



HAL
open science

L'hydratation de la surface de Mars vue par l'imageur spectral OMEGA

Denis Jouglet

► **To cite this version:**

Denis Jouglet. L'hydratation de la surface de Mars vue par l'imageur spectral OMEGA. Physique [physics]. Université Paris Sud - Paris XI, 2008. Français. NNT: . tel-00383967

HAL Id: tel-00383967

<https://theses.hal.science/tel-00383967v1>

Submitted on 13 May 2009

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 11 - Orsay
Ecole Doctorale d'Astronomie et d'Astrophysique d'Ile de France
Institut d'Astrophysique Spatiale

L'hydratation de la surface de Mars vue par l'imageur spectral OMEGA

THESE

présentée pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Paris Sud 11 – Orsay

Spécialité Physique

par

DENIS JOUGLET

Thèse soutenue le 7 novembre 2008 devant un jury constitué de :

Président : **Philippe MASSON**
Professeur, OrsayTerre, Orsay (Doyen de la faculté des sciences).

Rapporteurs : **François FORGET**
Chargé de Recherche (HDR), LMD / IPSL / UPMC, Paris.
Lionel MERCURY
Professeur, ISTO, Orléans.

Examineurs : **Xavier BRIOTTET**
Docteur-Ingénieur, ONERA, Toulouse.
Emmanuel LELLOUCH
Astronome, LESIA, Meudon.

Directeur de thèse : **François POULET**
Astronome-adjoint (HDR), IAS, Orsay.

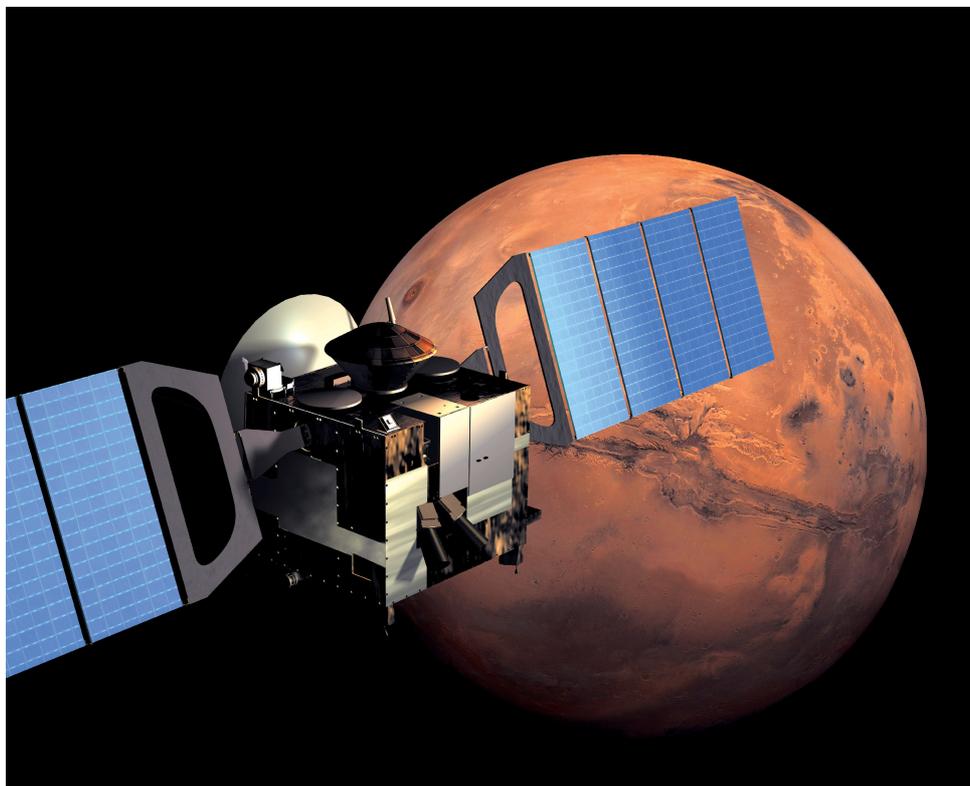
Résumé

L'atmosphère martienne est aujourd'hui trop tenue pour que l'eau liquide soit stable à la surface de Mars, mais de l'eau est présente sur Mars sous forme de glace, de vapeur et d'hydratation du sol. Ce travail de thèse porte sur l'étude de cette hydratation grâce aux données de l'imageur spectral visible et proche-infrarouge OMEGA. L'hydratation, constituée d'eau adsorbée sur les minéraux ou emprisonnée dans leur structure, peut influencer le cycle de l'eau martien et favoriser des processus d'exobiologie ou d'altération des minéraux. L'instrument OMEGA, à bord de la sonde Mars Express, nous permet pour la première fois de l'étudier de manière globale et saisonnière grâce à sa forte bande d'absorption en réflectance à 3 μm .

Ce travail étant la première étude systématique sur le domaine grandes longueurs d'onde (voie L) d'OMEGA, nous avons développé un programme efficace pour réduire les données en spectres de réflectance. Il nous a fallu en particulier modéliser la composante thermique des spectres pour la retrancher. L'obtention de la température de surface nous a permis une étude de comparaison de nos températures mesurées avec des modèles numériques globaux pour mieux comprendre les mécanismes régissant l'émission infrarouge. La voie L étant sujette à de fortes variations de sa réponse photométrique lors de la mission, nous avons développé une méthode empirique pour générer des fonctions de transfert adaptées. Ce nouvel étalonnage des données nous a permis d'augmenter la couverture de surface de 30 à 70%, avec désormais des données pour toutes les saisons.

Notre étude révèle que l'hydratation est actuellement présente partout sur Mars, pour des teneurs en eau comprises entre 3 et 12% en masse, ce qui est une preuve d'eau adsorbée omniprésente mais aussi d'une altération générale. Une augmentation de l'hydratation sur les sols clairs est observée mais son origine physique est controversée. L'hydratation diminue à haute altitude en raison de la chute de pression partielle. La composition influe sur la force et la forme de cette bande. La teneur en eau de certains sols présente des variations saisonnières en lien avec le cycle de l'eau Martien. Enfin, l'hydratation est plus forte là où des sous-sols gelés ont été détectés par d'autres instruments, preuve de leur interaction avec l'atmosphère.

Les carbonates étant un produit d'altération naturellement formé en présence d'eau adsorbée, nous les avons recherché de manière globale avec OMEGA grâce à leur absorption à 3.4 μm . Leur présence fournirait de plus une explication simple de la faible pression atmosphérique observée aujourd'hui. Notre étude conclut à leur absence en grandes quantités sur la surface de Mars, ce qui conduit à reconsidérer les scénarios de l'histoire de l'atmosphère.



Vue d'artiste de la sonde Mars Express devant la planète Mars (crédits ESA).

Remerciements

Une fois n'est pas coutume, je vais commencer par remercier des choses avant des personnes. Je tiens donc à remercier en premier l'instrument OMEGA et la sonde Mars Express d'avoir existé et d'avoir survécu dans l'hostile espace interplanétaire. Sans eux, cette thèse n'aurait pas signifié grand-chose... Il faut remercier bien entendu les nombreux lieux qui m'ont accueilli pour avancer le travail de thèse : Orsay, Paris, et un peu Saint-Louis, mais aussi les lieux qui m'ont permis de présenter mes travaux ou de parfaire (c'est peu dire) ma connaissance de la planétologie : Houston, Berne, Nancy, Berlin, San Francisco, Nantes, Los Angeles, Noordwijk ou Vienne. Enfin, cette liste serait incomplète si je ne mentionnais pas toutes les villes qui m'ont connu en pleine rédaction de thèse : Orsay et Paris, bien sûr, mais aussi Dunkerque, Noisy-le-Roi, Chichery, Meschers, St-Laurent-sur-Sèvres, St-Jean-en-Royans, Villars-sur-Ollon, ainsi que les TGV entre ces villes... A ce sujet il me faut absolument remercier mon ordinateur personnel, dont l'adjectif « portable » a été plus que mérité, et qui après 5 ans de vie commune a supporté la rédaction d'une thèse complète sans mourir (avec une autonomie permettant de rédiger tout au long du TGV Grenoble-Paris !). Je dois également remercier la jeune AX (15 ans d'âge seulement) de m'avoir emmené dans une grande partie de ces lieux sans tomber en panne (si on excepte une pompe à carburant en Bourgogne). Merci également aux 5 mariages survenus pendant cet été de rédaction de thèse de m'avoir sorti et fait découvrir la France avec mon ordinateur sur les genoux dans l'AX... Enfin, merci à la météo de n'avoir pas été clémente en cet été 2008, ce qui m'a soulagé du poids de me priver de plage et de randonnées dans les lieux en question.

Passons désormais aux personnes. Je remercie bien évidemment François Poulet d'avoir accepté de m'encadrer pendant ces trois années de thèse, en me laissant une grande autonomie mais en discutant régulièrement les orientations et les résultats. Son niveau de perfectionnisme concernant les publications m'aura placé la barre assez haute... Merci à Jean-Pierre Bibring de m'avoir permis de participer à cette grande aventure (et de m'avoir fait faire le tour du monde), à Yves Langevin pour les longues discussions sur la voie L et le CNRS (aucun lien entre les deux sujets, quoique), et à Brigitte Gondet pour les longues discussions sur un nombre incroyable de sujets. Merci aux stagiaires John et Julien pour notre travail collaboratif. Enfin merci aux membres de la OMEGA team, en particulier Kim et Sandra pour leur super accueil à St-Louis, Luca Antoine et Aymeric pour les discussions et les échanges scientifiques très fructueux.

Je souhaite également remercier les membres de mon jury de soutenance, Philippe Masson, François Forget, Lionel Mercury, Xavier Briottet et Emmanuel Lellouch, d'avoir accepté de faire partie de ce jury, de m'avoir apporté beaucoup par leurs questions et commentaires, et d'avoir été compréhensifs pour les quelques difficultés matérielles d'une organisation de soutenance depuis Toulouse.

Je tiens à remercier le personnel de l'IAS, en particulier les personnes de l'administration (Sylvie, Alain, Sonia, Catherine, Danielle...) et les informaticiens (Stéphane, Alain, Gilles...). Merci également au service reprographie de l'université d'avoir accepté cette impression de thèse à distance et un peu dans l'urgence.

Mais surtout merci beaucoup aux thésards de l'IAS, au sein desquels a vraiment régné une très bonne ambiance, et dont les fous rires nous ont bien rendu service dans les bons comme les mauvais moments. Merci en particulier à Mathieu, avec qui j'ai partagé moult discussions, politiques, organisationnelles, mais aussi scientifiques, et moult visites

de pays étrangers ; à Faustine avec qui j'ai partagé tant de problèmes de RER B, de joggings et de gauffres liégeoises (les deux derniers se compensant ?), à Sophie pour son extrême gentillesse et ses nombreux ragots, et à Vaitua pour son éternelle bonne humeur et sa voiture anti-grève-RATP... Enfin, merci à la personne à l'origine de l' « épisode des calendriers », elle aura apporté tellement de bonne humeur parmi les thésards tout au long de cette thèse qu'elle va certainement me manquer.

Pour terminer un grand merci à ma famille d'avoir subi l'accompagnement d'un thésard, et à Audrey de l'avoir partagé... et merci beaucoup d'avoir tout géré pour le pot final !

Et je tiens à m'excuser auprès de toutes les personnes que j'aurais dû remercier et que j'ai oubliées...

Sommaire détaillé

Résumé.....	3
Remerciements.....	5
Sommaire détaillé.....	7
Introduction générale.....	11
I Etat de l'art sur l'hydratation de Mars, ses enjeux et son étude dans l'infrarouge. 13	
I.A. Mars et ses moyens d'étude	14
I.A.1. La connaissance de Mars avant Mars Express	14
I.A.1.a. Principales caractéristiques de Mars	14
I.A.1.b. Les missions spatiales ayant étudié Mars.....	15
I.A.1.c. Les autres moyens d'étude de Mars	19
I.A.1.d. La surface de Mars	20
I.A.2. L'apport d'OMEGA	22
I.A.2.a. La mission Mars Express	23
I.A.2.b. Les instruments de Mars Express.....	23
I.A.2.c. Les premiers résultats d'OMEGA.....	24
I.B. L'hydratation de Mars et ses enjeux	29
I.B.1. Notions générales sur l'hydratation.....	29
I.B.1.a. La physique de l'eau	29
I.B.1.b. Mesures en laboratoire	31
I.B.1.c. Les formes attendues d'hydratation sur Mars	36
I.B.2. Le rôle de l'hydratation dans le cycle de l'eau.....	42
I.B.2.a. Les réservoirs d'eau sur Mars hors hydratation	42
I.B.2.b. Observations directes de l'eau du régolite Martien.....	49
I.B.2.c. Influence de l'hydratation sur l'eau atmosphérique.....	50
I.B.2.d. Modélisations numériques du cycle de l'eau	52
I.B.3. Rôle dans l'exobiologie et l'altération.....	56
I.B.3.a. Mobilité des ions	56
I.B.3.b. Processus biologiques	57
I.B.3.c. Altération des minéraux	57
I.B.4. Un cas particulier d'altération : les carbonates	61
I.B.4.a. Processus de formation des carbonates	61
I.B.4.b. L'enjeu des carbonates pour le passé climatique	63
I.B.4.c. Anciennes campagnes d'observations.....	67
I.B.4.d. Hypothèses expliquant l'absence d'observation	70
I.C. L'hydratation vue par la spectroscopie infrarouge.....	74
I.C.1. La spectroscopie infrarouge des surfaces.....	74
I.C.1.a. L'émission infrarouge des surfaces.....	74
I.C.1.b. Mécanismes physiques des bandes d'absorption	77
I.C.1.c. Critères pour estimer les profondeurs de bande	82
I.C.1.d. Facteurs influençant les bandes d'absorption.....	83
I.C.1.e. L'action de l'atmosphère.....	84
I.C.1.f. Rayonnement reçu par un satellite	87
I.C.2. La molécule d'eau dans le proche-infrarouge	88
I.C.2.a. Modes de vibration de la molécule d'eau.....	88
I.C.2.b. Phases vapeur et condensées	88
I.C.2.c. Phase hydratée.....	89
I.C.3. Etudes expérimentales de la bande à 3 μm	90

I.C.3.a.	Mesures de mélanges à différents teneurs en eau.....	91
I.C.3.b.	Spectres lors de déshydratation de minéraux	93
I.C.3.c.	Facteurs influençant la bande à 3 µm.....	99
I.C.4.	Observations de la bande à 3 µm sur Mars	101
I.C.4.a.	Premières observations télescopiques	102
I.C.4.b.	Observations Mariner 6-7 IRS	104
I.C.4.c.	Observations Phobos 2 - ISM.....	105
I.C.4.d.	Observations télescopiques récentes	107
I.C.4.e.	Conclusion sur les observations antérieures.....	109
I.C.5.	Spectroscopie des carbonates	110
I.C.5.a.	Bandes d'absorption diagnostiques des carbonates	110
I.C.5.b.	Facteurs influençant les bandes d'absorption.....	111
I.C.5.c.	Anciennes observations dans l'infrarouge	114
I.C.6.	Conclusion générale sur la spectroscopie.....	115
II	Le traitement des données de la voie L d'OMEGA	117
II.A.	L'expérience OMEGA	118
II.A.1.	Caractéristiques de la sonde Mars Express	118
II.A.2.	Les données OMEGA	119
II.A.3.	Le fonctionnement de l'instrument OMEGA.....	120
II.A.4.	L'étalonnage d'OMEGA.....	123
II.B.	Procédure générale de traitement des données.....	128
II.B.1.	Organisation des données.....	128
II.B.1.a.	Fichier de mesures.....	128
II.B.1.b.	Fichier d'informations géométriques	130
II.B.2.	Calcul des spectres d'intensité spécifique.....	131
II.B.2.a.	Données brutes du détecteur	131
II.B.2.b.	Etalonnage des données	134
II.B.3.	Obtention des spectres de réflectance pour la voie C.....	135
II.B.3.a.	Division par le flux solaire incident	135
II.B.3.b.	Correction atmosphérique	136
II.B.4.	Correction des artefacts instrumentaux	138
II.B.4.a.	Spectels défectueux	138
II.B.4.b.	Saturation du détecteur.....	138
II.B.4.c.	Détecteur à température trop élevée.....	139
II.B.4.d.	Détecteur trop froid	141
II.B.4.e.	Colonnes défectueuses	141
II.B.4.f.	Réponse photométrique et décalage spatial de la voie L	142
II.C.	Détection de la glace d'eau	150
II.C.1.	Critère de détection	150
II.C.2.	Défauts de la bande à 1.5 µm	151
II.C.3.	Correction du défaut de non-linéarité.....	153
II.D.	L'émission thermique de surface	155
II.D.1.	Le flux thermique sur la voie L.....	155
II.D.2.	Estimation spectrale de la température de surface	156
II.D.2.a.	Choix des spectels	157
II.D.2.b.	Extraction de la composante thermique à 5 µm	158
II.D.2.c.	Ajustement par un corps noir	160
II.D.3.	Obtention des spectres de réflectance de la voie L	160
II.D.4.	Barres d'erreur.....	163

II.D.5.	Amélioration de la correction atmosphérique	164
II.E.	Comparaison des températures avec un GCM	167
II.E.1.	La Martian Climate Database	167
II.E.2.	Etude sur quelques orbites	168
II.E.3.	Tendances globales	170
II.E.3.a.	Evolution temporelle	170
II.E.3.b.	Influence de différents paramètres	172
II.E.4.	Influence des aérosols sur l'estimation de la température	173
II.F.	Etalonnage des données non nominales de la voie L	176
II.F.1.	Propriétés a priori des nouvelles ITFs	176
II.F.2.	Génération empirique de nouvelles ITFs	177
II.F.2.a.	Description de la méthode	177
II.F.2.b.	Nouvelle ITF pour les orbites 515-916	181
II.F.2.c.	Extension de la méthode aux orbites 1224-1640	183
II.F.3.	Obtention d'une ITF pour chaque orbite	185
II.F.3.a.	Relation générale entre OBCs et ITFs	186
II.F.3.b.	Nouvelles ITFs obtenues	187
II.F.3.c.	Nouvelle couverture spatiale de la voie L	188
II.F.4.	Validation des nouvelles ITFs	189
II.F.4.a.	Cohérence des traces se recouvrant	190
II.F.4.b.	Comparaison albédo voie C / voie L	190
II.F.4.c.	Comparaison des températures avec un modèle numérique	191
II.F.5.	Conclusion sur l'étalonnage de la voie L	192
III	Etude de la bande à 3 µm sur les données OMEGA	195
III.A.	Critères retenus pour étudier l'hydratation	196
III.A.1.	Profondeur de bande (BD)	196
III.A.2.	Profondeur de bande intégrée (IBD)	196
III.A.3.	Estimation de la teneur massique en eau	198
III.A.4.	Critère ESPAT	199
III.B.	Carte globale de l'hydratation	201
III.B.1.	Carte globale	201
III.B.1.a.	Observations	201
III.B.1.b.	Facteurs influençant les mesures d'hydratation	202
III.B.1.c.	Interprétation de l'hydratation globale	207
III.B.2.	Régions d'intérêt	212
III.B.2.a.	Pavonis Mons et les volcans de Tharsis	212
III.B.2.b.	Valles Marineris	213
III.C.	Corrélations globales	215
III.C.1.	Dépendance avec l'albédo	215
III.C.1.a.	Observation	215
III.C.1.b.	Interprétation en terme de variation d'hydratation	217
III.C.1.c.	Forme de la bande	218
III.C.2.	Dépendance avec la température	219
III.C.2.a.	Observation	219
III.C.2.b.	Interprétation	221
III.C.3.	Dépendance avec l'altitude	222
III.C.3.a.	Observation locale	222
III.C.3.b.	Etude globale	223
III.D.	Influence de la composition	227

