



HAL
open science

Étude des minéraux hydratés à la surface de Mars par les imageurs hyperspectraux OMEGA/MEx et CRISM/MRO

John Carter

► **To cite this version:**

John Carter. Étude des minéraux hydratés à la surface de Mars par les imageurs hyperspectraux OMEGA/MEx et CRISM/MRO. Autre. Université Paris Sud - Paris XI, 2011. Français. NNT : 2011PA112216 . tel-00657804

HAL Id: tel-00657804

<https://theses.hal.science/tel-00657804>

Submitted on 9 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.

Université Paris-Sud (XI)
Institut d'Astrophysique Spatiale

École doctorale d'Astronomie et d'Astrophysique d'Ile de France

Étude des minéraux hydratés à la surface de Mars par les imageurs hyperspectraux OMEGA/MEx et CRISM/MRO

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PARIS-SUD (XI)

Spécialité : Astronomie et Astrophysique

par

John Carter

sous la direction de Dr. François Poulet

en vue d'une soutenance publique le 17 octobre 2011

Composition du Jury :

Sylvestre Maurice, astronome	IRAP, CNRS/Université de Toulouse	<i>Rapporteur</i>
Christophe Sotin, professeur	JPL, California Institute of Technology	<i>Rapporteur</i>
Alain Abergel, professeur	IAS, CNRS/Université Paris-Sud	<i>Examineur</i>
Sabine Petit, directrice de recherche	Université de Poitiers	<i>Examineur</i>
Fabrizio Capaccioni, astrophysicien	IASF, INAF Rome	<i>Examineur</i>
François Poulet, astronome	IAS, CNRS/Université Paris-Sud	<i>Directeur de thèse</i>

Liste des Abréviations

ACP	analyse en composantes principales	LN	Late Noachian
ACI	analyse en composantes indépendantes	MEB	Microscope Électronique à Balayage
CAT	CRISM Analysis Toolkit	MER	Mars Exporation Rover
CRISM	Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars	MEx	Mars Express
CTX	Context Camera	MGM	Modified Gaussian Model
DISORT	Discrete Ordinates Radiative Transfer	MGS	Mars Global Surveyor
DRX	Diffraction par rayons X (XRD)	MNF	Minimum Noise Fraction
DU	digital units, digital number	MOLA	Mars Orbiter Laser Altimeter
EA	Early Amazonian	MRO	Mars Reconnaissance Orbiter
EH	Early Hesperian	MSL	Mars Science Laboratory
EN	Early Noachian	NIMS	Near-Infrared Mapping Spectrometer
EPF	emission phase fonction	OCAT	OMEGA and CRISM Analysis Tool
FOV	field of view	OMEGA	Observatoire pour l'Eau, la Minéralogie, les Glaces et l'Activité
FRT	Full Resolution Targeted	PPD	pixels per degree
FWHM	full width at half maximum	PSF	point spread function
GIS	Geographic Information System	S/B	signal sur bruit
HIRISE	High Resolution Imaging Science Experiment	SAM	Spectral Angle Mapper
HRL	Half Resolution Long	TES	Thermal Emission Spectrometer
HRS	Half Resolution Short	TGO	Trace Gas Orbiter
HRSC	High Resolution Stereo Camera	VBF	Vasistas Borealis Formation
IFOV	Instantaneous Field of View	VIRTIS	Visible and Infrared Thermal Imaging Spectrometer
I/S	Inter-stratifié	VIMS	Visible and Infrared Mapping Spectrometer
ISM	Imaging Spectrometer for Mars	VNIR	visible et infrarouge proche
LA	Late Amazonian	W:R	Water-to-rock ratio
LH	Late Hesperian		
LHB	Late Heavy Bombardment		

Abstract

The planet Mars has experienced an era during which water was stable in its liquid state. In addition to morphological evidence for aqueous activity, the chemical interaction of water with the basaltic crust has led to the formation of hydrated clays and salts both on the surface and at depth. These hydrated minerals were first detected on the surface of Mars in 2004 with the OMEGA near infrared imaging spectrometer, onboard European probe Mars Express. Their study allows us to piece together the aqueous activity on Mars and to better understand an early era when the environment may have been conducive to prebiotic chemistry.

This work focuses on the aqueous environments on Mars by coupling mineralogy data from the spaceborne imaging spectrometers OMEGA/Mars Express and CRISM/Mars Reconnaissance Orbiter to the surface morphology. The development of new data processing and analysis tools have led to the detection and spectral inquiry of over a thousand hydrated mineral exposures on Mars, thus providing a broad view of the aqueous alteration. The latter mostly took place during the Noachian era and formed primarily iron-magnesium bearing phyllosilicates of the vermiculite and smectite groups. In addition, great mineral diversity is found, implying varied geo-chemical formation conditions. Placed in their geological context, these detections show the likely existence of a past hydrological cycle on Mars which sustained a clay cycle similar to Earth's. It was also found that impact craters are the most common morphological context for these minerals, although the link between them remains unclear. The discovery of a clay cycle on Mars bodes well for the past habitability potential on Mars, but will need to be verified through in-situ exploration.

Résumé

La planète Mars a connu une période où l'eau liquide était durablement stable. Outre les vestiges morphologiques d'une activité hydrologique en surface, l'interaction chimique de l'eau avec la croûte basaltique s'est traduite par la formation d'argiles et de sels hydratés en surface et en profondeur. Ces minéraux hydratés ont été détectés à la surface de Mars en 2004 grâce à l'instrument OMEGA, l'imageur hyperspectral infrarouge proche embarqué sur la sonde européenne Mars Express. Leur étude permet de reconstruire l'histoire de l'activité aqueuse sur Mars et de caractériser une période ancienne où l'environnement a pu être favorable à l'apparition d'une chimie pré-biotique.

Ce travail de thèse s'intéresse aux environnements aqueux de Mars en couplant les données minéralogiques des imageurs hyperspectraux embarqués OMEGA/Mars Express et CRISM/Mars Reconnaissance Orbiter avec la morphologie. De nouveaux outils de traitement et d'analyse des données sont développés et ont permis la détection et la caractérisation spectrale de plus d'un millier de dépôts de minéraux hydratés sur Mars, fournissant une vue d'ensemble de l'altération. Celle-ci a eu lieu principalement dans la première partie du Noachien et a surtout formé des phyllosilicates ferro-magnésiens de la famille des vermiculites et smectites. Une importante diversité minérale est par ailleurs constatée avec une dizaine de familles minérales différentes, traçants des conditions géo-chimiques variées. Placés dans leur contexte géologique, certaines détections permettent de proposer l'existence passée d'un système hydrologique sur l'ensemble de la planète qui a donné naissance à un cycle des argiles similaire au cycle terrestre. Il apparaît par ailleurs que les cratères d'impact sont le contexte privilégié des minéraux hydratés, mais le lien entre ces derniers et les processus d'impact demeure ambigu. La découverte d'un cycle des argiles est compatible avec l'hypothèse d'une planète potentiellement habitable au Noachien mais qui devra être vérifiée par l'exploration in-situ.

Introduction

Durant le premier milliard d'années suivant sa formation, Mars a connu des conditions environnementales qui ont permis à l'eau liquide d'exister et de s'écouler en surface et en profondeur. Cette activité hydrologique présente des vestiges qui sont inscrits à la fois dans la morphologie et la composition minéralogique de la surface de Mars, de part l'interaction chimique et physique de l'eau avec la croûte basaltique. Ces deux aspects de l'altération aqueuse nous sont accessibles par l'observation orbitale et in-situ, notamment au moyen d'instruments d'imagerie et de spectro-imagerie infrarouge proche. Les produits de l'altération chimique de la roche en milieu aqueux sont principalement les argiles et sels hydratés (phyllosilicates, sulfates, carbonates et autres). Les spectro-imageurs orbitaux OMEGA (Mars Express) et CRISM (Mars Reconnaissance Orbiter) nous permettent de les identifier, cartographier et d'en déterminer l'abondance à la surface de Mars. Inscrits dans leur contexte morphologique, ces minéraux nous renseignent sur l'environnement de surface et sub-surface dans lequel ils se sont formés ou transformés.

L'étude des minéraux hydratés sur Mars a été rendue possible par l'arrivée de l'instrument OMEGA en 2004. Au cours des années suivantes, et secondé par l'arrivée de l'instrument CRISM, une dizaine de minéraux hydratés différents ont été identifiés puis cartographiés en quelques dizaines de sites sur Mars, majoritairement dans les hauts terrains noachiens de l'hémisphère sud. Lorsque commençait ce travail de thèse, quatre sites majeurs (Mawrth Vallis, Nili Fossae, Meridiani Planum et Valles Marineris) présentant des dépôts extensifs de minéraux hydratés avaient été analysés de façon approfondie, et seul un nombre restreint d'autres sites à la composition et au contexte très divers avaient été identifiés ailleurs. Ces observations ont permis d'élaborer en 2006 une première chronologie générale de l'altération martienne. Mars aurait connu une première ère restreinte dans le temps durant laquelle les phyllosilicates se sont formés (*Phyllosien*) et nécessitant que de l'eau liquide soit durablement stable en surface ou sub-surface. A suivi une ère plus acide et aride (*Theïkien*) durant laquelle l'altération est dominée par la précipitation de sulfates hydratés. Enfin, les 3 derniers milliards d'années étaient essentiellement anhydres (*Sidérien*).

Ce paradigme de l'altération martienne n'a pas été infirmé au cours des années suivantes avec l'accumulation de nouvelles données et l'identification de quelques nouveaux sites présentant des minéraux hydratés. Ces nouveaux dépôts n'avaient pas été analysés de façon approfondie, il apparaissait alors la nécessité d'une approche à la fois plus globale et plus détaillée, afin de mieux contraindre d'une part l'étendue spatiale et temporelle de l'altération et d'autre part de mieux comprendre les processus géologiques de formation. Notre approche a consisté à rechercher de nouveaux dépôts hydratés sur l'ensemble de la planète, en menant systématiquement une analyse spectrale tout en essayant de contraindre leur contexte géologique à partir d'imagerie haute résolution.

Sur Terre, l'apparition d'une chimie organique complexe conduisant au royaume du vivant est indissociable de l'eau liquide. Ainsi, comprendre les premiers environnements aqueux de Mars peut ouvrir des perspectives sur l'évolution biotique sur Mars mais est aussi un moyen d'étudier notre propre planète dans sa période pré-biotique. Au sein de ce cadre général s'inscrivent des problématiques plus concrètes auxquelles ce travail de thèse cherche à apporter des éléments de réponse : quelle est la distribution globale des minéraux hydratés sur Mars ? Quels sont les contextes principaux des détections (âge, composition chimique, contexte morphologique) et sont ils très divers ? Les quatre sites d'altération majeure sont ils représentatifs de l'altération globale de Mars ? Au travers de ces questions on tente de mieux comprendre quelles étaient les conditions géo-chimiques des milieux d'altération martiens, dont certains ont peut être permis le développement d'une chimie organique complexe.

Le premier chapitre propose un tour d'horizon des différents aspects des minéraux issus de l'altération aqueuse, dits minéraux hydratés. Sont présentées de brèves synthèses de leurs mécanismes de formation, structure et de la géologie terrestre des milieux dans lesquels ils se trouvent. Sont ensuite abordés les moyens d'études disponibles sur la Terre et sur Mars, en insistant sur la spectroscopie infrarouge proche utilisée par OMEGA et CRISM. Une courte chronologie des environnements géologiques de Mars servira de canevas aux détections de minéraux hydratés. Ce chapitre se clôt sur un bilan des connaissances au début du travail de thèse.

Le second chapitre est consacré à l'étude orbitale des minéraux hydratés avec les instruments OMEGA et CRISM. Sont présentés les méthodes d'observations, de traitement et d'analyse des données hyper-spectrales pour la recherche de minéraux hydratés. De nouveaux outils ont été développés pour identifier et cartographier plus efficacement ces minéraux, ils seront comparés aux autres outils existants.

Le troisième chapitre présente les résultats de l'étude à l'échelle planétaire des sites présentant des minéraux hydratés sur Mars. Cette étude est la collection d'une analyse globale et statistique avec des approches plus locales et détaillées. Les grandes tendances de l'altération aqueuse sont extraites aux côtés d'une importante diversité minéralogique et de contexte géologique. Chaque classe de minéral hydraté identifié est abordée en détail et leurs contextes géologiques sont comparés à ceux que l'on trouve sur Terre. La synthèse de ces observations et leur interprétation permettent d'avancer l'existence passée d'un cycle des argiles sur Mars, similaire au cycle terrestre.

Le dernier chapitre explore un contexte géologique dans lequel on trouve très fréquemment des minéraux hydratés : les cratères d'impacts. Le processus d'impact a eu un rôle sur la formation et la distribution des minéraux hydratés sur Mars qui demeure largement incompris. A nouveau, l'utilisation d'études statistiques couplées à des approches détaillées tente d'éclaircir ce rôle en départageant notamment les cas où les impacts forment des argiles par hydrothermalisme ou excavent du matériel altéré en profondeur.

Table des matières

1 Les minéraux hydratés	13
1.1 Géologie et minéralogie des minéraux hydratés	13
1.1.1 Altération de la roche par l'eau liquide : principes généraux	13
1.1.2 Composition, structure et classification des minéraux hydratés	14
1.1.3 Géologie terrestre des milieux d'altération	18
1.2 Caractérisation des minéraux hydratés	27
1.2.1 Moyens d'investigation	27
1.2.2 Spectroscopie infrarouge proche des minéraux hydratés	29
1.3 Chronologie des environnements martiens	36
1.3.1 Du Pré-Noachien au Noachien, période d'altération aqueuse privilégiée . .	38
1.3.2 La transition LN/EH : une période de bouleversements majeurs	42
1.3.3 De l'Hespérien à l'Amazonien	44
1.4 Minéraux hydratés sur Mars : état des connaissances en début de thèse	45
2 L'étude des minéraux hydratés sur Mars avec les instruments OMEGA et CRISM	58
2.1 Description générale des instruments OMEGA et CRISM	58
2.1.1 Historique et fonctionnement général	58
2.1.2 Spécificités et complémentarité OMEGA et CRISM	59
2.1.3 Vieillessement des instruments	64
2.2 Réduction des données	65
2.2.1 Approche générale	65
2.2.2 Correction photométrique	67
2.2.3 Correction atmosphérique	68
2.2.4 Traitement des artefacts instrumentaux	75
2.2.5 Saturation des détecteurs et non-linéarité instrumentale OMEGA	81
2.2.6 Étalonnage CRISM	83
2.3 Détection des minéraux hydratés	88
2.3.1 Les critères spectraux utilisés	88
2.3.2 Approche statistique	90
2.3.3 Estimation d'abondances	92
2.4 Optimisation des critères spectraux	94

2.4.1	Soustraction du continuum spectral	94
2.4.2	Soustraction des systématiques	97
2.4.3	Dé-bruitage des cartes de critères : filtrage par agrégats (<i>clustering</i>) . . .	105
2.5	Outils et méthodes d'analyse	107
2.5.1	Extraction des signatures minérales par empilement (<i>stacking</i>)	107
2.5.2	Sélection et filtrage spatiale des régions d'intérêt	110
2.5.3	Traitement et identification spectrale	111
2.5.4	Identification et cartographie automatique	112
2.6	Comparaison des performances CAT et OCAT	117
2.6.1	Optimisation du temps de calcul	117
2.6.2	Performances	119
2.7	Fusion des données hyper-spectrales et d'imagerie et outils SIG	120
2.7.1	Projection des données OMEGA/CRISM	120
2.7.2	Instruments d'imagerie pour l'étude des minéraux hydratés	121
2.7.3	Outils SIG	121
3	Cartographie globale des minéraux hydratés à la surface de Mars	127
3.1	Contexte d'étude et enjeux	127
3.2	Sélection des données minéralogiques et morphologiques	128
3.2.1	OMEGA	128
3.2.2	CRISM	129
3.2.3	Classification et analyse morphologique	131
3.3	Biais sur la répartition spatiale	133
3.3.1	Couverture spatiale OMEGA et CRISM	133
3.3.2	Poussière en surface, aérosols et glaces	133
3.4	Tendances générales	136
3.4.1	Répartition spatiale et âge des dépôts	136
3.4.2	Contexte morphologique	139
3.4.3	Diversité minérale	139
3.4.4	Évolution temporelle	141
3.5	Caractéristiques des dépôts de minéraux hydratés	143
3.5.1	Phyllosilicates Fe/Mg	144
3.5.2	Phyllosilicates Al	171
3.5.3	Prehnite	178
3.5.4	Opaline	179
3.5.5	Epidote	187
3.5.6	Anorthosite altérée	190
3.6	L'altération de Mars à l'échelle globale	191
3.6.1	Environnement d'altération type	191
3.6.2	Diversité minérale et éventail des conditions géo-chimiques admissibles . .	194

3.6.3	Une altération en surface ou en profondeur ?	196
4	Minéraux hydratés et cratères d'impact	217
4.1	Impacts et minéralogie	217
4.2	Les cratères comme sondes de la croûte noachienne des plaines du nord	222
4.2.1	Les plaines du nord	222
4.2.2	Observations	223
4.2.3	Interprétation	226
4.2.4	Lien avec un hypothétique océan dans les plaines du nord.	228
4.3	Étude des cratères de Tyrrhena Terra.	229
4.3.1	Contexte d'étude	229
4.3.2	Observations	230
4.3.3	Interprétation	233
4.4	Perspectives	236

Chapitre 1

Les minéraux hydratés

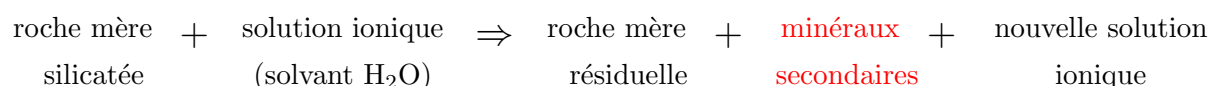
Ce chapitre introduit les concepts fondamentaux relatifs à l'étude de la minéralogie et géologie des minéraux hydratés sur Terre et sur Mars. Un bref tour d'horizon de l'histoire géologique de Mars est présenté afin de fournir un cadre général aux nouvelles détections.

1.1 Géologie et minéralogie des minéraux hydratés

Cette section n'a pas pour ambition de résumer l'ensemble de la géologie et minéralogie des milieux d'altération mais d'en fournir un bref tour d'horizon, en insistant sur les processus d'altération de roches basaltiques. Il sera principalement question des phyllosilicates, mais également de zéolites et sulfates qui sont les minéraux hydratés les plus couramment identifiés sur Mars. La géologie des argiles provient essentiellement des ouvrages suivants : Velde, 1992, Velde, 2010, Meunier, 2000 et Nagel.

1.1.1 Altération de la roche par l'eau liquide : principes généraux

L'altération aqueuse des roches est de deux natures, physique et chimique. L'altération physique regroupe les processus qui fracturent les roches, les transportent sous forme de grains, les accumulent, les compactifient etc. Les réseaux fluviaux et bassins sédimentaires sont les exemples les plus saillants qui sont par ailleurs observés sur Mars. L'altération chimique induit des modifications à l'échelle du cristal, à la fois de composition chimique et de structure cristalline. Les deux phénomènes sont intimement couplés et l'altération chimique a lieu en présence d'eau liquide. La réaction fondamentale d'altération chimique est la suivante :



Parmi ces minéraux secondaires sont les phyllosilicates et on utilisera souvent le terme d'argile pour les désigner. Ce terme est à l'origine un critère de taille de grain ($< 2 \mu\text{m}$) mais il se trouve que la majorité des argiles terrestres sont des phyllosilicates hydratés/hydroxylés. On englobe également sous ce terme les zéolites et micas dont la structure et composition chimique est proche malgré des tailles de cristaux plus importantes. Carbonates, sulfates et autres sels

sont un cas à part. Le terme phyllosilicate désigne une structure particulière de silicates en couches d'épaisseur très faible (quelques nm) et de largeur théoriquement infinie. En pratique les cristaux ont des largeurs de quelques microns.

Les argiles sont, après le quartz, les minéraux dominants des ~ 100 premiers mètres de la croûte terrestre, et en particulier des sols. Ils sont formés en surface ou sub-surface, dans des gammes de profondeur/pression et température faibles (typiquement $T < 50^\circ\text{C}$). A plus grande température et profondeur ils deviennent instables et sont transformés en d'autres minéraux hydratés ou anhydres. Leur formation est très dépendante de la cinétique de réaction, donc à la fois du temps et de la température : txT . Ils se forment rarement rapidement (à forte température, intrusion magmatique par exemple), il faut plus généralement des dizaines de milliers à des millions d'années. L'intérêt des argiles est qu'ils sont d'excellents marqueurs géochimiques des conditions d'altération aqueuse dans lesquels ils se sont formés, puis transportés et transformés. On s'en sert pour contraindre les paléo-climats sur la Terre. Les sels se forment par précipitation à partir d'une solution ionique selon des constantes de temps généralement plus courtes. Ils tracent également des environnements de surface et sub-surface particuliers.

Les particularités physico-chimiques des argiles sont que du fait de leur petite taille, ils restent longtemps en suspension en milieux aqueux et peuvent ainsi être facilement transportés sur de longues distances. Leur taille et structure en couches ou feuilles leur confère une surface spécifique importante, favorisant les interactions chimiques. Ils ont en particulier presque tous la capacité d'adsorber et d'absorber des cations et molécules d'eau dans la structure cristalline, ainsi que des composés organiques à l'échelle du cristal.

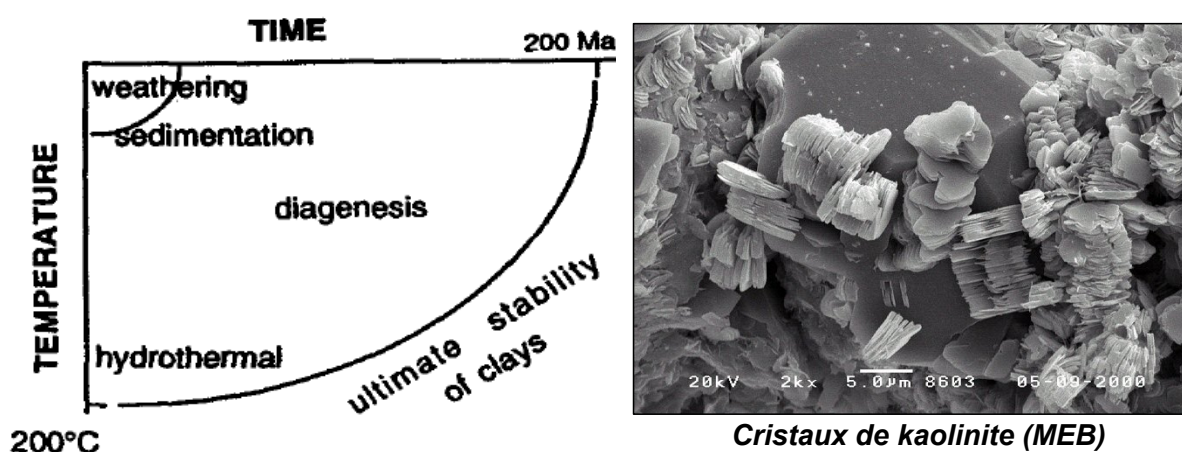


FIGURE 1.1 – *Gauche* : Royaume d'existence des argiles et de la plupart des minéraux hydratés sur Terre (Source : Velde, 2010). *Droite* : Image MEB de cristaux de kaolinite : la structure en feuillets/couches est apparente.

1.1.2 Composition, structure et classification des minéraux hydratés

La structure élémentaire du cristal est le feuillet : un plan constitué d'une structure silicatée (Si,O) contenant des sites cat-ioniques. Le feuillet a quelques atomes d'épaisseur et une largeur théoriquement infinie. On distingue deux types de feuillets : l'un constitué de tétraèdres, l'autre

d'octaèdres (figure 1.2).

- *feuillelet tétraédrique T*. La charpente est engendrée par des oxygènes O^{2-} . Au centre de chaque tétraèdre se trouve un site cat-ionique occupé par Al^{3+} et surtout Si^{4+} . Les rayons ioniques des autres espèces est trop grand pour qu'ils puissent occuper ces sites. La maille élémentaire est pavée par 4 tétraèdre qui sont reliés entre eux par la mise en commun de 3 oxygènes sur 4, l'oxygène libre, apical, pointe toujours dans la même direction. Sa formule élémentaire est SiO_4^{4-} ou AlO_4^{5-} .
- *feuillelet octaédrique O*. La charpente est engendrée par des O^{2-} ou hydroxydes OH^- . Les sites cat-ioniques sont occupés par 4 types de cat-ions possibles, par ordre décroissant de rayon ionique : Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} . Les autres cat-ions ont des rayons ioniques trop importants. La maille est pavée par 6 octaèdres reliés entre eux par la mise en commun de leurs 6 sommets O ou OH. On parle de structure tri- ou di-octaédrique lorsque 3 sites sur 3 ou 2 sites sur 3 sont occupés par des cat-ions. Un site sur 3 est toujours vacant lorsque les deux autres sont occupés par Al^{3+} . Sa formule élémentaire est $(Mg_x, Fe_y, Al_z, \dots)(OH)_6$.

Feuillets T et O s'empilent toujours en couches par la mise en commun des oxygènes apicaux tétraédriques avec 2 ou 4 des 6 sommets octaédriques (OH alors remplacé par O). Les liaisons intra- et inter-feuillets T et O sont fortes, de nature intermédiaire (covalente-ionique). Les cations des sites T et surtout O sont plus mobiles (moins liés) que la charpente, cette mobilité croît avec le rayon ionique ($Si < Al < Fe < Mg$).

Chaque couche composée d'empilements T et O est elle-même empilée sur d'autres couches, généralement identiques mais parfois différentes s'il y a des défauts cristallins (cas des argiles inter-stratifiés 'I/S' ou avec des inter-croissances). Entre deux couches se trouve l'espace interfoliaire ou inter-couche, d'épaisseur de quelques Å très variable. La couche {T+O} n'est en général pas neutre électriquement du fait de la charge tétraédrique résiduelle et de substitutions cationiques octaédriques. La neutralité est réalisée par l'absorption de cations dans l'espace interfoliaire dont le nombre et la charge va compenser le défaut de charge de la couche. Le pavage des feuillets T (et O) tisse des cavités hexagonales (ou di-trigonales) dans lesquelles vont s'insérer ces ions. Il sont liés aux O^{2-} tétraédriques par liaison faible du type Van Der Waals ionique (plus faible que les cations des sites O et T). Ces cations peuvent être les mêmes que les cations octaédriques mais d'autres sont admissibles, notamment K, Ca et Na. Par ailleurs, certains assemblages permettent l'adsorption de molécules d'eau dans l'inter-couche. Ces molécules sont liées entre elles par liaisons H et simplement adsorbée ou absorbée par liaison Van der Waals aux cations interfoliaires. Jusqu'à trois couches d' H_2O peuvent ainsi être stockées dans les inter-couches (on parle alors d'argiles expansibles ou *swelling*).

On classe les phyllosilicates selon trois critères :

- Le type de combinaison de feuillets pour former la couche. 3 combinaisons existent :
 - 1 feuillelet octaédrique O et un feuillelet tétraédrique T abrégé $T : O$ ou 1 : 1
 - 1 feuillelet O en sandwich entre 2 feuillets T, abrégé $T : O : T$ ou 2 : 1

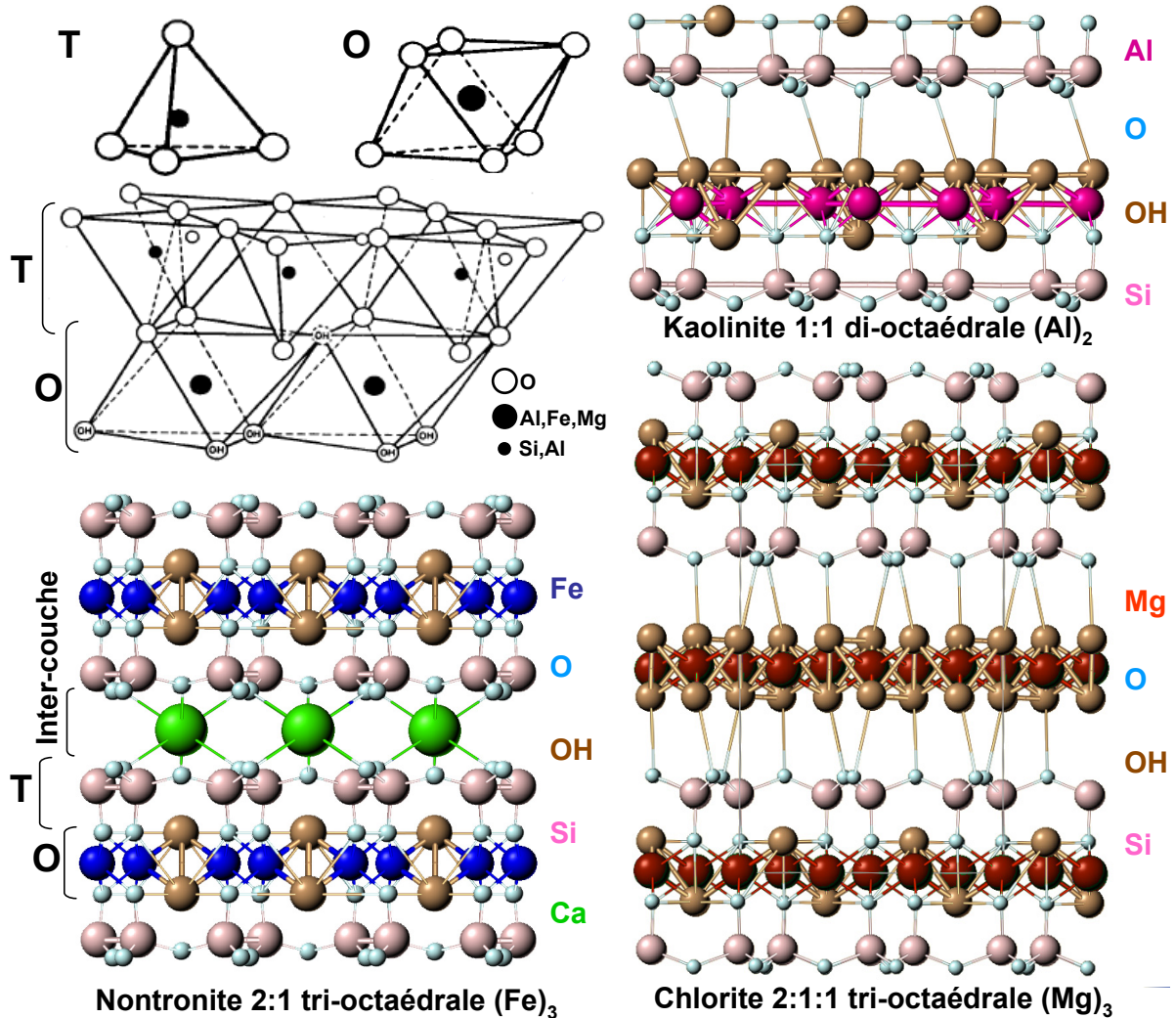


FIGURE 1.2 – Structure des phyllosilicates. Source : Webmineral (www.webmineral.com)

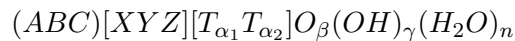
– idem avec entre chaque couche un feuillet octaédrique unique (dit *brucitique* $Mg(OH)_2$), abrégé $T : O : T :: O$ ou $2 : 1 : 1$

Chaque structure possède des particularités chimiques et physiques.

- Le type de cation octaédrique ($Al^{3+}, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg^{2+}$) et leur occupation des sites (di-/tri-octaédriques)
- La charge de l'inter-couche et conséquemment le type de cations et quantité de molécules d'eau pouvant s'y trouver

Les phyllosilicates dont la charge résiduelle des couches est \sim nulle n'accueillent pas de cations ou d'eau interfoliaire, c'est le cas des structures 1 : 1 où les charges tétraédriques et octaédriques se compensent. L'espace interfoliaire ou basal est minimal : 7 Å, il correspond au rayon ionique + au rayon de la liaison H entre les feuillets O et T de deux couches consécutives en vis à vis. Ce cas de figure arrive aussi dans certains argiles 2 : 1 dont l'espace basal, fixe également, est d'environ 10 Å et correspond au rayon ionique + rayon de la liaison du type Van der Waals entre deux couches T faces à faces. On distingue ensuite les argiles à charge résiduelle forte ($x \sim [0.8-1]$: micas, chlorites), moyenne ($x \sim [0.6,0.8]$: vermiculites) et faibles

($x \sim [0.2, 0.6]$: smectites). Si toutes accueillent des cations interfoliaires en quantité et charge variable, seules les argiles de charges moyenne et faible sont expansibles et accueillent des molécules d'eau. Ce phénomène est très important puisqu'il peut augmenter le volume de l'argile de 95 % en cas de forte hydratation avec des conséquences macroscopiques sur les sols (déformations, fractures). Les smectites montmorillonite et saponite (Mg^{2+}) peuvent par exemple accueillir jusqu'à 3 couches d'eau, faisant passer leur espace basal de 10 à $\sim 17 \text{ \AA}$ (voir figure 1.11). Les argiles inter-stratifiés sont généralement expansibles. La quantité d'eau stockée dépend également des cations interfoliaires et de la pression P_{H_2O} . La formule générale simplifiée pour les argiles est la suivante :



- (ABC) : les cations interfoliaires
- $[XYZ]$: les trois sites cationiques octaédriques ($Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}$ ou lacune)
- $[T_{\alpha_1}T_{\alpha_2}]$: les cations tétraédriques (en général $[Si_4]$ parfois $[Si_3, Al^{3+}]$ rarement $[Si_2, Al_2^{3+}]$)
- $(H_2O)_n$: l'eau interfoliaire adsorbée dans les argiles expansibles

Le tableau 1.1.2 résume les principaux groupes de minéraux argileux. Il existe des groupes et sous-groupes de phyllosilicates qui correspondent à un type de structure et une composition chimique moyenne. Du fait de substitutions cationiques dans les feuillets T et O, cette composition chimique varie et le nombre de combinaisons possible est quasi-infini. Un minéral donné ne peut se réduire à une composition chimique unique. A ceci s'ajoute la composition hautement variable de l'inter-couche pour les argiles à charge non nulle et expansibles. Celle-ci varie en plus avec les conditions environnementales. Les grands groupes de phyllosilicates, zéolites, hydroxydes et sels suffisent à décrire au premier ordre les différents environnements géochimiques sur Terre et Mars, le nom exacte de l'espèce minéral identifiée importe peu.

Il existe des argiles de structure proche des phyllosilicates que l'on assimilera comme tels. Il s'agit de silicates à canaux (sépiolites et palygorskite) qui possèdent des cavités rectangulaires de dimension infinie dans lesquelles cations et eau interstitielle (*eau zéolitique*) sont stockées. Les zéolites ont une structure semblable.

Les défauts cristallins sont de deux types, inter-croissance et inter-stratification. Les minéraux inter-stratifiés ('I/S') ont des cristaux formés d'un empilement régulier ou aléatoire de couches de minéraux différents. Ils sont en général expansibles et ont également une grande variabilité chimique par substitution cationique. Ils peuvent parfois indiquer un changement de stabilité thermodynamique et sont alors des minéraux de transition continue entre deux environnements. Certains sont pourtant considérés comme des minéraux à part entière qui existent dans un type d'environnement bien défini. Ils sont difficiles à discerner d'une inter-croissance et même d'un mélange spatial entre minéraux en fonction des instruments utilisés. Ils sont très fréquents sur Terre

struc.	charge interfoliaire	cations T	cations O	minéral représentatif
1 : 1	$x \sim 0, c = 7 \text{ \AA}, \text{non-expans.}$	Si	di : (Al) ₂	kaolinite $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, halloysite
1 : 1	$x \sim 0, c = 7 \text{ \AA}, \text{non-expans.}$	Si	tri : (Mg) ₃	lizardite $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$, chrysotile
1 : 1	$x \sim 0, c = 7 \text{ \AA}, \text{non-expans.}$	Si	tri : (Mg) ₂ Fe ²⁺	antigorite $Mg_2Fe^{2+}Si_2O_5(OH)_4$
2 : 1	$x \sim 0, c = 10 \text{ \AA}, \text{non-expans.}$	Si	di : (Al) ₂	pyrophyllite $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$
2 : 1	$x \sim 0, c = 10 \text{ \AA}, \text{non-expans.}$	Si	tri : (Mg) ₃	talc $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
2 : 1	$x \sim [0.2, 0.6], c \nearrow 17 \text{ \AA}, \text{expans.}$	Si	di : (Al) ₂	montmorillonite $(Ca, Na)Al_2Si_4O_{10}(OH)_2(H_2O)_n$
2 : 1	$x \sim [0.2, 0.6], c \nearrow 17 \text{ \AA}, \text{expans.}$	Si, Al	di : (Al) ₂	beidellite $(Na)Al_2(Si_3, Al)O_{10}(OH)_2(H_2O)_n$
2 : 1	$x \sim [0.2, 0.6], c \nearrow 17 \text{ \AA}, \text{expans.}$	Si, Al	di : (Fe ³⁺) ₂	nontronite $(Ca, Na)Fe_2^{3+}(Si_3Al)O_{10}(OH)_2(H_2O)_n$
2 : 1	$x \sim [0.2, 0.6], c \nearrow 17 \text{ \AA}, \text{expans.}$	Si, Al	tri : (Mg) ₃	saponite $(Ca, Na)Mg_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2(H_2O)_n$, hectorite
2 : 1	$x \sim [0.6, 0.8], c \nearrow 14 \text{ \AA}, \text{expans.}$	Si, Al	di : (Al, Mg, Fe) ₂	vermiculite $(Ca, Mg)(Si_3Al)(Al, Mg, Fe)_2O_{10}(OH)_2(H_2O)_n$
2 : 1	$x \sim [0.6, 0.8], c \nearrow 14 \text{ \AA}, \text{expans.}$	Si, Al	tri : (Mg, Fe) ₃	vermiculite $(Ca, Mg)(Si_3Al)(Mg, Fe)_3O_{10}(OH)_2(H_2O)_n$
2 : 1	$x > 0.8, c = 10 \text{ \AA}, \text{non-expans.}$	Si, Al	di : (Al) ₂	muscovite $(K)Al_2(Si_3, Al)O_{10}(OH)_2$
2 : 1	$x > 0.8, c = 10 \text{ \AA}, \text{non-expans.}$	Si, Al	di : (Al, Mg, Fe) ₂	illite $(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Si_3, Al)O_{10}(OH)_2$
2 : 1	$x > 0.8, c = 10 \text{ \AA}, \text{non-expans.}$	Si	di : (Al, Mg, Fe) ₂	glauconite $(K, Na)(Fe^{3+}, Al, Mg)_2(Si_4O_{10}(OH)_2$
2 : 1	$x > 0.8, c = 10 \text{ \AA}, \text{non-expans.}$	Si, Al	tri : (Mg, Mg, Fe) ₂	biotite $(K)(Mg_2Fe^{2+})(Al, Si_3)O_{10}(OH)_2$
2:1:1	$x > 0.8, c = 14 \text{ \AA}, \text{non-expans.}$	Si, Al	tri : (Mg, Fe, Al) ₃	clinochlore $(Mg, Fe, Al)(Mg, Fe^{2+})_5(Si_3, Al)O_{10}(OH)_8$

TABLE 1.1 – Principaux groupes de phyllosilicates : kaolins (*kaolinite*, *halloysite*), serpentines (*lizardite*, *chrysotile*), smectites (*montmorillonite*, *beidellite*, *nontronite*, *hectorite*, *saponite*), vermiculites, micas (*illite*, *glauconite*, *biotite*) et chlorites (*clinochlore*). x correspond à la charge de l’inter-couche et c l’espace basal.

1.1.3 Géologie terrestre des milieux d’altération

Les argiles et sels naissent de dissolution et précipitation d’une solution ionique à partir d’une roche mère. Il passent en général par plusieurs stades de précipitations successives formant des précurseurs méta-stables avant d’arriver à l’état final. Les argiles sont par ailleurs considérées comme en constante évolution thermodynamique. Quelque soit le milieu géologique considéré, ce qui conduit à la formation de tel ou tel argile se joue à l’échelle de la roche, notamment :

- composition de la roche mère : de quels cations et anions de roches silicatées vont-ils se nourrir ? Une roche ultra-basique ne fournit pas les mêmes cations qu’une roche felsique par exemple.
- quantité de fluide, appelé rapport roche-sur-eau ”W:R”. La précipitation dépend de l’état de sur-saturation de la solution ionique et donc de la quantité d’eau présente par rapport aux matériaux parents. Si le fluide circule, l’eau sera renouvelée et la réaction pourra continuer, alors qu’elle va saturer dans un milieu clos : l’état ouvert/fermé (typiquement surface/profondeur) du système est très important.
- température x temps : la cinétique des argiles est très lente, la synthèse d’argile à température ambiante nécessite des dizaines d’années voir plus, la température accélère significativement la réaction (loi d’Arrhenius) mais peut également la modifier.
- pH de la solution : l’activité H⁺ aura une incidence forte sur les réactions de dissolution et précipitations permises.

Les diagrammes de phase (P,T,pH, $a[Si]$, $a[SO_4]$ etc.) fournissent des garde-fous mais sont établis à l’équilibre thermodynamique sans prise en compte de la cinétique. On ne peut se fier uniquement à eux pour interpréter la géochimie des milieux de formation/transformation des argiles trouvés sur Mars. On doit avoir recours à la géologie terrestre comparative qui fournit les espèces les plus probables et abondantes en fonction du contexte géologique. Les facteurs de (trans-)formation décrits ci-dessus sont couplés et chaque contexte géologique/géochimique défini

l'état de départ du système. Le grand nombre de paramètres est source d'une grande diversité minérale.

Les minéraux hydratés sont soit détritiques (formés ailleurs), authigéniques (formés in-situ) ou une combinaison des deux (transformés pendant leur transport d'une région source à leur région de dépôt). Sur Terre, on distingue 6 contextes géologiques majeurs :

- Altération supergène (ou *weathering* de surface, pédogénèse).
- Dépôt sédimentaires détritiques.
- Dépôt sédimentaire authigénique.
- Diagenèse par compaction/enfouissement (*burial diagenesis*) .
- Métamorphisme.
- Altération hydrothermale.

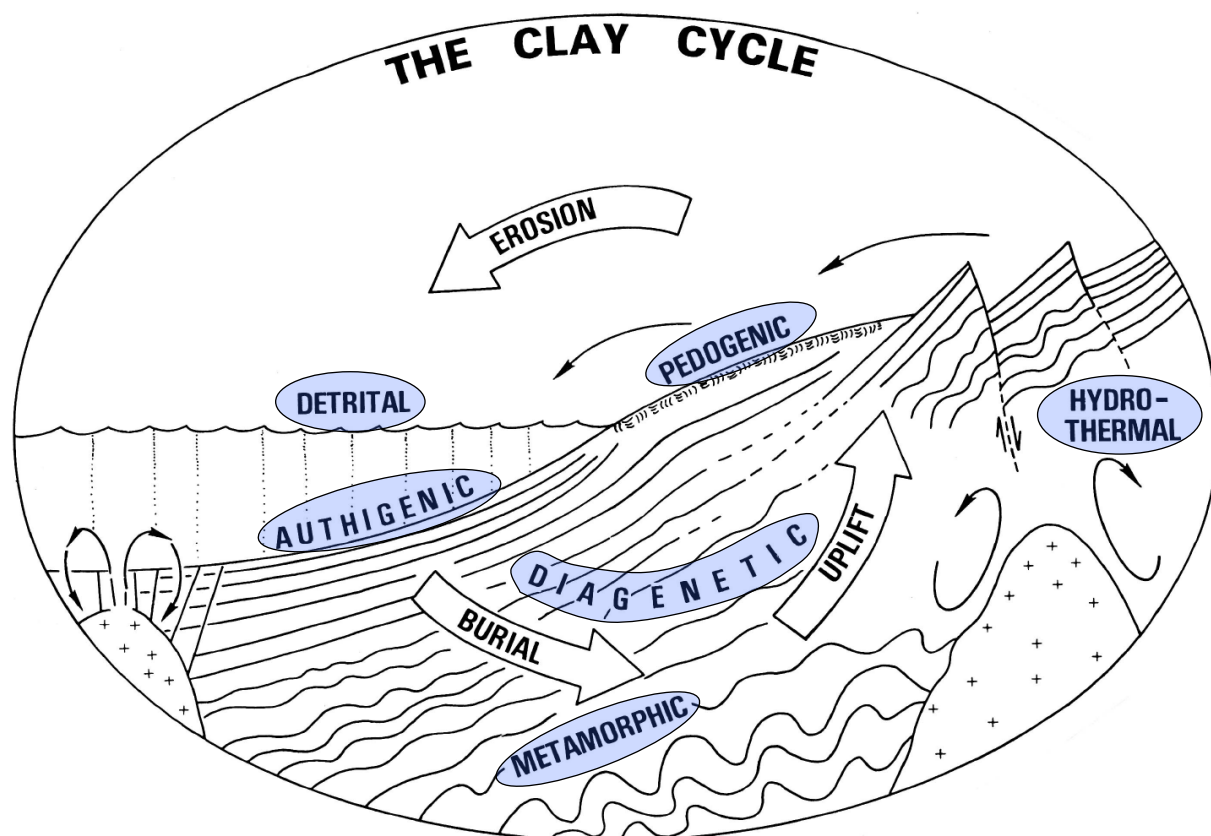


FIGURE 1.3 – Contextes géologiques de formation, transport et transformation d'argiles sur Terre (Eslinger and Pevear, 1988).

Ces contextes sont schématisés en figure 1.3. Ils existent sur Terre grâce à une hydrosphère, atmosphère, tectonique et même biosphère active.

1.1.3.1 Altération supergène (*surface weathering, pédogénèse*)

La majorité des argiles se forment proche de la surface par altération dite supergène. Ce processus provient de l'interaction de la croûte supérieure avec l'hydrosphère, l'atmosphère et la cryosphère et contribue activement à la formation des sols (pédogénèse). Elle suppose un apport d'eau liquide en sub-surface (nappes phréatiques, permafrost) et/ou en surface (précipitations : pluie, neige). Afin que le processus dure dans le temps (et il faut du temps pour former des argiles dans un sol), il faut que le cycle hydrologique soit fermé. Un exemple de tel cycle pour Mars au Noachien est donné en section 1.3.1.2.2 (assez similaire au cycle terrestre ici). L'altération se fait en profil vertical, où les sols sont graduellement altérés chimiquement et physiquement (fracturation) à mesure que l'on se rapproche de la surface, il existe donc plusieurs horizons géologiques / minéralogiques. La température est typiquement $< 25 \text{ }^\circ\text{C}$, ce qui explique la cinétique très longue. Les minéraux de la roche mère sont dissous en solution ionique, cette solution est ensuite transportée sur des distances courtes (mm) ou longues (km) où elles vont précipiter les minéraux secondaires (dont argiles et sels). La roche mère peut être anhydre (granite, basalte, etc.) ou déjà partiellement altérée par d'autres processus (les verres basaltiques à la surface de la Terre ont en général déjà été partiellement altérés en zéolites et phyllosilicates par hydrothermalisme).

Le facteur déterminant pour l'altération supergène est avant tout le climat. Il englobe la disponibilité en eau (le rapport W:R) et la température. Le rapport W:R est la variable de loin la plus déterminante. D'autres facteurs jouent également comme la topographie ou la composition de la roche mère, mais dans une moindre mesure.

1.1.3.1.1 Topographie et sels hydratés L'effet est principalement local. On distingue 3 cas :

- En milieu humide : Les produits de dissolution sont emportés vers les basses topographies d'où elles précipiteront. Lorsqu'un sol est altéré, la solution ionique résultante sera appauvrie en éléments constitutifs des minéraux secondaires et enrichie en ceux faiblement liés. Les argiles sont à leur tour soumis à l'altération supergène, et les premiers cations évacués sont Ca et Mg car faiblement liés. Cette solution précipitera à distance dans des dépressions en formant des sels (sulfates, carbonates, chlorides etc.). Ceux-ci seront enrichis préférentiellement en Ca et Mg.
- En milieu aride : le flux de précipitation est proche du flux d'évaporation : la solution n'a pas le temps de se déplacer horizontalement sur de longues distances. Les sels précipiteront à proximité de la roche altérée (riche en argile), en surface ou proche de la surface.
- En sub-surface, il n'y aura de transport possible qu'à des échelles \ll mètre, ce qui empêchera la ségrégation ionique en solution et peu de sels seront formés.

1.1.3.1.2 Composition de la roche mère Celle-ci influe sur les minéraux secondaires en fonction de sa composition en silice (basique vs felsique) et en cations. Une roche riche en feldspaths fournira beaucoup d'Al, une roche riche en pyroxène et olivine fournira surtout Fe et

Mg. Pour une altération faible, les assemblages résultants seront différents mais cette différence s'estompe dès que le lessivage devient important. Vue la composition mafique (basique) de Mars (McSween et al., 2009), on s'attend à un assemblage dominé par la vermiculite, saponite, chlorite, kaolinite et des oxydes ferriques (voir figure 1.4).

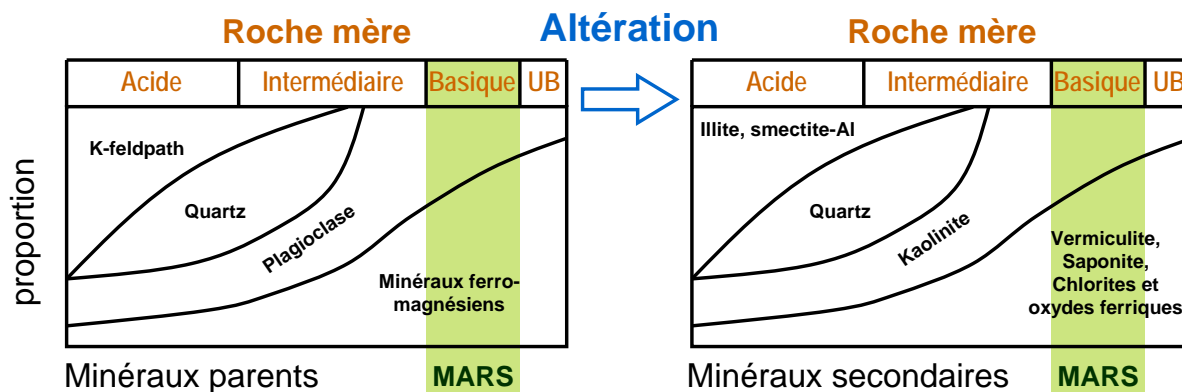


FIGURE 1.4 – Composition modale des roches ultra-felsiques à ultra-basiques avant (*gauche*) et après (*droite*) altération de faible intensité. Source : Velde, 1992.

1.1.3.1.3 Chimie du milieu La chimie de la solution (pH, salinité, $p(\text{SO}_4)$ par exemple) peut être modélisée sous forme de diagrammes de phases. Il s'agit d'un problème multi-dimensionnel en général peu contraint, mais de grandes tendances peuvent être extraites : les sulfates se forment préférentiellement en milieu acide, les smectites Fe/Mg en milieu alcalin à neutre alors que les smectites Al ou kaolins qui résistent mieux à l'acidolyse peuvent se former dans une large gamme de pH. Les carbonates sont détruits en milieu acide. Ces diagrammes sont utilisables pour tous les contextes géologiques. L'altération supergène se fait généralement à pH moyen.

1.1.3.1.4 Climat Le paramètre le plus important est le rapport W:R qui induit un lessivage (hydrolyse) des minéraux hydratés à pH moyen. Ce lessivage se traduit par une perte graduelle des cations des moins liés (inter-foliaires) aux plus liés (tétraédriques). Un lessivage total détruit la structure des silicates hydratés, seuls des oxydes et hydroxydes survivent. La figure 1.5 illustre le processus. Les cations les moins liés sont ceux dont le rayon ionique est important (Mg, Ca), à l'inverse les plus liés sont Al et Si. Ainsi un fort lessivage témoignant d'une altération accrue tend à former préférentiellement des argiles riches en Al et Fe^{3+} telles la kaolinite ou la nontronite. Les oxydes hématite et gibbsite subsistent en dernier. La séquence verticale d'altération se résume donc à un appauvrissement en Ca, K, Mg puis Fe vers la surface. La température (ou la durée du lessivage) joue un rôle similaire.

La figure 1.7 donne qualitativement les séquences de minéraux hydratés dans les sols en fonction du climat. Les sols arides sont peu altérés et présentent uniquement des smectites/vermiculites magnésiennes alors que les sols humides et chauds présentent une stratigraphie complexe avec l'apparition de phyllosilicates-Fe, Al et hydroxydes.

Il y aura une dégénérescence dans les assemblages observés entre un lessivage fort (T et W:R élevés) et court vs. un lessivage faible mais sur une longue durée. Cette dégénérescence

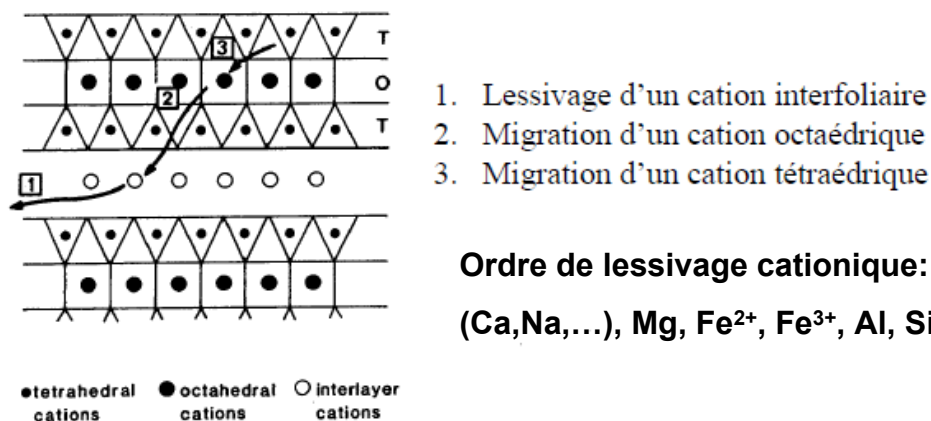


FIGURE 1.5 – Illustration du lessivage (hydrolyse) lors de l'altération supergène. Source : Nagel

a toute son importance lorsque l'on regarde des séquences d'altération sur Mars qui datent de > 4 Ga et qui ont pu durer de quelques années à des millions d'années. Les différences de compositions secondaires qui sont fonction de la roche mère sont importantes à faible lessivage, mais la composition finale est homogénéisée à fort lessivage lorsque presque tous les cations sont évacués. Il existe là encore une dégénérescence importante pour Mars : un faible lessivage de roche feldspathique forme rapidement de la kaolinite, qui n'est formée qu'à fort lessivage sur une roche basaltique.

L'altération des roches basaltiques volcaniques, dominantes sur Mars, se fait très facilement du fait de la grande réactivité des verres volcaniques. La séquence simplifiée est montrée en figure 1.6.

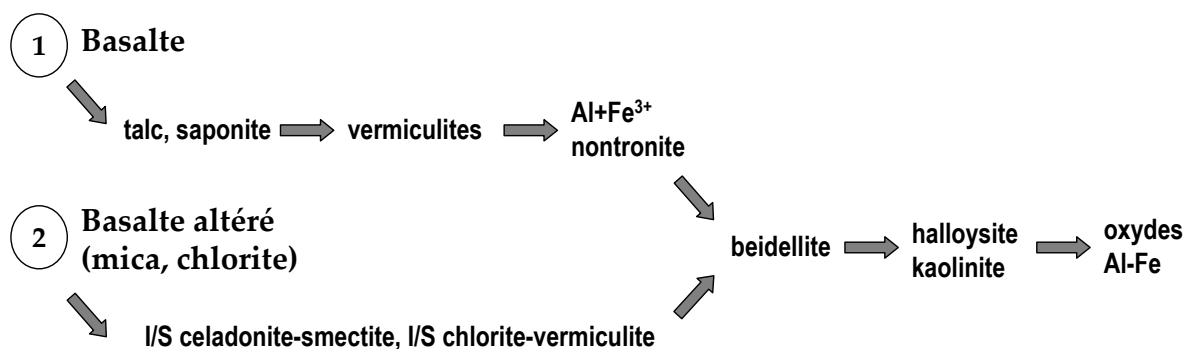


FIGURE 1.6 – Séquence d'altération supergène d'un basalte et d'un basalte altéré hydrothermalement (ajout de chlorite et mica) en fonction de l'intensité du lessivage.

En résumé, l'altération supergène produit des assemblages de minéraux variés mais qui suivent tous la même tendance gouvernée par la composition cationique, dans l'ordre approximatif de lessivage : Na,Ca,Mg,K,Fe²⁺,Fe³⁺,Al et Si. Les assemblages secondaires tracent des conditions d'altération dégénérées : long et faible vs. court et intense.

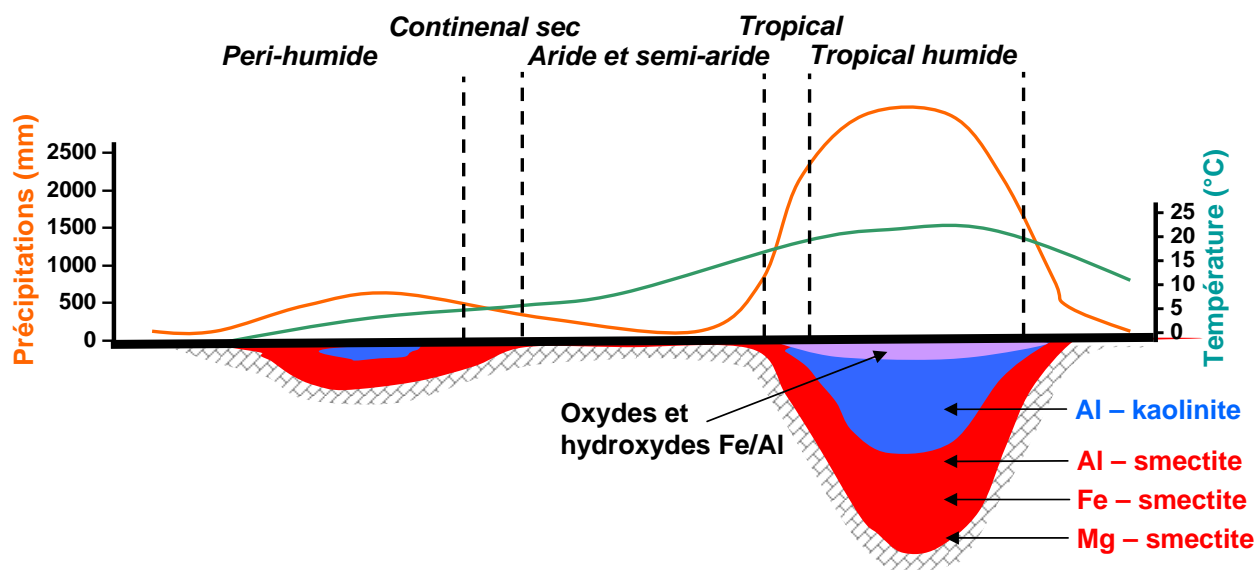


FIGURE 1.7 – Influence du climat sur la zonation verticale des minéraux du sol. Source : Nagel

1.1.3.2 Transport et sédimentation

Du fait de leur forme et petite taille, les argiles sont transportés sur de plus longues distances que limons, sables et graviers, et sont les constituants principaux des sédiments terrestre (> 70%). Le transport est gouverné principalement par la topographie, qu'il soit de nature éolienne, fluvial, glaciaire. On trouve principalement les argiles sédimentés dans des lacs, mers et marges continentales. Le transport des argiles va induire leur ségrégation en fonction de leurs tailles de grain (par mobilité croissante : kaolins, illite, chlorite, smectites et I/S, sépiolite) mais peut aussi les transformer chimiquement. Des échanges d'ions sont possibles avec d'autres minéraux lors de transports fluviaux, notamment Ca^{2+} , Mg^{2+} ou K^{+} . Par ailleurs, si environ 90 % des argiles sédimentaires sont détritiques (i.e. formé en amont dans la région source), 10 % sont dits authigéniques, formés in-situ lors du processus de déposition. Dans des lacs salés (sabkhas), des smectites/kaolins/silice hydratée (opale CT) peuvent se former ainsi que des zéolites en cas d'apport de verre volcanique. Dans un environnement marin, les verres basaltiques sédimentés seront 'palagonisés', transformés principalement en nontronite et I/S nontronite-celadonite/glaucinite. Ce dernier assemblage est un très bon marqueur d'un environnement de déposition lacustre. Sépiolite et palygorskite sont des phyllosilicates riches en Mg habituellement rares mais qui abondent dans des contextes sédimentaires authigéniques du type lacustre, peri-marin ou de *deep sea*. Une propriété importante pour Mars est le fait que le transport fluvial n'accumule pas d'argiles dans les réseaux dendritiques eux-même mais dans les bassins sédimentaires. Par ailleurs, les marges continentales terrestres sont couvertes de centaines de mètres à km de dépôts argileux provenant des continent. Leur composition varie en fonction du climat continental, de leur âge et épaisseur (diagénèse d'enfouissement). Un paléo-océan ou des paléo-mers fermées sur Mars dans les plaines du nord ou bassins d'impacts devraient avoir accumulé de telles épaisseurs d'argiles sédimentaires.

1.1.3.3 Diagenèse d'enfouissement (*burial diagenesis*)

Ce processus est intimement lié aux dépôts sédimentaires. Il n'y a pas de frontière précise entre diagenèse et métamorphisme. On considère que les processus de diagenèse se produisent à des températures typiquement $< 300\text{ }^{\circ}\text{C}$, i.e. dans les premiers km de dépôts sédimentaires.

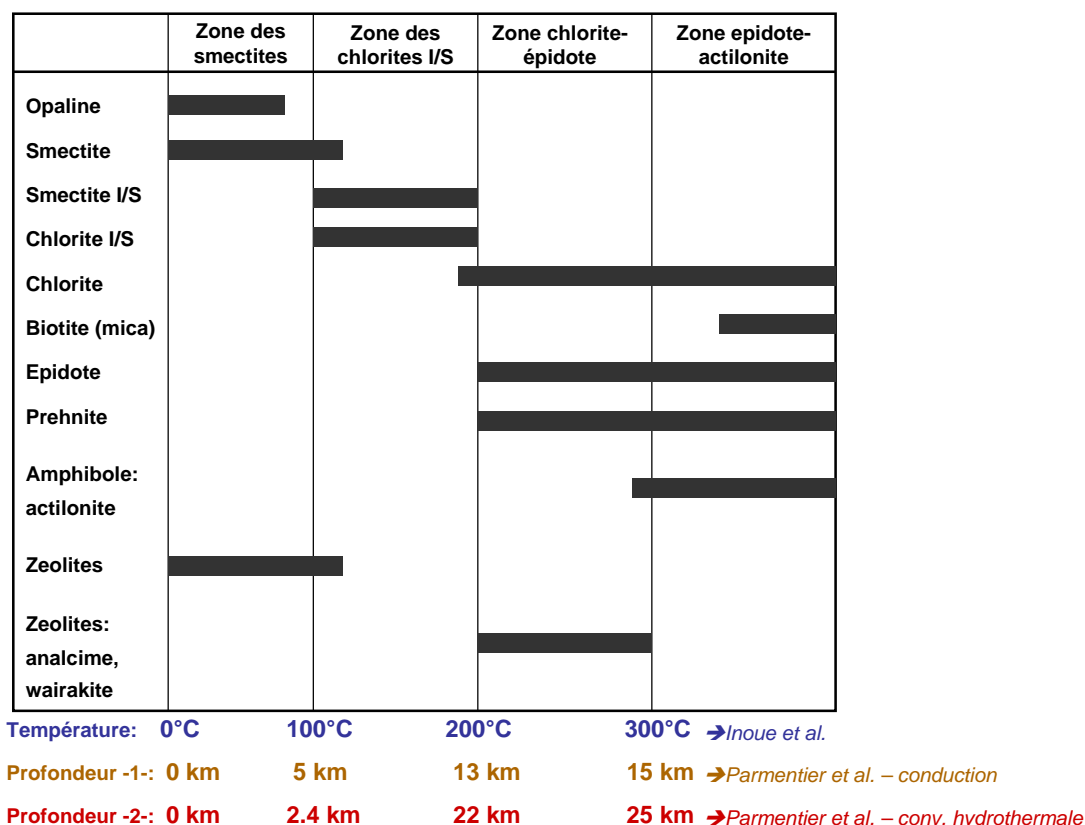


FIGURE 1.8 – Minéraux hydratés en fonction de la température/profondeur du bassin sédimentaire (roche basaltique). Source : Velde, 2010 d'après *Inoue, A.*

Au fur et à mesure que les dépôts sédimentaires s'accumulent se produit un phénomène de tassement et d'enfouissement graduel. Il se traduit par une augmentation de la pression, une expulsion d'une grande partie de l'eau contenue dans les argiles (les grains se transforment en roches sédimentaires) et une augmentation de la température. Le gradient géo-thermique dans les dépôts sédimentaires est d'une à quelques dizaines de degrés par km, des températures $> 50\text{ }^{\circ}\text{C}$ sont rapidement atteintes à des profondeurs de l'ordre du km, ce qui favorise les transformations d'argiles. L'eau expulsée, chauffée, va remonter à la surface par des failles et interagir localement avec la roche, cependant, dans son ensemble, les réactions de diagenèse se produisent à très faible W:R. Le facteur déterminant est la combinaison temps x température : il existe à nouveau une dégénérescence entre un bassin sédimentaire de faible profondeur (faible T) mais ancien ($> 100\text{ Ma}$) vs. un bassin profond (fort T) et récent. Dans ces deux cas les mêmes assemblages minéralogiques seront constatés. Comprendre les processus diagénétiques sur Mars nécessite de pouvoir dater l'âge des dépôts sédimentaires, ce qui est très difficile, et d'estimer le gradient géothermique martien au cours des derniers 4.2 Ga. Plus la diagenèse est avancée, plus la composition finale aura tendance à s'homogénéiser. La figure 3.50 résume

les assemblages de phyllosilicates produits par diagénèse croissante en fonction de T ou P et la profondeur (série Ca-Mg). Il existe deux indicateurs principaux de diagénèse d'argiles issus d'altération basaltique :

- Formation de minéraux inter-stratifiés à partir de smectites : I/S smectite-chlorite (corrensite), I/S chlorite-vermiculite et chlorite à plus haute température ($T > 100$ °C). I/S illite et kaolinites sont également des produits possibles à plus basse température.
- Formation de minéraux riches en silice à partir de verre basaltique : silice hydratée (opale) à basse température mais surtout zéolites. Ces derniers se trouvent dans la partie supérieure du bassin (zéolites alcalins de basse température) ou inférieure (zéolites calciques de haute température, l'analcime marquant la frontière avec le métamorphisme de bas grade au delà de 200 °C).

L'érosion va permettre d'ouvrir des fenêtres dans ces bassins profonds où plusieurs horizons minéralogiques seront observés.

1.1.3.4 Métamorphisme de bas grade, hydrothermalisme

Métamorphisme et hydrothermalisme regroupent les mêmes principes d'altération : des fluides chauds circulent dans des veines de roches fracturées et forment des nouveaux assemblages de minéraux hydratés. Le métamorphisme a surtout lieu à grande profondeur et donc haute température alors que l'hydrothermalisme peut se produire plus proche de la surface à la faveur par exemple d'intrusions magmatiques.

Le métamorphisme de faible grade est dans la continuité de la diagénèse d'enfouissement, elle se produit à des profondeurs, pressions et températures plus élevées : $T = [200 - 500]$ °C, $p \leq 4-5$ kbar (figure 1.9). Quelques minéraux hydratés se forment dans cet environnement par transformation d'argiles pré-existantes. Au delà de 500 °C, les roches ignées anhydres dominent. Sur Terre, le métamorphisme de faible grade a lieu dans la partie inférieure de profonds bassins sédimentaires, dans des zones de collision/subduction et par thermo-métamorphisme au voisinage d'un corps magmatique. Érosion et tectonique vont amener ces roches vers la surface où elles seront altérées. La plupart des basaltes terrestres ont été partiellement altérés par métamorphisme/hydrothermalisme avant d'être exposés à la surface. S'il n'y a pas de tectonique des plaques sur Mars, ces roches profondes peuvent tout de même être exposées à la surface à la faveur d'évènements tectoniques épisodiques et par excavation lors d'impacts météoritiques. La source de chaleur pourra être le gradient géothermique et des intrusions magmatiques. Ces mêmes impacts sont peut être responsables d'hydrothermalisme proche de la surface (dans les premiers km de la croûte, en fonction de la taille du cratère) qui pourrait former les mêmes assemblages que le métamorphisme/hydrothermalisme de profondeur. Ce rôle particulier des impacts, mineur sur Terre, sera discuté dans le chapitre 4 qui leur est entièrement consacré.

L'hydrothermalisme est un processus problématique car il permet la précipitation de quasiment tous les types de minéraux hydratés possibles, et donc ceux observés sur Mars. Le contexte géologique des sites altérés est souvent très dégradé car ancien, et il est dans ces circonstances difficile d'exclure des épisodes hydrothermaux. Les assemblages minéraux peuvent être prédits

par diagramme de phase, et sont fonction de la température, salinité, pH, W:R et de la circulation des fluides (les fluides chauffés, moins denses, remontent vers la surface si les fractures dans la roche le permettent).

Les premiers nouveaux minéraux hydratés formés par métamorphisme de faible grade sont la prehnite, la pumpellyite et la laumontite (proche de l'analcime). Au delà apparaissent les amphiboles hydratées (inosilicates actilonite, hornblende) et l'épidote (sorosilicate). La chlorite est ubiquitaire dans les roches de diagenèse élevée et métamorphiques. Les phyllosilicates du groupe des serpentines peuvent se former en conditions hydrothermales mais également dans les sols, ils ne permettent pas de contraindre ce type d'environnement. A l'opposé, la prehnite est un hydroxyde métamorphique qui ne se forme que dans des conditions ($p < 3\text{kbar}$, $T \sim [200-350]$) bien précises (Frey and Robinson, 1998), très souvent en présence de zéolites, chlorite et pumpellyite. Chaque minéral métamorphique identifié sur Mars donne des contraintes fortes sur la température et pression et donc la profondeur de formation. En particulier, ils peuvent dans certains cas fournir une limite supérieure de la profondeur d'hydratation de la croûte noachienne.

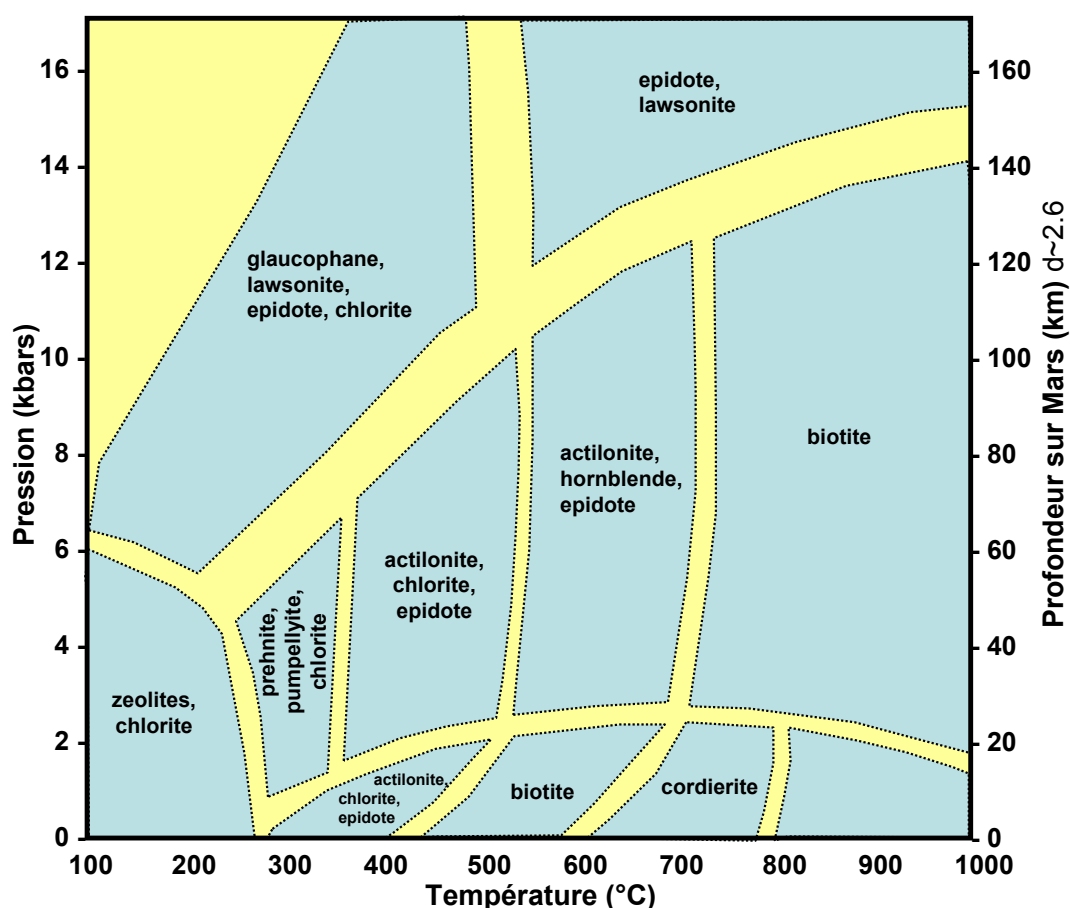


FIGURE 1.9 – Faciès métamorphiques terrestres. Sont indiqués les principaux assemblages de minéraux hydratés pour chaque faciès. La profondeur équivalente pour Mars est calculée en prenant une croûte de densité constante ~ 2.6 .

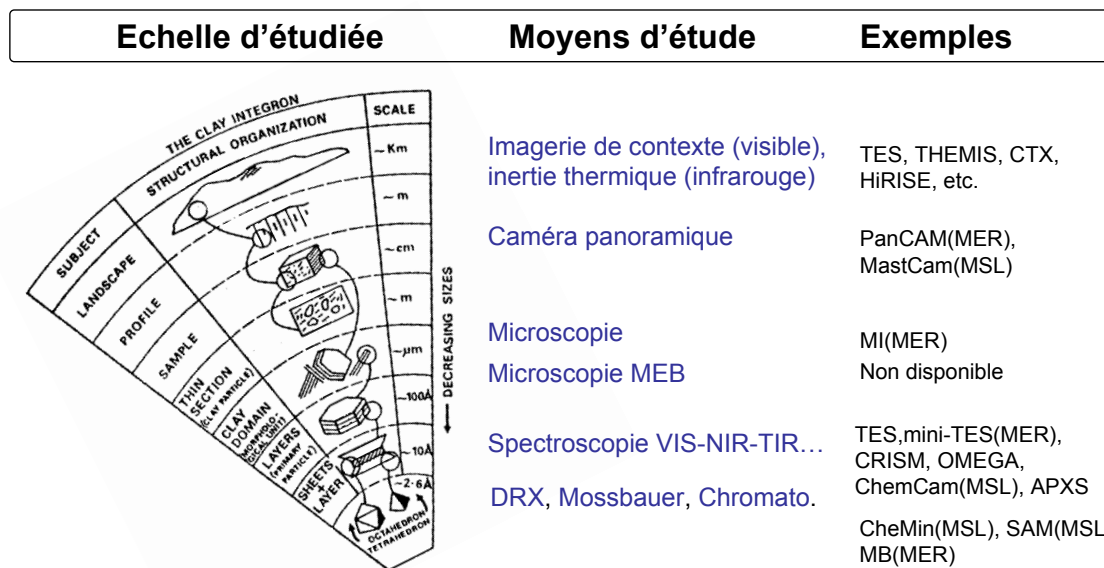


FIGURE 1.10 – Différentes échelles d'étude pour les argiles et autres minéraux hydratés. Les instruments disponibles pour Mars sont en noir. Modifié depuis Thorez, 1989.

1.2 Caractérisation des minéraux hydratés

1.2.1 Moyens d'investigation

Les minéraux hydratés, de part leur structure complexe et composition variable, ne sont pas aisément caractérisés. La connaissance de l'espèce exacte nécessite généralement l'utilisation d'au moins deux instruments, même en laboratoire. L'étude se fait généralement à plusieurs échelles :

- Échelle du dépôt, de la strate (cm - km). Fourni le contexte géologique et parfois stratigraphique dans lequel s'inscrit le dépôt minéral. Ceci est fait in-situ ou par télé-détection à la fois sur Terre et Mars.
- Échelle de la roche (cm-mm). L'assemblage des grains ou fractures de la roche et fournit des informations sur le mode et degré d'altération, de transport, de dépôt, etc. Ceci est fait par imagerie/microscopie sur Mars et en laboratoire.
- Échelle du grain/du cristal ($\sim \mu\text{m}$). La structure macroscopique des cristaux peut donner des informations sur leur nature. La microscopie à balayage (MEB) est nécessaire mais en raison des contraintes de poids et taille, elle n'est pas disponible sur Mars.
- Échelle de la structure cristalline individuelle ($\sim 10\text{-}100\text{\AA}$). Elle est obtenue par diffraction de rayons X (*DRX* ou *XRD*). Elle est disponible sur Terre et bientôt sur Mars.
- Échelle de la composition élémentaire ($\sim \text{\AA}$, cations des phyllosilicates par exemples). Elle s'obtient également par DRX mais également par d'autres instruments tels les spectromètres de masse ou mossbauer.

La figure 1.10 résume les différentes échelles et les instruments utilisés pour leur détection (*bleu*). En noir sont annotés les instruments disponibles pour l'étude des minéraux martiens, depuis l'orbite ou in-situ.

1.2.1.1 Diffraction par rayons X.

C'est le moyen d'étude privilégié avec la spectroscopie infrarouge. Un faisceau de rayons X est envoyé puis diffracté sur l'échantillon à analyser, à l'aide d'un détecteur on mesure l'angle de diffraction selon la loi de Bragg. On mesure de cette façon la largeur de l'intercouche en Å qui fournit une contrainte importante sur le type d'argile présent et son degré de stratification ou d'inter-stratification. On peut par ailleurs, en déshydratant par chauffage puis en le ré-hydratant, connaître la nature expansible/non-expansible de l'intercouche.

1.2.1.2 Spectroscopie infrarouge moyen/thermique.

La spectroscopie IR-moyen est sensible aux transitions vibrationnelles des minéraux hydratés, notamment de part leurs liaisons S-O (sulfates), Si-O, Metal-O-Si et C-O₃. La plupart se trouvent dans la gamme [6-22] μm. Il est possible de détecter de la silice anhydre ou hydratés, les phyllosilicates, carbonates, sulfates et autres sels (ex : Michalski et al., 2005, Bishop et al., 2004). Deux instruments existent pour Mars, le spectro-imageur TES/MGS et sa version in-situ Mini-TES embarqué sur les MERs et fonctionnant de 5 à 29 μm (Squyres et al., 2003). Son utilisation, couplée à APXS a permis l'identification in-situ de sulfates hydratés et d'opaline à la surface de Mars. Ce domaine spectral n'est cependant pas le plus adapté pour l'étude des silicates hydratés car leurs bandes d'absorptions sont difficiles à différencier de celle de silice anhydre cristalline ou amorphe (quartz, obsidienne, etc.). C'est particulièrement le cas pour TES qui observe depuis l'orbite : le S/B est très faible en raison de la dominance de l'énergie spectrale par l'émission thermique de la planète et de fortes bandes d'absorptions du CO₂ dans cette région. De plus, le faible échantillonnage spatial (3 km/pixel) fait que l'on moyenne spatialement des terrains de différentes températures (et émissivités), ce qui peut induire de fausses bandes dans les spectres. A ceci s'ajoute des effets de *coating* et taille des grains qui masquent les signatures. Des études comparatives ont été faites entre l'infrarouge proche OMEGA/CRISM et TES, avec un succès limité (Michalski et al., 2010).

1.2.1.3 Spectroscopie visible-infrarouge proche.

Cette partie du spectre est plus appropriée pour l'étude des minéraux hydratés de part la faible contribution thermique et l'absence de contamination spectrale de silice anhydre (spectre plat dans cette région). Un désavantage toutefois : à la différence de l'IR moyen, il est impossible de détecter des sels anhydres ou de différencier aisément plusieurs sels hydratés. La force de la spectroscopie infrarouge proche est illustrée historiquement par le fait que l'instrument OMEGA a détecté sans ambiguïté sulfates et phyllosilicates seulement quelques mois après sa mise en orbite, alors que TES, pourtant déjà actif depuis 8 ans, n'avait toujours pas apporté de preuve tangible. TES a toutefois permis la découverte d'hématite (Fe_2O_3) qui constituait une preuve indirecte d'altération chimique de roche basaltique par de l'eau liquide (Christensen et al., 2001). La section suivante est entièrement consacrée à la spectroscopie infrarouge proche, gamme spectrale utilisée par OMEGA, CRISM et le futur spectro-imageur IR proche in-situ,

MicrOmega.

1.2.2 Spectroscopie infrarouge proche des minéraux hydratés

1.2.2.1 Bandes d'absorption et autres caractéristiques spectrales

On ne s'attarde ici que sur la partie infrarouge-proche du spectre, entre 0.9 et 5 μm . Les minéraux à la surface de Mars sont identifiées et parfois quantifiés à partir de leurs bandes d'absorptions et forme spectrale globale qui les caractérisent parfois uniquement, parfois de façon dégénérée. On peut découper le spectre en deux domaines : absorptions par transitions électroniques du visible à 1.2 μm et absorptions par transitions vibrationnelles $> 1.3 \mu\text{m}$. A noter qu'on ne s'intéresse qu'à des phases liquides ou solides (cristallines) en conséquence de quoi les bandes d'absorption sont relativement larges et sans structure fine (ni rotationnelle ou ro-vibrationnelle). La spectroscopie des minéraux hydratés dans l'infra-rouge proche est décrite notamment dans Clark et al., 1990, Bishop et al., 1994, Bishop et al., 2002a, Bishop et al., 2002b, Goryniuk et al., 2004, Cloutis et al., 2006 et Bishop et al., 2008. On en fournira un bref résumé ici.

Les minéraux hydratés ont en commun la présence soit de molécules d'eau et/ou de groupes hydroxydes OH^- . Ces deux éléments vont dominer le spectre infrarouge-proche. L'eau liquide et cristalline possède trois transitions vibrationnelles fondamentales d'étirement (*stretch*) symétrique, asymétrique et de pliage (*bend*), respectivement : $\nu_{\text{H}_2\text{O}}^1 \sim 2.74\mu\text{m}$, $\nu_{\text{H}_2\text{O}}^3 \sim 2.66\mu\text{m}$ et $\delta_{\text{H}_2\text{O}}^2 \sim 6.27\mu\text{m}$ qui présente une harmonique à 3.13 μm . La position fine de ces transitions varie dans le cristal lorsque plusieurs molécules d'eau sont liées entre elles par liaisons H et lorsque la présence de cations va perturber la polarité de la molécule. L'anion hydroxyde ne possède qu'une transition de *stretching*, théoriquement à $\nu_{\text{OH}} \sim 2.78\mu\text{m}$. En pratique, dans un minéral (et particulièrement les phyllosilicates) ce fondamental pourra varier entre ~ 2.67 et 2.94 μm . Le tableau 1.2.2.1.4 résume les différents types de transitions et leur position. Ce sont les harmoniques et combinaisons de ces fondamentaux que l'on observe dans la partie [0.9 - 2.6] μm du spectre, dont on verra qu'elle est la plus utilisée. Ces dernières sont théoriquement un à deux ordres de grandeur plus faibles que les fondamentaux, mais des effets notamment de taille de grains couplés à la réflectance vont permettre d'avoir des bandes fortes $< 2.6 \mu\text{m}$.

La structure tout autant que la composition chimique définit le spectre infrarouge des minéraux hydratés. On peut les séparer en quatre grandes classes :

1.2.2.1.1 Phyllosilicates et assimilés (certains sorosilicates et inosilicates). La structure des phyllosilicates fait que l'eau peu être liée de 3 façons (par intensité croissante) :

- adsorbée à la surface dans les micro-cavités du cristal
- adsorbée dans l'inter-couche, les molécules sont liées entre elles par liaisons H
- absorbée dans l'inter-couche, les molécules sont liées aux feuillets par liaisons H

La figure 1.11 résume ceci. La position des bandes d'eau varient finement en fonction du type de liaison. Leur intensité sera proportionnelle à la quantité d'eau liée, ainsi les smectites (*ex : montmorillonite*) dont l'intercouche est expansible et permet l'accumulation de grande quantité

de molécules d'eau absorbée et adsorbée aura de très fortes bandes d'absorption. Les phyllosilicates hydroxylés dépourvus d'eau structurale (dans l'inter-rouche) telle la kaolinite n'auront en revanche pas d'absorption liée à l'eau (notamment les combinaisons vers $1.9 \mu\text{m}$) mais seulement celles liées à OH^- (notamment vers $1.4 \mu\text{m}$). Ce critère permet dans certains cas de différencier les phyllosilicates hydratés vs. hydroxylés, bien qu'en pratique de faibles bandes d'eau sont souvent constatées en raison d'impuretés ou d'eau adsorbée à la surface du minéral.

Les phyllosilicates peuvent être discriminés plus encore grâce à des transitions vibrationnelles de *bend* et *stretch* de la liaison X - OH, où X désigne le cation métallique du cristal. Ce dernier est typiquement Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} ou Mg^{2+} . Les fondamentaux de ces transitions se trouvent vers 11 (*bend* δ) et 2.7 (*stretch* ν) μm , ce sont à nouveau les harmoniques et combinaisons que l'on observe dans l'infrarouge-proche. Leur position fine varie elle aussi avec les cations, en fonction de la charge globale des 3 sites ioniques octaédriques et tétraédriques. Les feuillets octaédriques peuvent accueillir les 3 cations métalliques (deux seulement s'il s'agit de Al^{3+} , un site reste vacant), alors que seul Al^{3+} occupera les sites tétraédriques. Nous verrons plus tard le rôle des ions Si dans ces sites sur le spectre.

Ainsi la composition chimique et structure propre de chaque phyllosilicate devrait permettre de l'identifier individuellement. En pratique, du fait de substitutions ioniques dont le nombre de combinaisons possibles est quasi-infini, il n'existe pas de structure unique pour chaque type de minéral. Seuls certains peuvent être identifiés sans ambiguïté (telle la préhnite) du fait de bandes très particulières. Comme résumé dans le tableau 1.2.2.1.4, la position des bandes ne peut bien souvent qu'indiquer la composition ionique globale associée à une structure générale, et il y a en général plus d'un candidat possible. Les contraintes apportées par la présence de plusieurs bandes et la forme spectrale globale permet quasiment systématiquement d'avoir une liste de possibilité qui est toutefois restreinte (< 5 minéraux). De plus la composition ionique globale trace en général un type d'environnement de formation ou de transformation particulier, si bien que le nom exact de l'espèce identifiée importe peu. Les tendances générales sont donc :

- une bande vers $2.20 \mu\text{m}$ tracera des phyllosilicates riches en Al^{3+}
- une bande vers $2.29 \mu\text{m}$ tracera des phyllosilicates riches en $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$
- une bande vers $2.33 \mu\text{m}$ tracera des phyllosilicates riches en Mg^{2+}
- les phyllosilicates de composition cat-ionique intermédiaire ont un comportement spectral \sim linéaire : un phyllosilicate riche en Al et Fe aura une bande vers $2.25 \mu\text{m}$, alors qu'une composition Fe+Mg aura une bande entre 2.29 et $2.33 \mu\text{m}$ se décalant vers 2.33 avec la diminution du rapport $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$.

Des exemples représentatifs sont donnés en figure 1.12. A noter qu'il existe de rares exceptions telle la gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$) dont la bande caractéristique se trouve vers $2.29 \mu\text{m}$ au lieu de $\sim 2.20 \mu\text{m}$.

1.2.2.1.2 Zeolites (tectosilicates) et sels hydratés (notamment sulfates). Ces minéraux possèdent des molécules d'eau faiblement liées par liaisons H soit dans la structure même (sels hydratés) ou dans les interstices (zéolites). Le spectre infrarouge proche est dominé par les

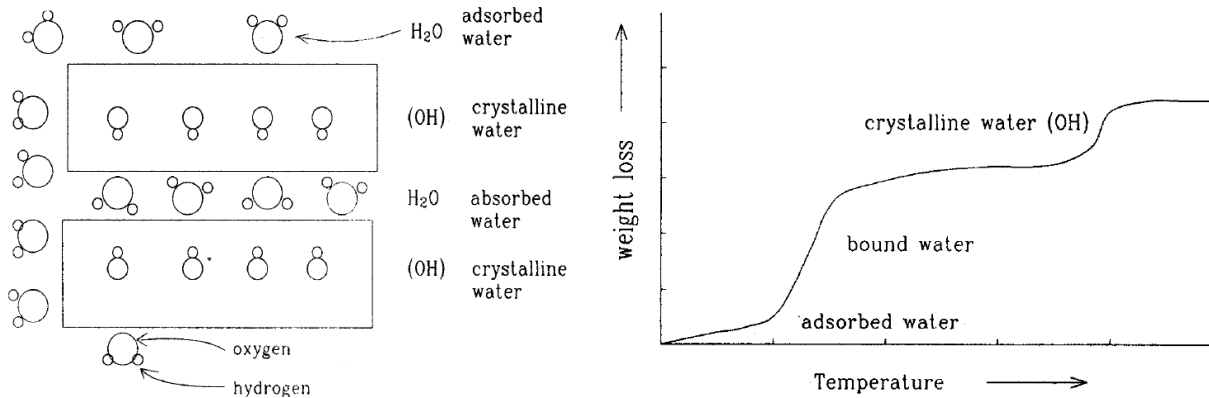


FIGURE 1.11 – Liaisons des molécules d'eau dans les phyllosilicates et assimilés. L'eau peut être adsorbée en surface ou adsorbée/absorbée dans l'intercouche. L'eau adsorbée en surface est la moins liée, les hydroxydes structuraux sont les plus liés. Source : Velde, 2010

combinaisons et harmoniques de la molécule d'eau (ex : Cloutis et al., 2006), dont les bandes sont larges et profondes. Leur spectre, surtout des sulfates lorsque le degré d'hydratation est important, est assez proche de celui de glace d'eau pure. Ils sont difficilement discriminables entre eux, même si les cations présents peuvent légèrement décaler et déformer ces larges bandes (figure 1.13). De rares sulfates (telle l'alunite ou la jarosite) possèdent des bandes permettant de les identifier sans ambiguïté, grâce à la présence de liaisons X - OH similaires aux phyllosilicates. Les vibrations S - O des sulfates ne sont visibles que dans la partie $> 3.1 \mu\text{m}$ du spectre.

1.2.2.1.3 Carbonates. Les carbonates sont identifiés grâce aux 4 modes de vibrations de l'ion CO_3^{2-} (3 actives), de fondamentaux à $\delta_{\text{CO}_3}^1 \sim 9.41 \mu\text{m}$, $\delta_{\text{CO}_3}^2 \sim 11.4 \mu\text{m}$, $\delta_{\text{CO}_3}^4 \sim 14.7 \mu\text{m}$ et $\nu_{\text{CO}_3}^3 \sim 7.07 \mu\text{m}$. Leur combinaisons et harmoniques se retrouvent dans la partie infrarouge-proche, mais sont souvent confondues avec celles des phyllosilicates. Seules leurs bandes distinctes $> 3 \mu\text{m}$ permettent de les identifier uniquement. La position et forme des bandes varie elle aussi avec la composition cat-ionique et l'hydratation.

1.2.2.1.4 Silice hydratée, opale, calcédoine . La silice hydratée ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) possède les bandes vers 1.4 et $1.9 \mu\text{m}$ communes aux phyllosilicates (dus aux vibrations H-O-H et O-H) ainsi qu'une large bande asymétrique entre 2.20 et $2.30 \mu\text{m}$, distinguable des phyllosilicates riches en Al ou Fe. Deux autres bandes caractéristiques se trouvent à 2.74 et $2.90 \mu\text{m}$. Ces 3 dernières bandes sont dues à une transition vibrationnelle de la liaison Si - OH qu'on ne retrouve pas à cette longueur d'onde dans les phyllosilicates du fait de leur structure. Il existe une exception, les phyllosilicates de groupe des lizardites qui possèdent une bande vers $2.10 \mu\text{m}$ due à une combinaison d'étirement (*stretch*) O-H et Si-O.

La partie $< 1.2 \mu\text{m}$ des spectres est entièrement dominée par des transitions électroniques de certains métaux, notamment le Fe. Celles-ci sont dues à la fois à des modes de vibration du champ cristallin et de transfert de charge (ce dernier processus engendre des absorptions 100 à

1.2 Caractérisation des minéraux hydratés

Région spectrale	Transitions vibrationnelles	Minéraux hydratés concernés
1.35-1.55 μm	$2\nu\text{MgFe}_2\text{OH}, 2\nu\text{Fe}_3\text{OH}, 2\nu\text{Mg}_3\text{OH}, 2\nu\text{Al}_2\text{OH}, 2\nu\text{Mg}_2\text{FeOH}, 2\nu\text{Fe}_2\text{OH}, 2\nu\text{AlFeOH}, 2\nu\text{H}_2\text{O}, 2\delta\text{H}_2\text{O} + \nu\text{H}_2\text{O}, 2\nu\text{OH}$	tous sauf carbonates
1.85-1.98 μm	$2\nu\text{H}_2\text{O} + \delta\text{H}_2\text{O}, 2\nu\text{CO}_3 + \nu'\text{CO}_3, \nu\text{CO}_3 + 3\nu'\text{CO}_3$	tous sauf phyllosilicates-OH
2.09-2.12 μm	$\nu\text{OH} + \nu\text{SiO}, 3\nu\text{CO}_3 + 2\delta'\text{CO}_3, \nu\text{CO}_3 + 2\nu'\text{CO}_3 + \delta'\text{CO}_3$	carbonates, lizardites
2.17-2.21 μm	$\nu\text{OH} + \delta\text{Al}_2\text{OH}, 2\nu\text{OH} + 2\nu\text{AlOH}, \nu\text{OH} + \delta\text{AlOH}$	phyllosilicates-Al, alunite
2.24-2.26 μm	$\nu\text{OH} + \delta\text{AlFeOH}, \nu\text{OH} + \delta\text{AlMgOH}, \nu\text{SiOH}, \nu'\text{SiOH}$	phyllosilicates-Al+(Fe/Mg), silice hydratée
2.27-2.29 μm	$\nu\text{OH} + \delta\text{Fe}_2\text{OH}, \nu\text{OH} + \delta\text{FeOH}$	phyllosilicates-Fe, jarosite
2.32-2.37 μm	$\nu\text{OH} + \delta\text{Mg}_3\text{OH}$	phyllosilicates-Mg
2.50-2.60 μm	$2\nu\text{CO}_3 + \nu'\text{CO}_3$	carbonates
2.70-2.85 μm	$\nu\text{MgFe}_2\text{OH}, \nu\text{Fe}_3\text{OH}, \nu\text{Mg}_3\text{OH}, \nu\text{Al}_2\text{OH}, \nu\text{Mg}_2\text{FeOH}, \nu\text{Fe}_2\text{OH}, \nu\text{AlFeOH}, \nu\text{H}_2\text{O}, \nu\text{OH}$	tous sauf carbonates

TABLE 1.2 – Absorptions des minéraux hydratés dans la région [1.2, 2.9] μm . δ désigne une vibration de pliage (*bend*) et ν une vibration d'étirement (a)symétrique (*stretch*). $\text{Al}_x\text{Fe}_y\text{Mg}_z$ désigne l'occupation des 3 sites octa/tétraédriques par les cations Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} et Mg^{2+} .

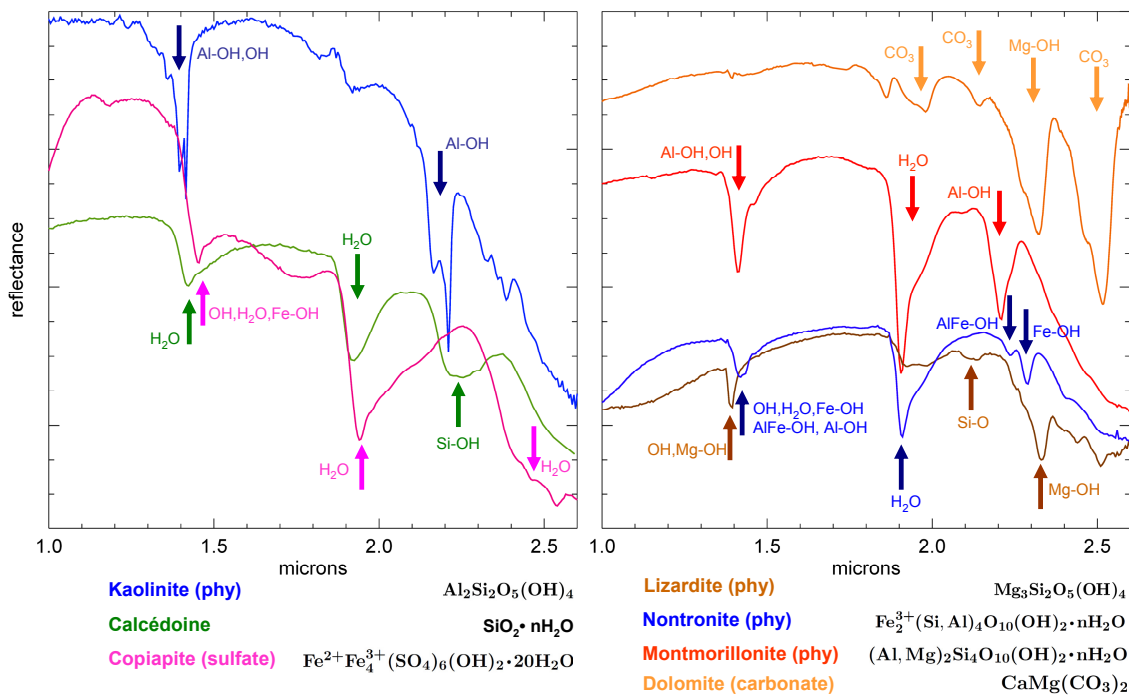


FIGURE 1.12 – Spectres de bibliothèque de phyllosilicates, sulfate, carbonate et silice hydratée. Les flèches indiquent les transitions principales et les espèces chimiques responsables.

1000 fois plus importantes). L'origine quantique est une levée de dégénérescence de l'orbitale d ($l=2$) de certains métaux. Les ions Fe^{2+} et Fe^{3+} engendrent des absorptions larges de l'UV à 1.2 μm , dont seule une partie (0.9-1.2 μm) est observée avec les instruments utilisés : ces bandes apparaissent donc comme des pentes spectrales, on pourra discerner le contenu des minéraux en $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. En particulier, ces fortes absorptions UV sont responsables de la couleur rouge des oxydes et hydroxydes de fer.

1.2.2.2 La nécessité d'une approche expérimentale, bibliothèque spectrales

La complexité de structure et de chimie des minéraux, mais également leur variabilité quasi-infinie du fait de substitutions ioniques, font qu'il est certes possible (*Petit et al., 2011, meeting*

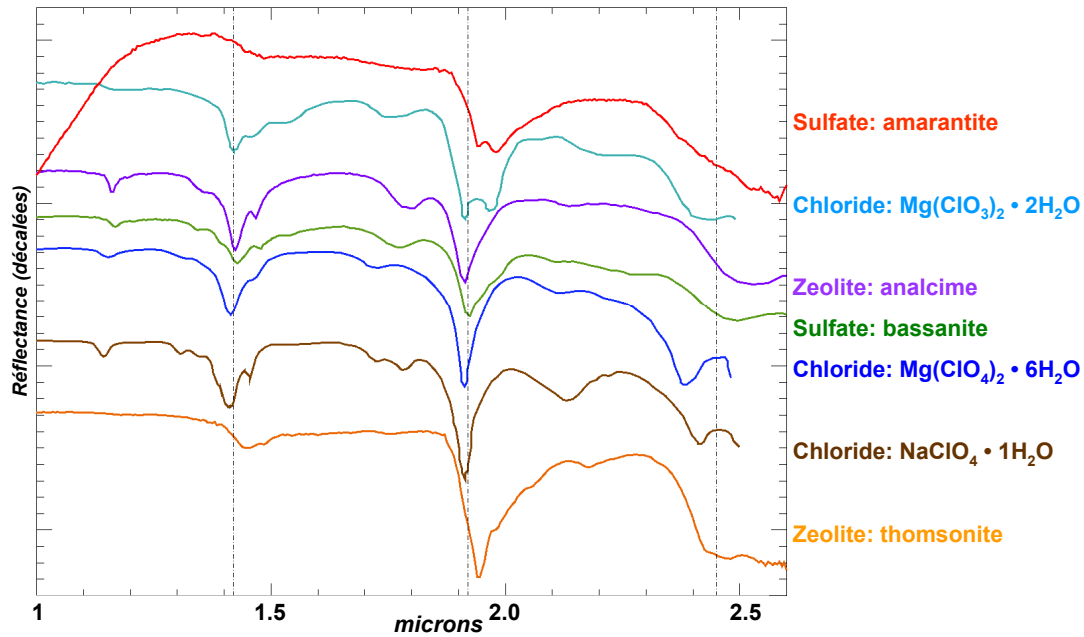


FIGURE 1.13 – Difficulté des identifications minérales entre zéolites, sulfates et autres sels hydratés. Les bandes d'absorptions sont larges et dues aux liaisons H-O-H. Source des spectres : bibliothèque RELAB (zéolites, sulfate), Hanley et al., 2010 et Hanley et al., 2011 (chlorides hydratés).

d'équipe OMEGA) mais difficile de générer un spectre théorique des minéraux hydratés. On a donc recours à des bibliothèques de spectres dont les échantillons, terrestres, ont été soigneusement préparés et caractérisés. L'utilisation systématique et complémentaire de DRX permet en général de lever la dégénérescence spectrale. Même les modèles de transfert radiatif utilisés pour l'estimation quantitative des minéraux hydratés (et qui seront abordés plus tard) utilisent en entrée des spectres expérimentaux desquels les constantes optiques sont déduites. On utilise principalement 3 bibliothèques publiques :

- RELAB (*Reflectance Experiment LABORatory, NASA/Brown*, <http://www.planetary.brown.edu/relab/>) régulièrement mise à jour en particulier par des membres de l'équipe CRISM (J. Mustard, B. Ehlmann, J. Bishop)
- USGS Digital Spectral Library (*Clark, R.N. et al. (2007), USGS*, <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral-lib.html>)
- Planetary Spectroscopy Facility (*Cloutis, E. et al. (2007), University of Winnipeg*, http://psf.uwinnipeg.ca/Sample_Database.html)

On complète ces bibliothèques au cas par cas par des spectres provenant d'études de phyllosilicates dans des environnements particuliers (après chauffage etc.).

1.2.2.3 Influence de l'environnement sur les spectres de minéraux hydratés

Les spectres IR proche de minéraux hydratés sont parfois difficiles à interpréter en raison des substitutions cat-ioniques et de certaines bandes d'absorptions dégénérées (notamment sels hydratés et sulfates). A ceci s'ajoutent d'autres sources de variabilité spectrale :

- Taille des grains, type de mélange et revêtements (*coatings*).
- Hydratation
- Impacts météoritiques, acidolyse

1.2.2.3.1 Taille des grains, type de mélange et revêtements. Les spectres de minéraux ont des valeurs variables à la fois de leur profondeur de bandes d'absorptions (absolue et relatives aux autres) et de réflectance absolue. Elles sont fonction de la distribution en taille de grain, et d'éventuels mélanges et coatings. Lorsque la lumière interagit avec le minéral, le nombre d'absorptions et de réflexions internes en fonction de la longueur d'onde incidente va gouverner le spectre de réflectance. Par ailleurs, les bandes d'absorptions auront tendance à être plus faibles lorsque l'albédo de simple diffusion est élevé car la lumière interagit peu avec le grain. Un mélange linéaire (spatial) de plusieurs minéraux n'est pas équivalent à un mélange intime à l'échelle des grains du type 'poivre et sel'. La figure 1.14 illustre la conséquence de la taille des grains et du type de mélange sur le spectre résultant. Ces effets radiatifs font que les abondances minérales ne peuvent être correctement estimées qu'à partir de modèles non-linéaires (abordés plus tard). Une déconvolution linéaire des spectres ne pourra donner qu'un ordre de grandeur de l'abondance individuelle des espèces mélangées et il subsistera une dégénérescence avec la taille des grains. Les revêtements (gainnes d'oxydes de Fe par exemple) sont surtout problématiques dans l'IR moyen mais peuvent également modifier les spectres IR proches.

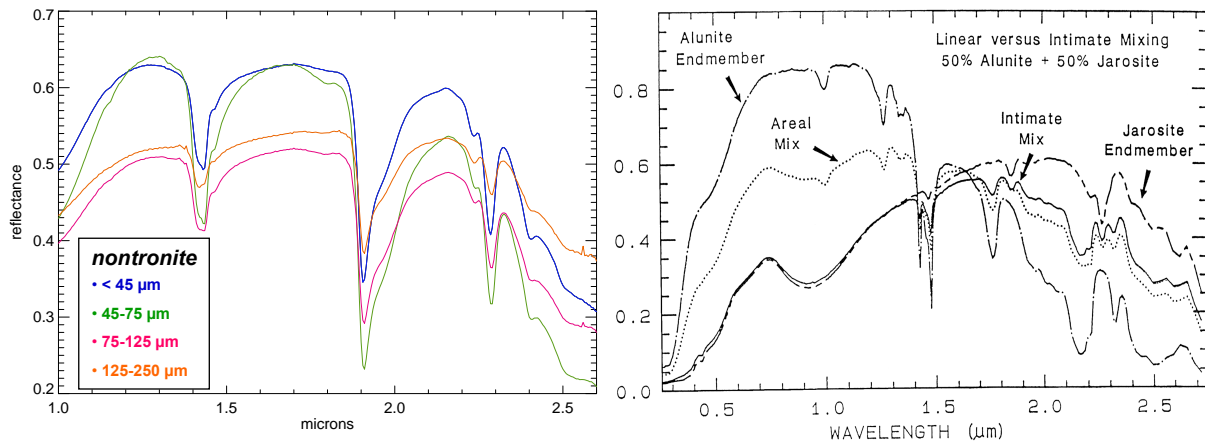


FIGURE 1.14 – Influence de la taille des grains et du type de mélange sur le spectre de nontronite et de sulfates. *Gauche* : Spectres de nontronite pour différentes tailles de grains. *Droite* : Comparaison d'un mélange linéaire (spatial) ou intime (grains) des sulfates alunite et jarosite. Source des spectres : bibliothèques RELAB et USGS.

1.2.2.3.2 Hydratation. Zéolites, sels hydratés et phyllosilicates ont une structure qui incorpore une quantité variable d'eau adsorbée et absorbée (figure 1.11). Bish et al., 2003 ont montré que les minéraux hydratés étaient stables sur Mars malgré la faible pression atmosphérique, on observe par ailleurs des sulfates de différents degrés d'hydratation et probablement des smectites dont l'inter-couche est plus ou moins élargie par eau adsorbée. L'état d'hydratation a cependant une conséquence sur les spectres, notamment les bandes à 1.4 et 1.9 μm. Les sulfates

et sels hydratés ont des spectres qui dépendent principalement du degré d'hydratation et peu de la composition cationique. Le changement est plus subtile pour les phyllosilicates. Des travaux récents (Morris et al., 2011) montrent que certaines identifications minérales peuvent être faussées par le degré d'hydratation des argiles (un exemple particulièrement saillant est montré en figure 1.15).

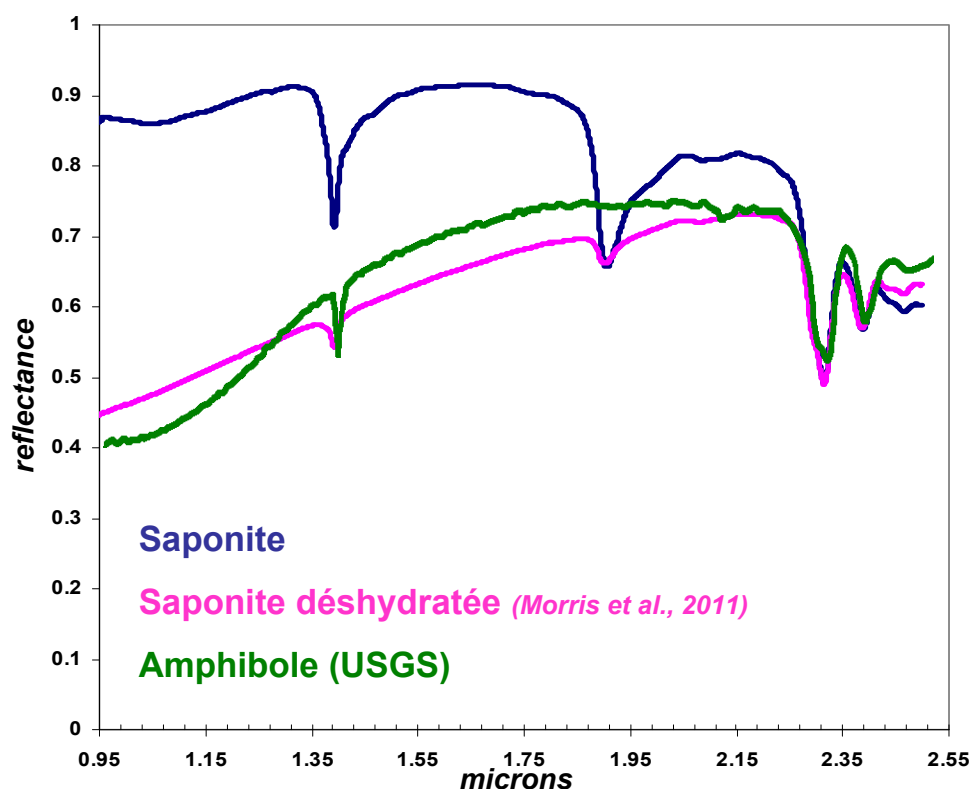


FIGURE 1.15 – Influence de l'état d'hydratation sur les spectres infrarouge proche et dégénérescence spectrale : la saponite se forme majoritairement dans les sols, l'amphibole à l'inverse est un minéral métamorphique !

1.2.2.3.3 Impacts météoritiques, acidolyse. Les impacts, fréquents dans les terrains noachiens, ont pu modifier les argiles de part la forte pression et chaleur au moment de l'impact et pendant le refroidissement qui suit (voir chapitre 4). Des études sont en cours (Gavin et Chevrier, 2010, Gavin et al., 2011). Le traitement acide (Altheide et al., 2010) est aussi susceptible de modifier la structure, composition et donc les spectres de minéraux hydratés. Mars a vraisemblablement connu une période d'altération acide aride après formation des phyllosilicates, d'où l'importance de ce type d'études. La figure 1.16 fournit quelques exemples. Ces études récentes seront à prendre en compte dans les travaux futurs pour les dégénérescences qu'elles peuvent induire dans les spectres ou au contraire les contraintes sur l'environnement qu'elles pourraient apporter.

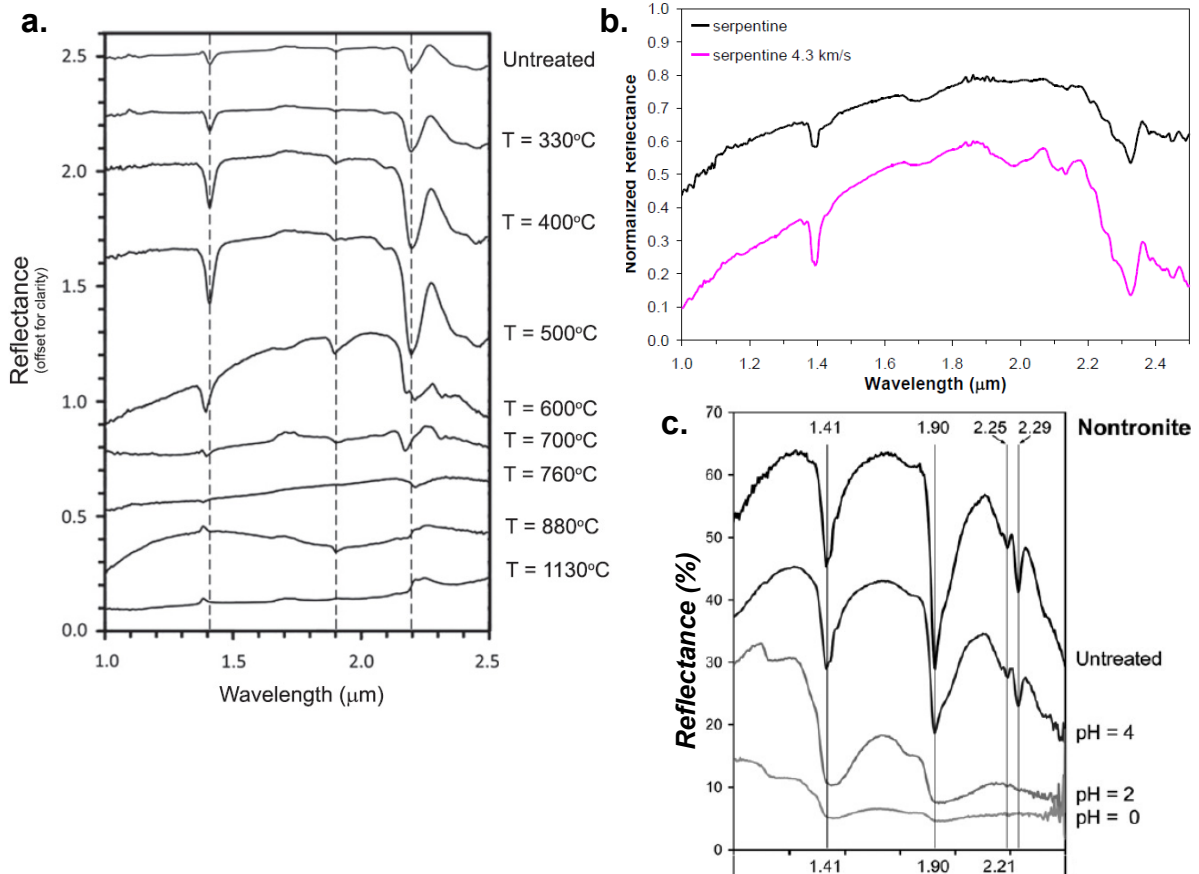


FIGURE 1.16 – **a.** Influence de la température sur un spectre de montmorillonite (Gavin and Chevrier, 2010) **b.** Spectres de lizardite avant et après impact par un projectile (Gavin et al., 2011). **c.** Spectres de nontronite après traitement acide (Altheide et al., 2010).

1.3 Chronologie des environnements martiens

Mars est un système hautement couplé où l'évolution des environnements de surface et sub-surface sont intimement liées à l'état géologique global et celui-ci a drastiquement évolué durant 4.5 Ga. Dans les grande lignes :

- La structure interne est responsable de structures topographiques à grande échelle qui vont gouverner l'orientation des réseaux fluviaux, les zones de dépôts sédimentaires et les régions où la paléo-nappe phréatique pouvait affleurer à la surface. La dichotomie nord-sud ou le plateau volcanique de Tharsis sont les exemples les plus saillants. La structure interne gouverne aussi sur le long terme le flux géothermique et les intrusions magmatiques qui vont par hydrothermalisme, métamorphisme ou diagenèse modifier ou créer des minéraux hydratés en sub-surface.
- L'axe de rotation de Mars a évolué chaotiquement dans le temps, causant des bouleversements dans les conditions de surface et probablement dans la répartition géographique de la disponibilité en eau/glace en surface et sub-surface. La formation de minéraux hydratés a pu être inhibée ou favorisée pendant des périodes plus ou moins longues.
- Le rayonnement et vent solaire, couplé à la magnétosphère martienne ont été déterminants dans la pression de surface admissible à la surface de Mars et donc de l'époque et la

longévité de(s) période(s) de stabilité d'eau liquide sur Mars. L'influence sur la formation de minéraux hydratés en surface est primordiale.

