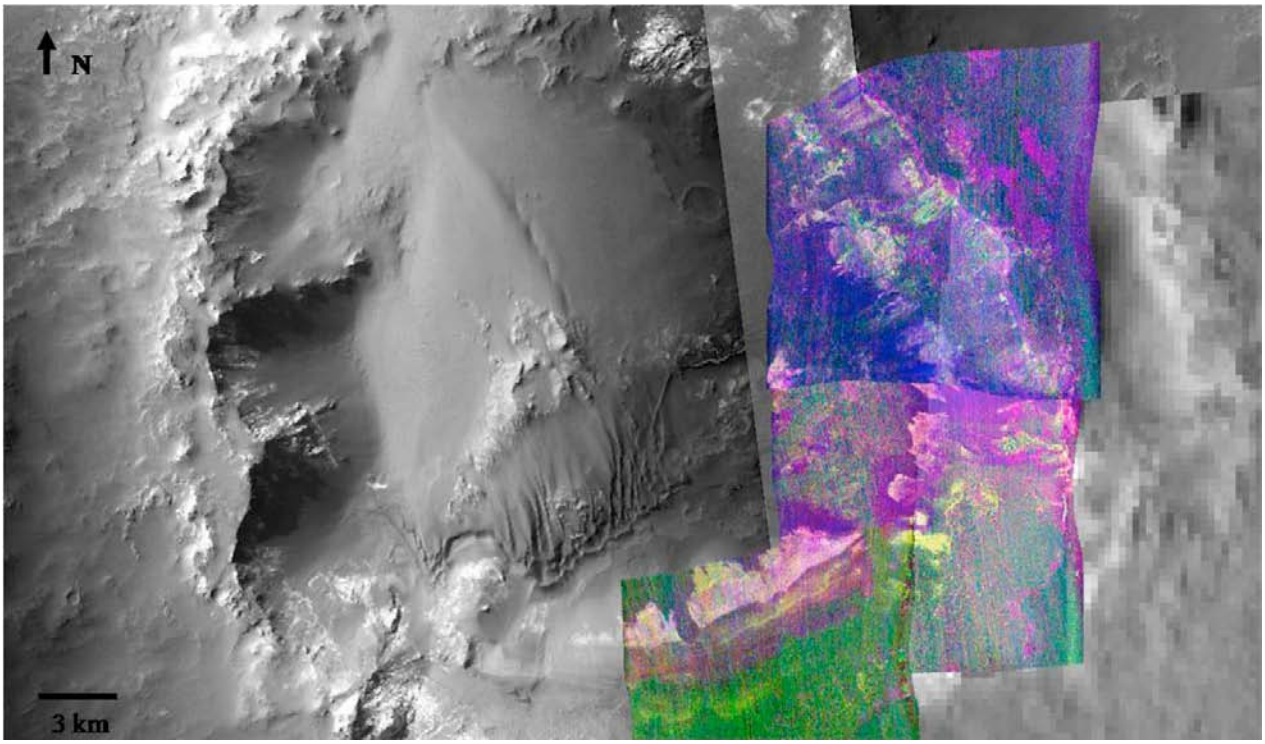


Figure 5.18: RGB composite of summary products BD1900 (blue), BD2100 (green), and BD2400 (red) on CRISM observations FRT0000B385 (streched values: R:0.004–0.059, G:0–0.042, B:0.007–0.037), FRT0000C564 (streched values: R:0.024–0.071, G:0.001–0.051, B:0.006–0.028), and FRT0000D3A4 (streched values: R:0.004–0.055, G:0–0.035, B:0–0.026). These observations were acquired on the largest impact crater that is affecting the ILD in Capri Chasma (location shown with a white arrow in Figure 5.15b).
CRISM data are overlain on CTX and HiRiSE data. Polyhydrated sulfates appear in purple, monohydrated ones in yellow. Polyhydrated sulfates are detected on the floor of the crater, and at the very top of the crater walls. Monohydrated sulfates are found in between. There might be more interbedded alternation of polyhydrated and monohydrated sulfates, but dust coverage and avalanches make the observations difficult to interpret precisely.

5.3.4.3 Vertical distribution

The vertical organization of sulfates in Capri Chasma deduced from OMEGA data revealed that polyhydrated sulfates were mainly lying underneath monohydrated sulfates [Gendrin et al., 2005; Quantin et al., 2005b]. CRISM observations FRT0000D3A4, FRT0000B385, FRT0000C564, FRT0000D62D, FRT00003050, and FRT00007FAA confirm these findings, with polyhydrated sulfates detected below -2400m outside of the main impact crater, and often capped by monohydrated sulfates (Figures 5.18 and 5.19a). CRISM observations HRS00002F87, FRT0000C564 and FRT00003B85 also reveal polyhydrated sulfates that occur above the monohydrated sulfate-rich material, at elevations above -1000 m (Figures 5.17 and 5.19a). The systematic extraction of elevation distribution on CRISM data, shows that polyhydrated sulfates have a sharp bimodal distribution, centered around -2500 and -500 meters (figure 5.19b). On the contrary, monohydrated sulfates are more regularly distributed in elevation, as they are often detected all over high cliffs (figure 5.15 and figure 5.19a and b). It seems that polyhydrated sulfates form at least two groups of layers, one underlying layer and one top layer (with monohydrated sulfates in-between) according to CRISM data.

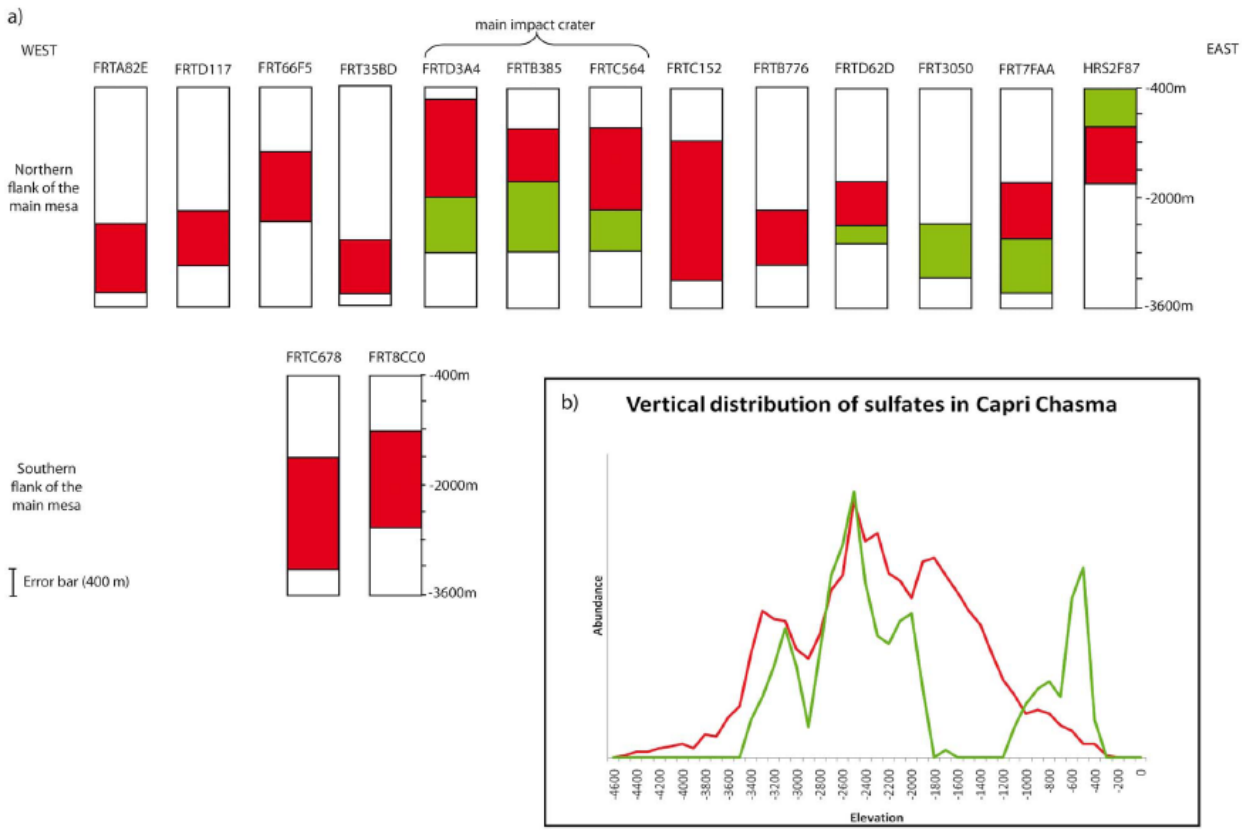


Figure 5.19: Vertical distribution of CRISM sulfate detections in Capri Chasma. (a) Individual cross-sections of CRISM observations acquired over the main ILD mesa. Red rectangles indicate monohydrated sulfate occurrences; green rectangles indicate polyhydrated sulfate occurences. Cross-sections are ranked according to their longitude. When the outcrops are too dusty to give any information on the mineralogy, or when the observations are not covering the whole elevation range, the rectangle was left blank. Vertical uncertainty is -400 m, owing to the MOLA data precision. Three observations (FRT0000D3A4, FRT0000B385, FRT0000C564) were taken over the 32 km impact crater of Figure 5.18 that is affecting the ILD mesa. The impact process may have shifted the elevation of layers from their original level, but the stratigraphic sequence must have been preserved [Flahaut et al., 2010a]. (b) Global vertical distribution built on the intersection of the detection maps with the MOLA Digital Topographic Model. Elevations of all the sulfate detections in Capri Chasma are included as an input. Abundances are relative counts of MOLA pixel repeated per elevation interval. Red, monohydrated sulfates; green, polyhydrated sulfates.

This alternation of polyhydrated and monohydrated sulfates has to be considered taking its scale into account. Polyhydrated sulfates dominate the mineralogy of the bottom and top layers but are probably not the only component of these groups of layers. Spectrally-flat material, such as halite, could be present, or small embedded layers of another material may be masked by the polyhydrated sulfate abundance, especially if these layers' extent is smaller than 20 m, which is CRISM's highest spatial resolution. Moreover, as shown in figure 5.19b, polyhydrated sulfates are not completely absent within intermediate layers. It could be possible that there are more alternating layers within the ILD, that are not seen because of the limited number of CRISM data available or because of their extents with respect to the resolution of the imager. Modifications of

the layers by faulting, tilting or sliding may also have affected the observed distribution, even if the layers are roughly horizontal.

5.3.5 Discussion

5.3.5.1 Sulfate distribution

Our results show that both monohydrated and polyhydrated sulfates are found in abundance in Capri Chasma. They are associated with the ILD that have filled the canyon after its opening [Flahaut et al., 2010a]. Their distribution raises the question of whether or not they are the bulk component of the ILD or not. As spectral-imagers only investigate the first few micrometers of the surface [Murchie et al., 2007], we cannot exclude that sulfates were simply made by superficial weathering and are thus a simple coating independent from the bulk of the rock. In this case the ILD material must be made of a particular material, more likely to be altered into sulfates than the wallslopes of Valles Marineris that do not bear any sulfate signatures. Nevertheless, sulfates are more likely to correspond to the bulk component of the ILD, rather than to a superficial alteration crust [Gendrin et al., 2005]. This idea is supported by the fact that sulfates are only detected in association with the ILD, and over several flanks of the same ILD mesa, at similar elevations. Furthermore, the ILD outcrops are depleted in impact craters [Malin and Edgett, 2000], suggesting their recent exposure. However, as it is unlikely that superficial sulfates formed in the current climatic conditions on Mars, the exposed sulfates must be old bedrock.
Comparison with HiRiSE data show that monohydrated sulfates are detected over massive bright outcrops of layered material. An underlying unit, displaying a lower albedo and coarse grains, enriched in polyhydrated sulfates, is observed in some locations, such as the deepest layers exposed in the major impact crater emplaced on ILD (Figure 5.16). Polyhydrated sulfates are also detected stratigraphically above monohydrated sulfates in a few locations. Coupling of polyhydrated and monohydrated sulfates have been reported in several other chasmata of Valles Marineris [Quantin et al., 2005b, Bishop et al., 2009; Murchie et al., 2009a]. However, Capri Chasma is a unique case presenting the following large scale alternation of hydratation state of sulfates: polyhydrated sulfates, monohydrated sulfates and polyhydrated sulfates again. Alternations have already been reported in other canyons of Valles Marineris [Roach et al., 2009b], but at a smaller scale, corresponding to a decametric alternation of layers. Other kilometric alternation of hydratation state of sulfates were previously detected in Melas Chasma or in Juventae Chasma where polyhydrated sulfates are either below [Quantin et al., 2005b] or above [Bishop et al., 2009; Murchie et al., 2009a] monohydrated sulfates, but not both like in Capri Chasma.

5.3.5.2 Sulfate hydratation state

The origin and the distribution of the two hydratation states of sulfates, monohydrated and polyhydrated, is subject to discussion. First of all, we have to consider the possibility that the hydratation states of sulfates reflect state changes after formation. According to Roach et al. [2009b], the occurrence of polyhydrated sulfates can be explained by the re-hydratation of monohydrated sulfates under wetter and colder conditions. This could have become possible lately under large-scale obliquity variations. Considering we have at least two layers of polyhydrated sulfates, separated by a monohydrated one in Capri Chasma, the re-hydratation hypothesis seems difficult to apply. We would have to find an explanation for the the interlayers that were not modified to polyhydrated sulfates. Dehydratation of polyhydrated sulfates into monohydrated

sulfates does not seem possible at any time on the surface of Mars [Roach et al., 2009b]. The diagenetic dehydratation of polyhydrated sulfates into monohydrated ones could be a scenario in case of deep burying. However, the occurrence of polyhydrated sulfates stratigraphically below the monohydrated sulfates rules out this possibility. Another possible explanation is that sulfates would have formed directly as monohydrated or polyhydrated sulfates, depending on the environmental and chemical conditions. The fact they are associated with very morphologically distinct layers supports this hypothesis. They could have form under different water releases, or climate conditions, or in a chemically different environment.

5.3.5.3 Sulfate timing

Martian sulfates are mainly localized as counterparts of Valles Marineris ILD that correspond to massive Hesperian deposits [Komatsu et al., 1993; Flahaut et al., 2010a]. With the major activity of Tharsis volcanoes in the Hesperian period, the very active volcanism could be a good source of sulfur at the surface during that time. Liquid water must have been present when the sulfates formed, implying that the climate of the Hesperian was still wet, and possibly warm, considering that monohydrated sulfates formed on Earth at moderate temperatures. Valles Marineris could have been a unique place in space and time to have formed kilometric thick layers enriched in sulfates.

Considering the previous results, with previous morphological observations in Capri Chasma [Flahaut et al., 2010a], observations of other ILD in Valles Marineris [Quantin et al., 2005b; Fueten et al., 2008; Le Deit et al., 2008; Mangold et al., 2008; Bishop et al., 2009; Murchie et al., 2009a; Murchie et al., 2009b], and sulfate contexts on Earth, we can suggest several hypotheses for formation mechanisms of the sulfates in Capri Chasma.

5.3.5.4 Sulfate possible origins

Sulfates as other hydrated minerals require liquid water to form. They are produced in various environments on Earth. Common terrestrial settings include shallow lakes and deep marine basins, periglacial environments, hydrothermal systems or even acidic rainfalls. Some of these mechanisms can already be ruled out for Martian sulfates according to the surface conditions and morphological observations. In periglacial environment on Earth, the sulfate salts, that form a fine superficial crust, are brought by marine and biological aerosols [Bao et al., 2000]. This does not seem possible at any time for Mars. Acidic rainfall is also an unlikely process for Mars as it could not explain kilometer-thick sulfate-rich deposits. Hydrothermalism could have occurred on Mars, considering the importance of volcanism there, but the geometry of the deposits does not fit this process, that is rather localized on Earth. On Earth, sulfates can also precipitate in deep basins. On Mars, this hypothesis requires warm and wet climatic conditions, to allow a large amount of liquid water to fill the canyon during a certain time. This might be difficult to achieve as liquid water was probably limited at the surface of Mars at the beginning of the Hesperian [Bibring et al., 2006; Carr and Head, 2009]. Moreover, if we consider filling the canyon with water in its current topographical setting, the existence of outlets would be a problem, as the canyon is not an isolated basin.

If the climate was colder and drier, as it is commonly believed [Carr and Head, 2009], wet conditions could have been episodic allowing transient liquid water on the surface. The presence of a shallow water table could have supply a limited body of standing water in which evaporites precipitated. On the other hand, sulfates may have formed secondarily by multiple flooding

episodes, or fluctuation of a groundwater table [Quantin et al., 2005b]. The repeated clapping of water tables would have weathered pre-existing rocks into sulfates, by weathering. This last hypothesis does not necessarily require a wet and warm climate, but it does require ground water in abundance. Alteration of basaltic rocks or ashes, that are common on Mars, under acidic conditions, can produce sulfates. Sulfate-free ILD would have been formed first, and altered into sulfates later. As the surrounding walls and basalt outcrops in Capri Chasma do not seem weathered, this scenario is not likely. Therefore we favor the hypothesis of primary sulfate-rich sediments deposited inside the canyon. Recent detailed studies of Valles Marineris' ILD [Okubo, 2010] argue for a sedimentary filling of Valles Marineris during its opening and deepening. Repeated evaporitic sequences precipitated in shallow body standing of water progressively during the deepening of the canyon may explain the kilometer-thick sequence of observed sulfates without requiring large amount of water at Martian surface. Such a combination of evaporitic deposition and tectonic processes has already been reported on Earth, as in the Danakil kilometer-thick evaporate-rich formation in Ethiopia [Hutchinson and Engels, 1970]. Modification of the environmental and chemical conditions during the process may have formed either monohydrated sulfates or polyhydrated sulfates.

5.3.5.5 Origins and consequences of the presence of hydrated silica

Hydrated silica is found in various environments on Earth. Its main terrestrial formation processes are biological, sedimentary or volcanic/hydrothermal. As it is associated to sulfates on Mars, the hydrated silica was likely formed in an acidic aqueous environment during the Hesperian or even later [Milliken et al., 2008]. Hydrated silica was observed in situ by the MER rover Spirit in Gusev crater [McLennan, 2003] and from orbit in layered deposits located on the plateaus surrounding Valles Marineris [Milliken et al., 2008; Le Deit et al., 2010]. In Gusev crater, the distribution of hydrated silica is very localized, which is consistent with a very local process of formation such as hydrothermal activity [McLennan, 2003]. In Capri Chasma, the distribution of hydrated silica is also limited to two meters-scale mounds, located on the floor. Opaline Silica in Capri Chasma is detected over the basal polyhydrated-sulfate layer, but at the bottom of the monohydrated sulfate steep cliff. Therefore if it was once more extended, it would have formed between the deposition of polyhydrated and monohydrated sulfates. As it hasn't been observed anywhere else in Capri Chasma, and as it is rather likely to have such a gap in the formation of sulfates by evaporation, we argue that these opaline silica-rich mounds must have formed after the setting and the erosion of the sulfate-rich mesa, which is consistent with their current stratigraphic location. If they were once more extended, it must have been limited to a small area. This argues for a process of formation limited in time and space such as hydrothermalism.

5.3.6 Conclusions

We report new detections of sulfates in Capri Chasma, and confirm those detected by OMEGA data [Gendrin et al., 2005]. Both types of sulfates, polyhydrated and monohydrated sulfates are detected. They are associated with alternating layers of distinct albedo and morphological styles. Hydrated silica has also been found locally, on the ILD material. The deduced vertical arrangement revealed a large scale alternation of polyhydrated sulfates/ monohydrated sulfates and polyhydrated sulfates. After analyzing and comparing sulfate formation mechanisms on Earth, we show that sulfates in Capri could have been formed by direct precipitation or alteration of pre-existing ILDs, either in an open-water basin, or by the multiple rises of a groundwater table.

CRISM ID	Target	Results
FRT0000282F_07_IF164L_TRR2	ILD material	M
FRT0000B776_07_IF165L_TRR2		
FRT00003050_07_IF164L_TRR2	bottom of the ILD	P
FRT000035BD_07_IF164L_TRR2	ILD material	M
FRT000085F9_07_IF164L_TRR2		
FRT000066F5_07_IF164L_TRR2	ILD material	M
FRT0000681A_07_IF164L_TRR2	bottom of the ILD and ILD material	M+P+HS
FRT00007FAA_07_IF164L_TRR2		
FRT00007117_07_IF164L_TRR2	ILD material	unusable
FRT00007F63_07_IF164L_TRR2	Walls	M
FRT00008CC0_07_IF164L_TRR2	ILD material	M
FRT0000A82E_07_IF164L_TRR2	ILD material	M+P
FRT0000B385_07_IF164L_TRR2	ILD material (impact crater)	M+P
FRT0000BB25_07_IF164L_TRR2	ILD material	M+P
FRT0000C152_07_IF164L_TRR2	ILD material	M+P
FRT0000C564_07_IF164L_TRR2	ILD material (impact crater)	M+P
FRT0000C678_07_IF164L_TRR2	ILD material	M
FRT0000C81D_07_IF164L_TRR2	ILD material	M+P
FRT0000D117_07_IF164L_TRR2	ILD material	M
FRT0000D3A4_07_IF164L_TRR2	ILD material (impact crater)	M+P
FRT0000D62D_07_IF164L_TRR2	ILD material	M+P
FRT0001070A_07_IF164L_TRR2	ILD material	M
HRL000072C9_07_IF181L_TRR2	Canyon floor/ILD material	
HRL0000A23F_07_IF181L_TRR2	Canyon floor/ILD material	M
HRL0000AF21_07_IF181L_TRR2	Canyon floor/ILD material	Unusable
HRL0000D770_07_IF181L_TRR2	ILD material	M + P
HRS00002F87_07_IF173L_TRR2	ILD material	M + P

Table 5.2: List of all the CRISM data used, main targets and results.

M= Monohydrated sulfates

P= Polyhydrated sulfates

HS= Hydrated Silicates (Phyllosilicates or Opaline Silica)

5.4 Discussion et conclusion

L'étude des morphologies nous a permis de reconstituer une partie de l'histoire géologique de Capri Chasma. Vers 3,5 Gy (âge déduit des plus gros cratères), des inondations catastrophiques façonnent le fond chaotique. Celui-ci est recouvert par les ILD, déposés au cours de l'Hespérien. Ces dépôts stratifiés sont ensuite érodés par plusieurs décharges successives de 3 à 1 Gy, soit jusqu'au début de l'Amazonien. L'eau liquide a encore été active à la surface de Mars, au moins de façon temporaire, au cours de cette période. Aujourd'hui l'érosion éolienne sculpte toujours ces dépôts à petite échelle. Nos observations proposent ainsi une contrainte sur l'âge des ILD de Capri Chasma.

Les données CRISM ont confirmé la présence de sulfates monohydratés et polyhydratés dans Capri Chasma, précédemment observés à basse résolution par OMEGA. Ces sulfates sont détectés dans des niveaux distincts, de textures différentes (Figure 5.20). Les sulfates monohydratés semblent en effet former les falaises claires et massives des ILD, alors que les sulfates polyhydratés sont en général associés à des niveaux de plus faible albédo, finement stratifiés.

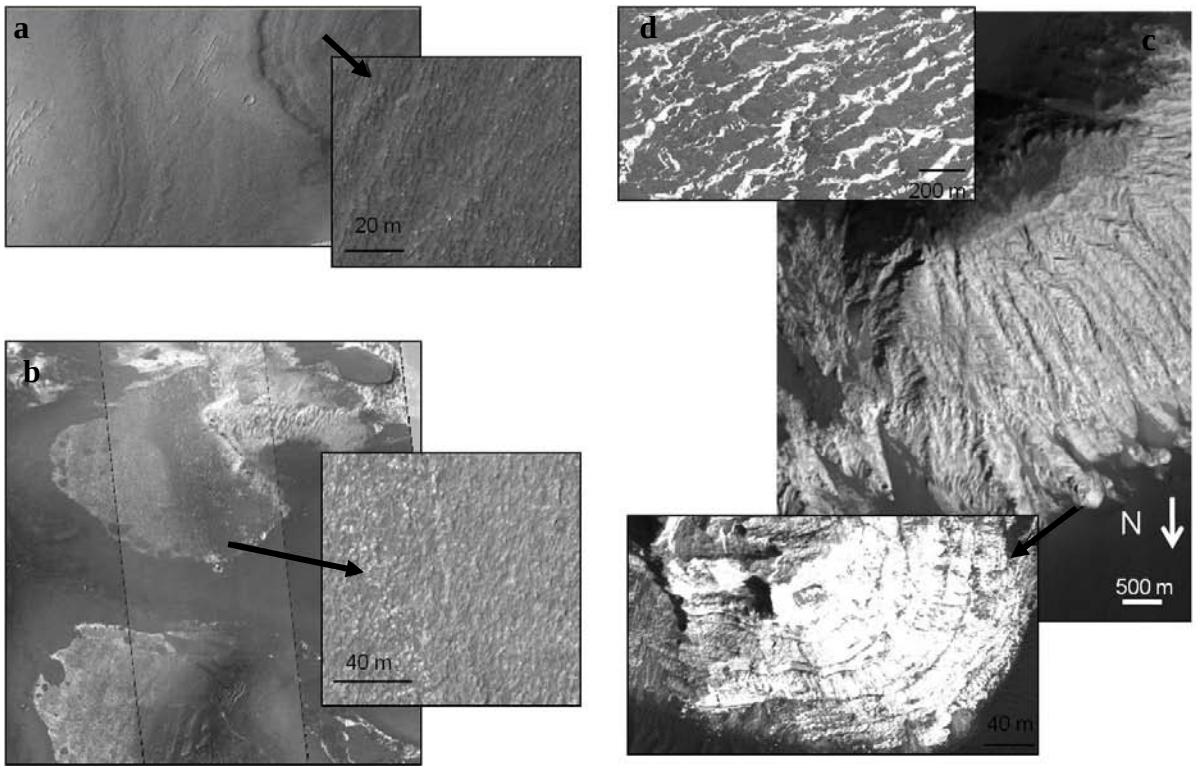


Figure 5.20: Comparaison des textures des roches à l'affleurement aux endroits où ont été détectés des sulfates polyhydratés (a, extrait de l'image HiRISE PSP_001442_1675_RED, et b, extrait de l'image HiRISE PSP_008958_1665_RED) et des sulfates monohydratés (c, extrait de l'image HiRISE PSP_009169_1670_RED, et d, extrait de l'image HiRISE PSP_004317_1665), dans Capri Chasma.

Nous avons en particulier remarqué une alternance de sulfates dans Capri Chasma: nous observons des sulfates polyhydratés à la base des ILD, puis des sulfates monohydratés au milieu, et à nouveau des sulfates polyhydratés au sommet des ILD. Des alternances similaires ont été

constatées à la même échelle (plurikilométrique) dans Candor Chasma Ouest [Mangold et al., 2008] et Melas Chasma [Quantin, 2005a] . Les études récentes des données CRISM décrivent également la présence de sulfates polyhydratés au sommet de la plupart des ILD de Valles Marineris, alors que la base des mesas est dominée par des sulfates monohydratés [Murchie et al.,2009a et b]. Un exemple est montré sur la Figure 5.21, illustrant la présence d'un niveau de sulfates polyhydratés au sommet de la mesa de Candor Chasma Ouest.

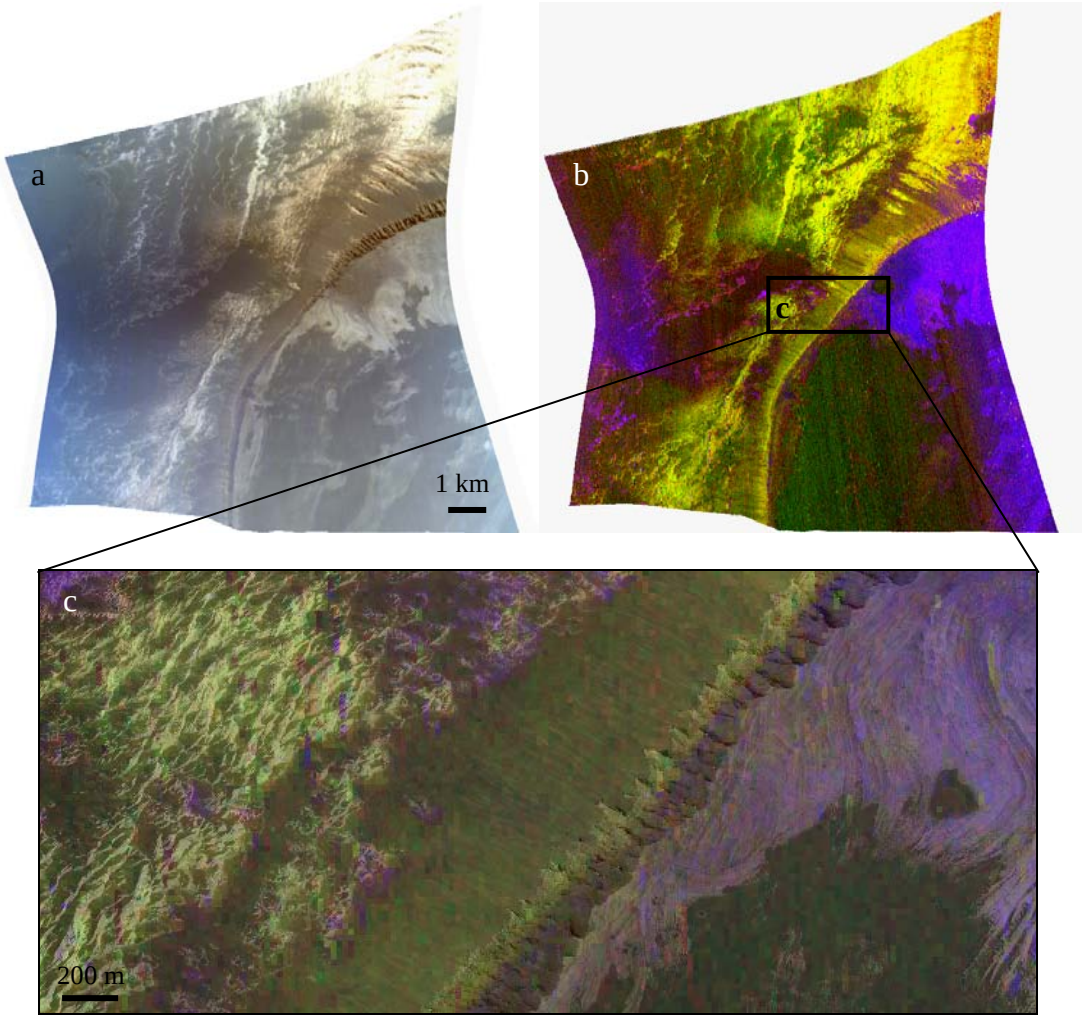


Figure 5.21: Détections d'un niveau riche en sulfates polyhydratés, surplombant une unité riche en sulfates monohydratés, dans Candor Chasma Ouest. a – Observation CRISM FRT00006470 en fausses couleurs, b- les sulfates polyhydratés apparaissent en violet et les sulfates monohydratés apparaissent en jaunes sur cette composition colorée des cartes de profondeur de bandes (R= SINDEX, G=BD2100, B= BD1900R), c- La composition colorée précédente, projetée en transparence sur l'image HiRISE PSP_004186_1740_RED, montre la différence morphologique entre les 2 unités de compositions différentes.

Roach et al. [2009b] évoquent la possibilité que ces alternances correspondent à des déshydratations ou réhydratations survenues après la formation des ILD. L'existence de deux couches de sulfates polyhydratés dans Capri Chasma, séparées par une couche riche en sulfates monohydratés, remet en cause ce modèle. Nous suggérons que ces variations traduisent un changement des conditions du milieu au moment de la formation des sulfates. L'un des contextes

de précipitation des sulfates polyhydratés requiert par exemple une tranche d'eau plus importante que pour les sulfates monohydratés. Cette hypothèse de variation des conditions de formation de ces différents niveaux de sulfates est confortée par l'observation de strates morphologiquement distinctes selon le niveau d'hydratation des sulfates.

Quel climat pourrait avoir permis la formation de ces sulfates ? Si le climat était toujours chaud, les sulfates de Capri Chasma auraient pu se déposer sous une faible tranche d'eau saturée en sels, pendant ou après la formation de Valles Marineris. L'alternance kiésérite/polyhydratés pourrait être le signe de variations climatiques avec des périodes plus humides lors de la formation de sulfates polyhydratés, ou un extrait de séquence évaporitique qui se repète. Si le climat de l'Hespérien était froid, mais toujours humide, les sulfates auraient aussi pu être déposés par le battement d'une nappe phréatique en subsurface. Si le climat était froid et sec, la formation de sulfates serait difficile à expliquer, comme nous l'avons vu auparavant. Il en résulte que l'ère Hespérienne ait au moins dû être humide sur une partie de son histoire.

Ces mécanismes de formation, qui ont été déduits des observations réalisées dans Capri Chasma, pourraient également s'appliquer aux autres ILD de Valles Marineris. Un autre exemple d'ILD est proposé en Annexe 4 [Fueten et al., 2011]. Un affleurement très localisé de dépôts stratifiés riches en sulfates a été observé et analysé sur les versants de Coprates Chasma. Il est formé de dépôts clairs finement stratifiés, riches en sulfates polyhydratés, avec de rares signatures de sulfates monohydratés. Cet ILD est drapé sur les murs du canyon, au dessus d'un potentiel bassin ancestral, dont le fond est également recouvert de dépôts riches en sulfates. Sa géométrie suggère une altération in-situ de dépôts éolien pré-existants.

Bien que Valles Marineris représente le plus grand réservoir de sulfates à la surface de Mars, ces derniers ont été détectés dans de nombreux autres contextes : dans les plaines équatoriales (ex : Meridiani Planum), près de la calotte polaire nord, ou encore en remplissage de cratères (ex : Gale crater). Tout comme dans le cas de Valles Marineris, les mécanismes de formation éventuels avancés incluent des processus de cristallisation évaporitique et d'altération in situ de basaltes [Murchie et al., 2009b]. Dans les deux cas, des eaux chargées en soufre sont impliquées, et témoignent de l'acidité des environnements au moment de la formation de ces sulfates.

Réferences:

Bao, H., D. A. Campbell, J. G. Bockheim and M. H. Thiemens (2000), Origins of sulphate in Antarctic dry- as deduced from anomalous 17O compositions, *Nature*, 407, 499-502.

Bibring, J.-P. et al. (2005), Mars surface diversity as revealed by theOMEGA/Mars Express observations, *Science*, 307, 1576 – 1581, doi:10.1126/science.1108806.

Bibring, J.-P. et al. (2006), Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data, *Science*, 312, 400 – 404, doi:10.1126/science.1122659.

Bibring, J.-P. et al. (2007), Coupled ferric oxides and sulfates on the Martian surface, *Science*, 317, 1206 – 1210, doi:10.1126/science.1144174.

Bishop, J. L. et al. (2009), Mineralogy of Juventae Chasma: Sulfates in the light-toned mounds, mafics in the sand, and opal in the plains, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D09, doi:10.1029/2009JE003352.

Carr, M. H. and J. W. Head (2009), Geologic history of Mars, *Earth Planet. Sci. Letters*, doi:10.1016/j.epsl.2009.06.042.

Catling, D.C. et al. (2006), Light-toned layered deposits in Juventae Chasma, Mars, *Icarus*, 181, 26–51, doi:10.1016/j.icarus.2005.10.020.

Chapman, M. G. and K. L. Tanaka (2001), Interior trough deposits on Mars: subice volcanoes? *J. Geophys. Res.*, 106(E5), 10,087–10,100.

Costard, F. and Baker V. R. (2001), Thermokarst landform and processes in Ares Vallis, Mars, *Geomorphology*, 37, 289-301.

Edgett, K. S. and M. C. Malin (2003), The layered upper crust of Mars: An update on MGS MOC observations after two Mars years in the mapping orbit, *Lunar Planet. Sci., XXXIV*, abstract 1124.

Flahaut, J., Quantin C. and Allemand P. (2009a), Geology and Mineralogy of the Interior Layered Deposits in Capri/Eos Chasma (Mars), based on CRISM and HiRiSE data, *Lunar and Planetary Science Conference XXXX*, abstract #1639.

Flahaut, J., Quantin C. and Allemand P. (2009b). Identification, repartition and possible origins of hydrated minerals in Capri/Eos Chasma (Mars), based on CRISM and HiRiSE data, *Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, abstract # P13A-1261.

Flahaut, J., C. Quantin, P. Allemand and P. Thomas (2010a), Morphology and geology of the ILD of Capri/Eos Chasma (Mars) from visible and infrared data, *Icarus*, 207, 175-185, doi: 10.1016/j.icarus.2009.11.019.

Flahaut, J., C. Quantin, P. Allemand, P. Thomas, and L. Le Deit (2010b), Identification, distribution and possible origins of sulfates in Capri Chasma (Mars), inferred from CRISM data, *J. Geophys. Res*., 115, E11007,doi:10.1029/2009JE003566.

Fueten, F., R. Stesky, P. MacKinnon, E. Hauber, T. Zegers, K. Gwinner, F. Scholten, and G. Neukum (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. et al. (2011), Interior Layered Deposits through an ancestral basin in southern Coprates Chasma, Valles Marineris, Mars, *J. Geophys. Res.*, 116, E02003, doi:10.1029/2010JE003695.

Geissler, P. E. et al. (1993), An Unusual Spectral Unit in West Candor Chasma : Evidence for Aqueous or Hydrothermal alteration in the Martian Canyons, *Icarus*, 106, 180-191.

Gendrin, A. et al. (2005), Sulfates in martian layered terrains: The OMEGA/Mars Express view, *Science*, 307, pp. 1587–1591.

Glotch, T.D. and Christensen P.R. (2005), Geologic and mineralogic mapping of Aram Chaos: Evidence for a water-rich history, *J. Geophys. Res.*, 110, E09006, doi: 10.1029/2004JE002389.

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, 11 –72.

Harrison, K. P. and Chapman M. G. (2008), Evidence for ponding and catastrophic floods in central Valles Marineris, Mars, *Icarus*, 198, 351-364.

Hartmann, W. K. and Neukum G. (2001), Cratering chronology and the evolution of Mars, *Space Science review*, 96, 165-194.

Hutchinson, R. W. and G. G. Engels (1970), Tectonic significance of regional geology and evaporite lithofacies in northeastern Ethiopia, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A.267*, 313-329.

Komatsu, G., P. E. Geissler, R. G. Strom and R .B. Singer (1993), Stratigraphy and Erosional Landforms of Layered Deposits in Valles Marineris, Mars, *J. Geophys. Res*., 98(E6), pp. 11,105-11,121.

Komatsu, G., G. G. Ori, P. Ciarcelluti, and Y. D. Litasov (2004), Interior layered deposit of Valles Marineris, Mars:analogous subice volcanism related to Baikal Rifting, Southern Siberia, *Planetary and Space Science*, 52, 167-187, doi:10.1016/j.pss.2003.08.003.

Le Deit, L. et al. (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., Flahaut J., Quantin C., and Allemand P. (2009), Identification and spatial distribution of light-toned deposits enriched in Al-phyllosilicates on the plateaus around Valles Marineris, Mars, *Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, abstract #P13A-1266.

Le Deit, L. et al. (2010), Geological history of a layered formation covering the plateaus around Valles Marineris, Mars, *Icarus*, doi:10.1016/j.icarus.2010.03.012.

Lucchitta, B. K. (1979), Landslides in Valles Marineris, Mars, *J. Geophys. Res.*, 84, 8097-8113.

Lucchitta, B. K., A. S. McEwen, G. D. Clow, P. E. Geissler, R. B. Singer, R. A. Schultz, and S. W. Squyres (1992), The canyon system on Mars, *In Mars*, edited by H. H. Kieffer et al., 453– 492, Univ. of Ariz. Press, Tucson.

Lucchitta, B. K., N. K. Isbell, and A. Howington-Kraus (1994), Topography of Valles Marineris: Implications for erosional and structural history, *J. Geophys. Res.*, 99(E2), 3783-3798.

Malin, M. C. and K. S. Edgett (2000), Sedimentary rocks of the early Mars, *Science*, 290, 1927 - 1937.

Malin, M. C. et al. (2007), Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter, *J. Geophys. Res*., 112, E05S04, doi:10.1029/2006JE002808.

Mangold, N. et al. (2008), Spectral and geological study of the sulfate-rich region of West Candor Chasma, Mars, *Icarus*, 194(2), 519-543, doi: 10.1016/j.icarus.2007.10.021.

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, E12006, doi:10.1029/2008JE003131.

McCauley, J. F. (1978), Geologic map of the Coprates quadrangle of Mars, *U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser.*, Map I-897.

McEwen, A. S. et al. (2007), Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE), *J. Geophys. Res.*, 112, E05S02, doi:10.1029/2005JE002605 .

Mc Kay, C.P. and Nedell S.S. (1988), Are there carbonate deposits in Valles Marineris, Mars? *Icarus*, 73, pp.142-148.

McLennan, S. M. (2003), Sedimentary silica on Mars, *Geology*, 31(4), 315–318.

Melosh, J. (1989), Impact Cratering: A geologic Process, *Oxford University Press.*

Milliken, R. E. et al. (2008), Opaline silica in young deposits on Mars, *Geology*, 36, 847-850, doi:10.1130/G24967A.1.

Murchie, S. M. et al. (2007), Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), *J. Geophys. Res.*, 112, E05S03, doi:10.1029/2006JE002682.

Murchie S. M. et al. (2009a), Evidence for the origin of layered deposits in Candor Chasma, Mars from mineral composition and hydrologic modeling, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D05, doi:10.1029/2009JE003343.

Murchie, S. M. et al. (2009b), A synthesis of Martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D06, doi:10.1029/2009JE003342.

Mustard, J. F. et al. (2008), Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument, *Nature*, 454, 305-309, doi:10.1038/nature07097.

Nedell, S. S., S. W. Squyres and D. W. Andersen (1987), Origin and evolution of the layered deposits in the Valles Marineris, Mars, *Icarus*, 70 (3), 409-441.

Okubo, C. (2010), Structural geology of Amazonian-aged layered sedimentary deposits in southwest Candor Chasma, Mars, *Icarus*, 207, 210-225, doi:10.1016/j.icarus.2009.11.012.

Pelkey, S. et al. (2007), CRISM Multispectral summary products: Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance, *J. Geophys. Res.*, 112, E05S03, doi:10.1029/2006JE002831.

Peterson, C. (1981), A secondary origin for the central plateau of Hebes Chasma, *Proc. Lunar Planet. Sci*., 11th, 1459-1471.

Peulvast, J. P. and. P. L Masson (1993), Melas Chasma: Erosion and tectonics in central Valles Marineris (Mars): A new morpho-structural model, *Earth Moon Planets*, 61, 191– 217.

Peulvast, J.P., Mège D., Chiciak J., Costard F. and Masson P.L. (2001), Morphology, evolution and tectonics of Valles Marineris wallslopes (Mars), *Geomorphology*, 37, 329–352.

Quantin, C., Allemand P. And Delacourt C. (2004), Morphology and geometry of Valles Marineris Landslides, *Planetary and Space Science*, 52, 1011-1022.

Quantin-Nataf, C. (2005a), Evolution géologique et climatique de Valles Marineris (Mars), *Thèse de doctorat*, Université Claude Bernard-Lyon 1.

Quantin, C., A. Gendrin, N. Mangold, J.-P. Bibring, F. Poulet, P. Allemand and the OMEGA Team, (2005b), Sulfate deposits identified by Omega in Melas Chasma, *Lunar Planet. Sci. Conf. XXXVI*, abstract 1789.

Roach, L.H. et al. (2008), Sulfate mineral stratigraphy in Valles Marineris Interior Layered Deposits, *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX* , abstract #1823.

Roach, L.H., et al. (2009a), Hydrated Mineral Stratigraphy of Ius Chasma, Valles Marineris, *Icarus*, doi: 10.1016/j.icarus.2009.09.003.

Roach, L. H. et al. (2009b), Testing evidence of recent hydration state change in sulfates on Mars, *J. Geophys. Res.*, *114*, E00D02, doi:10.1029/2008JE003245.

Rossi, A.P. et al. (2008), Large-scale spring deposits on Mars? *J. Geophys. Res.*, 113, E08016, doi:10.1029/2007JE003062.

Schultz, R. A. (1991), Structural development of Coprates Chasma and western Ophir Planum, Valles Marineris rift, Mars, *J. Geophys. Res.*, *96*, 22,777– 22,792.

Sharp R.P. (1973), Mars: Fretted and Chaotic terrains, *J. Geophys. Res*., 78, 4063–4083.

Spencer, J. R. and Fanale F. P., (1990), New models for the origin of Valles Marineris closed depressions, *J. Geophys. Res*., 95, 14,301–14,313.

Squyres, S. W. et al. (2004), The Spirit Rover's Athena Science Investigation at Gusev Crater, Mars, *Science*, 305(5685), 794, doi:10.1126/science.3050794.

Tanaka, K. L., (1986), The stratigraphy of Mars, *Proc. Lunar Planet. Sci., 17th, Part 1, JGR 91, suppl.*, E139-E158.

Tanaka, K. L. (1997), Origin of Valles Marineris and Noctis Labyrinthus, Mars, by structurally controlled collapse and erosion of crustal materials, *Lunar Planet. Sci., XXVIII*, 1413–1414.

Wang, A. et al. (2006), Sulfate deposition in subsurface regolith in Gusev Crater, Mars, *J. Geophys. Res.*, *111*, E02S17, doi:10.1029/2005JE002513.

Weitz, C., T. J. Parker, M. H. Bulmer, F. S. Anderson, and J. A. Grant (2003), Geology of the Melas Chasma landing site for the Mars Exploration Rover mission, *J. Geophys. Res.*, *108*, 8072, doi:10.1029/2002JE002022.

Weitz, C., Irwin R.P., Chuang F., Bourke M.C., and Crown D.A. (2006), Formation of a terrace fan deposit in Coprates Catena, Mars, *Icarus*, 184, 436-451.

Wilson, S.S., Howard A.D., Moore J.M., and Grant J.A. (2007), Geomorphic and stratigraphic analysis of Crater Terby and layered deposits north of Hellas basin, Mars, *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JE002830.

Conclusion générale

Dans cette thèse, nous avons étudié trois environnements dans la région de Valles Marineris : les versants, les plateaux environnants et le fond des canyons. Nous avons montré que les versants de Valles Marineris exposaient des affleurements crustaux exceptionnellement conservés, témoins des processus magmatiques précoces du Noachien. Les plateaux de Valles Marineris sont quant à eux partiellement recouverts d'une formation argileuse, riche en argiles ferro-magnésiennes à sa base, et en argiles alumineuses à son sommet. Cette formation implique que des processus d'altération aqueuse étaient actifs à la fin du Noachien. Enfin, nous avons montré que les dépôts stratifiés intérieurs riches en sulfates reposaient sur le fond des canyons, et qu'ils avaient par conséquent été déposés postérieurement à l'ouverture, au cours de l'Hespérien.

Les analyses présentées dans les différents chapitres de cette thèse concernent des évènements diachrones et nous permettent donc de reconstituer une histoire de la région de Valles Marineris. La chronologie présentée ci-après est une interprétation de nos résultats qui se limite à la région étudiée, mais apporte néanmoins des informations sur l'histoire globale de la planète.

La région de Valles Marineris a connu les cinq grandes phases suivantes :

I. Formation de la croûte primitive par cristallisation au sein d'un océan magmatique. Cette étape, qui a eu lieu durant le pré-Noachien, n'a laissé que très peu de preuves de son existence à la surface de la planète. Conformément aux modèles de séquence de cristallisation, cette croûte est enrichie en minéraux mafiques, notamment en orthopyroxènes. Le bombardement météoritique, très intense au début de l'histoire de la planète peut être responsable de l'aspect fracturé de la croûte que nous observons à la base des versants de Valles Marineris. Le jardinage et l'hydrothermalisme engendrés par ces impacts fréquents sont les mécanismes les plus plausibles pour expliquer la couche d'argiles ferro-magnésiennes présente au sommet de cette croûte.

II. Volcanisme pré-Noachien et Noachien. Suite à sa formation, cette croûte primitive a été recouverte par d'épais dépôts volcaniques (cendres volcaniques ou coulées de laves). Cette couverture semble plus importante dans la partie Ouest de Valles Marineris, qui se situe plus près des volcans de Tharsis, et expose dans ses murs des dépôts stratifiés sombres sur environ 10 km d'épaisseur. A l'Est de Valles Marineris, la croûte primitive altérée est recouverte de 2 à 3 km de dépôts stratifiés compétents, assimilés à des coulées de laves. Les dikes riches en olivine observés à l'Est de Coprates Chasma pourraient avoir alimenté ces couches volcaniques au cours du Noachien.

III. Altération Noachienne étendue. L'étendue des formations riches en argiles sur les plateaux est le principal témoin de cette période d'altération aqueuse, située à la fin du Noachien. L'alternance d'argiles ferro-magnésiennes et alumineuses rappelle les profils latéritiques terrestres, développés en contexte tropical humide. Les précurseurs de ce niveau d'argiles, probablement d'origine volcanique, ont dû être altérés sur une grande période de temps. La transition entre argiles ferro-magnésiennes et argiles alumineuses pourrait traduire une évolution de la composition initiale de ces roches, ou un changement des conditions climatiques.

IV. Volcanisme Hespérien et ouverture de Valles Marineris. Les laves produites au début de l'Hespérien viennent recouvrir les unités Noachiennes riches en phyllosilicates des plateaux de Valles Marineris. Ces laves ne semblent pas altérées, ce qui traduit à nouveau une évolution de la composition des laves ou un changement de climat. Le début de l'Hespérien voit également la formation du grand canyon de Valles Marineris par extension, en réponse à la surcharge lithosphérique engendrée par le dôme de Tharsis. Les bords des plateaux sont drapés par une formation sédimentaire riche en sulfates de fer et silice hydratée. La distribution de ces dépôts sur les bords des plateaux suggère qu'ils sont probablement contemporains du tout début de l'ouverture de Valles Marineris. Ces dépôts stratifiés ont probablement une origine éolienne ; ils pourraient correspondre à des cendres volcaniques altérées ensuite en conditions de pH acide.

V. Formation des dépôts stratifiés intérieurs de Valles Marineris. Alors que l'ouverture de Valles Marineris continue, les premiers dépôts sédimentaires riches en sulfates magnésiens remplissent le fond des canyons. L'origine des ces dépôts sédimentaires plurikilométriques est incertaine, puisqu'il pourrait s'agir d'évaporites ou de dépôts éoliens préexistants altérés au gré des variations de nappes d'eau souterraines. Ces deux mécanismes impliquent l'existence d'une tranche d'eau sur toute la région, ou d'une nappe d'eau souterraine atteignant la surface de façon intermittente. Cette phase témoigne également d'un environnement globalement acide dans la région, potentiellement lié au soufre libéré dans l'atmosphère par les volcans de Tharsis à proximité. Les dépôts stratifiés du canyon sont ensuite érodés par de gigantesques écoulements d'eaux liquides qui marquent le début de l'activité des chenaux de débâcles, jusqu'à 3 milliards d'années.

La figure 6.1 résume schématiquement ces différentes étapes.

La région de Valles Marineris, qui renferme un enregistrement géologique unique sur les premiers milliards d'années de la planète, et qui a enregistré de multiples épisodes aqueux, présente un grand intérêt pour l'exploration future de la planète.

L'ensemble des résultats présentés dans cette thèse peuvent être replacés dans le contexte des grandes problématiques martiennes. L'étude minéralogique de la région de Valles Marineris montre une transition dans la composition des roches ignées ; le socle Noachien observé à la base des versants des canyons semble en effet très enrichi en orthopyroxènes, plus que les laves Noachiennes (Mustard et al., 2005). Ces roches représentent probablement les roches les plus anciennes exposées à la surface de Mars. Leur composition particulière peut être la conséquence d'un manteau plus chaud au début de la planète. L'histoire de Valles Marineris a également enregistré un changement des conditions environnementales il y a 3.5 milliards d'années, au moment de l'ouverture du canyon, qui se traduit par une évolution des types de dépôts sédimentaires. La formation de sulfates au cours de l'Hespérien traduit une altération à pH acide, alors que les argiles détectées dans les terrains Noachien se forment à un pH plus neutre. Néanmoins ce changement de chimie en surface ne semble pas lié à un changement climatique brutal, comme suggéré par Bibring et al. (2006), puisque l'eau liquide semble toujours présente en abondance dans la région tout au long de l'Hespérien.

Ces conclusions, déduites de l'étude détaillée de la région de Valles Marineris, pourraient éventuellement s'appliquer à la planète en général, en rapprochant nos résultats avec ceux d'autres régions clés de la surface martienne. La composition de la croûte primitive martienne, déduite des affleurements observés dans leurs contextes géologiques dans Valles Marineris, est à comparer avec celle des blocs crustaux reportés dans la région d'Isidis/ Nili

Fossae (Mustard et al., 2009), et avec celle des roches exhumées par les grands cratères d'impact (Quantin et al., 2011). Cette composition peut également être affinée par des études spectroscopiques plus précises, par exemple en appliquant des Modèles Gaussiens Modifiés (MGM) sur l'ensemble du domaine visible/proche-infrarouge. La stratigraphie observée au sommet des plateaux de Valles Marineris (couche enrichie en argiles alumineuses recouvrant une couche enrichie en argiles ferro-magnésiennes) rappelle la stratigraphie observée dans la région de Marwth Vallis (Loizeau et al., 2007 ; McKeown et al., 2009), mais semble également de plus en plus fréquemment observée à la surface de Mars, comme par exemple dans les terrains anciens autour d'Hellas (Carter et al., 2011). L'omniprésence de ces couches argileuses dans les terrains de la fin du Noachien pourrait s'expliquer par des processus de formation communs sous des conditions climatiques homogènes à l'échelle de la planète à cette époque. Enfin les dépôts riches en sulfates étudiés au centre des canyons de Valles Marineris sont à comparer aux dépôts riches en sulfates analysés *in situ* par le robot Opportunity dans Meridiani Planum (Squyres et al., 2004), et à ceux du cratère Gale (Milliken et al., 2010), qui devrait être prochainement étudiés par Curiosity, le robot de la mission Mars Science Laboratory.

De nombreuses régions de la surface Martienne restent également inexplorées. Leur étude pourrait permettre de confirmer certains des modèles proposés, ou de chambouler à nouveau nos connaissances de la surface martienne, qui demeurent en constante évolution.