III.D.1.a.	La région de Mawrth Vallis	227
III.D.1.b.	La région de Terra Meridiani	229
III.D.1.c.	Etude de la forme de la bande à 3 μm	231
III.E.	Evolutions temporelles	233
III.E.1.a.	Régions de Tharsis et du pôle sud	233
III.E.1.b.	Latitudes moyennes de l'hémisphère nord	234
III.E.1.c.	Latitudes moyennes de l'hémisphère sud	243
III.F.	Hydratation des hautes latitudes	244
III.F.1.a.	Observation	244
III.F.1.b.	Hausse de la bande à 1.9 μm	245
III.F.1.c.	Interprétation par comparaison avec la glace de sous-sol	247
III.F.1.d.	Interprétation par comparaison avec l'eau atmosphérique	247
III.F.1.e.	Synthèse	249
IV	La recherche de carbonates dans les données OMEGA	251
IV.A.	Critère retenu	252
IV.A.1.	Estimation de la bande à 3.9 μm	253
IV.A.1.a.	Choix des spectels	253
IV.A.1.b.	Problèmes de non-linéarités	254
IV.A.2.	Estimation de la bande à 3.4 μm	254
IV.A.2.a.	Calcul du continuum	255
IV.A.2.b.	Profondeur de bande	256
IV.A.2.c.	Linéarité du critère à 3.4 μm	256
IV.A.2.d.	Etalonnage de la profondeur de bande	257
IV.B.	Etude des régions anciennes hydratées	258
IV.B.1.a.	Mawrth Vallis	258
IV.B.1.b.	Terra Meridiani	259
IV.B.1.c.	Conclusion	260
IV.C.	Etude globale	261
IV.C.1.	Traitement global	261
IV.C.1.a.	Restrictions des spectres de glace ou bruités	261
IV.C.1.b.	Choix des seuils	263
IV.C.1.c.	Nombre de détections	264
IV.C.2.	Etude des candidats potentiels	266
IV.C.2.a.	Résultat général	266
IV.C.2.b.	Région centrée sur (70°E, 77°N)	267
IV.C.2.c.	Région centrée sur (130°E, 67°N)	270
IV.C.3.	Conclusion	273
	Conclusion générale et perspectives	273
	Bibliographie	273
	Annexe 1 : Détail des algorithmes développés durant la thèse	273
	Annexe 2 : Liste de publications scientifiques effectuées durant la thèse	273
	Annexe 3 : Gestion du projet de thèse	273
	Résumé	273
	Abstract	273

Introduction générale

La molécule d'eau étonne tous les jours les scientifiques par ses propriétés physiques et chimiques hors du commun. Outre ses propriétés thermiques ayant de l'importance dans les sciences climatiques, elle joue un rôle prépondérant dans les processus biologiques et minéralogiques. Pour cette raison, la présence d'eau dans l'univers est aujourd'hui un sujet de recherche très actif. Si la molécule d'eau a été détectée dans des galaxies lointaines, dans les étoiles (en particulier sur le soleil), dans les comètes, dans les atmosphères des planètes géantes ou sur quelques satellites telluriques, sa présence et son activité sur Mars s'accompagnent d'enjeux particuliers. La planète Mars est sans doute l'objet du système solaire qui ressemble le plus à la Terre lorsque l'on associe des caractéristiques aussi diverses que taille, distance au soleil, conditions de température, minéralogie ou passé géologique et climatique. Mars constitue donc un objet privilégié de la planétologie comparée, c'est pourquoi l'étude de l'eau sur Mars est aujourd'hui un point central pour l'étude de l'eau dans l'univers. Plusieurs indices montrent de plus que de l'eau liquide a sans doute coulé il y a très longtemps à la surface de Mars. Si l'eau liquide en est absente aujourd'hui à cause de la faible pression atmosphérique, de grandes quantités d'eau existent sur Mars, dans les glaciers polaires, les nuages et la vapeur atmosphériques, la glace du sous-sol, le givre ou l'hydratation de surface.

Ce travail de thèse se focalise sur l'hydratation de la surface de Mars, un des réservoirs d'eau les moins connus à l'heure actuelle. Elle se résume à la liaison de quelques molécules d'eau aux minéraux, à leur surface ou dans leur structure, avec une large gamme d'énergies. La première partie de cet ouvrage montrera que l'eau d'hydratation sur Mars présente deux enjeux passionnants. Les observations de vapeur d'eau atmosphérique et quelques mesures de laboratoire montrent qu'elle est d'une part capable d'influencer le cycle de l'eau Martien car elle peut s'échanger avec cette vapeur ou avec la glace. Quelques expériences et mesures de terrain sur Terre montrent qu'elle peut d'autre part favoriser des éventuels processus biologiques et des processus d'altération des minéraux, grâce à sa réactivité chimique et sa capacité à mobiliser les ions. L'eau d'hydratation est sans doute un des éléments les plus actifs chimiquement à la surface de Mars aujourd'hui.

Notre étude se base sur les nouvelles données de l'imageur spectral proche-infrarouge OMEGA, à bord de la sonde Mars Express qui est en orbite autour de Mars depuis décembre 2003. Nous verrons que dans les spectres de réflectance proche-infrarouge, l'eau d'hydratation est responsable d'une forte bande d'absorption autour de 3 μm . Grâce aux études en laboratoire, nous savons que la force et la forme de cette absorption sont directement liées à la quantité d'eau du sol. Les études proche-infrarouge de Mars antérieures à OMEGA sont rares, il s'agit des instruments ISM (sonde Phobos 2), IRS (sondes Mariner 6 et 7) et de quelques mesures télescopiques. Hormis ces quelques mesures orbitales dans l'infrarouge et les mesures in situ ponctuelles des atterrisseurs, il n'existe aucun autre moyen d'observer cette hydratation. L'apport d'OMEGA sur la bande à 3 μm est donc destiné à être impressionnant car il s'agit du premier jeu de données visible et proche-infrarouge [0.3 – 5.1 μm] sur la surface complète de Mars, sur plusieurs années martiennes entières, à haute résolution spatiale (entre 0.3 et 5 km / pixel) et spectrale (entre 7 et 20 nm). Grâce aux mesures OMEGA nous allons chercher à mettre en évidence l'importance de l'hydratation pour le cycle de l'eau et les processus d'altération.

La bande à 3 μm est étudiée par le canal [2.5 – 5.1 μm] (appelé « voie L ») d'OMEGA, pour lequel ce travail de thèse présente la première étude de traitement de

données systématiques. La deuxième partie de cet ouvrage montrera les contraintes liées à l'obtention en masse des spectres de réflectance de la voie L. Il s'agira en particulier de modéliser le rayonnement thermique des spectres, ce qui nous apportera l'information sur la température de surface que nous comparerons à un modèle numérique. Nous devons également corriger un défaut de variabilité de réponse photométrique empêchant d'obtenir des spectres correctement étalonnés sur l'ensemble du jeu de données OMEGA. Nous développerons pour cela une méthode empirique, basée sur la comparaison d'observations d'une même région avec des niveaux de réponse photométrique différents, pour obtenir de nouvelles fonctions de transfert instrumentales.

Grâce à cette réduction de données, la troisième partie de cet ouvrage présentera l'ensemble des résultats sur l'hydratation telle qu'elle peut être observée par OMEGA. Ce chapitre montrera ses caractéristiques, avec sa répartition globale et les teneurs en eau associées, ainsi que sa dépendance en température et en pression de surface. Nous montrerons ses évolutions temporelles et ses échanges avec le sous-sol qui seront la marque de son lien avec le cycle de l'eau. Nous verrons également sa dépendance globale en albédo, et locale avec la composition, dont les conséquences pour l'altération seront discutées.

La quatrième et dernière partie de cet ouvrage sera consacrée à l'étude de l'hydratation par une de ses possibles conséquences : en atmosphère riche en CO_2 , l'hydratation permet la formation d'une croûte d'altération de carbonate sur les minéraux. Les carbonates, jamais détectés en grandes quantités sur Mars, présentent des absorptions intenses dans le proche-infrarouge permettant une recherche globale avec OMEGA. Nous verrons que l'éventuelle présence de carbonates a également des implications pour les scénarios d'évolution de l'atmosphère.

Nous verrons tout au long des parties II, III et IV que ce travail de thèse a nécessité le développement d'algorithmes de réduction de données adaptés à un traitement de masse, aussi bien pour l'étude globale de l'hydratation que pour la recherche systématique de carbonates. Ces programmes, écrits en IDL, devront répondre à un souci d'efficacité pour économiser les temps de calcul.

I Etat de l'art sur l'hydratation de Mars, ses enjeux et son étude dans l'infrarouge

Cet ouvrage de thèse commence par donner un panorama, le plus complet possible, de l'état des connaissances sur l'hydratation de la surface de Mars avant notre étude propre basée sur les données OMEGA. Ce premier chapitre veut donner au lecteur les moyens de comprendre toutes les notions mentionnées dans les autres chapitres de cette thèse, sur les trois thématiques de la physique des phénomènes en jeu, de la physique des moyens de leur étude et de leur importance dans la science générale de Mars. Nous insisterons en particulier sur l'apport de la qualité du jeu de données OMEGA pour l'étude de l'hydratation de Mars. Nous verrons que la richesse de la littérature sur Mars en général, sur l'hydratation (martienne et terrestre) et sur l'infrarouge a nécessité un chapitre d'une proportion notable dans cet ouvrage de thèse.

Dans une première partie nous rappelons de manière très synthétique les données générales sur la planète Mars. Cette partie sera essentiellement utile au lecteur non sensibilisé aux affaires martiennes pour la compréhension de ce manuscrit qui y fera régulièrement référence. Nous insisterons sur les instruments ayant participé aux découvertes majeures de Mars, et nous mentionnerons particulièrement ceux ayant travaillé dans l'infrarouge comme OMEGA. Une deuxième partie expliquera ensuite ce qu'on entend par hydratation, c'est-à-dire ses mécanismes physiques. Nous verrons alors que deux thématiques martiennes majeures sont concernées : l'influence de l'hydratation du régolite sur la vapeur d'eau atmosphérique, et l'altération des minéraux de la surface dont la présence de carbonates pourrait être une trace. Puisqu'il n'existe à ce jour aucune synthèse des connaissances sur l'hydratation de Mars, en particulier entre les mesures macroscopiques de laboratoire et les mesures spectroscopiques (donc microscopiques) obtenues en orbite, cette deuxième partie tentera d'être la plus exhaustive en résumant toutes les connaissances acquises durant ce travail de thèse. La troisième partie de ce chapitre expliquera enfin comment mener l'étude sur l'hydratation avec la spectroscopie en infrarouge proche et thermique. Après quelques rappels généraux sur ce domaine de longueurs d'onde, utiles au lecteur profane, nous insisterons sur la physique des bandes d'absorption dues à l'hydratation, à 3 μm , ainsi qu'à celles des carbonates, avec les points de vue théoriques et expérimentaux. Nous mentionnerons alors l'historique des anciennes observations de l'hydratation sur Mars utilisant le infrarouge, ce qui mettra en lumière le grand intérêt d'utiliser le nouveau jeu de données OMEGA pour l'étude de l'hydratation.

I.A. Mars et ses moyens d'étude

Avant de rentrer en détails sur la connaissance actuelle sur l'hydratation de la surface de Mars et ses enjeux, nous rappelons ici un certain nombre de notions qui seront utiles au lecteur non averti aux questions martiennes pour la compréhension de cet exposé. Nous présentons ainsi brièvement les principales caractéristiques de Mars et de sa surface ainsi que l'histoire de son exploration et les missions dont les données seront utilisées dans cet exposé. Nous détaillerons dans un deuxième temps la mission Mars Express et les premiers résultats de l'expérience OMEGA auxquels cet exposé fera régulièrement référence.

I.A.1. La connaissance de Mars avant Mars Express

I.A.1.a. Principales caractéristiques de Mars

Mars est la 4^e planète du système solaire dans l'ordre croissant des distances au soleil. Elle se déplace autour du soleil sur une orbite d'excentricité 0.093 (0.017 pour la Terre) avec un périhélie à 1.384 U.A. du soleil et un aphélie à 1.664 U.A. L'année martienne vaut 687 jours terrestres, pour un jour valant 24h 39 min (unités terrestres). Pour donner de manière simple la position de Mars sur son orbite autour du soleil, nous utilisons la longitude solaire, grandeur définie par l'angle entre l'axe soleil-Mars instantané et l'axe virtuel soleil-Mars à l'équinoxe de printemps pour l'hémisphère nord. L'année martienne vaut donc 360° et chaque saison 90°, comme l'illustre la Figure I-1. Dans cet ouvrage, l'heure locale martienne sera définie par 1/24^e du jour martien avec l'heure midi pour le point sub-solaire ; de même la minute martienne sera définie par 1/60^e d'heure martienne. Avec ces définitions l'année martienne vaut 669 jours martiens.

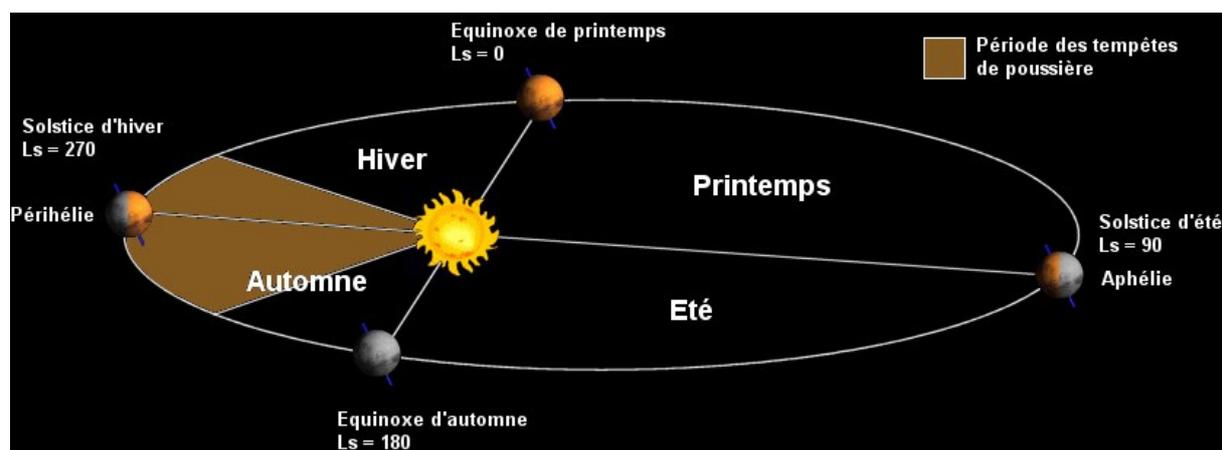


Figure I-1 : Révolution de Mars autour du soleil pendant une année martienne. La position sur cette orbite est quantifiée par la longitude solaire, notée L_s , exprimée en degrés, et dont le point origine est l'équinoxe de printemps de l'hémisphère nord. Toutes les saisons notées sur cette figure font référence à l'hémisphère nord. Figure d'après Labrot [2008].

Le rayon équatorial de Mars vaut 3396 km (0.532 fois le rayon terrestre) pour une densité de 3.93 (5.43 pour la Terre). La Figure I-2 donne une photographie globale de la planète Mars. En raison de sa masse, la gravité à la surface de Mars vaut 3.72 m.s^{-2} (0.38 fois

la gravité terrestre). Mars possède une atmosphère ténue dont la pression moyenne à la surface vaut ~6 mbar. Cette atmosphère est composée à 95.3% de CO₂, 2.7% d'azote, 1.6% d'argon, 0.13% d'oxygène, ainsi que des traces d'autres gaz comme la vapeur d'eau. La faible pression atmosphérique ne permet pas à la planète de maintenir un effet de serre important, ce qui implique que les températures de surface s'échelonnent entre 130K et 290K avec de fortes amplitudes entre jour et nuit et de grandes variations d'une saison à l'autre. La forte excentricité de l'orbite de Mars est responsable de saisons marquées, et nous verrons que de grandes quantités de glace d'eau et de CO₂ se déposent pendant l'hiver de chaque hémisphère, formant les célèbres calottes polaires saisonnières.



Figure I-2 : Photo du globe Martien, obtenue par le télescope spatial Hubble. Crédits NASA and the Hubble Heritage Team.

I.A.1.b. Les missions spatiales ayant étudié Mars

Si Mars est étudiée grâce aux télescopes depuis le XVII^e siècle, ce n'est véritablement qu'à l'ère spatiale que la plupart de nos connaissances sur la planète ont été obtenues. Pas moins de 40 missions spatiales ont tenté d'explorer la planète Mars depuis les premières sondes envoyées dans l'espace. Seules 18 missions peuvent être considérées comme des succès ou demi-succès, ce qui révèle la complexité d'atteindre la planète rouge. Nous détaillons ici les différentes missions couronnées de succès qui ont fait avancer considérablement nos connaissances sur Mars. Pour chacune de ces missions nous ne détaillerons que les instruments susceptibles d'être utilisés dans cet ouvrage. Pour un rapport exhaustif sur l'exploration de Mars nous invitons le lecteur à se tourner vers un certain nombre d'ouvrages, dont ce résumé est largement inspiré [Encrenaz et al., 2004 ; Forget et al., 2006 ; Labrot, 2008].

Les premières missions

Le premier survol de la planète Mars ayant transmis des images fut effectué par la sonde américaine Mariner 4 en 1965. Les 22 images prises par la sonde n'ont révélé qu'une surface riche en cratères d'impact, mais cette sonde a permis de mesurer une pression

atmosphérique de surface inférieure à 7 mbar. Mariner 4 fut suivie par les survols des sondes Mariner 6 et 7 en 1969. Si ces deux sondes n'ont observé par leurs 200 photographies qu'une surface riche en cratères, elles possédaient pour la première fois un spectromètre infrarouge, l'instrument IRS, dont nous verrons la très grande utilité des spectres pour l'étude de l'hydratation (section I.C.4.b).

La première mise en orbite autour de Mars remonte à la sonde américaine Mariner 9, lancée et insérée sur orbite en 1971. Après la fin d'une tempête de poussière globale, Mariner 9 a pu effectuer une cartographie photographique complète de la surface qui a révélé une grande diversité de structures géologiques, en particulier les volcans comme Olympus Mons, les canyons comme Valles Marineris ou des formations s'étant vraisemblablement formées par des écoulements liquides : des lits de rivières asséchées ou des vallées de débâcle. Nous détaillerons cet aspect en section I.B.4.b. La sonde Mariner 9 embarquait en particulier le spectromètre IRIS dans l'infrarouge thermique.

L'ère des sondes Viking

C'est en 1976 que la NASA met en orbite autour de Mars les deux orbiteurs Viking, dont le programme ne sera arrêté qu'en 1982. Outre des caméras, ces orbiteurs possédaient un instrument capable de mesurer la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère, l'instrument MAWD, dont nous détaillerons les résultats en section I.B.2.a. Ils portaient également un spectromètre travaillant dans l'infrarouge thermique, IRTM, dont les mesures de températures de surface ont par exemple permis de caractériser les calottes polaires (section I.B.2.a) ou l'inertie thermique de la surface. Les données fournies par Viking ont pendant longtemps fait référence dans l'exploration de Mars.

En plus des orbiteurs, le programme Viking consistait en deux atterrisseurs qui ont les premiers, en 1976, fourni des images de la surface de Mars. L'atterrisseur VL1 s'est posé dans la région de Chryse Planitia, aux coordonnées (2.27°N, 47.97°E), et VL2 dans la région de Utopia Planitia, aux coordonnées (47.7°N, 225.7°E). Ces deux sondes ont effectué des mesures in situ visant à caractériser la composition de surface et en particulier la présence de matière organique. Les instruments utilisés pour ces mesures étaient un chromatographe en phase gazeuse associé à un spectrographe de masse (GCMS) pour l'analyse de matière organique et de volatiles, et un spectromètre à fluorescence X (XRF) pour l'analyse élémentaire et isotopique de la matière. Nous utiliserons les résultats de ces instruments sur la teneur en eau et en carbonates du sol (sections I.B.2.b et I.B.4.c). Les atterrisseurs Viking possédaient également une caméra, une station météorologique et un sismographe.