- Le volcanisme a été une source de chaleur pouvant par hydrothermalisme générer de nombreux minéraux hydratés. Il a pu par ailleurs prendre une ampleur telle que le climat a pu être modifié temporairement, favorisant la formation de minéraux hydratés.
- Les impacts météoritiques et plus particulièrement les impacts majeurs responsables de la vingtaine de bassins encore visibles à la surface ont pu obscurcir, détruire ou au contraire excaver et produire des minéraux hydratés. Ils sont tout à fait essentiels à la compréhension de la nature, répartition et évolution des minéraux hydratés sur Mars.

On utilise la chronologie standard pour Mars définie dans Tanaka, 1986 puis Carr and Head, 2010 et distinguant 4 ères géologiques (figure 1.18) :

- Pré-Noachien (~4.5-4.1 Ga)
- Noachien (~4.1-3.7 Ga)
- Hespérien (~3.7-3.0 Ga)
- Amazonien (<3.0 Ga)

Une chronologie alternative basée sur les résultats de l'équipe OMEGA a été proposée par Jean-Pierre Bibring (Bibring et al., 2006a) découpant Mars en trois ères *minéralogiques* (Phyllosien, Theiikien, Sidérikien). On y fera référence lors de la mise en relation des évènements géologiques avec les unités minéralogiques hydratés.

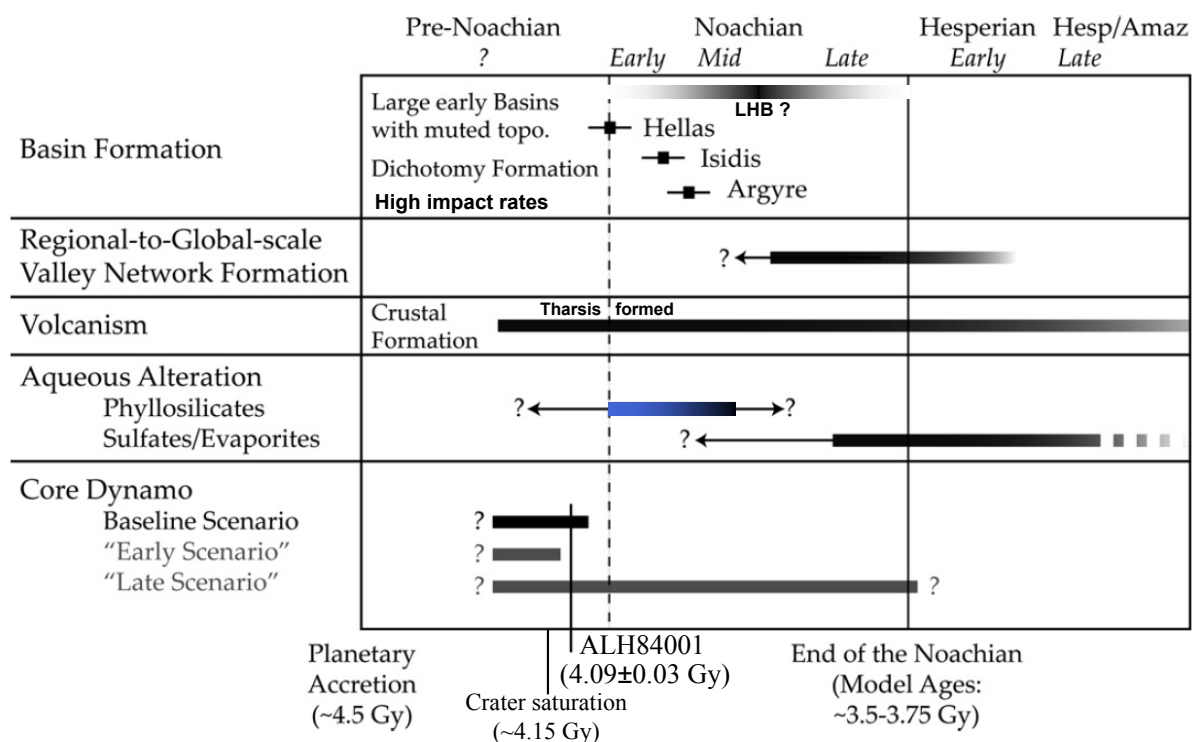


FIGURE 1.17 – Histoire géologique de Mars primitive modifiée depuis Fassett and Head, 2011. Les frontières entres ères géologiques sont approximatives.

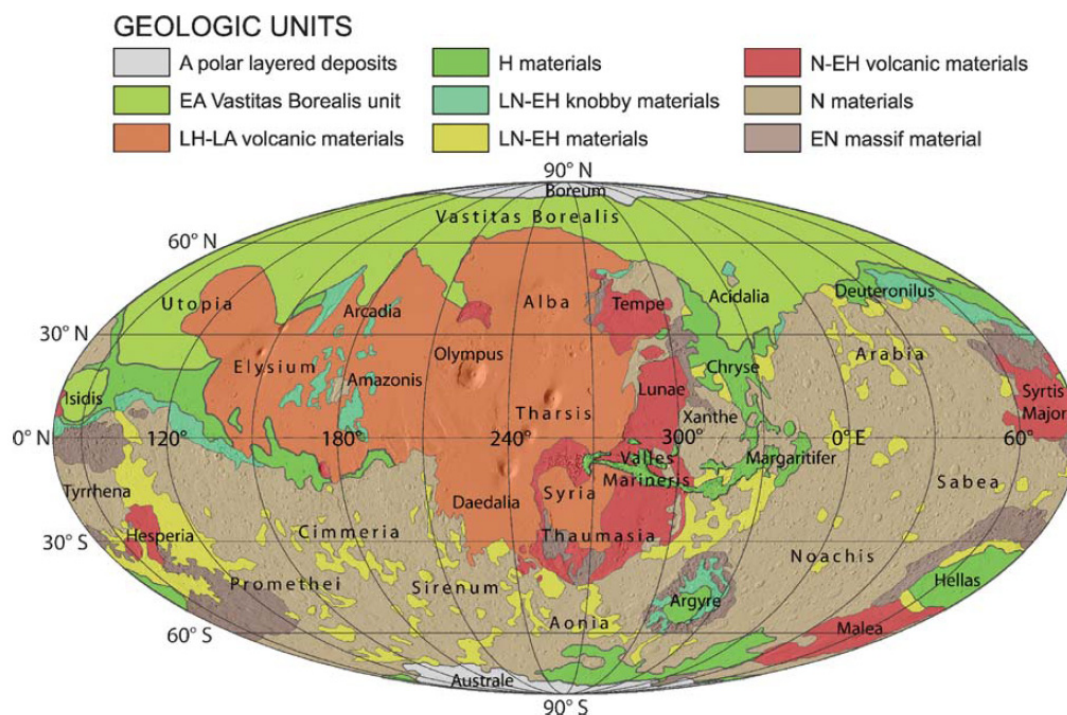


FIGURE 1.18 – Age des terrains martiens. Source : Nimmo and Tanaka, 2005

1.3.1 Du Pré-Noachien au Noachien, période d'altération aqueuse privilégiée

1.3.1.1 Le Pré-Noachien

1.3.1.1.1 Contexte général. Cette période suit directement l'accrétion planétaire : cœur, manteau et croûte se différencient. La croûte martienne s'est cristallisée rapidement (< 100 Ma, Spohn, 1991), entre 4.2 et 4.5 Ga (Nyquist et al., 2001, Werner, 2008). Sa composition globale est basaltique, comme cela a été déterminé de façon indépendante par divers instruments orbitaux et in-situ (McSween et al., 2009, Nimmo and Tanaka, 2005 et références incluses). Il n'existe pas de roches en surface datant de cette période, les plus anciennes datant de ~ 4.08 Ga et il n'est pas possible de dater ces terrains dont le taux de cratérisation dépasse la courbe de saturation. Cette période est définie comme précédente à l'impact d'Hellas (~ 4.08 -4.11 Ga : Frey, 2006, Werner, 2008), le vestige morphologique majeur serait la dichotomie crustale (Frey et al., 2002, Frey, 2006). Les autres structures ont été effacés par >4 Ga de processus endogène et exogènes de recyclage des roches de la croûte. Cette période était marquée par une activité volcanique intense et un flux géothermique maximal. Le dôme volcanique de Tharis aurait pu se former entre le pré-Noachien et le EN (Werner, 2009, Arkani-Hamed, 2009). De nombreux bassins d'impacts (la vingtaine visible ou les dizaines présumés) datent de cette époque ou marquent la frontière avec le Noachien (Werner, 2008, Frey, 2008). La figure 1.17 résume l'histoire géologique de Mars.

1.3.1.1.2 Évolution de l'atmosphère primitive Le soleil jeune (> 4.6 Ga, Zero Age Main Sequence) soumettait les planètes à une très forte émission X-UV (Lammer et al., 2011) : environ $100x$ le flux X actuel il y a 4.2 Ga et $20x$ le flux UV. Le vent solaire était également

plus dense et énergétique (Wood et al., 2002). Malgré la présence d'une magnétosphère protectrice, le soleil jeune a été responsable d'un flux de perte important en atomes neutres et molécules (C,O,CO,CO₂), en seulement quelques centaines de Ma (Kulikov et al., 2007). De plus, les différentes sources de perte font que l'atmosphère initiale était sans doute de composition différente de celle actuelle (notamment en éléments légers). La pression de surface initiale n'a pas pu être estimée avec certitude mais les nouveaux modèles indiquent, du fait de la perte rapide en éléments neutres, que l'atmosphère au Noachien était beaucoup moins dense (< 1 bar) que prévue auparavant (1-5 bar : Pollack et al., 1987, Craddock and Howard, 2002) et que celle-ci n'a pu se constituer que vers 4 Ga après que le flux XUV solaire ait sensiblement diminué. La période de stabilité de l'eau liquide à la surface de Mars n'a peut-être été qu'intermittente et restreinte dans le temps. A ceci s'ajoute l'érosion de l'atmosphère par impacts (particulièrement au LHB et au pré-Noachien), difficile à estimer mais qui aurait pu contribuer à la perte d'atmosphère à hauteur de 90 % (Brain and Jakosky, 1998).

Une atmosphère peu dense sur l'ensemble de l'histoire de Mars n'exclut pour autant pas des épisodes transients où des forçages ont pu modifier la pression et température de l'atmosphère, à la suite par exemple d'impacts importants ou d'épisodes de volcanisme intense (Segura et al., 2002, Johnson et al., 2008).

La composition atmosphérique de la Terre, Mars et Venus est proportionnellement identique (96 % CO₂, 3% N₂) si on prends en compte le CO₂ biotique et abiotique séquestré sur Terre et en excluant les ~ 21 % de O₂ d'origine biotique. En considérant que les processus d'échappement sont identiques, il ne semble pas qu'il puisse y avoir de réservoir important de CO₂ sur Mars, l'essentiel se trouvant dans les 7 mbar d'atmosphère, contrairement aux prédictions de modèles plus anciens (Pollack et al., 1987).

1.3.1.1.3 Perte du champ magnétique. Mars possédait une magnétosphère engendrée par une dynamo forte d'intensité comparable à la magnétosphère terrestre actuelle. Ce résultat provient à la fois de modèles géophysiques, d'observations du champ rémanent (Langlais et al., 2004) et de l'étude de la magnétisation d'une météorite martienne (Weiss et al., 2008). Elle se serait mise en place rapidement, au cours des premières centaines de Ma et aurait disparu entre le milieu et la fin du Noachien (entre 4.1 et 3.7 Ga, Acuna et al., 1999, Lillis et al., 2009, Langlais and Purucker, 2007). La cause de l'arrêt rapide de la dynamo est inconnue, elle a pu être multi-factorielle. L'arrêt de la dynamo a pu entraîner une augmentation de l'échappement atmosphérique par *sputtering* mais les modèles atmosphériques montrent que celle-ci était vraisemblablement déjà peu dense même en présence de magnétosphère.

1.3.1.2 Le Noachien.

1.3.1.2.1 Contexte général. Cette période représente la croûte la plus ancienne de Mars encore préservée en surface, elle couvre ~ 50% de la planète (Tanaka et al., 2005). Les plus vieilles roches se trouvent dans les *rim* des bassins d'Hellas, d'Argyre et d'Isidis. Le volcanisme s'est concentré sur le dôme de Tharsis (Johnson and Phillips, 2005). C'est la période la plus

intéressante pour l'altération aqueuse en surface et sub-surface de part le nombre d'indices morphologiques et minéralogiques découverts.

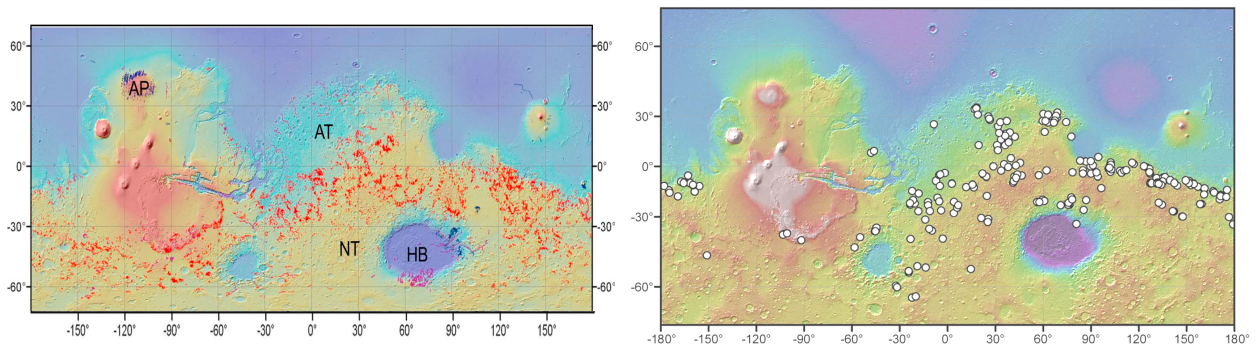


FIGURE 1.19 – Cartographies globales de réseaux fluviaux (*gauche*) et paléo-lacs sur Mars (*droite*). Sources : Hynek et al., 2010, Fassett and Head, 2008b.

1.3.1.2.2 Vallées dendritiques et paléo-lacs Les indices morphologiques d'existence d'eau liquide à la surface de Mars datent en majeure partie du Noachien et sont des réseaux fluviaux dendritiques et paléo-lacs (figures 1.19 et 1.20). Les études récentes (Fassett and Head, 2008a, Fassett and Head, 2011, Hynek et al., 2010, Irwin et al., 2005, Howard et al., 2005, Bouley et al., 2009) s'entendent à peu près toutes :

- Les vallées dendritiques sont d'origine fluviale et datent du Noachien moyen au EH, avec une activité qui semble accrue à la frontière LN/EH (Irwin et al., 2011). Les processus de re-modélage de la surface ne permettent pas d'estimer l'activité fluviale au EN.
- L'activité fluviale a fortement décliné à l'Hespérien. Il subsiste toutefois quelques réseaux fluviaux d'âge Hespérien (Bouley et al., 2010, Fassett and Head, 2007) à Amazonien (Dickson et al., 2009) mais ils semblent avoir été formés à la suite de conditions locales exceptionnelles. On trouve plus fréquemment de long réseaux fluviaux qui ont été actifs au Noachien puis ré-activés temporairement au LN/EH (Bouley et al., 2009, Jaumann et al., 2010).
- Leur origine nécessite pour fermer le cycle hydrologique des précipitations en surface (pluie ou neige). Des processus de sub-surface (sapping, upwelling) ont eu lieu mais ne suffisent pas à expliquer la présence des réseaux, particulièrement aux hautes altitudes. Les réseaux sont gouvernés par la topographie.
- On trouve des réseaux matures, d'ordre élevé, pouvant atteindre des longueurs de plusieurs milliers de km (Naktong Valley atteint par exemple ~ 4700 km). Les ordres et débits calculés évoquent un climat comparable à des régions arides sur Terre.
- Les paléo-lacs identifiés semblent avoir été généralement alimentés par des réseaux fluviaux. D'autres pourraient être la conséquence de résurgence de nappe phréatique (Wray et al., 2011)
- L'activité fluviale a pu être épisodique et de courte durée (Kraal et al., 2008) mais plus vraisemblablement s'est étalée sur des dizaines voire centaines de milliers d'années (Barn-

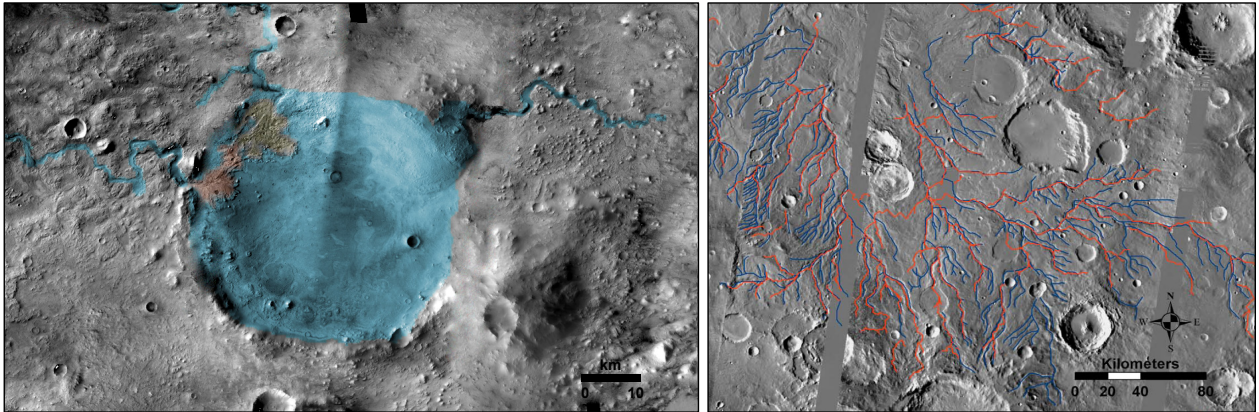


FIGURE 1.20 – Exemples de cartographie géologique de réseaux fluviaux et paléo-lacs. *Gauche* : Paléo-lac dans Jézéro Cratère (âge LN/EH), Nili Fossae. Mosaique THEMIS-Visible et CTX. La cartographie géologique provient de Ehlmann et al., 2008. *Droite* : Cartographie de réseaux dendritiques dans Sabaea Terra (Noachien) par Fassett and Head, 2008a.

hart et al., 2009).

Le paradigme actuel est donc un système hydrologique complexe avec précipitations en surface, écoulement en réseaux fluviaux, stagnation dans des lacs et une croûte possédant une aquifère (voir figures 1.20 et 1.21). Une atmosphère plus dense, humide et chaude était nécessaire pour que le climat permette un tel cycle. Cette activité hydrologique n'a pas duré longtemps à l'échelle géologique mais n'était pas non plus un phénomène entièrement transitoire. Par ailleurs, il semble que l'activité hydrologique se soit graduellement réduite avec des fluctuations à court terme, et notamment une ré-activation à la frontière LN-EH.

1.3.1.2.3 Controverses sur l'existence d'un océan sur Mars au Noachien et/ou à l'Hespérien. Sur la base d'arguments morphologiques et topographiques, nombre d'auteurs ont postulé l'existence d'un ancien océan sur Mars (ex : Baker et al., 1991, Parker et al., 1993, Carr and Head, 2003, Boyce et al., 2005, di Achille and Hynek, 2010). La tâche est difficile car bien qu'en sachant que la topographie Noachienne (après l'emplacement de la dichotomie crustale) était déjà proche de celle actuelle (ex : Frey et al., 2002), de nombreux processus de re-modelage ont eu lieu depuis et ont effacé les indices morphologiques et minéralogiques (ex : Rodríguez et al., 2010, Tanaka et al., 2003, Tanaka et al., 2005, Head et al., 2002, Kreslavsky and Head, 2006). Ces processus (dépôts éoliens, fluviaux, glaciaires et volcaniques) sont principalement contrôlés par la topographie et sont donc prépondérants dans les dépressions où justement un/des océans ont pu se trouver.

La plupart des études avancent un âge Noachien à Hespérien pour cet océan, il n'y a pas d'indice convainquant pour un océan plus récent que le LH (~ 3.1 Ga : Tanaka et al., 2005, Werner and Medvedev, 2011). La variété à la fois d'âge, de durée d'existence, de volumes avancés et d'origine (lacustre, coulée de boues, résurgence d'une nappe phréatique) illustrent l'absence de preuve irréfutable de l'existence d'un ou de plusieurs océans sur Mars. Il existe de plus des contre-arguments notamment minéralogiques ou sur la base d'observations radar qui

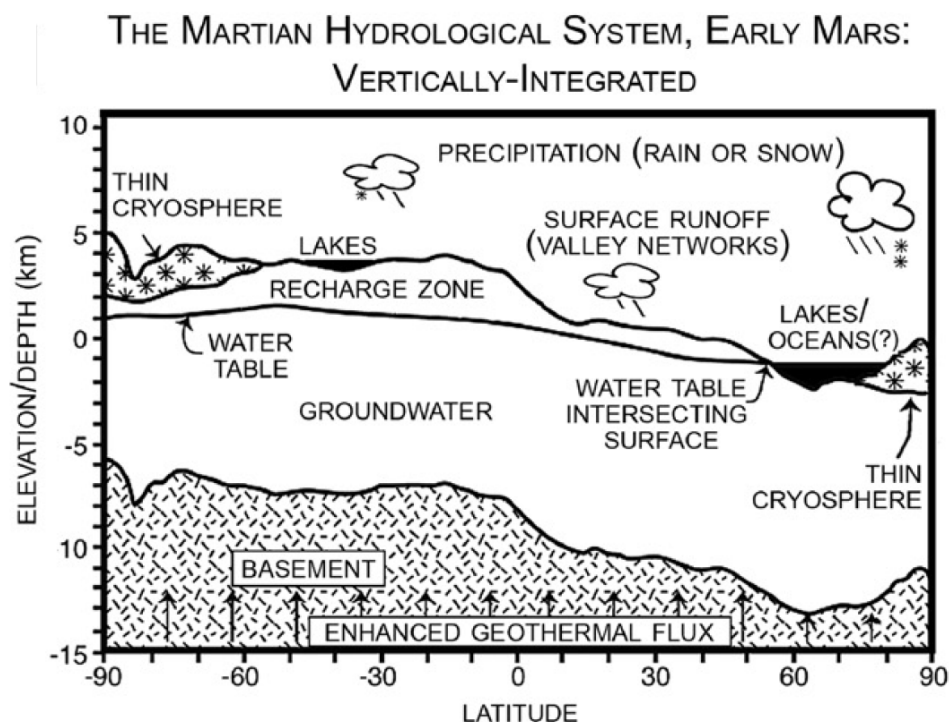


FIGURE 1.21 – Cycle hydrologique de Mars postulé au Noachien. Source : Fassett and Head, 2008a.

seront abordées en section 4.2. Tous les arguments pour ou contre son existence se heurtent à la limite pré-Noachien-EN où aucun indice ne subsiste avec les moyens actuels d’investigation. Un océan pré-Noachien-EN sur Mars est cependant peu probable aux vues des simulations faites de l’atmosphère martienne primitive (Lammer et al., 2011, Kulikov et al., 2007) trop peu dense à cette période. L’absence d’un océan massif au Noachien ou à l’Hespérien n’interdirait pas la présence intermittente de volumes d’eau plus restreints (mers fermées), sous forme liquide ou de glace.

1.3.2 La transition LN/EH : une période de bouleversements majeurs

1.3.2.1 Contexte général

La période entre ~ 4.0 et 3.8 Ga est cruciale dans la compréhension de l’évolution des environnements martiens. C’est à cette période environ que la dynamo martienne s’est arrêtée, qu’un épisode de volcanisme intense a eu lieu et qu’un bombardement intense (LHB) a pu modifier significativement les premiers km de la croûte. Les prédictions sur l’obliquité chaotique de Mars ne sont pas précises au delà de 200 Ma mais la probabilité de son instabilité est importante. Sa conséquence peut être un bouleversement climatique causé par la fonte ou sublimation de quantité importante de glace d’eau et qui changerait à la fois l’atmosphère et la disponibilité d’eau en surface pour l’altération aqueuse des roches. Bien que la chronologie exacte de ces événements ne soit pas connue, un bouleversement climatique majeur rapide à l’échelle géologique ne fait plus beaucoup de doute, d’une atmosphère modérément chaude, humide et dense (sans doute

proche des régions arides et froides sur Terre) à un milieu hyper-aride et froid. On trouve en particulier une activité hydrologique de surface et sub-surface qui diminue malgré une relativement courte période d'activité accrue au LN/EH. Par ailleurs la disponibilité atmosphérique en soufre est importante du fait du volcanisme, et pourra conduire à la formation préférentielle de sulfates dans un contexte évaporitique.

1.3.2.2 Le LHB

Les planètes internes du système solaire ont peut être connue une période courte (100-200 Ma) d'impacts météoritiques accrus appelé LHB qui aurait grandement contribué à la cratérisation des terrains noachiens et pré-noachiens sur Mars. Ce pic du flux d'impacts est généralement situé entre 3.8 et 4.0 Ga, soit au LN, bien qu'un âge plus ancien (4.0-4.2 Ga) ait été récemment avancé par Frey, 2008. La conséquence d'un bombardement massif de la surface sur l'évolution des minéraux hydratés peut être de plusieurs ordres :

- *labourage* des premiers km de la croûte qui efface ou dilue les signatures de minéraux hydratés par mélange avec le régolite anhydre
- création accrue de minéraux hydratés en sub-surface par hydrothermalisme grâce à la chaleur d'impact libérée en profondeur dans la croûte (ex : Newsom, 1980, Abramov and Kring, 2005)
- création accrue de minéraux hydratés en surface par changement des conditions atmosphériques (Segura et al., 2002).
- modification de la structure (par choc) et composition (par re-crystallisation) des minéraux hydratés présents avant l'impact

Le LHB a donc pu avoir des rôles contradictoires sur les minéraux hydratés.

1.3.2.3 Volcanisme

Le LN/EH a connu une période d'activité volcanique accrue possiblement en conséquence de panaches mantelliques, eux-même une conséquence possible de la cessation de la dynamo (Werner, 2009). La dernière période d'activité volcanique majeure sur Mars a eu lieu vers 3.6 Ga, soit après l'ère de formation des argiles mais contemporaine de la formation des sulfates. Environ 30 % de la surface de Mars a été recouverte de plaines volcaniques à l'Hespérien (Head et al., 2002, figure 1.18). Craddock and Greeley, 2009 ont estimé que ~ 0.8 bar de CO_2 ont été émis par *outgassing* volcanique depuis le LN, avec des conséquences possibles sur la stabilité temporaire d'eau liquide à la surface. La quantité et le devenir de vapeur d'eau et de composés sulfurés émis par volcanisme depuis le Noachien est sujet à débat.

1.3.2.4 Conséquences sur le régime hydrologique.

Notre connaissance de la transition Noachien-Hespérien en terme de cycle hydrologique est résumée dans Andrews-Hanna and Lewis, 2011 :

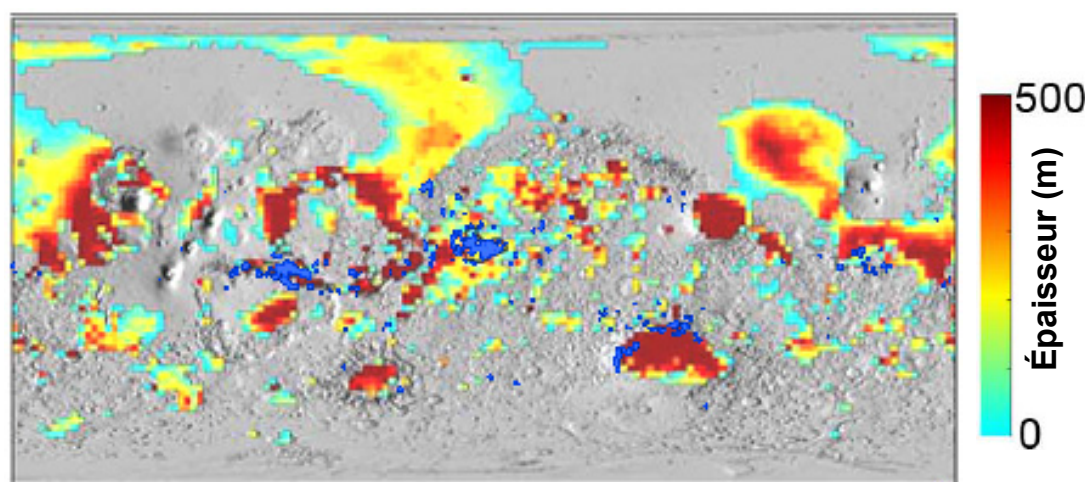


FIGURE 1.22 – Dépôts sédimentaires sur Mars au LN/Hespérien. *Bleu foncé* : Sédiments martiens identifiés dans Malin and Edgett, 2000. *Dégradé bleu-ciel à rouge* : Simulation de dépôts sédimentaires au Noachien/Hespérien réalisée par Andrews-Hanna and Lewis, 2011 (épaisseur des dépôts en mètres).

- Cessation et immaturité des réseaux fluviaux au EH. Ceux-ci témoignent d'un changement dès le LN vers un climat plus aride (indices morphologiques cités précédemment et modèles hydrologiques (Andrews-Hanna and Lewis, 2011) et géochimiques (Tosca and Knoll, 2009).
- La nappe phréatique est diminuée car la quantité d'eau disponible est globalement plus faible. Elle n'intersecte plus la surface qu'en de rares endroits, où la topographie le permet. Lorsque cela se produit, l'eau des nappes dont le long trajet l'a enrichie en sels sourdre mais ne s'écoule plus comme auparavant. Les conditions de surfaces font que l'eau interagit avec les roches en surface dans un contexte évaporitique favorisant notamment la formation de sulfates. On trouve justement ces sulfates dans des régions prédites par la topographie, notamment dans Valles Marineris (Roach, 2009) et Arabia Terra (Wiseman et al., 2010). Les dépressions les plus profondes (cratères) seraient d'abord remplies puis les bassins topographiques (Andrews-Hanna et al., 2010, voir figure 1.22). Cette hypothèse est corroborée par les observations de sédiments riches en sulfates dans les cratères d'Arabia Terra, puis de Meridiani Planum. A noter qu'ils sont également détectés dans un contexte similaire dans Gale cratère (Milliken et al., 2010), de l'autre côté de la planète. L'eau chargée en sels interagirait avec l'atmosphère oxydante pour donner un milieu acide (Hurowitz et al., 2010), ce qui est constaté dans les assemblages minéralogiques évaporitiques et qui seront abordés plus tard.
- Un changement brutal d'obliquité (Laskar et al., 2004) ou des impacts du LHB ou encore un épisode volcanique intense ont pu changer temporairement les conditions en surface et causer une activité hydrologique accrue à la frontière LN/EH.

1.3.3 De l'Hespérien à l'Amazonien

L'évolution géologique de Mars au cours des derniers 3 Ga s'est considérablement ralentie, avec des épisodes volcaniques restreints, une activité hydrologique principalement glaciaire et une

lente oxydation et érosion de la surface. Quelques évènements catastrophiques à l'Hespérien (à la faveur d'épisodes volcaniques ou de changement d'obliquité) ont causé la formation de vallées de débâcle.

1.4 Minéraux hydratés sur Mars : état des connaissances en début de thèse

Les indices d'une activité hydrologique précoce à la surface de Mars se sont accumulés depuis les années 1970 : vallées de débâcle, réseaux dendritiques, dépôts sédimentaires (Carr, 1979, Carr, 1996, Malin and Edgett, 2000). Ces indices se sont vus confirmés vers les années 2000 avec l'arrivée de nouveaux imageurs haute résolution et de l'altimètre MOLA. Morphologie et minéralogie aqueuse n'ont été partiellement réconciliés que tardivement avec les observations OMEGA. Auparavant, seules des tentatives de détections de phases hydratées avaient été faites depuis le sol (et non confirmées par la suite).

En 2000, l'instrument TES a mis en évidence un dépôt étendu d'hématite ($\alpha - Fe_2O_3$) dans Sinus Meridiani (Christensen et al., 2000) interprété comme un produit de précipitation dans un contexte évaporitique (type *playa*). Cette détection demeura jusqu'en 2005 la seule preuve indirecte tangible d'interaction chimique eau liquide-roche à la surface de Mars.

En 2005 ont été détectés grâce à l'instrument OMEGA à la fois des phyllosilicates (nontronite et montmorillonite : Poulet et al., 2005) et des sulfates hydratés (Gendrin et al., 2005), ces derniers ont été détectés de façon concomitante (et indirecte) in-situ par le MER Opportunity à Sinus Meridiani (Grotzinger et al., 2005).

La cartographie globale des minéraux hydratés sur Mars réalisée peu après (Poulet et al., 2007b) a mis en évidence des dizaines de sites hydratés dont 4 régions très étendues (Valles Marineris (Roach et al., 2008), Meridiani Planum (Poulet et al., 2008), Mawrth Vallis (Loizeau et al., 2007) et Nili Fossae (Mangold et al., 2007)). De nouvelles phases hydratés ont été découvertes : chlorite, kaolinite (Poulet et al., 2007a) et des détections possibles de carbonates.

Parallèlement ; des études régionales des 4 sites majeurs ont permis d'élaborer les premiers scénarios de formation géologique de ces minéraux. Une origine supergène est postulée pour Mawrth Vallis, partiellement hydrothermale pour Nili Fossae et partiellement évaporitique pour Meridiani Planum.

Ces détections ont conduit à la construction d'un nouveau paradigme sur l'évolution hydrologique et d'altération chimique de Mars : parallèlement aux trois ères géologiques sont proposées trois ères *minéralogiques* - phyllosien, theiikien, siderikien - correspondants à des environnements de surfaces très différents (Bibring et al., 2006b, Chevrier et al., 2007, figure 1.23).

- *Phyllosien*. Marqué par la présence d'eau liquide de $pH \geq 7$ stable en surface pendant quelques centaines de milliers à centaines de millions d'années, temps nécessaire pour former les phyllosilicates. L'atmosphère était vraisemblablement plus dense, chaude et humide qu'aujourd'hui, sans toutefois atteindre nécessairement des conditions tempérées

ou tropicales sur Terre.

- *Theiikian*. Suite à un ou des bouleversements majeurs à l'échelle planétaire et qui ont été évoqués précédemment (correspondant au LN/EH), les conditions de surface n'ont pas permis à l'eau liquide d'être suffisamment stable pour la formation continue de phyllosilicates. De l'eau liquide s'est retrouvée en surface mais n'a pu former que des sels dans un contexte évaporitique, l'environnement était aride. La présence de sulfates à cette période et l'absence de carbonates indiquent par ailleurs des conditions de pH acide et de $p(\text{SO}_4)$ élevé, sans doute à la faveur d'un dégazage volcanique accru. L'atmosphère devient oxydante.
- *Siderikian*. Période majoritairement anhydre sans activité hydrologique surfacique soutenue. Cette période est marquée par la lente oxydation de la surface.

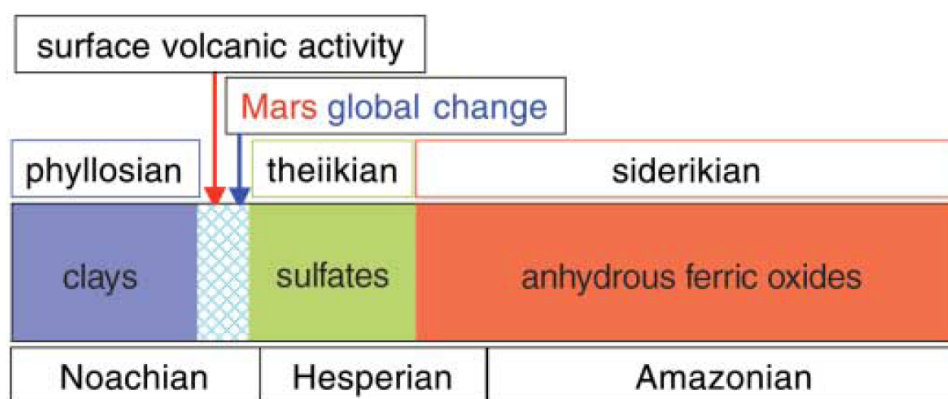


FIGURE 1.23 – Nouveau paradigme de l'altération aqueuse de Mars proposé par Bibring et al., 2006b.

Lorsque débute ce travail de thèse, l'arrivée récente de l'instrument CRISM avait déjà permis une meilleure caractérisation géologique et avait révélé une plus grande diversité minérale (Mustard et al., 2008), avec notamment la découverte de prehnite, d'opale, de zéolites et la confirmation de carbonates. Les 4 régions principales ont été ré-étudiées avec CRISM et les nouveaux instruments d'imagerie haute résolution, permettant l'élaboration de scénarios de formation plus précis. Le tableau suivant récapitule les espèces hydratées identifiées fin 2008.

Groupe minéral	Espèces
Smectite	nontronite, montmorillonite, saponite
Vermiculite	vermiculite, inter-stratifiés
Lizardite	serpentine ?
Chlorite	chlorite-Mg
Kaolins	kaolinite ou halloysite
Micas	illite, muscovite
Sulfates poly-hydratés	gypse, autres
Sulfates mono-hydratés	kieserite
Autres	silice hydratée, prehnite, zeolites, carbonates ?

Une nouvelle cartographie globale couplée OMEGA-CRISM présentant en tout une soixan-

taine de sites a été élaborée (voir figure 1.24), ses résultats confirmant largement le paradigme établi en 2006.

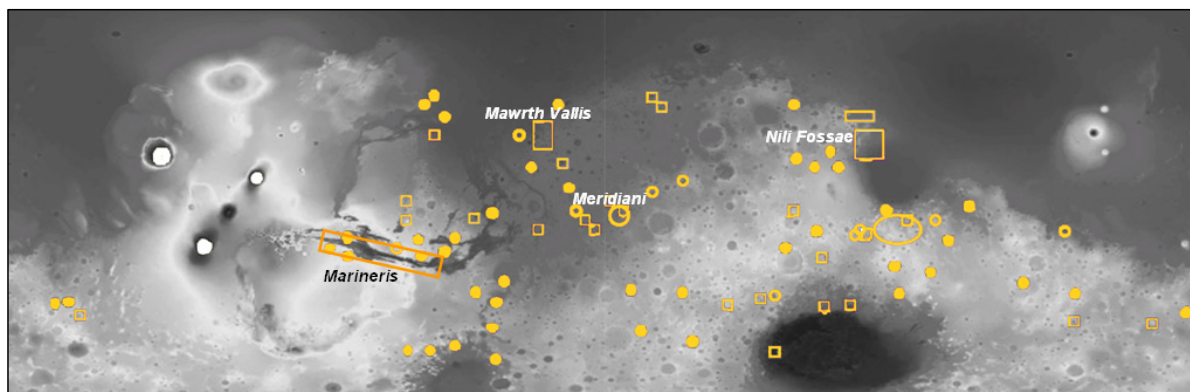


FIGURE 1.24 – Carte globale des minéraux hydratés effectuée en 2008 par *Mustard et al., 2008* & *Poulet et al., 2007*, une soixantaine de sites avaient été identifiés.

Si les nombreux travaux disponibles en 2008 permettaient d’avoir des indices *localement* sur les conditions d’altération, il subsistait toujours une dégénérescence entre plusieurs scénarios plausibles de formation, et les cartographies globales n’étaient pas assez complètes pour que chaque étude locale puisse s’inscrire dans un cadre plus général. En particulier, la question d’une altération globalement en surface ou en profondeur n’était pas résolue.

Bibliographie

- O. Abramov and D. A. Kring. Impact-induced hydrothermal activity on early Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110 :E12S09, November 2005. doi : 10.1029/2005JE002453.
- M. H. Acuna, J. E. P. Connerney, N. F. Ness, R. P. Lin, D. Mitchell, C. W. Carlson, J. McFadden, K. A. Anderson, H. Reme, C. Mazelle, D. Vignes, P. Wasilewski, and P. Cloutier. Global Distribution of Crustal Magnetization Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment. *Science*, 284 :790–+, April 1999. doi : 10.1126/science.284.5415.790.
- T. S. Altheide, V. F. Chevrier, and E. Noe Dobrea. Mineralogical characterization of acid weathered phyllosilicates with implications for secondary martian deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 :6232–6248, November 2010. doi : 10.1016/j.gca.2010.08.005.
- J. C. Andrews-Hanna and K. W. Lewis. Early Mars hydrology : 2. Hydrological evolution in the Noachian and Hesperian epochs. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 116 :E02007, February 2011. doi : 10.1029/2010JE003709.
- J. C. Andrews-Hanna, M. T. Zuber, R. E. Arvidson, and S. M. Wiseman. Early Mars hydrology : Meridiani playa deposits and the sedimentary record of Arabia Terra. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 :E06002, June 2010. doi : 10.1029/2009JE003485.
- J. Arkani-Hamed. Polar wander of Mars : Evidence from giant impact basins. *Icarus*, 204 : 489–498, December 2009. doi : 10.1016/j.icarus.2009.07.020.
- V. R. Baker, R. G. Strom, V. C. Gulick, J. S. Kargel, G. Komatsu, and V. S. Kale. Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on Mars. *Nature*, 354 :86–87, November 1991. doi : 10.1038/354086a0.
- C. J. Barnhart, A. D. Howard, and J. M. Moore. Long-term precipitation and late-stage valley network formation : Landform simulations of Parana Basin, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 114 :E01003, January 2009. doi : 10.1029/2008JE003122.
- J.-P. Bibring, Y. Langevin, J. F. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N. Mangold, P. Pinet, and F. Forget. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312 :400–404, April 2006a. doi : 10.1126/science.1122659.

- J.-P. Bibring, Y. Langevin, J. F. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N. Mangold, P. Pinet, and F. Forget. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312 :400–404, April 2006b. doi : 10.1126/science.1122659.
- D. L. Bish, J. William Carey, D. T. Vaniman, and S. J. Chipera. Stability of hydrous minerals on the martian surface. *Icarus*, 164 :96–103, July 2003. doi : 10.1016/S0019-1035(03)00140-4.
- J. Bishop, C.M. Pieters, and J.O. Edwards. Infrared spectroscopic analyses on the nature of water in montmorillonite. *Clay and Clay Minerals*, 42(6) :702–716, dec 1994.
- J. Bishop, J. Madejova, P. Komadel, and H Froschl. The influence of structural Fe, Al and Mg on the infrared OH bands in spectra of dioctahedral smectites. *Clay Minerals*, 37(4) :607–616, dec 2002a. doi : 10.1180/000985502374006.
- J. Bishop, E. Murad, and M.D. Dyar. The influence of octahedral and tetrahedral cation substitution on the structure of smectites and serpentines as observed through infrared spectroscopy. *Clay Minerals*, 37(4) :617–628, dec 2002b. doi : 10.1180/0009855023740064.
- J. Bishop, M.D. Lane, M.D. Dyar, and A.J. Brown. Reflectance and emission spectroscopy study of four groups of phyllosilicates : smectites, kaolinite-serpentines, chlorites and micas. *Clay Minerals*, 43(1) :35–54, mar 2008. doi : 10.1180/claymin.2008.043.1.03.
- J.L. Bishop, M. Darby Dyar, M.D. Lane, and J.F. Banfield. Spectral identification of hydrated sulfates on Mars and comparison with acidic environments on Earth. *International Journal of Astrobiology*, 3 :275–285, October 2004.
- S. Bouley, V. Ansan, N. Mangold, P. Masson, and G. Neukum. Fluvial morphology of Naktong Vallis, Mars : A late activity with multiple processes. *Planetary and Space Science*, 57 : 982–999, July 2009. doi : 10.1016/j.pss.2009.01.015.
- S. Bouley, R. A. Craddock, N. Mangold, and V. Ansan. Characterization of fluvial activity in Parana Valles using different age-dating techniques. *Icarus*, 207 :686–698, June 2010. doi : 10.1016/j.icarus.2009.12.030.
- J. M. Boyce, P. Mouginiis-Mark, and H. Garbeil. Ancient oceans in the northern lowlands of Mars : Evidence from impact crater depth/diameter relationships. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110 :E03008, March 2005. doi : 10.1029/2004JE002328.
- D. A. Brain and B. M. Jakosky. Atmospheric loss since the onset of the Martian geologic record : Combined role of impact erosion and sputtering. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 103 :22689–22694, September 1998. doi : 10.1029/98JE02074.
- M. H. Carr. Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifers. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 84 :2995–3007, June 1979. doi : 10.1029/JB084iB06p02995.

- M. H. Carr. Channels and valleys on Mars : cold climate features formed as a result of a thickening cryosphere. *Planetary and Space Science*, 44 :1411–1423, November 1996. doi : 10.1016/S0032-0633(96)00053-0.
- M. H. Carr and J. W. Head. Oceans on Mars : An assessment of the observational evidence and possible fate. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 :5042, May 2003. doi : 10.1029/2002JE001963.
- M. H. Carr and J. W. Head. Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294 :185–203, June 2010. doi : 10.1016/j.epsl.2009.06.042.
- V. Chevrier, F. Poulet, and J.-P. Bibring. Early geochemical environment of Mars as determined from thermodynamics of phyllosilicates. *Nature*, 448 :60–63, July 2007. doi : 10.1038/nature05961.
- P. R. Christensen, J. L. Bandfield, R. N. Clark, K. S. Edgett, V. E. Hamilton, T. Hoefen, H. H. Kieffer, R. O. Kuzmin, M. D. Lane, M. C. Malin, R. V. Morris, J. C. Pearl, R. Pearson, T. L. Roush, S. W. Ruff, and M. D. Smith. Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the Thermal Emission Spectrometer : Evidence for near-surface water. *Journal of Geophysical Research*, 105 :9623–9642, April 2000. doi : 10.1029/1999JE001093.
- P. R. Christensen, R. V. Morris, M. D. Lane, J. L. Bandfield, and M. C. Malin. Global mapping of Martian hematite mineral deposits : Remnants of water-driven processes on early Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 106 :23873–23886, October 2001. doi : 10.1029/2000JE001415.
- R. N. Clark, T. V. V. King, M. Klejwa, G. A. Swayze, and N. Vergo. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 95 :12653–12680, August 1990. doi : 10.1029/JB095iB08p12653.
- E. A. Cloutis, F. C. Hawthorne, S. A. Mertzman, K. Krenn, M. A. Craig, D. Marcino, M. Methot, J. Strong, J. F. Mustard, D. L. Blaney, J. F. Bell, and F. Vilas. Detection and discrimination of sulfate minerals using reflectance spectroscopy. *Icarus*, 184 :121–157, September 2006. doi : 10.1016/j.icarus.2006.04.003.
- R. A. Craddock and R. Greeley. Minimum estimates of the amount and timing of gases released into the martian atmosphere from volcanic eruptions. *Icarus*, 204 :512–526, December 2009. doi : 10.1016/j.icarus.2009.07.026.
- R. A. Craddock and A. D. Howard. The case for rainfall on a warm, wet early Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107 :5111, November 2002. doi : 10.1029/2001JE001505.
- G. di Achille and B. M. Hynek. Ancient ocean on Mars supported by global distribution of deltas and valleys. *Nature Geoscience*, 3 :459–463, July 2010. doi : 10.1038/ngeo891.

- J. L. Dickson, C. I. Fassett, and J. W. Head. Amazonian-aged fluvial valley systems in a climatic microenvironment on Mars : Melting of ice deposits on the interior of Lyot Crater. *Geophysical Research Letters*, 36 :L08201, April 2009. doi : 10.1029/2009GL037472.
- B. L. Ehlmann, J. F. Mustard, C. I. Fassett, S. C. Schon, J. W. Head, III, D. J. Des Marais, J. A. Grant, and S. L. Murchie. Clay minerals in delta deposits and organic preservation potential on Mars. *Nature Geoscience*, 1 :355–358, June 2008. doi : 10.1038/ngeo207.
- E. Eslinger and D.R. Pevear. *Clay minerals for petroleum geologists and engineers*. SEPM short course notes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1988. ISBN 9780918985736. URL <http://books.google.com/books?id=LFTwAAAAMAAJ>.
- C. I. Fassett and J. W. Head. Valley formation on martian volcanoes in the Hesperian : Evidence for melting of summit snowpack, caldera lake formation, drainage and erosion on Ceraunius Tholus. *Icarus*, 189 :118–135, July 2007. doi : 10.1016/j.icarus.2006.12.021.
- C. I. Fassett and J. W. Head. The timing of martian valley network activity : Constraints from buffered crater counting. *Icarus*, 195 :61–89, May 2008a. doi : 10.1016/j.icarus.2007.12.009.
- C. I. Fassett and J. W. Head. Valley network-fed, open-basin lakes on Mars : Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology. *Icarus*, 198 :37–56, November 2008b. doi : 10.1016/j.icarus.2008.06.016.
- C. I. Fassett and J. W. Head. Sequence and timing of conditions on early Mars. *Icarus*, 211 : 1204–1214, February 2011. doi : 10.1016/j.icarus.2010.11.014.
- H. Frey. Ages of very large impact basins on Mars : Implications for the late heavy bombardment in the inner solar system. *Geophysical Research Letters*, 35 :L13203, July 2008. doi : 10.1029/2008GL033515.
- H. V. Frey, J. H. Roark, K. M. Shockey, E. L. Frey, and S. E. H. Sakimoto. Ancient lowlands on Mars. *Geophysical Research Letters*, 29(10) :1384, May 2002. doi : 10.1029/2001GL013832.
- H.V. Frey. Impact constraints on and a chronology for major events in early Mars history. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111 :E08S91, August 2006. doi : 10.1029/2005JE002449.
- M. Frey and D. Robinson. *Low-Grade Metamorphism*. Wiley-Blackwell, 1998. ISBN 0-632-04756-9.
- P. Gavin and V. Chevrier. Thermal alteration of nontronite and montmorillonite : Implications for the martian surface. *Icarus*, 208 :721–734, August 2010. doi : 10.1016/j.icarus.2010.02.027.
- P. Gavin, V.F. Chevrier, A. Ninagawa, A. Gucsik, and S. Hasegawa. Experimental investigation into the effects of meteoritic impacts on the near and mid infrared spectra of martian phyllosilicates. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 42 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 1921–+, March 2011.

- A. Gendrin, N. Mangold, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, F. Poulet, G. Bonello, C. Quantin, J. Mustard, R. Arvidson, and S. Le Mouélic. Sulfates in Martian Layered Terrains : The OMEGA/Mars Express View. *Science*, 307 :1587–1591, March 2005. doi : 10.1126/science.1109087.
- M. C. Goryniuk, B. A. Rivard, and B. Jones. The reflectance spectra of opal-A (0.5-25 μm) from the Taupo Volcanic Zone : Spectra that may identify hydrothermal systems on planetary surfaces. *Geophysical Research Letters*, 31 :L24701, December 2004. doi : 10.1029/2004GL021481.
- J. P. Grotzinger, R. E. Arvidson, J. F. Bell, W. Calvin, B. C. Clark, D. A. Fike, M. Golombek, R. Greeley, A. Haldemann, K. E. Herkenhoff, B. L. Jolliff, A. H. Knoll, M. Malin, S. M. McLennan, T. Parker, L. Soderblom, J. N. Sohl-Dickstein, S. W. Squyres, N. J. Tosca, and W. A. Watters. Stratigraphy and sedimentology of a dry to wet eolian depositional system, Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 240 :11–72, November 2005. doi : 10.1016/j.epsl.2005.09.039.
- J. Hanley, V.F. Chevrier, B.L. Davis, T.S. Altheide, and A. Francis. Reflectance Spectra of Low-Temperature Chloride and Perchlorate Hydrates and Their Relevance to the Martian Surface. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 1953–+, March 2010.
- J. Hanley, V.F. Chevrier, J.B. Dalton, and C.S. Jamieson. Reflectance Spectra of Low-Temperature Chloride and Perchlorate Hydrates and Their Relevance to the Martian Surface. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 42 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 2327–+, March 2011.
- J. W. Head, M. A. Kreslavsky, and S. Pratt. Northern lowlands of Mars : Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107 :5003, January 2002. doi : 10.1029/2000JE001445.
- A. D. Howard, J. M. Moore, and R. P. Irwin. An intense terminal epoch of widespread fluvial activity on early Mars : 1. Valley network incision and associated deposits. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110 :E12S14, November 2005. doi : 10.1029/2005JE002459.
- J. A. Hurowitz, W. W. Fischer, N. J. Tosca, and R. E. Milliken. Origin of acidic surface waters and the evolution of atmospheric chemistry on early Mars. *Nature Geoscience*, 3 :323–326, May 2010. doi : 10.1038/ngeo831.
- B. M. Hynek, M. Beach, and M. R. T. Hoke. Updated global map of Martian valley networks and implications for climate and hydrologic processes. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 :E09008, September 2010. doi : 10.1029/2009JE003548.
- R. P. Irwin, A. D. Howard, R. A. Craddock, and J. M. Moore. An intense terminal epoch of widespread fluvial activity on early Mars : 2. Increased runoff and paleolake development. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110 :E12S15, December 2005. doi : 10.1029/2005JE002460.

- R. P. Irwin, R. A. Craddock, A. D. Howard, and H. L. Flemming. Topographic influences on development of Martian valley networks. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 116 : E02005, February 2011. doi : 10.1029/2010JE003620.
- R. Jaumann, A. Nass, D. Tirsch, D. Reiss, and G. Neukum. The Western Libya Montes Valley System on Mars : Evidence for episodic and multi-genetic erosion events during the Martian history. *Earth and Planetary Science Letters*, 294 :272–290, June 2010. doi : 10.1016/j.epsl.2009.09.026.
- C. L. Johnson and R. J. Phillips. Evolution of the Tharsis region of Mars : insights from magnetic field observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 230 :241–254, February 2005. doi : 10.1016/j.epsl.2004.10.038.
- S. S. Johnson, M. A. Mischna, T. L. Grove, and M. T. Zuber. Sulfur-induced greenhouse warming on early Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 113 :E08005, August 2008. doi : 10.1029/2007JE002962.
- E. R. Kraal, E. Asphaug, J. M. Moore, A. Howard, and A. Bredt. Catalogue of large alluvial fans in martian impact craters. *Icarus*, 194 :101–110, March 2008. doi : 10.1016/j.icarus.2007.09.028.
- M. A. Kreslavsky and J. W. Head. Modification of impact craters in the northern plains of Mars : Implications for Amazonian climate history. *Meteoritics and Planetary Science*, 41 : 1633–1646, October 2006. doi : 10.1111/j.1945-5100.2006.tb00441.x.
- Y. Kulikov, H. Lammer, H. Lichtenegger, T. Penz, D. Breuer, T. Spohn, R. Lundin, and H. Biernat. A Comparative Study of the Influence of the Active Young Sun on the Early Atmospheres of Earth, Venus, and Mars. *Space Science Reviews*, 129 :207–243, March 2007. doi : 10.1007/s11214-007-9192-4.
- H. Lammer, V. Eybl, K. G. Kislyakova, J. Weingrill, M. Holmström, M. L. Khodachenko, Y. N. Kulikov, A. Reiners, M. Leitzinger, P. Odert, M. Xiang Grüß, B. Dorner, M. Güdel, and A. Hansmeier. UV transit observations of EUV-heated expanded thermospheres of Earth-like exoplanets around M-stars : testing atmosphere evolution scenarios. *Astrophysics and Space Science*, pages 69–+, February 2011. doi : 10.1007/s10509-011-0646-5.
- B. Langlais and M. Purucker. A polar magnetic paleopole associated with Apollinaris Patera, Mars. *Planetary and Space Science*, 55 :270–279, February 2007. doi : 10.1016/j.pss.2006.03.008.
- B. Langlais, M. E. Purucker, and M. Manda. Crustal magnetic field of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109 :E02008, February 2004. doi : 10.1029/2003JE002048.
- J. Laskar, A. C. M. Correia, M. Gastineau, F. Joutel, B. Levrard, and P. Robutel. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus*, 170 :343–364, August 2004. doi : 10.1016/j.icarus.2004.04.005.

- R. J. Lillis, J. Dufek, J. E. Bleacher, and M. Manga. Demagnetization of crust by magmatic intrusion near the Arsia Mons volcano : Magnetic and thermal implications for the development of the Tharsis province, Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185 : 123–138, August 2009.
- D. Loizeau, N. Mangold, F. Poulet, J.-P. Bibring, A. Gendrin, V. Ansan, C. Gomez, B. Gondet, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum. Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :E08S08, July 2007. doi : 10.1029/2006JE002877.
- M. C. Malin and K. S. Edgett. Sedimentary Rocks of Early Mars. *Science*, 290 :1927–1937, December 2000. doi : 10.1126/science.290.5498.1927.
- N. Mangold, F. Poulet, J. F. Mustard, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, V. Ansan, P. Masson, C. Fassett, J. W. Head, H. Hoffmann, and G. Neukum. Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data : 2. Aqueous alteration of the crust. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :E08S04, August 2007. doi : 10.1029/2006JE002835.
- H. Y. McSween, G. J. Taylor, and M. B. Wyatt. Elemental Composition of the Martian Crust. *Science*, 324 :736–, May 2009. doi : 10.1126/science.1165871.
- A. Meunier. *Argiles*. Gordon breach edition, 2000. ISBN 284703014X.
- J. Michalski, F. Poulet, J.-P. Bibring, and N. Mangold. Analysis of phyllosilicate deposits in the Nili Fossae region of Mars : Comparison of TES and OMEGA data. *Icarus*, 206 :269–289, March 2010. doi : 10.1016/j.icarus.2009.09.006.
- J. R. Michalski, M. D. Kraft, T. G. Sharp, L. B. Williams, and P. R. Christensen. Mineralogical constraints on the high-silica martian surface component observed by TES. *Icarus*, 174 : 161–177, March 2005. doi : 10.1016/j.icarus.2004.10.022.
- R. E. Milliken, J. P. Grotzinger, and B. J. Thomson. Paleoclimate of Mars as captured by the stratigraphic record in Gale Crater. *Geophysical Research Letters*, 37 :L04201, February 2010. doi : 10.1029/2009GL041870.
- R. Morris, T. Graff, C. Achilles, D. Agrest, and D. Ming. Visible and Near-IR reflectance spectra of Mars analogue materials under arid conditions for interpretation of Martian surface mineralogy. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 42 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 2757–+, March 2011.
- J. F. Mustard, S. L. Murchie, S. M. Pelkey, B. L. Ehlmann, R. E. Milliken, J. A. Grant, J.-P. Bibring, F. Poulet, J. Bishop, E. N. Dobreá, L. Roach, F. Seelos, R. E. Arvidson, S. Wiseman, R. Green, C. Hash, D. Humm, E. Malaret, J. A. McGovern, K. Seelos, T. Clancy, R. Clark, D. D. Marais, N. Izenberg, A. Knudson, Y. Langevin, T. Martin, P. McGuire, R. Morris, M. Robinson, T. Roush, M. Smith, G. Swayze, H. Taylor, T. Titus, and M. Wolff. Hydrated

- silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument. *Nature*, 454 :305–309, July 2008. doi : 10.1038/nature07097.
- N. Nagel. *Géologie des argiles. Département de Géologie - Université de Liège, Belgique. Cours en ligne disponible sur <http://www.ages.ulg.ac.be/>, 145 pages* .
- H. E. Newsom. Hydrothermal alteration of impact melt sheets with implications for Mars. *Icarus*, 44 :207–216, October 1980. doi : 10.1016/0019-1035(80)90066-4.
- F. Nimmo and K. Tanaka. Early Crustal Evolution of Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33 :133–161, January 2005. doi : 10.1146/annurev.earth.33.092203.122637.
- L. E. Nyquist, D. D. Bogard, C.-Y. Shih, A. Greshake, D. Stöffler, and O. Eugster. Ages and Geologic Histories of Martian Meteorites. *Space Science Reviews*, 96 :105–164, April 2001.
- T. J. Parker, D. S. Gorsline, R. S. Saunders, D. C. Pieri, and D. M. Schneeberger. Coastal geomorphology of the Martian northern plains. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 98 :11061–+, June 1993. doi : 10.1029/93JE00618.
- J. B. Pollack, J. F. Kasting, S. M. Richardson, and K. Poliakoff. The case for a wet, warm climate on early Mars. *Icarus*, 71 :203–224, August 1987. doi : 10.1016/0019-1035(87)90147-3.
- F. Poulet, J.-P. Bibring, J. F. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R. E. Arvidson, B. Gondet, and C. Gomez. Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature*, 438 :623–627, December 2005. doi : 10.1038/nature04274.
- F. Poulet, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, J. Mustard, N. Mangold, V. Chevrier, and A. Gendrin. Discovery, Mapping and Mineralogy of Phyllosilicates on Mars by MEx-OMEGA : A Reappraisal. *LPI Contributions*, 1353 :3170–+, July 2007a.
- F. Poulet, C. Gomez, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, P. Pinet, G. Belluci, and J. Mustard. 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 (Planets)*, 112 :E08S02, July 2007b. doi : 10.1029/2006JE002840.
- F. Poulet, R. E. Arvidson, C. Gomez, R. V. Morris, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, and J. Griffes. Mineralogy of Terra Meridiani and western Arabia Terra from OMEGA/MEx and implications for their formation. *Icarus*, 195 :106–130, May 2008. doi : 10.1016/j.icarus.2007.11.031.
- L. H. Roach. *Sulfates in Valles Marineris as indicators of the aqueous evolution of Mars*. PhD thesis, Brown University, 2009.
- L. H. Roach, J. F. Mustard, S. Murchie, R. E. Milliken, K. Lichtenberg, B. L. Ehlmann, J. Bishop, R. E. Arvidson, and Crism Team. New Hydrated Spectral Phase and Stratigraphy of

- Smectite Clays, Sulfates and Other Hydrated Minerals in Ius Chasma, Valles Marineris. *LPI Contributions*, 1441 :69–70, October 2008.
- J. A. P. Rodríguez, K. L. Tanaka, D. C. Berman, and J. S. Kargel. Late Hesperian plains formation and degradation in a low sedimentation zone of the northern lowlands of Mars. *Icarus*, 210 :116–134, November 2010. doi : 10.1016/j.icarus.2010.04.025.
- T. L. Segura, O. B. Toon, A. Colaprete, and K. Zahnle. Environmental Effects of Large Impacts on Mars. *Science*, 298 :1977–1980, December 2002. doi : 10.1126/science.1073586.
- T. Spohn. Mantle differentiation and thermal evolution of Mars, Mercury, and Venus. *Icarus*, 90 :222–236, April 1991. doi : 10.1016/0019-1035(91)90103-Z.
- S. W. Squyres, R. E. Arvidson, E. T. Baumgartner, J. F. Bell, P. R. Christensen, S. Gorevan, K. E. Herkenhoff, G. Klingelhöfer, M. B. Madsen, R. V. Morris, R. Rieder, and R. A. Romero. Athena Mars rover science investigation. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 : 8062, December 2003. doi : 10.1029/2003JE002121.
- K. L. Tanaka. The stratigraphy of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 91, September 1986.
- K. L. Tanaka, J. A. Skinner, T. M. Hare, T. Joyal, and A. Wenker. Resurfacing history of the northern plains of Mars based on geologic mapping of Mars Global Surveyor data. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 :8043, April 2003. doi : 10.1029/2002JE001908.
- K.L. Tanaka, J.A. Skinner, and T.M. Hare. Geological map of the northern plains of mars (1 :15,000,000), usgs, <http://pubs.usgs.gov/sim/2005/2888/s>. 2005.
- J. Thorez. *Argilloscopy of weathering and sedimentation*. Bull. Soc. Geol. Belg., 1989.
- N. J. Tosca and A. H. Knoll. Juvenile chemical sediments and the long term persistence of water at the surface of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 286 :379–386, September 2009. doi : 10.1016/j.epsl.2009.07.004.
- B. Velde. *Introduction to clay minerals : chemistry, origins, uses, and environmental significance*. Chapman & Hall, London ; New York :, 1st ed. edition, 1992. ISBN 0412370301.
- B. Velde. *Origin and Mineralogy of Clays : Clays and the Environment*. Springer, 2010. ISBN 3642081959.
- B. P. Weiss, L. E. Fong, H. Vali, E. A. Lima, and F. J. Baudenbacher. Paleointensity of the ancient Martian magnetic field. *Geophysical Research Letters*, 35 :L23207, December 2008. doi : 10.1029/2008GL035585.
- S. C. Werner. The early martian evolution - Constraints from basin formation ages. *Icarus*, 195 :45–60, May 2008. doi : 10.1016/j.icarus.2007.12.008.

- S. C. Werner. The global martian volcanic evolutionary history. *Icarus*, 201 :44–68, May 2009. doi : 10.1016/j.icarus.2008.12.019.
- S. C. Werner and S. Medvedev. The evolutionary history of the northern lowlands based on crater counting and geologic mapping. *Planetary and Space Science*, April 2011. doi : 10.1016/j.pss.2011.03.022.
- S. M. Wiseman, R. E. Arvidson, R. V. Morris, F. Poulet, J. C. Andrews-Hanna, J. L. Bishop, S. L. Murchie, F. P. Seelos, D. Des Marais, and J. L. Griffes. Spectral and stratigraphic mapping of hydrated sulfate and phyllosilicate-bearing deposits in northern Sinus Meridiani, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 :E00D18, July 2010. doi : 10.1029/2009JE003354.
- B. E. Wood, H.-R. Müller, G. P. Zank, and J. L. Linsky. Measured Mass-Loss Rates of Solar-like Stars as a Function of Age and Activity. *The Astrophysical Journal*, 574 :412–425, July 2002. doi : 10.1086/340797.
- J. Wray, R. Milliken, C. M. Dundas, G. A. Swayze, J. C. Andrews-Hanna, A. M. Baldridge, M. Chojnacki, J. L. Bishop, B. L. Ehlmann, S. L. Murchie, R. N. Clark, F. P. Seelos, L. L. Tornabene, and S. W. Squyres. Columbus crater and other possible groundwater-fed paleolakes of Terra Sirenum, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 116 :E01001, January 2011. doi : 10.1029/2010JE003694.

Chapitre 2

L'étude des minéraux hydratés sur Mars avec les instruments OMEGA et CRISM

Ce chapitre présente les moyens mis en œuvre pour étudier la minéralogie de Mars à partir des instruments OMEGA et CRISM. Sont exposés les principales caractéristiques instrumentales, les traitements de données mis en place pour obtenir un spectre exploitable scientifiquement ainsi que les différents algorithmes d'identification et de cartographie des minéraux hydratés.

2.1 Description générale des instruments OMEGA et CRISM

2.1.1 Historique et fonctionnement général

Les instruments OMEGA et CRISM constituent respectivement les 2^e et 3^e générations de spectro-imageurs visible et infrarouge proche (VNIR) dédiés à l'étude de Mars. Leur précurseur ISM était une des contributions CNES à la sonde soviétique Phobos-2 et a fourni à la communauté les premières cartes minéralogiques de Mars, bien que partielles et à basses résolutions (Bibring et al., 1989). L'instrument OMEGA est à bord de la sonde européenne Mars Express lancée en 2003, sa responsabilité scientifique est à l'IAS (*Principal Investigator* : Jean-Pierre Bibring). En activité depuis Janvier 2004, OMEGA est un des instruments phare de cette mission en terme de retombées scientifiques. La conception instrumentale est plus ancienne puisqu'il fut conçu conjointement par l'IAS et le LESIA pour la défunte sonde russe Mars 96. L'instrument actuellement en orbite autour de Mars est le modèle de rechange. L'instrument CRISM à bord de la sonde américaine Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) a débuté ses activités en novembre 2006, sa responsabilité scientifique est à l'APL (*Applied Physics Laboratory - Johns Hopkins University, Principal Investigator* : Scott Murchie). De conception assez similaire à OMEGA, il possède notamment une meilleure résolution spectrale et surtout spatiale. OMEGA et CRISM sont toujours actifs malgré une dégradation sensible de leurs performances après plus de 5 ans en orbite. Les spectro-imageurs infrarouge-proche ce sont imposés comme des outils d'investigation

privilegiés pour l'exploration des surfaces planétaires, de nombreux instruments similaires sont en vol ou en préparation pour l'exploration d'autres planètes. Une 4^e génération, l'instrument MicrOMEGA, est en préparation pour l'exploration in-situ des surfaces de Mars et Phobos.

Le principe de fonctionnement est identique pour OMEGA et CRISM, il est détaillé dans Bibring et al., 2004 et Murchie et al., 2007. En résumé : la lumière solaire réfléchiée à la surface de Mars ou émise thermiquement est récoltée au moyen d'un télescope embarqué, au foyer duquel se trouve la fente d'entrée du spectro-imageur. Une lame dichroïque permet de récolter les flux infrarouge et visible sur deux voies dédiées. Les flux sont ensuite diffractés sur un réseau par réflexion et envoyés sur une matrice de détecteurs (type InSb ou HgCdTe). L'ensemble banc optique et détecteur est refroidi passivement et activement par cryostats. Les détecteurs fournissent des données brutes en DU (digital units) qui ont été étalonnées radiométriquement en radiance ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{st}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$). L'observation de la surface de Mars s'effectue la plupart du temps en mode nadir (angle d'émergence nul) pour OMEGA alors que CRISM est monté sur un cardan qui confère une angle d'émergence variable entre 0 et 35 ° sur le champ observé.

Le format de données de la spectro-imagerie est le cube hyper-spectral : deux dimensions spatiales (X et Y projetées en longitude et latitude à la surface de Mars) et une dimension spectrale λ en microns (figure 2.1). On parle de pixels pour la dimension spatiale et de spectels ('*spectral elements*' ou canaux spectraux) pour la dimension spectrale. Lorsqu'il y a peu de canaux spectraux (quelques dizaines) on parle plutôt de cube multi-spectral, c'est le cas de certains modes d'observation CRISM. Le détail du formatage des données est contenu dans les *documents d'interface* (Bibring et al., 2005, Murchie et al., 2011) publiés sur le PSA et le PDS.

2.1.2 Spécificités et complémentarité OMEGA et CRISM

Malgré des concepts instrumentaux globalement similaires, il subsiste des différences liées à des choix technologiques ou aux contraintes imposées par les sondes. Sont exposées ici celles qui ont une importance pour l'étude des minéraux hydratés.

2.1.2.1 Résolution et couverture spatiale

L'orbite de Mars Express est quasi-polaire et excentrique ($e \sim 0.943$) avec une altitude minimale de 298 km, celle de MRO est quasi-polaire et quasi-circulaire ($e \sim 0.113$) avec une altitude minimale inférieure, égale à 250 km. Par ailleurs, la focale du télescope CRISM vaut 441 mm contre seulement 200 mm pour OMEGA. Leur champ de vue (FOV) vaut respectivement 2.12 ° contre 8.8 ° et chaque pixel possède un champ de vue instantané (IFOV) de 0.062 mrad pour CRISM contre 1.2 mrad pour OMEGA. Ces deux points confèrent à CRISM une résolution spatiale jusqu'à 20 fois supérieure à celle d'OMEGA : ~ 18 m/pixel contre ≥ 350 m/pixel. OMEGA aura en revanche accès à des résolutions spatiales inférieures au bénéfice d'une couverture plus globale de la planète. L'excentricité de Mars Express permet par ailleurs d'avoir des acquisitions pour toute une gamme de résolutions de ~ 350 m à 4.1 km/pixel.

Plusieurs modes d'observations nadir ou quasi-nadir existent pour OMEGA et CRISM. Pour OMEGA, ces modes sont fonction de l'altitude de la sonde qui induit des contraintes sur

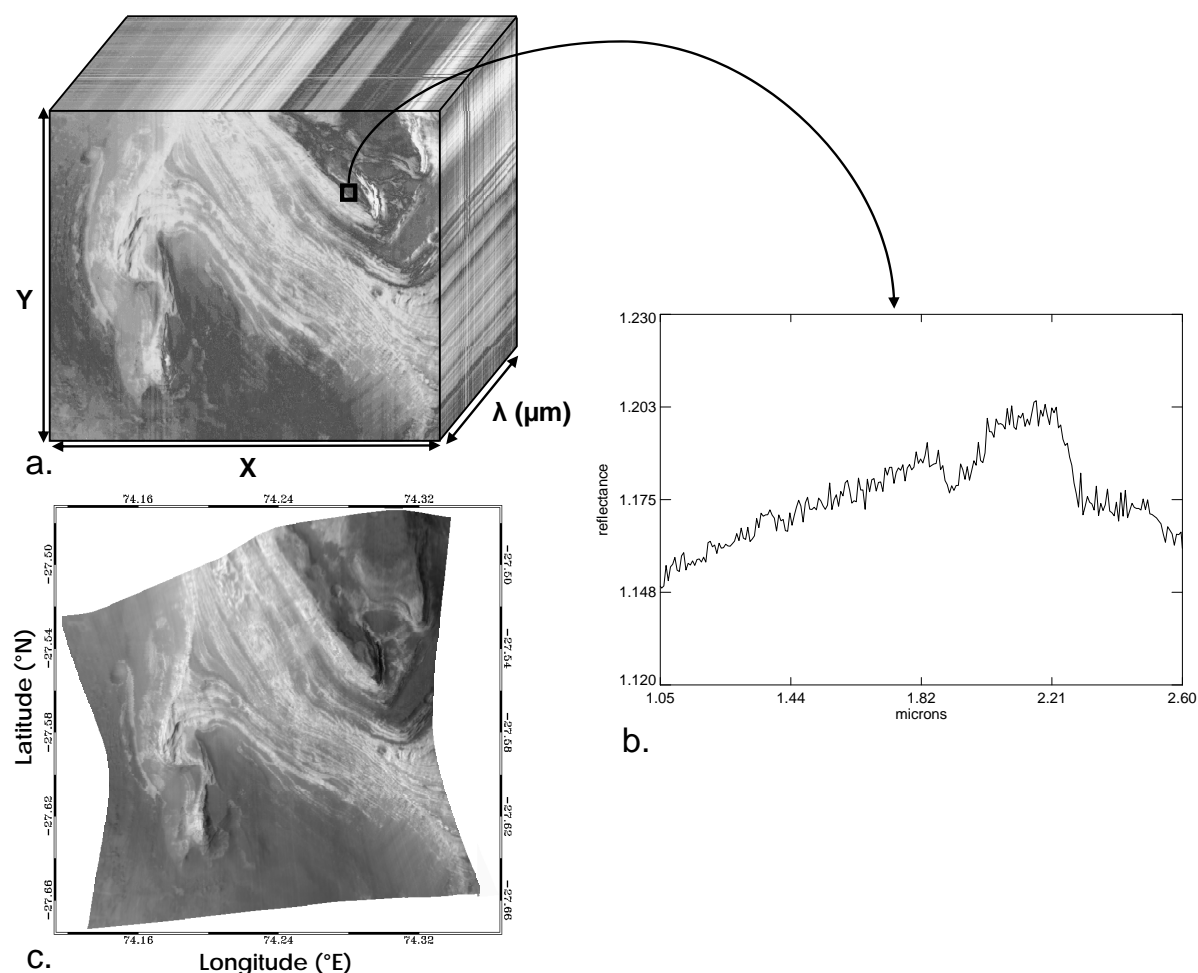


FIGURE 2.1 – a. Cube hyper-spectral CRISM. b. Spectre extrait d'un pixel. c. Tranche du cube projetée géométriquement.

le mode d'acquisition des données - ceci sera détaillé par la suite. Pour CRISM, il est possible de dégrader la résolution spatiale au profit d'une plus large couverture de la surface. Le tableau 2.1.2.1 résume les caractéristiques des différents modes d'observations de surface.

Type d'observation (Instrument)	Échantillonnage spatial (m/pixel)	Dimensions (X,Y,λ _{IR})	Échantillonnage spectral (nm/chl)	Observations	Couverture spatiale (%)
OMEGA nadir modes 16-128	350 - 4100	[16,32,64,128],variable,256	14	8322	> 51% à < 500 m/pix > 99% à < 5 km/pix
CRISM MSP	200	64,variable,55	54	27739	75%
CRISM MSW	100	128,variable,55	54	2557	> 4%
CRISM FRT	18	640,[420-540],438	6.55	10793	~ 0.8%
CRISM HRL	36	320,[390-540],438	6.55	3386	~ 0.5%
CRISM HRS	36	320,[210-255],438	6.55	1846	~ 0.25%

TABLE 2.1 – Modes d'observation de la surface de Mars par OMEGA et CRISM (couverture spatiale et nombre d'observations calculés pour février 2011).

2.1.2.2 Résolution et gamme spectrale

OMEGA possède trois voies physiquement séparées : 'V' ([0.38-1.05] μm), 'C' ([0.93-2.73] μm) et 'L' ([2.55-5.1] μm). CRISM n'en possède que deux : 'VNIR' ([0.36-1.05] μm) et 'IR' ([1.00-

3.92] μm). Dans ce travail de thèse, on ne s'intéresse principalement qu'à la gamme spectrale couverte par la voie C. Dans cet intervalle, OMEGA et CRISM échantillonnent spectralement la surface de Mars à 14 contre 6.55 nm ($R_{2\mu\text{m}} \sim 143$ contre 305) respectivement. L'échantillonnage OMEGA passe à 21 nm au delà. La résolution spectrale est faible en comparaison avec des spectromètres de laboratoire ou de télescopes au sol. Ce n'est pourtant pas un facteur limitant dans l'étude de la minéralogie de Mars car on s'intéresse à des minéraux (phases solides) pour lesquels la plupart des bandes spectrales sont aisément résolues.

Les PSF spectrales s'élargissent légèrement (la $\text{FWHM}_{\text{CRISM}}$ passe de 10 à 15 nm) sur la gamme spectrale étudiée. CRISM possède la particularité d'avoir en plus une FWHM qui n'est pas constante sur le champ de vue, elle s'élargit d'environ 3 nm sur les bords latéraux de l'image (voir figure 2.12). Ceci est dû à une distorsion optique dite effet *keystone*. A ceci s'ajoute également un phénomène de dérive de la longueur d'onde centrale de la PSF (effet de *smile* spectral) qui se produit toujours selon la dimension latérale du champ. Ces effets seront abordés plus en détails en section 2.2.4.3.

Trois Filtres interférométriques passe-bande sont placés en amont des détecteurs CRISM pour éteindre le rayonnement thermique au-delà de 4.25 μm et les ordres >1 du réseau. Ces filtres ont une transmittance supérieure à 80 % sur toute la gamme [1.-2.72] μm mais sont discontinus au delà. Ils introduisent quelques artéfacts dans les données spectrales sous forme de pics (*spikes*).

2.1.2.3 Signal sur bruit

Le temps d'intégration moyen par pixel vaut $\tau_C=167$ ms pour CRISM contre $\tau_\Omega=5$ ms pour OMEGA. En revanche, avec leur IFOV très faible, chaque pixel CRISM récolte durant τ_C les photons réfléchis par une surface d'environ 324 m^2 (à 18 m/pixel) contre 102400 m^2 pour OMEGA (à 320 m/pixel). Supposons deux observations de Mars à même flux reçu F_0 [photons/ m^2/s] et supposons la transmission du système optique+filtres identique pour les deux instruments (ils sont assez proches en pratique). Pour un bruit de Poisson, on aura :

$$\begin{aligned} (S/B)_\Omega &= \sqrt{\tau_\Omega F_0 S_\Omega^{\text{ifov}}} & (S/B)_{\text{CRISM}} &= \sqrt{\tau_C F_0 S_C^{\text{ifov}}} \\ \implies \frac{(S/B)_\Omega}{(S/B)_{\text{CRISM}}} &\sim 3.1 \end{aligned}$$

Le S/B est donc environ trois fois plus faible pour CRISM, et est inhérent à sa haute résolution spatiale (voir figure 2.2). A ceci s'ajoute des problèmes liés au refroidissement des détecteurs CRISM qui sont source de bruit supplémentaire (voir section 2.1.3).

2.1.2.4 Modes d'acquisition et géométrie des détecteurs.

Les détecteurs infrarouge (voies C et L) OMEGA fonctionnent en whiskbroom : ce sont des matrices linéaires comportant chacune 128 éléments λ . A un instant donné, l'image de la fente est diffractée sur les $2*128$ éléments de détecteur et permet l'acquisition d'un spectre de la

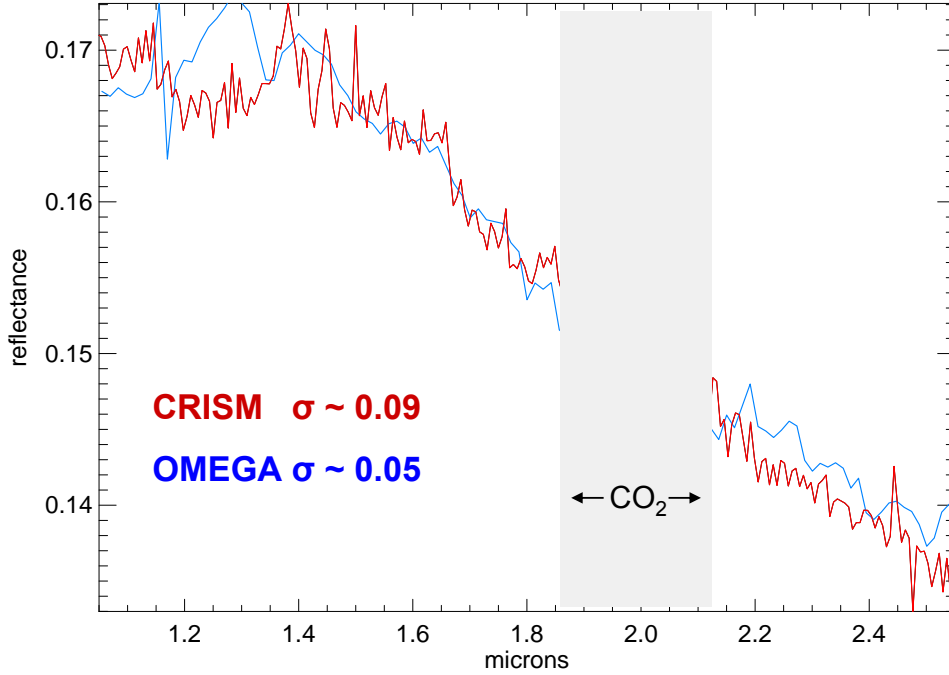


FIGURE 2.2 – S/B de spectres OMEGA (*bleu*) et CRISM (*rouge*) dans Chryse Planitia. On trouve ici une différence de S/B ~ 2 . Les absorptions atmosphériques vers $2 \mu\text{m}$ sont masquées.

surface de Mars. Un miroir de balayage latéral placé en amont du télescope permet de balayer la dimension horizontale X du FOV sur la plage -4.4° à $+4.4^\circ$ ce qui construit une ligne de spectres perpendiculaire à la trajectoire du satellite. La dimension verticale Y est elle fournie par le mouvement propre du satellite sur son orbite quasi-polaire (voir figure 2.3). L'altitude de la sonde impose la vitesse de survol selon la dimension verticale et l'amplitude du balayage horizontal doit être adaptée en conséquence :

- Sonde au périastre : vitesse de survol maximale (4 km.s^{-1}), un IFOV est parcouru verticalement en $<100 \text{ ms}$. Pour garder un temps d'intégration supérieur à 5 ms , seule une partie du FOV horizontal est acquis, correspondant à 16 pixels X (observation '*mode 16*', résolution spatiale maximale $\lesssim 350 \text{ m/pixel}$)
- Sonde à haute altitude : vitesse de survol $< 2 \text{ km.s}^{-1}$, il est possible de balayer tout le FOV horizontal et d'acquérir jusqu'à 128 pixels horizontaux à basse résolution spatiale (typiquement 4 km/pixel).

Contrairement à OMEGA, la technologie retenue pour CRISM est un fonctionnement en push-broom : le détecteur infrarouge est une matrice de 640×480 éléments. A un instant donné, l'image de la fente est diffractée le long des 480 éléments verticaux λ du détecteur, mais cette fois c'est tout le FOV qui est imagé le long des 640 éléments horizontaux X (602 effectifs). Il n'y a pas besoin d'un miroir de balayage horizontal. La dimension verticale est obtenue tout comme OMEGA en se servant du déplacement propre de la sonde, elle aussi sur orbite quasi-polaire. Le fonctionnement push-broom simplifie donc l'acquisition des données et en augmente considérablement le volume. Il y a certains avantages et inconvénients :

- L'inconvénient majeur est lié au fait que chaque élément de détecteur possède une sensi-

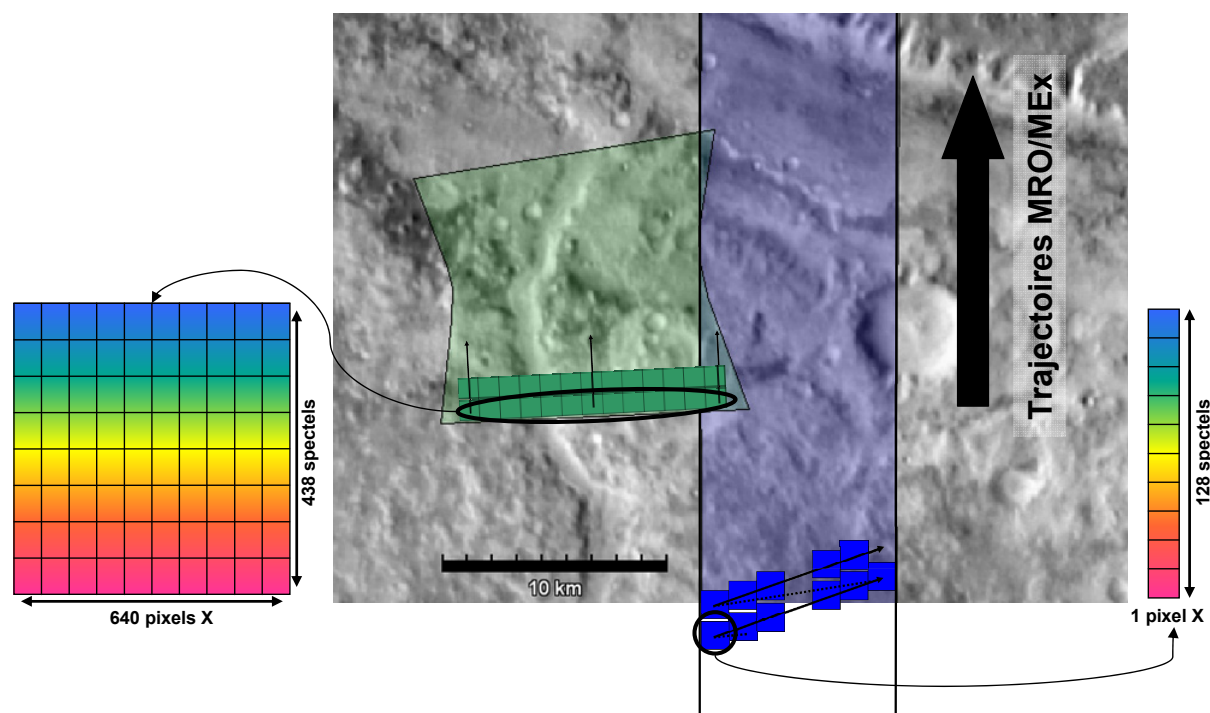


FIGURE 2.3 – Géométrie des détecteurs et mode d’acquisition whisk-broom OMEGA (*trace bleue, 350m/pixel*) et push-broom CRISM (*trace verte, 18m/pixel*).

bilité variable inhérente aux aléas de fabrication, aux fluctuations du courant de charge et de température. Ceci n’est qu’en partie corrigé dans l’étalonnage par la prise en compte du flat-field. Pour des matrices linéaires (OMEGA voies C+L), la variabilité entre éléments est entièrement corrigée par l’étalonnage radiométrique. A chaque élément correspond toujours la même longueur d’onde (un élément = un spectel), i.e. la surface de Mars est vue pour chaque λ par le même élément. Dans le cas de CRISM, l’étalonnage radiométrique est effectué sur la dimension verticale de la matrice (les 480 spectels) mais on image chaque λ non pas sur 1 mais 640 éléments différents. Malgré la prise en compte du flat-field puis du biais acquis à chaque observation il reste des défauts qui sont très visibles dans les données sous forme de stries verticales (voir figure 2.14) et qui doivent être corrigés (voir section 2.2.4.5).

- L’instrument CRISM sera en revanche beaucoup plus robuste au vieillissement. Si un élément de détecteur cesse de fonctionner, il n’y aura que peu d’incidence car seul un pixel de la surface de Mars ne sera plus acquis à une longueur d’onde donnée. Si un élément de détecteur vient à dysfonctionner sur OMEGA, c’est l’ensemble de la surface de Mars qui ne sera plus imagée à la longueur d’onde correspondante. Ce vieillissement qui a particulièrement affecté la voie C est abordé en section 2.1.3.
- Le second inconvénient est lié à la très haute résolution spatiale CRISM : la vitesse de défilement trop rapide de MRO et le faible IFOV des pixels CRISM font qu’il n’est pas possible d’acquérir une observation sans discontinuité verticale avec un temps d’intégration suffisant pour garantir un S/B acceptable. L’ensemble de l’instrument a donc été monté sur un cardan qui pivote perpendiculairement à l’axe de la trajectoire du satellite jus-

qu'à $\pm 35^\circ$ par rapport au nadir. Ce système complexe permet une acquisition spatialement continue de la surface de Mars mais au détriment d'une variation de l'angle d'émergence/de phase donc de la masse d'air atmosphérique (une émergence de 35° correspond par exemple à ~ 1.22 masse d'air par rapport au nadir). S'il n'y a que peu d'influence sur les observations à faible opacité atmosphérique, l'effet devient significatif en présence d'aérosols. Les effets latitudinaux induits sont illustrés en figure 2.9. OMEGA est exempt de ce type de problème.

- Le cardan présente un avantage toutefois puisqu'il donne la possibilité pour CRISM d'effectuer des observations dites emission phase fonction (EPF) : juste avant et après chaque observation d'un site, jusqu'à 11 observations du même site sont effectuées à plus basse résolution (150-200 m/pixel) mais avec des angles d'émergence allant de -70° à $+70^\circ$. Ces données permettent de contraindre les propriétés atmosphériques des aérosols au moment de chaque observation pour mieux les retirer (Noe Dobrea et al., 2009) et constituent en soit une source d'information pour l'étude de l'atmosphère Martienne.

2.1.3 Vieillessement des instruments

Le vieillissement des instruments après des années en orbite autour de Mars est un phénomène inévitable qui a des conséquences sur l'exploitation des spectres. Il se manifeste de plusieurs façons :

- *Dégradation des cryostats.* Les détecteurs CRISM sont refroidis activement à 120K à l'aide d'une redondance de 3 cryostats He. Le cryostat #1 a cessé de fonctionner très rapidement et les deux derniers souffrent d'un problème d'étanchéité (contamination par du givre de CO₂) qui entame leur performance et durée de vie, les opérations ont dûes être adaptées en conséquence : la température nominale a été augmentée d'environ 5K, avec des conséquences notables sur le S/B des données (augmentation du bruit de détecteur). La température peut dépasser 130K sur certaines observations, dans ce cas les données deviennent difficilement exploitables. En comparaison, les détecteurs infrarouge proche OMEGA sont refroidis chacun à environ 77K sans redondance. Ses cryostats ont fonctionné pendant plus de 6 ans sans défaillance (leur espérance de vie au lancement était de 1.5 ans) jusqu'au 27 août 2010 où après une lente dégradation le cryostat de la voie C a court-circuité rendant cette voie inexploitable. Les autres voies sont toujours utilisables à l'heure actuelle.
- *Dégradation du cardan CRISM.* Au cours des deux dernières années, le cardan a montré des signes de vieillissement, le moteur s'est grippé à plusieurs reprises et a mal exécuté des commandes de balayage ce qui a conduit l'arrêt des opérations haute-résolution pendant plusieurs semaines. Depuis octobre 2010, le cardan n'est plus utilisé que sur l'intervalle -30° à $+60^\circ$ pour empêcher un blocage complet, une partie des acquisitions EPF ne sont donc plus réalisées.
- *Spectels défectueux OMEGA (voie C principalement).* Au fil du temps, de plus en plus d'éléments du détecteur fonctionnent de façon erratique (spectels dits *chauds*) et certains

cessent même de fonctionner (spectels dits *morts*). Cela dégrade l'échantillonnage et donc la résolution spectrale de l'instrument au point que l'identification de certaines bandes d'absorptions devient difficile voir impossible. C'est le cas des dernières observations de la voie C qui n'étaient déjà plus utilisables pour l'identification de minéraux hydratés (voir figure 2.4), alors que olivine et pyroxenes pouvaient encore être détectés. Les matrices 2D CRISM sont moins sensibles à ce problème.

- *Dégradation du miroir de balayage horizontal OMEGA*. Depuis l'orbite #511 (juin 2004), le miroir de balayage dysfonctionne lors de l'acquisition complète du FOV (observations basse résolution 'mode 128'). Pour 12 spectels des colonnes 80 à 127, il y a des données aberrantes. Ce problème n'affecte heureusement qu'une très faible partie du jeu de données et est facilement détecté.
- *Problème d'étalonnage de la voie L OMEGA*. Cette voie souffre d'une variation imprévisible du niveau de calibration, ce problème a été abordé en détails dans Jouglet et al., 2009, il nous concerne peu dans le cadre de cette étude.

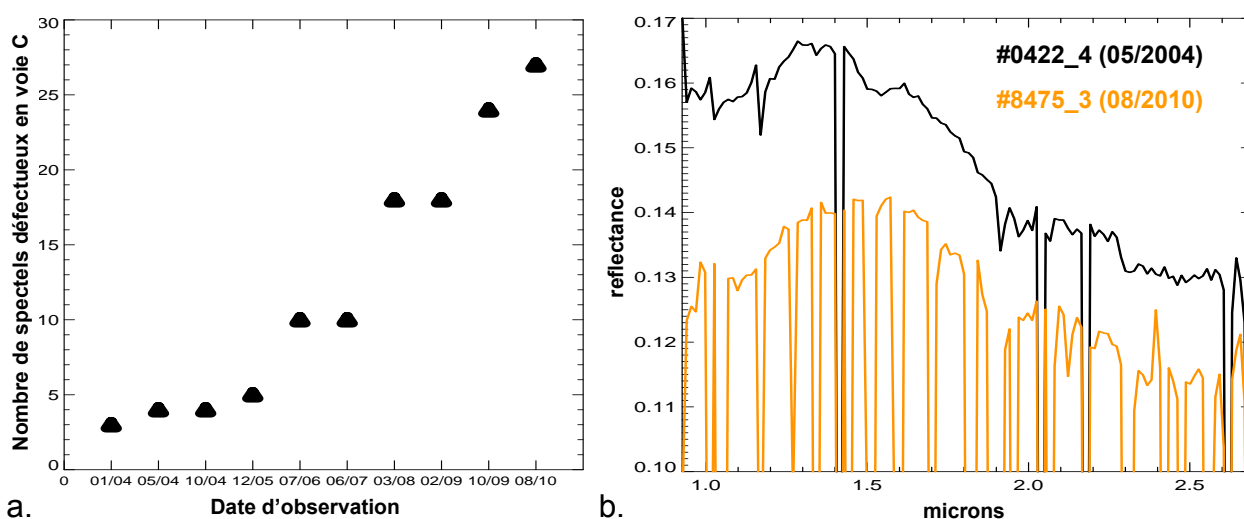


FIGURE 2.4 – Détérioration de la voie C OMEGA. **a.** Évolution temporelle du nombre de spectels défectueux. **b.** Spectres OMEGA en début de mission (*noir*) et peu avant le dysfonctionnement de la voie C (*orange*).

2.2 Réduction des données

2.2.1 Approche générale

Lorsque débute ce travail de thèse en 2008, il existe déjà une suite logicielle de réduction et d'analyse des données CRISM. Du nom de CAT (*CRISM Analysis Toolkit*), il est développé par l'équipe CRISM à APL sur plateforme IDL-ENVI. Il est régulièrement mis à jour, la dernière version (6.6) est sortie en mars 2010 et est téléchargeable depuis le PDS : <http://geo.pds.nasa.gov/missions/mro/crism.htm>. CAT possède une interface interactive *presse-bouton* qui lui confère une prise en main simple permettant d'analyser des observations CRISM sans avoir une connais-

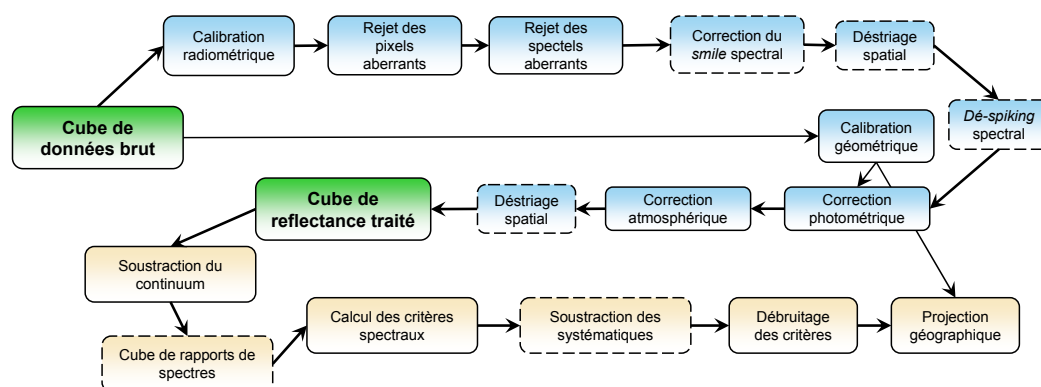


FIGURE 2.5 – Principales étapes de la réduction des données OMEGA et CRISM. Les cases en pointillées désignent les étapes spécifiques à CRISM. Elles seront détaillées dans les sections suivantes.

sance approfondie des données, de l'instrument ou des algorithmes de traitement, avec tous les risques que cela implique. Cette simplicité lui vaut d'être exclusivement utilisé par la communauté CRISM et l'équipe elle-même mais il comporte des désavantages, notamment la difficulté de modifier ou même de comprendre les méthodes de traitements qui sont effectués. De par une exécution lente avec une intervention humaine nécessaire et l'impossibilité d'analyser des observations à la chaîne, il ne convient pas à l'étude en masse de données. Par ailleurs, de nombreux outils améliorant l'analyse et l'interprétation qui sont disponibles aujourd'hui ne l'était pas en 2008.

Ces raisons m'ont conduit à développer une suite de logiciels IDL parallèle au CAT et divisé en deux parties, une pour la réduction (*READ_MINERALOGY*) et l'autre pour l'analyse (*OCAT : OMEGA and CRISM Analysis Tool*). Elle est conçue pour fonctionner indifféremment avec OMEGA et CRISM répondant ainsi mieux aux besoins de cette thèse. Les algorithmes implémentés sont simples, la raison étant qu'il fallait trouver un compromis entre performance, robustesse et temps de calcul. Il était prévu dès le commencement d'effectuer une étude globale des données OMEGA puis CRISM en un temps limité, avec la nécessité de produire rapidement des résultats. Ces contraintes fortes ont conduit au développement de traitements les plus robustes possibles afin d'éviter au maximum les faux positifs pour un temps de calcul minimal. Ils sont en outre particulièrement adaptés à l'identification de minéraux hydratés (bien qu'ils fonctionnent également pour les mafiques ou glaces) et il sera montré en section 2.6.2 qu'ils produisent de meilleurs résultats que le CAT.

Le schéma figure 2.5 résume les étapes nécessaires à la réduction des données, i.e. pour passer des données brutes instrumentales aux données exploitables scientifiquement. Dans les grandes lignes : les données sont étalonnées (*calibrées*), corrigés des effets photométriques et atmosphériques puis traitées des différents artefacts instrumentaux, certains propres à un des instruments et d'autres communs.

2.2.2 Correction photométrique

Dans l'infrarouge proche ($1 \sim 2.6 \mu\text{m}$), l'énergie lumineuse reçue par les spectro-imageurs est totalement dominée par le rayonnement solaire réfléchi à la surface de Mars. Le flux lumineux traverse l'atmosphère de Mars (deux fois pour les photons réfléchis, une fois pour les photons thermiques) où ont lieu des absorptions par le CO_2 ainsi que des absorptions et diffusions par les aérosols. On l'exprime en intensité spécifique ou radiance $[I_\lambda]=\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$:

$$I_\lambda = I_\lambda^{\text{solaire}}(i, d_{\text{Mars}})H_\lambda^{\text{atm}}(i)H_\lambda^{\text{atm}'}(e)r_\lambda(i, e, \varphi) \quad (2.1)$$

- i , e et φ désignent respectivement les angles d'incidence, d'émergence et de phase relative à la normale locale du point considéré.
- $I_\lambda^{\text{solaire}}(i, d_{\text{Mars}})$ désigne la radiance solaire incidente sur l'atmosphère de la planète à d_{Mars} du Soleil
- $H_\lambda^{\text{atm}}(i, e)$ désigne la fonction de transfert atmosphérique à un point et instant donné.
- $r_\lambda(i, e, \varphi)$ désigne la réflectance bidirectionnelle de la surface, appelée par la suite réflectance ou albédo

H^{atm} varie avec l'extinction et la masse d'air traversée, elle dépend donc des conditions météorologiques locales et de l'altitude du point considéré. Par la suite, nous négligerons la contribution des aérosols dans la fonction de transfert, ne considérant qu'un modèle simple d'absorption gazeuse par le CO_2 . Cette contribution notamment liée à la diffusion sur les grains de poussière a été étudiée en détail dans Vincendon, 2008.

On modélise l'atmosphère simplement : $I_\lambda = I_\lambda^0 e^{-\tau_\lambda}$, avec I_λ^0 la radiance avant traversée de l'atmosphère et τ_λ l'opacité atmosphérique ($\tau_\lambda = \alpha_\lambda L$ où $L = h/\cos(i)$ est le trajet optique dans l'atmosphère d'épaisseur h et α le coefficient d'absorption).

L'équation simplifiée pour une observation au nadir ($e_{\vec{n}_{\text{geoïde}}} = 0$) devient :

$$I_\lambda = I_\lambda^{\text{solaire}} e^{-\alpha(L_i + L_r)} r_\lambda \quad (2.2)$$

Où $(L_i + L_r)$ est le chemin optique atmosphérique traversé avant et après réflexion. Ainsi pour remonter à la composition minérale de surface il suffit de connaître la radiance solaire incidente, la géométrie d'observation et la fonction de transfert atmosphérique. Concrètement, pour inverser le modèle et obtenir la réflectance il suffit de : (i) un spectre solaire renormalisé à la distance d_{Mars} , (ii) l'angle d'incidence i et (iii) un spectre de transmittance atmosphérique renormalisé à la masse d'air du point observé.

La correction photométrique consiste à prendre en compte la géométrie de l'interaction du flux lumineux avec la surface de réflectance $r_\lambda(i, e, \varphi)$. On considère la surface martienne comme lambertienne, c'est à dire que l'énergie réfléchie à la surface est isotrope et ne dépend pas de l'angle d'incidence. Cette hypothèse est bien adaptée aux surfaces rugueuses et de réflectance faible (tel le régolithe martien). En effet, des études en laboratoire et mesures in-situ par les MER (Brissaud et al., 2004, Johnson et al., 2006) ont démontré que cette hypothèse était globalement valable pour des angles de phase compris entre 25° et 100° car alors les écarts en

réflectance restent inférieurs à 10%. Les observations utilisées ont un angle d'incidence qui varie typiquement entre 30 ° et 70 ° et sont quasi-nadir ($e < 10^\circ$) : l'angle de phase sera donc toujours dans la bonne gamme de valeur. Sous cette hypothèse la seule observable est la radiance incidente et non l'angle d'incidence ni d'émergence. Elle s'obtient géométriquement comme la radiance solaire multipliée par le cosinus de l'angle d'incidence. Cet angle n'intervient pas dans de r_λ . On prend pour repère une normale *locale* basée non sur le géoïde mais sur la pente locale. La pente est obtenue à partir d'un modèle topographique MOLA de la surface. Sa résolution de 460 m est équivalente à OMEGA mais inférieure à CRISM (18 m/pixel). Ainsi elle ne saurait prendre en compte des variations à petite échelle comme les falaises et bords de cratères. L'interprétation des données OMEGA et CRISM à de tels interfaces doit donc se faire prudemment.

La correction photométrique, intégrée dans le terme de radiance solaire se réduit à :

$$I_\lambda^{solaire}(i, d_{Mars}) = \frac{Spectre_solaire(\lambda) \cdot \cos(i)}{d_{Mars}^2} \quad (2.3)$$

Où *spectre_solaire* est un spectre de radiance solaire modélisé, et normalisé à 1 U.A. Du fait des raies d'absorptions dans l'atmosphère solaire, on ne peut se contenter de modéliser la radiance solaire comme un corps noir de $T^{eff} \approx 5770K$.

2.2.3 Correction atmosphérique

Mars possède une atmosphère ténue ($\sim 7 \pm 2$ mbar) composée à 95% de CO₂ pourtant responsable d'absorptions importantes entre 1 et 5 μm . Le spectre proche infrarouge du CO₂ (O=C=O) est gouverné par trois transitions vibrationnelles dont les harmoniques et combinaisons induisent des absorptions à 1.43, 1.57-1.61, 1.97, 2.01, 2.07, 2.70 et 2.79 μm . Ces absorptions se superposent partiellement avec celles des minéraux hydratés, et doivent donc être pris en compte dans le traitement des données OMEGA et CRISM. Certaines transitions saturées rendent toutefois inexploitable une partie du spectre (voir figure 2.6).

La correction se fait en deux étapes : on génère un spectre de transmittance atmosphérique puis on l'adapte à chaque pixel en fonction des conditions atmosphériques locales. La transmittance est obtenue de deux façons : à partir de modèles (obtenu par T. Fouchet à partir du code de Lellouch et al., 2000) ou à partir des données elles-mêmes. Les corrections qui s'en suivent peuvent également se faire de façon empirique ou à partir de modèles. Cette seconde approche est rarement utilisée sur les données OMEGA et CRISM (ex : Wiseman et al., 2010, McGuire et al., 2009b, Forget et al., 2007) car trop couteuse en temps de calcul et/ou d'une précision insuffisante. En effet les minéraux hydratés ont des bandes d'absorption dont la profondeur est de l'ordre du % la correction atmosphérique doit donc être très précise. En pratique les corrections empiriques qui seront détaillées ici fonctionnent suffisamment bien.

2.2.3.1 Correction atmosphérique standard (développée par Y. Langevin)

La méthode la plus simple et la plus couramment utilisée (déjà sur les données ISM) consiste à acquérir deux spectres de la surface pour des masses d'air différentes. Le mieux est de regarder

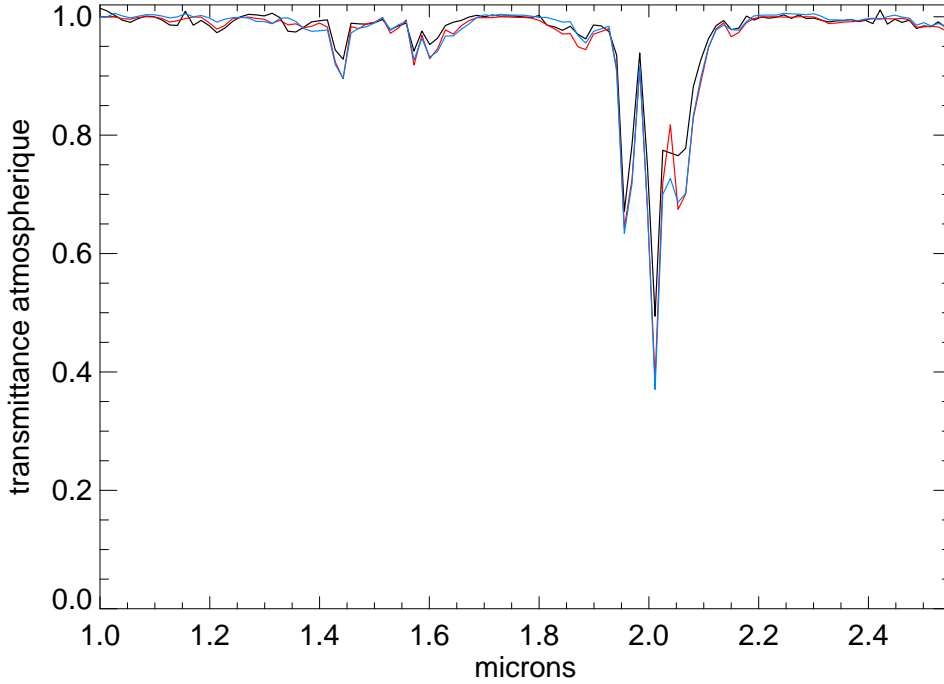


FIGURE 2.6 – *Noir* : Transmittance atmosphérique OMEGA calculée à partir de l’observation d’Olympus Mons 2483.4. *Bleu et rouge* : Transmittances de références obtenue à partir d’observation d’Olympus Mons et d’un modèle radiatif.

au nadir deux régions de Mars de composition très similaire, d’altitudes très différentes et dont les données sont acquises dans un cours intervalle de temps afin de minimiser les variations atmosphériques. De telles observations ont eu lieu entre la base et le sommet de Olympus Mons ($\Delta h \sim 20\text{km}$). L’altimétrie est connue grâce aux données Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) dont la précision verticale est inférieure au mètre. Avec le modèle simple d’atmosphère, la méthode se résume aux calculs suivants :

$$\begin{aligned}
 I_{\lambda}^{base} &= I_{\lambda}^{solaire}(i^{base})e^{-\alpha_{\lambda}L^{base}}r_{\lambda}^{base} \\
 I_{\lambda}^{sommets} &= I_{\lambda}^{solaire}(i^{sommets})e^{-\alpha_{\lambda}L^{sommets}}r_{\lambda}^{sommets} \\
 \implies \alpha_{\lambda}\Delta h &= -\ln\left(\frac{I_{\lambda}^{base}\cdot\cos(i^{sommets})}{I_{\lambda}^{sommets}\cdot\cos(i^{base})}\right)
 \end{aligned} \tag{2.4}$$

La composition de surface est prise identique pour les deux observations. Ce modèle suppose également un coefficient d’absorption α_{λ} constant avec l’altitude correspondant à l’approximation de Beer-Lambert qui ne devrait pas s’appliquer ici car α varie d’un facteurs ~ 7 entre la base et le somme du volcan. L’atmosphère martienne étant très peu opaque hors période de tempête ou nuage, on considèrera la transmittance négligeable au delà des premiers km. La figure 2.6 présente la transmittance atmosphérique calculée avec cette approche simple sur l’observation OMEGA # 2483.4 d’Olympus Mons et comparée aux spectres de transmittance de référence utilisés pour le traitement des données OMEGA, l’accord est bon.

A partir du spectre de transmittance atmosphérique obtenu empiriquement ou par modélisation,

il est désormais possible de corriger chaque spectre de la surface martienne des absorptions non saturées du CO₂. On le fait empiriquement :

La transmittance atmosphérique s'écrit

$$T^{atm}(\lambda) = e^{-\alpha(\lambda)\Delta h}$$

On exprime la réflectance à partir du modèle radiatif simplifié :

$$r(\lambda) = \frac{I(\lambda)e^{\alpha(\lambda)l}}{I^{solaire}(\lambda)} = \frac{I(\lambda)}{I^{solaire}(\lambda)} (T^{atm}(\lambda))^{-\beta} \quad (2.5)$$

Où l correspond au trajet optique total du flux solaire incident et émergent et $\beta = \frac{l}{\Delta h}$

Il n'est pas possible d'obtenir la réflectance directement à partir de ces deux équations car on ne peut pas estimer avec suffisamment de précision le rapport de parcours optiques $\frac{l}{\Delta h}$ (définir l revient à définir une hauteur d'atmosphère et $\alpha(\lambda)$ n'est pas constant sur tout le trajet). La solution retenue et employée depuis l'instrument ISM (Erard and Calvin, 1997) consiste à estimer empiriquement β en *forçant* la réflectance dans une des raies du triplet CO₂ (1.97, 2.01 et 2.07 μm) à être égale à celle juste en dehors de cette raie. Cela correspond donc à annuler la bande d'absorption en question, ainsi que les autres présentes dans le spectre de transmittance (on applique le même facteur $\beta \forall \lambda$). Si λ_{CO_2} correspond à la longueur d'onde d'une des raies du triplet et λ_{ref} celle juste en dehors, on écrit :

$$\begin{aligned} r(\lambda_{CO_2}) = r(\lambda_{ref}) &\iff \frac{I(\lambda_{CO_2})e^{\alpha(\lambda_{CO_2})l}}{I^{solaire}(\lambda_{CO_2})} = \frac{I(\lambda_{ref})e^{\alpha(\lambda_{ref})l}}{I^{solaire}(\lambda_{ref})} \\ &\iff \\ \frac{I(\lambda_{CO_2})I^{solaire}(\lambda_{ref})}{I(\lambda_{ref})I^{solaire}(\lambda_{CO_2})} &= e^{(\alpha(\lambda_{ref})-\alpha(\lambda_{CO_2}))l} = \left(\frac{e^{\alpha(\lambda_{ref})\Delta h}}{e^{\alpha(\lambda_{CO_2})\Delta h}} \right)^\beta = \left(\frac{T^{atm}(\lambda_{CO_2})}{T^{atm}(\lambda_{ref})} \right)^\beta \\ \text{Et ainsi : } \beta &= \frac{\ln \left(\frac{I(\lambda_{CO_2})I^{solaire}(\lambda_{ref})}{I(\lambda_{ref})I^{solaire}(\lambda_{CO_2})} \right)}{\ln \left(\frac{T^{atm}(\lambda_{CO_2})}{T^{atm}(\lambda_{ref})} \right)} \end{aligned} \quad (2.6)$$

Les longueurs d'ondes de référence utilisées sont $\lambda_{ref} = 1.980$ et $\lambda_{CO_2} = 2.007$ (McGuire et al., 2009a). Ces références sont choisies très proches afin que l'hypothèse de réflectance identique entre elles deux soit réaliste. Il existe en effet des contaminants pouvant faire dévier cette réflectance : large bande d'absorption du pyroxene, des minéraux hydratés, de la glace d'eau ou encore pente spectrale négative si la densité d'aérosols ou de poussière au sol est élevée. Une illustration est fournie en figure 2.7 à partir de spectres OMEGA de pyroxene et d'un minéral hydraté modifiant le continuum dans cette région : le choix de références proches réduit sensiblement l'artéfact du triplet CO₂.

Le même algorithme est utilisé indifféremment pour OMEGA ou CRISM qui possède des transmittances atmosphériques adaptées à sa plus haute résolution spectrale. Ce gain en résolution et des distorsions optiques propres à CRISM (section 2.2.4.3) font que la correction est moins efficace pour cet instrument.