Figure 6.1 (ci-après): Histoire de la région de Valles Marineris, rassemblant les grandes étapes proposées. En haut : Cristallisation d'un océan de magma et formation de la croûte primitive. Cette croûte primitive (1) est altérée à sa surface par les impacts, qui produisent des argiles (2), puis recouverte de dépôts volcaniques, alimentés entre autre par des dikes (3). Les coulées formées en surface sont ensuite altérées sous un climat chaud et humide (4), formant un horizon riche en argiles ferro-magnésiennes et alumineuses. Cette formation est recouverte par de nouvelles coulées de laves Hespériennes (5). Alors que l'ouverture de Valles Marineris débute (6), les dépôts stratifiés se forment sur les plateaux autour des canyons. L'approfondissement progressif du canyon est compensé par la formation des dépôts stratifiés intérieurs (7), qui sont par la suite érodés en buttes centrales (8).

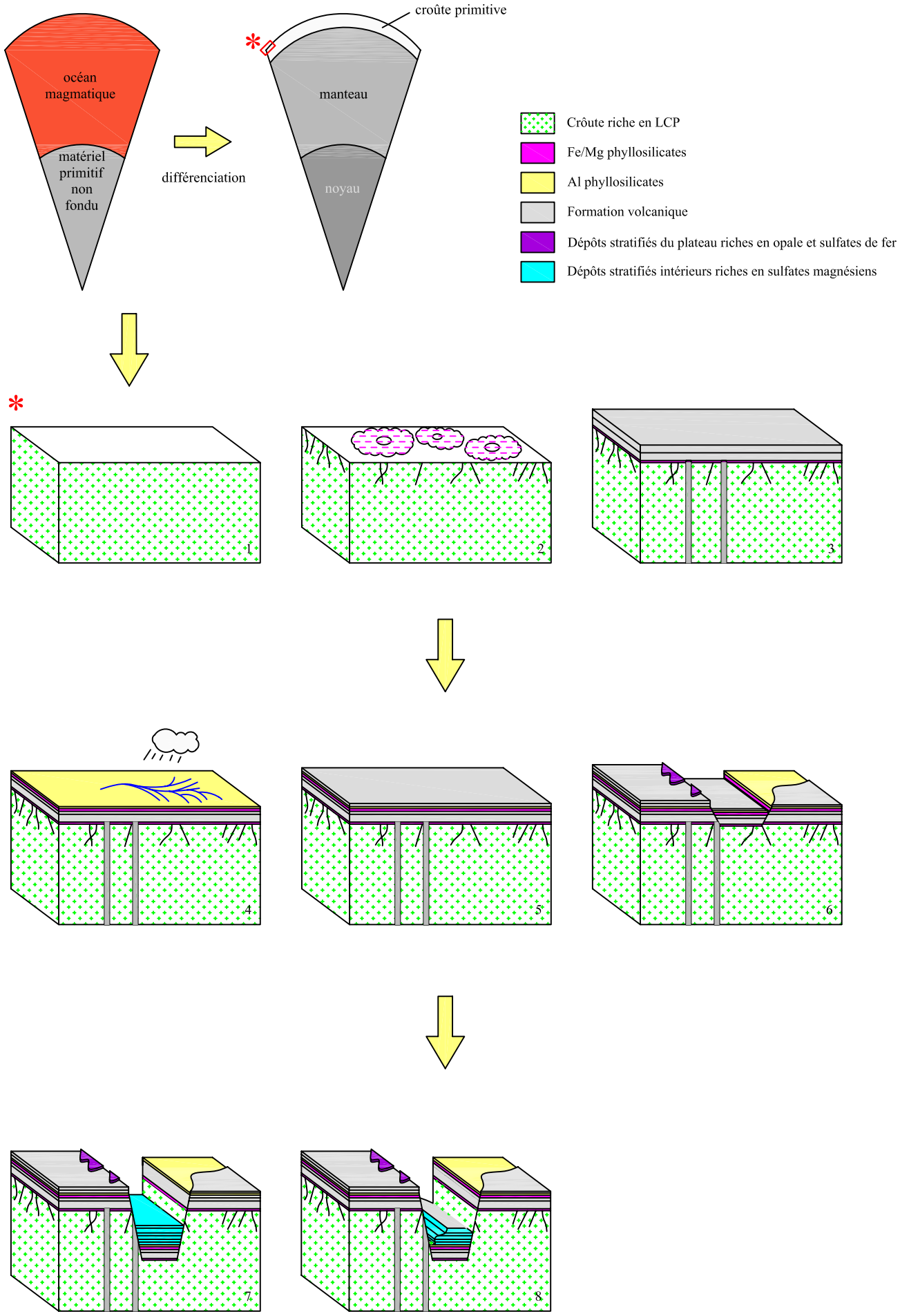


Figure 6.1: Histoire de la région de Valles Marineris

Références:

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.

Carter, J., F. Poulet, N. Mangold, V. Ansan, and D. Loizeau (2011), Mineralogical evidence for major aqueous activity in the northern Hellas province, Mars, *EPSC meeting*, Abstract #EPSC-DPS2011-1044.

Loizeau, D., N. Mangold, F. Poulet, J.-P. Bibring, A. Gendrin, V. Ansan, C. Gomez, B. Gondet, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum (2007), Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars, J. Geophys. Res., 112(E8), E08S08, doi:10.1029/2006JE002877.

McKeown, N. K. et al. (2009), Characterization of phyllosilicates observed in the central Mawrth Vallis region, Mars, their potential formational processes, and implications for past climate, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D10, doi:10.1029/2008JE003301.

Milliken, R. E., J. P. Grotzinger, and B. J. Thomson (2010), Paleoclimate of Mars as captured by the stratigraphic record in Gale Crater, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L04201, doi:10.1029/2009GL041870.

Mustard, J. F., F. Poulet, A. Gendrin, J. P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, N. Mangold, G. Bellucci, and F. Altieri (2005), Olivine and pyroxene diversity in the crust of Mars, *Science*, 307(5715), 1594-1597.

Mustard, J. F., B. L. Ehlmann, S. L. Murchie, F. Poulet, N. Mangold, J. W. Head, J. P. Bibring, and L. H. Roach (2009), Composition, Morphology, and Stratigraphy of Noachian Crust around the Isidis basin, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D12.

Quantin, C., J. Flahaut, H. Clenet, P. Allemand and P. Thomas (2011), Composition and structure of the subsurface in the vicinity of Valles Marineris as revealed by central uplift of impacts craters, *Submitted to Icarus. Cf. Annexe 3*

Squyres, S. W. et al. (2004a), The Opportunity Rover's Athena Science Investigation at Meridiani Planum, Mars, *Science*, 306, 1698-1703.

Glossaire

APXS	Alpha-Particle X-ray Spectrometer (MER)
CAT	Crism Analysis Tool (ENVI)
CRISM	the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (MRO)
CTX	ConText Camera (MRO)
GRS	Gamma Ray Spectrometer (Mars Odyssey)
HCP	High Calcium Pyroxene
HiRISE	High Resolution Imaging Science Experiment (MRO)
HRSC	High Resolution Stereo Camera (MEx)
ILD	Interior Layered deposit
IR	Infra Red
LCP	Low Calcium Pyroxene
LD	Layered Deposits
MER	Mars Exploration Rovers (NASA, 2004- ?)
MGM	Modified Gaussian Model
MGS	Mars Global Surveyor (NASA, 1996-2006)
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MOC	Mars Orbiter Camera (MGS)
MOLA	Mars Orbiter Laser Altimeter (MGS)
MRO	Mars Reconnaissance Orbiter (NASA, 2005- ?)
MEx	Mars Express (ESA, 2003- ?)
MSL	Mars Science Laboratory (NASA, 2012- ?)
ODE	Orbital Data Explorer
OMEGA	Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (MEx)
PDS	Planetary Data System

PIGWAD	Planetary Interactive Gis on-the-Web Analyzable Database
RGB	Red-Green-Blue (composition colorée à 3 bandes)
SAM	Spectral Angle Mapper (ENVI)
SIG	Système d'Informations Géographiques
SNC	Shergottites, Nakhlites, Chassignites (meteorites martiennes)
ST1, ST2	Surface de Type 1, Surface de Type 2, d'après les données TES
TES	Thermal Emission Spectrometer (MGS)
THEMIS	Thermal Emission Imaging System (Mars Odyssey)
USGS	United States Geological Survey
UV	Ultra-Violet
VIS	Visible
VNIR	Visible Near Infra-Red

Annexe 1

Liste de communications

1.1 Publications

Peer-reviewed publications

- Le Deit L., **J. Flahaut** et al. 'Extensive surface pedogenic alteration of the Martian Noachian crust evidenced by plateau phyllosilicates around Valles Marineris.' *Accepted to JGR.*
- **Flahaut J.** et al. 'Identification and characterization of science-rich landing sites for lunar lander missions using integrated remote sensing observations.' *Submitted to ASR.*
- Quantin C., **J. Flahaut** et al., 2011. 'Composition and structure of the subsurface in the vicinity of Valles Marineris as revealed by central uplift of impacts craters.' *Accepted to Icarus.*
- **Flahaut J.** et al., 2011. 'Pristine Noachian crust and key geologic transitions in the walls of Valles Marineris: insights into early igneous processes on Mars.' *Accepted to Icarus.*
- **Flahaut J.** et al., 2011. 'Dikes of Distinct Composition Intruded into Noachian-Aged Crust Exposed in the Walls of Valles Marineris.' *GRL, 38, L15202, doi:10.1029/2011GL048109.*
- Duffard R. **et al.,** 2011. 'A multiple-rendezvous, sample-return mission to 2 near-Earth asteroids.'Advances in Space Research, 48(1), 120-132 doi:10.1016/j.asr.2011.02.013.
- Fueten F., **J. Flahaut** et al. 'Interior Layered Deposits through an ancestral basin in southern Coprates Chasma, Valles Marineris, Mars.' *JGR, 116, E02003, doi:10.1029/2010JE003695.*
- **Flahaut J.** et al., 2010. 'Identification, repartition and possible origins of sulfates in Capri Chasma (Mars), inferred from CRISM data.' *JGR, 115, E11007, doi:10.1029/2009JE003566.*
- Flahaut J. et al., 2010. 'Morphology and Geology of Capri/Eos Chasma (Mars) from visible and infra-red data.' *Icarus, 207, 175-185, doi:10.1016/j.icarus.2009.11.019.*

Autres contributions

- 'Lunar Surface Sites Suitable for Exploring NRC 2007 Concept 3: Key Planetary Processes are Manifested in the Diversity of Lunar Crustal Rocks.' *Lunar Exploration program 2010 final report, available at LPI, Houston.*
- 'Multiple rendez-vous sample mission to NEO asteroids.' *Alpbach summer school report 2008, available at FFG/ESA.*

1.2 Présentations orales et posters

- **J. Flahaut** et al. (*Octobre 2011*): 'Evidence for Preserved dikes intruding the Noachian Crust and Major Geologic Transitions in the Walls of Valles Marineris, Mars', Poster, European Planetary Science Congress, Nantes, France.
- C. Quantin, **J. Flahaut** et al. (*Octobre 2011*): 'Imaging the subsurface from central peaks of impact craters', European Planetary Science Congress, Nantes, France.
- H. Clenet, C. Quantin, **J. Flahaut** et al. (*Octobre 2011*): 'Compositional diversity of mafic rocks in the vicinity of Valles Marineris, Mars, using Modified Gaussian Model', Oral Comm., European Planetary Science Congress, Nantes, France.

- **Flahaut J.** et al. *(Juin 2011):* 'First insights into the mineralogical composition of Candor Mensa with CRISM data', Oral comm., ISSI 3rd Mars ILD workshop, Bern, Switzerland.
- **Flahaut J.** *(Avril 2011):* Journée de Vulgarisation : 'La planète rouge: histoire d'un autre monde.' Oral comm., ENS Lyon, France.
- **Flahaut J.** et al. *(Avril 2011)*: 'Evidence of Preserved Noachian Crust and Major Geologic Transitions in the Walls of Valles Marineris, Mars'. Poster, EGU General Assembly, Vienna, Austria.
- C. Quantin, **J. Flahaut** et al. (*Avril 2011*): 'Major Subsurface discontinuity revealed by central uplifts of impact craters in the vicinity of Valles Marineris', Oral Comm., EGU General Assembly, Vienna, Austria.
- **Flahaut J.** et al. *(Mars 2011)*: 'Evidence for compositional dikes intruding the emplaced and preserved Noachian crust in Valles Marineris, Mars'. Poster, 42nd LPSC, Houston, TX.
- C. Quantin, **J. Flahaut** et al. (*Mars 2011*): 'Composition and Structures of the Subsurface in the Vicinity of Valles Marineris as Revealed by Central Uplifts of Impact Craters', Poster, 42nd LPSC, Houston, TX .
- H. Clenet, **J. Flahaut** et al. (*Mars 2011*): 'Compositional Diversity of Mafic Rocks in the Vicinity of Valles Marineris, Mars, Using Modified Gaussian Model', Poster, 42nd LPSC, Houston, TX.
- **Flahaut J.** et al. *(Mars 2011)*: 'Identification of Science-rich Mission Sites Designed to Test the Lunar Magma Ocean Hypothesis'. Poster, 42nd LPSC, Houston, TX .
- A. L. Souchon, **J. Flahaut** et al. (*Mars 2011*): 'Suggested Landing Sites to Study Key Planetary Processes on the Moon: The Case of Schrödinger Basin', Poster, 42nd LPSC, Houston, TX.
- J.-F. Blanchette-Guertin, C. E. Jilly, **J. Flahaut** et al. (*Mars 2011*): 'Mission Strategies for Determining the Vertical Extent and Structure of the Lunar Megaregolith', Poster, 42nd LPSC, Houston, TX.
- P. Sharma, J. F. Blanchette-Guertin, C. E. Jilly, **J. Flahaut** et al. (*Mars 2011*): 'Identifying Lunar Landing Sites for Sampling Lower Crust and Mantle Material', Poster, 42nd LPSC, Houston, TX.
- C. E. Jilly, P. Sharma, A. L. Souchon, J. F. Blanchette-Guertin, **J. Flahaut** et al. (*Mars 2011*): 'Lunar Landing Sites to Explore the Extent of KREEP and Its Significance to Key Planetary Processes', Poster, 42nd LPSC, Houston, TX .
- **Flahaut J.** et al. *(Janvier 2011)*: 'Testing the Magma Ocean Hypothesis: Science-rich mission sites'. Poster, Landing sites for exploration missions workshop, Leiden University and ESTEC, Netherland.
- **Flahaut J.** et al. *(Novembre 2010)*: 'Lunar Surface Sites Suitable for Exploring NRC 2007 Concept 3: Key Planetary Processes are Manifested in the Diversity of Lunar Crustal Rocks,' Oral comm., Brown University, Providence, RI.
- **Flahaut J.** et al. *(Septembre 2010)*: 'Geology and Mineralogy of Vallles Marineris, Mars'. Oral comm., Brown University, Providence, RI.
- **Flahaut J.** et al. *(Septembre 2010)*: 'Identification et repartition des sulfates dans Capri Chasma, Valles Marineris, à partir des données CRISM.' Poster, PNP 2010, Brest, France.
- L. Le Deit, **J. Flahaut** et al. (*Septembre 2010):* Geological study of the hydrated formations on the plateaus around Valles Marineris, Mars: Implications for the evolution of geochemical conditions through time, *European Planetary Science Congress,* Rome, Italie.

- **Lunar Exploration Interns** *(Août 2010)*: 'Lunar Surface Sites Suitable for Exploring NRC 2007 Concept 3: Key Planetary Processes are Manifested in the Diversity of Lunar Crustal Rocks.' Oral comm. for the Constellation Program Manager, LPI, Houston, TX.
- **Flahaut J.** (*Avril 2010)*: Journée de Vulgarisation : 'Mars présentée aux lycéens.' Oral comm., ENS Lyon, France.
- **Flahaut J.** et al. *(Avril 2010)*: 'Morphological and spectral evidence for phyllosilicates and major geological discontinuities in the walls of Valles Marineris, Mars.' Oral comm., 1rst Intern. Conf. on Mars Sedimentology and Stratigraphy, El Paso, TX.
- **Flahaut J.** et al. *(Avril 2010)*: 'Mineralogy and Geology of the sulfate-rich deposits of Capri/Eos Chasma, Valles Marineris, Mars.' Poster, 1rst Intern. Conf. on Mars Sedimentology and Stratigraphy, El Paso, TX.
- L. Le Deit, **J. Flahaut** et al. (*Avril 2010*): 'Geologic Analysis of Various Hydrated Formations Exposed on the Plateaus Surrounding Valles Marineris, Mars', Oral comm., 1rst Intern. Conf. on Mars Sedimentology and Stratigraphy, El Paso, TX.
- Quantin C., N. Mangold, E. Hauber, **J. Flahaut** et al. *(Avril 2010)*: 'Timing constrains of interior layered deposit emplacement in Valles Marineris.' Poster, 1rst Intern. Conf. on Mars Sedimentology and Stratigraphy, El Paso, TX.
- **Flahaut J.** et al. *(Mars 2010)*: 'Identification and distribution of phyllosilicate-rich deposits on the surrounding plateaus of Valles Marineris.' Poster, MarsIII Workshop, Les Houches, France.
- **Flahaut J.** et al. *(Mars 2010)*: 'Phyllosilicates and Low Calcium Pyroxene-rich Noachian crust exposures in the walls of Valles Marineris, Mars.' Oral comm., 41th LPSC, Houston, TX.
- L. Le Deit, **J. Flahaut** et al. (*Mars 2010*): 'Geological Setting of Different Phyllosilicate-rich Deposits Exposed on the Surrounding Plateaus and in the Walls of Valles Marineris, Mars', Poster, 41th LPSC, Houston, TX.
- S. Silvestro, A. P. Rossi**, J. Flahaut** et al. (*Mars 2010*): 'Active and Fossil Dunes as Evidences of Different Aeolian Constructional Events in Gale Crater (Mars)', Poster, 41th LPSC, Houston, TX.
- H. Clenet, P. C. Pinet, Y. Daydou, **J. Flahaut** et al. (*Mars 2010*): Mafic Minerals Mapping on Mars and Chemical Composition Characterization Using a Systematic Approach Based on the Modified Gaussian Model (MGM), Poster, 41th LPSC, Houston, TX.
- **Flahaut J.** (*Février 2010)*: Journée de Vulgarisation : 'la Recherche présentée aux lycéens'/ 'La planète Mars.' Organization and Oral comm., ENS Lyon (France).
- **Flahaut J.** et al. *(Decembre 2009)*: 'Identification, repartition and possible origins of hydrated minerals in Capri/Eos Chasma (Mars), based on CRISM and HiRiSE data.' Poster, AGU Fall Meeting, San Francisco, CA.
- Le Deit L., **J. Flahaut** et al. *(Decembre 2009)*: 'Geological history of a light-toned formation draping the plateaus in the region of Valles Marineris, Mars.' Poster, AGU Fall Meeting, San Francisco, CA.
- **Flahaut J.** et al. *(Novembre 2009)*: 'Geology and Mineralogy of the Interior Layered Deposits in Capri/Eos Chasma, based on CRISM and HiRiSE data.' Oral comm.., ISSI 1st Mars ILD workshop, Bern, Switzerland.
- **Flahaut J.** et al. *(Octobre 2009)*: 'Geology and Mineralogy of the Interior Layered Deposits in Capri/Eos Chasma, based on CRISM and HiRiSE data.' Oral comm., Brown University, Providence, RI.

- **Flahaut J.** et al. *(Juillet 2009)*: 'Geology and Mineralogy of the Interior Layered Deposits in Capri/Eos Chasma, based on CRISM and HiRiSE data.' Poster, NASA Summer School, Reykjavik, Iceland.
- **Flahaut J.** et al. *(Juin 2009)*: 'Minéraux hydrates de Coprates et Capri Chasma.' Oral comm., Valles Marineris meeting, Lyon, France.
- **Flahaut J.** (*Mai 2009)*: Journée de Vulgarisation : 'la Recherche présentée aux lycéens'/ 'La planète Mars.' Organization and Oral comm., ENS Lyon, France.
- Quantin C., **J. Flahaut** et al. *(Mars 2009)*: 'Buried layers beneath south rim of Valles Marineris revealed by central uplift of impact craters.' Poster, 40th LPSC, Houston, TX.
- **Flahaut J.** et al. *(Mars 2009)*: 'Geology and Mineralogy of the Interior Layered Deposits in Capri/Eos Chasma, based on CRISM and HiRiSE data.' Oral comm.., 40th LPSC (Lunar and Planetary Science Conference), Houston, TX.
- **Flahaut J.** et al. *(Janvier 2009)*: 'Spectral and Geological study of Capri Chasma, Mars.' Poster, journée de l'UFR, ENS Lyon, France.
- **Flahaut J.** et al. *(Decembre 2008)*: 'Etude des dépôts riches en sulfates de Capri Chasma.' Oral comm., Rhône-Alpes meeting, Grenoble, France.

1.3 Workshop et écoles d'été:

- *Juin 2011*: 'Mars layered deposits III' workshop, invited as a Young Scientist at the ISSI, Bern, Switzerland.
- *Mars 2011*: 'M3 data workshop' Houston, TX.
- *Mars 2011*: 'Brown-Vernadsky Microsymposium 52: 'The Moon: The First Billion Years of Crustal Evolution,' Houston, TX.
- *Mars 2011*: 'Writing a scientific paper in English' Workshop, Université Lyon 1, France.
- *Janvier 2011*: 'Landing sites for exploration missions' workshop, Leiden University and ESTEC center, Netherland.
- *Septembre 2010*: 'Writing a proposal' workshop, Brown University, Providence, RI.
- *De mai à août 2010:* Lunar Exploration Summer Program: Intern position at the LPI/Johnson Space Center, Houston, TX.
- *Avril 2010*: MarsSedI field trip, Guadalupe Mountains and Delaware basin, New Mexico.
- *Mars 2010*: MarsIII workshop, les Houches, France.
- *Fevrier 2010*: Brown-Vernadsky Microsymposium 51: 'Compositional Structure of the Lunar Crust,' Houston, TX.
- *Novembre 2009*: 'Mars layered deposits I' workshop, invited as a Young Scientist at the ISSI, Bern, Switzerland.
- *Juillet 2009*: 'Nordic- Nasa Summer School.' Subject: 'Water, Ice and the Origin of Life in the Universe.' Reykjavik, Iceland.
- *Avril 2009*: ' Construire, gérer et valoriser mon projet de thèse,' Workshop on valorizing PhD projects, Université Lyon 3, France.
- *Mars 2009*: MRO/CRISM data Users' Workshop, Houston, TX.
- *Octobre 2008*: Workshop on Martian Phyllosilicates: 'Recorders of Aqueous Processes?,' Paris, France.
- *Juillet 2008*: 'Alpach Summer School.' Design of a space mission with the subject 'Sample return of the Moon, an ansteroid or a comet.' ESA/FFG, Alpbach, Austria.

1.4 Informations complémentaires

- *De 2009 à 2011:* Monitorat à l'ENS Lyon. enseignements : Géosciences, cartographie, planétologie, SIGs, élasticité, anglais scientifique.

- *De sept 2009 à dec 2009 et sept 2010 à dec 2010:* Echange scolaire à la Brown University (Providence, RI, USA) dans le cadre de la bourse 'Explora'doc' de la région Rhöne-Alpes.

- *Bourses de mérite:* ERASMUS (ETH Zurich, 2007) CNES (Alpbach summer School 2008), NASA (Nasa Nordic Summer School 2009), Explora'doc (Echange study at Brown University, 2009 and 2010), LPI Summer Program (2010), Europlanets (Landing sites workshop 2011), LPI Career development award (LPSC 2011).

- Convener et Chairwoman de la session Terrestrial Planets 11 : 'Spectral Analysis of planetary surfaces'. EPSC-DPS, Nantes, Octobre 2011.

Annexe 2

Exemple d'application des outils de cartographie et traitement des SIG : détermination de sites d'alunissage sous Arcgis

Un bon exemple de l'utilisation des SIG est le résultat du stage que j'ai réalisé au Lunar and Planetary Institute (LPI) à Houston, qui portait sur la détermination des futurs sites d'alunissage, à partir des bases de données existantes et de résultats scientifiques publiés [LEIP, 2010].

Le but du stage était de déterminer des sites d'alunissage qui vérifient le concept n° 3 du rapport concernant les priorités scientifiques du NRC (*Scientific Context for the Exploration of the Moon: A National Research Council space science board study, 2007*). La ligne directrice de ce travail est que les processus planétaires clés (différenciation, magmatisme, impacts) se manifestent au travers de la diversité des roches. Nous avons donc cherché à caractériser et cartographier cette diversité de roches à l'aide de l'outil SIG, puis à déterminer des critères de sélection de sites d'alunissage. Un rapport plus complet de ce stage a été remis aux responsables du programme 'Constellation' de la NASA et est disponible au LPI en version électronique. L'étude des sites privilégiés à l'issue de ce rapport devrait apporter des indices clés pour la compréhension de la formation (différenciation) et de l'évolution (magmatisme et impacts) de la Lune.

2.1 Introduction

Avec le développement des missions d'exploration spatiales ces dernières années, la NASA a décidé de fonder le 'National Reasearch Council' (NRC). Cette commission a pour but de définir les priorités scientifiques et défis des futures explorations. En 2007, le NRC a publié un rapport, intitulé '*The Scientific Context for Exploration of the Moon'*, qui rassemble les grandes questions actuelles quant à l'origine et l'évolution de notre satellite. Ce document est découpé en 8 concepts scientifiques qui résument nos connaissances scientifiques de la Lune, chacun subdivisé en objectifs à atteindre grâce aux futures missions. Lors du stage proposé au LPI, nous avons travaillé sur le concept 3 de ce rapport, intitulé :

'KEY PLANETARY PROCESSES ARE MANIFESTED IN THE DIVERSITY OF CRUSTAL ROCKS'.

Ce concept traite de manière générale de la réorganisation de débris agglomérés pour former la Lune telle qu'on la connaît à l'heure actuelle. Il s'agit de comprendre comment des processus physiques ont pu redistribuer les composants chimiques à l'intérieur de la Lune, sur des surfaces de milliers de kilomètres, alors que d'autres les ont concentrés au centre de l'astre. L'absence de tectonique et d'activité hydrologique à la surface de la Lune en fait un environnement d'étude unique des processus planétaires, qui sont encore mal compris. Il existe probablement en surface, quelques roches clés qui permettraient une meilleure compréhension de ces processus ; mais il faut encore être capable d'identifier ces témoins et de les ramener sur Terre.

Les découvertes fondamentales du programme Apollo nous ont montré à quel point la Lune était diversifiée en termes de types et de compositions minéralogiques et chimiques de roches volcaniques et d'impact. L'existence de basaltes riches en éléments incompatibles (KREEP) et l'abondance d'anorthosite ont mené à l'idée que la Lune était différenciée en une croûte supérieure, riche en anorthosite ; une croûte inférieure, de composition noritique ; un manteau dunitique et un possible noyau (Figure 2.1) [Spudis and Davis, 1986]. Cette croûte semble aussi hétérogène latéralement, puisque la surface de la Lune présente des terrains de compositions variées, rassemblés en terranes (Figure 2.2) [Jolliff et al., 2000]. La surface lunaire présente donc une importante hétérogénéité à plusieurs échelles, que nous nous proposons d'étudier par la suite.

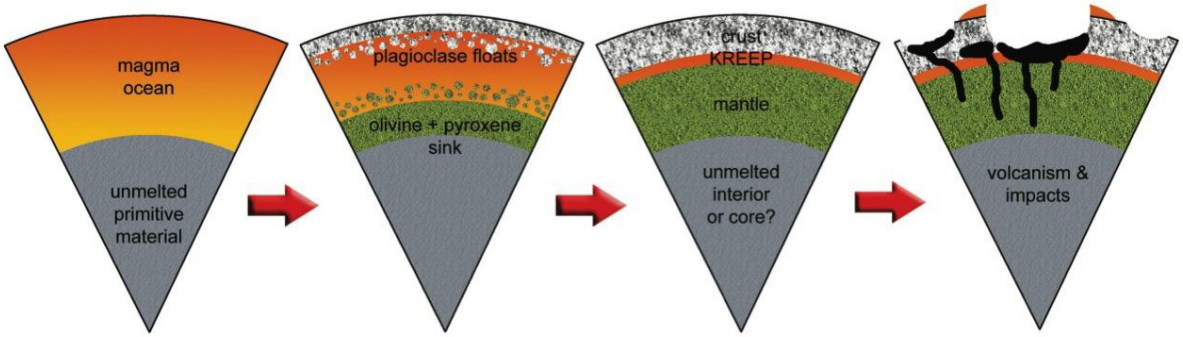


Figure 3.1 : Le concept d'océan magmatique, avancé suite à l'analyse des échantillons Apollo, implique que la Lune s'est différenciée très tôt après sa formation, par cristallisation de minéraux de différentes densités à des taux différents. Il en résulterait une croûte

supérieure riche en plagioclase, une croûte inférieure riche en pyroxènes, un manteau riche en olivine, et possiblement un noyau riche en métaux. La couche KREEP, située entre la croûte et le manteau, et épaisse de quelques kilomètres seulement, représenterait le dernier liquide à avoir cristallisé au sein de cet océan magmatique et concentrerait donc plus de 99% des éléments incompatibles. La croûte lunaire a ensuite été remodelée par les impacts et le volcanisme subséquent à la formation de la croûte (Source : NRC report).

Le but du stage était de déterminer des sites d'alunissage qui vérifient le concept 3 du rapport des priorités scientifiques du NRC. Nous avons donc cherché à caractériser et cartographier la diversité des roches lunaires, puis à déterminer des critères de sélection de sites d'alunissage. Il est en particulier intéressant d'atterrir dans des endroits présentant une forte diversité de roches, possiblement lié à une géologie régionale complexe, et vice versa. Nous nous sommes également particulièrement intéressés aux roches possiblement exposées à la surface de la Lune, et qui ne seraient pas encore présentes dans les collections d'échantillons lunaires ramenés par les missions Apollo. Nous avons également pris en compte la géométrie des cratères et autres morphologies lunaires dans la recherche d'affleurements non masqués par le régolithe lunaire. Ces aspects de la sélection des sites d'alunissage seront présentés dans les sections suivantes.

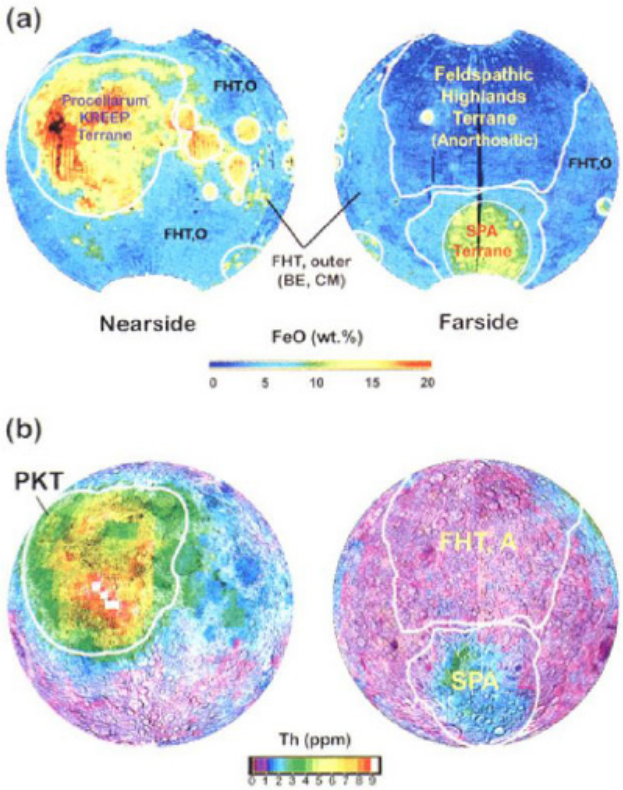


Figure 3.2 : La combinaison des données orbitales révèle au moins 3 grands types de terrains géologiques, ou terranes, à la surface de la Lune : La terrane FHT (Feldspathic Highlands Terrane) rassemble les hauts plateaux cratérisés riches en anothorsites, la terrane PKT (Procellarum Kreep Terrane) rassemble des terrains riches en minéraux mafiques, qui montrent de très fortes concentrations de Thorium, et la terrane SPAT (South Pole-Aitken Terrane) , qui est limitée au pourtour du bassin South Pole-Aitken, présente des compositions intermédiaires, vraisemblablement liées au matériel exhumé par l'impact (D'après Jolliff et al., [2002]).

2.2 Compilation des données utilisées

2.2.1 Données d'imagerie

Nous avons réalisé un SIG avec toutes les données lunaires disponibles publiquement à la date du 1er juillet 2010. En plus des images des diverses missions, nous avons utilisé la base de données des cratères lunaires, compilée par le LPI, et nous avons créé des fichiers de points contenant les coordonnées de détections ou d'observations morphologiques clés, publiés récemment. Les données d'altimétrie LOLA ont été dérivées sous forme d'une carte de pente, et les données Lunar Prospector ont servi à la construction de cartes d'abondance des différents éléments chimiques. Les données ont toutes été géoréférencées dans le système de coordonnées Moon 2001 avec une projection "plate_carree" (projection cylindrique équidistante) et intégrées dans un SIG.

Le tableau 2.2 présente la liste des types d'observations disponibles, alors que le tableau 2.1 résume les types de données utilisées.

Data	Mission	Resolution	Source
Clementine UVVIS global map (5 bands) and derived products (RBG)	Clementine	200 m/px	USGS
Clementine UVVIS 750nm filter albedo map	Clementine	100 m/px	USGS
Lunar Orbiter global mosaic	Lunar Orbiter	~60 m/px	USGS
FeO global distribution map	Clementine	100 m/px	USGS, Lucey *et al.*, 1998
	Lunar Prospector	0.5 deg = 15 km/px	PDS
TiO global distribution map	Clementine	100 m/px	USGS, Lucey *et al.*, 2000
	Lunar Prospector	2 deg = 60 km/px	PDS
Th and H global distribution maps	Lunar Prospector	0.5 deg = 15 km/px	PDS
K and Sm global distribution maps	Lunar Prospector	2 deg = 60 km/px	PDS
Al, Ca, Mg, Si, O global distribution maps	Lunar Prospector	5 deg = 150 km/px	PDS
Lunar Impact Crater Database			LPI
Crustal thickness maps	Clementine	1 deg = 30 km/px	Wieczorek *et al.*, 2006
topographic maps	Clementine	Horizontal: ~ 1.9 km/pixel, Vertical: ~140 m/pixel	USGS
	Selene (Kaguya LALT)	16 ppd= 1.8 km/px	JAXA
	LRO (LOLA)	64 ppd = 470 m/px	MIT

List of abbreviations:	USGS	(United States Geological Survey, www.usgs.gov)
	PDS	(Planetary Data System, NASA, pds.nasa.gov)
	JAXA	(Japan Aerospace Exploration Agency, www.jaxa.jp)
	LPI	(Lunar and Planetary Institute, USRA, www.lpi.usra.edu)

Table 2.1: Liste des cartes globales utilisées pour ce travail avec mission d'origine, résolution spatiale et source. Les abréviations sont définies à la fin de la table.

Observations	**Datasets available***
Morphologies	Clementine UVVIS, LROC, Lunar Orbiter Photographic Mosaic and individual photographs, USGS geological maps
Mineralogical composition	Clementine UVVIS (multispectral imagery)
Elemental abundances	Clementine UVVIS, Lunar Prospector Neutron spectrometer, Lunar Prospector GRS
Topographic data	LOLA
Other physical properties (gravity, crustal thickness)	Clementine

*Do not include recent Chandrayaan, Change'1, Smart1 datasets, and parts of Kaguya and LRO datasets, which had not been publicly released at the time of July 2010.

Table 2.2: Données des missions lunaires disponibles publiquement en fonction du type d'observation.

2.2.2 Les cratères d'impact, outils d'échantillonnage vertical

Des calculs de 'proximité' nous ont permis d'estimer quel cratère ou bassin serait susceptible d'avoir échantillonné du matériel provenant de la croûte inférieure ou du manteau lunaire.

En effet lors d'un impact, des couches profondes sont remontées au niveau du pic central du cratère, s'il existe, et sont également expulsées pour former des éjecta. Le cratère prend alors une forme dite 'transitoire', sa cavité étant alors plus profonde que lorsqu'il a atteint sa forme finale, après rebond élastique de la croûte. La profondeur d'excavation, qui donne la profondeur d'origine du matériel formant les éjecta, est généralement inférieure à la profondeur de la cavité transitoire. A cause du pic de pression, la partie centrale de la cavité transitoire est en général affectée par une zone de fusion, qui a une profondeur supérieure à la profondeur de cette cavité. En supposant que cette zone de fusion n'ait pas subit de différenciation, les roches de cette zone auront une composition qui sera un mélange des compositions des couches superficielles et des couches profondes. La profondeur maximale dépend essentiellement de la taille du cratère. La taille du cratère est également un facteur déterminant de leur morphologie. Les petits cratères, dit cratères simples, ont une forme en bol, alors que les cratères de plus grandes tailles, typiquement supérieurs à 16 à 20 km de diamètre sur la Lune, présente un pic central et sont appelés cratères complexes. Les cratères

ou bassins de très grandes tailles (>200 km de diamètre) présentent souvent des anneaux multiples à la place du pic central.

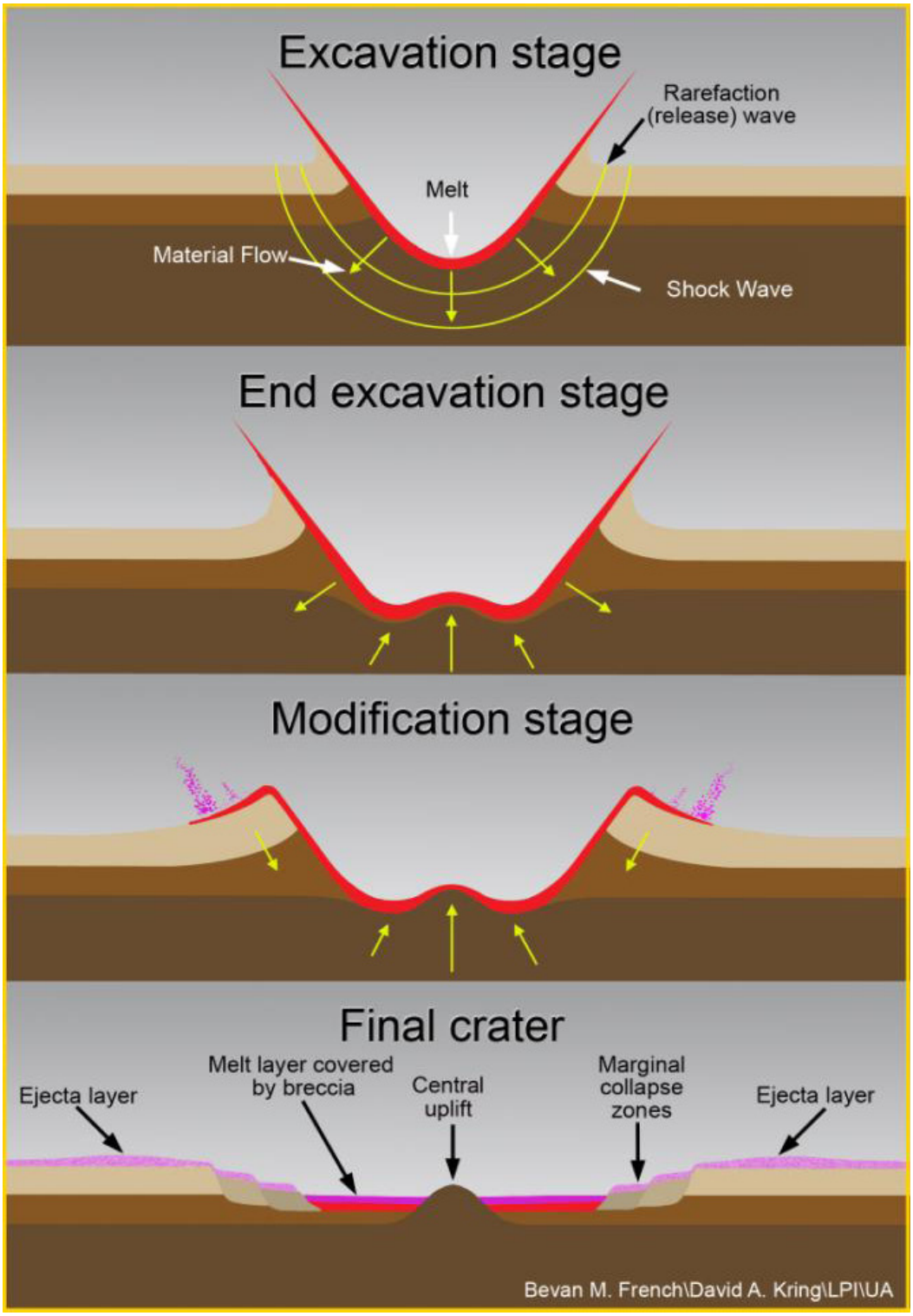


Figure 2.3 : étapes de formation d'un cratère complexe (courtesy of LPI). La cavité transitoire (en haut) est en général plus profonde que la cavité finale (en bas) formée par l'impact.

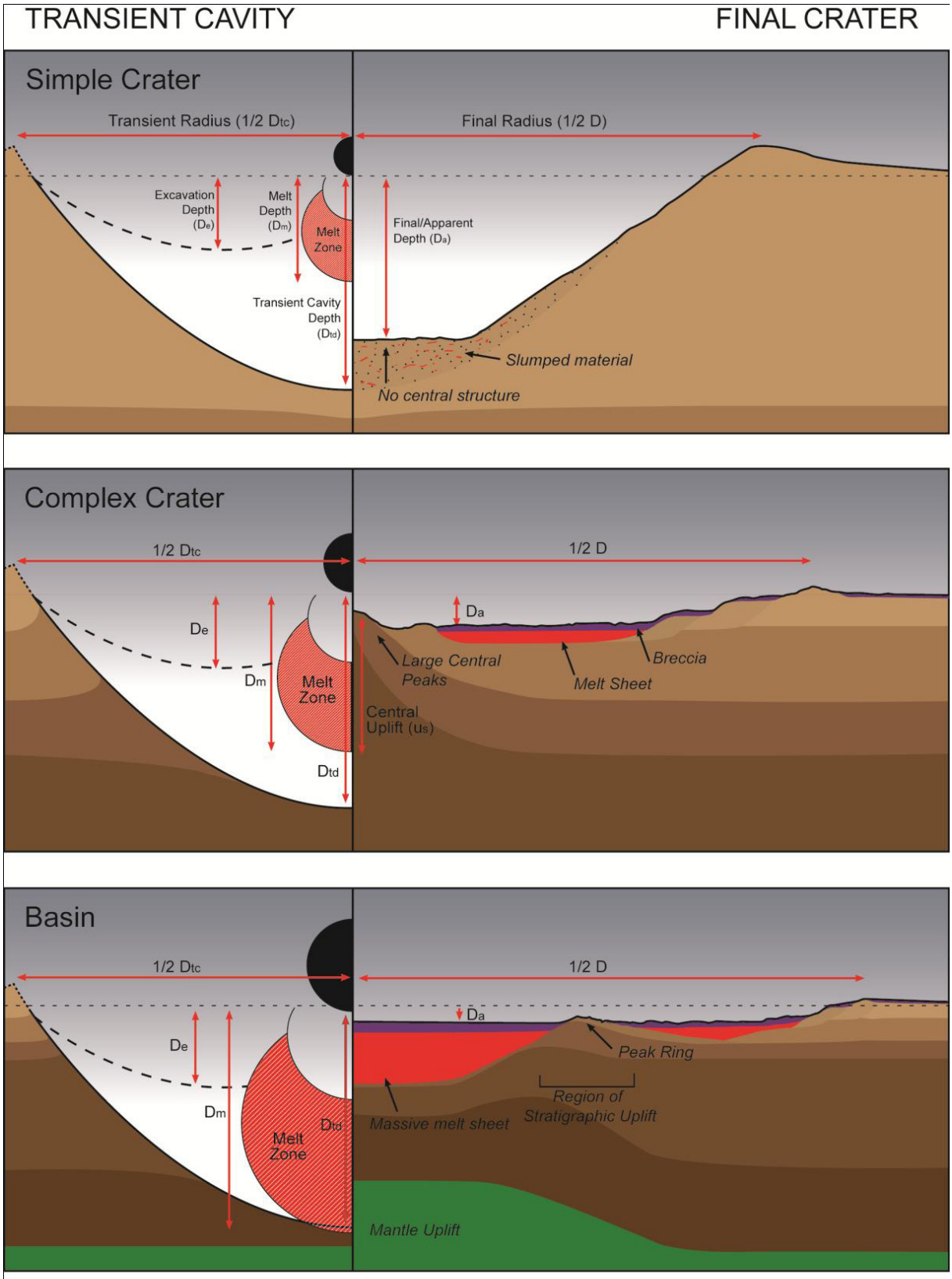


Figure 2.4 : Forme et aspect de la cavité transitoire et du cratère final en fonction de sa taille. En haut : cas d'un cratère simple (D<16 km), au milieu : cas d'un cratère complexe ou bassin (16<D<200 km), en bas : cas d'un grand bassin d'impact (D>200 km) (courtesy of LEIP 2010).

Il existe de nombreux modèles de la physique des impacts [Croft, 1980 ; Melosh, 1989 ; Cintala and Grieve, 1998]. Ceux-ci sont souvent calibrés à partir des observations de cratères terrestres et restent de premier ordre, mais peuvent être appliqués à la Lune dans la limite des approximations.

- Profondeur d'excavation :

La profondeur d'excavation d'un cratère (De) est la profondeur maximale d'origine du matériel situé dans ses éjecta [Croft, 1980 ; Melosh, 1989]:

(1) $D_e = 1/3 \times D_{td} = 1/10 \times D_{tc}$
D_{td} représente la profondeur de la cavité transitoire alors que D_{tc} représente le diamètre de ce cratère transitoire. Le diamètre du cratère transitoire D_{tc} est relié au diamètre du cratère final D par les équations suivantes [Cintala and Grieve, 1998] :

(2) $D_{tc} = 0.84D$; pour les cratères simples (2)
(3) $D = D_{sc}^{-0.18} D_{tc}^{1.18}$; pour les cratères simples, avec tous les paramètres en cm (3)

D_{sc} représente ici le diamètre de transition entre cratère simple et cratère complexe, soit environ 16 à 20 km pour la Lune.

- Profondeur de fusion :

Pour les cratères complexes, la profondeur de fusion est donnée par Cintala and Grieve [1998] :

(4) $D_m = 0.109D^{1.08}$; où tous les paramètres sont en km.

D'après Cintala and Grieve [1998], cette valeur, qui représente la profondeur maximale atteinte par la zone de fusion, peut également être interprétée comme la profondeur minimale d'origine du matériel formant le pic central ou les anneaux d'un cratère ou d'un bassin.

- Epaisseur de la croûte :

Ces profondeurs doivent être confrontées aux valeurs d'épaisseur de la croûte lunaire si l'on veut savoir si un cratère donné a pu échantillonner le matériel de la croûte inférieure ou du manteau lunaire.
L'épaisseur de la croûte lunaire a pu être estimée à partir des données de gravité et de topographie fournies par les instruments des missions Clémentine, Lunar Prospector et plus récemment Kaguya. Les modèles d'épaisseur de la croûte supérieure et de la croûte totale basés sur les données Clementine [Wieczorek et al., 1998, 2006], sont disponibles au public et ont été utilisés comme base de nos calculs. Des modèles plus précis ont été réalisés depuis [Ishihara et al., 2009], mais ne sont pas encore accessibles.

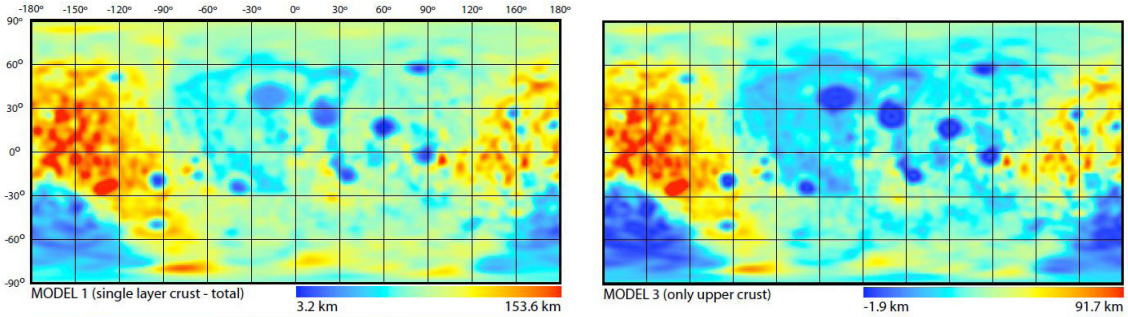


Figure 2.5 : cartes d'épaisseur de la croûte lunaire dans son ensemble (à gauche) et de sa partie supérieure (à droite) basée sur les données de gravimétrie de la sonde Clémentine [Wieczorek et al., 1998].

Nous avons réalisé des calculs de 'proximité' similaires à ceux de Cahill et al. [2009]. Pour tous les cratères de taille supérieure à 20 km, nous avons calculé la valeur de proximité P (profondeur initiale des roches avant impact) suivante:

(5) $P = T\text{-}D_i$

Où T représente l'épaisseur de la croûte (supérieure ou totale) pré-impact, et Di la profondeur d'excavation (De) ou la profondeur de fusion (Dm).

Si l'on utilise pour T l'épaisseur de la croûte supérieure, on peut estimer si un cratère a échantillonné ou non du matériel provenant de la croûte inférieure.

Si l'on utilise pour T l'épaisseur de la croûte totale, on peut estimer si un cratère a échantillonné ou non du matériel provenant du manteau. Dans ce cas :

- Si P est négative, l'épaisseur de la croûte est supérieure à la profondeur atteinte, la couverture d'éjecta (s'il l'on a utilisé De) ou le pic central (s'il l'on a utilisé Dm), ne contient probablement pas de matériel du manteau.

- Si P est positive, l'épaisseur de la croûte est inférieure à la profondeur atteinte, la couverture d'éjecta (s'il l'on a utilisé De) ou le pic central (s'il l'on a utilisé Dm), contient probablement du matériel du manteau.

Le calcul précédent requiert la connaissance de l'épaisseur de croûte 'pré – impact'. Une estimation de cette épaisseur a été obtenue en prenant la valeur moyenne d'épaisseur de la croûte située à une distance D (+/- 10%) du bord du cratère. Cette distance correspond à l'extension maximale de la couverture d'éjecta du cratère.

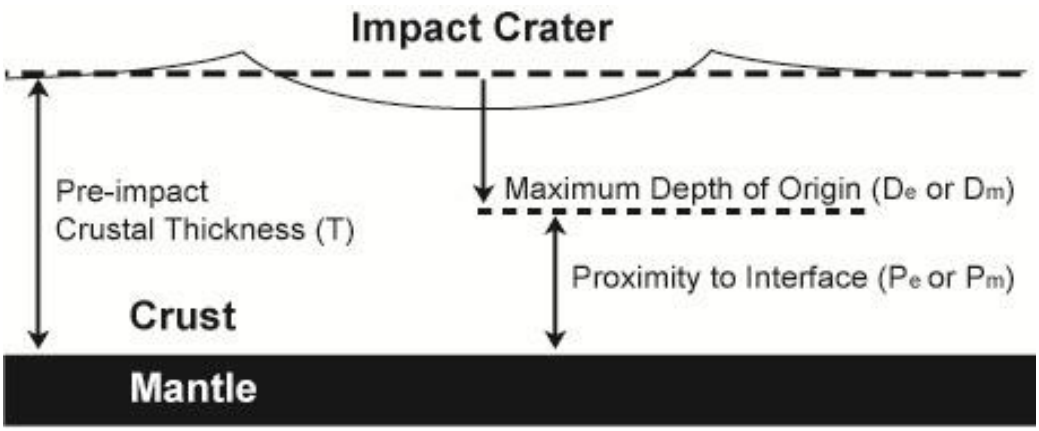


Figure 2.6 : Principe du calcul de proximité selon Cahill et al., [2009].

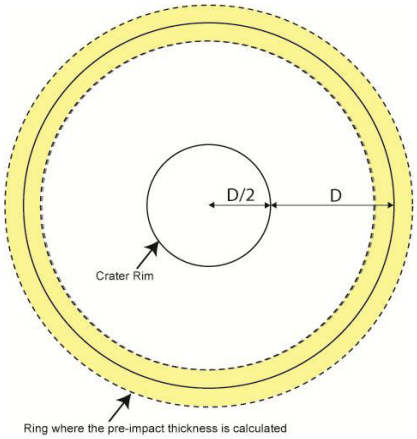


Figure 2.7 : Estimation de l'épaisseur de croûte pré-impact : paramètres de calcul [LEIP, 2010].

A cause du caractère approximatif des épaisseurs de croûte et des modèles utilisés, nous avons décidé de prendre en compte une barre d'erreur d'environ 5 km indépendante du diamètre du cratère. Ainsi seuls les cratères ayant une proximité inférieure à -5 km seront cartographiés. Les équations précédentes ne sont pas applicables à South Pole Aitken (SPA), le plus grand des bassins d'impact à la surface de la Lune, mais il semble évident qu'il a dû échantillonner le manteau sous-jacent. D'après nos calculs, au moins 3 autres bassins devraient contenir du matériel mantellique dans leurs éjecta et environ 40 pourraient en renfermer dans leurs pics (ou anneaux) centraux et zones de fusion. Ces valeurs sont plus élevées pour la croûte inférieure (36 dans leur éjecta, 128 dans leur pics centraux/ zones de fusion) qui est moins profonde que le manteau.

2.3 Définition des critères prioritaires et représentation sous Arcgis

Les critères de sélection d'un bon site d'alunissage doivent répondre à des aspects techniques et scientifiques.

D'un point de vue technique, le site d'alunissage doit être sûr: on privilégiera des surfaces lisses, où les blocs rocheux sont peu abondants. La surface de ces sites doit également être plane, on estime qu'un robot lunaire 'classique' aurait des difficultés à manoeuvrer sur une pente supérieure à 25° [LEIP, 2010]. Enfin la précision de l'alunissage est souvent d'un à deux kilomètres à la surface de la Lune, et les distances pouvant être parcourues par un véhicule de 10 à 20 km ; on veillera donc à ce que ces critères soient valables sur une surface étendue.