L'ère post-Viking

Après la fin de la mission Viking l'exploration de Mars est entrée dans une période creuse. En 1989, la sonde soviétique Phobos 2 a connu un bref succès d'un mois d'observation en orbite. Ces observations sont tout de même d'un grand intérêt pour cet ouvrage car Phobos 2 emportait l'instrument ISM, un spectromètre proche-infrarouge précurseur d'OMEGA. Nous détaillerons ses résultats concernant l'hydratation en section I.C.4.c.

En 1996 la NASA a réussi à mettre sur orbite la sonde Mars Global Surveyor (MGS) dont l'objectif était de cartographier plusieurs grandeurs de Mars (composition de surface, vapeur d'eau, poussière, magnétisme, etc.) et de les suivre sur plusieurs années. La quantité

de données fournies par MGS est très élevée puisqu'elle ne s'est éteinte qu'en 2006. La caméra à très haute résolution MOC a en particulier permis une cartographie très poussée de la surface et un suivi des tempêtes de poussières. La Figure I-3 présente la carte d'albédo fournie par MOC. Le spectromètre infrarouge thermique TES sera régulièrement mentionné dans cet ouvrage puisqu'il a permis de nombreuses études atmosphériques (cycle annuel des poussières, de la vapeur d'eau, des nuages) et minéralogiques (composition des sols clairs et sombres). La sonde MGS contenait également un altimètre laser, l'instrument MOLA, qui a fourni une cartographie globale de l'altitude de la planète. Cette carte, donnée en Figure I-4, constitue aujourd'hui la référence en matière d'altimétrie et sera régulièrement mentionnée dans cet ouvrage.

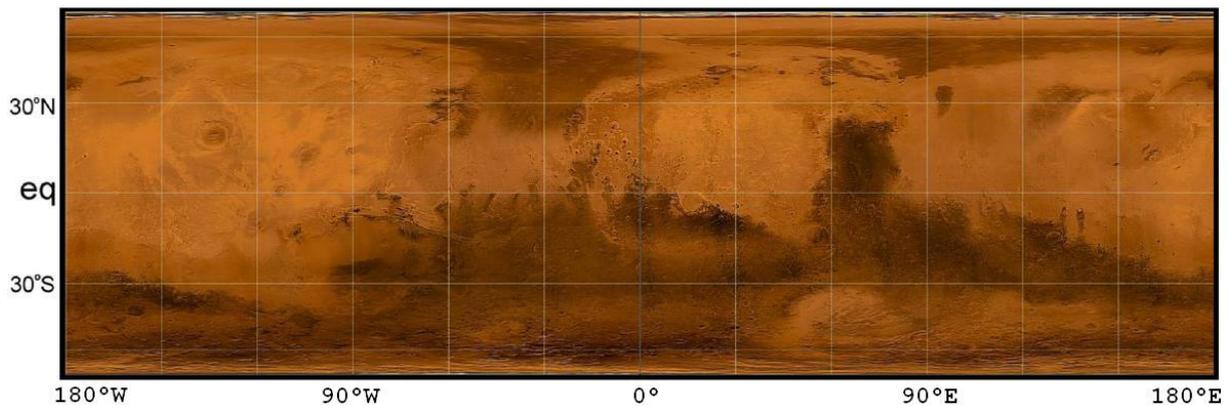


Figure I-3 : Carte de l'albédo de la surface de Mars obtenue par mosaïque des observations grand angle MOC. Carte obtenue de Geissler [2005], adaptée par Szwest et al. [2006].

En parallèle de la mission MGS l'atterrisseur Pathfinder s'est posé sur la surface en 1997 aux coordonnées (19.33°N, 33.55°W), dans le chenal d'Ares Vallis. Cet atterrisseur transportait un petit rover, Sojourner, capable de se déplacer sur quelques mètres et d'obtenir des images stéréoscopiques, mesures de suivi atmosphérique et des mesures de composition élémentaire (grâce à l'instrument APXS).

Les missions en cours

A l'heure actuelle six missions spatiales sont en fonctionnement autour de ou sur la planète Mars. La plus ancienne en activité est Mars Odyssey, en orbite depuis 2001. Mars Odyssey transporte l'instrument GRS, un spectromètre à rayons gamma et de neutrons, qui a fourni des résultats sur la quantité d'hydrogène dans le sous-sol détaillés en section I.B.2.a, ainsi que l'instrument THEMIS, un spectromètre infrarouge à plus haute résolution spatiale mais plus faible résolution spectrale (15 bandes spectrales) que TES. La première sonde européenne vers Mars, Mars Express, est en orbite depuis la fin 2003. Cette mission, dont le principal objectif est la recherche d'eau sous toutes ses formes, sera détaillée en section I.A.2. Elle transporte en particulier l'imageur spectral proche-infrarouge OMEGA, dont les données seront exploitées par notre étude sur l'hydratation.

Depuis 2004 les deux robots des Mars Exploration Rovers (MERs) sont toujours en activité sur la surface de Mars. Spirit, au cratère de Gusev (14.57°S, 175.47°E), et Opportunity, dans la région de Terra Meridiani (1.95°S, 354.47°E), ont parcouru plus de 7 km. Ces deux robots, identiques, emportent entre autres une caméra panoramique, un spectromètre infrarouge thermique mini-TES, un spectromètre à rayons alpha APXS (version

améliorée de celle de Pathfinder) et un spectromètre Mössbauer pour mesurer la composition élémentaire. Les deux MERs possèdent un bras capable de gratter et d'abraser les roches grâce à l'outil RAT pour effectuer les différentes mesures. Le fonctionnement de ces deux robots en parallèle de Mars Express permet une comparaison de mesures orbitales et in situ.

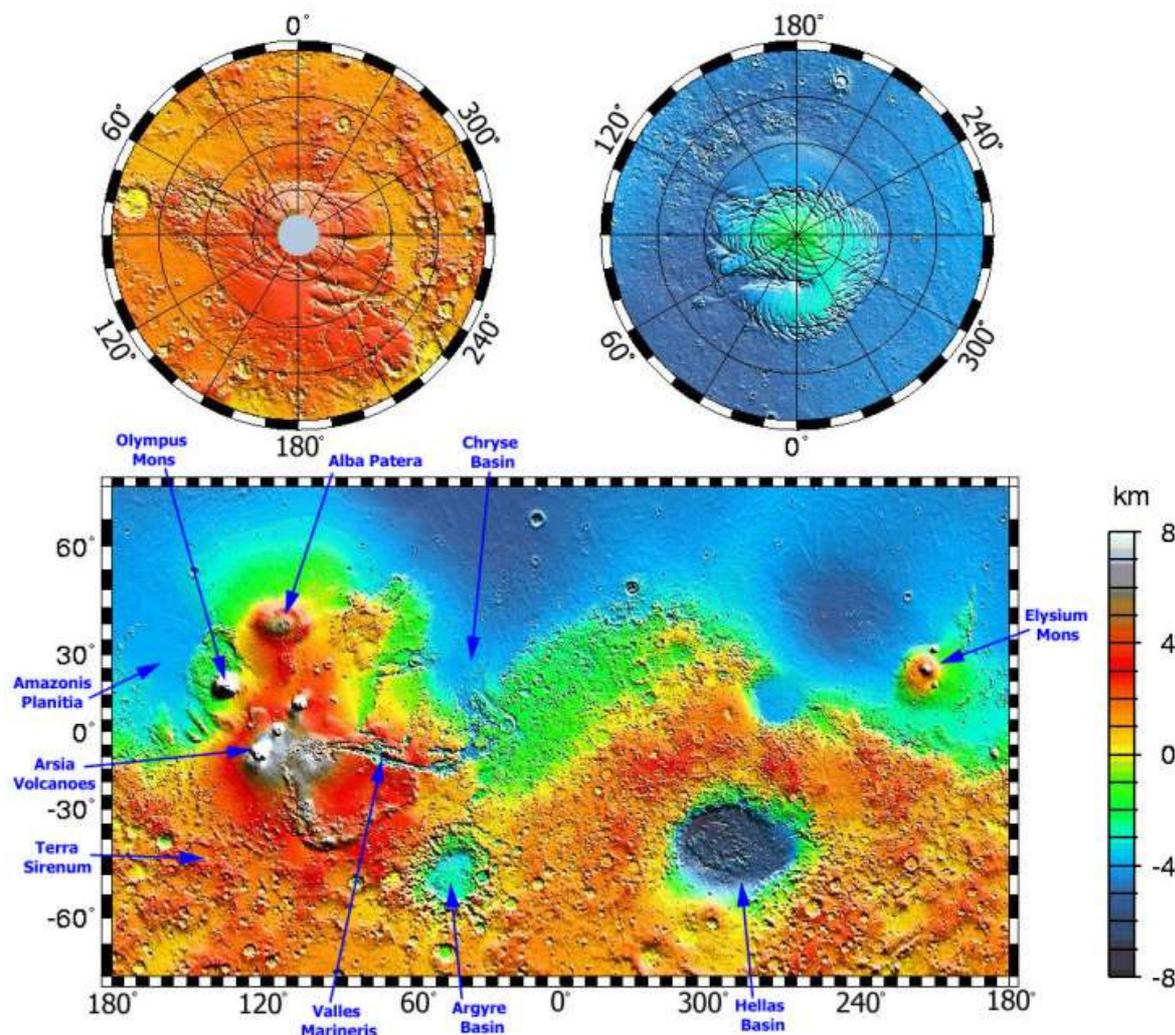


Figure I-4 : Carte topographique de Mars obtenue par l'altimètre laser MOLA à bord de MGS. En haut à gauche est représenté le pôle sud, en haut à droite le pôle nord. Le niveau 0 correspond à l'altitude moyenne du sol martien. Carte d'après Smith et al. [1999]. Cette carte donne également les noms des régions principales.

Fin 2006 la NASA a mis sur orbite son satellite interplanétaire le plus massif : Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). Ce satellite emporte la caméra HiRISE avec une résolution spatiale de 30 cm/pixel, capable par exemple d'observer les MERs sur la surface. Entre autres instruments MRO emporte également l'imageur spectral proche-infrarouge CRISM, que l'on peut qualifier de successeur d'OMEGA à plus haute résolution spatiale (~15 m/pixel) et spectrale, mais ne fournissant pas de couverture globale.

Enfin, le 25 mai 2008 s'est posé la dernière mission en date de la NASA, l'atterrisseur Phoenix, dans les plaines du nord à la position (68.22°N, 234.25°E). Phoenix,

sonde immobile, transporte l'instrument TEGA, ensemble de huit petits fours, d'un calorimètre et d'un spectrographe de masse très sensible pour mesurer les composés volatiles. Phoenix transporte également entre autres une station météorologique, un imageur stéréoscopique et un laboratoire d'analyse des propriétés (pH, potentiel redox, etc.) du sol martien (MECA).

A l'heure actuelle trois missions sont en cours de préparation. L'agence spatiale russe prévoit le lancement de la mission Phobos Grunt en 2009, qui aura pour but de se poser sur le satellite Phobos et d'en ramener sur Terre des échantillons de surface. La NASA doit lancer à l'automne 2011 la mission Mars Science Laboratory qui sera un véritable laboratoire mobile à la surface de Mars. Enfin, l'ESA prévoit le lancement en 2013 de son premier robot mobile sur la surface de Mars, la sonde ExoMars, dont l'objectif principal sera la recherche de preuves de vie passée voire actuelle.

I.A.1.c. Les autres moyens d'étude de Mars

Si les sondes spatiales ont apporté les plus grandes ruptures scientifiques pour notre connaissance de Mars, d'autres techniques pour la plupart beaucoup moins onéreuses ont pu être mises en place sur Terre. La comparaison de leurs résultats avec ceux des observations a permis de mieux comprendre les processus physiques en jeu sur Mars.

L'épopée des sondes spatiales n'a pas stoppé l'observation de Mars par les télescopes spatiaux. Nous citerons régulièrement des exemples d'observation depuis la Terre dans l'étude de l'hydratation et des carbonates sur Mars (sections I.B.4.c, I.C.4.a et I.C.4.d). Si les télescopes ont une résolution spatiale et un rapport signal sur bruit plus faible que les missions spatiales, l'absence des contraintes du spatial permet d'utiliser des technologies plus avancées, qui permettent en général d'acquérir des observations à plus haute résolution spectrale sur un domaine de longueurs d'onde plus étendu. Les télescopes permettent également un suivi temporel que les survols spatiaux avant OMEGA n'ont pas pu fournir dans le proche-infrarouge. Enfin, leur utilité pour la communauté scientifique dépasse largement l'étude de Mars, ce qui réduit leur coût relatif à Mars. Dans l'infrarouge, ils doivent en revanche observer dans les fenêtres de l'atmosphère terrestre dont un spectre typique est donné en Figure I-5. Entre 1995 et 1998, l'observatoire spatial ISO a également été en fonctionnement en orbite terrestre. Avant d'épuiser ses réserves d'hélium liquide, ce télescope de 60 cm à haute sensibilité et haute dynamique de réponse a également apporté des informations sur la planète Mars. Nous mentionnerons ses résultats en section I.C.4.d.

L'étude de Mars doit également beaucoup aux développements théoriques des chercheurs et aux expériences de laboratoire. De telles expériences portent souvent des roches considérées comme composition plausible de la surface (voir section I.A.1.d). Dans cet ouvrage nous mentionnerons les mesures d'interaction entre les roches et la vapeur d'eau (section I.B.1.b) et les acquisition de spectres infrarouge en laboratoire pour comparaison avec les données d'observation (sections I.C.3 et I.C.5.b).

Les études expérimentales ont beaucoup porté sur une classe bien particulière de météorites dites météorites SNC (Shergotty, Nakhla et Chassigny, du nom des trois premiers lieux où on les a trouvées). La provenance martienne de ces météorites est aujourd'hui reconnue par la communauté scientifique, en particulier par leur similarité de composition élémentaire et isotopique avec les mesures des atterrisseurs Viking [e.g. McSween, 1994]. Elles permettent d'étudier des échantillons martiens par toutes les méthodes de laboratoire, à

l'incertitude près de leurs transformations subies à la surface de la Terre dont le célèbre exemple des nanobactéries observées et des PAH détectés sur la météorite ALH84001 [McKay and Gibson, 1996]. Dans cet ouvrage les études de météorites portant sur les carbonates seront mentionnées en section I.B.4.c.

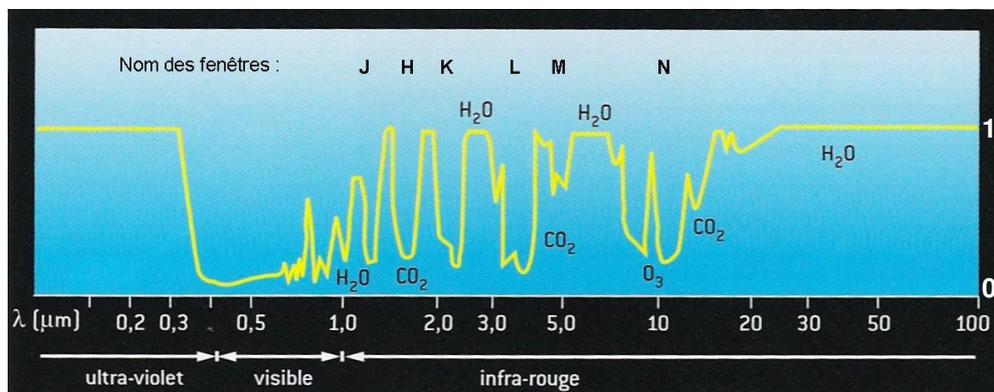


Figure 1-5 : Spectre d'absorption de l'atmosphère terrestre, depuis l'ultraviolet jusque l'infrarouge lointain. Dans l'infrarouge, l'atmosphère présente plusieurs fenêtres de transparence : la fenêtre J autour de 1,25 µm, H autour de 1,65 µm, K autour de 2,2 µm, L autour de 3,5 µm (entre 3,0 et 3,9 µm), M autour de 4,5 µm et N autour de 10 µm. Figure adaptée de Encrenaz [2004].

Enfin, l'arrivée de moyens informatiques a permis aux chercheurs de transcrire les modèles théoriques physiques de la surface et de l'atmosphère en langage informatique pour résoudre les équations de manière numérique. Cette démarche permet par exemple de calculer les températures de surface et de la colonne atmosphérique, de calculer la dynamique de l'atmosphère ou l'évolution spatio-temporelle des constituants atmosphériques. Comparés à des observations, ces modèles permettent d'affiner les mécanismes physiques en jeu. Les modèles numériques ont tout d'abord été unidimensionnels spatialement, dans le but de comprendre les variations journalières et saisonnières d'une colonne atmosphérique, puis tridimensionnels pour modéliser l'ensemble de l'atmosphère ou du sous-sol. Nous détaillerons l'apport des modélisations numériques pour l'hydratation dans la section I.B.2.d.

I.A.1.d. La surface de Mars

Ce travail de thèse va se focaliser essentiellement sur des aspects surfaciques avec l'étude de l'hydratation de surface. Nous résumons ici brièvement les connaissances actuelles, avant l'arrivée d'OMEGA, sur les principales caractéristiques de la surface, à savoir son âge, son albédo, sa composition et sa taille de grains. Ces informations seront utiles dans cet ouvrage à différents niveaux, aussi bien pour comprendre la physique des phénomènes que pour justifier l'utilisation d'un minéral dans les études de laboratoire.

Age

Sur Mars, avec l'impossibilité actuelle d'une datation radioactive, l'âge des terrains est estimé uniquement grâce au comptage de cratères [e.g. Hartmann and Neukum, 2001]. La jeunesse du système solaire a en effet été marquée par un bombardement intense, jusqu'il y a ~3.8 milliards d'années, qui a ensuite décliné de manière continue pour être stable depuis 1 milliard d'années. Les régions présentant les surfaces avec des grandes densités de cratères et

des cratères de grande taille sont donc les régions les plus anciennes, ce qui permet de dater les terrains en utilisant les images satellites. L'histoire géologique de Mars a été découpée en trois grandes ères (pour une revue voir par exemple Takana [1986]). Le Noachien s'étend de la naissance de Mars il y a ~4.5 Ga à la fin du bombardement intense il y a ~3.8 Ga. Il comprend les hauts plateaux de l'hémisphère sud, très cratérisés comme le montrent les Figure I-3 et Figure I-4, ainsi que les grands bassins d'impact Manuscrit et Hellas. La formation du dôme de Tharsis date également du Noachien. Ensuite vient l'Hespérien qui comprend les grandes plaines volcaniques de l'hémisphère nord, le canyon de Valles Marineris ou les plaines sédimentaires comme Chryse Planitia. Enfin l'Amazonien, qui débute entre ~3 et ~2 Ga, contient par exemple les volcans de Tharsis (dont Olympus Mons) du début de l'Amazonien ou les formations les plus récentes comme les dépôts éoliens, les dépôts stratifiés ou les calottes polaires.

Composition

La carte d'albédo de la Figure I-3 montre que la surface de Mars présente deux grands types de régions, des régions claires et des régions sombres. Les mesures directes sur Mars faites par les orbiteurs et les atterrisseurs ainsi que les études expérimentales sur les météorites SNC et les analogues martiens ont permis de mieux cerner leurs compositions même si ce sujet fait encore l'objet de nombreux débats.