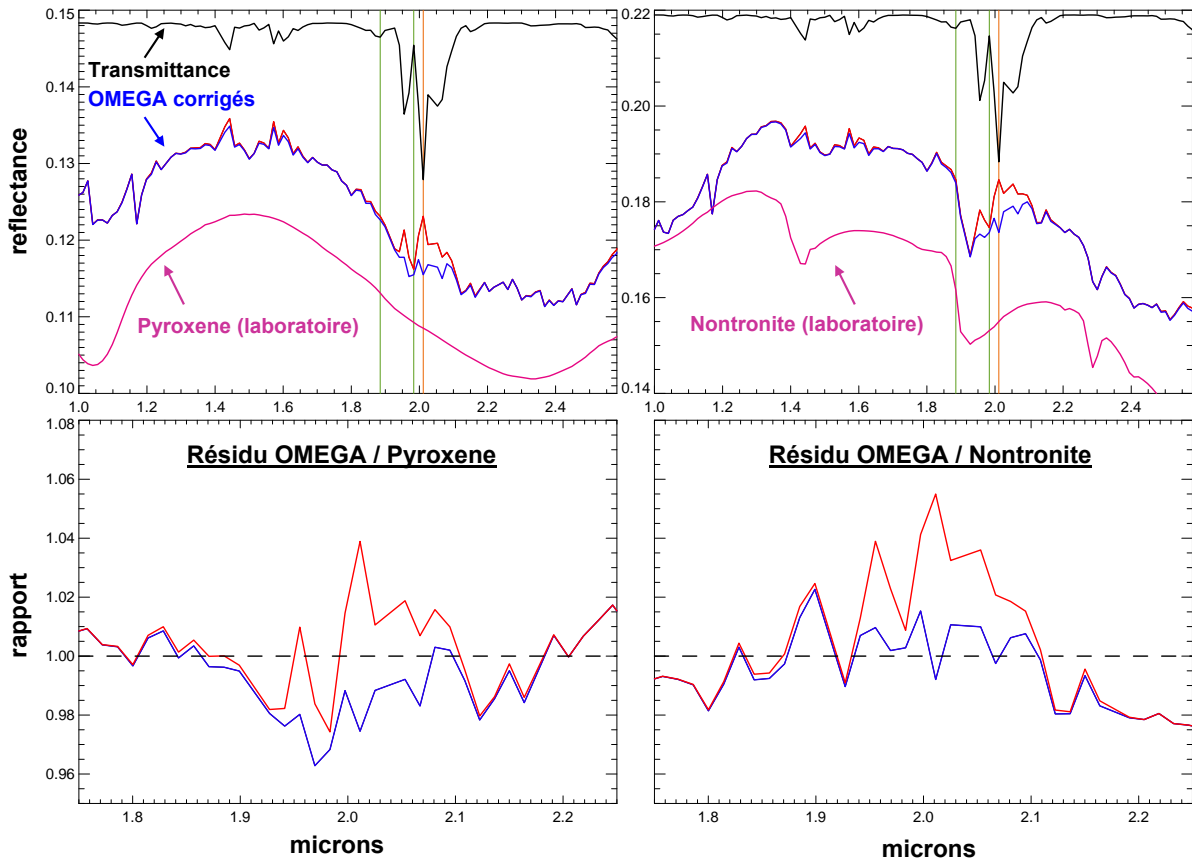


FIGURE 2.7 – Correction atmosphérique empirique ‘Olympus Mons’ de spectres riches en pyroxene (*gauche*) et nontronite (*droite*), observation OMEGA 0422.4 (Nili Fossae). *Bleu* : Spectres corrigés en utilisant des références proches à 1.98 et 2.007 μm . *Rouge* : Spectres utilisant les références précédemment utilisées par l’équipe à 1.89 et 2.011 μm . *Rose* : spectres de laboratoire.

Nous verrons en section 2.4.2.1 que les méthodes de traitements des jeux de données OMEGA et CRISM mis en place permettent de s’affranchir partiellement de la nécessité de corriger de l’atmosphère. En pratique cette correction est toutefois souvent implémentée, particulièrement en cas de forte opacité (voir section 2.2.3.3).

2.2.3.2 Correction empirique alternative ‘skydip’

Il existe une méthode de correction empirique alternative qui a été testée avec succès. Il s’agit de générer un spectre de transmittance atmosphérique grâce à l’observation elle-même. L’intérêt de faire cela est que, sous certaines conditions, cette transmittance sera plus réaliste car plus représentative des conditions atmosphériques au moment de l’observation (notamment des aérosols). La méthode est empruntée à la radio-astronomie et à l’astronomie submm sous le nom de correction *skydip* pour laquelle on utilise des observations à différentes masses d’air pour retirer la contribution atmosphérique.

Du modèle simpliste d’atmosphère, on a établi que l’opacité optique était une fonction linéairement croissante du chemin optique $\tau_\lambda = \alpha_\lambda l$. En supposant cette opacité faible, la transmittance sera également une fonction linéaire de l : $T^{atm} = e^{-\tau} \approx 1 - \alpha_\lambda l$. Ce chemin optique ne

peut pas être calculé directement comme mentionné auparavant, on sait cependant qu'il dépend de la masse d'air et donc à la fois de l'altitude z et de l'angle d'incidence i (l'observation nadir impose $e = 0$). L'altitude MOOLA et l'incidence sont connues en chaque pixel (x, y) , on écrit :

$$\begin{aligned} I(\lambda) &= I^{solaire}(\lambda)r(\lambda)e^{-\alpha(\lambda)l} \approx I^{solaire}(\lambda)r(\lambda)(1 - \tau) \\ \iff \\ T^{atm} &= (1 - \tau) \approx \frac{I(\lambda)}{I^{solaire}(\lambda)r(\lambda)} \text{ avec } \tau = \tau(z(x, y), i(x, y), \lambda) \end{aligned} \quad (2.7)$$

Tout comme dans la correction empirique, on doit estimer la réflectance. Pour cela, on ajuste un continuum sur chaque spectre de réflectance non corrigé de l'atmosphère : $\frac{I}{I^{solaire}}$. Ce continuum est défini en dehors des bandes d'absorptions gazeuses (on choisi pour références les longueurs d'ondes dont la transmittance modélisée est >0.99) puis interpolé pour reconstruire un spectre simulé de réflectance corrigée $r'(\lambda)$. En injectant ce terme dans l'équation précédente, on peut alors estimer $T^{atm} \forall(x, y, \lambda)$.

Ce continuum ajusté sur chaque spectre pourrait déjà permettre de corriger un à un les pixels mais cette approche serait imprécise, surtout en présence des 'contaminants' usuels (pyroxène, minéral hydraté, glace d'eau). Ce qui nous intéresse est le comportement global de T^{atm} : on va donc créer un modèle linéaire à partir de ces ajustements qui permettra de gommer les petites variations dues à des erreurs dans l'estimation de r' : à chaque λ on ajuste l'équation $I/I^{solaire} = 1 - \tau$ en fonction de l'altitude z . Une illustration est donnée en figure 2.8a pour une observation OMEGA de Nili Fossae : le comportement est bien globalement linéaire. L'ajustement s'écrit : $T_{\lambda}^{atm}(z) = \alpha_{\lambda} + \gamma_{\lambda}.z$ et permet d'extraire un spectre de transmittance pour chaque pixel (x, y) d'altitude z . Un exemple de transmission ainsi générée est donné en figure 2.8b et comparé aux transmittances précédentes.

L'albédo corrigé est obtenu immédiatement : $r(\lambda, x, y) = \frac{I(\lambda, x, y)}{I^{solaire}(\lambda, i(x, y))(\alpha_{\lambda} + \gamma_{\lambda}.z(x, y))}$.

Deux résultats sont présentés en figures 2.8c,d. Dans cet exemple, la correction *skydip* (en bleu) a des performances similaires à la correction empirique habituelle (rouge). On l'a également implémenté sur les données CRISM et la bande à $1.9 \mu\text{m}$ y est mieux restaurée (Poulet and Carter, 5th MSL Landing Site Workshop, 2011). En pratique cette correction ne sera pas employée systématiquement car ses conditions d'application sont plus restrictives :

- L'observation doit présenter une gamme d'altitudes suffisamment grande pour que les ajustements linéaires de T^{atm} soient satisfaisants. Le champ observé doit donc être assez varié topographiquement. Si c'est en général le cas des observations OMEGA, ce n'est pas toujours vrai pour CRISM, qui possède par ailleurs une résolution spatiale supérieure à celle de l'altimétrie MOOLA (ce qui va induire des erreurs).
- Cette correction est plus efficace car elle prend en compte les conditions de l'atmosphère au moment de l'observation, notamment les aérosols qui induisent une pente spectrale. Si le champs de vue est trop grand, l'atmosphère sera trop variable et l'ajustement selon

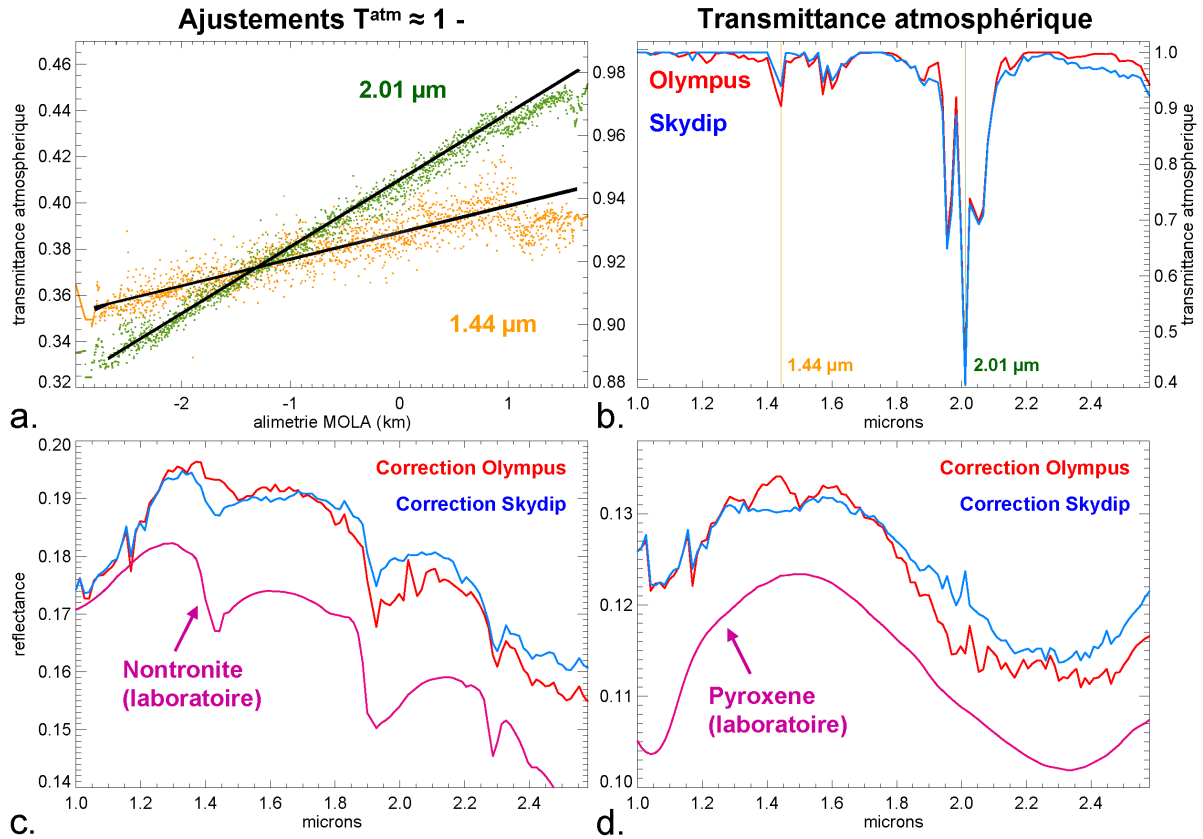


FIGURE 2.8 – Correction atmosphérique *skydip* sur l’observation OMEGA 0422_4 (Nili Fossae). **a.** Ajustements de $T^{atm} \approx 1 - \tau$ pour $\lambda = 1.44$ et $2.01 \mu\text{m}$. **b.** Spectres de transmittance généré par *skydip* et modélisé pour un pixel. **c.** Comparaison du spectre de nontronite (identique à la figure 2.7) corrigé avec les deux méthodes **d.** Idem pour un spectre de clinopyroxène.

z sera médiocre. C’est le cas de la plupart des observations OMEGA, dont il faudrait découper le champ en sous-parties.

- La correction repose sur une approche statistique qui la rend globalement plus efficace. Elle sera en revanche moins robuste aux petites variations de profondeur optique s’écartant du comportement statistique et n’affectant que quelques pixels. La correction atmosphérique utilisant Olympus Mons ajuste les spectres individuellement et n’aura pas ce problème.

2.2.3.3 Correction des aérosols

L’atmosphère de Mars contient une proportion variable dans le temps et l’espace d’aérosols qui affectent les spectres de surface. Ce sont des grains de poussière silicatée, des cristaux de glace d’eau et de CO_2 de taille micrométrique (Vincendon, 2008). L’impact des aérosols sur les spectres de surface sera fonction de leur distribution en taille, composition et densité atmosphérique. La figure 2.9 illustre ces effets à forte opacité τ : l’albédo de surface est sur-estimé (ici de plus de 60% par rapport à une observation voisine à faible τ) et est corrélé avec l’opacité/masse d’air maximale (angles e et φ maximaux). Les spectres présentent également tous une pente négative qui l’est d’autant plus à forte opacité (Erard et al., 1992). Globalement,

cette contribution des aérosols n'est que peu problématique dans la gamme $[1,2.7] \mu\text{m}$ car ils n'induisent pas de bande d'absorption. On peut par ailleurs s'affranchir de leurs effets en retirant un continuum linéaire aux spectres ou en les traitant comme des biais systématiques (voir sections 2.4.1 et 2.4.2.1).

Ceci est valable tant que l'opacité optique n'est pas trop importante ($\tau_{IR} \lesssim 0.5$), ce qui est le cas de la majorité des observations utilisées. Pour une forte opacité, la correction atmosphérique fonctionne toujours au premier ordre, mais les résidus atmosphériques dans les spectres sont importants. Elle diminue notamment la variation latitudinale des absorptions du triplet CO_2 qui est due à un angle de phase variable dans cette direction. La figure 2.9 montre un exemple d'observation à forte opacité. On évalue le résidu atmosphérique en calculant la norme quadratique normalisée du spectre entre 1.85 et 2.05 (après retrait d'un continuum linéaire). On voit que sa variation avant (*rouge*) et après (*bleu*) correction est différente, et devient quasi-constante. Ce nouveau résidu est ensuite aisément retiré par soustraction des systématiques (section 2.4.2.1).

Une correction plus précise a été élaborée (Vincendon, 2008) mais n'a pas été appliquée dans le cadre de ce travail du fait du faible impact des aérosols et afin de réduire le temps de calcul.

2.2.3.4 Conséquences des absorptions atmosphériques sur la détection des minéraux hydratés

Les absorptions CO_2 sont quasi-saturées à 1.97, 2.01 et 2.07 μm , celles à 2.7 et 2.79 μm sont saturées aux résolutions OMEGA et CRISM. L'harmonique à 4.26 μm est également saturée, rendant inexploitable toute la région entre 4.1 et 4.4 μm . A ceci s'ajoute la présence de molécules d'eau *adsorbée* à la surface de Mars (Jouglet et al., 2007) et dont les bandes d'absorption principales se trouvent entre 2.6 et 2.75 μm .

Ces absorptions principales, et d'autres plus faibles doivent être prises en compte lors de l'étude de la minéralogie de surface. Si les régions $[2.65-2.9]$ et $[4.1-4.4] \mu\text{m}$ ne sont pas exploitables car saturées, les corrections atmosphériques mises en place permettent d'exploiter le reste du spectre. Malgré tout, certaines régions seront moins fiables car la correction ne sera jamais parfaite et le signal reçu depuis la surface est intrinsèquement plus faible. La figure 2.10 illustre les zones *dangereuses* pour l'identification des bandes de minéraux hydratés. Y sont représentés plusieurs familles : sulfates mono- et poly-hydraté, smectite, zeolite, chlorite et carbonate, ainsi que la transmittance atmosphérique martienne (*noir*). La bande vers 1.4 μm commune à la plupart des minéraux hydratés peut être affectée par la transition à 1.43 du CO_2 , en pratique cette bande est très faible dans les spectres martiens et n'est pas capitale pour l'identification minérale. Le triplet du CO_2 vers 2 μm est plus problématique car la plupart des minéraux hydratés ont une bande entre 1.9 et 2.0 μm . Le triplet est cependant légèrement décalé vers les plus grandes longueurs d'ondes ce qui permet en pratique d'avoir accès à cette bande si la correction atmosphérique est bonne (voir par exemple la figure 2.7). La large bande saturée à 4.1-4.4 μm est encore plus problématique car elle recouvre une large bande des sulfates ainsi qu'un plateau entre deux bandes de carbonates, compliquant les détections. La partie $> 3\mu\text{m}$ du spectre souffre par ailleurs d'artéfacts instrumentaux, d'un faible S/B des détecteurs et de la

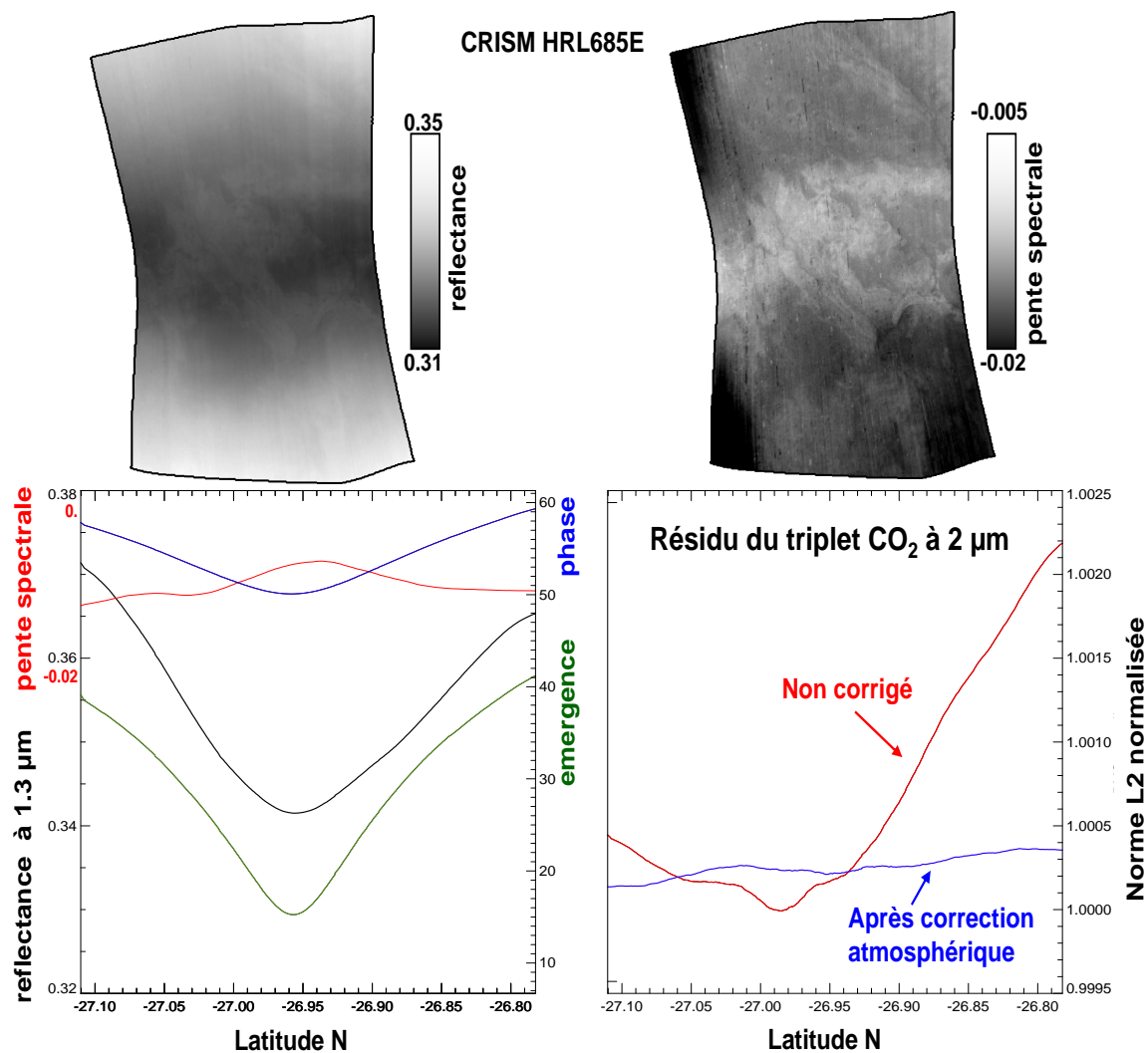


FIGURE 2.9 – Observation CRISM à forte opacité atmosphérique ($L_s = 271^\circ$). **Haut** : Réflectance à $1.3 \mu\text{m}$: le contraste est très faible, on cartographie la pente spectrale. **Bas** : Évolution latitudinale de la réflectance et pente spectrale avec la masse d’air (i.e. angles d’émergence et de phase). Le RMS du triplet CO_2 est quasi constant après correction atmosphérique.

contribution thermique qui devient dominante. La zone la plus fiable pour identifier les minéraux hydratés est donc comprise entre $[2.1\text{-}2.6] \mu\text{m}$.

2.2.4 Traitement des artefacts instrumentaux

Les corrections photométriques et atmosphériques fournissent des spectres exploitables de réflectance de surface. Cependant, OMEGA mais surtout CRISM sont affectés de biais systématiques et de bruit stochastique qu’il faut traiter pour l’identification des faibles bandes d’absorption des minéraux hydratés.

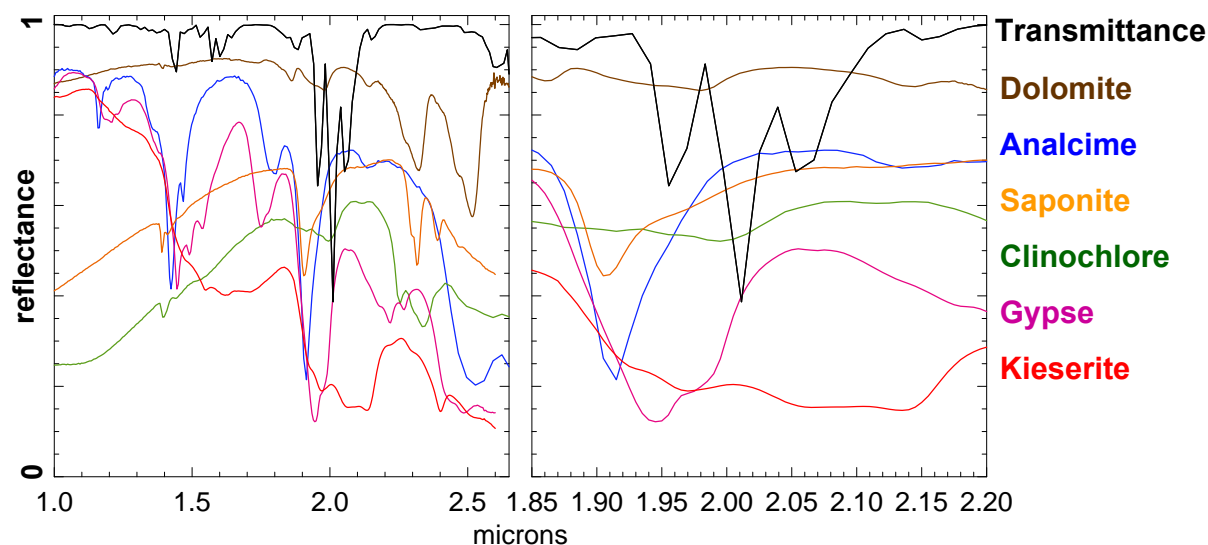


FIGURE 2.10 – Fenêtres atmosphériques du CO_2 et absorptions des minéraux hydratés. *Noir* : transmittance atmosphérique. Les spectres de laboratoire de minéraux hydratés (source : Clark, 2007) sont en couleur

2.2.4.1 Correction des pixels aberrants

Cette correction s'applique aux données CRISM. Il s'agit de détecter dans le domaine spatial des pixels isolés ou en petites grappes qui s'écartent statistiquement de leur voisins et de les corriger.

Chaque tranche λ_l du cube est extraite et fortement lissée soit par médiane 2D soit par convolution 2D rectangulaire, avec un fenêtrage de 15 pixels. Sont considérés comme aberrants tous pixels de la tranche s'écartant de $> 30\%$ par rapport à ceux de la tranche lissée. Ce seuil est très conservateur puisque les signatures de minéraux hydratés induisent des variations largement $< 10\%$. Pour re-construire ces mauvais pixels on recalcule la tranche lissée en omettant ces derniers et on leur attribue la nouvelle valeur lissée. Cet algorithme simple et rapide permet de réduire le bruit stochastique dans le domaine spatial. Dans le cas d'observations particulièrement affectées par des pixels aberrants on l'utilisera de manière itérative avec un seuil plus faible.

2.2.4.2 Correction des spectels défectueux.

Cette correction s'applique tout particulièrement à la voie C OMEGA, dont le vieillissement instrumental a rendu de nombreux spectels inutilisables (section 2.1.3). Pour identifier ces spectels défectueux (*morts ou chauds*), on utilise le courant d'obscurité OMEGA qui est acquis pour $\forall \lambda$ et avant chaque balayage horizontal du miroir. La valeur nominale du courant de pré-charge est déterminée pour chaque observation par un ajustement linéaire de l'ensemble des spectels (figure 2.4). On n'ajuste la droite que sur les spectels dont on sait qu'ils sont restés fiables jusqu'au dysfonctionnement de la voie C. Sont considérés défectueux les spectels dont le niveau de pré-charge s'écarte de plus de 10% par rapport au niveau nominal. Une seconde étape consiste à détecter si certains spectels présentent des valeurs de réflectance aberrantes ($r_\lambda < 0$

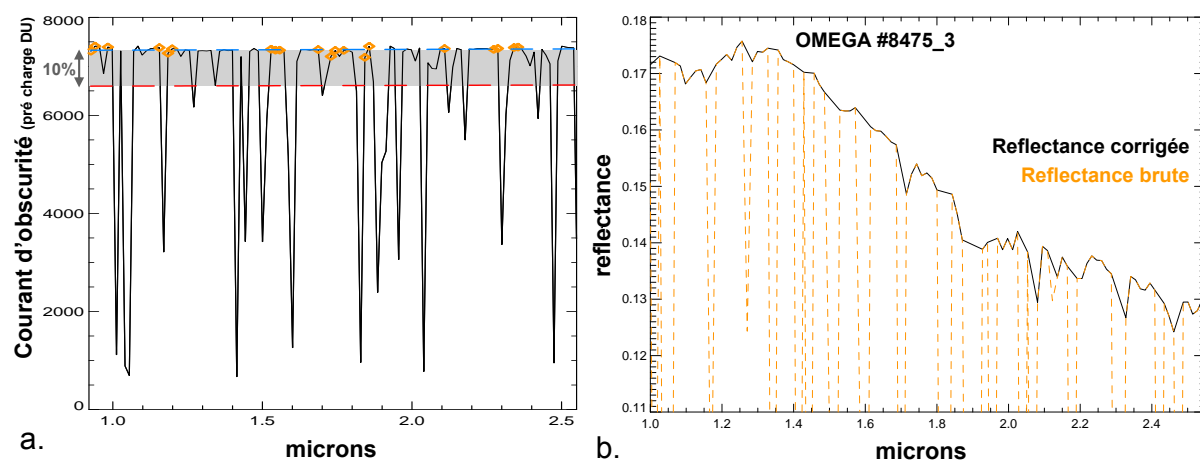


FIGURE 2.11 – Identification et correction des spectels défectueux sur les données OMEGA. **a.** Détermination du courant de pré-charge nominal (*ajustement linéaire sur les spectels fiables en orange*). **b.** Correction des spectels défectueux sur les spectres.

ou > 1) sur l'ensemble de l'observation. Une fois identifiés, l'ensemble des spectels défectueux sont reconstruits par interpolation linéaire (plus proche voisin). Si cette reconstruction est artificielle car l'information est perdue en amont, elle permet toutefois de fournir des spectres sans discontinuité à l'ensemble des algorithmes d'identification minéral en aval.

Pour CRISM on se base sur le cube de réflectance pour lequel on regarde une zone de 17×17 pixels prise au centre du champ de vue. A chaque λ , si le nombre de pixels aberrant est supérieur à 50%, on considère ce spectel comme défectueux. La sélection d'une petite zone au centre raccourcis le temps de calcul.

2.2.4.3 Correction du *smile* spectral CRISM.

La technologie push-broom de CRISM induit deux types de déformations géométriques appelées effets *keystone* et *smile* spectral. Il s'agit de distorsions du champ dues à l'orientation de la matrice 2D de détecteurs par rapport au faisceau incident ainsi qu'à l'ensemble des dioptries en amont, en particulier le réseau par réflexion. L'effet *keystone* cause un élargissement de la réponse instrumentale (PSF) de l'ordre de 3 nm (~ 0.4 spectel) et le *smile* spectral décale la longueur d'onde centrale de la PSF jusqu'à 10 nm environ (~ 1.3 spectel). Tous deux sont plus importantes sur les bords latéraux du champ, ils sont illustrés en figure 2.12. On peut voir pour le spectel # 200 ($\sim 2.32 \mu\text{m}$) à la fois le décalage et l'élargissement de la PSF par rapport à celle du centre du champ. Ces effets sont minimaux au centre, appelé pour cette raison le *sweet spot*. Leur spécifications lors de la calibration au sol sont disponibles dans Murchie et al., 2007.

Le *smile* spectral est problématique car une variation de 10 nm peut non seulement affecter les algorithmes de détection minérale (basés sur la position exacte de certaines bandes) mais aussi leur identification et cartographie. Par exemple les smectites 2:1 purement ferriques ont une bande centrée à $2.285 \mu\text{m}$ (nontronite) et les smectites purement magnésiennes (saponite) ont une bande décalée jusqu'à $2.32\text{-}2.33 \mu\text{m}$. Un décalage de $0.01 \mu\text{m}$ peut contribuer à une erreur d'identification entre deux minéraux dont la bande est très proche. Il est heureusement

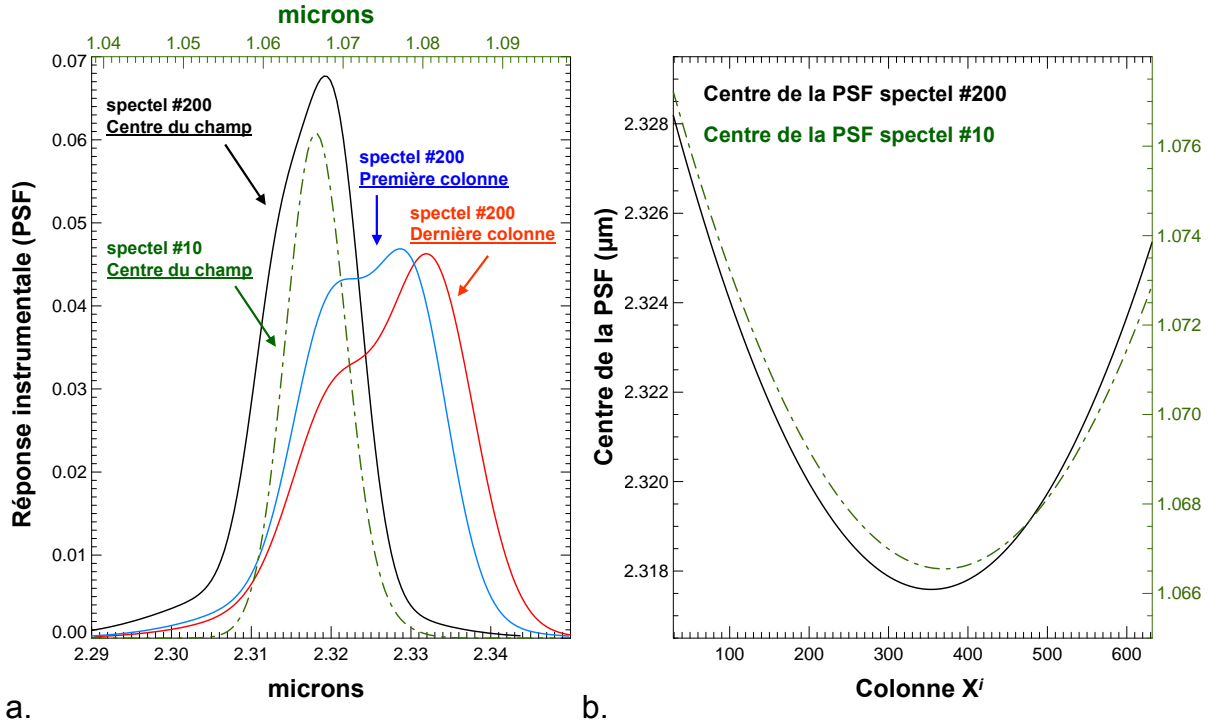


FIGURE 2.12 – Réponse instrumentale (PSF) CRISM et effets *keystone* et *smile* spectral. **a.** Distorsion et décalage de la PSF des spectels #10 ($\sim 1.07 \mu\text{m}$) et #200 ($\sim 2.32 \mu\text{m}$). **b.** Décalage du centre de la PSF (en forme de *smile*) en fonction la position horizontale du champ.

possible de mesurer le *smile* spectral grâce aux données de calibration.

En raison du faible S/B des observations CRISM, on a systématiquement recours à des moyennes spatiales de spectres. Cette moyenne est calculée sur des spectres appartenant à des colonnes différentes et qui seront donc affectés par le *smile*. La solution est de ré-échantillonner chaque spectre individuel à la longueur d'onde centrale du *sweet spot*, on utilise pour cela une interpolation SPLINE. Malgré cela, un léger lissage du spectre moyen sera inévitable et pour minimiser cet effet il faut choisir une moyenne spatiale qui soit la plus restreinte possible selon la dimension horizontale. Nous verrons par ailleurs qu'en traitant le *smile* comme un biais systématique, il sera possible de limiter son effet sur les cartes et spectres (voir section 2.4.2.1). Par contraste, la réponse instrumentale OMEGA est la même sur tout le champ de vue.

L'étalement de la PSF aux bords de l'image est plus problématique, car par définition l'information spectrale est perdue par confusion. Il est cependant possible de reconstruire une PSF corrigée par aiguisage (*sharpening*) spectral. C'est ce qui a été fait dans Ceamanos and Doute, 2010. Cette approche n'a pas été retenue ici car elle est mal adapté à la grande variabilité de forme et positions des bandes des minéraux hydratés

Aucune correction n'est implémentée systématiquement, mais leur étude a permis de définir les précaution à prendre dans l'analyse spectrale. On évitera de sélectionner des spectres sur les bords latéraux du champs et les rapports spectraux se feront sur une même colonne.

2.2.4.4 Correction des *spikes* spectraux.

L'instrument CRISM possède un bruit stochastique plus important que OMEGA auquel s'ajoute des 'pics' aléatoires (*spikes*) dans les spectres qui doivent être corrigés. Ce traitement est nécessaire au même titre que la correction des spectels défectueux (section 2.2.4.2) afin de fournir un spectre sans discontinuité aux algorithmes en aval. En effets, les *spikes* peuvent induire de fausses bandes et anti-bandes qui vont contaminer les cartes de bandes d'absorptions (faux positifs et négatifs). L'instrument OMEGA est moins sujet aux *spikes* mais cette correction peut s'avérer pratique pour corriger les éventuels artéfacts résiduels vers $2 \mu\text{m}$ liés à une sur/sous correction atmosphérique.

Le problème est assez facile car les bandes d'absorptions de minéraux hydratés sont larges de plusieurs spectels et donc différentiables des *spikes* mono-spectels. La méthode retenue est très simple et requiert un temps de traitement très courts :

- Calcul de la moyenne glissante du spectre (apodisation par fonction rectangulaire de 10 spectels de large) et estimation de l'écart du spectre par rapport à cette moyenne :

$$critere(\lambda) = \left(\frac{spectre(\lambda) - \langle spectre(\lambda) \rangle^{moy}}{\langle spectre(\lambda) \rangle^{moy}} \right) \quad (2.8)$$

- Recherche des points d'inflexions dans la dérivée du spectre (sur 3 spectels).

Un *spike* sera détecté lorsque $critere(\lambda)$ prendra une valeur au dessus d'un certain seuil et si ce spectel λ correspond à un point d'inflexion de la dérivée. On reconstruit le spectre par interpolation linéaire (type plus proche voisin). Une récurrence est effectuée sur l'algorithme : on diminue à chaque pas la seuil de détection du premier critère. Cette étape est nécessaire pour correctement reconstruire le spectre dans les régions où plusieurs *spikes* se trouvent cote à cote (par exemple vers $2 \mu\text{m}$ après correction atmosphérique). A chaque pas est recalculé et affiné l'estimation du spectre moyen glissant (voir figure 2.13). Chaque cube CRISM est systématiquement corrigé des *spikes* les plus importants (seuil à 4 %).

La première étape peut être améliorée en effectuant non pas une moyenne glissante mais une déviation standard glissante, permettant ainsi de mesurer des écarts en σ adaptés au niveau de bruit de Poisson de chaque observation. Cette amélioration se faisant au détriment d'un temps de calcul beaucoup trop long, cette solution n'a pas été retenue.

2.2.4.5 Correction du striage vertical CRISM.

La technologie push-broom des détecteurs CRISM a pour conséquence une non-uniformité spatiale dans la réponse des détecteurs qui a été abordée en section 2.1.2.4. Cette non uniformité selon la direction X de la matrice cause un striage vertical du champ qui n'est pas complètement corrigé lors de l'étalonnage. Les stries se présentent comme un signal additif qui varie selon X et est en revanche \sim constantes selon Y. On les retrouve dans les cartes de critères spectraux comme source de biais, leur prise en compte est nécessaire. L'algorithme développé consiste à extraire puis soustraire le profil de stries verticales pour chaque tranche λ_l du cube.

Un exemple de dé-striage est présenté en figure 2.14. Les stries varient selon la dimension

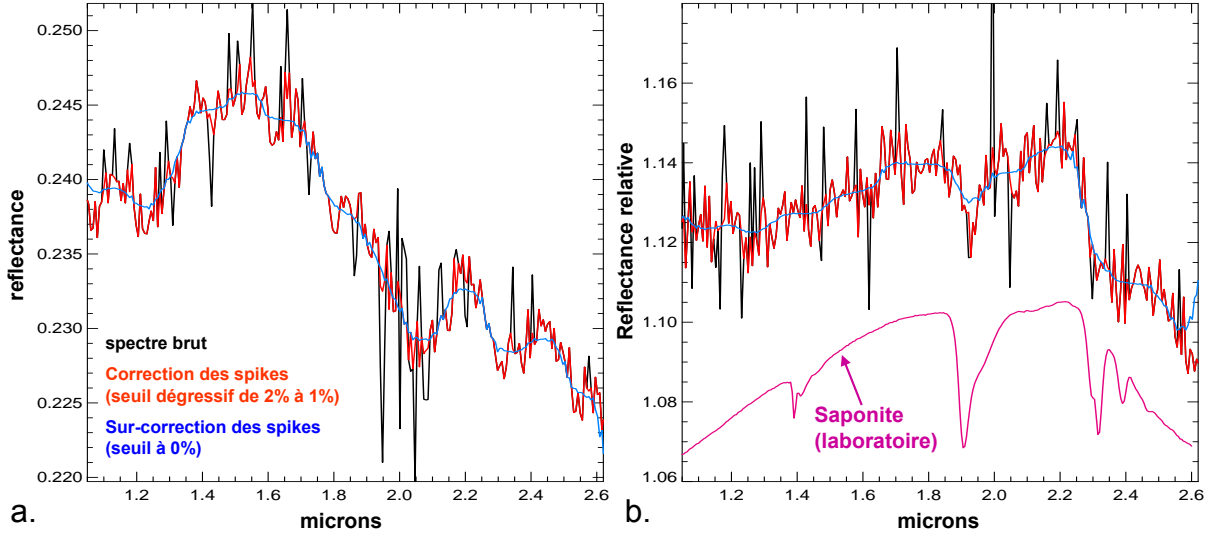


FIGURE 2.13 – Correction des *spikes* spectraux. Exemple d’un spectre d’argile Fe/Mg d’une observation CRISM (FRT 622B, cratère Terby). **a.** Spectre brut d’un pixel corrigé des spikes en deux itérations sur le seuil de 2 à 1% (*rouge*) et sur-corrigé avec un seuil trop bas (*bleu*). **b.** Idem sur un rapport de spectres faire ressortir la signature d’argile.

horizontale, on cherche à reconstruire leur profil selon cette direction. L’albédo moyen varie également selon X , on construit en figure 2.15d son profil horizontal (‘profil strié’). Du fait du moyennage selon Y , on considère que ce profil d’albédo ne varie que faiblement d’une colonne à l’autre, alors que les stries se très variables. Ainsi ces dernières apparaissent sous forme de bruit haut fréquence dans le profil strié. On extrait alors le profil de stries en deux étapes : retrait des *spikes* puis convolution par une fonction Lorentzienne (largeur 3 pixels X). Le nouveau profil dé-strié est en rouge et le profil de stries obtenu en faisant le rapport des deux est au dessus. On divise enfin chaque ligne de l’image par ce profil pour obtenir l’image dé-striée en figure (figure 2.14b). Le résidu après correction est montré en figure 2.14c.

La correction enlève les stries mais induit d’autres artéfacts verticaux de plus grande échelle. Ils sont dûs à l’importante variabilité verticale de la réflectance qui biaise le profil de stries sur certaines colonnes. Une amélioration simple et rapide de l’algorithme consiste à ne pas calculer directement la moyenne sur l’ensemble de la colonne mais de diviser celle-ci en 3 tronçons de longueur égale. On calculera la réflectance médiane sur chaque tronçon puis la moyenne de ces trois tronçons. L’algorithme final est simple et s’écrit comme suit :

$$\begin{aligned}
 \text{profil}(X^i) &= \frac{\langle \text{image}(X^i, Y) \rangle_{Y^1} + \langle \text{image}(X^i, Y) \rangle_{Y^2} + \langle \text{image}(X^i, Y) \rangle_{Y^3}}{3} \\
 \text{profil}(X^i)_{\text{ideal}} &= (\text{Despike} \{ \text{profil}(X^i) \} * L) \\
 \text{image}_{\text{corr}}(X^i, Y) &= \text{image}(X^i, Y) \frac{\text{profil}(X^i)_{\text{ideal}}}{\text{profil}(X^i)} \quad (2.9)
 \end{aligned}$$

- X^i désigne la colonne i de l’image
- Y^1 , Y^2 et Y^3 désignent les 3 tronçons verticaux

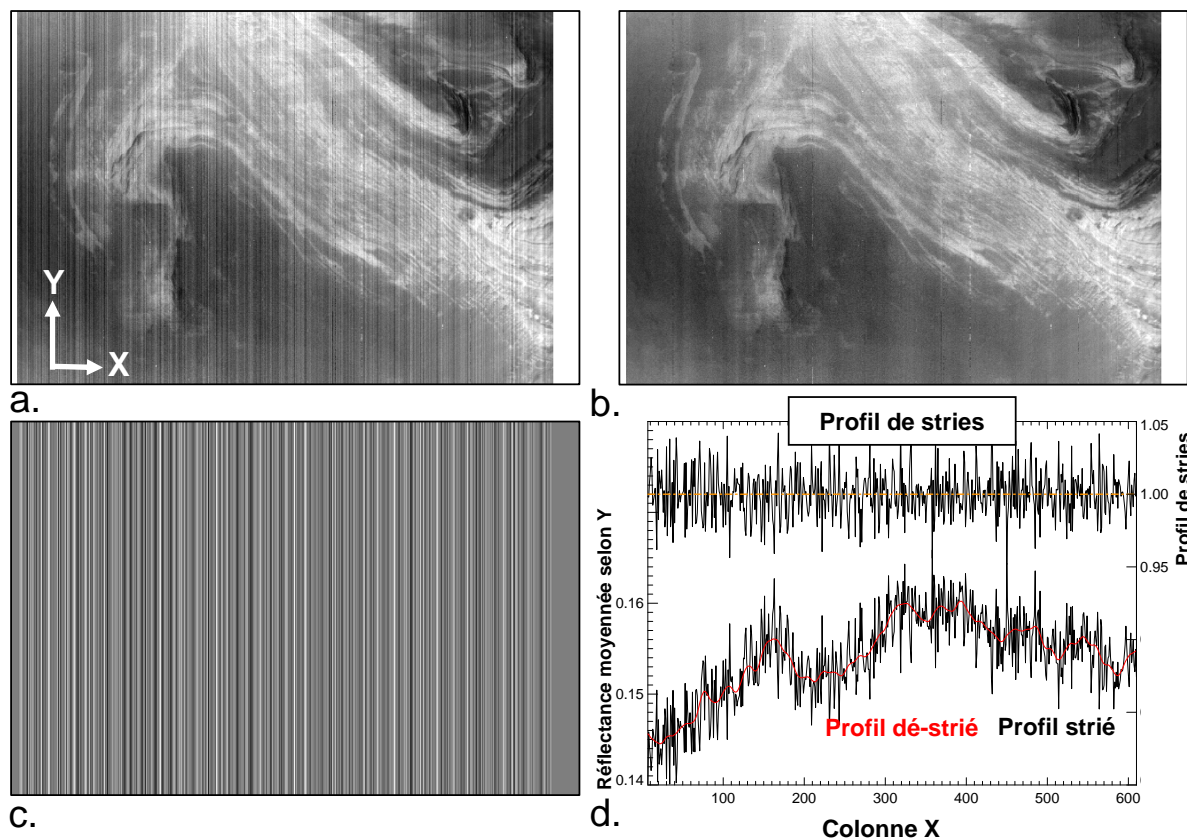


FIGURE 2.14 – Correction des stries verticales CRISM (observation FRT 622B, cratère Terby). **a.** Réflectance striée à $1.01 \mu\text{m}$ (spectel #1). **b.** Réflectance à $1.01 \mu\text{m}$ dé-striée. **c.** Résidu de striage. **d.** Profils réel et idéal, leur rapport donne le profil de stries.

– L désigne le noyau Lorentzien

La figure 2.15 montre l'impact du dé-striage du cube de réflectance sur les critères spectraux. Les cartes de minéraux hydratés sont beaucoup plus propres après cette correction qui sera systématiquement implémentée pour la réduction des données CRISM. Malgré cette correction, des stries peuvent subsister dans les cartes spectrales, nous verrons en section 2.4.2.1 qu'une étape supplémentaire proche du dé-striage et appliquée sur les cartes de critères elles-mêmes améliore le résultat.

2.2.5 Saturation des détecteurs et non-linéarité instrumentale OMEGA

Un phénomène de saturation peut apparaître dans les données OMEGA, il n'a pas été constaté dans les données CRISM. Ce phénomène apparaît lorsque le niveau de pré-charge passe en deçà de ~ 327 DU, c'est à dire quand le flux incident sur les détecteurs est trop important. Il dépend de la distance solaire, de l'angle d'incidence et de l'albédo de surface. L'albédo étant maximal autour de $1.5 \mu\text{m}$, on pourra facilement la détecter car elle induit toujours une large bande symétrique non physique dans cette région du spectre. Les spectres présentant cette bande seront donc rejetés.

La non-linéarité instrumentale OMEGA est plus problématique car elle peut induire des biais réels dans la cartographie et l'identification minérale. Il s'agit d'une faible variation dans

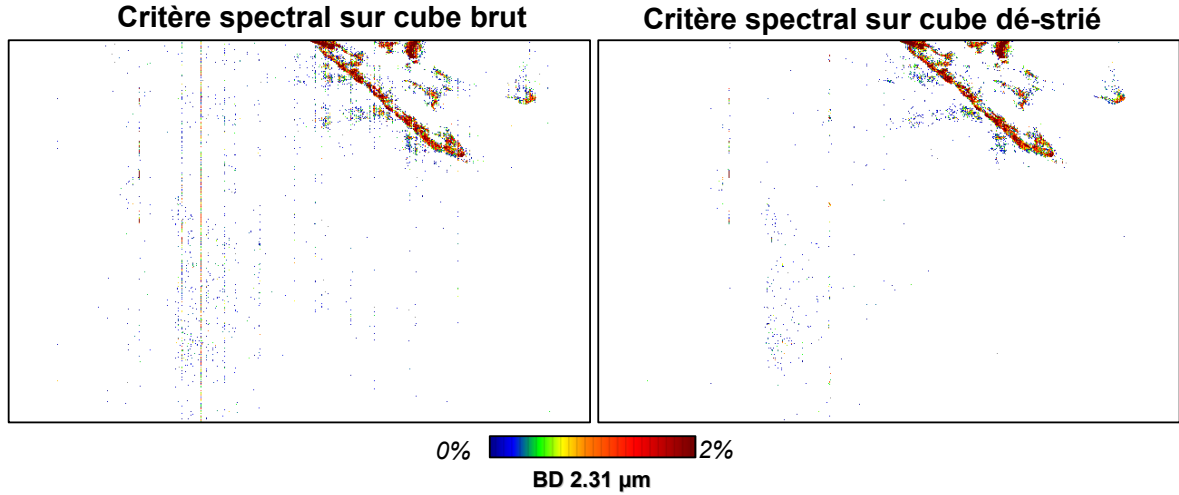


FIGURE 2.15 – Cartographie du critère d’absorption minérale à $2.31 \mu\text{m}$ des smectites Fe/Mg **a.** Sur le cube de réflectance non corrigé et **b.** sur le cube dé-strié : la carte est plus propre.

la réponse des détecteurs OMEGA qui n’est pas entièrement prise en compte dans la fonction de transfert instrumentale (FdT). A un spectel λ donné, on a :

$$idat_{\lambda} = FdT(\lambda)I_{\lambda}^{OMEGA}$$

- $idat$ est le cube de spectres bruts en DU
- I^{OMEGA} le flux incident reçu par l’instrument
- FdT la fonction de transfert instrumentale

Cette relation n’est pas exacte, la non-linéarité introduisant une dépendance de FdT avec la valeur absolue du flux reçu. Pour l’illustrer, on observe une même région de Mars sous différents flux incidents et on étudie le comportement des spectres bruts en fonction du flux (figure 2.16). On choisit la région de Nili Fossae ($[72.55-74.60]^{\circ} E$, $[17.49-23.05]^{\circ} N$) qui a été observée par OMEGA à plusieurs reprises à résolution similaire . L’intérêt de cette région est qu’elle présente de fortes signatures de phyllosilicates-Fe/Mg et on pourra estimer l’effet de la non-linéarité sur leur critère de détection. La figure 2.16a présente les valeurs latitudinales moyennes de la réflectance et du niveau de pré-charge à $1.3 \mu\text{m}$ pour 3 observations. Les traces de réflectance sont proches car on observe la même surface (le petit décalage vertical étant dû à une différence d’opacité atmosphérique) alors que les niveaux de pré-charge sont très différents (~ 700 DU en moyenne) et la non-linéarité devrait alors avoir un effet sur les spectres de réflectance. Les figures 2.16c,d montrent la fonction de transfert reconstruite empiriquement à partir des données, on peut voir qu’elle dépend du flux (représenté par le niveau de pré-charge à $1.3 \mu\text{m}$) et que cette dépendance varie avec la longueur d’onde. Le spectre noir est la FdT théorique, sans non-linéarité toutes les courbes empiriques devraient être confondues avec elle. La figure 2.16d montre plus clairement la dépendant en longueur d’onde : on comprend que des rapports de spectres entre deux spectels (à 1.3 et $1.5 \mu\text{m}$ ici) va dépendre du flux incident.

Pour évaluer son impact sur les minéraux hydratés, on construit un critère de bande à 2.3

μm (argiles riches en Fe/Mg) construit comme un rapport de spectels :

$$BD_{(fe/mg)} = \frac{idat(2.22 \sim 2.26 \mu\text{m})}{idat(2.30 \sim 2.33 \mu\text{m})}$$

La non-linéarité se traduit dans les critères spectraux par des oscillations de leur valeur en fonction du flux incident. C'est ce qui est montré pour ce critère en figure 2.16b. Chaque courbe représente la valeur du critère de chaque observation OMEGA. Les oscillations à grande échelle peuvent atteindre une amplitude de $\sim 2\%$ qui n'a pas de sens physique. On voit par ailleurs qu'à gamme de niveau de pré-charge égal (observations en rose et noir), la non-linéarité change au cours du temps (décalage vertical du critère), et de façon imprévisible.

L'amplitude des oscillations fixe un seuil minimal de détection pour les critères de bande d'absorption ($\sim 2\%$ ici). La zone entre ~ 900 et 1700 DU est la plus affectée : le niveau moyen du critère varie très rapidement. Au delà, il est possible d'avoir un seuil légèrement plus faible. La non-linéarité n'est pas problématique lorsque l'on regarde des spectres de valeur de *idat* comparables, mais peut causer des artéfacts (notamment de fausses bandes d'absorptions) lors de rapports spectraux à valeurs de *idat* très différentes, particulièrement dans la zone 900 - 1700 DU. Plus un critère spectral utilise des spectels ayant des valeurs *idat* différentes plus il sera sensible.

Lors du traitement de chaque cube OMEGA, on évalue l'amplitude de variation de chaque critère en fonction du flux ce qui permet de définir un seuil de détection individuel. Au lieu d'adapter le seuil des critères on peut corriger empiriquement la valeur même de ces derniers : on ajuste leur courbe de variation en fonction du flux (comme celles présentées en figure 2.16b.) par un polynôme. On normalise ensuite le critère en fonction du flux en divisant par ce polynôme. Une correction similaire est détaillée dans le manuscrit de thèse de Denis Jouglet. Une tentative de correction de la fonction de transfert en amont à été entreprise sans résultat satisfaisant.

2.2.6 Étalonnage CRISM

Cette section s'intéresse aux différentes versions d'étalonnage CRISM et leur comparaison avec l'étalonnage OMEGA. On s'attarde sur les conséquences des différents étalonnages sur la détections de minéraux hydratés sans entrer dans les détails techniques.

2.2.6.1 Comparaison TRR3/TRR2

A la différence de la voie C OMEGA dont l'étalonnage n'a pas été mise à jour depuis plusieurs années, le voie IR CRISM est encore en cours d'amélioration. Fin 2010 est sortie la 3^e version de calibration 'TRR3'. Elle est sensiblement différente de la précédente qui est quasi-exclusivement utilisée au cours de la thèse :

- Utilisation d'une nouvelle PLU (plage de lumière uniforme) et correction de positionnement d'un miroir de calibration interne. Le premier modifie la pente des spectres entre ~ 1.1 et $1.7 \mu\text{m}$ et le second réduit les artéfacts spectraux à 1.65 et $2.65 \mu\text{m}$ correspondant

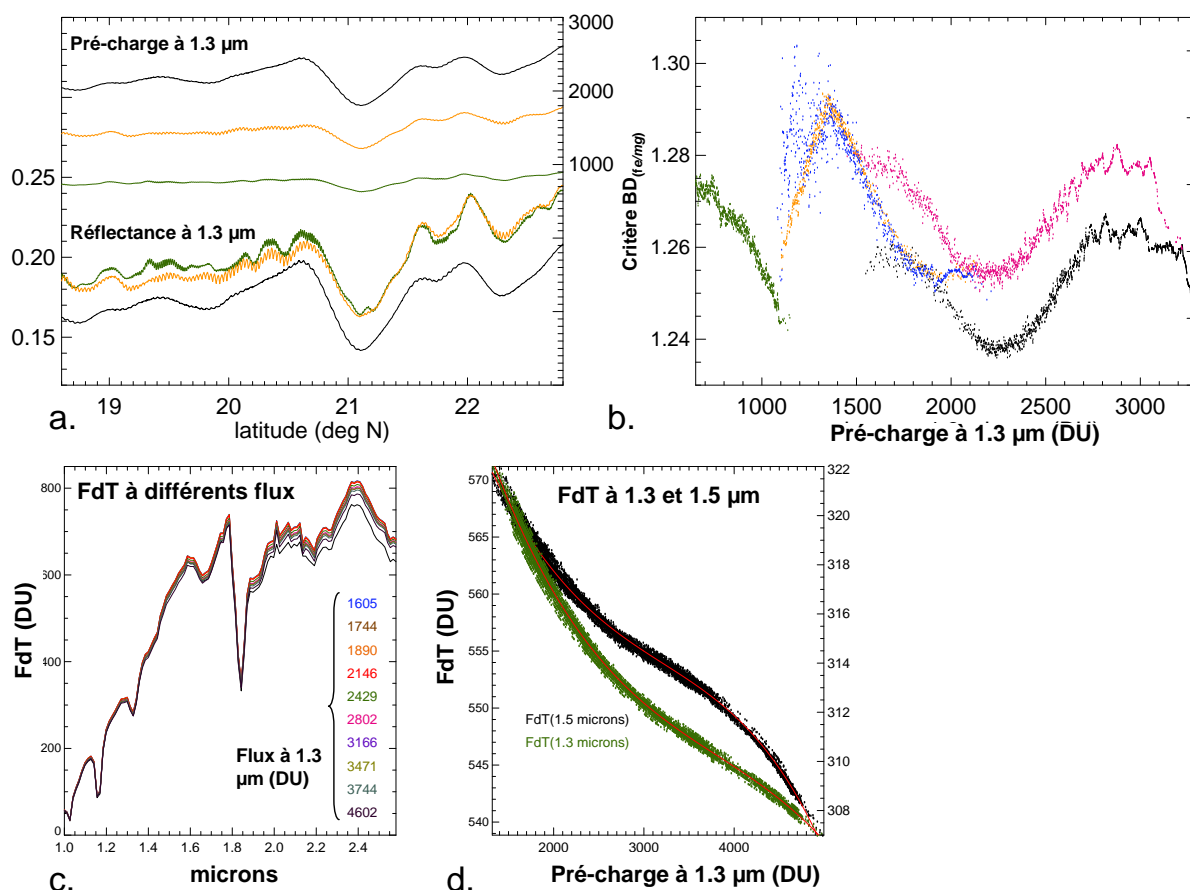


FIGURE 2.16 – Non linéarité instrumentale OMEGA. **a.** Profil latitudinal de réflectance et du niveau de pré-charge à $1.3 \mu\text{m}$ pour deux observations de la même région. **b.** Profil du critère d'argiles Fe/Mg à $2.3 \mu\text{m}$ en fonction du flux incident. **c.** Spectres moyen d'argiles Fe/Mg dans cette région. **d.** Fonction de Transfert empirique calculée pour différents flux incidents. **e.** Evolution de la FdT à 2 longueurs d'onde en fonction du flux incident.

au chevauchement de deux filtres interférentiels consécutifs. Ces correction n'ont que peu d'incidence pour la détection de minéraux hydratés.

- Filtrage des données pour réduire le bruit stochastique. Les données CRISM sont intrinsèquement bruitées et le sont d'autant depuis que la température des détecteurs à été augmentée pour préserver les cryostats. La nouvelle calibration intègre un filtrage 3D (spatial et spectral combiné) dit 'IKF' (*iterative kernel filtering*, Seelos et al., 2009 et communication interne) qui réduit sensiblement le bruit.

La figure 2.17 illustre les différences induites par le nouvel étalonnage : seule la diminution du bruit spectral peut avoir des conséquences sur l'identification de minéraux hydratés.

L'ensemble des étapes de traitement décrites jusqu'à présent est intégré dans le pipeline de réduction des données TRR2. Bien que développées indépendamment, celles-ci sont très proches du pipeline TRR3 fournit à la communauté scientifique par l'équipe CRISM (voir section 2.2.1). La différence majeure est l'utilisation du filtrage 3D pour les TRR3 alors qu'on se contente ici d'un filtrage 1D spectral.

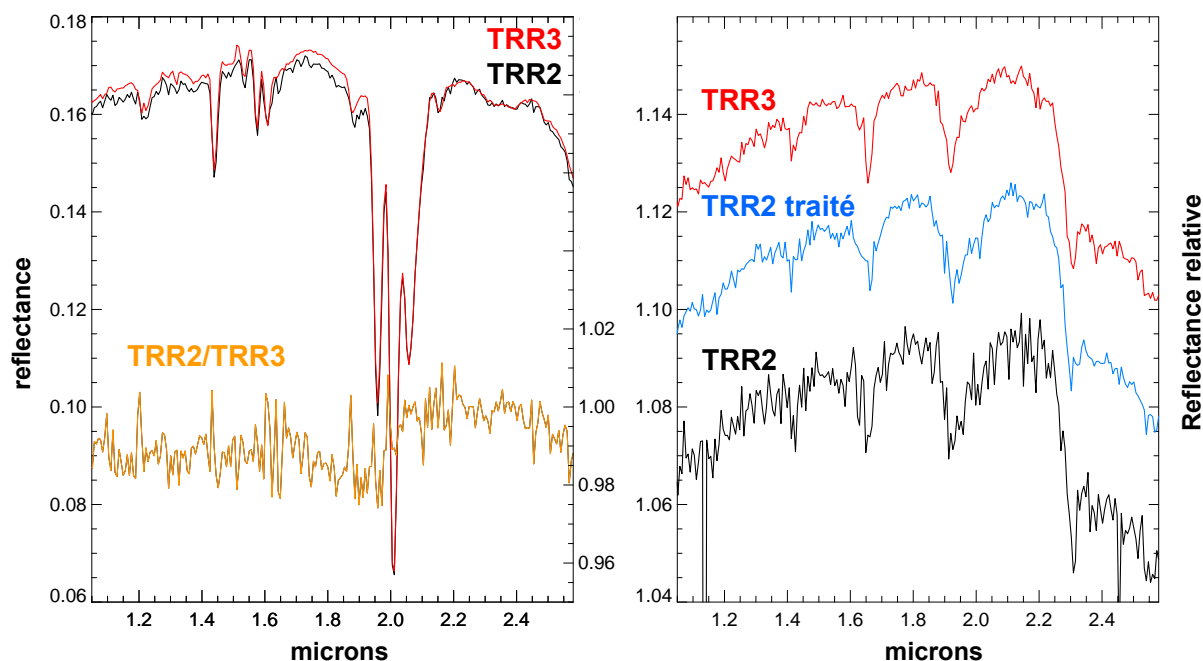


FIGURE 2.17 – Comparaison des calibrations TRR2 et TRR3. **a.** Spectres de réflectance non corrigés de l’atmosphère. **b.** Rapports de spectres montrant des phyllosilicates Fe/Mg (mêmes pixels).

La différence de filtrage a pour conséquence des images moins bruitées pour la TRR3 mais au détriment d’une perte d’information spatiale. La figure 2.18 illustre ce phénomène : le critère spectral à $2.31 \mu\text{m}$ apparaît très légèrement flouté pour la version TRR3. Les critères TRR3 s’avèrent parfois un peu moins sensibles que les TRR2 pour de faibles signatures spatialement isolées. L’ensemble du jeu de données CRISM est encore en cours de mise à jour courant 2011, on a utilisé les données TRR2 et la chaîne de traitement présentée ici.

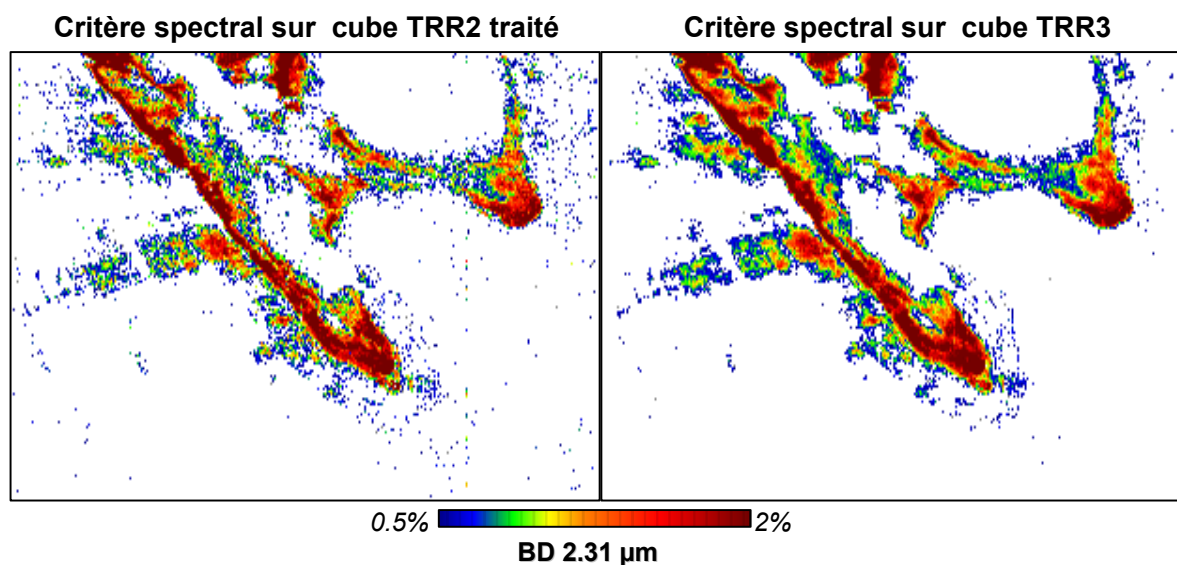


FIGURE 2.18 – Comparaison des calibrations TRR2 et TRR3 sur les cartes de critères spectraux.

CRISM	OMEGA	Lon.(° E)	Lat.(° N)	$T_{C,\Omega}^{détecteur}$	LS	H_{locale}	ΔH	d_{min}	$\langle i \rangle_{C,\Omega}$	$\langle e \rangle_{C,\Omega}$	$\langle \varphi \rangle_{C,\Omega}$
FRT1073B	6445.1	14.65	-54.67	125.7K, 77.7K	188.5°	16.0h	1j2h	0.8°	70°,61°	7°,8°	76°,56°
FRT10668	6441.1	55.33	-53.95	132.6K, 77.7K	186.7°	16.1h	1j1h	0.0°	72°,60°	5°,1°	67°,61°
FRT10BD5	6515.0	169.85	-66.58	138.0K, 77.5K	199.7°	16.2h	0j3h	0.0°	72°,62°	2°,2°	72°,61°
FRT10749	6453.1	293.26	-56.0	125.8K, 77.9K	188.7°	16.1h	1j1h	1.0°	71°,62°	5°,11°	75°,53°
FRT10709	6442.1	315.16	-54.12	125.8K, 77.9K	188.0°	16.0h	1j2h	0.2°	71°,61°	5°,3°	73°,62°
FRT10635	6438.1	355.84	-53.46	125.6K, 77.8K	186.2°	16.1h	1j1h	1.1°	72°,61°	8°,8°	64°,67°

TABLE 2.2 – Observations co-jointes OMEGA et CRISM. De gauche à droite : numéros d’observation, longitude, latitude, température des détecteurs CRISM et OMEGA, longitude solaire, heure locale, durée entre l’acquisition CRISM et OMEGA, distance minimale au sol entre les deux observations, angles d’incidence, d’émergence et de phase au point le plus proche entre les deux observation.

2.2.6.2 Comparaison des étalonnages OMEGA et CRISM

Cette section synthétise une partie du travail effectué en collaboration avec Dave Humm, ingénieur sur l’instrument CRISM à APL et responsable de son étalonnage. Il s’agissait d’utiliser l’instrument OMEGA dont l’étalonnage est *à priori* mieux maîtrisé pour évaluer la TRR2 et tester des prototypes de TRR3. Pour se faire des observations jointes OMEGA-CRISM ont été réalisées en 2009 et début 2010, observant la même région de Mars et au même moment. L’intérêt est de minimiser la variabilité de composition de surface et de l’atmosphère pour une comparaison spectrale fiable. Les spectres utilisés sont en radiance corrigée de la photométrie mais ni de l’atmosphérique ni de l’émission thermique. La table 2.2.6.2 résume les caractéristiques instrumentales et géographiques des 6 observations co-jointes analysées (sur la douzaine disponible).

Seules deux observations couplées OMEGA-CRISM se recouvrent spatialement ($d_{min}=0^\circ$), La plupart des observations ne se recouvrent pas parfaitement, on fera l’hypothèse d’une composition de surface identique (à une exception près). Elles ne sont également pas exactement co-temporelles, l’observation OMEGA est généralement acquise un jour et une à deux heures plus tard, avec pour conséquence un $\Delta i \sim 10^\circ$. Cette différence pourra induire de petites erreurs photométriques si la surface n’est pas parfaitement lambertienne. Les observations CRISM dont la température de détecteur est anormalement chaude ($>126K$) seront plus bruitées et la partie thermique $>3 \mu m$ sera inexploitable.

La figure 2.19 montre la comparaison spectrale en voie C pour les 6 observations co-jointes. Les spectres OMEGA (*couleurs foncées*) et CRISM (*couleurs claires*) sont des moyennes spatiales de sorte qu’ils échantillonnent la même surface au sol, et sont pris à angle d’émergence minimal ($e < 10^\circ$). Les rapports des spectres moyens OMEGA sur CRISM sont en noir. On remarque dans 3 cas sur 6 un très bon accord global entre la réflectance OMEGA et CRISM (moins de 10% d’écart). L’écart important pour l’observation 6438.1 est dû à la forte variabilité d’albédo dans la région où l’observation a été faite. Il y a également un écart $> 25\%$ pour les observations 6515.0 6442.1 dont les spectres indiquent la présence de givre de CO_2 en surface (en orange un spectre de givre modélisé et mis à l’échelle). Si l’écart d’albédo est sensible dans 3 cas sur 6 ou pourra tout de même comparer l’allure des spectres.

La figure 2.20 montre le rapport médian sur les 6 observations. Le bruit dans les spectres est

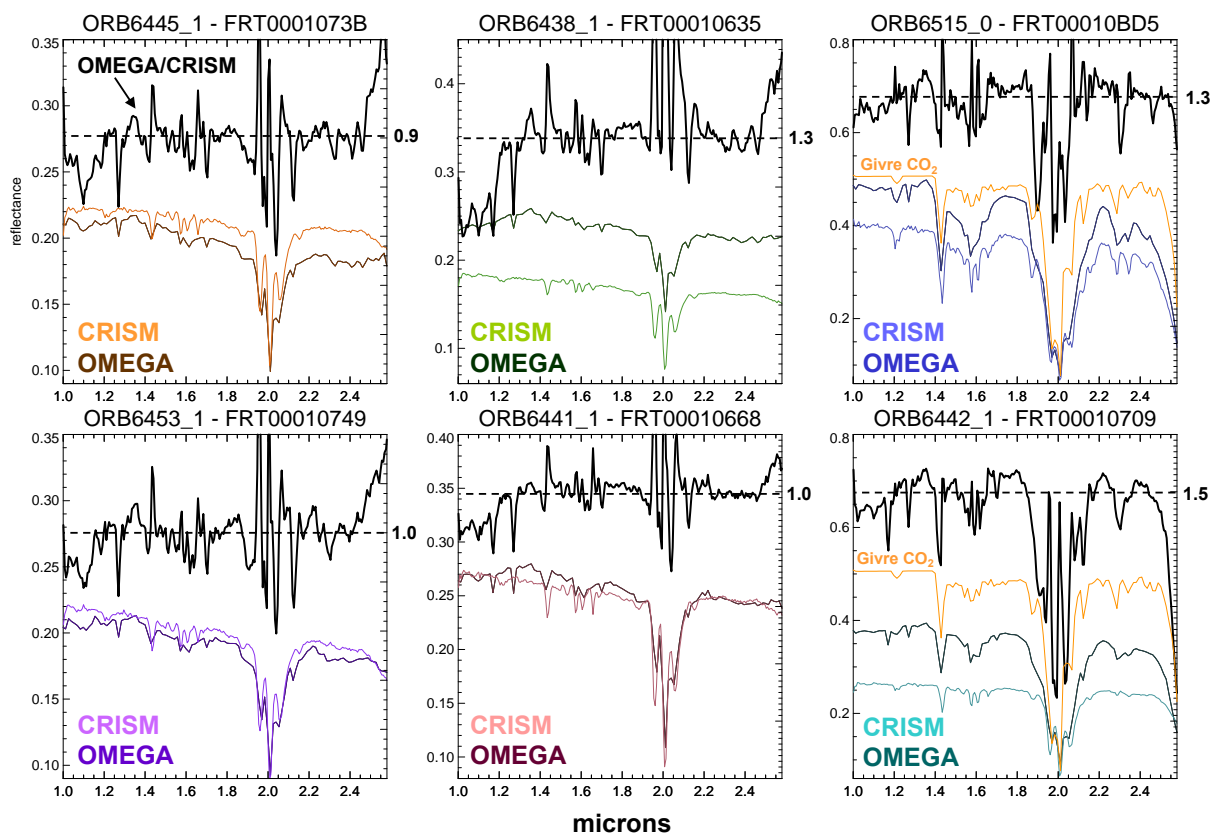


FIGURE 2.19 – Comparaisons spectrales OMEGA-CRISM. *Couleurs claires* : Spectres moyens CRISM. *Couleurs foncées* : Spectres moyens OMEGA. *Noir* : Rapports spectraux OMEGA/CRISM.

principalement dû aux absorptions atmosphériques à 1.4, 1.6 et vers $2 \mu\text{m}$ qui sont vues avec des résolutions spectrales différentes. On met en évidence un artefact sous forme de pente positive entre ~ 1.0 et $1.25 \mu\text{m}$ et présent systématiquement lors de rapports OMEGA/CRISM. Ce dernier disparaît lorsque l'on compare des rapports spectraux OMEGA à des rapports spectraux CRISM, il s'agit donc d'un biais systématique. L'origine de l'artefact semble être l'instrument OMEGA plutôt que CRISM à en juger par la pente positive non physique présente dans les spectres. Si cette pente pourrait s'expliquer par la présence de pyroxène ou poussière ferrique à la surface, les spectres de givre CO_2 montrent également cet artefact alors qu'il n'y a pas de pente dans cette région spectrale (Kieffer, 1968). Si l'artefact n'a pas d'incidence sur les identifications de minéraux hydratés, il aura une conséquence directe sur la modélisation linéaire ou non-linéaire des abondances, particulièrement les mafiques olivine et pyroxène. La comparaison de la partie thermique des spectres est utilisée par l'équipe CRISM à APL. Cette partie du spectre est difficilement exploitable en l'état à cause de discontinuités, de *spikes* et un phénomène de '*ringing*' : une oscillation à haute fréquence superposée au spectre.

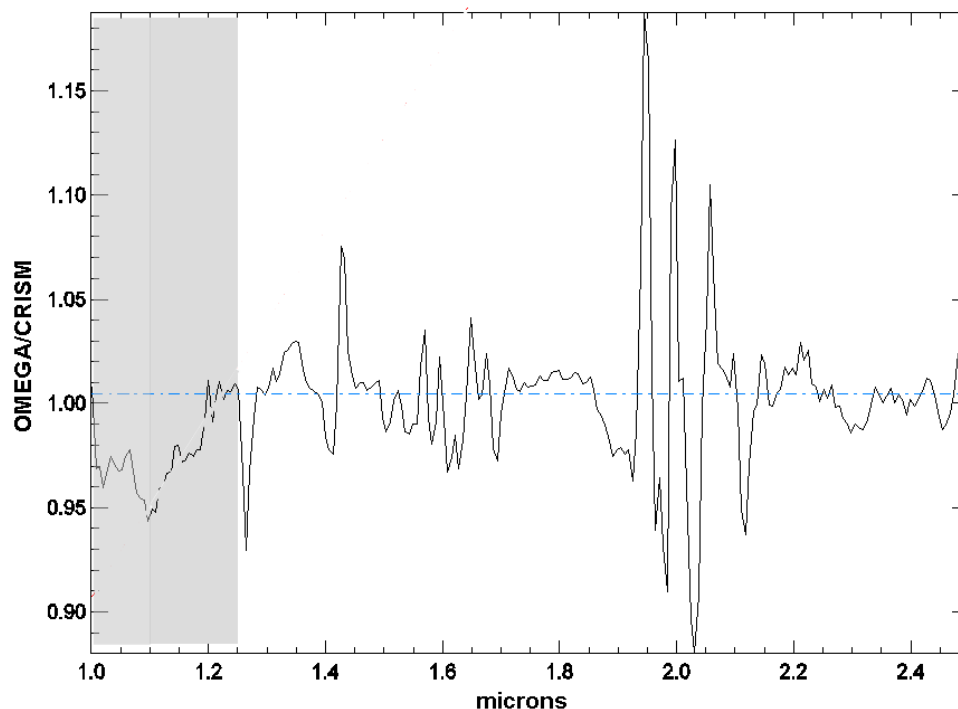


FIGURE 2.20 – Comparaisons spectrales OMEGA-CRISM (suite). Rapport spectral OMEGA/CRISM median des 6 observations co-jointes, artefact entre 1 et 1.25 μm .

2.3 Détection des minéraux hydratés

2.3.1 Les critères spectraux utilisés

La réduction des données décrite ci-dessus fournit un cube de réflectance traité des principaux artefacts instrumentaux et des absorptions atmosphériques. Il est à présent possible de tester ce cube pour la présence de minéraux hydratés, et de les discriminer. Leur spectres possèdent 3 caractéristiques qui peuvent être exploitées :

- Des bandes d’absorptions symétriques (ex : bande à 2.2 μm de montmorillonite) ou asymétriques (ex : bande à 1.9 μm des minéraux hydratés- H_2O , bande à 2.25 μm de l’opale). L’ordre de grandeur de leur largeur est ~ 50 nm.
- Des *épaules* spectrales : une chute plus ou moins abrupte de la réflectance ne remontant pas au delà (ex : chute > 2.3 μm des smectites inter-stratifiées, chute > 2.4 μm des zéolites et sulfates poly-hydratés.)
- Un continuum spectral entre 1 et 2.6 μm de forme le plus souvent concave du à Fe^{3+} , Fe^{2+} et H_2O .

Il existe de nombreuses méthodes de détection, chacune possédant des atouts et inconvénients. Certaines permettent seulement de tester la présence des minéraux hydratés, d’autres d’identifier précisément le minéral et d’autres encore d’estimer leur abondance.

Il n’est pas question ici d’énumérer toutes les méthodes disponibles, ni de les tester toutes. De nombreux travaux antérieurs s’y sont attelés sur les données OMEGA, CRISM, ISM et

Critère spectral	Minéraux détectables	Numérateur	Dénominateur
PYR	Pyroxenes HCP & LCP	1.84~1.86 ; 2.07~2.09 ; 2.14~2.16	1.34~1.36 ; 1.53~1.55 ; 2.47~2.49 ; 2.57~2.59
OLIV	Olivines -Fe & -Mg	1.34~1.36 ; 1.39~1.41	1.69~1.71 ; 1.80~1.82
PLAG	Anorthite -Al,Fe	1.20~1.22 ; 1.25~1.27	1.09~1.11 ; 1.53~1.55
BD2.30	Smectites-Fe	2.28~2.31	2.17~2.24 ; 2.35~2.38
D2.30	Smectites-Fe/Mg, chlorites	2.29~2.33	2.15~2.25
D2.32	Smectites-Mg, chlorites, prehnite	2.32~2.36	2.10~2.20
BD2.20	Smectites-Al, silice hydratée	2.20~2.25	2.13~2.17 ; 2.25~2.29
BD2.17	Kaolins	2.16~2.19	2.05~2.15 ; 2.23~2.28
BD2.25	Silice hydratée	2.20~2.30	2.05~2.15 ; 2.35~2.40
BD1.9	∇ Minéraux hydratés - H ₂ O	1.91~1.94	1.73~1.85 ; 2.10~2.16
D2.4	Zéolites et sulfates p.-h.	2.43~2.50	2.28~2.35
BD2.35	Prehnite, chlorite, epidote	2.34~2.37	2.26~2.31 ; 2.44~2.48
BD2.33	Epidote	2.32~2.37	2.24~2.28 ; 2.39~2.43
BD2.50	Carbonates et serpentines	2.47~2.53	2.37~2.42 ; 2.58~2.63
BD2.10	Sulfates m.-h.	2.06~2.16	1.85~1.95 ; 2.20~2.24
D2.60	∇ Minéraux hydratés - H ₂ O,OH	2.50~2.60	2.10~2.20

TABLE 2.3 – Critères spectraux utilisés pour la détection des minéraux hydratés et mafiques. ‘~’ indique la gamme spectrale sur laquelle est calculée la médiane du spectre. Les ‘;’ délimitent des intervalles discontinus.

AVIRIS (voir par exemple gendrin, 2004). Sur la base de ces travaux et l’expérience antérieure de l’équipe OMEGA, le choix a été fait d’utiliser presque exclusivement la méthode dite des *critères* ou *paramètres spectraux* qui évalue la profondeur d’une bande en effectuant des rapports de spectels. Cette méthode simple, décrite dans Clark and Roush, 1984 est aujourd’hui la plus utilisée sur les données OMEGA et CRISM :

$$BD(\lambda_{bande}) = 1 - \frac{r(\lambda_{bande})}{r(\lambda_{continuum})} \quad (2.10)$$

λ_{bande} et $\lambda_{continuum}$ désignent un intervalle de longueur d’onde (quelques spectels) sur lesquels on calcule la médiane du spectre afin de limiter l’effet du bruit spectral (bruit de Poisson ou spikes). $\lambda_{continuum}$ est constitué d’un seul intervalle lorsqu’il s’agit de mesurer une épaule spectrale et la forme du spectre (pente locale ou concavité) ou alors de deux intervalles discontinus situés de part et d’autre d’une bande d’absorption.

De part leur simplicité, ces critères sont très rapides à calculer, ce qui les rends tout particulièrement adaptés à une étude en masse des jeux de données OMEGA et CRISM. Chaque critère est accordé sur une bande ou une épaule bien précise et en les utilisant conjointement il est alors possible d’avoir une information *a priori* sur la nature du minéral sans visualiser les spectres. On peut par exemple cartographier un critère de profondeur de bande à 1.9 μm et d’épaule spectrale à 2.3 μm , si les cartes se superposent alors il y a probablement des phyllosilicates Fe/Mg. Le tableau 2.3 fournis les principaux critères utilisés, leurs positions sont données à titre indicatif et peuvent être modifiées légèrement d’une observation à l’autre pour mieux rendre compte des minéraux présents. C’est particulièrement vrai pour les smectites-Fe/Mg qui présentent une épaule spectrale dont la position va varier continument entre 2.29 et 2.33 μm en fonction du rapport ionique $\frac{Fe}{Fe+Mg}$.

Les principales faiblesses de ces critères est leur sensibilité aux artéfacts instrumentaux, bruit spectral et aux contaminants de surface (poussière, mafiques, ombre et glace d’eau notamment - voir section 2.4.1). Les étapes décrites précédemment et les traitements additionnels qui vont

suivre permettent d'avoir un jeu de données le plus *propre* possible qui assurera une très bonne robustesse aux critères calculés.

2.3.2 Approche statistique

La richesse de la spectroscopie 3D ne se limite pas au volume important de spectres récoltés et à la capacité d'imagerie, elle permet l'utilisation d'algorithmes exploitant simultanément l'information spatiale et spectrale. C'est le cas des méthodes statistiques du type séparation de composante/extraction de source. L'analyse en composante principale (ACP) est très utilisée sur les jeux de données 3D, on utilise également une variante, la MNF (Minimum Noise Fraction, Green et al., 1988). Une transformation plus prometteuse est l'analyse en composantes indépendantes (ACI, Comon, 1994). Ces transformations vont permettre par changement de base de visualiser les données non pas en tranches de spectels mais en tranches de sources pour le signal. A chaque tranche correspond un vecteur propre source. Ces méthodes sont aveugles : elle ne fournissent aucun indice sur la nature des sources extraites, il faudra donc une étape supplémentaire pour identifier les sources intéressantes.

La performances de l'ACP par rapport à la méthode des critères spectraux a été évaluée sur les observations OMEGA et CRISM, un exemple est fourni en figure 2.21. Les vecteurs propres sont extraits dans l'ordre décroissant d'énergie spectrale. Dans cette observation, la première tranche représente l'albédo, la seconde la pente et la troisième les minéraux hydratés. Deux espèces distinctes sont présentes mais non discernées par ACP. De manière générale, les minéraux hydratés sont extraits parmi les 10 premiers vecteurs propres lorsque l'ACP est calculée sur des cubes de réflectance traités. La carte correspondante est très similaire à celle extraite par la méthode des critères spectraux, mais ces derniers fournissent une information supplémentaire puisqu'ils testent chacun une bande d'absorption particulière. Il est indispensable à l'issue de l'ACP d'identifier les vecteurs propres en les comparant à des spectres de référence (voir sections 2.5.3 et 2.5.4). Il apparait que l'ACP fournit des performances similaires en terme de cartographie et de spectre représentatif extrait (dit '*endmember*') que les critères spectraux, au détriment d'un temps de calcul beaucoup plus long et l'absence d'informations *à priori* sur les sources extraites. Le seul avantage est qu'elle permet d'extraire des sources auxquelles on ne s'attend pas forcément (espèces minérales rares par exemple), alors que les critères spectraux ne peuvent trouver des espèce minérales dont les bandes d'absorption ne sont pas testées.

On peut voir en figure 2.22 les quatre premières tranches de la MNF calculée sur le cube de réflectance. Cette méthode fonctionne moins efficacement que l'ACP en raison de sa sensibilité aux systématiques (striage vertical et smile spectral), elle est d'ailleurs utilisée par Ceamanos and Doute, 2010 pour estimer la contribution du smile dans les spectres. En revanche, ses performances sont supérieures à l'ACP lorsque calculée sur un cube de rapport de spectres traités des systématiques (voir méthodologie en section 2.4.2.1). La première tranche cartographie les deux types de minéraux hydratés, les deux suivantes les cartographient individuellement.

Il existe des algorithmes plus complexes et prometteurs en cours de développement, notam-

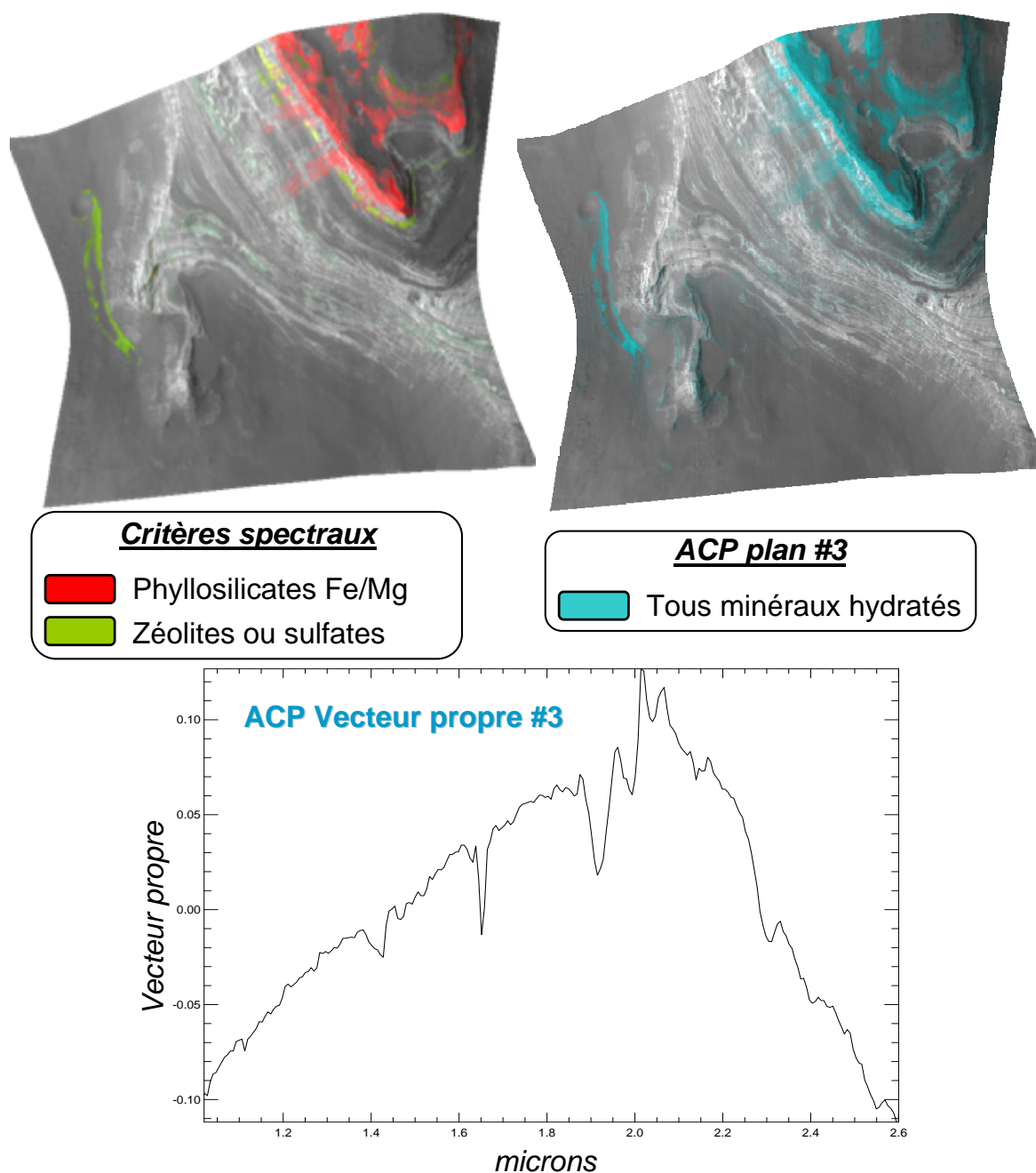


FIGURE 2.21 – Rotation ACP sur une observation CRISM et comparaison avec les critères spectraux. *Gauche* : Carte de 2 critères spectraux (phyllosilicates Fe/mg et zéolites/sulfates). *Droite* : Plan ACP #3 et vecteur propre associé, les deux minéraux ne sont pas discriminés.

ment ceux basés sur des méthodes bayésiennes qui ont été ou sont en cours d'élaboration, on cite deux exemples pour les données OMEGA et CRISM, respectivement : Schmidt et al., 2010 et Parente et al., 2011. Le temps de calcul et le très long temps de développement et d'évaluation de ce type de méthode nous ont conduit à privilégier les critères spectraux - plus simples, rapides et très robustes lorsque calculés sur un cube convenablement traité.

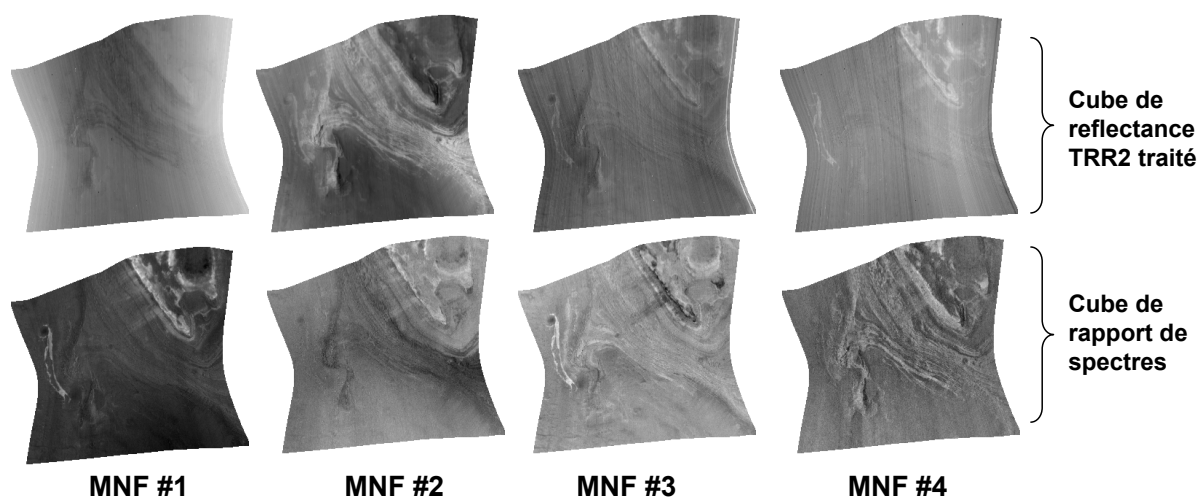


FIGURE 2.22 – Rotation MNF d’une observation CRISM. Les 4 premiers plans sont montrés.

2.3.3 Estimation d’abondances

On procède toujours par une approche en deux temps : pré-sélection des spectres intéressants par méthode des critères spectraux ou par approche statistique puis application de méthodes d’identification et de calcul d’abondance sur ce jeu de données restreint. Les algorithmes d’identification trop coûteux en temps de calcul pour être appliqués sur le jeu de données complet. Pour identifier les minéraux présents, on fait systématiquement appel à des bibliothèques de spectres d’analogues obtenus synthétiquement ou dans la nature. Ces approches sont donc dépendantes de spectres obtenus en laboratoire et qui peuvent être source de biais (notamment en cas d’impuretés minérale ou d’eau adsorbée dans l’échantillon).

2.3.3.1 Méthodes linéaires.

L’approche la plus simple consiste à ajuster linéairement les spectres pré-sélectionnés à des spectres de laboratoire. Elle est explicitée dans les sections 2.5.3 et 2.5.4. Cette méthode permet à la fois d’identifier les minéraux mais peut aussi donner une estimation de leur abondance respective. L’hypothèse linéaire n’est valable qu’en cas de mélange spatial d’espèces distinctes. Sur Terre, les minéraux hydratés se trouvent souvent sous forme de mélanges intimes de grains voir même d’inter-stratification ou inter-croissances. Le spectre de tels mélanges n’est pas équivalent à celui d’un mélange linéaire des ces mêmes espèces en proportions identiques (voir figure 1.14). Il existe par ailleurs une dégénérescence avec les minéraux présents à la surface mais n’induisant pas de bandes d’absorption dans l’infrarouge proche. Ces approximations font que cette méthode n’est pas valable pour la détermination d’abondances

2.3.3.2 Modélisation non linéaire.

A cause du caractère non linéaire des mélanges minéraux, il faut avoir recours à des modèles plus réalistes qui reproduise les mélanges intimes. Le flux lumineux incident interagit avec les premiers μm de la surface martienne sous forme de diffusions multiples sur des grains de taille

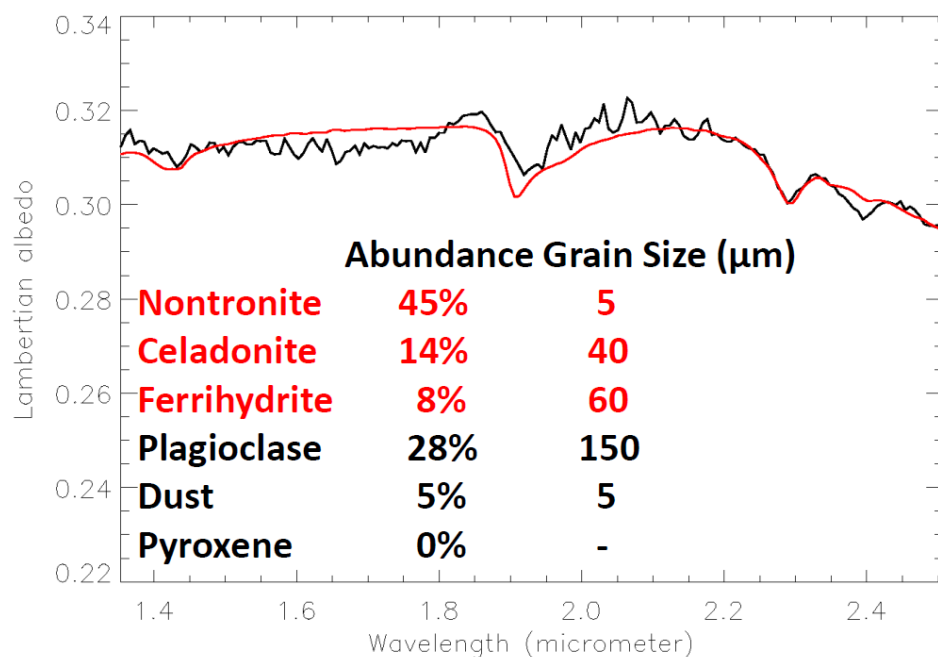


FIGURE 2.23 – Exemple de spectre d'argile dont l'abondance a été estimée en utilisant le modèle de Shkuratov dans le cadre de la préparation du 5^e workshop MSL (16-18 mai 2011). Crédit : F. Poulet

et de composition variables, puis est réfléchi vers les instruments. Deux approches sont couramment utilisées pour modéliser le transfert de rayonnement, le modèle Hapke (Hapke, 1981) et Shkuratov (Shkuratov et al., 1999). Tous deux nécessitent en entrée des constantes optiques déterminées en laboratoire pour chaque minéral. Si elles sont largement disponibles pour les minéraux constitutifs des roches magmatiques, ce n'est pas le cas des minéraux hydratés. Seule une poignée de constantes existent et elles ne sont pas représentatives de la minéralogie hydratée moyenne sur Mars. Une approche généralisée de modélisation non linéaire n'a donc pas pu être faite. On se contentera de donner des abondances *relatives* en comparant qualitativement la profondeur des bandes d'absorptions entre différentes observations et des spectres de laboratoire.

L'abondance des argiles sur Mars a toutefois pu être calculée en quelques sites riches en smectites-Fe (nontronite) et -Al (montmorillonite) qui sont restreints sur Mars. Des constantes optiques existent pour ces minéraux et une première application et évaluation des deux modèles a été conduite sur quelques sites (Poulet et al., 2008). Des abondances en nontronite jusqu'à > 50 vol% (pourcentage volumique) ont été estimées pour Mawrth Vallis, site présentant parmi les plus fortes signatures d'argiles sur la planète. Si la profondeur des bandes d'absorption ne varie pas linéairement avec l'abondance du minéral, elle augmente tout de même avec l'abondance. Il est donc raisonnable d'assumer que la grande majorité des sites étudiés au cours de ce travail de thèse et par d'autres présentent des abondances largement inférieures. Il faut noter toutefois que la spectroscopie infrarouge-proche ne permet d'estimer que l'abondance contenue dans le premier centimètre de surface environ.

2.4 Optimisation des critères spectraux

Les sections suivantes décrivent les traitements additionnels effectués pour rendre les critères spectraux plus robustes et faciliter l'identification minérale.

2.4.1 Soustraction du continuum spectral

La minéralogie de la surface de Mars depuis l'orbite dans le proche infrarouge peut être résumée à cinq *familles* spectrales. Par ordre décroissant de couverture spatiale : de la poussière silicatée riche en oxydes en fer, du pyroxène, de la glace d'eau et de CO₂, de l'olivine et enfin des minéraux hydratés. Elles ont été cartographiées à l'échelle globale grâce aux données OMEGA (Poulet et al., 2007, Ody et al., 2010). Ces familles ne sont que partiellement représentatives de la composition modale des roches martiennes basaltiques (McSween et al., 2009). Ceci est dû au fait que les minéraux silicatés non hydratés et non ferriques ne présentent ni bande d'absorption ni pente spectrale entre 1 et 2.6 μm . C'est en particulier vrai pour les feldspaths qui composent à plus de 15 wgt % les roches martiennes, mais également pour les sels non hydratés. Les minéraux mafiques détectables par OMEGA et CRISM (pyroxène et olivine) ont de larges bandes situées vers 1 et 2 μm qui peuvent contaminer les critères de détection des minéraux hydratés en modifiant localement la forme du continuum des spectres. Les glaces d'eau et de CO₂ sont encore plus problématiques car leurs bandes d'absorptions coïncident avec certaines bandes de minéraux hydratés. La poussière de surface (et les aérosols) induisent une pente spectrale négative qui biaisent également les critères.

Pour tester le comportement des critères spectraux de minéraux hydratés en présence des quatre autres espèces, on construit un cube de réflectance synthétique des dimensions d'un cube CRISM dans lequel on mélangera linéairement et en proportions variables toutes ces espèces. Ce cube synthétique est présenté en figure 2.24. On utilise pour cela des spectres de laboratoire d'olivines, de pyroxène et de glace d'eau, et on simulera la composante poussiéreuse par une pente spectrale négative. Le cube est séparé en zones : glace d'eau en haut à gauche (*bleu*), poussière en haut à droite (*violet*), olivines en bas à gauche (*vert et jaune*) et pyroxène en bas à droite (*rouge*). Les spectres de laboratoire utilisés sont fournis à côté. Chaque espèce est présente en proportion variable. Le spectre de poussière simulé est le seul présent en quantité variable sur l'ensemble du cube (croissante vers le haut), sa pente est également variable.

La figure 2.25 illustre les biais causés par ces contaminants. On a injecté 4 spectres de minéraux hydratés aux bandes d'absorptions distinctes (vermiculite, analcime, calcédoine hydratée et clinocllore), à hauteur de 20 % et uniformément sur le cube. Cette proportion représente une valeur élevée d'abondance massique de minéraux hydratés comme établie par modélisation non-linéaire à Mawrth Vallis (Poulet et al., 2008). Le tableau suivant liste les critères spectraux correspondants à la valeur réelle calculée sur les spectres avant mélange.

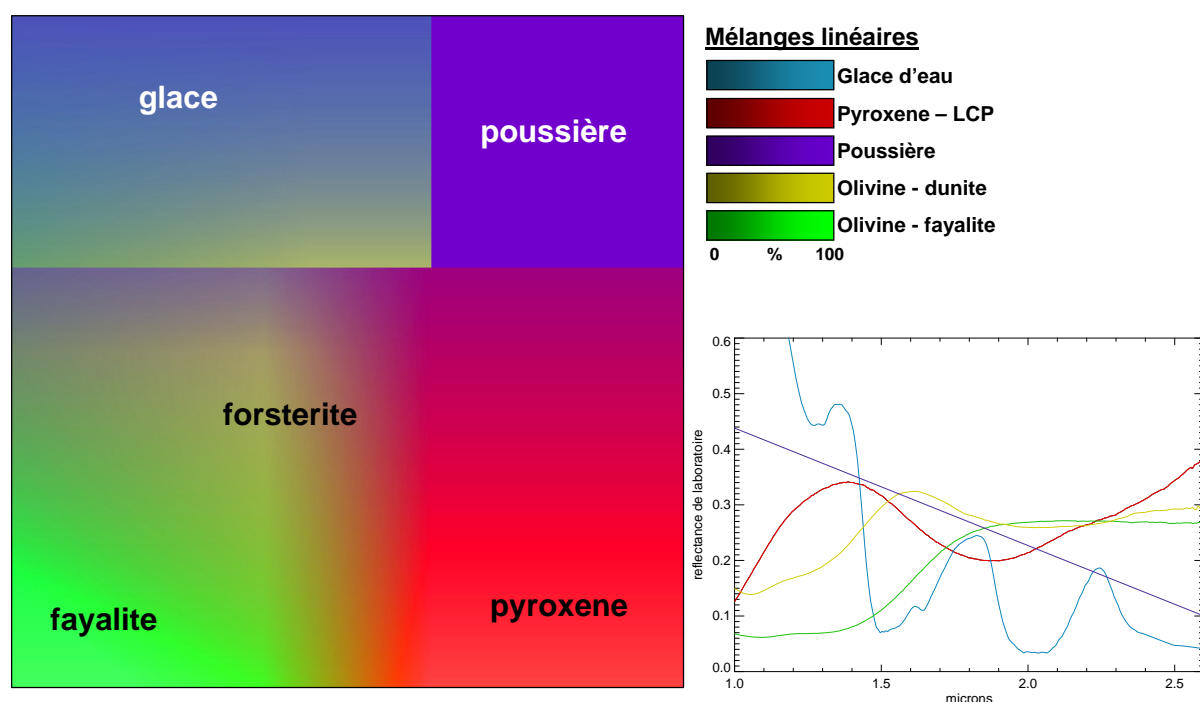


FIGURE 2.24 – Cube de réflectance synthétique constitué des principales espèces minérales observées dans le proche infrarouge. *Droite* : Spectres de laboratoire injectés dans le cube.

Minéral injecté	Critère spectral	numérateur	dénominateur	valeur réelle
Vermiculite	∇ minéraux hydratés	1.91-1.94 μm	1.73-1.83, 2.10-2.16 μm	9.6 %
Calcédoine	Silice hydraté, opale	2.20-2.30 μm	2.05-2.15, 2.35-2.40 μm	13.6 %
Analcime	Sulfates et zeolites	2.42-2.50 μm	2.15-2.30 μm	64.6 %
Clinochlore	Chlorites et smectites-Mg	2.32-2.36 μm	2.10-2.20 μm	43.6 %

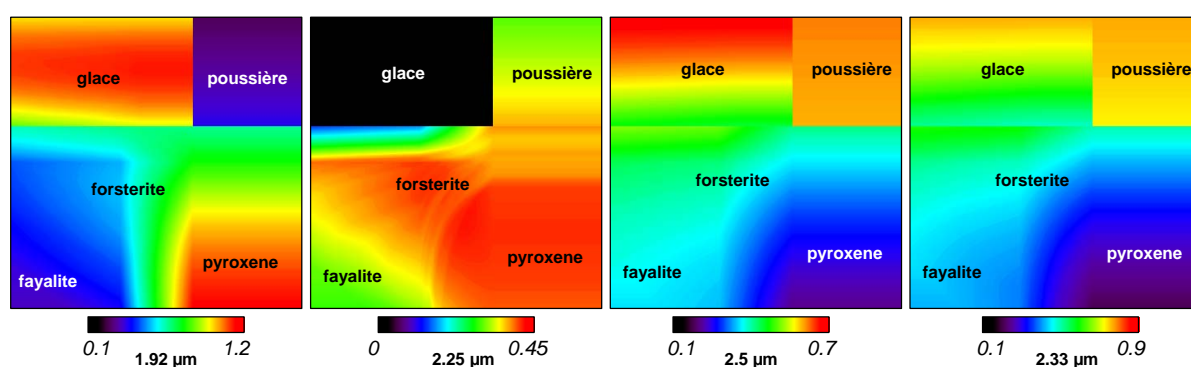


FIGURE 2.25 – Biais des critères de minéraux hydratés en présence des contaminants spectraux pyroxène, olivines, poussière et glace d'eau. Chaque carte est normalisée par la valeur réelle du critère calculée avant mélange.

Les cartes représentent la valeur de chaque critère normalisée par sa valeur réelle. A l'exception du critère à 1.92 μm , les critères calculés avec contaminants sont inférieurs à leur valeur réelle, ce qui est prévisible du fait du mélange linéaire. Les cartes sont cependant très hétérogènes :

- Le critère à $1.92 \mu\text{m}$ voit sa valeur largement sur-évaluée (20 %) en présence de glace (large bande d'absorption au même endroit) et de pyroxène. Ce dernier présente une large bande d'absorption centrée vers $2 \mu\text{m}$ qui donne une forme convexe au continuum à cet endroit, le dénominateur du critère est sur-estimé en conséquence. La forstérite n'a pas d'incidence sur le critère mais la fayalite dont la large bande à $1 \mu\text{m}$ est décalée cause une sous-estimation du dénominateur de gauche. La poussière a également un impact puisque le critère diminue avec la pente spectrale.
- Le critère à $2.25 \mu\text{m}$ est négatif en présence de glace d'eau, le spectre ayant une forme inverse dans cette région en sa présence. Pour les mêmes raisons que le critère à $1.93 \mu\text{m}$ ce critère est biaisé par la forme du continuum en présence de pyroxène et forstérite. Le critère diminue également avec la quantité de poussière.
- Les deux derniers critères sont également biaisés par la forme du continuum en présence de mafiques qui causent une sous-évaluation de leur valeur réelle. A la différence des deux autres critères, la poussière est cause d'une sur-évaluation.

Si la fayalite ou la glace se rencontrent relativement peu souvent, le pyroxène et la poussière sont eux présents sur presque toute la surface de Mars. La prise en compte des déformations du continuum par ces contaminants est donc absolument nécessaire, particulièrement dans les données plus basse résolution OMEGA où les minéraux hydratés sont presque systématiquement mélangés spatialement avec d'autres composés à l'échelle sub-pixel.

La solution consiste à ajuster puis retirer un continuum à chaque spectre dont on aura détecté une probable contamination, par exemple à l'aide d'un critère sur le pyroxène. En pratique les critères de mafiques peuvent eux aussi être biaisés et la soustraction d'un continuum se fera systématiquement pour l'étude des minéraux hydratés. La solution la plus simple est de retirer un continuum linéaire qui corrigera de la poussière et des aérosols mais n'aura pas d'incidence sur le pyroxène ou l'olivine. Notons que l'allure des spectres à très bas flux (ombres au sol) est similaire aux spectres de poussière, et seront donc également corrigés. Le continuum linéaire est calculé à partir des valeurs médianes du spectre à 1.75 et $2.19 \mu\text{m}$ (sur une vingtaine de spectels CRISM et une dizaine de spectels OMEGA) choisies en dehors de bandes d'absorptions minérales. Cette solution est moins précise qu'un ajustement linéaire basé sur des algorithmes de minimisation (méthode du gradient etc.) mais présente l'avantage d'un temps de calcul bien plus court (voir section 2.6.1).

Une solution plus raffinée et corrigeant notamment de la présence de pyroxène consiste à retirer un continuum courbe. Pour cela, on peut soit :

- ajuster une courbe polynomiale
- retirer le continuum par filtrage fréquentiel dans l'espace de Fourier
- ré-échantillonner puis interpoler le spectre en dehors des bandes d'absorptions hydratés - du type bilinéaire ou spline.

Ces méthodes sont très simples à mettre en place et fonctionnent en général bien, mais demandent un temps de calcul trop long puisqu'il s'agit d'appliquer l'algorithme sur des dizaines

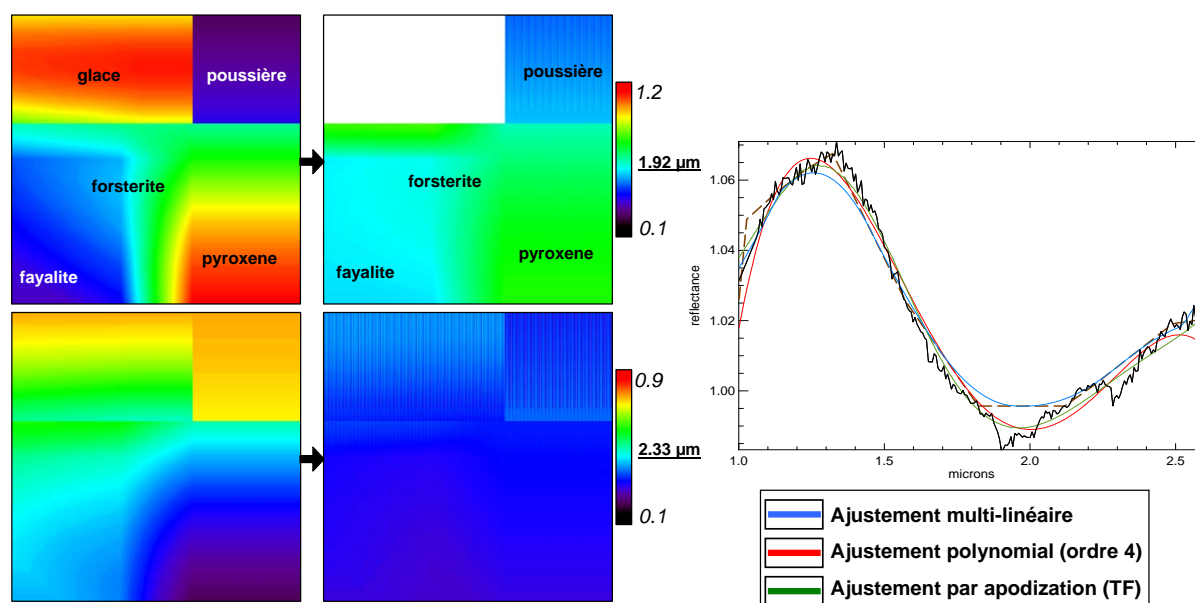


FIGURE 2.26 – Soustraction du continuum par la méthode multi-linéaire. **Gauche** : Critères spectraux avant et après soustraction du continuum. (*Droite* :) Différents algorithmes de soustraction.

à centaines de milliers de spectres à chaque observation. La solution retenue est un ajustement dit *multi-linéaire* : chaque spectre est ré-interpolé à partir de dix points de référence (à 1.025, 1.125, 1.23, 1.325, 1.575, 1.825, 2.12, 2.22, 2.49, 2.61, 2.75 μm) construisant ainsi 9 tronçons linéaires consécutifs. Il est ensuite lissé par (fonction rectangulaire, largeur 40 spectels). Une illustration du résultat est présentée en figure 2.26. Les nouvelles cartes de critères sont beaucoup plus homogènes, les biais liés aux contaminants sont réduits. On compare en à droite les ajustements d'un spectre de pyroxene + smectite-Fe/Mg par la méthode linéaire (*bleu*), polynômiale (*rouge* : ordre 4) et dans l'espace de Fourier (*vert* : apodisation par fonction de Hanning de largeur 14 spectels). La méthode des polynômes est à rejeter car il faudrait adapter l'ordre à chaque spectre au risque de voir l'ajustement ne pas converger. La méthode par Fourier est plus robuste mais demande un temps de calcul trop long.

Utiliser un ajustement multi-linéaire présente toutefois un désavantage pour les critères *d'épaule* spectrale à 2.3x et 2.5x μm tels ceux des sulfates, zéolites ou chlorites-C/S. La profondeur de l'épaule sera sous-estimée du fait qu'elle est partiellement ajustée par cette méthode et prise en compte dans le continuum.

Nous verrons en section 2.4.2.1 qu'une étape supplémentaire de traitement du cube rend un ajustement multi-linéaire non indispensable quoique préféré pour la cartographie des minéraux hydratés, et qu'un simple ajustement linéaire pourra suffire.

2.4.2 Soustraction des systématiques

Cette section expose les traitements le plus importants pour l'optimisation des critères spectraux et qui sont appliqués à la fois sur les cubes de données puis sur les critères spectraux.

2.4.2.1 Cube de rapport de spectres CRISM

On part du constat qu'à l'exception de quelques sites tels Mawrth Vallis, Nili Fossae ou Meridiani Planum, les minéraux hydratés ne sont présents que très minoritairement dans une observation, et quelque soit la résolution spatiale. Ils sont typiquement corrélés à des unités morphologiquement bien délimitées et restreintes spatialement : un escarpement, une strate sédimentaire, un dépôt deltaïque etc. En particulier les dépôts éoliens sont rares ou alors très restreint ou non détectables (à l'exception des dunes de gypse circumpolaire). On va donc pouvoir traiter les minéraux hydratés comme des sources ténues quasi-ponctuelles (en agrégats) et les extraire des données.

Pour cela, on fait l'hypothèse que *localement* dans le champ de vue, les dépôts hydratés sont des sources faibles mélangées linéairement sur un substrat de minéralogie '*neutre*' et homogène. Un cas usuel serait un escarpement érodé riche en smectites au milieu d'un haut plateau Noachien composé d'un mélange relativement homogène de pyroxène et de poussière. Cette minéralogie neutre est traitée comme un biais systématique que l'on va retirer localement en divisant leur spectre à ceux des minéraux hydratés. Une deuxième source de systématiques sera par ailleurs retirée par la même occasion, elle est composée à la fois du résidu du dé-striage CRISM et de l'ensemble des artefacts instrumentaux systématiques non corrigés lors de l'étalonnage.

Pour l'analyse spectrale, il est toujours nécessaire de faire des rapports de spectres entre une zone d'intérêt et une zone de minéralogie neutre pour les raisons qui ont été avancées. Ces rapports sont toujours faits arbitrairement afin de faire ressortir les signatures spectrales d'intérêt. La méthode proposée ici s'affranchit de la nécessiter de choisir manuellement une région neutre en fournissant automatiquement un cube de rapports de spectres dont les spectres au dénominateur auront été optimisés pour faire ressortir ces signatures. Le principe est très simple puisque l'on va retirer localement à chaque observation sa minéralogie neutre moyenne, ne laissant plus que les sources de minéraux hydratés. L'intérêt de la méthode est double, d'une part faire ressortir les minéraux hydratés dans les cartes de critères spectraux, mais aussi de simplifier l'analyse spectrale car on analyse alors directement un cube de rapport de spectres sans avoir besoin de chercher plusieurs dénominateurs spectraux pour chaque région d'intérêt identifiée. Le gain en temps est non négligeable.