D'un point de vue scientifique, les sites présentant une forte diversité de roches seront d'un grand intérêt. Cette diversité peut se manifester par des détections minéralogiques multiples, des contextes géologiques particuliers (par exemple des plutons, dépôts pyroclastiques ou encore des massifs), des pics centraux de cratères à proximité fortement négative. On veillera à ce que ces sites renferment des affleurements rocheux récemment exposés, plus propices aux analyses. Les murs ou pics centraux de cratères d'impact récents sont souvent des sites privilégiés car ils ne sont pas recouverts de régolithe et de brèches d'impact.
Nous avons ensuite cherché à vérifier si chacun des sites proposés répondait aux différents objectifs du concept 3. En effet, le concept 3 est sous divisé en 5 objectifs, présentés dans la table 2.3. Chaque objectif a été lui-même divisé en listes d'exigences requises. Aucun site n'a vérifié toutes les exigences d'un même objectif. Nous avons alors considéré que si un des sites vérifie une partie des exigences requises, il sera considéré comme remplissant l'objectif concerné. Les sites ont été alors listés en fonction du nombre d'objectifs qu'ils remplissaient. Les sites au sommet de la liste ont été étudiés au cas par cas afin d'arriver à une liste de recommandations finales. Les sites susceptibles de renfermer des roches non présentes dans la collection d'échantillon Apollo ont été jugés prioritaires.

3A	**Determine the extent and composition of the primary feldspathic crust, KREEP layer, and other products of differentiation**
I.	Target sites with potential to yield representative samples of planetary differentiation products (primordial anorthositic crust, lower crust, urKREEP and mantle).
II.	Target sites that could demonstrate the variety of lunar highlands.
III.	Target sites that will allow sampling of the 3 main geochemical terranes (FHT, PKT, SPAT).
IV.	Target sites that will allow the determination of the origin and extent of the urKREEP layer.
3B	**Inventory the variety, age, distribution, and origin of lunar rock types**
I.	Target multiple sites that will provide samples cataloging the chronological history of the Moon.
II.	Target multiple sites that will provide samples cataloging the lithological diversity of the lunar rocks.
III.	Target enough sites to collect samples from all of the main regions of the Moon
3C	**Determine the composition of the lower crust and the bulk of the Moon.**
I.	Target sites with potential to yield representative samples of the lower crust.
II.	Target sites where mantle material was brought to the surface and can be sampled to provide insight on the bulk composition of the Moon.
3D	**Quantify the local and regional complexity of the current lunar crust.**
I.	Target sites that demonstrate the small-scale diversity of crustal materials both laterally and

	vertically. II. Target young exposures and outcrops which may provide a window into the complex crustal lithology of a particular locale (*e.g.*, young crater walls, scarps, massifs, etc.) III. Target sites where instruments (*i.e.* heat flow sensors, seismometers, etc.) can be placed to provide constraints on geophysical models.
3E	**Determine the vertical extent and structure of the megaregolith**
	I. Target sites that will allow for in situ visual and/or geophysical measurement of the extent and structure of the megaregolith. II. Target enough sites to collect measurements from the three main regions of the Moon (Nearside Mare Region, Highlands, South Pole-Aitken Region).

Table 2.3 : Liste des objectifs (goals) du concept 3 du rapport du NRC (Key planetary processes are manifested in the diversity of crustal rocks) et exigences requises pour chacun de ces objectifs.

2.4 Sélection des sites et cartographie

La sélection des sites d'alunissage est détaillée dans le rapport LEIP [2010], disponible en version électronique au Lunar and Planetary Institute. Pour des raisons de taille nous nous contenterons de présenter quelques exemples seulement dans cette section.

2.4.1 Exemple : sélection des sites vérifiant l'objectif 3C

L'objectif 3C vise à déterminer la composition de la croûte inférieure lunaire ainsi que sa composition globale. Il existe à l'heure actuelle un débat sur l'origine de la Lune, qui pourrait s'être formée suite à un impact géant sur la Terre, ou par accrétion, comme le reste des corps du système solaire. Peu après sa formation, la Lune aurait été partiellement fondue, formant un océan magmatique à sa surface. La cristallisation de différents minéraux à différentes températures lors du refroidissement de cet océan aurait alors amené à la différenciation de la Lune. La composition de la croûte inférieure, et la composition globale de la Lune (qui requiert la connaissance de la composition du manteau) sont des informations nécessaires pour pouvoir trancher sur l'origine de la Lune, et contraindre le processus d'océan magmatique.

Deux exigences requises ont été retenues afin d'atteindre l'objectif 3C dans son intégralité :
1. Retenir des sites qui permettront de déterminer la composition de la croûte inférieure
2. Retenir des sites qui permettront de déterminer la composition globale de la Lune, soit la composition de ses différentes enveloppes (en particulier le manteau, les autres étant déjà partiellement échantillonnées).

- <u>Sites contenant du matériel de la croûte inférieure lunaire</u>

D'après nos calculs de proximité, environ 36 cratères ou bassins devraient avoir excavé du matériel de la croûte inférieure dans leur éjecta. La Figure 2.8 montre ces cratères en fonction de leur âge. La plupart de ces cratères sont anciens, il est probable que leur couverture d'éjecta ait été partiellement ou entièrement recouverte par d'autres éjecta ou du régolithe. Par

conséquent nous avons décidé de ne garder en site d'alunissage potentiel que les cratères et bassins jeunes : Imbrium, Orientale et Antoniadi. Le bord extérieur de ces cratères et leurs éjecta proximaux devraient renfermer du matériel crustal noritique plus ou moins exposé à la surface.

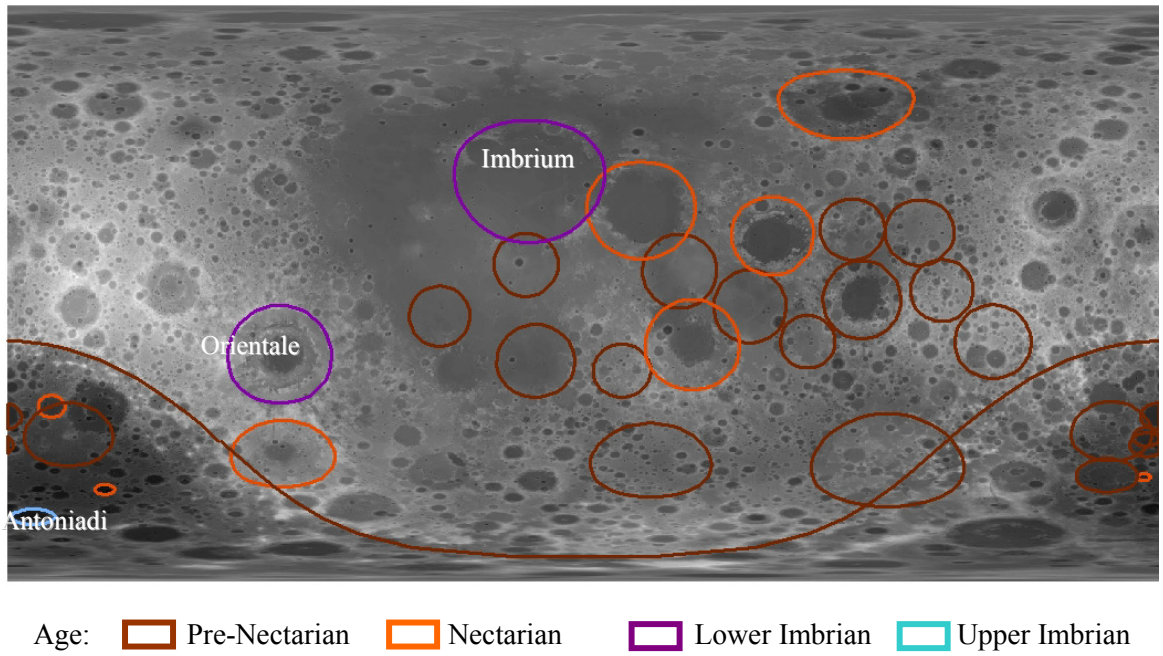


Figure 2.8 : Cratères et bassins qui devraient exhumer du matériel de la croûte inférieure dans leurs éjecta, d'après nos calculs de proximité. Fond : topographie LOLA.

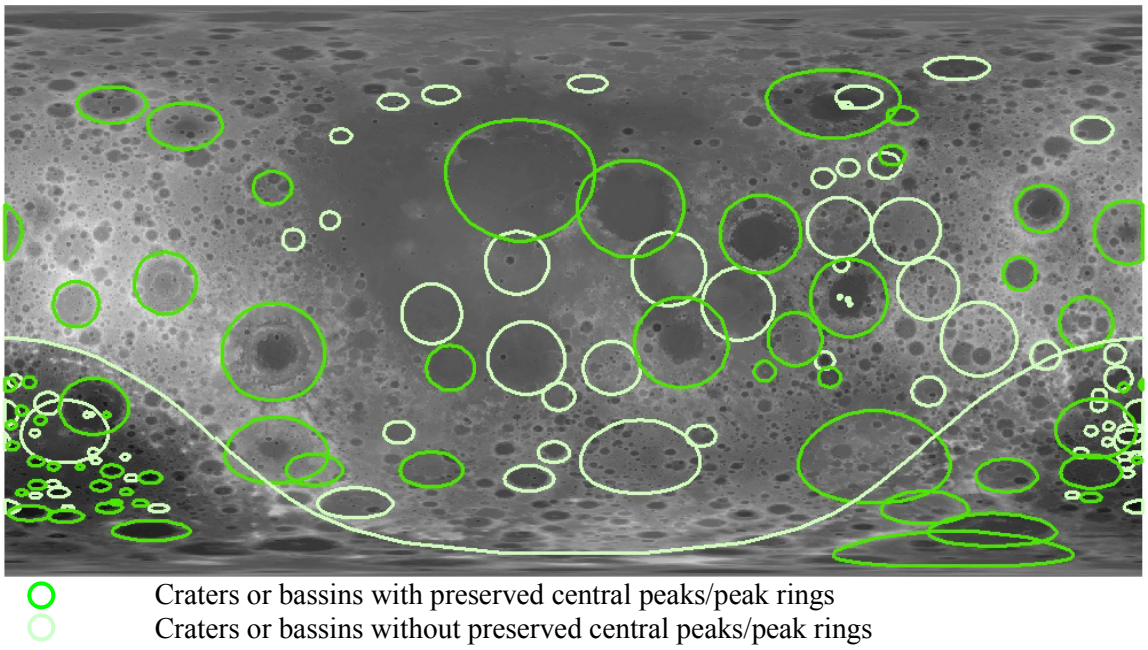
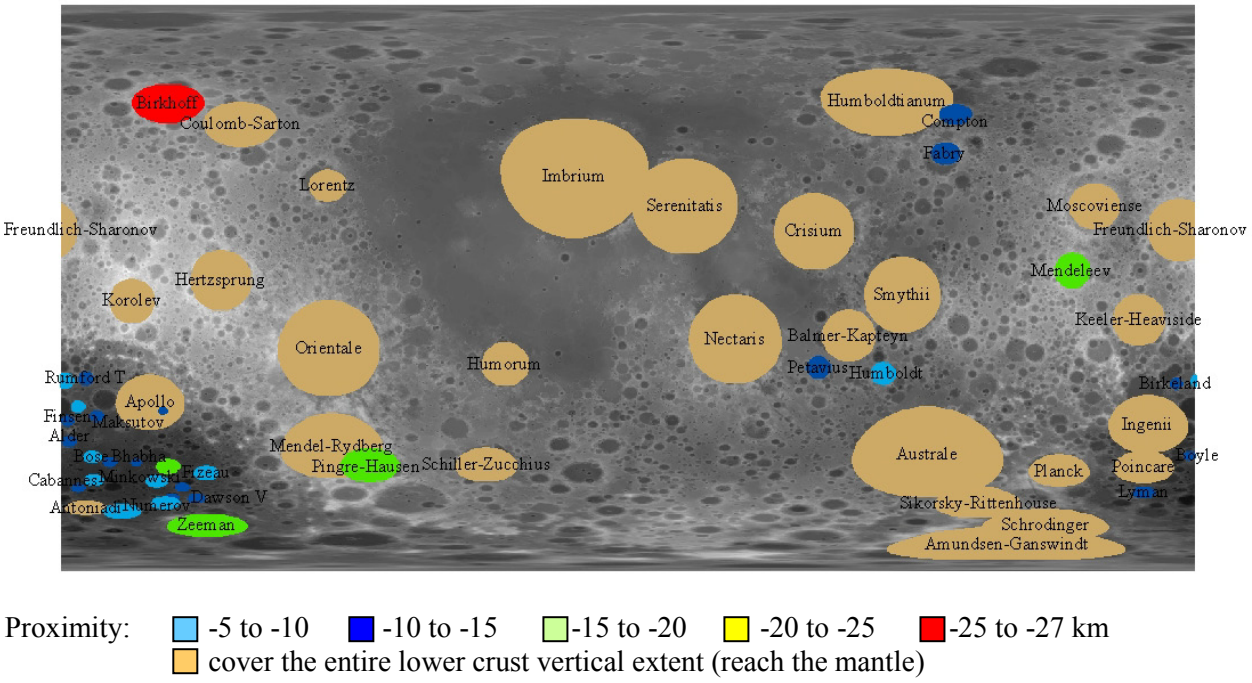


Figure 2.9 : Cratères et bassins qui devraient exhumer du matériel de la croûte inférieure dans leurs pics centraux (ou anneaux) d'après nos calculs de proximité. Fond : topographie LOLA.

D'après nos calculs, 128 cratères ou bassins ont une proximité pour la profondeur de la zone de fusion inférieure à -5 km. Ces cratères sont donc fortement susceptibles de contenir du matériel de la croûte inférieure dans leur pic central ou anneaux. Cependant, une partie de ces cratères ne présente plus la topographie d'un pic central sur les profils topographiques LOLA : des impacts plus récents, du volcanisme ou du régolithe les ont remplis et progressivement effacés. Seuls les 58 cratères qui montraient une morphologie de pic central (ou anneaux) préservée ont été retenus comme sites d'alunissage potentiels (Figure 2.9).

Certains des cratères précédents sont en fait assez grands pour avoir échantillonné du manteau sur la totalité de l'épaisseur de la croûte inférieure, puisqu'ils atteignent les couches du manteau (cf. section suivante). D'autres atteignent des couches moins profondes et n'échantillonnent que la partie supérieure de la croûte inférieure. La Figure 2.10 montre la profondeur atteinte par chacun des 58 cratères précédents. Il est probable que la croûte inférieure ne soit pas parfaitement homogène en composition avec la profondeur, et sur toute sa continuité. Nous avons donc suggéré que pour pouvoir répondre à la question de la composition de la croûte inférieure, il faudra non pas un site d'alunissage, mais plusieurs. Il semble nécessaire de se poser et d'échantillonner à différents endroits de la surface lunaire, dans des cratères censés exhumer du matériel venant de profondeurs variées, et de comparer son homogénéité. Par exemple on pourrait récupérer des échantillons au niveau des anneaux d'Imbrium (face visible de la Lune, proximité=-175 km, atteint le manteau), du pic central de Birkhoff (face cachée, proximité=-26km), et du pic central de Rumford T (SPA, proximité=-6km).



Proximity: -5 to -10 -10 to -15 -15 to -20 -20 to -25 -25 to -27 km
cover the entire lower crust vertical extent (reach the mantle)

Figure 2.10 : Cratères et bassins qui devraient exhumer du matériel de la croûte inférieure dans leurs pics centraux (ou anneaux) préservés en fonction de la profondeur d'échantillonnage atteinte (sous la limite croûte supérieure/croûte inférieure). Fond : topographie LOLA.

depth sampled below the upper crust/lower crust boundary (= proximity value)	number of craters	names
sampling the whole lower crust range + Mantle	23+ *1*	***cf. mantle Table***
sampling the whole lower crust range + maybe mantle (-5<proximity value fro mantle<0)	4	Antoniadi, Korolev, Lorentz, Schiller-Zucchius
from - 30 to - 25 km	1	Birkhoff
from - 25 to -20 km	*1*	*Orientale*
from - 20 to -15 km	4	Mendeleev, Minkovski, Zeeman, Pingre-Hausen
from - 15 to -10 km	9	Humboldt, Fizeau, Crommelin, Lemaitre, Cabannes, Bose, Numerov, Davisson, Leeuwenhoek
from - 10 to -5 km	17+*1*	Rumford T, Borman, Matsukov, Finsen, Alder, Bhabha, Stoney, Dawson V, Crommelin C, Cabannes Q, Eijkman, Petavius, Birkeland, Boyle, Lyman, Fabry, Compton, *Antoniadi*

Table 2.4 : Liste de tous les sites où la croûte inférieure lunaire pourrait être échantillonnée, en fonction de la profondeur qu'ils atteignent sous la limite croûte supérieure/croûte inférieure. Tous les sites suggérés correspondent à des pics ou anneaux centraux de cratères, à l'exception des sites en bleu qui représentent des éjecta proximaux.

Nous avons également considéré la possibilité de reconnaitre le matériel de la croûte inférieure exposé en surface en étudiant les données de spectroscopie en réflectance. On s'attend en effet à ce que la croûte inférieure ait une composition noritique par opposition à la croûte supérieure anorthositique [Tompkins and Pieters, 1999]. C'est la méthode que nous avons le plus utilisée dans cette thèse dans le cas des données martiennes. Néanmoins dans le cas de la Lune, les seules données de spectro-imageurs disponibles à la date du 1er juillet 2010 sont les données multispectrales Clémentine. Avec seulement 5 bandes dans le domaine du visible et 6 dans l'infrarouge, Clémentine permet des identifications très limitées, souvent remises en question par les données plus récentes comme M3. Ces incertitudes sur les détections Clémentines ont motivé notre décision de choisir des sites d'alunissage uniquement en fonction de nos calculs. Ce travail pourra être amélioré avec la mise à disposition publique des données M3 durant l'année 2011.

- <u>Sites contenant du matériel du manteau</u>

Une approche similaire a été utilisée afin de déterminer quels sites pourraient exposer du matériel mantellique lunaire, encore jamais échantillonné par Apollo. D'après nos calculs, seulement 3 bassins pourraient contenir du matériel mantellique dans leurs éjecta : Imbrium, Serenitatis et SPA (Figure 2.11). Ces bassins étant tous très anciens, leurs éjecta ne sont pas considérés comme étant des sites de haute priorité.
De la même façon, 39 bassins pourraient et devraient contenir du matériel mantellique dans leurs pics centraux ou anneaux, ils correspondent tous à des bassins anciens. D'après les données altimétriques LOLA et les images Lunar Orbiter, 23 d'entres eux ont des morphologies d'anneaux et de pics intactes (Figure 2.12) ; les autres sont par conséquent exclus de la liste des sites d'alunissage potentiels.

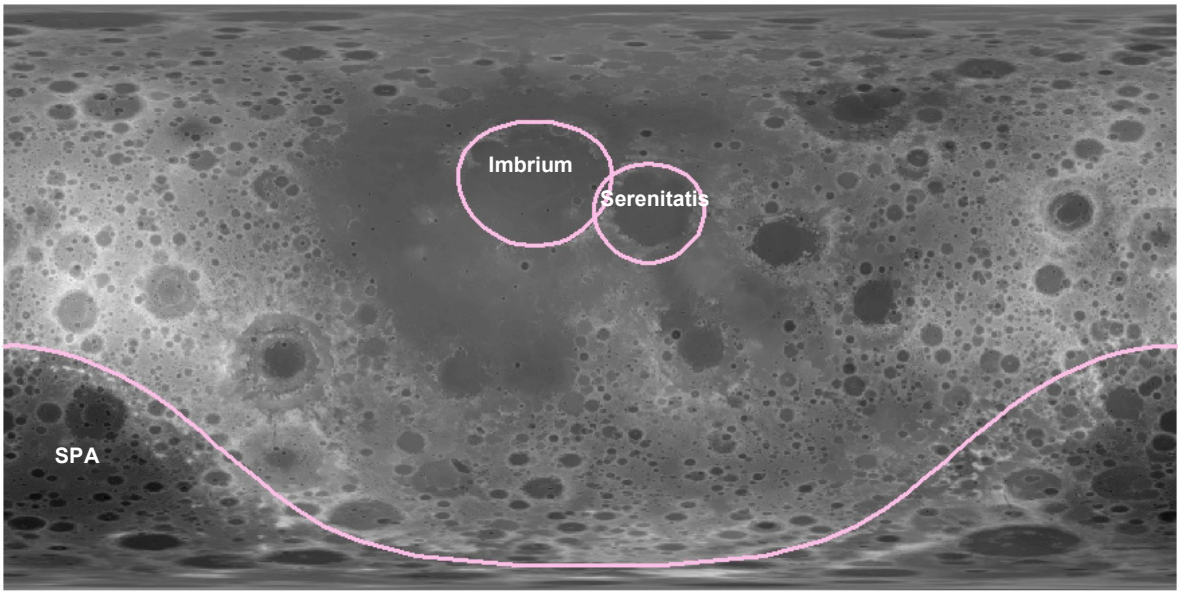
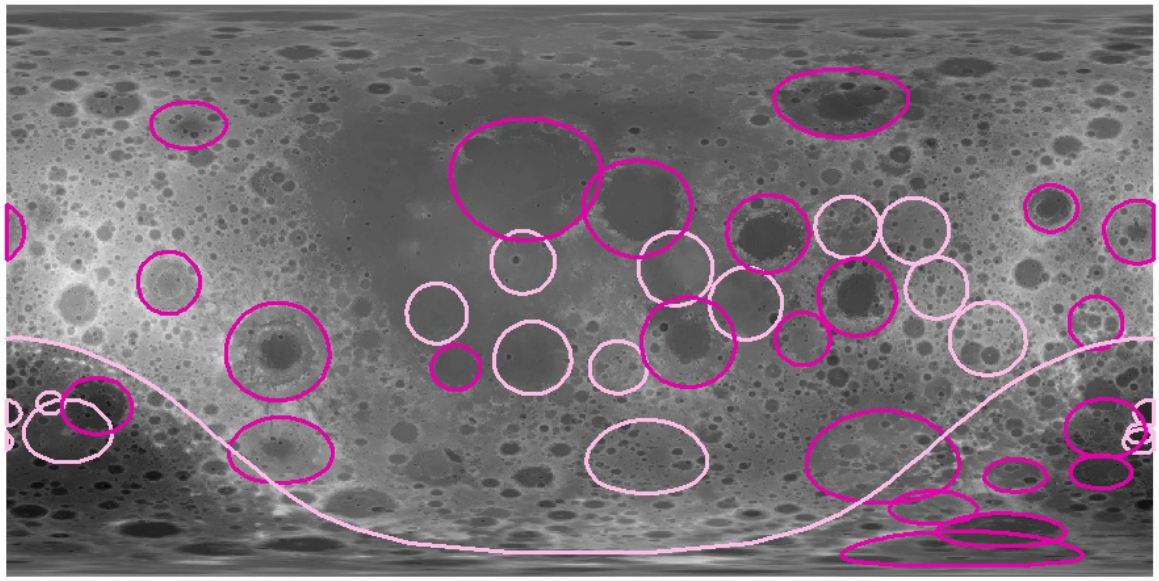


Figure 2.11 : Bassins qui devraient exhumer du matériel mantellique dans leurs éjecta, d'après nos calculs de proximité. Fond : topographie LOLA.

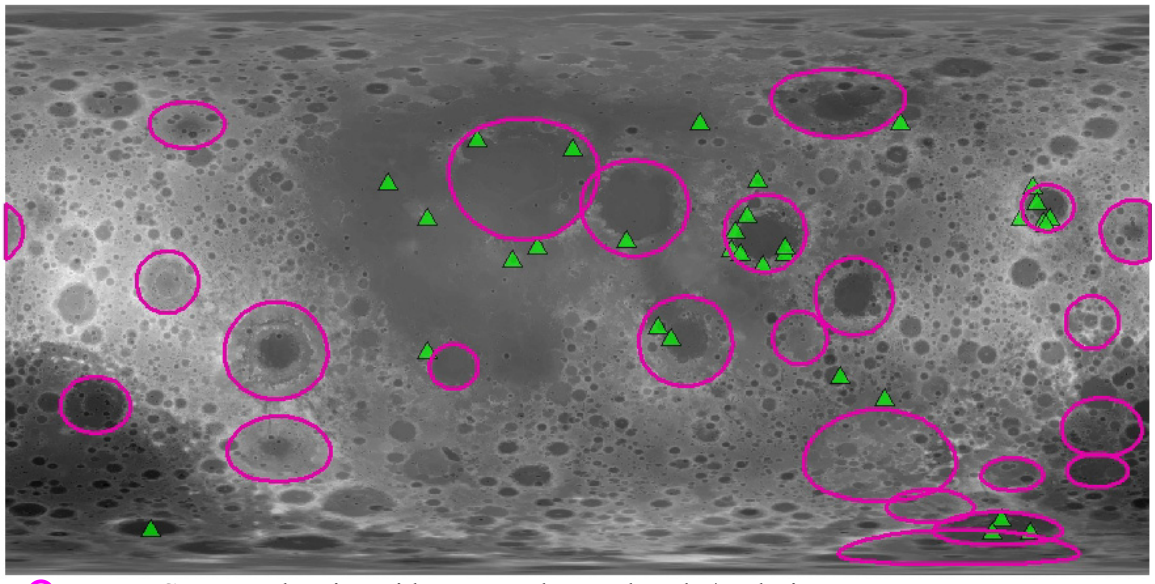


Craters or bassins with preserved central peaks/peak rings
Craters or bassins without preserved central peaks/peak rings

Figure 2.12 : Bassins qui devraient exhumer du matériel mantellique dans leurs pics centraux ou anneaux, d'après nos calculs de proximité. Fond : topographie LOLA.

Les 23 sites restants ont été confrontés aux détections récentes d'olivine par l'instrument Spectral Profiler de la sonde Kaguya [Yamamoto et al., 2010] (Figure 2.13). La liste de ces détections a été récemment publiée et a pu être ajoutée à notre SIG. Au moins la moitié de ces détections d'olivine a lieu au niveau des anneaux de certains bassins comme Imbrium, Crisium, Nectaris and Serenitatis (Figure 2.13). Ces détections renforcent le choix de ces sites

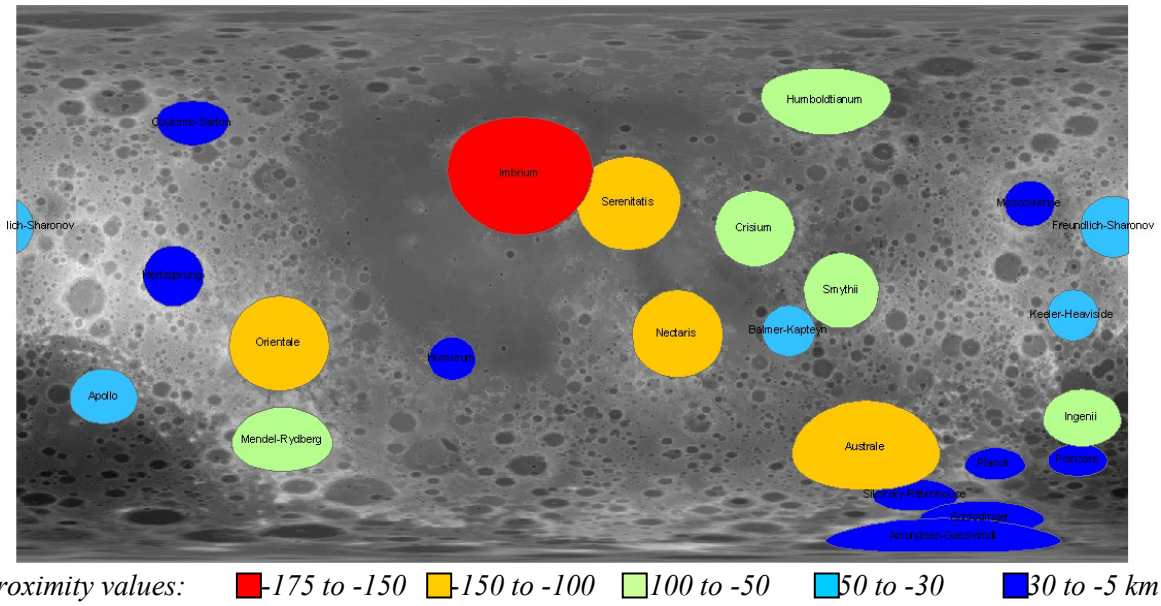
d'alunissage puisqu'elles pourraient confirmer que du matériel mantellique est bien présent et se trouve à l'affleurement à ces endroits précis.



Craters or bassins with preserved central peaks/peak rings
Olivine detections from Yamamoto *et al.* (2010)

Figure 2.13 : Détections d'olivine récentes [Yamamoto et al., 2010], projetées sur la carte des bassins qui devraient exhumer du matériel mantellique dans leurs pics centraux ou anneaux préservés. Les détections d'olivine qui ne correspondent pas à des bassins d'impacts pourraient être liées à la présence de plutons troctolitiques. Fond : topographie LOLA.

De la même façon que pour la croûte inférieure, contraindre la composition du manteau lunaire requiert plusieurs échantillons provenant de localités différentes et de profondeurs différentes. Nous avons donc suggéré un choix de sites d'alunissage multiples, ou les bassins atteignent différentes profondeurs sous le Moho lunaire (Figure 2.14).
Il serait par exemple intéressant d'obtenir des échantillons mantelliques au niveau d'Imbrium (Proximité = -175 km), d'Ingenii (Proximité = -58 km), et de Moscoviense (Proximité =-12 km). Ces trois sites sont situés dans des provinces géochimiques distinctes et ont des valeurs de proximité différentes. Une liste complète des sites retenus et de leurs valeurs de proximité (qui indiquent la profondeur atteinte sous le Moho lunaire) est donnée dans la table 2.5.



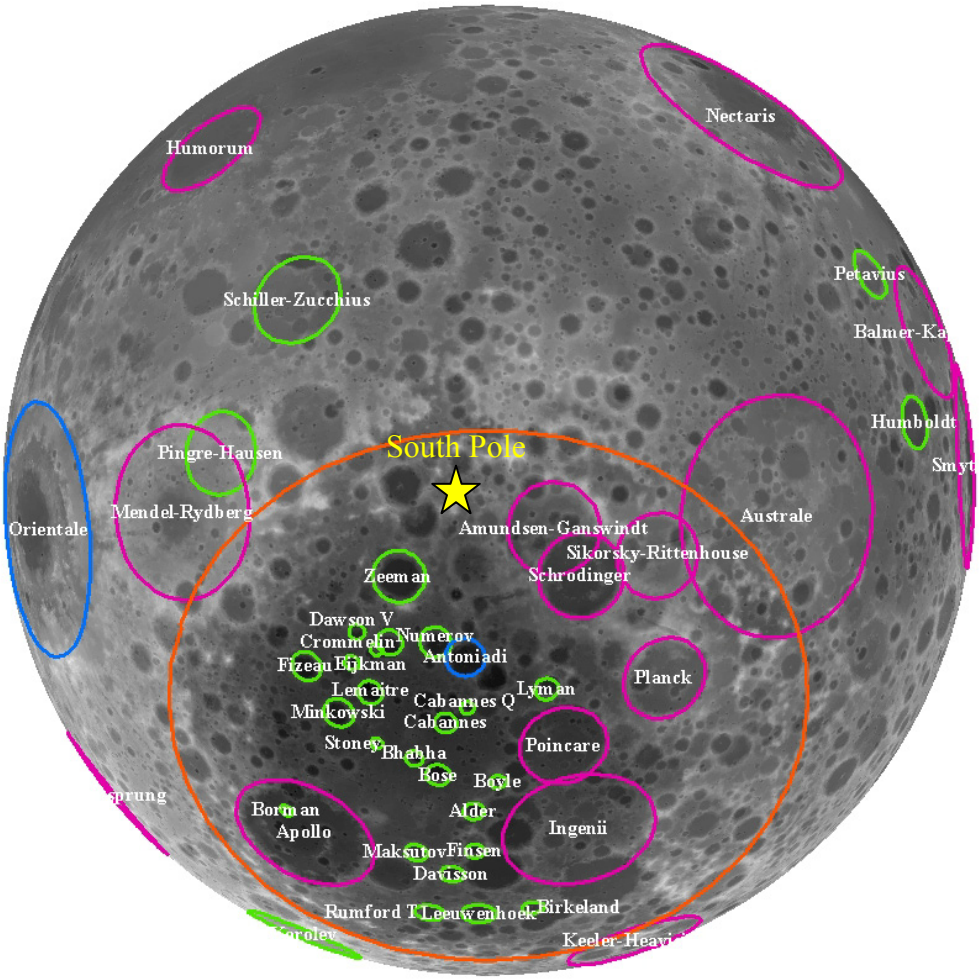
Proximity values: -175 to -150 -150 to -100 100 to -50 50 to -30 30 to -5 km

Figure 2.14: Cratères et bassins qui devraient exhumer du matériel mantellique dans leurs pics centraux (ou anneaux) préservés en fonction de la profondeur d'échantillonnage atteinte (sous la limite croûte/manteau = le Moho). Fond : topographie LOLA.

depth sampled below the C/M boundary	amount of craters	Names
around -400 km	1	SPA*
from - 200 to - 150 km	1	Imbrium**
from - 150 to -100 km	4	Orientale, Serenitatis**, Nectaris**, Australe
from - 100 to -50 km	5+*1*	Smythii, Ingenii, Mendel-Rydberg, Crisium**, Humboldtianum, *SPA**
from - 50 to -30 km	4	Freundlich-Sharanov, Keeler-Heaviside, Balmer-Kapteyn, Apollo
from - 30 to -5 km	9+*2*	Coulomb-Sarton, Hertzsprung, Humorum, Moscoviense**, Poincare, planck, Schrodinger**, Admunsen-Gandswindt, Sikorsky-Rittenhouse, *Imbrium, Serenitatis*

*Table 2.5 : Liste de tous les sites où le manteau lunaire pourrait être échantillonné, en fonction de la profondeur atteinte sous la limite croûte/manteau. Tous les sites suggérés correspondent à des pics ou anneaux centraux de cratères, à l'exception des sites en bleu qui représentent des éjecta proximaux. * Les calculs de profondeurs pour SPA ont été obtenus en utilisant les équations de la section 2.2.1, qui ne sont pas appropriées pour des bassins de la taille de SPA. Il est néanmoins certain que SPA a du échantillonner du matériel mantellique provenant d'une très grande profondeur. **Ces sites sont corrélés aux détections d'olivine de Yamamoto et al. [2010].*

Les calculs précédents montrent que SPA, qui est le plus grand bassin d'impact du système solaire, a pu échantillonner des couches mantelliques très profondes. Néanmoins il n'existe pas d'équations adaptées aux calculs de profondeur d'excavation et de zone de fusion pour des bassins de cette ampleur, les valeurs que nous avons reportées sont réalistes mais ne sont probablement pas indicatives. Il reste néanmoins sûr que SPA a probablement une forte composante mantellique dans sa zone de fusion et ses éjecta, que l'on pourrait échantillonner à travers les cratères d'impacts présents à l'intérieur de SPA. De plus, la croûte lunaire étant très fine sous SPA (environ 10 à 20 km), ces cratères, même récents, sont facilement susceptibles d'atteindre le manteau. Les cratères à l'intérieur de SPA sont donc des sites de qualité pour les futurs échantillonnages lunaires.



Craters or bassins color-code:
- should excavate lower crust material in its ejecta
- should excavate mantle material in its ejecta
- should contain lower crust material in its CP/CR
- should contain mantle material in its CR

Figure 2.15 : Cratères et bassins de SPA ou de ses alentours censés avoir atteint des couches profondes ; ces cratères représentent des sites de choix pour les prochaines missions. Fond : topographie LOLA ; projection : South Pole Orthographic ; CP: central peak, CR: central rings or peak rings.

- <u>Sites d'alunissage sélectionnés pour l'objectif 3C dans son ensemble</u>

De manière générale, les sites présentés ci-dessus et susceptibles de contenir du matériel mantellique devraient aussi contenir du matériel de la croûte inférieure. Par conséquent ils sont considérés comme étant les meilleurs sites permettant de remplir l'objectif 3C. Cependant deux paramètres sont à prendre en compte : 1) Il sera nécessaire de ramener des échantillons de sites variés pour pouvoir réellement contraindre la composition des différentes enveloppes lunaires, et de la Lune dans son ensemble, 2) la qualité des affleurements dépend énormément de l'âge des cratères, et les cratères atteignant de grandes profondeurs sont en général les plus âgés. La sélection finale des sites d'alunissage devra donc respecter un équilibre entre la qualité des affleurements et la quantité d'informations qu'ils pourraient fournir.

2.4.2 Exemple : site choisi à l'issue de l'étude globale du concept 3 et de ses 5 objectifs

Schrödinger (75°S, 132.4°E) est un bassin d'impact de 312km de diamètre localisé au sein de SPA, il est daté de l'Imbrien inférieur. Il s'agit du deuxième bassin lunaire le plus jeune après Orientale, et il présente des structures remarquablement bien conservées. Schrödinger a aussi la particularité de se situer dans la région de SPA qui n'a encore jamais été échantillonnée, mais possède une signature géochimique particulière, la qualifiant de terrane [Jolliff et al., 2000].
Schrödinger remplit partiellement les objectifs 3A (de l'anorthosite pure a été détecté dans ses anneaux), 3B (des dépôts pyroclastiques sont observés près de ses anneaux), 3C (Schrödinger devrait échantillonner du matériel crustal et mantellique dans ses anneaux, et de l'olivine y a été détectée depuis l'orbite), 3D (Schrödinger correspond à une anomalie gravitaire et présente une géologie complexe) et 3E (les murs et anneaux du bassin devraient montrer la transition entre le mégarégolithe et la croûte fracturée). Il est le seul avec Orientale à répondre aux 5 objectifs du concept 3, ce qui en fait un site favori. La Figure 2.16 montre comment l'outil SIG a permis la sélection de site d'exploration au sein de Schrödinger, en utilisant les images localisées LROC et les cartes globales présentées en Figure 2.17.

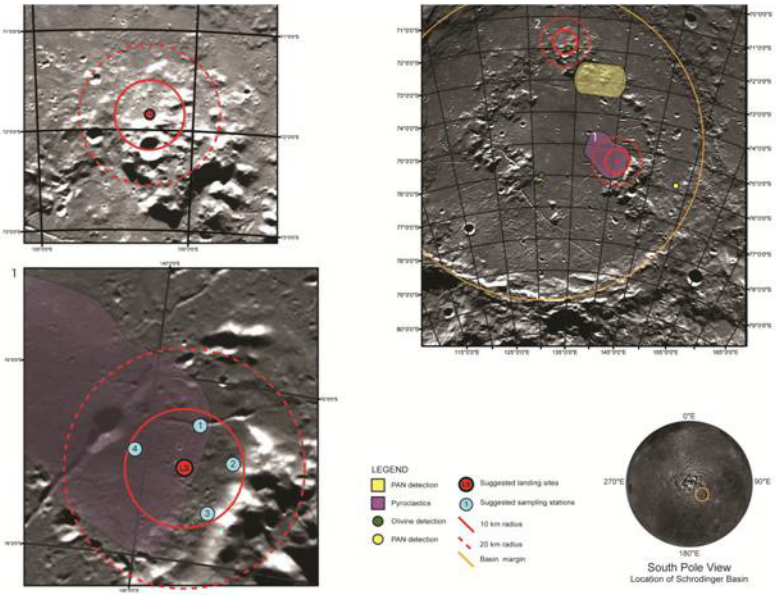


Figure 2.16 : Exemple de 2 sites d'alunissage possibles au sein de Schrödinger.

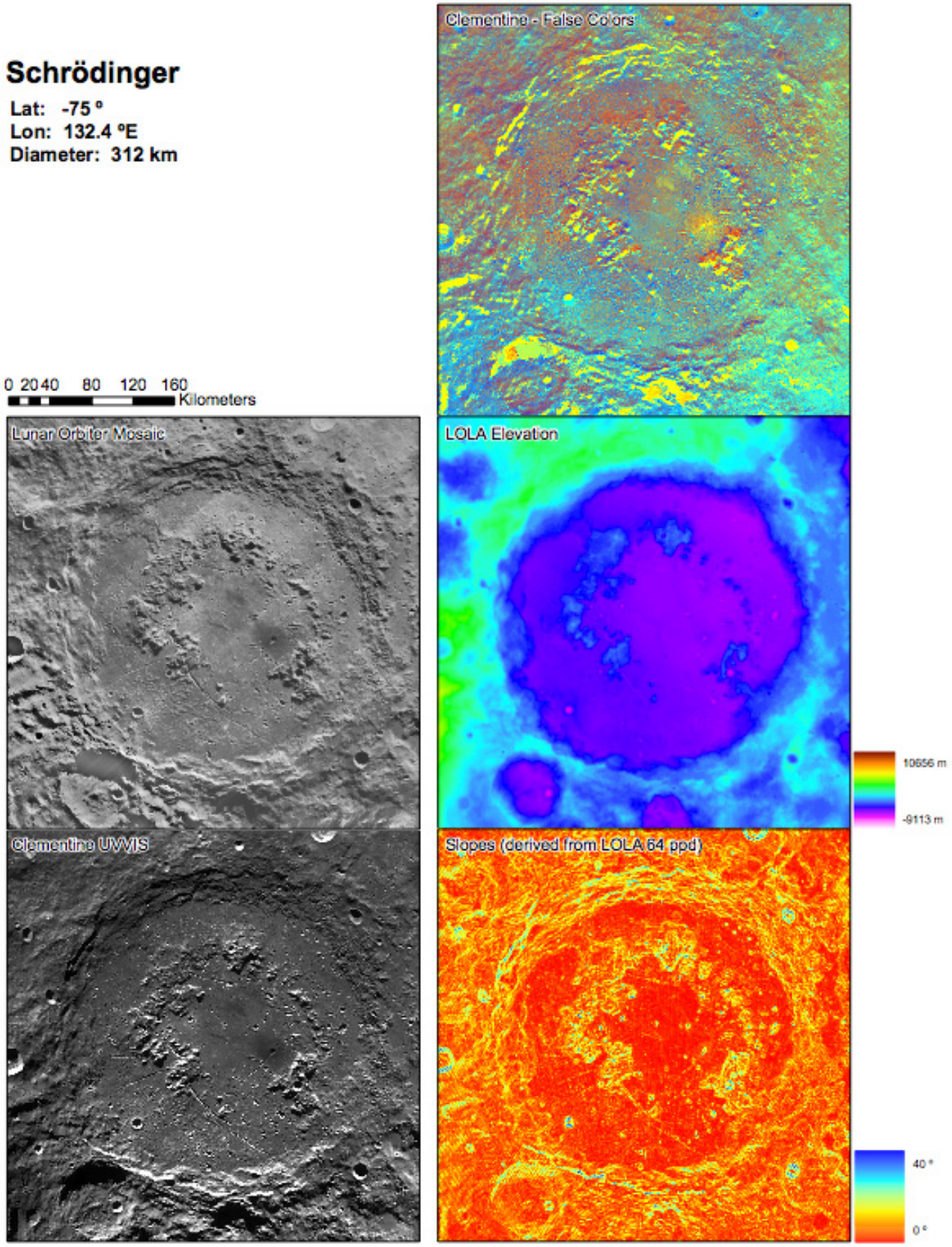


Figure 2.17 : Aspect de Schrödinger sur les cartes de données globales présentes dans notre SIG.

Références:

Cahill, J. T. S., P. G. Lucey, and M. A. Wieczorek (2009), Compositional variations of the lunar crust: Results from radiative transfer modeling of central peak spectra, *J. Geophys. Res*., 114, E9001, 1–17.

Cintala, M. J. and R. A. F. Grieve (1998), Scaling impact melting and crater dimensions: Implications for the lunar cratering record, *Meteoritics & Planetary Science*, 33, 4, 889–912.

Croft, S. K. (1980), Cratering flow fields: Implications for the excavation and transient expansion stage of crater formation. *Proc. Lunar Plan. Sci. Conf*., 11th, 2347-2378.

Ishihara, Y., S. et al. (2009), Crustal thickness of the Moon: Implications for farside bassin structures, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19202, doi:10.1029/2009GL039708.

Jolliff, B. L. et al. (2000), Major lunar crustal terranes: Surface expressions and crust-mantle origins, *J. Geophys. Res*, 105, E2, 4197–4216.

LEIP, Lunar Exploration Intern Program (2010), Lunar Surface Sites Suitable for Exploring NRC (2007) Concept 3: Key Planetary Processes are Manifested in the Diversity of Lunar Crustal Rocks. I*n electronic format at the Lunar and Planetary Institute, Houston.*

Lucey, P. G., D. T. Blewett, and B. R. Hawke (1998), Mapping the FeO and TiO2 content of the lunar surface with multispectral imagery, *J. Geophys. Res.,* 103 (E2), 3679–3699.

Lucey, P. G., D. Blewett, and B. Jolliff (2000), Lunar iron and titanium abundance algorithms based on final processing of Clementine ultraviolet-visible images, *J. Geophys. Res.*, 105(E8), 20297-20305.

Melosh, H. J. (1989), Impact cratering: A geologic process, *Oxford University Press*, 245 pages.

NRC, National Research Council (2007), Scientific Context for the Exploration of the Moon: *A National Research Council space science board study, Space Resources Roundtable VIII,* 107 pages.

Spudis, P. D. and P. A. Davis (1986), A chemical and petrological model of the lunar crust and implications for lunar crustal origin, *Lunar and Planet. Sci. Conf. Proc.*, 17, 84–90.

Tompkins, S. and C. M. Pieters (1999), Mineralogy of the lunar crust: Results from Clementine, *Meteoritics & Planetary Science*, 34 (1), 25–41.

Wieczorek, M. A. and R. J. Phillips (1998), Potential anomalies on a sphere: Applications to the thickness of the lunar crust, *J. Geophys. Res*., 103, E1, 1715–1724.

Wieczorek, M. A. et al. (2006), The constitution and structure of the lunar interior, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 60 (1), 221–364.

Yamamoto, S. et al. (2010), Possible mantle origin of olivine around lunar impact bassins detected by Selene, *Nature Geoscience*, 3 (7),. 1–4.

Annexe 3

Les pics centraux des cratères d'impact, une fenêtre sur les structures du sous-sol martien

*Manuscript
Click here to view linked References

Composition and structures of the subsurface in the vicinity of Valles Marineris as revealed by central uplifts of impact craters

Cathy Quantin[1]*, Jessica Flahaut[1], Harold Clenet[1], Pascal Allemand[1], Pierre Thomas[1]

(1) Laboratoire de géologie de Lyon : Terre, Planètes, Environnements
Université Lyon 1, Villeurbanne
Ecole Normale Supérieure de Lyon, Lyon
CNRS, UMR 5276,
2, rue Raphaël Dubois, F-69622 Villeurbanne cedex, France.

*Corresponding author: Cathy Quantin
Email address: quantin@univ-lyon1.fr
Tel: +33 4 72 43 13 55; Fax: +33 4 72 44 85 93

Abstract: Despite recent efforts from space exploration to sound the martian subsurface with RADAR, the structure of the martian subsurface is still unknown. Major geologic contacts or discontinuities inside the martian crust have not been revealed. Another way to analyze the subsurface is to study rocks that have been exhumed from depth by impact processes. The last martian mission, MRO (Mars Reconnaissance Orbiter), put forth a great deal of effort in targeting the central peaks of impact craters with both of its high resolution instruments: CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) and HiRISE (High Resolution Science Experiment). We analyzed the composition with CRISM and the aspect on HiRISE of the rocks exhumed from depth from 31 impact craters in the vicinity of Valles Marineris. Our analyses revealed the presence at depth of two kinds of material: massive light-toned rocks and intact layers. Exhumed light-toned massive rocks are enriched in low calcium pyroxenes and olivine. Hydrated phases such as smectites and putative serpentine are present and may provide evidence of hydrothermal processes. These rocks may represent portions of the volatile-rich, pre-Noachian martian primitive crust. In the second class of central peaks, exhumed layers are intensely deformed, folded, and fractured. Visible-near infrared (VNIR) spectra suggest that they are composed of a mixture of olivine and high calcium pyroxene associated with hydrated phases. These layers may represent a Noachian volcanic accumulation of up to 18 km due to Tharsis activity. The spatial distribution, as well as the in-depth distribution between the two groups of rocks exhumed, are not random and reveal a major geologic discontinuity below the Tharsis lava plateau. The contact may be vertical over several kilometers depth suggesting the pre-existence of a steep basin (early giant impact or subsidence basin) or sagduction processes.

1.Introduction :

The structure of the martian subsurface is still unknown despite recent efforts from space exploration with RADAR [Picardi et al., 2005] and crustal structures have not yet been revealed. An alternative way to sound the subsurface is to search for the deepest rock exposures. Deep canyons or central uplifts of large impact craters where material has been uplifted by impacts from depth are key locations for these pristine exposures. The region of the deep martian canyon system of Valles Marineris is such a strategic location to understand the early evolution of the planet. The base of the canyons forming Valles Marineris expose deeply-seated bedrock (Flahaut et al., 2012); and impact craters, which are emplaced on the surrounding plateau, also exhume rocks from great depth (~kms).

The current view of the geological history of the area starts with an intensive volcanism during the Noachian attested by the observed stack of layers in the upper parts of Valles Marineris wall slopes that are interpreted as noachian lava flows (McEwen et al., 1999; Williams et al., 2003; Beyer and McEwen, 2005). Then, the canyon would have opened in the late Noachian/Early Hesperian (Carr and head, 2010). Inside the canyons, thick and massive light-toned layers fill the canyons (Nedel et al., 1987; Lucchitta et al., 1994; Flahaut et al., 2010a). These deposits, called interior layered deposits (ILD), are enriched in sulfates (Gendrin et al., 2005; Murchie et al., 2009b; Mangold et al., 2008; Flahaut et al., 2010b). A large debate exists about the exact timing of the deposits. The issue is crucial to constraining the timing of chemical conditions that permits the formation of sulfates in martian history. According to some authors, the ILD postdate the canyon formation (i.e. Lucchitta et al., 1994; Quantin et al., 2005; Flahaut et al., 2010a) but some others believe that thick sequences of sulfate-rich deposits inside Valles Marineris would have been exhumed by canyon formation and would represent Noachian deposits forming the basement of the upper lava flow stack

(e.g. Malin and Edgett, 2000; Catling et al., 2006). Despite advances due to recent spacecraft, the nature of the martian subsurface is largely unknown, which leads to lots of speculation.

Martian impact craters are windows to the subsurface composition (e.g. Tornabene et al., 2008; Michalski and Niles, 2010). Indeed, from a certain diameter, depending on the planetary body, the impact energy is sufficient to create a central uplift leading to impact morphologies like complex craters that present a central peak or a central ring (Melosh, 1989). On Mars, the transition between a simple crater shape and a crater with a central peak occur at 6-10 km in diameter and the ring peak features occur above 50 km in diameter (Whitehead et al., 2010). In general, the rocks exposed in the center of such craters may come from several kilometers depth. Lot of martian craters and especially their central peaks or ring features are either eroded or filled by sedimentary deposits or lava flows. Only Hesperien and Amazonian impact craters have preserved this central feature and several impact craters display such morphologies around Valles Marineris. Because the Mars Reconnaissance Orbiter mission (MRO) put forth a great deal of effort in targeting impact craters with central uplifts, the central features of many impacts are completely or partially covered by both high resolution imagery (HiRISE) and high resolution hyperspectral (CRISM) data (McEwen et al., 2007; Murchie et al., 2007).

We analyze the rocks exposed by the central peaks of 31 impact craters surrounding Valles Marineris using HiRISE and/or CRISM data (Figure 1, Table 1). Our goal is to test the hypothesis of a Noachian age for sulfates and to propose a cross-section of the subsurface of Tharsis plateau as revealed by impacts. This contribution will first present the data base of impact craters with central features surrounding Valles Marineris and the geological setting, the processed data set, and the processing methodology. We will then present the results in terms of the aspect of rocks deduced from HiRISE images, mineralogy deduced from CRISM

data, as well as pre-impact elevation and distribution. The results will then be discussed in light of pre-Noachian/Noachian geologic processes on Mars.

2. Catalogue of impact craters and geological setting:

We focus our study on central peaks of impact craters that are imaged by HiRISE, CRISM hyperspectral data or both. HiRISE pictures allow us to determine the aspect of the rocks exhumed in the central peaks. We use throughout the paper the term of aspect to express the texture, the tonality and the morphology of the rocks at HiRISE image scale. CRISM data give us the constraints on the mineralogic composition via spectroscopic determinations in the VNIR wavelength region (Murchie et al., 2007). Our study area includes Valles Marineris, the chaos, and surrounding areas from longitude 93°W to 25°W. Buried rocks are also exposed in the wallslopes of Valles Marineris and the chaos further east; therefore, our results can be compared to analysis of deep Valles Marineris exposures (Flahaut et al., 2012). Figure 1 and Table 1 present the 31 impact craters studied in this paper. Twenty-two central uplifts have HiRISE and CRISM coverage after the MRO data release in December, 2010. Eight impact craters were only studied on HiRISE images and one impact is only imaged with CRISM. The 31 impact craters presented here are homogeneously distributed in the studied area and thus provide a robust sampling of the subsurface. However, these central uplifts are like terrestrial drill cores and we have to keep in mind that they are only a small window to buried rocks and that our results can only be interpreted as a partial view of the subsurface.

The study area includes both Noachian and Hesperian terrains (Scott and Tanaka, 1986; Figure 1). The Western part of Valles Marineris is composed of Hesperian terrains corresponding to the edge of the Tharsis Bulge whereas the Eastern part, as well as the chaos, is emplaced on Noachian terrains (Scott and Tanaka, 1986). The 31 impact craters studied

here are not all named; we so proposed a succession of letters to name them. Thirty impacts are located on the plateau surrounding the canyons. Only one impact is emplaced inside the canyon: Unnamed I. We measure the diameter of each impact crater from rim to rim. The diameters of studied impacts range from 11 km (Unnamed Q) to 155 km (Holden) and are emplaced at different elevations ranging from approximately +6000 m (Oudemans) to -2000 m (Unnamed F). This range allows for an extensive km-scale sampling of the subsurface.