Les sols sombres sont caractérisés essentiellement par des affleurements de roches, mélangées à peu de poussières, dont la composition est endogène volcanique et non altérée. Plusieurs mesures avant OMEGA ont montré la présence de pyroxène, riche ou pauvre en calcium (nommées LCP et HCP), et d'olivine, minéraux typiques de matériau volcanique mafique [e.g. Adams, 1974, 1975, Bibring et al., 1989; Erard et al., 1991a; Mustard and Sunshine, 1995, Mustard et al., 1997]. Les roches mafiques, par opposition à felsiques, sont riches en éléments lourds tels que fer et magnésium et relativement pauvres en silice; elles sont généralement parmi les premiers éléments à cristalliser lors du refroidissement lent de magma. Les mesures de TES sur les régions sombres confirment leur origine volcanique et distinguent deux types de surfaces: le type I correspond aux régions sombres et anciennes de l'hémisphère sud, qui sont d'une composition basaltique dominée par des pyroxènes HCP (clinopyroxènes) et des feldspath plagioclases; le type II correspond aux régions sombres du nord, qui sont d'une composition andésitique (ultramafique) dominée par des verres volcaniques et des feldspath plagioclases [Bandfield et al., 2000; Christensen et al., 2001]. Sur la base des données TES, Wyatt and McSween [2002] ont plutôt suggéré des basaltes hydratés pour les plaines du nord. Enfin, le spectromètre TES a détecté une zone riche en olivine dans la région de Nili Fossae [Hoefen et al., 2003]. L'olivine est un minéral mafique facilement altérable par l'eau et qui donc marque des régions sèches depuis sa formation.

Les sols clairs sont eux caractérisés essentiellement par de la poussière, dont la composition ressemble à des basaltes ayant subi une altération. Ces régions claires sont situées essentiellement dans l'hémisphère nord et montrent des caractéristiques spectrales très homogènes avec des signatures d'oxydes ferriques et d'hydroxydes. Des minéraux comme l'hématite nanocristalline [Morris et al., 1993; Christensen et al., 2000] ou la goëthite [Kirkland and Herr, 2000] ont été identifiés; la ferrihydrite ou la jarosite sont également évoquées. La littérature parle essentiellement d'une composition de palagonite en mélange avec une faible proportion de phyllosilicates (produit d'altération aqueuse des silicates comme le basalte) [e.g. Singer, 1982; Morris et al., 1993]. La palagonite est un terme général désignant les produits d'altération oxydés et hydratés des verres mafiques sous forme

amorphe qui se forment à basse température [Farrand, 1991, Chevrier et al., 2007a]. Ce type de roche peut se former sur Terre soit par l'action des eaux de pluie (palagonites de Hawaï [e.g. Singer, 1982 ; Morris et al., 1993]), soit par éruption volcanique dans un sol gelé (palagonites d'Islande [Peacock, 1926]), ce deuxième type de formation étant plus probable pour Mars. Ce type de roche est de couleur rouge orangé à cause de la présence d'ions Fe^{3+} [e.g. Singer et al., 1979]. Certains auteurs ont proposé que les sols clairs étaient plutôt faits de smectites (un phyllosilicate) [e.g. Baird et al., 1977 ; Banin et al., 1985 ; Bishop et al., 1993], mais la spectroscopie proche-infrarouge est généralement en désaccord. Notons que sur ce type de sol les atterrisseurs Viking et Pathfinder ont mesuré de grandes quantités de soufre, suspectés d'être contenus dans des sulfates [Toulmin et al., 1977; Clark et al., 1982 ; Rieder et al., 1997]. Enfin, de grandes quantités d'hématite cristalline Fe_2O_3 , formée par hydrothermalisme ou dépôts sédimentaires, ont été découvertes par TES, dont la région la plus importante est Terra Meridiani [e.g. Christensen et al., 2000, 2001 ; Arvidson et al., 2003].

Taille de grains

De manière générale les sols et les roches sont constitués de grains, de composition homogène ou non, qui présentent une cristallinité ou sont amorphes. Nous verrons que la taille des grains est un paramètre très important pour les études de réflectance (section I.C.1.d). Les tailles de grains sur Mars sont difficilement contraintes. Elles varient entre 2.5 μm [Toon et al., 1977 ; Pollack et al., 1979] et plusieurs centaines de microns [Palluconi and Kieffer, 1981 ; Sharp and Malin, 1984 ; Edgett and Christensen, 1991 ; Greeley et al., 1992], voire de l'ordre du millimètres [Arvidson et al., 1989]. Les zones claires correspondent à des grains très fins (quelques microns), les zones sombres aux grains beaucoup plus grossiers (avec une taille moyenne de 100 μm) [Palluconi and Kieffer, 1981 ; Putzig et al., 2005].

Pour estimer les tailles de grains, les études scientifiques utilisent soit les mesures microscopiques des atterrisseurs, soit les valeurs d'inertie thermique. L'inertie thermique est estimée par comparaison entre les mesures de température par les orbiteurs et les modélisations d'évolution de température prenant en compte la conduction dans le sol. Elle marque la résistance d'un sol à conserver sa température lorsque la source de chauffage solaire varie. L'inertie thermique I , de valeur :

$$I = \sqrt{k \cdot \rho \cdot c} \quad \text{eq. 1}$$

avec k la conductivité thermique, ρ la masse volumique et c la capacité calorifique, est liée à la taille des grains ; par exemple des grains plus petits induisent une masse volumique plus faible et des pores plus grands qui réduisent la conductivité.

I.A.2. L'apport d'OMEGA

Ce travail de thèse utilise régulièrement les résultats de l'instrument OMEGA à bord de la sonde Mars Express. C'est la raison pour laquelle nous présentons dans cette section plus en détails la mission Mars Express à bord de laquelle est installé OMEGA, ainsi que les découvertes scientifiques d'OMEGA.

I.A.2.a. La mission Mars Express

Mars Express est la première mission de l'Agence Spatiale Européenne vers la planète Mars. Ses objectifs sont l'étude de l'atmosphère, de l'ionosphère, de la surface et de la structure interne de la planète. Elle a pour but d'améliorer notre compréhension de l'interaction eau/atmosphère, de la géologie et de son évolution, du climat ou de la possibilité d'une vie dans le passé. Les instruments de la sonde sont en particulier capables de détecter de l'eau ou des preuves d'action passée de l'eau, que ce soit dans l'atmosphère, à la surface ou dans le sol.

La mission Mars Express a été décidée suite à l'échec de la sonde Mars'96 qui explosa au décollage. En 1997, l'ESA a monté une nouvelle mission à bas coût et au développement rapide (d'où son nom) : la mission Mars Express. Le développement de cette mission a reposé sur la réutilisation des modèles de rechange de quatre instruments européens. Seules quelques modifications technologiques ont été effectuées pour profiter des allègements de masse apportés par des technologies plus récentes. Mars Express a été lancée du Kazakhstan le 2 juin 2003 à bord d'une fusée Soyouz. Elle s'est insérée en orbite martienne 206 jours plus tard, le 25 décembre 2003. La durée nominale de la mission est d'une année martienne, soit 687 jours, pour permettre une observation globale de la planète et une couverture complète des saisons martiennes. Deux extensions successives de mission ont été décidées par la suite, la seconde ayant débuté le 1^{er} novembre 2008.

I.A.2.b. Les instruments de Mars Express

Sept expériences sont installées à bord de la sonde Mars Express :

- OMEGA (Observatoire pour le Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité), qui est un imageur spectral travaillant dans le visible et le proche-infrarouge, entre 0.35 et 5.1 μm . Grâce à sa résolution spectrale (entre 7 et 20 nm), OMEGA est capable d'identifier la composition moléculaire. Il fournit une couverture globale de spectres avec une haute résolution spatiale (entre 0.3 et 5 km). Il a pour but de caractériser la minéralogie globale de la surface, les glaces déposées en surface et les composés de l'atmosphère.
- HRSC (High Resolution Stereoscopic Camera), qui est une caméra à six canaux visibles fournissant des images à haute résolution spatiale, avec l'information du relief grâce à la stéréoscopie. Les vues en perspectives fournies par HRSC permettent d'étudier la géomorphologie des structures de la surface de Mars. Les données HRSC peuvent servir d'image de contexte pour les données OMEGA.
- MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding), est un radar trois antennes dont le but principal est de sonder les premiers kilomètres sous la surface de Mars pour tenter de détecter des aquifères. MARSIS étudie également les calottes polaires, les cratères enfouis, et peut caractériser l'ionosphère en observation diurne.
- SPICAM (Spectroscopy for the Investigation of the Characteristics of the Atmosphere of Mars), qui est un spectromètre travaillant dans l'ultraviolet et le proche-infrarouge, à plus basse résolution spatiale qu'OMEGA mais plus haute résolution spectrale. SPICAM est consacré exclusivement à l'atmosphère, en particulier sa chimie, ses échanges avec la surface, l'échappement atmosphérique, les ondes de gravité et les aérosols.
- PFS (Planetary Fourier Spectrometer), qui est un spectromètre à transformée de Fourier travaillant entre 1.2 et 45 μm avec une haute résolution spectrale. PFS étudie essentiellement l'atmosphère : ses profils de températures, son bilan énergétique, sa dynamique, ses constituants mineurs (vapeur d'eau et monoxyde de carbone), et les propriétés des aérosols. Les données PFS peuvent également aider à l'étude de la surface.

- ASPERA (Analyser for Space Plasmas and Energetic Ions for Mars Express), qui caractérise l'ionosphère de Mars, en particulier ses ions, électrons et atomes neutres, pour comprendre ses interactions avec le vent solaire.
- MaRS (Mars Express Orbiter Radio Science), qui est une expérience utilisant les systèmes de communication par ondes électromagnétiques entre la sonde et la Terre. Cette expérience veut caractériser l'ionosphère, l'atmosphère, voire la surface via ses anomalies gravitationnelles.

A ces sept instruments s'ajoute l'atterrisseur Beagle 2, transporté par la sonde Mars Express. Après son largage par la sonde aucun contact n'a pu être établi ; Beagle 2 s'est vraisemblablement écrasé à la surface de Mars. Le domaine d'études de cet atterrisseur était principalement l'exobiologie puisqu'il devait être capable de détecter la présence actuelle ou passée de vie. L'habitabilité de la surface devait être étudiée grâce à des instruments effectuant des mesures géochimiques, minéralogiques et pétrologiques in situ, ainsi que des mesures de dynamique et de chimie atmosphérique.

I.A.2.c. Les premiers résultats d'OMEGA

Nous présentons désormais les principaux résultats obtenus par OMEGA, en insistant particulièrement sur ceux utiles pour les résultats de ce travail de thèse. Des avancées majeures ont été obtenues en minéralogie, dans l'étude des glaces et sur l'atmosphère de Mars.

La minéralogie

Les données OMEGA ont apporté beaucoup à la connaissance de la minéralogie de la surface de Mars [Bibring et al., 2005 ; Bibring et al. ; 2006]. La composition des principales structures de la surface a pu être déterminée, et quelques régions, de faible étendue, révèlent des minéraux hydratés dans leur structure.

De nouvelles cartes globales de composition ont pu être publiées grâce aux données OMEGA [Bibring et al., 2005 ; Bibring et al., 2006 ; Poulet et al., 2007] (Figure I-6). Ces cartes montrent que les régions sombres de Mars, principalement composées de roches, sont riches en pyroxènes, avec des signatures plus fortes pour les régions sombres anciennes de l'hémisphère sud [Mustard et al., 2005]. De l'olivine est observée dans des zones isolées des hauts plateaux du sud, en particulier dans des fonds de cratères ou en association avec des pyroxènes. Pyroxènes et olivine sont des matériaux mafiques caractéristiques d'une origine volcanique et non altérés. Les régions dans lesquelles ils se trouvent, en particulier l'hémisphère sud, sont très anciennes. Les régions claires, principalement faites de poussières, sont elles caractérisées par une composition d'oxydes ferriques nanophase et anhydres car ils ne présentent pas de signature d'eau de constitution. Ces poussières sont vraisemblablement un produit d'altération, non aqueuse, des pyroxènes. Enfin, les plaines sombres du nord montrent des signatures moins évidentes ; Poulet et al. [2007] les expliquent par un substrat basaltique recouvert par une fine couche d'oxydes ferriques.

Le résultat sans doute le plus important d'OMEGA est la découverte de minéraux hydratés, des phyllosilicates et des sulfates, sur des zones très localisées (Figure I-7). Les phyllosilicates sont des produits d'altération des matériaux volcaniques en présence d'eau liquide. Ce minéral, de la famille des argiles, a été observé par OMEGA dans deux régions principales : Mawrth Vallis [Poulet et al., 2005a ; Loizeau et al., 2007] et Nili Fossae [Poulet et al., 2005a ; Mustard et al., 2007 ; Mangold et al., 2007]. Dans la plupart de ces observations

ce sont des phyllosilicates riches en Fe, même si localement on peut observer des phyllosilicates riches en Al. La région de Mawrth Vallis est un chenal d'inondation catastrophique. Les phyllosilicates ne se trouvent cependant pas au fond de la vallée mais sur ses flancs. Selon les auteurs, l'eau d'inondation n'est pas responsable de l'altération, mais elle a érodé les flancs et ainsi exposé à l'air des matériaux très anciens ayant été altérés bien avant.

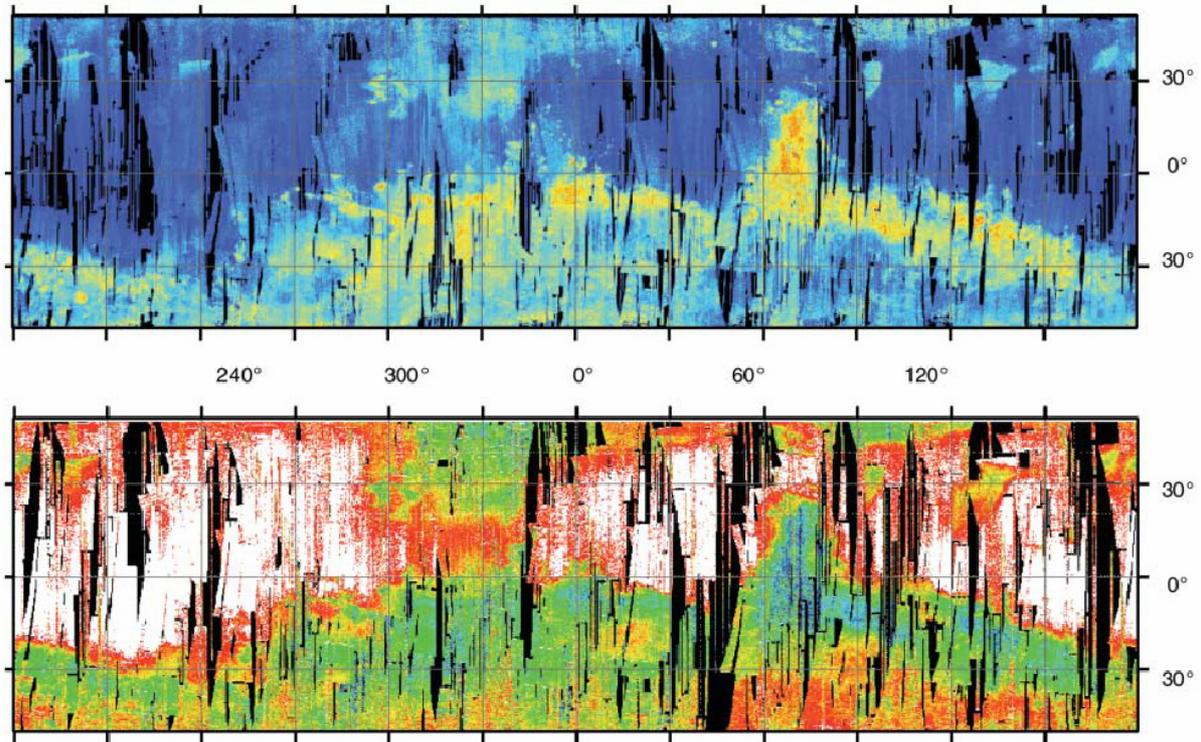


Figure I-6 : Cartes globales des pyroxènes (en haut) et des oxydes ferriques anhydres (en bas) obtenues grâce aux données OMEGA. Ces deux cartes sont codées du bleu (faible abondance), puis vert, jaune, rouge jusque blanc (forte abondance). Les pyroxènes sont clairement en anti-corrélation avec les oxydes ferriques anhydres. D'après [Bibring et al., 2006].

Les sulfates sont des minéraux se formant par évaporation d'eau liquide contenant des sels dissous. OMEGA a observé des sulfates dans trois unités géographiques distinctes. 1) Des dunes sombres près de la calotte nord (non représentés sur la Figure I-7) présentent des signatures très fortes de gypse, un sulfate de calcium hydraté (CaSO_4) [Langevin et al., 2005b]. 2) De nombreux dépôts stratifiés dans la région de Valles Marineris présentent des sulfates monohydratés (kiesérite) ou polyhydratés qui sont des sulfates de magnésium (MgSO_4), ainsi que du gypse [Gendrin et al., 2005]. Il s'agit par exemple des régions de Candor Chasma ou Juventae Chasma [e.g. Mangold et al., 2008]. 3) Enfin, des sulfates mono- et polyhydratés ont été observés dans la région de Terra Meridiani [Gendrin et al., 2005 ; Arvidson et al., 2005] ainsi que des Fe-sulfates [Poulet et al., 2008]. Le robot Opportunity y a également détecté la présence de sulfates [Squyres et al., 2004].

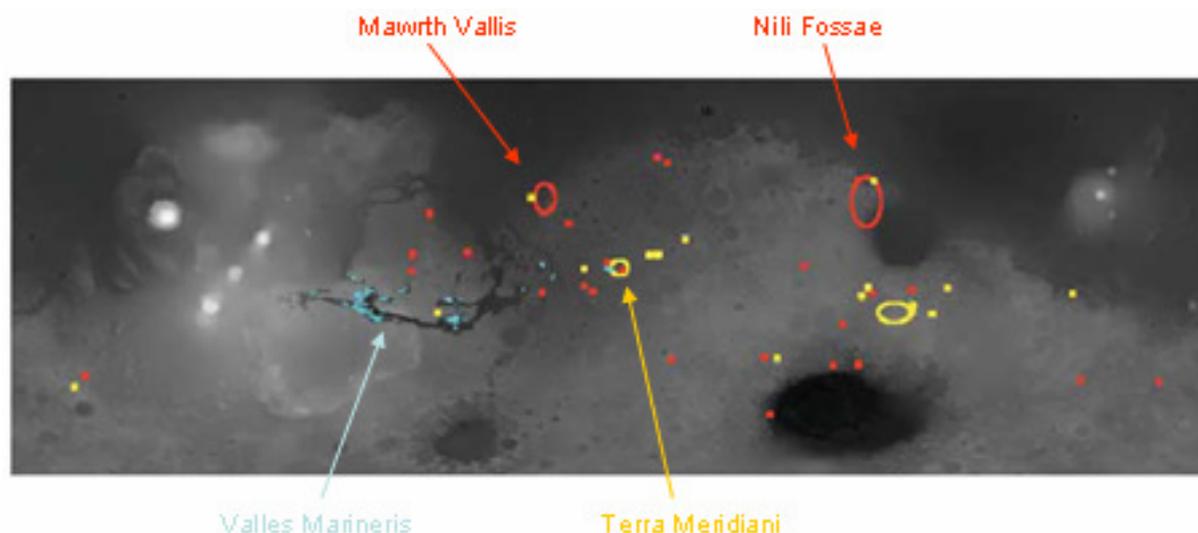


Figure I-7 : Emplacement des zones où des minéraux hydratés ont été observés, présentées sur le planisphère d'altimétrie MOLA. Zones rouges : phyllosilicates ; zones bleues : sulfates ; zones jaunes : autres minéraux hydratés sans distinction minéralogique claire. Figure adaptée de Bibring et al. [2006].