Le traitement s'effectue à partir du cube de réflectance corrigé et se déroule en quatre étapes qui sont illustrées en figure 2.27 :

1. Retrait (division) d'un continuum linéaire à chaque pixel. Cette étape sert à normaliser chaque spectre pour éviter des artefacts dûs par exemple à des zones d'ombres et qui induisent une forte pente négative dans les spectres. Une telle pente peut induire des faux positifs (voir figure 2.25). Par ailleurs, les moyennages qui vont suivre nécessitent un niveau de réflectance homogène, même si cette étape n'a pas de sens physique.
2. Dé-striage du cube normalisé. On utilise le même algorithme que celui appliqué en amont sur le cube de réflectance brut. Comme les stries à haute fréquence spatiale ont déjà été

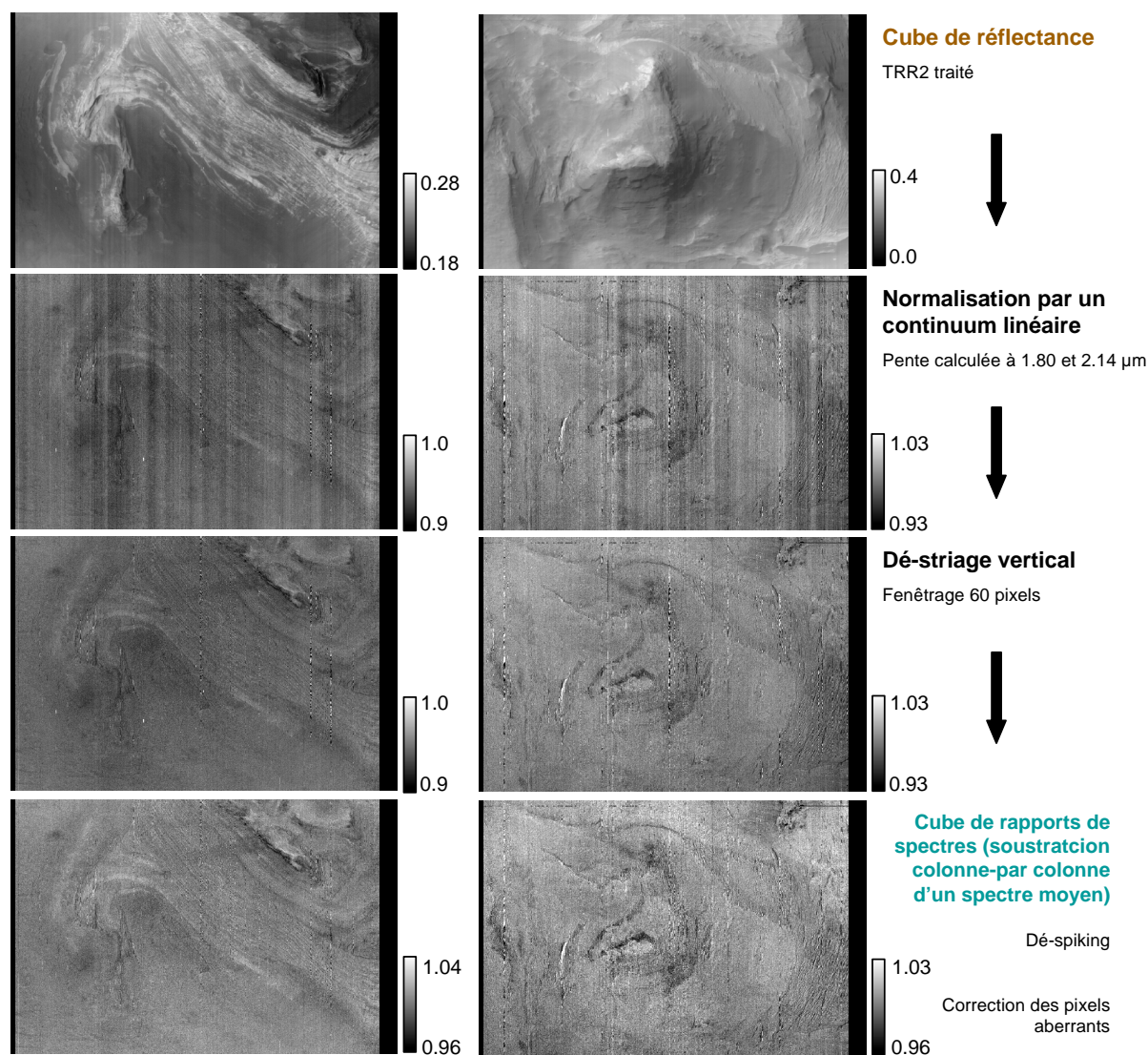


FIGURE 2.27 – Transformation du cube de réflectance TRR2 traité/TRR3 en cube de rapports de spectres. Exemples de deux observations (FRT 622B, *gauche* et FRT 9A8D, *droite*) difficiles à étudier du fait du fort contraste en albédo et la présence de zones d'ombre.

retirées, il ne reste que les artéfacts à plus basse fréquence qui seront retirés en utilisant une convolution Lorentzienne non pas sur 3 mais 60 pixels de large.

3. Transformation du cube (X, Y, λ) normalisé et dé-strié en cube de rapport de spectres. On procède colonne-par-colonne : à chacun des j spectres $(Y^j, \lambda)_i$ de la i -ème colonne, on soustrait le spectre $(Y^{med}, \lambda)_i$ du profil médian. Le profil médian est en général calculé sur 3 tronçons Y de façon similaire à l'algorithme de dé-striage. On procède ainsi pour minimiser l'effet du smile spectral CRISM. Le cube est ensuite renormalisé par division d'un continuum linéaire.
4. Dé-spiking du cube de rapport de spectres avec un seuil dégressif de 4 à 2 % pour éliminer les artéfacts spectraux. On effectue aussi un filtrage spatial des pixels aberrants résiduels par la méthode décrite en section 2.2.4.1, avec cette fois un filtrage médian à 9 points.

La figure 2.28 montre deux exemples de spectres avant et après ces traitements.

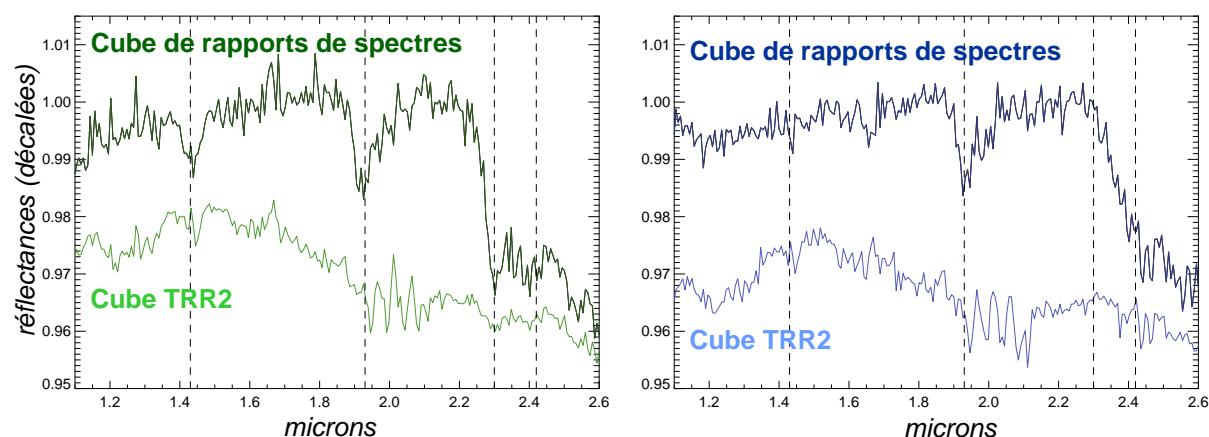


FIGURE 2.28 – Exemples de spectres sans moyennage spatial pris sur le cube TRR2 (*clair*) et sur le cube de rapports de spectres (*sombre*) : on met alors facilement en évidence la présence de phyllosilicates Fe/Mg et zéolites/sulfates.

La conséquence sur les critères spectraux est une nette amélioration de leur sensibilité et la réduction d'artéfacts dûs notamment à la glace d'eau et aux zones d'éclairement extrême (notamment les ombres). Deux illustrations sont fournies pour les observations FRT 622B (figure 2.29) et FRT 9A8D (figure 2.30). Les flèches creuses indiquent de fortes signatures qui ne sont pas/peu cartographiées sans cette méthode. Les critères calculés sur le cube de rapports de spectres ont été vérifiés spectralement et ne présentent pas de faux positifs à la différence des autres. Les critères calculés sur le cube dont on a retiré un continuum linéaire ou multi-linéaire sont moins sensibles mais réduisent toutefois les faux positifs. Le critère de zéolites/sulfates réagit mal à la soustraction multi-linéaire car ce dernier ajuste partiellement l'épaule spectrale à $2.45 \mu\text{m}$ utilisée pour les détections.

Outre des bandes d'absorption, la majorité des phyllosilicates présentent un continuum spectral de forme concave qui est restauré par ce traitement. En conséquence, on peut introduire un nouveau critère spectral commun aux minéraux hydratés et basé sur la concavité entre 2.1 et $2.6 \mu\text{m}$, la partie entre 1 et $1.6 \mu\text{m}$ pouvant être faussée en cas de mélange avec de l'olivine et poussière ferrique. La figure 2.31 montre un exemple de carte de concavité à $2.6 \mu\text{m}$ par rapport à la carte à $1.9 \mu\text{m}$ - elle aussi commune aux minéraux hydratés - et à l'ensemble des cartes des différentes bandes d'absorptions. L'intérêt de ce nouveau critère est qu'il sera sensible aux minéraux hydroxylés ne présentant qu'une très faible bande à $1.9 \mu\text{m}$ tels les kaolins, les chlorites ou la prehnite. Sa formule est très simple :

$$BD_{2.6\mu\text{m}} = 1 - \frac{\langle r(2.5 \sim 2.6\mu\text{m}) \rangle}{\langle r(2.1 \sim 2.2\mu\text{m}) \rangle}$$

Un autre avantage de cette méthode est qu'elle rend facultative la correction atmosphérique, diminuant ainsi le temps de calcul et enlevant une source de biais possible. Si on fait l'hypothèse que l'atmosphère est homogène à l'échelle du cube on peut alors traiter les absorptions du CO_2 comme des systématiques et les retirer directement par cette même méthode. Une illustration

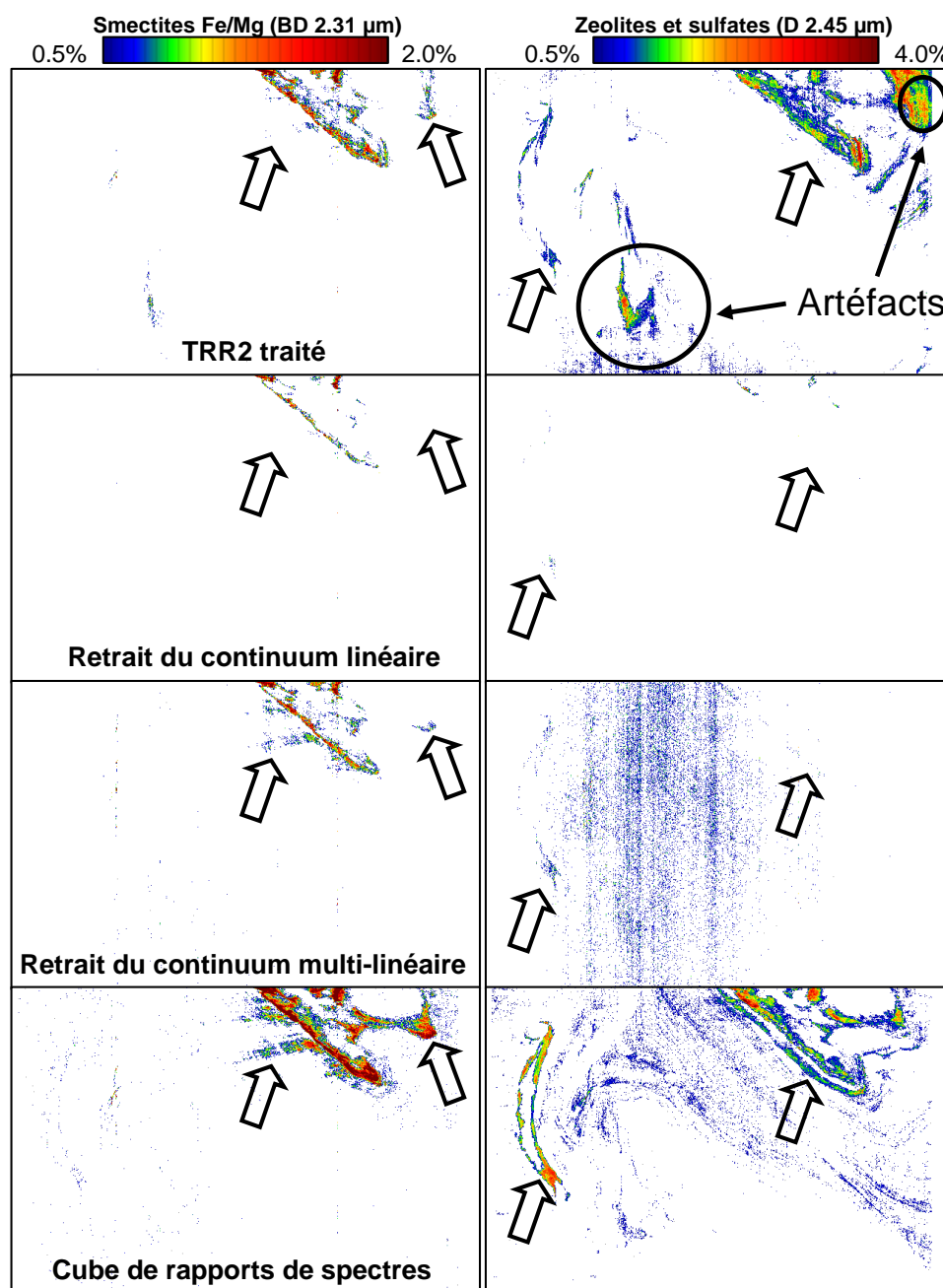


FIGURE 2.29 – Critères spectraux de smectites Fe/Mg et zéolites/sulfates pour l’observation FRT 622B. Les flèches creuses indiquent les fortes détections, les cercles pleins des artéfacts (faux positifs). Ils sont dû ici à des zones d’ombre et de trop fort éclaircissement

est donnée en figure 2.32 où les cartes de deux minéraux hydratés ont été faites à partir du cube corrigé de l’atmosphère (*haut*) et non corrigé (*bas*) : toutes deux sont très semblables. Les spectres extraits d’une même région présentant des smectites-Fe/Mg sont également quasiment indissociables (*droite*). L’observation FRT 9A8D choisie présente pourtant une forte variabilité d’albédo et de masse d’air liée à l’altitude. Les observations à forte opacité nécessiteront cependant une correction atmosphérique préalable car la variabilité le long d’une colonne est trop importante (voir figure 2.9). L’effet du smile spectral est également fortement réduit à postériori comme cela a été démontré précédemment sur la figure 2.22.

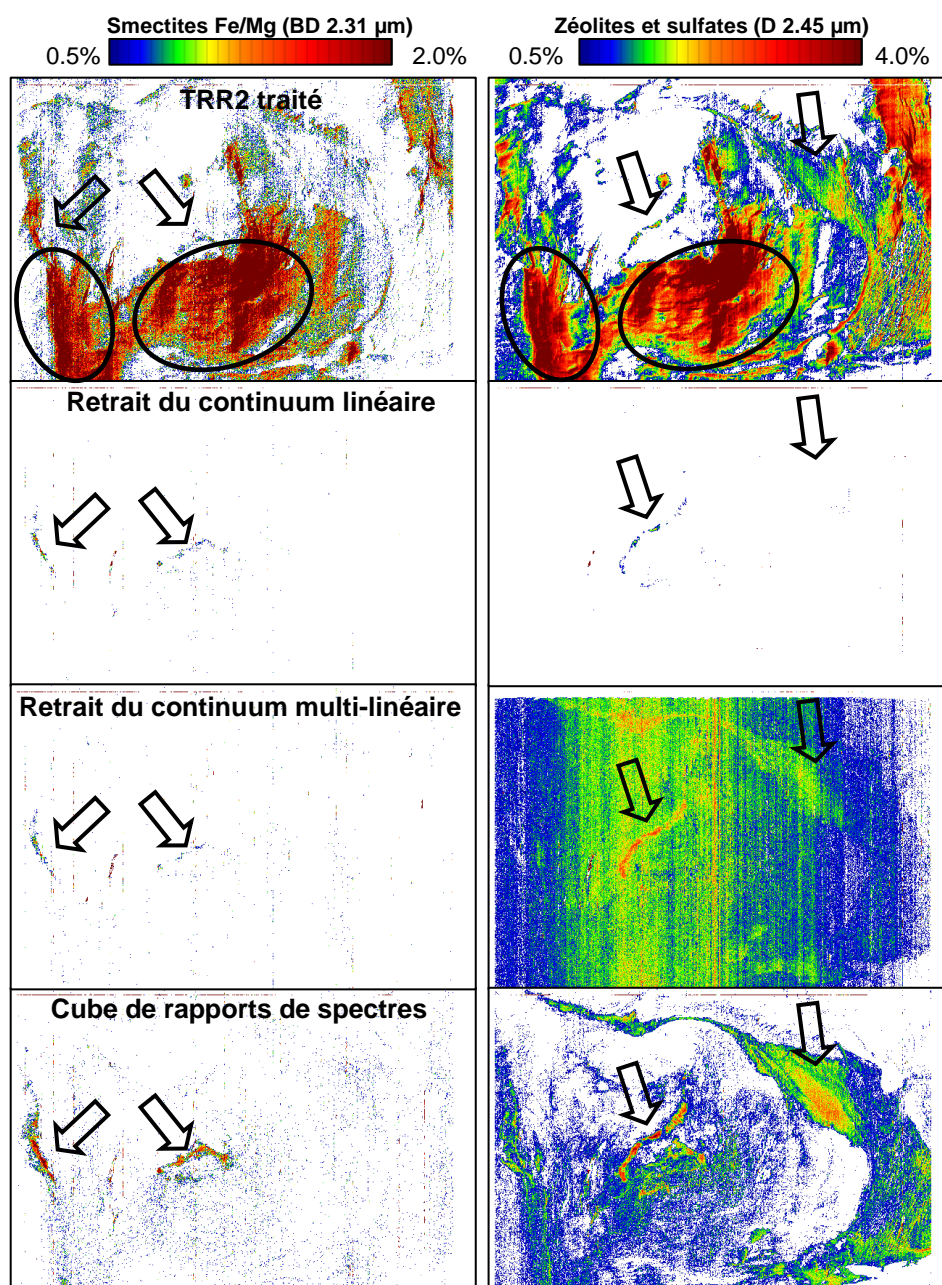


FIGURE 2.30 – Critères spectraux de smectites Fe/Mg et zéolites/sulfates pour l’observation FRT 9A8D. Les faux positifs sont très visibles ici et dûs à la présence d’ombre.

Cette méthode fonctionne sous l’hypothèse que les dépôts hydratés sont restreints spatialement dans la direction verticale. La figure 2.33 montre un contre-exemple pour lequel cette méthode n’est pas appropriée. Il s’agit d’une observation de dépôts extensifs de phyllosilicates dans l’ellipse d’atterrissage proposée pour MSL à Mawrth Vallis. Les cartes de critères sous-estiment la profondeur de bande des trois espèces hydratées présentes (nontronite, smectite-Al et kaolinite/halloysite). Le spectre pris dans une zone neutre présente une anti-bande vers $1.9 \mu\text{m}$ du fait de la présence quasi ubiquitaire de minéraux hydratés selon la direction verticale. Le spectre de nontronite (smectite-Fe) à un continuum déformé et des bandes sous estimées. Le spectre de smectite-Al présente la bande caractéristique vers $2.2 \mu\text{m}$ mais également des

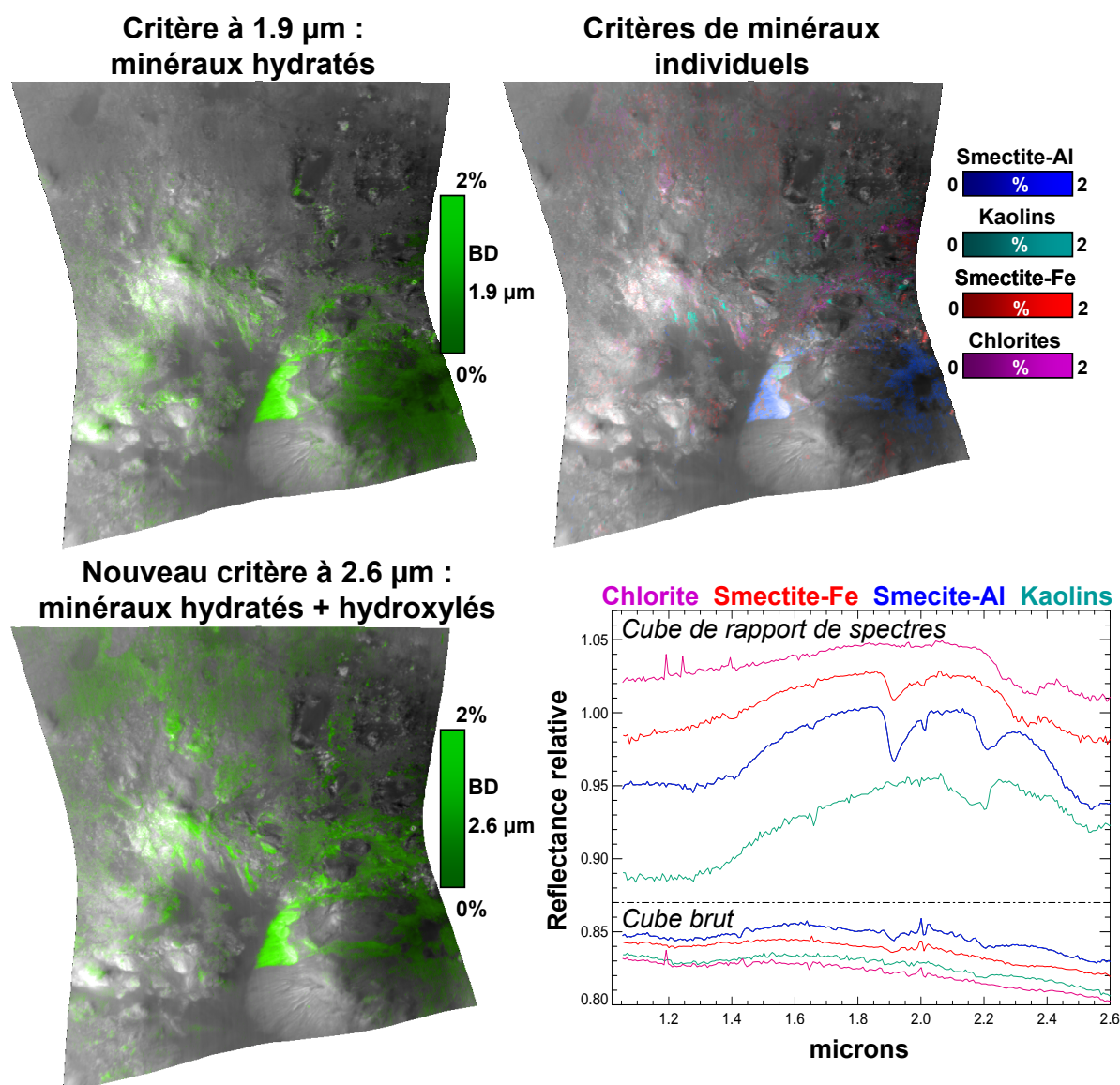


FIGURE 2.31 – Critères spectraux et spectres pour l’observation FRT ADA4. *Gauche* : Critère à 1.9 μm et nouveau critère à 2.6 μm exploitant la concavité du continuum. *Droite* : Spectres extraits du cube de rapport de spectres.

anti-bandes à 1.9 et 2.3 μm du fait de la dominance de nontronite. En pratique seuls quelques dizaines de cubes seront concernés et sont facilement décelables.

2.4.2.2 Applications aux données basse résolution OMEGA et multi-spectrales CRISM.

L’algorithme développé est particulièrement adapté aux observations haute résolution CRISM car le petit champ de vue (<20x20km) rend l’hypothèse de minéralogie neutre homogène réaliste. Cette hypothèse n’est plus vraie pour des traces OMEGA ou CRISM avec plusieurs milliers de pixels verticaux couvrant jusqu’à des dizaines de degrés en latitude. La solution la plus simple consiste à reprendre le même algorithme en le rendant glissant selon la dimension verticale. On découpe chaque observation en tronçons verticaux tous les p pixels et de p pixels de haut

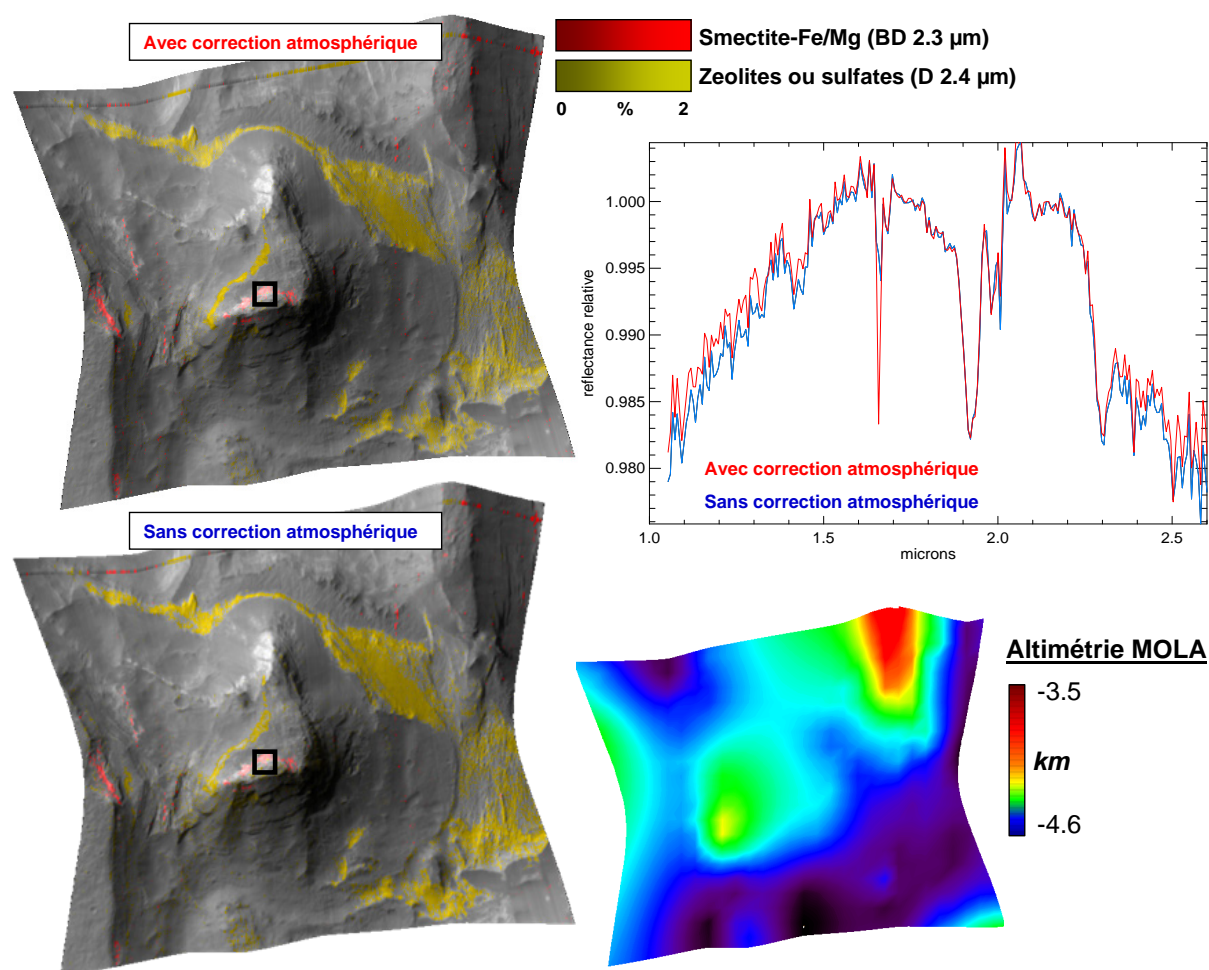


FIGURE 2.32 – Correction atmosphérique facultative : cartes et spectre du critère de smectites-Fe/Mg à $2.3 \mu\text{m}$, et carte du critère de zéolites à $2.4 \mu\text{m}$.

pour lesquels on retire les systématiques. Les faux positifs dû aux faibles albédos (ombres) sont moins efficacement retirés sur ce type d'observation, on doit alors utiliser un masque spatial détectant les pixels de faible albédo (ils ont une pente non physique que l'on peut évaluer avec un critère spectral entre 1.1 et $1.4 \mu\text{m}$). Un exemple d'application est fourni en figure 2.34 pour une observation MSP CRISM. Le pas p choisi est typiquement d'une centaine de pixels mais peut être adapté en fonction de la variabilité spatiale de composition dans l'observation.

2.4.2.3 Traitements sur les cartes de critères spectraux

Il est possible d'améliorer la sensibilité des cartes de critères spectraux présentant des systématiques, soit parce qu'ils ont été calculés sur un cube brut soit parce qu'il reste des systématiques (notamment le smile). En général, les systématiques sont du même ordre de grandeur ou supérieur aux bandes d'absorptions minérales (quelques %). Ils se présentent sous forme de signal algébrique qui s'additionne aux cartes de critères. Ils peuvent ainsi conférer des valeurs négatives aux critères si bien que seuiller une telle carte à 0% causera une perte d'information. La figure 2.35 illustre ce phénomène. Sur cette observation, des dunes sombres d'olivine au centre du cratère associées au smile spectral induisent des systématiques verticales

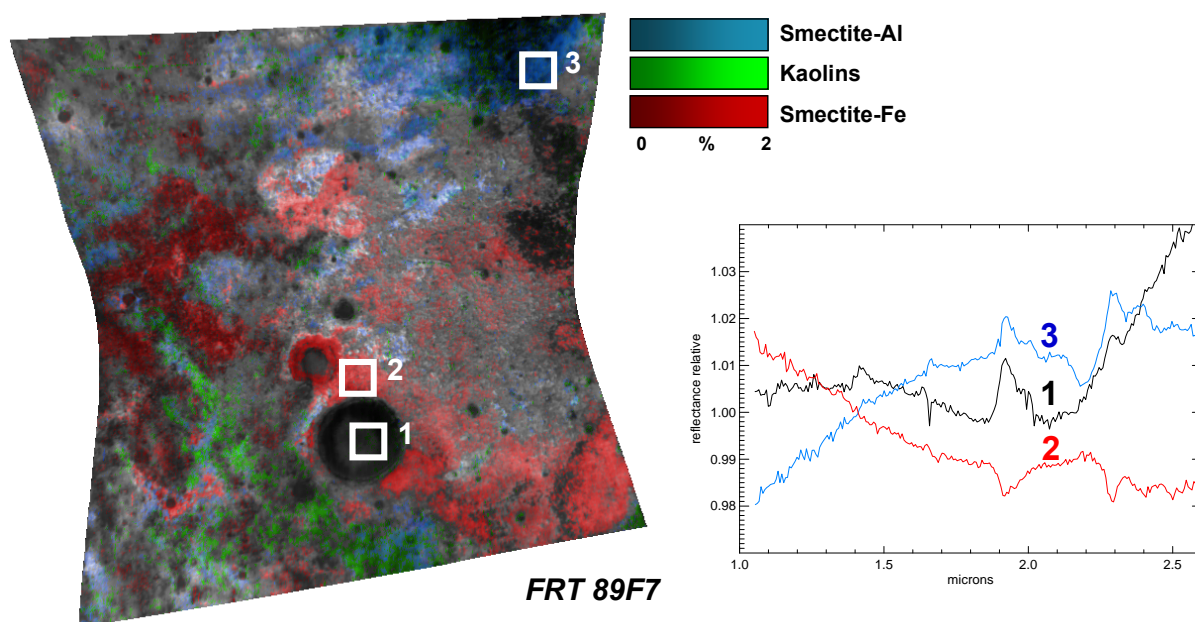


FIGURE 2.33 – Mauvaise correction du cube pour des dépôts hydratés extensifs - Observation FRT 89F7 au centre de l'ellipse d'atterrissage MSL proposée pour Mawrth Vallis.

résiduels : le critère est sous-évalué sur les colonnes centrales, et est particulièrement saillant au nord et au sud du pic central). Pour corriger cet effet on peut soustraire algébriquement à chaque ligne de la carte une ligne médiane calculée colonne-par-colonne (similaire au dé-striage).

Il existe une amélioration possible de cette méthode qui permet de s'affranchir du choix arbitraire de l'intervalle vertical sur lequel on calcule la ligne médiane. Pour chaque colonne X^i , au lieu de moyenner sur toute la dimension Y , on effectue $N \sim 100$ tirages aléatoires d'intervalles verticaux $[Y^\alpha - Y^\beta]$ dont on calcule la moyenne. Les indices α et β varient aléatoirement respectivement sur la moitié inférieure et supérieure de l'image. On calcule ensuite la médiane de ces N tirages, l'itération sur chaque colonne construit un profil horizontal médian. On retire finalement à chaque colonne de l'image la valeur médiane correspondante du profil. Cela permet une meilleure robustesse du traitement au détriment d'un temps de calcul plus long.

2.4.3 Dé-bruitage des cartes de critères : filtrage par agrégats (*clustering*)

Cette étape consiste à retirer le bruit stochastique résiduel dans les cartes de critères en faisant l'hypothèse que les minéraux recherchés sont présents en agrégats (ou *clusters*). Cette hypothèse a un sens physique puisque les dépôts de minéraux hydratés sont rarement éoliens et diffus mais plutôt corrélés à des unités morphologiques bien identifiables. Il ne s'agira donc pas seulement d'un traitement *cosmétique*.

Pour retirer le bruit on applique un algorithme qui calcule pour chaque pixel (x, y) le nombre de pixels non nuls parmi ses 8 plus proches voisins. S'ils sont au nombre de $N \geq N_{seuil}$ alors le pixel est masqué, sinon il est conservé : les pixels les plus isolés seront masqués et ceux en agrégats seront conservés. Le seuil N_{seuil} est exprimé en % de pixels non nuls sur les 8+1 plus proches voisins. Sa valeur typique est comprise entre 33 et 56 % soit 3 ou 5 pixels non nuls

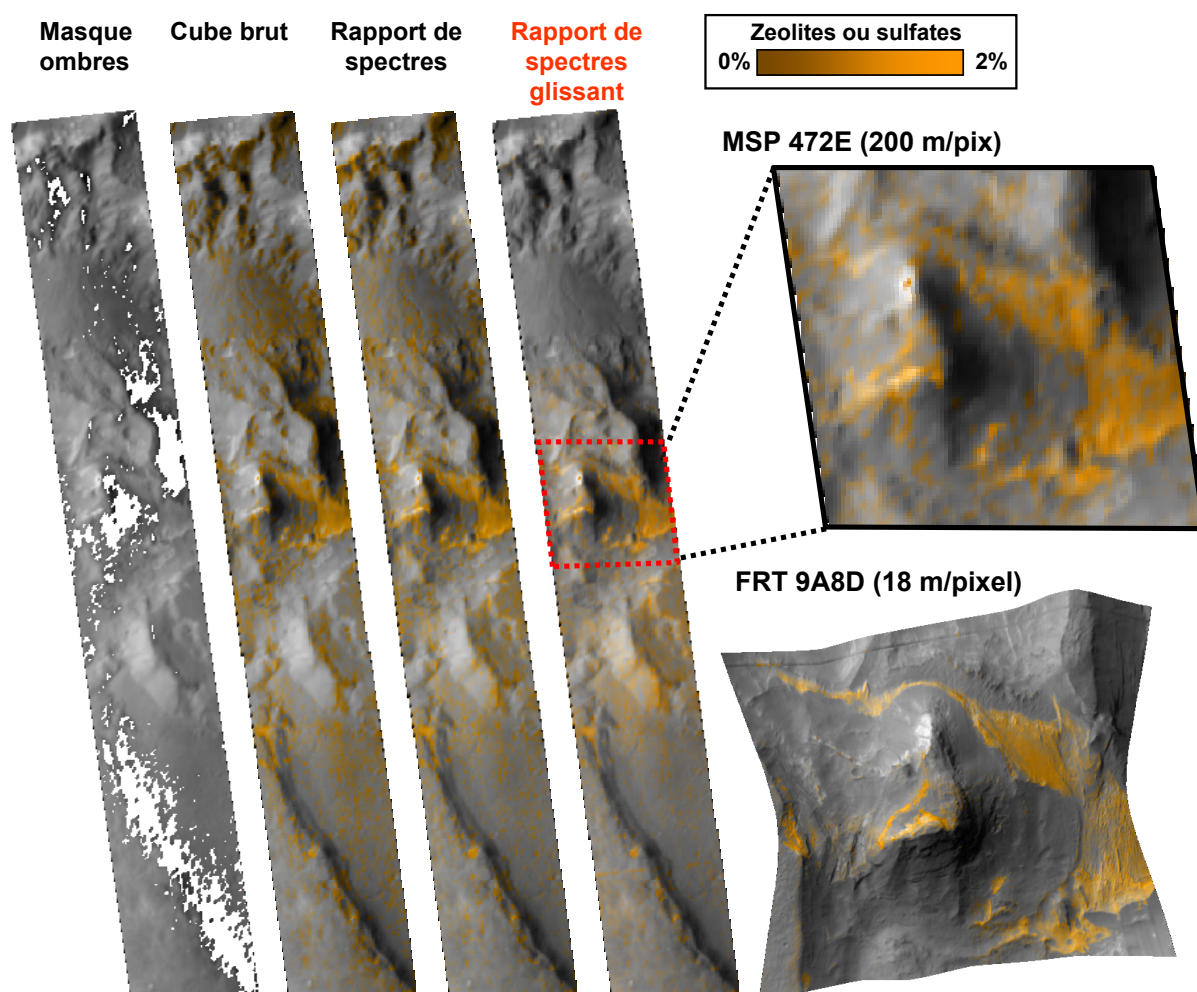


FIGURE 2.34 – Cube de rapport de spectres glissant pour l’observation MSP 472E.

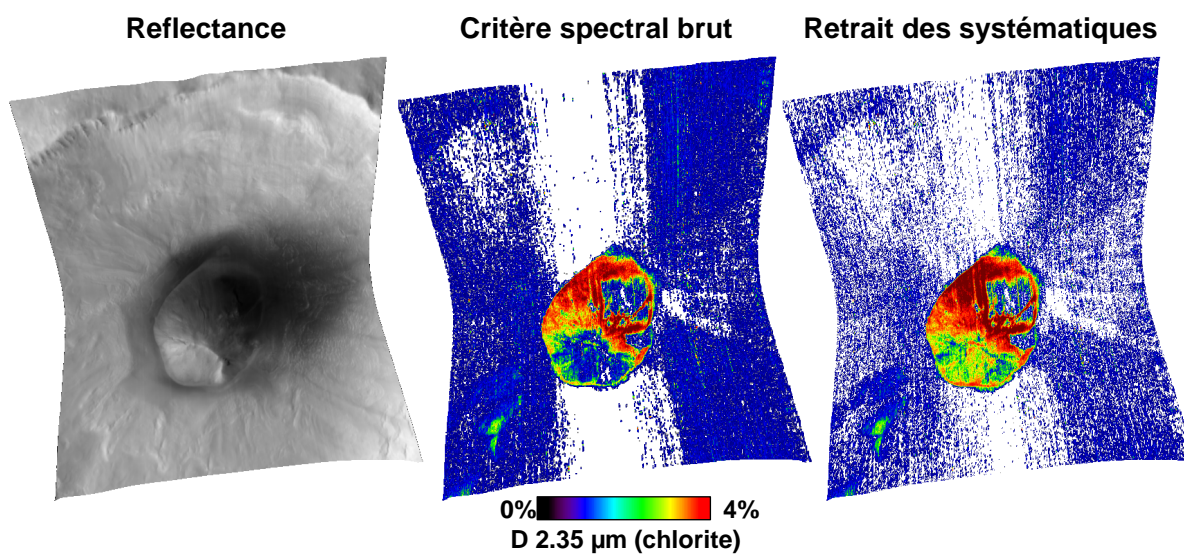


FIGURE 2.35 – Soustraction des systématiques résiduels sur les cartes de critères spectraux.

sur 9. Plusieurs itérations peuvent être faites et auront pour effet d’amplifier le contraste de la carte. La figure 2.36 illustre l’intérêt de cette étape par rapport à un filtrage conventionnel type

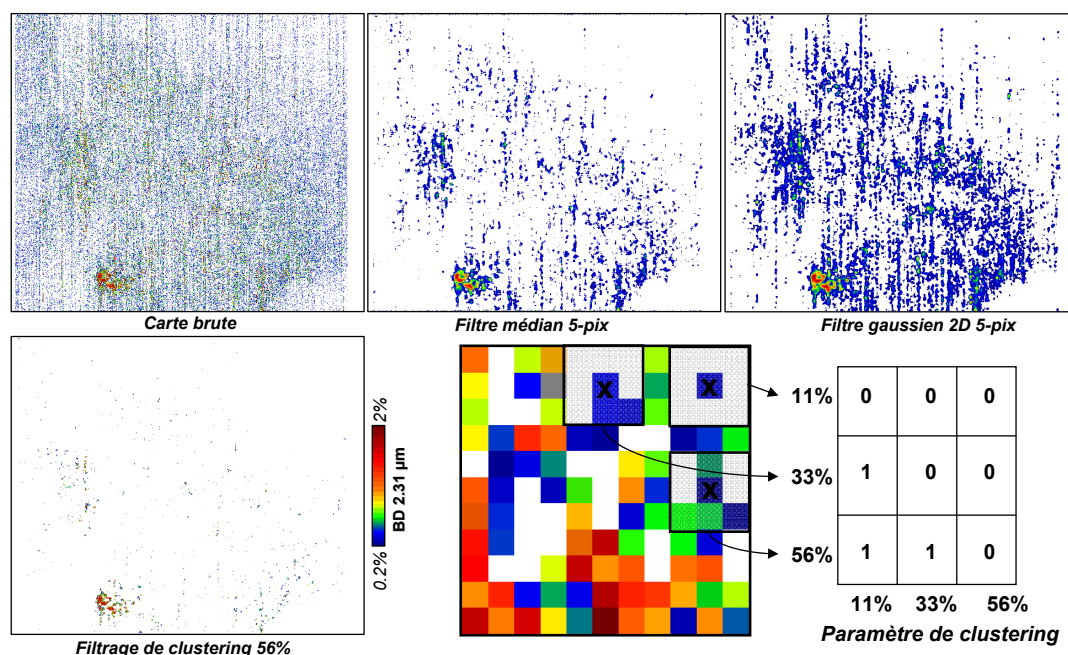


FIGURE 2.36 – Filtrage par agrégats du critère de smectites-Fe/Mg. On compare le résultat du filtrage après un filtrage médian, par convolution 2D avec une gaussienne (largeur de fenêtre 5 pixels) et par la méthode développée ici.

médian ou convolution 2D : la carte après filtrage de *clustering* ne conserve que l'agrégat de smectites-Fe/Mg. Le seuil utilisé ici est de 56 % en deux itérations.

2.5 Outils et méthodes d'analyse

On décrit à présent les outils développés pour l'analyse des données sur un cube traité. Ils sont regroupés dans un programme IDL du nom prosaïque de OCAT (*OMEGA and CRISM Analysis Tool*). Il a été conçu pour être versatile et peut lire des cubes hyper-spectraux ou multi-spectraux de format générique (OMEGA, CRISM ou autres).

2.5.1 Extraction des signatures minérales par empilement (*stacking*)

Cette section décrit une technique développée à la fois pour l'analyse détaillée de cubes individuels ou l'extraction de sources sur l'ensemble des jeux de données.

2.5.1.1 Méthodologie

Pour palier au faible S/B spectral (particulièrement pour les observations CRISM), il est nécessaire d'effectuer des moyennes spatiales de spectres. La surface sélectionnée pour ces moyennes constitue la *région d'intérêt* (ROI), elle peut être continue ou discontinue. Celle-ci est définie à partir des cartes de critères spectraux préalablement calculées. Le principe est simple : une fois la ROI sélectionnée, on extrait son spectre moyen à partir du cube de rapport de spectres.

Cette méthode d'empilement (dit *stacking*) spectral, empruntée à l'astrophysique (Dole et al., 2006) à plusieurs avantages :

- elle augmente le S/B des spectres
- les faux positifs sont éliminés et l'identification spectrale facilitée. En effet, s'il y a des minéraux hydratés dans l'observation, l'empilement sur une de ses bandes d'absorption (par exemple à partir d'un critère à $2.3 \mu\text{m}$) devrait révéler les autres bandes (à $1.9 \mu\text{m}$ etc.), conférant ainsi un très bon degré de confiance pour la détection. Si en revanche le critère sur lequel on effectue l'empilement trace une bande ou artéfact non dû aux minéraux hydratés, les autres bandes ne seront pas présentes dans le spectre empilé.
- elle permet de mettre en évidence des bandes d'absorption dont la profondeur caractéristique est trop faible ($\lesssim 1\sigma$) pour être observable dans un spectre individuel (par exemple la bande vers $1.4 \mu\text{m}$)

Si N_{sp} est le nombre de pixels sélectionnés, le S/B du spectre moyen extrait augmente en $\sqrt{N_{sp}}$ pour un bruit de Poisson. La façon dont on sélectionne la ROI et son filtrage éventuel est illustré en figure 2.40) et diffère en fonction de ce que l'on recherche.

Les figures 2.37 à 2.39 illustrent l'intérêt du stacking sur deux observations CRISM. La première (FRT 9E58) possède des signatures de chlorites, la seconde (FRT 622B) présente à la fois des zéolites/sulfates et smectites-Fe/Mg qui contaminent entre eux leurs critères spectraux respectifs (cartes de la figure 2.40).

2.5.1.2 Exemples

Observation FRT 9E58. On ne sélectionne que les pixels dont la valeur du critère de chlorite (épaule à $2.35 \mu\text{m}$) $\in]0.1-6[\%$, soit $N_{sp} = 5736$ spectres. Si l'on compare la profondeur de cette épaule au bruit spectral mesurés sur chaque spectre (figure 2.37) on peut voir que le S/B est majoritairement $< 2 \sigma$. C'est encore plus particulièrement vrai pour les bandes à $1.92 \mu\text{m}$ et $1.40 \mu\text{m}$ qui sont intrinsèquement plus faibles (les critères spectraux sont calculés sur les mêmes pixels). Dans ces cas, le S/B moyen est alors $< 1 \sigma$. La bande à $1.4 \mu\text{m}$ n'est visuellement pas identifiable dans la quasi-totalité des spectres individuels.

Le tableau suivant montre l'évolution du S/B moyen pour chaque critère, avant et après empilement. On obtient des détections à bon niveau de confiance ($>> 2 \sigma$).

Bande d'absorption	S/B moyen avant stacking	S/B après stacking
$2.35 \mu\text{m}$ (stackée)	1.72	35.46
$1.92 \mu\text{m}$	1.05	21.29
$1.4 \mu\text{m}$	0.44	7.13

La figure 2.38 montre le spectre empilé par rapport à un spectre individuel. L'empilement sur le critère à $2.35 \mu\text{m}$ fait ressortir les bandes à 1.92 et $1.40 \mu\text{m}$ (cette dernière est confondue dans le bruit des spectres individuels). L'évolution du S/B ne suit pas exactement une loi en

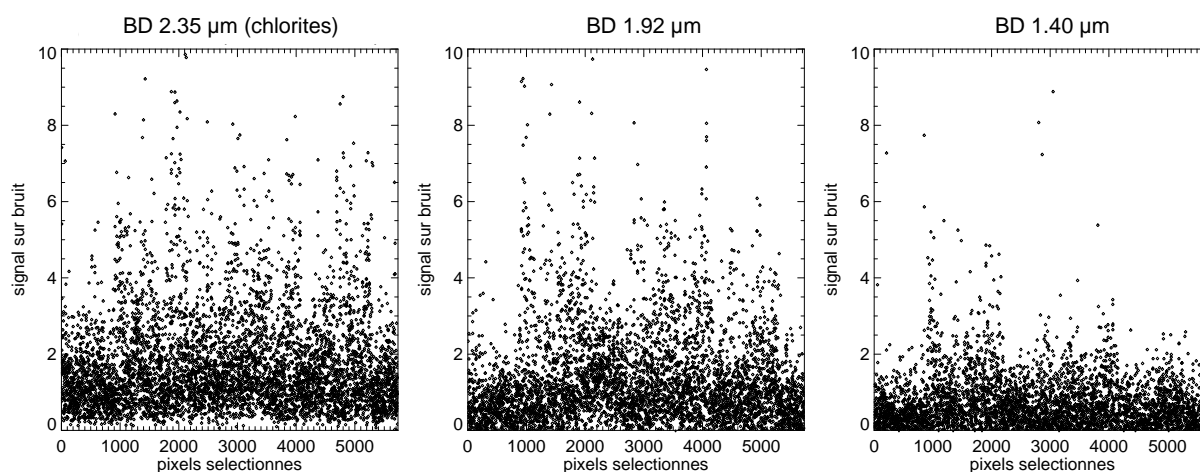


FIGURE 2.37 – Signal-sur-bruit des bandes d’absorptions correspondant respectivement aux critères de chlorite ($2.35 \mu\text{m}$) et des critères à 1.92 et $1.4 \mu\text{m}$. On a sélectionné que les 5736 pixels dont la valeur du premier critère $\in]0.1-6[\%$ (observation FRT 9E58).

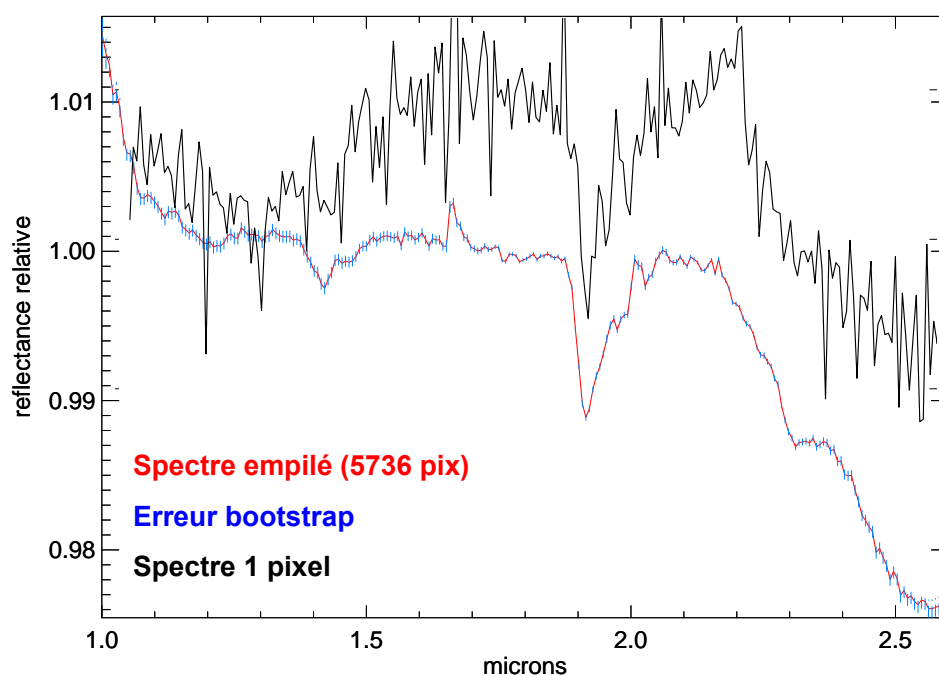


FIGURE 2.38 – Spectre moyen sur 5736 pixels extraits du cube de rapport de spectres de l’observation FRT 9E58. L’erreur calculée par bootstrap est en bleu.

$\sqrt{N_{sp}}$ en raison d’artéfacts instruments et lié au fait qu’on somme une distribution spectrale qui peut être multimodale, notamment si le critère spectral trace plusieurs minéraux hydratés spectralement proches. On estime la dispersion dans la distribution par bootstrap (Davison and Hinkley, 1997) sur les spectres extraits. Entre 100 et 2000 tirages sont réalisés donnant \sim la même convergence, les barres d’erreur issues du bootstrap sont ajoutées en bleu en figure 2.38. Le fait qu’elles soient très faibles \forall longueurs d’onde indique que l’on moyenne bien un seul type de minéral.

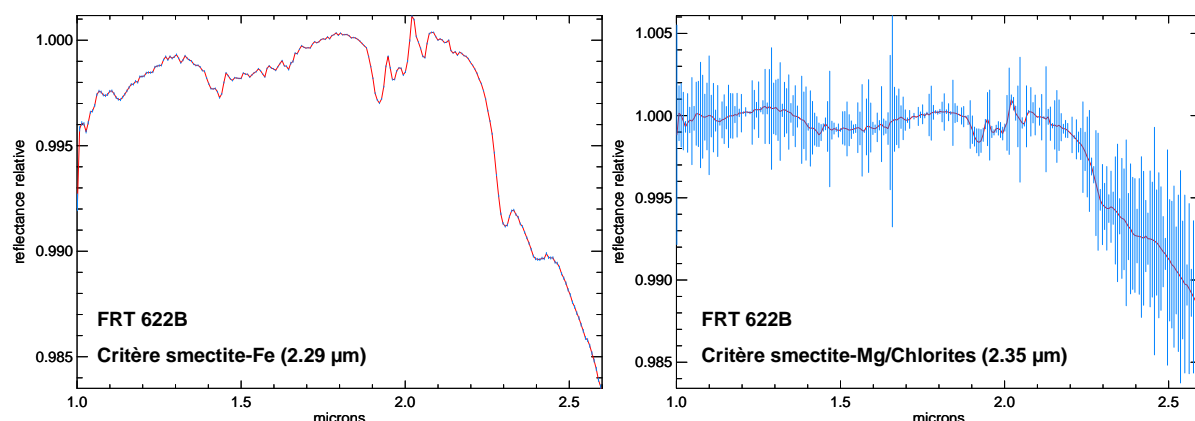


FIGURE 2.39 – Spectres moyens extraits pour l’observation FRT 622B basé sur le critère de smectite-Fe (*gauche*) et smectite-Mg/Chlorite (*droite*). L’erreur calculée par bootstrap est en bleu.

Observation FRT 622B. Cette observation présente des smectites-Fe/Mg ainsi que des zéolites ou sulfates. On effectue un empilement sur le critère de smectite-Fe ($2.29 \mu\text{m}$) non affecté par la présence de zéolites ainsi que sur le critère de smectite-Mg/chlorites ($2.35 \mu\text{m}$) qui lui est contaminé par les fortes signatures de zéolites/sulfates. Le tableau suivant résume les S/B des bandes avant et après empilement :

Bande d'absorption	S/B moyen avant stacking	S/B après stacking
$2.35 \mu\text{m}$	2.22	52.56
$1.92 \mu\text{m}$	0.39	9.74
$1.4 \mu\text{m}$	0.32	4.94

Stacking sur la bande à $2.35 \mu\text{m}$ (chlorites)

Bande d'absorption	S/B moyen avant stacking	S/B après stacking
$2.29 \mu\text{m}$	2.61	43.26
$1.92 \mu\text{m}$	0.80	11.90
$1.4 \mu\text{m}$	0.55	6.52

Stacking sur la bande à $2.29 \mu\text{m}$ (smectites-fe)

Si le S/B augmente, l’erreur sur la distribution mise en évidence par bootstrap n’est dans ce cas pas négligeable (figure 2.39), et son comportement est très différent pour les deux critères. Le critère smectites-Fe donne un spectre moyen avec une erreur quasi-nulle alors qu’elle est très importante pour le critère smectite-Mg/Chlorites, ce qui signifie que la distribution spectrale est au moins bi-modale. Ceci est vérifié en pratique car on observe que ce critère est contaminé par la présence de zéolites ou sulfates (figure 2.40). Le spectre moyen dans ce second cas n’a pas de sens physique. Une solution efficace consiste à filtrer la région d’intérêt en fonction des paramètres spectraux pouvant contaminer celui que l’on souhaite étudier. C’est ce qui fait en figure 2.40 où on montre que ce spectre est un mélange spatial de smectite-Fe/Mg et zéolites/sulfates.

2.5.2 Sélection et filtrage spatiale des régions d’intérêt

Le programme OCAT permet de se déplacer interactivement sur une carte d’albédo ou de critère spectral afin de visualiser les spectres individuels ou issus de moyennes spatiales et définie par des ROI. On peut construire les ROI soit comme l’intérieur d’un carré de taille fixée par l’utilisateur et centré sur la position du curseur, soit dessinées sur l’image typiquement dans une région où un critère spectral présente une valeur élevée. Toutes les cartes de critères calculées sont lues par le programme, ce qui permet de faire un tri interactif à l’intérieur de chaque

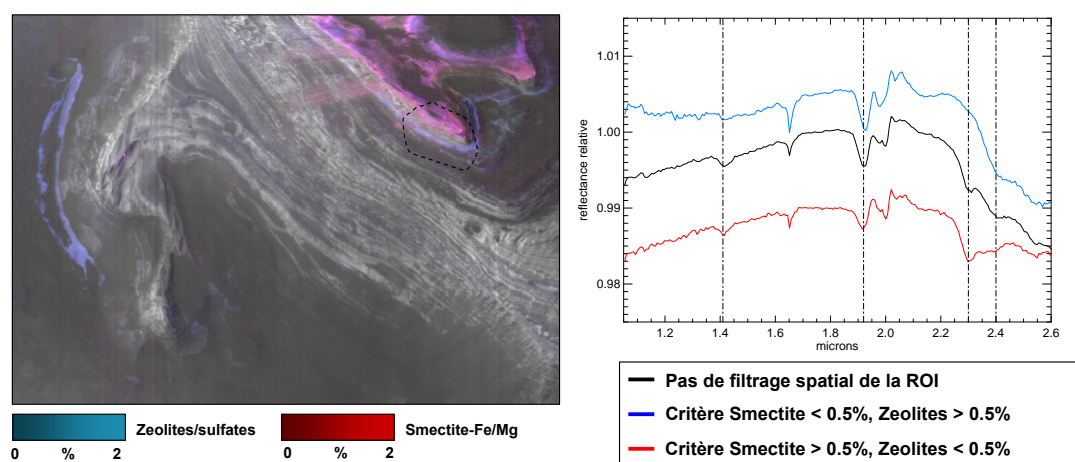


FIGURE 2.40 – Analyse spatiale avec OCAT - Observation FRT 622B. *Gauche* : Cartes de zeolites/sulfates (bleu) et smectites-Fe/Mg (rouge). La ROI est en pointillés. *Droite* : Spectres médian extrait de la ROI après sélection par les critères spectraux.

ROI en fonction du minéral recherché. Dans l'exemple de la figure 2.40, la ROI découpée sur l'image correspond à une région riche en zeolites/sulfates et smectites-Fe/Mg. Le critère spectral de smectites-Fe/Mg est contaminé par les zéolites/sulfates ce qui rend ces derniers difficiles à discerner. Le spectre noir est une moyenne simple à l'intérieur de la ROI et est dominé par les smectites-Fe/Mg. On applique un masque à l'intérieur en sélectionnant uniquement les pixels dont le critère de zeolites/sulfates est $> 0.5\%$ et de smectites $< 0.5\%$. Le spectre bleu résultant montre une signature de zéolites \sim pure. Un masque inverse fait au contraire ressortir les signatures de smectites pures (rouge). Le spectre noir est similaire à celui de la figure 2.39 présentant une erreur bootstrap importante : c'est donc un mélange spatial (linéaire) et il ne peut être comparé à des spectres de laboratoire.

D'autres outils permettent de faire des rapports de spectres à partir soit d'une pixel ou d'une ROI, ou encore de dé-spiker les spectres à la volée.

2.5.3 Traitement et identification spectrale

Une fois les spectres d'intérêt identifiés ceux-ci sont analysés spectralement. Les outils disponibles permettent de retirer des spikes, d'appliquer un filtrage spectral (par fonction rectangulaire, de Hann, Voigt et médiane) ou encore de retirer le continuum (par transformée de Fourier). L'étape finale consiste à l'identification minérale par comparaison avec une bibliothèque d'environ 150 spectres de laboratoire (sources : Clark, 2007, Pieters, 2010). Pour chaque spectre étudié, le programme ajuste automatiquement tous les spectres de la librairie (méthodes du gradient et test du χ^2) selon trois paramètres α, β, γ :

$$\text{spectre_ajuste}(\lambda) = \alpha + \beta \cdot \lambda + \gamma \cdot \text{spectre_laboratoire}(\lambda)$$

γ représente le taux de mélange spatial du minéral avec les phases neutres, α et β une pente spectrale due à la présence variable de poussières ou de mafiques dans les spectres.

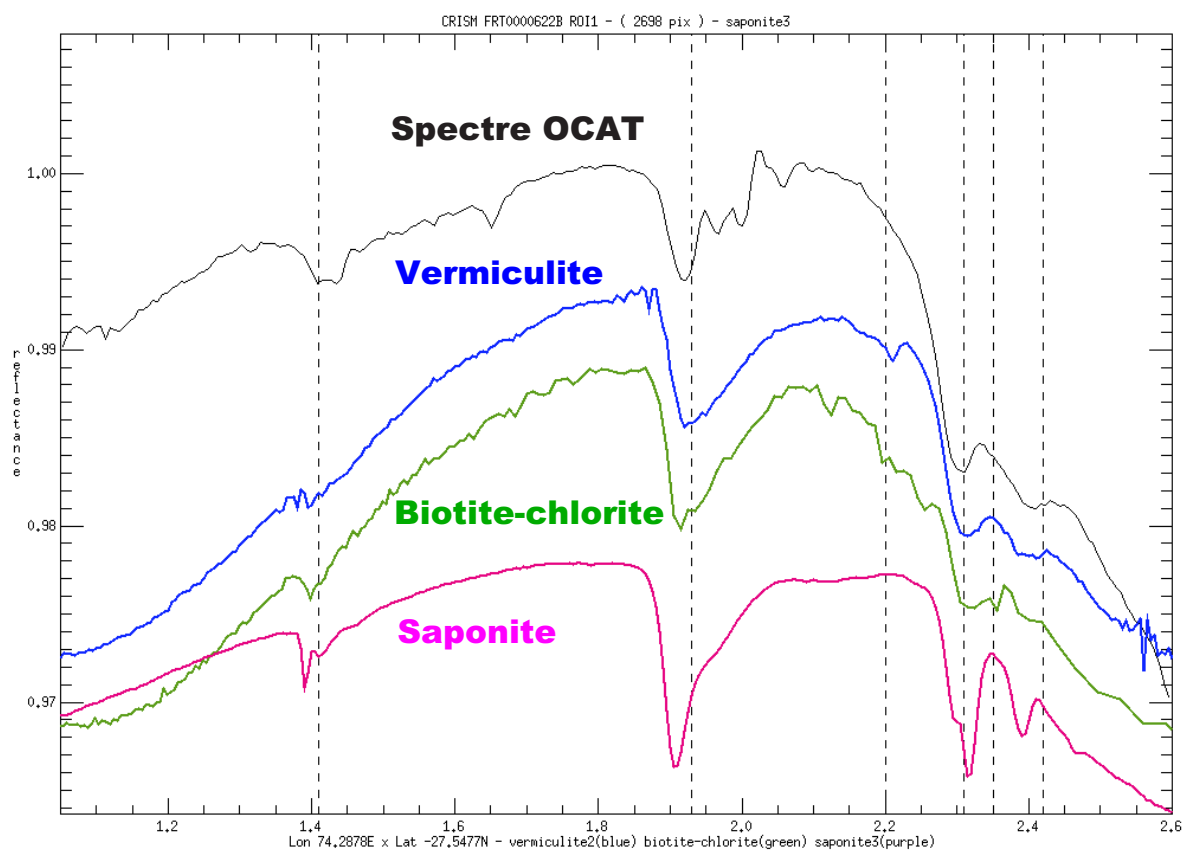


FIGURE 2.41 – Analyse spectrale avec OCAT - Observation FRT 622B. Capture d'écran des ajustements de laboratoire (*couleurs*) sur le spectre extrait de la ROI (*noir*).

Il est possible de naviguer de spectre en spectre et d'ajuster finement chacun d'eux selon les trois paramètres. Jusqu'à 5 spectres de laboratoire peuvent être visualisés simultanément.

2.5.4 Identification et cartographie automatique

2.5.4.1 Contraintes

Une analyse systématique des jeux de données OMEGA et CRISM ne peut se faire avec les mêmes outils que ceux décrits précédemment pour l'analyse individuelle d'observations. Le pipeline de réduction des données a été automatisé et optimisé, il faut faire de même pour l'analyse des données avec comme fil directeur d'éviter à tout prix de faux positifs - il est préférable de construire un échantillon statistique incomplet que biaisé. Cette section développe les outils visant à réduire la dimensionalité des jeux hyperspectraux pour minimiser les interventions manuelles à partir du pipeline décrit précédemment. On va reprendre les outils développés ci-dessus en les adaptant à une étude automatisée.

2.5.4.2 Méthode

La méthodologie retenue consiste à ajouter une série d'étapes au pipeline habituel utilisé pour les études manuelles. On part d'un cube de réflectance traité des artefacts instrumentaux puis transformé en cube de rapport de spectres. Les critères spectraux basés sur des rapports de

spectres sont les plus rapides à calculer et sont donc ceux retenus ici. A partir de ces cartes sont extraits par empilement des spectres représentatifs des différentes espèces minérales présentes, et sont ensuite comparés à des références de laboratoire. Le nombre de références utilisées pour la comparaison est limité afin de diminuer le temps de calcul et sont énumérées dans le tableau suivant.

Mafique : olivine	fayalite (fe), forsterite (mg)
Mafique : plagioclase	anorthosite (al,fe)
Mafique : pyroxene	hcp (-clino), lcp (-ortho)
Amphiboles	hornblende, trémolite, actinote, amphibole, nephrite
Carbonates	dolomite, magnésite, sidérite
Chlorites	chamosite, chlorite, clinochlore, corrensite
Hydroxyles	brucite, prehnite, pyrophyllite, épidote, clinozoisite, pumpellyite
Kaolins	kaolinite
Micas	vermiculite, illite, margarite, muscovite, phlogopite
Silice hydratée	calcédoine, tuf opalisé
Smectites-Al	montmorillonite
Smectites-Fe	nontronite, Fe+Al-nontronite
Smectites-Mg	saponite, hectorite
Serpentines	lizardite
Sulfates m.-h.	kieserite, szomolnokite
Sulfates p.-h.	alunite, bassanite, gypse, jarosite, rozenite
Zeolites	analcime, gismondine, mordenite, stilbite, thomsonite, wairakite, scolecite

Cette liste contient les minéraux communs représentatifs des principaux groupes de minéraux hydratés mais aussi certaines espèces que l'on recherche activement sur Mars pour les fortes contraintes géochimiques qu'elles apporteraient.

Malgré l'ensemble des traitements effectués en amont, les cartes de critères peuvent encore présenter des biais dûs par exemple à de la glace d'eau ou à des zones d'ombre, ainsi que du bruit stochastique résiduel. Si ces biais et bruits sont identifiables et peuvent être pris en compte (pour éviter notamment des faux positifs) lors d'une étude manuelle, ils peuvent être problématiques dans l'approche automatique. On ajoute donc aux traitements habituels des étapes supplémentaires, au risque de perdre un peu d'information :

- recherche et retrait des *spikes* résiduels dans le cube de rapports de spectres
- soustraction des systématiques sur les cartes de critères spectraux
- application d'un masque retirant les pixels dont le critère de glaces > 0%
- application d'un masque plus stricte retirant les pixels aberrants
- diminution du bruit aléatoire par filtrage des agrégats (seuil de 33% : voir section 2.4.3).

On cherche à extraire des spectres représentatifs de l'observation ayant un S/B élevé. Pour se faire on effectue des seuillage sur les cartes de critères afin de ne sélectionner que les pixels présentant de fortes signatures. Définir un seuil unique pour chaque carte et observation n'est pas envisageable car la profondeur moyenne des bandes d'absorptions peut varier d'un ordre de grandeur d'une observation à l'autre, il est donc nécessaire de construire un critère de seuillage qui s'adapte à chaque observation. Ceci est fait en se basant sur l'histogramme des cartes de critères. La figure 2.42 montre une étude de l'histogramme de la bande des smectites-Fe/Mg vers 2.3 μm pour 62 observation CRISM dont on a au préalable vérifié l'existence de ces minéraux. Ces observations sont réparties aléatoirement à la surface de Mars et dans le temps. Il apparaît

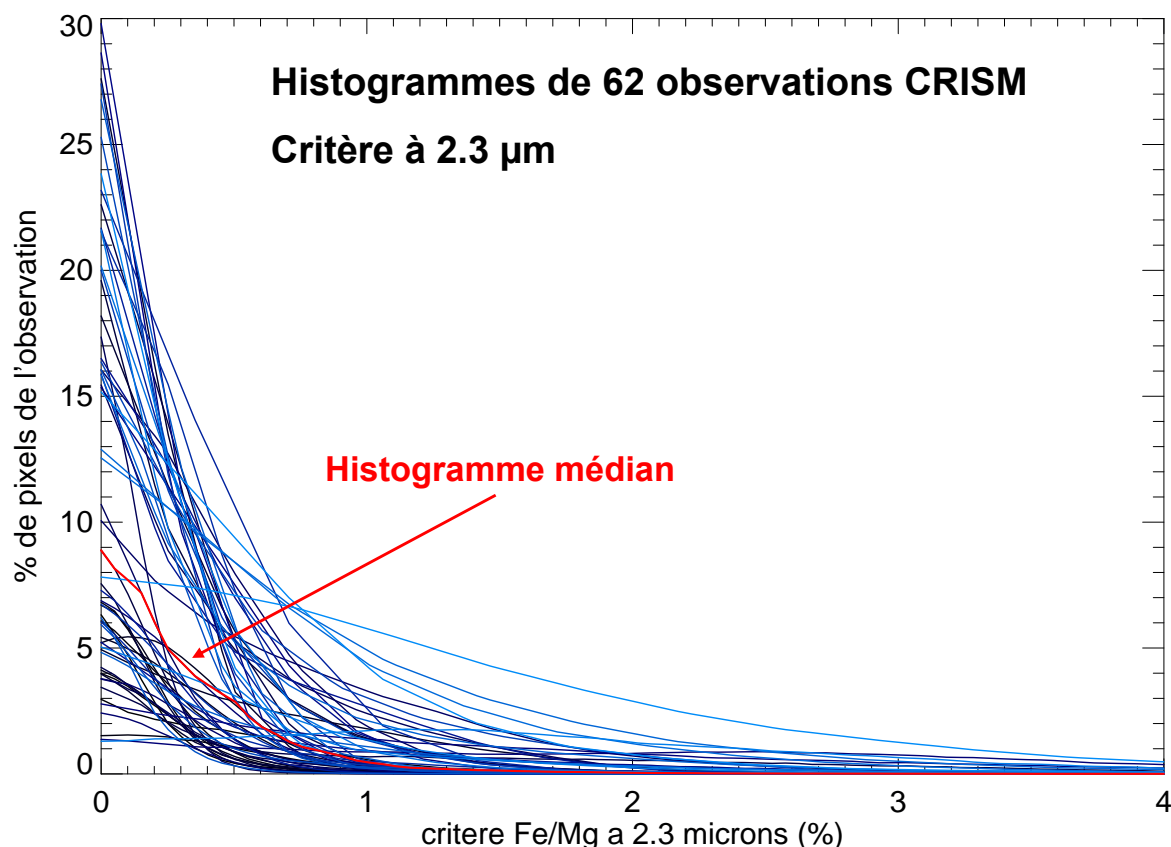


FIGURE 2.42 – Etude de l’histogramme de la bande de smectites-Fe/Mg vers $2.3 \mu\text{m}$ pour 62 observations CRISM pour lesquels ces minéraux sont détectés. Rouge : Histogramme médian.

que cette bande (et les autres) suit largement une loi normale centrée vers 0% (partie négative non représentée ici). Les traitements en amont ont largement réduit les effets de pente (ombres) ou de glaces qui peuvent perturber cette loi. Sont alors pré-sélectionnés les pixels dont la valeur du critère est supérieur au maximum de l’histogramme. Cela correspond à un seuillage typiquement $< 1 \%$.

Les pixels ayant les valeurs maximales présentent les plus fortes signatures spectrales mais peuvent aussi être faussées (par des spikes par exemple), il faut donc également fixer un seuil supérieur. Pour se faire on calcule la norme euclidienne de l’histogramme (après seuillage inférieur) dont on ne garde que les premiers 99% de la valeur. De cette façon on retire seulement une petite partie des pixels de valeur maximale du critère. Un seuillage en % de la valeur du critère au lieu du % de sa norme retire trop de pixels.

Ces opérations sont répétées pour chaque observation. La figure 2.43 illustre ce seuillage.

On constate par ailleurs qu’une pondération sur la valeur des critères des pixels restants améliore sensiblement le S/B des spectres extraits. Pour se faire on ajuste l’histogramme seuillé par un polynôme de degré 9 (dont la convergence est certaine étant donnée la distribution) dont on tire une loi de pondération inverse (WF : *Weight Function*, figure 2.43) : les pixels (x, y) ont un poids qui augmente inversement à leur fréquence dans l’histogramme de chaque critère spectral $cs(x, y)$. Ainsi les pixels à forte valeur du critère qui sont peu nombreux comptent

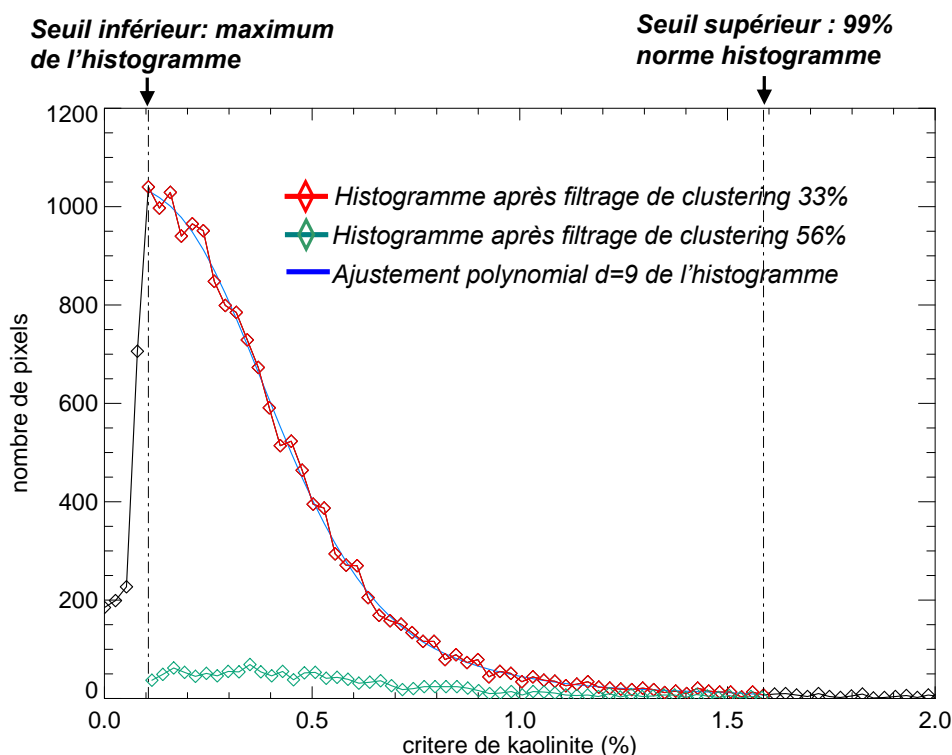


FIGURE 2.43 – Sélection et pondération des pixels pour extraction d'un *endmember* - Exemple du critère de kaolinite ($2.17 \mu\text{m}$) pour l'observation FRT ADA4.

individuellement d'avantage que ceux à faible valeur et très nombreux. On peut voir en 2.44 l'amélioration que cette étape apporte au spectre extrait.

Une autre amélioration consiste à estimer le degré de *clustering* des détections : on attribue d'avantage de poids statistique aux pixels en agrégats plutôt qu'à ceux qui sont isolés. Cette étape part du constat que les minéraux hydratés sont spatialement regroupés, et que les signatures sont toujours plus fortes au centre des agrégats (car moins mélangées spatialement avec du matériel anhydre).

L'utilisation d'un filtrage par agrégat supplémentaire permet de réduire encore le bruit stochastique résiduel dans les cartes dans pour autant causer la perte de nombreux pixels hydratés.

Pour chaque critère, on compare les cartes après filtrage par agrégat (section 2.4.3) avec les paramètres de 33% puis de 56% (i.e. qui rejettent tout pixel qui possède parmi ses 8 plus proches voisins moins de 3 et 5 pixels non nuls respectivement). Si N_{56} et N_{33} représentent le nombre de pixels non nuls restants pour les deux paramètres, on attribue un poids $WF^{clustering}(x, y) = 1$ pour les N_{33} pixels et un poids supérieur égal à $WF^{clustering}(x, y) = \frac{N_{33}}{N_{56}}$ pour les N_{56} pixels. Cette loi permet, s'il existe peu d'agrégats, de leur conférer un poids très fort. Si au contraire la plupart des pixels sont en agrégats, le poids sera quasiment égal à 1. La figure 2.43 montre un exemple d'histogramme après filtrage par agrégat à 56% : le nombre de pixels restant sont peu nombreux ici et auront donc un poids important. La figure 2.44 montre l'amélioration que cette étape apporte sur le spectre extrait.

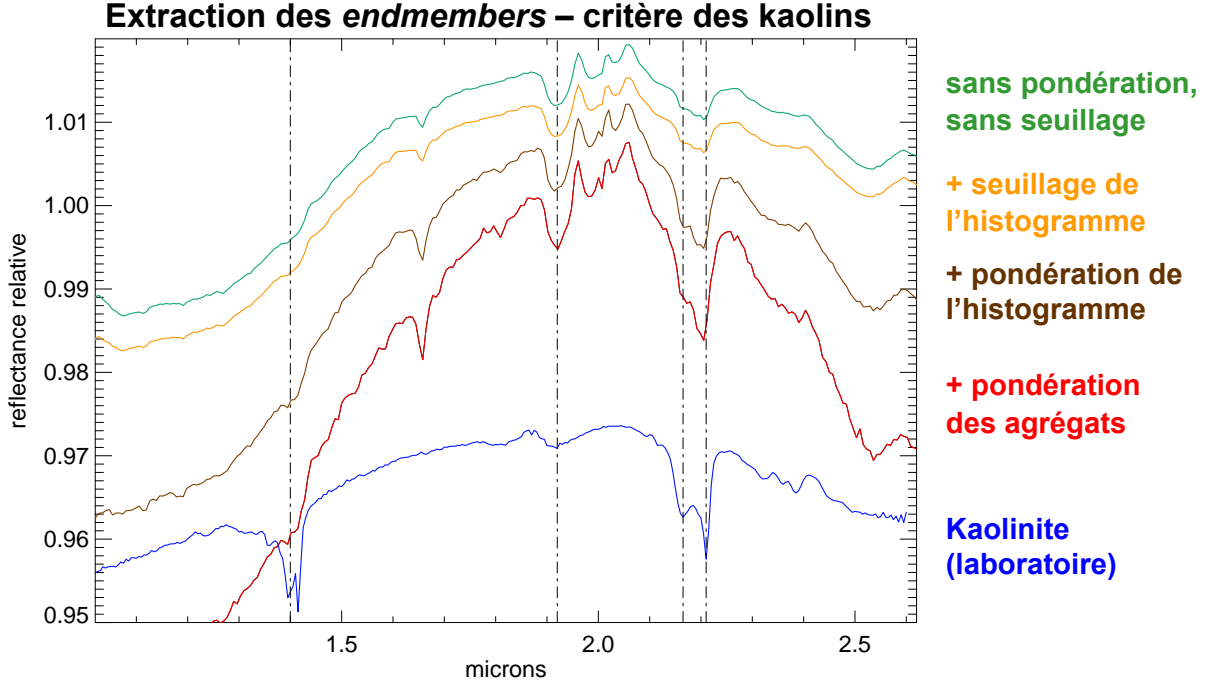


FIGURE 2.44 – Spectres moyens '*endmember*' de kaolinite extraits automatiquement de l'observation FRT ADA4. Ces quatre spectres sont à la même échelle mais décalés verticalement pour plus de clarté.

L'ensemble de ces étapes de sélection sont un compromis entre extraction des signatures les plus fortes pour avoir un bon S/B et faible bruit, sans pour autant amplifier des artéfacts.

On extrait les spectres de tous les pixels restants après ces étapes de sélection, que l'on interpole à la longueur d'onde centrale pour diminuer l'effet du smile spectral. Avant de les moyenner selon les lois de pondérations déterminées précédemment, on applique un dé-spiking final sur chacun d'entre eux pour éviter l'amplification d'artéfacts comme les spikes de sur-correction atmosphérique ou d'interface entre filtres (à 1.65 et 2.65 μm). On appelle $endmember_\lambda$ ce spectre moyen empilé extrait pour chaque critère. La figure 2.44 résume l'effet de ces différentes étapes sur l'*endmember* et montre les améliorations qu'elles apportent.

L'algorithme final s'écrit :

$$Endmember_\lambda = \frac{\sum_{smin < cs(x,y) < smax} despiking \{ interpol \{ r_\lambda(x,y) \} \} \cdot WF(cs(x,y))}{\sum_{smin < cs(x,y) < smax} WF(cs(x,y))}$$

$$WF(cs(x,y), x,y) = WF^{clustering}(x,y) \cdot WF^{histogramme}(cs(x,y))$$

$$WF(cs(x,y), x,y) = \frac{1 + \delta_{(x,y)_{cluster:56\%}}^{(x,y)_{cluster:33\%}} \cdot \left(2 \frac{N_{33}}{N_{56}} - 1 \right)}{\sum_{d=1,9} a_d \cdot cs(x,y)^d} \quad (2.11)$$

– $r_\lambda(x,y)$: réflectance au pixel (x,y) du cube de rapport de spectres.

- $cs(x, y)$: critère spectral au pixel (x, y) .
- sm_{in} : seuil minimal pour le critère défini au maximum de l’histogramme.
- sm_{ax} : seuil maximal pour le critère défini comme 99 % de la norme L2 de l’histogramme.
- $(x, y)_{cluster:56\%}$: désigne les N_{56} pixels restants après filtrage par agrégats (seuil 56 %).

2.5.4.3 Construction de *browse products* pour l’évaluation et la visualisation rapide des observations.

On obtient donc pour chaque observation une série d’une dizaine de spectres et de cartes minérales générées automatiquement. On a vu que certains critères spectraux ne tracent pas une seule espèce minérale : le critère à $2.35 \mu\text{m}$ par exemple est sensible à la fois aux smectites-Mg, aux chlorites et aux zeolites/sulfates (figure 2.40). Pour que les *endmembers* soient indépendants, on établit des règles de sélection sur les critères concernés. On peut par exemple soustraire ou masquer (avec un seuil) la carte des zeolites/sulfates à celles des chlorites.

L’étape suivante consiste à comparer les *endmembers* indépendants restants (moins nombreux) à des spectres de laboratoire. Chaque *endmember* correspond à une carte de critère qui teste une bande d’absorption pouvant appartenir à un sous-ensemble de spectres de laboratoire. On choisit donc un petit nombre de spectres de laboratoire dont les bandes sont compatibles avec chaque *endmember* que l’on va ajuster (ajustement itératif par méthode du gradient et évaluation du χ^2). On utilise une pondération spectrale pour l’ajustement de courbe qui est adaptée à la position de chaque bande spectrale (3 fois plus forte au voisinage et dans la bande spectrale). On calcule ensuite l’erreur RMS (spectre ajusté - spectre de laboratoire) sur la gamme spectrale où se situe l’absorption et on ne garde que les 3 meilleurs ajustements. Un exemple est donné en figure 2.45 : on montre les *endmembers* (*spectres noirs*) des critères de kaolins, smectite-Al et chlorite. Les spectres en couleur sont les ajustements de spectres de laboratoire. Le meilleur ajustement est donné en bleu pour chaque critère et correspond bien à ce qu’une étude manuelle du cube aurait donné.

A partir de ces produits de dimensionalité réduite, il est possible de faire des études statistiques à grande échelle ou au contraire de rechercher des minéraux rares, comme démontré dans les chapitres suivants.

2.6 Comparaison des performances CAT et OCAT

2.6.1 Optimisation du temps de calcul

IDL est un langage interprété (non compilé comme le C ou FORTRAN) et est ainsi moins performant en temps de calcul. Il a cependant une gestion orientée objet (vectorisée) des données, qui le rend particulièrement adapté à la manipulation de vecteurs et matrices de taille importante. Toutes les opérations arithmétiques de base étant parallélisées, on aura recours à ces dernières le plus souvent possible pour diminuer sensiblement le temps de calcul. Cela impose parfois de ‘linéariser’ les cubes de données, i.e. de les transformer en un vecteur 1D spectre-périodique. Il faut également se passer de toutes les routines disponibles nativement

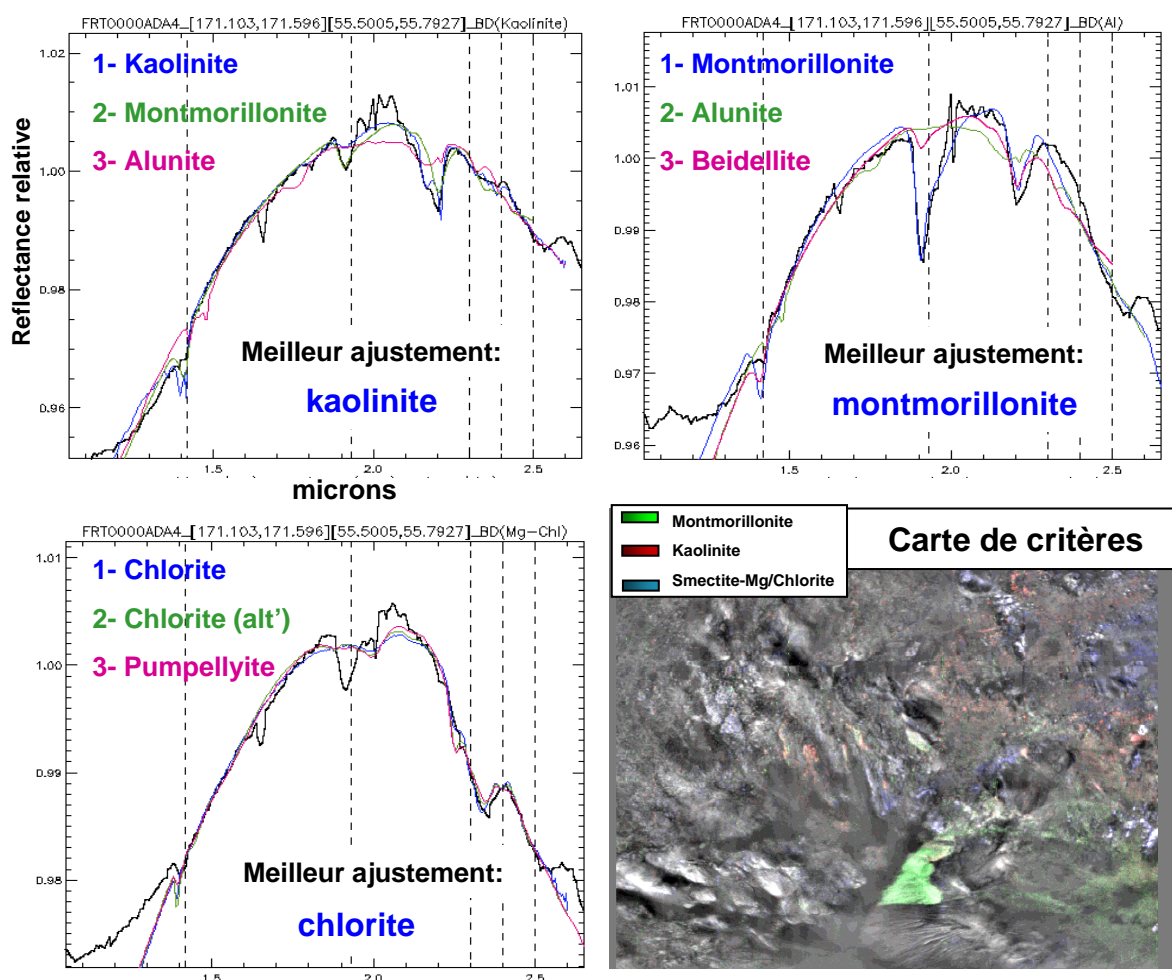


FIGURE 2.45 – Ajustements de spectres de laboratoire pour 3 *endmembers* et carte de critères générés automatiquement pour l’observation CRISM FRT ADA4.

ou dans des bibliothèques telles la dérivation, le filtrage par convolution ou l’interpolation car elles ne sont pas optimisées. On les reprogramme à partir uniquement des opérations arithmétiques de base. Le tableau 2.6.1 compare pour la majorité des étapes de réduction CRISM le temps de calcul pour la routine programmée normalement (*en noir*) et celle optimisée (*en bleu*). La réduction en temps de calcul est sensible, au prix d’une programmation parfois fastidieuse.

Un désavantage toutefois, l’optimisation du code se fait au prix d’un recours plus important à la mémoire vive des machines. Pour que le pipeline fonctionne correctement, >4 Gb de RAM sont nécessaires, certaines fonctionnalités doivent être désactivées en deçà. Par ailleurs, les opérations parallélisées ne profitent vraiment qu’à des machines ayant plusieurs cœurs (généralisées désormais).

Les performances en temps sont nettement améliorées par rapport au CAT (*en rose*). En comptant le temps de lecture et de sauvegarde, la réduction standard CAT prend 3 minutes, augmentée à 4 avec l’ensemble des opérations manuelles à effectuer. Il ne faut qu’une 1min20s avec le logiciel développé ici, et avec des traitements supplémentaires. Ce temps est ramené à 1 minute lorsque le même type de traitement est utilisé, soit un gain d’efficacité d’un facteur 4 par rapport au CAT. Sur les ~ 2000 observations CRISM analysées, cela représente un gain en temps

Type de traitement	Temps de calcul (s)	Taille du cube	Temps / cubel (μ s)
retrait des pixels aberrants - optimisé	13s	640*438*420	0.11
retrait des pixels aberrants - CAT	11s	640*438*420	0.09
retrait des spectels aberrants - optimisé	0s	640*438*420	0
correction du smile spectral	271s	640*438*420	2.3
Correction photométrique	5s	640*438*420	0.04
Correction photométrique - optimisée	5s	640*438*420	0.04
Correction photométrique - CAT	11s	640*438*420	0.09
Correction atmosphérique	33s	640*438*420	0.28
Correction atmosphérique - optimisée	8s	640*438*420	0.07
Correction atmosphérique - CAT	45s	640*438*420	0.38
Correction atmosphérique - optimisée, fort τ	26s	640*438*420	0.22
Correction atmosphérique skydip	154s	640*438*420	1.3
Correction atmosphérique skydip - optimisée	72s	640*438*420	0.61
Dé-striage - optimisé	8s	640*438*420	0.07
Dé-striage - CAT	20s	640*438*420	0.17
Dé-spiking - optimisé	10s	640*438*420	0.08
Dé-spiking - CAT	35s	640*438*420	0.30
Retrait du continuum linéaire	25s	640*438*420	0.21
Retrait du continuum linéaire - optimisé	5s	640*438*420	0.04
Retrait du continuum linéaire - CAT	8s	640*438*420	0.07
Retrait du continuum multi-linéaire - optimisé	24s	640*438*420	0.20
Cube de rapport de spectre - optimisé	19s	640*438*420	0.16
Critères spectraux	18s	640*438*420	0.15
Critères spectraux - optimisés	12s	640*438*420	0.10
Critères spectraux - CAT	22s	640*438*420	0.19
Retrait à postériori des systématiques - optimisé	1s	640*420	3.6
Retrait à postériori des systématiques - CAT	4s	640*420	14.3
Projection géométrique	4s	640*420	14.3
Projection géométrique - CAT	14s	640*420	49.9

TABLE 2.4 – Temps de calculs pour la réduction des données CRISM entre CAT et OCAT. Hardware : Intel Xeon x64 8-core @2.66Ghz, 16 Gb RAM DDR2

de 100 heures (et le traitement et analyses sont plus fines : voir section 2.6.2). L’optimisation des fonctionnalités de la partie analyse du logiciel permet également un gain de temps non négligeable.

2.6.2 Performances

Il est difficile de comparer directement les résultats finaux d’analyses faites avec CAT *vs.* OCAT car ils dépendent non seulement des outils mais de la manière dont on s’en sert et du temps qu’on y consacre. On peut toutefois comparer objectivement les produits finaux de pré-visualisation (browse products) décrits en section 2.5.4.3 avec ceux qui générés par le pipeline CAT et mis en ligne pour permettre à la communauté de jauger le potentiel de chaque observation avant son téléchargement. La figure 2.46 montre un tel exemple pour le pic central d’un cratère des plaines du nord. La carte CAT (*gauche*) est bruitée et striées mais les signatures de montmorillonite et smectites Fe/Mg sont visibles en vert et rouge respectivement. La carte automatique OCAT est non striée, peu bruitée et surtout beaucoup plus sensible. Elle montre que des minéraux hydratés sont présents sur l’ensemble du cube alors que le produit CAT n’indique que les plus fortes signatures. Une vérification manuelle a permis de s’assurer de l’absence de faux positifs. En bleu est cartographié avec CAT le critère à 1.9 μ m communs à de nombreux minéraux hydratés, on l’a remplacé par le nouveau critère à 2.6 μ m (section 2.4.2.1) plus sensible et surtout qui détecte aussi les minéraux hydroxylés.

Les cartes et spectres obtenus ici sont toutes plus sensibles et moins bruitées que celles que

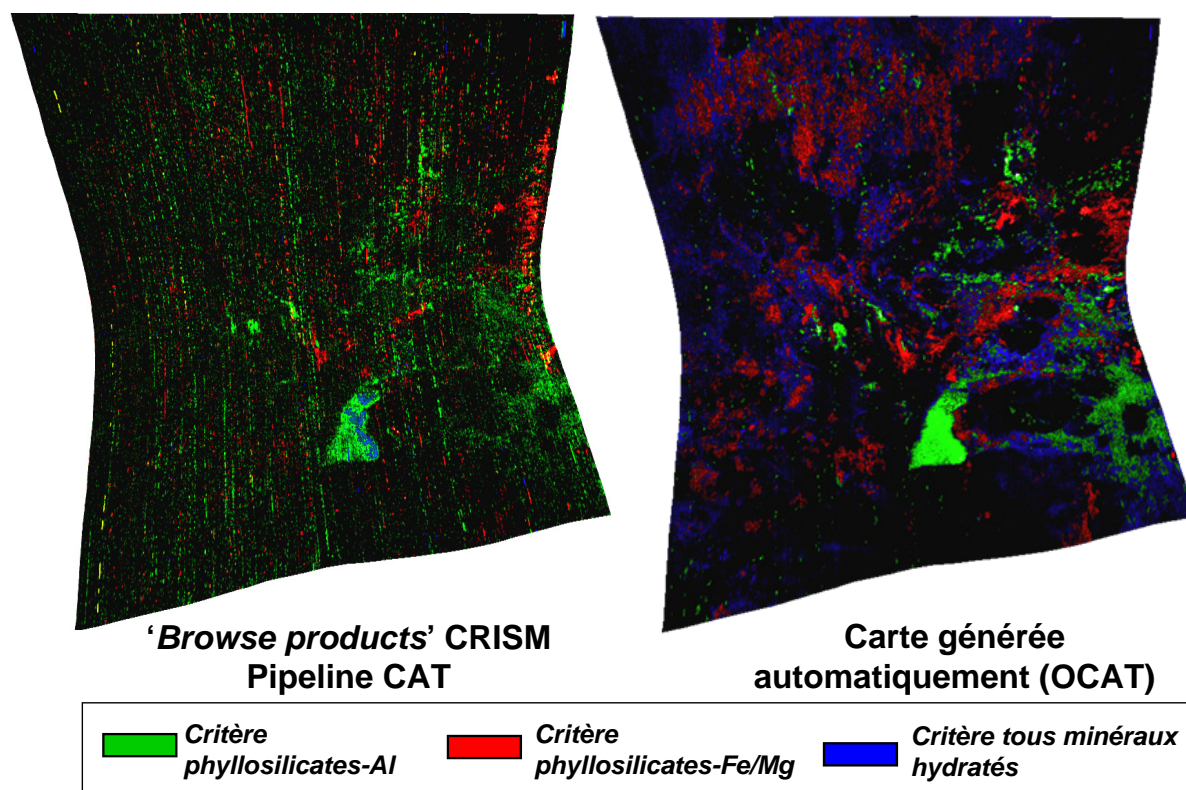


FIGURE 2.46 – Comparaison des cartes de critères générés automatiquement par le pipeline CAT et celui décrit ici.

l'on trouve dans la littérature. La meilleure justification du développement de toute cette suite logicielle durant la thèse est probablement la détection à la fois d'argiles et carbonates dans le cratère Gusev (section 3.5.1, *Carter et al., 2011, soumis*) et de silicates hydratés dans les cratères des plaines du nord (section 4.2, *Carter et al., 2010*). Ces deux sites avaient été scrutés pendant plusieurs années par de nombreux membres de l'équipe CRISM du fait de l'importance qu'aurait la détection d'argiles dans ces sites. Si la détection d'argiles dans les cratères des plaines du nord a été longue car les outils n'étaient pas encore très développés, la découverte d'argiles dans les Columbia Hills de Gusev faite récemment a été immédiate.

2.7 Fusion des données hyper-spectrales et d'imagerie et outils SIG

2.7.1 Projection des données OMEGA/CRISM

Afin de pouvoir mettre en relation les jeux de données hyperspectraux et d'imagerie de contexte il faut les projeter géographiquement. Toutes les données de contexte sont déjà projetées et disponibles dans de nombreux formats intégrables dans des programmes GIS. Pour les données OMEGA et CRISM on utilise par défaut une projection cylindrique, la projection est faite sous IDL grâce à la fonction `MAP_PATCH`. Si la co-registation des cartes projetées avec celles d'imagerie ne pose pas de problème à grande échelle (OMEGA ou CRISM MSP), des dis-

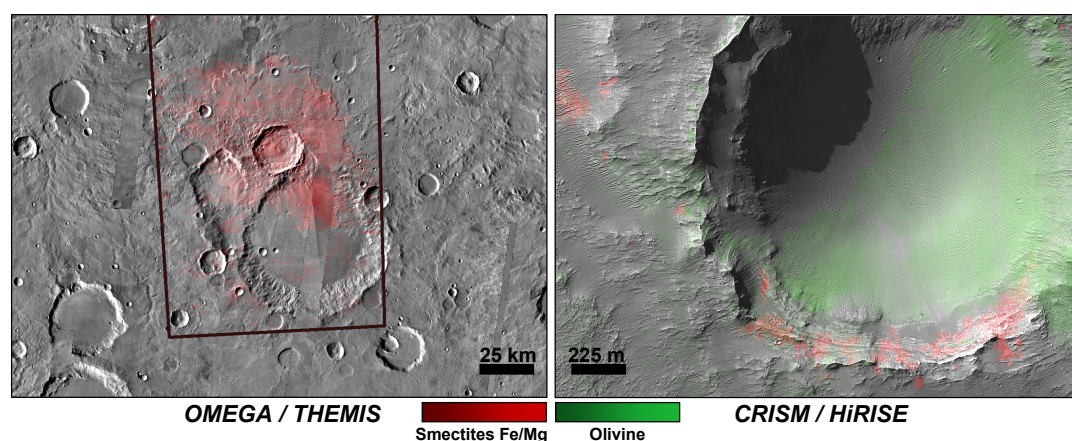


FIGURE 2.47 – Exemples de fusions de jeux hyperspectraux OMEGA/CRISM avec imageurs haute résolution THEMIS et HiRISE.

torsions géométriques apparaissent à plus petite échelle (CRISM FRT et HiRISE). Un deuxième outil de projection manuelle a été réalisé qui utilise une projection equi-rectangulaire. Il a été conçu pour être adaptable et on peut introduire des distorsions dans les points de contrôle des observations CRISM pour améliorer la co-registation. En pratique cet outil est peu utilisé car son temps de calcul est plus long et les distorsions peuvent être corrigées dans le GIS.

2.7.2 Instruments d'imagerie pour l'étude des minéraux hydratés

Le tableau suivant résume les différents instruments utilisés conjointement avec OMEGA et CRISM et qui fournissent des informations de contexte notamment morphologique et géologique.

Instrument	Domaine spectral	Résolution Spatiale	Nature
CTX	visible	6 m/pixel	imagerie
HRSC	visible	15 m/pixel	imagerie stéréo
HiRISE	visible	30 cm/pixel	imagerie stéréo
MOC	visible	1.5 m/pixel	imagerie
MOLA	n/a	460 m/pulse	topographie
TES	TIR jour/nuit	4 km /pixel	composition et inertie thermique
THEMIS	IR jour	100 m/pixel	imagerie
THEMIS	IR nuit	100 m/pixel	inertie thermique

On procède couramment à des fusions de données, exploitant la meilleure résolution spatiale des instruments d'imagerie et la résolution spectrale de OMEGA et CRISM. Deux exemples sont donnés en figure 2.47.

2.7.3 Outils SIG

2.7.3.1 Footprints des observations OMEGA et CRISM.

On construit les empreintes (*footprints*) des observations OMEGA et hautes résolutions CRISM sous forme de fichiers *shapefile* (*shp*). Ce format générique peut être importé sous

n'importe quel logiciel de GIS, notamment ArcGIS utilisé par l'équipe. Les footprints CRISM sont déjà fournis par l'équipe à APL, il a fallu en revanche construire des footprints OMEGA. Il existe des footprints OMEGA publiques mais ils utilisent un jeu de données incomplet. On les construit à partir d'une soixantaine de points de contrôle qui sont convertis en shapefile. On incorpore à chaque fichier des informations telles le mode d'observation ou la longitude solaire.

2.7.3.2 Outil de visualisation rapide de carte globale et recherche d'observations OMEGA et CRISM.

Un programme a été développé pour visualiser les cartes globales OMEGA faites par l'équipe en format IDL. Le programme est un GIS qui gère 3 couches de données : la première consiste en un arrière plan global d'altimétrie MOLA ou d'imagerie IR THEMIS. On construit cette couche en pyramides pour un chargement et un affichage rapide, de 2 ppp à 512 ppp (pixels par degrés). La seconde couche est construite sous IDL en transparence à partir des cartes globales OMEGA, ce qui permet une visualisation simultanée de la morphologie et de la composition globale. La couche finale consiste en les footprints OMEGA et CRISM qui sont affichés interactivement en chaque point de la surface. Un exemple est donnée en figure 2.48.

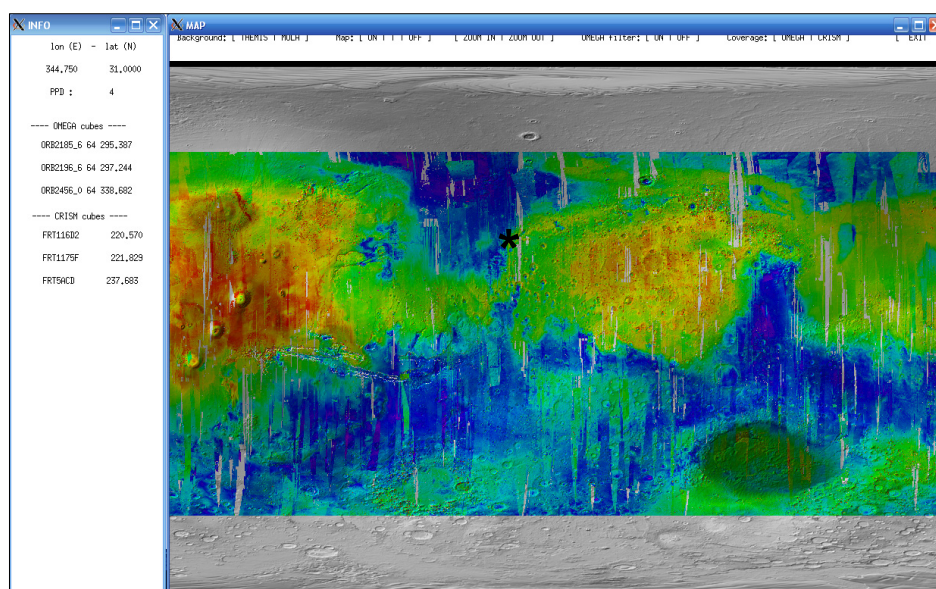


FIGURE 2.48 – Capture d'écran du GIS de carte globale OMEGA et footprints OMEGA + CRISM.

Bibliographie

- J.-P. Bibring, Y. Langevin, A. Soufflot, C. Combes, and C. Cara. Results from the ISM experiment. *Nature*, 341 :591–593, October 1989. doi : 10.1038/341591a0.
- J.-P. Bibring, A. Soufflot, M. Berthé, Y. Langevin, B. Gondet, P. Drossart, M. Bouyé, M. Combes, P. Puget, A. Semery, G. Bellucci, V. Formisano, V. Moroz, V. Kottsov, G. Bonello, S. Erard, O. Forni, A. Gendrin, N. Manaud, F. Poulet, G. Poulleau, T. Encrenaz, T. Fouchet, R. Melchiori, F. Altieri, N. Ignatiev, D. Titov, L. Zasova, A. Coradini, F. Capacionni, P. Cerroni, S. Fonti, N. Mangold, P. Pinet, B. Schmitt, C. Sotin, E. Hauber, H. Hoffmann, R. Jaumann, U. Keller, R. Arvidson, J. Mustard, and F. Forget. OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l’Eau, les Glaces et l’Activité. In A. Wilson & A. Chicarro, editor, *Mars Express : the Scientific Payload*, volume 1240 of *ESA Special Publication*, pages 37–49, August 2004.
- J.-P. Bibring, Y. Langevin, and M. Berthe. *OMEGA Experiment Archive Interface Control Document*, version 1.3.7 edition, 2005.
- O. Brissaud, B. Schmitt, N. Bonnefoy, S. Douté, P. Rabou, W. Grundy, and M. Fily. Spectrogonio Radiometer for the Study of the Bidirectional Reflectance and Polarization Functions of Planetary Surfaces. 1. Design and Tests. *Applied Optics*, 43 :1926–1937, March 2004. doi : 10.1364/AO.43.001926.
- J. Carter, F. Poulet, J.-P. Bibring, and S. Murchie. Detection of Hydrated Silicates in Crustal Outcrops in the Northern Plains of Mars. *Science*, 328 :1682–, June 2010. doi : 10.1126/science.1189013.
- X. Ceamanos and S. Doute. Spectral smile correction of crism/mro hyperspectral images. *GeoRS*, 48(11) :3951–3959, November 2010.
- R. N. Clark and T. L. Roush. Reflectance spectroscopy - Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research*, 89 :6329–6340, July 1984. doi : 10.1029/JB089iB07p06329.
- R.N Clark. USGS digital spectral library splib06a : U.S. Geological Survey, Digital Data Series 231, <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06>, 2007.
- P. Comon. Independent component analysis, a new concept? 36 :287–314, 1994. doi : 10.1016/0165-1684(94)90029-9.

- A. C. Davison and D. V. Hinkley. *Bootstrap Methods and Their Application (Cambridge Series in Statistical and Probabilistic Mathematics , No 1)*. Cambridge University Press, 1 edition, October 1997. ISBN 0521574714. URL <http://www.worldcat.org/isbn/0521574714>.
- H. Dole, G. Lagache, J.-L. Puget, K. I. Caputi, N. Fernández-Conde, E. Le Floc'h, C. Papovich, P. G. Pérez-González, G. H. Rieke, and M. Blaylock. The cosmic infrared background resolved by Spitzer. Contributions of mid-infrared galaxies to the far-infrared background. *Astronomy and Astrophysics*, 451 :417–429, May 2006. doi : 10.1051/0004-6361 :20054446.
- S. Erard and W. Calvin. New Composite Spectra of Mars, 0.4-5.7 μm . *Icarus*, 130 :449–460, December 1997. doi : 10.1006/icar.1997.5830.
- S. Erard, P. Drossart, J.-P. Bibring, Y. Langevin, P. Pinet, and S. Chevrel. Aerosol Contribution to the Reflectance Spectra of Mars. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 23 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 335–+, March 1992.
- F. Forget, A. Spiga, B. Dolla, S. Vinatier, R. Melchiorri, P. Drossart, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, and B. Gondet. Remote sensing of surface pressure on Mars with the Mars Express/OMEGA spectrometer : 1. Retrieval method. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :E08S15, August 2007. doi : 10.1029/2006JE002871.
- A. gendrin. *Mineralogie de Mars : l'Experience OMEGA*. PhD thesis, Institut d'Astrophysique Spatiale, 2004.
- A. A. Green, M. Berman, P. Switzer, and M. D. Craig. A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 26 :65–74, January 1988. doi : 10.1109/36.3001.
- B. Hapke. Bidirectional reflectance spectroscopy. 1. Theory. *Journal of Geophysical Research*, 86 :4571–4586, June 1981.
- J. R. Johnson, W. M. Grundy, M. T. Lemmon, J. F. Bell, M. J. Johnson, R. G. Deen, R. E. Arvidson, W. H. Farrand, E. A. Guinness, A. G. Hayes, K. E. Herkenhoff, F. Seelos, J. Soderblom, and S. Squyres. Spectrophotometric properties of materials observed by Pancam on the Mars Exploration Rovers : 1. Spirit. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111 : E02S14, February 2006. doi : 10.1029/2005JE002494.
- D. Jouglet, F. Poulet, R. E. Milliken, J. F. Mustard, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, and C. Gomez. Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA : 1. Analysis of the 3 μm hydration feature. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 : E08S06, August 2007. doi : 10.1029/2006JE002846.
- D. Jouglet, F. Poulet, Y. Langevin, J.-P. Bibring, B. Gondet, M. Vincendon, and M. Berthe. OMEGA long wavelength channel : Data reduction during non-nominal stages. *Planetary and Space Sciences*, 57 :1032–1042, July 2009. doi : 10.1016/j.pss.2008.07.025.

- H. Kieffer. *Near infrared spectral reflections of simulated Martian frosts*. PhD thesis, California Institute of Technology, 1968.
- E. Lellouch, T. Encrenaz, T. de Graauw, S. Erard, P. Morris, J. Crovisier, H. Feuchtgruber, T. Girard, and M. Burgdorf. The 2.4-45 μ m spectrum of Mars observed with the infrared space observatory. *Planetary and Space Science*, 48 :1393–1405, October 2000. doi : 10.1016/S0032-0633(00)00118-5.
- P. C. McGuire, J. L. Bishop, A. J. Brown, A. A. Fraeman, G. A. Marzo, M. Frank 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. An improvement to the volcano-scan algorithm for atmospheric correction of CRISM and OMEGA spectral data. *Planetary and Space Science*, 57 :809–815, June 2009a. doi : 10.1016/j.pss.2009.03.007.
- P. C. McGuire, M. J. Wolff, M. D. Smith, R. E. Arvidson, S. L. Murchie, R. T. Clancy, T. L. Roush, S. C. Cull, K. A. Lichtenberg, S. M. Wiseman, R. O. Green, T. Z. Martin, R. E. Milliken, P. J. Cavender, D. C. Humm, F. P. Seelos, K. D. Seelos, H. W. Taylor, B. L. Ehlmann, J. F. Mustard, S. M. Pelkey, T. N. Titus, C. D. Hash, E. R. Malaret, and the CRISM Team. MRO/CRISM Retrieval of Surface Lambert Albedos for Multispectral Mapping of Mars with DISORT-based Rad. Transfer Modeling : Phase 1 - Using Historical Climatology for Temperatures, Aerosol Opacities, Atmo. Pressures. *ArXiv e-prints*, March 2009b.
- H. Y. McSween, G. J. Taylor, and M. B. Wyatt. Elemental Composition of the Martian Crust. *Science*, 324 :736–, May 2009. doi : 10.1126/science.1165871.
- S. Murchie, R. Arvidson, P. Bedini, K. Beisser, J.-P. Bibring, J. Bishop, J. Boldt, P. Cavender, T. Choo, R. T. Clancy, E. H. Darlington, D. Des Marais, R. Espiritu, D. Fort, R. Green, E. Guinness, J. Hayes, C. Hash, K. Heffernan, J. Hemmler, G. Heyler, D. Humm, J. Hutcheson, N. Izenberg, R. Lee, J. Lees, D. Lohr, E. Malaret, T. Martin, J. A. McGovern, P. McGuire, R. Morris, J. Mustard, S. Pelkey, E. Rhodes, M. Robinson, T. Roush, E. Schaefer, G. Seagrave, F. Seelos, P. Silverglate, S. Slavney, M. Smith, W.-J. Shyong, K. Strohheln, H. Taylor, P. Thompson, B. Tossman, M. Wirzburger, and M. Wolff. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :E05S03, May 2007. doi : 10.1029/2006JE002682.
- S. Murchie, E. Guinness, and S. Slavney. *CRISM Data Product Software Interface Specification*, version 1.3.7 edition, 2011.
- E. Z. Noe Dobrea, C. Dressing, and M. J. Wolff. A New Method for Atmospheric Correction of MRO/CRISM Data. In *AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts #41*, volume 41 of *AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts*, pages 57.04–+, September 2009.
- A. Ody, F. Poulet, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, J. Carter, M. Vincendon, and D. Jouglet. Global Mineralogical Mapping of the Martian Surface from OMEGA/MEx : An Update.

In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 1905–+, March 2010.

M. Parente, J. Mustard, S. Muchie, and F. Seelos. Summarizing the Spectral Variability of CRISM Images with Endmember Extraction. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 42 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 2622–+, March 2011.

C.M. Pieters. Reflectance experiment laboratory (relab), <http://www.planetary.brown.edu/relab/>, 2010.

F. Poulet, C. Gomez, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, P. Pinet, G. Belluci, and J. Mustard. Martian surface mineralogy from Observatoire pour la Minéralogie, l’Eau, les Glaces et l’Activité on board the Mars Express spacecraft (OMEGA/MEx) : Global mineral maps. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :E08S02, July 2007. doi : 10.1029/2006JE002840.

F. Poulet, N. Mangold, D. Loizeau, J.-P. Bibring, Y. Langevin, J. Michalski, and B. Gondet. Abundance of minerals in the phyllosilicate-rich units on Mars. *Astronomy and Astrophysics*, 487 :L41–L44, August 2008. doi : 10.1051/0004-6361 :200810150.

F. Schmidt, A. Schmidt, E. Treguier, M. Guiheneuf, S. Moussaoui, and N. Dobigeon. Implementation strategies for hyperspectral unmixing using Bayesian source separation. *ArXiv e-prints*, January 2010.

F. P. Seelos, M. Parente, T. Clark, F. Morgan, O. S. Barnouin-Jha, A. McGovern, S. L. Murchie, and H. Taylor. CRISM Hyperspectral Data Filtering with Application to MSL Landing Site Selection. *AGU Fall Meeting Abstracts*, pages A1234+, December 2009.

Y. Shkuratov, L. Starukhina, H. Hoffmann, and G. Arnold. A Model of Spectral Albedo of Particulate Surfaces : Implications for Optical Properties of the Moon. *Icarus*, 137 :235–246, February 1999. doi : 10.1006/icar.1998.6035.

M. Vincendon. *Modelisation du transfert radiatif dans l’atmosphere martienne pour la determination des proprietes spectrales de surface et la caracterisation des aerosols martiens a partir des donnees OMEGA*. PhD thesis, Institut d’Astrophysique Spatiale, 2008.

S. M. Wiseman, R. E. Arvidson, F. Morgan, M. J. Wolff, R. V. Morris, P. C. McGuire, S. L. Murchie, J. F. Mustard, F. P. Seelos, and M. D. Smith. Radiative Transfer Modeling of the Empirical ‘Volcano Scan’ Atmospheric Correction : Discussion of Artifacts. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 2461–+, March 2010.

Chapitre 3

Cartographie globale des minéraux hydratés à la surface de Mars

Ce chapitre présente les résultats d'une étude des minéraux hydratés à l'échelle planétaire. Plus d'un millier de sites présentant divers minéraux hydratés ont été détectés. En étudiant les corrélations entre leur minéralogie et leur contexte géo-morphologique, on tente de comprendre les environnements d'altération de Mars et leur évolution au cours du temps.

3.1 Contexte d'étude et enjeux

Lorsque débute cette étude en 2008, seuls quelques dizaines de sites ont été étudiés sur Mars en terme de minéraux hydratés. La plupart des études se sont concentrées (et se concentrent toujours) sur quatre sites majeurs par leur étendue spatiale et diversité minérale : Nili Fossae (ex : Mangold et al., 2007, Mustard et al., 2007), Sinus Meridiani (Poulet et al., 2008, Wiseman et al., 2008), Valles Marineris (Gendrin et al., 2005, Roach, 2009) et Mawrth Vallis (Poulet et al., 2005, Loizeau et al., 2007, Bishop et al., 2008). Tous ces sites étaient visibles lors de la première cartographie globale OMEGA des minéraux hydratés (Poulet et al., 2007, en bleu figure 3.2). D'âges noachien à hésperien, ils présentent principalement des smectites riches en Fe (nontronite) et Al (montmorillonite) ainsi que des sulfates poly- et mono-hydratés et ont constitué le point de départ d'études géo-chimiques tentant d'expliquer les premiers environnements aqueux et leur évolution (ex : Tosca and Knoll, 2009, Chevrier, 2008). Seules quelques études s'étaient intéressées aux autres sites, alors peu nombreux et éparpillés dans les hauts terrains du sud (en particulier Mustard et al., 2008). Ces quelques dizaines de sites identifiés avec OMEGA puis CRISM (voir figure 1.24) n'avaient pas été étudiés en détail.