3. Methods

3.1 Data processing

Table 1 presents all the HIRISE and CRISM data processed in the present study. Fourty CRISM data cubes and 49 HiRISE images were examined. The geological contexts of these observations are studied with a geographical information system (GIS).

3.1.1 HiRISE

HiRISE is the high resolution multispectral camera onboard MRO that collect images of Mars surface with a spatial resolution up to 25 cm per pixels (McEwen et al., 2007). The camera measures the surface reflectance in three channels covering the 0.4 to 1.1 microns wavelength range. The panchromatic RED channel, 0.57 to 0.83 microns range, has a ~5-6-km wide swath depending on MROs orbit. HiRISE also acquires images in two other channels (BLUE-GREEN from 0.4 to 0.58 microns and NEAR-INFRARED from 0.79 to 1.1 microns) that are ~1-1.2 km wide across the center of the swath. NEAR-INFRARED, RED and BLUE-GREEN are respectively displayed in red, green and blue in HiRISE IRB color product available to public. We used both gray scale images from the red channel and IRB color products in the figures of this paper.

3.1.2 CRISM

CRISM is the hyperspectral imager onboard MRO that measures the reflectance at the visible near-infrared wavelengths (Murchie et al., 2007). Targeted MRO/CRISM images collect 544 wavelengths from 0.36 to 3.9 microns in ~10-12 km wide swaths at 18-36 m/pixel resolution (Murchie et al., 2007). We restrict our spectral identification to the 1 to 2.5 microns range. Indeed, the overtones of the fundamentals vibrational absorptions lie in this range. The position, the depth and the shape of these overtones and their combinations are diagnostic and lead to unambiguous mineralogical identifications (e.g. Gendrin et al., 2005; Ehlmann et al., 2009). The data are processed with CATv6.6, the software released by the CRISM team to the public to help with data processing and analysis. CRISM data are first corrected for the atmospheric effects using a ratio with a CRISM scene of Olympus Mons, scaled to the same column density of CO_2 (McGuire et al., 2009). Data are then filtered in order to remove the spectral spikes and the spatial stripes (Parente, 2008). The filtered data cubes are then map-projected. From release 1 to release 14 (August 2010), the data are in level 2 calibration (TRR2) while the data from the release 15 (December 2010) are in the improved level 3 calibration (TRR3). The highlights of spectral signatures on CRISM data cubes in level 2 or in level 3 are similar.

3.1.3 Data compilation in a Geographic Information System

We integrate these data as well as derived products from these data into a Geographic Information System (GIS). Our GIS also includes global data such as a MOLA elevation map (Smith et al., 2001), night time and day-time THEMIS infrared global maps (Christensen et al., 2003), a geological map (Scott and Tanaka, 1986), TES global maps (Bandfield et al., 2000), and OMEGA global maps (Bibring et al., 2006; Poulet et al., 2007). CTX images are also included as a context for HiRISE data (Malin et al., 2007).

3.2 Mineral identification

Once the CRISM data are processed, we used the spectral summary parameters available in CAT6.6 (Pelkey et al., 2007) to make a preliminary assessment of what spectral signatures may be represented in the CRISM data. We then use the technique of spectral ratioing to highlight remarkable spectral areas. This technique has for the advantage of suppressing the residual atmospheric effects and the instrumental artifacts (Ehlmann et al., 2009; Murchie et al., 2009a). However, this technique is also highly dependent on the area used as a denominator. Ideally, a spectrally featureless or "neutral" surface is used in the denominator; however, there are some data cubes in which obvious neutral surfaces are lacking and therefore the ratioed spectra may not be useful. We cautiously choose a window of N x N pixels in a spectrally remarkable area to be divided by the average spectrum of the same pixel size window in a spectrally neutral area (Table 2). The number of pixels used to average the spectra presented in figure 6 and figure 8 ranges from 4 pixels to 40 pixels. When possible, we choose a numerator and denominator from the same detector column to reduce detector-dependant noise. Alternatively, we choose a numerator and denominator in neighboring detector columns to avoid the “smile” effect (Ceamanos and Doute, 2010).

3.2.1 Mafic minerals

Olivine and pyroxene are detected in CRISM data by their Fe^{2+} electronic transition absorption bands. Pyroxene reflectance spectra show two main absorptions around 1 and 2 microns (i.e. Adams, 1974; Burns, 1993). As we processed only the 1 to 2.5 microns wavelength range, we focus on the 2 microns absorption band. The position of this band is linked to the iron and calcium content (Adams, 1974, Cloutis et Gaffey, 1991). Enstatite, a low-calcium pyroxene (LCP), shows a wide absorption band centered around 1.8 microns (see spectra of figure 6A-B) while diopside, a calcium-rich pyroxene (HCP) displays a wide

absorption band centered near 2.3 microns (Adams, 1974). Accordingly, we detect low calcium pyroxenes based on the presence of a large absorption band centered between 1.8 and 2 microns. We detect high calcium pyroxenes based on large absorption band centered around 2.3 microns (see figure 8A). Olivine is detected based on the analysis of the large 1.02 and 1.26 microns absorption band combinations, with no 2 microns absorption, which is typical of this mineral in the studied wavelength range (Burns, 1970 and see figure 6C and 8A).

3.2.2 Hydrated minerals

Hydrated minerals are detected in CRISM data by the overtones and combinations of absorption bands due to the fundamental vibrations of water present in the mineral structure. The most common band is near 1.9 microns due to the presence of the H_2O molecule in the mineral structure (i.e. Clark et al., 1990; Poulet et al., 2005; Ehlmann et al., 2009). The presence of structural OH creates an absorption feature centered between 1.38 and 1.43 microns depending on the type of present cations (Mg, Al, Fe) (Clark et al., 1990; Bishop et al., 2002). Other vibrational absorption bands due to structural OH are centered between 2.1 and 2.5 microns. The number and precise wavelength position of these bands vary from a hydrated mineral to another depending once again on the type of present cations (Clark et al., 1990). We analyze the number, the exact wavelength positions, as well as the shape of the absorption bands of our putative hydrated minerals. We then compare them to hydrated mineral laboratory spectra of both CRISM and USGS spectral libraries (http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06) to determine the candidate minerals. The spectra are compared in terms of general shape and in terms of bands shape and precise bands position.

3.3 Pre-impact elevation assessment of uplifted rocks

Empirical formulae exist from terrestrial studies to relate the diameter of the impact crater to the stratigraphic uplift forming the central peak (Cintala and Grieve, 1998). The stratigraphic uplift is defined as the difference between the elevation of rocks in a central peak (post-impact elevation) and the pre-impact elevation of these rocks (Figure 2). A good example is the Upheaval dome impact structure that is emplaced on sedimentary layers of the Colorado Plateau (Kenkmann et al., 2005). The original diameter of the crater is estimated at more than 8 km. The uplifted layers exposed in its center would originate from a depth of 2 km. From various terrestrial examples, the following empirical relationship has been proposed (Cintala and Grieve, 1998):

$$SU= 0.086D^{1.03}$$

where SU is the stratigraphic uplift and D is the crater diameter. As we are lacking an adapted relationship on Mars, this relationship is commonly used by the scientific community to estimate the pre-impact elevation of the rocks exposed in the central peaks (e.g. Tornabene et al., 2008; Michalski and Niles, 2010). Our GIS allows us to collect information on the 31 impact craters: their diameter, their geographic position, and the elevation of the central peak from MOLA data. From the diameter of the impact craters, we estimate the stratigraphic uplift that experienced the rocks of the central peaks. Knowing the elevation of the central peak, which represents the post-impact elevation of the rocks, and the stratigraphic uplift, we deduced the pre-impact elevation of the rocks present in the central peaks (Figure 2, Table 1). Both elevations of the central peak (post-impact elevations) and pre-impact elevations of exhumed rocks reported in table 1 are elevations relative to the MOLA geoid. Taking into account that we use a terrestrial relationship to assess the original depth of the uplifted rocks, the values of original depth may have a certain error. Indeed, the SU estimated from terrestrial craters is based on extensively eroded structures which reveal deeper materials that may not

be exposed in a fresher less eroded central peak. As a consequence, the results from the quantitative scaling relationships used here should be considered as only an approximation of the maximum uplift. However, as we use the same equation for all impact craters, even if the absolute value is overestimated, at least the comparison between the pre-impact elevations from a crater to another is robust.

4. Aspect of the rocks exposed in central peaks

We examine the aspect of the material exposed in the central peaks of the 31 craters on HiRISE images. Due to the size of the central peaks, HiRISE allows a complete coverage of the central peaks presented here. Two distinct types of material are exposed in the studied central uplifts. Some expose massive light-toned rocks (Figure 3), while others expose intact layers (Figure 4). All central peaks reveal deformed rocks and impact breccias. Almost all impacts expose megabreccias in a limited part of the central peaks involving clasts of exhumed material (Figure 5). The size of the clasts varies from sub-meter-scale to tens of meters.

4.1 Light-toned massive rocks

Fourteen of the 31 central peaks expose massive light-toned rocks. The massive units are highly fractured, suggesting that the units have been exhumed by the impact. Abundant impact megabreccias are also visible in these central peaks. We notice a large spectral diversity in these exhumed rocks even in visible imagery (see figure 3C). No layering has been recognized. Elorza crater (Figure 3A) is of special importance because its uplift exposes both light-toned massive rocks and intact layers. Deformed layers are identifiable in some parts and deformed massive light-toned are also present in other parts. The mineral diversity

of this central peak is detailed in the next section. The extended survey of all central peaks on HiRISE, at a global scale, concludes that massive light-toned rock units exhumed by central peaks are common, especially in the Noachian highlands (Tornabene et al., 2010; Caudill et al., 2011).

4.2 Intact layers

Seventeen of the 31 central peaks expose intact layers. These layers are highly fractured, tilted, and folded, suggesting that they have been exhumed and deformed by the impact. Sometimes, the intact layers form the clasts inside impact megabreccia. The apsect of the layers is very similar from one crater to another (Figure 4). The layers are few meters thick. These layers are dominantly dark toned. However, these dark toned layers may also suddenly appear lighter toned locally. Light-toned surfaces are observed especially at the interface between two layers, illustrated by Martin Crater in figure 4B2. These layers were first recognized on MOC images in Oudemans Crater (Malin and Edgett, 2000). A quick survey of all HiRISE images featuring central peaks over the planet suggests that this formation is confined around the Tharsis area. Intact layers are also observed further north of Valles Marineris until 20°N latitude in the central peak of Fesenkov crater. Some intact layers are also observed in a few impact crater central uplifts southwest of the Tharsis dome. The complete survey on HiRISE images of martian central peaks concludes that intact layers are present around volcanic edifices (Tornabene et al., 2010; Caudill et al., 2011).

5. Composition of the central peaks

5.1 Mineral Composition of the exhumed massive light-toned rocks

Among the central peaks exposing light-toned massive rocks, we identify three principal types of minerals on CRISM scenes: pyroxene, olivine, and hydrated silicates. Low

Calcium Pyroxenes (LCP) are detected in abundance in all 12 central peaks exposing massive rocks imaged by CRISM. They are detected based on a large and strong absorption band centred at 1.8 microns in the spectra (Figure 6A and 6B). The strength of the band centred at 1.8 microns changes from one CRISM scene to another, but seems to be more dependent on bedrock exposure. We note a certain variation of the exact center of this band. The band position varies from 1.8 to 2 microns. That may suggest a compositional variation of these pyroxenes or spatial mixing with dust (Clenet et al., 2011). The LCP-rich units are linked to light-toned rocks, relative to martian dust (Figure 7). The rocks are massive and highly fractured. Sometimes, megabreccias involve clasts of light-toned fractured rocks that have a strong LCP signature like the clasts shown in Figure 5.

Olivine is also detected based on the analysis of the 1.02 and 1.26 microns absorption bands typical of this mineral (figure 6C). We found olivine-rich units in 5 central peaks exposing light-toned massive rocks. Olivine-rich units correspond to light-toned, massive and fractured rocks (Figure 7). The olivine-rich units are generally lighter toned than LCP rich units (Figure 7).

Finally, hydrated silicates are found within massive rocks (Table 3). Their distribution is more scattered over the different morphologic units, contrary to olivine and LCP units that are linked to a specific bedrock unit. Three types of hydrated silicates have been detected: The most abundant is the Fe/Mg smectite group (Figure 6D). They are detected based on their vibration combinations and overtones at 1.4, 1.9, 2.3 and 2.4 microns (Clark, 2007; Poulet et al., 2005; Ehlmann et al., 2009). The 2.3 microns absorption band is especially sharp. It seems that both LCP and olivine-bearing rocks are enriched in smectites at certain locations. The smectites are linked to similar material as the LCP or olivine-bearing rocks on HiRISE images (Figure 7).

In three impact craters, light-toned massive rocks host spectral signatures with the following absorption band combinations: 1.4, 1.9, 2.32 and 2.52 microns (see figure 6E, spectra 5 to 7). Both serpentine and carbonates have absorption features at 3.2 and 5.2 microns (Ehlmann et al., 2009). We did not observed the diagnostic absorption bands of carbonates in the 3-4 microns range, specifically the broad absorption at 3.85 microns (Ehlmann et al., 2008; Ehlmann et al., , 2009). On the other hand, serpentine have an additional but weak absorption feature at 2.10-2.12 microns that we do not observe (Clark, 2007; Ehlmann et al., 2009; Ehlmann et al., , 2010). As this serpentine 2.1-2.12 absorption feature is very weak, highlighting this band above CRISM noise may be really difficult. For these reasons we suggest that the spectra with the absorption band combination at 3.2 and 5.2 microns and no absorption at 3.85 microns may fit the serpentine mineral group. These signatures are confined to the same kind of massive light-toned fractured rocks as olivine-bearing rocks (Figure 7). This result could argue for putative serpentine being an alteration product of olivine-bearing rocks. Putative serpentine detections are rarer than smectites, but both mineral types are confined to the same type of host rocks (see figure 7) and may have been formed by the same processes.

Finally, a less common hydrated silicate is detected in these central peaks exhuming massive rocks. The spectral type displays a sharp absorption at 1.9 microns and a large band centered at 2.23 microns (Figure 6E, spectrum 2 and 3). Opaline silica or hydrated glasses have these spectral characteristics (Milliken, 2007; Milliken et al., 2008). These detections are confined to a group of about twenty pixels of unconsolidated deposits at the base of a scarp (Figure 7). The presence of this spectral type in a central peak may argue for impact-related, hydrated glass rather than opaline silica.

5.2 Mineral composition of the exhumed intact layers

In addition to the collection of remarkable spectral types detected over the 11 central peaks exposing intact layers imaged by CRISM, we also collect the most representative spectra of these layers for each central peak, to suggest information about their origin (see figure 8A and B, table 3). The layers are dominated by a mixture of high calcium pyroxene and olivine, with a large absorption band centered at around 2.25 microns.

As seen in figure 8B, the spectra collected over the layers are sometimes hydrated, displaying a sharp 1.9 microns feature. Without any other combined absorptions, we are unable to constrain this hydrated phase. This unidentified hydrated phase was detected in all impact craters exhuming layers. Some spectra have the absorption band combinations and overtones at 1.4, 1.9, 2.3 and 2.4 microns, typical of the smectite group (Figure 8C) (Clark, 2007; Poulet al., 2005; Ehlmann et al., 2009). The hydrated phases correspond to the light-toned parts of the exposed layers (Figure 9) and show polygonal features on HiRISE images. The light tones may mark a certain alteration of the layers. Smectites detected in the intact layers are very different on HiRISE images from the smectites detected in the massive rocks, even if the spectra are similar. They are linked to layers in the first case while they are linked to the massive light toned rocks in the second case.

In the central peaks exposing intact layers, spectra displaying a sharp absorption at 1.9 microns and a large band at 2.23 microns are also observed (figure 8D, spectrum 2 to 4)). The detections are rare and are always concentrated within a few pixels, corresponding to unconsolidated deposits down a scarp (Figure 9). This time, the detection context of hydrated glass or opaline silica is similar to the precedent group of central peaks. As detections of these glass or opaline silica are done in same kind of context in both types of rocks exhumed in the studied central peaks. This may argue for hydrated minerals related to impact process.

Finally, sulfate-rich material is detected in the central peak of Unnamed I (Figure 8D) based on its absorption band combination and overtones at 1.4, 1.92, and 2.4 microns (Gendrin et al., 2005). The counterpart is small clasts of very light-toned material of a meggabreccia (Figure 9). The impact is emplaced inside Valles Marineris in Noctis Labyrinthus. The floor of this canyon is partly covered by sulfate-rich deposits (Thollot et al., 2010). The central peak is mainly composed of intact, uplifted layers enriched in high calcium pyroxenes. However, in some places, meggabreccia with sulfate-rich clasts are detected. It could be a remnant of the pre-impact floor. If so, it means that central peak is sampling the whole vertical cross section including the floor of the pre-impact target.

6- Spatial distribution and cross section

The two types of rocks exhumed in the central peaks are not randomly distributed. The massive rock exposures are located east of the 55° meridian while the exhumed intact layers are located west of this limit (Figure 10A). This limit is very close to Coprates rise. However, the impacts Unnamed W, N, O, G, Q and R are located just at the bottom of Coprates rise and still expose intact layers. From East to West, the transition from massive rocks to layers is abrupt. We also perform a survey of central peaks of impact craters not imaged by either CRISM or HiRISE but that are imaged by THEMIS VIS image (18 m per pixel) or CTX images (5 m per pixel). At these spatial resolutions, massive rocks are difficult to solve, however intact layers can be guessed. We only detected putative exhumed layers at these resolutions west to the sharp lithology limit revealed by the present study. This strengthens our present conclusions of an abrupt contact between both lithologies.

The vertical distribution also suggests a possible sharp transition from East to West and could indicate a steep contact (Figure 10B). West of the abrupt lithologic limit around -55° of longitude, we do not identify any massive light-toned rocks neither on HiRISE images nor on CRISM data, even in the central peaks of large impact craters able to sample as deep as -11000 m like Oudemans impact crater. Even at large depth, only layers have been detected. According to the difference between the pre-impact elevations we deduced in this study and the plateau elevation, the layers may be at least 10 km thick just west to the limit. The thickness may be higher just below Oudemans crater that reached material as deep as -11448 m, which implies 18 km of layers, in the limit of error bar due to the used scaling relation. The red profile of the figure 10B corresponds to the lowest points of Valles Marineris. It means that the crater points located between the topographic profile over the plateau and the one corresponding to the floor of Valles Marineris represent rocks that should be exposed in the wallslopes of Valles Marineris.

Figure 11 reports the detection of massive rock exposure with LCP signatures of the companion paper inside Valles Marineris (Flahaut et al., 2012). The exposures of the massive rocks enriched in LCP are observed in several canyons but are all confined east of a 65°W (or 295°E) meridian. The sharp limit of LCP-rich bedrock is confirmed by these results on the walls of Valles Marineris. Figure 11 also highlights the elevations of the massive rocks enriched in LCP in Valles Marineris as well as the pre-impact elevations of some key exposures in central peak of impact crater. We note some differences between walls and rocks exhumed by impact craters in Coprates Chasma. First, there is difference of 2 km in the elevation of the massive rock exposures between the north walls of Coprates and the south one. The pre-impact elevations of the massive rocks exposed in the impact crater that are located south of Valles Marineris are in agreement with the southern walls and in disagreement with the northern walls. The limit between the massive rocks and the intact

layers is located around the 55° meridian from impact crater while the limit inside Coprates is 10° of longitude further west. We interpreted these differences to express either a complex tectonic structure below Coprates Chasma like a transform fault zone that would have moved the north of Valles Marineris westward compared to the south rim. Or the limit is sub-circular following the shape of the topographic heights from Coprates rise to somewhere between Juventae Chasma where massive rocks are exposed and Candor West where such LCP rich bedrock is absent. Further West, only layered bedrock is observed without any obvious spectral signature (Flahaut et al., 2012). However, the CRISM coverage of the wallslope of Valles Marineris in the western parts of the canyon is limited (Flahaut et al., 2012).

7. Discussion

Several points of discussion are raised by the previous results:

7.1 Nature and origin of the massive light-toned rocks

The massive light-toned rocks exposed in eastern central peaks may represent samples of the primitive martian crust. These rocks are highly homogeneous from one crater to another despite their large differences in pre-impact elevation. This argues for a homogenous composition of the primitive martian crust over tens of kilometer in depth. An enrichment in low calcium pyroxene and olivine linked to putative primitive martian crust outcrops is also revealed elsewhere on Mars in the southern highlands (Mustard et al., 2009; Poulet et al.,2009). Both minerals correspond to light-toned rocks in visible images compared to dust. These light-toned visible colors may be due to the presence of discrete alteration phases, or the presence of plagioclase or due to the presence of phenocrysts of pyroxene, for instance, as is the case of the ALH84001 martian meteorite. This meteorite, formed at 4.1Gy (Bouvier et al., 2009; Lapen et al., 2010), is a cumulate of low calcium pyroxenes that appear light-toned, mainly due to phenocrysts of pyroxene (Mittlefehldt , 1994). The mineralogy of ALH 84001,

made it a good candidate to represent the primitive martian crust, as was already suggested (i.e. Nyquist et al., 2001; Bouvier et al., 2009). These compositions are also similar in appearance to the pristine lunar rocks, like norites and troctolites that are light-toned and enriched in LCP and olivine (Pieters, 1986). The massive martian rocks enriched in LCP and olivine may represent the very pristine martian crust issue from a primitive magma ocean (Warren , 1989; Elkins-Tanton et al., 2005).

The hydrated phases are ubiquitously in association with these old rocks, whatever the pre-impact elevation of the rocks may be. If we interpret all these rocks as deep samples of the primitive martian crust, the hydrated phases may attest more for a crustal hydrothermal system than a superfical alteration. Moreover, we have no argument for a paleosurface that may have recorded superficial hydrologic activity. The presence, in some cases, of putative serpentine argues for the hypothesis of a crustal hydrothermal system. In addition, the ALH84001 martian meteorite, which is the closest meteorite in composition and age, also shows alteration phases like carbonates that have been interpreted as being formed by a hydrothermal system (Halevy and Eiler, 2011). Hydrated phases have already been detected elsewhere on Mars as in exhumed Noachian samples of central peaks of impact craters in the northern hemisphere (Carter et al.,2010) and in some central peaks of impacts around Isidis basin (Mustard et al., 2008; Ehlmann et al., 2008; Ehlmann et al., 2009; Ehlmann et al., 2010; Michalski and Niles; 2010; Wray et al., 2011).

7.2 Nature and origin of the intact layers

The aspect of the exhumed intact layers is very similar from one crater to another. These layers seem to form a single geologic formation and could consequently represent a single geologic process. According to our cross-section, the layer formation may be at least 8 km thick or even more, up to 18km, if we include the heart of Oudemans' central peak. The

identification of both olivine and high calcium pyroxene suggest a basaltic composition (i.e. Bandfield et al., 2000). The predominance of high calcium pyroxene on Hesperian lava plains on OMEGA data set was compared to the similar in composition basaltic martian meteorites to conclude that the HCP rich units on Mars may be basaltic in composition (Mustard et al., 2005; Poulet et al., 2009). The composition and the morphology of these layers argue for a volcanic origin. A stack of lava flows as well as volcano-clastic sediment accumulation would explain the intact layer characteristics. According to their original depth, these layers should be exposed in the wall slopes of Melas Chasma and in the western part of the Coprates Chasma walls. However, a coordinated study of the walls of Valles Marineris (Flahaut et al., 2012) has not clearly identified them. This may be explained by the low coverage of these parts of Valles Marineris by high resolution data. On the other hand, the fact that these layers are not observed may also argue for a less competent formation compared to the identified lava flow stack of the extreme summit of the Valles Marineris walls (McEwen et al., 1999; Beyer and McEwen, 2005; Flahaut et al., 2012). Ash deposit formations may be less resistant to erosion than lava flows (e.g. Seidl et al., 1994). The location, at the edge of the Tharsis dome, of this thick, volcanic formation suggests that the Tharsis volcanic complex is the volcanic source. Valles Marineris, which entailed these layers as well as the primitive martian crust, formed during late Noachian-Early Hesperian period at around 3.9-3.7 Gy in response to Tharsis emplacement (Carr and Head, 2010). The intact layer formation, consequently, has to be Noachian in age and would mark late Noachian volcanism.

7.3 Origin of the hydrated minerals

Hydrated minerals are detected in almost all impact craters. Either they are impact related, they are a component of the exhumed rocks, or a combination of both processes (Marzo et al., 2010). Local hydrothermal systems are known to occur following an impact in a water rich

target, especially in the region of the central peak (e.g. Schwenzer and Kring, 2009). A recent study also confirms the survival of hydrated phases after an impact (Fairén et al., 2010; Marzo et al., 2010) and argues for the possibility of exhumed phyllosilicates.

The most abundant hydrated phase is smectite. Smectites have been detected in the intact layers, as well as in the primitive martian crust exposures. Because they occur in all central peaks, we may argue for an impact related origin of these smectites. However, the context of these detections is much different in the intact layers than in the massive rocks. In the massive rocks, the smectites are linked to light-toned, fractured, massive outcrops similar to the olivine-rich exposures, suggesting that smectites may be alteration phases of olivine-bearing rocks. As the primitive martian crust samples are more likely formed by deep magmatic processes, the smectite could have been formed by a hydrothermal system. The presence of putative serpentines in the same type of rocks as smectite and olivine, within massive rocks, may argue for deep hydrothermal processes that altered the primitive martian crust and formed both smectite and serpentine. The primitive martian crust may have been partially serpentinized as suggested by (Quesnel et al. 2009). In the intact layers, the smectites are linked to the light-toned part of the layers, suggesting that the layers are partly altered, often at the interface between two layers (see figure 4B2). The smectites contained in the intact layers may represent alteration surfaces witness of surficial environmental conditions during the Noachian.

Lastly, we found a spectral type that is consistent with hydrated silica or hydrated glass in both lithologies. But, this time, the spectral identification counterpart is identical in both types of exhumed rocks: in sand or slope deposits. We suggest that this hydrated phase may be impact-related and could even be hydrated impact glass, as was already suggested for Ritchey crater (Milliken, 2007).

7.4 Subsurface structure in the vicinity of Valles Marineris

The first conclusion of our results is that no detectable sulfates are present in the deep subsurface around Valles Marineris. This excludes the presence of Noachian sulfates and so refutes the hypothesis that sulfate-rich interior layered deposits inside Valles Marineris could be the Noachian basement of the Tharsis plateau (Malin and Edgett, 2000; Catling et al., 2006). The second main result is the revelation of a sharp discontinuity between the eastern and western terrains of Valles Marineris. East of the discontinuity, putative primitive martian crust, enriched in low calcium pyroxene and olivine, partly altered, is present from great to shallow depths. Beyond the sub-vertical discontinuity, moving westward, a radically different kind of material, layered and enriched in HCP, composes the subsurface at a similar range of depths. This sharp transition may be explained by several hypotheses:

(1) Putative basin (see figure 12): the transition may represent the edge of a basin that may be deeper than 18 km, which would explain why we do not observe the massive LCP-rich crust at such depth. An early giant impact crater could have created a basin, further filled by the intact layer formation. (2) Another hypothesis is tectonic subsidence basin, such as that observed in intra continental basins (Guillocheau et al, 2000), enhanced the emplacement of a sequence of (volcanic) layers as thick as 18 km. In this case, the layers could be contemporaneous to the basin. The existence of a crustal basin centered south of Melas Chasma has already been suggested from gravimetric data (Dohm et al., 2001; Dohm et al., 2009). (3) Vertical crustal tectonics (see figure 12): an alternative hypothesis is that the load created by the emplacement of tens of kilometers of HCP-rich layers leads to sagduction processes, such as the tectonic style that the terrestrial Archean period may have experienced (Chardon et al., 1996). This hypothesis would imply a period of intense primitive internal activity.

7.5 Noachian/Pre-Noachian igneous activity

Both lithologies identified in the herein mark early magmatic processes on Mars. The lithology that we identified as the primitive martian crust would form first, probably at time of initial planet differentiation, which would occur within the first tens of millions of years after the formation of Mars (Nyquist et al., 2001). The age of this pristine crust formation may be older than the current martian surface and would date from the pre-Noachian period. The pre-Noachian period is defined from planet formation 4.5 Gy ago to Hellas basin formation at 4.1 Gy ago (Carr and Head, 2010; Frey, 2003). The presence of hydrated phases, such as putative serpentine may be a consequence of the presence of volatiles in the early martian magmatic cycle and in the initial crust formation. The intact layers are interpreted to form from volcanic processes. Their proximity with the Tharsis dome links them to the volcanic complex. The Tharsis dome may be emplaced during the Noachian period and is expected to have been responsible of the bulk of Noachian volcanism (Carr and Head, 2010). The volcanic sequence created by Tharsis Noachian activity was, until the present results, estimated as thick as ~10 km (from Phillips et al., 2001). We reported here that, for instance, just below Oudemans Crater, there may be a volcanic sequence of at least 18 km. The amount of Noachian volcanism may have been more active than we thought. The available estimations of Tharsis volcanic production return an extrusion rate of $0.75\ km^3\ yr^{-1}$ (Greeley and Schneid, 1991) while the current terrestrial rate, for comparison, is one order in magnitude larger (Carr and Head, 2010; Crisp, 1984).

Whatever the exact nature of the contact, we notice a progression from older olivine/LCP-rich crust located westward of Valles Marineris to younger HCP-rich volcanic formation located near Tharsis. From 1ppd-resolution TES data (Rogers and Christensen, 2007), a subtle difference was already observed between Circum-Tharsis Hesperian surfaces and older Noachian surfaces. A lack of olivine and LCP relative to plagioclase was reported

in the Hesperian aged surfaces relative to the surrounding Noachian surfaces. The authors suggested the difference may be explained by the fractional crystallization of magmas due to a thicker crust below Tharsis (Rogers and Christensen, 2007). Our results here suggest more a variation of the composition of the original melt derived from the mantle between the initial crust formation to the later volcanism. Such a change in the magmatic composition has also been observed in Syrtis Major and may be general to Mars with a primitive magmatism more enriched in LCP followed by a volcanism more enriched in HCP (Mustard et al. 2009, Poulet et al., 2009).

8. Conclusion

From the analysis of both composition and aspect of the rocks exhumed from depth by 31 impact craters in the vicinity of Valles Marineris, we reported the presence of two distinct lithologies in the subsurface: light-toned massive rocks and intact layers. The massive rocks, which are dominated by low calcium pyroxene, olivine, smectites, and putative serpentine, would represent the primitive pre-Noachian martian crust. The intact layers are enriched in high calcium pyroxenes and would represent Noachian volcanic accumulation up to 18 km due to Tharsis activity. The contact between both lithologies may be vertical over several kilometers in depth, suggesting the pre-existence of a steep basin (early giant impact or subsidence basin) or sagduction processes.

Acknowledgments: We are very thankful to the HiRISE and CRISM teams for the availability of the data. We are thankful to both reviewers Deanne Rogers and Livio Tornabene for their high interest for the presented results; their comments and questions greatly contribute to the improvement of the manuscript. Discussions with Fancis Albarède,

Janne Blichert-Toft, Bruno Reynard and Nicolas Coltice were much appreciated. We are also grateful to Janette Wilson for her precious English revision.

References:

Adams J. B., 1974, Visible and near Infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system, Journal of Geophysical Research 79, 4829-4836.

Bandfield, J. L., Hamilton V. E. and Christensen P. R., 2000, A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES, Science 287, 1626-30.

Beyer R. A. and A. S. McEwen, 2005, Layering stratigraphy of eastern Coprates and northern Capri Chasmata, Mars, Icarus 179, 1-23.

-Bibring J.P., Langevin Y., Mustard J.F., Poulet F., Arvidson R., Gendrin A., Gondet B., Mangold N., Pinet P., Forget F. and the OMEGA team, 2006, Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data, Science 312, 400-404.

-Bishop, J. L., Madejova, J., Komadel, P. & Froschl, H., 2002, The influence of structural Fe, Al, and Mg on the infrared OH bands in spectra of dioctahedral smectites, Clay Mineral 37, 607–-616.

-Bouvier A., Blichert-Toft J., Albarède F., 2009, Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of Mars, Earth and Planetary Science Letter 280, 285–295.

-Burns R.G., 1970, Crystal field spectra and evidence of cation ordering in olivine minerals, American Mineralogist 55, 1608-1632.

Burns, R.G., 1993, Origin of electronic spectra of minerals in the visible to near-infrared region. In Remote Geochemical Analysis: Elemental and Mineralogical Composition, C.M. Pieters and P.A. Englert (Eds), Cambridge University Press, Cambridge, pp.3-29.

Carr M. H. and J.W. Head III, 2010, Geologic history of Mars, Earth and Planetary Science Letter 2010, 185-203.

Carter J., F. Poulet, J.-P. Bibring, S. Murchie, 2010, Detection of Hydrated Silicates in Crustal outcrops in the Northern Plains of Mars, Science 328, 1682.

Catling, D.C., Wood, S.E., Leovy, C., Montgomery, D.R., Greenberg, H.M., Glein, C.R.,Moore, J.M., 2006, Light-toned layered deposits in Juventae Chasma, Mars, Icarus 181, 26–51.

Caudill C., Tornabene L., Wray J., 2011, Crater-Exposed Intact Stratigraphy Blocks and Volcanogenic Origin, 42nd LPSC (2011), Abstract #2393

Ceamanos, X. and Douté, S., 2010, Spectral Smile Correction of CRISM/MRO Hyperspectral Images, Geoscience and Remote Sensing 48, 3951 -3959.

Chardon D., Choukroune P., Jayananda M., 1996, Strain patterns, decollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (south India), Journal of Structural Geology 18, 991-1004.

Christensen, P. R., J. L., Bandfield, J. F. Bell, B. M. Jakosky, H. H. Kieffer, M. D. Lane, M. C. Malin, T. McConnochie, M. A.S., H. Y. McSween, G. L. Mehall, J. E. Moersh, K. H. Nealson;, J. W. Rice, M. I. Richardson, S. W. Ruff, M. D. Smith, T. N. Titus, and M. B. Wyatt, 2003, Morphology and Composition of the surface of Mars : Mars Odyssey THEMIS results, Science 300, 2056-62.

Cintala M. J. and R. A. F. Grieve, 1998, Scaling impact melting and crater dimensions: Implications for the lunar cratering record. Meteoritic Planetary Science 33, 889–912.

Clark, R. N., King, T. V. V., Klejwa, M., Swayze, G. A. & Vergo, N., 1990, High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals, Journal Geophysical Research 95, 12653-12680.

Clenet H., C. Quantin, J. Flahaut, X. Ceamanos, P. C. Pinet, Y. Daydou and P. Allemand, 2011, Compositional diversity of mafic rocks in the vicinity of Valles Marineris, Mars, using Modified Gaussian Model, LPSC 42nd (2011), abstract #1674.

Cloutis E.A. and Gaffey M.J., 1991, Spectral-compositional variations in the constituent minerals of mafic and ultramafic assemblages and remote sensing implications, Earth Moon and Planets 5, 11-53.

Dohm J. M., J. C. Ferris, V. R. Baker, R. C. Anderson, T. M. Hare, R. G. Strom, N. G. Barlow, L. Tanaka, J. E. Klemaszewski and D. H. Scott, 2011, Ancient drainage basin of the Tharsis region, Mars: Potential source for outflow channel systems and putative oceans or paleolakes, Journal of Geophysical Research 106, 943-32,958.

Dohm J. M., et al. , 2009, New evidence for a magmatic influence on the origin of Valles Marineris, Mars, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 185, 12-27.

Ehlmann B.L. et al., 2008, Orbital identification of carbonate-bearing rocks on Mars. Science 322, 1828.

Ehlmann, B. L., J. F. Mustard, and S. L. Murchie, 2010, Geologic setting of serpentine deposits on Mars, Geophysical Research Letter, 37, doi: 10.1029/2010GL042596.

Ehlmann, B. L., J. F. Mustard, G. A. Swayze, R. N. Clark, J. L. Bishop, F. Poulet, D. J. Des Marais, L. H. Roach, R. E. Milliken, J. J. Wray, O. Barnouin-Jha, and S. L. Murchie, 2009, Identification of hydrated silicate minerals on Mars using MRO-CRISM: Geologic context near Nili Fossae and implications for aqueous alteration, Journal of Geophysical Research 114, doi: 10.1029/2009JE003339.

-Elkins-Tanton L. T., P. C. Hess and E. M. Parmentier, 2005, Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes, Journal of Geophysical Research 110, doi:10.1029/2005JE002480.

-Fairén AG, Chevrier V, Abramov O, Marzo GA, Gavin P, Davila AF, Tornabene LL, Bishop JL, Roush TL, Gross C, Kneissl T, Uceda ER, Dohm JM, Schulze-Makuch D, Rodríguez JA, Amils R, McKay CP, 2010, Noachian and more recent phyllosilicates in impact craters on Mars., Proc Natl Acad Sci USA 107(27), 12095-100.

-Flahaut, J., C. Quantin, Mustard J., Clenet H., P. Allemand, P. Thomas, 2012, Pristine Noachian crust and key geologic transitions in the lower walls of Valles Marineris: insights into early igneous processes on Mars, submitted to Icarus, same issue.

Flahaut J., C. Quantin, P. Allemand and P. Thomas, 2010a, Morphology and geology of the ILD of Capri/Eos Chasma (Mars) from visible and infrared data, Icarus 207, 175-185.

Flahaut, J., C. Quantin, P. Allemand, P. Thomas, and L. Le Deit, 2010b, Identification, distribution and possible origins of sulfates in Capri Chasma (Mars), inferred from CRISM data, Journal of Geophysical Research 115, doi:10.1029/2009JE003566.

Frey, H.V., 2003, Buried impact basins and the earliest history of Mars. LPSC 35nd (2003), abstract #3104.

Gendrin A. et al. ,2005, Sulfates in martian layered terrains: The OMEGA/Mars Express view, Science 307, 1587-1591.

Greeley, R., Schneid, B.D., 1991, Magma generation on Mars: amounts, rates, and comparisons with Earth, Moon, and Venus. Science 254, 996–998.

Guillocheau F; Robin C; Allemand P; Bourquin S; Brault N; Dromart G; Friedenberg R; Garcia JP; Gaulier JM; Gaumet F; Grosdoy B; Hanot F; Le-Strat P; Mettraux M; Nalpas T; Prijac C; Rigollet C; Serrano O Grandjean G, 2000, Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints, Geodinamica Acta 13, 189-245.

Halevy I. and Eiler J. M., 2011, Carbonates in ALH 84001 Formed in a Short-Lived Hydrothermal System, 42nd LPSC (2011), Abstract # 2512.

Kenkmann, T., Jahn, A. Scherler, D. and Ivanov,B.A., 2005, Structure and formation of a central uplift: a case study at the Upheaval Dome impact crater, Utah. In Kenkmann, T., Hörz, F. and Deutsch, A. (eds.) Large Meteorite Impacts. Geological Society of America Special Paper 384 Chapter 6.

Lapen T. J., M. Righter, A. D. Brandon, V. Debaille, B. L. Beard, J. T. Shafer and A. H. Peslier, 2010, A Younger Age for ALH84001 and Its Geochemical Link to Shergottite Sources in Mars. Science 328, 347-351.

Lucchitta, B.K., Isbell, N.K., Howington-Kraus, A., 1994. Topography of Valles Marineris: Implications for erosional and structural history. Journal of Geophysical Research 99, 3783-3798.

Malin, M. C., and K. S. Edgett, 2000, Sedimentary rocks of early Mars, Science 290, 1927–1937.

Malin, M. C., et al., 2007, Context Camera Investigation onboard the Mars Reconnaissance Orbiter, Journal of Geophysical Research 112, doi:10.1029/2006JE002808.

Mangold, N., Gendrin, A., Gondet, B., LeMouelic, S., Quantin, C., Ansan, V., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Masson, P., Neukum, G., 2008, Spectral and geological study of the sulfate-rich region of West Candor Chasma, Mars, Icarus 194, 519–543.

Marzo G. A., A. F. Davila, L. L. Tornabene, J. M. Dohm, A. G. Fairén, C. Gross, T. Kneissl, J. L. Bishop, T. L. Roush, C. P. McKay, 2010, Evidence for Hesperian impact-induced hydrothermalism on Mars, Icarus 208, 667-683.

McEwen A. S. et al., 2007, Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE), Journal of Geophysical Research 112, doi:10.1029/2005JE002605.

McEwen A. S., M. C. Malin, M. H. Carr, W. K. Hartmann, 1999, Voluminous volcanism on early Mars revealed in Valles Marineris. Nature 397, 584-586.

McGuire, P. C., J. L. Bishop, A. J. Brown, A. A. Fraeman, G. A. Marzo, M. F. Morgan, S. L. Murchie, J. F. Mustard, M. Parente, S. M. Pelkey, T. L. Roush, F. P. Seelos, M. D. Smith, L. Wendt, and M. J. Wolff, 2009, An improvement to the volcano-scan algorithm for atmospheric correction of CRISM and OMEGA spectral data, Planetary Space Science 57, 809-815.

Melosh H. J., 1989, Impact Cratering: A Geologic Process, by Lunar and Planetary Laboratory, University of Arizona, published by Oxford University Press, New York 1989.

Michalski, J. R. & Niles, P. B., 2010, Deep crustal carbonate rocks exposed by meteor impact on Mars, Nature Geoscience 3, 751–755.

Milliken, R. E., 2007, Clay minerals in water-lain sedimentary deposits in the southern highlands: Evaluating habitability on Mars with MSL: 2nd MSL Landing site workshop, October 23.

Milliken, R. E., et al., 2008, Opaline silica in young deposits on Mars, Geology 36, 847–850.

Mittlefehldt, D. W. ALH84001 , 1994, A cumulate orthopyroxenite member of the martian meteorite clan, Meteoritics 29, 214–221.

Murchie, S., et al. (2007), Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), J. Geophys. Res., 112, E05S03, doi:10.1029/2006JE002682.

Murchie, S. L. et al., 2009a, Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars investigation and data set from the Mars Reconnaissance Orbiter's primary science phase, Journal of Geophysical Research 114, doi:10.1029/2009JE003344.

Murchie, S.M., et al., 2009b. Evidence for the origin of layered deposits in Candor Chasma, Mars from mineral composition and hydrologic modeling. Journal of Geophysical Research 114, doi:10.1029/2009JE003343.

Mustard, J. F., B. L. Ehlmann, S. L. Murchie, F. Poulet, N. Mangold, J. W. Head III, J.-P. Bibring, and L. H. Roach, 2009, Composition, morphology, and stratigraphy of Noachian crust around the Isidis basin, Journal of Geophysical Research 114, doi:10.1029/2009JE003349.

Mustard, J. F., et al., 2008, Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument, Nature 454, 305-309.

Mustard, J. F., F. Poulet, A. Gendrin, J. P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, N. Mangold, G. Bellucci, and F. Altieri, 2005, Olivine and pyroxene, diversity in the crust of Mars, Science 307, 1594–1597.

Nedell, S.S., Squyres, S.W., Anderson, D.W., 1987, Origin and evolution of the layered deposits in the Valles Marineris. Icarus 70, 409–441.

Nyquist L. E., D. D. Bogard, C.-Y. Shih, A. Greshake, D. Stöffler and O. Eugster, 2001, Ages and geologic histories of martian meteorites, Chronology and Evolution of Mars, Planetary Space Science 96, 105–164.

Parente, M. , 2008, A new approach to denoising CRISM images, LPSC 39 (2008), abstract #2528.

Pelkey, S. M., et al., 2007, CRISM multispectral summary products: Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance, Journal of Geophysical Research 112, doi:10.1029/2006JE002831.

Phillips, R.J., Zuber, M.T., Solomon, S.C., Golombek, M.P., Jakosky, B.M., Banerdt, W.B., Smith, D.E., Williams, R.M., Hynek, B.M., Aharonson, O., Hauck II, S.A., 2001, Ancient geodynamics and global-scale hydrology on Mars. Science 291, 2587–2591.

Picardi, G., et al., 2005, Radar soundings of the subsurface of Mars, Science 310, 1925-1928.

Pieters C. M., 1986, Composition of the Lunar Highland Crust From Near-Infrared Spectroscopy, Reviews of Geophysics 24, 557-578.

Poulet F., J.-P. Bibring, J. F. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R. E. Arvidson, B. Gondet, C. Gomez and the Omega Team, 2005, Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate, Nature 438, 632.

Poulet, F., et al., 2007, Martian surface mineralogy from Observatoire pour la Mineralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activite on board the Mars Express spacecraft (OMEGA/MEx): Global mineral maps, Journal of Geophysical Research 112, doi:10.1029/2006JE002840.

Poulet, F., N. Mangold, B. Platevoet, J.-M. Bardintzeff, V. Sautter, J. F. Mustard, J.-P. Bibring, P. C. Pinet, Y. Langevin, B. Gondet, and A. Aléon-Toppani, 2009, Quantitative compositional analysis of martian mafic refions using the MEx/OMEGA reflectance data 2. Petrological implications, Icarus 201, 84-101.

Quantin C., Allemand P., Mangold N., Dromart G., Delacourt C., 2005, Valley networks and paleolake in Melas Chasma, Valles Marineris, Journal of Geophysical Research 110, Doi 10.1029/2005JE002440.

Quesnel Y. et al., 2009, Serpentinization of the martian crust during Noachian, Earth and Planetary Science Letters 277, 184–193.

Rogers, A.D., and Christensen, P.R., 2007, Surface mineralogy of Martian low-albedo regions from MGS-TES data: Implications for upper crustal evolution and surface alteration: Journal of Geophysical Research 112, doi: 10.1029/2006JE002727.

Schwenzer S. P. and D. A. Kring, 2009, Impact-generated hydrothermal systems capable of forming phyllosilicates on Noachian Mars, Geology 37, 2009, 1091–1094.

Scott, D. H., and Tanaka, K. L., 1986, Geologic Map of the western equatorial region of Mars:U. S. Geological Survey Miscellaneous, Map I-1802-A, 1:15M scale.

Seild, M.A, Dietrich W.E., Kirchner J.W., 1994, Longitudinal profile development into bedrock, an analysis of Hawaiian channels, Journal of Geology 102, 457-474.

Smith, D. E et al., 2001, Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars, Journal of Geophysical Research 106, 23689- 722.

Tornabene, L. L., J. E. Moersch, H. Y. McSween Jr., V. E. Hamilton, J. L. Piatek, and P. R. Christensen , 2008, Surface and crater-exposed lithologic units of the Isidis Basin as mapped

by coanalysis of THEMIS and TES derived data products, Journal of Geophysical Research 113, doi:10.1029/2007JE002988.

Tornabene L., McEwen A.S., Caudill C., Osinski G.R., Wray J.J., Marzo G.A., Mustard J.F., Shok J.R., Grant J.A., 2010, A Crater-Exposed bedrock database for Mars with applications for determining the composition and structure of the upper crust, 41nd LPSC (2010), Abstract #1737

Thollot. P. , N. Mangold, S. LeMouélic, R. E. Milliken, L. H. Roach, J. F. Mustard, 2010, Recent Hydrated Minerals in Noctis Labyrinthus Chamata, Mars, LPSC 41nd, abstract #1873.

Warren P. H., 1989, Growth of the continental crust: a planetary-mantle perspective, Tectonophysics, 161, 165-199.

Whitehead, J., Grieve, R.A.F, Spray, J.G. and Garvin, J.B., 2010, The effects of crater degradation and target differences on the morphologies of Martian complex craters. Geological Society of America Special Paper 465, 67-80.

Williams J.-P, D. A. Paige and C. E. Manning, 2003, Layering in the wall rock of Valles Marineris: intrusive and extrusive magmatism, Geophysical Research Letter 30, 1623.

Wray J. J. , Murchie S. L. Ehlmann B. L. Milliken R. E. Seelos K. D. Noe Dobrea E. Z. Mustard J. F. Squyres S. W. , 2011, Evidence for Regional Deeply Buried Carbonate-Bearing Rocks on Mars , 42nd LPSC (2011), Abstract # 2635

Table captions :

Table 1: Recapitulative table of the impact crater data base. Asterixes denote the CRISM data in level 3 of calibration. The elevations of the central peak as well as the pre-impact elevation of the uplifted rocks are elevations relative to the MOLA geoid.

Table 2: Information relative to the spectrums shown in figures 4 and 5. All pixel locations are given for geoprojected CRISM image data.

Table 3: Mineral classes identified for each central peak covered by CRISM

Figure captions

Figure 1 : A) Location of impact craters discussed in the present study on MOLA background. B) Impact craters on simplified geological map from Scott and Tanaka (Scott and Tanaka ,1986). Green represents Noachian terrains, Pink represents Hesperian terrains and blue represents Amazonian surfaces.

Figure 2: Schematic cross section of the subsurface below an impact crater. Vertical exaggeration is x10

Figure3 : Central peak or central ring exposing massive rocks: A) Elorza Crater (A1 CTX image N° P12_005649, A2 and A3 are part of HiRISE image PSP_005649_1710), B)

Unnamed E (B1 CTX image N° P18_008075, B2 Part of HiRISE image PSP_008075_1590), C) Unnamed F (C1 CTX image N° P04_002748, C2 Part of HiRISE picture PSP_009367_1590), D) Ritchey crater (D1 CTX image N°P04_002682, D2 Part of image HiRISE PSP_005372_1515), E) Unnamed J (E1 CTX image N°P18_007929, E2 Part of HiRISE PSP_007573_1555), F)Alga (F1 CTX image N° P15_006782, F2 Part of HiRISE image PSP_006782_1630)

Figure 4 : Central peak or central ring exposing intact layers :A) Oudemans crater (A1 HRSC image N°H4230, A2 Part of HiRISE image PSP_2446_1700), B) Martin crater (B1 HRSC image N° H526, B2 Part of HiRISE image PSP_3408_1585), C) Mazamba crater (C1 HRSC image N° H526, C2 Part of HiRISE image PSP_8036_1520), D) Unnamed I (D1 CTX image N° P22_009553, D2 Part of HiRISE image PSP_8841_1710), E) Unnamed B (E1 CTX image N° P12_005913, E2 Part of HiRISE image PSP_008484_1620), F) Unnamed G (F1 CTX image N° P07_3803_1514 F2 Part of HiRISE image PSP_003803_1515).

Figure 5 : Megabreccia, Part of HiRISE image PSP_009512_1590 imaging Unnamed Crater E.

Figure 6: A) LCP: 1 Orthopyroxene/Enstatite C5PE32 (CRISM spectral library), 2 Unnamed E, 3 Ritchey , 4 Hale, 5 Alga, 6 Unnamed X, 7 unnamed P ; B) LCP continue: 1 Orthopyroxene/Enstatite C5PE32 (CRISM spectral library) , 2 Elorza , 3 Unnamed H, 4 Unnamed F, 5 Holden, 6 Unnamed J, 7 Unnamed K; C) Olivine: 1 FAYALITE LAPO05 (CRISM spectral library), 2 Unnamed E, 3 Unnamed H, 4 Unnamed F, 5 Holden, 6 Alga; D)

Smectites: 1 SMECTITE 397S170 (CRISM spectral library),2 Elorza, 3 Unnamed E, 4 Unnamed X, 5 Unnamed P; E) Other hydrated silicates: 1 opal1.spc Opal WS732 (USGS spectral library), 2 Elorza, 3 Ritchey, 4 SERPENTINE LALZ01 (CRISM spectral library), 5 Unnamed F, 6 Unnamed J, 7 Unnamed K.

Figure 7 : Geological and morphological counterpart from HiRISE full resolution of main mineral detections over central peak exhuming massive rocks. The HiRISE images used in this figure are listed in Table 1 linking crater name and imaging data.

Figure 8 : Spectrum of intact layers : A) Intact Layers : 1 Basalt LABA02 (CRISM spectral library), 2 Unnamed D , 3 Unnamed G , 4 Unnamed A , 5 Oudemans, 6, Unnamed I , 7Mazamba , 8 Martin, 9 Unnamed M, 10 Unnamed N ; B) Hydrated layers, 1 Oudemans CRISM 9aa3) , 2 Oudemans CRISM 7d33 , 3 Martin ;C) Smectites: 1 Smectite 397S170 (CRISM spectral library),2 Unnamed G, 3 Unnamed A, 4 Unnamed B, 5 Unnamed M, 6 Unnamed N; D] Others hydrated minerals: : 1 opal1.spc Opal WS732 (USGS spectral library),2 Unnamed M, 3 Unnamed G, 4 Mazamba, 5 Magnesium sulfate 799F366 (CRISM spectral library), 6 Unnamed I.

Figure 9: Geological and morphological counterpart from HiRISE full resolution of hydrated mineral detections over central peak exhuming Intact layers. The HiRISE images used in this figure are listed in Table 1 linking crater name and imaging data.

Figure 10: Spatial and vertical distribution of both type of exhumed lithologies: Intact layers and massive rocks. A] Distribution map of both type of exhumed lithology and ground track

of the MOLA profiles plotted in B). B) Graph crossing the longitude position vs the exhumation depth of the impact craters located south of Valles Marineris. Dark profile corresponds to a MOLA profile over the plateau just south of Valles Marineris and the red profile represents to the MOLA profile of the deepest points inside the canyons of Valles Marineris. Red squares are intact layers exposures and blue squares are massive rocks. The points located between the plateau profile and the Valles Marineris floor profile should be linked to lithologies exposed in the wallslopes of Valles Marineris.Vertical exaggeration is x100.

Figure 11: Map integrating results of the present study as well as the results from the coupled study of the walls of Valles Marineris (Flahaut et al., 2012). Backrground is MOLA Elevation.

Figure 12: Sketches representing the different plausible hypotheses that may explain the current subsurface structure in the vicinity of Valles Marineris.