Les minéraux hydratés découverts par OMEGA ont permis d'écrire une chronologie de l'histoire géologique de Mars basée sur des considérations minéralogiques [Bibring et al., 2006]. Les phyllosilicates sont trouvés sur des régions plus anciennes que les sulfates. Les phyllosilicates peuvent se former sur la surface, si de l'eau liquide est présente en grandes quantités, ou sous la surface, par des processus hydrothermaux ou des impacts de météorites. Au contraire, les sulfates, se formant par évaporation, nécessitent de l'eau liquide en surface. La plupart des sulfates observés ne se forment qu'en environnement acide et avec la présence de grandes quantités de soufre. Enfin, le troisième produit d'altération, l'oxyde ferrique anhydre des régions claires, s'est formé à une époque où l'eau liquide n'était plus abondante. Ces trois produits d'altération ont conduit les auteurs à proposer la chronologie suivante (Figure I-8) : les phyllosilicates ont du se former très tôt dans l'histoire de Mars (période baptisée « phyllosian »), pendant le Noachien, dans une atmosphère dense (formation de phyllosilicates en surface) ou non (formation en profondeur), et alcaline. Puis un évènement, sans doute volcanique, a du acidifier la surface et apporter de grosses quantités de soufre, pour ouvrir l'ère de formation des sulfates (« treiikian ») pendant laquelle l'eau liquide n'est plus stable sur de longues périodes mais peut intervenir lors d'évènements catastrophiques. Enfin, la fin de formation des sulfates marque une atmosphère totalement dépourvue d'eau liquide (baptisée « siderikian »), dans laquelle la seule altération est la formation des oxydes ferriques anhydres, vraisemblablement sous l'action de peroxydes atmosphériques. Ce processus, très lent, pourrait expliquer la légère croûte d'altération observée par les rovers américains [Squyres et al., 2004 ; Morris et al., 2004].

Les glaces

Chronologiquement les premiers résultats obtenus par OMEGA ont concerné les glaces de Mars. Le début de la mission, pendant l'été de l'hémisphère sud, a permis la caractérisation de la calotte sud permanente grâce aux absorptions caractéristiques des glaces d'eau et de CO₂ dans le proche-infrarouge (entre 1.0 et 2.5 μm) [Bibring et al., 2004b]. Les données OMEGA ont confirmé que la zone la plus claire de la calotte sud permanente était composée de glace de CO₂ en grande majorité (Figure I-9). Elles ont permis également

d'observer ce qui avait été précédemment prédit grâce aux données de température [Titus et al., 2003], de structure [Smith et al., 1999] et de présence d'hydrogène dans le sous-sol [Boynton et al., 2002] : de la glace d'eau est également présente en grandes quantités dans la calotte sud permanente. Elle se situe en mélange dans la calotte de CO₂ permanente ; mélangée à de la poussière mais sans glace de CO₂ sur les bords de la calotte ; et enfin en quelques endroits isolés à plusieurs dizaines de kilomètres de la calotte de CO₂ (Figure I-9). La calotte de CO₂ ne représente qu'une fine couche, d'une dizaine de mètres environ, au dessus d'un glacier massif de glace d'eau. La récession de la calotte sud pendant le printemps austral a pu être étudiée une année martienne après ces observations [Langevin et al., 2007].

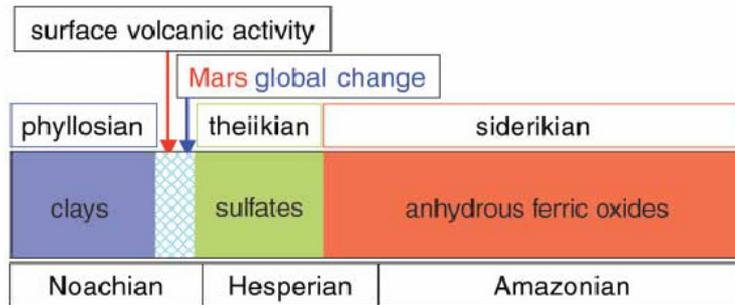


Figure I-8 : Nouvelle chronologie de l'histoire géologique de Mars, écrite à partir des résultats minéralogiques d'OMEGA. Le « phyllosian » correspond à l'époque de formation des phyllosilicates ; le « theiikian » correspond à l'époque de formation des sulfates ; le « siderikian » correspond à l'époque de formation des oxydes ferriques nanophase anhydre. D'après [Bibring et al., 2006].

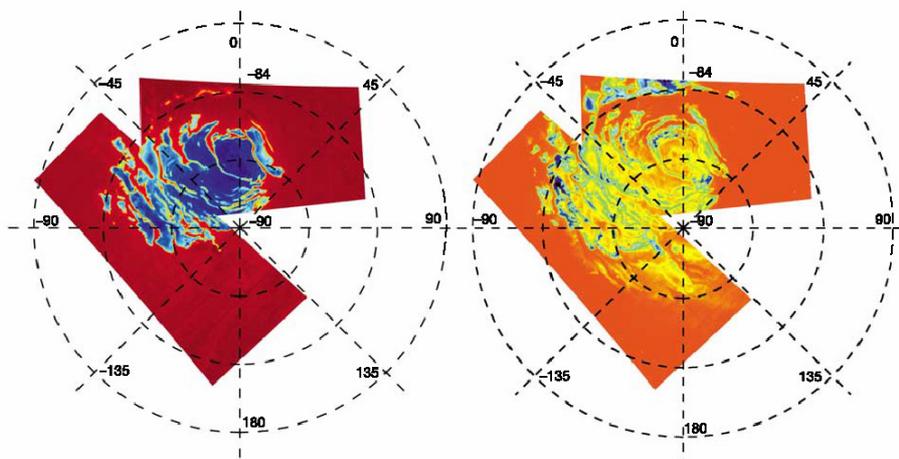


Figure I-9 : Cartes de la quantité de glace de CO₂ et de la glace d'eau de la calotte permanente sud, obtenues par l'imageur spectral OMEGA. Gauche : la force d'absorption de la glace de CO₂ est représentée sur une échelle allant du bordeaux (pas de glace) au bleu foncé (riche en glace). Droite : la force d'absorption de la glace d'eau est représentée sur une échelle allant du rouge (pas de glace) au bleu (riche en glace). D'après Bibring et al. [2004b].

L'instrument OMEGA a également observé l'évolution de la calotte nord saisonnière durant le printemps de l'hémisphère nord ainsi que la calotte nord permanente durant l'été [Bibring et al., 2005 ; Langevin et al., 2005a]. Pendant l'hiver une calotte saisonnière de glace

d'eau et surtout de glace de CO₂ se dépose sur la calotte permanente et s'étend jusqu'aux latitudes 60°N au moins. Durant le printemps ces deux composés se subliment et laissent apparaître la calotte permanente nord qui est constituée de glace d'eau (Figure I-10). Langevin et al. [2005a] rapportent également l'évolution de la taille des grains et de la température de la glace durant cette récession.

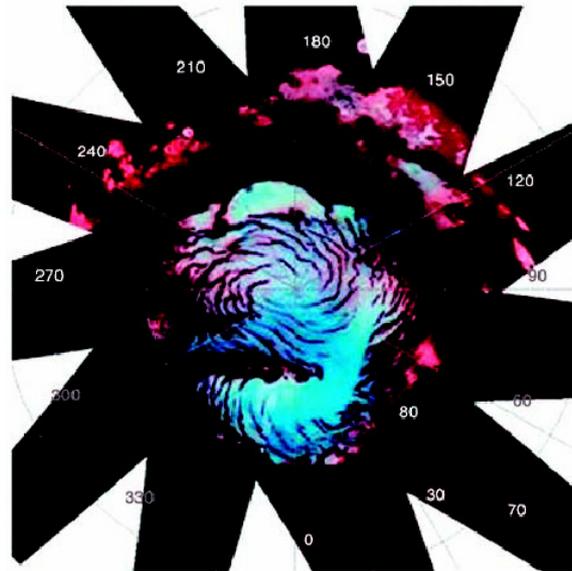


Figure I-10 : La calotte polaire nord permanente, observée par OMEGA pendant l'été de l'hémisphère nord (Ls 93° à 98°). La calotte permanente est constituée essentiellement de glace d'eau, plus froide et à grains plus fins (zones bleues) pour la région centrale à haut albédo que pour les régions périphériques (zones roses). D'après Bibring et al. [2005].

L'atmosphère

Comme prévu dans le cahier des charges de l'expérience, les données OMEGA ont également apporté des informations sur la composition de l'atmosphère de Mars. La vapeur d'eau de l'atmosphère est en particulier facilement étudiable grâce à sa bande d'absorption à 2.6 μm . OMEGA a permis de suivre l'évolution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère lors de la sublimation de la calotte polaire nord [Encrenaz et al., 2005], d'observer les anomalies de quantités de vapeur d'eau au-dessus de la région d'Hellas [Encrenaz et al., 2008], ou d'étudier son comportement saisonnier autour des hauts reliefs des volcans de Tharsis [Maltagliati et al., 2008]. Les composés solides de l'atmosphère de Mars sont également un sujet d'étude dynamique sur les données OMEGA, avec l'étude des aérosols et leur influence sur les spectres de surface [Vincendon et al., 2007, 2008], l'observation des nuages de glace d'eau [Gondet et al., 2006] et de glace de CO₂ [Montmessin et al., 2007]. Les données OMEGA, par leur observation des bandes d'absorption non saturées du CO₂ gazeux, permettent également d'étudier la dynamique de l'atmosphère [Forget et al., 2007] et des phénomènes météorologiques [Spiga et al., 2007].

I.B. L'hydratation de Mars et ses enjeux

L'eau a vraisemblablement joué un rôle primordial dans l'histoire de Mars, aussi bien dans les structures géomorphologiques qu'elle a formées (nous détaillerons ce point en section I.A.1.d) que dans les minéraux qu'elle a altérés (section I.A.2.c)). Nous verrons en section I.B.2.a que de grandes réserves d'eau, sous forme de glace et de vapeur, sont aujourd'hui prouvées sur la planète et qu'elles évoluent dans un cycle annuel. L'objet de cette thèse concerne la présence de molécules d'eau dans le régolite Martien, que nous nommerons "hydratation" dans la suite de cet exposé. Nous verrons qu'il n'existe que peu d'observations directes de l'hydratation. La littérature scientifique tend aujourd'hui à s'interroger sur la quantité d'eau mise en jeu, l'influence de l'eau du régolite sur le cycle de l'eau et sur l'action de cette eau sur la surface. Nous verrons en particulier que les carbonates, dont l'étude est primordiale pour l'histoire de l'atmosphère martienne, peuvent être également un produit de la présence d'hydratation. Nous commençons cet exposé par un bref rappel de la physique de l'eau ainsi qu'une étude théorique et expérimentale sur l'eau d'hydratation.

I.B.1. Notions générales sur l'hydratation

I.B.1.a. La physique de l'eau

Nous donnons ici quelques rappels sur la physique de l'eau qui seront utiles pour comprendre ses valeurs des changements de phase, son interaction avec les minéraux et les caractéristiques de sa spectroscopie. Ces rappels proviennent essentiellement de Richard et al. [2006b] et de Einsenberg and Kauzmann [1969].

La molécule d'eau

L'eau est une molécule en forme de V, de formule H_2O , dont le diamètre moléculaire vaut $\sim 0,275$ nm. L'atome d'oxygène forme deux liaisons covalentes, une avec chaque atome d'hydrogène, et possède deux doublets d'électrons. L'ensemble forme un tétraèdre avec, pour un arrangement parfait, un angle de $109,47^\circ$ entre les quatre directions. L'angle mesuré H-O-H est en général plus faible, de l'ordre de $104,5^\circ$. La forte électronégativité de l'oxygène est responsable d'un fort déséquilibre dans la répartition des électrons de la molécule au profit de l'atome d'oxygène. Ainsi, la densité électronique y est environ dix fois plus élevée. Cette caractéristique fait de l'eau une molécule fortement polaire ($\mu=1,86$ D), ce qui lui confère ses qualités de dissolution d'espèces.

Le diagramme de stabilité thermodynamique de l'eau est donné en Figure I-11. Dans les conditions terrestres les trois états de l'eau peuvent être stables. La section I.B.2.a discutera de cette stabilité sur Mars. A la pression atmosphérique terrestre, la fusion de la glace a lieu à $0^\circ C$ et consomme 334 $kJ.kg^{-1}$; la vaporisation a lieu à $100^\circ C$ et consomme 2265 $kJ.kg^{-1}$. Ces valeurs, très élevées comparées à d'autres espèces usuelles, s'expliquent par la microphysique de l'eau. Dans les liquides usuels comme le méthane ou le fréon, la cohésion moléculaire n'est assurée que par des forces de Van der Waals. L'interaction de Van der Waals résulte de l'attraction des électrons d'une molécule par les noyaux d'une molécule voisine. A l'état condensé, les molécules d'eau peuvent former un autre type de liaisons entre elles, dites liaisons hydrogène, qui sont très stabilisatrices. Lors de la liquéfaction et de la vaporisation de

l'eau l'énergie à fournir est donc plus élevée car elle doit briser ces liaisons supplémentaires. L'eau est le solvant comportant la plus grande densité de liaisons hydrogène.

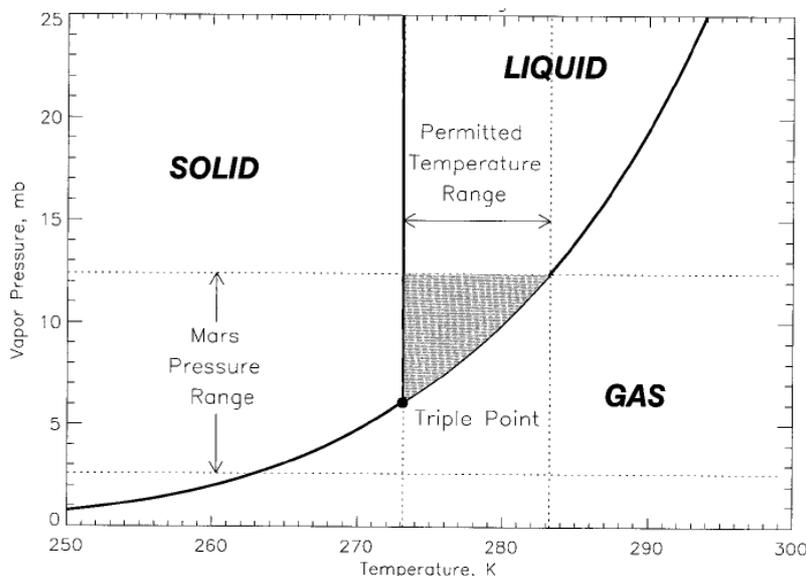


Figure I-11 : Diagramme Température – Pression de l'eau, zoomé sur les conditions martiennes de pression (d'après Haberle et al. [2001]). Les domaines indiqués correspondent aux zones de stabilité de chaque état de l'eau.

La liaison hydrogène

Dans l'eau, la liaison hydrogène, définie par Pauling [1948], est une interaction entre un atome d'oxygène et un atome d'hydrogène d'une autre molécule (voir Figure I-12). D'après Isaacs et al. [2000], elle est à 90% de nature électrostatique et à 10% de nature covalente. Sa valeur énergétique est de ~25 kJ/mol, valeur légèrement variable de quelques kJ/mol selon les études [e.g. Einsenberg and Kauzmann, 1969 ; Suresh and Naik, 2000]. C'est une liaison ~20 fois plus faible que la liaison covalente (~500 kJ/mol), mais ~20 fois plus forte que la liaison de Van der Wals. En moyenne chaque molécule d'eau forme deux liaisons hydrogène : l'une où elle donne un proton, l'autre où elle l'accepte. Le nombre de liaisons formées diminue avec la température en raison de l'augmentation de l'énergie interne, et la longueur de liaison diminue avec la pression. Les liaisons hydrogène sont directement responsables des propriétés physiques de l'eau, tels que la viscosité, la densité, la compressibilité, la tension de surface ou la vitesse du son. La chute de densité lors de la transition liquide – glace s'explique ainsi par la grande distance intermoléculaire imposée par la liaison hydrogène.

Il est connu que la dissolution de sel dans l'eau liquide abaisse sa température de solidification. Par exemple à la pression atmosphérique de la Terre la glace se forme à -21.2°C (au plus bas) avec de l'eau contenant NaCl. Cette modification de température de changement de phase s'explique également par la liaison hydrogène. Dans l'eau salée les ions Na^+ et Cl^- forment des complexes avec la molécule d'eau du fait de la polarité de la molécule. Na^+ forme par exemple une liaison ionique avec l'oxygène de la molécule, ce qui écrante sa charge et fait chuter la possibilité de former une liaison hydrogène. La glace ne peut que se former à plus basse température [e.g. Jakosky, 1985].

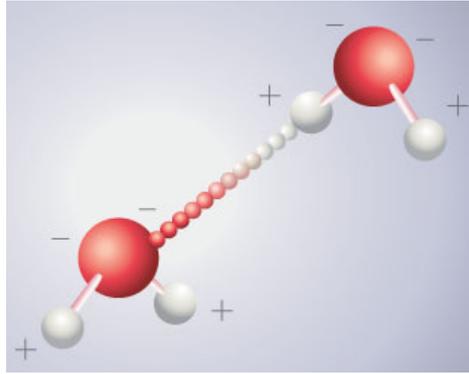


Figure I-12 : Illustration de la formation d'une liaison hydrogène entre deux molécules d'eau en phase condensée. Dans la liaison hydrogène on observe l'alignement O-H-O. Crédits de l'image : CNRS.

Les liaisons hydrogène et les liaisons de Van der Waals que peuvent former la molécule d'eau ne sont pas limitées uniquement à des interactions entre molécules d'eau, mais elles peuvent aussi se former entre une molécule d'eau et un autre composé, par exemple un silicate. Les minéraux sont de ce fait capables de fixer et de retenir de l'eau même lorsque l'état liquide ne peut exister. L'ensemble des formes d'eau capables de se fixer dans les minéraux sont réunies dans le terme « hydratation ». Avant de détailler ces différentes formes possibles pour Mars, nous allons montrer par l'expérience la capacité de rétention d'eau des minéraux.

I.B.1.b. Mesures en laboratoire

Les études expérimentales de la capacité des minéraux à stocker de l'eau ont commencé dès le début du XXe siècle. Les premières observations de vapeur d'eau dans l'atmosphère de Mars (voir section I.B.2.a) ont particulièrement motivé la communauté scientifique pour mesurer expérimentalement la quantité d'eau pouvant se fixer dans les minéraux en environnement martien. Nous détaillons ici les études qui font référence au sujet de la fixation d'eau dans les minéraux en conditions martiennes.

Les paramètres importants pour les études de fixation d'eau dans les minéraux sont l'environnement physique, avec la température et la pression partielle de vapeur d'eau, et la composition de roche, avec la surface spécifique et le pouvoir hydrophile de la roche étudiée. Les études expérimentales se sont donc portées sur des roches supposées compatibles avec la composition de Mars, en étudiant l'influence de la température et de la pression partielle ou de l'humidité relative. Les résultats sont exprimés en gramme d'eau par gramme de roche (ou en pourcentage massique). Pour mesurer cette masse, les expérimentateurs comparent le poids d'un état intermédiaire de l'expérience avec celui d'un état de référence initial. L'état initial est généralement un état presque totalement débarrassé de molécules d'eau, obtenu en purgeant l'échantillon à l'azote et éventuellement chauffé à une température élevée. Les expériences peuvent être de deux natures. Il peut s'agir de maintenir la température constante et de soumettre l'échantillon à des humidités relatives croissantes, ce qui permet de mesurer successivement des masses et donc une isotherme d'absorption. La mesure est répétée à d'autres températures. Inversement il peut s'agir de fixer l'humidité relative en faisant varier la température, ce qui fournit des isobares d'absorption. En pratique les expériences que nous mentionnons par la suite n'utilisent que la première situation ; les isobares en sont déduites par des considérations thermodynamiques utilisant les théories de Langmuir [1918], BET

[Brunauer et al., 1938] et Dubinin [1960] sur l'adsorption d'eau que nous ne détaillerons pas ici.