L'étude des minéraux hydratés à l'échelle globale conduite ici répond à plusieurs besoins :

- Contraindre l'étendue spatiale de l'altération : était-elle principalement restreinte à ces 4 sites ou au contraire d'échelle planétaire ?
- Tester s'il existait un environnement d'altération typique en regardant la composition minérale et le contexte morphologique.
- Évaluer la diversité des environnements pour contraindre l'intensité et la complexité du

cycle hydrologique passé.

- Tenter de réconcilier le paradoxe de la quasi absence de minéraux hydratés associés aux vestiges morphologiques d'écoulement d'eau.
- Vérifier si les sites majeurs sont représentatifs de l'altération martienne 'moyenne'.
- Tester le paradigme établi par Bibring et al., 2006 d'une première ère riche en phyllosilicates suivie d'une ère plus aride et acide dominée par les évaporites.

Cette étude s'inscrit dans la continuité des cartographies globales des phyllosilicates, sulfates et mafiques menées par l'équipe. Elle se présente sous la forme d'une base de données dans laquelle est fournie la composition minérale via OMEGA et CRISM ainsi que le contexte morphologique du dépôt via des données d'imagerie et d'altimétrie.

L'échantillon contient actuellement 1230 sites en plus des 4 sites majeurs déjà identifiés, soit une augmentation de taille d'un facteur ~ 20 sur les études globales précédentes et permettant ainsi une approche statistique.

3.2 Sélection des données minéralogiques et morphologiques

L'échantillon de sites hydratés est construit comme une collection de différentes approches complémentaires des données OMEGA et CRISM.

3.2.1 OMEGA

La première étude globale OMEGA (Poulet et al., 2007) utilisait des données d'une résolution spatiale insuffisante (> 600 m/pix) pour identifier les sites moins étendus que les 4 régions majeures. Le point de départ de cette nouvelle étude a donc été de balayer la totalité du jeu de données OMEGA disponible à l'époque (4.5 années de données contre 3 précédemment) en incluant les observations à plus haute résolution (> 350 m/pix) et avec une meilleure couverture globale de la planète qu'en 2007. Toutes les observations sont automatiquement réduites et seuls sont pré-sélectionnés les sites présentant un agrégat de pixels dont la valeur du critère de bande à $1.9 \mu\text{m}$ dépasse 2% (seuil très conservatif). On procède ensuite à une vérification manuelle de tous ces sites. Sur les centaines pré-sélectionnés, une quarantaine seulement présentaient des signatures confirmées de minéraux hydratés. Certains de ces nouveaux sites se trouvaient dans des régions peu/pas encore étudiées tel Thaumasia Planum ou Terra Sirenum. Un quart des sites se trouvaient dans Terra Tyrrhena.

Les données OMEGA ont par la suite été utilisées dans le cadre d'études régionales plus approfondies, dans Terra Tyrrhena, Thaumasia Planum et Terra Sirenum. Toutes 3 présentaient un fort potentiel d'altération à la suite du balayage à $1.9 \mu\text{m}$ et comme révélé par d'autres études (ex : Loizeau, 2008). Toutes les données OMEGA couvrant ces régions ont été étudiées manuellement en utilisant l'ensemble des critères spectraux développés en chapitre 2 et sans seuil. Cette approche a permis de détecter ~ 400 sites supplémentaires (voir figure 3.2). Elle a par ailleurs permis de mettre en évidence les limites d'un balayage automatisé utilisant un seul critère spectral. Par la suite, OMEGA est utilisé comme instrument d'appoint, en général pour

préciser l'étendue spatiale d'un site étudié localement avec CRISM.

Parallèlement, une nouvelle approche à la cartographie OMEGA a été expérimentée, elle consiste à construire un cube hyperspectral global de Mars. Au lieu de traiter les observations une par une et de cartographier le résultat on les charge sur un même cube spectral de l'ensemble de la planète. L'intérêt d'un tel cube est triple :

- Améliorer le signal-sur-bruit : chaque pixel de la surface est un spectre moyen de toutes les observations se recouvrant en ce point.
- Permettre l'utilisation d'outils statistiques telle l'ACP (voir section 2.3.2) pour faire ressortir les différents groupes de minéraux.
- Optimiser les critères spectraux : la cartographie du cube est instantanée alors qu'il faut habituellement plusieurs heures pour calculer chaque critère à l'échelle globale. Cela permet de voir aisément les biais globaux (glace d'eau, poussières, pyroxènes, voir section 2.4.1) et d'améliorer les critères en conséquence.

La limitation principale à son élaboration est d'ordre matérielle : les machines de calcul disponibles ne gèrent que jusqu'à 16 Go de mémoire vive ce qui limite la résolution du cube à 22 ppp (pixels par degrés) codés en nombres rationnels ou alors 32 ppp codés en entiers (et dans ce cas la réflectance est discrétisée sur 65536 valeurs mais la perte d'information est négligeable). Afin d'évaluer rapidement l'intérêt de cette approche, seul un cube à 16 ppp a été construit, la meilleure résolution atteignable est alors d'environ 2 km/pixel et seuls les modes OMEGA à plus basse résolution sont utilisés. On ne peut alors identifier que les principaux sites de minéraux hydratés. Chaque cube est traité selon le pipeline habituel. Sont ensuite retirés les pixels présentant des données aberrantes et ceux dont l'opacité optique est trop élevée ($\tau > 1.8$, Ody et al., 2010). La couverture spatiale est alors d'environ 70%.

La figure 3.1 montre l'albédo moyen et les minéraux hydratés cartographiés (*en couleur*) par la combinaison de 3 plans ACP. Après seuillage on retrouve entre autres les fortes signatures de Sinus Meridiani, Mawrth Vallis et Aram Chaos (figure 3.1b). Nili Fossae et certains affleurements de Valles Marineris sont également bien détectés. La carte présente de nombreux faux positifs dû à un filtrage insuffisant des mauvaises données et des mafiques. Cette approche a toutefois permis de vérifier qu'il n'y a pas d'autres régions étendues qui n'auraient pas été détectées dans les données disponibles en 2007. A terme, le passage en code C et l'optimisation des algorithmes permettra de passer sans problème à un cube de résolution 128 ppp (égalant la meilleure résolution OMEGA atteignable).

3.2.2 CRISM

Si l'instrument OMEGA est particulièrement adapté à la cartographie des quelques sites étendus, la haute résolution de CRISM est nécessaire dans la plupart des cas car les dépôts stratifiés sont restreints (typiquement inférieurs au FOV CRISM) et discontinus. L'utilisation de CRISM permet également une meilleure discrimination spectrale, sur laquelle les efforts ont été concentrés. Pour chaque observation CRISM présentant un ou plusieurs minéraux hydratés, continus ou disjoints dans le FOV, on attribue un site et un seul et les observations doublons

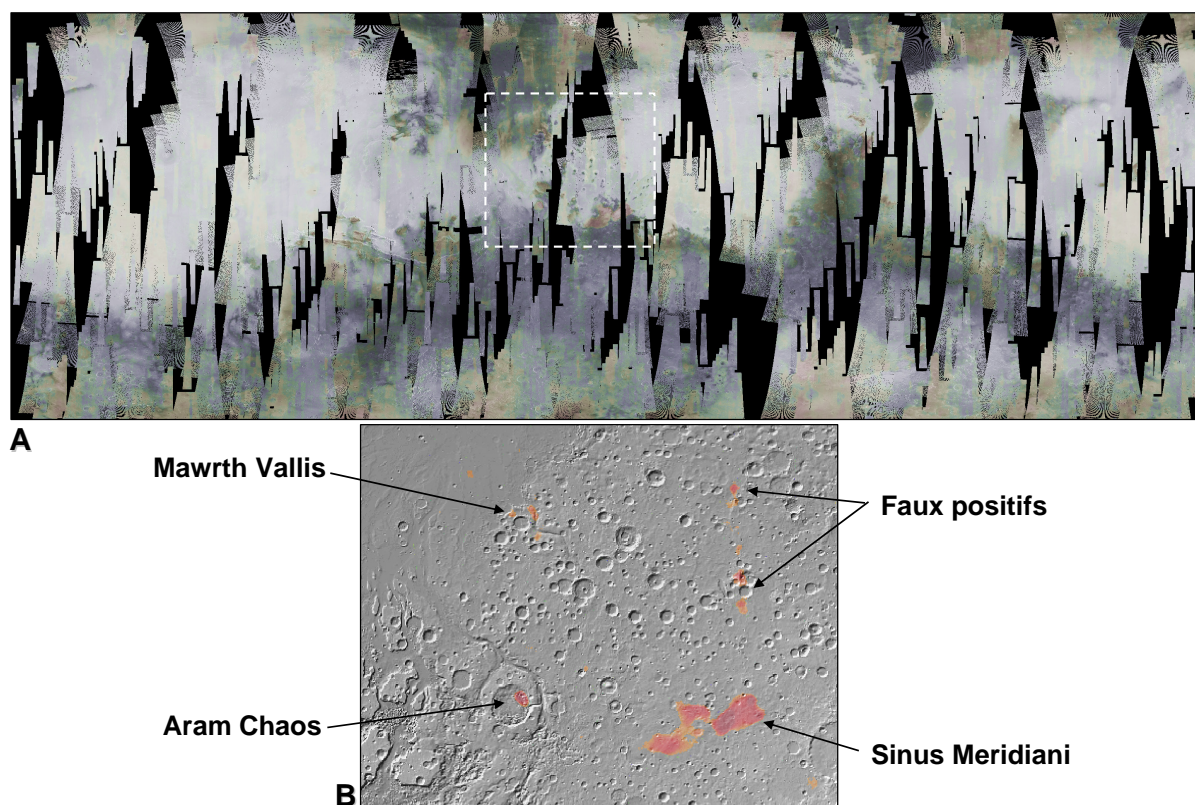


FIGURE 3.1 – Cube OMEGA global de Mars (ici à 16 pixels-par-degrés). **a.** Carte globale d'albédo et critère ACP de minéraux hydratés superposé en couleurs. **b.** Gros plan montrant la cartographie de régions hydratées étendues sur arrière-plan THEMIS.

sont retirées. Au total, ce sont 969 sites qui ont été détectés avec CRISM dont plus de 900 par des observations haute résolution (< 36 m/pix, voir figure 3.2) sur les ~ 2200 étudiées. Mais ce sont en fait plusieurs milliers d'unités hydratées individuelles qui ont été détectées et regroupées dans ces 969 sites. Parmi ceux là, 169 sont co-détectés avec OMEGA. Il est important de noter qu'aucune observation CRISM n'infirme des détections parfois difficiles faites avec OMEGA sur quelques pixels seulement. Une trentaine de sites sont détectés par des observations multi-spectrales CRISM (100-200 m/pixel, basse résolution spectrale), à chaque fois en appoint d'une observation haute résolution pour en préciser l'étendue spatiale. Ces modes sont utilisés le moins possible car leur basse résolution spectrale font qu'ils ne permettent pas de détecter certains minéraux hydratés aux bandes étroites, et cela biaiserait l'échantillon statistique.

Malheureusement, et à la différence d'OMEGA, l'ensemble du jeu de données CRISM n'est accessible que par serveur html et toute récupération systématique des données est impossible. Seules ~ 2200 observations haute-résolution ont pu être récupérées sur les ~ 16000 existantes. Il faut compter une à plusieurs dizaines de minutes pour récupérer chaque cube. L'échantillon de données CRISM utilisé ici ne s'est donc produit que progressivement, et patiemment. C'est pourquoi les outils d'analyse statistique tel l'extraction des *endmembers* (section 2.5.4) n'ont été implémentés que tardivement. Environ 90 % de la base de données a été établie s'en y avoir recours, les cubes étant analysés manuellement au fur et à mesure de leur téléchargement. Afin d'éviter des biais liés à l'amélioration des méthodes d'analyse au cours de la thèse, l'ensemble

du jeu de données CRISM a été ré-analysé avec les endmembers. On part du principe que des omissions ont pu être commises lors de l'analyse manuelle mais pas de mauvaise interprétation minérale. Chaque critère spectral a été balayé et une omission est constatée à chaque fois dans moins de 1% des cas.

La sélection des données CRISM à étudier est faite selon plusieurs critères :

- Confirmation d'une détection OMEGA : l'observation CRISM est ciblée sur une détection OMEGA ($\sim 10\%$ des observations).
- Analyses régionales détaillées : toutes les données disponibles sont récupérées ($\sim 50-60\%$ des observations). C'est le cas du nord du bassin d'Hellas, de Terra Tyrrhena, de Mawrth Vallis, de tous les cratères à $D > 10$ km des plaines du nord et de nombreux sites plus restreints. Le choix des régions est motivé par les détections OMEGA faites précédemment ou par d'autres études.
- 'Cibles d'opportunité' : unité géologique ou contexte morphologique intéressant (30-40%). Quelques exemples : pics centraux de cratères bien préservés, dépôts stratifiés, cônes alluviaux, buttes noachiennes des plaines du nord, sites d'atterrissage des rovers.

La couverture spatiale CRISM réalisée est $< 1\%$ mais tous les types de terrains, de tous âges et de l'ensemble de la planète ont été étudiés.

C'est donc une sélection hétéroclite qui comporte forcément des biais qui seront abordés plus tard (section 3.3). Les approches sont complémentaires puisque OMEGA permet de s'assurer qu'aucun site majeur n'a été écarté alors que CRISM a accès à davantage de sites et sa résolution supérieure permet une meilleure caractérisation morphologique et minéralogique. Les mêmes critères spectraux sont utilisés pour OMEGA et CRISM. La plus faible résolution spectrale d'OMEGA n'empêche pas la détection de toutes les phases hydratées identifiées jusqu'à présent par CRISM, on ne s'attend pas à un biais de ce côté-ci.

3.2.3 Classification et analyse morphologique

L'analyse morphologique détaillée des sites présentant des minéraux hydratés requière des compétences en géologie qui sortent du cadre de cette thèse. Par ailleurs, le temps nécessaire pour la mener à bien n'est pas compatible avec le millier de sites détectés sur Mars. On se contente donc de fournir des contextes morphologiques rudimentaires que l'on classe en 5 catégories :

- Dépôts stratifiés d'origine sédimentaire.
- Cônes alluviaux et deltas : contexte fluvial/lacustre.
- Dépôts explicitement associés à un cratère d'impact : dans l'éjecta, les parois ou le pic central.
- Affleurements de croûte altérée.
- Dépôts horizontaux divers : de plaines et bassins, dans des cratères remplis, sur des laves volcaniques, etc.

On utilisera systématiquement les jeux de données MOLA (460 m/pixel) et THEMIS infrarouge (100-200 m/pixel) pour contraindre le contexte. L'imagerie haute résolution (CTX, HRSC et HiRISE) est utilisée pour les études plus approfondies, dans environ 1/3 des cas.

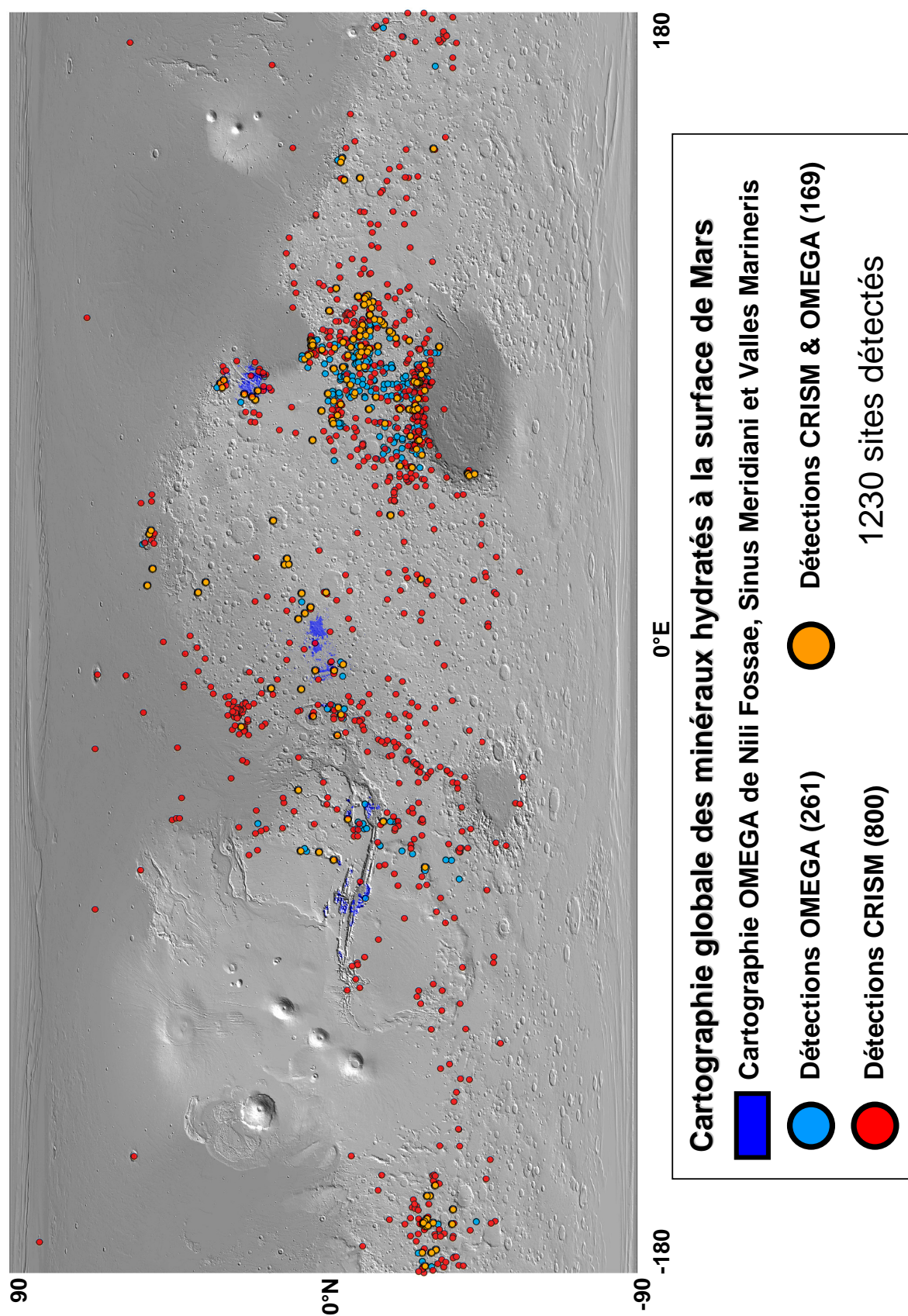


FIGURE 3.2 – Carte globale des minéraux hydratés à la surface de Mars. Chaque point désigne un site distinct détecté par OMEGA et/ou CRISM. Les trois régions de dépôts étendus sont cartographiées en bleu foncé.

L'âge et la nature géologique des unités dans lesquelles ont été trouvés ces sites sont apportés par la carte géologique globale de Scott and Tanaka, 1986. Les statistiques sur le contexte sont toutes issues d'une analyse THEMIS 100-200 m/pixel pour limiter les biais d'une étude à plusieurs résolutions. Des biais existent cependant, en voici quelques exemples : un affleurement de croûte pourra être interprété comme un dépôt horizontal s'il n'est pas visible à cette résolution. De même un dépôt horizontal mis à nu par l'érosion fluviale pourra être interprété comme un affleurement de croûte. De nombreux dépôts horizontaux sont probablement stratifiés et d'origine sédimentaire, c'est pourquoi ces deux classes seront souvent regroupées. Bien qu'une étude précise de ce type de biais n'ait pas été conduite, la taille de l'échantillon statistique est suffisante pour extraire des tendances. Par ailleurs il existe une cohérence géographique : en cas de doute on attribuera au site le contexte d'un site voisin d'aspect similaire mais mieux caractérisé.

Ces classes ont pour but premier de distinguer les minéraux hydratés formés in-situ par altération de la croûte noachienne (affleurement de croûte) de ceux ayant eu un cycle plus complexe (tous les autres). Ce modèle est très simplifié, par exemple les évaporites (dont sulfates) se forment in-situ mais ne sont pas directement associés à l'altération de la croûte au Noachien. Les cratères sont un cas à part auquel le chapitre 4 est consacré : on peut considérer les cratères comme des affleurements de croûte s'ils excavent du matériel en profondeur, ou au contraire des dépôts plus récents s'ils excavent par exemple un dépôt sédimentaire ou produisent de nouveaux assemblages par hydrothermalisme.

3.3 Biais sur la répartition spatiale

3.3.1 Couverture spatiale OMEGA et CRISM

La couverture OMEGA basse résolution (> 650 m/pixel) est quasi-totale, celle de CRISM est $< 1\%$. La figure 3.3a montre cette couverture CRISM : chaque point noir est une observation analysée, la carte couleur montre la densité d'observations analysées par $(10^\circ)^2$. Si la quasi-totalité des terrains ont été analysés aux latitudes inférieures à $\pm 60^\circ$, leur densité d'étude est inhomogène : les régions les plus étudiées sont le nord du bassin d'Hellas, Tyrrhena Terra, Mawrth Vallis, Terra Sirenum et Margaritifer Terra (tous des terrains majoritairement noachiens). La figure 3.3b montre la densité de détection de minéraux hydratés, au premier ordre celle-ci reproduit la densité d'observation analysées. Cette similitude donne une information sur l'altération Noachienne de Mars qui sera abordée plus tard, mais constitue avant tout un biais majeur dans la répartition spatiale des minéraux. En normalisant la densité de détections par celle des observations analysées, il est possible *en principe* de s'affranchir de ce biais (figure 3.3c). Idéalement, il faudrait un nombre plus important d'observations sur toute la planète pour limiter les fluctuations statistiques.

3.3.2 Poussière en surface, aérosols et glaces

La poussière en surface est le second biais majeur, quelques mm d'épaisseur suffisent à obscurcir les signatures spectrales. On utilise la cartographie OMEGA de poussière qui se base sur

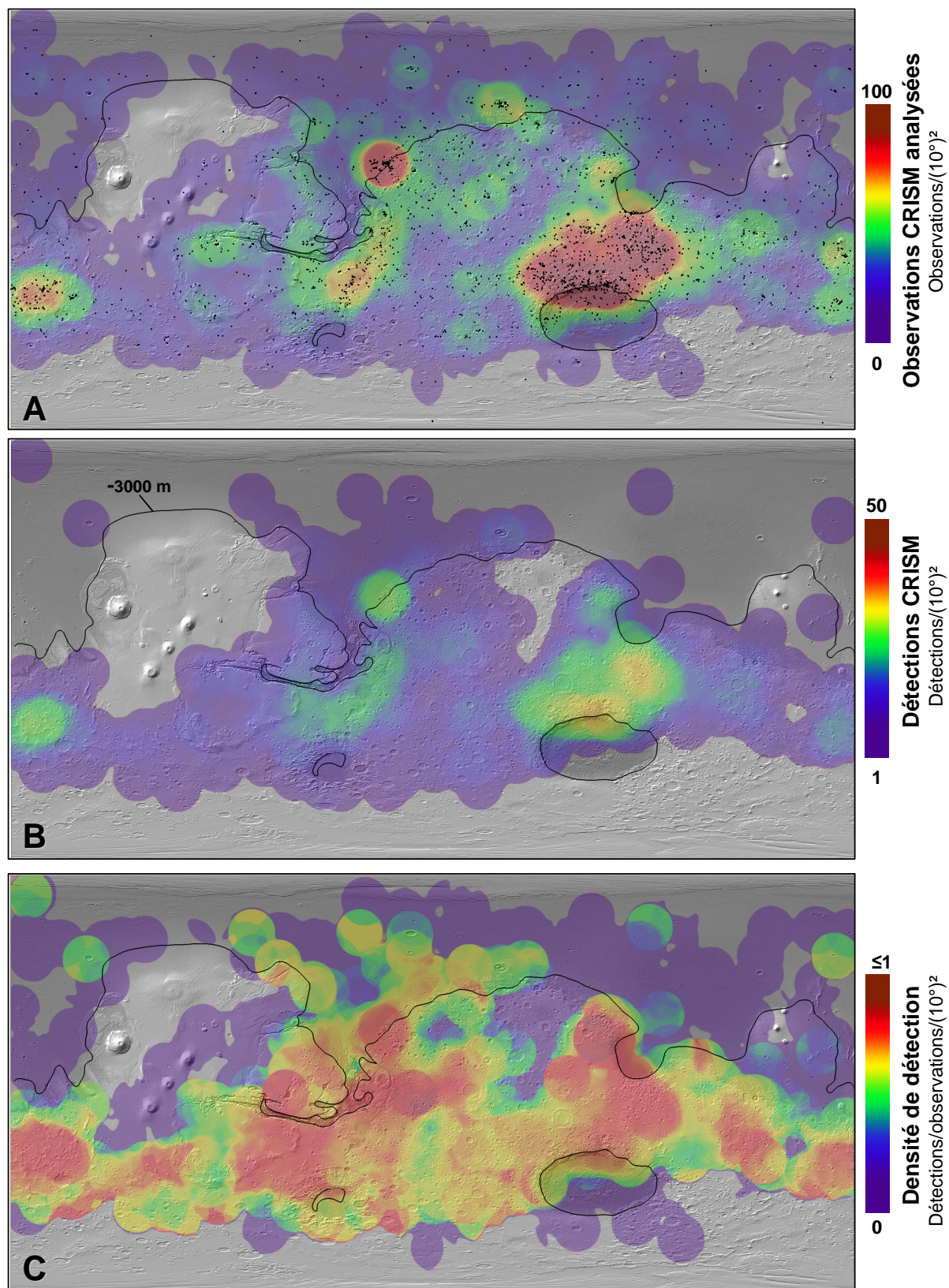


FIGURE 3.3 – Cartographie globale avec les observations haute résolution CRISM. a. Nombre d’observations analysées par $(10^\circ)^2$. Chaque observation est matérialisée par un point noir. b. Nombre de détections CRISM de minéraux hydratés. c. Densité surfacique de détection CRISM.

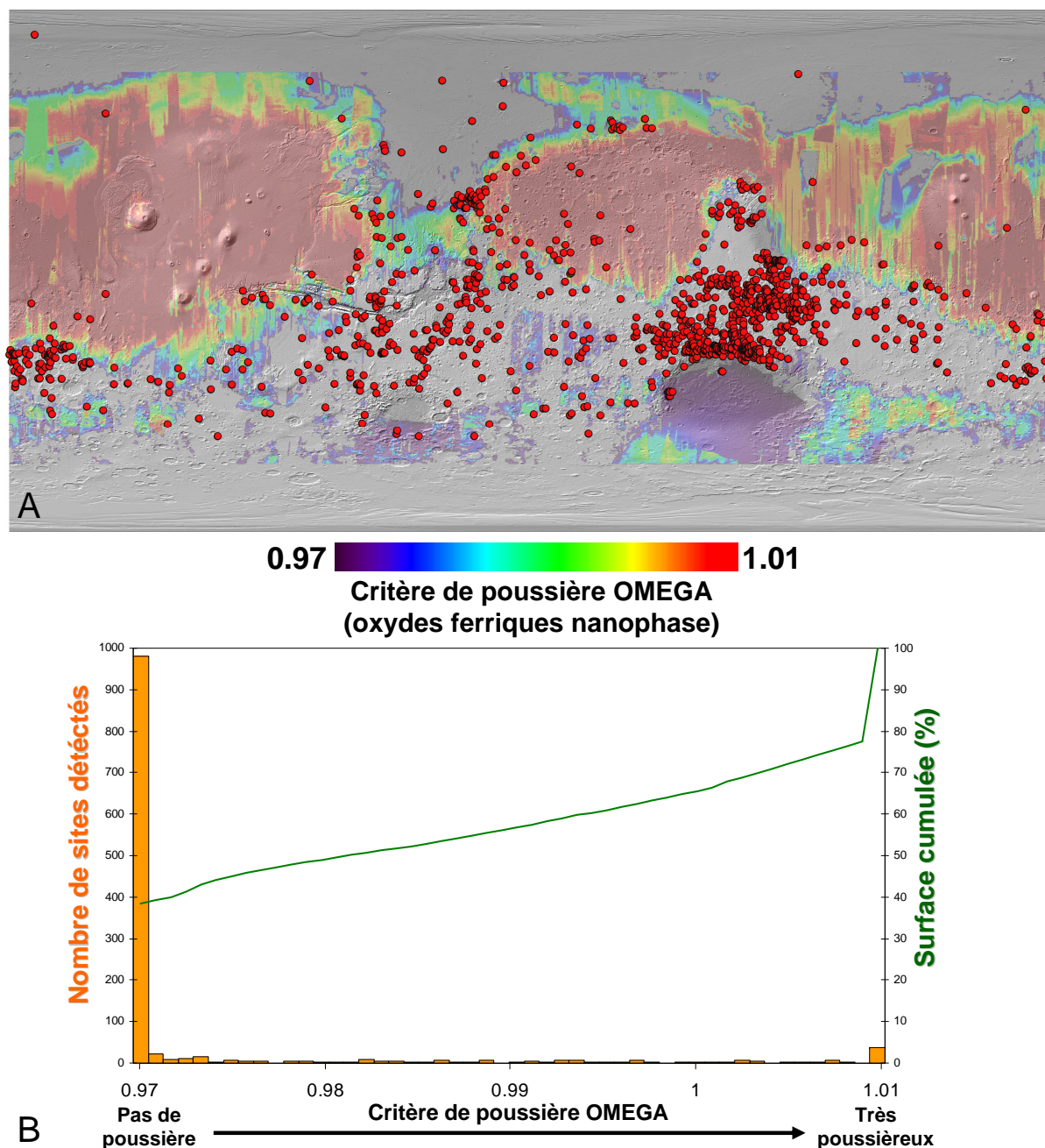


FIGURE 3.4 – Impact de la poussière en surface sur la détection de sites hydratés. **a.** Cartographie globale OMEGA d’oxydes ferriques nanophase (crédit : Anouck Ody) et sites hydratés. **b.** Histogramme des sites en fonction du critère de poussière.

la pente du spectre visible (Ody et al., 2011). La composition de cette poussière est interprétée comme étant des oxydes ferriques nanophases. La figure 3.4 montre que 80% des détections se trouvent dans les terrains considérés comme non poussiéreux (dont le critère de poussière $\lesssim 0.97$), soit moins de 39% de la surface de Mars. Si on ne regarde que les terrains noachiens, ils ne représentent que 30 % de la surface accessible (sans poussière) à des latitudes $< 60^\circ \text{N}$. En soustrayant à cette surface noachienne les dépôts horizontaux et laves noachiennes, c’est une fraction encore plus faible de la croûte qui est accessible à l’étude orbitale, nous verront que c’est pourtant là que se concentrent la majeure partie des détections de minéraux hydratés.

Les glaces et les aerosols sont un autre biais important. Quasiment aucune détection n'est possible au delà de $\pm 60^\circ$ de latitude en raison des glaces saisonnières. La carte figure 3.3c montre cependant que les quelques observations analysées au delà de 60° S en l'absence de glace détectent quasiment autant de sites que les terrains noachiens équatoriaux, indiquant que de nombreux sites circum-polaires doivent être masqués. Les plaines du nord sont un cas à part du fait du re-modelage de leur surface (section 4.2). Le bassin d'Hellas est un exemple où l'opacité optique et les glaces empêchent une étude approfondie, seul un site au fond du bassin et quelques dizaines en marge ont pu être détectés (section 3.5.1.3).

Tous ces biais seront pris en compte dans l'interprétation de la répartition spatiale des minéraux hydratés.

3.4 Tendances générales

3.4.1 Répartition spatiale et âge des dépôts

On trouve des minéraux hydratés sur l'ensemble de la planète, à toutes les longitudes et dans une large gamme de latitudes, jusqu'aux terrains peri-polaires (figures 3.2 et 3.5). La grande majorité des détections se trouvent dans les hauts terrains de l'hémisphère sud, à des latitudes équatoriales ($< 40^\circ$). On trouve très peu de détections associées aux massifs volcaniques dont certains sont pourtant peu poussiéreux. Il y a également peu de détection dans les bassins d'Hellas (< 10), Argyre (1) et Isidis (< 5), ainsi que dans l'ensemble des plaines du nord. Les quelques sites hydratés des plaines du nord sont pour la plupart liés à des cratères d'impacts, mais pas uniquement (voir section 4.2).

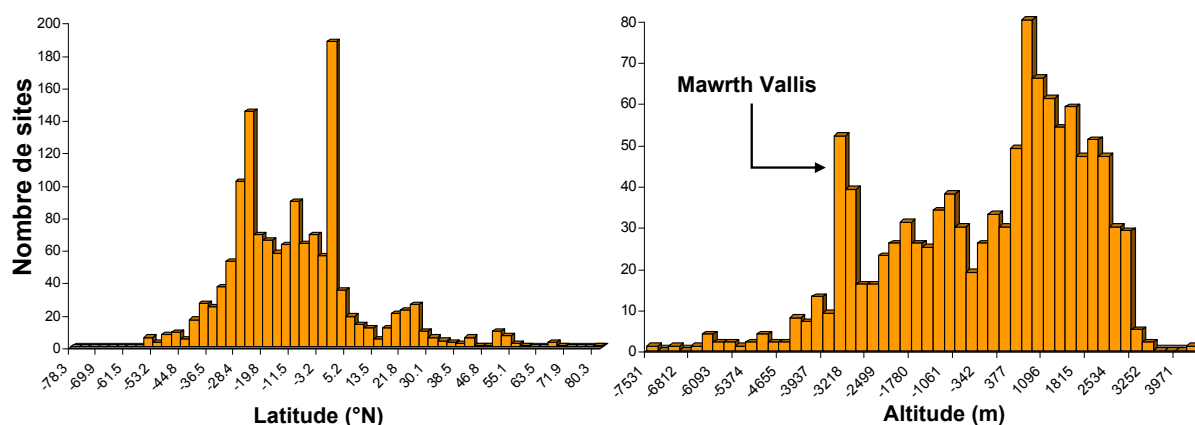


FIGURE 3.5 – Nombre de détection en fonction de la latitude et de l'altitude. Les détections sont concentrées dans les hauts terrains du sud.

A partir de la densité de détection globale (figure 3.3c), on établit que la majorité des détections se trouvent dans des hauts terrains noachiens du sud, non volcaniques. La densité est assez homogène dans ces terrains (sauf dans Arabia Terra), variant tout au plus d'un facteur 2. Si la densité est plus faible là où la couverture de poussière est importante (voir 3.4), il y a cependant des différences que ni la poussière ni les glaces ou aérosols peuvent expliquer.

C'est par exemple le cas de la partie est de Arabia Terra, constituée de terrains noachiens non volcaniques dont la densité de détection est très faible malgré de nombreux cube étudiés et une couverture poussiéreuse similaire à sa partie ouest.

Un nombre non négligeable de détections se trouvent dans des terrains très différents, en particulier les plaines du nord, bassins d'impact ou plaines volcaniques. Dans ce dernier cas elles sont liées à des cratères impactant les laves. Par ailleurs, si les plaines du nord ont globalement une densité plus faible que le sud, ses quelques unités d'âge Noachien encore préservées ainsi que les cratères assez larges pour excaver de la croûte du même âge montrent tous deux les mêmes assemblages de minéraux hydratés que dans le sud. La section 4.2 aborde ce point plus en détail et conclue sur une altération noachienne de l'hémisphère nord.

On utilise la carte géologique de Scott and Tanaka, 1986 qui classe les terrains martiens en 54 unités géologiques, chacune datée par comptage de cratère. Elle utilise les données Viking à 130-300 m/pix ainsi que la distribution âge-fréquence des cratères connue à l'époque. Elle est en cours de ré-actualisation, notamment par l'intégration de nouvelles données d'altimétrie MOLA et d'imagerie qui permettent une meilleure définition géographique des unités géologiques (ex : Skinner et al., 2006, Tanaka et al., 2005), ainsi qu'une datation absolue plus précise (Hartmann, 2005). Ces mises à jour ne sont pas disponibles à l'échelle globale, on continue donc à utiliser cette carte. Si quelques unités sont mal définies géographiquement et la datation absolue par comptage imprécise, les améliorations à venir ne devrait pas changer les interprétations qui vont suivre étant donnée la taille de l'échantillon statistique et qu'on ne s'intéresse qu'à l'âge relatif des unités (globalement inchangé).

Il existe toutefois un biais important mais difficile à évaluer relatif à l'âge des terrains : les dépôts de minéraux hydratés, de petite taille, n'ont pas nécessairement un âge représentatif de l'unité géologique dans laquelle ils se trouvent. Ceci est particulièrement vrai pour les cratères d'impacts où l'excavation met en surface des terrains plus âgés et impossibles à dater ou à l'inverse lorsque l'hydrothermalisme d'impact créé de nouveaux minéraux après formation du cratère, lui même généralement trop petit pour être daté. C'est également vrai pour d'autres contextes : les plaines du nord, hésperiennes à amazoniennes, sont parsemées de petites buttes plus anciennes (certaines sont noachiennes lorsque la datation est possible), dont on attribue l'âge plus jeune de l'unité régionale. Dans le sud, de petits dépôts superficiels (dont des cônes alluviaux et deltas) sont parfois datés comme étant noachiens alors que leur âge est vraisemblablement plus jeune.

La figure 3.6 présente l'évolution du nombre de sites détectés en fonction de l'âge des terrains. A chaque site on attribue sur l'histogramme une dimension horizontale non nulle correspondant à l'extension temporelle de chaque unité géologique. On normalise ensuite en figure 3.6b l'histogramme des sites par la surface totale de chaque unité dans laquelle le site est détecté. On constate une évolution de la densité des minéraux hydratés, plus nombreux entre le EN et le MN, suivi d'une chute abrupte au MN, puis une lente décroissance jusqu'à l'Amazonien où le nombre de détections devient négligeable. La croissance du nombre de sites au EN semble être un biais lié au fait qu'il n'y a que très peu de terrains de cet âge encore visible à la surface (~

4%, Tanaka et al., 1988), et sa densité est probablement sous-estimée.

Il faut noter que malgré le nombre important de détections par rapport aux études précédentes, leur densité demeure très faible ($< 10^{-6}$ sites/km²), la surface de Mars telle qu'elle est visible actuellement (y compris celle d'âge noachien) est majoritairement non altérée. Il faut considérer cependant que la croûte ancienne a été sévèrement re-modélée par le labourage météoritique et des processus volcaniques, éoliens, fluviaux et même tectoniques. Ce ne sont donc que quelques fenêtres érosionnelles qui nous sont accessibles depuis l'orbite. Par ailleurs, la résolution spatiale des instruments et les biais observationnels évoqués précédemment limitent la surface accessible. Cette densité surfacique ne saurait donc être qu'une limite inférieure à l'étendue spatiale et la proportion originelle de croûte noachienne altérée sur Mars.

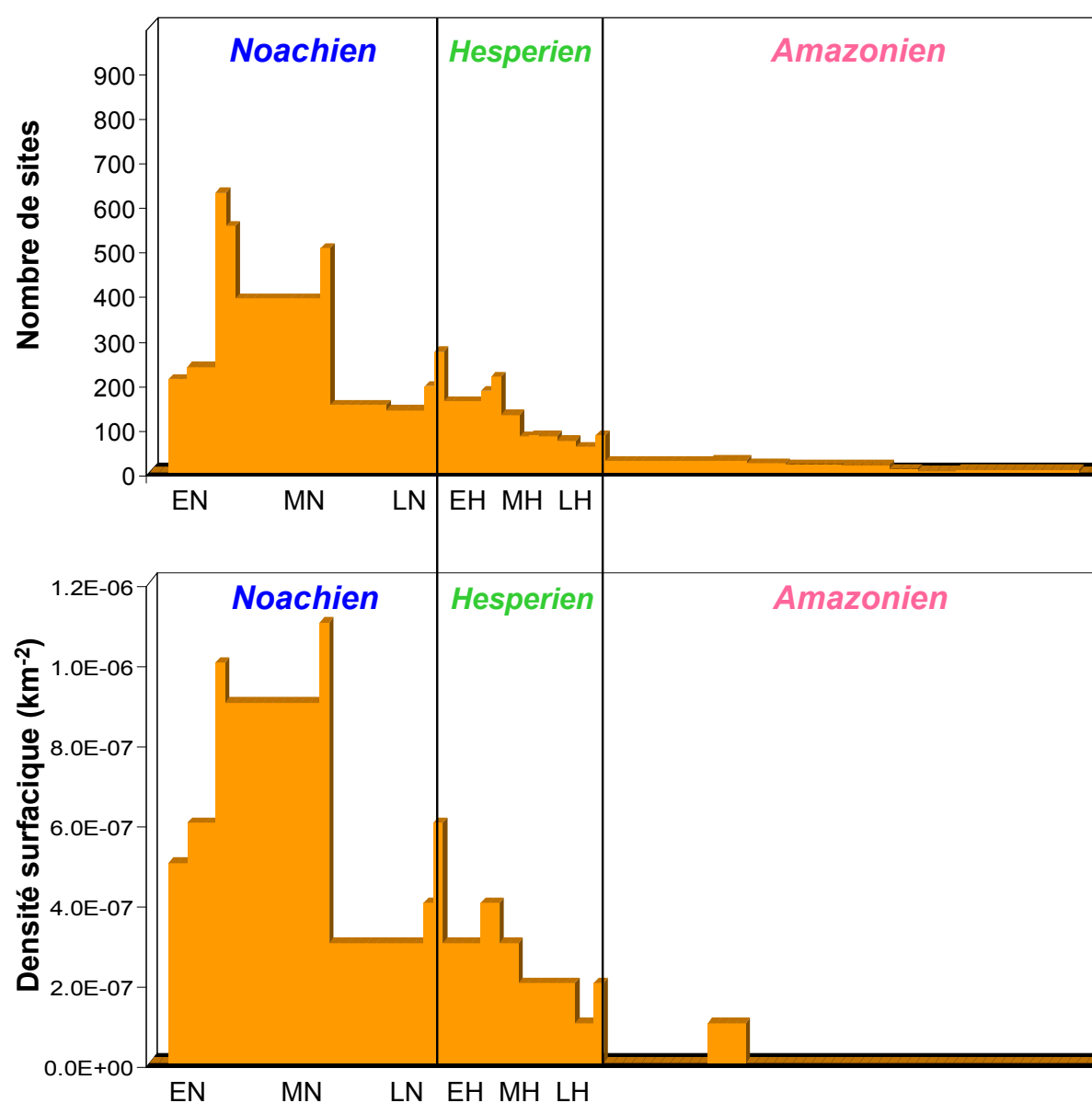


FIGURE 3.6 – Ages des dépôts de minéraux hydratés sur Mars. **Haut** : Histogramme du nombre de détections. **Bas** : Densité surfacique de détection.

3.4.2 Contexte morphologique

Plus de 50% des détections sont liées à une structure d'impact : pic central, paroi ou éjecta (figure 3.7). Si on considère que les impacts ne forment pas de nouveaux minéraux mais excavent du matériel en profondeur, alors l'âge de ces sites est une limite inférieure et on peut les considérer comme des affleurements de croûte. Même si le cratère est postérieur à l'unité dans laquelle il se trouve, il excave en profondeur des matériaux au moins aussi anciens que l'âge de surface de l'unité en question. Nous verrons en chapitre 4 que ce processus est préféré dans la plupart des cas. Moins de 1/4 des sites sont explicitement des affleurements de croûte, le reste est constitué de dépôts sédimentaires, lacustro-fluviatiles, éoliens et volcaniques.

S'il apparaît que certaines régions de Mars présentent préférentiellement un contexte particulier (c'est le cas par exemple des dépôts sédimentaires du nord d'Hellas), tous les types de contextes sont trouvés sur l'ensemble de la planète.

Sous l'hypothèse d'une excavation par les cratères, environ 75% des minéraux hydratés observés en surface sont constitués de croûte primaire altérée. Dans tous les cas, moins d'un quart des sites apparaissent comme étant détritiques. Nous verrons en section 3.6.3.3 que le rôle du transport a peut être été plus important que ce qui est observable aujourd'hui. Les différents contextes types seront abordés en détails en section 3.6.3.3.

Il est difficile de définir une dimension caractéristique des dépôts hydratés sur Mars du fait de la résolution spatiale limitée des instrument (> 18 m/pix). Aux résolutions accessibles, s'il existe une dizaine de dépôts extensifs de plusieurs dizaines de milliers de km^2 , la majorité sont contenus dans le FOV d'une observation CRISM, soit $\lesssim 50$ km^2 . On trouve des signatures isolées jusqu'au pixel individuel, indiquant sans surprise que la résolution spatiale est un facteur limitant dans notre capacité de détection. Si la majorité des sites ont une surface de l'ordre du km^2 , cela ne reflète pas forcément leur étendue originelle. Il semble par exemple qu'il existe une fine couche profonde de quelques mètres enfouie sous Tyrhena Terra et à l'est de Thaumasia Planum (voir section 3.5.1). Elle n'est visible qu'en de rares fenêtres (excavée par des cratères, disséquée par un réseau fluvial ou mise à nu par l'érosion). Leur surface totale serait $> 100\,000$ km^2 .

3.4.3 Diversité minérale

On regroupe toutes les détections en 9 classe spectrales : phyllosilicates ferro-magnésiens (smectites, vermiculites, micas et phyllosilicates inter-stratifiés), chlorites ou chlorites inter-stratifiées, smectites ou micas riches en aluminium, opaline ou verre basaltique hydraté, zéolites ou sulfates hydratés, phyllosilicates kaolins (kaolinite, halloysite), serpentines ou carbonates, prehnite et epidote. Certaines classes comme l'épidote ou la prehnite ne tracent qu'une seule espèce minérale identifiable sans ambiguïté. D'autres comme l'opaline ou les kaolins sont peu dégénérées, d'autres encore comme les phyllosilicates Fe/Mg et zéolites/sulfates sont très dégénérées. A l'exception de la classe zéolites/sulfates, les autres classes dégénérées tracent chacune, au premier ordre, un environnement géochimique particulier. La connaissance dans

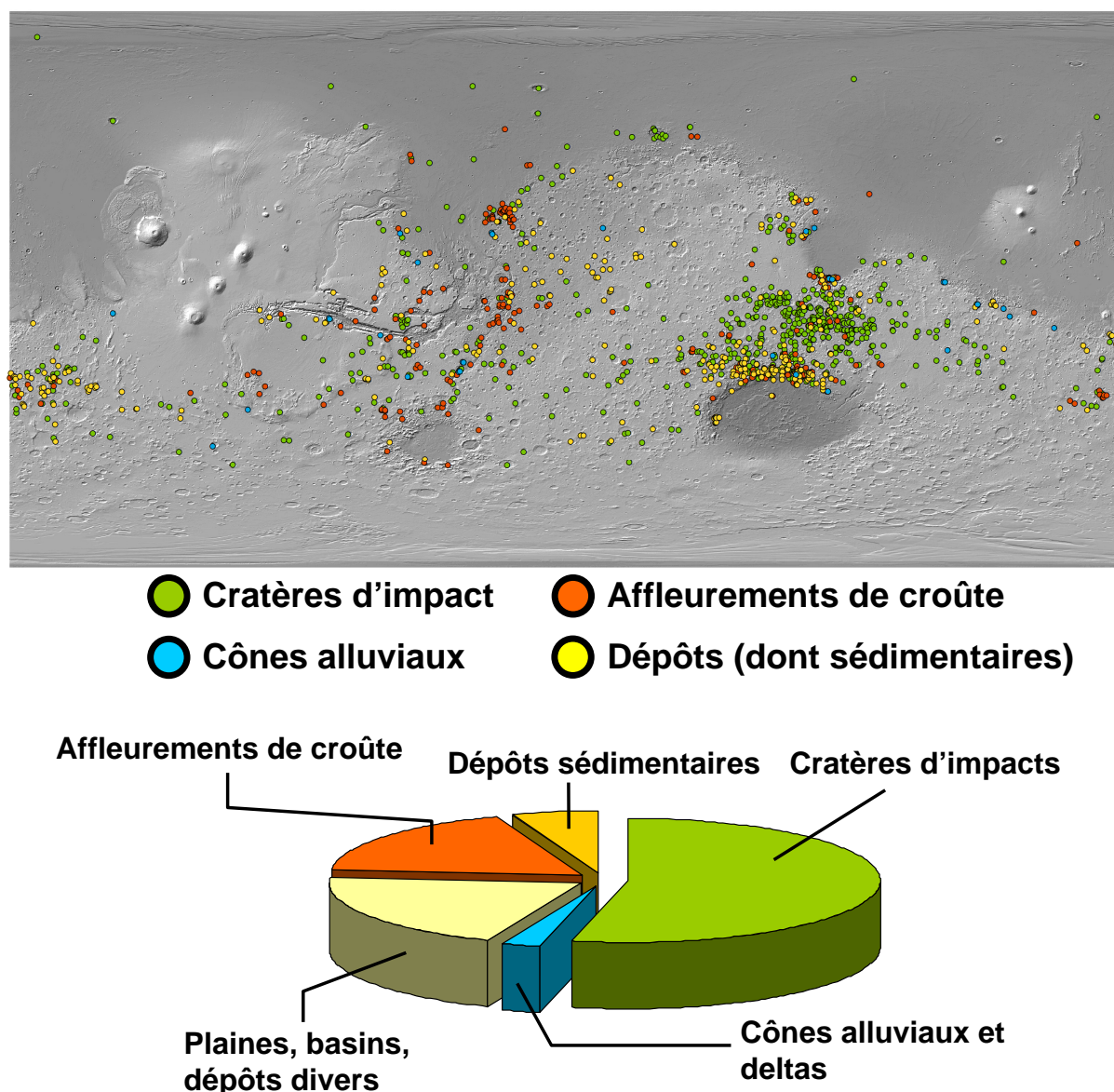


FIGURE 3.7 – Répartition des détections de minéraux hydratés en 4 classes morphologiques : cratères d'impact, affleurements de croûte, cônes/deltas alluviaux et dépôts (sédimentaires, éoliens, volcaniques).

certain cas de l'espèce exacte permet de mieux préciser les conditions d'altération. Une analyse spectrale plus fine a été réalisée notamment pour la classe des phyllosilicates Fe/Mg (section 3.5.1) et phyllosilicates Al (section 3.5.2).

Vue la composition basaltique mafique de Mars (McSween et al., 2009, Poulet et al., 2009) on s'attend à des minéraux secondaires du type phyllosilicates riches en Mg, Fe puis Al, et c'est bien ce qui est observé : 89% des sites présentent des phyllosilicates Fe/Mg qui constituent ainsi l'écrasante majorité des minéraux hydratés sur Mars (figure 3.8). Chlorites et corrensites sont détectées dans environ 20% des cas. A l'exception de l'épidote détectée dans 5 cas seulement, toutes les autres classes sont trouvées dans environ 15% des sites. Si on regroupe ensemble les phyllosilicates riches en Al (kaolins, smectites et micas), ces derniers deviennent les deuxièmes plus fréquents (33%).

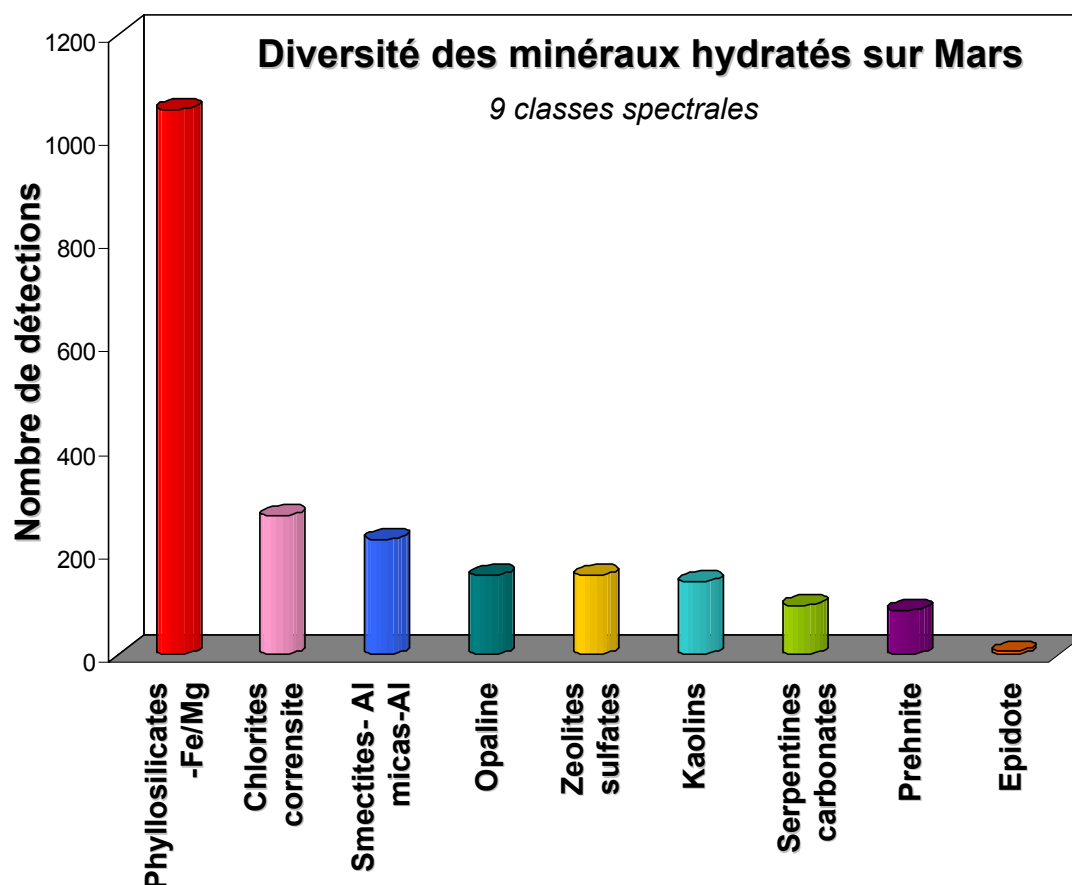


FIGURE 3.8 – Fréquence des minéraux hydratés sur Mars groupés en 9 classes spectrales.

La composition de Mars en minéraux hydratés est donc dominée par les phyllosilicates Fe/Mg et les phyllosilicates Al. La plupart des signatures spectrales de phyllosilicates Fe/Mg indiquent des minéraux de composition intermédiaire entre les pôles Fe et Mg, soit du type smectite inter-stratifiée soit du type vermiculite (voir sections 3.5.1 et 3.6.1). Il faut remarquer que les principaux sites étendus détectés auparavant sont dominés par une smectite riche en Fe (nontronite), qui n'est pas représentative de la composition moyenne à l'échelle globale. Malgré cette dominance, il existe une importante diversité de composition donc d'environnements de formation. Ces points seront abordés plus en détails en section 3.5.1.

51 % des sites ne possèdent qu'un type de minéral (en général phyllosilicates Fe/Mg), et jusqu'à 6 espèces hydratées sont identifiées simultanément dans les autres.

3.4.4 Évolution temporelle

Pour mieux appréhender l'évolution globale des environnements d'altération sur Mars, on met en commun les statistiques sur le contexte, la composition et l'âge. Cette étude globale peut alors être résumée en figure 3.9 qui montre l'évolution au cours du temps de chaque classe spectrale selon qu'elles sont associées ou non à un cratère d'impact.

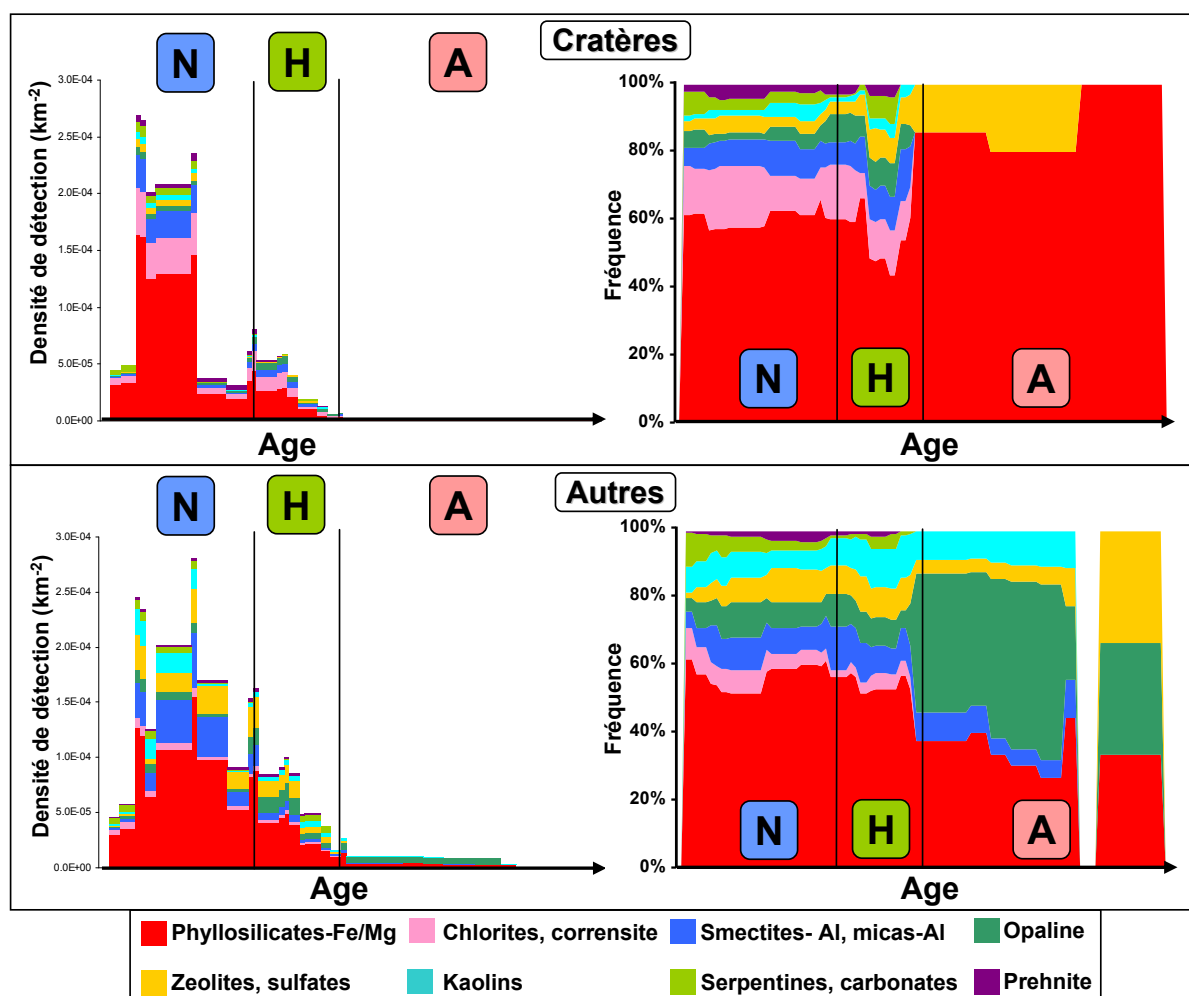


FIGURE 3.9 – Evolution temporelle de chaque classe spectrale en fonction du contexte (sites associés ou non à une structure d’impact).

3.4.4.1 Minéraux hydratés associés à des cratères d’impact.

L’évolution temporelle des minéraux hydratés est assez similaire à celle de la figure 3.6 : très piquée jusqu’au MN, la densité de détection est décroissante ensuite malgré une légère augmentation entre le LN et EH-MH. La statistique n’est pas fiable à l’Amazonien ni dans la première partie du EN du fait de la quasi-absence de détections. On ne remarque pas d’évolution temporelle du EN au LH dans la fréquence relative des différentes classes spectrales (*figure de droite*), tout au plus une diminution de phyllosilicates Fe/Mg. Si on compare la densité de détection à celle des cratères (figure 3.10) à chaque âge, on s’aperçoit qu’au premier ordre, la distribution est proportionnelle au flux d’impact, à l’exception de la remontée au EH/MH.

3.4.4.2 Autres contextes.

La distribution des minéraux hydratés est différente de celle associée aux cratères. La densité de détection décroît progressivement du EN au LH pour devenir également négligeable à l’Amazonien. Tout comme le cas précédent, les pics dans la distribution sont dûs à un effet de bord dans la datation des terrains et n’ont pas de sens physique. La fréquence relative de

chaque espèce est également peu variable, mais on peut noter une diminution progressive de serpentines/carbonates, de chlorites et surtout une augmentation d'opaline. La discrimination spectrale entre zéolites et sulfates est impossible dans la plupart des cas, on conjecture cependant que les zéolites sont préférentiellement associés aux cratères (par excavation) et les sulfates aux dépôts horizontaux. Dans ce cas, et en incluant dans la statistique les régions de Valles Marineris et Sinus Meridiani, on constate une augmentation graduelle de la fréquence de sulfates avec une tendance similaire à l'opaline.

3.4.4.3 Comparaison.

Si l'évolution temporelle de la fréquence de la plupart des phases n'est pas flagrante, ces fréquences sont différentes en fonction du contexte. Au Noachien, les cratères ont en moyenne 2.5 fois plus de chlorite, 2 fois moins d'opaline et 1.5 fois plus de prehnite. Les autres phases sont sensiblement identiques (à l'exception des sulfates remplacés par les zéolites).

Ces résultats constituent la première tentative de contraindre l'évolution temporelle des minéraux hydratés avec un échantillon statistiquement fiable. Tous les biais discutés précédemment rendent toute interprétation précise dangereuse, il faut se contenter des grandes tendances énumérées ci-dessus et les compléter par des études régionales/locales plus détaillées.

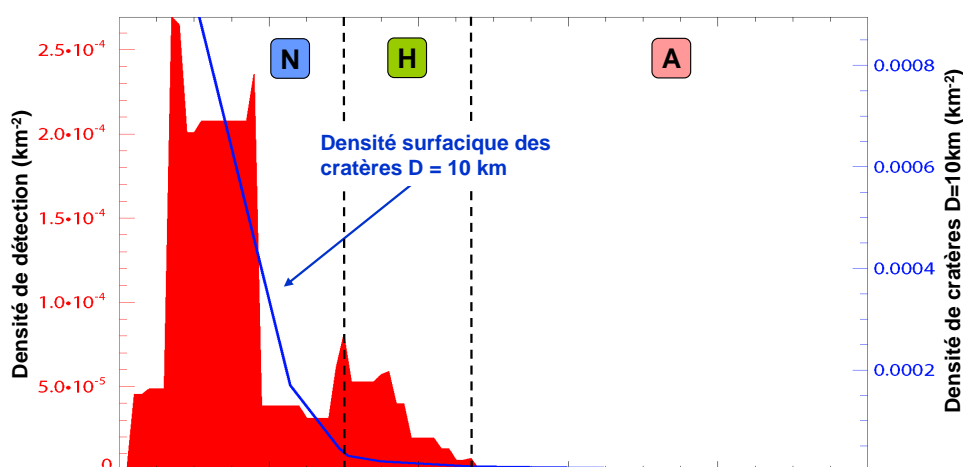


FIGURE 3.10 – Densité de minéraux hydratés associés aux cratères et densité de cratères en fonction de l'âge. On utilise les isochrones usuelles (Hartmann).

3.5 Caractéristiques des dépôts de minéraux hydratés

On s'intéresse dans cette section au contexte géo-morphologique et à la composition chimique de certains minéraux hydratés détectés sur Mars. Sont peu abordés sulfates et carbonates car ils ont été étudiés en détails dans des travaux antérieurs. Chlorites et zéolites sont eux abordés indirectement comme minéraux associés à d'autres silicates hydratés et également dans le chapitre suivant.

3.5.1 Phyllosilicates Fe/Mg

Les phyllosilicates Fe/Mg sont les plus communs sur Mars, on les trouve dans tous les types de contextes. Cette classe comprend les smectites, serpentines, micas, vermiculites, inter-stratifiés, et on inclura aussi les amphiboles (inosilicates).

3.5.1.1 Diversité minérale

Méthodologie. On exclut ici les chlorites qui seront abordées dans le chapitre 4. La position et forme de la bande vers $2.3 \mu\text{m}$ permet d'avoir deux informations sur les phyllosilicates Fe/Mg :

- Leur teneur en Fe ou Mg. La position du centre de la bande varie entre 2.285 et $2.32 \mu\text{m}$ d'un pôle à l'autre
- Leur structure du type smectite, serpentine, ou vermiculite/inter-stratifiée. La bande est symétrique et marquée pour les smectites et serpentines, asymétrique pour les autres.

La forme observée de cette bande peut être affectée par le choix du rapport spectral et la présence d'autres minéraux (mafiques ou hydratés) mélangés. Il est alors difficile de distinguer sans ambiguïté smectite/serpentine et vermiculite/inter-stratifié, même à l'issue d'une analyse manuelle. S'il est toutefois possible de distinguer une smectite pure d'une vermiculite pure, ces deux pôles sont rares sur Mars : la plupart des spectres présentent une bande intermédiaire entre smectite et vermiculite/inter-stratifié (voir figure 3.12). Une étude indépendante par Milliken et al., 2011 parvient aux mêmes conclusions.

Deux approches complémentaires sont utilisées pour contraindre la position de la bande :

1. Étude manuelle. La position du minimum de la bande est déterminée visuellement lors de l'étude manuelle de chaque observation. On attribue à la détection un pôle ferrique lorsque le minimum est $< 2.30 \mu\text{m}$ et magnésien au delà. Cette approche est précise mais est sujette à l'arbitraire du choix des rapports des spectres.
2. Étude automatisée. On extrait de toutes les observation les *endmembers* de phyllosilicates Fe/Mg par la méthode décrite en section 2.5.4. On utilise pour cela le critère de smectites-Fe (bande à $2.29 \mu\text{m}$) et phyllosilicates-Mg (épaule à $2.32 \mu\text{m}$). Par construction le premier critère est plus sensible aux smectites Fe puis aux vermiculites ou I/S alors que le second est plus sensible aux vermiculites, I/S, smectites Mg puis aux chlorites et enfin aux smectites Fe. L'utilisation de ces deux critères complémentaires permet de rendre compte de l'ensemble des phyllosilicates Fe/Mg. Pour chaque *endmember* on détermine automatiquement le minimum du spectre entre 2.25 et $2.36 \mu\text{m}$. Le très bon S/B de ces spectres garanti par ailleurs que le minimum ainsi déterminé n'est pas faussé par le bruit. La figure 3.11a présente un histogramme de la position de la bande sur tous les sites martiens pour ces deux critères-endmembers. Bien que centré sur $2.29 \mu\text{m}$, le critère des smectites Fe (*vert*) extrait majoritairement des spectres dont la bande est proche de 2.30 - $2.31 \mu\text{m}$. Il n'induit donc pas de biais favorisant les smectites Fe au détriment des autres. A cause de la présence de chlorites et de corrensite dans certaines observations où l'on détecte des phyllosilicates Fe/Mg, le second critère (*orange*) extrait des spectres dont la position peut

aller jusqu'à $2.33 \mu\text{m}$. En tenant compte de cette contamination, on trouve que les spectres ont une bande majoritairement entre 2.31 et $2.32 \mu\text{m}$. Ici encore, le critère est centré sur $2.32 \mu\text{m}$ et les détections ne le sont pas. La combinaison des deux critères fournit une estimation a priori non biaisée du centre de la bande.

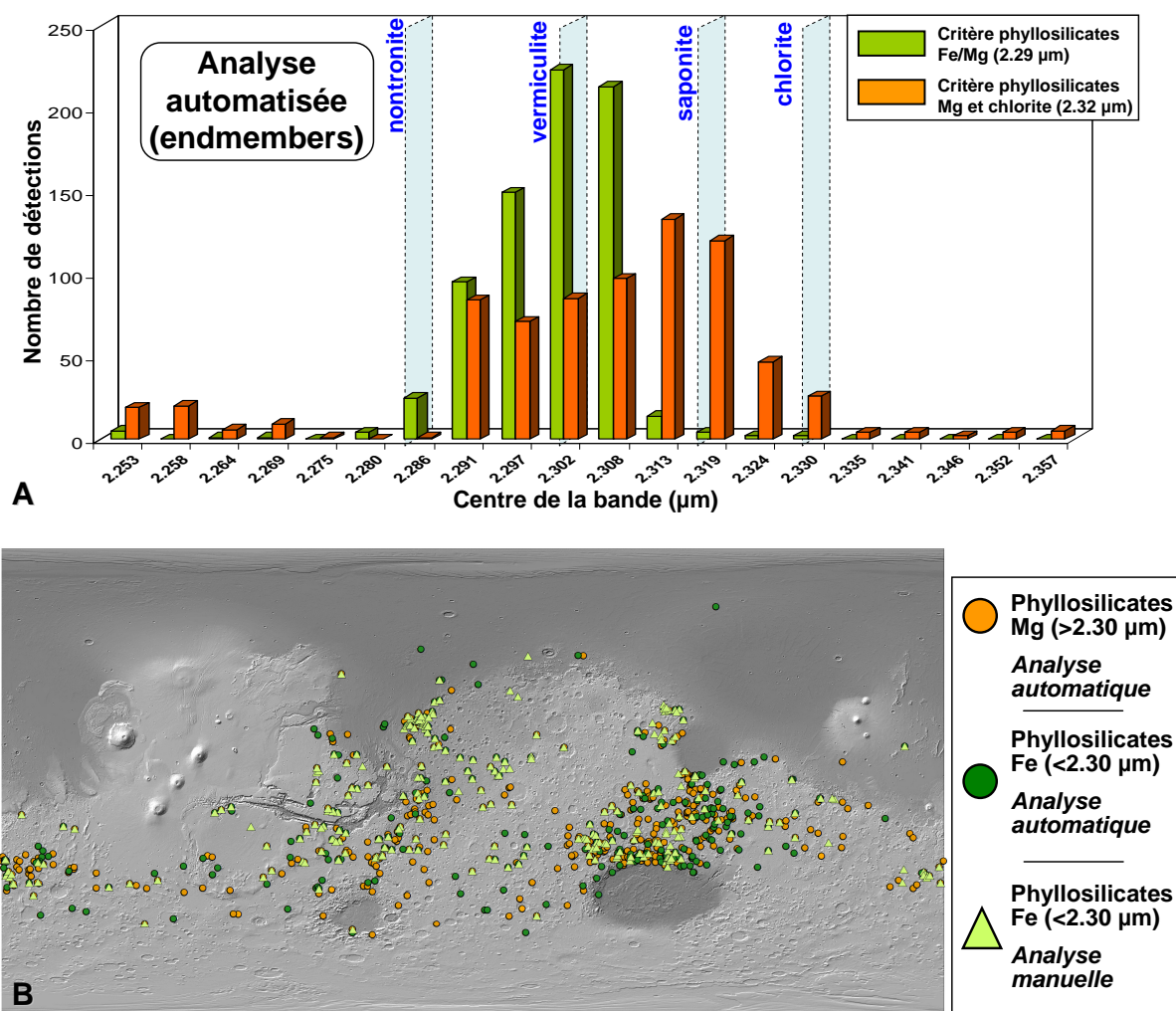


FIGURE 3.11 – Étude globale de la bande à $2.3 \mu\text{m}$ des phyllosilicates Fe/Mg. **a.** Histogramme de la position du centre de la bande sur les ~ 800 détections CRISM et calculé sur la base des critères à $2.29 \mu\text{m}$ (*vert*) et $2.32 \mu\text{m}$ (*orange*). La position du centre des bandes de nontronite (Fe), vermiculite (Fe,Mg), saponite (Mg) et chlorite (Mg) est annotée en bleu. **b.** Répartition spatiale des phyllosilicates Fe ($<2.30 \mu\text{m}$) et Mg ($>2.30 \mu\text{m}$) déterminée à partir des *endmembers* (cercles) ou manuellement (triangles).

Minéralogie dominante. La mise en commun des deux critères issu de l'approche automatisée montre que les phyllosilicates Fe/Mg dominants sur Mars ont une bande comprise entre 2.30 et $2.31 \mu\text{m}$ (figure 3.11a). Cela correspond à une composition intermédiaire entre le pôle ferrique et magnésien. De plus, l'étude de la forme générale du spectre et de cette bande (à partir des *endmembers* et de l'approche manuelle) indique que le meilleur candidat est une vermiculite de composition intermédiaire Fe-Mg. Quelques exemples de spectres d'observations individuelles et un spectre médian sont donnés en figure 3.12.

La figure 3.11b cartographie la position de la bande. Les phyllosilicates de pôle ferrique comme déterminés par l'approche manuelle sont représentés par des triangles verts clairs. Les cercles verts foncés et oranges représentent les *endmembers* dont le centre de la bande est ferrique ($< 2.30 \mu\text{m}$) ou magnésien ($> 2.30 \mu\text{m}$). L'analyse manuelle donne un résultat proche de l'approche automatique pour les phyllosilicates à pôle Mg (non représentées sur la carte). En revanche, la corrélation n'est pas très bonne pour le pôle Fe et illustre la difficulté d'une analyse robuste de cette bande. Quelque soit la méthode retenue, on trouve les deux classes de phyllosilicates sur l'ensemble de la planète et répartis de façon aléatoire à l'exception de Mawrth Vallis et des terrains noachiens proches de Valles Marineris où se concentrent des phyllosilicates Fe.

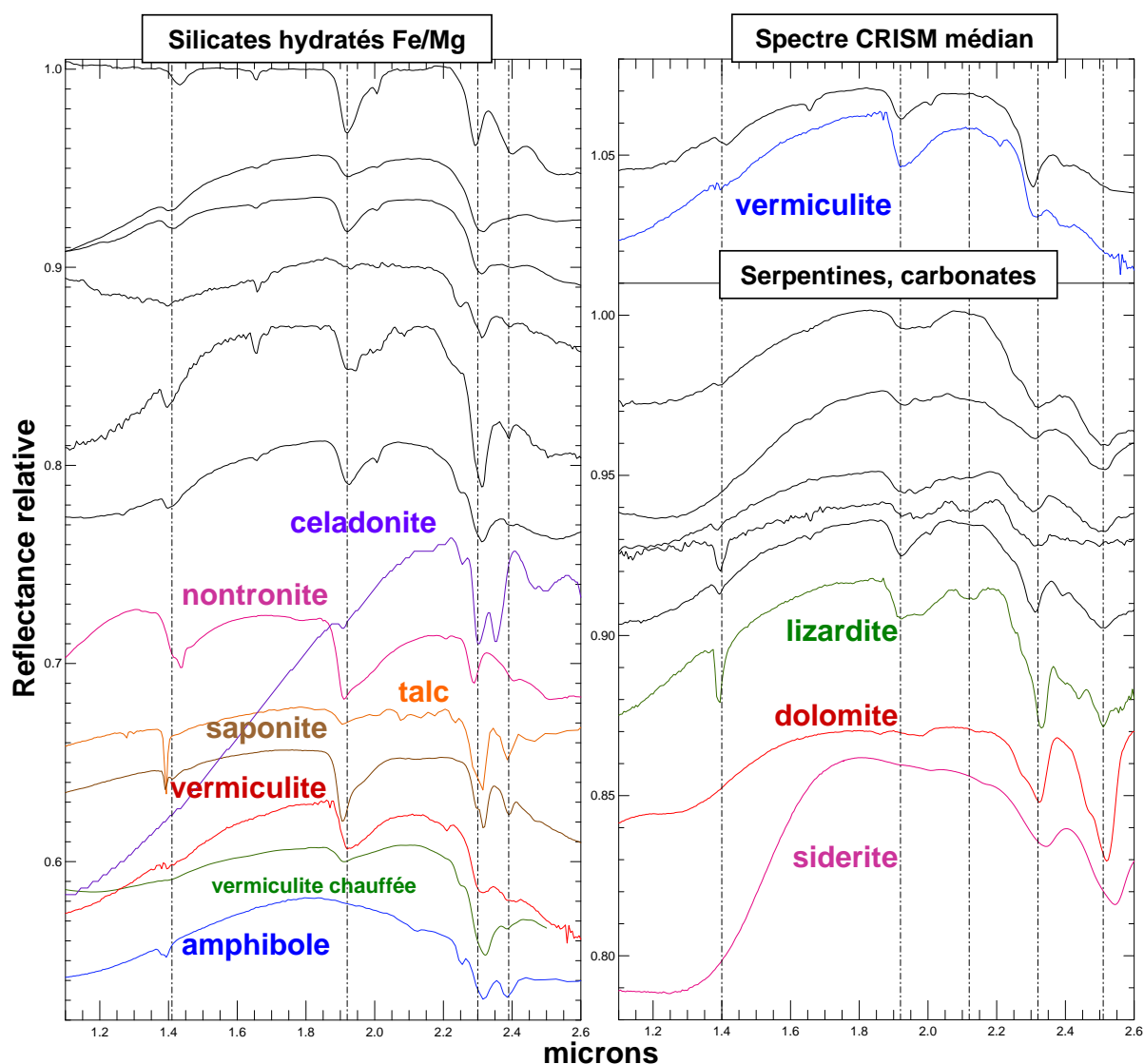


FIGURE 3.12 – Variabilité spectrale des silicates hydratés riches en Fe et Mg (exceptés chlorites). Les spectres CRISM sont en noir. On trouve : smectite Fe, vermiculite, smectite Mg, amphibole ou mica, serpentine seule et mélangée avec des carbonates. Le spectre médian de toutes les détections CRISM de phyllosilicates Fe/Mg (*en haut à droite*) est proche d'une vermiculite Fe/Mg.

On calcule le spectre médian de tous les spectres de phyllosilicates Fe/Mg extrait des *end-*

member par la méthode automatique (figure 3.12, *en haut à droite*), il est très proche d'une vermiculite (Fe,Mg). Sa bande est centrée à $2.30 \mu\text{m}$ et est plus profonde que celle de la vermiculite, tout comme la bande à $1.4 \mu\text{m}$. La vermiculite est rarement pure sur Terre et ses caractéristiques spectrales sont très variables, ce qui pourrait expliquer ces différences. Alternativement, il pourrait s'agir d'un minéral inter-stratifié en une smectite de composition intermédiaire Fe-Mg avec une vermiculite ou une chlorite (minoritaire). Deux exemples de mélanges linéaires vermiculite-smectite sont montrés en figure 3.23, au premier ordre on peut considérer qu'ils correspondent également à des I/S.

La forme de ce type de spectre est très stable sur Mars : on trouve ce même spectre à toutes les longitudes et dans des contextes morphologiques très différents. Un minéral inter-stratifié reflète dans la plupart des cas un état hors équilibre thermodynamique et cinétique entre deux états stables, c'est un minéral de transition (bien que la corrensite, un inter-stratifié smectite/chlorite soit désormais considéré comme minéral à part entière) qui possède une infinité de degrés de liberté de composition et structure. En tant que tel, on s'attend à une variabilité spectrale quasi-infinie (même si elle est faible) car il est peu probable que le même état hors-équilibre soit atteint partout sur Mars. A la résolution de l'instrument CRISM, si l'on trouve souvent une variabilité spectrale des phyllosilicates Fe/Mg à l'intérieur d'une observation, on trouve également dans de nombreux cas le même spectre (similaire au spectre médian). Il est donc probable qu'il s'agisse d'un seul et même minéral stable, vraisemblablement une vermiculite.

Autres minéraux. En plus de cette classe dominante, on trouve moins fréquemment d'autres types de phyllosilicates Fe/Mg dont les spectres représentatifs sont montrés en figure 3.12 (*gauche*). On trouve des spectres présentant une bande très étroite vers $2.32 \mu\text{m}$ et deux faibles bandes à 2.25 et $2.39 \mu\text{m}$. La présence de smectites purement magnésiennes (saponite, mais peut être aussi hectorite ou talc) est très probable. Les bandes secondaires pourraient par ailleurs indiquer un mélange contenant micas (biotite, celadonite, glauconite, annite) ou amphiboles (horneblendes, actilonite, phlogopite, tremolite, glaucophane), ces détections doivent encore être précisées. Des serpentines (lizardite, nephrite, chrysotile, antigorite) sont détectées mélangées avec carbonates, smectites et chlorites (*droite*).

3.5.1.2 Principaux contextes morphologiques

Les principaux contextes morphologiques des phyllosilicates Fe/Mg sont de 4 types.

Cratères d'impacts. Les cratères sont le contexte le plus fréquent. On les trouve dans $> 80\%$ des cas, les minéraux sont exposés dans les parois internes, dans l'éjecta (principalement distal) et plus rarement dans le pic central. Le chapitre 4 se consacre à ce type de contexte.

Plaines noachiennes. De nombreuses plaines noachiennes sont disséquées par des réseaux fluviaux ou petits chenaux, attestant d'une activité aqueuse en surface par précipitation-écoulement ou sapage. L'érosion révèle alors des dépôts clairs, fracturés à l'échelle du mètre et d'inertie ther-

mique localement plus élevée indiquant que le dépôt est soit sous forme de croûte massive ou de *bulk rock* altérée. L'érosion peut être éolienne ou fluviale. La figure 3.13 montre deux observations de vermiculites exposées dans des plaines antipodales. La forme annulaire d'un des affleurements visible ici est rare. A l'échelle du mètre, aucune stratification n'est visible mais la section verticale exposée n'est pas suffisante pour conclure sur l'absence de strates.

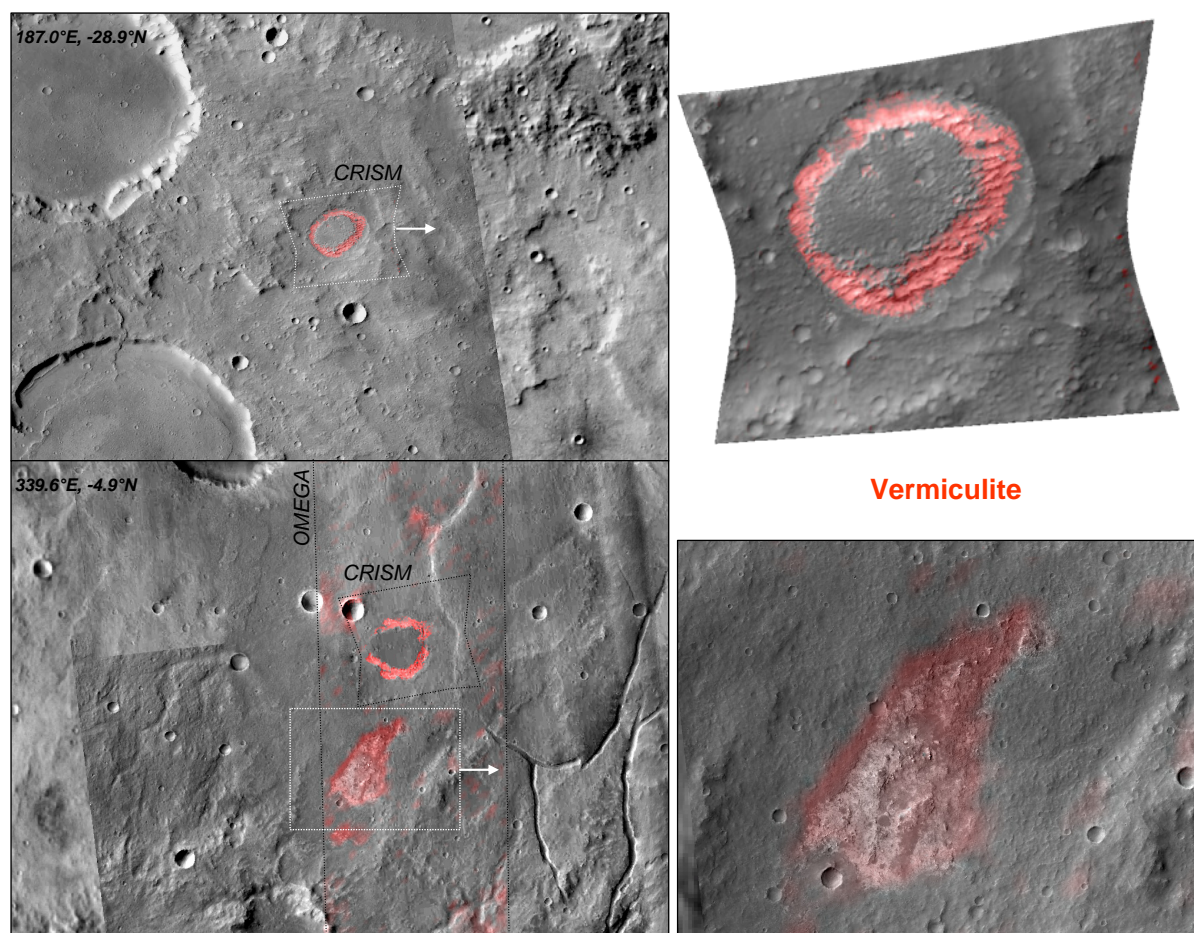


FIGURE 3.13 – Observations CRISM et OMEGA d'affleurements de phyllosilicates Fe/Mg dans des plaines noachiennes.

Si certains affleurements de plaines sont isolés, d'autres se concentrent régionalement en ce qui semble être une couche horizontale d'altération enfouie à quelques dizaines de mètres de profondeur et d'une surface qui pourrait atteindre plusieurs dizaines à centaines de milliers de km². Trois régions semblent présenter cette couche : les plaines de Terra Sirenum, de Tyrhena Terra et celles entre Thaumasia Planum et Uzboi Vallis. Elles sont mises à nue par l'érosion éolienne, l'excavation de cratères ou encore dans les parois de chenaux disséquant l'unité. La figure 3.14 montre quelques observations CRISM de la troisième région. Les phyllosilicates sont excavés par des cratères (présents dans les parois internes et dans l'éjecta distal), parfois mis à nu par l'érosion en dépôts rugueux horizontaux mais surtout observés dans les parois de vallées fluviales disséquant la région. Les détections se concentrent dans la gamme d'altitude entre 500 et 1000 m du plateau, mais ces mêmes dépôts sont également observés au nord dans le bassin de Ladon vers -2000m. La dizaine de détections d'une couche enfouie délimite une surface de

1500x800 km, du nord du bassin d'Argyre jusqu'aux falaises de Valles Marineris. Deux autres études sont parvenues indépendamment à la même conclusion (Buczowski et al., 2010, Le Deit et al., 2010). L'origine de cette couche est inconnue.

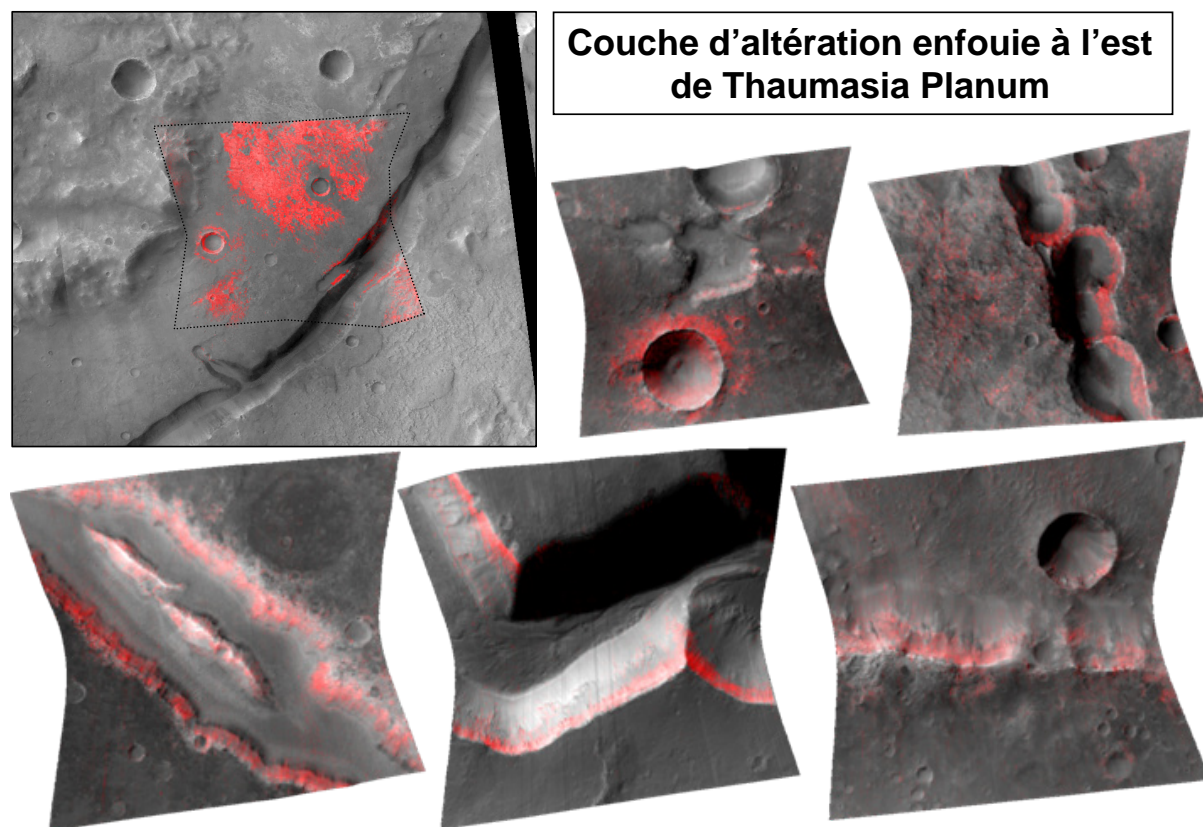


FIGURE 3.14 – Observations CRISM d'une couche d'altération enfouie à quelques mètres à dizaines de mètres de profondeur à l'est de Thaumasia Planum.

Massifs noachiens. Quelques dizaines de sites sont des affleurements de massifs Noachiens, et sont donc des affleurements de croûte. Deux exemples sont montrés en figures 3.15 et 3.16. Dans ces deux exemples, la minéralogie est particulière. Le premier est un massif noachien situé dans Hepseria Planum et entouré de plaines volcaniques plus récentes. On trouve dans les falaises du massif des phyllosilicates riches en Mg et Al, comprenant de la saponite (ou talc ?) qui pourrait être mélangée à une amphibole ou un mica, une smectite Al ou alternativement de la pyrophyllite (phyllosilicate Al se formant à haute température ou en contexte métamorphique). Si on suppose qu'il y a à la fois amphibole et pyrophyllite, alors le massif aurait subi une transformation métamorphique. Le second exemple est un massif de Claritas Rise entouré lui aussi de plaines volcaniques plus récentes. Claritas Rise est une chaîne de montagne noachienne dont on suppose qu'elle s'est formée avant la dôme de Tharis et aurait depuis subi d'importantes contraintes tectoniques et peut être une activité hydrothermale de grande ampleur (Dohm et al., 2009). C'est un des premiers sites où la serpentine a été détectée sur Mars (Ehlmann et al., 2010). Dans l'observation de la figure 3.16, on voit des assemblages peu communs sur Mars traçant une activité hydrothermale ou métamorphique de haute température/pression : prehnite, lizardite,

et peut être une amphibole, la riebeckite. On trouve par ailleurs opaline et palagonite (mélange d'opaline et d'un zéolite), un mica-Al (muscovite) et de la kaolinite ou halloysite.

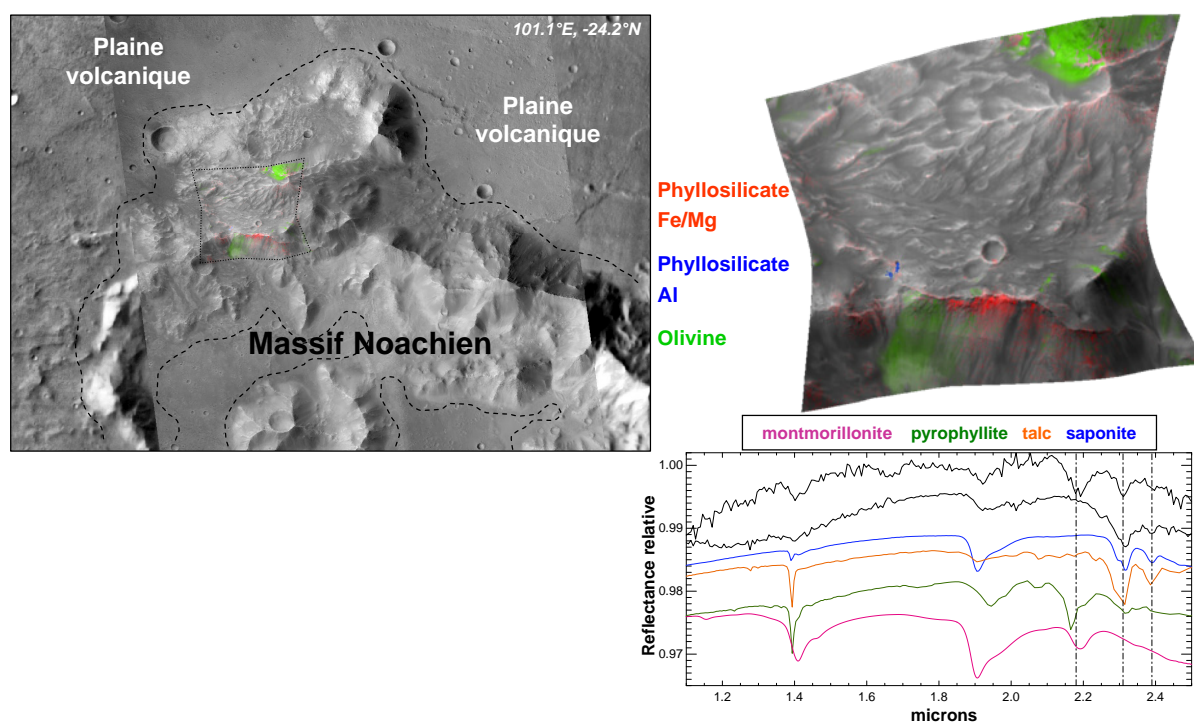


FIGURE 3.15 – Phyllosilicates Fe/Mg associés à des massifs noachiens. Observation dans Hesperia Planum montrant aux moins 2 minéraux hydratés distincts, dont une smectite Mg et/ou de l'amphibole ou mica.

Si une comparaison systématique entre les assemblages hydratés des massifs noachiens et ceux des sédiments/plaines n'a pas encore été menée, il apparaît sans surprise que les minéraux hydrothermaux ou métamorphiques sont absents de ces derniers contextes. Le fait qu'on ne trouve pas ces assemblages associés aux contextes détritiques/sédimentaires indique qu'ils sont minoritaires à la surface de Mars par rapport aux smectites et vermiculites. On les trouve en revanche fréquemment associés aux cratères (voir sections 3.5.3 et le chapitre 4).

Dépôts détritiques et sédimentaires. Si à l'échelle globale il semble y avoir une séparation géographique et temporelle entre la majorité des dépôts de phyllosilicates et les réseaux/basins fluviaux (section 3.6.3.3), de nombreux bassins d'âge plus récent que le MN présentent ces minéraux. Parmi les exemples les plus saillants sont les deltas de Terby, Jezero, Eberswalde et Holden, ainsi que le bassin de Ladon. L'origine des argiles peut être détritique ou authigénique, et le premier scénario est favorisé dans la majorité des cas. L'argument principal est l'absence apparente de minéraux authigéniques (sépiolite, stevensite, glauconite, sels hydratés) et la similarité spectrale constatée entre les argiles sédimentaires/deltaïques et ceux présents en amont dans la croûte noachienne (voir par exemple la figure 3.23). La figure 3.17 montre deux bassins présentant des phyllosilicates Fe/Mg (*rouge*) et Al (*bleu*) sous forme de dépôts horizontaux disséqués par des réseaux fluviaux tardifs (nord) et mis à nu par l'érosion (sud).

Un exemple important de bassin contenant des argiles détritiques est le cratère Gusev. Il

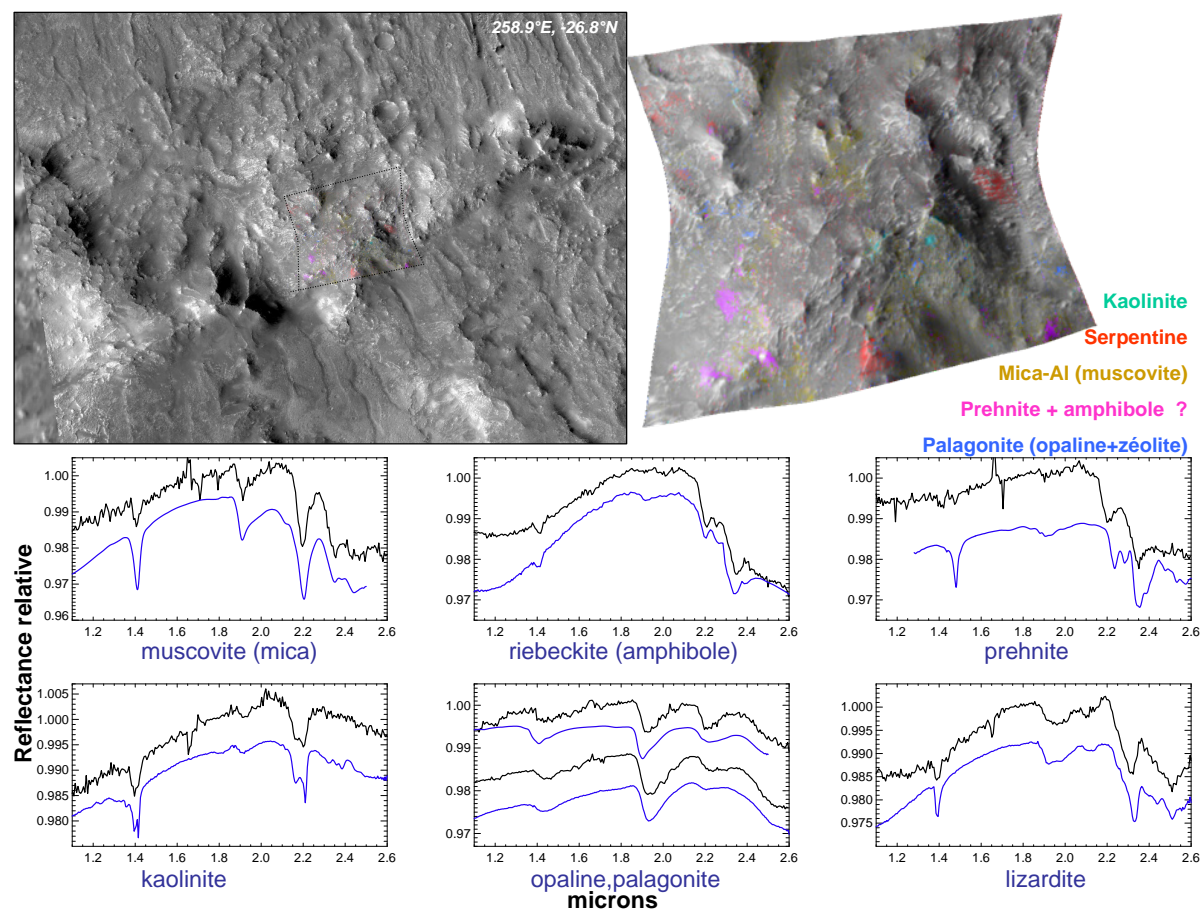


FIGURE 3.16 – Phyllosilicates Fe/Mg associés à des massifs noachiens (suite). Observation dans Claritas Rise montrant aux moins 6 minéraux hydratés distincts, dont certains tracent un environnement hydrothermal ou métamorphique.

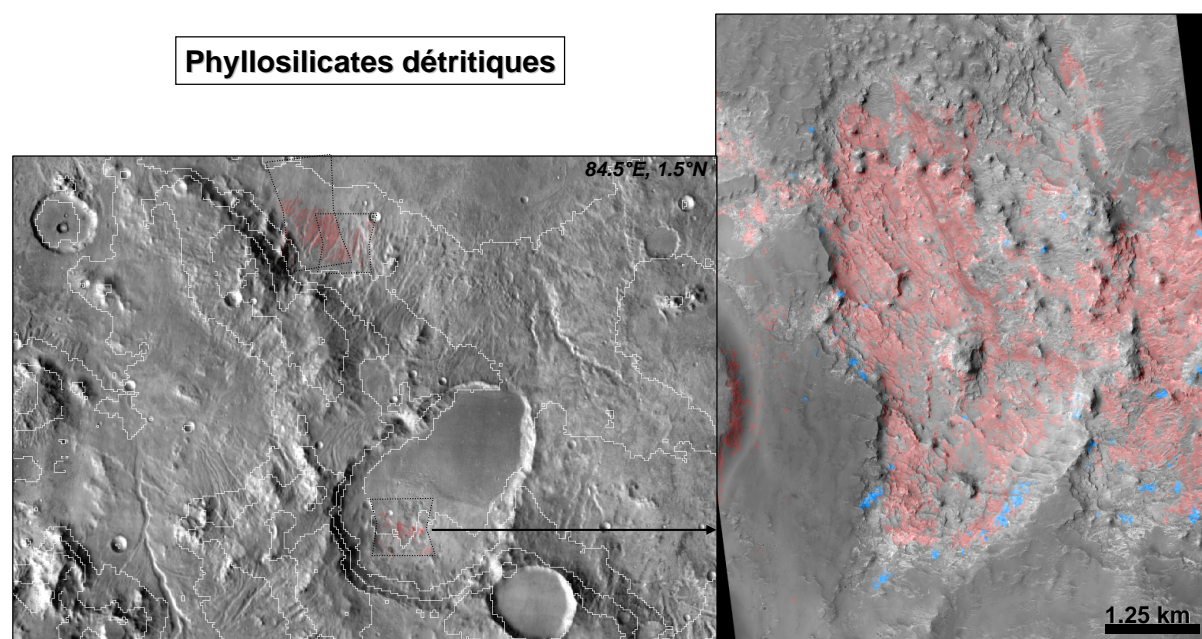


FIGURE 3.17 – Phyllosilicates détritiques associés à des bassins topographiques dans la région de Lybia Montes.

a été choisi comme site d'atterrissage du MER-Spirit sur la base d'arguments morphologiques indiquant la présence passée d'un paléo-lac. Il est notamment alimenté au sud par Ma'adim Vallis, un réseau de plus de 700 km de long qui a transporté du matériel noachien depuis Terra Cimmera (et donc probablement source d'argiles). La cartographie du cratère a par ailleurs révélé des dépôts horizontaux de nature sédimentaire dans le cratère (Cabrol et al., 2003). Spirit n'a pas trouvé d'argiles lors de son exploration des Columbia Hills. L'opaline et les carbonates détectés in-situ ont une origine hydrothermale (Morris et al., 2010, Ruff et al., 2011). Après plusieurs années d'exploration, l'absence d'argiles détritiques était paradoxale compte tenue des indices morphologiques. Le développement de nouveaux outils d'analyse a permis d'extraire des signatures de vermiculite dans des affleurements des Columbia Hills ainsi que dans les sédiments au SE (voir figure 3.18, Carter et al., 2011, soumis). On trouve par ailleurs des carbonates sur le site des Comanche Outcrops, ce qui constitue la première confirmation orbitale d'une détection in-situ de carbonates. Cet exemple illustre le fait que les argiles détritiques ont un contexte très dégradé et qu'en conséquence les signatures peuvent être difficile à détecter depuis l'orbite. De nombreux autres bassins pourraient contenir des argiles détritiques non observables avec CRISM.

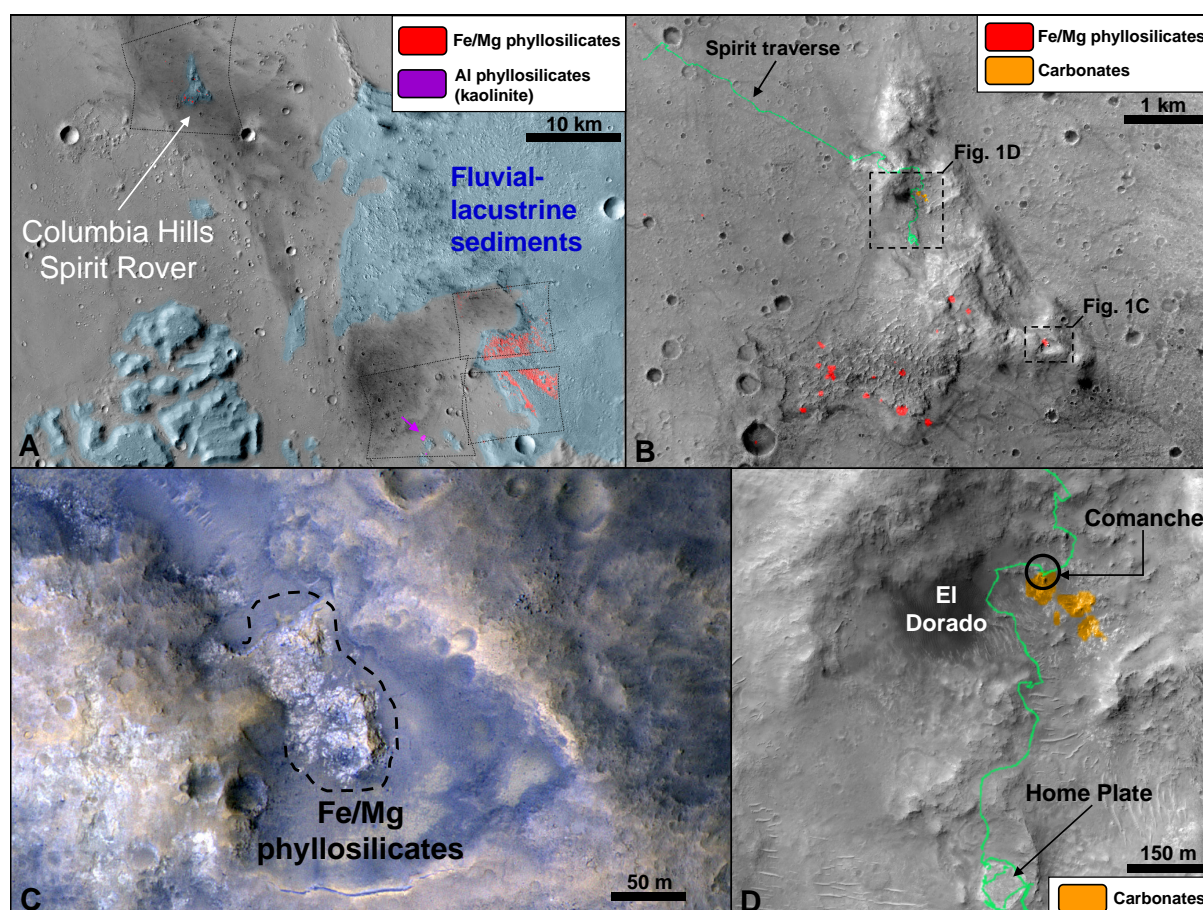


FIGURE 3.18 – Argiles détritiques et carbonate dans le cratère Gusev, réconciliation avec la morphologie lacustre. Certains affleurements d'argiles sont à moins de 700 m du rover. **a.** Vue d'ensemble du plancher de Gusev montrant l'unité lacustre en bleu et les détections CRISM. **b.** Vue des Columbia Hills avec la cartographie CRISM des argiles et carbonates. **c.** Zoom HiRISE sur un affleurement d'argile. **d.** Zoom HiRISE sur le site des Comanche Outcrops où CRISM et Spirit co-détectent des carbonates.

Les sections 3.5.1.3 et 3.5.1.4 sont consacrées à des dépôts sédimentaires remarquables présents au nord du bassin d'Hellas.

Phyllosilicates associés à des dépôts de sulfates. Les sulfates n'ont été détectés qu'en quelques dizaines de sites distincts sur Mars mais sont très étendus spatialement, notamment dans les chasmatas de Valles Marineris, dans ses chaos orientaux ainsi que dans Sinus Meridiani (ex : Poulet et al., 2008, Roach, 2009, Masse et al., 2008, Wiseman et al., 2010). On dénombre par ailleurs une dizaine d'autre dépôts, principalement intra-cratère (ex : Wray et al., 2011, Milliken et al., 2010). Tous ces sites présentent également des signatures d'argiles hydratées, soit à l'échelle de l'affleurement (ex : strates successives sulfate \Rightarrow argile dans Valles Marineris ou Gale) ou à l'échelle de l'unité géologique (ex : contact argile - sulfate dans Sinus Meridiani). Pour autant, la relation de causalité entre les deux espèces n'est pas démontrée dans la majorité des cas, et les sulfates apparaissent en général stratigraphiquement postérieurs (d'âge Hesperien) aux argiles. La nature horizontale (dans des bassins ou plaines) et stratifiée des dépôts de sulfates a conduit à leur favoriser une origine évaporitique (type playa).

Du fait de leur résistance à l'acidolyse (Chevrier et al., 2007), nontronite et kaolins sont les argiles les plus communément associés aux dépôts de sulfates. Leur présence stratigraphiquement proche des sulfates a conduit à postuler pour certains sites leur néoformation en milieu aride et acide aux côtés de sulfates (Wray et al., 2011, Squyres et al., 2006, Andrews-Hanna and Lewis, 2011). Leur âge est plus récent que le LN. Des assemblages similaires ont été observés sur Terre dans ce type d'environnement (Story et al., 2010).

Les sites riches en sulfates n'ont pas été étudiés en détails au cours de ce travail de thèse en raison du grand nombre d'étude s'y consacrant. Une dizaine de nouveaux sites ont cependant été identifiés et leur contexte et composition sont similaires aux études antérieures. On les trouve principalement dans des dépôts intra-cratères d'Arabia Terra (dont le cratère Henry) et Terra Sirenum, mais aussi dans des mesas au nord de Nili Fossae, dans les affleurements anciens de Mawrth Vallis (en outre des dépôts intra-vallée vus par Wray et al., 2010) et dans le cratère Schiaparelli. Ce cratère de 470 km de diamètre est rempli de dépôts stratifiés horizontaux dont la partie nord-ouest présente des signatures de sulfates en contact direct avec des argiles hydratés (figure 3.19). On note par ailleurs la présence possible de zéolites en contact avec les sulfates poly-hydratés (mais qui pourraient également être un autre type de sulfate poly-hydraté), ainsi que des sulfates mono-hydratés. La relation stratigraphique entre argiles et sulfates n'est pas claire, leur disposition horizontale et leur aspect enchevêtré pourrait indiquer la co-précipitation des deux espèces.

A quelques exception près, les observations de la relation argiles-sulfates ne contredisent pas le paradigme établi par Bibring et al., 2006 dans lequel les sulfates sont postérieurs et acausaux aux argiles noachiens.

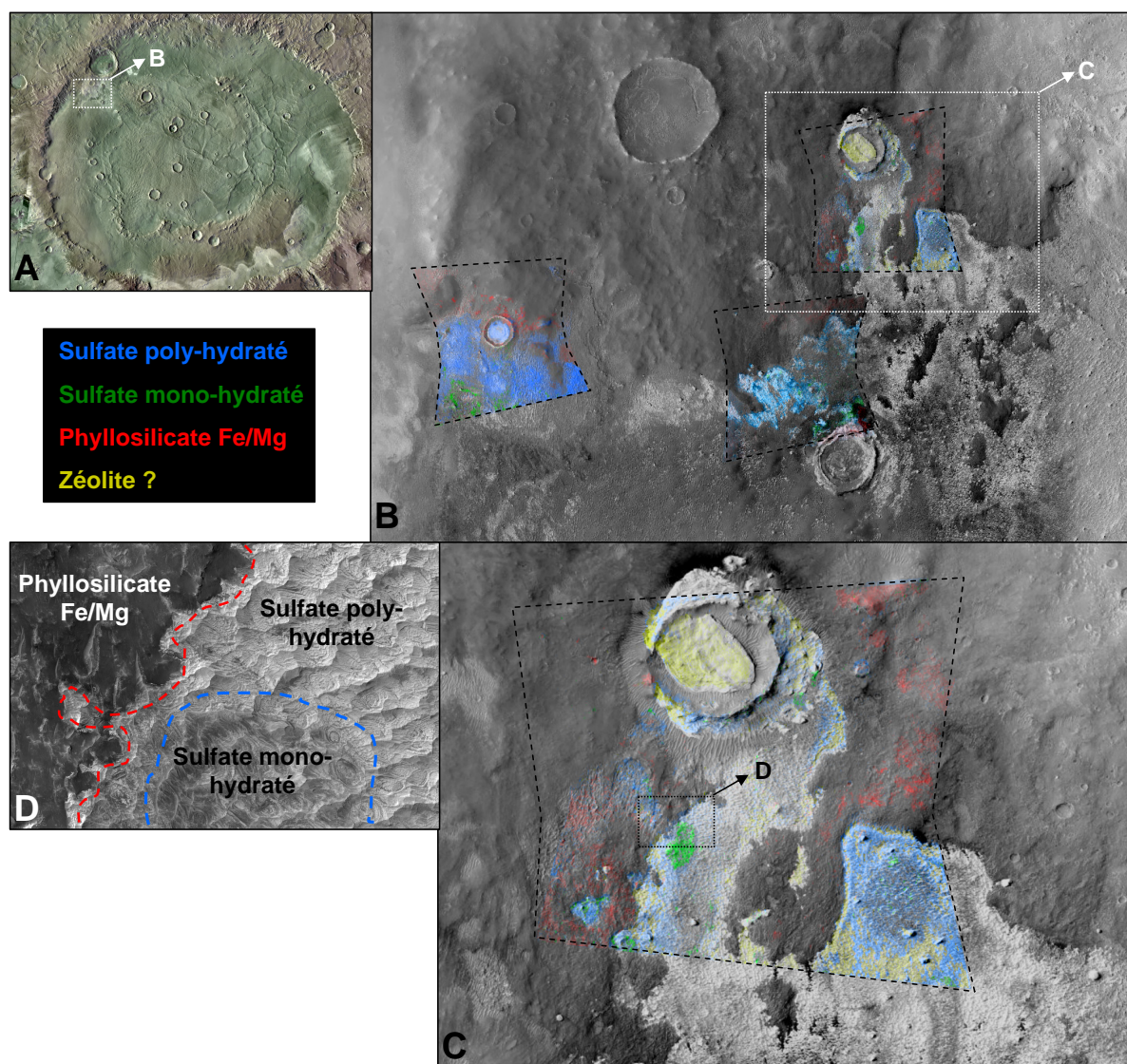


FIGURE 3.19 – Dépôts mixtes argiles-sulfates dans le cratère Schiaparelli. **a.** Localisation du dépôt hydraté. **b.** Vue d’ensemble CTX du dépôt, trois observations CRISM sont disponibles. **c.** Gros-plan CTX sur une partie du dépôt, les sulfates (et possible zéolites) sont les dépôts clairs et fortement érodés alors que les argiles sont dans les terrains sombres. **d.** Gros-plan HiRISE sur l’interface entre argiles et sulfates mono/poly-hydratés.

3.5.1.3 Un dépôt sédimentaire régional au nord du bassin d’Hellas

Cette partie résume une étude en cours sur le croissant nord du bassin d’Hellas qui présente des indices morphologiques et minéralogiques d’un dépôt sédimentaire de grande ampleur. Le bassin d’Hellas s’est formé vers ~ -4.1 Ga marquant le début du Noachien. Le nord du bassin d’Hellas constitue une des deux régions préservées d’âge EN à MN (Frey et al., 2003). Elle a toutefois connu un ou plusieurs épisodes de re-modellage dès le noachien. On s’intéresse à une région de plus de 1500 km de côté, délimitée à l’ouest par les hauts terrains de Terra Sabaea, à l’est par les plaines volcaniques de Hesperia Planum, et allant du bassin d’Hellas (~ -7500 m) à Tyrrena Terra (> 1000 m).