Name	Diameter (km)	Longitude (East)	Latitude	HiRISE image IDs	CRISM image IDs	Elevation of the central peak (m)	Pre-impact elevation of the upfilted rocks (m)	Lithology
Alga	19	-26,674	-24,335	7573	frt6415,frt146af	-1860	-4111	Massive
Elorza	41	-55,227	-8,752	5649,7719	frt8236	263	-4556	Massive
Hale	145	-36,416	-35,678	4132,12241	hrl117bc	-1644	-19408	Massive
Holden	155	-34,058	-26,037	3433	frt580c	-2322	-21410	Massive
Martin	57	-69,274	-21,371	3408,5821, 5887	frt8649,hrl815f	2184	-4683	Layers
Mazamba	54	-69,659	-27,546	8036	frt9bac	435	-6017	Layers
Oudemans	122	-91,799	-9,814	1602, 2446, 5413, 7048, 7193, 7694, 8340, 11966	frt9aa3, frt9d23 ,frtabba, frta99a, hrl287e, frt13702, frt13fbe, hrl7d33, frt110ef	3439	-11448	Layers
Ritchey	78	-50,969	-28,462	3526,5372, 6862,11635	frt7c34,frt9620	-962	-10416	Massive
Unnamed A	52	-63,691	-15,830	5201,5913, 7047	frt77ec,frt9a9f	1529	-4724	Layers
Unnamed B	50	-63,607	-17,663	8484,12743	hrl120c2	583	-5371	Layers
Unnamed D	38	-66,072	-20,297	7469	frt9bde	2161	-2271	Layers
Unnamed E	28	-53,612	-20,526	4871,8075	frt70c1,hrsa7fd	621	-2686	Massive
Unnamed F	26	-28,122	-16,704	6782,6927	frt93da,frt97ff	-3090	-6114	Massive
Unnamed G	18	-55,106	-28,365	3803	frt5c7c	256	-1863	Layers
Unnamed H	12	-53,044	-20,603	9367	hrs47b3,frtbc3e	1024	-332	Massive
Unnamed I	12	-93,317	-8,964	8841	frtb19d	1566	197	Layers
Unnamed J	45	-42,939	-11,131	13573	hrs12b62	-398	-5786	Massive
Unnamed K	15	-55,540	-11,820	17292	frt17b42*	1853	81	Massive
Unnamed L	17	-51,956	-21,400	19072		1166	-800	Massive
Unnamed M	27	-78,639	-23,159	16805	frt16d57*,hrl18564 *	1138	-1987	Layers
Unnamed N	32	-56,126	-26,013	17002	frt172fd*,frt176fa*	-511	-4323	Layers
Unnamed O	14	-53,788	-25,040	17437	frt17fdc*	811	-849	Layers
Unnamed P	13	-49,936	-24,489	No HiRISE	frt182c9*	654	-877	Massive
Unnamed Q	11	-56,046	-30,023	18492		331	-946	Layers
Unnamed R	14	-56,515	-30,705	19059		391	-1165	Layers
Unnamed S	37	-45,898	-20,212	19942		-553	-4861	Massive
Unnamed T	23	-65,097	-23,545	19323		1171	-1522	Layers
Unnamed U	20	-84,737	-15,784	18282		2907	574	Layers
Unnamed V	28	-66,463	-25,763	8761		1585	-1672	Layers
Unnamed W	34	-56,530	-22,625	19204		307	-3692	Layers
Unnamed X	25	-56,258	-5,197	16725	frt16a9e*	956	-1952	Massive

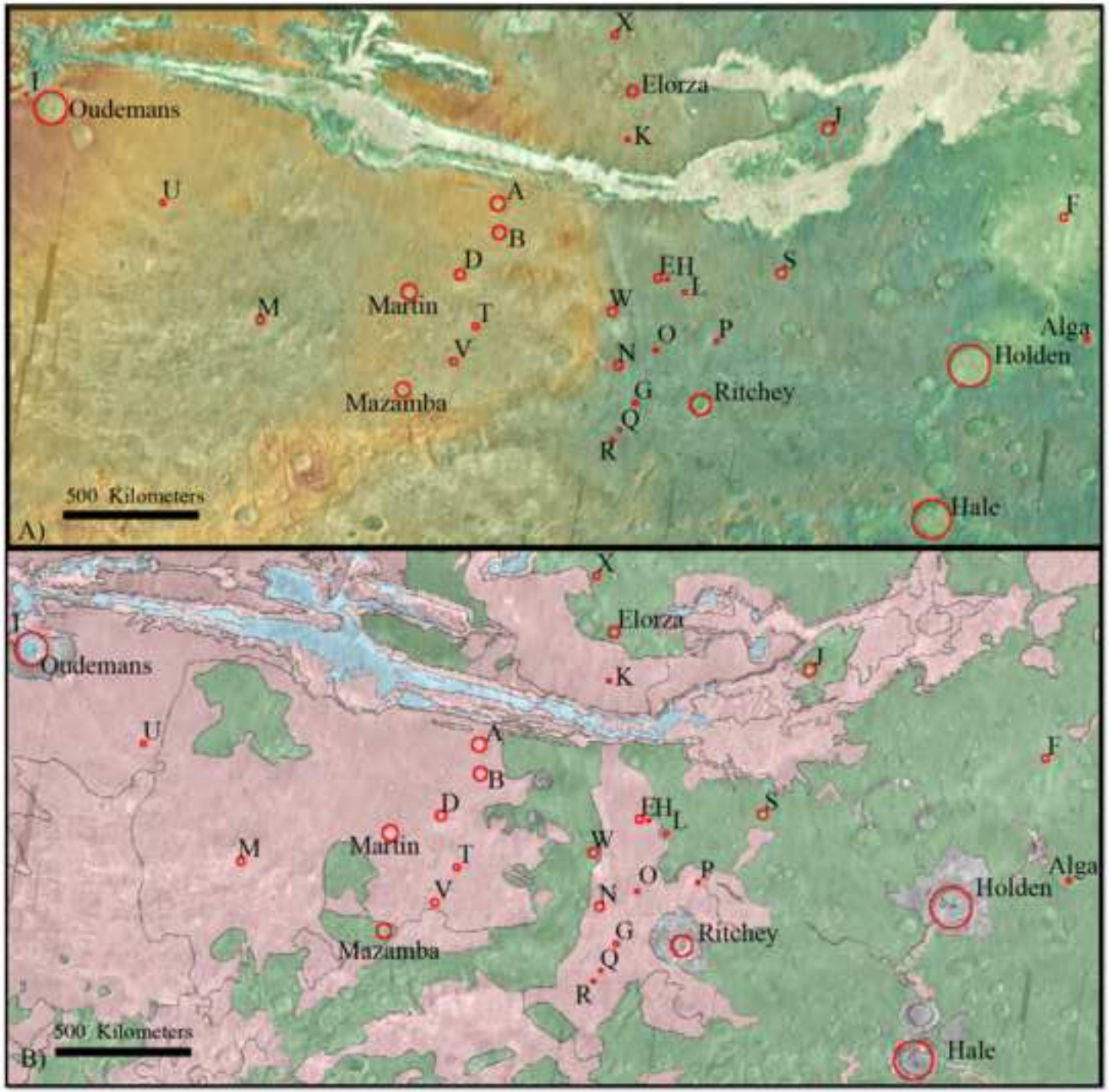
Label in figure	Crater	CRISM data ID	Center pixel Numerator	Center pixel Denominator	Number of Pixels
Figure 5					
A2	E	hrsa7fd	X:286 Y:95	X:289 Y:169	5*5
A3	Ritchey	frt7c34	X:476 Y:209	X:480 Y:87	5*5
A4	Hale	hrl117bc	X:120 Y:440	X:120 Y:274	3*3
A5	Alga	frt6416	X:269 Y:378	X:190 Y:442	3*3
A6	X	frt16a9e	X:476 Y:493	X:480 Y:146	3*3
A7	P	frt182c9	X:332 Y:313	X:342 Y:108	3*3
B2	Elorza	frt8236	X:510 Y:215	X:471 Y:49	5*5
B3	H	frtbc3e	X:338 Y:307	X:321 Y:159	3*3
B4	F	frt97ff	X:398 Y:344	X:405 Y:224	3*3
B5	Holden	frt580c	X:186 Y:252	X:154 Y:146	3*3
B6	J	hrl7d33	X:198 Y:29	X:157 Y:68	3*3
B7	K	frt17b42	X:234 Y:361	X:226 Y:306	5*5
C2	E	hrla7fd	X:294 Y:98	X:289 Y:169	5*5
C3	H	frtbc3e	X:316 Y:268	X:302 Y:149	3*3
C4	F	frt97ff	X:280 Y:509	X:227 Y:222	3*3
C5	Holden	frt580c	X:526 Y:324	X:544 Y:160	3*3
C6	Alga	frt6416	X:248 Y:181	X:251 Y:200	3*3
D2	Elorza	frt8236	X:553 Y:282	X:471 Y:49	5*5
D3	E	hrla7fd	X:122 Y:171	X:62 Y:69	5*5
D4	X	frt16a9e	X:421 Y:422	X:421 Y:141	3*3
D5	P	frt182c9	X:361 Y:296	X:313 Y:333	3*3
E2	Elorza	frt8236	X:316 Y:534	X:266 Y:78	5*5
E3	Ritchey	frt7c34	X:191 Y:464	X:223 Y:526	2*2
E5	F	frt97ff	X:362 Y:301	X:355 Y:413	3*3
E6	J	hrs12b62	X:166 Y:60	X:212 Y:118	20*20
E7	K	frt17b42	X:254 Y:367	X:258 Y:426	3*3
Figure 7					
A2	D	frt9bde	X:559 Y:218	X:555 Y:114	2*2
A3	G	frt5c7c	X:238 Y:387	X:240 Y:431	3*3
A4	A	frt9a9f	X:365 Y:429	X:331 Y:79	3*3
A5	Oudemans	frt9d23	X:269 Y:349	X:246 Y:346	2*2
A6	I	frtb19d	X:316 Y:355	X:327 Y:459	3*3
A7	Mazamba	frt9abc	X:537 Y:261	X:536 Y:174	2*2
A8	Martin	frt8659	X:629 Y:158	X:631 Y:48	3*3
A9	M	frt16d57	X:126 Y:284	X:135 Y:597	5*5
A10	O	frt17fdc	X:241 Y:574	X:307 Y:486	3*3
B1	Oudemans	frt9aa3	X:501 Y:231	X:420 Y:149	3*3
B2	Oudemans	hrl7d33	X:253 Y:278	X:226 Y:113	2*2
B3	Martin	frt8659	X:422 Y:199	X:380 Y:103	3*3
C2	G	frt5c7c	X:314 Y:381	X:275 Y:550	2*2
C3	A	frt9a9f	X:472 Y:59	X:364 Y:101	3*3
C4	B	hrl120c2	X:173 Y:331	X:160 Y:115	2*2

C5	M	frt16d57	X:451 Y:384	X:476 Y:614	5*5
C6	N	frt172fd	X:376 Y:294	X:340 Y:275	3*3
D2	M	frt16d57	X:145 Y:460	X:133 Y:584	5*5
D3	G	frt5c7c	X:643 Y:251	X:647 Y:268	2*2
D4	Mazamba	frt9abc	X:515 Y:464	X:489 Y:373	2*2
D6	I	frtb19d	X:293 Y:330	X:308 Y:452	2*2

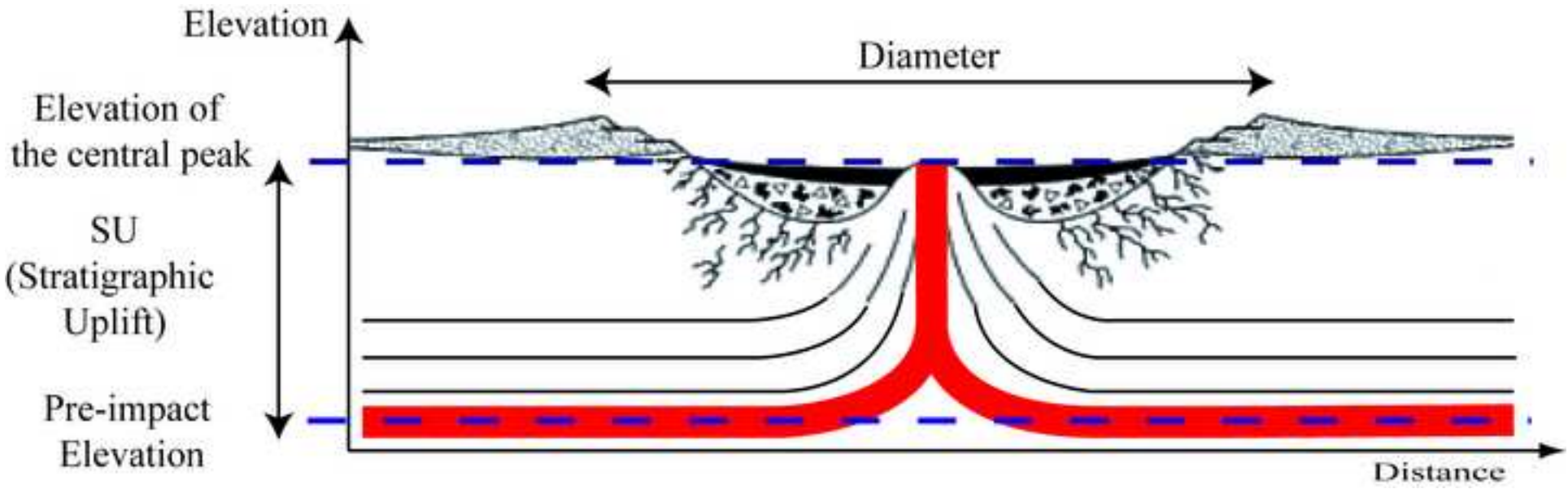
		Mafic mineralogy			Hydrated minerals				
Name	L vs M	LCP	Olivine/light toned units	Mixt of Olivine and HCP/layers	Hydrated silicates (including glass)	Serpentines	Smectites	sulfates	Hydrated phase
Martin	L			■					■
Mazamba	L			■	■				
Oudemans	L			■					■
Unnamed A	L			■			■		
Unnamed B	L			■			■		
Unnamed D	L			■					
Unnamed G	L			■	■		■		
Unnamed I	L			■				■	
Unnamed M	L			■	■		■		
Unnamed N	L			■			■		
Unnmaed O	L			■					■
Elorza	L and M	■			■		■		
Alga	M	■	■						
Hale	M	■							
Holden	M	■	■						
Ritchey	M	■			■				
Unnamed E	M	■	■				■		
Unnamed F	M	■	■			■			
Unnamed H	M	■	■						
Unnamed J	M	■				■			
Unnmaed K	M	■				■			
Unnamed X	M	■					■		
Unnamed P	M	■					■		

Figures

Click here to download high resolution image

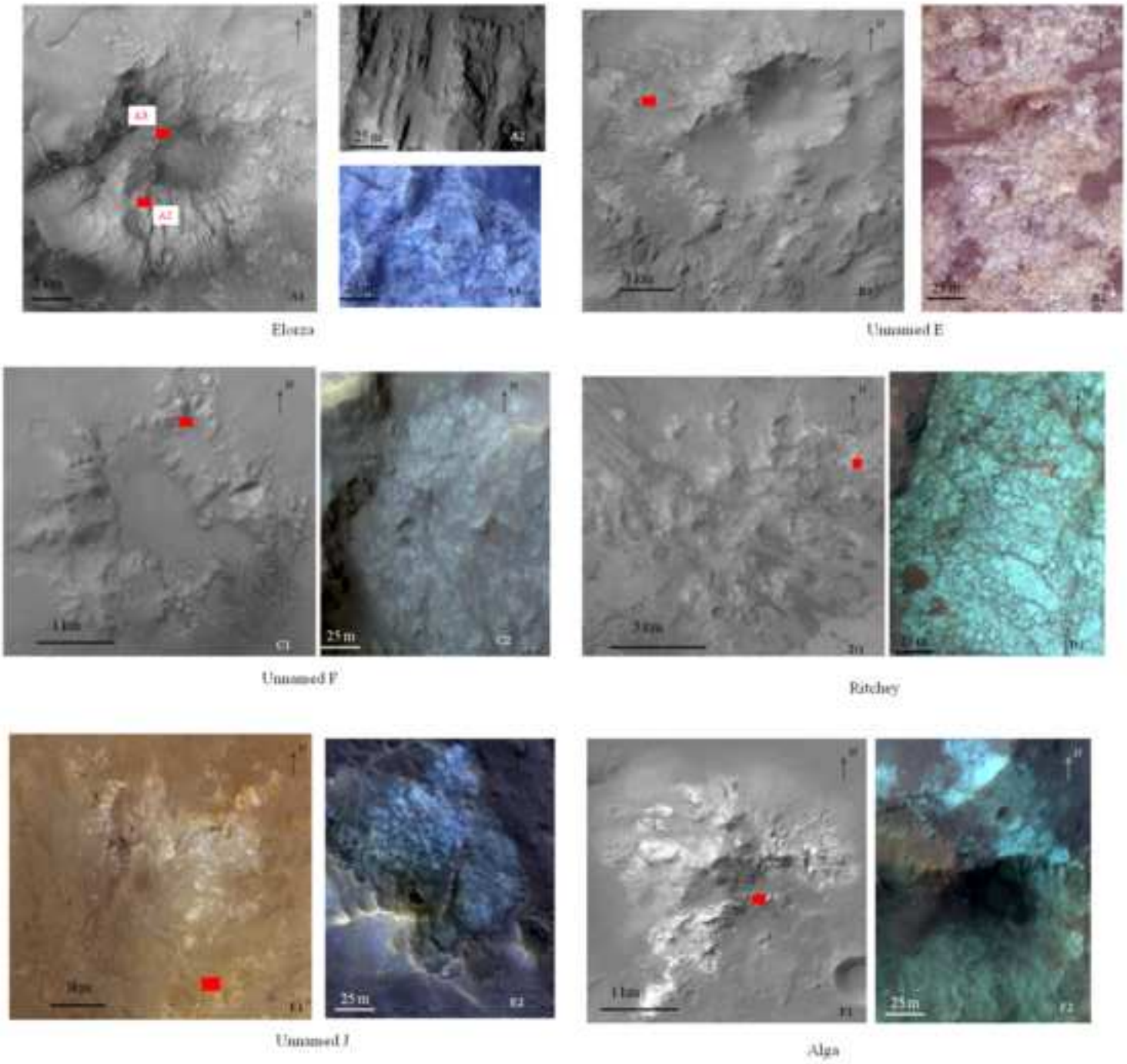


Figures
Click here to download high resolution image



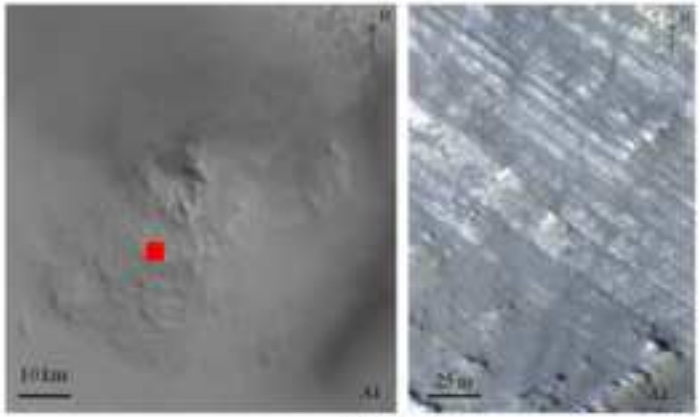
Figures

Click here to download high resolution image

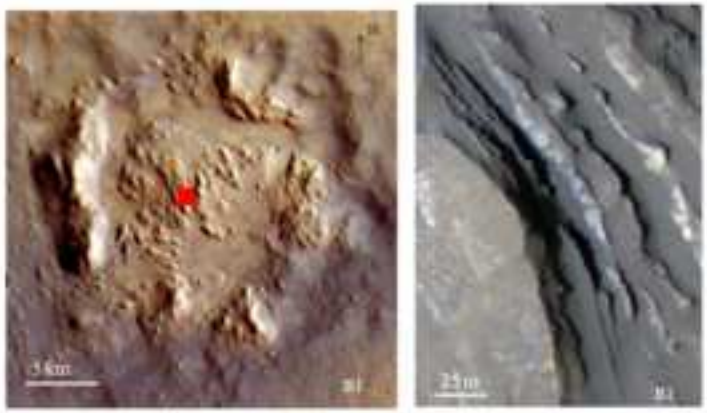


Figures

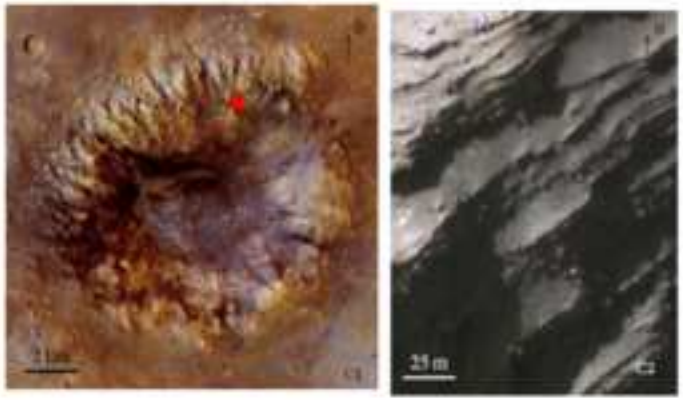
Click here to download high resolution image



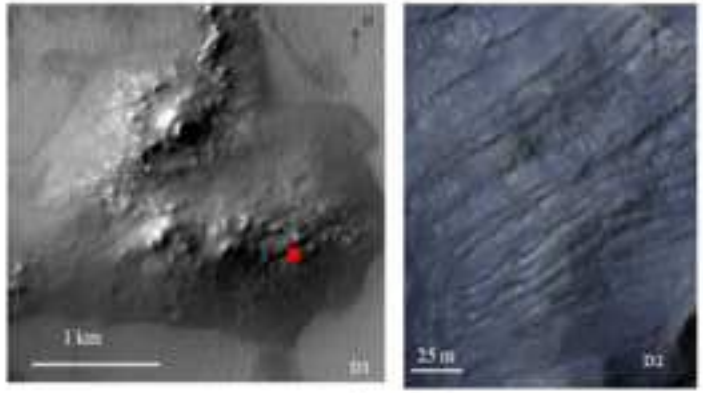
Ondemane



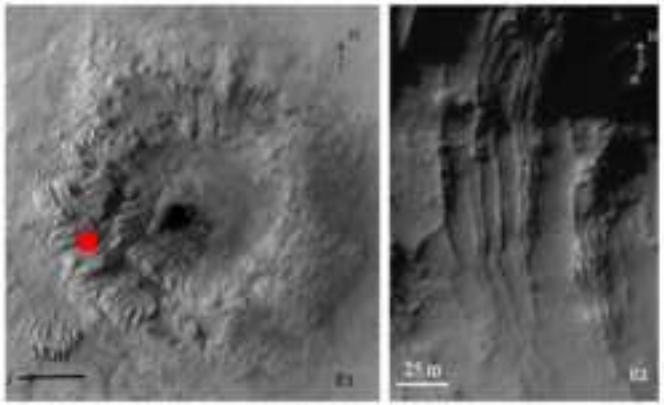
Martin



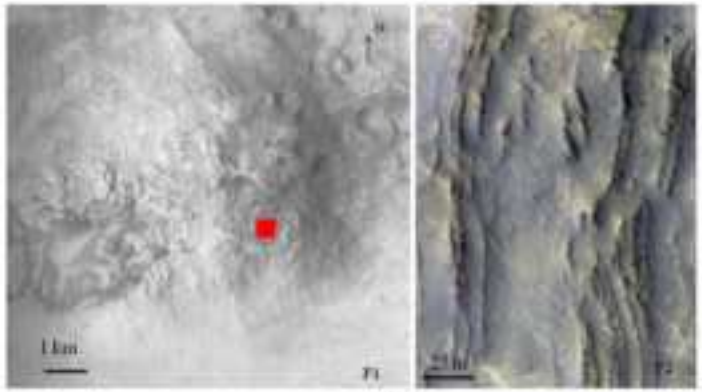
Mazamba



Unnamed I

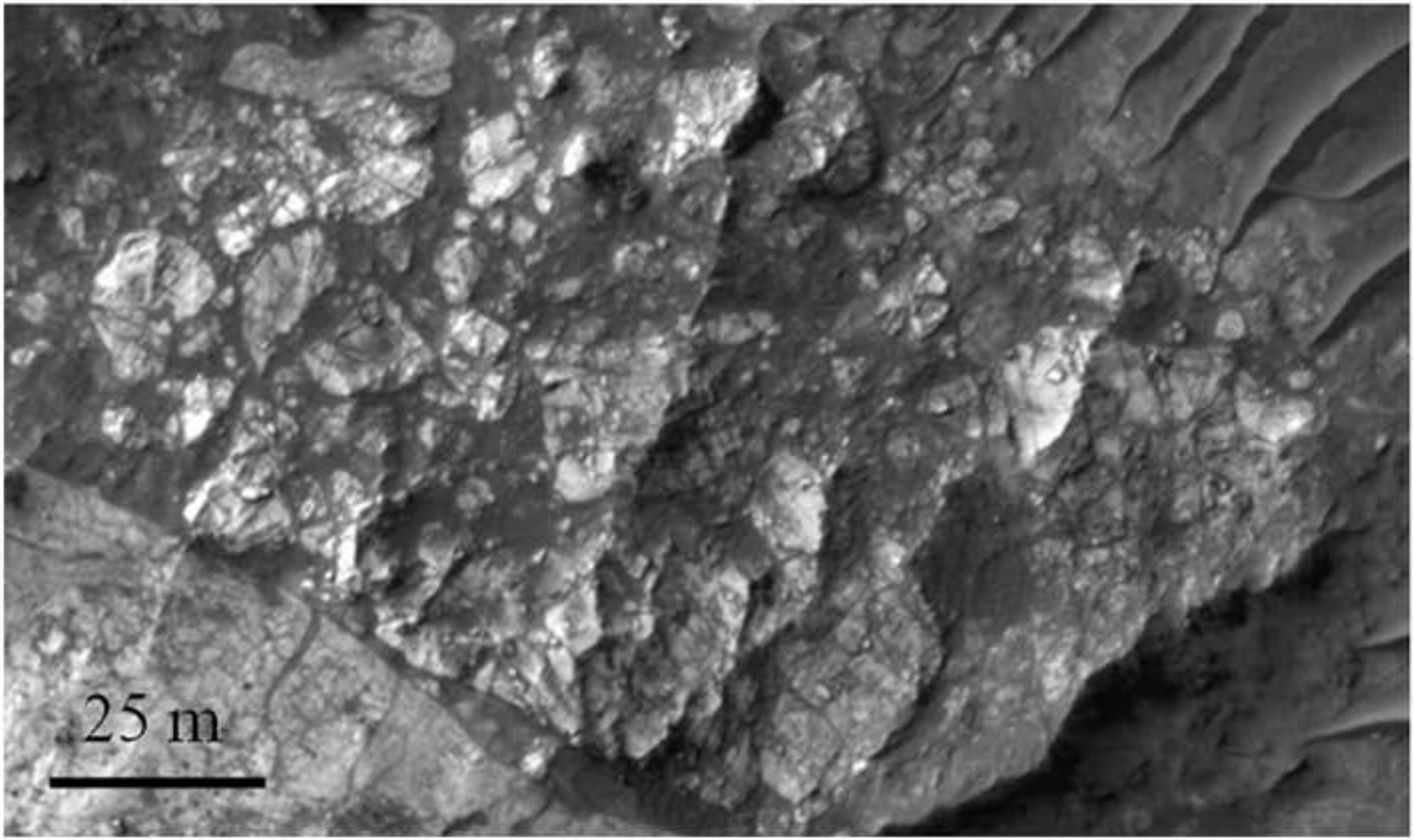


Unnamed B



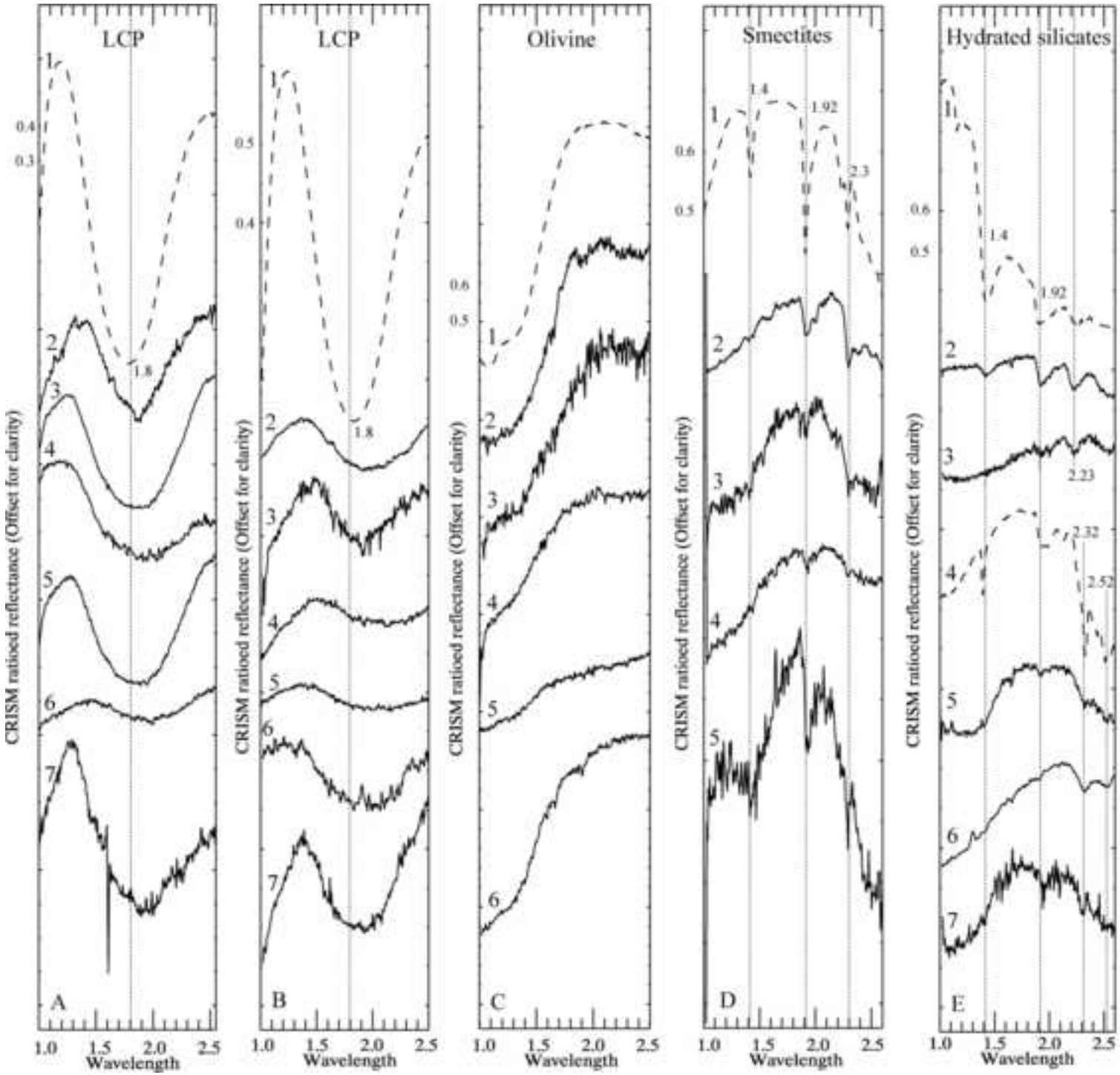
Unnamed G

Figures
Click here to download high resolution image



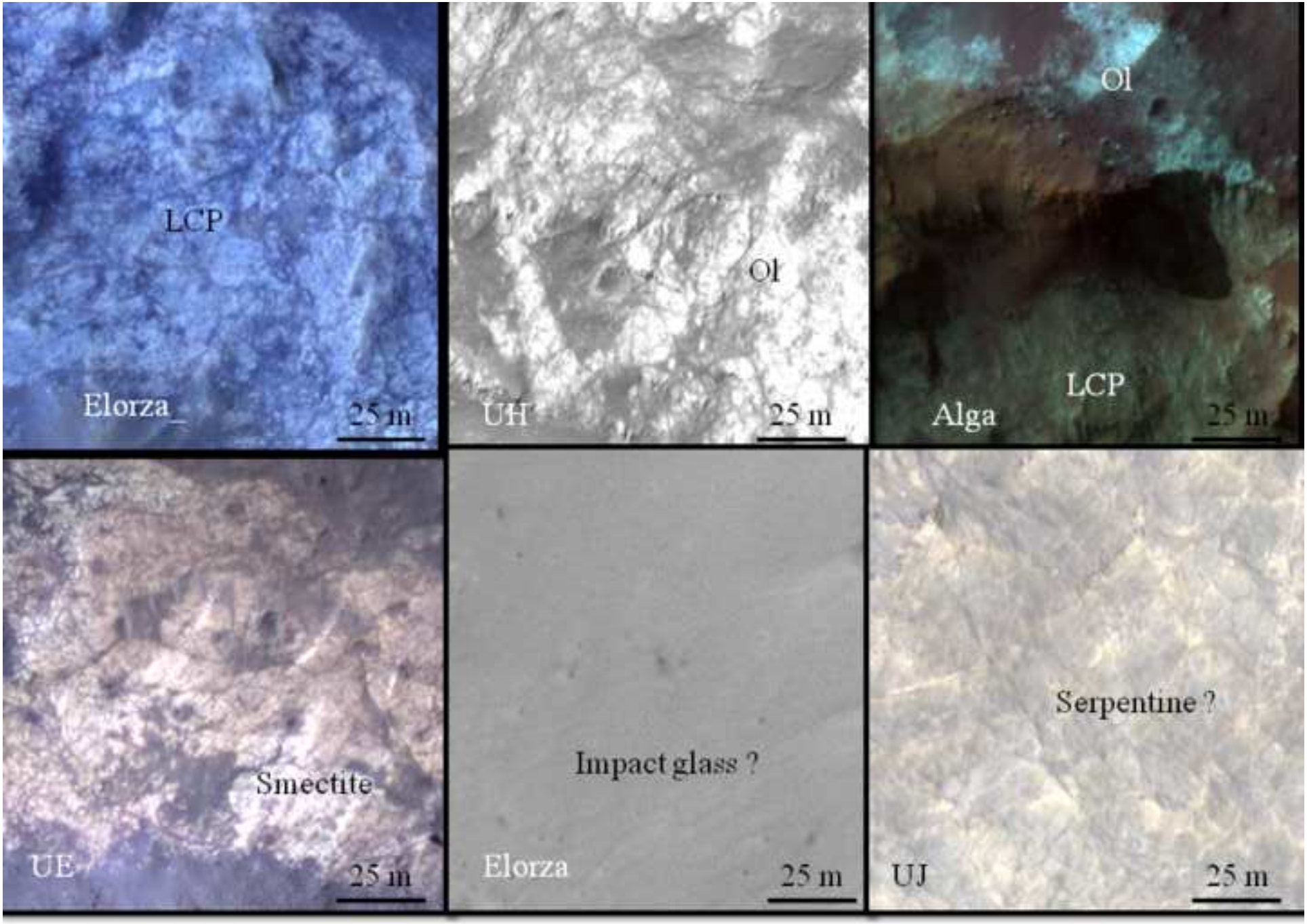
Figures

Click here to download high resolution image



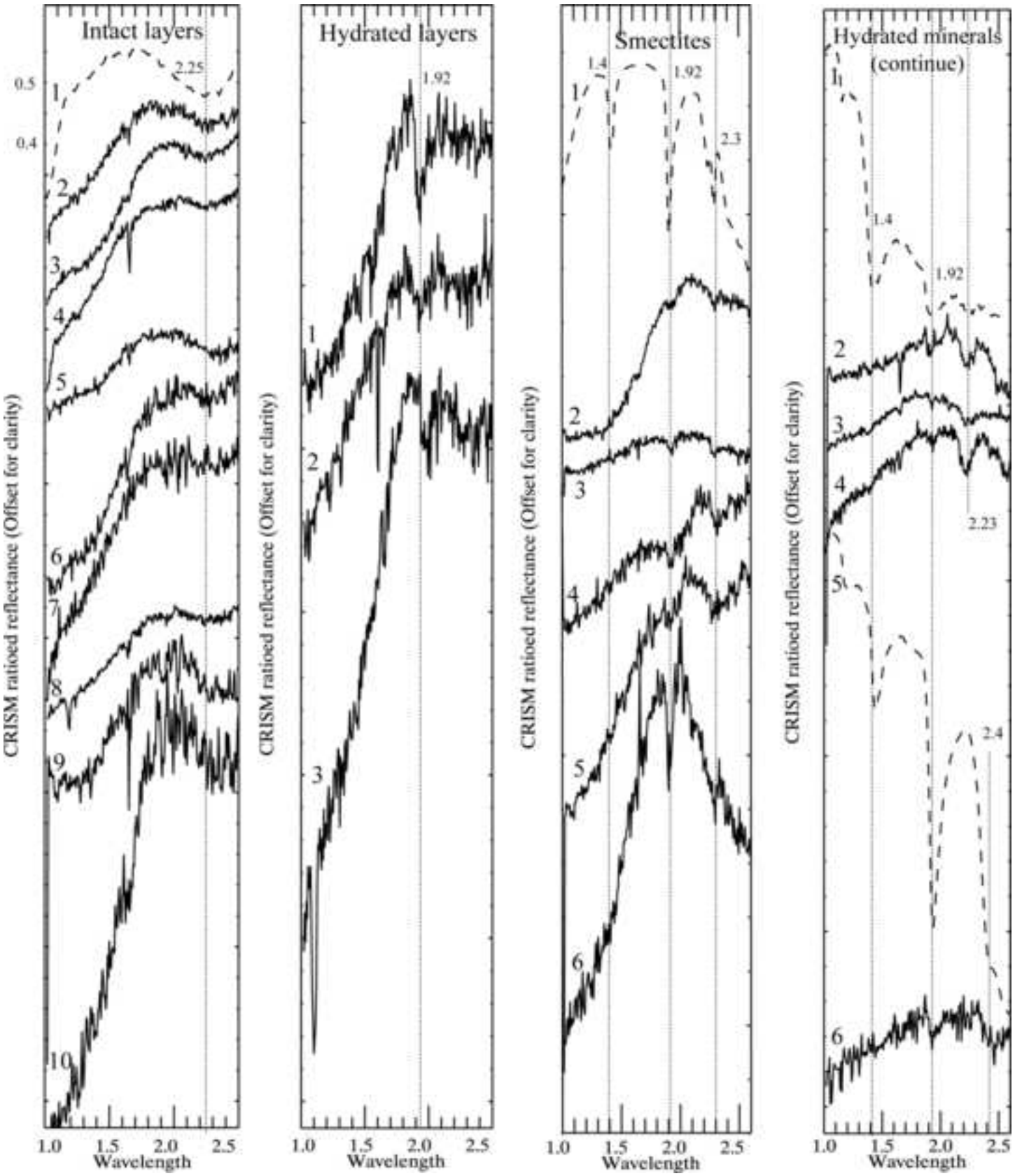
Figures

Click here to download high resolution image

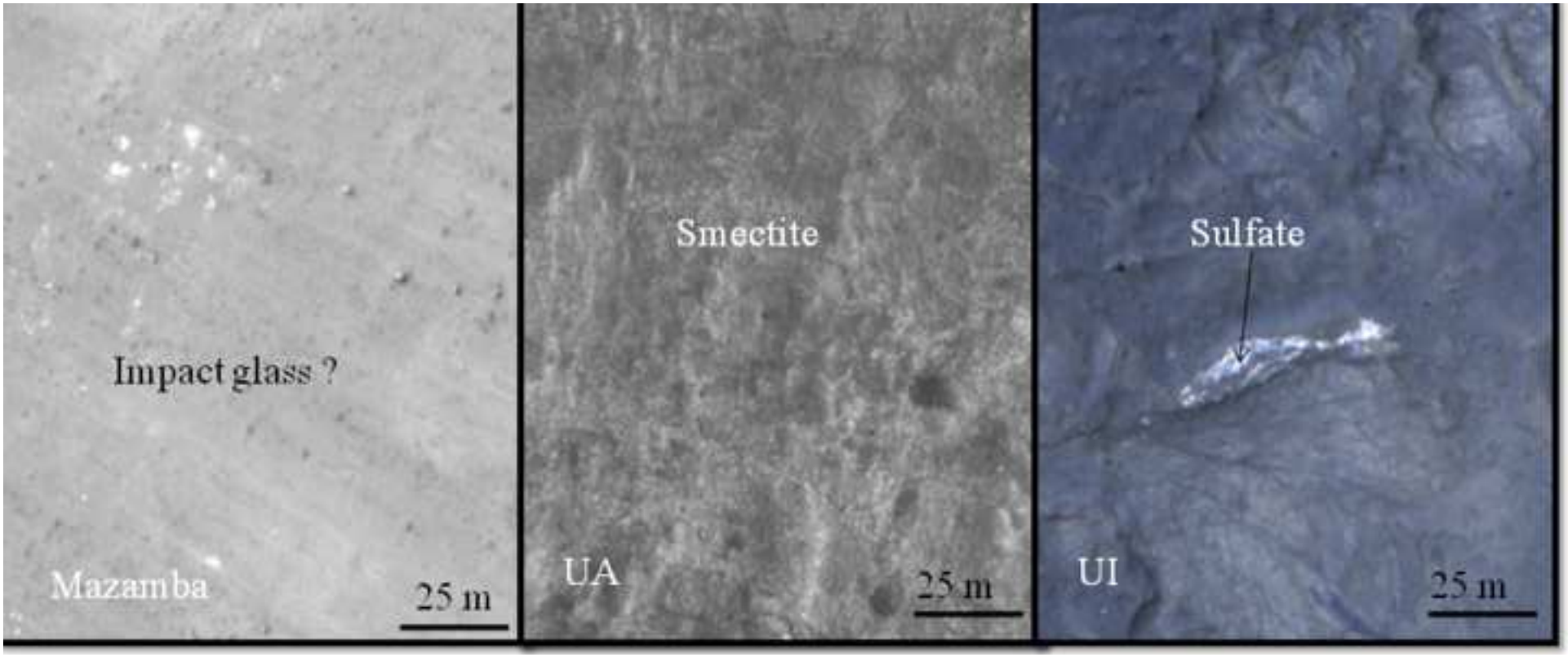


Figures

Click here to download high resolution image

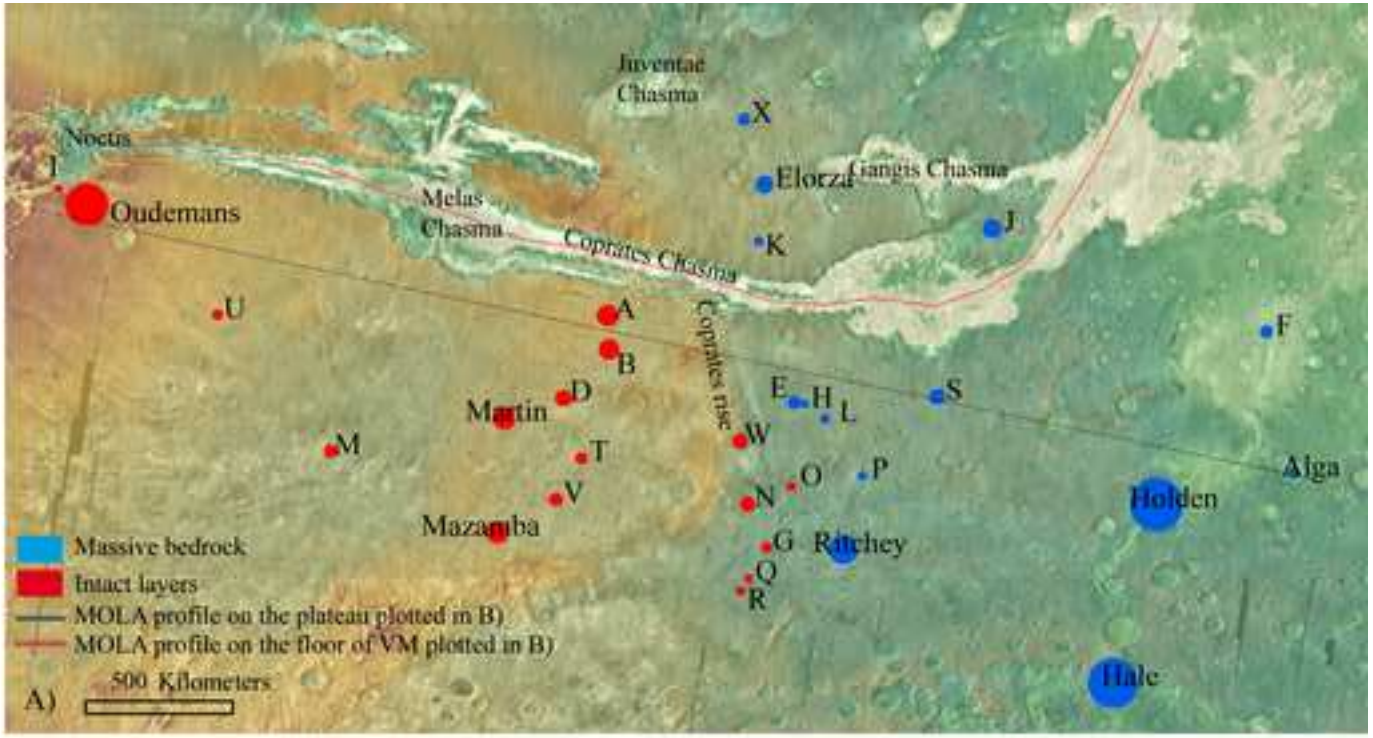


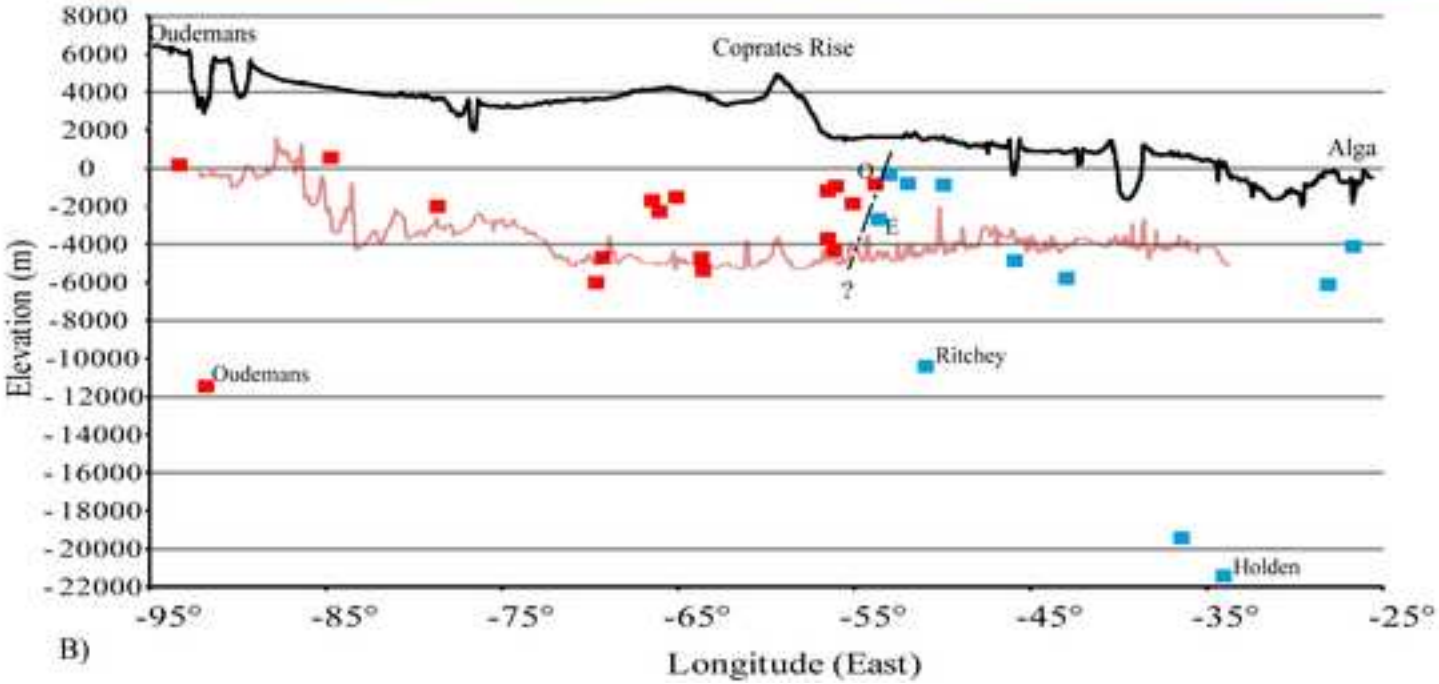
Figures
Click here to download high resolution image



Figures

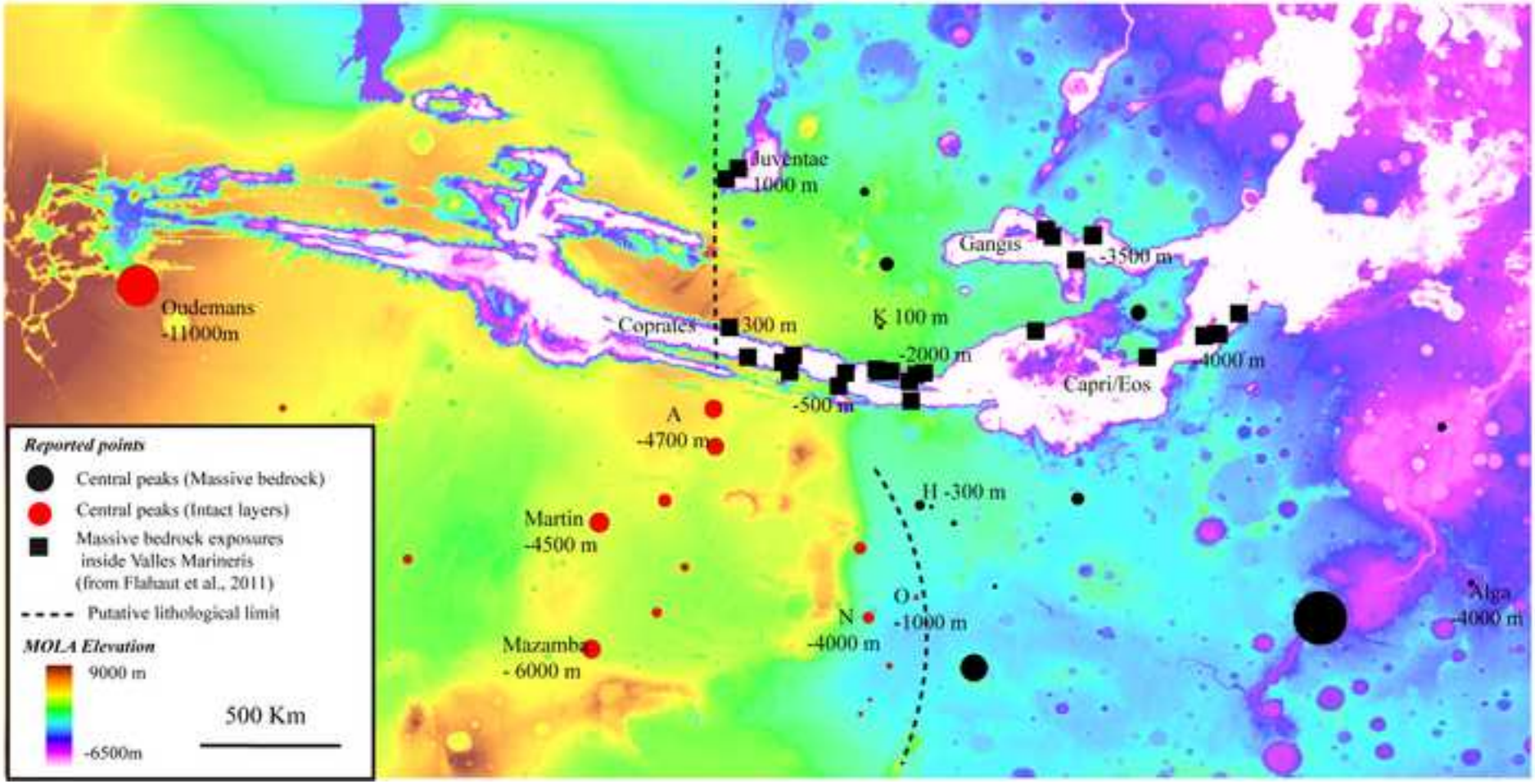
Click here to download high resolution image





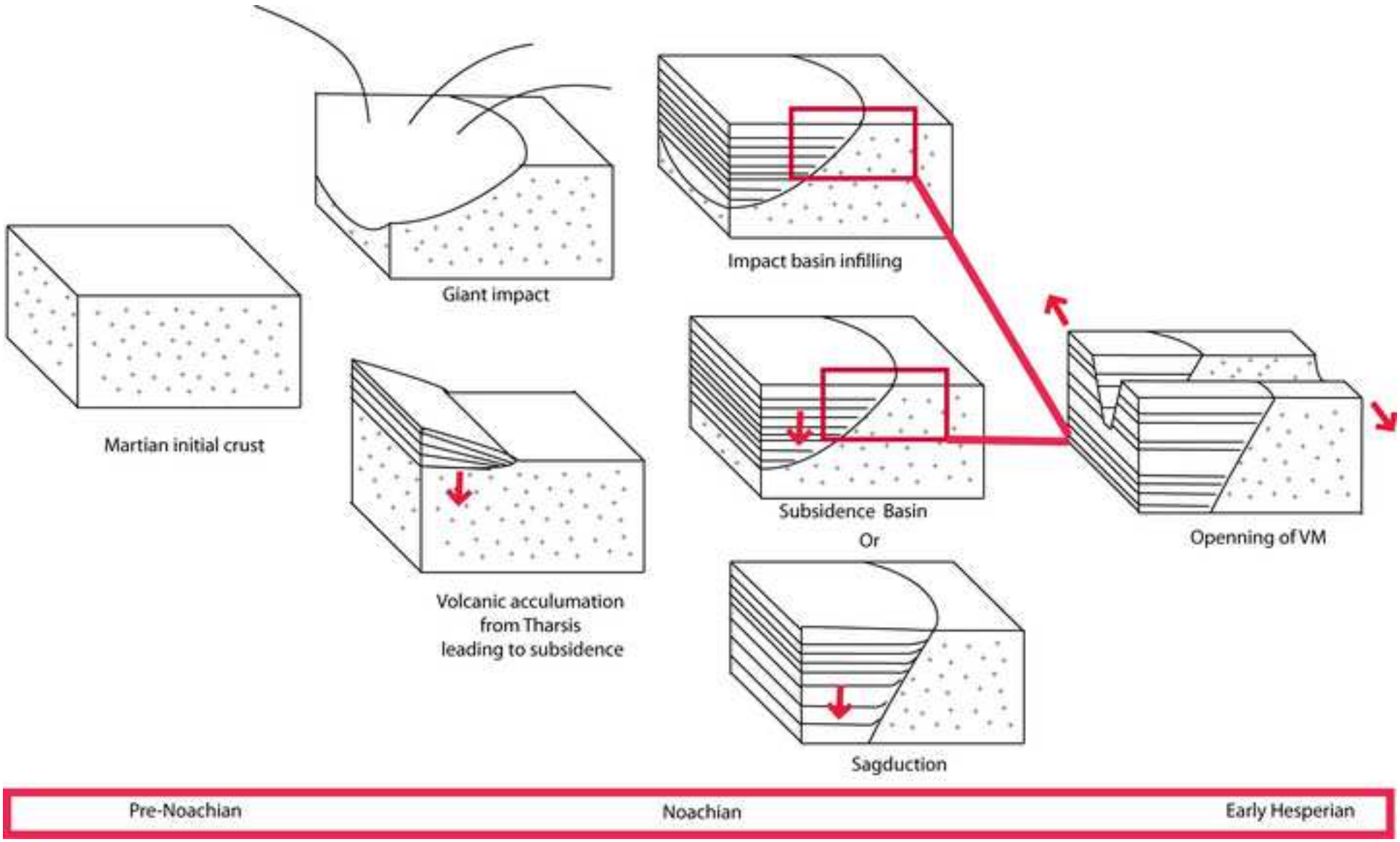
Figures

Click here to download high resolution image



Figures

Click here to download high resolution image



Annexe 4

Formation, altération et érosion des dépôts stratifiés intérieurs dans un basin ancestral, au sud de Coprates Chasma.