Mesures sur montmorillonite et basalte

Les mesures expérimentales de Mooney et al. [1952] ont servi de point de départ aux études de l'adsorption d'eau dans les sols de type martien et dans les conditions proches de celles de Mars. Mooney et al. [1952] ont mesuré les isothermes d'adsorption de vapeur d'eau dans la montmorillonite à 20°C (Figure I-13) et à 0°C. Les pourcentages massiques d'eau adsorbée dépassent les 30%. Mooney et al. [1952] ont également observé un hysteresis entre l'adsorption et la désorption. Le survol de Mars par la sonde Mariner 4 a permis de mieux contraindre la température du sol de Mars et surtout d'en connaître la pression atmosphérique. Par des considérations thermodynamiques, Anderson et al. [1967] ont pu extrapoler aux conditions martiennes les isothermes de Mooney et al. [1952], puis en déduire les isobares d'adsorption sur Mars. Ils ont par la suite vérifié la qualité de leurs extrapolations par des mesures à -5°C [Anderson et al., 1978]. Peu de temps après ces travaux, Fanale and Cannon [1971, 1974] ont mesuré les isothermes d'adsorption de vapeur d'eau sur du basalte pulvérisé. Le basalte était considéré comme un bon analogue martien [Adams, 1968]. L'utilisation de basalte à la place de la montmorillonite, qui est de capacité d'adsorption plus élevée, ne change pas les tendances des résultats mais seulement leurs amplitudes. Les isothermes d'adsorption de l'eau mesurées par Fanale and Cannon [1974] sont données en Figure I-13. Les valeurs d'eau adsorbées sont en ordre de grandeur les mêmes que celles de Mooney et al. [1952]. Grâce à ces isothermes et à la connaissance a priori de la température de surface de Mars [Kieffer et al., 1973], les auteurs estiment que le régolite contient environ 0.6 % en masse d'eau. C'est également la valeur que chaque gramme de régolite peut échanger avec l'atmosphère quotidiennement d'après leur étude. Avec une hypothèse de profondeur du régolite de 1 km, ils estiment alors qu'il y a 1 kg d'eau / cm² de surface, soit une quantité totale d'eau piégée dans le régolite représentant entre 1 et 5% de la quantité totale d'eau sur Mars.

Nous pouvons prédire la forme des isothermes d'adsorption car elle est physiquement intuitive. Une augmentation de pression partielle d'eau doit en effet forcer plus d'eau à quitter la phase vapeur et à se fixer sur les minéraux. Une augmentation de température donne au contraire plus d'énergie aux molécules d'eau, ce qui leur permet d'échapper plus facilement à l'influence de l'attraction de surface. Nous verrons dans la section suivante que la surface spécifique, c'est-à-dire le nombre de lieux d'adsorption, et le pouvoir hydrophile, c'est-à-dire l'affinité des sites surfaciques avec l'eau, sont plus élevés dans la montmorillonite que dans le basalte. Il est donc physique que la quantité d'eau soit plus élevée dans la montmorillonite.

Les isothermes d'adsorption de Anderson et al. [1967] et Fanale and Cannon [1974] sont toujours aujourd'hui la référence dans la communauté martienne. Ainsi leurs mesures ont servi de modèles de régolite pour diverses simulations numériques que nous détaillons en section I.B.2.d. Zent et al. [1993] ont en particulier calculé une expression analytique de l'adsorption donnant la masse volumique d'eau dans le régolite grâce à un ajustement des isothermes de Fanale and Cannon [1974] :

$$\rho_a = \rho_s \frac{\beta P^{0.51}}{\exp(\delta/T)} \quad \text{eq. 2}$$

avec β valant $2.043 \cdot 10^{-8} \text{ Pa}^{-1}$, δ valant -2679.8 K , ρ_s étant la densité du régolite ($1300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), P la pression partielle de vapeur d'eau et T la température. Le paramètre β inclut en particulier la surface spécifique. Cette formule est accompagnée de l'hypothèse que la vapeur d'eau se comporte comme un gaz parfait :

$$P = \frac{\gamma k T}{m_w} \quad \text{eq. 3}$$

avec γ étant la masse de vapeur d'eau par mètre cube de gaz, k la constante de Boltzmann et m_w la masse d'une molécule d'eau ($2.988 \cdot 10^{-26} \text{ kg}$).

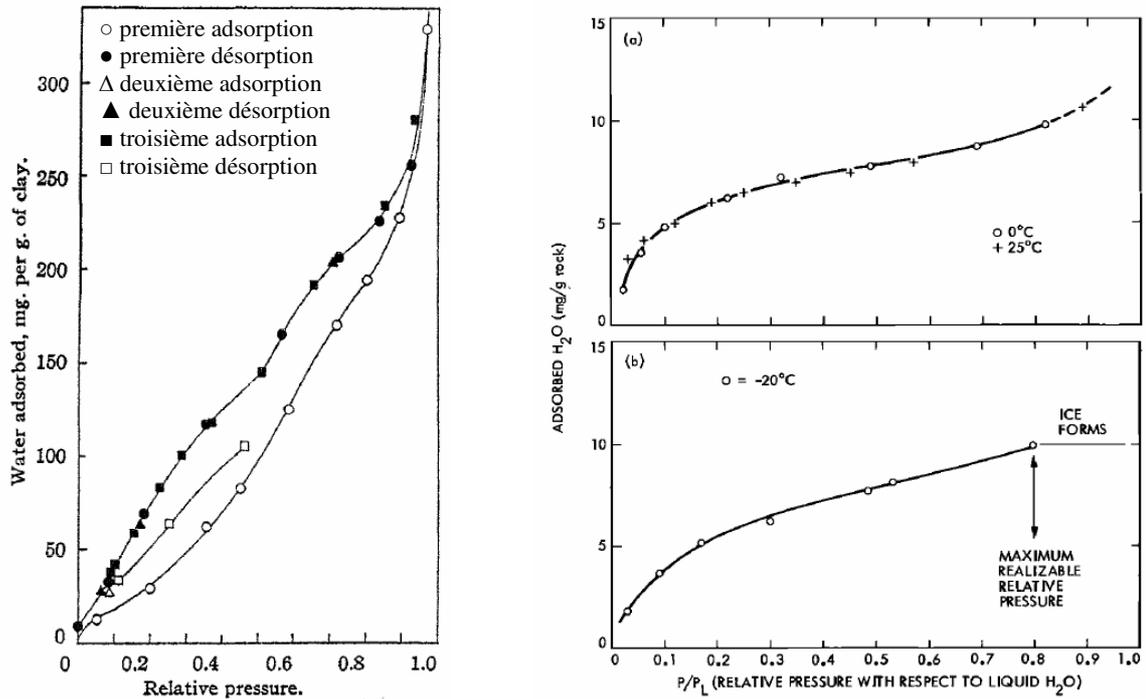


Figure I-13 : Isothermes d'adsorption mesurées en laboratoire. Gauche : mesures effectuées sur de la montmorillonite [Mooney et al., 1952]. Droite : mesures effectuées sur du basalte pulvérisé [Fanale and Cannon, 1974].

Ces deux jeux d'isothermes ont été affinés par une étude récente présentée par Zent and Quinn [1997]. Les auteurs ont en particulier corrigé les extrapolations des modèles de Langmuir [1918], BET [Brunauer et al., 1938] et Dubinin [1960] utilisées par les isothermes précédentes. Ils ont en particulier montré qu'au premier ordre, la quantité d'eau adsorbée ne dépend que de la surface spécifique d'adsorption et non de la composition. Les nouvelles isothermes sont présentées en Figure I-14.

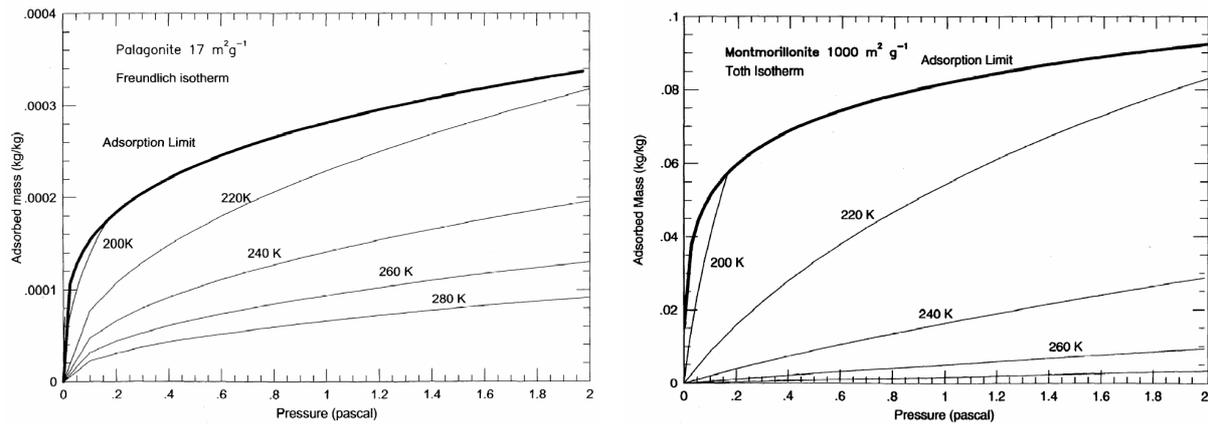


Figure I-14 : Nouvelles isothermes d'adsorption obtenues par Zent and Quinn [1997]. Gauche : adsorption sur de la palagonite. Droite : adsorption sur de la montmorillonite. Ces isothermes sont utilisées pour déterminer la quantité d'eau s'adsorbant dans les minéraux en fonction de la pression partielle de vapeur d'eau. Ces isothermes ne prennent pas en compte des éventuels phénomènes cinétiques.

Mesures sur des minéraux à haute capacité d'adsorption

Les mesures d'hydrogène dans le sol au niveau équatorial par l'instrument GRS (voir section I.B.2.a) ont poussé plusieurs auteurs à postuler l'existence de minéraux fortement hydratés sur la surface de Mars [Bish et al., 2003 ; Vaniman et al., 2004 ; Fialips et al., 2004]. Les détections de phyllosilicates et sulfates faites par OMEGA ont renforcé cette hypothèse. Pour mieux comprendre le comportement de ces matériaux, Jänchen et al. [2006] ont à leur tour effectué des mesures d'isothermes d'adsorption en laboratoire. Leurs mesures ont porté sur des zéolites (la chabazite et clinoptilolite) et des smectites (une Ca-montmorillonite et une Fe-montmorillonite appelée nontronite). Les résultats pour la chabazite et la Ca-montmorillonite sont présentés en Figure I-15. Ces mesures confirment que ces minéraux perdent de l'eau adsorbée quand la température monte. Les isothermes de la chabazite présentent une forme en S, due aux différents sites d'adsorption de l'eau dans la zéolite. La clinoptilolite (non représentée) présente la même forme mais avec des valeurs environ deux fois plus faibles. Les isothermes de la Ca- et de la Fe-montmorillonite (non représentée) présentent une forme exponentielle et des valeurs absolues sensiblement identiques. Les courbes sont décalées vers des pressions plus élevées que les zéolites, signe d'une interaction de l'eau avec le minéral plus forte dans le cas des zéolites. Contrairement aux zéolites, leurs isothermes d'adsorption et de désorption ne sont pas confondues ; cet hystérésis traduit une non-réversibilité de l'adsorption, due à des changements de structure et non à des effets cinétiques. Cet effet incite les auteurs à postuler que l'eau contenue dans les montmorillonites découvertes sur Mars peut être une rémanence de l'environnement humide du premier milliard d'années de la planète. Les valeurs absolues de quantité d'eau adsorbée sont beaucoup plus élevées (entre 0 et 25 % en masse) dans celles trouvées par Zent and Quinn [1997] (inférieures au pourcent en masse), sans que les auteurs ne puissent expliquer cette contradiction. Elles sont en revanche en bon accord avec les isothermes de Mooney et al. [1952] et Fanale and Cannon [1974]. En appliquant le modèle théorique de Dubinin aux isothermes mesurées les auteurs obtiennent les isobares, plus adaptées aux fortes variations de températures et faibles variations de pressions sur Mars (Figure I-15). Enfin, les mesures des chaleurs de désorption menées par les auteurs montrent que l'eau adsorbée est plus stable que la glace.

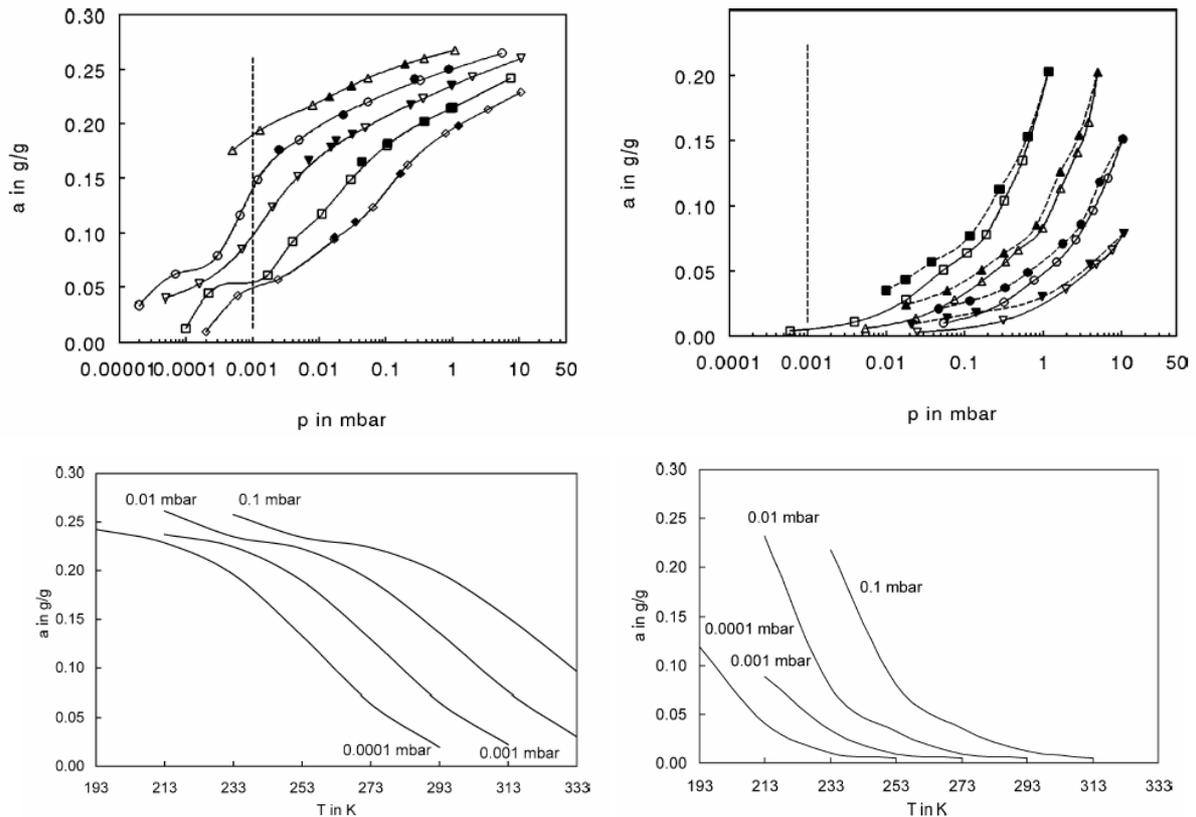


Figure I-15 : Isothermes et isobares de minéraux hydratés obtenues par Jänchen et al. [2006]. (a) et (b) Mesure expérimentale des isothermes respectivement de la chabazite (zéolite) et de la Ca-montmorillonite pour les températures 257, 275, 293, 313 et 333K. Les symboles pleins concernent l'étape de désorption ; la ligne en pointillés représente la pression partielle moyenne de vapeur d'eau sur Mars. (c) et (d) Conversion des isothermes précédentes en isobares par application de l'équation de Dubinin pour respectivement la chabazite et la Ca-montmorillonite. 'a' est la fraction massique d'eau en g/g, 'T' la température en K et 'p' la pression partielle de vapeur d'eau.

Notions de cinétique

Les études précédentes portent sur la quantité d'eau pouvant s'adsorber dans les minéraux c'est-à-dire sur des aspects thermodynamiques, en revanche il est rarement fait mention de temps nécessaire pour atteindre l'équilibre d'adsorption c'est-à-dire des aspects cinétiques. Cet aspect sera néanmoins fondamental pour mieux contraindre des échanges d'eau journaliers entre régolite et atmosphère. Zent et al. [2001] ont effectué de telles mesures dans le but de comprendre si sur une échelle de temps de l'ordre de la journée la forte capacité d'adsorption des argiles pouvait s'exprimer. Leurs résultats montrent qu'à 273K et pour une pression partielle élevée l'équilibre d'adsorption est atteint rapidement, typiquement sur une durée <1h (valeur pour 1/e) en partant d'une quantité adsorbée nulle en début d'expérience. Dans des conditions martiennes (température de 211K et pression partielle de 0.26), le temps d'équilibre est au contraire beaucoup plus long et dépasse 20h (21.6h pour la valeur 1/e). De telles valeurs rendent impossible le suivi de l'insolation solaire (et donc la variation de température) par l'adsorption.

Mesures thermo-gravimétriques

Enfin, plusieurs études ont caractérisé l'eau présente dans des échantillons par analyse thermo-gravimétrique, c'est-à-dire en observant la perte de masse au cours d'un chauffage progressif d'un échantillon entre 0 et 1000°C [e.g. Yen et al., 1998; Richard et al., 2006a]. Cette perte de masse est attribuée au départ de l'eau d'hydratation. Selon la roche étudiée, ces courbes présentent des profils variables, avec parfois des points d'inflexion voire des fortes chutes à une température bien définie comme le montre la Figure I-16. De telles chutes mettent en évidence des formes d'hydratation différentes caractérisées par des valeurs d'énergie de liaison avec le minéral propre. Nous détaillons ces différentes formes d'hydratation dans la section suivante.

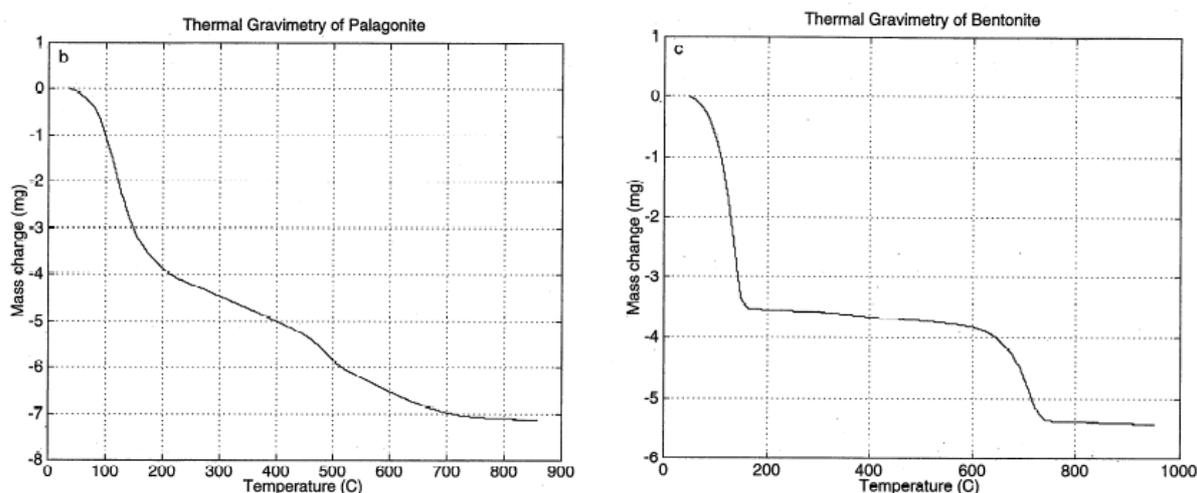


Figure I-16 : Profil thermo-gravimétriques donnant l'évolution de la masse d'un échantillon en fonction de la température de chauffage. La chute de masse est attribuée au départ d'eau. Gauche : expérience sur un échantillon de palagonite. Droite: expérience sur un échantillon de bentonite (montmorillonite). Figures d'après Yen et al. [1998].