3.5.1.3.1 Observations morphologiques Les indices morphologiques d'un re-modellage de la surface au noachien sont nombreux. Il existe comparativement peu de cratères $D < 10$ km au nord du bassin par rapport à Tyrhena Terra, indicatif d'érosion ou d'enfouissement accru. La majorité des cratères < 1000 m d'altitude sont remplis partiellement ou complètement par des dépôts horizontaux qui ne sont pas des laves volcaniques (comme c'est le cas au nord dans Tyrhena Terra). Une étude récente (Condit et al., 2010) montre que l'épaisseur des dépôts horizontaux dans les bassins topographiques circum-Hellas (dont les cratères mais pas uniquement) augmente à proximité du bassin d'Hellas. Les *rims* des cratères sont également plus dégradés à plus basse altitude, indiquant une érosion plus intense vers le bassin. Ces dépôts horizontaux se trouvent dans une gamme d'altitude de plusieurs milliers de km, jusqu'au fond du bassin d'Hellas. A la résolution métrique, ils apparaissent plus au moins finement stratifiés, et de façon régulière. Crown et al., 2005 postulent une origine éolienne du dépôt dont la circulation atmosphérique aurait conduit à une accumulation préférentielle aux basses topographies ($\sim < 1000$ m), et le matériel pourrait avoir une origine volcanique. Des études plus récentes montrent qu'une origine fluviale ou lacustre ne peut être exclue :

- Mest and Crown, 2005 identifient des dépôts sédimentaires de plus de 400 m d'épaisseur dans le cratère Millochau et datés du EN au MN. Une origine éolienne ou fluviale est proposée, avec quelques indices d'une activité lacustre. Les sédiments seraient alors des cendres volcaniques déposées directement dans le lac, expliquant ainsi l'absence de delta ou cône alluvial.
- Ansan et al., 2011 (co-auteur) démontrent l'existence d'un paléo-delta de grande ampleur à la marge du bassin d'Hellas, dans le cratère Terby. Le volume des sédiments déposés serait au moins 2 ordres de grandeur supérieur aux deltas identifiés auparavant. Une étude minéralogique du cratère est présentée en section 3.5.1.4.
- Moore and Howard, 2005 ont identifié 5 autres cônes alluviaux dans la région dont il est postulé une origine fluviale.
- Crown et al., 2010 observent des morphologies 'fantômes' enfouies sous un dépôt sédimentaire qui n'est pas restreint aux bassins intra-cratères. L'érosion expose des sédiments finement et régulièrement stratifiés autour de massifs anciens (là où elle est plus forte).

A ces études s'ajoutent de nouvelles observations morphologiques réalisées ici :

- On voit parfois que l'unité sédimentaire contourne les massifs ce qui évoque un écoulement visqueux. L'origine peut être fluviale ou du type coulée de boue.
- Les cratères dont les *rims* sont suffisamment érodés sont débordés par l'unité sédimentaire qui se déverse ensuite sur son plancher, un exemple est montré en figure 3.22c.
- Au moins trois nouveaux cônes alluviaux ont été détectés, l'un d'eux possède des chenaux inversés (figure 3.22a, Mangold et al., 2011, en préparation, co-auteur).
- Lorsque la résolution HiRISE est disponible, on trouve des strates d'épaisseur métrique dans la quasi-totalité des cas.
- La minéralogie du cratère Terby (étudiée en détails en section 3.5.1.4) favorise une origine lacustre.

3.5.1.3.2 Couplage avec la minéralogie Toutes les données OMEGA et haute-résolutions CRISM disponibles dans cette région ont été analysées. Les sédiments du nord de Hellas sont composés presque exclusivement de phyllosilicates Fe/Mg du type vermiculite. Ces observations sont donc compatibles avec l'interprétation fluviale des études morphologiques mais ne suffisent pas à le démontrer. Cette région possède la plus grande densité de détection de minéraux hydratés sur Mars (figure 3.2) et environ 80% des détections se situent dans un contexte sédimentaire. La figure 3.20 montre une partie de la région où le dépôt recouvre la quasi-totalité des terrains. On détecte systématiquement les phyllosilicates lorsque l'érosion donne accès aux strates enfouies, dans les plaines, à l'intérieur des cratères et sur les *rim* érodés. En considérant qu'une fine couche anhydre recouvre le dépôt et limite nos détections, ce dernier a vraisemblablement une extension spatiale supérieure à ceux de Sinus Meridiani ou Mawrth Vallis.

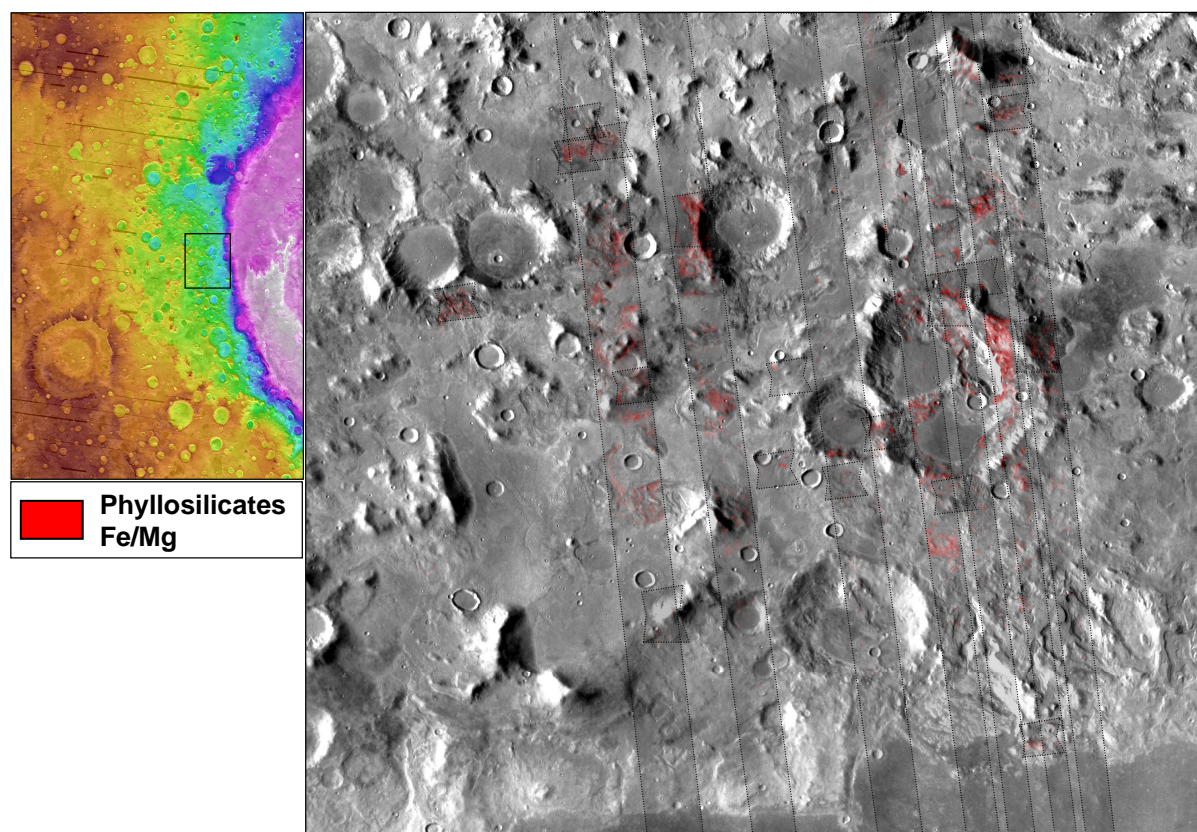


FIGURE 3.20 – Gros-plan sur une partie de la région sédimentaire à l'ouest du cratère Terby. L'utilisation co-jointe d'observations CRISM haute-résolution et multi-spectrale montre l'étendue importante des sédiments riches en phyllosilicates Fe/Mg.

Les figures 3.21 et 3.22 montrent les 4 contextes morphologiques typiques du dépôt sédimentaire riche en vermiculite. La figure 3.21a montre un cône alluvial intra-cratère, 3.21c un dépôt stratifié de plaine exposé par l'érosion autour d'un massif noachien, 3.22a un dépôt horizontal intra-cratère exposé par l'érosion et 3.22c un dépôt débordant d'un cratère et s'écoulant sur son plancher. Les images HiRISE couleur révèlent toutes des stratifications à l'exception du dernier site où le dépôt est trop peu épais.

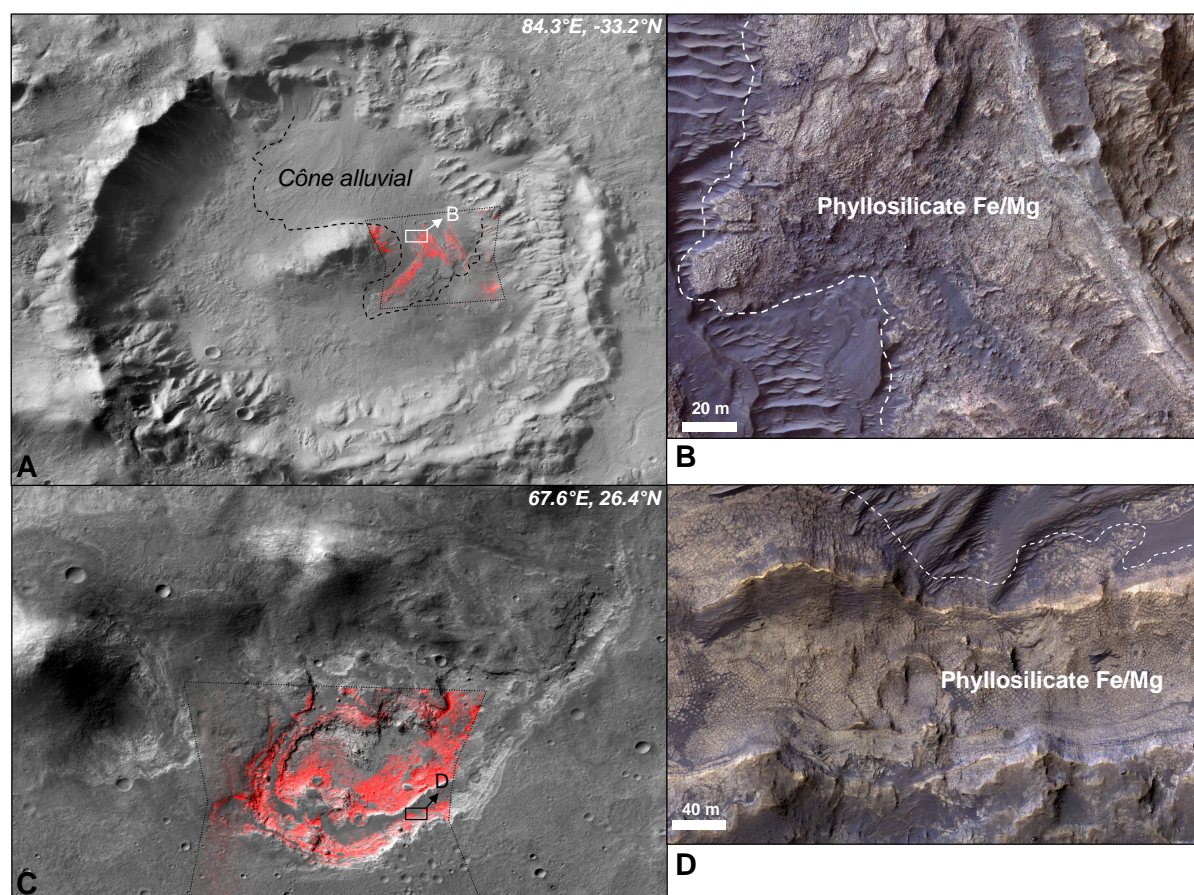


FIGURE 3.21 – Dépôts sédimentaires hydratés au nord du bassin d’Hellas. *Gauche* : Carte CRISM des phyllosilicates Fe/Mg (rouge) sur fond CTX. *Droite* : Zoom HiRISE couleur sur l’unité sédimentaire. **a.** Dépôt fluvial ou visqueux dans un cratère. **b.** Zoom sur les strates. **c.** Dépôt stratifié de plaine autour d’un massif et mis à nu par l’érosion. **d.** Zoom sur les strates.

Les phyllosilicates détectés ici sont spectralement indissociables des dépôts crustaux excavés en amont dans la région de Tyrrenna Terra (figure 3.23, *Loizeau et al., 2011, soumis, co-auteur*). Cette similarité peut être expliquée en évoquant un cycle hydrologique qui transporte les argiles formés en amont sous forme de sédiments jusqu’au bassin d’Hellas.

Ces nouvelles observations sont compatibles avec l’existence d’un dépôt fluvial/lacustre majeur au nord de Hellas mais posent plusieurs problèmes :

- L’absence dans de nombreux cratères remplis de sédiments d’un cône alluvial ou delta.
- L’absence de réseaux fluviaux reliant ces sédiments aux régions sources.
- L’absence de phyllosilicates dans Hellas Planitia qui devrait être la région d’accumulation ultime des sédiments.

Comme cela a été proposé pour le cratère Millochau, l’absence de cônes alluviaux dans de nombreux cratères peut s’expliquer si des cendres volcaniques se sont déposées directement dans les cratères. Ces derniers devaient toutefois être des paléo-lacs. Par ailleurs, une dizaine de cônes ont bien été détectés, et plusieurs études ont été menées sur Terby avant de conclure que ce dernier présentait bien un delta. Terby possède pourtant les plus imposantes séquences sédimentaires de la région et parmi les mieux préservées. Ceci illustre que le contexte morpholo-

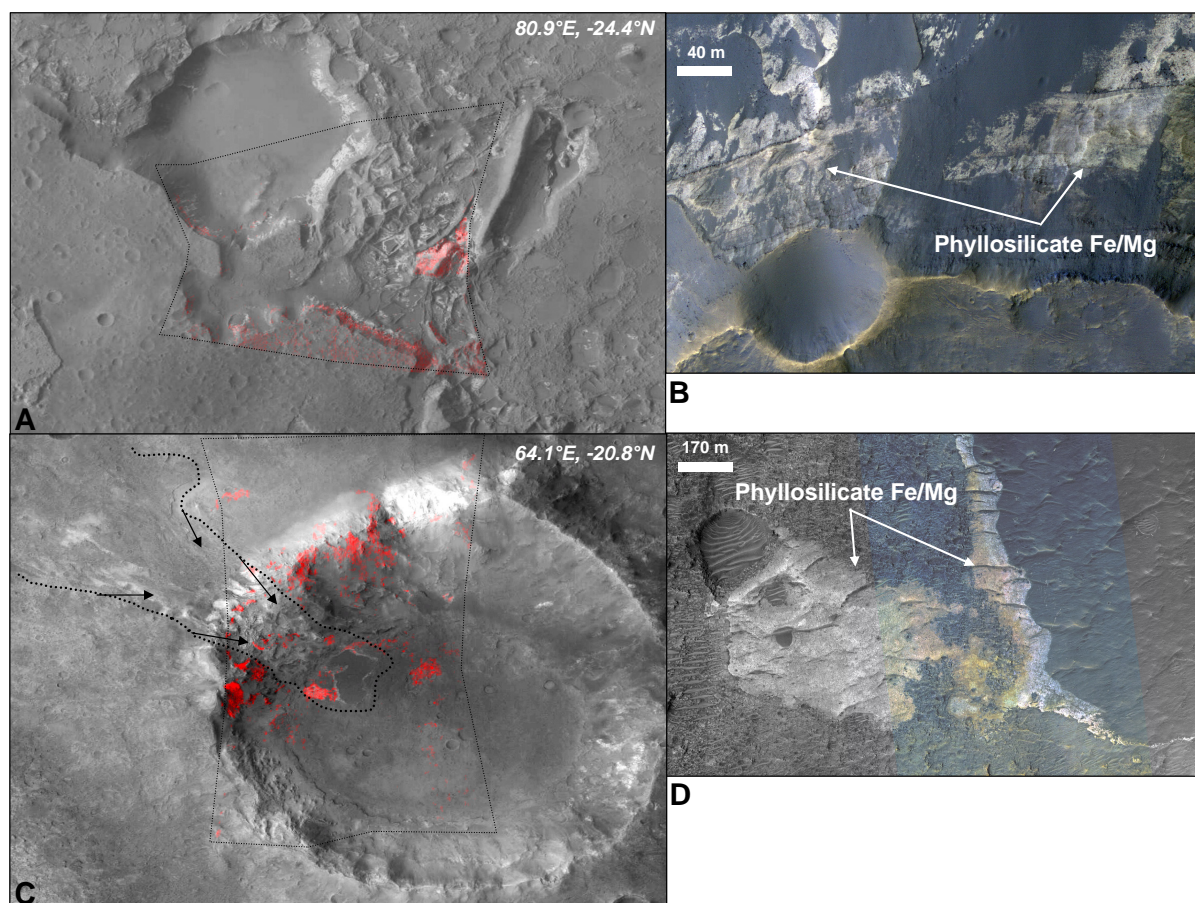


FIGURE 3.22 – Dépôts sédimentaires hydratés au nord du bassin d’Hellas (suite). **a.** Dépôt horizontal remplissant un cratère et mis à nu par l’érosion. **b.** Gros-plan sur les strates. **c.** Dépôt visqueux/fluvial débordant du rim et s’écoulant sur le plancher d’un cratère. **d.** Gros-plan sur la couche.

gique très dégradé rend toute détection de cônes alluviaux difficile. Le re-modelage de la surface a pu également effacer les traces d’écoulement fluvial EN à MN (des réseaux plus récents sont encore visibles dans Terra Tyrrhena).

Dans l’hypothèse où il existait un cycle hydrologique sur Mars et que les sédiments au nord de Hellas ont été déposés en milieu fluvial ou lacustre, il est difficile d’imaginer que Hellas n’était pas lui aussi un bassin sédimentaire voir une mer fermée. Des dépôts stratifiés ont été observés dans Hellas ce qui a permis de conjecturer l’existence passée d’une mer fermée (Moore and Wilhelms, 2001) mais aucune signature de minéral hydraté n’avait été détectée jusqu’à présent. On s’attendrait pourtant dans ce-cas à voir des dépôts à la fois de sels et d’argiles détritiques. Une raison pour laquelle ces minéraux ne sont pas détectés est que le bassin d’Hellas est très difficile à observer :

- Sa grande profondeur ($< -7000\text{m}$, lieu le plus profond sur Mars) font que l’opacité atmosphérique est importante.
- Sa latitude élevée font que du givre recouvre la surface sur de nombreuses observations et celle-ci n’est observable qu’une partie d’année martienne. La figure 3.24a est une mosaïque MOC de Hellas montrant l’étendue maximale du givre en hiver (Schorghofer and Edgett,

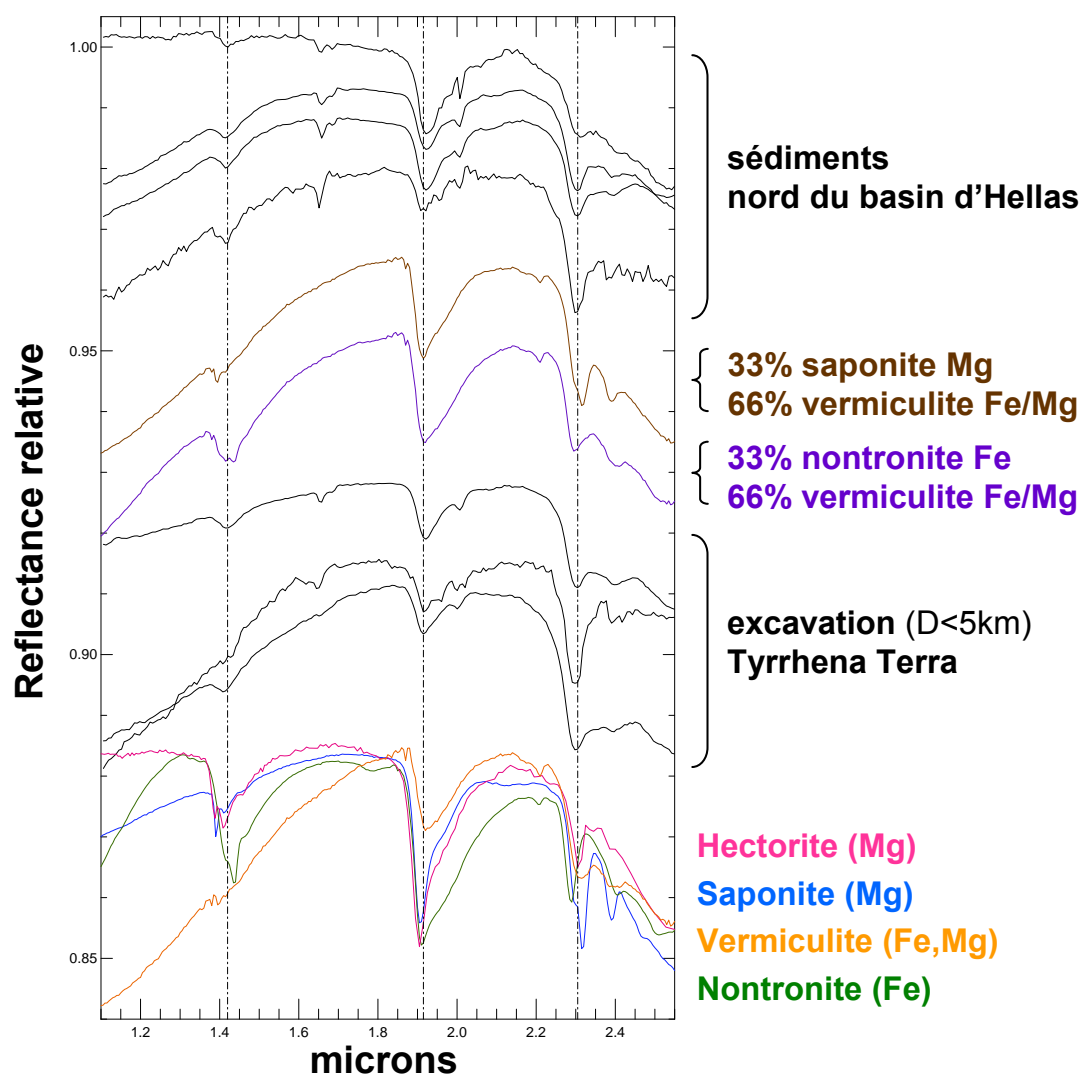


FIGURE 3.23 – Comparaison des spectres des sédiments riche en phyllosilicates du nord du bassin d’Hellas et des phyllosilicates excavés par de petits cratères ($D < 5\text{km}$) dans Tyrrhena Terra. Les spectres sont similaires et le meilleur ajustement est un mélange de smectites Fe/Mg et de vermiculite (ou inter-stratifié).

2005) : la totalité du bassin en est recouvert.

- La cartographie TES de la poussière montre que Hellas est plus poussiéreuse que les terrains noachiens des hauts plateaux. La topographie du bassin a permis l’accumulation de dépôts éoliens qui masquent la surface.

Malgré des conditions d’observation difficiles, un site présentant des minéraux hydratés a été découvert dans le bassin d’Hellas. Il s’agit d’une série de plusieurs buttes stratifiées situées à l’extrémité ouest de Coronae Scopulus dont la forme évoque par ailleurs un écoulement visqueux (figure 3.24b,c). Les spectres CRISM sont compatibles avec des zéolites ou sulfates poly-hydratés (figure 3.24d) qu’on trouve sur la totalité des strates, à l’exception d’une strate proche du sommet (figure 3.24e). S’il s’agit de sulfates, les strates hydratées ont pu se former pendant l’accumulation des sédiments comme prédit par Andrews-Hanna and Lewis, 2011. S’il s’agit de zéolites, les strates ont pu se former sous forme de dépôts fluviaux ou lacustres de basalte altéré

(palagonite riche en smectite), transformés par la suite en zéolites par compaction et diagénèse type *deep sea sediments*. C'est l'hypothèse retenue pour les strates riches en zéolites du cratère Terby (section 3.5.1.4). Dans les deux cas Hellas a bien connu une activité aqueuse en surface, mais elle a pu être superficielle ou au contraire au fond d'une mer fermée d'un diamètre > 2000 km et profonde de plusieurs km.

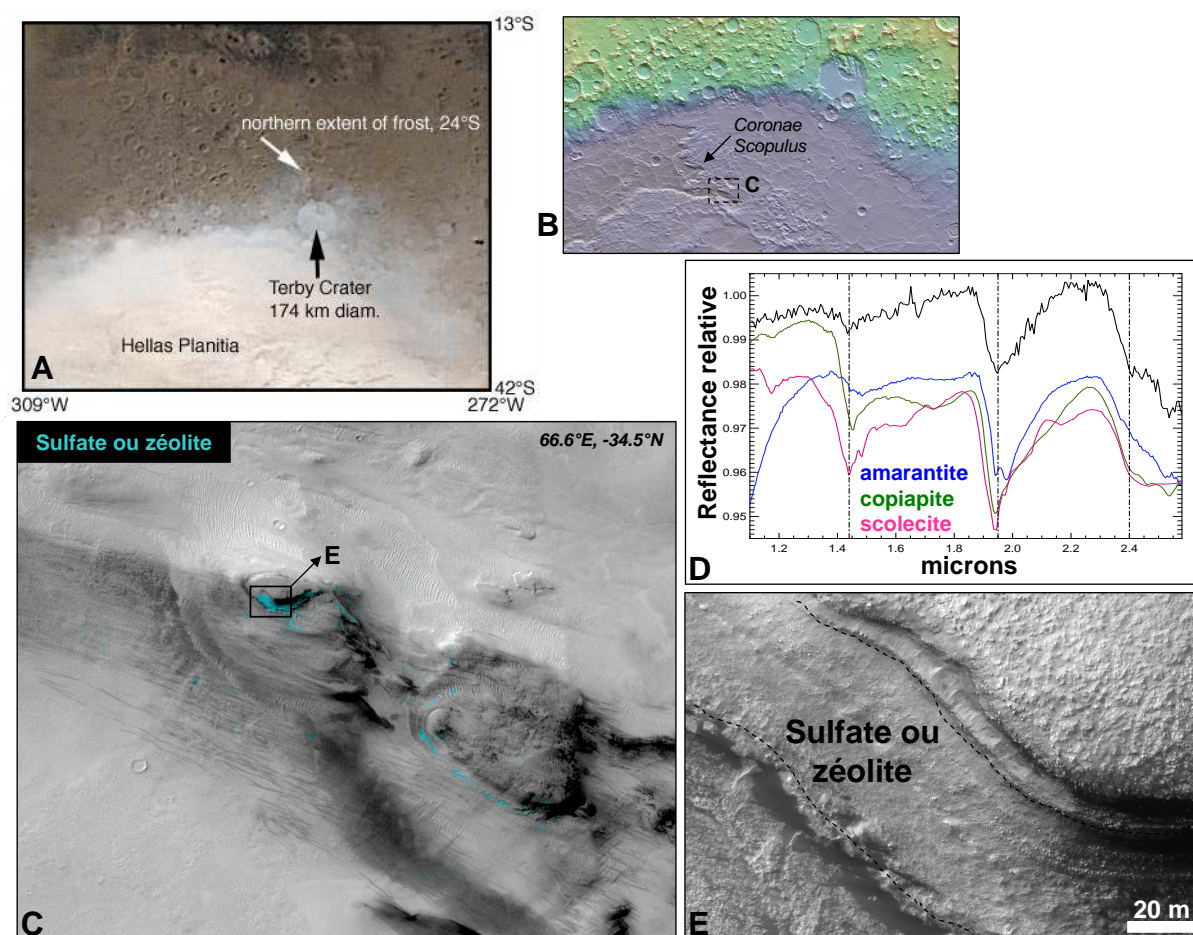


FIGURE 3.24 – Le bassin d'Hellas. **a.** Mosaïque MOC montrant le dépôt hivernal de givre remplissant le bassin (Schorghofer and Edgett, 2005). **b.** Contexte régional du site riche en zéolites/sulfates de Hellas, à l'extrémité de Coronae Scopulus. **c.** Image CTX et carte minérale CRISM des buttes stratifiées. **d.** Etude spectrale. **e.** Gros-plan HiRISE montrant les strates.

Il existe un autre argument majeur en faveur d'une origine fluviale ou lacustre des sédiments du nord d'Hellas. La figure 3.25 montre la répartition des dépôts sédimentaires en fonction de l'altitude. On ne cartographie ici que les dépôts dont le contexte sédimentaire est clair et les stratifications visibles, soit une cinquantaine de sites. A l'exception de 5 sites, tous se situent en deçà de la ligne de niveau vers -400 m. Les 5 autres sont quant à eux dans des dépôts horizontaux de cratères. Cette limite abrupte dans la répartition des sédiments peut constituer un argument en faveur d'une origine lacustre.

A contrario, dans l'hypothèse d'un dépôt régional éolien, les modèles climatologiques devraient permettre de tester la possibilité d'une accumulation de volatils dans le bassin et son arrêt brutal à partir de -400 m.

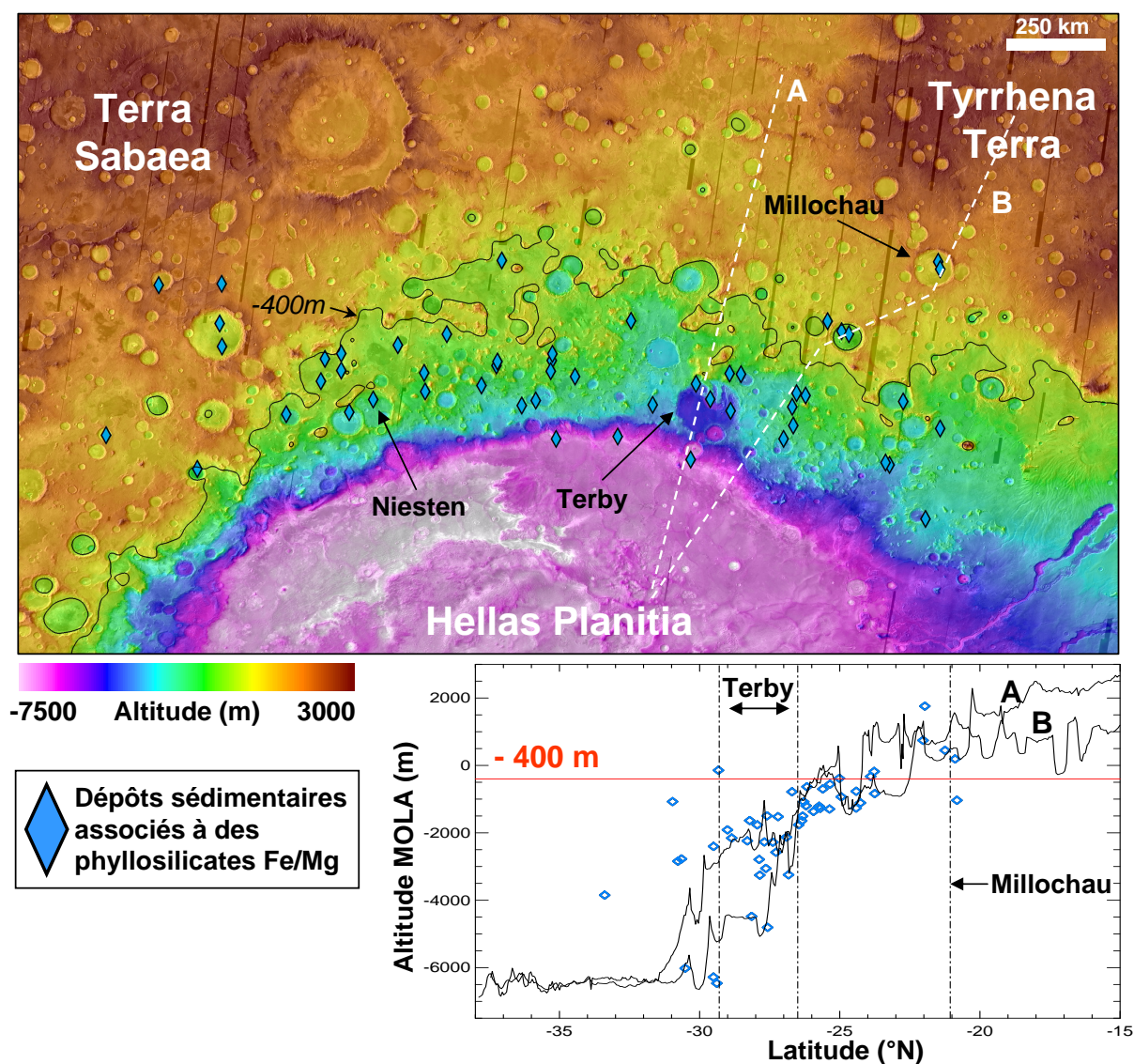


FIGURE 3.25 – Dépôts sédimentaires riches en phyllosilicates Fe/Mg au nord du bassin d'Hellas. La quasi-totalité des détections sont situées à une altitude < -400 m, les détections plus élevées sont des dépôts intra-cratères horizontaux et stratifiés.

La collection des observations menées ici et celles des études morphologiques permet d'avancer une origine fluviale des sédiments. Cela implique un cycle hydrologique fermé d'échelle au moins régionale. L'absence, au premier ordre, de minéraux hydratés dans le bassin d'Hellas ne permet pas de conclure quant à l'existence d'une mer fermée dans Hellas.

3.5.1.4 Le cratère Terby

On présente ici un résumé d'une étude du cratère Terby qui est à la fois un cas représentatif et très particulier du dépôt sédimentaire régional du nord du bassin d'Hellas.

3.5.1.4.1 Contexte Terby est un large cratère de 174 km de diamètre situé sur la marge nord du bassin d'Hellas (74° E, -28° N) et daté du EN/MN. Il présente une morphologie anormale (figure 3.26) sans pic central visible, partiellement rempli par des dépôts horizontaux et

présentant une série de mesas stratifiées sur sa partie nord atteignant 2.5 km d'épaisseur. Ces mesas présentent des séries de strates sédimentaires, chacune de quelques mètres d'épaisseur et séparées par plusieurs non-conformités. L'érosion des mesas a formé des canyons et des dépressions plates et fermées parsemées de buttes dont le niveau est inférieur au reste du plancher (figure 3.26). Une étude morphologique menée par Wilson et al. [2007] a mis en évidence le caractère exceptionnel de Terby de part l'épaisseur ($> 2\text{km}$) et le volume ($> 3000 \text{ km}^2$) des dépôts stratifiés accumulés dont il est postulé qu'ils remplissent plus de 1/3 du cratère. Deux hypothèses de formation sont retenues, toutes deux nécessitent l'existence d'un lac profond d'au moins 2000 m à l'intérieur du cratère durant le Noachien : dépôt sédimentaire dans un environnement deltaïque ou dépôt éolien (loessique) dans le lac. Une étude plus récente par Ansan et al. [2011] (co-auteur) s'est intéressée plus en détails à la stratigraphie et au pendage des dépôts tout en intégrant des données minéralogiques OMEGA ainsi que deux observations préliminaires CRISM. Ils concluent à l'existence d'un paléo-delta (le plus imposant sur Mars) sur la partie nord du cratère, ainsi que des cônes alluviaux plus restreints sur ses côtés (figure 3.26).

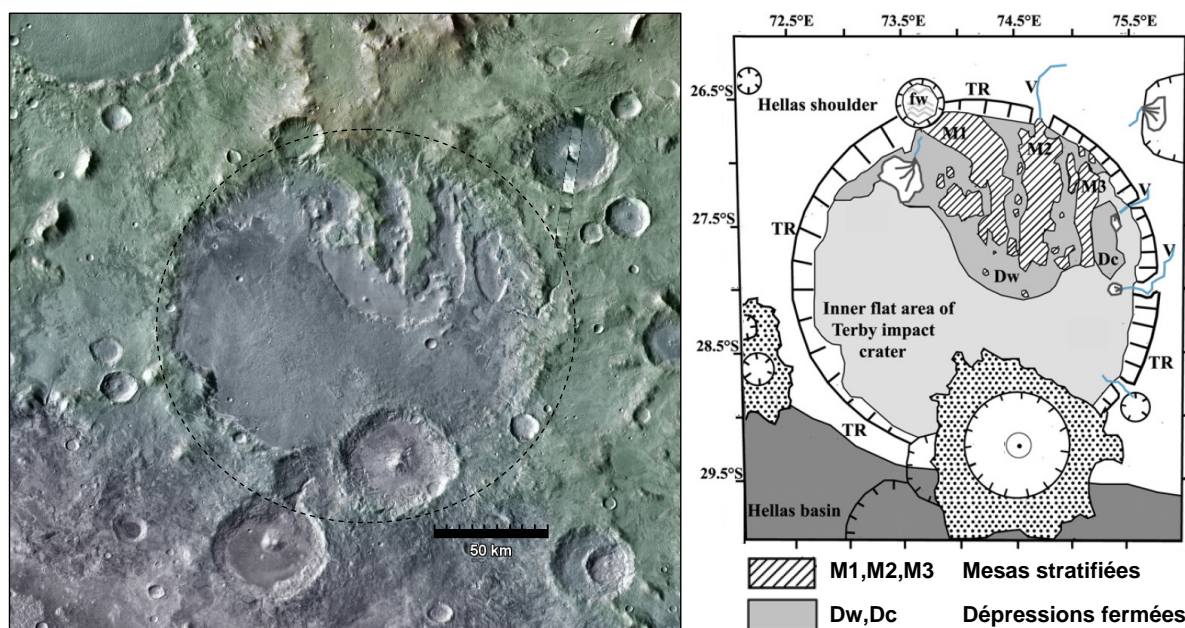


FIGURE 3.26 – Cartes de contexte général du cratère Terby avec au nord les mesas stratifiées (M1 à M3, modifié d'après Ansan et al., 2011).

De part sa position géographique, Terby joue un rôle clef dans la préservation des anciens environnements fluviaux (et autres) de cette région : il est à l'interface entre le bassin d'Hellas dont on suppose qu'il a dû accumulé d'épaisses couches de sédiments hydratés (non observés à une exception près) et les terrains sédimentaires au amont, jusqu'à la région source d'argiles de Tyrrena Terra (Loizeau et al., 2011, soumis). L'existence d'épaisses couches de sédiments dans Terby n'est pas surprenante du fait de la profondeur de la dépression initiale du cratère situé dans une zone de dépôt sédimentaire, les autres cratères de la région sont également remplis de dépôts stratifiés (notamment Niesten et Millochau : Mest and Crown, 2005). Le delta est

difficile à expliquer de part l'absence de vallée l'alimentant en amont, mais le re-modélage de la surface dès le MN a pu aisément effacer toute trace d'activité fluviale. Une nouvelle étude minéralogique est effectuée pour essayer d'apporter de nouvelles contraintes sur la nature des sédiments (détritiques ou authigéniques) ainsi que sur le type de dépôt (deltaïque ou éolien).

3.5.1.4.2 Observations Les observations OMEGA avaient révélé quelques dépôts localisés sur les plateaux des mesas, composés de smectites Fe/Mg ou vermiculites. Dans cette nouvelle étude, une trentaine d'observations CRISM ont été analysées, à la fois à basse (multispectrales 100-200 m/pixel) et haute résolution (< 36 m/pixel). La couverture résultante des mesas ouest, M1 à M3 et des dépressions fermées Dw et Dc est quasi-totale. La figure 3.27 montre une mosaïque CTX des mesas avec la minéralogie CRISM cartographiée en couleurs. Cinq espèces minérales ont été identifiées : une smectite Fe/Mg, un zéolite, l'opaline, une smectite Al et un sulfate mono-hydraté (spectres en figure 3.28). Ces deux dernières phases sont restreintes spatialement et ne sont visibles que dans les gros-plans #1 et #2 (figures 3.29 et 3.30).

Les smectites Fe/Mg ont une composition proche de la nontronite, avec un faible décalage vers 2.295-2.30 μm de la bande (Fe,Mg)-OH indiquant un léger enrichissement en Mg. Elles sont partiellement inter-stratifiées ou vermiculitisées, mais la composante smectitique est légèrement plus prononcée que les terrains sédimentaires environnants. On trouve principalement les smectites proches du sommet des mesas. Ces dernières sont recouvertes d'une couche de poussière riche en pyroxène, mais des affleurements de plateau érodé (ex : partie nord des mesas M1, figure 3.27) montrent que l'ensemble de la partie supérieure des mesas est constituée de smectites Fe/Mg. Les smectites sont particulièrement visibles dans les falaises latérales là où la poussière ne peut s'accumuler. Elles sont à chaque fois bien localisées dans la stratigraphie, et parfois seulement isolées du reste de la colonne par une non-conformité. L'unité est faiblement voire non stratifiée à la résolution HiRISE.

Les zéolites possèdent une épaule spectrale bien marquée vers 2.35 μm qui permet ici des distinguer des sulfates poly-hydratés. Les deux meilleurs ajustements sont la mordenite et la clinoptilolite, tous deux riches en cations Na, Ca et K (< 3 wgt%). On les trouve principalement dans des affleurements érodés de sédiments au niveau des dépressions fermées à la base des mesas (jusqu'à deux km en contrebas des smectites). Si les affleurements sont souvent de petite taille, ils sont solidaires du dépôt sédimentaire et ne semblent pas être des dépôts superficiels mis en place après érosion des mesas. Lorsque la couverture de poussière est faible, on observe des strates riches en zéolites juste en dessous de la strate des smectites. Les observations de l'extrémité sud de la mesa M1 suggèrent même que l'ensemble des strates de la base à la couche superficielle de smectites est en fait constitué de zéolites (figure 3.30).

Si les spectres de zéolites de Terby sont distinguables de ceux des sulfates poly-hydratés, il existe cependant une faible bande vers 2.27 μm qui est compatible avec le sulfate demi-hydraté bassanite (figure 3.28), un sulfate qui se forme justement dans les lits de lacs asséchés. Terby a pu connaître un épisode d'assèchement évaporitique comme d'autres cratères martiens entre le LN et l'Hésperien. La bassanite a été détectée sur Mars dans le lit de Mawrth Vallis (Wray et al.,

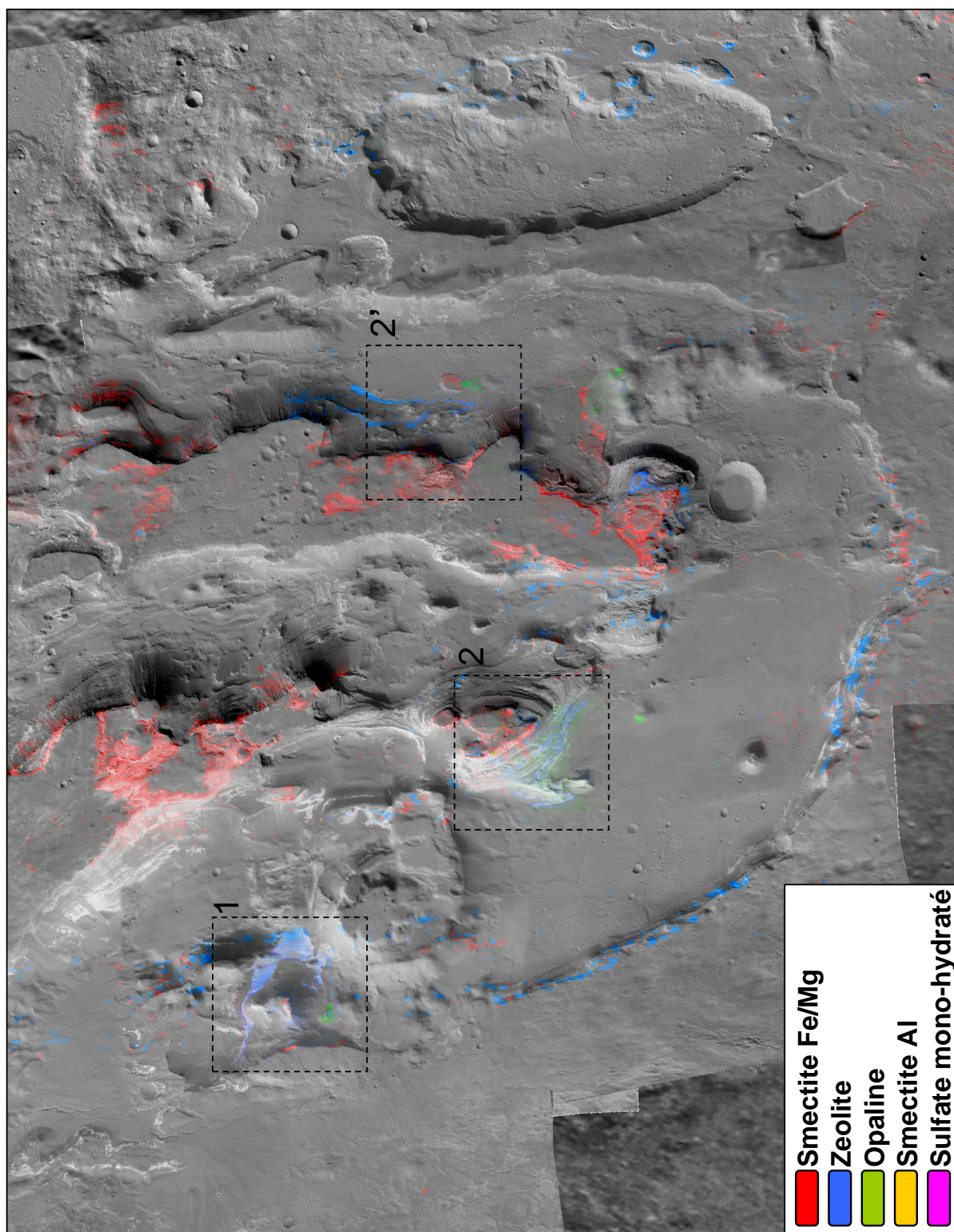


FIGURE 3.27 – Mosaïque CTX des mesas stratifiées de la partie nord du cratère Terby. Cartographie CRISM en couleurs. Le détail des rectangles 1, 2 et 2' est montré en figures 3.29 et 3.30.

2010) et dans Terra Sirenum. Dans ces autres sites, à signal-sur-bruit similaire aux spectres de Terby, la bande à $2.27 \mu\text{m}$ est détectée aux cotés de deux autres bandes caractéristiques de la bassanite à 1.77 et $2.48 \mu\text{m}$. Elles sont toutes deux plus profondes que la bande à $2.27 \mu\text{m}$

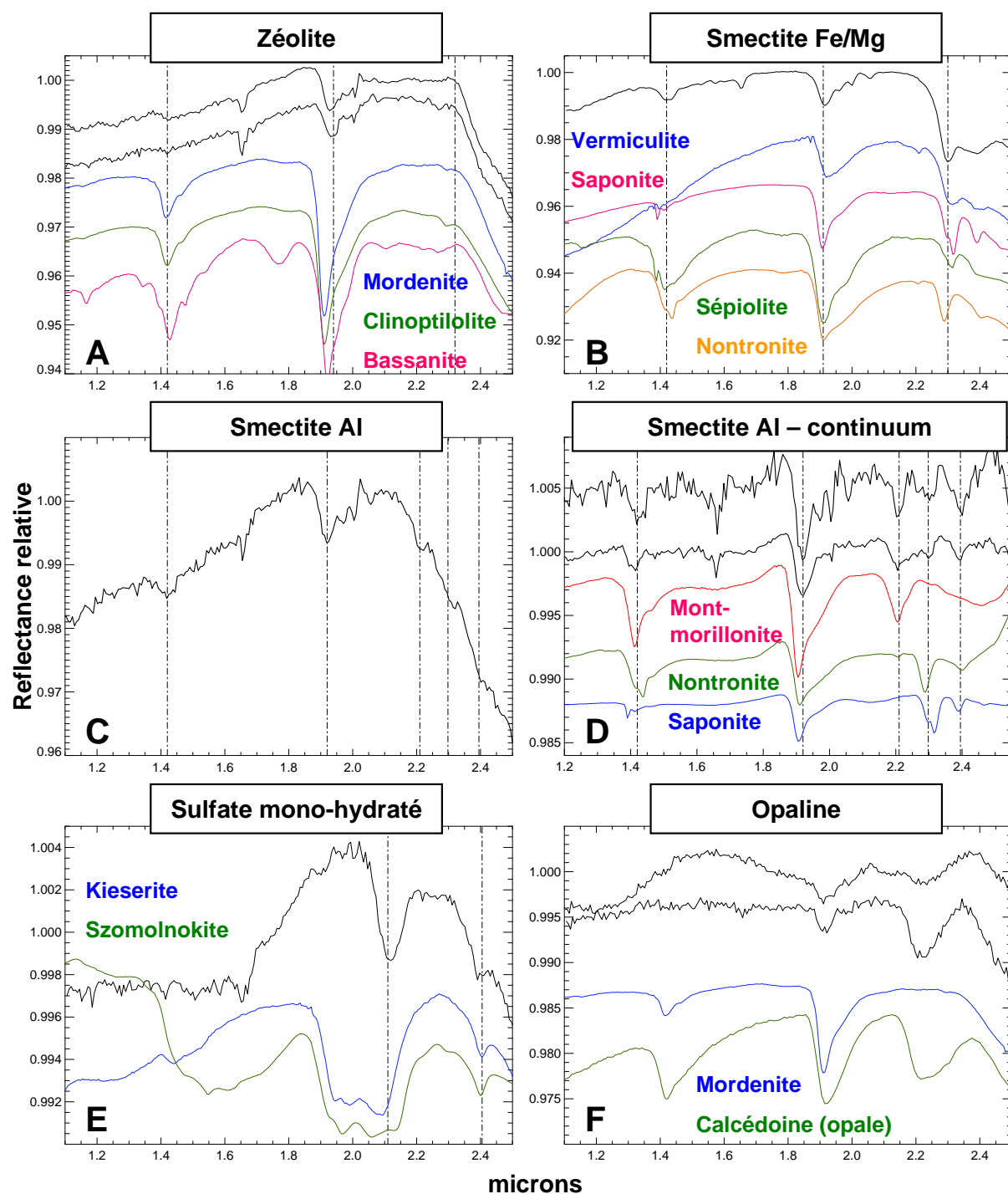


FIGURE 3.28 – Spectres CRISM (*en noir*) des cinq minéraux hydratés du cratère Terby. **a.** Spectres de zéolite. **b.** Spectre de smectite Fe/Mg. **c. et d.** Spectre de smectite Al mélangée à une smectite Fe/Mg (avant et après retrait du continuum). **e.** Spectre de sulfate mono-hydraté, la partie gauche de la large bande à $2 \mu\text{m}$ est invisible à cause d’une mauvaise correction atmosphérique. **f.** Spectres d’opaline (*bas*) et d’opaline mélangée à un zéolite et de la poussière riche en pyroxène (*haut*).

mais non observées dans Terby, ce qui permet d’exclure ce minéral ici. Une bande à $2.29 \mu\text{m}$ est visible dans les spectres purs de certains zéolites (notamment mordenite et clinoptilolite qui sont par ailleurs les meilleurs ajustements de l’épaule spectrale à $2.35 \mu\text{m}$). La bande à $2.27 \mu\text{m}$

pourrait donc être due au zéolite lui-même mais il manque des données expérimentales pour le confirmer. Une autre possibilité est la présence d'allophane mélangée au zéolite : une phase amorphe de silice hydratée riche en aluminium qui présente une bande AlFe-OH à $2.27 \mu\text{m}$. L'allophane est fréquent dans les cendres altérées et est un précurseur des argiles. Sa présence ici aux cotés d'opaline ne serait pas surprenante.

L'opaline est détectée dans des butes des dépressions fermées, tout autour des mesas érodées. Elle apparaît en revanche mélangée avec les zéolites sur au moins la moitié de la séquence stratigraphique de l'extrémité sud de M1. Un sulfate poly-hydraté a été détecté à la base de la mesa la plus à l'ouest, en contact avec une unité basale de zéolites. Des affleurements superficiels de smectite Al (proche de la montmorillonite) sont mélangés aux smectites Fe/Mg à l'échelle du pixel CRISM.

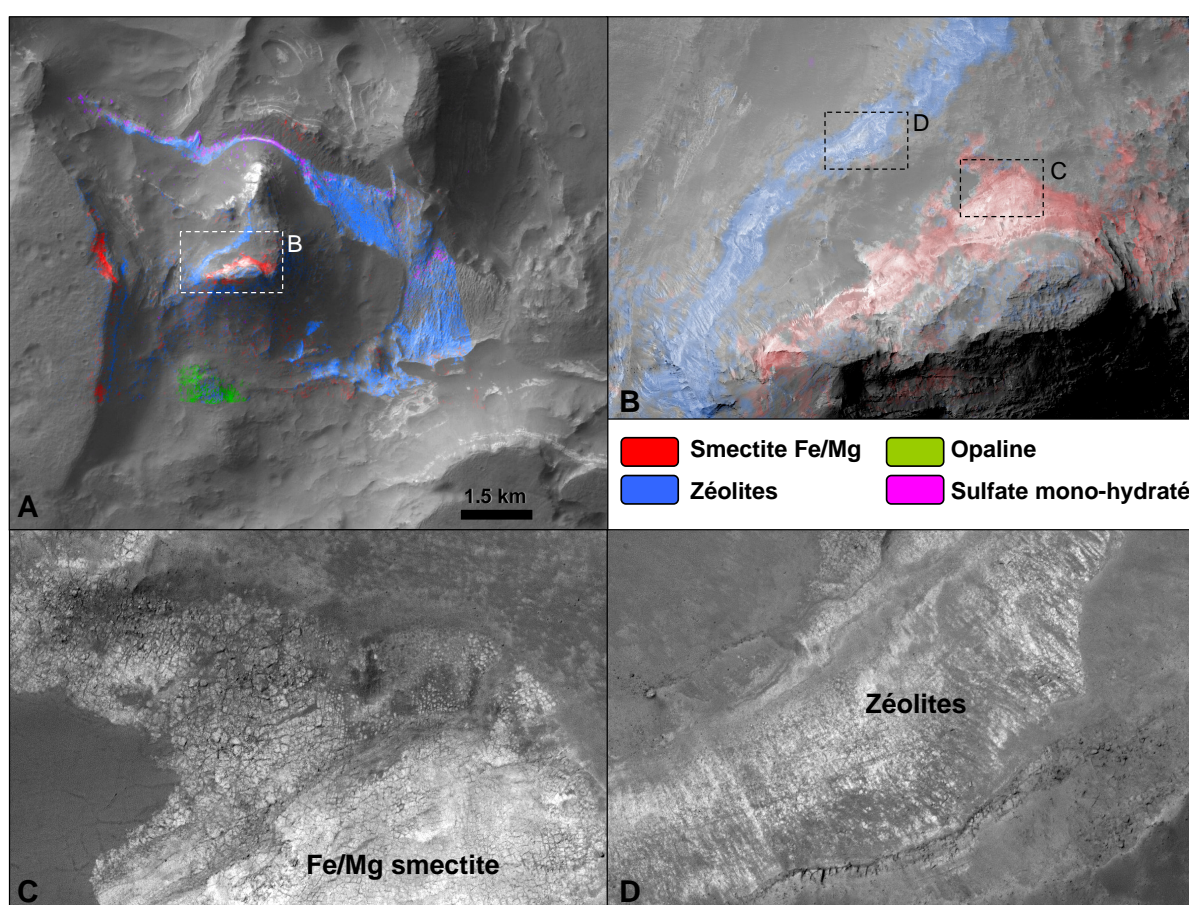


FIGURE 3.29 – Détail de l'interface entre la partie ouest des mesas et le planché du cratère. **a.** Carte minérale CRISM sur image CTX montrant les smectites stratigraphiquement au dessus des zéolites, de l'opaline et d'un sulfate mono-hydraté. **b.** Gros-plan HiRISE montrant le quasi-contact entre le dépôt supérieur de smectite et les zéolites exposé dans une falaise. **c.** Gros-plan HiRISE sur les smectites. **d.** Gros-plan HiRISE sur les zéolites.

Ces observations sont illustrées dans la figure 3.27 où la séquence verticale zéolites \Rightarrow smectites Fe/Mg est visible sur toutes les mesas. S'il est impossible de suivre chaque strate individuellement en raison de l'érosion, la poussière et une résolution insuffisante des cartes topographiques, la composition minérale indique l'existence d'une stratigraphie spatialement cohérente.

La figure 3.29 montre un détail de la partie ouest des mesas fusionnée avec le plancher du cratère. Les smectites Fe/Mg sont à chaque fois proches des plateaux, les zéolites sont observés dans une strate juste en dessous, et à la base des mesas. La couverture de poussière ne permet pas d'accéder à la composition des strates entre l'unité basale et supérieure des zéolites. Un gros-plan HiRISE en figure 3.29b montre que les unités de smectites et zéolites sont quasiment en contact, et ne sont séparés stratigraphiquement que par quelques dizaines de mètres ou moins. Les stratifications métriques ne sont pas très visibles ici. Les gros-plans 3.29c et 3.29d montrent la texture des deux unités : les dépôts sont clairs, fracturés pour les smectites et faiblement stratifiés pour les zéolites.

La figure 3.30 illustre plus clairement les relations stratigraphiques. On construit des cartes topographiques couplées aux cartes minéralogiques CRISM/CTX à partir d'un DTM HRSC à 50 m/pixel, l'exagération verticale est de 3x. Sont montrées à droite les vues en perspective des deux sites correspondants. On peut voir dans les deux cas que la majorité des smectites Fe/Mg sont situées sur la partie supérieure des mesas alors que les zéolites sont à la base ou constituent une partie voir la totalité des strates inférieures.

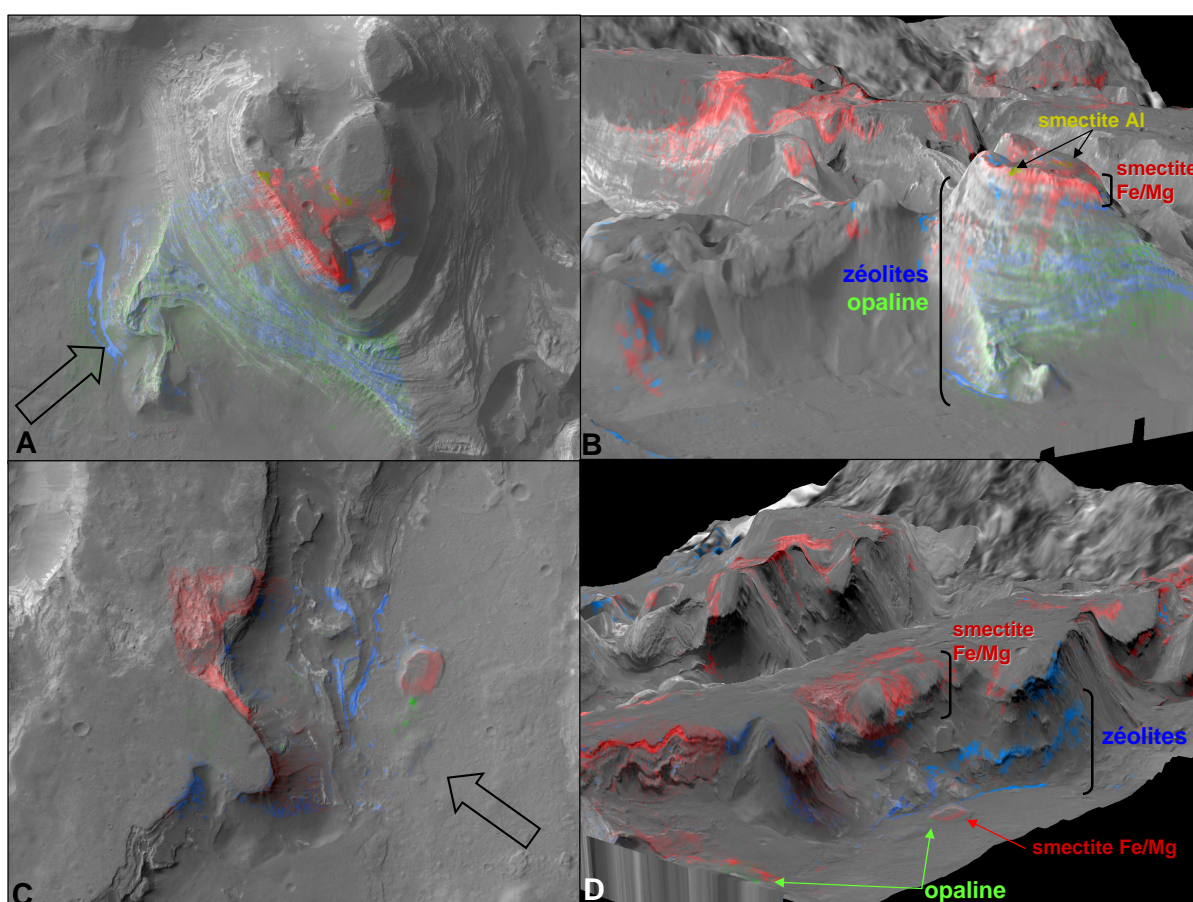


FIGURE 3.30 – Détail de l'extrémité sud des mesas M1 et M2. **a.** Carte minérale CRISM sur image CTX (mesa M1). La flèche creuse indique l'angle de visée des cartes 3D. **b.** Vue 3D de la carte minérale de la même région montrant la séquence stratigraphique entre zéolites, opaline et smectites. **c.** Carte minérale CRISM sur image CTX (mesa M2). **d.** Vue 3D de la mesa M2 (M1 en arrière-plan).

En prenant en compte le masquage des strates par la poussière on postule que la quasi-totalité des strates sont constituées de zéolites, sans discontinu et jusqu'à une strate proche du sommet des plateaux, elle constituée uniquement de smectites Fe/Mg. L'opale apparaît en quelques affleurements autour des mesas ou dans les strates, son extension spatiale était vraisemblablement plus importante avant érosion. Il en va de même pour la smectite Al mélangée aux smectites Fe/Mg au sommet de l'extrémité sud du mesa M1. Ces affleurements sont très érodés et ont pu être plus étendus avant érosion de la surface et sa couverture par de la poussière.

3.5.1.4.3 Interprétation La nature sédimentaire des dépôts hydratés de Terby ouvre la voie à 3 origines possibles :

- dépôt détritique de minéraux formés en amont, dans les hauts terrains noachiens de Terra Tyrrhena. Les sédiments ont été accumulés par le delta ou remobilisés jusqu'au lac par le vent (type loess).
- dépôt authigénique de minéraux formés pendant la sédimentation.
- dépôt évaporitique : néoformation d'argiles aux cotés de sels en milieu aride, du type sabhka.

A ces trois scénarios s'ajoute la diagénèse d'enfouissement qui a pu modifier une partie voir l'ensemble des minéraux hydratés originellement déposés.

La nature régulière et l'épaisseur métrique des stratifications implique une accumulation progressive et soutenue de sédiments et non un épisode catastrophique éphémère, pour autant les non-conformités indiquent des changements dans la déposition au cours du temps (Ansan et al., 2011). Par ailleurs, si les dépôts n'ont pas pu être datés avec précision, ils ont pu s'accumuler durant une période allant du MN au EH et donc sous des environnements climatiques radicalement différents dictés non seulement par l'évolution géologique globale mais aussi par des changements d'obliquité ou des épisodes volcaniques. Ces raisons font que l'interprétation des minéraux hydratés de Terby doit se faire avec beaucoup de précaution : le cratère a eu une histoire longue, compliquée et certainement très diverse. Il faut alors considérer que plusieurs de ces 3 (4) mécanismes ont pu jouer dans la formation ou transformation des minéraux observés actuellement. Ils ont pu être en compétition l'un avec l'autre ou intervenir à tour de rôle. On tente ici de construire une histoire géologique des dépôts stratifiés du cratère en couplant la minéralogie aux résultats des études morphologiques.

Smectite Fe/Mg : une origine détritique ? La présence de sédiments hydratés stratifiés aux alentours conduirait à favoriser une origine détritique. La composition légèrement plus ferrique et l'absence de vermiculite ou I/S de cette unité par rapport aux argiles en amont n'apporte pas de contrainte forte sur leur origine. Des échanges ioniques lors du transport des argiles peuvent légèrement modifier leur composition. A l'inverse, leur présence au dessus de 2 km de sédiments a pu les protéger d'une diagénèse d'enfouissement qui aurait transformé les autres phyllosilicates Fe/Mg de la région (soumis à un flux géothermique plus important) en vermiculites et smectites Mg. Si le gradient géothermique a été estimé, il manque des données sur

la cinétique de vermiculitisation des smectites lors de la diagénèse pour contraindre ce scénario, et de nombreux sédiments semblent ne jamais avoir été enfouis en profondeur.

Opaline : authigénique ? L'étude globale de l'opaline sur Mars (section 3.5.4) montre que cette dernière est systématiquement associée aux deltas et cônes alluviaux martiens. Sa présence ici est un argument (certes faible) en faveur d'un paléo-delta dans Terby. Dans ce contexte, l'opaline est probablement authigénique et s'obtient facilement à partir d'un verre basaltique fracturé ou en grains. On l'observe cependant dans des deltas de tout âge, si bien que les dépôts basaux ont pu se former tardivement, après érosion. La présence d'opale dans > 1 km de strates de la mesa M1 ne va en revanche pas dans ce sens, mais ces strates peuvent être déconnectées des dépôts basaux.

Sulfate mono-hydraté : évaporitique ? La présence de sulfate mono-hydraté en contact avec un affleurement basal étendu de zéolite est difficile à expliquer. En effet les zéolites requièrent un pH neutre à alcalin alors que les sulfates se forment en milieu acide. Sur Mars, les sulfates mono-hydratés sont systématiquement associés à des sulfates poly-hydratés, ce qui n'est pas le cas ici. Il est possible que ce sulfate soit une évaporite néoformée alors que la topographie des mesas érodées était déjà similaire à celle actuelle. Un dépôt de cendres volcaniques avec un apport d'eau (aquifère, glacier ou écoulement en surface) a pu le former, comme cela est postulé pour ce même sulfate dans plusieurs cratères de Terra Sirenum (Wray et al., 2011). Le dépôt de sulfate serait plus jeune que les argiles et zéolites et ainsi déconnecté de l'environnement de formation et/ou déposition de ces derniers.

Smectite Al : pédogénétique ? Les quelques affleurements préservés de montmorillonite ou beidellite au dessus des smectites Fe/Mg apicales peuvent indiquer une altération supergène. Leur spectre montre qu'ils sont mélangés avec les smectites Fe/Mg. De plus la bande Al diminue continument à distance du centre des affleurements, indiquant un probable mélange intime et progressif typique des sols altérés comme on l'observe en quelques autres sites sur Mars (section 3.5.2.2). L'altération supergène du sommet des mesas est compatible avec une origine deltaïque puisqu'elle impose que l'eau liquide ait été stable en surface jusqu'à après la fin du dépôt (sous hypothèse d'un climat continu et non épisodiquement favorable à l'eau liquide depuis le EN).

Zéolite : une contrainte forte. Les zéolites se forment typiquement à des températures < 200 °C, et requièrent une forte activité de silice et un pH neutre à alcalin. On les trouve dans des verres volcaniques altérés, avec des argiles et hydroxydes d'aluminium. Leur contexte géologique est principalement des tuffs volcaniques, des dépôts lacustres de cendres volcaniques ou des sédiments diagénétiques de fonds marins. Ils ne se forment pas en contexte évaporitique.

Toutes les autres détections de zéolites issues de la cartographie globale sont très peu étendues (quelques km²) et quasi-systématiquement associées à des structures d'impacts. On

leur préfère une origine diagénétique à chaque fois (chapitre 4). Les deux scénarios possible ici sont :

- le dépôt de cendres volcaniques en milieu lacustre. Les cendres peuvent être apportées directement par le vent (type loess) ou via un réseau fluvial/deltaïque. L'origine des zéolites est soit purement authigénique (dépôt éolien de cendres anhydres) ou authigénique-détritique (dépôt fluvial de verre basaltique déjà palagonisé contenant opaline et smectite, altéré in situ en zéolites)
- la diagénèse de sédiments marins à grande profondeur (*'deep sea sediments'*). Ce scénario suppose la pré-existence de minéraux hydratés dans les sédiments du bassin. Sur Terre leur origine est généralement détritique.

Dans les deux cas Terby devait être un paléo-lac.

Sur la base des observations de zéolites et de leur relation avec les smectites et l'opaline, on propose une histoire aqueuse de Terby construite comme une combinaison de ces deux scénarios. Le cratère Terby serait alors le premier et imposant exemple direct de zéolitisation sédimentaire ainsi que de diagénèse d'enfouissement sur Mars.

Lors du dépôt éolien ou lacustre de verre volcanique peut se produire un phénomène de zéolitisation. Il s'agit d'un changement de composition chimique de la roche sédimentaire sans changement de morphologie ou stratigraphie. Elle requière un milieu lacustre salin et alcalin et le processus s'amorce rapidement (en quelques semaines seulement : Leggo et al., 2001). Les zéolites produits sont presque exclusivement la mordenite et la clinoptilolite. Dans ce contexte, ils sont associés à des feldspars, des verres altérés en opale-CT, et également en argiles et micas authigéniques (celadonite) lorsque le pH est plus faible (Brathwaite, 2003, Altaner and Grim, 1990). On trouve en particulier les argiles comme une couche de revêtement gainant les sédiments zéolitisés. Les smectites sont formées ou déposées puis les strates inférieures sont transformées en zéolites. Les smectites ont une composition riche en Fe (nontronite) ou Al (montmorillonite). Les sédiments sont zéolitisés sous l'action du flux géothermique, il s'agit donc à la fois d'un mécanisme authigénique et diagénétique. On trouve également de l'opale-CT mélangée avec les zéolites à l'échelle de la strate (Brathwaite, 2003).

Les observations minéralogiques convergent toutes vers ce scénario :

- Seul ce mécanisme peut expliquer la présence de jusqu'à 2 km d'épaisseur de zéolites.
- L'épaisseur kilométrique des strates est suffisante pour amorcer une diagénèse sédimentaire du bassin.
- Les deux zéolites spectralement les plus proches des spectres de Terby sont justement la clinoptilolite et la mordenite.
- On trouve une gaine de smectites plutôt riche en Fe au dessus de toutes les strates de zéolites (figure 3.27).
- Les strates de smectites Fe/Mg et zéolites sont peu séparées (figure 3.29), compatible avec une zéolitisation graduelle croissante avec la profondeur.
- On trouve de l'opaline (ou opale-CT) en plusieurs sites, dont mélangée dans des strates avec des zéolites (figure 3.30).

Les sédiments de Terby se sont donc déposés en milieu alcalin, humide avec une source d'eau venant de la surface. L'environnement géochimique est donc opposé aux paléo-lacs de Terra Sirenum formés en milieu acide, évaporitique avec une source d'eau venant de la sub-surface. Les smectites Fe/Mg et Al gainant les zéolites ont donc pu être formés in-situ, mais la présence d'un delta indique qu'ils ont été déposés fluvialement. Ajouté à l'existence des dépôts sédimentaires tout autour de Terby, ces deux raisons font qu'il est probable que les minéraux hydratés étaient originellement détritiques. L'accumulation sédimentaire dans la dépression topographique du cratère et la diagénese qui s'en est suivie aurait alors permis au dépôt sédimentaire régional riche en smectites/vermiculites d'évoluer *localement* en zéolites. La zéolitisation sédimentaire requière du matériel volcanique riche en silice, plutôt rhyolithique et qui n'a pas été détecté jusqu'à présent sur Mars. Il est possible que les vestiges de quelques éruptions rhyolitiques au Noachien aient été effacées. Alternativement, l'altération aqueuse du matériel avant son dépôt dans Terby a pu causer un enrichissement en Si.

3.5.2 Phyllosilicates Al

On regroupe sous l'appellation de phyllosilicates Al les kaolins (kaolinite, halloysite), smectites Al (montmorillonite, beidellite), micas K+Al (illite, muscovite) et micas Al+Na ou +Ca (margarite, paragonite). Au premier ordre, ces minéraux tracent des environnements où l'altération est plus intense que les phyllosilicates Fe/Mg. Lorsque la roche mère est basaltique (mafique), ils remplacent les smectites, vermiculites et micas Fe/Mg dans des environnements à plus forte acidolyse (pH plus faible) et/ou plus forte hydrolyse (rapport W:R plus élevé). Lorsque la roche mère a une composition plus felsique (rhyolite par exemple) alors les micas-Al, smectites-Al et kaolins se forment directement, sans stade intermédiaire de smectites/vermiculites Fe/Mg (voir section 1.1.3.1). Dans ce cas une hydrolyse ou acidolyse élevée n'est pas requise. La composition de la croûte martienne étant mafique, on ne s'attend pas à ce cas de figure à l'échelle globale.

La kaolinite/halloysite trace les environnements d'acidolyse et/ou hydrolyse les plus élevés. Elle peut précipiter dans une large gamme de pH mais de préférence à $\text{pH} < 6$ (nontronite et saponite se forment préférentiellement à $\text{pH} > 6$). Sous climat tropical, on la trouve dans les horizons supérieurs aux côtés d'oxydes et hydroxydes riches en Al. Il s'agit du dernier phyllosilicate stable dans ces conditions.

Les smectites-Al se forment et se maintiennent dans des environnements moins acides et moins lessivés. Dans les sols, on les trouve au dessus des smectites/vermiculites Fe/Mg et en dessous des kaolinites. La montmorillonite se forme surtout par altération de tuffs basaltiques.

Les micas muscovite et illite sont des minéraux communs sur Terre que l'on trouve dans presque tous les environnements d'altération, ils sont associés aux smectites et kaolins dans les sols altérés. Leur particularité est qu'ils présentent 6-10 wgt % de potassium, soit un enrichissement d'un facteur au moins 2 à 3 par rapport à la composition élémentaire de la croûte (McSween et al., 2009).

3.5.2.1 Contexte général et diversité minérale

Ces minéraux ont été identifiés sur Mars dans 331 sites (figure 3.31), et sont donc les deuxièmes plus fréquents. Ce résultat contraste avec les études précédentes (par exemple Murchie et al., 2009) qui concluaient que ces minéraux étaient rares sur Mars. Ils étaient principalement trouvés dans la région de Mawrth Vallis et associés à des sulfates dans Valles Marineris et dans des cratères de Terra Sirenum. On trouve à la fois des kaolins et des smectites/micas dans tous les contextes dont des sédiments et affleurements de croûte. La kaolinite/halloysite est présente dans des proportions à peu près égale aux smectites-Al, les micas sont très rares (une vingtaine de sites confirmés seulement). La raison de ce contraste par rapport aux études précédentes est que la taille typique des dépôts de phyllosilicates Al est deux ordres de grandeur plus petite que celle des phyllosilicates Fe/Mg ($< 50 \text{ km}^2$) d'où des difficultés de détection. S'ils sont parfois mélangés avec ces derniers à l'échelle du pixel CRISM, ils sont spatialement séparés dans la majorité des cas.

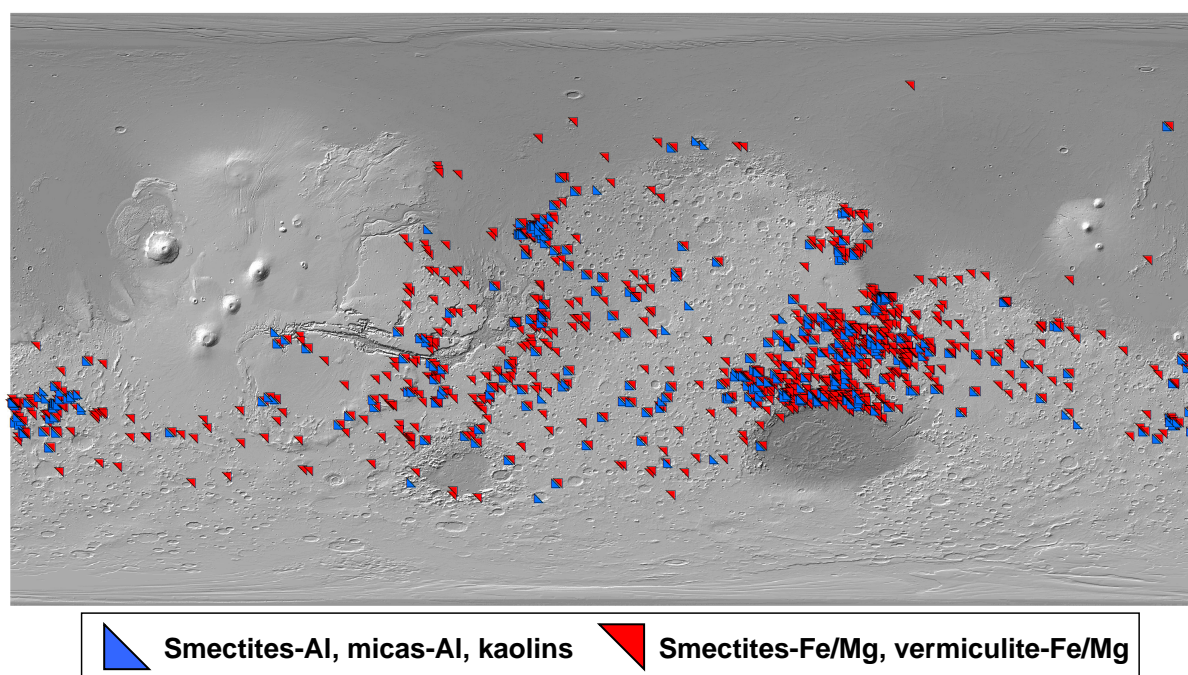


FIGURE 3.31 – Carte globale des smectites, micas et kaolins riches en Fe/Mg (rouge) et Al (bleu). Ces derniers sont presque systématiquement associés (mais non mélangés) à des phyllosilicates Fe/Mg.

La figure 3.32a montre les spectres des phyllosilicates-Al les plus communément identifiés sur Mars, de haut en bas : smectite-Al (montmorillonite ou beidellite), smectite-Al mélangée avec de l'opaline, smectite-Al mélangée avec une smectite-Mg (saponite), kaolinite ou halloysite. En de rares occasions, les micas suivants ont été identifiés sur Mars (figures 3.32b à 3.32d) : muscovite, illite, paragonite et margarite.

Le contexte morphologique est en général difficile à contraindre pour ces minéraux étant donnée la très faible extension spatiale des dépôts. On se concentre sur un type de contexte : les paléosols issus de l'altération supergène.

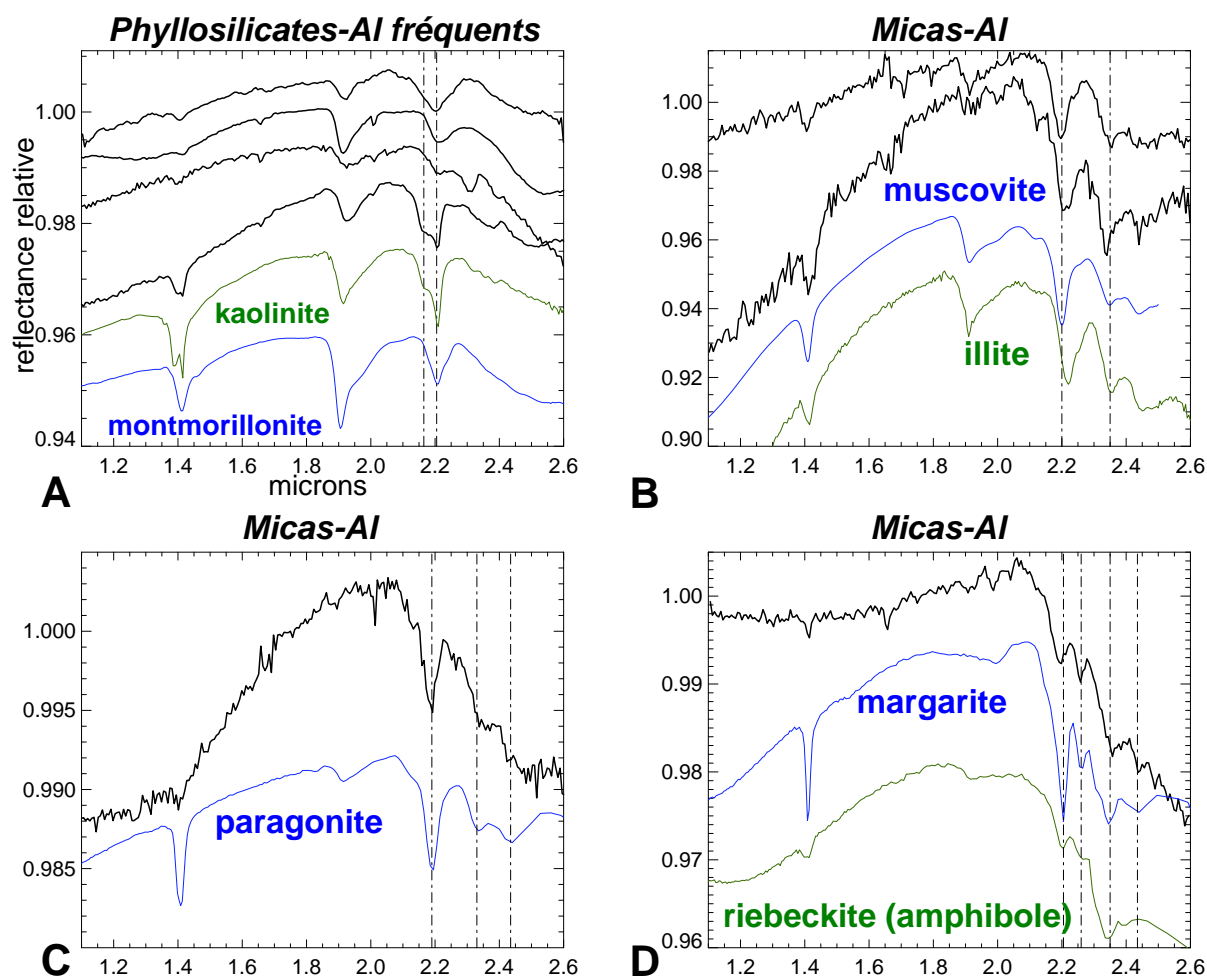


FIGURE 3.32 – Spectres de phyllosilicates Al : smectites, kaolins et micas.

3.5.2.2 Altération supergène

Comme détaillé en section 1.1.3.1, l'activité hydrologique en surface est responsable de la formation des sols, qui est un processus à la fois de fracturation physique des roches et d'un changement de composition minérale in-situ. Les roches basaltiques sont très réactives et s'altèrent facilement en smectites et vermiculites Fe/Mg à faibles W:R (< 1) et température ($\sim 0-20^\circ\text{C}$). En milieu tropical et humide où l'apport d'eau est plus important, l'hydrolyse entraîne l'évacuation des cations Mg puis Fe et la minéralogie secondaire est dominée par les smectites-Al puis la kaolinite. A lessivage encore plus important seuls des oxydes et hydroxydes Al (et Fe) subsistent. Les basaltes terrestres sont souvent déjà altérés en micas et chlorites qui sont alors transformés en d'autres micas, vermiculites puis suivent la même séquence que les smectites Fe/Mg. Il s'en suit une zonation verticale des sols où la composition est gouvernée par la disponibilité en eau, l'altération est plus intense proche de la surface et là où la pente est faible.

La présence de telles zonations verticales phyllosilicates Fe/Mg \Rightarrow Al est un argument fort en faveur d'une activité hydrologique en surface. On l'observe dans plusieurs sites sur Mars, notamment dans Mawrth Vallis (Loizeau et al., 2007) et Nili Fossae (Ehlmann et al., 2009).

La figure 3.31 montre que phyllosilicates-Al sont presque systématiquement associés à des phyllosilicates Fe/Mg. Une étude plus approfondie permettra d'identifier ceux correspondant à un paléo-sol. L'exploration préliminaire de leur contexte morphologique indique de nombreux sites potentiels. On se contente ici de montrer quelques nouveaux sites représentatifs et dispersés à la surface de Mars.

La région de Mawrth Vallis La région de Mawrth Vallis est considérée comme le meilleur exemple de paléo-sol martien de part ses affleurements étendus de nontronite drapés par un mélange de smectite Al (montmorillonite ou beidellite), kaolinite et opaline. De nombreuses études se sont concentrées sur la région qui a été parmi les 4 derniers sites d'atterrissage proposés pour MSL (ex : Loizeau et al., 2007, Bishop et al., 2008, Michalski et al., 2010, Noe Dobrea et al., 2010). L'origine des phyllosilicates Fe/Mg est sujet à débat et ne sera certainement pas déterminée avant une investigation in-situ car le contexte de formation n'est pas préservé. Les études s'entendent cependant toutes sur la transformation en kaolins et smectites-Al par pédogénèse. La découverte récente de jarosite, bassanite et peut être d'autres sulfates, ajoutée à la présence de kaolinite et d'opaline indique un épisode d'altération supergène en milieu acide et riche en sulfures. Dans le cadre de la préparation du 5^e MSL Landing Site Workshop (*mai 2011*), un court travail a été effectué non pas sur ces affleurements qui ont été largement étudiés mais sur les sites voisins afin de mieux contraindre l'étendue spatiale du paléo-sol. Parmi les observations intéressantes sont un dépôt probablement sédimentaire dans le cratère Oyama voisin ainsi que des buttes à l'ouest présentant cette même stratigraphie.

Le cratère Oyama borde la partie ouest de l'ellipse d'atterrissage proposée pour MSL. Le cratère est rempli de matériel provenant des hauts terrains environnants, les dépôts sont datés de ~ 3.8 Ga (âge MN-LN), environ 100 Ma plus jeunes que les affleurements de croûte hydratée de Mawrth (*Loizeau et al., 5th MSL Landing Site Workshop, 2011*). Des chenaux inversés à l'interface entre ces terrains et les parois du cratère (Noe Dobrea et al., 2010) indiquent qu'il y a eu un écoulement dans le cratère mais le volume déplacé n'a pas nécessairement contribué au remplissage de la totalité du dépôt horizontal. Les parois internes exposent des strates d'épaisseur métrique, indiquant l'emplacement de la nontronite de Mawrth avant la formation du cratère. On trouve par ailleurs des strates érodées dans les dépôts du cratère que l'on interprète comme une re-mobilisation de matériel altéré. La stratification évoque une nature sédimentaire.

La minéralogie hydratée est dominée par la nontronite, mais tout comme pour les affleurements de Mawrth, ceux de Oyama montrent une zonation verticale dans laquelle un mélange de smectites/kaolins-Al et d'opaline est drapé au dessus de strates riches en nontronite (figure 3.33). On constate qu'il n'y a pas de différence de morphologie entre les deux unités, par ailleurs la re-mobilisation des sédiments dans Oyama n'aurait pas préservé la stratigraphie Fe/Mg \Rightarrow Al des plateaux. Ces observations semblent indiquer que, tout comme ceux des plateaux, les phyllosilicates-Al d'Oyama se sont formés in-situ par altération supergène des phyllosilicates Fe/Mg. Ces derniers auraient d'abord été transportés (vraisemblablement fluvialement) dans

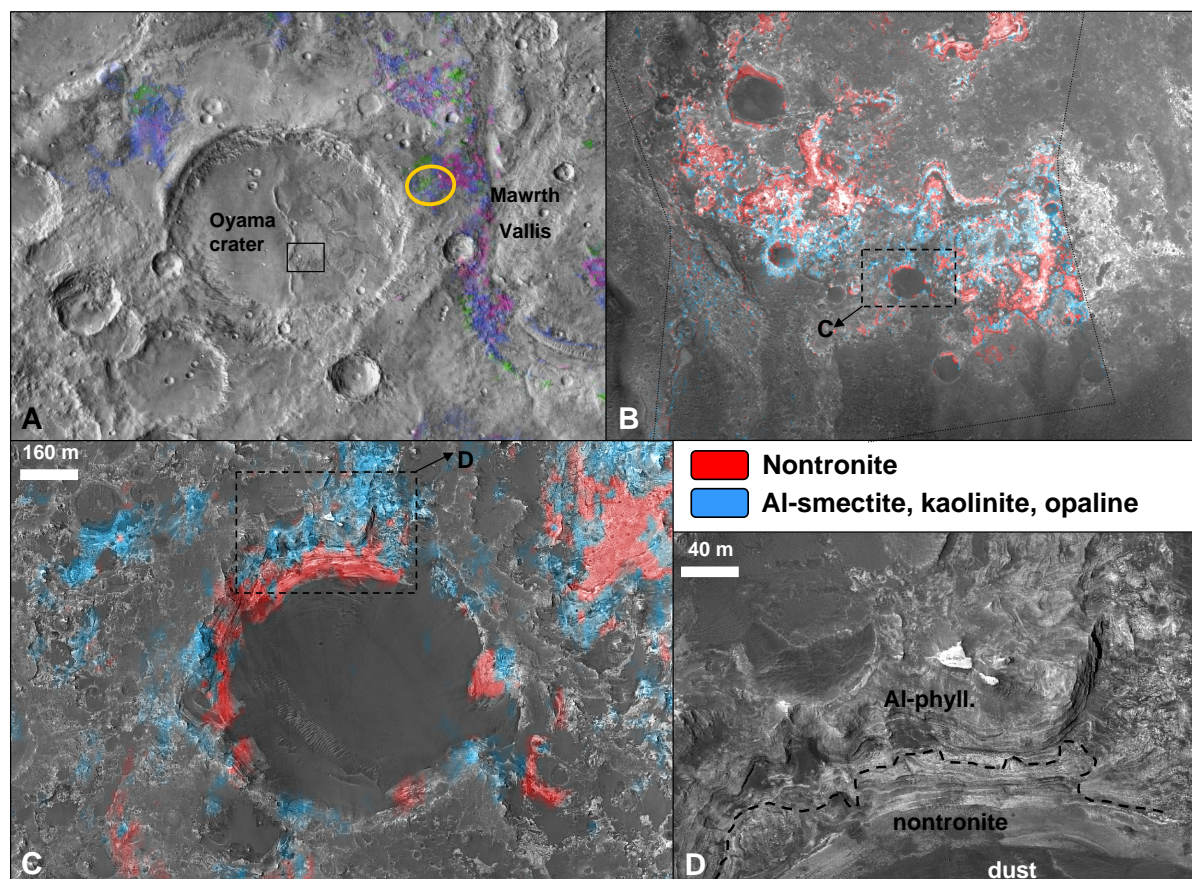


FIGURE 3.33 – Séquence pédogénétique dans le cratère Oyama, Mawrth Vallis. **a.** Contexte régional, cartographie OMEGA des phyllosilicates en couleurs (Loizeau et al., 2007). L'ellipse MSL proposée est en jaune. **b.** Carte minérale CRISM-CTX des strates hydratées déposées au fond du cratère. **c.,d.** Gros-plans HiRISE sur un cratère de 800 m de diamètre exposant les strates Fe/Mg \Rightarrow Al.

le cratère, avant d'être transformés. Cette observation place *localement* une limite supérieure à l'altération supergène, entre le MN et le LN.

De nombreux sites présentant cette stratigraphie ont été découverts dans les environs de Mawrth Vallis, dont des buttes comme illustré en figure 3.34a. Une exploration régionale a été menée, triplant les détections faites au SE de Mawrth par Noe Dobrea et al., 2010 (figure 3.34c). Ces détections semblent tracer une couche d'altération beaucoup plus étendue au Noachien dont seuls quelques vestiges subsistent aujourd'hui.

Nord du bassin d'Hellas De nombreux sites sédimentaires présentant des vermiculites (voir section 3.5.1.3) ont également de petits affleurements de kaolinite ou smectite-Al. Ils sont souvent stratigraphiquement au dessus de ces premiers, évoquant une altération in-situ en surface après la mise en place des sédiments hydratés pendant le noachien. La figure 3.35 montre deux exemples situés à l'est du cratère Terby. Ces deux sites présentent également des mesas stratifiées, et dans les deux cas une strate de smectite-Al ou kaolinite drape plusieurs strates de vermiculite Fe/Mg. On peut voir dans le deuxième exemple (figure 3.21d) qu'il n'y a pas de non conformité ni de changement appréciable de texture entre les deux unités, ce qui constitue un

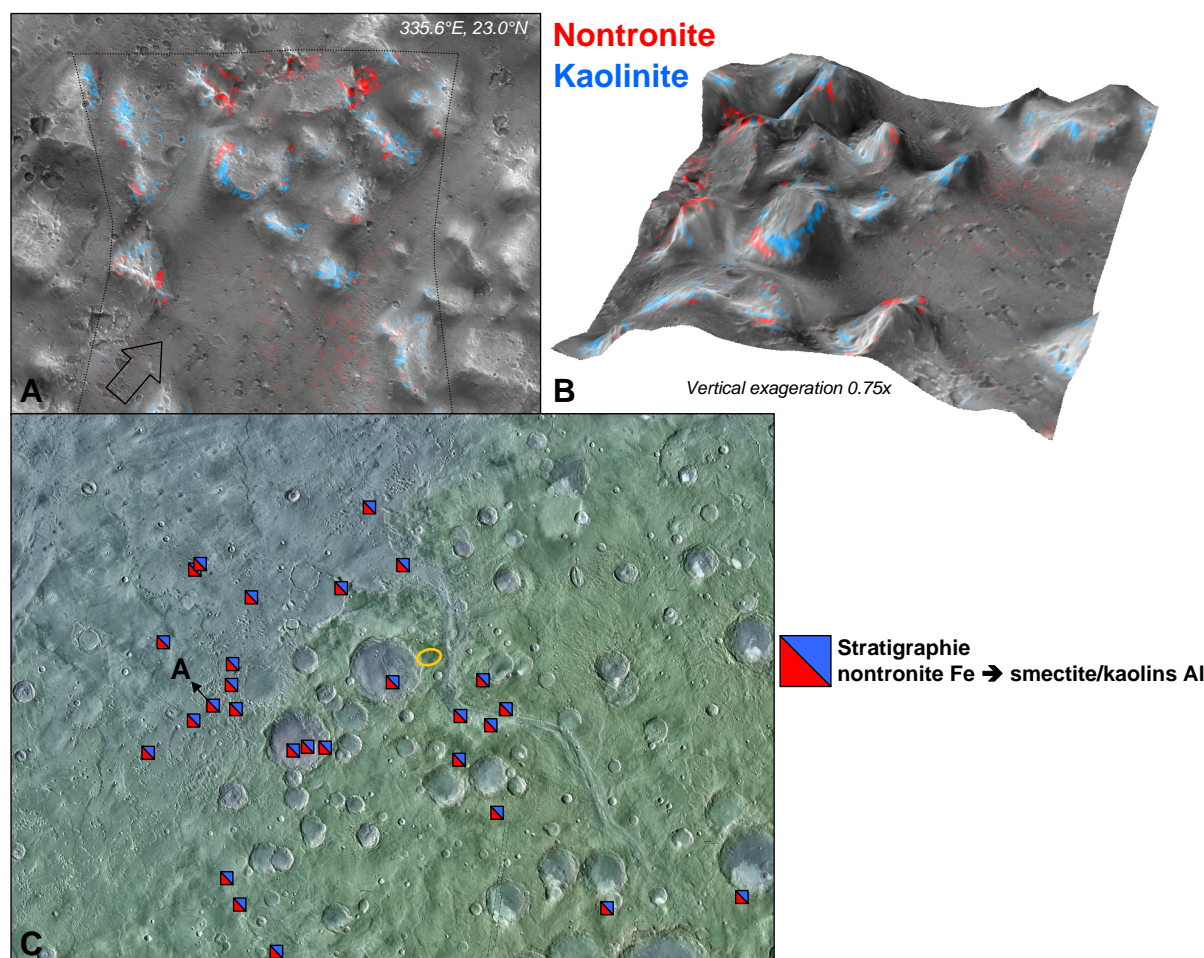


FIGURE 3.34 – Stratigraphie d’altération supergène dans la région de Mawrth Vallis. **a.** Buttes à l’est de Mawrth Vallis. **b.** Même observation sur DTM MOLA. **c.** Carte régionale de cette stratigraphie (Noe Dobrea et al., 2010 et cette étude)

argument en faveur d’une altération supergène.

Un sol enfoui dans Terra Sirenum La petite taille des dépôts superficiels de phyllosilicates Al peut s’expliquer de deux façons :

- une altération sous climat plutôt aride et froid ne permettant la formation que d’une fine couche de kaolinite ou smectites-Al
- sa vulnérabilité face à l’érosion et au labourage de la surface. Dans ce cas l’étendue originelle de cette couche d’altération pouvait être beaucoup plus étendue que maintenant, elle a été détruite ou enterrée par divers processus.

Mawrth Vallis est le site d’altération supergène le mieux préservé. Il présente de plus une *capping unit* au dessus des phyllosilicates-Al. Ce site fait cependant partie de la région d’Arabia Terra qui a connu une intense érosion (plusieurs centaines de mètres au minimum, Golombek et al., 2006), ainsi la stratigraphie observée aujourd’hui n’est pas forcément celle au moment de l’altération supergène et la *capping unit* a pu se mettre en place plus tard. Mesurer l’épaisseur originelle de cette couche d’altération sur Mars est donc difficile.

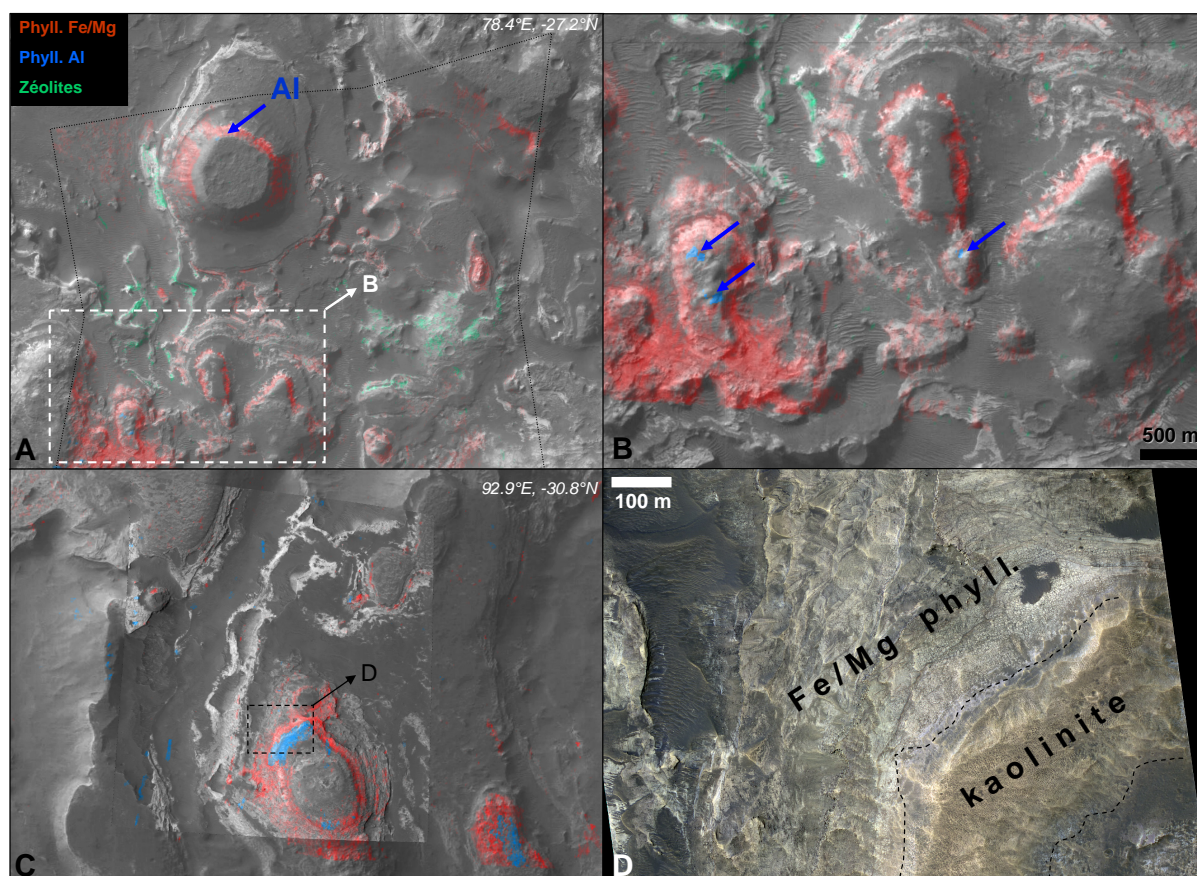


FIGURE 3.35 – Séquences d'altération supergène au nord du bassin d'Hellas. **a.** Mesas stratifiées dans un bassin à l'est du cratère Terby montrant une stratigraphie et minéralogie similaire que le cratère. **b.** Gros-plan CTX sur une butte où la séquence verticale Fe/Mg \Rightarrow Al est visible. **c.** Mesas stratifiées au SE du cratère Terby montrant une strate de kaolinite drapant plusieurs strates de vermiculite Fe/Mg. **d.** Gros-plan HiRISE de l'interface.

Un site a été découvert dans Terra Sirenum qui permet d'envisager qu'une partie au moins de cette couche est désormais enfouie à faible profondeur. Il s'agit d'un cratère de 510 m de diamètre impactant une plaine noachienne. Ce diamètre correspond à une profondeur d'excavation inférieure à ~ 50 m (Melosh, 1989). La figure 3.36 montre la carte minérale CRISM et l'évolution radiale de chaque critère par rapport au centre du cratère. On observe que les smectites Fe/Mg sont dans l'éjecta proximal alors que les kaolins sont dans l'éjecta distal. L'éjecta proximal est constitué de matériel excavé à plus grande profondeur que celui dans l'éjecta distal, la répartition des minéraux observée après l'impact traduit indéniablement une zonation verticale dans les 50 premiers mètres du sol avec la kaolinite au dessus des phyllosilicates Fe/Mg. Une séquence d'altération supergène a donc été enfouie ici. De petits affleurements de chaque minéral sont par ailleurs observés à proximité sans qu'il soit possible de constater cette stratigraphie (sites de trop petite taille). L'inversion précise du problème en utilisant le Z-model d'excavation (Maxwell, 1977) permettra à l'avenir d'avoir une contrainte sur la profondeur et l'épaisseur de la couche de kaolinite.

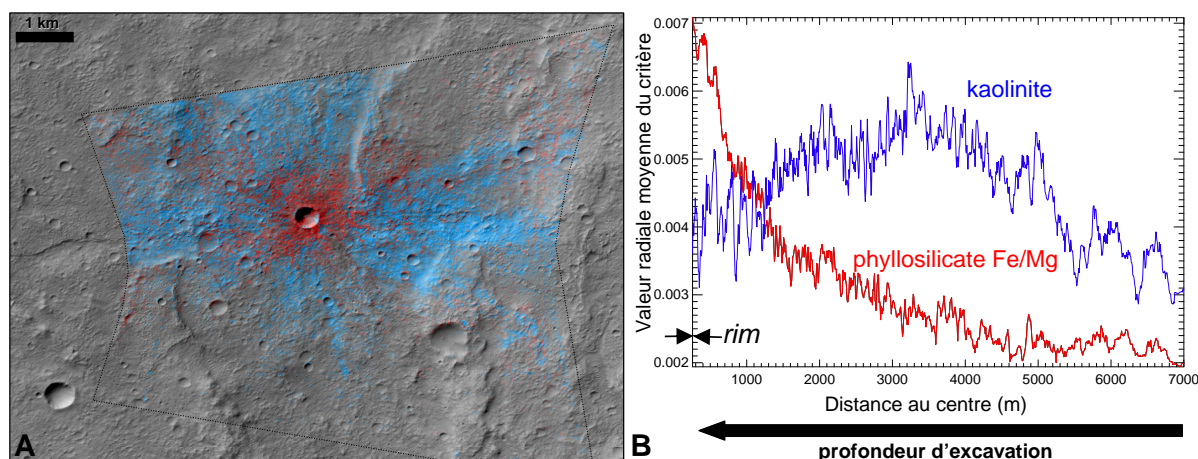


FIGURE 3.36 – Excavation d'une séquence d'altération supergène par un cratère de 510 m de diamètre (Terra Sirenum).

3.5.3 Prehnite

La prehnite est un silicate hydroxylé riche en Al et Ca qui se forme exclusivement dans un contexte hydrothermal et métamorphique de faible grade. Il appartient au faciès métamorphique prehnite-pumpellyite, de plus haut grade que les zéolites et de moins haut grade que l'épidote et les amphiboles. Sa formation requière une température $> 200\text{-}250^\circ\text{C}$ et une pression < 3 kbar. Sa particularité est qu'elle ne peut se former que si la fraction molaire de CO_2 dissout en solution est très faible ($X_{\text{CO}_2} < 0.004$, Glassley, 1974, Frey and Robinson, 1998), et donc ne peut pas se former en surface même en présence des 6 mbar de CO_2 actuel. C'est donc à priori un bon traceur des conditions physiques de l'altération en sub-surface bien qu'aucune étude n'ait déterminé à partir de quelle profondeur elle pourrait se former en contexte hydrothermal (quelques cm sous la surface ou des centaines de mètres?). A partir des modèles du flux géothermique (figure 3.51), on voit qu'elle peut se former métamorphiquement dès ~ 15 km de profondeur.

La prehnite avait été identifiée sur Mars en de rares endroits : cratères au sud de Nili Fossae (Ehlmann et al., 2009, Marzo et al., 2010), dans des grabens cerclant le bassin d'Argyre (Buczowski et al., 2010) et dans quelques cratères dans la région de Tyrrenna Terra (Fraeman et al., 2009). Sa cartographie globale (figure 3.37) révèle plus d'une centaine de sites répartis sur toute la planète. A l'échelle du pixel CRISM, elle est systématiquement mélangée avec de la chlorite ou pumpellyite (spectralement indissociables), comme c'est le cas sur Terre. On peut voir sur cette carte que la majorité des détections sont liées à un cratère d'impact, tout particulièrement dans les plaines du nord (Carter et al., 2010a), et les deux mécanismes de formation sont alors possibles. Nous verrons en chapitre 4 que l'excavation de roche métamorphique de la croûte est préférée dans de nombreux cas. Outre les cratères, on trouve la prehnite associée à des structures qui pourraient avoir une origine tectonique : proches de fossae, grabens mais aussi scopulus issus d'impacts. Au premier ordre, elle traduit une hydratation de la croûte à des profondeurs kilométriques, preuve indéniable qu'une partie de l'altération s'est faite en sub-surface.

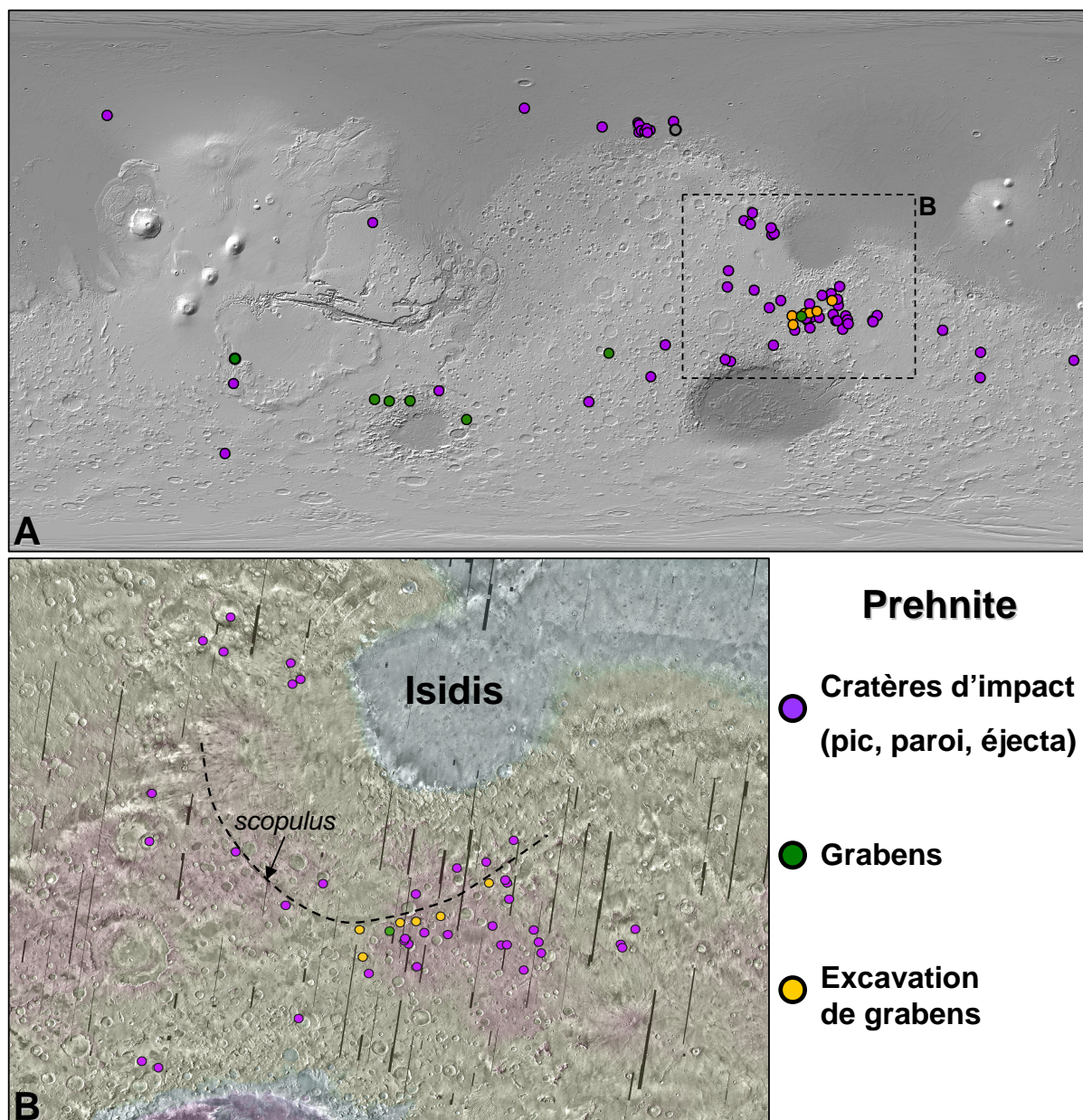


FIGURE 3.37 – **a.** Cartographie globale de la prehnite en fonction du contexte géologique : structures d'impacts en violet, grabens en vert et excavation de grabens par des cratères en jaune. **b.** Gros-plan sur le Sud d'Isidis où se concentrent de nombreuses détections à proximité d'Oenotria Scopulus (pointillés)

3.5.4 Opaline

L'opaline ou silice hydratée désigne plusieurs espèces de verres et cristaux hydratés de formule générale $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. En fonction du degré de cristallinité, des espèces mélangées et de sa structure (polymorphe du quartz), elle peut prendre plusieurs appellations : opale A, opale C, opale CT, calcédoine, ou simplement verre basaltique hydraté. Elle est souvent constitutive des palagonites, un verre basaltique hydraté où l'on trouve également zéolites et parfois smectites. De petites différences spectrales existent notamment dans la profondeur de bande à $1.9 \mu\text{m}$ (ex : Milliken et al., 2008), on ne tentera pas de les distinguer ici car on les trouvent dans

des conditions géo-chimiques assez proches et elles font toutes partie d'une même séquence de transformation vers le quartz.

L'opaline est une espèce fréquente sur Terre, elle se forme dans une large gamme de température (ambiante à hydrothermale), de pH (acide à alcalin) et de rapport W:R. On la trouve dans des environnements de surface et sub-surface proche. Elle trace une altération de faible intensité. Lorsque la roche mère est un basalte, l'altération entraîne l'évacuation d'importantes quantités de SiO₂ (jusqu'à > 50 wgt %) qui est alors transporté comme sédiment ou concentré in-situ (authigéniquement) pendant un dépôt lacustre (par exemple McLennan, 2003). In-situ, on la trouve proche de fumerolles (altération type brouillard acide) et plus généralement lors d'altération supergène ou d'évaporation à pH acide. Elle précipite en milieu neutre à alcalin à proximité de sources chaudes (activité hydrothermale en surface). Sa particularité est qu'elle est très réactive, c'est un précurseur des smectites et zéolites. Sa présence en surface ou dans des sédiments interdit toute activité aqueuse postérieure à sa formation.

Sur Mars, elle a d'abord été détectée in-situ dans le cratère Gusev, à Home Plate (Squyres et al., 2008, Ruff et al., 2011). Une précipitation hydrothermale (type source chaude) à pH neutre est avancé pour son origine. Elle a ensuite été identifiée dans des strates superficielles des plateaux autour de Valles Marineris et Noctis Labyrinthus (Milliken et al., 2008, Le Deit et al., 2010, Thollot et al., 2010). Sa proximité avec une strate riche en sulfates (jarosite) a conduit à postuler une formation du type altération supergène acide de cendres volcaniques. Dans ces deux cas, les dépôts sont datés de l'Hesperien à l'Amazonien. On la trouve également associée à quelques cratères d'impacts dans la région de Nili Fossae (Ehlmann et al., 2009, Marzo et al., 2010), et une origine hydrothermale liée à l'impact est retenue (l'opaline serait un des derniers assemblage hydraté à se former de part sa forte réactivité). Enfin, Skok et al., 2010 proposent une formation volcanique hydrothermale pour un dépôt également récent de Nili Patera (Syrtis Major Planum).

D'avantage que la chlorite, la présence d'opaline à la surface de Mars fournit une contrainte sur l'environnement de surface. En effet, sur la base de modèles et d'études terrestre, Tosca and Knoll, 2009 estiment que même à $T \sim 0^\circ \text{C}$, l'opale aurait due se transformer totalement soit en smectites/zéolites en surface (par altération supergène) ou en quartz à quelques centaines de mètres de profondeur (par diagénèse), le tout en moins de < 400-500 Ma. Le fait qu'elle ait survécue > 3 Ga indique d'une part que très peu d'activité aqueuse à eu lieu en surface depuis et d'autre part que la diagénèse d'enfouissement n'a pas été un processus majeur après leur formation (datée autour du LH-EA par les études martiennes).

On présente ici les résultats de l'étude globale d'opale sur Mars, on montre qu'elle est plus fréquente qu'observée auparavant et on s'intéresse particulièrement à l'opale associée aux cônes alluviaux.

3.5.4.1 Contexte général

L'opaline est détectée dans 142 sites sur Mars, ce qui en fait le 4^e minéral hydraté le plus fréquent. On distingue 5 contextes morphologiques majeurs cartographiés en figure 3.38 :

- Structures associées à un cratère d'impact : pic central, parois ou éjecta.
- Cônes alluviaux et deltas, associés à une épisode fluvial.
- Coulées de laves ou caldeira.
- Terrains chaotiques.
- Plaines.

Ces détections confirment les études orbitales précédentes, avec des formations en milieu acide (chaos et plaines associées à des sulfates), hydrothermal (laves, cratères), ainsi qu'une nouveauté : une formation vraisemblablement authigénique dans un contexte manifestement fluvial/lacustre.

La figure 3.39 s'intéresse à l'âge des dépôts en fonction du contexte. On voit que, statistiquement, les dépôts d'opale sont plus récents que les autres minéraux hydratés, avec des détections dans des terrains hésperiens voir amazoniens. Les âges donnés ici sont des limites supérieures puisque l'opale est sous forme de dépôt superficiel.

Opaline associée à des structures d'impact. L'opaline est le plus fréquemment associée à des cratères d'impacts, principalement dans le pic central et plus rarement dans les parois ou éjectas. Il est difficile d'interpréter ce type de contexte du fait du rôle possible de l'impact dans la formation ou transformation d'opaline, ce problème sera abordé plus en détails en chapitre 4 : une origine hydrothermale est proposée. La distribution en âge suit la distribution globale (figure 3.39), mais la cartographie géologique ne rend pas compte de l'âge du cratère lui-même, il s'agit donc d'une limite supérieure.

Plaines Le terme 'plaines' regroupe principalement des sites plats dont la morphologie évoque une activité aqueuse fluviale ou visqueuse. Une exception notable sont les affleurements de Marwth Vallis. Le site le plus remarquable est un large dépôt d'opaline dans le bassin d'Hellas qui a été détecté indépendamment dans les données OMEGA et dans une étude récente utilisant les données THEMIS (Bandfield, 2008). Il s'agit d'une vaste surface ($> 6000 \text{ km}^2$) sur la marge ouest du bassin (figure 3.40) détectée dans 2 observations OMEGA et 3 images THEMIS. Plusieurs cubes CRISM ont depuis été acquis et ont permis de confirmer son existence. Il s'agit de la première co-détection d'opaline entre OMEGA et THEMIS et jusqu'à présent du meilleur exemple d'observation jointe appliquée aux minéraux hydratés, les cartes étant très bien corrélées. A l'échelle HiRISE/CRISM, cette vaste unité apparaît comme un dépôt mince épousant la topographie. Bandfield, 2008 a postulé une origine aqueuse, du matériel riche en opaline aurait été transporté depuis les hauts terrains Noachien vers l'intérieur du bassin. Au vu de ce qui est constaté pour les cônes alluviaux, cette hypothèse pourrait être remise en question au profit d'une formation authigénique.