Interior layered deposits within a perched basin, southern Coprates Chasma, Mars: Evidence for their formation, alteration, and erosion

F. Fueten,[1] J. Flahaut,[2] L. Le Deit,[3] R. Stesky,[4] E. Hauber,[3] and K. Gwinner[3]

Received 13 July 2010; revised 14 October 2010; accepted 30 November 2010; published 9 February 2011.

[1] A basin-like area containing three interior layer deposits (ILDs) on the southern margin of Coprates Chasma was studied. We interpret the area as an ancestral basin and demonstrate that ILD deposition postdates the formation of the current wall rock slopes. The geometry of the ILD and the wall rock spurs form a catchment area between each ILD and the plateau to the south. Erosional remnants of extensive ash or dust layers deposited on the plateau south of Valles Marineris also crop out on the southern plateau of Coprates Chasma. A mass balance calculation suggests that the volume of each ILD is compatible with the volume of the ash or dust that would have been deposited within each catchment area. We propose that the ILDs likely formed by episodically washing such aerially deposited material down from chasma walls. Rifting of the Ius-Melas-Coprates graben opened the enclosed basin and removed any standing water. Faults within the ILDs are compatible with this chasm opening. Sulfates are associated with the ILDs and light-toned material on the basin floor. We suggest that they result from water alteration of preexisting deposits, though the timing of that alteration may predate or postdate the breaching of the basin. Scours within one ILD are similar to terrestrial glacial scours. During a period of high obliquity ice would accumulate in this region; hence we argue the scours are Martian glacial scours. A late deposited layer marks the end of the active local geological history between 100 My and 1 Gy.

Citation: Fueten, F., J. Flahaut, L. Le Deit, R. Stesky, E. Hauber, and K. Gwinner (2011), Interior layered deposits within a perched basin, southern Coprates Chasma, Mars: Evidence for their formation, alteration, and erosion, *J. Geophys. Res.*, *116*, E02003, doi:10.1029/2010JE003695.

1. Introduction

[2] Located on the flank of the Tharsis region, Valles Marineris is a 4000 km long linked system of troughs that has been the topic of numerous regional studies [e.g., *Frey*, 1979; *Tanaka*, 1986; *Lucchitta et al.*, 1992; *Mège and Masson*, 1996; *Mège*, 2001; *Mège and Ernst*, 2001]. The formation of the chasmata of Valles Marineris is thought to have taken place during a two stage process [*Lucchitta et al.*, 1994; *Schultz*, 1998]. Ancestral basins with irregular outlines were proposed to form prior to the opening of the Valles Marineris [*Lucchitta and Bertolini*, 1990; *Lucchitta et al.*, 1994]. *Lucchitta et al.* [1994] suggest that Hebes, south Ophir, south Candor and potentially south Melas Chasma were sites of ancestral basins, while much of Coprates, north Melas and Ius may have formed during the later faulting episodes. *Schultz* [1998] proposed that the formation of ancestral basins culminated during the late Hesperian and that the rifting associated with the Ius-Melas-Coprates graben occurred primarily during the Amazonian.

[3] Located within these chasmata are numerous enigmatic layered deposits, referred to as interior layered deposits (ILDs) [*Lucchitta et al.*, 1994], whose origin and mechanism of formation are uncertain. It has been suggested [*Catling et al.*, 2006; *Malin and Edgett*, 2000] that ILDs are ancient deposits buried beneath the material which form the walls of troughs. However, most studies on ILDs suggest that they postdate the formation of the early basins; for example, *Schultz* [1998] and *Head et al.* [2001] suggest that they are Hesperian deposits. To date, there is no consensus on their origin. ILDs have been proposed to have formed in lacustrine [*Nedell et al.*, 1987] or aeolian [*Peterson*, 1981] environments; it has been also suggested that they are the result of pyroclastic volcanism in subaerial [*Hynek et al.*, 2003; *Chapman*, 2002; *Lucchitta*, 1987, 1990] or subglacial [*Nedell et al.*, 1987; *Chapman and Tanaka*, 2001; *Komatsu et al.*, 2004] environments. More recently it has been proposed that they formed as spring deposits [*Rossi et al.*, 2008].

[1]Department of Earth Sciences, Brock University, St. Catharines, Ontario, Canada.
[2]Laboratoire de Science de la Terre, UMR CNRS 5570, Ecole Normale Supérieure de Lyon, Université Lyon 1, Villeurbanne, France.
[3]Institute of Planetary Research, German Aerospace Center, Berlin, Germany.
[4]Pangaea Scientific, Brockville, Ontario, Canada.

Copyright 2011 by the American Geophysical Union.
0148-0227/11/2010JE003695

Furthermore, ILDs are thought to have been deposited syntectonically during basin collapse and individual mounds being remnants of filled subbasins [*Fueten et al.*, 2008].

[4] Mineralogical data from both the OMEGA and CRISM instruments suggest the presence of sulfates within Valles Marineris [*Mangold et al.*, 2007a, 2007b; *Gendrin et al.*, 2005; *Quantin et al.*, 2005; *Bishop et al.*, 2009; *Murchie et al.*, 2009a, 2009b; *Flahaut et al.*, 2010a]. Sulfates have been associated with ILDs in most chasmata [*Gendrin et al.*, 2005; *Quantin et al.*, 2005; *Le Deit et al.*, 2008; *Flahaut et al.*, 2010b]. *Chojnacki and Hynek* [2008] argue that no single sulfate formation mechanism can account for the range of settings in which sulfates have been found. However, it has been suggested that sulfates most likely formed in the presence of liquid water, under the acidic conditions of the Hesperian Epoch [*Bibring et al.*, 2006; *Flahaut et al.*, 2010a].

[5] Although Coprates Chasma was originally considered primarily a rift graben [*Lucchitta et al.*, 1994], a recent study of an embayment in northern Coprates Chasma [*Fueten et al.*, 2010] concludes that the area was an ancestral basin, in which ILDs were deposited. While *Fueten et al.* [2010] did not identify the mode of ILD deposition; they do suggest that transport mechanisms were incapable of distributing the layered material evenly throughout the embayment. In this study we examine an area with a basin-like geometry in the south of Coprates Chasma in which multiple ILDs are confined by wall rock spurs. The goal of this work is to understand the geological history of the area and to provide further information on the formation, deformation and erosion of ILDs.

2. Geological Setting

[6] Coprates Chasma is one of the canyons of the Valles Marineris system, which is thought to have formed mainly by faulting during extension [*Lucchitta et al.*, 1994]. The study area is located at the southern rim in the western part of Coprates Chasma (Figure 1). The southern boundary of the study area is formed by a plateau ridge with an elevation of approximately 3700 m (Figure 1b). This ridge has previously been identified as the boundary between two major grabens within Coprates Chasma [*Peulvast et al.*, 2001, Figure 10]: graben G6 to the south of the crest and graben G5 to the north. Both, *Schultz* [1991, Figure 10] and *Peulvast et al.* [2001] suggest the presence of major graben-forming, basin-scale faults, immediately north and south of the ridge. Located approximately 25 km north of the plateau ridge is a lower ridge of wall rocks, which decreases in elevation from approximately −700 m in the west to −3200 m in the east (Figure 1). Only at the western end is this ridge connected to the southern plateau by a series of wall rock outcroppings. Wall rock geometry has thus created a basin-like structure (for brevity referred to as basin) with maximum dimension of about 40 km by 25 km. The flat floor of this basin slopes from west to east, descending from an elevation of approximately −1300 m to −3000 m. At the eastern end, a gap in the northern wall rock ridge forms the geometry of an outlet to the basin into Coprates Chasma proper, the floor of which has elevations of approximately −5500 m (Figure 1b).

3. Geological Observations

3.1. Methodology for Attitude Measurements

[7] The primary data set for this study consists of a High Resolution Stereo Camera (HRSC) [*Jaumann et al.*, 2007] panchromatic orthoimage, obtained during orbit 1995, with a resolution of 12.5 m per pixel and a corresponding digital elevation model (DEM) with a grid spacing of 50 m. Context Camera images with a resolution of 6 m per pixel (CTX) [*Malin et al.*, 2007] (Figure 1) were registered to the HRSC image and hence its corresponding DEM. The attitudes of planar features were measured using the software Orion, following the methodology discussed in detail by *Fueten et al.* [2005], by fitting a plane to samples along exposed layering.

[8] Layering attitudes were measured on both the HRSC image as well as the CTX image mosaic. Where the same layer could clearly be identified in both images, measurements on different images were in good agreement. Due to the higher resolution of the CTX image more layers could be measured within the CTX composite and therefore, with one exception, data presented below is that from CTX images. Two High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) [*McEwen et al.*, 2007] images (PSP_001456_1695_RED; PSP_008194_1670_RED) were resampled to a resolution of 1m/pixel and registered to the DEM.

[9] The attitudes of remnants of faults were also measured. Triangular facets that truncate wall rock spurs have previously been used to infer faults in the Valles Marineris region [e.g., *Schultz*, 1991; *Peulvast et al.*, 2001, Figure 7; *Wilkins and Schultz*, 2003]. If the downfaulted spur is completely removed, the resulting geometry is that of a triangular facet that truncates wall rock; if the offset was less significant, the spur crest is displaced downward and the resulting facet is an inverted V shape.

[10] Inferring fault location from such a facet is clearly more subject to interpretation because the dip of the facet may subsequently have been modified by erosion. To reduce subjectivity and to determine the approximate strike of the faults, facets were measured by fitting a plane to them within Orion. We measured only facets for which both legs of the inverted V-shaped spur were visible and that consisted of outcrop rather than debris. The spatial coordinates of points on the outcrop surface were measured and their positions adjusted until the best fit plane was deemed to be a good fit with the outcrop shape, with a maximum acceptable deviation of sampled points from the fitted plane of 30 m. Examples of such facets are shown in Figures 2b and 2c.

3.2. Wall Rock Faults

[11] A number of faults can be identified within the wall rocks (Figure 2a). The most prevalent set is approximately parallel to the trend of Coprates and has been suggested to be responsible for the formation of the grabens [*Peulvast et al.*, 2001; *Schultz*, 1991]. Most faults dip to the north, with dip values from 30° to 45°; however these dip values may be the result of subsequent erosion. Hence only dip directions are shown in Figure 2a. Several faults bisect major wall spurs and the fault locations can be correlated with drops in

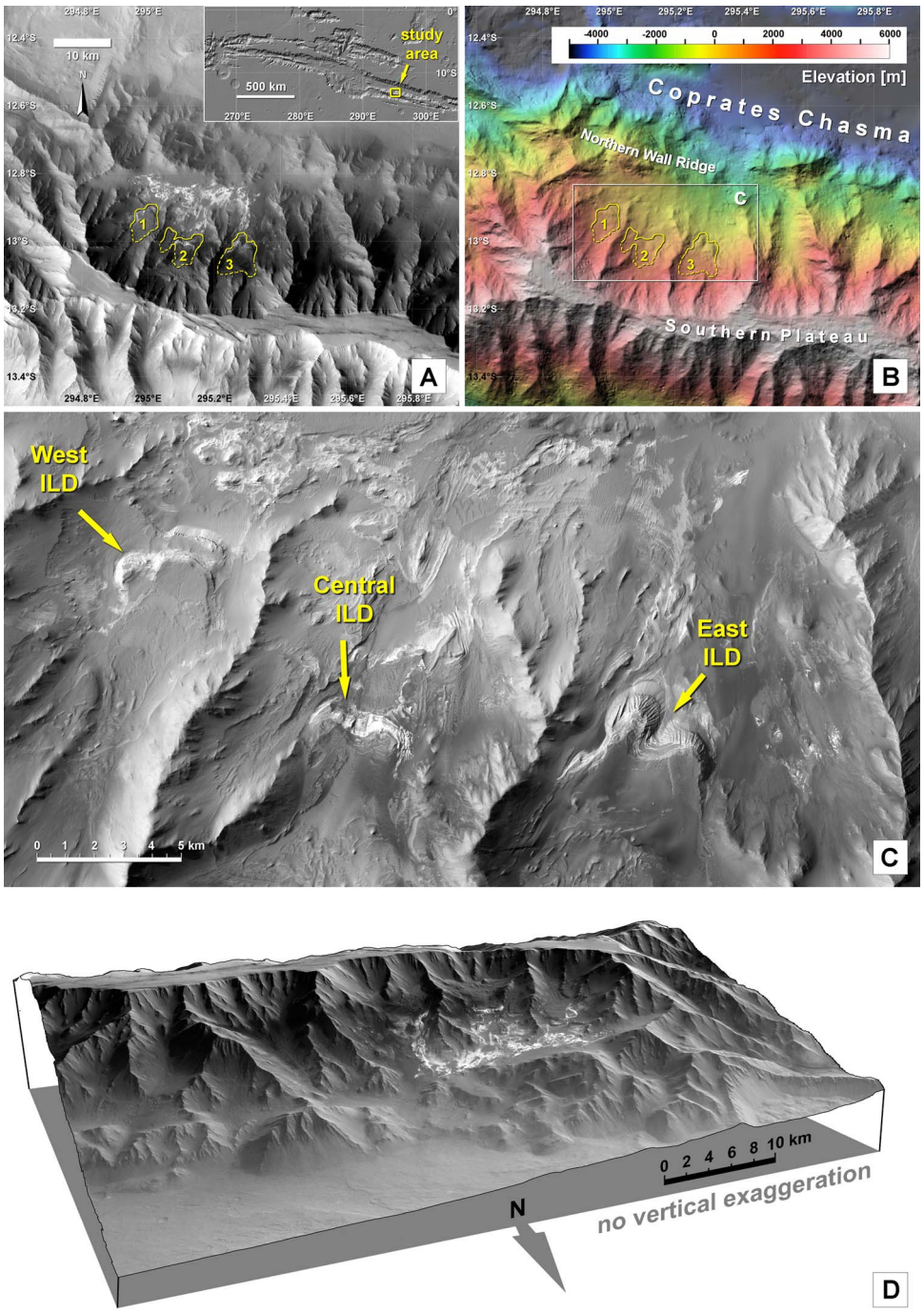


Figure 1. (a) Image of the study area, with the locations of the three ILD marked in yellow (1, western ILD; 2, central ILD; 3, eastern ILD; HRSC h1995_0000.nd). Inset on the upper right shows location of the study area in the wider context of Valles Marineris. (b) Hill-shaded and color-coded DEM of the same scene based on HRSC stereo images acquired during orbit 1995. (c) Detailed view of ILD and bright deposits in the basin center (mosaic of CTX images P04_002722_1673 and P18_008194_1669). (d) 3-D perspective view of the basin-like structure. Note that the floor of the basin slopes down toward a gap at the eastern end which is located to the left in this view (synthesized from HRSC stereo images of Mars Express orbit 1995).

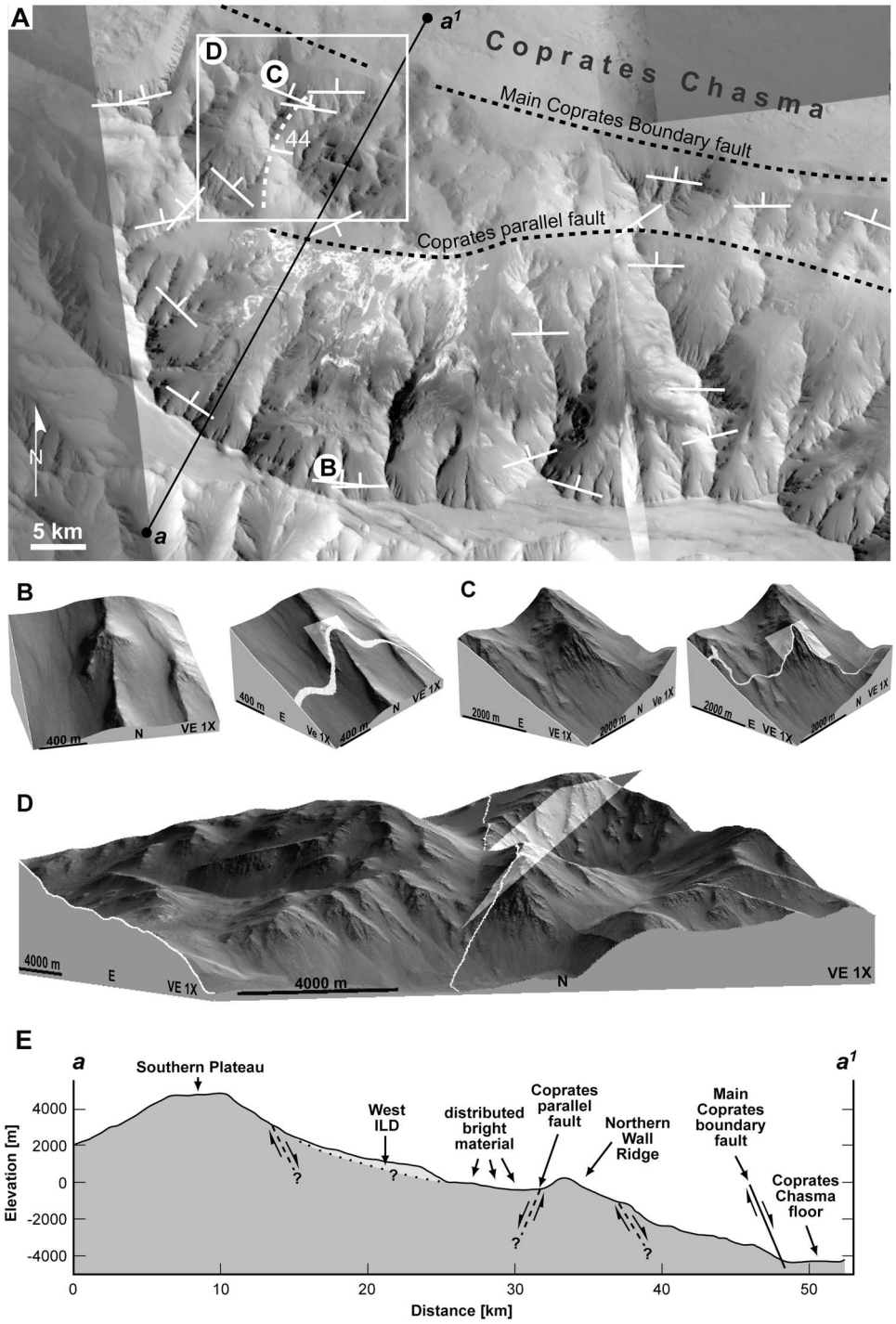


Figure 2. (a) Measured fault segments are indicated with strike and dip symbols. The inferred locations of faults approximately parallel to Coprates north and south of the northern wall ridge are illustrated. The major cross fault attitude (011°/44°) is located on the western edge of the basin. Insets for Figures 2b, 2c, and 2d as indicated. (b) (left) Facet measured as fault; (right) measured plane dipping North and projected trace of plane. (c) (left) Facet measured as fault; (right) measured plane dipping North and projected trace of plane. (d) A 3-D view of major cross fault, with projected plane and trace of plane as indicated. (e) Topographic cross section along line "a" to "a^1." The major Coprates boundary fault is shown as a solid line, other faults are schematically indicated as dashed lines. All faults are assumed to be normal faults. Also indicated is the western ILD, the location of the bright material within the basin, and the major topographic features.

the elevation of the spur ridge on the order of 300–500 m (Figure 2b). We do not suggest that the faults identified in Figure 2a are the only ones in the area; they are merely the ones that can be identified using the criteria outlined above.

[12] The southern boundary of the Coprates chasm floor is marked by a linear ridge of wall rock which rises 2 to 3 km above the chasm floor. The northern boundary of this ridge is marked by several fault segments that could be measured directly. This ridge is approximately 5 km wide to the east of the basin but widens to approximately 13 km at the western edge of the basin. The southern boundary of this ridge is most likely a Coprates-parallel fault, which is well defined topographically and contains two spur truncations measurable that could be measured using our criteria. We suggest this fault most likely continues within the basin as illustrated in Figure 2a. Its southerly dip is suggested by the topographic expression.

[13] There is evidence for at least one large planar cross fault dipping 44° in the western end of the lower wall rock massif (Figure 2d). The attitude of this feature was obtained by fitting a plane to the fault trace over a distance of 6.7 km. Several curved sections of wall rock located near this cross fault may also have served as cross faults but could not be measured. A schematic cross section (Figure 2e) illustrates the relationship between the ILDs, the main Coprates faults and the northern wall ridge.

3.3. Interior Layered Deposits

[14] Much of the basin floor is covered by surficial dunes or by late deposits, which following the terminology of *Malin and Edgett* [2000] and *Fueten et al.* [2010] are referred to as thin mesa-forming material. Outcropping in areas not covered by surficial material is light-toned layered material (Figure 1). In the north central part of the basin where the light-toned material is exposed well enough to be measured, its attitude is approximately 300°/12°. No obvious signs of faulting were observed in the light-toned material within the central portion of the basin. Along the southwestern spur extending from the southern wall light-toned material can be identified up to an elevation of approximately 0 m.

[15] Located near the southern wall are three prominent ILDs (Figure 1; here designated east, central, and west) which are discussed in more detail below. Each is loosely confined between two wall rock spurs; none extend significantly beyond the extents of their confining spurs and the top elevation of all three deposits is within 150 m of each other. In each deposit, the northern erosional edge displays well defined layering. Their presumed contact with the southern wall rock is covered by surficial deposits or thin mesa-forming material. Overall, layering in each deposit dips gently toward the north, although some exceptions will be discussed below. Spectral data, which will be discussed separately, suggest that the ILDs and the light-toned material in the basin share similar mineral compositions.

3.3.1. East ILD

[16] The width of the ILD as defined by the spacing of the wall rock spurs is approximately 5 km. Its northern edge has a well developed erosional scarp beyond which light-toned material considered to be part of the basin floor can be identified. A cover of thin mesa-forming material obscures its southern extent and the simplest assumption is that it thins out against the rising wall rock slope. The ILD consists of two lobes (Figure 3a), the highest elevation of the eastern one (~−100 m) being approximately 3800 m below the local plateau level of ~3700 m. Total exposed thickness along the western and eastern lobes is ~700 m and ~500 m, respectively. Layers at the lowest stratigraphic levels (small arrows Figure 3b) dip 12°–18° to the northwest. This approximates the local slope of the eastern bounding spur as it becomes visible beyond the ILD (Figure 3b, large arrows). Layers at higher stratigraphic levels are shallower with dips of 7°–12° while the dip direction rotates from the NE toward a more northerly attitude. While some of the layers at the upper stratigraphic levels can be traced across both lobes, there is also evidence that layers from the thicker western lobe thin out and merge on the eastern lobe (Figure 3c).

[17] Layer thickness, as estimated by registering the HiRISE image (PSP_002722-1665_RED), resampled to 1 m/pixel, to the HRSC DTM, is in the range of 5 m to 15 m. However, some layers thin out completely. Layering exhibits polygons (Figure 3d) which are produced by two approximately perpendicular sets of parting planes. The strike of one of these sets appears to be parallel to the trend of Coprates Chasma, while the dip of the planes is nearly vertical. The parting planes are not as straight and regular as those described near Ceti Mensa [*Birnie et al.*, 2010]; the polygons outlined by these parting planes are on the order of 5m in diameter. Viewed at full HiRISE image resolution, there are no obvious inclusions of wall rock boulders within the layering, and the size and appearance of fragments in front to the erosional scarp is consistent with material derived by the erosion of polygons.

[18] While the ILD has not been extensively deformed, several minor faults and closely spaced fractures (Figure 3e) trending 120°–125° are visible on both sides of the eastern lobe. Also present within this ILD are two smooth hollows. Identification of the larger central one is primarily based on the change in erosional characteristics. Of particular interest are the two on the western side of the deposit (Figure 3a). Their width exceeds 130 m, while their depth is estimated to be less than 10 m. These two grooves are not parallel to the local slope.

3.3.2. Central ILD

[19] The main body of this ILD is very similar to the east ILD (Figure 4a). Its width between spurs is approximately 3 km, its length from erosional edge to its presumed southern termination approximately 4.5 km. Layers dip approximately 14° toward the north and appear to curve, with a low in the center between the ridges and higher elevations near the wall rock ridges (Figure 4b). The total thickness of the ILD is estimated to be approximately 300 m, while layer thickness is on the 5 m–15 m scale. Polygons are visible on the west side of the ILD within HiRISE image PSP_007403_1670_RED (Figure 4c). These polygons are of the same scale as those observed in the east ILD and also appear to be produced by two nearly perpendicular parting planes, one of which is approximately parallel to the trend of Coprates. A second outcropping of ILD is located near the wall rock spur to the east. On the east side of the ILD minor faults trend 115° (Figure 4d), while at least one more significant fault is observed within the CTX image (P06_003355_1673_XI_12S064W) trending ~100° (Figure 4e).

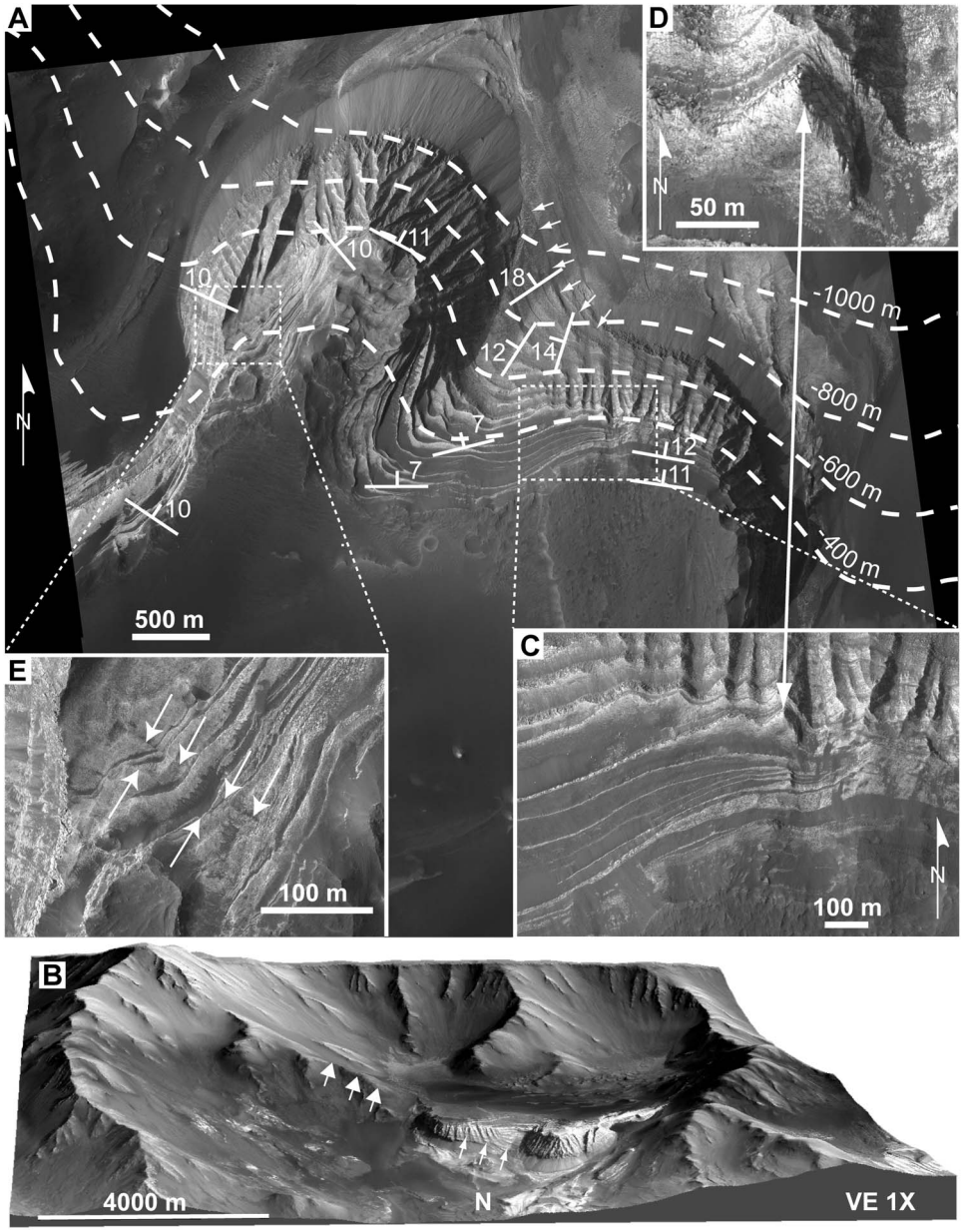


Figure 3. (a) East ILD with layer attitudes and elevation contours. The two major linear grooves are located immediately north of the location of inset of Figure 3e. (b) A 3-D view of the deposit. Small arrows indicate how basal layering follows the slope of the local wall rock. (c) Detail of layer merging. (d) Polygons visible near the tip of the erosional edge. (e) Fractures on the west side of the deposit.

3.3.3. West ILD

[20] Observations of this ILD are limited to HRSC and CTX imagery, as no HiRISE data are available. The ILD is confined between two wall rock spurs, with a higher lobe to the west (Figure 5). This higher lobe can be traced back to an intermediate spur further to the south. The northern edge of the ILD is primarily defined by two ledges. The northern ledge appears to decrease in elevation from approximately 250 m at the western end to approximately 100 m at the east. At this location the ILD is approximately 4.2 km wide. The smaller southern ledge is approximately 150 m high. The total thickness of the ILD is estimated to be approximately 600 m. We interpret that the southern ledge is capped by thin mesa-forming material which is between 30 m to 90 m thick. Because of the lack of visible intermediate layers along the ledges, layering measurements in this unit are based on the attitudes near the front of the erosional ledges. These dip gently toward the north.

3.3.4. Thin Mesa-Forming Unit

[21] Much of the area and in particular the wall rocks are covered by a dark capping layer. Such dark- to intermediate-toned capping units were described by *Malin and Edgett* [2000] as "thin mesa" units, hence we refer to this unit as a thin mesa-forming unit. In the area of the central ILD, this unit is unconformable to the layered material (Figure 6a) and in this area can be estimated to be 30–60 m thick. This

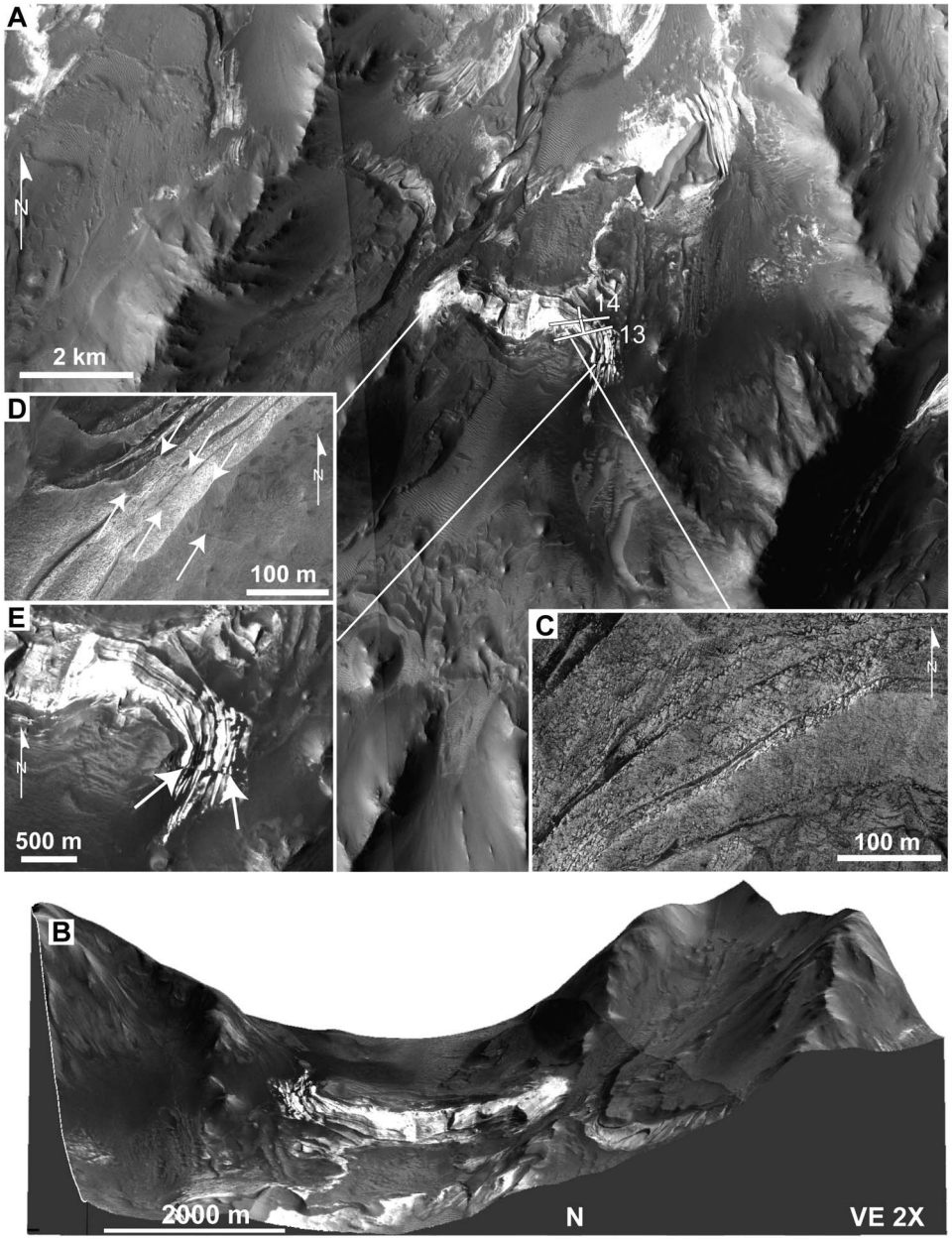


Figure 4. (a) Central ILD with layer attitudes. (b) A 3-D view with 2X vertical exaggeration to illustrate layer curvature conforming to the approximate wall geometry. (c) Polygons produced by nearly perpendicular parting planes. (d) Minor faults in a HiRISE image PSP_008194_1670_RED in the western portion of the ILD. (e) Fault visible within CTX image CTX P04_002722_1673_XI_12S064W.

unit also displays some linear erosional features (Figure 6b) directed approximately downslope. The fault observed in the layered material within the central ILD cannot be traced through the capping dark unit and no deformation features are observed within the thin mesa-forming unit. Hence, this fault was active before the deposition of the thin mesa-forming unit.

4. Mineralogy

4.1. Method

[22] Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) spectral imager (MRO, NASA, 2005) acquires images in a high-resolution targeting mode and a lower-resolution mapping mode using two detectors, in the VNIR and IR domains [*Murchie et al.*, 2007, 2009a]. CRISM provides images at 544 different wavelengths (at 6.55 μm/channel) between 0.362 and 3.92 μm in hyperspectral mode, while surveys in multispectral mode yield images at 72 wavelengths, selected to cover absorption features of mineral groups of interest. Spatial resolutions range from 18 to 40 m per pixel for hyperspectral data to 100 to 200 m per pixel for multispectral ones.

[23] Two CRISM hyperspectral observations (FRT0000A16E and FRT0000A993), acquired at the same location at 18 m per pixel, are available on the studied area. The data set is

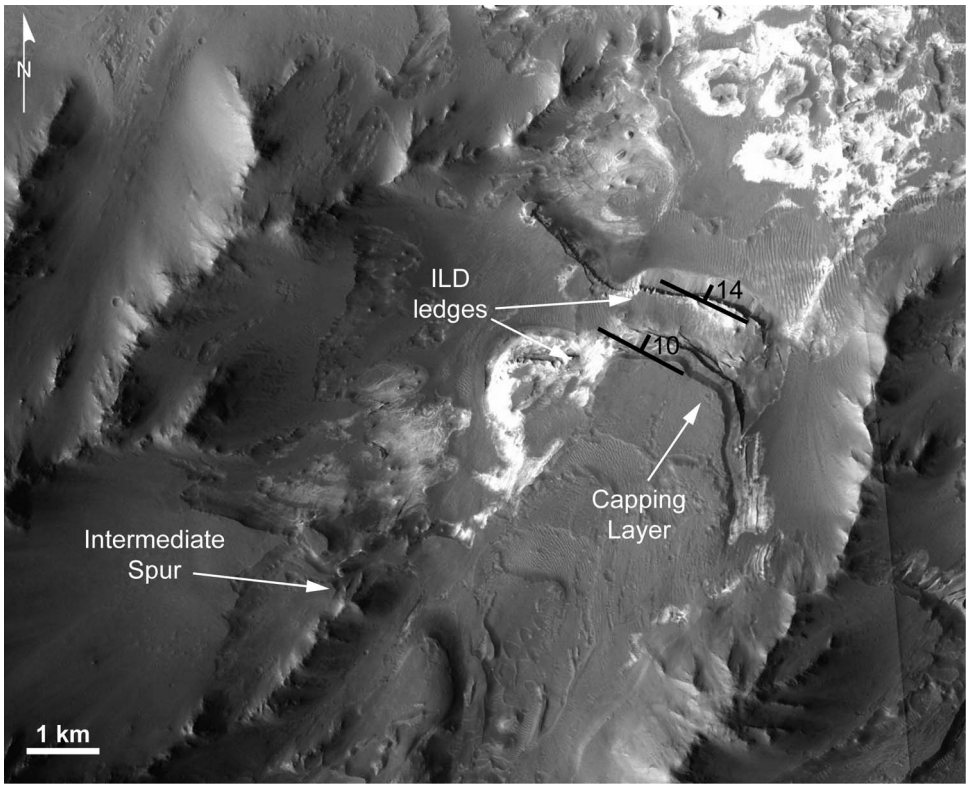


Figure 5. CTX image (P07_003711_1680_XN_12S064W) of ILD. Features discussed in text are labeled.

supplemented with the MSW000055D3 multispectral observation, having a spatial resolution of 100 m per pixel.

[24] CRISM data are processed using steps developed by the CRISM team and available through use of the publicly released CAT (CRISM Analysis Tool). In the present study, only data from the L detector, corresponding to the IR domain, were used. The 1 to 2.6 μm interval is where spectral features of hydrated minerals are. Both hyperspectral and multispectral data were processed using the method described by *Flahaut et al.* [2010a]. The final products are mineralogical maps derived from atmospheric-corrected CRISM data [*McGuire et al.*, 2008] that we then projected over HiRISE and CTX data in a GIS system.

4.2. Results

4.2.1. Identification of Signatures

[25] Hydrated minerals are identified in hyperspectral observations by investigating the overtones and combina-

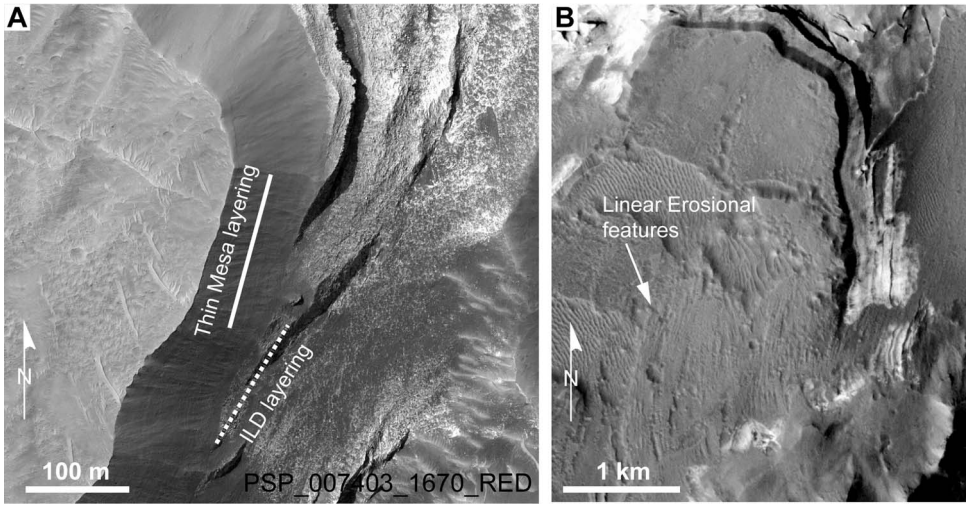


Figure 6. (a) Angular unconformity between thin mesa material and the ILD within HiRISE image. (b) Linear erosional features within CTX image (P07_003711_1680_XN_12S064W).

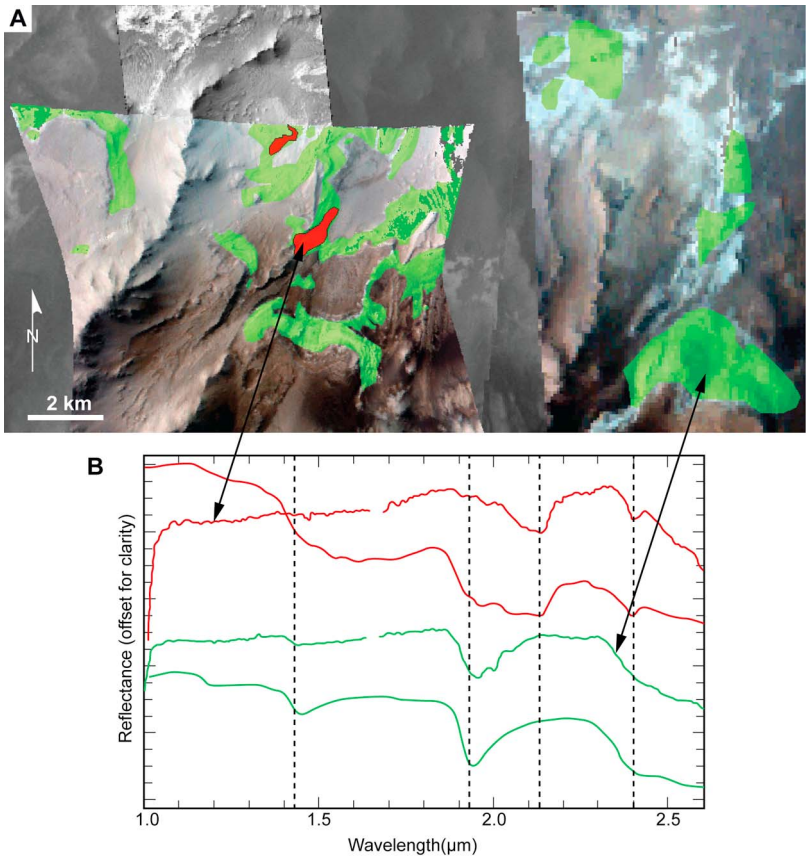


Figure 7. (a) Map of sulfate detections realized with CRISM. Green areas are enriched in polyhydrated sulfates; red areas are enriched in monohydrated sulfates. Background is a combination of CRISM observations in false color, HiRISE, and THEMIS visible data. (b) Comparison of CRISM FRT0000A16E ratioed spectra (pointed to by arrows) to sulfate spectra from the USGS spectral library (continuous lines). Green, polyhydrated sulfates; red, monohydrated sulfates. The 1.65μm feature, which is an instrumental artifact, has been removed for clarity. Dashed lines have been added at 1.43, 1.93, 2.13, and 2.4 μm to aid with the interpretation of the spectra.

tions of fundamental vibrational absorption features in the spectrum. As a residual atmospheric contribution often persists in CRISM data, especially around 2 μm, spectra of interest were ratioed by spectra of homogeneous dusty regions extracted from the same CRISM cube. This reduces the noise inherent to the data and enhances the spectral features around the 2 μm wavelength. Some well-known minor instrumental artifacts are still present after processing, such as the 1.65 μm feature, which is linked to the detector boundary [*Murchie et al.*, 2007]. Two different spectral types have been identified in the present area. The most common spectral type shows a diagnostic absorption band at 1.94 μm, coupled with a weaker one at 1.43 μm, and a drop at 2.4 μm. The 1.9 μm absorption band is present in all the hydrated minerals. The 1.4 μm band, sometimes present, results from both H_2O and structural OH bending and stretching vibrations. By contrast, the 2.4 μm band characterizes the SO_4 groups and is diagnostic of sulfates. The combination of these three absorption features characterizes polyhydrated sulfates [*Gendrin et al.*, 2005; *Flahaut et al.*, 2010a].

[26] The second spectral type we observed has spectral features at 2.13 and 2.4 μm, revealing the presence of monohydrated sulfates. It is especially the shift of the bound water vibration from 1.9 to 2.1 μm that is characterizing the presence of a single water molecule in the sulfate structure. The shapes of the spectra are consistent with Mg or Fe monohydrated sulfates. Nevertheless, the precise position of the band at 2.13 μm with a weak doublet is probably more indicative of kieserite ($MgSO_4$) rather than szomolnokite ($FeSO_4$).

4.2.2. Distribution of Sulfates

[27] The distribution of both polyhydrated and monohydrated sulfates was determined using summary parameters of *Pelkey et al.* [2007] on hyperspectral and multispectral data.

[28] The identified CRISM signatures, superimposed on CRISM RGB and HiRISE images are illustrated in Figure 7. Results show a complete spatial correlation between the sulfates signature and the light-toned deposits of the ILD mound and surroundings. The cliffs of the central and the west ILD mound are composed of polyhydrated sulfates, with spectra characterized by 1.9 and 2.4 μm diagnostic absorption bands. Patches of light-toned deposits located around the main ILD mound, especially at the bottom of the cliffs, are also enriched with polyhydrated sulfate signatures. The spectral signatures characteristic of sulfates are less

strong in the eastern part of the central ILD, which may be covered by a significant amount of dust.

[29] Monohydrated sulfates (2.1 and 2.4 μm diagnostic absorption bands) are found very locally in a topographic low, and on a dusty scarp, located on the edge of the CRISM observation. The monohydrated sulfates detected cover a 600 m by 200 m wide light-toned stratified mound. This mound does not seem morphologically different from the polyhydrated sulfates outcrops, except that it is spatially isolated.

[30] The thin mesa-forming unit covering the ILD does not have any spectral signature diagnostic of any characteristic minerals. This can reasonably be explained in two ways: (1) the accumulation of dust on this flat area could mask any relevant signature, giving it a flat spectral appearance or (2) the thin mesa unit is made up of a neutral material, which does not have any significant absorption features in the CRISM L detector wavelength range.

5. Discussion

5.1. Basin-Like or Basin?

[31] In their present configuration the three ILDs are perched between 200 m and −1400 m above the local basin floor. However, the elevation of their top is within ~150 m of each other, which suggests that their formation was not completely independent. The easiest way to link all three deposits is by assuming that they formed within a single basin with a common water level. Models of ILD formation include basin filling mechanisms [*Lucchitta and Bertolini*, 1990; *Lucchitta et al.*, 1994; *Nedell et al.*, 1987; *Fueten et al.*, 2010].

[32] In its present geometry, with the outlet region connected to Coprates Chasma, the basin could only contain a standing pool of water if Coprates was also filled with water. With the depth of Coprates in this area at approximately at −5500 m and the highest elevation of the basin floor at approximately −1000 m or light toned material at 0 m, the water depth would have had to be considerable. However, if the northern wall rock ridge had at one time been more elevated than its current position, the basin could have contained water independently of Coprates Chasma.

5.2. Faulting

[33] A number of scarps interpreted as faults were located within the study area. In addition to the main Coprates boundary fault, there is evidence for a major Coprates-parallel fault to the south of the northern wall rock ridge. If the Coprates-parallel fault is interpreted as south dipping, the most likely interpretation of the northern wall rock ridge between the two major faults is that it is a horst. The interior of that basin would then be a graben. At least one major cross fault is located at the western edge of that wall rock ridge. *Wilkins and Schultz* [2003] suggest that basin-truncating cross faults are produced by reactivation of preexisting wrinkle ridges. The importance of that cross fault and other possible cross faults is that it decouples the northern wall rock ridge from the plateau to the south, allowing for independent movement of that block.

[34] Interpreting the northern wall rock ridge as a horst would thus imply that either side had to drop lower than the horst which itself dropped in elevation. The evidence of several major faults presented above suggests major wall rock rearrangement within this area was possible.

[35] However, the time of their movement cannot be constrained. To create a basin capable of holding water independent of Coprates Chasma, we suggest two possibilities:

[36] 1. Basin formation during Valles Marineris opening. The basin would be created during the Amazonian at the time of the formation of the Ius-Melas-Coprates graben [*Schultz*, 1998]. The two major Coprates-parallel faults are consistent with displacement during Valles Marineris opening. Their action would have lowered both the floor of Coprates and the northern wall rock ridge within the area. Collapse of the interior of the present basin would have created the basin, leaving the northern wall rock ridge as a horst. In this scenario there needs to be a hiatus in the deformation to enable the basin to hold water prior to achieving its present orientation.

[37] 2. Basin formation prior to Valles Marineris opening. In this scenario the current basin formed as an ancestral collapse basin during the Hesperian [*Schultz*, 1998] that was subsequently segmented by the Coprates faulting. In this case the Coprates parallel fault likely formed along the northern boundary of the ancestral basin.

[38] The fracturing and minor faulting documented within the ILDs is nearly parallel to the major faults within Coprates and is compatible with both basin forming models. The lack of offset of layering within the ILD mounds indicates that displacement here was minor. There is no visual evidence for the southern Coprates-parallel faults within the central portion of the basin. This suggests that later deposition covered the fault trace.

5.3. Formation of ILDs

[39] Each of the ILDs described is laterally constrained by two wall rock spurs and no ILD is elevated above its adjacent wall rock spurs. The basal layers of the east ILD appear to conform to local spur slope and the overall geometry of the ILDs suggests that it fills a preexisting topographic low between two spurs. Hence the formation of the ILDs postdates the formation of the current wall rock geometries. ILDs are thus not exhumed deposits. These arguments also suggest that the region enclosed by the wall rock spurs is of importance for the formation of each ILD. If ILDs were deposited between preexisting wall spurs, then the material removed for the formation of the spurs cannot serve as ILD material. No large boulders are visible within the ILD, which might be expected if they were at least partially composed of locally redeposited wall rock slumps. In fact the lack of basement boulders within the ILDs suggests that the erosion of the wall rock was nearly complete and that wall rock geometry was in its current form prior to ILD deposition. Isolated boulders of wall rock may be contained within the ILD but are not present within the visible sections. The internal structure of the deposits appears to consist of conformable layers that gently dip downslope. The simplest hypothesis for the origin of these ILDs is that they formed by the episodic deposition of material in layers. While both, aeolian and lacustrine environments are possible, we argued above that this region was a basin. The approximately constant maximum elevation of light-toned material within the ILDs and the wall rock suggests that the basin was filled with water at some time. The extensive distribution of light toned material favors an

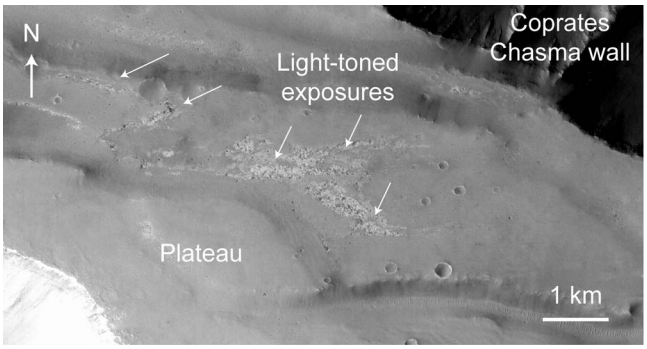


Figure 8. Light-toned exposures on the plateau to the southeast of the east ILD mound (CTX image P08_004067_1681_XN_11S_064W).

aerially distributed source material for the ILD, such as ash or dust.

[40] An extensive light-toned formation, up to 100 m thick, covers parts of the plateaus around Valles Marineris [*Weitz et al.*, 2010; *Le Deit et al.*, 2010a]. They are most likely air fall material such as volcanic ash or dust in origin [*Le Deit et al.*, 2010a], suggesting that a regionally extensive source of fine-grained material was available. Thin light-toned exposures are observed on the plateau to the south of the ILD mounds (Figure 8). These light-toned exposures may correspond to altered basement [*Le Deit et al.*, 2010b]. Another possibility is that they are remnants of the thickest outcrops of the extensive light-toned formation. Regionally extensive airborne material would most likely have also been deposited within the basin and on the walls.

[41] In a wet environment, material aerially deposited on the walls could be expected to be washed down the slope and deposited within the basin at the location of the large ILD deposits. In such a situation, bounding wall rock spurs would constrain the geometry of a catchment area that feed each ILD. To test this hypothesis, we performed a simple mass balance calculation.

5.3.1. ILD Mass Balance Calculation

[42] This hypothesis addresses several questions that can provide insights into the origin of these ILDs. These questions are: What overall thickness of aerially deposited material is required in each catchment area to produce the observed ILD? Is that required thickness approximately the same for each ILD? Is that thickness compatible with the thickness of layered material observed on the plateau?