I.B.1.c. Les formes attendues d'hydratation sur Mars

Les mesures en laboratoire ont mis en évidence la faculté des sols à stocker de l'eau dans des quantités plus ou moins importantes, sous le nom d'hydratation. Ces mesures constituent une approche macroscopique et dressent des bilans de quantité d'eau sans préciser la nature physique de cette eau. Nous détaillons ici la microphysique de l'eau dans les différents états d'hydratation.

Il est intéressant de constater que la littérature a du mal à donner un nom clair aux différents états possibles d'hydratation. Les observations du cycle de l'eau et les mesures en laboratoire nomment généralement cette eau d'hydratation « eau adsorbée » (« adsorbed water » en anglais). Au contraire, les minéralogistes ont tendance à la nommer eau « liée » (« bound water » en anglais). Les études spectroscopiques, que nous détaillerons en section I.C.2, utilisent les deux termes mais pas toujours dans les mêmes conditions. On peut également noter que même en parlant d'eau adsorbée les auteurs font des distinctions en fonction de la composition, en particulier en utilisant comme analogues martiens du basalte, des argiles, des zéolites ou de la palagonite.

A partir de la littérature et de discussions avec plusieurs co-auteurs, nous avons distingué quatre formes d'hydratation sur Mars, que nous détaillons dans les prochains paragraphes : l'adsorption d'eau en surface des minéraux, l'adsorption dans la structure, l'emprisonnement dans la structure et la formation de groupes hydroxyles. Deux formes fondamentales d'hydratation des sols sur Terre sont ignorées dans cette étude, car elles ne peuvent pas concerner le cas de Mars : il s'agit de l'eau libre (ou eau gravitaire), qui est simplement de l'eau liquide dans les pores macroscopiques des sols et qui peut s'écouler sous l'action de la gravité ; et l'eau capillaire qui est également de l'eau liquide mais qui subit une forte influence des forces de tension superficielle qui la stabilisent.

L'adsorption en surface

L'adsorption en surface (« surface-adsorbed water » en anglais) est la fixation de molécules d'eau sur la surface des minéraux. Les molécules de minéral situées en bordure de cristal n'ont pas de voisine dans un angle solide de 2π ; elles présentent donc en général des électrons de valence insaturés, contrairement aux molécules à l'intérieur du cristal. Des molécules polaires à l'état gazeux sont donc capables de se fixer sur ces surfaces par interaction de Van der Waals en comblant ces insaturations. Sur Mars, plusieurs gaz sont concernés par ce mécanisme d'adsorption : l'eau, le CO_2 , le N_2 ou l' O_2 pour ne citer que les principaux [e.g. Fanale and Cannon 1978 ; Zent and Quinn, 1995]. La molécule d'eau est toutefois l'un des adsorbants les plus forts [e.g. Gooding, 1978], et son adsorption en surface se produit très facilement, dès que de la vapeur d'eau est présente dans l'atmosphère. Cette prédominance est due aux minéraux capables former des liaisons hydrogène (voir section I.B.1.a) qui renforcent la liaison de Van der Waals.

L'adsorption d'eau en surface est une forme d'hydratation qui peut se produire sur tous les minéraux, mais les quantités d'eau mises en jeu dépendent fortement de leurs caractéristiques physiques. D'après Richard [2006b], ces caractéristiques dépendent de la composition chimique, qui se traduit par l'hydrophilie de la surface, et de la structure, qui permet au minéral de présenter une certaine surface d'adsorption (également appelée « surface spécifique »). L'hydrophilie est la capacité d'un minéral à former des liaisons avec l'eau. Elle est accrue par certains groupements chimiques, le premier d'entre eux les groupes hydroxyles OH qui forment des liaisons hydrogène avec l'eau adsorbée. Le fluor, l'azote ou l'oxygène des oxydes sont également capables de former ces liaisons. Plus le cation métallique liant le groupe hydroxyle est électronégatif, plus le pouvoir hydrophile sera renforcé. La structure d'un minéral est également un facteur très important, d'une part parce qu'un minéral poreux augmente la surface susceptible d'adsorber des molécules d'eau ; d'autre part parce que des défauts de structure peuvent faciliter l'adsorption. En effet d'après Richard [2006b] des défauts cristallins peuvent créer des tensions dans la structure qui augmentent la réactivité du site. La présence d'impuretés est également un facteur important car ce sont des atomes présentant des insaturations de valence susceptibles de créer des charges locales.

Les molécules d'eau sur la surface peuvent former une ou plusieurs couches comme l'illustre la Figure I-17. Au-delà de trois couches le comportement de l'eau devient celui du liquide [Richard, 2006b]. Sur Mars plusieurs auteurs pensent qu'une unique couche ne peut se former [e.g. Zent and Quinn 1997 ; Anderson et al. 1978], mais ce nombre est en général controversé. Ainsi, si les quantités d'eau adsorbée sont du même ordre de grandeur entre Anderson et al. [1967] et Fanale and Cannon [1971], le calcul du nombre de couches d'eau sur les surfaces des minéraux diffère totalement, au maximum une couche pour le premier

alors qu'il monte à 52 pour le second. Ces estimations sont basées sur les théories de Langmuir [1918], BET [Brunauer et al., 1938] et Dubinin [1960].

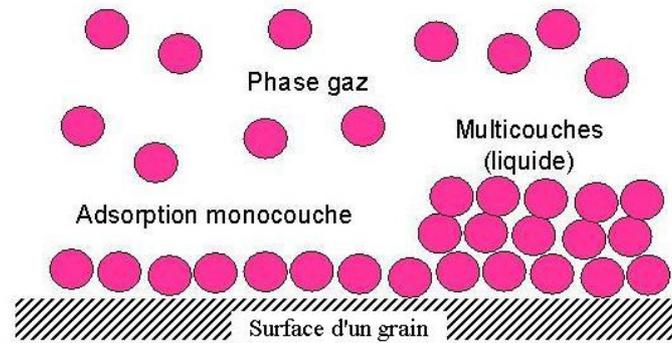


Figure I-17 : Schéma illustrant l'adsorption d'eau sur la surface des minéraux, en équilibre avec la phase gazeuse atmosphérique. Les molécules d'eau sur la surface peuvent former une ou plusieurs couches.

Sur l'analyse thermo-gravimétrique de la Figure I-16, l'eau adsorbée en surface quitte progressivement le minéral avec l'augmentation de température. Les deux points d'inflexion observés sur le profil de la palagonite (vers 150°C et 500°C) s'expliquent par les départs progressifs de plusieurs couches d'eau adsorbées.

L'adsorption en structure

Certains minéraux présentent une structure interne complexe qui leur permet de fixer de grandes quantités d'eau en plus de l'adsorption en surface. Nous nommerons cette catégorie d'hydratation l'eau adsorbée en structure (« structurally-adsorbed water » en anglais). Nous mentionnons ici trois exemples de minéraux, les zéolites, les smectites et les sulfates, dont la présence est prouvée ou fortement soupçonnée sur Mars. Par abus de langage, ces minéraux sont souvent nommés minéraux hydratés (« hydrated minerals ») dans la littérature, par opposition aux minéraux seulement capables d'adsorber de l'eau en surface.

Les zéolites constituent un premier exemple de matériaux pouvant adsorber de l'eau dans leur structure. Les zéolites sont un produit d'altération de basaltes ou de sédiments. Chimiquement, il s'agit d'aluminosilicates hydratés de formule $M_{x/n}Al_xSi_yO_{2(x+y)} \cdot (H_2O)_z$, avec M un cation échangeable (K^+ , Na^+ , Ca^{2+}) de valence n assurant la neutralité électrique de l'édifice, et H_2O l'eau d'hydratation [Jacobs, 2000]. Les aluminosilicates, SiO_4 et AlO_4^- , forment par enchaînement tridimensionnel une charpente qui laisse apparaître des canaux vides d'une taille de quelques angströms (Figure I-18). La taille exacte des pores dépend du cation échangé. Les zéolites forment donc un minéral très poreux dans lequel de grandes quantités d'eau peuvent se stocker et s'échanger avec l'atmosphère.

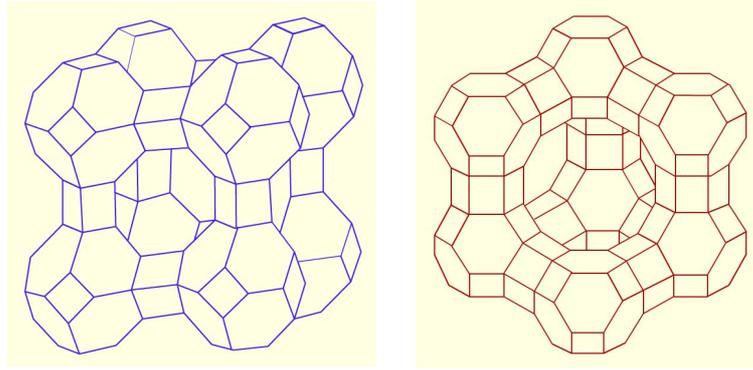


Figure I-18 : Représentation schématique de l'organisation microscopique de quelques zéolites. Ces zéolites présentent des canaux microscopiques dans lesquels de grandes quantités d'eau peuvent venir se fixer. D'après Jacobs [2000].

Les argiles, et en particulier les smectites, présentent également une structure interne qui leur permet de fixer de grandes quantités d'eau. Les argiles sont des produits de l'altération de silicates primaires en présence d'eau. De manière générale, une roche argileuse est constituée de cristaux de taille quelques micromètres, chaque cristal étant un empilement spatial de plusieurs centaines de feuillets dont la dimension caractéristique est le nanomètre (Figure I-19) [Milot, 2000]. Chaque feuillet est constitué de quelques couches planes dont les éléments sont organisés soit en tétraèdres soit en octaèdres, avec entre ces éléments des cations (Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+}). Les quelques angströms de l'espace entre les feuillets (dit espace interfoliaire) permettent à des molécules d'eau et à quelques cations de s'insérer dans la structure de l'argile. Les molécules d'eau de cet espace sont soit adsorbées sur la surface des feuillets (dont le pouvoir hydrophile est élevé en raison de la présence de groupes OH), soit liées aux cations interfoliaires, soit liées à d'autres molécules d'eau [Bishop et al., 1994]. Les énergies de fixation sur ces différents sites sont très différentes.

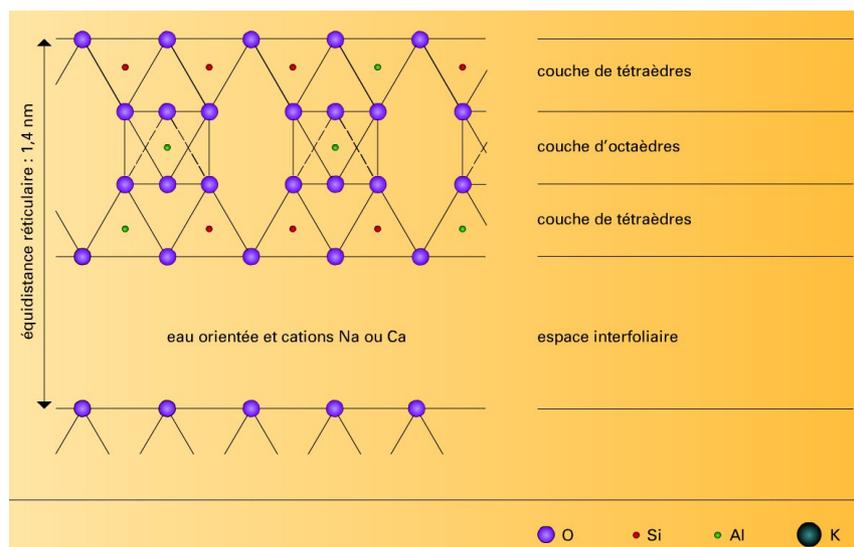


Figure I-19 : Structure schématique d'une smectite, la montmorillonite. Coupe schématique dans un feuillet. Entre les feuillets un espace de quelques angströms permet à des molécules d'eau de s'adsorber dans la structure des minéraux. D'après Millot [2000].

Enfin, nous pouvons citer une dernière catégorie de roches capables de stocker de l'eau dans leur structure : les sulfates. Les sulfates se forment généralement par évaporation intense de mers peu profondes, de lagunes ou de lacs salés. Dans les conditions de Mars il s'agit essentiellement de sulfate de calcium, dont le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), et de sulfate de magnésium, dont l'epsomite ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) et la kiesérite ($\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Les molécules d'eau présentes dans les sulfates assurent la cohésion (faible) entre les feuillets SO_4^{2-} reliées par un cation [Jauzein, 2000 ; Gautier, 2000]. Elles font partie intégrante de la structure des sulfates. Cependant nous ne classons pas les sulfates dans la section suivante (eau composante de la structure) car la déshydratation de ces minéraux est aisée, par exemple un chauffage à 40°C suffit à faire perdre de l'eau de structure au gypse. Cette déshydratation entraîne une modification du minéral, par exemple l'epsomite se transformant en kiesérite, mais cette déshydratation est réversible si le chauffage n'est pas trop élevé (typiquement 400°C).

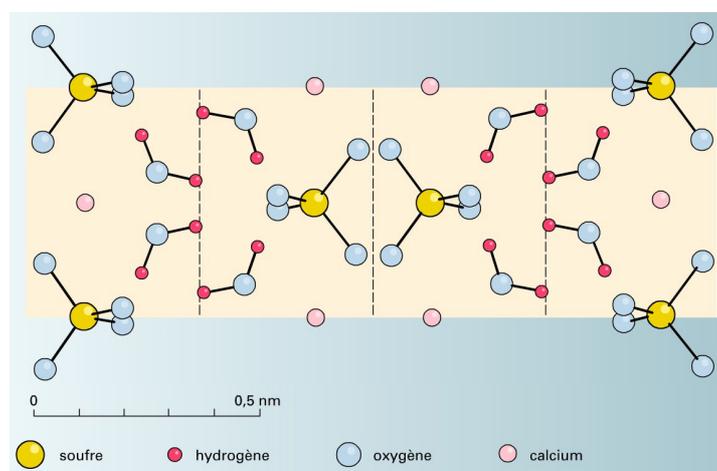


Figure I-20 : Structure cristalline du gypse, sulfate calcium de calcium hydraté. Les tétraèdres SO_4^{2-} sont reliés entre par des cations de Ca^+ , et la cohésion de l'édifice est assurée par des molécules d'eau. Le gypse se déshydrate facilement par chauffage ou air purgé. D'après Jauzein [2000].

Les molécules d'eau adsorbées dans la structure des minéraux peuvent présenter une large gamme d'énergies de liaison. L'analyse thermo-gravimétrique sur la bentonite de la Figure I-16 montre ainsi un fort départ d'eau pour la température 150°C qui est dû à l'eau interfoliaire. Nous verrons également en section I.C.3.b sur les spectres proche-infrarouge que de l'eau quitte le minéral lors de chauffage dans une large gamme de températures. Dans le cas de l'eau adsorbée sur la surface des minéraux, les molécules d'eau sont soumises uniquement au champ de force du solide, dans un schéma surface-eau-atmosphère. Au contraire, considérant les tailles des canaux des zéolites ou des espaces entre feuillets de smectites, l'eau adsorbée en structure n'est pas en contact direct avec l'atmosphère mais s'inscrit dans un schéma surface1-eau-surface2, ce qui modifie sa force de liaison dans le minéral. Cette double interaction se traduit en général par une adsorption plus forte dans le minéral [Richard et al., 2006b].

L'eau composante de structure

L'hydratation des minéraux peut être également due à de l'eau emprisonnée dans la structure des minéraux, que nous appellerons eau composante de structure (« structurally-bound water » en anglais). Cette eau a été fixée dans les roches au moment de leur formation

et est non échangeable avec l'atmosphère. Elle peut donner des informations sur la formation du minéral. La palagonite, produit d'altération aqueuse de verres volcaniques (voir section I.A.1.d) contient généralement de l'eau emprisonnée dans sa structure en plus de l'eau adsorbée sur sa surface. Certains verres volcaniques ou des oxydes ferriques peuvent également contenir de l'eau emprisonnée dans leur structure lors de leur solidification [Milliken and Mustard, 2005].

Les groupes hydroxyles métal-OH

La dernière forme d'hydratation est la présence de groupes hydroxyles OH dans la structure moléculaire des minéraux. Ils sont liés à un atome métallique de cette structure (« metal-OH bonds » en anglais). Leur présence provient généralement de l'altération passée de la roche en présence d'eau liquide ; elle peut être une conséquence de l'eau adsorbée en surface. La montmorillonite est par exemple un minéral contenant des OH dans sa structure comme l'a illustré la Figure I-19. Les groupes OH peuvent également ne pas être partie globale de la structure des minéraux mais jusque quelques paquets en surface des minéraux. Ces paquets peuvent par exemple se former suite à l'adsorption de molécules d'eau. On parle dans ce cas de chimisorption, puisque la molécule d'eau n'est plus entière, par opposition à la physisorption qui concerne les deux premières formes d'hydratation [Pollack et al., 1970]. Dans la littérature la définition de la chimisorption peut toutefois varier car Bishop and Pieters [1995] l'évoque pour mentionner l'eau fortement liée aux cations des intercouches des smectites.

L'hydratation sous forme de groupes OH ne met pas en jeu la molécule d'eau entière, mais nous la prenons en compte car verrons en section I.C.3 que d'une part, lors d'expériences de fort chauffage d'échantillons hydratés la présence d'hydroxyles peut libérer de la vapeur d'eau en même temps que les autres formes d'hydratation, et d'autre part les hydroxyles augmentent le pouvoir hydrophile des surfaces. En revanche sa liaison covalente au cristal est différente des liaisons hydrogène des autres formes d'hydratation ce qui aura une incidence sur les spectres (voir section I.C.2). L'hydratation sous forme de groupes hydroxyles est une forme d'hydratation très fortement liée aux minéraux et non échangeable avec l'atmosphère. Elle sera donc la preuve d'une forte hydratation passée.

Conclusion

Pour résumer la littérature utilise en général le mot « eau adsorbée » lorsqu'il s'agit d'eau en interaction avec les minéraux, mais dont l'interaction est suffisamment faible pour être échangeable avec l'environnement. L'expression « eau liée » est en fait un terme général pour l'eau d'hydratation par opposition à l'eau libre ou eau liquide ; il s'agit d'eau liée aux minéraux sans faire de distinction sur la nature de cette liaison ni sur le caractère échangeable. Enfin, l'expression « eau de structure » concerne l'eau non échangeable et faisant partie de fait de la composition du minéral.