D'autres sites remarquables sont des buttes et petits chenaux d'écoulement contenant de l'opaline dans les plaines du nord et seront abordés en chapitre 4.2.

Laves Quelques sites présentent de l'opaline associée à une coulée de lave. L'exemple le plus saillant a été découvert par Skok et al., 2010 dans Nili Patera. Les autres sites se trouvent à

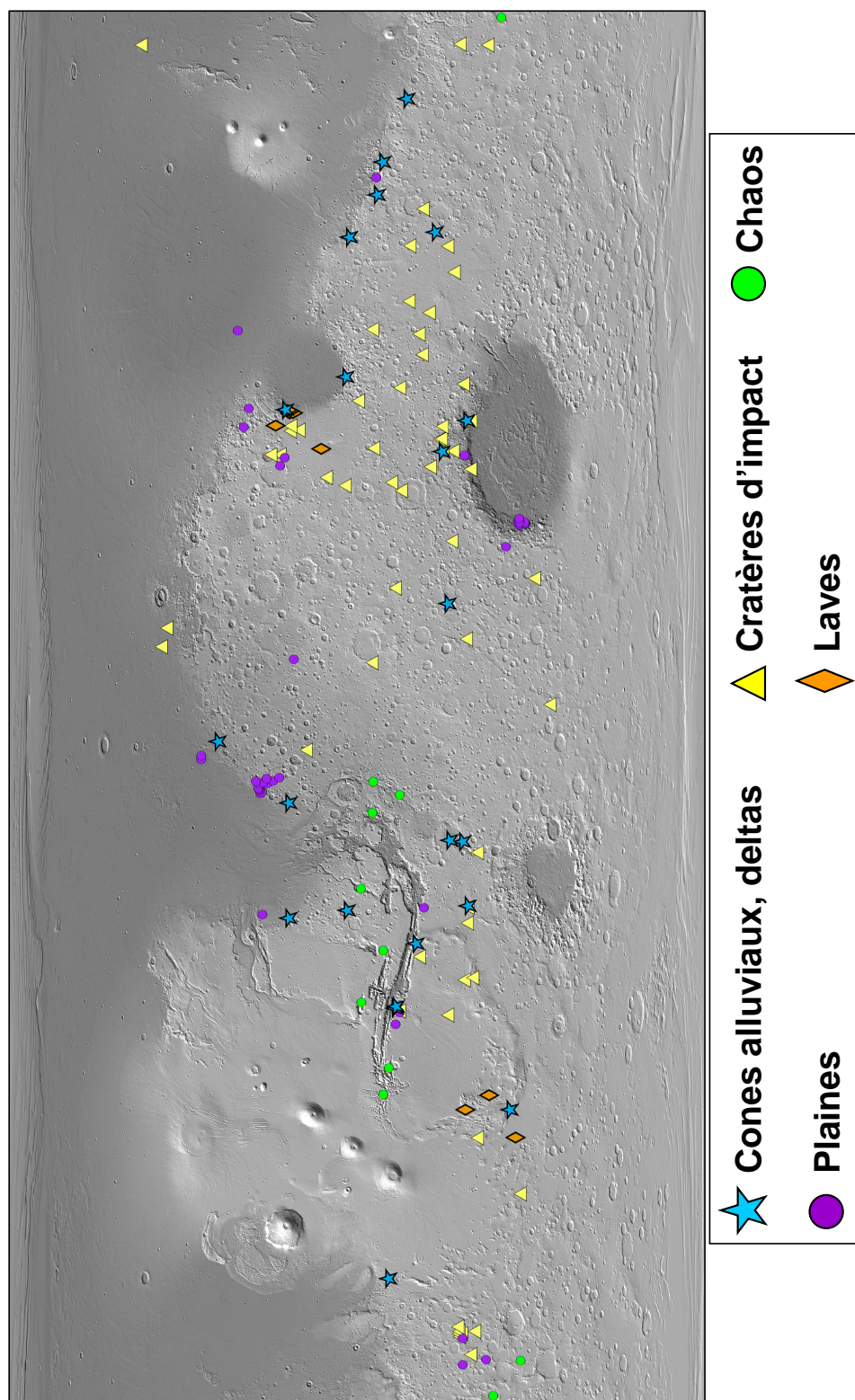


FIGURE 3.38 – Répartition globale des sites présentant de l’opaline en fonction du contexte morphologique

l’interface de Nili Fossae avec les laves de Syrtis Major et dans les coulées volcaniques entre Daedalia Planum et Claritas Fossae. L’opaline est à chaque fois sous forme d’une petite unité proche de la surface de la coulée et mise à jour par l’érosion dans une falaise ou excavée par un

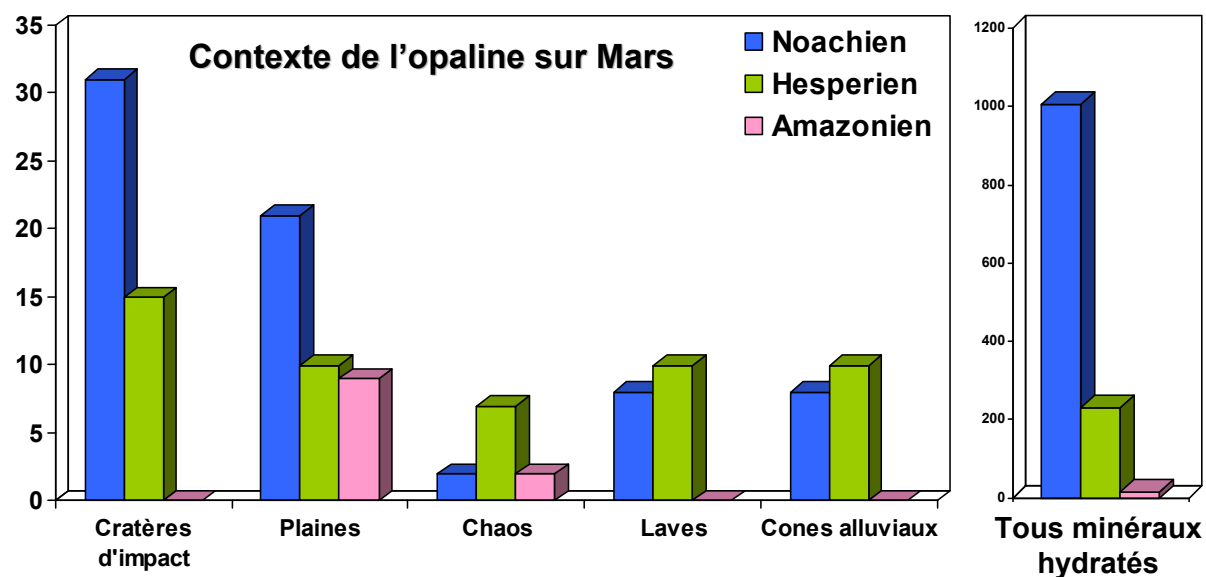


FIGURE 3.39 – Ages des sites présentant de l'opaline en fonction du contexte morphologique et comparés à la distribution en âge de l'ensemble des minéraux hydratés.

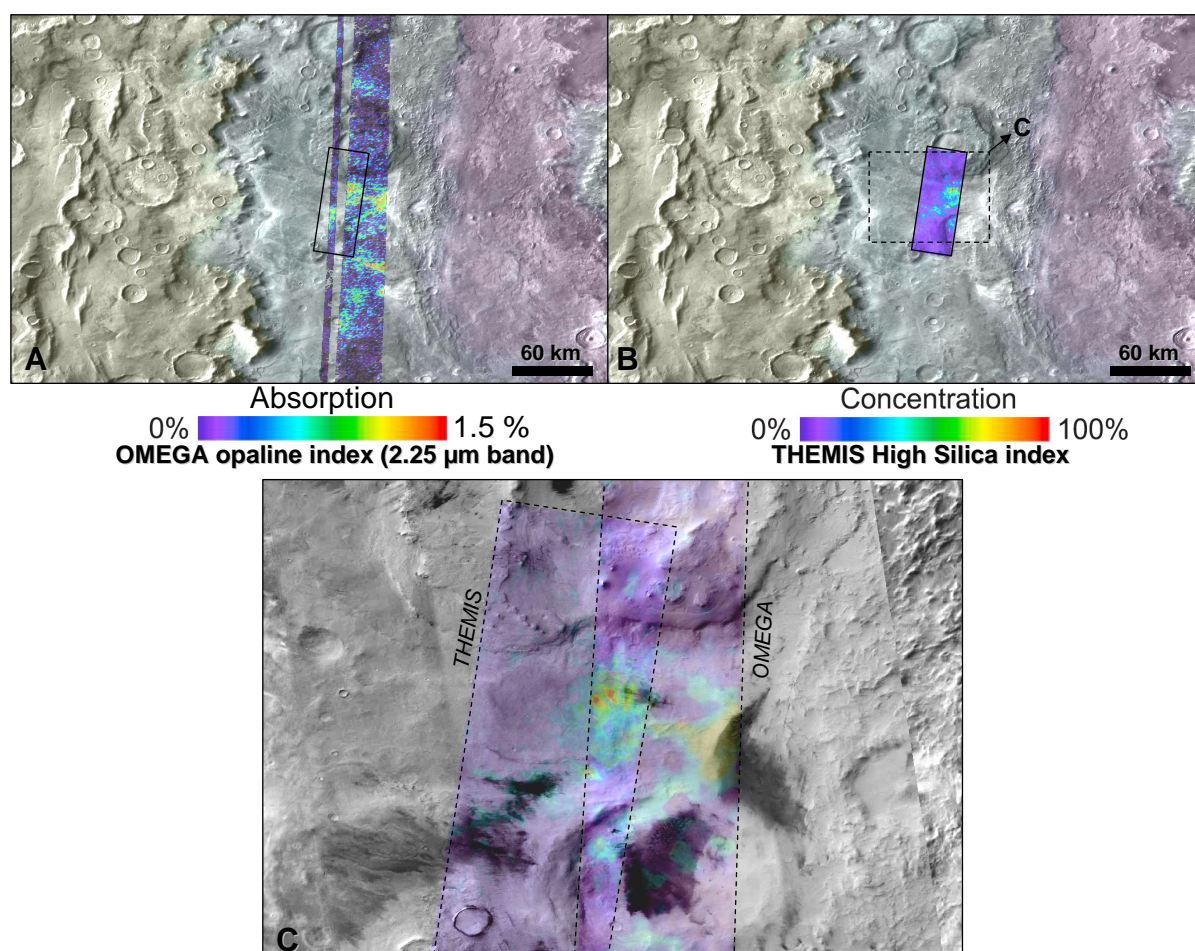


FIGURE 3.40 – Co-détection OMEGA et THEMIS d'opaline dans la marge ouest du bassin d'Hellas. **a.** Cartes OMEGA du critère d'opaline. **b.** Carte THEMIS de Bandfield, 2008. **c.** Gros-plan CTX du dépôt avec cartes OMEGA et THEMIS.

petit cratère.

Chaos L'opaline est systématiquement présente dans les chaos d'âge Hesperien sur Mars, elle est alors associée à des sulfates (dont la jarosite) et parfois à des phyllosilicates. Ce type d'assemblage est similaire à celui constaté dans les strates de Valles Marineris (Le Deit et al., 2010).

3.5.4.2 Opaline associée à des cônes alluviaux ou deltas.

Les cônes alluviaux et deltas sont des morphologies mises en place par le dépôt de particules en suspension dans de l'eau liquide. Ils peuvent se former en milieux lacustre/marin ou au contraire très aride (coulées de boue). Plusieurs dizaines de cônes alluviaux et quelques deltas ont été identifiés sur Mars par des études morphologiques et sont quasi systématiquement associés à des cratères d'impact dont la paroi est perforée d'un chenal (Kraal et al., 2008). Une origine fluviale est proposée pour la plupart d'entre eux (Moore and Howard, 2005). Sur Terre ces structures concentrent des particules détritiques dont des argiles et de la silice amorphe charriées depuis les régions sources. Leur étude minéralogique renseignera donc sur la composition des régions en amont, mais peut également révéler des minéraux hydratés authignétiques formés pendant la mise en place du cône en milieu lacustre. Quelques deltas/cônes ont été étudiés avec CRISM et ont révélés presque exclusivement des phyllosilicates Fe/Mg (ex : Ehlmann et al., 2008), les mêmes que l'on trouve en amont où ils sont exhumés par l'érosion ou par des cratères d'impacts.

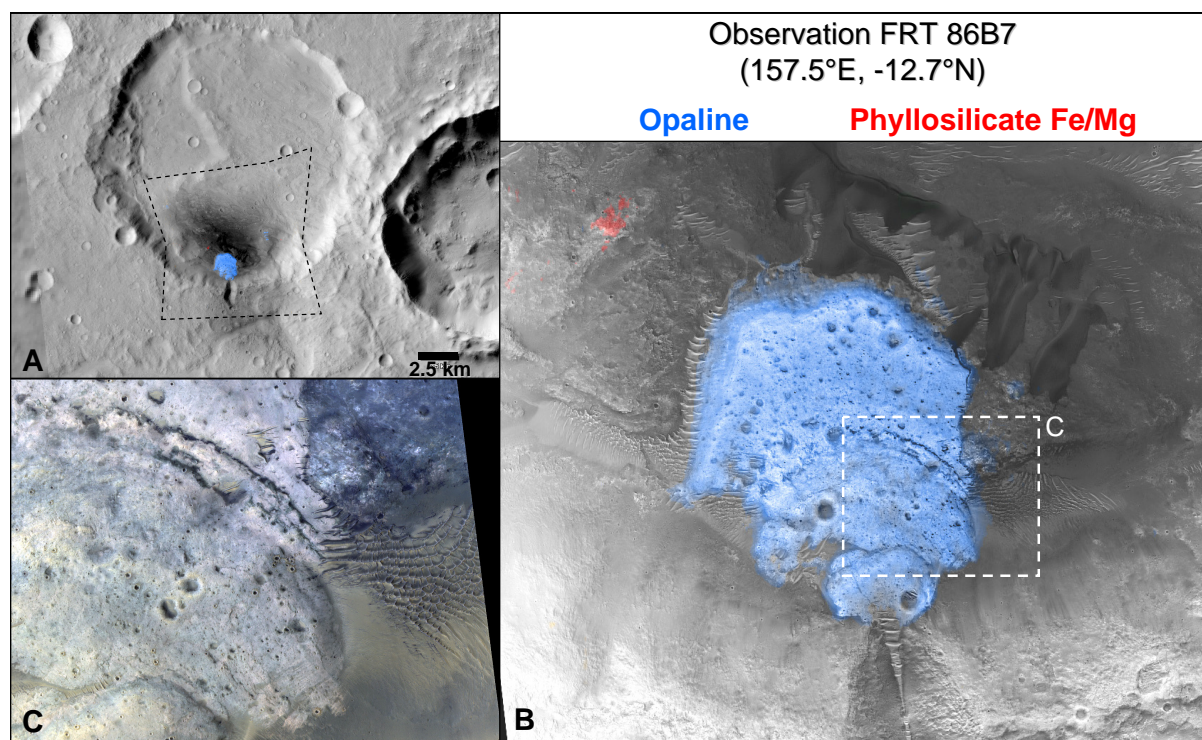


FIGURE 3.41 – Exemple de cône alluvial constitué uniquement d'opaline. **a.** Contexte CTX et observation CRISM. **b.** Gros-plan HiRISE/CRISM du cône. **c.** Gros plan HiRISE couleur montrant la texture lisse de l'opaline.

Une nouveauté liée à l'opale est sa présence quasi-systématique dans les cônes alluviaux et deltas martiens. Les 4 deltas majeurs (Holden, Eberswalde, Jezero et Terby) en ont tous. Afin de confirmer cette tendance, ~ 30 deltas et cônes ont été étudiés avec CRISM. Seuls ont été sélectionnés ceux dont la morphologie est bien préservée et dont les observations sont de bonne qualité (faible opacité optique etc.). La couverture CRISM des cônes est excellente et on peut considérer que cet échantillon contient tous les principaux cônes alluviaux martiens. Sur les ~ 30 observés, 24 présentent des minéraux hydratés dont 22 de l'opaline (figure 3.38). Ce minéral est donc fortement lié à ce type de contexte morphologique.

L'opaline présente une morphologie très lisse et compacte qui la distingue très nettement des autres matériaux charriés dans les cônes et deltas. Son extension spatiale est très variable, elle peut constituer l'ensemble du cône où n'être qu'un petit dépôt. Les figures 3.41 à 3.43 montrent 4 exemples représentatifs de dépôts d'opaline associés à des cônes alluviaux, présentés par ordre décroissant d'extension spatiale. Dans l'ensemble, l'opaline se trouve fréquemment dans la partie distale du cône, le long d'un unique lobe. On la trouve plus rarement dans la partie proximale et elle est dans ces cas associée à une dépression locale et tardive creusée dans le cône où liée au relief du chenal.

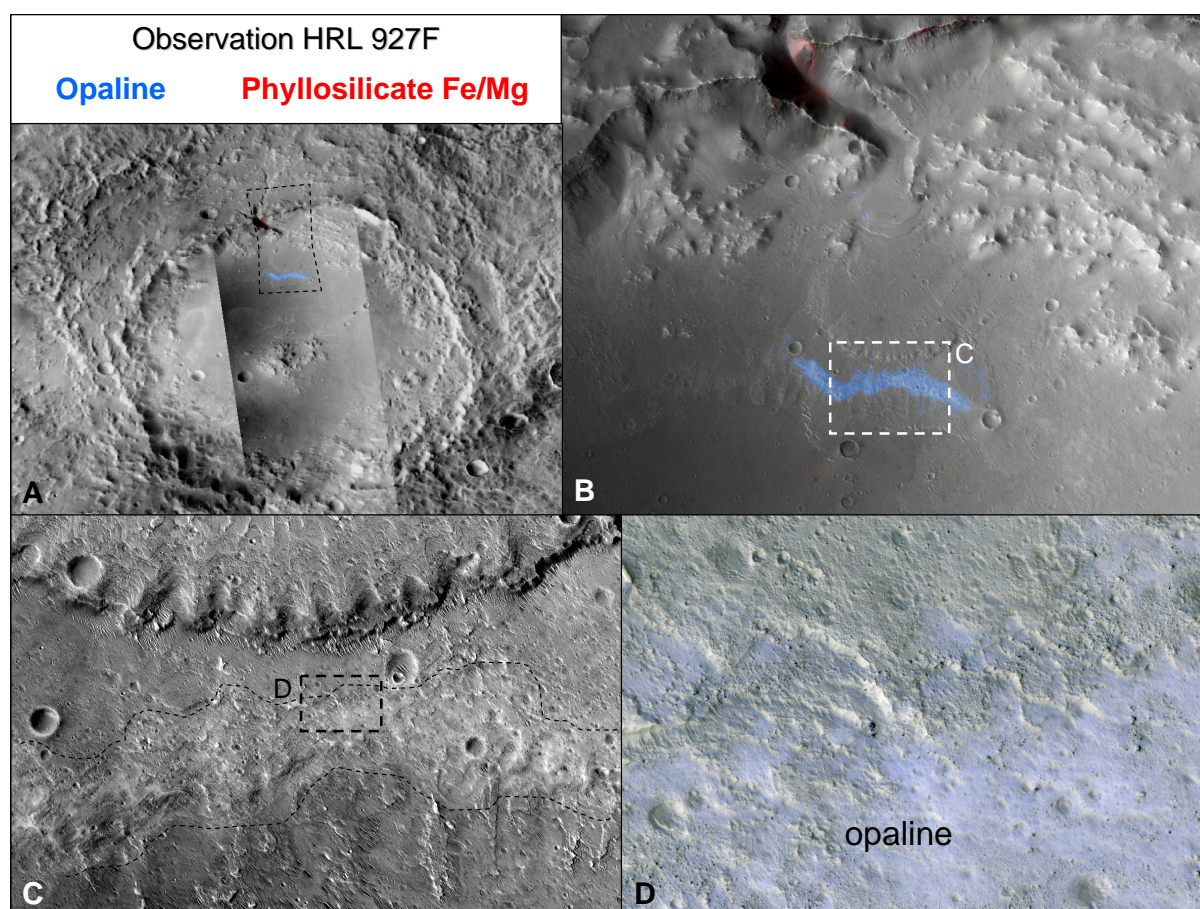


FIGURE 3.42 – Exemple de cône alluvial présentant une bande d'opaline dans sa partie distale. **a.** Contexte CTX/CRISM. **b.** Gros-plan CTX/CRISM du cône. **c.,d.** Gros plans HiRISE montrant la texture lisse de l'opaline.

L'opaline n'est pas un minéral très fréquent sur Mars et est principalement associé à des

pics centraux de cratères (évoquant une origine hydrothermale) où dans des plaines. La faible fréquence d'opaline sur Mars conduit à suggérer une origine locale (authigénique) plutôt que détritique dans des cônes et deltas. On remarque qu'elle est minoritaire dans les deltas majeurs où les smectites dominent et au contraire plus présente dans les petits cônes alluviaux où les smectites sont plus rares. Cette corrélation pourrait tracer une différence dans l'intensité de l'épisode fluvio-lacustre : un delta se déversant dans un lac verra l'opale (détritique ou authigénique) rapidement altérée en smectites ou zéolites. Au contraire, un petit cône traduisant une (ré-)activation brève et peu intense d'un réseau fluvial aura un système à faible rapport W:R et faible temps de vie, suffisant pour former l'opaline mais insuffisant pour la transformer. Sous cette hypothèse, les dépôts distaux traduisent une altération tardive de faible intensité, où l'opale s'est formée après la mise en place des smectites deltaïques (lorsque présents).

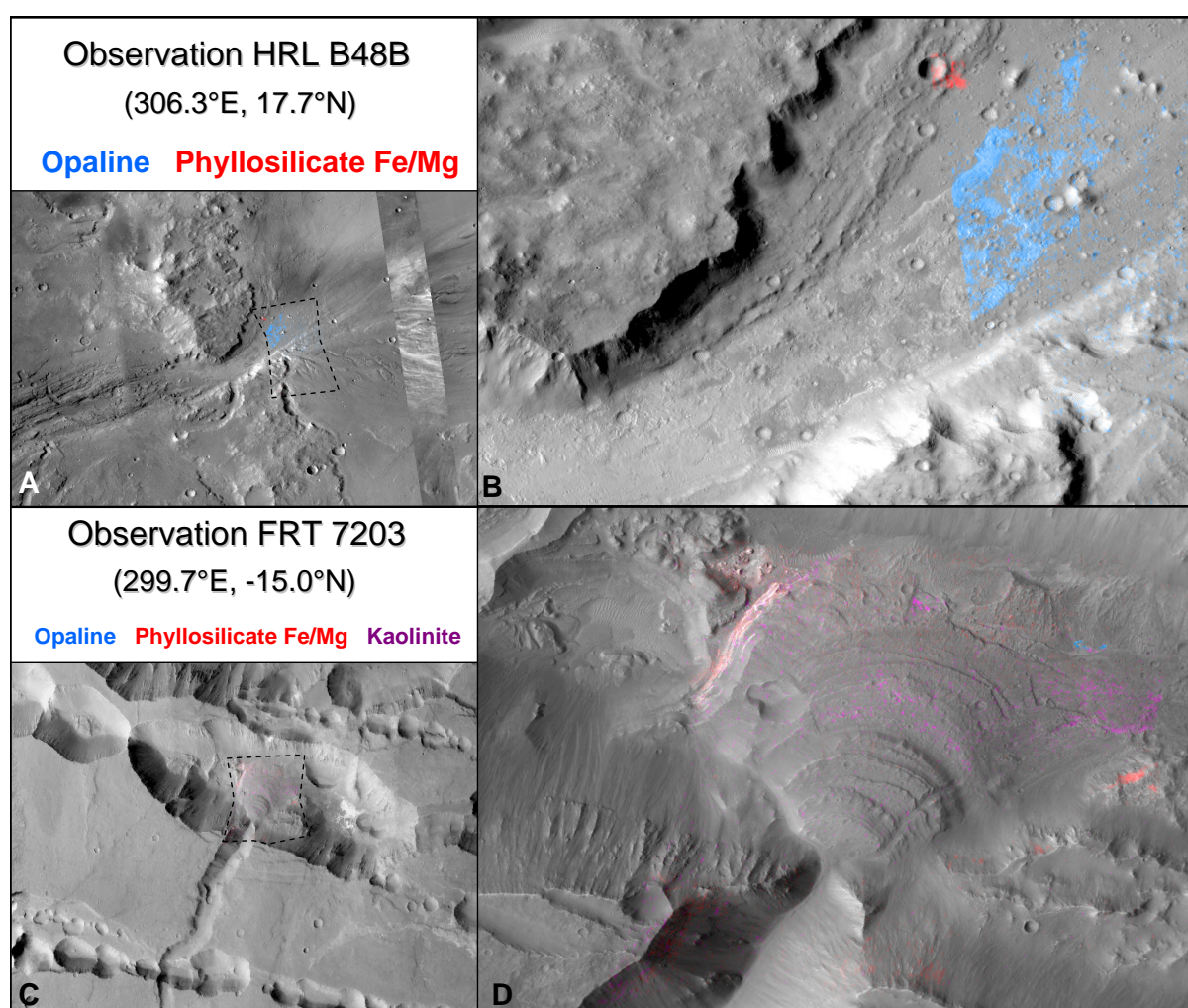


FIGURE 3.43 – Autres exemples de cônes ou dépôts alluviaux. **a.** Contexte CTX/CRISM d'un dépôt alluvial présentant une couche d'opaline sur toute sa longueur. **b.** Gros plan CTX. **c.** Contexte CTX/CRISM d'un cône dans un chasma présentant un petit dépôt distal d'opaline. **d.** Gros plan CTX.

L'âge des dépôts est difficile à déterminer du fait de leur petite taille et car les cratères dans lesquels ils se trouvent ne sont eux même pas datés. On ne peut fournir à ce stade qu'une limite supérieure (contemporaine ou postérieure à la formation du cône et du cratère d'impact). Leur

âge est principalement Hespérien (figure 3.39) et contraste fortement avec la distribution en âge des minéraux hydratés sur l'ensemble de la planète. Cet âge tardif correspond justement à la période de transition climatique sur Mars vers un environnement évaporitique, aride et acide favorisant la formation de sulfates.

De part le nombre important de sites, leur répartition sur tous les terrains du sud et leur association à des structures fluviales, l'opaline pourrait constituer un meilleur traceur géochimique de l'ère évaporitique et acide de Mars proposée au LN-EH. Une datation plus précise de ces dépôts pourrait fournir une contrainte temporelle sur le moment du changement climatique.

3.5.5 Epidote

L'épidote est un sorosilicate hydroxylé ($Ca_2(Fe, Al)Al_2(SiO_4)(Si_2O_7)O(OH)$) commun sur Terre en milieu hydrothermal et métamorphique. Il se forme à des températures supérieures à tous les autres minéraux hydratés détectés sur Mars jusqu'à présent ($> 250^\circ C$). Dans un contexte métamorphique on le trouve dans des faciès de grade supérieur aux faciès à zéolites et prehnite (voir figure 3.51).

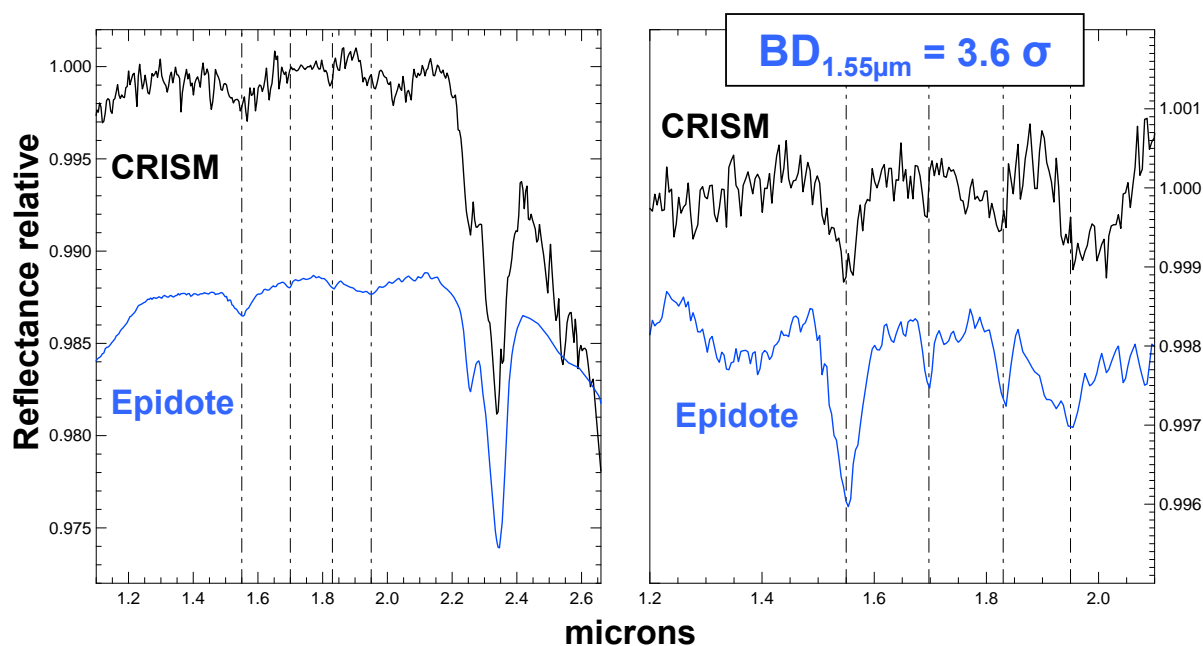


FIGURE 3.44 – Détection d'épidote avec CRISM en 5 sites. Le spectre de droite a eu son continuum retiré par transformée de Fourier.

Trois spectres de laboratoire provenant de 3 échantillons différents sont disponibles et présentent tous les mêmes bandes d'absorption. C'est un minéral difficile à détecter car il ne possède que deux fortes bandes à 2.25 et $2.35 \mu m$ très communes parmi les minéraux hydratés et pas de bande d'hydratation. Trois bandes supplémentaires permettent toutefois de le discriminer sans ambiguïté : une faible bande ($OH?$) à $1.55 \mu m$ et deux très faibles bandes à 1.70 , $1.83 \mu m$.

L'épidote a été découvert sur Mars avec CRISM, dans 5 petits affleurements (quelques dizaines de pixels soit une surface de quelques km^2 à chaque fois). La figure 3.44 montre des

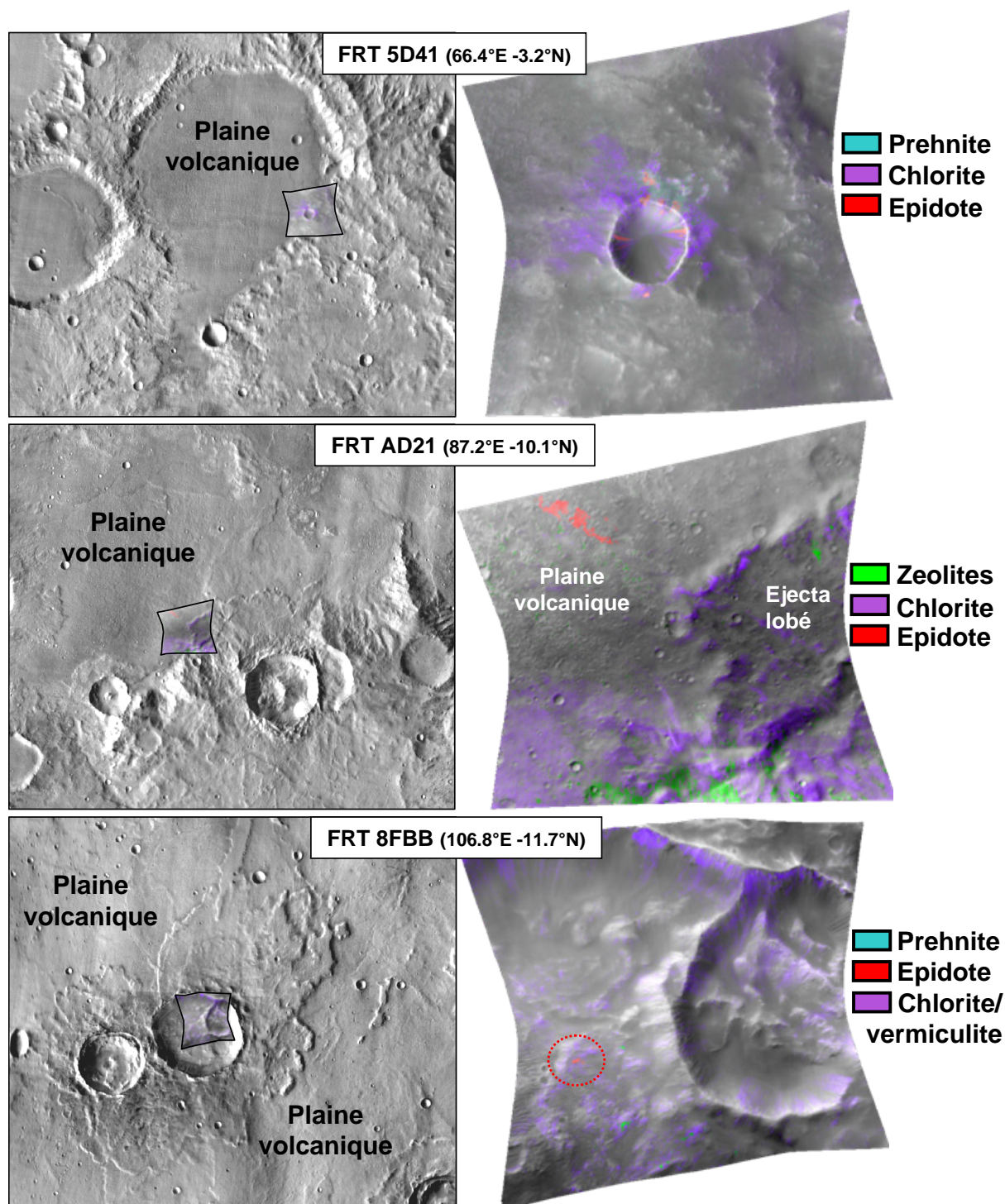


FIGURE 3.45 – Trois des cinq détections CRISM d'épidote, toujours à proximité d'une plaine volcanique

spectres empilés CRISM comparés au spectre de laboratoire d'épidote : la bande à $1.55 \mu\text{m}$ est détectée à 3.6σ après une sélection stricte des spectres empilés. On remarque par ailleurs la présence probable des autres bandes à 1.7 et $1.83 \mu\text{m}$ dont la profondeur est d'environ 2σ . Les spectres ont été empilés à partir d'un critère de bande vers $2.35 \mu\text{m}$ si bien que la bande à $1.55 \mu\text{m}$ ne peut être un biais de sélection.

Les spectres montrent des mélanges avec de la chlorite et/ou de la prehnite dans 3 cas sur 5.

Le contexte morphologique est ambigu dans tous les cas, cependant tous les affleurements sont à proximité de plaines volcaniques d'âge hésperien. La détection au sud de Nili Fossae (figure 3.46) semble être d'origine hydrothermale : l'affleurement se situe vraisemblablement sur le bord d'un cratère d'environ 1 km de diamètre et à seulement 2 km de l'étendue actuelle d'une coulée de lave de Syrtis Major. Les 3 autres de la figure 3.45 sont également associés à des cratères d'impact à proximité où impactant une plaine volcanique, mais il subsiste une incertitude sur le rôle de l'impact. A part la détection au sud de Nili Fossae, toutes les autres ont de la chlorite et soit des zéolites ou de la préhnite dans le champ.

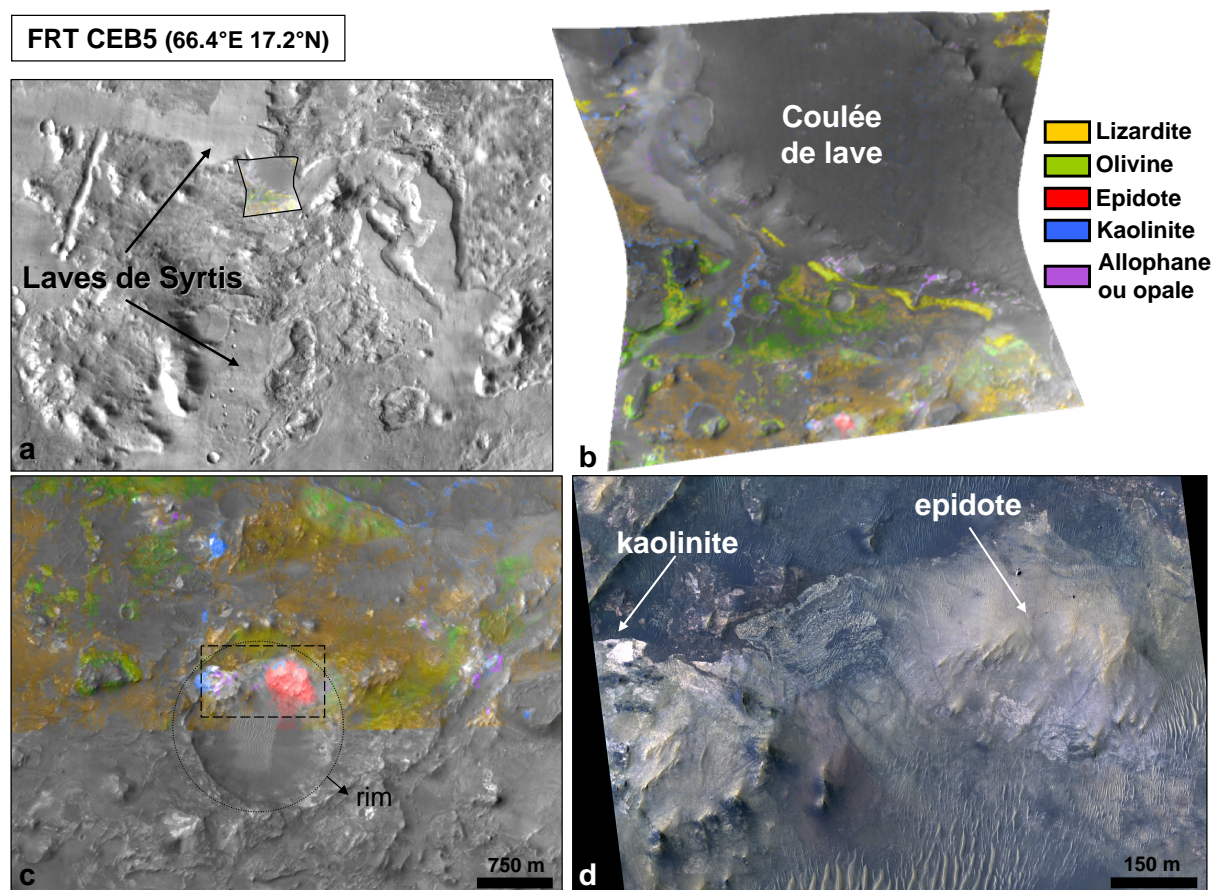


FIGURE 3.46 – Détection d'épidote au Sud de Nili Fossae. **a.** Contexte THEMIS, l'observation est à proximité de coulées de lave hesperiennes. **b.** Carte minérale CRISM **c.** Image CTX du cratère avec l'affleurement d'épidote **d.** Image HiRISE de l'affleurement.

La détection d'épidote sur Mars atteste d'une altération aqueuse des roches à plus haute température que précédemment fixée par la détection de préhnite. Sa proximité avec des plaines volcaniques rend toutefois improbable son origine métamorphique. Son association avec la préhnite indique que l'interaction lave-fluide s'est faite en sub-surface. A l'avenir, une recherche plus approfondie et surtout un effort pour la discerner des spectres de mélanges avec préhnite et chlorites pourrait permettre de contraindre son origine avec plus de certitude.

3.5.6 Anorthosite altérée

L'anorthosite est une roche anhydre qui mérite d'être mentionnée. Il s'agit d'un mélange d'environ 90% de plagioclase et <10% de minéraux mafiques. Sur Terre c'est une roche rare qui serait d'origine plutonique. Elle est en revanche très commune dans les hauts terrains lunaires où une croûte d'anorthosite pure se serait formée suite à la cristallisation d'un océan de magma primordial (Ohtake et al., 2009). A la différence des plagioclases et des autres silicates anhydres non mafiques qui sont indétectables dans le proche infrarouge, l'anorthosite possède une bande bien identifiable centrée vers 1.3 μm qui est due à une transition électronique du Fe^{2+} (Charette and Adams, 1977). L'enjeu de sa découverte sur Mars est de taille puisqu'elle pourrait constituer un vestige d'une croûte anorthositique primordiale ou de plutons rocheux plus récents. Un critère spectral a donc été développé pour OMEGA et CRISM et intégré dans la recherche d'*endmember*. L'anorthosite a été découverte dans 8 sites distincts, elle a par ailleurs été détectée de façon indépendante en 2010 dans un cratère d'impact (Popa et al., 2010).

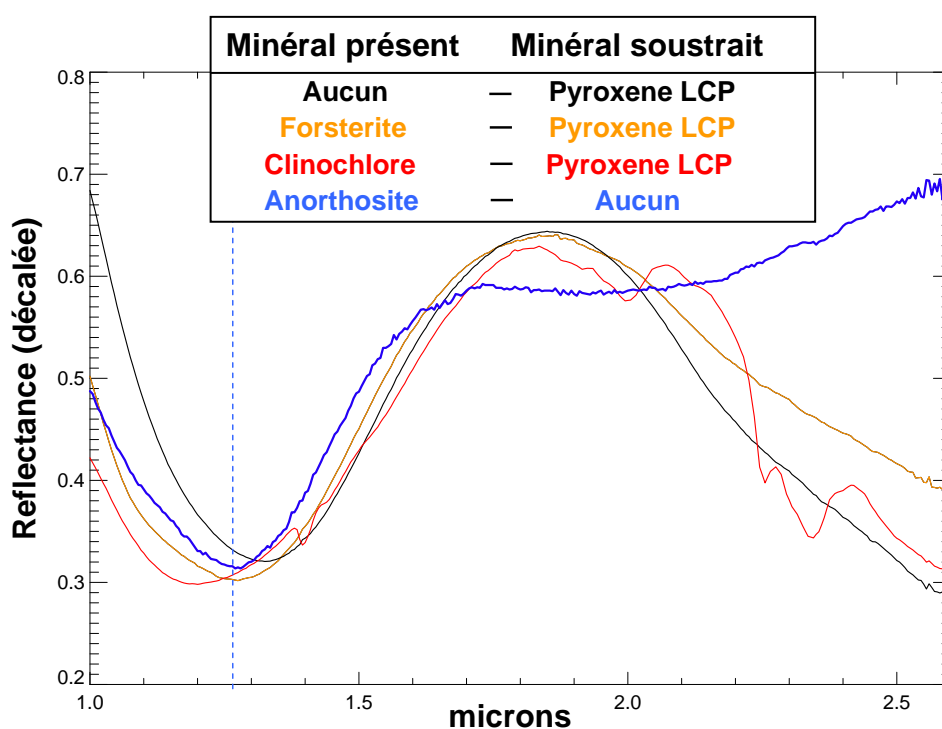


FIGURE 3.47 – Difficulté d'identification spectrale d'anorthosite. Ces rapports de spectres de laboratoire montrent la proximité du spectre d'anorthosite pure avec ceux dont du pyroxène LCP a été retiré algébriquement dans le cube de rapport de spectres lors de l'étape de soustraction des systématiques.

Les affleurements d'anorthosite découverts jusqu'à présent sont de trop petite taille pour être identifiés à la résolution OMEGA. L'étalonnage CRISM n'est pas assez fiable dans la région [1.0-1.3] μm (voir section 2.2.6) pour que l'on puisse détecter l'anorthosite sur les spectres bruts : le recours à des rapports de spectres est nécessaire. Ces rapports peuvent cependant induire une fausse bande d'anorthosite à 1.25 μm si du pyroxène LCP est présent dans le champ. En effet, l'outil de soustraction des systématiques (section 2.4.2.1) retire algébriquement la

minéralogie moyenne sur chaque colonne, or un spectre inverse de LCP est quasiment identique à un spectre d'anorthosite dans la région $[1.0-1.6] \mu\text{m}$ (figure 3.47). Il est donc nécessaire de cartographier au préalable le critère de LCP. Ce dernier est calculé avant soustraction des systématiques pour éviter un biais identique à celui affectant l'anorthosite. Sont ensuite exclues toutes les détections d'anorthosite où il y a de fortes signatures de LCP sur les mêmes colonnes du champ. Sont également exclues les détections dont la pente spectrale est *très* négative $> 2.3 \mu\text{m}$ (l'anorthosite a une pente plate à convexe entre 1.6 et 2.6 μm). Une pente négative indique en effet une contamination résiduelle par le LCP ou alors la présence d'olivine. Certains phyllosilicates riches en Fe^{2+} (chlorites, certaines vermiculites et micas) peuvent aussi induire une fausse bande à 1.3 μm ainsi qu'une pente négative $> 2.3 \mu\text{m}$ (voir figure 3.47).

L'anorthosite a été détectée avec un bon degré de confiance dans 8 observations CRISM (voir figure 3.48). Elle est non altérée dans 2 cas seulement, altérée en des phyllosilicates-Al dans 4 cas et phyllosilicates-Fe/Mg dans 2 cas. Le contexte morphologique est soit un affleurement de butte d'âge Noachien ou le bord intérieur de cratère impactant une unité également d'âge Noachien. La morphologie des affleurements permet d'exclure un dépôt éolien superficiel.

Si les phyllosilicates- Fe^{2+} peuvent induire une fausse détection en présence de LCP, ce n'est pas le cas des phyllosilicates riches en Al dont la forme du continuum est différente. Par ailleurs, l'altération d'une roche riche en anorthosite produira préférentiellement des phyllosilicates-Al alors qu'au contraire une roche mafique s'altérera préférentiellement en phyllosilicates-Fe/Mg (figure 1.4), ainsi la présence de kaolins ou de smectites riches en Al dans la moitié des cas semble être un bon indicateur de l'existence d'anorthosite sur Mars. Le spectre 'HRL 927F' de la figure 3.48 est plus difficile à expliquer étant donnée la faible proportion de Fe/Mg dans l'anorthosite, il pourrait s'agir d'une fausse détection ou d'un mélange spatial.

L'existence d'anorthosite sur Mars est probable. Le faible nombre de détection ne permet pas de conclure quant à son origine. S'il a existé un océan de magma primordial, le re-modellage de la surface a effacé l'immense majorité voir la totalité de la croûte anorthositique. Sa détection dans les ejectas de nombreux cratères, excavant à chaque fois du matériel à une même profondeur, serait une façon de prouver son existence.

3.6 L'altération de Mars à l'échelle globale

3.6.1 Environnement d'altération type

L'altération chimique de Mars par l'eau a fournit majoritairement des phyllosilicates Fe/Mg durant le Noachien (section 3.4.4), en accord avec la composition basaltique mafique de la croûte parente. Leur contexte est souvent ambigu puisque associés dans $\sim 60\%$ des cas à des cratères d'impacts, et souvent dégradé dans les autres cas. Les plus fortes signatures de phyllosilicates en dehors des cratères se trouvent principalement dans des affleurements de croûte, i.e. formé in-situ, et dans une moindre mesure dans des contextes détritiques (deltas, cônes alluviaux, bassins). Cette classe spectrale regroupe de nombreux minéraux qui indiquent une altération plutôt de faible grade que l'on trouve sur Terre en surface ou sub-surface, à des températures $< 100^\circ \text{C}$,

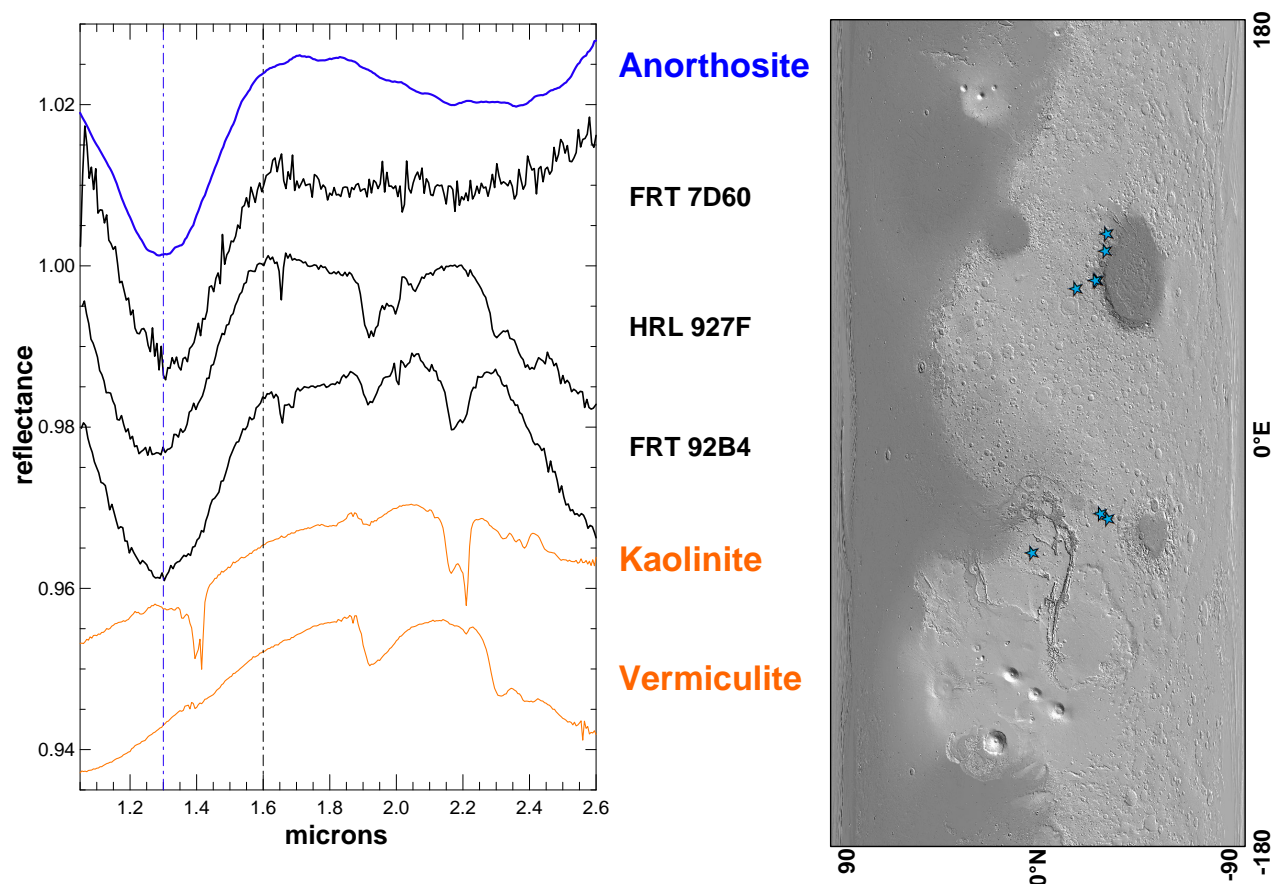


FIGURE 3.48 – Spectres et carte CRISM d'anorthosite non altérée et altérée en phyllosilicates Al et Fe/Mg.

dans un milieu neutre à alcalin, et d'hydrolyse faible (bas W:R). Une étude plus approfondie de ces minéraux (section 3.5.1) montre qu'il existe une diversité importante puisque sont identifiés smectites, vermiculites et probablement smectites inter-stratifiées, et peut être aussi micas et amphiboles. On met également en avant la vermiculite comme candidat le plus probable à la grande majorité des détections.

Discussion sur l'origine de la vermiculite. Sur Terre, on retrouve la vermiculite surtout comme produit d'altération supergène des micas et chlorites, et plus rarement comme minéral diagenétique (ex : Larsen and Chilingar, 1983). Ces minéraux se transforment en vermiculite majoritairement sous climat tempéré à sub-tropical mais on la trouve également en climat polaire et aride (Weaver, 1989). Sa présence indique donc une étape supplémentaire dans l'altération avec comme précurseurs chlorites et/ou micas.

Si les micas Fe/Mg n'ont pas été identifiés avec certitude sur Mars, leur absence de bande caractéristique en est probablement la cause. Les micas riches en K+Al, distinguables, ont bien été identifiés en de rares occasions (section 3.5.2) mais il est difficile d'imaginer l'existence de smectites supergènes dans un basalte sans que celui-ci ai connu au préalable une altération partielle en micas.

Les chlorites sont parmi les minéraux hydratés les plus communs sur Mars, on les trouve

associés à de nombreux pics centraux et éjectas de cratères d'impacts dans des terrains de tout âge. Ce sont des phyllosilicates 2:1:1 riches en Al, Fe et Mg qui se forment presque exclusivement par diagénèse et métamorphisme de roches basaltiques et se transforment très rapidement en I/S vermiculite/chlorite puis vermiculites lors d'altération supergène (ex : Proust et al., 1986). Les ions Fe^{2+} et Mg du feuillet 2:1 ainsi que la couche brucitique sont évacués progressivement lors de la vermiculitisation. Elles peuvent très rarement se former directement à partir de basalte par altération supergène car leur plus haute température de formation les cantonne en grande majorité à la sub-surface, là où le flux géothermique est suffisant. Pour expliquer la fréquence de la vermiculite, on peut envisager un épisode de formation globale de chlorite en sub-surface mis à nu par le labourage des impacts et l'érosion. La vermiculitisation se fait alors facilement, même sous climat aride et froid. La chlorite se formant à partir de smectites par diagénèse, l'ubiquité de la vermiculite sur Mars pourrait refléter un faible degré de diagénèse qui aurait affecté presque toutes les smectites Fe/Mg formées auparavant. Sur Terre, une profondeur kilométrique et quelques millions d'années suffisent. Une étude de la cinétique à long terme (~ 4 Ga) et à faible profondeur de la transformation smectite/biotite \Rightarrow chlorite/vermiculite serait nécessaire. Ceci a été fait pour la conversion diagénétique smectite \Rightarrow illite (Tosca and Knoll, 2009), qui se ferait en quelques centaines de Ma à 300 m de profondeur sur Mars. Ils concluent pas ailleurs que la rareté de l'illite et la persistance de smectites en surface sont un argument en faveur d'une très faible diagénèse et faible altération de surface depuis la fin du Noachien.

En résumé, la présence de vermiculite indique deux choses :

- Un minéral parent secondaire, soit des chlorites (issues de smectites diagénétiées) ou micas. Les premiers se transforment en sub-surface (issus de la surface) et les seconds se forment dans les deux cas.
- Un mécanisme de transformation type diagène (sub-surface) et/ou altération supergène (surface).

Il n'est donc pas possible de conclure sur la nature surface/sub-surface de l'altération moyenne de Mars au Noachien sur la base de la détection de vermiculite seule. Dans tous les cas, la présence de vermiculite indique qu'il y a eu au préalable transformation d'un minéral secondaire parent, qu'il fut une chlorite ou un assemblage smectite/mica. Toute interprétation morphologique doit donc se faire prudemment, le contexte de ces minéraux n'étant alors pas forcément le contexte d'altération originelle. Cela explique par ailleurs pourquoi il est justement difficile de contraindre les contextes individuels pour les sites martiens, presque tous ayant connu une modification.

Une activité hydrologique en surface. Dans environ 1/3 des cas, les phyllosilicates Fe/Mg sont associés à de petits dépôts de smectites ou kaolins riches en Al, qui se forment à faible température/profondeur et témoignent d'une hydrolyse et/ou acidolyse plus élevée. L'étude stratigraphique a permis de postuler une origine supergène de certains d'entre eux, contemporaine ou postérieure à la formation des phyllosilicate Fe/Mg (section 3.5.2).

En considérant que les vermiculites ont pu se transformer à partir de smectites, auxquelles

s'ajoutent les détections de smectites-Al/Fe/Mg et kaolins, l'environnement originel de formation a pu être surfacique. Sur Terre, une stratigraphie dominée par des smectites/vermiculites-Mg et dans une moindre mesure smectites-Fe puis smectites-Al et kaolins puis hydroxydes correspond à un climat plutôt froid et sec (type continental). L'altération en vermiculite pourrait indiquer un climat de transformation plutôt peri-humide (voir figure 3.49).

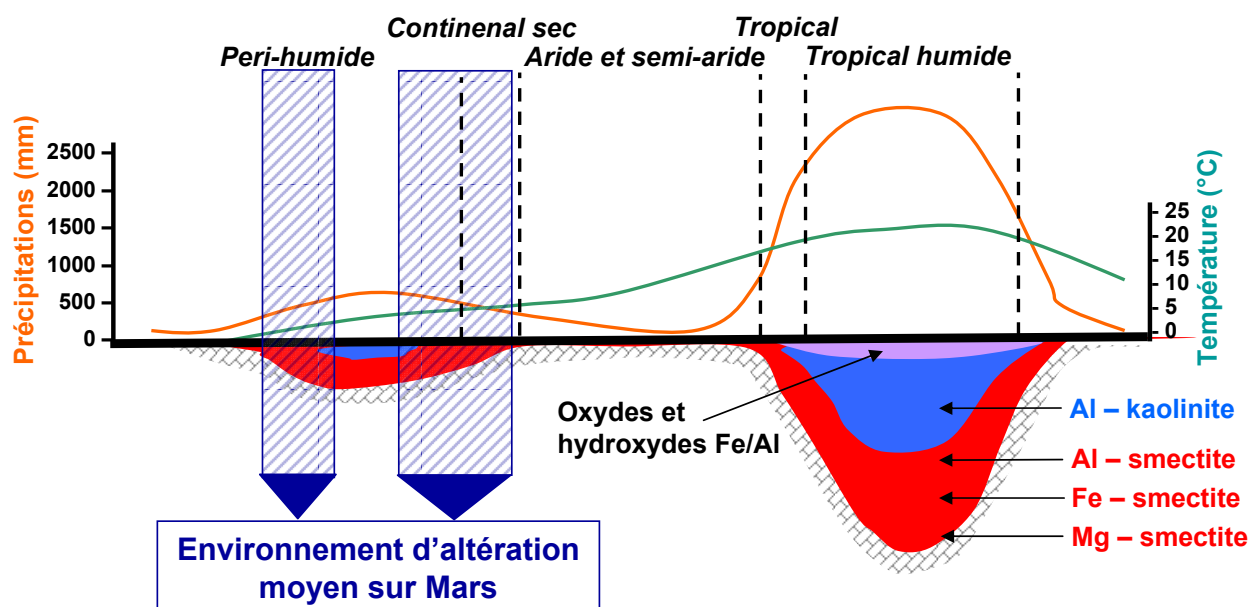


FIGURE 3.49 – Influence du climat sur la zonation verticale des minéraux du sol d'après *Allen, 1997*. La composition et stratigraphie des smectites sur Mars correspondent à un climat continental sec à peri-humide.

Quelle que soit l'origine de la chlorite observée sur Mars (diagénétique ou hydrothermale), sa présence dans l'éjecta et le pic central de nombreux cratères (chapitre 4) indique que lorsqu'elle a été mise en surface, l'environnement était aride voir ne supportait plus l'eau liquide. En effet de part sa forte réactivité, aucune chlorite formée à l'époque où kaolins et smectites se formaient en surface n'a pu subsister (car elle serait alors transformée en vermiculite par altération supergène). On la trouve dans des cratères impactant des terrains de tous âges mais la datation précise des éjectas est difficile. Les centaines de sites où elle est présente devraient cependant permettre à l'avenir de définir une limite inférieure à la période d'altération en surface. Ce même argument peut être appliqué aux opales.

3.6.2 Diversité minérale et éventail des conditions géo-chimiques admissibles

Outre cet environnement type, il existe une importante diversité minérale dont certains fournissent des contraintes fortes sur les autres environnements de formation. On donne ici un résumé des observations des différentes phases qui ont été abordées en détails précédemment.

L'altération de surface correspond à des températures $T \ll 100^\circ\text{C}$, de W:R relativement élevé. L'altération en sub-surface se fait à plus haute température, et généralement à W:R plus faible. La figure 3.50 montre les assemblages minéraux constatés sur Terre à différentes

températures et faible W:R. Sont reportées en abscisse les profondeurs qu'il faut atteindre sur Mars dans l'hypothèse d'une source de chaleur purement géothermique (conductive ou convective) calculée d'après le modèle de Parmentier et al., 2008.

On peut voir que la majorité des minéraux observés sur Mars se sont formés et transformés à des températures < 200 ° C correspondant aux zones d'argiles à chlorites inter-stratifiées et compatibles avec une altération en surface ou à faible profondeur. En revanche, quelques minéraux comme la prehnite, l'épidote ou le zéolite analcime nécessitent des températures > 200 ° C atteignables uniquement par hydrothermalisme ou en profondeur, à la frontière entre le diagénétisme et le métamorphisme de bas grade.

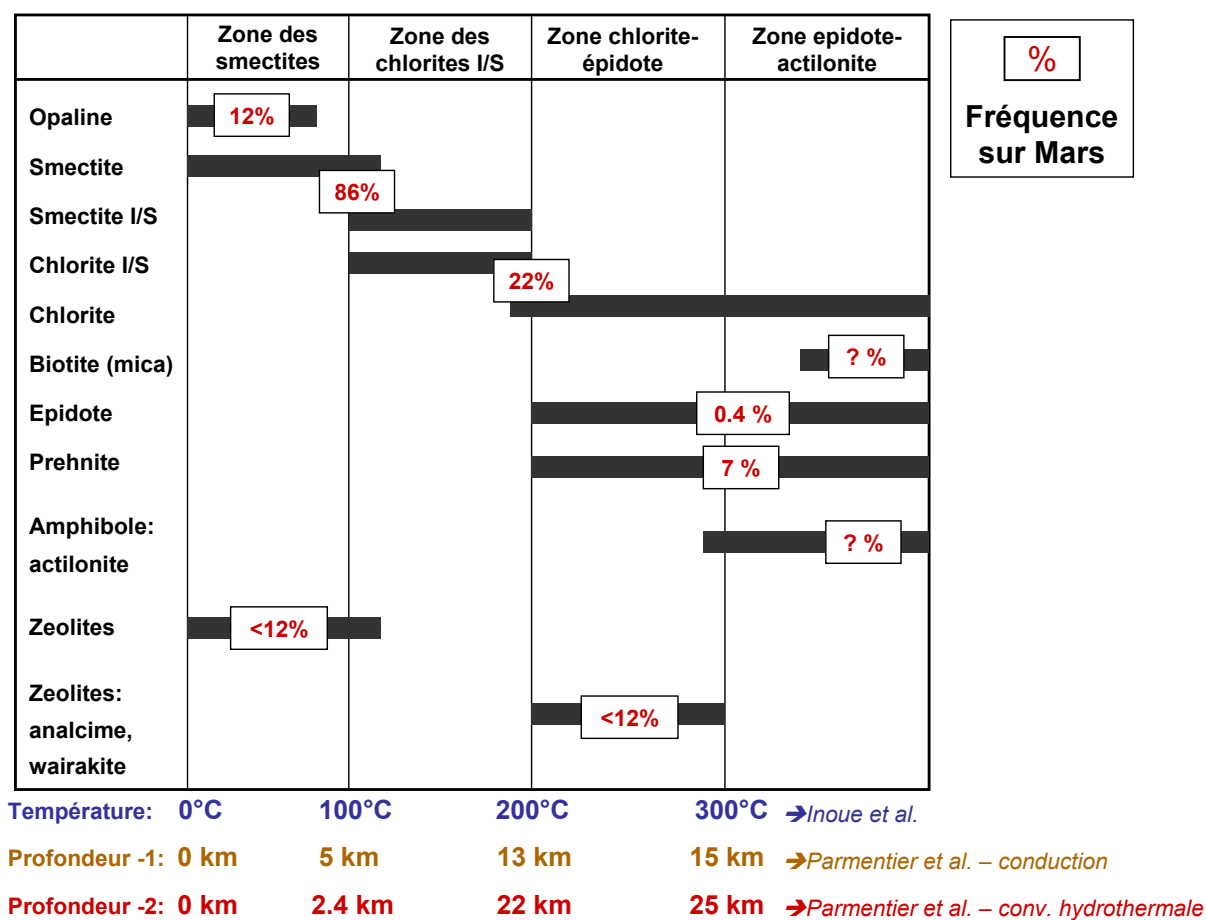


FIGURE 3.50 – Domaine d'existence des minéraux hydratés sur Terre en fonction de la température (traits noirs) d'après Inoue et al.. La fréquence de chaque minéral observé sur Mars est annotée en rouge. La profondeur est calculée d'après le flux géothermique de la croûte au Noachien modélisé par Parmentier et al., 2008.

Il est possible d'explorer les plus hautes températures/profondeurs en reportant la même modélisation du flux géothermique de Parmentier et al., 2008 sur le diagramme de faciès métamorphiques terrestres (figure 3.51). On voit que quel que soit le modèle géothermique retenu, la majorité des minéraux métamorphiques ont pu en principe se former dans la croûte martienne : chlorites, zeolites, prehnite, pumpellyite, actilonite, epidote et biotite. Ils sont presque tous observés, associées soit à des cratères d'impact ou à des affleurement de croûte ancienne (chapitre 4 et sections 3.5.3, 3.5.5), jamais dans un contexte détritique.

La chlorite est abondante sur Mars ($> 20\%$ des sites, voir section 3.4.3), probablement mélangée à de la pumpellyite dans de nombreux cas. Observée dans l'éjecta et pics centraux de cratères excavant du matériel sur plusieurs km de profondeur (comme démontré en chapitre 4), elle implique du diagénétisme et/ou du métamorphisme de bas-grade en profondeur. La prehnite est assez commune également, elle est également excavée par des cratères et parfois peut être liée à une structure tectonique (section 3.5.3) qui a pu remonter en surface du matériel métamorphique. Les cratères constituent ainsi le principal processus de mise en surface de matériel métamorphique et diagénétique en l'absence de tectonique des plaques. L'épidote est un cas plus ambigu. C'est un produit métamorphique de plus haute température et pression que la prehnite, mais également un produit d'altération hydrothermale. On ne la trouve sur Mars qu'en quelques endroits et toujours à proximité de terrains volcaniques, son origine pourrait être hydrothermale (section 3.5.5). Les amphiboles, métamorphiques, ne sont pas observées avec certitude (voir section 3.5.1).

L'altération sur Mars a donc eu lieu dans une gamme de température dépassant les 200°C . Une origine non hydrothermale a pu être démontrée dans certains cas grâce aux cratères. S'il n'est en général pas possible de relier les minéraux diagénétiques à des morphologies de bassins sédimentaires (le cratère Terby pourrait être une exception, section 3.5.1.4), leur existence démontre que la croûte a été altérée à des profondeurs kilométriques et durant au moins plusieurs dizaines de millions d'années (par analogie avec les bassins terrestres). Les roches métamorphiques vont dans le même sens, puisqu'elles nécessitent une croûte altérée à encore plus grande profondeur ($\sim > 15\text{ km}$ pour la prehnite).

Au delà de ces environnements de sub-surface, il existe une variabilité d'environnements de surface, pour lesquels on observe des corrélations entre contexte morphologique et minéralogie. Par exemple, la détection d'opale d'âge Hésperien à Amazonien associée à des morphologies fluviales (sections 3.5.4 et 4.2) indique une activation tardive vraisemblablement en milieu aride. Également, la détection de kaolins, smectites-Fe et sulfates dans Schiaparelli (section 3.5.1) et dans d'autres sites pourrait indiquer une co-précipitation en milieu acide et évaporitique.

3.6.3 Une altération en surface ou en profondeur ?

Il apparaît ainsi qu'en plus d'une altération de faible grade en phyllosilicate Fe/Mg ayant eu lieu en surface ou proche de la surface, il y a eu d'autres environnements géochimiques. Le choix a été fait de se concentrer sur les environnements de sub-surface et cela pour deux raisons :

- L'altération métamorphique/diagénétique indique la présence d'eau jusqu'en profondeur et durant des durées longues ($> \text{Ma}$). Sa présence peut donc aller en faveur d'une planète avec un fort potentiel d'habitabilité passée.
- Pour autant, si toute l'altération a eu lieu en sub-surface, cela implique que l'eau n'était pas stable en surface, abaissant considérablement le potentiel d'habitabilité.

Cette question est au cœur du débat sur la stabilité de l'eau sur Mars au noachien, on tente d'y apporter des éléments de réponse.

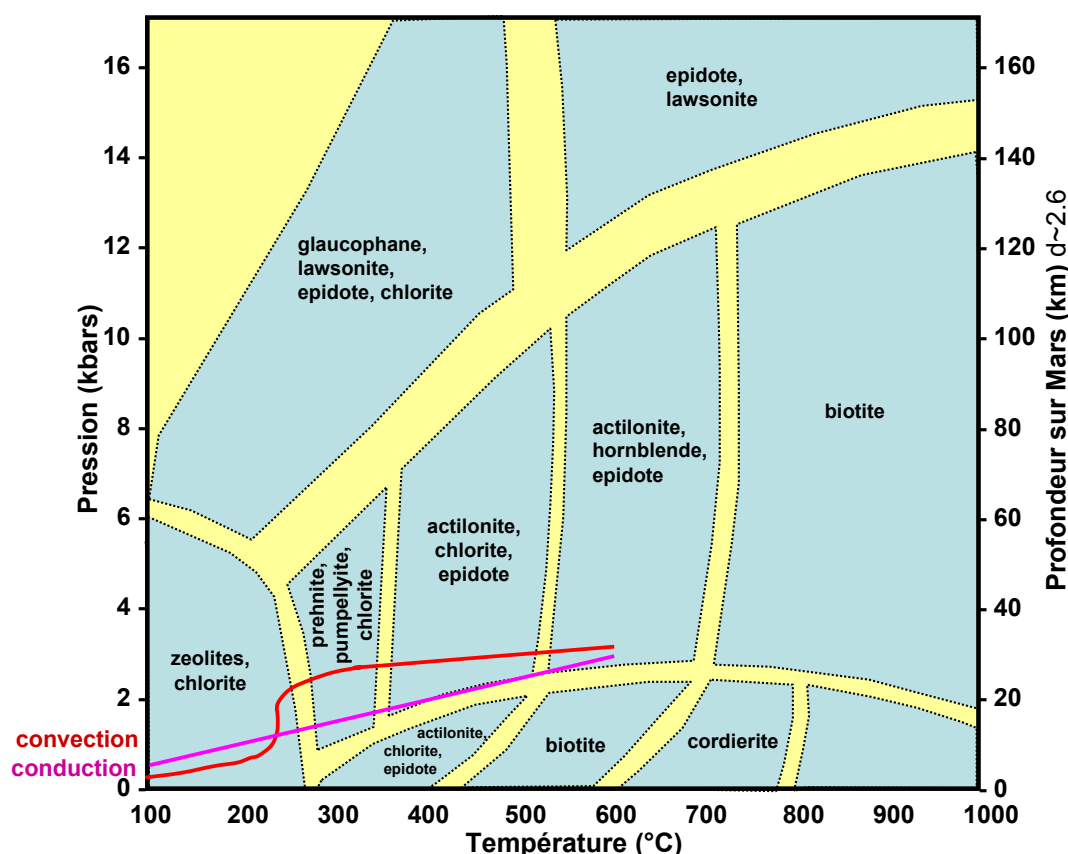


FIGURE 3.51 – Faciès métamorphiques et domaines de température/pression accessibles dans la croûte Martienne en fonction de la profondeur.

3.6.3.1 Arguments climatiques pour une planète gelée altérée en profondeur

Les modèles atmosphériques de Mars au Noachien peinent à prédire des températures moyennes en surface au delà du point triple de l'eau et ce même pour une atmosphère de CO_2 de plusieurs bars (Kasting, 1991). A moins d'invoquer une chimie atmosphérique exotique riche en gaz à effet de serre aujourd'hui échappés, et en considérant que les nouveaux modèles d'évolution atmosphérique prédisent une atmosphère constituée tardivement (vers ~ 4 Ga) et moins dense (~ 0.5 bar) en raison d'un flux UV et vent solaire trop important (voir section 1.3.1.1.2), l'hypothèse d'une planète froide/gelée doit être considérée sérieusement. Dans ce cas de figure, l'altération a pu ne se produire qu'en sub-surface, lorsque la température permet de passer de l'état de glace à celui de fluide hydrothermal. En modélisant le flux géothermique de la croûte au Noachien, Parmentier et al. [2008] montrent que les 273K sont rapidement atteints et permettent une convection (et altération) hydrothermale dès quelques centaines de mètres à ~ 1 km de profondeur. Fairen et al. [2009] proposent de résoudre le paradoxe d'une planète gelée malgré des vestiges morphologiques d'écoulement en invoquant la haute salinité des fluides issus de la dissolution du basalte, qui diminuerait le point triple de l'eau. Cela permettrait l'écoulement et la formation en surface de sulfates et phyllosilicates à plusieurs dizaines de K en dessous du point triple.

3.6.3.2 Arguments morphologiques pour une planète chaude et humide altérée surface

A cette vision s'oppose celle d'une planète plus chaude et humide avec un cycle hydrologique en surface tel celui proposé par Craddock and Howard, 2002 et plus récemment par Fassett and Head, 2008 (figure 1.21). Les arguments en faveur de ce scénario sont exclusivement morphologiques : l'existence prolongée de réseaux fluviaux et dépôts sédimentaires dont certains atteignent une épaisseur kilométrique sont difficiles à expliquer sans la présence d'eau liquide en surface sur une ou des périodes prolongées (Craddock and Howard, 2002, Hynek et al., 2010). Par ailleurs, le scénario avancé par Fairen et al. [2009] pose problème : la croûte martienne étant particulièrement riche en éléments sulfurés (Chevrier and Mathé, 2007), la salinolyse proposée se serait faite en présence importante de sels d'acides forts (SO_4) qui confèrent à l'eau une acidité élevée ($\text{pH} < 5$) favorisant la précipitation de sulfates mais pas de phyllosilicates (formés dans des environnements plus neutres voir alcalins). Si des associations de sulfates et nontronite/smectites-Al néoformés sont observées dans des dépôts hésperiens, ce n'est pas le cas au Noachien.

Outre les prédictions de modèles atmosphériques, le principal argument contre l'existence d'une altération en surface est l'absence de lien géographique entre les morphologies fluviales ou lacustres et les minéraux hydratés dans les terrains anciens. Il est montré ci-dessous que ce paradoxe n'exclut en rien une altération en surface au EN/MN.

3.6.3.3 Découplage paradoxal entre morphologie fluviale et minéralogie hydratée au Noachien

Les indices morphologiques d'écoulement d'eau liquide sont nombreux sur Mars : réseaux fluviaux, bassins sédimentaires, paléo-lacs, cônes alluviaux et deltas (voir section 1.3.1.2.2). Morphologie fluviale et minéralogie aqueuse n'ont jamais été réconciliés sur Mars. Ce constat part de trois observations faites ces 15 dernières années :

- Aucune preuve in-situ n'a été apportée pour réconcilier morphologie et minéralogie. Le rover Pathfinder s'est posé en aval d'une vallée de débâcle et n'a pas trouvé de trace d'altération chimique des roches par l'eau. Le rover MER-Spirit s'est posé dans le cratère Gusev. Ce dernier se trouve à l'embouchure de Ma'adim Vallis disséquant du matériel Noachien et donc probablement source d'argiles détritiques. Sa morphologie plate et ses dépôts interprétés comme des sédiments lacustro-fluviatiles en faisait *à priori* un candidat idéal de paléo-lac dans lequel sels authigéniques et argiles détritiques devraient co-exister. Sur place, Spirit n'a pas trouvé d'assemblage de minéraux hydratés favorisant cette hypothèse. Le rover MER-opportunity a observé des sulfates dans Sinus Meridiani, mais ces derniers tracent un épisode probablement évaporitique daté du LN/EH (voir section 3.6.3.4).
- L'étude à grande échelle des réseaux fluviaux (résumée dans Fassett and Head, 2011) leur confère un âge plus jeune que le MN avec une ré-activation entre le LN et le EH. Les

phyllosilicates identifiés ici apparaissent comme déconnectés de ces derniers (voir figure 3.52).

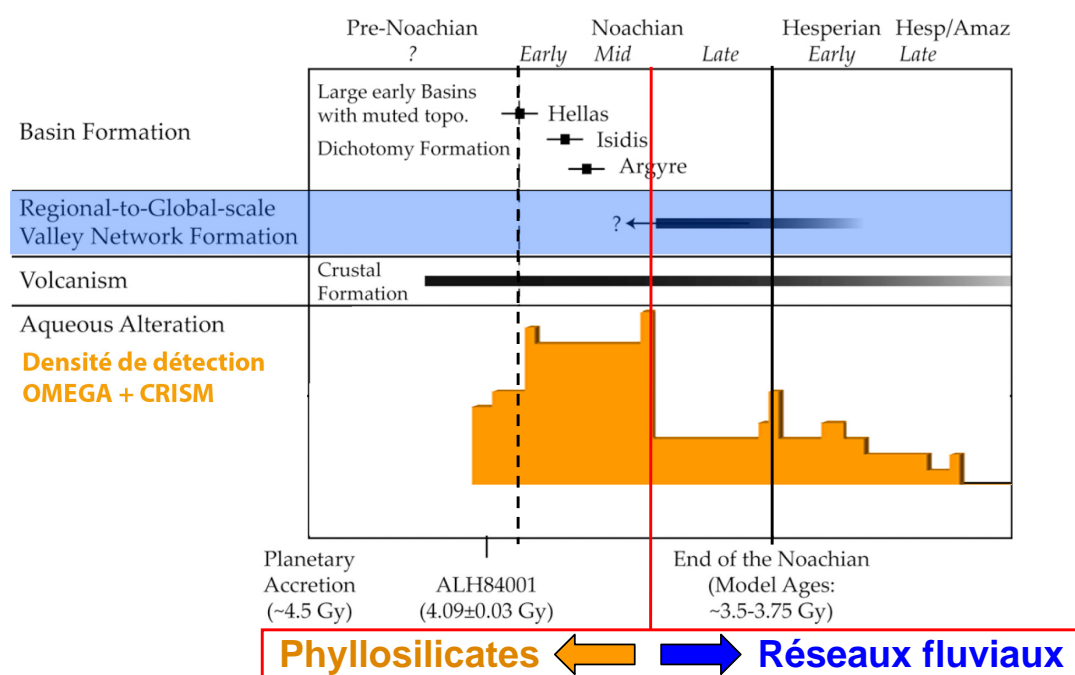


FIGURE 3.52 – Chronologie des premiers événements Martiens, d'après Fassett and Head, 2011. La période de formation des phyllosilicates et celle des réseaux fluviaux observables aujourd'hui sont déconnectées dans le temps.

- Ces morphologies fluviales et lacustres plus jeunes que le MN ne sont pas associées à des argiles ou sels. Il existe quelques contre-exemples tels les deltas de Jezero, Holden, Eberswalde et Terby (voir section 3.5.1). La majorité des réseaux fluviaux et des bassins en aval ne sont pas associés à des argiles (Fassett and Head, 2008). La figure 3.53 montre bien la non corrélation entre dépôts hydratés et région de densité de drainage importante (Hynek et al., 2010).

Ainsi, à première vue, les résultats présentés ici vont également dans le sens d'un découplage entre morphologie et minéralogie. Il existe cependant des contre-arguments :

- Les réseaux et bassins fluviaux d'âges EN à MN sont très peu nombreux sur Mars, ils représentent 2.2% de sa surface (tous d'âge MN, aucun n'est EN, Tanaka et al., 1988). Ce sont aussi les plus cratérisés : ils concentrent à eux seuls 88% des terrains classés comme 'Impact', i.e. dont aucun vestige morphologique antérieur ne peut subsister. À ce labourage par les impacts s'ajoute des coulées volcaniques, dépôts éoliens et sédimentaires du LN/EH et postérieurs. Ainsi l'absence de morphologie fluviale et lacustre durant cette première période ne peut constituer un argument en faveur de la non stabilité d'eau en surface. Un exemple particulièrement illustratif est le cratère Terby : situé sur la marge nord du bassin d'Hellas, il s'est formé au EN puis a connu un ou plusieurs épisodes fluviaux et lacustres jusqu'au EH. En particulier, un paléo-delta est présent sur sa face nord. Ce delta, le plus imposant de Mars, n'a pas de chenal visible l'alimentant. Les terrains en

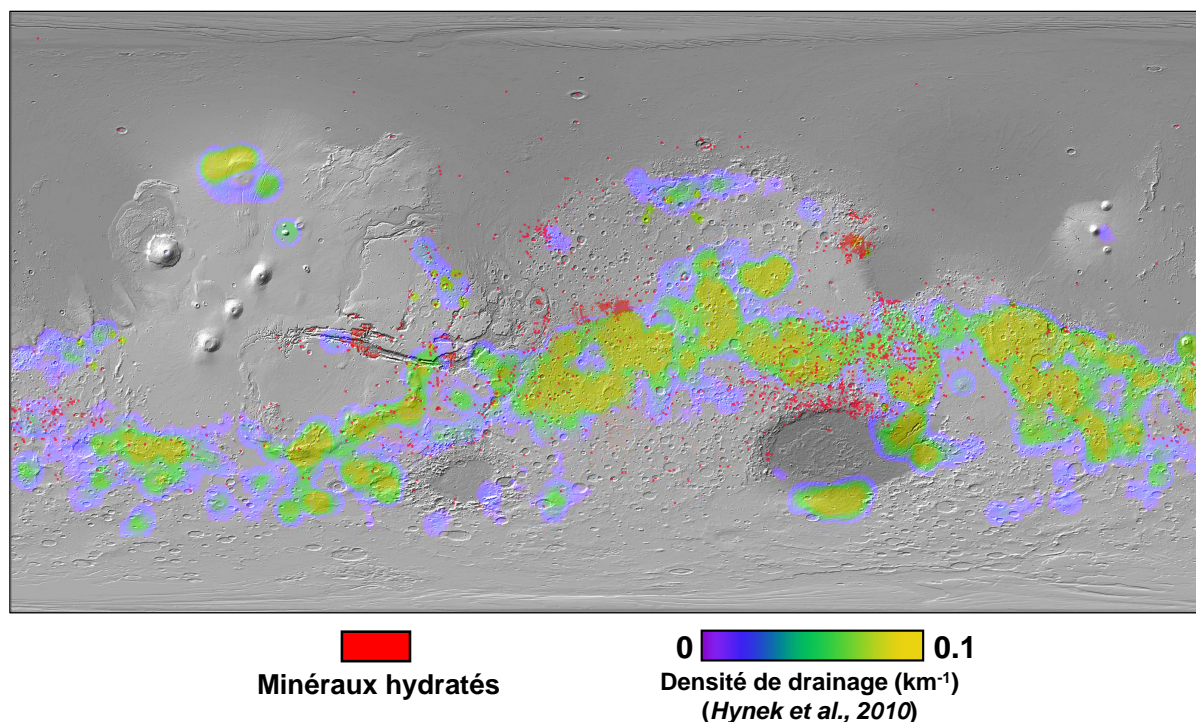


FIGURE 3.53 – Répartition spatiale des minéraux hydratés (cette étude) par rapport aux réseaux fluviaux représentés par la densité de drainage (Hynek et al., 2010).

amont sont pourtant d'âge Noachien. Entre le EN et le LN, le re-modelage de la surface a donc complètement effacé les traces d'un réseau fluvial alimentant un lac pouvant atteindre les 2000 m de profondeur. Il existe dans cette région de nombreux autres cratères de taille comparable et dépôts horizontaux remplis de sédiments sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Carter et al., 2010b, Crown et al., 2010, Mest and Crown, 2005). L'origine de ce dépôt sédimentaire régional n'est pas encore certain, mais l'hypothèse favorisée est une origine lacustre, bien qu'aucun vestige de réseau fluvial contemporain ne soit visible (voir section 3.5.1.3).

- Lors du transport et de la sédimentation de matériel noachien, les minéraux hydratés des régions sources sont mélangés avec du matériel anhydre (éolien ou volcanique) qui domine volumétriquement si bien que les argiles détritiques ne seront pas forcément observables depuis l'orbite. Ce même argument est utilisé pour expliquer la présence ou l'absence d'argiles dans les éjectas de cratères impactant une croûte altérée. Si les éjectas contiennent une fraction volumétriquement trop importante de matériel anhydre excavé en profondeur, les argiles ne seront pas détectables (Barnhart and Nimmo, 2011, Rogers, 2011). Par ailleurs, ni les vallées de débâcle ni les réseaux fluviaux ne présentent des argiles et sels sur Terre, puisqu'ils les transportent jusqu'aux zones d'accumulation. Ce travail de thèse a permis d'identifier de nombreux nouveaux dépôts d'argiles détritiques de petite taille dans des bassins. C'est le cas par exemple du cratère Gusev (Carter et al., 2011, soumis, voir figure 3.18). Des sels ont également été découverts dans le bassin d'Hellas, dont on supposait qu'il avait dû accumuler d'épaisses couches de sels et sédiments (figure 3.24). Malgré ces

nouvelles détections, de nombreux bassins supposément sédimentaires (car reliés à des réseaux fluviaux plus jeunes que le MN) ne sont pour l'instant toujours pas observés en association avec des argiles. Cela illustre bien les limites de l'investigation orbitale lorsqu'il s'agit de détecter une faible fraction d'argiles et sels détritiques/authigènes mélangés à des matériaux anhydres. S'il est déjà difficile d'identifier ces argiles détritiques associés à des réseaux fluviaux bien visibles car plus récents que le MN, on comprend qu'il est quasiment impossible de détecter les argiles dans des vestiges de bassins dont toute trace d'écoulement fluvial à disparu avant le MN.

Si le paradoxe morphologie-minéralogie aqueuse n'est pas complètement résolu, ces arguments simples font qu'on ne peut rejeter l'hypothèse d'une altération en surface au EN/MN. Morphologie et climatologie ne suffisent pas à contraindre l'environnement principal de formation des argiles, il faut s'intéresser à la minéralogie des sels et des argiles insérés dans leur propre contexte géologique.

3.6.3.4 La question des sels martiens au Noachien

L'altération d'une roche basaltique produit des minéraux secondaires dont les phyllosilicates mais également des sels en abondance. En prenant un basalte martien médian (McSween et al., 2009), les cations suivant sont disponibles après dissolution complète : Si (~ 45 wt%), Ca (~ 10 wt%), Mg (~ 9 wt%), Al (~ 5 wt%), Fe (~ 4 wt%), Na (~ 1 wt%). La précipitation des phyllosilicates Fe/Mg et Al, majoritaires sur Mars, cause un enrichissement relatif au Si de la solution ionique résiduelle en ces 3 cations et en cations d'inter-couche (notamment Ca, Na; Milliken et al., 2009). C'est encore plus vrai pour l'opaline (contenant uniquement Si dans sa structure). La neutralité de charge est assurée lors de la précipitation des sels par association avec les anions Cl^- , SO_3^{2-} , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} et OH^- . Parmi les sels produits en quantité on trouve alors les sulfates, carbonates et chlorures.

Si l'altération de basalte en phyllosilicates produit des sels, la quantité produite et leur étendue spatiale varie en fonction du contexte d'altération. En milieu humide, les fluides sont transportés et précipitent à distance des argiles, dans des bassins topographiques. En milieu aride, le flux évaporatoire est tel que les sels précipitent à très courte distance des argiles, et seront mélangés. En sub-surface, les fluides diffusent sur des distances de l'ordre du cm, insuffisant pour que la ségrégation ionique permettent la formation de sels en quantité. Ainsi l'existence et la répartition des sels sont un bon indicateur du climat d'altération.

Les sulfates n'ont pas été détectés en abondance en dehors de Sinus Meridiani, Valles Marineris et ses chaos orientaux, et quelques cratères d'Arabia Terra et Terra Sirenum (section 3.5.1). L'hypothèse favorisée est un contexte évaporitique (néoformation) issu de résurgences localisées de la nappe phréatique (type playa, ex : Wray et al., 2011, Squyres et al., 2006) et prédits par des modèles hydrologiques (Andrews-Hanna and Lewis, 2011). Il existe cependant d'autres hypothèses invoquant une altération en surface de cendres volcaniques par de la glace d'eau ou neige (Niles and Michalski, 2009, Mangold et al., 2010). L'âge des dépôts de sulfates est principalement hésperien et s'ils se trouvent principalement dans des bassins topographiques,

ils sont découplés des bassins noachiens alimentés par des réseaux fluviaux et sont associés à des minéraux typiques d'une acidolyse élevée (kaolinite, nontronite ; opaline ; hématite, goethite) qui ne sont pas représentatifs des minéraux observés globalement.

Des chlorures (ou sulfides) non hydratés ont été détectés dans l'infrarouge thermique (instrument THEMIS ; Osterloo et al., 2010), dans des milliers de sites isolés. Ils se trouvent préférentiellement dans des terrains LN/EH du sud, mais pas particulièrement corrélés avec des bassins ou réseaux fluviaux. Il n'y a pas de dépôt spatialement extensif comme on pourrait s'y attendre s'ils s'étaient formés suite à l'altération de basalte en phyllosilicates et transportés vers des bassins. Une érosion de tels dépôts n'est pas à exclure, mais une étude approfondie de ces sites effectuée dans l'équipe n'a pas révélé de lien génétique avec les argiles dans la plupart des cas (*Ruesch et al., en préparation*). Tout comme la majorité des sulfates, un contexte évaporitique (aride) est avancé pour la formation de chlorures bien que l'absence de sulfates à proximité de ces sels reste inexpliquée. Des perchlorates ont été identifiés par Phoenix dans les plaines du nord (Cull et al., 2010) mais aucun des perchlorates identifiables dans le proche infrarouge n'ont été détectés avec certitude dans les terrains noachiens. L'hypothèse retenue pour leur formation est celle d'une mince pellicule d'eau en surface, incompatible avec la formation d'argiles.

Les carbonates sont peu présents sur Mars (détectés dans une dizaine de sites tout au plus), et bien qu'à proximité d'argiles, ils apparaissent d'avantage comme issu d'altération hydrothermale d'olivine que d'une précipitation suite à la formation d'argiles (Ehlmann et al., 2009, Morris et al., 2010). En outre ils sont stratigraphiquement au dessus des argiles et également datés de la période LN/EH. Leur quasi-absence est expliquée par une atmosphère noachienne avec une p_{CO_2} très faible (infirmé par les modèles récents) ou une inhibition voire destruction par un environnement acide et/ou la compétition avec d'autres sels.

Ainsi les dépôts de sels identifiés jusqu'à présent sur Mars apparaissent acausaux avec la majorité des phyllosilicates : ils sont déconnectés dans le temps (LN à Hésperien pour les sels contre EN/MN pour les argiles) et dans l'espace, sans indice morphologique de transport entre les régions sources d'argiles et celles des sels. Si des conditions évaporitiques peuvent expliquer la formation co-jointe et tardive de smectites ferriques et kaolinite avec des sulfates dans certains chaos et Sinus Meridiani, l'absence de sels noachiens, période de formation de la majorité des argiles, peut s'expliquer de deux façons :

- Le gros de l'altération chimique s'est faite en sub-surface dans un environnement hydrothermal à faible W:R, impliquant que l'eau n'était pas stable en surface.
- L'altération s'est faite en surface et en milieu humide, les sels ont été transportés puis accumulés dans des bassins mais l'érosion, le labourage de la surface par les impacts et l'accumulation de dépôts éoliens, volcaniques et fluviaux tardifs ont effacé la grande majorité de ces dépôts.
- Alternativement, les sels ont pu tous se dés-hydrater dans les conditions de rayonnement UV, faible température et pression des > 3 derniers milliards d'années, devenant ainsi indétectable dans l'infrarouge.

On trouve sur Mars des sulfates mono (kieserite) et poly hydratés (dont jarosite, gypse, bassanite et alunite). Si des expériences de laboratoire montrent que sulfates et phyllosilicates perdent des molécules d'eau et hydroxyles sous l'atmosphère aride, froide et oxydante de Mars des >3 Ga (Cloutis et al., 2007, Morris et al., 2010), ils montrent également que tous sont stables en surface et demeurent détectables. L'existence de sulfates d'âge hésperien, et parfois même LN en sont la preuve. Les chlorures sont également stables sur Mars (Chevrier et al., 2009). Si les chlorures anhydres NaCl et KCl n'ont pas de signature dans le proche infrarouge, les chlorures magnésiennes hydratées sont détectables (Hanley et al., 2011). Na et K sont des cations minoritaires dans les fluides issus d'altération de basalte, on s'attendrait plutôt à voir des chlorures-Mg en abondance. En résumé, même si une partie des sels nous sont encore inobservables, une importante fraction le sont et ne sont pourtant pas ou peu observés en lien avec les argiles.

En utilisant le même argument invoqué pour les vestiges morphologiques d'âge EN/MN, l'absence d'accumulation de sels observables aujourd'hui n'est pas une preuve suffisante de leur non existence vu le re-modelage de la surface. Une partie de l'altération a pourtant eu lieu en sub-surface, en témoigne l'existence de minéraux métamorphiques ou diagénétiques comme la chlorite et la prehnite.

3.6.3.5 Un cycle des argiles et donc hydrologique sur Mars au EN/MN

Les meilleurs indices dont on dispose en faveur de la présence durable d'eau liquide en surface provient de l'approche combinée entre minéralogie des argiles et morphologie. Sur Terre, les silicates hydratés peuvent être de 6 types géologiques différents (figure 3.54) : pédogénétiques, détritiques, authigéniques, diagénétiques, métamorphiques et hydrothermaux. Chaque type est composé d'assemblages de minéraux correspondant aux conditions physiques et chimiques de chaque environnement, et qui ont été décrits en chapitre 1. Sur ces 6 contextes géologiques, les 3 premiers requièrent la présence d'eau liquide stable en surface, en particulier la pédogenèse qui est sur Terre le mécanisme privilégié de formation des argiles. Si certaines espèces minérales se trouvent dans plusieurs contextes géologiques, il reste possible de savoir sans ambiguïté à quels environnements ils appartiennent lorsque la morphologie est préservée.

L'étude globale des minéraux hydratés a mis en avant la prépondérance des impacts et le chapitre 4 explore leur rôle dans l'origine et la distribution des minéraux hydratés. Les autres sites dans lesquels on trouve des phyllosilicates sur Mars suffisent pourtant à postuler l'existence d'un cycle des argiles sur Mars durant le Noachien et qui s'apparente au cycle terrestre. On résume ci-dessous les observations faites au cours des études régionales et locales.

Pédogénèse. Plusieurs sites d'âge Noachien présentent des unités de smectites ou kaolins riches en Al drapées sans non conformité sur des smectites ou vermiculites riches en Fe/Mg (voir section 3.5.2). L'exemple le plus saillant sont les affleurements de Mawrth Vallis (Loizeau et al., 2007), mais on en trouve de similaires à des dizaines de milliers de kilomètres de Mawrth, notamment au nord du bassin d'Hellas et dans Terra Sirenum. Cette séquence verticale de phyllo-

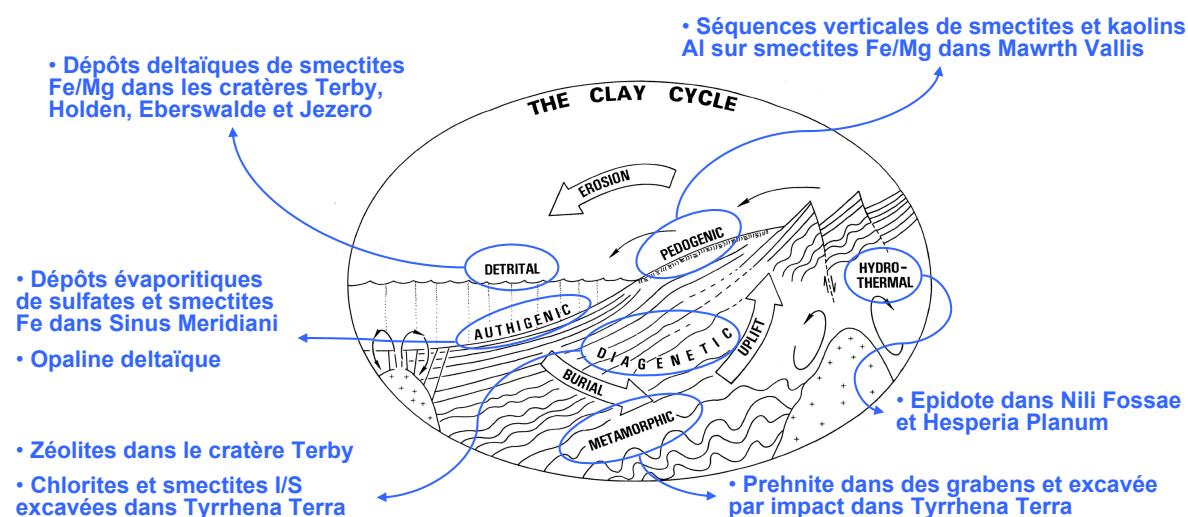


FIGURE 3.54 – Cycle des argiles sur Terre d'après Eslinger and Pevear, 1988. Tous les environnements géologiques sont identifiés sur Mars, quelques exemples sont indiqués en bleu.

silicates indique une formation en surface par interaction d'eau liquide avec la croûte basaltique ou avec un dépôt de cendres volcaniques. Il est difficile d'expliquer leur existence en faisant appel à une altération hydrothermale ou diagénétique en sub-surface. Leur faible fréquence sur Mars peut être expliquée par un cycle hydrologique peu intense sous un climat aride et froid dans lequel peu de phyllosilicates riches en Al se sont formés (la détection de smectites ou vermiculites Fe/Mg seuls ne suffit pas à démontrer une pédogénèse, voir sections 3.5.2.2 et 3.6.1). La découverte d'un cratère de ~ 1 km de diamètre excavant une stratigraphie Al-Fe/Mg (figure 3.36) pourrait indiquer que ces séquences sont plus répandues qu'on ne l'observe actuellement et ont été enfouies/détruites depuis leur formation.

Argiles détritiques. Ces argiles sont assez nombreux sur Mars, associés à des bassins sédimentaires et aux principaux deltas ou cônes alluviaux de Mars (sections 3.5.1.2, 3.5.1.3, 3.5.1.4) dont Terby, Holden et Eberswalde (Milliken and Bish, 2010), Jezero (Ehlmann et al., 2008), Gusev et d'autres. On trouve en amont de tous ces sites des affleurements de croûte noachienne contenant les mêmes argiles, principalement des phyllosilicates Fe/Mg (voir figure 3.23). Ces dépôts sont difficiles à dater de part leur faible extension spatiale, mais certains sont d'âge LN/EH, indiquant qu'un cycle hydrologique de surface a existé sinon continuellement au moins épisodiquement entre la période de formation (EN/MN) et celle du dépôt sédimentaire (jusqu'au EH). L'évolution temporelle constatée en figure 3.9 (*bas*) pourrait refléter une période de formation accrue au EN/MN suivie d'une période avec moins d'altération mais du transport et de l'accumulation d'argiles détritiques.

Argiles authigéniques. Les meilleurs exemples d'argiles authigéniques sont les dépôts de smectites néoformés aux côtés de sulfates identifiés dans Sinus Meridiani et Terra Sirenum (section 3.5.1.2). Ceux identifiés sur Mars sont cependant d'âge LN à Hésperien et donc déconnectés du cycle des argiles. Tout comme les argiles détritiques, il n'existe aucun site confirmé de

néoformation d'âge EN/MN, du fait du re-modellage de la croûte ancienne. Sépiolite, stevensite et micas qui sont les phyllosilicates les plus communs dans les environnements authigéniques lacustres ou marins mais n'ont pas été détectés. Leurs signatures sont cependant difficiles à discriminer des smectites Fe/Mg. L'opaline est fréquemment associée aux deltas et cônes alluviaux martiens (section 3.5.4) et serait d'origine authigénique mais est également déconnectée dans le temps (d'âge hésperien à amazonien).

Argiles diagénétiques. La majorité des cratères de Terra Tyrrhena (et d'autres régions) présentent dans leur ejecta des vermiculites, interstratifiés et parfois chlorites/corrensites (chapitre 4). Le matériel présent dans l'éjecta n'a pas pu être altéré hydrothermalement par l'impact et représente donc la composition minérale de la croûte de plusieurs centaines de mètres à quelques kilomètres de profondeur. C'est justement la gamme de profondeur dans laquelle on trouve ce type d'argiles sur Terre, dans la zone diagénétique des smectites, et I/S (figure 3.50). Cette interprétation a aussi été proposée par Milliken et al., 2011. À part les éjectas d'impact, le cratère Terby semble être le meilleur exemple de diagénétisme : à la base de mesas stratifiées pouvant dépasser le kilomètre d'épaisseur se trouvent des strates de zéolites (section 3.5.1.4) qui sont remplacées par des smectites Fe/Mg vers la surface. Les zéolites peuvent se former sur Terre par compaction et diagénèse d'argiles sédimentaires dans des mer ou lacs profonds. Terby est justement un candidat de paléo-lac présentant le plus gros delta identifié sur Mars (Ansan et al., 2011). La zéolitisation sur des profondeurs kilométriques requiert un bassin sédimentaire mature (plusieurs millions à dizaines de millions d'années).

Argiles métamorphiques. Comme cela a été abordé précédemment, des minéraux métamorphiques ont été identifiés sur Mars, notamment la prehnite, l'analcime, un mélange de chlorite-pumpellyite et l'épidote. Si l'épidote observée est plus probablement d'origine hydrothermale, la présence de prehnite dans les éjectas de cratères de taille $\sim > 10$ km et dans des grabens d'origine tectonique (chapitre 4 et section 3.5.3) évoque une formation métamorphique à des km de profondeur. La prehnite ne peut par ailleurs pas se former hydrothermalement en surface du fait de l'atmosphère riche en CO₂ (Frey and Robinson, 1998).

Argiles hydrothermaux. Il est postulé que les cratères martiens ont pu initier des systèmes hydrothermaux restreints à leur pic central, *melt sheet* et paroi (voir chapitre 4 et par exemple Marzo et al., 2010, Mangold et al., 2011 en préparation). Mustard and Ehlmann [2010] proposent une altération hydrothermale de surface par interaction entre les laves de Syrtis Major et les terrains riches en argiles de Nili Fossae, mais celle-ci aurait eu lieu vers le LN/EH. Ces cas sont donc découplés de systèmes hydrothermaux endogènes et noachiens. Sur Terre, les roches basaltiques en surface sont souvent altérées en micas par hydrothermalisme avant de produire des smectites par altération supergène. Les micas n'ont pas encore été détectés sans ambiguïté sur Mars mais Bishop et al. [2008] supposent leur présence mélangée avec des smectites dans Mawrth Vallis. L'épidote détectée à proximité de laves hésperiennes (section 3.5.5) constitue un bon exemple d'hydrothermalisme sur Mars, bien qu'également d'âge plus récent que la période

de formation des argiles.

A la lumière d'études régionales et locales résumées ci-dessus, il apparaît que les principaux contextes géologiques d'argiles terrestres existent également sur Mars. Ces contextes âgés de plus de 4 Ga sont très dégradés si bien qu'il n'est pas possible de trouver une séquence ininterrompue de la pédogenèse au métamorphisme. Bien qu'isolées dans l'espace, les observations réalisées ont pour la plupart une bonne cohérence temporelle et montrent qu'un cycle des argiles complexe et diversifié a existé. L'altération en surface s'est faite sous climat plutôt aride et froid, nécessairement accompagné d'un système hydrologique fermé avec précipitation, écoulement, sédimentation lacustre et évaporation. Aujourd'hui disparu, ce premier système était nécessaire pour apporter de l'eau liquide aux hautes altitudes dans lesquelles on trouve des argiles et pour former et entretenir sur de longues durées les dépôts sédimentaires lacustres. Ce cycle des argiles a existé du EN au LN/EH, mais les observations disponibles ne permettent pas à ce jour de savoir si ce dernier a existé continument ou épisodiquement durant cette période. Dans ce second cas, le gros de l'altération a pu se faire en profondeur si l'eau n'était pas stable à la surface, et ne se ré-activer en surface qu'à la faveur d'un forçage externe sur le climat (impacts majeurs, changement d'obliquité ou volcanisme intense).

Bibliographie

- S. P. Altaner and R. E. Grim. Mineralogy, chemistry, and diagenesis of tuffs in the sucker creek formation (miocene), eastern oregon. *Clays and Clay Minerals*, 38(6) :561–572, 1990. URL <http://ccm.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/38/6/561>.
- J. C. Andrews-Hanna and K. W. Lewis. Early Mars hydrology : 2. Hydrological evolution in the Noachian and Hesperian epochs. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 116 :E02007, February 2011. doi : 10.1029/2010JE003709.
- V. Ansan, D. Loizeau, N. Mangold, S. Le Mouélic, J. Carter, F. Poulet, G. Dromart, A. Lucas, J.-P. Bibring, A. Gendrin, B. Gondet, Y. Langevin, P. Masson, S. Murchie, J. F. Mustard, and G. Neukum. Stratigraphy, mineralogy, and origin of layered deposits inside Terby crater, Mars. *Icarus*, 211 :273–304, January 2011. doi : 10.1016/j.icarus.2010.09.011.
- J. L. Bandfield. High-silica deposits of an aqueous origin in western Hellas Basin, Mars. *Geophysical Research Letters*, 35 :L12205, June 2008. doi : 10.1029/2008GL033807.
- C. J. Barnhart and F. Nimmo. Role of impact excavation in distributing clays over Noachian surfaces. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 116 :E01009, January 2011. doi : 10.1029/2010JE003629.
- J.-P. Bibring, Y. Langevin, J. F. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N. Mangold, P. Pinet, and F. Forget. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312 :400–404, April 2006. doi : 10.1126/science.1122659.
- J. L. Bishop, E. Z. N. Dobra, 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. Phyllosilicate Diversity and Past Aqueous Activity Revealed at Mawrth Vallis, Mars. *Science*, 321 :830–, August 2008. doi : 10.1126/science.1159699.
- R. L. Brathwaite. Geological and mineralogical characterization of zeolites in lacustrine tuffs, ngakuru, taupo volcanic zone, new zealand. *Clays and Clay Minerals*, 51(6) :589–598, 2003. doi : 10.1346/CCMN.2003.0510601. URL <http://ccm.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/51/6/589>.
- D. L. Buczkowski, S. Murchie, R. Clark, K. Seelos, F. Seelos, E. Malaret, and C. Hash. Investigation of an Argyre basin ring structure using Mars Reconnaissance Orbiter/Compact

- Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 :E12011, December 2010. doi : 10.1029/2009JE003508.
- N. A. Cabrol, E. A. Grin, M. H. Carr, B. Sutter, J. M. Moore, J. D. Farmer, R. Greeley, R. O. Kuzmin, D. J. DesMarais, M. G. Kramer, H. Newsom, C. Barber, I. Thorsos, K. L. Tanaka, N. G. Barlow, D. A. Fike, M. L. Urquhart, B. Grigsby, F. D. Grant, and O. de Goursac. Exploring Gusev Crater with Spirit : Review of science objectives and testable hypotheses. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 :8076, December 2003. doi : 10.1029/2002JE002026.
- J. Carter, F. Poulet, J.-P. Bibring, and S. Murchie. Detection of Hydrated Silicates in Crustal Outcrops in the Northern Plains of Mars. *Science*, 328 :1682–, June 2010a. doi : 10.1126/science.1189013.
- J. A. Carter, F. Poulet, J.-P. Bibring, S. Murchie, V. Ansan, and N. Mangold. Mineralogy of Layered Deposits in Terby Crater, N. Hellas Planitia. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 1866–+, March 2010b.
- M. P. Charette and J. B. Adams. Spectral Reflectance of Lunar Highland Rocks. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 8 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 172–+, March 1977.
- V. Chevrier. Planetary Science : Organic burial site on Mars? *Nature Geoscience*, 1 :348–350, June 2008. doi : 10.1038/ngeo212.
- V. Chevrier and P. E. Mathé. Mineralogy and evolution of the surface of Mars : A review. *Planetary and Space Science*, 55 :289–314, February 2007. doi : 10.1016/j.pss.2006.05.039.
- V. Chevrier, F. Poulet, and J.-P. Bibring. Early geochemical environment of Mars as determined from thermodynamics of phyllosilicates. *Nature*, 448 :60–63, July 2007. doi : 10.1038/nature05961.
- V. F. Chevrier, J. Hanley, and T. S. Altheide. Stability of perchlorate hydrates and their liquid solutions at the Phoenix landing site, Mars. *Geophysical Research Letters*, 36 :L10202, May 2009. doi : 10.1029/2009GL037497.
- E. A. Cloutis, M. A. Craig, J. F. Mustard, R. V. Kruzelecky, W. R. Jamroz, A. Scott, D. L. Bish, F. Poulet, J.-P. Bibring, and P. L. King. Stability of hydrated minerals on Mars. *Geophysical Research Letters*, 34 :L20202, October 2007. doi : 10.1029/2007GL031267.
- C. B. Condit, L. F. Bleamaster, D. A. Crown, and S. C. Mest. Spatial Analyses of Impact Craters Around Hellas Planitia, Mars : Implications for Fluvial and Lacustrine Environments. *AGU Fall Meeting Abstracts*, pages A1415+, December 2010.

- R. A. Craddock and A. D. Howard. The case for rainfall on a warm, wet early Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107 :5111, November 2002. doi : 10.1029/2001JE001505.
- D. A. Crown, L. F. Bleamaster, and S. C. Mest. Styles and timing of volatile-driven activity in the eastern Hellas region of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110 :E12S22, December 2005. doi : 10.1029/2005JE002496.
- D. A. Crown, L. F. Bleamaster, S. C. Mest, J. F. Mustard, and M. Vincendon. Geologic Mapping of the NW Rim of Hellas Basin, Mars : Evidence for an Ancient Buried Landscape. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 1888–+, March 2010.
- S. C. Cull, R. E. Arvidson, J. G. Catalano, D. W. Ming, R. V. Morris, M. T. Mellon, and M. Lemmon. Concentrated perchlorate at the Mars Phoenix landing site : Evidence for thin film liquid water on Mars. *Geophysical Research Letters*, 37 :L22203, November 2010. doi : 10.1029/2010GL045269.
- J. M. Dohm, R. C. Anderson, J.-P. Williams, J. Ruiz, P. C. McGuire, D. L. Buczkowski, R. Wang, L. Scharenbroich, T. M. Hare, J. E. P. Connerney, V. R. Baker, S. J. Wheelock, J. C. Ferris, and H. Miyamoto. Claritas rise, Mars : Pre-Tharsis magmatism? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185 :139–156, August 2009.
- B. L. Ehlmann, J. F. Mustard, C. I. Fassett, S. C. Schon, J. W. Head, III, D. J. Des Marais, J. A. Grant, and S. L. Murchie. Clay minerals in delta deposits and organic preservation potential on Mars. *Nature Geoscience*, 1 :355–358, June 2008. doi : 10.1038/ngeo207.
- B. L. Ehlmann, 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. Identification of hydrated silicate minerals on Mars using MRO-CRISM : Geologic context near Nili Fossae and implications for aqueous alteration. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 114 :E00D08, October 2009. doi : 10.1029/2009JE003339.
- B. L. Ehlmann, J. F. Mustard, and S. L. Murchie. Geologic setting of serpentine deposits on Mars. *Geophysical Research Letters*, 37 :L06201, March 2010. doi : 10.1029/2010GL042596.
- E. Eslinger and D.R. Pevear. *Clay minerals for petroleum geologists and engineers*. SEPM short course notes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1988. ISBN 9780918985736. URL <http://books.google.com/books?id=LFTwAAAAMAAJ>.
- A. G. Fairen, A. F. Davila, L. Gago-Duport, R. Amils, and C. P. McKay. Stability against freezing of aqueous solutions on early Mars. *Nature*, 459 :401–404, May 2009. doi : 10.1038/nature07978.
- C. I. Fassett and J. W. Head. Valley network-fed, open-basin lakes on Mars : Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology. *Icarus*, 198 :37–56, November 2008. doi : 10.1016/j.icarus.2008.06.016.

- C. I. Fassett and J. W. Head. Sequence and timing of conditions on early Mars. *Icarus*, 211 : 1204–1214, February 2011. doi : 10.1016/j.icarus.2010.11.014.
- A. A. Fraeman, J. F. Mustard, B. L. Ehlmann, L. H. Roach, R. E. Milliken, and S. L. Murchie. Evaluating Models of Crustal Cooling Using CRISM Observations of Impact Craters in Terra Tyrrhena and Noachis Terra. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 40 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 2320–+, March 2009.
- H. V. Frey, E. L. Frey, W. K. Hartmann, and K. L. T. Tanaka. Evidence for Buried "Pre-Noachian" Crust Pre-Dating the Oldest Observed Surface Units on Mars. In S. Mackwell & E. Stansbery, editor, *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 34 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 1848–+, March 2003.
- M. Frey and D. Robinson. *Low-Grade Metamorphism*. Wiley-Blackwell, 1998. ISBN 0-632-04756-9.
- A. Gendrin, N. Mangold, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, F. Poulet, G. Bonello, C. Quantin, J. Mustard, R. Arvidson, and S. Le Mouélic. Sulfates in Martian Layered Terrains : The OMEGA/Mars Express View. *Science*, 307 :1587–1591, March 2005. doi : 10.1126/science.1109087.
- William Glassley. A model for phase equilibria in the prehnite-pumpellyite facies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 43 :317–332, 1974. ISSN 0010-7999. URL <http://dx.doi.org/10.1007/BF00373487>. 10.1007/BF00373487.
- M. P. Golombek, J. A. Grant, L. S. Crumpler, R. Greeley, R. E. Arvidson, J. F. Bell, C. M. Weitz, R. Sullivan, P. R. Christensen, L. A. Soderblom, and S. W. Squyres. Erosion rates at the Mars Exploration Rover landing sites and long-term climate change on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111 :E12S10, December 2006. doi : 10.1029/2006JE002754.
- J. Hanley, V.F. Chevrier, J.B. Dalton, and C.S. Jamieson. Reflectance Spectra of Low-Temperature Chloride and Perchlorate Hydrates and Their Relevance to the Martian Surface. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 42 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 2327–+, March 2011.
- W. K. Hartmann. Martian cratering 8 : Isochron refinement and the chronology of Mars. *Icarus*, 174 :294–320, April 2005. doi : 10.1016/j.icarus.2004.11.023.
- B. M. Hynek, M. Beach, and M. R. T. Hoke. Updated global map of Martian valley networks and implications for climate and hydrologic processes. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 :E09008, September 2010. doi : 10.1029/2009JE003548.
- J. F. Kasting. CO₂ condensation and the climate of early Mars. *Icarus*, 94 :1–13, November 1991. doi : 10.1016/0019-1035(91)90137-I.

- E. R. Kraal, E. Asphaug, J. M. Moore, A. Howard, and A. Brecht. Catalogue of large alluvial fans in martian impact craters. *Icarus*, 194 :101–110, March 2008. doi : 10.1016/j.icarus.2007.09.028.
- G. Larsen and G.V. Chilingar. *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*. Number vol. 2 in Developments in sedimentology. Elsevier Scientific Pub. Co., 1983. ISBN 9780444420138. URL <http://books.google.fr/books?id=0ebGQ53-Pe8C>.
- L. Le Deit, O. Bourgeois, D. Mège, E. Hauber, S. Le Mouélic, M. Massé, R. Jaumann, and J.-P. Bibring. 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, August 2010. doi : 10.1016/j.icarus.2010.03.012.
- P. J. Leggo, J.-J. Cocheme, A. Demant, and W. T. Lee. The role of argillic alteration in the zeolitization of volcanic glass. *Mineral Mag*, 65(5) :653–663, 2001. URL <http://minmag.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/65/5/653>.
- D. Loizeau. "Etude spectrale et géologique des phyllosilicates de Mars : Analyse des données OMEGA et HRSC de la sonde Mars Express". PhD thesis, 2008.
- D. Loizeau, N. Mangold, F. Poulet, J.-P. Bibring, A. Gendrin, V. Ansan, C. Gomez, B. Gondet, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum. Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :E08S08, July 2007. doi : 10.1029/2006JE002877.
- N. Mangold, F. Poulet, J. F. Mustard, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, V. Ansan, P. Masson, C. Fassett, J. W. Head, H. Hoffmann, and G. Neukum. Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data : 2. Aqueous alteration of the crust. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :E08S04, August 2007. doi : 10.1029/2006JE002835.
- N. Mangold, L. Roach, R. Milliken, S. Le Mouélic, V. Ansan, J. P. Bibring, P. Masson, J. F. Mustard, S. Murchie, and G. Neukum. A Late Amazonian alteration layer related to local volcanism on Mars. *Icarus*, 207 :265–276, May 2010. doi : 10.1016/j.icarus.2009.10.015.
- G. A. Marzo, A. F. Davila, L. L. Tornabene, J. M. Dohm, A. G. Fairén, C. Gross, T. Kneissl, J. L. Bishop, T. L. Roush, and C. P. McKay. Evidence for Hesperian impact-induced hydrothermalism on Mars. *Icarus*, 208 :667–683, August 2010. doi : 10.1016/j.icarus.2010.03.013.
- M. Masse, S. Le Mouélic, O. Bourgeois, J.-P. Combe, L. Le Deit, C. Sotin, J.-P. Bibring, B. Gondet, and Y. Langevin. Mineralogical composition, structure, morphology, and geological history of Aram Chaos crater fill on Mars derived from OMEGA Mars Express data. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 113 :E12006, December 2008. doi : 10.1029/2008JE003131.
- D. E. Maxwell. Simple Z model for cratering, ejection, and the overturned flap. In D. J. Roddy, R. O. Pepin, & R. B. Merrill, editor, *Impact and Explosion Cratering : Planetary and Terrestrial Implications*, pages 1003–1008, 1977.