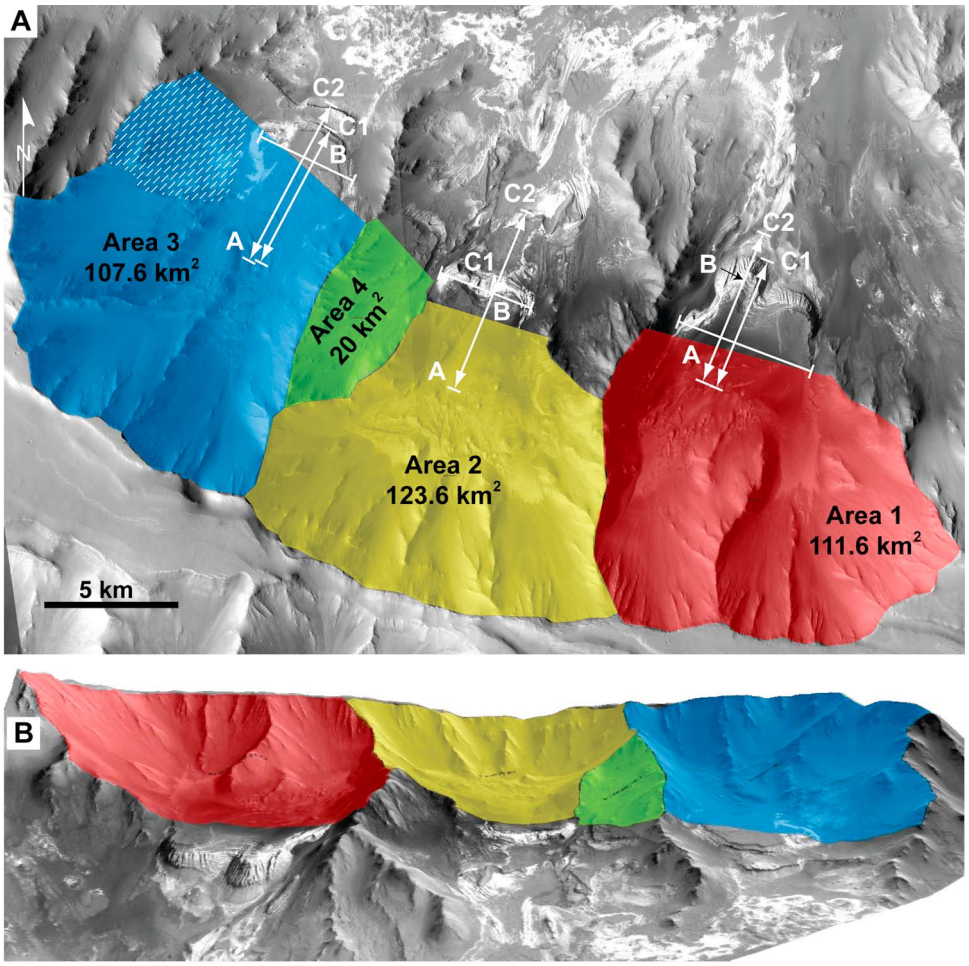
[43] This type of calculation clearly depends on a number of assumptions. Determining the catchment area for an ILD is relatively simple for areas 1 and 2 (Figure 9a), as they are bordered by the top of the plateau to the south and wall spurs on either side (Figure 9). The definition of the catchment area 3 is more difficult as material deposited on the walls of the western bounding spur (Figure 9b, hatched area) may well bypass the thicker main portion of the mound if transported. For simplicity, this area has been included in the calculation. Determining the volume of each ILD is also subject to interpretation. Their shapes were approximated to those of rectangular wedges. The sectional area of each wedge was calculated by estimating the slope at the top and the base using elevation at the points indicated (Figure 9a). The main assumptions are that the ILD thins to 0 m thickness to the south and that elevations A and C are near the base of the ILD and that the original length did not exceed significantly those indicated. While the original extent of the ILDs is not known, this assumption may be reasonable because the original basin would have been narrower than its current extent. Two separate estimates for the length of the ILDs were used. The shorter estimate (Figure 9a, length C1) is based on the extent of the main mound, while the longer estimate (Figure 9a, length C2) extends to the northern limit of thick ILD that can be directly traced to the main mound.

[44] The calculated thickness of a regionally extensive ash unit required to be deposited in the catchment areas (Figure 9a, colored regions) to produce the ILD ranges from 27 m to 71 m for the shorter ILD (Figure 9) to 68 m to 125 m for the longer ILD units. As expected, the required thicknesses based on shorter ILD length are less than those for longer ILDs. The calculated deposition thickness for area 3 is the lowest. Removing the hatched portion from the catchment area 3 would increase the amount of ash required to be deposited in each area. For each model of ILD length, the thickness for each catchment area varies by less than a factor of 3. We consider the calculations to be in good agreement of each other. This mass balance indicates that it would require a total thickness on the order of ~100 m or less of material distributed over the catchment area to produce the assumed volume of ILD. This thickness may be derived by numerous thinner aerial deposition events which are then individually washed down into the basin. This total thickness is comparable to the thickness of layered material deposited on the plateau [*Weitz et al.*, 2010; *Le Deit et al.*, 2010a].

5.3.2. Role of Water

[45] While this mass balance calculation does not prove any theory of formation of the ILDs, it does illustrate that their volume is compatible with the redeposition of material aerially deposited within their catchment area. Since we accept the presence of water within the basin, we suggest that this material was washed down periodically and deposited in the shallow portion of a lacustrine environment. The very presence of layering suggested an episodic nature to the redeposition. It should be pointed out that the basic mechanism proposed here, namely the periodic washing down of accumulated material would work under several climatic models. For example, seasonal meltwater could serve the same purpose as episodic rain. However, in the absence of direct evidence for any particular climate, we simply assume that water was available to wash accumulated material into the basin. It is not known if water was continuously present within the basin. The lack of any delta fans could argue against the presence of perennial water filling the basin. However, the northern edges of all ILDs are clearly truncated by erosion, leaving no evidence for the presence or absence of deltaic features.

[46] Within HiRISE images, polygons are visible on both the eastern and central ILDs. Similar polygons have been described within light-toned layering in HiRISE images by *Weitz et al.* [2008] and *Pondrelli et al.* [2008]. *Pondrelli et al.* [2008] suggests the light-toned beds were disrupted into polygons through tectonic stress or thermal contraction and later deformed. *Weitz et al.* [2008] proposes thermal contraction or desiccation of hydrated minerals as a possible

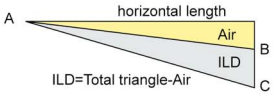


Estimated maximum thickness of deposit

Area	B	C1	C2	C1-B	C2-B
	(km)	(km)	(km)	m	m
1	-0.3	-1	-1.42	700	-1120
2	-0.21	-0.57	-1.03	360	-820
3	-0.26	-0.6	-1	340	-740

Calculation of Sectional Area

A,B,C - elevations marked on map



	Dimensions used								Sectional Areas		Volumes		Ash Thickness	
Area	C. Area	Length 1	Length 2	Width	A	B	C1	C2	SA 1	SA 2	V 1	V 2	Estimate 1	Estimate 2
	(Sq km)	(km)	(km)	(km)	(km)	(km)	(km)	(km)	(sq km)	(sq km)	(cu km)	(cu km)	(m)	(m)
1	111.6	4.5	5	5	0.05	-0.3	-1	-1.42	1.575	2.800	7.875	14.000	**70.6**	**125.4**
2	107.6	4.4	6.8	3.4	0.3	-0.21	-0.57	-1.03	0.792	2.788	2.693	9.479	**25.0**	**88.1**
3	123.6	5	5.85	3.9	0.45	-0.26	-0.6	-1	0.850	2.165	3.315	8.442	**26.8**	**68.3**

Figure 9. (a) Spur-bounded catchment areas for the three ILDs. Spur-bounded area 4 was not used for any calculation as it would not contribute to either east or central ILD. Scale bars indicate the dimensions used for estimates in the table. (b) A 3-D view of the catchment areas.

formation mechanism. Thermal contraction could be due to an ice-rich cover of the ILDs. If the polygonal structures are the results of desiccation of hydrated minerals [*Weitz et al.*, 2008], water levels may have dropped periodically below ILD levels and led to their desiccation as it is proposed for other Martian lakes [*El Maarry et al.*, 2010].

5.4. Erosion of ILDs

[47] All ILDs show clear evidence of erosion at their northern limits. However, of particular interest are two approximately 100 m wide and less than 10m deep hollows observed within the east ILD. These troughs are smooth with well-defined edges, devoid of localized slumping. Unlike other erosional features along the erosional edge of the ILD they are not parallel to the local slope (Figure 10a). There is no evidence that these hollows are of structural origin.

[48] These hollows must have been carved after the ILD had been solidified. The troughs do not have the appearance of yardangs or other aeolian features, and are more likely to have formed by water, ice or a combination of the two. In its present geometry most water would flow along the 250 m deep channel between the wall rock spur and the western edge of the mound. A continuous flow would also carve channels parallel to the local slope, which these are not. The size of the catchment area is well constrained and relatively

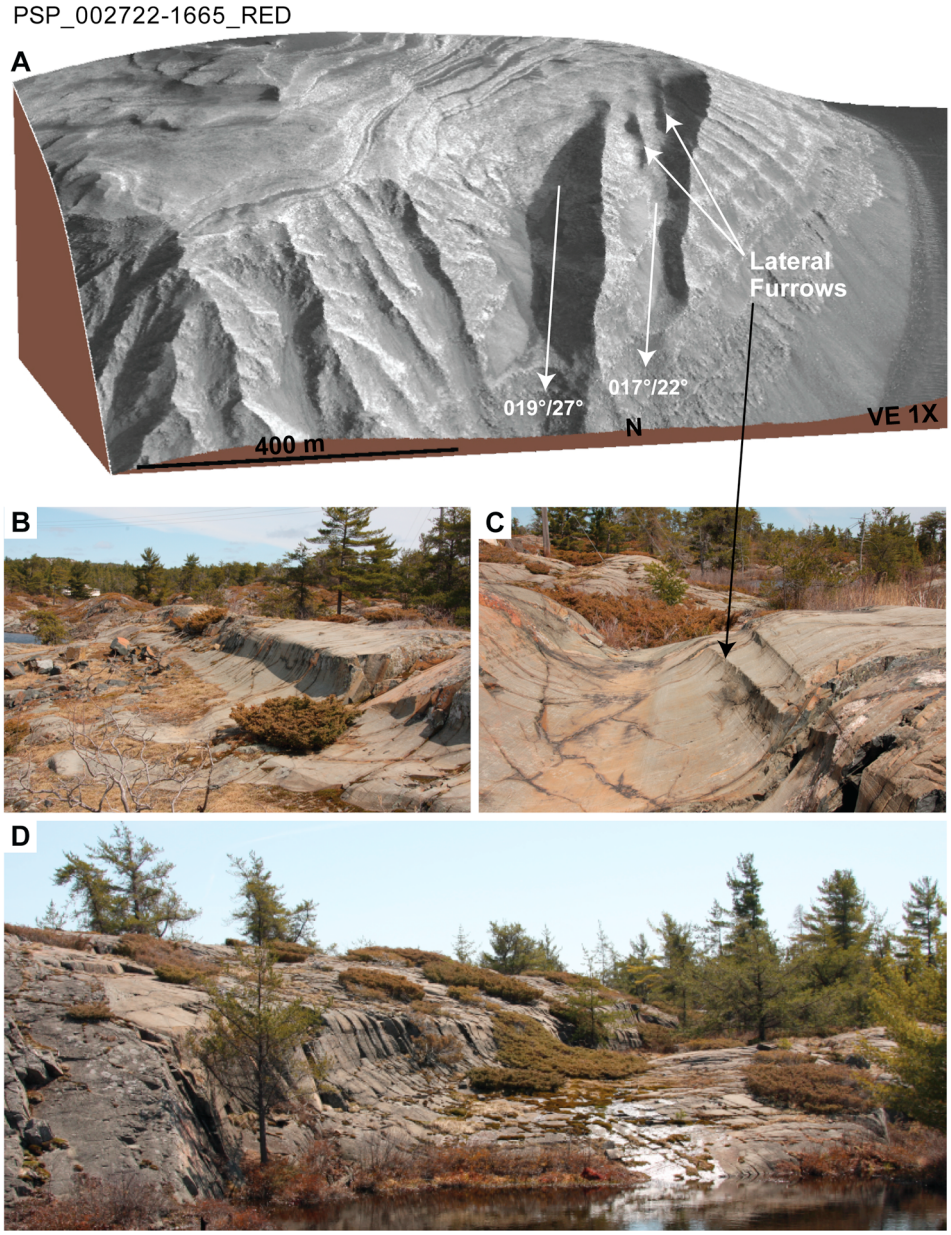


Figure 10. (a) Broad hollow not parallel to local topography. (b) Broad hollow with gently sloping curved wall. (c) Channel division similar to those observed in the ILD. Same location as *Hambrey* [1994, Figure 3.10a] and *Shaw* [1994, Figure 3]. (d) Larger channel. Small bushes in all Earth images approximately 0.5–1 m high. Photos by F. Fueten.

small; it would require a significant precipitation event to produce such a volume of water. While arguing for a glacial origin of larger-scale Martian outflow channels, *Lucchitta* [1982] pointed out that troughs sculpted by ice would require far less discharge volume than those carved by water.

[49] We suggest that these hollows are very similar to well-known U-shaped glacial scours observed on Earth. Figures 10b–10d depicts documented glacial scours from Whitefish Falls, Ontario, Canada [*Hambrey*, 1994, Figure 3.10a]. Here, the scours feature the same shallow channel, with smooth, straight edges, observed in the east ILD. Lateral furrows [*Shaw*, 1994, Figure 3] present in the terrestrial example (Figure 10c) are very similar to two features observed with the western most trough in the ILD (Figure 10a). While most of the scours on Earth are narrower than those observed within the ILD, several reach the same approximate dimensions (Figure 10d). In addition to the visual similarities, a glacial origin for these scours within the ILD overcomes two problems that a purely fluvial origin has. In a fluvial setting there would be a one-to-one relationship between precipitation and flood events, as the small catchment area would drain very quickly. In a cold glacial setting, the precipitation could accumulate to form the glacier responsible for the scouring. Second, the scouring beneath an ice sheet is less constrained by local underlying topography.

Hence the troughs would not have to be parallel to the local slope.

[50] There is considerable evidence that glaciation and ice-related processes were important during periods of high obliquity in middle- to high-latitude Martian regions [e.g., *Head et al.*, 2003]. Indeed, ice is currently present in mid-latitudes [*Holt et al.*, 2008; *Byrne et al.*, 2009], and was likely present in the past, too [*Hauber et al.*, 2008]. Recent observations indicate that water ice is currently present even at low latitudes [*Vincendon et al.*, 2010a, 2010b]. Evidence for possible glaciers inside the Valles Marineris has previously been discussed by, for example, *Whalley and Azizi* [2003], *Chapman et al*. [2005], and *Mège and Bourgeois* [2010]. Modeling by *Madeleine et al.* [2009] suggests that ice accumulation rates of ~10 mm/yr lead to the formation of a 500–1000 m thick regional ice sheets during the Amazonian. Hence we suggest these troughs are glacial scours that were produced during a period of glaciation, possibly during the late Amazonian.

5.5. Formation of Sulfates

[51] Spectral data show that the ILD in the study area contain sulfates. Other components, such as dehydrated salts, which do not have any spectral features, may be present but cannot be detected from orbit.

[52] Our findings are consistent with previous studies of the Valles Marineris area [*Gendrin et al.*, 2005; *Quantin et al.*, 2005; *Bishop et al.*, 2009; *Murchie et al.*, 2009b; *Flahaut et al.*, 2010a]. Sulfate detections have been spatially correlated with the large ILDs commonly found in the center of most of the chasmata [*Gendrin et al.*, 2005; *Quantin et al.*, 2005; *Flahaut et al.*, 2010b]. They are likely to have been formed in the presence of liquid water, under the acidic conditions during the Hesperian Epoch [*Bibring et al.*, 2006; *Flahaut et al.*, 2010a, 2010b]. Their formation mechanisms, which may vary from one chasma to another, are still debated.

[53] Sulfates on Earth are commonly found as evaporites in deep and shallow basins [e.g., *Warren*, 2010] or as alteration products in volcanic or hydrothermal environments [*Flahaut et al.*, 2010a, and references therein]. The previous morphological observations and the small size of the study area allow us to favor or rule out some of these formation mechanisms.

[54] Sulfates on Mars require water to form [*Murchie et al.*, 2009b]. We would expect the sulfates in Coprates to have been formed at the contact with some liquid water in the basin, whether it was a lake or due to groundwater flow with no free standing surface waters. Since formation of sulfates cannot occur under current Martian conditions [*Roach et al.*, 2009] and the ILDs have been eroded, the sulfates must form the bulk of the ILD rather than being a superficial alteration crust. The exposed sulfates therefore constitute the bedrock of the ILD.

[55] Sulfates can be formed primarily by precipitation in a shallow basin. If we assume the basin was closed at some time, this mechanism could account for the sulfate-rich bright deposits found on the basin floor. However, the perching and tilting of the ILDs is hard to explain in such a deposition medium. If we consider ash or dust deposited on the surrounding plateaus and walls as the source for sulfur, this material would have to be dissolved by water before the precipitation of sulfates on the same walls. The geometry of the ILDs and the apparent lack of thick deposits at the bottom of the basin make direct precipitation of sulfates unlikely.

[56] If water transport is responsible for the formation of the ILDs, a supply of groundwater at ILD locations would most likely be present. Not all rainwater or melting snow cover would wash down the walls immediately, as the faulted basaltic wall rock can be expected to be highly fractured and permeable. Groundwater within those fractures could have a significant hydraulic head if an interconnected network of fractures existed at least part of the distance up the wall slopes. This water may thus saturate the ILDs episodically. If sulfates are not formed as a primary mineral, they could be produced by the chemical weathering of aeolian ashfall by a temporary supply of stagnant water [*Mangold et al.*, 2010]. If the primary material originates from a volcanic event, it is very likely that sulfur from the volcanism was present in the ashes or in the environment at this time. The alteration of ash deposits into sulfates could have lead to the cementation of the deposits at their current location. This formation mechanism could well explain the current shape and position of the deposits and would explain why no light toned material is observed above an elevation of 0 m.

[57] An alternative model suggests that sulfates may form by weathering of the ILD material by ice. *Niles and Michalski* [2009a] argue that sulfate rich deposits in Meridiani Planum and Mawrth Vallis [*Niles and Michalski*, 2009b] form by acid weathering inside massive ice deposits. However, according to this mechanism the deposits are sublimation leftovers of large ice fields, while we suggest that ILD material was washed down the slopes by water. It may of course be possible to allow for ice alteration mechanism incrementally as the ILD thickness builds up. However, this requires a fairly complex climate involving periodic melting to wash the material into position, alternating with periods of ice to allow for the weathering for which we have no direct evidence. Hence we do not favor this mechanism for the formation of the ILDs described here.

[58] Even though monohydrated and polyhydrated sulfates were both detected, the monohydrated sulfates are only found in two small localities which do not show any distinct morphologies or elevation at the HiRISE scale. The monohydrated sulfate-bearing rocks do not seem to be displaced or excavated. It is therefore difficult to explain the appearance of these two hydration states within the same outcrop. *Freeman et al.* [2007] showed that it was not possible to dehydrate polyhydrated Mg sulfates to form kieserite at Martian surface conditions. Indeed, this reaction would product an amorphous phase. However, the opposite reaction would be possible. *Roach et al.* [2009] showed that kieserite could be hydrated in the presence of ice during periods of high obliquity and form polyhydrated Mg sulfates. Indeed under cold environmental conditions, the experimental results demonstrate that kieserite is not stable anywhere on Mars where water ice is present for long periods of time. The reaction of kieserite to polyhydrated Mg sulfates in the presence of ice is therefore favorable.

[59] Consequently the two outcrops of kieserite can be explained by two scenarios. First, some local hot spot may have drastically increased the local temperature to create the two kieserite bodies, but no direct evidence for hydrother-

mal activity was found. On the other hand, under high variation obliquity periods, ice may have covered parts of the Valles Marineris system [*Madeleine et al.*, 2009; *Le Deit et al.*, 2010a] and, as argued above, at least parts of these ILDs. The ILD material, probably partly kieserite, would have been turned into Mg polyhydrated sulfates at this time. Some kieserite, such as the knobs located on the edge of a channel, may have been partially preserved.

5.6. Timing of Events

[60] There are two possible ways in which the basin formation has implication for the timing of the geological events discussed here. If the basin is an ancestral basin, predating the opening of Valles Marineris, deposition of the ILDs would be coeval with the deposition of ILDs reported within other chasmata of Valles Marineris [e.g., *Head et al.*, 2001; *Schultz*, 1998; *Lucchitta et al.*, 1994, *Fueten et al.*, 2008, 2010]. These ILDs share the same mineralogical characteristics [e.g., *Fueten et al.*, 2010; *Mangold et al.*, 2008] as described here.

[61] If however the basin itself was created during the opening of Valles Marineris, the ILDs represent a much younger deposit. The time available for deposition, alteration and erosion of the ILDs might still be sufficient but would be considerable less than in the other scenario.

[62] In the absence of direct geological dates, the available data does not provide direct evidence for choosing either of these scenarios. We prefer to see these ILDs as having been deposited within an ancestral basin because *Fueten et al.* [2010] have demonstrated that small localized basins could exist in the region of Coprates. Furthermore, the deposition age of these deposits would then be coeveal with other deposits within Valles Marineris [e.g., *Fueten et al.*, 2008, *Head et al.*, 2001; *Schultz*, 1998; *Lucchitta et al.*, 1994]. If we assume that the basin was a small ancestral basin, it is possible to place our observations into a temporal framework that, as closely as possible, adheres to the known geological history of Mars. Because we do not know the exact age or extent of the events that caused the observed features, some aspects of the history are speculative. However, the outlined history provides a worthwhile testable hypothesis. To provide some approximate ages for this timing we follow the timeline suggested by *Schultz* [1998].

5.6.1. Ancestral Basin Forms

[63] *Schultz* [1998] suggests that closed basin formation culminated during the late Hesperian, hence we propose that this closed basin formed during the Hesperian. The presence of light-toned material on the walls up to an elevation of 0 m (300 m to 1300 m above the basin floor) suggests that the basin could hold water and that water levels reached those elevations. The geometry of the three main ILDs clearly indicates that they formed after the wall spurs and are thus not exhumed deposits. The layering suggests that ILDs formed by episodic events. The mass balance calculation presented above suggests that the volume of ILDs is compatible with the concentration of material aerially deposited on the wall slopes. Hence we suggest that ILDs form primarily by washing down aerially deposited material from slopes, which is most likely an episodic event. If polygons indicate desiccation, then the basin may have dried out periodically. As outlined above, the sulfates may have formed at this time as alteration products, possibly by groundwater alteration.

5.6.2. Major Coprates Rifting Occurs

[64] *Schultz* [1998] argues that the rifting associated with the Ius-Melas-Coprates graben occurred primarily during the Amazonian, hence we suggest that the faulting that led to the collapse of the northern ridge wall took place then. After this collapse, the basin could no longer retain water locally, unless the adjacent chasma was also filled to the same depth. However, this would imply that the water depth in the main Coprates Chasma was as much as 5 km.

[65] While there is evidence of minor faulting of that trend within the ILDs, the area of the main basin floor is covered with light-toned material which shows no evidence of faulting in CTX images. This suggests that at least the upper units of the light-toned ILD in this area postdate the collapse of the northern wall ridge. This light-toned material could be derived by local erosion and redeposition of ILD material from existing ILDs. Alternatively, a continuation of the earlier proposed mechanism of washing material from the slopes could now lead to deposition of layered material in the basin center and its subsequent alteration.

[66] We suggest that free-standing water is no longer likely at this stage, while groundwater and slowly draining flood water may have existed. It thus may well have been possible to continue making sulfates at this time.

5.6.3. Late Events

[67] As pointed out above, a period of high obliquity could lead to the formation of ice sheets in this area [*Madeleine et al.*, 2009]. While this study focuses on the late Amazonian, our only timing constraint is that the glaciation occurred after the ILDs had lithified. We have suggested that the similarity between the large shallow grooves and well-known glacial features on Earth indicate that the ILD were eroded by small glaciers at this stage.

[68] As we also noted, kieserite covered by ice can potentially convert to polyhydrated sulfates. However, without more knowledge of the extent of any glaciation event or of the kinetic parameters involved in the transition, any suggestions regarding the behavior of the sulfates during this time are purely speculative.

[69] Also speculative is the timing of the formation of the thin mesa-forming units. While they are clearly the last units to be deposited in the area, they show linear erosional features in some areas, but appear to be completely undisturbed in others. Hence it is not possible to state whether they predate or postdate any glaciation events or indeed overlap the end of glaciation.

[70] It is possible to determine a minimum estimate for the end of the active geological history of the area. Craters were counted in the HiRISE image on the top unit of the east ILD, in a 1.26 km^2 area which is not covered by thin mesa-forming material. 328 craters were counted, with diameters of craters ranged from 4 to 71 m. Using a Hartmann [*Hartmann and Neukum*, 2001] graph yielded ages between 100 My and 1 Gy as the age of the current topography or the time when this surface has been exposed, i.e., when any covering thin mesa-forming material had been eroded.

6. Conclusions

[71] The small basin-like area on the southern margin of Coprates chasma was most likely a completely enclosed ancestral basin prior to the opening of Coprates. The basal

layers of ILDs within this basin conform to adjacent wall rock geometries, clearly indicating that they postdate the formation of the ancestral basin.

[72] Each of the three major ILDs within the basin has its extents constrained between two adjacent wall rock spurs. The extension of the confining spurs to the southern plateau forms a natural catchment area for any sedimentary material that might produce the ILDs. A deposit of material which elsewhere has been argued to be regionally extensive ash [*Le Deit et al.*, 2010a] is present on the plateau to the south of the basin. The estimated volume of each ILD is compatible with the volume of ash that would have fallen within each catchment area while it was also deposited on the plateau. Hence we suggest that the ILDs most likely formed by intermittently washing such aerially deposited ash down from walls.

[73] Layering indicates an episodic nature of deposition and the basin may well have been periodically dry. Sulfates which are associated with the ILD deposits and light-toned material on the basin floor are most likely the result of water alteration of existing deposits.

[74] The formation of the Ius-Melas-Coprates graben itself lowered the northern wall ridge and eliminated the possibility of the basin containing standing water from that time forward. The minor fracturing and faulting observed within the ILDs likely resulted from this tectonic event.

[75] Large scours observed within the east ILD bear a striking resemblance to glacial scours on Earth. Since this is a region that would accumulate snow and ice during a period of high obliquity [*Madeleine et al.*, 2009] we suggest that the scours observed within the ILD are indeed glacial scours.

[76] The deposition of a layer of thin mesa material marks the end of the active geological history of this area. Crater counting suggests that this end was between 100 My and 1 Gy ago. The interpretations of the observed features and the proposed mechanisms that produced them are compatible with current thinking about the geological history of Mars.

[77] **Acknowledgments.** We thank the HRSC experiment teams at DLR Berlin and Freie Universitaet Berlin and the Mars Express project teams at ESTEC and ESOC for their successful planning and acquisition of data as well as for making the processed data available to the HRSC team. We also want to thank the CTX, HiRISE, and CRISM teams for making their data available. This project was partially funded by an NSERC discovery grant to F. Fueten. Pangaea Scientific thanks P. Budkewitsch and Canada Centre for Remote Sensing for support of ORION under contract NRCan-01-0102. This study was also partly supported by the Helmholtz Association through the research alliance "Planetary Evolution and Life." We thank M. Lozon for preparing the illustrations. We are grateful to D. Mège and C. Okubo for thorough reviews and detailed comments. We also thank the International Space Science Institute for their support by providing the authors with an opportunity to discuss the topic and the team members for their collaboration.

References

Bibring, J.-P., et al. (2006), Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data, *Science*, *312*, 400–404, doi:10.1126/science.1122659.

Birnie, C., F. Fueten, R. Stesky, E. Hauber, T. Zegers, and K. Gwinner (2010), Fracture orientations within HiRISE images of Ceti Mensa, west Candor Chasma, Mars, *Lunar Planet. Sci.*, *XLI*, Abstract 1753.

Bishop, J. L., et al. (2009), Mineralogy of Juventae Chasma: Sulfates in the light-toned mounds, mafics in the sand, and opal in the plains, *J. Geophys. Res.*, *114*, E00D09, doi:10.1029/2009JE003352.

Byrne, S., et al. (2009), Distribution of mid-latitude ground ice on Mars from new impact craters, *Science*, *325*, 1674–1676, doi:10.1126/science.1175307.

Catling, D. C., S. E. Wood, C. Leovy, D. R. Montgomery, H. M. Greenberg, C. R. Glein, and J. M. Moore (2006), Light-toned layered deposits in Juventae Chasma, Mars, *Icarus*, *181*, 26–51, doi:10.1016/j.icarus.2005.10.020.

Chapman, M. G. (2002), Layered, massive, and thin sediments on Mars: Possible Late Noachian to Late Amazonian tephra?, in *Volcano-Ice Interactions on Earth and Mars*, edited by J. L. Smellie and M. G. Chapman, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *202*, 273–203.

Chapman, M. G., and K. L. Tanaka (2001), Interior trough deposits on Mars: Subice volcanoes?, *J. Geophys. Res.*, *106*(E5), 10,087–10,100, doi:10.1029/2000JE001303.

Chapman, M. G., L. A. Soderblom, and G. Cushing (2005), Evidence of very young glacial processes in central Candor Chasma, Mars, *Lunar Planet. Sci.*, *XXXVI*, Abstract 1850.

Chojnacki, M., and B. M. Hynek (2008), The geological context of water-altered minerals in Valles Marineris, Mars, *J. Geophys. Res.*, *113*, E12005, doi:10.1029/2007JE003070.

El Maarry, M. R., W. J. Markiewicz, M. T. Mellon, W. Goetz, J. M. Dohm, and A. Pack (2010), Crater floor polygons: Desiccation patterns of ancient lakes on Mars?, *J. Geophys. Res.*, *115*, E10006, doi:10.1029/2010JE003609.

Flahaut, J., C. Quantin, P. Allemand, P. Thomas, and L. Le Deit (2010a), Identification, distribution and possible origins of sulfates in Capri Chasma (Mars), inferred from CRISM data, *J. Geophys. Res.*, *115*, E11007, doi:10.1029/2009JE003566.

Flahaut, J., C. Quantin, P. Allemand, and P. Thomas (2010b), Morphology and geology of the ILD in Capri/Eos Chasma (Mars) from visible and infrared data, *Icarus*, *207*, 175–185, doi:10.1016/j.icarus.2009.11.019.

Freeman, J. J., A. Wang, and B. L. Jolliff (2007), Pathways to form kieserite from epsomite and mid to low temperatures, with relevance to Mars, *Lunar Planet. Sci.*, *XXXVIII*, Abstract 1298.

Frey, H. (1979), Martian canyons and African rifts: Structural comparisons and implications, *Icarus*, *37*, 142–155, doi:10.1016/0019-1035(79)90122-2.

Fueten, F., R. M. Stesky, and P. MacKinnon (2005), Structural attitudes of large-scale layering in Valles Marineris, Mars, calculated from Mars Orbiter Laser Altimeter data and Mars Orbiter Camera imagery, *Icarus*, *175*, 68–77, doi:10.1016/j.icarus.2004.11.010.

Fueten, F., R. Stesky, P. MacKinnon, E. Hauber, T. Zegers, K. Gwinner, F. Scholten, and G. Neukum (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., H. Racher, R. Stesky, P. MacKinnon, E. Hauber, P. C. McGuire, T. Zegers, and K. Gwinner (2010), Structural analysis of interior layered deposits in northern Coprates Chasma, Mars, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *294*, 343–356, doi:10.1016/j.epsl.2009.11.004.

Gendrin, A., et al. (2005), Sulfates in Martian layered terrains: The OMEGA/Mars Express view, *Science*, *307*, 1587–1591, doi:10.1126/science.1109087.

Hambrey, M. (1994), *Glacial Environments*, 296 pp., UCL Press, London.

Hartmann, W. K., and G. Neukum (2001), Cratering chronology and the evolution of Mars, *Space Sci. Rev.*, *96*, 165–194, doi:10.1023/A:1011945222010.

Hauber, E., S. van Gasselt, M. G. Chapman, and G. Neukum (2008), Geomorphic evidence for former lobate debris aprons at low latitudes on Mars: Indicators of the Martian paleoclimate, *J. Geophys. Res.*, *113*, E02007, doi:10.1029/2007JE002897.

Head, J. W., R. Greeley, M. P. Golombek, W. K. Hartmann, E. Hauber, R. Jaumann, P. Masson, G. Neukum, L. E. Nyquist, and M. H. And. Carr (2001), Geological processes and evolution, *Space Sci. Rev.*, *96*, 263–292, doi:10.1023/A:1011953424736.

Head, J. W., J. F. Mustard, M. A. Kreslavsky, R. E. Milliken, and D. R. Marchant (2003), Recent ice ages on Mars, *Nature*, *426*, 797–802, doi:10.1038/nature02114.

Holt, J. W., et al. (2008), Radar sounding evidence for buried glaciers in the southern mid-latitudes of Mars, *Science*, *322*, 1235–1238, doi:10.1126/science.1164246.

Hynek, B. M., R. J. Phillips, and R. E. Arvidson (2003), Explosive volcanism in the Tharsis region: Global evidence in the Martian record, *J. Geophys. Res.*, *108*(E9), 5111, doi:10.1029/2003JE002062.

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, doi:10.1016/j.pss.2006.12.003.

Komatsu, G., G. G. Ori, P. Ciarcelluti, and Y. D. Litasov (2004), Interior layered deposits of Valles Marineris, Mars: Analogous subice volcanism related to Baikal Rifting, Southern Siberia, *Planet. Space Sci.*, *52*, 167–187, doi:10.1016/j.pss.2003.08.003.

Le Deit, L., S. Le Mouélic, O. Bourgeois, J.-P. Combe, D. Mège, C. Sotin, A. Gendrin, E. Hauber, N. Mangold, and J.-P. Bibring (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., O. Bourgeois, D. Mège, E. Hauber, S. Le Mouélic, M. Massé, R. Jaumann, and J.-P. Bibring (2010a), 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, doi:10.1016/j.icarus.2010.03.012.

Le Deit, L., J. Flahaut, O. Bourgeois, C. Quantin, E. Hauber, M. Massé, and D. Mège (2010b), Geological study of the hydrated formations on the plateaus around Valles Marineris, Mars: Implications for the evolution of geochemical conditions through time, paper presented at European Planetary Science Congress, Abstract 616, Eur. Geosci. Union, Rome.

Lucchitta, B. K. (1982), Ice sculpture of Martian outflow channels, *J. Geophys. Res.*, *87*(B12), 9951–9973, doi:10.1029/JB087iB12p09951.

Lucchitta, B. K. (1987), Recent mafic volcanism on Mars, *Science*, *235*, 565–567, doi:10.1126/science.235.4788.565.

Lucchitta, B. K. (1990), Young volcanic deposits in the Valles Marineris, Mars?, *Icarus*, *86*, 476–509, doi:10.1016/0019-1035(90)90230-7.

Lucchitta, B. K., and M. L. Bertolini (1990), Interior structures of Valles Marineris, Mars, *Lunar Planet. Sci.*, *XX*, 590–591.

Lucchitta, B. K., A. S. McEwen, G. D. Clow, P. E. Geissler, R. B. Singer, R. A. Schultz, and S. W. Squyres (1992), The canyon system on Mars, in *Mars*, pp. 453–492, Univ. of Ariz. Press, Tucson.

Lucchitta, B. K., N. K. Isbell, and A. Howington-Kraus (1994), Topography of Valles Marineris: Implications for erosional and structural history, *J. Geophys. Res.*, *99*(E2), 3783–3798, doi:10.1029/93JE03095.

Madeleine, J. B., F. Forget, J. W. Head, B. Leyrard, F. Montmessin, and E. Millour (2009), Amazonian northern mid-latitude glaciation on Mars: A proposed climate scenario, *Icarus*, *203*, 390–405, doi:10.1016/j.icarus.2009.04.037.

Malin, M. C., and K. S. Edgett (2000), Sedimentary rocks of early Mars, *Science*, *290*, 1927–1937, doi:10.1126/science.290.5498.1927.

Malin, M. C., et al. (2007), Context camera investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter, *J. Geophys. Res.*, *112*, E05S04, doi:10.1029/2006JE002808.

Mangold, N., et al. (2007a), An overview of the sulfates detected in the equatorial regions by the OMEGA/MEX spectrometer, in *Seventh International Conference on Mars, July 9–13, 2007, Pasadena CA* [CD-ROM], *LPI Contrib.*, *1353*, Abstract 3141.

Mangold, N., A. Gendrin, C. Quantin, B. Gondet, J.-P. Bibring, V. Ansan, P. Masson, and G. Neukum (2007b), Sulfate-rich deposits in west Candor Chasma, *Lunar Planet. Sci.*, *XXXVIII*, Abstract 1643.

Mangold, N., A. Gendrin, B. Gondet, S. Le Mouelic, C. Quantin, V. Ansan, J.-P. Bibring, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum (2008), Spectral and geological study of the sulfate-rich region of West Candor Chasma, Mars, *Icarus*, *194*, 519–543.

Mangold, N., L. Roach, R. Milliken, S. Le Mouelic, V. Ansan, J. P. Bibring, P. Masson, J. F. Mustard, S. Murchie, and G. Neukum (2010), A Late Amazonian alteration layer related to local volcanism on Mars, *Icarus*, *207*, 265–276, doi:10.1016/j.icarus.2009.10.015.

McEwen, A. S., et al. (2007), Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE), *J. Geophys. Res.*, *112*, E05S02, doi:10.1029/2005JE002605.

McGuire, P. C., et al. (2008), CRISM retrieval of surface Lambert albedos for multispectral mapping of Mars with DISORT-based radiative transfer modeling, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *46*, 4020–4040, doi:10.1109/TGRS.2008.2000631.

Mège, D. (2001), Uniformitarian plume tectonics: The post-Archean Earth and Mars, in *Mantle Plumes: Their Identification Through Time*, edited by R. E. Ernst and K. L. Buchan, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *352*, 141–164.

Mège, D., and O. Bourgeois (2010), Destabilization of Valles Marineris wallslopes by retreat of ancient glaciers, *Lunar Planet. Sci.*, *XLI*, Abstract 1713.

Mège, D., and R. E. Ernst (2001), Contractional effects of mantle plumes on Earth, Mars, and Venus, in *Mantle Plumes: Their Identification Through Time*, edited by R. E. Ernst and K. L. Buchan, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *352*, 103–140.

Mège, D., and P. Masson (1996), Amounts of crustal stretching in Valles Marineris, Mars, *Planet. Space Sci.*, *44*, 749–781, doi:10.1016/0032-0633(96)00013-X.

Murchie, S., et al. (2007), Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), *J. Geophys. Res.*, *112*, E05S03, doi:10.1029/2006JE002682.

Murchie, S. L., et al. (2009a), The Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars investigation and data set from the Mars Reconnaissance Orbiter's primary science phase, *J. Geophys. Res.*, *114*, E00D07, doi:10.1029/2009JE003344, [printed *115*(E2), 2010].

Murchie, S. L., et al. (2009b), A synthesis of Martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter, *J. Geophys. Res.*, *114*, E00D06, doi:10.1029/2009JE003342.

Nedell, S. S., S. W. Squyres, and D. W. Andersen (1987), Origin and evolution of the layered deposits in the Valles Marineris, Mars, *Icarus*, *70*, 409–414, doi:10.1016/0019-1035(87)90086-8.

Niles, P. B., and J. Michalski (2009a), Meridiani Planum sediments on Mars formed through weathering in massive ice deposits, *Nat. Geosci.*, *2*, 215–220, doi:10.1038/ngeo438.

Niles, P. B., and J. Michalski (2009b), Linking sulfate and phyllosilicate formation at Mawrth Vallis: Weathering in ancient low-latitude ice deposits, *Eos Trans. AGU*, *90*(52), Fall Meet. Suppl., Abstract P12A-05.

Pelkey, S., et al. (2007), CRISM Multispectral summary products: Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance, *J. Geophys. Res.*, *112*, E08S14, doi:10.1029/2006JE002831.

Peterson, C. (1981), A secondary origin for the central plateau of Hebes Chasma, *Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf.*, *12th*, 1459–1471.

Peulvast, J.-P., D. Mège, J. Chiciak, F. Costard, and P. L. Masson (2001), Morphology, evolution and tectonics of Valles Marineris wallslopes (Mars), *Geomorphology*, *37*, 329–352, doi:10.1016/S0169-555X(00)00085-4.

Pondrelli, M., A. Pio Rossi, L. Marinangeli, E. Hauber, K. Gwinner, A. Baliva, and S. Di Lorenzo (2008), Evolution and depositional environments of the Eberswalde fan delta, Mars, *Icarus*, *197*, 429–451, doi:10.1016/j.icarus.2008.05.018.

Quantin, C., et al. (2005), Sulfate deposits identified by Omega in Melas Chasma, *Lunar and Planet. Sci.*, *XXXVI*, Abstract 1789.

Roach, L. H., J. F. Mustard, S. L. Murchie, J.-P. Bibring, F. Forget, K. W. Lewis, O. Aharonson, M. Vincendon, and J. L. Bishop (2009), Testing evidence of recent hydration state change in sulfates on Mars, *J. Geophys. Res.*, *114*, E00D02, doi:10.1029/2008JE003245.

Rossi, A. P., G. Neukum, M. Pondrelli, S. van Gasselt, T. Zegers, E. Hauber, A. Chicarro, and B. Foing (2008), Large-scale spring deposits on Mars?, *J. Geophys. Res.*, *113*, E08016, doi:10.1029/2007JE003062.

Schultz, R. A. (1991), Structural development of Coprates Chasma and western Ophir Planum, Valles Marineris rift, Mars, *J. Geophys. Res.*, *96*, 22,777–22,792, doi:10.1029/91JE02556.

Schultz, R. A. (1998), Multiple-process origin of Valles Marineris basins and troughs, Mars, *Planet. Space Sci.*, *46*, 827–829, doi:10.1016/S0032-0633(98)00030-0.

Shaw, J. (1994), Hairpin erosional marks, horseshoe vortices and subglacial erosion, *Sediment. Geol.*, *91*, 269–283, doi:10.1016/0037-0738(94)90134-1.

Tanaka, K. L. (1986), The stratigraphy of Mars, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf., 17th*, Part 1, *J. Geophys. Res.*, *91*(B13), suppl., E139–E158.

Vincendon, M., F. Forget, and J. Mustard (2010a), Water ice at low to mid latitudes on Mars, *J. Geophys. Res.*, *115*, E10001, doi:10.1029/2010JE003584.

Vincendon, M., J. Mustard, F. Forget, M. Kreslavsky, A. Spiga, S. Murchie, and J.-P. Bibring (2010b), Near-tropical subsurface ice on Mars, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L01202, doi:10.1029/2009GL041426.

Warren, J. K. (2010), Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits, *Earth Sci. Rev.*, *98*, 217–268, doi:10.1016/j.earscirev.2009.11.004.

Weitz, C. M., R. E. Milliken, J. A. Grant, A. S. McEwen, R. M. E. Williams, and J. L. Bishop (2008), Light toned strata and inverted channels adjacent to Juventae and Granges chasmata, Mars, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L19202, doi:10.1029/2008GL035317.

Weitz, C. M., R. E. Milliken, J. A. Grant, A. S. McEwen, R. M. E. Williams, J. L. Bishop, and B. J. Thomson (2010), Mars Reconnaissance Orbiter observations of light-toned layered deposits and associated fluvial landforms on the plateaus adjacent to Valles Marineris, *Icarus*, *205*, 73–102, doi:10.1016/j.icarus.2009.04.017.

Whalley, W. B., and F. Azizi (2003), Rock glaciers and protalus landforms: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars, *J. Geophys. Res.*, *108*(E4), 8032, doi:10.1029/2002JE001864.

Wilkins, S. J., and R. A. Schultz (2003), Cross faults in extensional settings: Stress triggering, displacement localization, and implications

for the origin of blunt troughs at Valles Marineris, Mars, *J. Geophys. Res.*, *108*(E6), 5056, doi:10.1029/2002JE001968.

J. Flahaut, Laboratoire de Science de la Terre, UMR CNRS 5570, Ecole Normale Supérieure de Lyon, Université Lyon 1, F-69622 Villeurbanne, CEDEX, France.

F. Fueten, Department of Earth Sciences, Brock University, St. Catharines, ON L2S 3A1, Canada. (ffueten@brocku.ca)

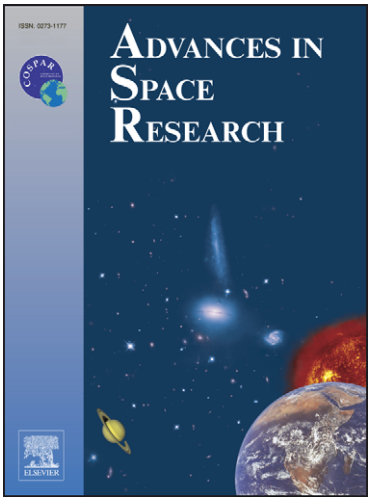
K. Gwinner, E. Hauber, and L. Le Deit, Institute of Planetary Research, German Aerospace Center, Rutherfordstr. 2, D-12489 Berlin, Germany.

R. Stesky, Pangaea Scientific, 5736 Fairfield Rd., R. R. #5, Brockville, ON K6V 5T5, Canada.

Annexe 5

Proposition de mission spatiale : retour d'échantillons de deux astéroïdes géocroiseurs.

Accepted Manuscript



A multiple-rendezvous, sample-return mission to 2 near-Earth asteroids

R. Duffard, K. Kumar, S. Pirrotta, M. Salatti, M. Kubı ´nyi, U. Derz, R.M.G. Armytage, S. Arloth, L. Donati, A. Duricic, J. Flahaut, S. Hempel, A. Pollinger, S. Poulsen

PII: S0273-1177(11)00141-4
DOI: 10.1016/j.asr.2011.02.013
Reference: JASR 10494

To appear in: *Advances in Space Research*

Received Date: 3 November 2009
Revised Date: 16 February 2011
Accepted Date: 22 February 2011

Please cite this article as: Duffard, R., Kumar, K., Pirrotta, S., Salatti, M., Kubı ´nyi, M., Derz, U., Armytage, R.M.G., Arloth, S., Donati, L., Duricic, A., Flahaut, J., Hempel, S., Pollinger, A., Poulsen, S., A multiple-rendezvous, sample-return mission to 2 near-Earth asteroids, *Advances in Space Research* (2011), doi: 10.1016/j.asr.2011.02.013

This is a PDF file of an unedited manuscript that has been accepted for publication. As a service to our customers we are providing this early version of the manuscript. The manuscript will undergo copyediting, typesetting, and review of the resulting proof before it is published in its final form. Please note that during the production process errors may be discovered which could affect the content, and all legal disclaimers that apply to the journal pertain.

ACCEPTED MANUSCRIPT

A multiple-rendezvous, sample-return mission to 2 near-Earth asteroids

Duffard, R.

Instituto de Astrofísica de Andalucía - CSIC, Apt 3004, 18080. Granada, Spain.

Kumar, K.

Astrodynamics and Satellite missions, Delft University of Technology, Kluyverweg 1, 2629HS, Delft, Netherlands.

Pirrotta, S.

Italian Space Agency, Viale Liegi 26, I-00198. Roma, Italy

Salatti, M.

Italian Space Agency, Viale Liegi 26, I-00198. Roma, Italy

Kubínyi, M.

Czech Technical University in Prague, Faculty of Electrical Engineering 166 27 Praha 6, Technická 2, Praha, Ceska Republika.

Derz, U.

RWTH Aachen University, Templergraben 55, D-52056 Achen, Germany

Armytage, R.M.G.

University of Oxford, Earth Science Department, Parks Rd. Oxford, Oxon. OX1 3PR, United Kingdom.

Arloth, S.

Astro- und Feinwerktechnik Adlershof GmbH, Albert Einstein Str. 12. D-12489. Berlin, Germany.

Donati, L.

Ruag Aerospace, Seetalstrasse 175, Emmen, CH-6032 Switzerland.

Duricic, A.

University of Vienna, Institute of Astronomy, Tuerkenschanzstrasse 17. Wien, A-1180, Austria

Flahaut, J.

ENS Lyon, 46 allèe d'Italie, F-69394 Lyon Cedex 07, France.

Email address: duffard@iaa.es (Duffard, R.)

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

Hempel, S.

Institute for Geophysics, University of Muenster, Muenster, Germany

Pollinger, A.

Space Research Institute / Austrian Academie of Science, Schmiedlstrasse 6, A-8042. Graz, Austria.

Poulsen, S.

Niels Bohr Institute, University of Copenhagen. Juliane Maries Vej 28-30, DK-2100. Copenhagen E, Denmark.

Abstract

We propose a dual-rendezvous mission, targeting Near-Earth asteroids, including sample-return. The mission, Asteroid Sampling Mission (ASM), consists of two parts: (i) flyby and remote sensing of a Q-type asteroid, and (ii) sampling of a V-type asteroid. The targeted undifferentiated Q-type are found mainly in the near-Earth space, and to this date have not been the target of a space mission. We have chosen, for our sampling target, an asteroid from the basaltic class (V-type), as asteroids in this class exhibit spectral signatures that resemble those of the well-studied Howardite-Eucrite-Diogenite (HED) meteorite suite. With this mission, we expect to answer specific questions about the links between differentiated meteorites and asteroids, as well as gain further insight into the broader issues of early Solar System (SS) evolution and the formation of terrestrial planets. To achieve the mission, we designed a spacecraft with a dry mass of less than 3 tonnes that uses electric propulsion with a solar-electric power supply of 15kW at 1 Astronomical Unit (AU). The mission includes a series of remote sensing instruments, envisages landing of the whole spacecraft on the sampling target, and employs an innovative sampling mechanism. Launch is foreseen to occur in 2018, as the designed timetable, and the mission would last about ten years, bringing back a 150g subsurface sample within a small re-entry capsule. This paper is a work presented at the 2008 Summer School Alpbach,"Sample return from the Moon, asteroids and comets" organised by the Aeronautics and Space Agency of the Austrian Research Promotion Agency. It is co-sponsored by ESA and the national space authorities of its Member and Co-operating States, with the support of the International Space Science Institute and Austrospace.

Keywords: Solar System exploration, unmanned mission, ultrasonic drilling, asteroid sample-return mission

ACCEPTED MANUSCRIPT

1. Introduction

Sample-return missions to other bodies in the Solar System (SS) are of vital importance to access scientific data that are impossible to obtain remotely or with meteoritic samples. Many of the unresolved science questions related to asteroids stem from detailed knowledge obtained from high-precision and high-sensitivity measurements of meteorites. The anticipated scientific advances, with a new sample from an asteroid, will only be achievable with the level of analytical capability provided by laboratory instruments. The ability of in-situ or remote-sensing instruments to emulate lab-based instruments in providing high-sensitivity, high-precision or high spatial-resolution measurements is compromised by constraints due to limitations of size, mass, power, data rate, and reliability imposed by the practical aspects of space missions. We propose a dual-rendezvous, sample-return mission, targeting Near-Earth Asteroids (NEAs). We present both the scientific motivation of the proposed sample-return mission and some key aspects of the mission design and associated trade-offs, including an innovative sampling mechanism.

The 2008 Summer School Alpbach,"Sample return from the Moon, asteroids and comets" brought together sixty students and twenty professors from all over Europe for ten days. The Summer School programme also addressed the important topics relevant to the technical implementation of sample-return missions. The most important engineering topics were covered during a series of lectures. The work presented here is the result of the "Green Team", comprising fourteen students and two advisors who designed a sample-return mission to targeted NEAs.

1.1. Scientific Background

Our current model of early SS evolution begins 4.566 Gyr ago with the formation of refractory inclusions (Calcium Aluminium Inclusions) and chondrules from the dust and gas of the protoplanetary disk [Shukolyukov & Lugmair 2002]. This primitive material accreted to form planetesimals (asteroids), some of which differentiated and in some cases formed magma oceans [Greenwood et al. 2005], before runaway accretion occurred culminating in planetary formation.

A revised scenario for the formation of meteorite parent bodies has recently gained broad acceptance in the scientific community, based on many important results derived from precise isotopic dating [Kleine et al. 2004, Kleine et al. 2005, Misawa et al. 2005, Wiechert et al. 2004, Trieloff et al. 2003]. These works seem to indicate that the differentiated parent bodies formed before, or at least contemporaneously with, the chondrite parent body, although we still lack a complete understanding on the growth mechanisms and formation times of asteroids [Scott 2006]. Differentiated bodies were subject to sufficient internal heat to allow heavier material, like iron, to accumulate at the center of the body as a nucleus, with the rest of the material forming a silicate mantle and a basaltic crust. Terrestrial planets and the big asteroid (4) Vesta exhibit this internal structure [Ruzicka et al. 1997].

ACCEPTED MANUSCRIPT

Although some planetesimals differentiated and formed metallic cores like the larger terrestrial planets, the parent bodies of undifferentiated chondritic meteorites experienced comparatively mild thermal metamorphism that was insufficient to separate metal from silicate [McCall et al. 1998, McCall et al. 1999]. Today, there is still plenty of debate within the scientific community about the nature of the heat source, as well as the structure and cooling history of the parent bodies [Trieloff et al. 2003, and references there in].

To date, we have observed and characterized the surface of many asteroids and several dozens of meteorites. Some of theses asteroids and smaller meteorites are fragments of those bodies (some of them differentiated, some others undifferentiated). Survivors from these disrupted and dispersed differentiated objects could produce several different asteroid taxonomic types: iron-rich asteroids from the core might be analogous to some M-type asteroids, olivine-rich metal-free silicate asteroids from the mantle might be analogous to A-type asteroids [de Leon et al. 2006], and basalt-rich asteroids from the crust might be analogous to V-type asteroids [Bottke et al. 2005, Duffard et al. 2006].