- Scott M. McLennan. Sedimentary silica on mars. *Geology*, 31(4) :315–318, 2003. doi : 10.1130/0091-7613(2003)031;0315 :SSOM;2.0.CO;2. URL <http://geology.gsapubs.org/cgi/content/abstract/31/4/315>.
- H. Y. McSween, G. J. Taylor, and M. B. Wyatt. Elemental Composition of the Martian Crust. *Science*, 324 :736–, May 2009. doi : 10.1126/science.1165871.
- H. J. Melosh. *Impact cratering : A geologic process*. 1989.
- S. C. Mest and D. A. Crown. Millochau crater, Mars : Infilling and erosion of an ancient highland impact crater. *Icarus*, 175 :335–359, June 2005. doi : 10.1016/j.icarus.2004.12.008.
- J. R. Michalski, J.-P. Bibring, F. Poulet, D. Loizeau, N. Mangold, E. N. Dobreá, J. L. Bishop, J. J. Wray, N. K. McKeown, M. Parente, E. Hauber, F. Altieri, F. G. Carrozzo, and P. B. Niles. The Mawrth Vallis Region of Mars : A Potential Landing Site for the Mars Science Laboratory (MSL) Mission. *Astrobiology*, 10 :687–703, September 2010. doi : 10.1089/ast.2010.0491.
- R. Milliken, T. Bristow, and D. Bish. "diagenesis of clay minerals on mars and implications for the mars science laboratory rover". (2230), 2011.
- R. E. Milliken and D. L. Bish. Sources and sinks of clay minerals on Mars. *Philosophical Magazine*, 90 :2293–2308, June 2010. doi : 10.1080/14786430903575132.
- R. E. Milliken, 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. Opaline silica in young deposits on Mars. *Geology*, 36 :847–850, November 2008.
- R. E. Milliken, W. W. Fischer, and J. A. Hurowitz. Missing salts on early Mars. *Geophysical Research Letters*, 36 :L11202, June 2009. doi : 10.1029/2009GL038558.
- R. E. Milliken, J. P. Grotzinger, and B. J. Thomson. Paleoclimate of Mars as captured by the stratigraphic record in Gale Crater. *Geophysical Research Letters*, 370 :L04201, February 2010. doi : 10.1029/2009GL041870.
- J. M. Moore and A. D. Howard. Large alluvial fans on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110 :E04005, April 2005. doi : 10.1029/2004JE002352.
- J. M. Moore and D. E. Wilhelms. Hellas as a Possible Site of Ancient Ice-Covered Lakes on Mars. *Icarus*, 154 :258–276, December 2001. doi : 10.1006/icar.2001.6736.
- R. V. Morris, S. W. Ruff, R. Gellert, D. W. Ming, R. E. Arvidson, B. C. Clark, D. C. Golden, K. Siebach, G. Klingelhöfer, C. Schröder, I. Fleischer, A. S. Yen, and S. W. Squyres. Identification of Carbonate-Rich Outcrops on Mars by the Spirit Rover. *Science*, 329 :421–, July 2010. doi : 10.1126/science.1189667.
- S. L. Murchie, J. F. Mustard, B. L. Ehlmann, R. E. Milliken, J. L. Bishop, N. K. McKeown, E. Z. Noe Dobreá, F. P. Seelos, D. L. Buczkowski, S. M. Wiseman, R. E. Arvidson, J. J. Wray,

- G. Swayze, R. N. Clark, D. J. Des Marais, A. S. McEwen, and J.-P. Bibring. A synthesis of Martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 114 :E00D06, September 2009. doi : 10.1029/2009JE003342.
- J. F. Mustard and B. L. Ehlmann. Intact Stratigraphy Traversing the Phyllosilicate to Sulfate Eras at the Syrtis-Isidis Contact, Mars. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 2070–+, March 2010.
- J. F. Mustard, F. Poulet, J. W. Head, N. Mangold, J.-P. Bibring, S. M. Pelkey, C. I. Fassett, Y. Langevin, and G. Neukum. Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data : 1. Ancient impact melt in the Isidis Basin and implications for the transition from the Noachian to Hesperian. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :E08S03, August 2007. doi : 10.1029/2006JE002834.
- J. F. Mustard, S. L. Murchie, S. M. Pelkey, B. L. Ehlmann, R. E. Milliken, J. A. Grant, J.-P. Bibring, F. Poulet, J. Bishop, E. N. Dobreá, L. Roach, F. Seelos, R. E. Arvidson, S. Wiseman, R. Green, C. Hash, D. Humm, E. Malaret, J. A. McGovern, K. Seelos, T. Clancy, R. Clark, D. D. Marais, N. Izenberg, A. Knudson, Y. Langevin, T. Martin, P. McGuire, R. Morris, M. Robinson, T. Roush, M. Smith, G. Swayze, H. Taylor, T. Titus, and M. Wolff. Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument. *Nature*, 454 :305–309, July 2008. doi : 10.1038/nature07097.
- P. B. Niles and J. Michalski. Meridiani Planum sediments on Mars formed through weathering in massive ice deposits. *Nature Geoscience*, 2 :215–220, March 2009. doi : 10.1038/ngeo438.
- E. Z. Noe Dobreá, J. L. Bishop, N. K. McKeown, R. Fu, C. M. Rossi, J. R. Michalski, C. Heinelein, V. Hanus, F. Poulet, R. J. F. Mustard, S. Murchie, A. S. McEwen, G. Swayze, J.-P. Bibring, E. Malaret, and C. Hash. Mineralogy and stratigraphy of phyllosilicate-bearing and dark mantling units in the greater Mawrth Vallis/west Arabia Terra area : Constraints on geological origin. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 :E00D19, July 2010. doi : 10.1029/2009JE003351.
- A. Ody, F. Poulet, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, J. Carter, M. Vincendon, and D. Jouglet. Global Mineralogical Mapping of the Martian Surface from OMEGA/MEx : An Update. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 1905–+, March 2010.
- A. Ody, F. Poulet, Y. Langevin, J.-P. Bibring, B. Gondet, J. Carter, and M. Vincendon. Global Distribution of Igneous Minerals on Mars : Assessing the Composition of the Crust. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 42 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 2459–+, March 2011.

- M. Ohtake, T. Matsunaga, J. Haruyama, Y. Yokota, T. Morota, C. Honda, Y. Ogawa, M. Torii, H. Miyamoto, T. Arai, N. Hirata, A. Iwasaki, R. Nakamura, T. Hiroi, T. Sugihara, H. Takeda, H. Otake, C. M. Pieters, K. Saiki, K. Kitazato, M. Abe, N. Asada, H. Demura, Y. Yamaguchi, S. Sasaki, S. Kodama, J. Terazono, M. Shirao, A. Yamaji, S. Minami, H. Akiyama, and J.-L. Josset. The global distribution of pure anorthosite on the Moon. *Nature*, 461 :236–240, September 2009. doi : 10.1038/nature08317.
- M. M. Osterloo, F. S. Anderson, V. E. Hamilton, and B. M. Hynek. Geologic context of proposed chloride-bearing materials on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 :E10012, October 2010. doi : 10.1029/2010JE003613.
- E. M. Parmentier, J. F. Mustard, B. L. Ehlmann, and L. H. Roach. Deep Hydrothermal Circulation and Implications for the Early Crustal Compositional and Thermal Evolution of Mars. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 39 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 1544–+, March 2008.
- C. Popa, F. Esposito, V. Mennella, and L. Colangeli. Occurrence of anorthosite on Mars in Xanthe Terra. In *European Planetary Science Congress 2010, held 20-24 September in Rome, Italy.*, pages 589–+, September 2010.
- F. Poulet, J.-P. Bibring, J. F. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R. E. Arvidson, B. Gondet, and C. Gomez. Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature*, 438 :623–627, December 2005. doi : 10.1038/nature04274.
- F. Poulet, C. Gomez, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, P. Pinet, G. Belluci, and J. Mustard. Martian surface mineralogy from Observatoire pour la Minéralogie, l’Eau, les Glaces et l’Activité on board the Mars Express spacecraft (OMEGA/MEx) : Global mineral maps. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :E08S02, July 2007. doi : 10.1029/2006JE002840.
- F. Poulet, R. E. Arvidson, C. Gomez, R. V. Morris, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, and J. Griffes. Mineralogy of Terra Meridiani and western Arabia Terra from OMEGA/MEx and implications for their formation. *Icarus*, 195 :106–130, May 2008. doi : 10.1016/j.icarus.2007.11.031.
- F. Poulet, N. Mangold, B. Platevoet, J.-M. Bardintzeff, V. Sautter, J. F. Mustard, J.-P. Bibring, P. Pinet, Y. Langevin, B. Gondet, and A. Aléon-Toppani. Quantitative compositional analysis of martian mafic regions using the MEx/OMEGA reflectance data. 2. Petrological implications. *Icarus*, 201 :84–101, May 2009. doi : 10.1016/j.icarus.2008.12.042.
- Dominique Proust, J. P. Eymery, and Daniel Beaufort. Supergene vermiculitization of a magnesian chlorite ; iron and magnesium removal processes. *Clays and Clay Minerals*, 34(5) :572–580, 1986. URL <http://ccm.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/34/5/572>.

- L. H. Roach. *Sulfates in Valles Marineris as indicators of the aqueous evolution of Mars*. PhD thesis, Brown University, 2009.
- A. D. Rogers. Crustal compositions exposed by impact craters in the Tyrrhena Terra region of Mars : Considerations for Noachian environments. *Earth and Planetary Science Letters*, 301 :353–364, January 2011. doi : 10.1016/j.epsl.2010.11.020.
- S. W. Ruff, J. D. Farmer, W. M. Calvin, K. E. Herkenhoff, J. R. Johnson, R. V. Morris, M. S. Rice, R. E. Arvidson, J. F. Bell, III, P. R. Christensen, and S. W. Squyres. Characteristics, distribution, origin, and significance of opaline silica observed by the Spirit rover in Gusev crater, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 116 :E00F23, April 2011. doi : 10.1029/2010JE003767.
- N. Schorghofer and K. S. Edgett. Seasonal Surface Frost at Low Latitudes on Mars. In S. Mackwell & E. Stansbery, editor, *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 36 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 1569–+, March 2005.
- D. Scott and K. Tanaka. "geologic map of mars, i-1802-abc". USGS, 1986.
- J. A. Skinner, Jr., T. M. Hare, and K. L. Tanaka. Digital Renovation of the Atlas of Mars 1 :15,000,000-Scale Global Geologic Series Maps. In S. Mackwell & E. Stansbery, editor, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 2331–+, March 2006.
- J. R. Skok, J. F. Mustard, B. L. Ehlmann, R. E. Milliken, and S. L. Murchie. Silica deposits in the Nili Patera caldera on the Syrtis Major volcanic complex on Mars. *Nature Geoscience*, 3 :838–841, December 2010. doi : 10.1038/ngeo990.
- S. W. Squyres, A. H. Knoll, R. E. Arvidson, B. C. Clark, J. P. Grotzinger, B. L. Jolliff, S. M. McLennan, N. Tosca, J. F. Bell, W. M. Calvin, W. H. Farrand, T. D. Glotch, M. P. Golombek, K. E. Herkenhoff, J. R. Johnson, G. Klingelhöfer, H. Y. McSween, and A. S. Yen. Two Years at Meridiani Planum : Results from the Opportunity Rover. *Science*, 313 :1403–1407, September 2006. doi : 10.1126/science.1130890.
- S. W. Squyres, R. E. Arvidson, S. Ruff, R. Gellert, R. V. Morris, D. W. Ming, L. Crumpler, J. D. Farmer, D. J. Des Marais, A. Yen, S. M. McLennan, W. Calvin, J. F. Bell, B. C. Clark, A. Wang, T. J. McCoy, M. E. Schmidt, and P. A. de Souza. Detection of Silica-Rich Deposits on Mars. *Science*, 320 :1063–, May 2008. doi : 10.1126/science.1155429.
- S. Story, B. B. Bowen, K. C. Benison, and D. G. Schulze. Authigenic phyllosilicates in modern acid saline lake sediments and implications for Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 :E12012, December 2010. doi : 10.1029/2010JE003687.
- K. Tanaka, J. Skinner, and T. Hare. "geologic map of the northern plains of mars, 2888". U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map, 2005.

- K. L. Tanaka, N. K. Isbell, D. H. Scott, R. Greeley, and J. E. Guest. The resurfacing history of Mars : a synthesis of digitized, Viking-based geology. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, volume 12 of *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, pages 665–678, 1988.
- P. Thollot, N. Mangold, S. Le Mouelic, R. E. Milliken, L. H. Roach, and J. F. Mustard. Recent Hydrated Minerals in Noctis Labyrinthus Chasmata, Mars. *LPI Contributions*, 1547 :64–+, April 2010.
- N. J. Tosca and A. H. Knoll. Juvenile chemical sediments and the long term persistence of water at the surface of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 286 :379–386, September 2009. doi : 10.1016/j.epsl.2009.07.004.
- C.E. Weaver. *Clays, muds, and shales*. Developments in sedimentology. Elsevier, 1989. ISBN 9780444873811. URL <http://books.google.com/books?id=sayQrD0TqiYC>.
- S. A. Wilson, A. D. Howard, J. M. Moore, and J. A. Grant. Geomorphic and stratigraphic analysis of Crater Terby and layered deposits north of Hellas basin, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :E08009, August 2007. doi : 10.1029/2006JE002830.
- S. M. Wiseman, R. E. Arvidson, J. C. Andrews-Hanna, R. N. Clark, N. L. Lanza, D. Des Marais, G. A. Marzo, R. V. Morris, S. L. Murchie, H. E. Newsom, E. Z. Noe Dobrea, A. M. Ollila, F. Poulet, T. L. Roush, F. P. Seelos, and G. A. Swayze. Phyllosilicate and sulfate-hematite deposits within Miyamoto crater in southern Sinus Meridiani, Mars. *Geophysical Research Letters*, 35 :L19204, October 2008. doi : 10.1029/2008GL035363.
- S. M. Wiseman, R. E. Arvidson, R. V. Morris, F. Poulet, J. C. Andrews-Hanna, J. L. Bishop, S. L. Murchie, F. P. Seelos, D. Des Marais, and J. L. Griffes. Spectral and stratigraphic mapping of hydrated sulfate and phyllosilicate-bearing deposits in northern Sinus Meridiani, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 :E00D18, July 2010. doi : 10.1029/2009JE003354.
- J. J. Wray, S. W. Squyres, L. H. Roach, J. L. Bishop, J. F. Mustard, and E. Z. Noe Dobrea. Identification of the Ca-sulfate bassanite in Mawrth Vallis, Mars. *Icarus*, 209 :416–421, October 2010. doi : 10.1016/j.icarus.2010.06.001.
- J. J. Wray, R. E. Milliken, C. M. Dundas, G. A. Swayze, J. C. Andrews-Hanna, A. M. Baldridge, M. Chojnacki, J. L. Bishop, B. L. Ehlmann, S. L. Murchie, R. N. Clark, F. P. Seelos, L. L. Tornabene, and S. W. Squyres. Columbus crater and other possible groundwater-fed paleolakes of Terra Sirenum, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 116 :E01001, January 2011. doi : 10.1029/2010JE003694.

Chapitre 4

Minéraux hydratés et cratères d'impact

Ce chapitre présente les cratères d'impact en tant que processus géologique à part entière et explore leur lien avec les minéraux hydratés. Deux études régionales ont été conduites, dans les plaines du nord et la région de Tyrrhena Terra, dans le but d'apporter des contraintes à la fois sur la composition de la croûte noachienne et l'existence probable de systèmes hydrothermaux localisés initiés par l'impact.

4.1 Impacts et minéralogie

Les terrains noachiens où se concentrent les minéraux hydratés sont aussi les plus cratérés : environ 10 fois plus que les terrains d'âge Hespérien et ils approchent ou sont à la densité de saturation (Hartmann and Neukum, 2001). La présence de dépressions quasi-circulaires enfouies (Frey et al., 2002), l'origine météoritique probable (ex : Nimmo et al., 2008) de la dichotomie hémisphérique (toutes deux d'âges pré-Noachien) et la possibilité d'un LHB vers ~ 3.9 Ga (Kring and Cohen, 2002) indiquent que les cratères ont été un processus majeur durant au moins les premiers 600 Ma de l'histoire de Mars. De plus, environ 60% des détections de minéraux hydratés se trouvent associées à des structures d'impact. Il faut donc examiner leurs liens avec les minéraux hydratés et plus largement l'hydrologie et climatologie martienne. Les impacts forment des dépressions topographiques qui en font des sites privilégiés à la fois pour des paléolacs et des bassins sédimentaires. Ce rôle indirect des impacts dans l'accumulation d'argiles et sels est établi (voir par exemple les sections 3.5.1.4 ou 3.5.1) , dans ce chapitre on examine le lien entre le processus d'impact lui-même et les minéraux hydratés.

L'étude des cratères martiens en tant que contexte géologique se heurte au relatif manque d'équivalent terrestre par rapport aux autres contextes abordés. En effet, seuls 178 cratères ont été découverts sur Terre dont seulement une quarantaine de diamètre > 20 km. Cette différence avec Mars est expliquée surtout par l'activité tectonique, mais également hydrologique et biologique, intenses sur Terre. Les quelques cratères terrestres qui peuvent être et sont étudiés ont une morphologie dégradée et surtout une minéralogie dont il est difficile de découpler l'origine liée à

l'impact de celle liée à l'activité de surface postérieure. En particulier, l'altération supergène et la diagénèse d'enfouissement ont considérablement modifié la minéralogie mise en place suite à l'impact. Sur Mars, on peut considérer que la majorité des cratères étudiés n'ont pas connu une modification minérale importante depuis leur formation : leur morphologie relativement bien préservée dans l'hémisphère sud ainsi que la présence d'opaline et de chlorite (instables) dans les pics centraux et éjectas en atteste.

Leur étude nécessite donc d'avoir recours à des modèles qui tentent de reproduire les modifications qu'induisent l'impact. Il s'agit surtout de modifications localisées dans l'espace et le temps du champ de température, pression et la formation de structures morphologiques très contrastées. Les cratères sont étudiés par des modèles à la fois mécaniques (qui s'intéressent au déplacement et compression de matière), hydro-thermaux (qui regardent l'évolution du champ de température et la circulation des fluides) ainsi que géochimiques (qui prédisent les assemblages minéraux (trans-)formés par l'impact). L'application de ces modèles aux minéraux hydratés sur Mars est très récente, il n'existe pas encore de modèle couplant ces 3 volets et adaptés à l'ensemble de la gamme de cratères rencontrés sur Mars.

Au premier ordre, le rôle des impacts sur la répartition en surface des minéraux hydratés est de 3 types :

- Excavation de matériel enterré, mis à jour en surface
- Activation d'un système hydrothermal local
- Accumulation de sédiments détritiques (exploré précédemment)

Les premier processus peut transformer des minéraux hydratés, le second peut les former ou transformer. En pratique, une combinaison de ces scénarios est possible.

L'excavation permet l'exhumation de matériel hydraté et anhydre enfoui en profondeur qui se retrouve principalement dans l'éjecta, mais peut aussi être mis à nu dans les parois internes. Un cratère dit simple ($D < 7$ km sur Mars) excave du matériel à une profondeur maximale d'environ 1/10 du diamètre d'origine (celui-ci peut s'élargir jusqu'à 30% par des processus fluviaux ou érosionnels : Craddock et al., 1997). Les cratères plus larges (complexes) ont une profondeur maximale d'excavation légèrement inférieure et estimée à $0.109D^{0.872}$ (soit par exemple ~ 1.5 km au lieu de ~ 2 km pour un cratère à $D = 20$ km, Baratoux et al., 2007).

L'impact crée une onde de choc qui se propage radialement au point d'impact. Elle est responsable d'un déplacement de matière sans compression ni chauffage appréciable que l'on retrouve dans l'éjecta. Le matériel restant en sub-surface va être compressé élastiquement, puis in-élastiquement et enfin être choqué à plus haute pression (Melosh, 1989). Le matériel excavé de l'éjecta est très peu modifié et sa partie proximale concentre du matériel qui était plus profond que sa partie distale. Cette répartition peut être modélisée analytiquement par le 'Z-model' (Maxwell, 1977) mais il existe des modèles 3D numériques plus précis. Baratoux et al., 2007 l'ont appliqué aux éjectas de cratères de Syrtis Major afin de contraindre la structure verticale des pyroxènes HCP/LCP de Syrtis Major. Plus récemment, Barnhart and Nimmo, 2011 tentent une première application du modèle aux minéraux hydratés martiens. En explorant l'espace à 3 paramètres (diamètre du cratère, profondeur d'une couche d'argile, épaisseur de la couche

d'argile) ils prédisent une détectabilité accrue d'argiles dans les éjectas de cratères à $D < 25$ km. Au delà, le volume de matériel anhydre excavé aux côtés des minéraux hydratés est trop important pour une détection orbitale. Il est alors en principe possible de contraindre avec précision la stratigraphie verticale des premiers km de la croûte martienne. On s'attend à voir une séquence minéralogique du type métamorphique \Rightarrow diagénétique \Rightarrow supergène vers la surface que l'on pourrait retrouver au moins partiellement dans l'éjecta et sans modification appréciable de la composition minérale pré-impact.

Si le matériel de l'éjecta a été très peu choqué ou fondu et sa distance radiale inversement proportionnelle à la profondeur initiale (au premier ordre), l'excavation se traduit aussi par une répartition plus chaotique et difficile à prédire dans le pic central. Ici, du matériel excavé ayant subi des pressions et températures plus variables se retrouve mélangé. Les déformations élastiques et chocs peuvent transformer et même détruire les minéraux hydratés cela se produit surtout en profondeur et n'est pas accessible à l'étude orbitale. Si l'érosion pourrait les mettre à jour, les études morphologiques et du rapport profondeur/diamètre des cratères martiens montrent que ces derniers sont plutôt remplis par du matériel divers que l'inverse. La dépression causée par le cratère peut également mettre en évidence directement des couches de minéraux hydratés enfouies qui affleurent dans les parois internes. Cela a été montré en section 3.5.1.2. En pratique, l'érosion et l'accumulation de poussière empêchent fréquemment leur étude. Un autre rôle indirect de l'excavation est la fragilisation du matériel dans l'éjecta : ce dernier est peu modifié en terme de composition mais se trouve sous forme de grains qui sont préférentiellement et différentiellement altérés par rapport au matériel environnant. C'est ce qui a été constaté sur Terre (cratère Ries par exemple).

Quelques études (voir section 1.2.2.3) explorent les conséquences sur les spectres du choc et chauffage liés à l'impact. La grande similitude des spectres modifiés par impacts avec ceux soumis à d'autres facteurs environnementaux comme la dés-hydratation, l'oxydation ou simplement des mélanges minéraux font qu'il est encore prématuré de tenter une contrainte observationnelle de ces phénomènes.

La modélisation hydrothermale post-impact permet de prédire les champs (P,T) en surface et sub-surface en fonction du temps, et qui sert de canevas pour la (trans-)transformation minérale. Lorsqu'une roche riche en eau ou glace est impactée, un système hydrothermal local peut être initié. Trois sources de chaleur existent alors : (i) les roches choquées in-élastiquement en profondeur évacuent l'énergie sous forme de chaleur (couplées au gradient géothermique plus fort puisque la nouvelle surface est plusieurs km plus basse si $D > 10$ km), (ii) le pic central excave entre autres du matériel profond et donc plus chaud, (iii) si l'impact est suffisamment important une partie du matériel sera fondu voir vaporisé. Le matériel impacté fondu forme un *melt sheet* qui remplira le plancher avant de se recristalliser. Des systèmes hydrothermaux initiés par impact ont été constatés sur Terre. Abramov and Kring, 2005 et Rathbun and Squyres, 2002 étudient cette possibilité sur Mars. Ils modélisent les champs de température et de circulation du fluide (donc le rapport W:R) pour des cratères de 7, 30, 100 et 180 km. Le manque de données sur la composition et structure de la croûte martienne et son contenu en eau font que le problème

est peu contraint, mais de grandes tendances sont extraites : de tels impacts peuvent induire des systèmes hydrothermaux d'une durée de vie de dizaines à centaines de milliers d'années, voir d'avantage pour les bassins d'impact. En présence d'eau ou glace en profondeur, ces systèmes ont pu exister au Noachien et même aujourd'hui sur Mars car l'altération se fait en partie en sub-surface, indépendamment du climat. La température augmente avec la taille du cratère, et elle est maximale dans le pic et anneaux centraux, et sur la plancher en cas de roche fondue (*melt sheet*). Le gradient de température induit des gradients de densité des fluides qui se mettent à circuler en sub-surface dans des veines et fractures. La circulation des fluides est maximale dans le pic central, à faible profondeur. La présence ou non d'un lac peut fortement affecter le W:R et ce réservoir d'eau permet d'empêcher la saturation en sels. La formation d'un lac, dont la surface est gelée ou non, est prédite si la quantité d'eau est suffisante (Barnhart et al., 2010, Rathbun and Squyres, 2002, Newsom et al., 1996). Dans ce cas l'altération sera plus forte au niveau du pic central car le W:R y serait maximal et le temps de vie du système s'en trouve rallongé. La roche impactée fondue est composée de verre basaltique chaud et donc très réactif, son interaction sous climat humide et avec les panaches et veines créés par l'impact devrait produire des minéraux hydratés en abondance (Newsom, 1980). Pope et al., 2006 montrent cependant qu'une roche fondue sera rare sur Mars, voir absent de cratères à $D < 65$ km. Aucune couche de roche fondue n'a été confirmée sur Mars, ils sont cependant aisément recouverts ou détruits par l'érosion.

La circulation de fluides chauds va induire la formation de minéraux hydratés. Schwenzer and Kring, 2009 utilisent un modèle géo-chimique pour prédire les assemblages formés in-situ par le système hydrothermal. Les assemblages sont fonction du W:R et de la température, il existera donc une zonation radiale, où les minéraux résistants à fortes température et hydrolyse sont formés dans le pic central, plancher et dans une moindre mesure les parois internes. Avec la maturation du système, la température et W:R décroissent et les assemblages finaux peuvent être de plus faible grade que ceux méta-stables formés au début. Les minéraux hydratés prédits sont nombreux, notamment la serpentine, chlorite, nontronite, kaolinite et amphiboles. Ils se concentrent dans des veines et fractures, difficilement observables depuis l'orbite, sauf dans le pic central où la plus haute température et $W : R$ a pu transformé une fraction importante de la roche. Les petits cratères ont une température et temps de vie trop courts pour former des assemblages de haute température (chlorites, zéolites, prehnite etc.) voir pour activer un système hydrothermal alors que des cratères plus gros peuvent former tous les minéraux hydratés observés sur Mars et même d'autres. Les modèles n'ont pas encore suffisamment exploré cette évolution avec le diamètre du cratère, la transition se produit entre $D = 7$ et $D = 30$ km. Une loi d'échelle simple conduit à situer l'activation du système au delà de $D = 10$ km mais le nombre important de paramètres empêche toute prédiction précise.

L'étude de la minéralogie de cratères martiens est donc confrontée à une dégénérescence importante. Les cratères peuvent excaver du matériel hydraté sur de larges gammes de profondeurs. Des assemblages plus divers et de plus haut grade seront présents lorsque le cratère est large car il excave alors du matériel diagénétique ou métamorphique en même temps que des

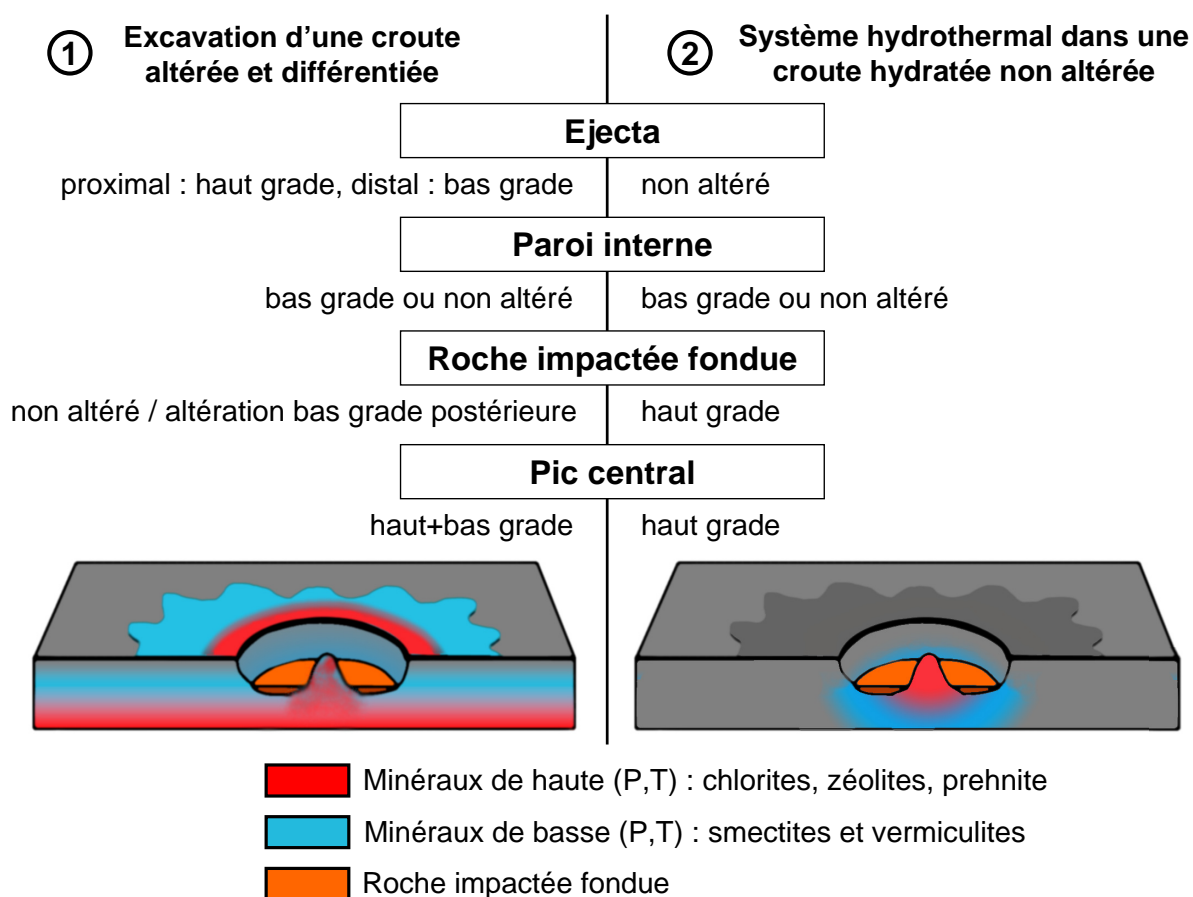


FIGURE 4.1 – Schéma simplifié de la répartition des minéraux hydratés dans les cas excavation ou système hydrothermal (cratères $D > 10$ km)

argiles peu profonds. Compte tenu de notre connaissance de la densité et gradient géothermique de la croûte martienne au Noachien, l'excavation de minéraux métamorphiques peut se faire pour des cratères excavant à $\sim > 1$ km de profondeur, soit $D > 10$ km (voir figure 3.51). $D = 10$ km est justement la limite au delà de laquelle des assemblages hydrothermaux identiques aux assemblages diagénétiques/métamorphiques peuvent se former après l'impact. La loi d'échelle $D \nearrow \Rightarrow$ volume des minéraux de haut grade observable \nearrow est donc la même pour l'excavation et l'hydrothermalisme d'impact. L'interprétation est radicalement différente puisque le premier indique une altération en profondeur de la croûte noachienne et même un cycle probable des argiles (et hydrologique) alors que l'autre indique une formation locale, proche de la surface et qui a pu se faire à n'importe quelle époque et sans eau liquide durablement stable en surface ni en sub-surface. C'est en regardant la répartition spatiale et la morphologie des cratères que l'on peut tenter de discriminer les deux scénarios. La figure 4.1 présente un cas simplifié de répartition spatiale dans les deux cas. On voit que l'éjecta est l'unique endroit où l'on peut tenter de départager les deux scénarios, mais les cas réels sont probablement plus compliqués :

- Un cratère dont l'éjecta est altéré a très bien pu initier par ailleurs un système hydrothermal dans son pic central.
- Lorsque ce système est en fin de vie, des minéraux de plus bas grade peuvent se former au

dessus des autres dans le pic central et la couche de roche impactée fondue (*melt sheet*), masquant l'origine hydrothermale.

- Un cratère a pu abriter un paléo-lac ou dépôt sédimentaire déconnecté de l'impact et des dépôts de minéraux altérés sur le pic central peuvent faire penser à de l'excavation.
- L'éjecta, plus réactif que la surface environnante, a pu s'altérer après l'impact si le climat le permettait.

Deux études statistiques ont été menées : l'une porte sur les plaines du nord et l'autre sur la région de Tyrrhena Terra.

4.2 Les cratères comme sondes de la croûte noachienne des plaines du nord

Cette section résume et complète un projet publié en 2010 (Carter et al., 2010). L'objectif est de tenter de contraindre la composition en minéraux hydratés de la croûte noachienne de l'hémisphère nord en utilisant les cratères comme sondes naturelles du matériel enfoui à grande profondeur.

4.2.1 Les plaines du nord

Les plaines du nord sont un ensemble d'unités géologiques qui recouvrent environ 1/3 de Mars dont la majorité de l'hémisphère nord. Elles sont en moyenne 5.5 km plus basses que les hauts plateaux du sud (Smith et al., 1998) et la croûte y est presque deux fois moins épaisse (Neumann et al., 2004). Elles se sont formées après la mise en place de la dichotomie crustale, entre le pré-noachien et le EN (ex : Werner and Medvedev, 2011). Son origine météoritique cataclysmique probable (Frey and Schultz, 1988, Andrews-Hanna et al., 2008, Reese et al., 2010, Nimmo et al., 2008) font que toute structure géologique et tout vestige minéralogique pré-noachien d'une possible altération de surface et de profondeur a été oblitéré. Une fois recristallisée selon une topographie très proche de celle actuelle, la croûte noachienne a pu connaître une période d'altération aqueuse au même titre que les plateaux du sud. Sa basse topographie a cependant été la cause de > 4 Ga d'accumulation de dépôts horizontaux d'origine volcanique, détritico-sédimentaire et éolienne. Une couche de plusieurs centaines de mètres à quelques km s'est ainsi accumulée, masquant presque tout vestige morphologique de l'activité géologique (et hydrologique ?) au Noachien, et masquant les signatures minérales. A cela s'ajoute des processus de re-modellage peri-glaciaires qui ont considérablement modifié la surface durant l'Amazonien (Tanaka et al., 2003, Kreslavsky and Head, 2006). Ces processus deviennent très intenses au delà de 60° N . Une fraction importante de la surface est également couverte de poussière (Ruff, 2004, Ody et al., 2010) compliquant plus encore son étude minéralogique. L'âge de cette nouvelle surface est majoritairement Hespérien, et dans une moindre mesure Amazonien (des coulées volcaniques ont été datées à moins de 100 Ma par Werner, 2009). Une très petite fraction de matériel Noachien subsiste sous la forme de chaînes de montagnes fortement re-modellées (Tanaka et al., 2005).

Si l'on suppose que la croûte noachienne a bien été altérée indifféremment dans le nord et le sud (et le contraire serait difficile à expliquer), alors on s'attend à voir des minéraux hydratés excavés dans des cratères de diamètre $D > 10$ km car alors leur profondeur d'excavation est suffisante pour atteindre la croûte enfouie. Les cratères plus petits sont par ailleurs moins résistants aux processus de re-modellage des plaines du nord, leur morphologie est souvent trop dégradée pour une étude orbitale. Le problème majeur est que ces processus ont également effacé la majorité des éjectas, seuls lieux qui permettent de départager définitivement l'excavation de l'hydrothermalisme d'impact. Quelques études ce sont déjà intéressées à la minéralogie des cratères du nord dans le but de contraindre la composition ignée des dépôts et de la croûte (Stockstill-Cahill et al., 2008, Rogers and Christensen, 2003, Salvatore et al., 2010b).

4.2.2 Observations

On utilise presque exclusivement les observations haute-résolution CRISM car les affleurements de croûte préservée intra-cratère ou dans l'éjecta sont rares et de petite taille. Tous les cratères couverts par l'instrument dont le diamètre $D > 30$ km ont été analysés, et seulement quelques uns plus petits dont la morphologie était suffisamment bien préservée pour qu'une étude minéralogique ait une chance d'aboutir. Sont par ailleurs exclus ceux couverts de glace d'eau au moment des observations. La limite entre les plaines du nord et le sud est floue, on l'a prise entre les niveaux -3000 et -2000 m, dépendant de la longitude : les cratères impactant des terrains frontaliers visiblement noachiens sont exclus, ceux ayant l'aspect de plaines et en décrochement par rapport aux plateaux sont inclus. Au final 91 cratères ont été analysés (2010), ce chiffre a peu évolué depuis (~ 100). Le plus petit fait 4 km de diamètre, le plus grand est Lyot (210-230 km). Le degré de préservation de la morphologie est très variable dans l'échantillon.

L'étude CRISM des plaines du nord est beaucoup plus difficile que les plateaux du sud : le chemin optique est plus important du fait de la plus faible altitude et d'un angle d'incidence solaire plus élevé aux hautes latitudes. L'extinction optique est donc plus grande, et surtout variable en latitude sur le cube ce qui complique son traitement (section 2.2.3.3). A cela s'ajoute la couverture de poussière, parfois de glace, et les forts contrastes photométriques (ombres) inhérents à l'étude des cratères. Ces difficultés expliquent l'absence de détections confirmées OMEGA ou CRISM auparavant.

Des silicates hydratés avaient été détectés en 2010 dans 9 cratères des plaines du nord dont le cratère Lyot (à la fois dans son pic central, anneau interne, parois externes et éjecta proximal). Seul un éjecta (Lyot) présentait des minéraux hydratés, mais la couverture de ces derniers ce limitait à quelques cratères. En excluant 4 cratères à haute latitude présentant des dépôts éoliens de gypse et dont l'origine est probablement liée au gypse circum-polaire (Masse et al., 2010), ce sont désormais entre 15 et 19 cratères (dépendant de où est placée la limite des plaines du nord) où ces minéraux sont détectés. La figure 4.2 présente les détections. On les trouve à toutes les longitudes, et dans une large gamme de latitude, de la limite dichotomique à $\sim 65^\circ$ N. Il n'y a que peu de cratères au delà et ils sont tous recouverts de glace. Les minéraux hydratés identifiés sont similaires à ceux de l'hémisphère sud : vermiculite/smectite-Fe/Mg, montmorillonite, kaolinite,

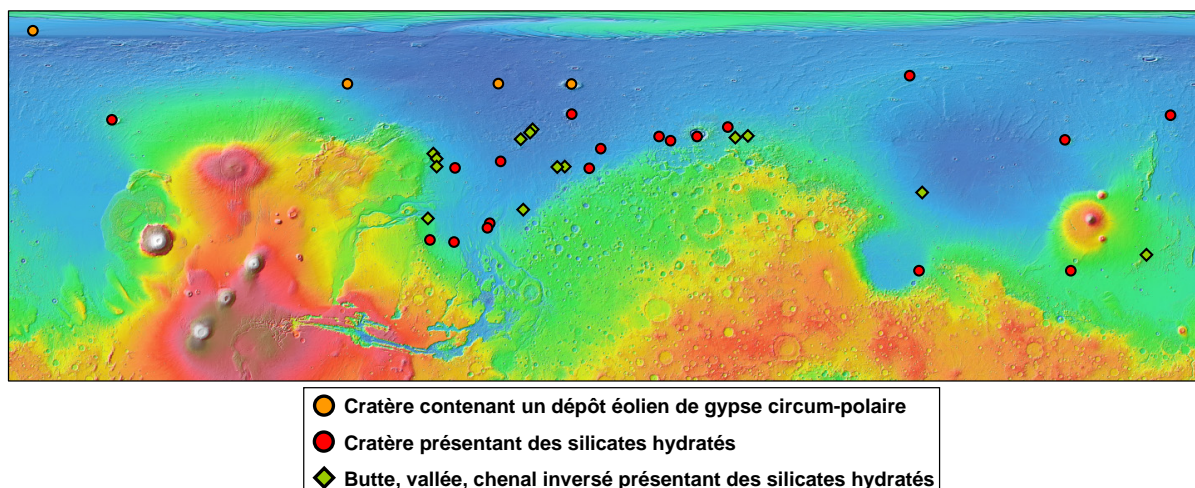


FIGURE 4.2 – Distribution des minéraux hydratés dans les plaines du nord : la moitié sont associés à des cratères, l'autre à des structures d'âge Noachien à Amazonien.

zéolites, opaline, chlorite, prehnite, olivine altérée en smectite/carbonate. On note cependant que les zéolites, l'opaline et la vermiculite/smectite sont rares alors que chlorites et prehnite sont fréquents. Les cratères de Chyrse Planitia ne présentent que de l'olivine altérée.

La figure 4.3 montre la composition minérale du pic central du cratère Stokes ($D \sim 66$ km) situé à >3000 km de la dichotomie. On trouve une diversité minérale habituelle pour les cratères du Sud, bien que la montmorillonite y soit plus rare. La minéralogie du pic central est dominée par du pyroxène et de l'olivine non altérés, dont des affleurements sont parfois à quelques mètres seulement d'affleurements de silicates hydratés. Tous sont fracturés et les lignes de fractures sont différentes d'un bloc à l'autre, indiquant un positionnement chaotique de matériel induré. L'éjecta n'est pas couvert par CRISM.

La figure 4.4 (*gauche*) montre les signatures de prehnite dans les structures internes de Lyot ainsi que dans son éjecta proximal. C'est le seul cratère où OMEGA détecte des silicates hydratés. Le balayage automatique des données OMEGA avait révélé une signature d'hydratation possible mais difficile à confirmer au terme d'une analyse manuelle. Elle a cependant permis à CRISM de cibler certaines structures de Lyot qui ont permis de confirmer cette détection. Le cratère aurait probablement été ciblé de toute façon car de part sa grande profondeur (et donc pression atmosphérique), des vallées fluviales se sont brièvement activées à l'Amazonien (Dickson et al., 2009). Les minéraux hydratés n'ont pas été identifiés associés à ces structures. Seule la prehnite est présente dans Lyot. Le second cratère (*droite*, sans nom) se trouve à 300 km à l'est du rim de Lyot, a un diamètre de 20 km et un éjecta lobé bien conservé. Il est cartographié comme impactant la fine couche d'éjecta distal de Lyot (Tanaka et al., 2005). A l'exception de dunes sombres d'olivine, l'ensemble du pic central est constitué d'un mélange prehnite-chlorite/pumpellyite, spectralement dominé par la prehnite. Quelques pixels montrent de plus un mélange avec un minéral hydraté contenant de l'aluminium (smectite, mica ou amphibole). La prehnite n'est pas clairement associée à des affleurements, mais provient bien du pic central et on voit du transport éolien qui accumule des dunes de prehnite à la base du pic.

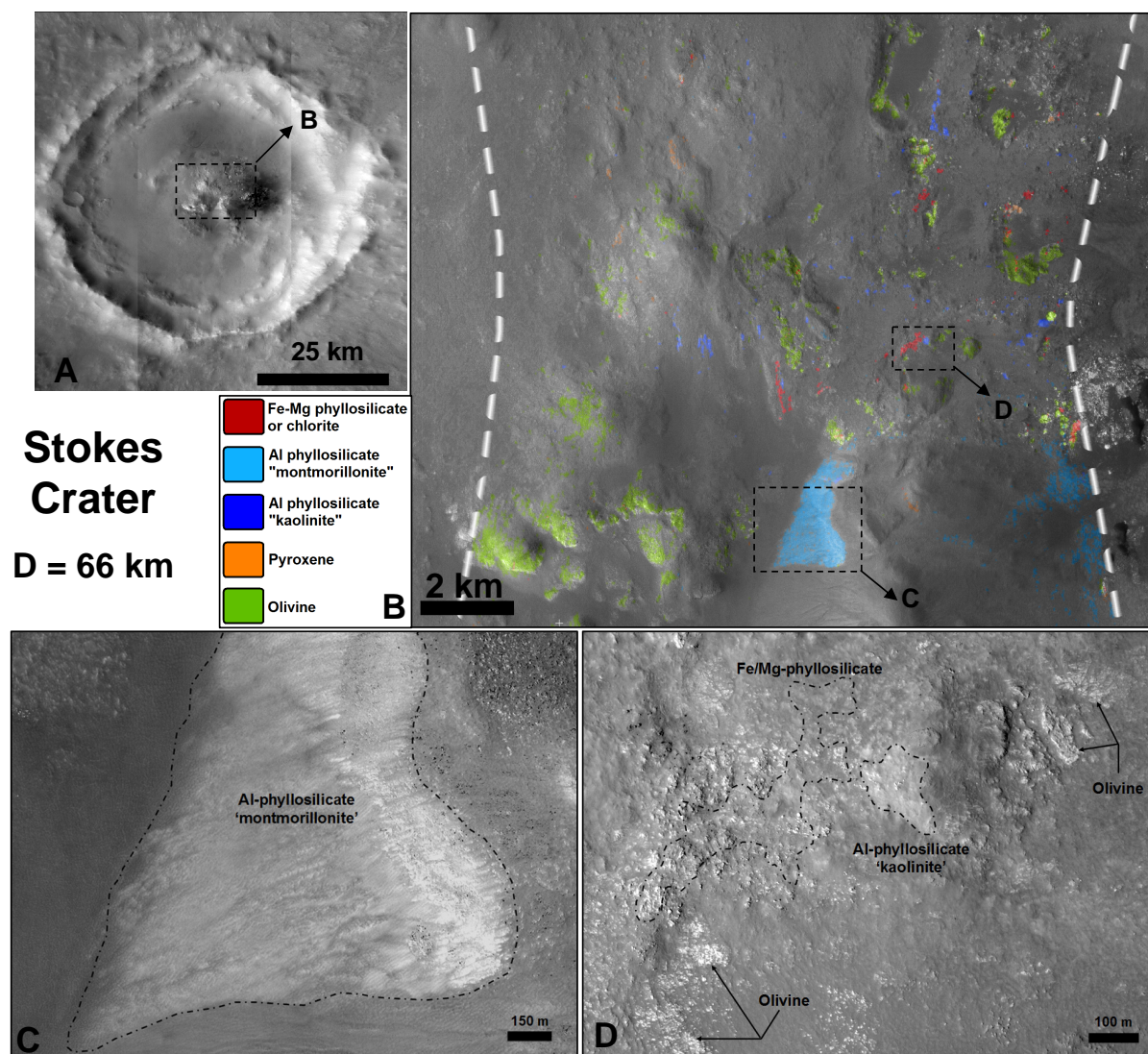


FIGURE 4.3 – Minéralogie du pic central du cratère Stokes (D ~66 km). On trouve des silicates hydratés de bas grade aux cotés d'olivine et de pyroxène non altérés.

Des processus glaciaires ont eu lieu, en atteste la structure radiale lobée à l'intérieur du cratère. On trouve par ailleurs la prehnite dans l'éjecta proximal du cratère, l'éjecta distal n'étant pas couvert avec CRISM.

Outre des cratères, d'autres structures présentant des minéraux hydratés ont récemment été découvertes dans les plaines du nord, dans 14 sites répartis dans 8 unités isolées (figure 4.2, *losanges verts*). Ces sites sont des buttes, chenaux (parfois inversés) et un lit de vallée. La figure 4.5 montre deux exemples représentatifs. Le premier est un ensemble butte + chenaux présentant respectivement un zéolite (distinguable dans ce cas des sulfates) et de l'opaline (figure 4.5a). Si la butte peut être plus ancienne, les chenaux sont eux contemporains de l'unité géologique régionale qui est datée du EA. L'opaline est associée à de petites buttes et un chenal (figure 4.5c). On observe par ailleurs une transition des chenaux dont la topographie s'inverse (figure 4.5d). Le DTM MOLA a une résolution insuffisante pour montrer un éventuel contrôle topographique. De l'eau liquide a donc coulé dans les plaines du nord durant l'Amazonien, cependant la dimension

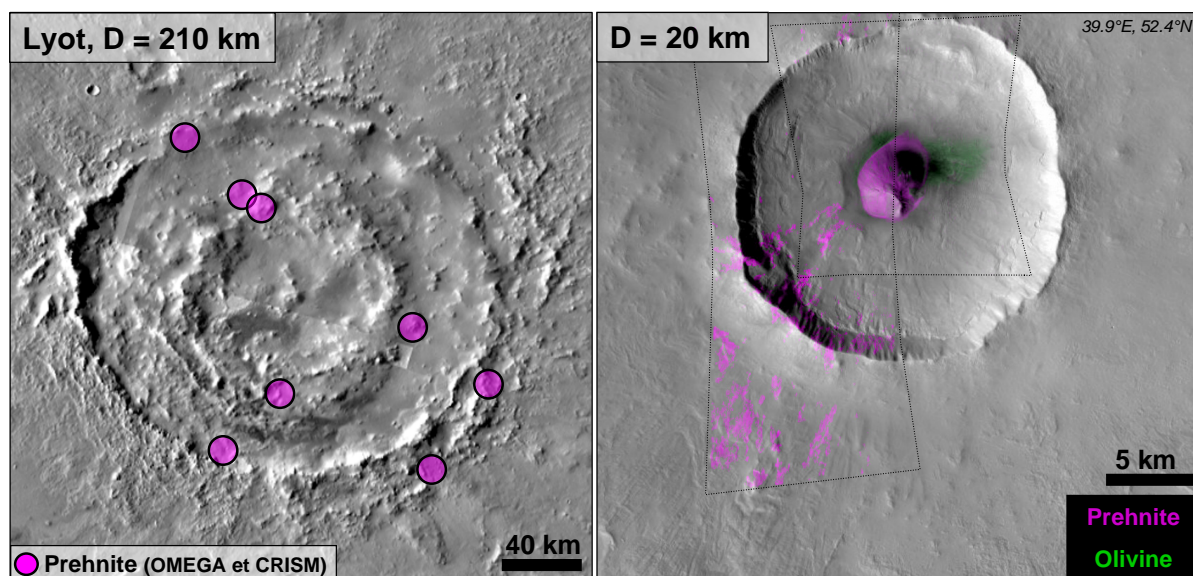


FIGURE 4.4 – Exemples de prehnite excavée par des cratères des plaines du nord de 20 et 210 km. On la trouve dans les pics et anneaux centraux ainsi que éjectas proximaux.

locale des chenaux et la présence d’opaline conduit à favoriser une altération authigénique de très faible intensité (similaire aux opalines alluviales de la section 3.5.4). La butte de zéolite peut aussi être contemporaine de l’opaline, il s’agirait alors probablement d’une palagonitisation de tuff volcanique.

Le second exemple (figures 4.5d,e) montre une smectite-Fe (nontronite) exposée dans les escarpements de buttes érodées. A la différence du premier site, ces buttes se trouvent dans Acidalia Colles, une chaîne de collines dans Acidalia Planitia datée par Tanaka et al., 2005 entre le EN et le EH. Trois détections isolées ont été faites dont une révélant une strate de nontronite enfouie à faible profondeur dans des buttes (non montrée ici). Un de ces trois sites est daté du MN-LN, les autres sont datés du EN au EH. Ils constituent un des rares vestiges noachien des plaines du nord, vestige justement altéré en smectite qui indique une altération soutenue en surface ou sub-surface proche. Ce contraste en minéralogie avec le site à opaline, Amazonien, illustre bien le paradigme d’évolution couplée géologique-climatique-minéralogique énoncé par Bibring et al., 2006.

D’autres buttes et chenaux inversés se déversant dans Acidalia ont été identifiés plus proches de la dichotomie. Ils attestent d’un écoulement fluvial non catastrophique, à la différence des vallées de débâcle.

4.2.3 Interprétation

Quatre arguments permettent de prouver l’altération de la croûte noachienne de l’hémisphère nord de Mars.

Contraintes apportées par la prehnite. La présence de prehnite dans un cratère de 20 km de diamètre démontre que celle ci est excavée d’une profondeur > 1 km (voir figure 3.51). La

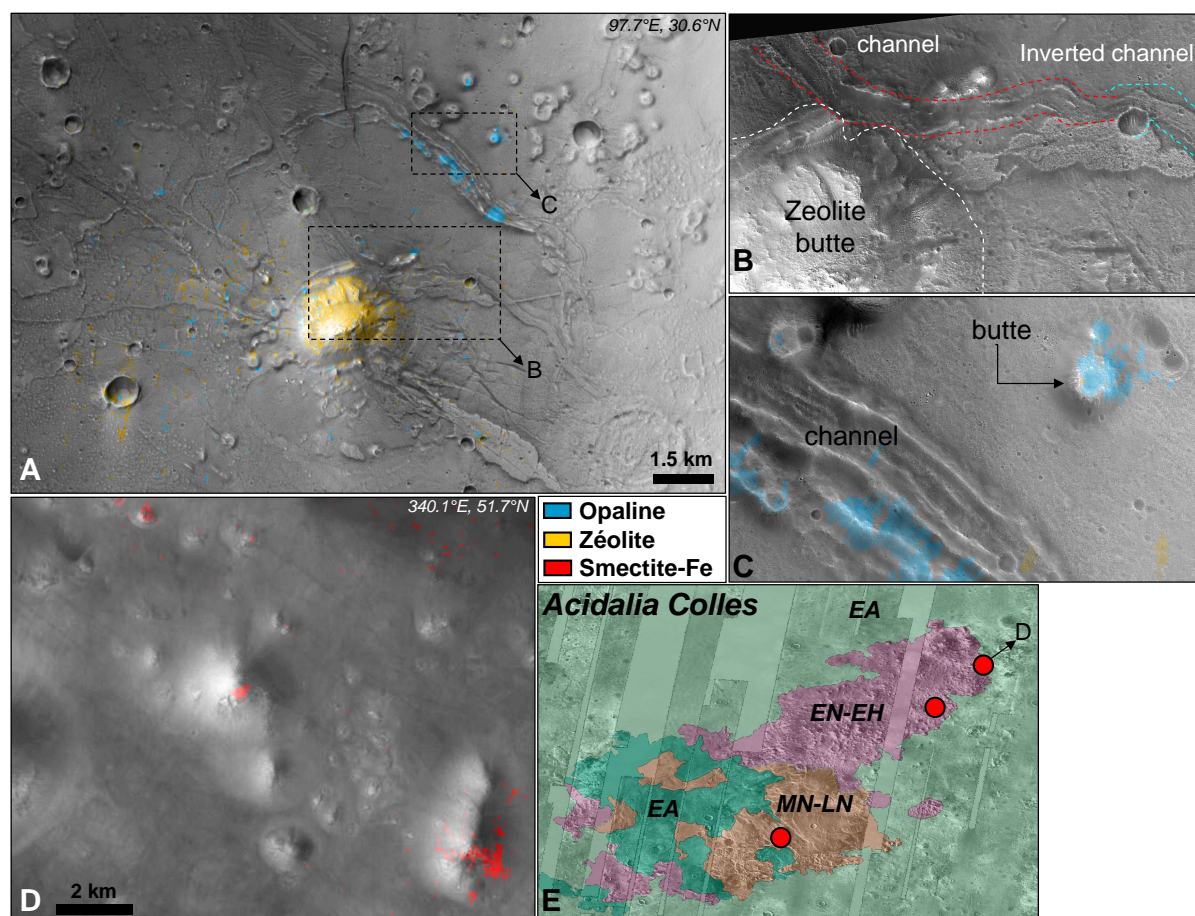


FIGURE 4.5 – Exemples de structures présentant des minéraux hydratés dans les plaines du nord. **a.** Butte et chenal dans un terrain d’âge Amazonien avec opaline et zéolite. **b,c.** Gros-plans HiRISE montrant la transition chenal inversé \Rightarrow chenal. **e.** Carte géologique (Tanaka et al., 2005) de Acidalia Colles (Acidalia Planitia), montrant des unités hydratées d’âge Noachien dans les plaines du nord. **d.** Gros-plan sur un des sites de Acidalia Colles.

modélisation hydrothermale (Abramov and Kring, 2005) montre qu’une température $> 200^\circ \text{C}$ nécessaire pour la formation de prehnite n’est pas atteinte à la surface du pic central d’un cratère de $< 30 \text{ km}$ de diamètre, mais à au moins 500 m de profondeur. Garvin et al., 2000 ont étudié la relation diamètre-profondeur de milliers de cratères récents sur Mars et trouvent la relation suivante : $p = 0.36D^{0.49}$, soit environ 1560 m pour ce cratère. On observe une profondeur maximale de $\sim 1380 \text{ m}$ soit très proche de celle d’un cratère frais. On peut alors considérer que cette profondeur est celle juste après l’impact. Le pic central a une hauteur $> 600 \text{ m}$ (soit 43% de la profondeur totale), il paraît alors très improbable que 500 m additionnels aient été érodés car alors il aurait eu une hauteur égale à 80% de la profondeur totale. De plus la forme bien cônique et la morphologie du pic central ne jouent pas en faveur d’une érosion sur plusieurs centaines de mètres. Bien que la relation hauteur du pic - diamètre n’aie pas été étudiée sur Mars, la hauteur actuelle est probablement proche de la hauteur initiale. Cet argument permet d’avancer que la prehnite du pic central est issue d’excavation en profondeur. Par ailleurs, sa présence dans l’éjecta proximal démontre bien qu’elle a été excavée (le modèle hydrothermal prédit un $\Delta T < +5\text{K}$ au niveau des parois extérieures, largement insuffisant pour former de

la prehnite). A noter que la prehnite ne peut se former en surface en présence de CO₂ dans l'atmosphère. Puisque le cratère impacte l'éjecta de Lyot, il reste la possibilité que l'on voit de l'excavation superficielle, mais cela prouverait simplement que Lyot excave bien de la prehnite. Avec Lyot, ce cratère apporte la preuve que l'on excave du matériel noachien métamorphique.

Minéralogie du cratère Stokes. La présence d'affleurements d'olivine non altérée, pourtant très réactive, à proximité immédiate de smectites, vermiculites et chlorites est un argument en faveur de l'excavation. Un système hydrothermal dans le pic central aurait immédiatement altéré l'olivine. Celle ci est présente sous forme d'affleurements non transportés, et sa répartition aléatoire joue en faveur de son excavation. En attendant une observation de son éjecta, on peut considérer que ce cratère, bien que faisant 66 km de diamètre, n'a pas induit de système hydrothermal.

Évolution radiale des minéraux hydratés. On a étudié l'évolution radiale intra-cratère des minéraux hydratés : on regarde la valeur radiale moyenne de chaque critère minéral en fonction de sa distance au centre du cratère. Dans le cas d'un système hydrothermal sans *melt sheet* (non prévue pour les cratères à D < 60-65 km), on s'attend à voir une décroissance de l'abondance en assemblages de haut grade en s'éloignant du pic central. Cette corrélation n'a pas été observée, mais on voit par contre que la valeur des critères est principalement contrôlée par les fenêtres érosionnelles : ils sont plus forts dans les escarpements car la poussière ne peut s'accumuler. L'échantillon est statistiquement trop petit pour s'affranchir de ce biais.

Buttes noachiennes. Un autre argument en faveur d'une croûte altérée dans le nord est simplement la détection de smectites dans plusieurs buttes et autres structures noachiennes des plaines du nord, elles montrent que dans le peu d'endroits où cette croûte subsiste dans le nord, on voit de l'altération. Cette découverte confirme le rôle des impacts comme sondes de la sub-surface.

Conclusion. En conclusion, l'observation de minéraux hydratés allant de la prehnite métamorphique jusqu'à des smectites-Al et kaolins supergènes, à la fois excavées ou dans des buttes d'âge noachien, démontre que l'altération aqueuse s'est faite en profondeur comme en surface à l'échelle globale (mais pas nécessairement partout). Pour se faire, l'hémisphère nord a probablement eu durant le Noachien un cycle des argiles comme celui constaté dans le sud.

4.2.4 Lien avec un hypothétique océan dans les plaines du nord.

Ces observations n'apportent pas de réponse définitive à la question d'un ancien océan dans les plaines du nord. De nombreux arguments morphologiques en sa faveur (ex : Baker et al., 1991, di Achille and Hynek, 2010) et en sa défaveur ont été avancés.

La présence d'olivine non altérée dans des cratères d'âge Hespérien à Amazonien observée ici et dans Salvatore et al. 2010a confirme les résultats d'études morphologiques (Tanaka et al.,

2005, Werner and Medvedev, 2011) indiquant l'impossibilité d'un océan depuis le LH. Par ailleurs, les dépôts horizontaux des plaines du nord n'ont pas une origine lacustre mais majoritairement volcanique (citealptanaka03).

Il reste la possibilité d'un océan au Noachien, mais celui-ci aurait dû causer l'accumulation d'épaisses marges continentales au niveau de la dichotomie. Sur Terre, ces marges sont épaisses de plusieurs centaines de mètres à quelques kilomètres et sont constituées presque exclusivement d'argiles (smectites-Al et kaolins) et sels détritiques. On observe pas de tels assemblages qui soient excavés préférentiellement par des cratères proches de la dichotomie (en particulier dans Chryse et Elysium Planitia). De plus, les assemblages hydratés excavés sont similaires à ceux des terrains du sud qui n'ont pas pu faire partie de marges continentales. Ainsi les observations minéralogiques ne suggèrent pas leur existence.

4.3 Étude des cratères de Tyrrhena Terra.

4.3.1 Contexte d'étude

L'étude de cratères des plaines du nord a pu mettre en évidence leur rôle dans l'excavation de croûte enfouie. On étudie cette fois Tyrrhena Terra, une région noachienne représentative des terrains du sud, dont le nombre important de cratères et leur bon état de préservation permet une approche statistique. La cartographie globale OMEGA effectuée par Poulet et al., 2007 avait mis en évidence le fort potentiel de cette région en terme de minéraux hydratés, également confirmé par CRISM (Mustard et al., 2008). On étudie l'évolution à la fois de la composition des minéraux hydratés et de leur répartition spatiale en fonction du diamètre du cratère. Le but est d'une part de tenter de départager hydrothermalisme d'impact de l'excavation, et le cas échéant de fixer une limite en diamètre au delà de laquelle le premier mécanisme devient prépondérant. Une fois cette ambiguïté levée il devrait être en principe possible de contraindre une éventuelle zonation verticale de la minéralogie de la croûte altérée, voir même son évolution régionale.

De part son altitude, Tyrrhena Terra comporte peu de réseaux fluviaux et surtout pas de bassins sédimentaires (à la différence des terrains en aval au nord de Hellas), ainsi le re-modelage des éjectas et le remplissage des planchers seront minimes. De plus seules quelques plaines volcaniques hespériennes obscurcissent la région. On observe de très nombreux sites altérés (figure 3.7) associés en particulier à l'éjecta de cratères et à leurs structures internes (Loizeau et al., 2009, *Loizeau et al., 2011, soumis, co-auteur*).

L'étude menée sur Tyrrhena Terra est à la fois régionale et locale. On étudie un échantillon de 79 cratères de diamètres compris entre ~ 200 m et 81 km, sélectionnés tels qu'ils impactent les plaines noachiennes sans impacter manifestement une chaîne de montagne noachienne (car alors ils sondent une croûte dont l'épaisseur peut être localement différente) ou l'éjecta d'un plus gros cratère (les petits cratères sonderaient alors l'éjecta et non la plaine). Leur répartition spatiale est montrée en figure 4.6. Pour chaque cratère on étudie la composition minérale du pic central et de l'éjecta. Une identification précise et robuste requiert cependant qu'une analyse locale

détaillée soit conduite pour chaque site. Cette étude statistique est donc une collection d'analyses locales. On verra l'intérêt de cette approche plus fastidieuse en comparant ses résultats avec ceux sensiblement différents issus d'une analyse statistique indépendante de la composition de 137 cratères de cette région et de Noachis Terra (Fraeman et al., 2009) et pour laquelle une approche locale n'avait pas été retenue à chaque fois.

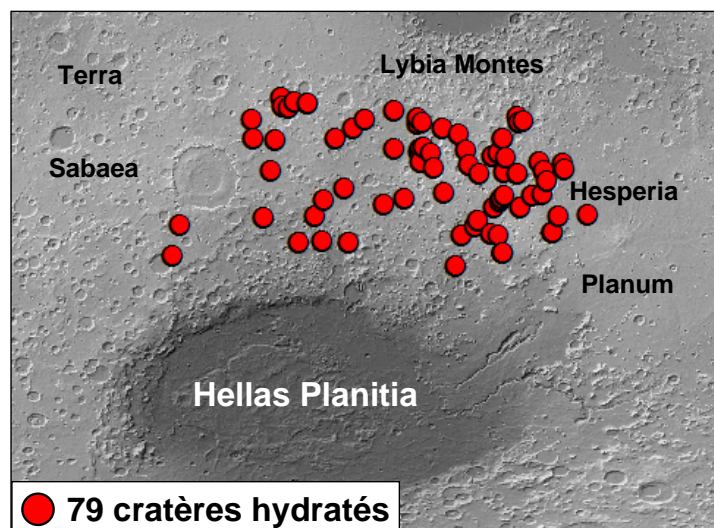


FIGURE 4.6 – 79 cratères hydratés dans la région de Tyrrena Terra.

4.3.2 Observations

La première tendance que l'on observe est une évolution de la complexité minérale avec le diamètre du cratère. La quasi-totalité des cratères $D < 5$ km n'excavent que des smectites ou vermiculites Fe/Mg. Ces cratères indiquent par ailleurs l'existence d'une couche d'argile enfouie à faible profondeur dans la région, comme montré en figure 4.7 (*droite*) : un cratère de 1.9 km excave clairement des argiles mais on en trouve également dans un anneau qui affleure dans les parois internes. Le cratère de 11 km (*gauche*) montré ici présente lui aussi une minéralogie typique des plus gros cratères : un mélange de chlorite, prehnite, vermiculite et un zéolite (la natrolite a pu être identifiée sans ambiguïté ici). Ces assemblages plus divers et de plus haut grade se retrouvent à la fois dans l'éjecta et le pic central.

Les figures 4.8 et 4.9 montrent deux exemples représentatifs de cratères plus grands (> 20 km). L'ensemble de l'éjecta contient des minéraux hydratés. On peut voir une répartition radiale des minéraux : smectites/vermiculites Fe/Mg dominant au centre et dans l'éjecta distal alors que les chlorites sont présentes au centre dans une moindre mesure et dominent dans l'éjecta proximal. Tous deux ont également de petits affleurements de prehnite et zéolites à la fois dans le pic central et l'éjecta (invisibles à cette échelle).

En plus des observations de phyllosilicates, on observe de l'opaline dans les pics centraux de cratères > 20 km de diamètre. La figure 4.10 montre deux sites représentatifs. La première est le pic d'un cratère impactant le rim sud du cratère Terby. L'opaline est localisée sur la partie supérieure du pic. À l'échelle HiRISE (figure 4.10b), elle apparaît comme un dépôt clair

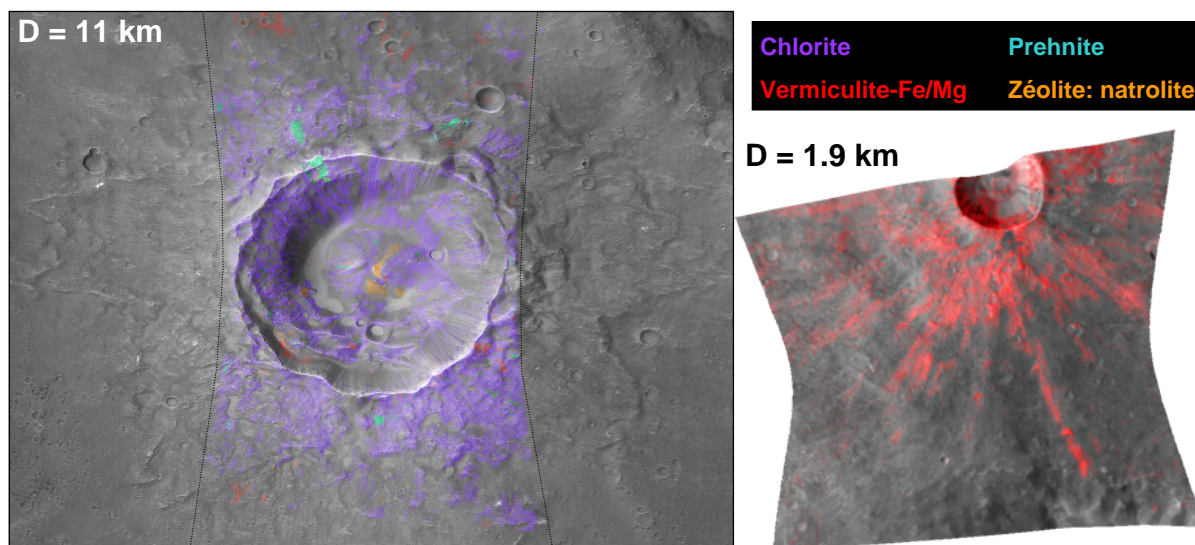


FIGURE 4.7 – Cratères et diversité minérale (1). Cratères de 1.9 et 11 km de diamètre dans Tyrrena Terra observés avec CRISM. Le petit cratère excave des smectites/vermiculites Fe/Mg dans l'éjecta et dans les parois internes. Le second cratère montre d'avantage de diversité minérale, avec prehnite, chlorites et natrolite (un zéolite).

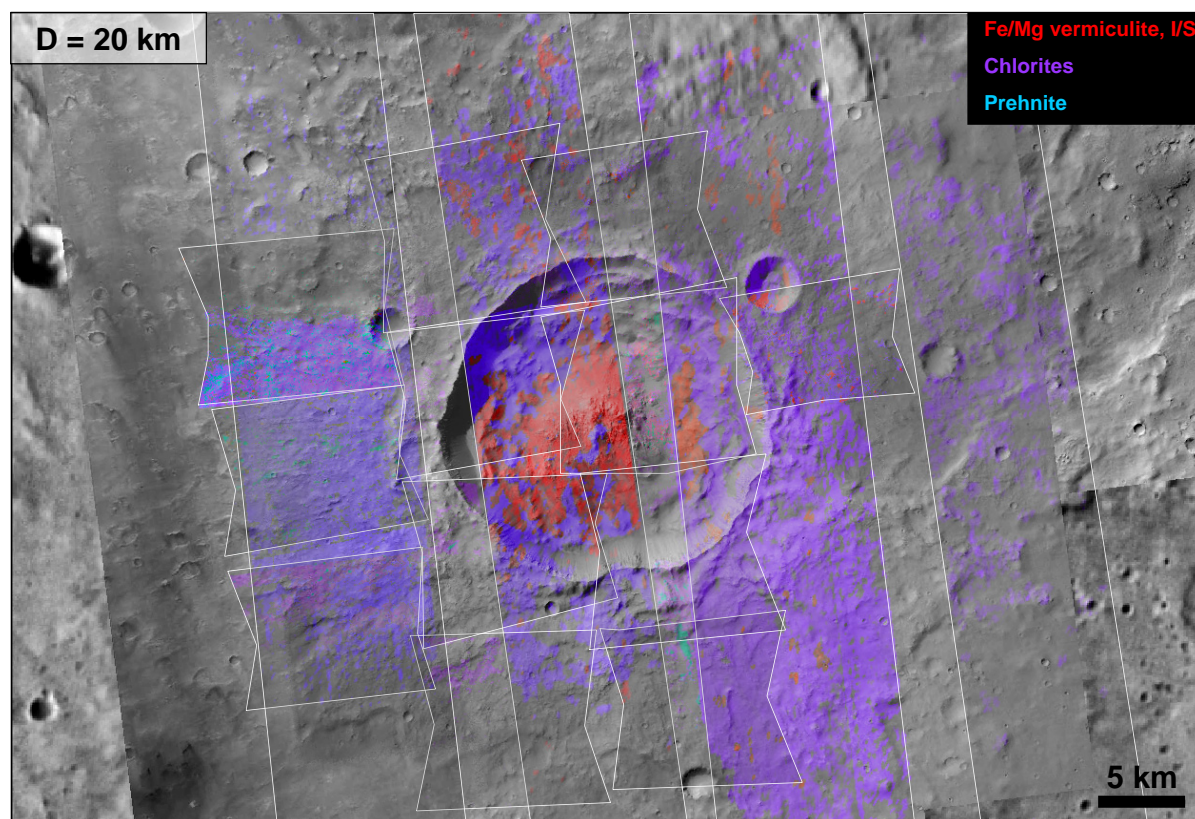


FIGURE 4.8 – Cratères et diversité minérale (2). Cratère de 20 km de diamètre dans Tyrrena Terra entièrement couvert par CRISM. Les smectites/vermiculites Fe/Mg se concentrent à l'intérieur du cratère, prehnite et chlorites sont dans l'éjecta.

et superficiel qui s'érode facilement. Le second cratère (figure 4.10c) est partiellement rempli d'argiles détritiques (vermiculite/smectite) par deux à trois cônes alluviaux. En parallèle, le

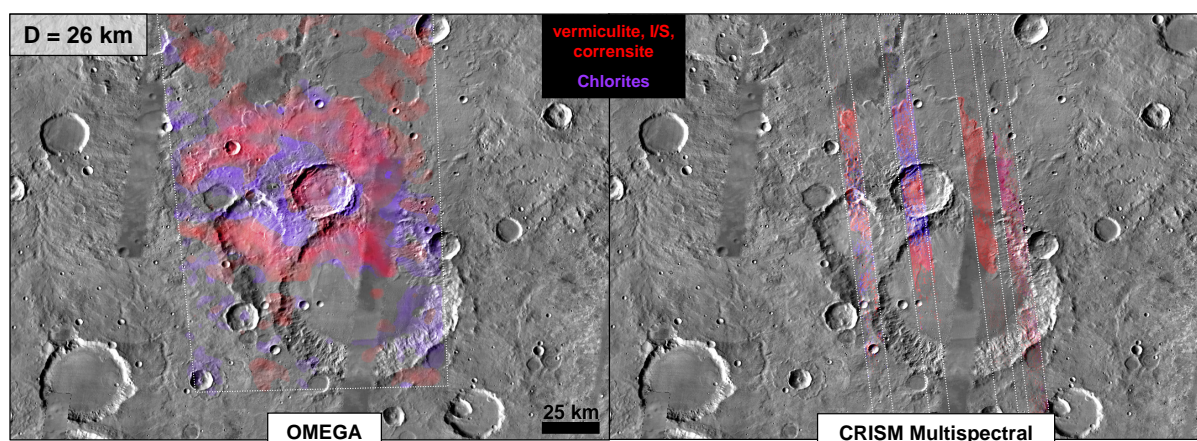


FIGURE 4.9 – Cratères et diversité minérale (3). Cratère de 26 km de diamètre dans Tyrrena Terra entièrement couvert par OMEGA. La totalité de l'éjecta lobé est hydraté. Les smectites/vermiculites Fe/Mg se concentrent à l'intérieur du cratère et dans la partie distale des éjectas, la chlorite se concentre dans la partie proximale. Les résultats sont similaires avec OMEGA ou CRISM (MSP).

pic central est en grande partie recouvert de ce même type de dépôt superficiel d'opaline, qui s'érode facilement et semble être de faible épaisseur (figure 4.10d).

Ces six observations sont représentatives des cratères de la région. La figure 4.11 présente les résultats de l'étude statistique.

Pic central. Le pic central ne permet pas de départager facilement les deux origines possibles. La statistique n'est fiable que pour les cratères $D > 10$ km car peu ont un pic central en deçà (figure 4.11). On observe une augmentation absolue et relative du nombre de détections de vermiculites-Fe/Mg avec la taille du cratère, alors que les chlorites se maintiennent au même niveau. Zéolites et surtout opaline sont plus fréquents dans les gros cratères. Ces résultats sont différents de l'étude régionale de Fraeman et al., 2009 qui trouvent également une augmentation des vermiculites mais une diminution des chlorites et une prévalence constante de l'opaline (les zéolites ne sont pas cartographiés).

Ejecta. Une tendance très nette est visible pour l'éjecta. Les petits cratères (< 5 km) sont dominés par les vermiculites, ceux-ci deviennent plus rares au delà. L'opaline est très rare, elle est presque exclusivement trouvée dans les pics centraux. La chlorite augmente peu en valeur absolue mais devient dominante relativement aux vermiculites dès 10 km. Les zéolites sont quasiment absents des petits cratères mais dominant avec les chlorites les éjectas des plus gros. La présence de prehnite dans les éjectas de cratères de toutes tailles est problématique. Elle révèle soit un biais de sélection dû au fait que certains cratères ne sondent pas les plaines mais plutôt un éjecta de large cratère voir des monts noachiens. Alternativement cela pourrait révéler une variation dans l'épaisseur et le degré d'altération de la partie supérieure de la croûte. L'éjecta des cratères à $D > 30$ km sont difficiles à étudier car ils sont moins nombreux, leur éjecta est souvent dégradé et sont moins couverts par CRISM. On trouve cependant que la quasi-totalité

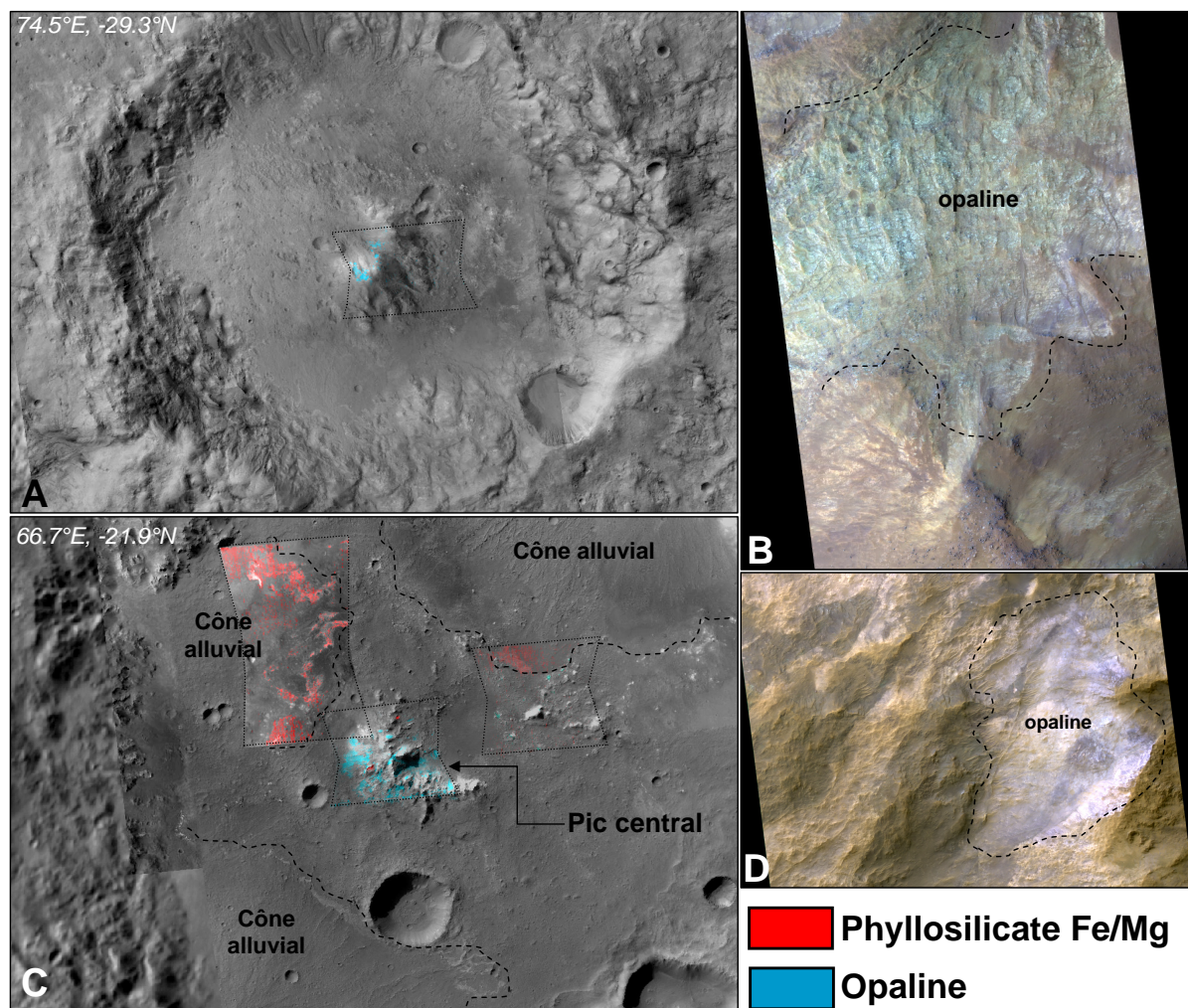


FIGURE 4.10 – Opaline associée aux pics centraux. **a.** Pic central riche en opaline d'un cratère impactant le sud du cratère Terby. **b.** HiRISE révèle la nature superficielle du dépôt. **c.** Cratère dans Tyrrhena Terra avec de l'opaline dans le pic central et 3 cônes alluviaux présentant des argiles détritiques. **d.** Idem que **b.**

des éjectas hydratés appartiennent à des cratères $D < 30$ km (Loizeau et al., 2011, soumis), comme prédit par le Z-model appliqué aux argiles (Barnhart and Nimmo, 2011).

Résumé des observations. En résumé, on trouve une corrélation forte entre la diamètre et donc la profondeur d'excavation ou le régime hydrothermal des cratères et leur composition minérale. Les plus gros cratères excavent des minéraux de plus haut grade (chlorite, zéolites). On observe également d'avantage de diversité minérale dans leur pic central avec notamment la prévalence accrue d'opaline et zéolites.

4.3.3 Interprétation

La collection d'analyses détaillées et statistique permet d'envisager deux scénarios complémentaires pour les argiles liés aux impacts de Tyrrhena Terra, et plus largement aux terrains noachiens.

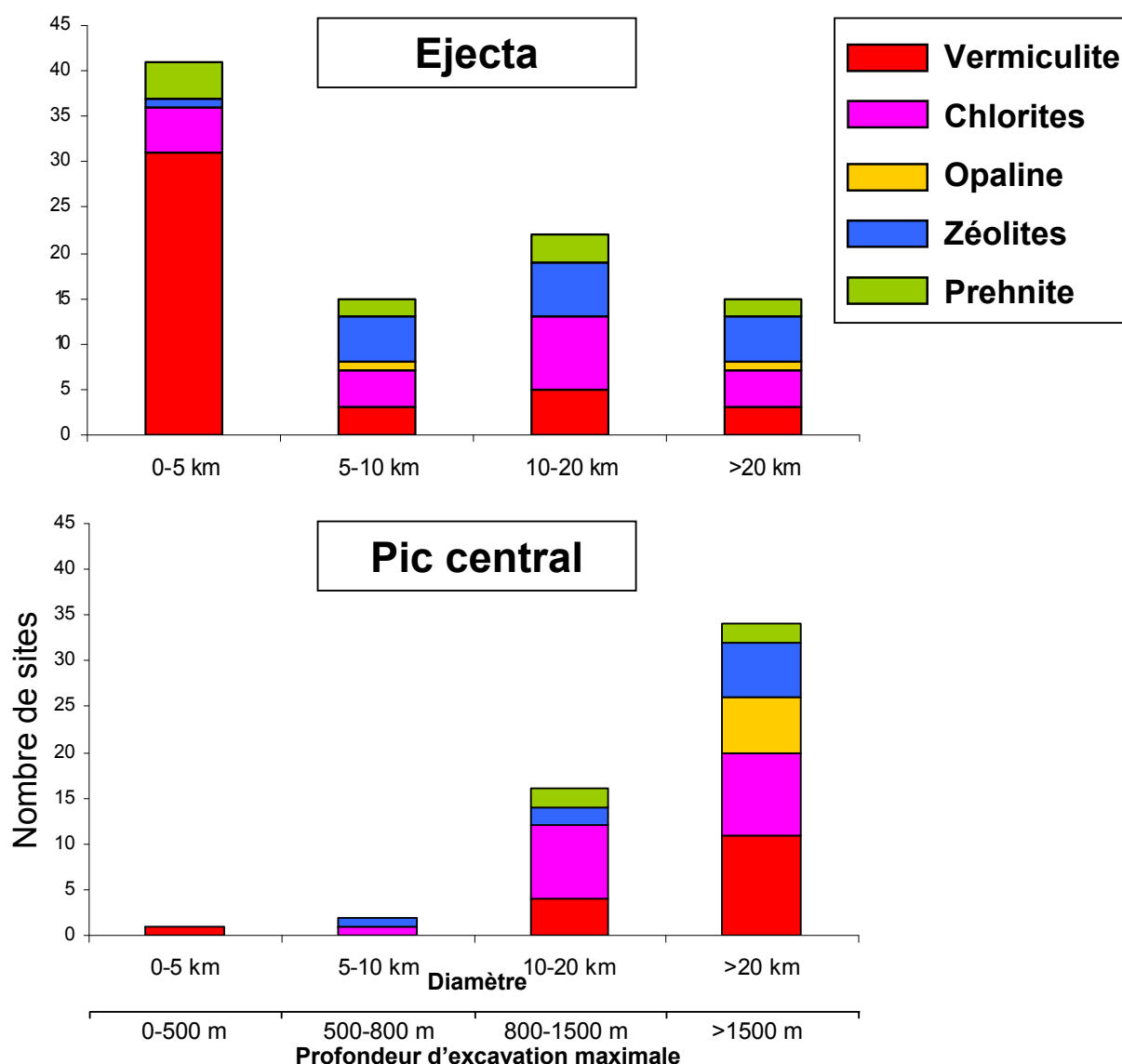


FIGURE 4.11 – Étude statistique de la composition du pic central et de l'éjecta en fonction du diamètre de 79 cratères de la région de Tyrrhena Terra.

Excavation d'une croûte altérée et différenciée. La présence de nombreux éjectas partiellement voir complètement hydratés atteste du rôle prépondérant de l'excavation dans des cratères de ~ 200 m à >20 km de diamètre. La présence de chlorite dans de nombreux éjectas ainsi que d'opaline dans des pics centraux est un argument contre la modification post-impact du matériel excavé et indique qu'il y a eu peu/pas d'altération supergène depuis leur mise en place.

La statistique sur les plus petits cratères et leur morphologie (section 3.5.1.2) indiquent l'existence d'une couche d'argiles enfouie à quelques dizaines de mètres de profondeur. Ces profondeurs interdisent une origine diagénétique/métamorphique, et la topographie interdit une néoformation comme dans Sinus Meridiani. Seule l'altération supergène ou une circulation hydrothermale à faible profondeur et d'étendue régionale peuvent l'expliquer. Située entre Hellas et Isidis, si la région possédait une nappe phréatique elle a pu transporter efficacement en sub-

surface la chaleur des impacts et former des vermiculites ou I/S. La différence d'altitude rend ce scénario improbable, à moins que le gradient géothermique régional de la lithosphère n'ait été affecté par les impacts. Une étude récente (Arkani-Hamed, 2010) propose que Hellas soit le résultat de deux impacts plus petits, l'énergie instantanée libérée à chaque fois est alors beaucoup plus faible qu'un impact unique. Il pourrait également s'agir d'une couche d'éjecta issue des bassins d'impacts qui se serait ensuite altérée en surface. Ce même type de couche enfouie est observée à l'est de Thaumasia Planum, relativement loin du bassin d'Argyre.

Dans les quelques éjectas de cratères à $D \sim 20-30$ km suffisamment couverts avec OMEGA et CRISM, on voit une dominance de chlorites dans l'éjecta proximal et de vermiculite dans la partie distale, particulièrement à l'extrémité des lobes (figure 4.9). En raisonnement excavation pur, cela se traduit par une zonation verticale dans laquelle les chlorites étaient à plus grande profondeur. L'analyse statistique confirme cette tendance avec d'avantage de chlorites et zéolites (minéraux de plus haute température et pression) excavés dans les éjectas de grands cratères. Sur Terre, cela correspond à une diagénèse d'enfouissement. Pour Mars cela implique en outre une hydratation du premier km de la croûte et sa participation à un cycle des argiles. La présence de prehnite excavée dans les éjectas atteste également de métamorphisme de bas grade.

Activation hydrothermale localisée. La présence de vermiculites dans les pics centraux des plus gros cratères est plus difficile à interpréter. En raisonnement excavation on s'attend à un mélange dominé par des minéraux plutôt diagénétiques ou métamorphiques car d'avantage de matériel profond se retrouve dans le pic. De même, l'hydrothermalisme d'impact formerait plutôt des chlorites/zéolites que des vermiculites, et c'est ce que l'on observe dans le pic central de cratères pourtant deux fois plus petits. Ces vermiculites ne sont par ailleurs manifestement pas une transformation supergène de chlorites car alors les chlorites des éjectas auraient elles aussi été transformées.

On peut expliquer la vermiculite par de l'hydrothermalisme d'impact. Pour un cratère de ce calibre ($D \sim 30$ km), les modèles hydrothermaux (Abramov and Kring, 2005, Rathbun and Squyres, 2002) prédisent une température atteignant 300 K à quelques centaines de mètres sous le pic central 25 ans après l'impact. Le système se maintient > 200 K pendant plusieurs milliers d'années, suffisamment longtemps pour former ou transformer des argiles. Des phases à plus haute température (comme les zéolites, chlorites, et plus marginalement de la prehnite) ont pu se former d'abord. Des assemblages d'encore plus haute température ont également pu se former juste après l'impact lorsque la haute température permettait une cinétique rapide de réaction. Alors que le système refroidit et que la circulation des fluides diminue, ces minéraux deviennent instables et peuvent se transformer en des assemblages de plus faible grade (basse T et W:R) comme les vermiculites. Ainsi ces derniers seraient les derniers assemblages stables et les vestiges d'une activation hydrothermale restreinte au pic central. À noter que le cratère a pu par ailleurs excaver du matériel diagénétique et métamorphique. On peut aussi supposer que le système hydrothermal était plus faible et n'a pas formé d'assemblages de haute température. Même à faible T et W:R (similaires à l'altération supergène), de la chlorite excavée des profondeurs

dans le pic central à pu localement mûrir en vermiculites dans un tel système. Dans ce cas les vermiculites ne sont pas les derniers assemblages d'un système qui s'est refroidi mais ceux d'un système qui n'a jamais été très chaud et contenait initialement des chlorites.

Une étude de la corrélation éjecta riche en chlorite *vs.* pic central riche en vermiculite devrait permettre d'apporter des éléments de réponse supplémentaires.

La détection d'opaline comme dépôts superficiels des pics centraux est un argument fort en faveur d'hydrothermalisme d'impact. Elle ne peut se former diagénétiquement en sub-surface, son origine est soit supergène soit hydrothermale. Le fait qu'elle soit restreinte au pic conduit à écarter une origine supergène car dans le cas contraire du matériel de l'éjecta et plancher aurait dû se transformer également. Elle se forme à basse température et W:R et serait donc un assemblage de fin de vie du système hydrothermal.

Marzo et al., 2010 identifient ces assemblages minéraux qui, couplés à la morphologie, les conduisent à conclure quant à l'existence d'un système hydrothermal dans le cratère Toro impactant les laves hespériennes de Syrtis Major.

4.4 Perspectives

A l'issue de ces deux études, il apparaît qu'il existe un lien fort entre les cratères d'impacts et les argiles. Si de grandes tendances sont extraites, des études locales combinant minéralogie et morphologie seront nécessaires pour départager localement l'origine hydrothermale ou d'excavation. Les modèles géo-chimiques prédisent des argiles, mais pas forcément les assemblages observés, il reste à comprendre si les modèles doivent être affinés (notamment le choix de la lithologie initiale) ou si au contraire les observations n'arrivent pas à correctement départager les deux scénarios de formations. En parallèle, l'utilisation de modèles dynamiques de l'éjecta permettra de contraindre avec précision la profondeur et l'épaisseur des différents minéraux hydratés de la croûte. Plus de 50% des 1230 détections de minéraux hydratés sur Mars sont associées à des cratères (section 3.4.2). Il est donc possible d'accroître sensiblement l'échantillon statistique en considérant l'ensemble des cratères des terrains noachiens du sud, permettant une comparaison plus fiable avec un modèle d'impact qui intégrera les volets dynamique, hydrothermal et géo-chimique.

Il a été montré les contraintes que leur étude peuvent apporter sur l'altération de la croûte noachienne et l'existence d'un cycle des argiles (permettant la diagénèse et le métamorphisme aussi bien qu'une altération en surface). Les impacts sont un processus stochastique qui agit depuis la formation de Mars et dont on connaît l'évolution au cours du temps de la fonction de production. Par comparaison avec les études dans les terrains noachiens, les impacts sur des terrains plus récents devraient nous renseigner sur l'évolution du cycle des argiles, notamment entre le Noachien et l'Hespérien. Le paradigme actuel est une altération très restreinte dès le EH avec la formation presque exclusive et localisée de sulfates. Il existe des indices de formation d'argiles associées à des cratères sondant des terrains hespériens qu'il faudra préciser.

Bibliographie

- O. Abramov and D. A. Kring. Impact-induced hydrothermal activity on early Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110 :E12S09, November 2005. doi : 10.1029/2005JE002453.
- J. C. Andrews-Hanna, M. T. Zuber, and W. B. Banerdt. The Borealis basin and the origin of the martian crustal dichotomy. *Nature*, 453 :1212–1215, June 2008. doi : 10.1038/nature07011.
- J. Arkani-Hamed. Hellas : A double-impact basin. *AGU Fall Meeting Abstracts*, pages A1409+, December 2010.
- V. R. Baker, R. G. Strom, V. C. Gulick, J. S. Kargel, G. Komatsu, and V. S. Kale. Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on Mars. *Nature*, 354 :86–87, November 1991. doi : 10.1038/354086a0.
- D. Baratoux, P. Pinet, A. Gendrin, L. Kanner, J. Mustard, Y. Daydou, J. Vaucher, and J.-P. Bibring. Mineralogical structure of the subsurface of Syrtis Major from OMEGA observations of lobate ejecta blankets. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :E08S05, August 2007. doi : 10.1029/2007JE002890.
- C. J. Barnhart and F. Nimmo. Role of impact excavation in distributing clays over Noachian surfaces. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 116 :E01009, January 2011. doi : 10.1029/2010JE003629.
- C. J. Barnhart, F. Nimmo, and B. J. Travis. Martian post-impact hydrothermal systems incorporating freezing. *Icarus*, 208 :101–117, July 2010. doi : 10.1016/j.icarus.2010.01.013.
- J.-P. Bibring, Y. Langevin, J. F. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N. Mangold, P. Pinet, and F. Forget. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312 :400–404, April 2006. doi : 10.1126/science.1122659.
- J. Carter, F. Poulet, J.-P. Bibring, and S. Murchie. Detection of Hydrated Silicates in Crustal Outcrops in the Northern Plains of Mars. *Science*, 328 :1682–, June 2010. doi : 10.1126/science.1189013.
- R. A. Craddock, T. A. Maxwell, and A. D. Howard. Crater morphometry and modification in the Sinus Sabaeus and Margaritifer Sinus regions of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 102 :13321–13340, June 1997. doi : 10.1029/97JE01084.

- G. di Achille and B. M. Hynek. Ancient ocean on Mars supported by global distribution of deltas and valleys. *Nature Geoscience*, 3 :459–463, July 2010. doi : 10.1038/ngeo891.
- J. L. Dickson, C. I. Fassett, and J. W. Head. Amazonian-aged fluvial valley systems in a climatic microenvironment on Mars : Melting of ice deposits on the interior of Lyot Crater. *Geophysical Research Letters*, 36 :L08201, April 2009. doi : 10.1029/2009GL037472.
- A. A. Fraeman, J. F. Mustard, B. L. Ehlmann, L. H. Roach, R. E. Milliken, and S. L. Murchie. Evaluating Models of Crustal Cooling Using CRISM Observations of Impact Craters in Terra Tyrrhena and Noachis Terra. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 40 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 2320–+, March 2009.
- H. Frey and R. A. Schultz. Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on Mars. *Geophysical Research Letters*, 15 :229–232, March 1988. doi : 10.1029/GL015i003p00229.
- H. V. Frey, J. H. Roark, K. M. Shockey, E. L. Frey, and S. E. H. Sakimoto. Ancient lowlands on Mars. *Geophysical Research Letters*, 29(10) :1384, May 2002. doi : 10.1029/2001GL013832.
- J. B. Garvin, S. E. H. Sakimoto, J. J. Frawley, and C. Schnezler. North Polar Region Craterforms on Mars : Geometric Characteristics from the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Icarus*, 144 :329–352, April 2000. doi : 10.1006/icar.1999.6298.
- W. K. Hartmann and G. Neukum. Cratering Chronology and the Evolution of Mars. *Space Science Reviews*, 96 :165–194, April 2001.
- M. A. Kreslavsky and J. W. Head. Modification of impact craters in the northern plains of Mars : Implications for Amazonian climate history. *Meteoritics and Planetary Science*, 41 : 1633–1646, October 2006. doi : 10.1111/j.1945-5100.2006.tb00441.x.
- D. A. Kring and B. A. Cohen. Cataclysmic bombardment throughout the inner solar system 3.9-4.0 Ga. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107 :5009, February 2002. doi : 10.1029/2001JE001529.
- D. Loizeau, S. Bouley, N. Mangold, S. Meresse, F. Costard, F. Poulet, V. Ansan, S. LeMouelic, J.-P. Bibring, B. Gondet, and Y. Langevin. Tyrrhena Terra : Hydrated Lobate Ejecta and Plains. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 40 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 2010–+, March 2009.
- G. A. Marzo, A. F. Davila, L. L. Tornabene, J. M. Dohm, A. G. Fairén, C. Gross, T. Kneissl, J. L. Bishop, T. L. Roush, and C. P. McKay. Evidence for Hesperian impact-induced hydrothermalism on Mars. *Icarus*, 208 :667–683, August 2010. doi : 10.1016/j.icarus.2010.03.013.
- M. Masse, O. Bourgeois, S. Le Mouelic, C. Verpoorter, L. Le Deit, and J. P. Bibring. Martian polar and circum-polar sulfate-bearing deposits : Sublimation tills derived from the North Polar Cap. *Icarus*, 209 :434–451, October 2010. doi : 10.1016/j.icarus.2010.04.017.

- D. E. Maxwell. Simple Z model for cratering, ejection, and the overturned flap. In D. J. Roddy, R. O. Pepin, & R. B. Merrill, editor, *Impact and Explosion Cratering : Planetary and Terrestrial Implications*, pages 1003–1008, 1977.
- H. J. Melosh. *Impact cratering : A geologic process*. 1989.
- J. F. Mustard, S. L. Murchie, S. M. Pelkey, B. L. Ehlmann, R. E. Milliken, J. A. Grant, J.-P. Bibring, F. Poulet, J. Bishop, E. N. Dobreá, L. Roach, F. Seelos, R. E. Arvidson, S. Wiseman, R. Green, C. Hash, D. Humm, E. Malaret, J. A. McGovern, K. Seelos, T. Clancy, R. Clark, D. D. Marais, N. Izenberg, A. Knudson, Y. Langevin, T. Martin, P. McGuire, R. Morris, M. Robinson, T. Roush, M. Smith, G. Swayze, H. Taylor, T. Titus, and M. Wolff. Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument. *Nature*, 454 :305–309, July 2008. doi : 10.1038/nature07097.
- G. A. Neumann, M. T. Zuber, M. A. Wieczorek, P. J. McGovern, F. G. Lemoine, and D. E. Smith. Crustal structure of Mars from gravity and topography. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109 :E08002, August 2004. doi : 10.1029/2004JE002262.
- H. E. Newsom. Hydrothermal alteration of impact melt sheets with implications for Mars. *Icarus*, 44 :207–216, October 1980. doi : 10.1016/0019-1035(80)90066-4.
- H. E. Newsom, G. E. Brittelle, C. A. Hibbitts, L. J. Crossey, and A. M. Kudo. Impact crater lakes on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 101 :14951–14956, 1996. doi : 10.1029/96JE01139.
- F. Nimmo, S. D. Hart, D. G. Korycansky, and C. B. Agnor. Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy. *Nature*, 453 :1220–1223, June 2008. doi : 10.1038/nature07025.
- A. Ody, F. Poulet, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, J. Carter, M. Vincendon, and D. Jouglet. Global Mineralogical Mapping of the Martian Surface from OMEGA/MEx : An Update. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 41 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 1905–+, March 2010.
- K. O. Pope, S. W. Kieffer, and D. E. Ames. Impact melt sheet formation on Mars and its implication for hydrothermal systems and exobiology. *Icarus*, 183 :1–9, July 2006. doi : 10.1016/j.icarus.2006.01.012.
- F. Poulet, C. Gomez, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, P. Pinet, G. Belluci, and J. Mustard. 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 (Planets)*, 112 :E08S02, July 2007. doi : 10.1029/2006JE002840.
- J. A. Rathbun and S. W. Squyres. Hydrothermal Systems Associated with Martian Impact Craters. *Icarus*, 157 :362–372, June 2002. doi : 10.1006/icar.2002.6838.

- C.C. Reese, C.P. Orth, and V.S. Solomatov. Impact origin for the Martian crustal dichotomy : Half emptied or half filled? *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 :E05004, May 2010. doi : 10.1029/2009JE003506.
- D. Rogers and P. R. Christensen. Age relationship of basaltic and andesitic surface compositions on Mars : Analysis of high-resolution TES observations of the northern hemisphere. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 :5030, April 2003. doi : 10.1029/2002JE001913.
- S. W. Ruff. Spectral evidence for zeolite in the dust on Mars. *Icarus*, 168 :131–143, March 2004. doi : 10.1016/j.icarus.2003.11.003.
- M. R. Salvatore, J. F. Mustard, M. B. Wyatt, and S. L. Murchie. Definitive evidence of Hesperian basalt in Acidalia and Chryse planitiae. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 : E07005, July 2010a. doi : 10.1029/2009JE003519.
- M. R. Salvatore, J. F. Mustard, M. B. Wyatt, and S. L. Murchie. Definitive evidence of Hesperian basalt in Acidalia and Chryse planitiae. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 : E07005, July 2010b. doi : 10.1029/2009JE003519.
- Susanne P. Schwenzer and David A. Kring. Impact-generated hydrothermal systems capable of forming phyllosilicates on noachian mars. *Geology*, 37(12) :1091–1094, 2009. doi : 10.1130/G30340A.1. URL <http://geology.gsapubs.org/content/37/12/1091.abstract>.
- D. E. Smith, M. T. Zuber, H. V. Frey, J. B. Garvin, J. W. Head, D. O. Muhleman, G. H. Pettengill, R. J. Phillips, S. C. Solomon, H. J. Zwally, W. B. Banerdt, and T. C. Duxbury. Topography of the Northern Hemisphere of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Science*, 279 :1686–+, March 1998. doi : 10.1126/science.279.5357.1686.
- K. R. Stockstill-Cahill, F. S. Anderson, and V. E. Hamilton. A study of low-albedo deposits within Amazonis Planitia craters : Evidence for locally derived ultramafic to mafic materials. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 113 :E07008, July 2008. doi : 10.1029/2007JE003036.
- K. L. Tanaka, J. A. Skinner, T. M. Hare, T. Joyal, and A. Wenker. Resurfacing history of the northern plains of Mars based on geologic mapping of Mars Global Surveyor data. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 :8043, April 2003. doi : 10.1029/2002JE001908.
- Kenneth L. Tanaka, James A. Skinner, Trent M. Hare, Geological Survey (U.S.), and United States. Geologic map of the northern plains of mars [electronic resource] / by kenneth l. tanaka, james a. skinner, jr., and trent m. hare ; prepared for the national aeronautics and space administration, 2005.
- S. C. Werner. The global martian volcanic evolutionary history. *Icarus*, 201 :44–68, May 2009. doi : 10.1016/j.icarus.2008.12.019.

S. C. Werner and S. Medvedev. The evolutionary history of the northern lowlands based on crater counting and geologic mapping. *Planetary and Space Science*, April 2011. doi : 10.1016/j.pss.2011.03.022.

Conclusions et perspectives

Cette thèse s'est consacrée à l'étude des anciens environnements d'altération aqueuse martiens. Elle s'est basée sur les données des spectro-imageurs OMEGA et CRISM et d'imageurs haute-résolution. Le développement d'outils plus performants de traitement des données hyperspectrales et d'extraction des signatures (souvent ténues) des minéraux hydratés a permis d'augmenter très sensiblement la taille de l'échantillon de sites altérés à la surface de Mars. Ces sites sont par ailleurs mieux caractérisés avec notamment la découverte de nouvelles phases minérales et de nouveaux contextes géologiques.

L'étude statistique de cet échantillon fait apparaître que l'altération a eu lieu majoritairement durant la première partie du Noachien et qu'elle a produit avant tout des phyllosilicates ferro-magnésiens du type vermiculite et smectite. Le contexte morphologique des sites est souvent dégradé et dominé par les cratères d'impacts dont le lien avec les phyllosilicates est difficile à établir. Parmi les résultats importants, la détection de silicates hydratés d'âge Noachien dans les plaines du nord a permis de démontrer que l'altération s'est faite à l'échelle planétaire après la mise en place de la dichotomie crustale. L'identification d'épidote et d'anorthosite altérée étend un peu plus l'éventail des milieux d'altération martiens ayant existé, notamment en terme de lithologie, de température et/ou de profondeur d'altération.

L'étude à grande échelle de la dizaine de classes de minéraux hydratés identifiés sur Mars a contribué à fournir une vision d'ensemble plus précise à la fois du milieu d'altération type sur Mars et de sa grande diversité. Bien que très dégradés par 4 milliards d'années d'activité géologique, les contextes géo-morphologiques respectifs de ces minéraux permettent désormais de conjecturer l'existence d'un cycle passé des argiles sur Mars. On trouve en effet les vestiges de séquences d'altération supergène, de transport fluvial, de dépôts sédimentaires lacustres, de transformation diagénétique, métamorphique et de systèmes hydrothermaux. Un tel cycle ne saurait exister sans de l'eau liquide durablement stable en surface, milieu de formation originel des argiles. Les minéraux métamorphiques démontrent par ailleurs que la croûte a été altérée jusqu'à des profondeurs kilométriques. La rareté des vestiges morphologiques d'un tel cycle voire leur déconnection dans le temps est vraisemblablement imputable aux nombreux processus de re-modélage de la surface de ces 4 derniers milliards d'années. Parmi ces processus, les impacts météoritiques ont eu un rôle dans l'enfouissement et aussi la mise à nu de ces anciens dépôts, et ont également contribué à la formation de systèmes hydrothermaux localisés dans l'espace et le temps.

L'étude des minéraux hydratés sur Mars est une discipline encore naissante et les perspectives sont nombreuses.

Si l'étude détaillée du millier de sites détectés au cours de ce travail de thèse n'est pas faisable, un certain nombre d'entre eux présentent une minéralogie et/ou un contexte morphologique qui

mériteraient d'être explorés plus en détail. Des études géologiques locales sont en cours et d'autres devront être conduites pour déterminer leur mécanisme de formation et leur rôle dans le cycle des argiles martiens.

Les nouvelles méthodes d'analyse développées ici n'ont pas été appliquées sur la totalité du jeu de données OMEGA et surtout CRISM. L'analyse de l'ensemble des deux jeux de données devrait augmenter sensiblement la population de sites altérés. Cela permettra d'améliorer la fiabilité des grandes tendances issues de la distribution statistique mais surtout d'identifier de nouveaux sites intéressants et qui apporteront de nouvelles contraintes sur les environnements d'altération. Ces moyens d'analyse qui balayent l'ensemble des jeux de données peuvent être rapidement adaptés pour la recherche de nouvelles espèces hydratées. Chaque nouvelle espèce identifiée apporte de nouvelles contraintes géo-chimiques, et la diversité des minéraux hydratés détectés jusqu'à présent sur Mars est plus faible que sur Terre. Malgré les limitations inhérentes à l'étude orbitale, on peut espérer détecter quelques nouveaux assemblages. On recherche notamment des minéraux diagénétiques et métamorphiques tels les amphiboles, la lawsonite ou la pyrophyllite. La détection de minéraux dont les cations ne sont pas dominées par Al, Fe ou Mg serait également intéressante.

La méthodologie usuelle consistant à détecter puis à cartographier chaque minéral devra être complétée par une étape d'estimation des abondances au moyen de modèles de transfert radiatif. L'abondance minérale permet de contraindre les phases neutres (sans bande d'absorption dans le proche IR). Elle nous renseigne aussi sur l'intensité de l'altération aqueuse en chaque site. Ces deux aspects font qu'elle sera un outil crucial lors de l'étape critique de sélection des sites d'atterrissage des prochains rovers martiens.

Interpréter précisément les observations en terme d'environnements de surface et sub-surface nécessite le recours à des modèles géochimiques. Ces derniers doivent être utilisés à la lumière des nouvelles détections effectuées ici (tant les nouvelles phases que les nouveaux contextes morphologiques). Un aspect particulièrement important et peu exploré jusqu'à présent est la réaction de transformation diagénétique entre smectites, vermiculites et chlorites. Pour remonter aux environnements de formation originels, il est nécessaire de comprendre comment ont pu se transformer des minéraux formés voici plus de 4 milliards d'années et parfois enfouis jusqu'à plusieurs km de profondeur.

De nouvelles études spectrales sur les minéraux hydratés doivent être conduites. En particulier, une meilleure caractérisation spectrale de la vermiculite en fonction de sa composition et des conditions environnementales (chauffage, déshydratation, acidolyse, etc.) permettrait dans un premier temps de mieux discriminer les spectres de différentes phases minérales et ainsi de mieux contraindre le milieu d'altération type sur Mars. L'étude spectrale des minéraux interstratifiés smectite-chlorite et smectite-vermiculite fait également défaut.

Les cratères constituent le contexte dominant des minéraux hydratés, mais leur lien avec ces derniers demeure largement incompris. Les études observationnelles menées ici ne permettent pas de discriminer complètement les différents mécanismes de formation ou transformation consécutifs à l'impact, le recours à des modèles intégrant l'aspect dynamique, hy-

drothermal et géo-chimique est nécessaire. Les modèles géo-chimiques d'impact disponibles prédisent des assemblages de minéraux hydratés qui ne sont pas exactement ceux constatés sur Mars. Il est nécessaire de comprendre si cela implique l'absence de tels systèmes sur Mars ou si au contraire ces modèles doivent être affinés. L'exploration préliminaire de la composition des éjectas laisse entrevoir la possibilité d'une structuration verticale de la croûte altérée. La construction d'échantillons statistiques plus larges couplés à des modèles numériques tridimensionnels d'excavation devrait permettre de déterminer précisément cette structure et le cas échéant sa variation régionale. A terme, le couplage des 3 aspects dynamique, hydrothermal et géo-chimique en un seul modèle d'impact devrait permettre d'apporter des contraintes que les observations seules ne peuvent fournir.

Si aucun spectro-imageur infrarouge proche n'est prévu dans les années à venir, le volume des données restant à traiter et les nouvelles méthodes d'analyse en développement font qu'on peut s'attendre à de nouvelles découvertes. Les nombreuses études menées par une communauté scientifique très active s'entendent par ailleurs toutes sur la nécessité d'un recours à l'exploration in-situ et même d'un retour d'échantillon, seul moyen de contraindre avec certitude les environnements de formation.

Alors que cette thèse s'achève, le Mars Exploration Rover Opportunity est sur le point de terminer sa longue traversée dans Meridiani Planum vers le cratère Endeavour et va peut être effectuer la première caractérisation préliminaire d'argiles martiens. Parallèlement, un nouveau rover martien, le Mars Science Laboratory approche du pas de tir. Cette mission ambitieuse se posera début 2012 dans le cratère Gale. Ce dernier présente des séquences sédimentaires d'argiles (notamment de nontronite) et de sulfates hydratés qui seront analysés in-situ par la charge utile très complète de MSL. Cette analyse devrait apporter des contraintes très fortes sur leur environnement local de formation grâce à une vision de l'échelle du minéral, grain, roche et strate couplés à l'imagerie orbitale fournissant le contexte. Mais l'étude in-situ bénéficiera aussi aux études orbitales en fournissant un cadre aux milliers de détections orbitales dont la résolution spatiale est plus limitée et qui ne se reposent pour l'interprétation des spectres que sur des études en laboratoire d'analogues terrestres. Concrètement, outre une meilleure caractérisation chimique des argiles, l'étude in-situ permettra de déterminer les phases neutres pour la spectroscopie infrarouge et la diversité minérale à l'échelle de la roche. Cela permettra à la fois de proposer des assemblages minéraux plus réalistes pour l'interprétation spectrale et la modélisation radiative lors du calcul d'abondance.

L'étude globale des minéraux hydratés sur Mars a cependant montré que le cratère Gale n'est pas un site représentatif de l'altération typique au Noachien, d'autres missions seront nécessaires pour véritablement comprendre les premiers environnements aqueux. Dans ces conditions, avoir une vision d'ensemble de l'altération de Mars permettra de choisir le meilleur site soit parce qu'il est représentatif de l'altération typique de Mars soit au contraire parce qu'il trace un type d'environnement bien particulier, présentant par exemple un intérêt exo-biologique. La charge utile de MSL, et du futur rover européen ExoMars, permettront de rechercher des composés organiques qui, sur Terre, peuvent être piégés dans la structure complexe des argiles. Si de telle

détections sont faites, le fort potentiel d'habitabilité passée que cela confèrerait à Mars serait une excellente justification pour la poursuite de l'étude des minéraux hydratés et confirmerait leur rôle de marqueur exobiologique.

Liste de publications (journaux à comités de lecture)

1. The Aqueous History of Gusev Crater, Mars, *Carter, J. ; Poulet, F.*, **Soumis à Astronomy & Astrophysics** (2011).
2. Characterization of hydrated silicates-bearing outcrops in Tyrrhena Terra, Mars : Implication to the alteration history of Mars, *Loizeau, D. ; Carter, J. ; Bouley, S. ; Mangold, N. ; Poulet, F. ; Bibring, J.-P. ; Costard, F. ; Langevin, Y. ; Gondet, B. ; Murchie, S.*, **Soumis à Icarus** (2011).
3. Stratigraphy, mineralogy, and origin of layered deposits inside Terby crater, Mars, *Ansan, V. ; Loizeau, D. ; Mangold, N. ; Le Mouélic, S. ; Carter, J. ; Poulet, F. ; Dromart, G. ; Lucas, A. ; Bibring, J.-P. ; Gendrin, A. ; Gondet, B. ; Langevin, Y. ; Masson, Ph. ; Murchie, S. ; Mustard, J. F. ; Neukum, G.*, **Icarus**, Volume 211, Issue 1, p. 273-304 (2011).
4. Detection of Hydrated Silicates in Crustal Outcrops in the Northern Plains of Mars, *Carter, J. ; Poulet, F. ; Bibring, J.-P. ; Murchie, S.*, **Science**, Volume 328, Issue 5986, pp. 1682- (2010).