Initially, all the V-type asteroids and basaltic (Howardite-Eucrite-Diogenite; HED) meteorites were thought to come from a single body, the big main belt asteroid (4) Vesta [Lazzaro 2009, and references there in]. But currently, there are problems with the scenario of considering all the HED to have come from Vesta. The meteorite Northwest Africa 011, despite its texture and mineralogy being similar to some basaltic Eucrites, shows an ^{16}O-rich isotopic composition, which suggests that this it is genetically unrelated to the other HED meteorites [Yamaguchi et al. 2002]. More recently, [Wiechert et al. 2004] have reported more evidence of oxygen isotopic heterogeneity among HED meteorites, indicating sources that have not been mixed completely. New high-precision oxygen isotope measurements of a large sample of HED meteorites provide evidence that although most of them derived from a common, well-mixed pool, there are some that are inconsistent with an unique origin. In total, the meteorite collection could represent several dozen parent bodies, considering also the abundance of iron meteorites, which should have been part of the nucleus of distinct differentiated bodies [Lazzaro 2009, Canas et al. 2008, Duffard et al. 2004].

NEAs belong to a continuously replenished population of small bodies with orbits that come close to the Earth's orbit. Their median dynamic lifetime is 10 Myr [Gladman et al. 2000]. They have the advantage from a mission perspective of being much more accessible for scientific research and space missions than small bodies in other more distant populations (comets and main belt asteroids). Moreover, a NEA offers the particular advantage over the main belt asteroids of being directly related to a specifically known birth region, which from dynamical studies, places most between Mars and Jupiter [Bottke et al. 2002, de Leon et al. 2010].

Given that it is now commonly accepted that there were many differentiated objects in the former asteroid belt, and most of them were destroyed, this poses the following question: "do all HED meteorites originate from Vesta?". Dynamical models suggests that the NEA population samples different parts of the belt[Bottke et al. 2002], so V-type NEAs could have originated from any of these

ACCEPTED MANUSCRIPT

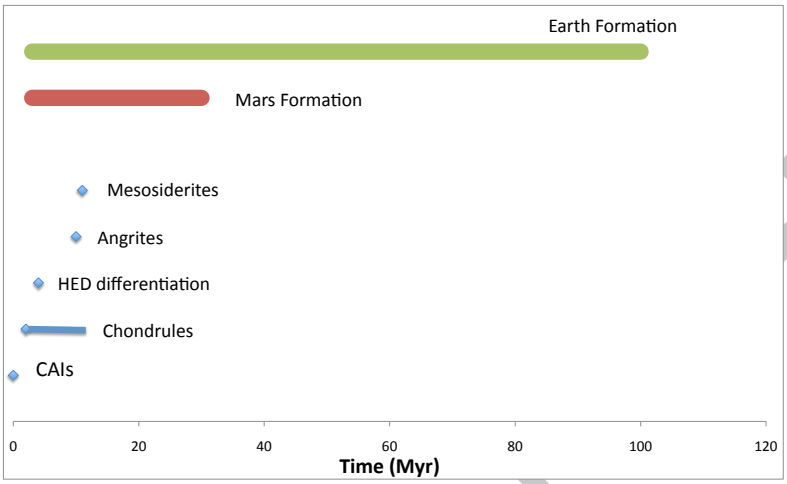


Figure 1: Timeline of the thermal processes that occurred in the first 100 Myr of Solar System formation.

differentiated objects, not necessarily only from Vesta [Duffard & Roig 2009].

Ordinary Chondrite parent bodies, on the other hand, are less thermally altered, unlike differentiated objects. The most intriguing objects, which represent the highest priority for NEA missions, are those having the most primitive compositions with the most direct link to the chemistry and conditions of the early SS. Typically, such compositions are also found among NEAs.

The main reason to study these two asteroidal taxonomic types and take samples from them in our proposed mission, is that they were formed at the very beginning of the SS, maybe at the same time, but they underwent significantly different thermal processing. A timeline of the formation processes is given in Fig. 1. We can see in the figure that chondrite material and also the differentiation of the HED, Mesosiderite and Angrite parent bodies took place in the 7 first Myr. Mesosiderites and Angrites are differentiated meteorites. Also is shown the time of formation of two differentiated planets, Mars and Earth [Kleine et al. 2004].

1.2. Main Objectives

Small SS bodies, as primitive leftover building blocks of the SS formation process, can offer clues to the chemical mixture from which the planets formed 4.6 billion years ago. They contain records of early events in the history of planetary formation, which have been erased from the terrestrial rock record by

ACCEPTED MANUSCRIPT

plate tectonics. Asteroids represent a significant population of these primordial objects that reside throughout the SS. Exploration of asteroids can therefore greatly enhance our understanding of the planetary formation process and constrain current relevant theories. The asteroid population is highly diverse with regards to orbital, physical, chemical and mineralogical properties. This degree of diversity is thought to be the result of both the original accretion location of the bodies in the primordial nebula and their subsequent evolutionary history.

In the last decade, asteroids have become primary targets for space missions geared towards improving our understanding of SS formation. The Galileo mission, in 1991 [Russell 1992], was the first to perform an asteroid flyby. On its way to Jupiter, it performed a flyby of the asteroids Gaspra and Ida, including its moon Dactyl. The NEAR-Shoemaker mission [Veverka et al. 2001] made a flyby of the asteroid Mathilde, and performed a rendezvous mission to Eros. Deep Space 1 [Nordholt et al. 2003] made a double fly-by of the asteroid Braille and comet Borelli. The Stardust mission [Brownlee et al. 2003] returned a sample of Comet Wild 2's coma material, and completed a flyby of asteroid Anne-Frank. In 2003, the Japanese Space Agency's (JAXA) Hayabusa mission was the first to focus on an asteroid with an aim to return a sample [Fujiwara et al. 2004]. With only a basic scientific payload onboard Hayabusa, data gathered on the S-type asteroid Itokawa have nevertheless yielded unexpected results. Whilst waiting for the publication on the results of the sample-return in 2010, JAXA conducted mission planning for a new mission known as Hayabusa II, aimed at sampling another primitive asteroid; a C-type asteroid. In 2011, the Dawn mission [Russell et al. 2007] will commence a remote-sensing mission to asteroid Vesta and then in 2015 to dwarf planet Ceres. Despite these endeavors to study asteroids, there remain many taxonomic types that have never been studied.

On the other hand, there are several proposed missions to study asteroids or comets. Barucci et al. (2009) proposed the Marco Polo mission with sample-return from a NEA. Previous to that proposal, there was the Hera NEA sample-return mission, twice proposed to NASA and not selected [Sears et al. 2004, Sears et al. 2008]. The Triple F (Fresh from the Fridge) mission is a comet-nucleus, sample-return mission, which has been proposed to ESA's Cosmic Vision program [Kuppers et al. 2009].

Meanwhile, several other (proposed) missions are aimed at characterizing certain taxonomic asteroid classes. We are proposing a complete study of two different classes that would provide us valuable insights into condition at the very beginning of the SS.

1.3. Science goals

Physical and chemical characterization of multiple small bodies is important in this context for threat evaluation, mitigation and potentially for identification of resources in the longer term. For all these reasons, the exploration of NEAs is particularly interesting, urgent and compelling. The main aim of NEA research is to set strong constraints on the link between asteroids and meteorites, to achieve further insight into the processes of planetary accretion; and to achieve a better understanding of the origin of life on Earth and its distribution in

ACCEPTED MANUSCRIPT

the SS. In the short term, after flyby and landing missions on NEAs, the next goal should be sample-return, enabling a detailed investigation of primitive and organic matter from one or several selected small bodies.

There are a number of important questions with regards to the formation of the terrestrial planets that can be addressed by sample-return missions to NEAs:

- What are the initial conditions and evolutionary history of the solar nebula?
- What was the nature of differentiation in the early SS?
- What are the timescales of accretion and differentiation in planetesimals?
- How important are processes such as agglomeration, heating, aqueous alteration etc., in the history of planetesimals?
- What heat source was responsible for planetesimal melting?
- What are the building blocks of terrestrial planets, in particular the Earth?
- What are the elemental and mineralogical properties of NEA samples and how do they vary with geological context on the surface?
- Do primitive classes of NEAs contain pre-SS material that is absent in meteoritic samples?
- How did NEA and meteorite classes form and acquire their present properties?
- What are the nature and origin of organic compounds on asteroids?
- Can asteroids help shed light on the origin of organic molecules necessary for life?
- What is the role of asteroid impact in the origin and evolution of life on Earth?

2. Mission Statements

The main goal of the proposed mission is to visit a body of basaltic V-type asteroidal class and establish genetic links with one of the suites of differentiated meteorites. Differentiation of planetesimals is a key stage in formation models of the early SS and there is, as yet, no planned sample-return mission to a differentiated asteroid. We have targeted the V-type class, as asteroids belonging to this class show a basaltic spectral signature resembling that seen in the well-studied HED meteorite clan.

The primary objective is to return a subsurface sample from a V-type NEA after characterizing the body from orbit. The oxygen isotope signatures of differentiated meteorites [Scott et al. 2008] show that there could have been

ACCEPTED MANUSCRIPT

at least six parent bodies for the differentiated meteorite groups. A returned sample wolud allow us to confirm a genetic relation between our target V-type asteroid and HED meteorites using oxygen isotopes and other geochemical markers that can only be analyzed by Earth-based laboratory techniques.

Another reason for going to a basaltic asteroid is because Dawn will rendezvous with Vesta in 2011, the potential parent body of most of the V-type bodies. Hence, sampling from a V-type is a way to potentially analyze a fragment of a parent body that will be well characterized by a current space mission. Further, we propose an additional rendezvous with a fragment of a Q-type body. This spectral type is associated with the primitive, undifferentiated ordinary chondrite (OC) meteorites [Trieloff et al. 2003]. There is little spectral information on Q-type NEAs and no evidence of their existence in the main belt. However, all four S-complex asteroids for which measurements have been obtained by previous space missions (Gaspra, Ida, Dactyl and Eros) have surfaces that are more OC-like in recently excavated terrain. This leads to the question as to whether Q-type asteroids are derived from recent impacts on S-type bodies.

A secondary aim of the mission is to gather information on the physical parameters of the two selected NEA asteroids and provide constraints on their threat to Earth. The specific questions to be answered by this mission are:

- How are the V-type NEAs genetically linked to the, at least, six different differentiated meteorite suites?
- What is the formation history of the basaltic NEAs?
- When were the V-type objects ejected from their parent body and was it related to the Late Heavy Bombardment?
- What is the composition and mineralogy of Q-type asteroids and what are their links to S-type bodies?

2.1. Why sample-return?

The most significant problem when studying meteorites is that we lack geological context for the sample, which limits the extent of our interpretation of laboratory analyses. Also, as a meteorite passes through the Earth's atmosphere, its mineralogical, chemical and isotopic signatures can be modified. Some of the previously stated scientific objectives require chemical composition and mineralogical information, as well as physical property measurements (gravity, density, mass) that can be acquired in situ. However, several of the main goals require information on the age of the target, accompanied by detailed petrology, trace element and isotopic information. There are a number of requirements of these kinds of analysis, such as sample preparation techniques, large instrument geometries and high-energy sources that mean that miniaturization of these instruments for a spacecraft is simply not feasible. Some of the key analysis and instruments that would be required are the use of a optical and electron microscopy for imaging with millimeter to nanometer resolution.

ACCEPTED MANUSCRIPT

An ion microprobe or/and a x-ray source techniques can be used to obtain information on the mineralogy, chemistry and atomic structure of the sampled material. The thermal and plasma ionization mass spectrometry will be used for radiometric dating and finally, a laser-fluorination and double-focussing mass spectrometry should be used to obtain information on the oxygen isotopes and other isotope systems ($< 0.1‰$). All this instruments are too complex to be carried on the spacecraft compared with the information that the imaging cameras, the visible and near infarred spectrograph or/and the x-ray spectrometer can obtain on the asteroid.

Some of these techniques require at most a few grams and others only nanograms of material from the target asteroids [Barucci et al. 2009].

2.2. Mission target selection

A detailed search for the selection of the targets was done. From the NEOs spectroscopic surveys database, all the Q and V-type objects were identified. Objects with known rotational period and shape were selected with higher priority. After that, the ΔV necessary to rendezvous with the asteroids and return to Earth was determined and several targets were selected. We need to mention here that our selection for this work was fixed to the known and characterized NEOs at the moment of the selection. In the future, more objects will be discovered and spectroscopically classified so another scientific selection of the final targets should take place. The first targeted asteroid (152560) 1991 BN (a = 1.444; e = 0.398; i = 3.447 deg), which we would only study from orbit, is a small (400-900m) Q-type NEA. The second asteroid (5604) 1992 FE (a = 0.927 AU; e = 0.405; i = 4.797 deg), which would be sampled, is a V-type basaltic NEA. This NEA is 500 m in diameter, has a rotation period of 6.026 h and light-curve amplitude of 0.1 mag. Surface temperatures in the sub-solar point of the object are 270 K in the aphelion and 400 K in the perihelion. We chose a V-type NEA with a relatively small diameter, rather than targeting an object that is large enough to be the parent differentiated body of differentiated meteorites. From the knowledge gained through previous missions, we can expect the structure of the NEA to be either a solid body or a rubble pile with parts comprised of solid rock. In either case it is likely that the surface would be covered by some regolith material.

The scientific competitiveness of our mission is characterized by being the first sampling mission to a differentiated asteroid. In addition, we would rendezvous with two classes of NEAs (Q-type and V-type) that have not been previous visited by space missions. The Hayabusa and Marco Polo sampling missions are targeting primitive asteroids, while Dawn will only be studying Vesta and Ceres from orbit. Therefore, our mission complements the existing and proposed missions to asteroids.

2.3. Science Drivers

The main purpose of the mission is to return a sample from the surface of an asteroid. There is a vast list of analytical tools for the characterization

ACCEPTED MANUSCRIPT

of returned materials encompassing many techniques spanning the principal approaches of microscopy and spectroscopy/spectrometry, some of them mentioned in section 2.1. A sample returned from the surface of an asteroid is expected to be a mixed regolith, containing components from different parts of the body, each having experienced a unique geological history on the asteroid. The sample should be 150 g, be obtained from a depth of at least 3 cm, and preserve stratigraphy and grain-size distribution. The limitations on the maximum depth of the sample is given by the sampler mechanism itself. As mentioned before, the minimum mass requirement for the sample stems from the minimum mass needed for analysis by various Earth-based laboratories. During rendezvous with the first asteroid and the initial orbiting phase of the second asteroid, we plan to conduct the following experiments remotely:

- Imaging of surface features/topography to 1 m resolution
- Macro scale mineralogy and composition (to 20 m resolution)
- Size, shape, mass, density, gravity of asteroidal bodies.

At the sample site we intend to conduct the following experiments:

- Imaging of the sampling site (field-of-view 1 millirad)
- Chemical composition and mineralogy (field-of-view $<$ 1 millirad)

Based on the COSPAR Planetary Protection Policy categorization scheme, our sample-return mission is classified as Category V. With (5604) 1992 FE as the landing target, it fulfils the criteria for an unrestricted Earth-return, as it is a differentiated body. For the flight from Earth to the asteroids the mission is classified as Category II. As for the degrees of concern, we specify that the impact probability is 1 and also that the contamination control measures would be recorded. In terms of documentation, pre-launch-, post-launch-, post-encounter-, and end-of-mission reports would be written.

3. Mission and Spacecraft Design

Our spacecraft would be launched as secondary payload on an Ariane V ECA into geostationary transfer orbit (GTO). From there it would perform a low-thrust Earth escape. To avoid similar problems to those suffered by SMART-1 [Foing et al. 2001] during its flight within the van Allen belts, our mission's onboard avionics should be radiation protected. To avoid flight within the inner van Allen belt, the spacecraft orbit pericenter would be raised to 6000 km, using the chemical attitude control thrusters. After that, the spacecraft would only have to withstand lower radiation doses of the outer van Allen belt during low-thrust Earth escape.

After escaping the Earth's sphere of influence, the low-thrust transfer to 1991 BN would be performed using two pairs of solar panels with an electrical power

ACCEPTED MANUSCRIPT

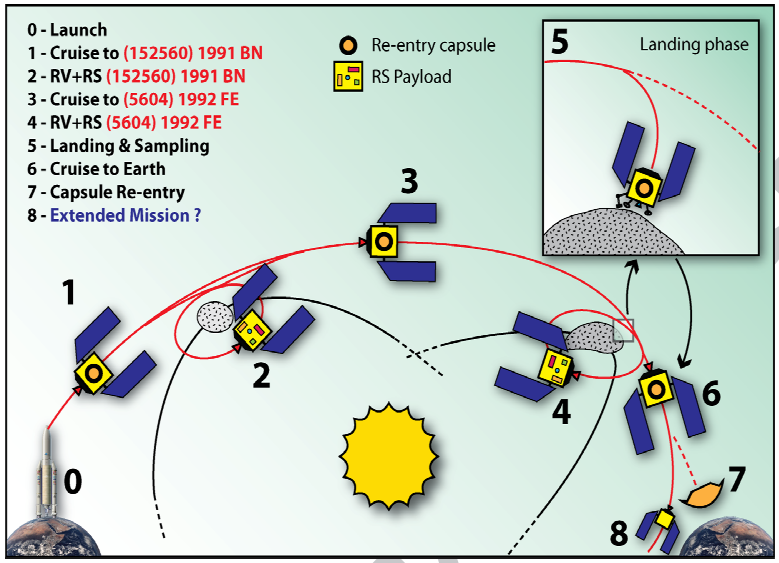


Figure 2: Mission scenario.

of 14 and 10 kW. As rendezvous criteria, we assume a maximal distance of 5000 km and a relative velocity of 50 m/s. The remaining relative velocity would be compensated by an attitude control thruster burn during target approach. After investigating 1991 BN for about 275 days, the spacecraft would perform another low-thrust transfer to 1992 FE. Due to the smaller distance to the Sun, the 10 kW solar array would no longer be required and would therefore be jettisoned. When remote-sensing and sampling operations are completed at 1992 FE after 113 days, the spacecraft would return to Earth using its electrical engines. At the end of the primary mission, the return capsule would be detached during Earth approach. In principle, the spacecraft could use an Earth gravity assist for a mission extension to a third target. This mission scenario is illustrated schematically in Fig. 2. Table 1 summarizes the preliminary ΔV budget assessed for our mission, detailing the different legs of the mission.

To establish the final science orbit at the two asteroids, extensive analysis is required. With regards to rendezvous and remote-sensing, the following sequence of events is planned:

1. Optical identification of the target asteroid ($\approx$ 100 km). 'Formation' flight with asteroid on edge of Hill's region in the neighborhood of the L_1 Lagrange point. Initial acquisition of the geometry of the asteroid provides input for first-order analysis of its gravity field.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 1: Mission analysis results

	Duration [days]	ΔV [km/s]	Dates
Earth escape	208.5	3.87	
Earth	622	14.52	2022-Mar-13
1991BN			2023-Nov-25
1991BN	957	9.27	2024-Sep-08
1992FE			2027-Apr-07
1992FE	397	7.1	2027-Jul-29
Earth			2028-Aug-29

2. Entry into Hill's sphere (≈ 50 km). The spacecraft follows a chaotic trajectory and acquisition of geometry of asteroid is improved.
3. Entry into the Sphere-Of-Influence (SOI) (≈ 5 km). The spacecraft drifts slowly to a more regular, asteroid-dominated orbit. During this phase, there would be detailed acquisition of gravity field data. Within the sphere of influence, a stable science orbit would be identified once the detailed gravity field is known. If this is not viable, hovering flight, requiring minimum ΔV, would be employed.

As for the landing phase on the surface of the asteroid, the spacecraft is equipped with a set of intelligent systems to autonomously reach the selected target: the Ground Navigation Control (GNC) system provides the data to command bi-propellant thrusters to adjust the attitude of the spacecraft. The descent may be accelerated by using additional thrusts, in order to track the target markers previously released on the ground. Breaking impulse can be provided by cold gas thrusters (to avoid contamination of the surface of the target asteroid by the bi-propellant exhausts), in order to meet the soft landing requirement with a relative velocity of 1 m/s.

3.1. Solar Panels

The required power consumption of a spacecraft for this type of mission must be assessed in detail. Table 2 summarizes the peak power budget for our mission. Most of the power units would not be used all the time, hence the power generation system can be scaled appropriately to cater to the actual operating power requirements of the spacecraft.

The power would be provided by 50 m^2 of third generation, bare-cells solar arrays, divided in two 2.4 x 6.8 m wings. This technology, developed by the European Space Agency (ESA) program for the Mars exploration missions, has 28% efficiency and is effective out to 2.5 AU. The mass of the latest generation panels amounts to 100 kg. For use of the instruments during the asteroid sampling phase (up to 4 h) 52 kg of Li-ion batteries would be used. They can provide peak power of 2150 W for 4 hours. These lithium batteries have already been selected for the Galileo, Optus D3 and Alphabus missions. Their minimum

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 2: Summary of power requirements

Subsystem	Peak power [W]
Remote-sensing experiments	133.1
Telemetry uplink	45
Command & Data Handling	25
Guidance, Navigation & Control	385
Heaters	1560
Total	2148.1

specific energy is 175 Wh/kg and they exhibit acceptable degradation levels, although a decrease in power output of 20% is expected in 18 years, which is less than the duration of our proposed mission.

3.2. The Spacecraft

The basic mission concept for ASM is as follows: a single spacecraft would be sent to the target asteroids, rendezvous with the first target, orbit the second target, acquire a sample, and finally return to Earth. Apart from the sampling device, a basic payload is required to fulfill the following objectives: (i) characterization of the surfaces of the target asteroids, primarily their topography, with sufficient spatial resolution to identify appropriate sampling sites on the second target; (ii) mapping of the target sampling location to derive important physical properties to establish the context of the sample. An overview of the payload is given in Table 3. The total mass of this payload is less than 20 kg.

The high-resolution camera provides global monitoring of the target asteroid during the approach phase and when the spacecraft is further than several tens of kilometers away. The frame camera would consist of a moderate angular resolution framing imager. This instrument would be responsible for global mapping for distances between 5 and 20 km, corresponding to a resolution range of 0.5-2 m. The two wide-angle cameras would be active during the descent and ascent phases, working in tandem with the laser altimeter. Finally, the close-up camera is located in the sample mechanism to obtain a detailed image of the sampling site.

The main scientific drivers of the infrared spectrometer are: (i) to support the selection of the sampling sites by searching for surface rocks (ii) to determine the nature of the surface composition in the visible and near-infrared range (0.5 to 2.5 microns).

The X-ray spectrometer would produce the first global view of the two asteroidal surfaces, with X-ray fluorescence (XRF) giving elemental abundances of Mg, Al and Si (and Fe plus others such as Ca, Ti, if solar activity permits) across both bodies. The complete design of the spacecraft with the scientific payload can be seen in Fig. 3.

ACCEPTED MANUSCRIPT

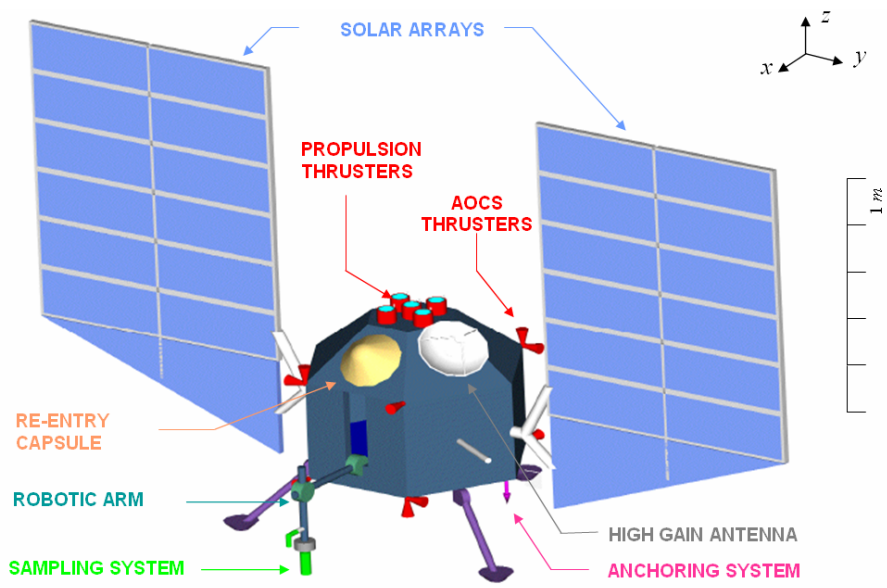


Figure 3: Design of the spacecraft configuration with main sub-systems. Scale is shown at the left.

3.2.1. Thermal Control System

This mission poses two problems that the Thermal Control System (TCS) has to handle:

- An electrical propulsion system with an estimated efficiency of 70% is used for long periods during the transfer phases. A 13 m^2 radiation area is required to compensate for the 4.2 kW heat generated by the propulsion system, due to the power system rated at 14 kW.
- The heat input from internal and external heat sources varies greatly over the mission duration. When the spacecraft is at a distance of 0.5 AU from the Sun, the electrical propulsion system is also in use. This results in a high amount of heat input to the spacecraft (hot case). In contrast, there is a longer period at a distance of 2 AU when the electrical propulsion system is not used. This results in a low heat input to the spacecraft (cold case).

The TCS mainly uses passive components: the structure of the spacecraft, variable heat -pipes with diode function, louvers, radiators and Multi-Layer Insulation (MLI). The total calculated radiator area needed is 15.5 m^2. Heaters capable of delivering a total of 1560 W (incl. 20% margin) are installed to regulate the temperature for critical instruments that have a small operational temperature range. These heaters and the temperature sensors employed constitute the active part of the TCS.

ACCEPTED MANUSCRIPT

There are a number of special measures that have been developed to cope with the mission challenges. At a distance greater than 0.7 AU, the area of solar panels would be orthogonal to the solar flux. From 0.7 AU to the minimum distance of 0.5 AU the solar panels would be rotated such that the effective area is generating the same energy and temperature as at 0.7 AU. The maximum temperature for solar panels would be 170 ± 10 ^{o}C. The largest angle between the rectangular position and the rotated position would be 60°. The electrical propulsion system would be fixed directly to a radiator so the generated heat would not be routed through the spacecraft. To reduce heat input by radiation on the radiators, louvers would be used to change the α/ϵ-ratio and the radiators would be connected to variable diode heat-pipes.

3.2.2. Power, Telecommunications and Data Handling

The propulsion systems onboard the mission are ion, bi-propellant and cold-gas thrust systems capable of providing ΔV for maneuvering and attitude control. The system is capable of delivering pure torques and pure forces for maneuvering around an asteroid with a weak gravitational field. The cold-gas thrust system uses nitrogen as an inert gas and would be employed during landing and lift-off from the target asteroid, so as to minimize contamination of the sample field.

Attitude determination uses star trackers, a fine ADCOLE miniature spinning sun sensor, and a Inertial Measurement Unit (IMU) containing a Ring Laser Gyro (RLG)[1]. Some Star Trackers enables high-accuracy inertial reference acquisition. We assessed that reaction wheels are sufficient for normal attitude control [Carpenter & Mason 2007]. Before the final approach, we would release optical target markers. The final approach would have combined information from an onboard advanced Microwave Sounding (MS) unit and a Light Detection And Ranging (LIDAR) system.

The major challenges for the GNC system are the operations in the proximity of the asteroid, including landing on the surface of 1992 FE. However, years before the launch of the ASM mission, extended experience of operating in near-asteroid environments will have been accumulated by Hayabusa, Hayabusa II and possibly Marco Polo. The spacecraft would be equipped with a redundant, coherent transponder system, enabling telemetry and telecommand communications and radio science (Doppler) experiments for navigation and orbit determination purposes. The proposed antenna concept is based on two requirements: (i) guaranteed command reception during all mission phases and (ii) energy saving whilst maintaining a high downlink rate.

These two requirements led to the choice of two omni-directional Low Gain Antennae (LGA), to ensure permanent telecommand access, and a High Gain Antenna (HGA) to provide high downlink data rates. The HGA is mounted on a two-axis Antenna Pointing Mechanism (APM). The two LGAs are located on

[1]LTN-92 Ring Laser Gyro Inertial Navigation System. http://www.es.northropgrumman.com/solutions/ltn92/

ACCEPTED MANUSCRIPT

opposed sides on the spacecraft to provide full coverage of the celestial sphere. In standard operation, the communication link is based on the HGA using X-band for uplink and telemetry downlink, and Ka-band for scientific downlink. The downlink would be capable of transmitting at a maximum data rate of 50 kbit/s. For the radio science (Doppler) experiment, the HGA data transmission is switched off and the uplink is immediately re-transmitted coherently with reduced power to the Earth over X- and Ka-band. In emergency situations, the two LGAs ensure a telecommand uplink for risk reduction reasons. As the data rates are too high for online-transmission during descent, sampling and ascent, and because of no HGA communication due to trajectory reasons, all non-high-priority telemetry data are temporarily stored and transmitted later.

We would use two cross-strapped computers[2] with solid state recorders [3]. The communication with the sensors and other devices would be via SpaceWire [4]. There are two 35-meter deep-space antennae at New Norcia, Australia and Cebreros, Spain in ESA's tracking network ESTRACK. Since the launch is planned after 2015, the third ESA deep-mission antenna will be ready to work in Malargüe, Argentina, mutually separated from the existing pair by 120°. These three deep-space antennas are proposed to be used as receivers for the ground segment.

3.3. Return Capsule

The return capsule follows a ballistic re-entry trajectory with an entry velocity of 12.3 km/s and an entry angle of 11° at the Earth. During the hot re-entry, the 50 kg capsule is protected by an ablative heat shield that is subject to a stagnation point peak heat load of 11.4 MW/m^2 and an overall heat load of 254 MJ/m^2. The maximum deceleration has been estimated to be about 47.3 g. During final descent, a 10-m diameter parachute is deployed to ensure a landing with a velocity of 4.6 m/s on the Earth.

3.4. Sampling system

In this section, a Piezoelectric Sampling System (PSS) for the collection of the material from asteroid's surface, mainly based on ultrasonic technology for the mechanical actuation and with a new coring geometry, is described. The principle of operation behind ultrasonic actuators is resonance vibrations (at very high frequency) induced by piezoelectric ceramic on a rigid stator structure, so that the naturally amplified displacements can be used to perform the desired task. The ultrasonic devices were recently used by the Jet Propulsion Laboratory to design a new generation of drills and corers. Prototypes were developed and patented at the beginning of 2000, and considered the future for sampling in planetary exploration missions [Bar-Cohen et al. 2001]. The tested devices were demonstrated to: (i) pierce ice and various rocks including granite,

[2] http://www.esa.int/esaTQM/1176186230669_electrical_0.html
[3] http://www.bitmicro.com/public_docs/products_edisk_altima_E3F4FL.pdf
[4] http://www.utmc.com/ProductPages/RH_spacewire.cfm

ACCEPTED MANUSCRIPT

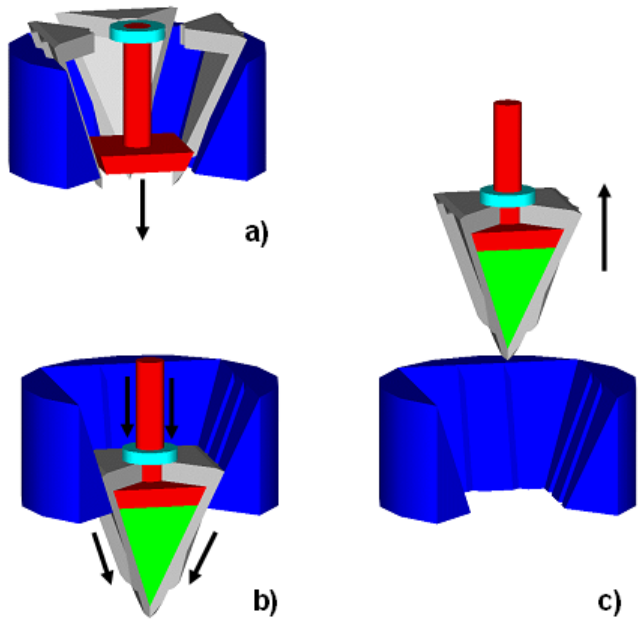


Figure 4: Sampling sequence by PSS: (a) - terrain approaching, (b)- sample capture, (c)- sample extraction.

diorite, basalt and limestone, (ii) operate at low and high temperatures, (iii) operate at low average power using duty cycling, (iv) be lightweight and finally (v) not require intensive preloaded forces.

The eroding action of the Piezoelectric Sampling System, with relative low penetration and force but at very high frequency, is guaranteed by the continuous impacts of an ultrasonic hammer on a coring penetrating Pyramidal Sampling Tool PST (Fig. 4). The forcing action over the PST blades should be imposed by an impacting mass, that is excited in high frequency resonance condition by piezoelectric elements. The vibrating system could be positioned along the blade sliding axis (Fig. 5.a), or with a radial configuration of cantilever elements with natural bending modes (Fig. 5.b); their intermittent impacts on blades, reproducing the typical action of the manual hammer-chisel system, make the percussive assembly suitable also for coherent hard soils sampling. The PSS allows collection different kind of materials, preserving stratigraphy, even analysis to penetration in material with different compressive strength are necessary. Although the PSS was theoretically demonstrated to be suitable in low coherent Mars and Moon soils sampling [Pirrotta 2010], the basic high-frequency hammering action makes the PST blades potentially able to erode or fracture hard rocks of planetary bodies. The penetrating head can be also conceived to be actuated by non-piezoelectric linear devices (Fig. 5.c) or one-shot blasting charges (Fig. 5.d).

ACCEPTED MANUSCRIPT

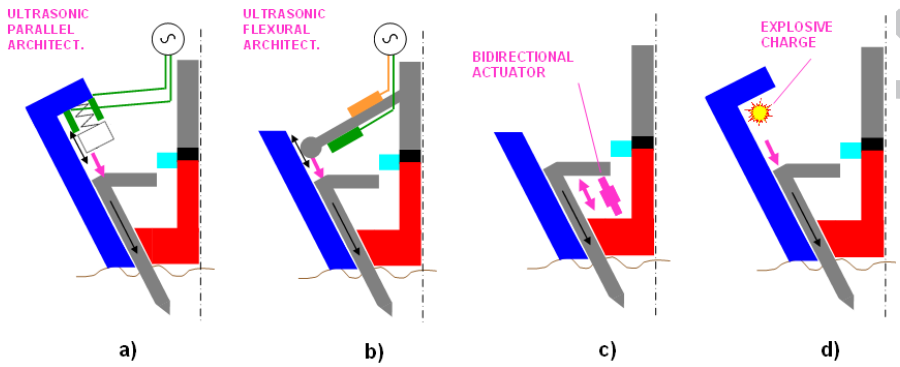


Figure 5: Proposed actuation concepts for PSS: a)-ultrasonic parallel architecture, b)-ultrasonic flexural architecture, c)- bidirectional actuator, d)-explosive charge.

A serial robotic arm is then designed to handle the penetrating head from the asteroids surface to the housing in the re-entry capsule (Fig. 6). Depending on allowable volume, a different design with 2 sample containers could be adopted; the robotic arm could leave the full container into the capsule and then replace it on its free tip with other empty one. Two harpoons would be used for anchoring the S/C on the asteroid. The special shape of the harpoon allows the anchoring on different types of material. The harpoons are connected via a cable which would be tensioned by a rewind system within seconds after the firing. The extreme environmental conditions present on the asteroid (5604) 1992 FE require no special precautions for sample containment from a scientific point of view; we do not expect a volatile component, that has to be preserved. The container does not have to be hermetic and pressure-tight. No temperature control above the asteroid's temperature range and no radiation protection is required. Items to consider are: there should be no contamination with terrestrial material and no temperatures higher than 325 K.

4. Management Aspects

Figure 7 illustrates a risk map for the mission. From this figure it is clear that the ultrasonic hammer and sampling head technologies pose the greatest

ACCEPTED MANUSCRIPT

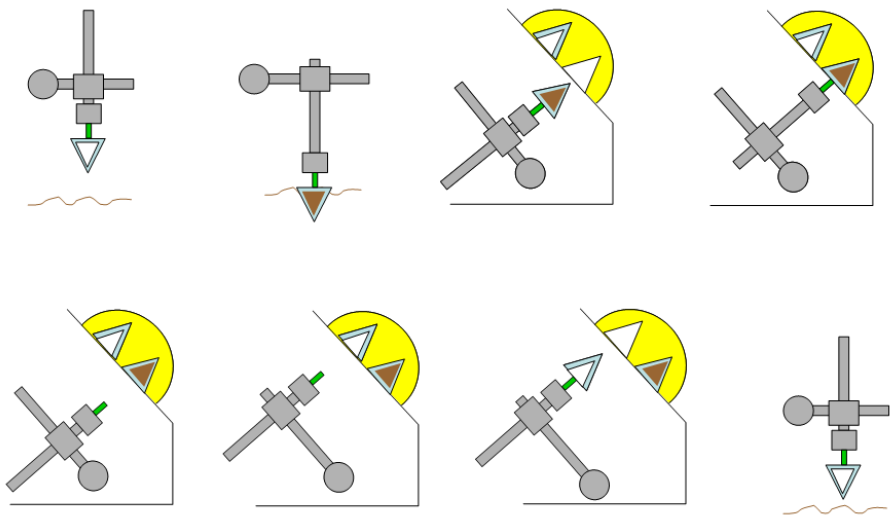


Figure 6: Operational sequence for samples handling and encapsulation within re-entry capsule by the robotic arm.

risk to the overall mission. Hence, care must be taken during the subsequent development phases to dedicate sufficient resources to mitigate these risks.

The concept study can be commissioned in 2009 and a Mission Design & Definition one year later. After nearly a 10-year period of manufacturing and integration, the spacecraft would be ready for launch in 2018. After another 10 years of operations, the sample-return is planned in 2028 with a possible extension of visiting a third asteroid.

The timeline of the mission is provided in Fig. 8. The total mission cost is estimated at approximately 1556 million Euros, which includes a contingency of 20% on the total nominal mission cost. The cost estimate is based on first-order estimates for L-class missions conducted by ESA. Table 3 provides a summary of the key systems engineering budgets for the mission.

5. Conclusion

The present analysis shows that a scientifically interesting, highly demanding, dual-rendezvous mission to NEAs, including sample-return, is feasible and can be undertaken within the next ten to twenty years. The mission would last less than ten years, have a cost cap of approximately 1500 millon euros and employ technologies that are available or can be developed within the considered time-frame. It is therefore recommended to plan and undertake the next

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 3: Summary of the Scientific Payload and key systems engineering budgets.

Payload	Weight 110 (kg)	Power 133.1 (W)	TRL 2	Data Rate (Mb/s)	Heritage
Frame camera	5	12	9	0.9	Dawn
High-resolution camera	2.4	6.5	6	0.1	Bepi Colombo
Close-up camera	0.6	4	6	14	Marco Polo
2 x Wide-angle camera	0.7	8	6	0.1	Marco Polo
Visual & near-infrared spectrometers	9.3	17.6	9	0.005 - 0.020	Dawn
Sampling machine	30	50	2		
Return capsule	50	0	6		
X-ray spectrometer	8	18	9	0.0075	SMART-1
Laser altimeter	4	17	9	0.015	Hayabusa
Spacecraft subsystems	1470	31454	5		
Propulsion	436	31000	6		
GNC	110	385	6		
Communications	55	45	8		
CDH	10	25	7		
Thermal	60	1560	8		
Power (at Earth)	249	24000	7		
Structure	440	0	5		
Dry weight	1470				
” with margin (20%)	1764				
Propellant	1991				
Total	3755				

ACCEPTED MANUSCRIPT

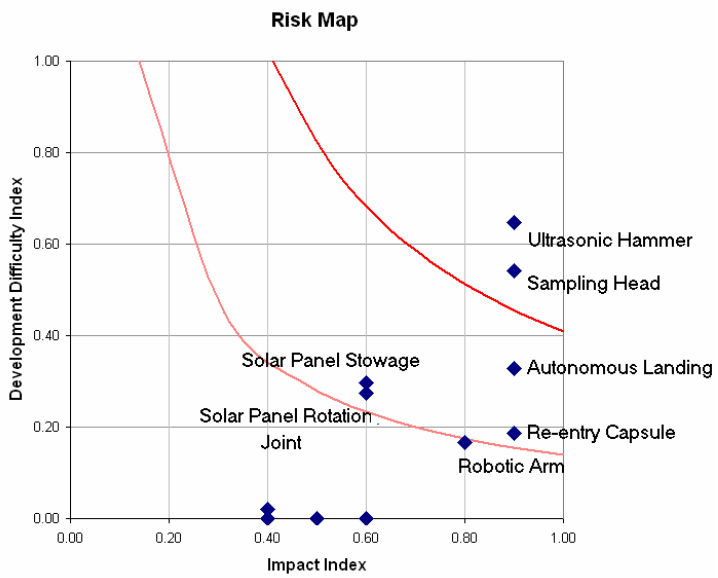


Figure 7: Risk map of the mission.

ACCEPTED MANUSCRIPT

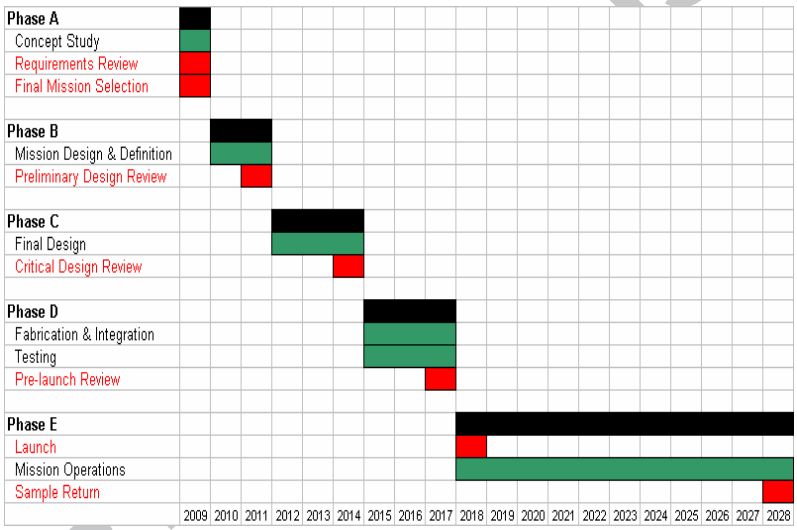


Figure 8: The timeline envisioned for the mission.

ACCEPTED MANUSCRIPT

step for understanding SS history and evolution of the Earth by realizing this mission.

Finally, the selection of the target asteroids is not fixed. We outline two taxonomic classes of asteroids worth investigating, however the specific targets can be changed. In recent years, photometric surveys have led to the discovery of new, smaller objects, with accompanying spectroscopic surveys leading to their classification. Ours should therefore be considered as a reference concept, which aims to assess the technological complexity and challenges for NEA sample-return missions, but can also be tailored to fulfil an alternative set of scientific objectives.

The mission concept presented here represented a promising basis for a challenging yet affordable mission with high science return. The scientific potential, technology readiness levels, cost and programmatic suitability of the mission merit further investigation.

6. Acknowledgment

We would like to acknowledge the supervision of Angelo Pio Rossi & Wolfgang Seboldt our two professors during the summer school in Alpbach. This paper is the result of a study conducted by fourteen students with varied core skills, ranging from pure science to engineering, from all over Europe. We also want to thanks the comments and suggestions from both referees. RD acknowledges financial support from MICINN (Contract Ramón y Cajal).

References

[Bar-Cohen et al. 2001] Bar-Cohen, Y., Sherrit, S., Dolgin, B. P., Bao, X., Chang, Z., Pal, D. S., Krahe, R., Kroh, J., Du, S., Peterson, T., Ultrasonic/sonic drilling/coring (USDC) for planetary applications, Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series, vol. 4327, pp:441-448. 2001.

[Barucci et al. 2009] Barucci, M. A., Yoshikawa, M., Michel, P., Kawagushi, J., Yano, H.; Brucato, J. R., Franchi, I. A., Dotto, E., Fulchignoni, M., and Ulamec, S. MARCO POLO: near earth object sample return mission. Experimental Astronomy, Volume 23, Issue 3, pp.785-808. 2009.

[Binzel et al. 2002] Binzel, R. P., Lupishko, D., di Martino, M., Whiteley, R. J., and Hahn, G. J. Physical Properties of Near-Earth Objects. Asteroids III, W. F. Bottke Jr., A. Cellino, P. Paolicchi, and R. P. Binzel (eds), University of Arizona Press, Tucson, p.255-271. 2002.

[Bottke et al. 2002] Bottke, W.F.; Morbidelli, A.; Jedicke, R.; Petit, J.M.; Levison, H.F.; Michel, P.; Metcalfe, T. S. Debiased Orbital and Absolute Magnitude Distribution of the Near-Earth Objects. Icarus, Volume 156, Issue 2, pp. 399-433. 2002.

ACCEPTED MANUSCRIPT

[Bottke et al. 2005] Bottke, W.F.; Durda, D.D.; Nesvorny, D.; Jedicke, R.; Morbidelli, A.; Vokrouhlicky, D.; Levison, H.F. Linking the collisional history of the main asteroid belt to its dynamical excitation and depletion. Icarus, Volume 179, Issue 1, p. 63-94. 2005

[Brownlee et al. 2003] Brownlee, D. E., Tsou, P., Anderson, J. D., Hanner, M. S., Newburn, R. L., Sekanina, Z., Clark, B. C., Horz, F., Zolensky, M. E., Kissel, J., and 3 coauthors. Stardust: Comet and interstellar dust sample return mission. Journal of Geophysical Research, Volume 108, Issue E10, pp. SRD 1-1. 2003.

[Bus et al. 2002] Bus, S. J., Vilas, F. and Barucci, M. A., Visible-Wavelength Spectroscopy of Asteroids, Asteroids III, W. F. Bottke Jr., A. Cellino, P. Paolicchi, and R. P. Binzel (eds), University of Arizona Press, Tucson, pp: 169-182. 2002

[Carpenter & Mason 2007] Carpenter, M.D. and Mason A.P. AIAA Guidance, Navigation and Control Conference and Exhibit 20 - 23, Hilton Head, South Carolina. 2007.

[Canas et al. 2008] Canas, L.; Duffard, R.; Seixas, T. Mineralogy of HED Meteorites Using the Modified Gaussian Model. Earth, Moon, and Planets, Volume 102, Issue 1-4, pp. 543-548. 2008.

[de Leon et al. 2006] de Leon, J.; Licandro, J.; Duffard, R.; Serra-Ricart, M. Spectral analysis and mineralogical characterization of 11 olivine pyroxene rich NEAs. Advances in Space Research, Volume 37, Issue 1, p. 178-183. 2006.

[de Leon et al. 2010] de Leon, J.; Licandro, J.; Serra-Ricart, M.; Pinilla-Alonso, N.; Campins, H. Observations, compositional, and physical characterization of near-Earth and Mars-crosser asteroids from a spectroscopic survey. Astronomy and Astrophysics, Volume 517, id.A23. 2010.

[Duffard et al. 2006] Duffard, R.; de Leon, J.; Licandro, J.; Lazzaro, D.; Serra-Ricart, M. Basaltic asteroids in the Near-Earth Objects population: a mineralogical analysis. Astronomy and Astrophysics, Volume 456, Issue 2, pp.775-781. 2006.

[Duffard et al. 2004] Duffard, R., Lazzaro, D., Licandro, J., de Sanctis, M. C., Capria, M. T., and Carvano, J.M. Mineralogical characterization of some basaltic asteroids in the neighborhood of (4) Vesta: first results. Icarus, Volume 171, Issue 1, p. 120-132. 2004

[Duffard & Roig 2009] Duffard, R.; Roig, F. Two new V-type asteroids in the outer Main Belt? Planetary and Space Science, Volume 57, Issue 2, p. 229-234. 2009.

ACCEPTED MANUSCRIPT

[Foing et al. 2001] Foing, B.H., Heather, D.J. and Almeida, M. and Science Technology Working Team, The Science Goals Of Esa's Smart-1 Mission To The Moon. Earth Moon and Planets, 2001, vol 85 pp. 523-531. 2001.

[Fujiwara et al. 2004] A. Fujiwara, J. Kawaguchi, K.T. Uesugi, Role of sample return mission MUSES-C in asteroid study. Advances in Space Research 34, 2267-2269. 2004.

[Gladman et al. 2000] Gladman, B.; Michel, P.; Froeschle, C. The Near-Earth Object Population. Icarus, Volume 146, Issue 1, pp. 176-189. 2000.

[Greenwood et al. 2005] Greenwood, R.C., Franchi, I.A., Jambon, A., and Buchanan, P.C., Widespread magma oceans on asteroidal bodies in the early Solar System, Nature, 435, pp: 916-918. 2005.

[Kleine et al. 2004] Kleine, T., Mezger, K., Munker, C., Palme, H., & Bischoff, A., ^{182}Hf-^{182}W isotope systematics of chondrites, eucrites, and martian meteorites: Chronology of core formation and early mantle differentiation in Vesta and Mars. Geochim. Cosmochim. Acta, 68, 2935. 2004.

[Kleine et al. 2005] Kleine, T., Mezger, K., Palme, H., Scherer, E., & Munker, C., Early core formation in asteroids and late accretion of chondrite parent bodies: Evidence from ^{182}Hf-^{182}W in CAIs, metal-rich chondrites, and iron meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, 69, 5805. 2005

[Kuppers et al. 2009] Kuppers, M.; Keller, H. U.; Kuhrt, E.; A'Hearn, M. F.; Altwegg, K.; Bertrand, R.; Busemann, H.; Capria, M. T.; Colangeli, L.; Davidsson, B.; and 102 coauthors. Triple F – a comet nucleus sample return mission. Experimental Astronomy, Volume 23, Issue 3, pp.809-847. 2009.

[Lazzaro 2009] Lazzaro, D. Basaltic asteroids: a new look on the differentiation process in the main belt. RevMexAA (Serie de Conferencias), 35, 16, 2009

[McCall et al. 1998] McCall, B. J., Geballe, T. R., Hinkle, K. H. & Oka, T. Detection of H_3^+ in the diffuse interstellar medium toward Cygnus OB2 No. 12. Science 279, 19101913. 1998.

[McCall et al. 1999] McCall, B. J., Geballe, T. R., Hinkle, K. H. & Oka, T. Observations of H_3^+ in dense molecular clouds. Astrophys. J. 522, 338348. 1999.

[Misawa et al. 2005] Misawa, K., Yamaguchi, A., & Kaiden, H. 2005, U-Pb and ^{207}Pb-^{206}Pb ages of zircons from basaltic eucrites: Implications for early basaltic volcanism on the eucrite parent body. Geochim. Cosmochim. Acta, 69, 5847. 2005.

[Nordholt et al. 2003] Nordholt, J. E., Reisenfeld, D. B., Wiens, R. C., Gary, S. P., Crary, F., Delapp, D. M., Elphic, R. C., Funsten, H. O., Hanley, J. J., Lawrence, D. J., and 5 coauthors. Deep Space 1 encounter with Comet 19P/Borrelly: Ion composition measurements by the PEPE mass spectrometer. Geophysical Research Letters, Volume 30, Issue 9, pp. 18-1. 2003.

ACCEPTED MANUSCRIPT

[Pirrotta 2010] Pirrotta, S. Preliminary study on a novel coring system for planetary surface sampling. Proceeding of 7th International Planetary Probe Workshop, Barcelona (Spain) 14-18. 2010.

[Ruzicka et al. 1997] Ruzicka, A.; Snyder, G.A.; Taylor, L.A. Vesta as the HED Parent Body: Implications for the Size of a Core and for Large-Scale Differentiation. Meteoritics & Planetary Science, vol. 32, no. 6, pages 825-840. 1997

[Russell 1992] Russell, C.T. The Galileo Mission. Space Science Reviews Vol. 60, No. 1-4/CONF., P. 1, 1992.

[Russell et al. 2007] Russell, C. T., Capaccioni, F., Coradini, A., de Sanctis, M. C., Feldman, W. C., Jaumann, R., Keller, H. U., McCord, T. B., McFadden, L. A., Mottola, S., and 6 coauthors. Dawn Mission to Vesta and Ceres. Earth, Moon, and Planets, Volume 101, Issue 1-2, pp. 65-91. 2007.

[Scott 2006] Scott, E. R. D. Meteoritical and dynamical constraints on the growth mechanisms and formation times of asteroids and Jupiter, Icarus, 185, 72. 2006.

[Scott et al. 2008] Scott, E.R.D., Greenwood, R.C., Franchi, I.A., Barrat, J.A., Sanders, I.S., Oxygen Isotopic Constraints on the Number and Origin of Basaltic Achondrite Parent Bodies, Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts, 39, 2344. 2008.

[Sears et al. 2004] Sears, D.; Allen, C.; Britt, D.; Brownlee, D.; Franzen, M.; Gefert, L.; Gorovan, S.; Pieters, C.; Preble, J.; Scheeres, D.; Scott, E. The Hera mission: multiple near-earth asteroid sample return. Advances in Space Research, Volume 34, Issue 11, p. 2270-2275. 2004

[Sears et al. 2008] Sears, D. W. G., Gietzen, K., Ostrowski, D., Lacy, C., and Chevrier, V. Primitive Materials on Asteroids. 71st Annual Meeting of the Meteoritical Society. Meteoritics and Planetary Science Supplement, Vol. 43, paper id. 5237. 2008.

[Shukolyukov & Lugmair 2002] Shukolyukov, A. and Lugmair, G.W., Chronology of Asteroid Accretion and Differentiation, Asteroids III, W. F. Bottke Jr., A. Cellino, P. Paolicchi, and R. P. Binzel (eds), University of Arizona Press, Tucson pp; 687-695. 2002.

[Trieloff et al. 2003] Trieloff, M., Jessberger, E.K., Herrwerth, I., Hopp, J., Fiéni, C., Ghélis, M., Bourot-Denise, M. and Pellas, P., Structure and thermal history of the H-chondrite parent asteroid revealed by thermochronometry, Nature, 422, 502-506. 2003.

[Veverka et al. 2001] Veverka, J., Farquhar, B., Robinson, M., Thomas, P., Murchie, S., Harch, A., Antreasian, P. G., Chesley, S. R., Miller, J. K., Owen, W. M., and 29 coauthors. The landing of the NEAR-Shoemaker spacecraft on asteroid 433 Eros. Nature, Volume 413, Issue 6854, pp. 390-393. 2001

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

[Wiechert et al. 2004] Wiechert, U. H., Halliday, A. N., Palme, H., & Rumble, D., Oxygen isotope evidence for rapid mixing of the HED meteorite parent body. Earth Planet. Sci. Lett., 221, 373. 2004

[Yamaguchi et al. 2002] Yamaguchi, A., Clayton, R.N.; Mayeda, T.K.; et al., A New Source of Basaltic Meteorites Inferred from Northwest Africa 011. Science, 296, 334. 2002.

ACCEPTED MANUSCRIPT