Les deux premières formes d'hydratation que nous avons décrites, l'adsorption en surface et en structure, sont facilement échangeables avec l'atmosphère et auront donc une influence importante sur la vapeur d'eau atmosphérique. Nous en étudierons les conséquences en section I.B.2. Les deux autres formes d'hydratation, ainsi qu'une partie des molécules adsorbées en structure, sont au contraire non échangeables et seront plutôt les restes d'une forte hydratation passée. Nous verrons en section I.C que toutes ces formes d'hydratation, avec en particulier l'eau adsorbée en surface qui concerne tous types de minéraux, ont par leur

possibilité de mobiliser des ions un rôle important dans d'éventuels processus biologiques et dans les processus d'altération des minéraux.

I.B.2. Le rôle de l'hydratation dans le cycle de l'eau

Nous détaillons désormais les connaissances actuelles sur le premier enjeu de l'hydratation : son influence sur le cycle de l'eau. Nous allons détailler les différents réservoirs d'eau de Mars ainsi que le cycle global de l'eau. Nous mentionnerons en particulier les quelques mesures, in-situ ou à distance, qui ont pu détecter l'eau du régolite dans le passé. Ce cycle, tel qu'il a été observé par plusieurs sondes, montre que l'évolution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère pendant une année martienne ne peut s'expliquer que si l'on considère le régolite comme réservoir d'eau. Nous verrons que les simulations numériques doivent prendre en compte le régolite pour reproduire correctement le cycle de l'eau Martien.

I.B.2.a. Les réservoirs d'eau sur Mars hors hydratation

Les diverses observations de Mars ont montré que l'eau liquide n'est pas présente sur sa surface, mais l'eau n'est pas absente puisqu'elle a été identifiée sous différentes phases dans les calottes polaires, l'atmosphère, et dans le sol sous la poussière des hautes latitudes ainsi que sous forme d'hydratation. Nous détaillons dans cette section les trois premiers réservoirs, après avoir expliqué dans quelle mesure de l'eau liquide peut apparaître aujourd'hui à la surface de Mars dans des conditions métastables.

Absence d'eau liquide

Nous avons mentionné en Section I.A que sur la surface de Mars la pression atmosphérique vaut en moyenne 6 mbar, avec des variations comprises entre 2 et 13 mbar [Haberle et al., 2001]. D'après le diagramme de l'eau ces pressions encadrent la pression du point triple de l'eau (Figure I-11). Toutefois l'essentiel du temps la surface de Mars est en dessous de ce point triple, ce qui signifie que l'eau liquide n'est pas stable sur la surface : elle doit soit geler, soit rentrer en ébullition. Une étude de Haberle et al. [2001] a quantifié les possibilités pour l'eau de Mars d'être dans la zone de stabilité liquide du diagramme P-T, en particulier en mentionnant les régions où ces conditions peuvent être atteintes pendant quelques heures. Dans ce cas de figure l'eau liquide est stable vis-à-vis de la solidification ou de l'ébullition, mais n'est pas forcément vis-à-vis de l'évaporation. En effet la pression partielle de la vapeur d'eau doit valoir la pression de vapeur saturante à la température considérée pour que l'eau liquide ne s'évapore pas. Sur Mars la proportion d'eau dans l'atmosphère est de l'ordre de 0.03% et donc sa pression partielle vaut au plus 0.1 Pa à la surface. En atmosphère libre on est donc très loin de la pression saturante et l'eau liquide doit s'évaporer très rapidement. Les études de Hecht [2002] et Richardson and Mischna [2005] détaillent plus précisément cette physique. On ne considère donc pas l'eau liquide à la surface comme une forme d'eau sur Mars. Toutefois il n'est pas impossible que sous certaines conditions la vapeur d'eau devienne dominante dans un mélange gazeux, par exemple dans des milieux fermés comme des aquifères souterrains ou sous une épaisseur de glace. Dans de telles conditions la pression partielle pourrait atteindre la pression de vapeur saturante et, si la température et la pression totale sont bien placées dans le diagramme de l'eau, de l'eau liquide pourrait être stable. Certains auteurs [e.g. Heldmann and Mellon, 2004] avancent cet argument pour justifier l'existence des "gullies", des structures de ravines ayant été formées très récemment [Malin and Edgett, 2000]. L'existence possible d'aquifères a également justifié

l'envoi de radars pour sonder le sous-sol martien, comme MARSIS sur Mars Express [Picardi et al., 2004, 2005] ou Sharad sur MRO [Seu et al., 2004].

Les glaces aux pôles

Les calottes de glace polaires constituent vraisemblablement le plus gros réservoir d'eau sur Mars. Elles présentent de fortes évolutions saisonnières, dues à la déposition de grandes quantités de glace en hiver et leur sublimation au printemps. En été, lorsque la sublimation est terminée, les deux pôles présentent une calotte résiduelle (Figure I-21).

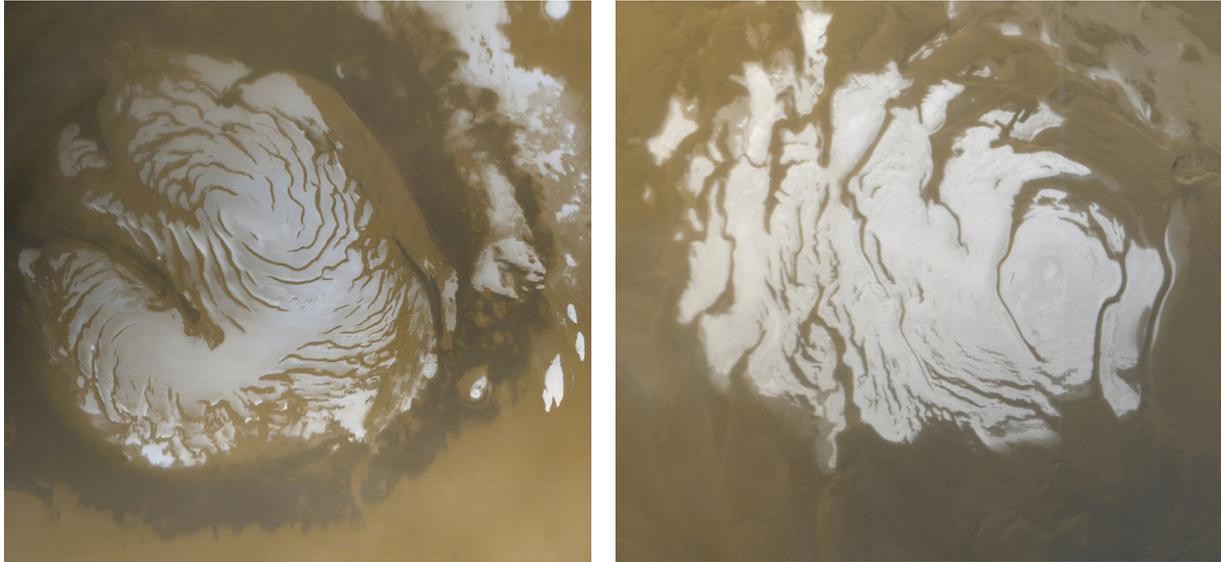


Figure I-21 : Photographies des calottes polaires résiduelles nord (gauche, acquise le 13 mars 1999) et sud (droite, acquise le 17 avril 2000) par la caméra MOC (à bord de la sonde MGS). Les deux photographies ne sont pas à l'échelle: la calotte fait un diamètre de ~1100 km, la calotte sud ~420 km (de gauche à droite). Crédits des images: NASA/JPL/Malin Space Science Systems.

La composition des calottes polaires permanentes n'a pas pu être déterminée avant l'arrivée de la sonde Viking avec les instruments IRTM pour mesurer les températures, et MAWD pour mesurer les quantités de vapeur d'eau au dessus de la glace. Pour la calotte nord, Viking a mesuré des températures de l'ordre de 205-210 K pour les zones claires et ~230K pour les zones sombres [Kieffer, 1976 ; Kieffer et al., 1977], ainsi que des quantités de vapeur d'eau très élevées au-dessus de la calotte pendant l'été [Farmer et al., 1976]. Ces données ont convaincu la communauté scientifique que la calotte permanente nord était essentiellement constituée de glace d'eau. Les mesures de températures effectuées par la suite par TES [Titus et al., 2003], et surtout l'identification spectrale obtenue par OMEGA [Bibring et al., 2004b] (voir section I.A.2.c, ont confirmé cette conclusion. Pour la calotte sud les données Viking n'ont pas permis une compréhension claire de la composition, avec la mesure d'une large gamme de températures (entre 161K et 214K) [Kieffer, 1979] et pas d'émission apparente de vapeur d'eau [Jakosky and Farmer, 1982]. Ces mesures laissaient supposer une composition de glace de CO₂, sans expliquer l'absence de glace d'eau. Comme nous l'avons précisé en section I.A.2.c, les mesures de température par TES [Titus et al., 2003], de structure [Smith et al., 1999], de présence d'hydrogène dans le sous-sol [Boynton et al., 2002], et les mesures spectroscopiques d'OMEGA [Bibring et al., 2004b] ont montré que la

calotte sud est essentiellement composée de glace d'eau, recouverte par une fine couche (une dizaine de mètres) de glace de CO₂. Les calottes nord et sud sont donc composées essentiellement de glace d'eau.

L'altimètre MOLA a mesuré les dimensions de ces deux calottes permanentes : la calotte nord présente un volume de 1.45 (±0.25) et la calotte sud un volume de 2.5 (±0.5) millions de km³ [Zuber et al., 1998 ; Smith et al., 1999]. Ceci représente une masse totale de volatiles (H₂O + CO₂) de 3,2.10⁶ à 4,7.10⁶ km³ soit un océan équivalent de 22 à 33m d'épaisseur sur toute la surface de Mars. Plus récemment, le radar MARSIS à bord de la sonde Mars Express a pu sonder l'épaisseur de la calotte permanente sud [Plaut et al., 2007]. Ce sondage révèle un double écho (voir Figure I-22), le premier marquant la transition entre l'air et la glace et le second la transition entre la glace et le sol. En raison de la faible atténuation du signal par le milieu traversé, les auteurs concluent qu'il s'agit de glace d'eau presque pure d'une épaisseur pouvant atteindre plusieurs kilomètres. La quantité d'eau emprisonnée représente un océan global de 11m de profondeur.

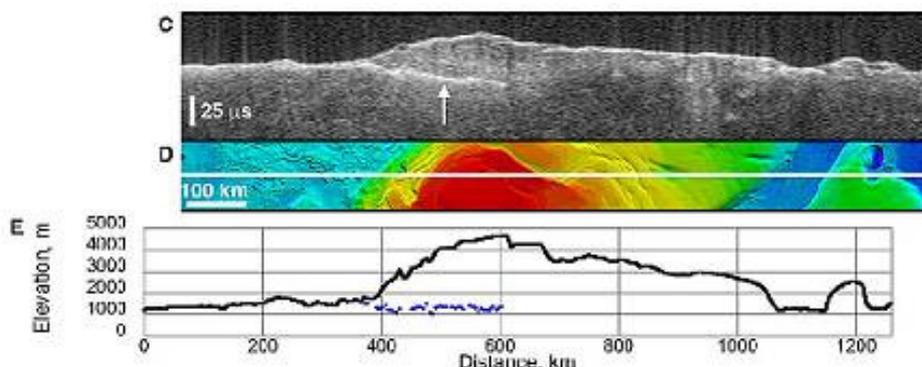


Figure I-22 : Exemple de mesure radar obtenue par l'instrument MARSIS lors de l'orbite 2682. (C) Mesure de deux échos radar par MARSIS. La flèche indique la transition entre la glace et le sol. (D) Altimétrie MOLA le long du sondage radar. (E) Altitude de la surface d'après MOLA (en noir) accompagnée de la mesure de l'altitude de la base de la calotte permanente sud d'après MARSIS (en bleu). Figure d'après Plaut et al. [2007].

Les calottes saisonnières se forment alternativement sur l'hémisphère nord puis l'hémisphère sud. Leur existence est connue depuis les premières observations télescopiques de Mars au XVIIIe siècle. L'observation de leur récession dans le visible par le télescope spatial Hubble est donnée en Figure I-23. Le modèle de Leighton and Murray [1966] est le premier à prédire que ces calottes résiduelles sont faites essentiellement de glace de CO₂. Les températures deviennent suffisamment basses pendant la nuit polaire pour la température de condensation du CO₂ atmosphérique soit atteinte (150K) et qu'il se dépose sur la surface. Diverses observations depuis la Terre [Larson and Fink, 1972] et par les sondes spatiales [Herr and Pimentel, 1970; Kieffer, 1979] confirment cette composition. Cette solidification de l'atmosphère est responsable de fortes variations de la pression atmosphérique au sol au cours de l'année: la sonde Viking Lander 1 a mesuré une évolution entre ~6.8 et 9 mbar [Hess et al., 1979, 1980]. La calotte saisonnière sud s'étend du pôle jusqu'à la latitude 50°S [James et al., 1979], alors que la calotte saisonnière nord ne dépasse pas la latitude 65°N [James, 1979].

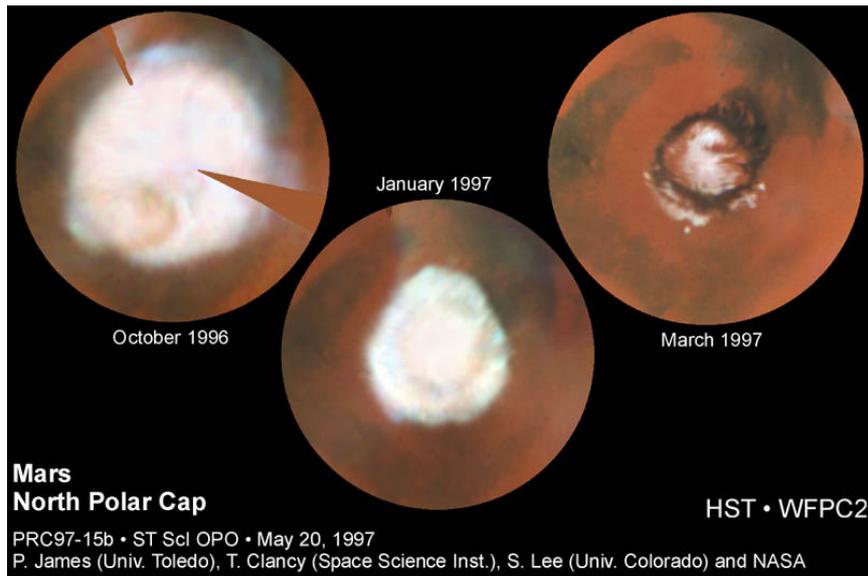


Figure I-23 : Observation de la récession de la calotte polaire nord de Mars par le télescope spatial Hubble. Crédits NASA.

La vapeur d'eau se solidifie à 190K à la pression atmosphérique moyenne de Mars. De la glace d'eau doit donc en principe se trouver mélangée, en faibles quantités, avec la glace de CO₂. Cette glace d'eau a été observée à plusieurs reprises dans le passé dans des mesures spectrales depuis la Terre [Clark and McCord, 1982] et depuis des sondes spatiales [Pimentel et al., 1974]. La calotte saisonnière de l'hémisphère sud présente une quantité de glace d'eau plus faible [Larson and Fink, 1972]. Récemment, l'instrument OMEGA a permis d'observer l'évolution de la composition lors de la récession des calottes nord et sud [Bibring et al., 2005; Langevin et al., 2007]. Ces observations ont en particulier montré qu'au printemps, la glace de CO₂ se sublime rapidement et laisse apparaître un anneau de glace d'eau qui se retire progressivement vers le pôle. Il peut s'agir de glace non encore sublimée, mais des phénomènes de déposition de glace d'eau pendant la récession interviennent également. Les calottes saisonnières constituent donc un réservoir d'eau, mais la quantité s'y stockant est difficile à mesurer. Elle s'obtient par des modélisations numériques [e.g., Forget et al., 2005] mais aussi de manière indirecte par les mesures de quantités de vapeurs d'eau émises dans l'atmosphère lors de leur sublimation au printemps / été.

La vapeur d'eau atmosphérique

Les premières observations de vapeur d'eau dans l'atmosphère de Mars ont été effectuées par des télescopes [Spinrad et al., 1963 ; Schorn et al., 1967 ; Barker, 1976] et des instruments aériens ou spatiaux [Conrath et al. 1973, Moroz and Nadzhip 1975]. Si ces mesures ont permis un début de connaissances sur les variations saisonnières et temporelles, les données les plus précises, au niveau de la résolution spatiale, du rapport signal sur bruit et de la couverture temporelle, ont été obtenues par des instruments placés sur des orbiteurs. La première observation orbitale du cycle de l'eau Martien a été obtenue avec l'instrument MAWD à bord de l'orbiteur Viking. MAWD a mesuré la quantité de vapeur d'eau pendant une année martienne (1976 à 1978), grâce à une bande d'absorption à 2.6 μm (voir Section I.C.2 pour plus d'explications). Les résultats ont été principalement publiés par Jakosky and Farmer [1982], nous les présentons en Figure I-24 qui montre l'évolution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère martienne avec la latitude et la saison. La seconde observation orbitale du

cycle de l'eau a été obtenue avec l'instrument TES à bord de MGS, avec une résolution spatiale bien supérieure (pixel de l'ordre de 3 km) par rapport aux données MAWD. L'instrument TES mesure la quantité de vapeur d'eau grâce aux bandes d'absorption entre 28 et 42 μm . Les résultats pour une première année martienne ont été publiés et analysés par Smith [2002]. Une mise à jour pour trois années martiennes a été publiée par Smith [2006] et est donnée en Figure I-25.

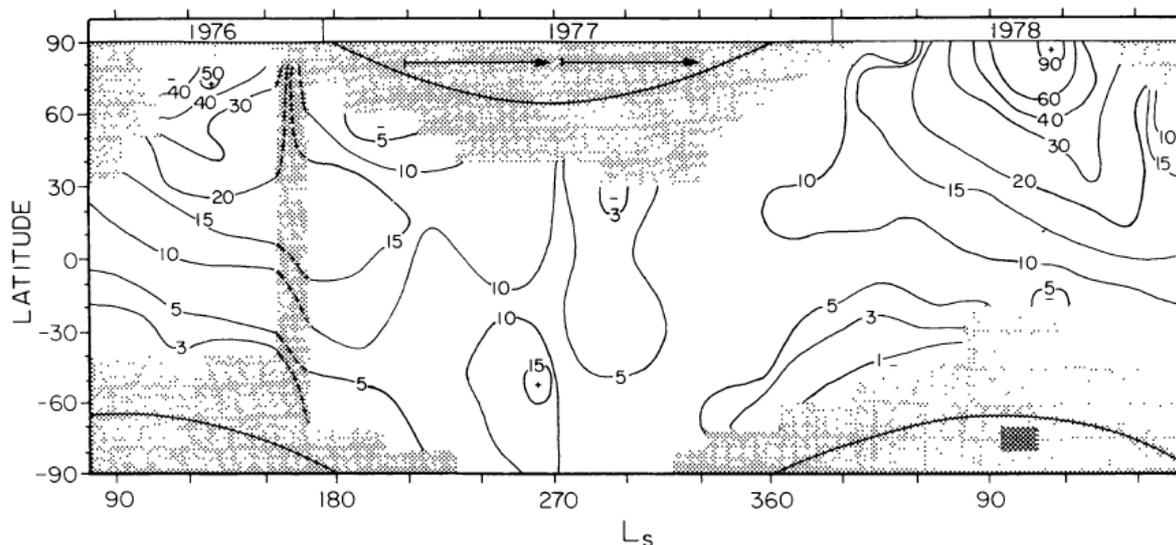


Figure I-24 : Evolution latitude – longitude solaire de la vapeur d'eau dans l'atmosphère de Mars, vue par l'instrument MAWD de la sonde Viking, sur environ une année martienne (d'après [Jakosky and Farmer 1982]). La grandeur représentée par des courbes de niveau est la quantité de vapeur d'eau sur une colonne verticale entre la surface et la sonde, exprimée en microns précipitables (pr.μm), moyennée localement. Le carré sombre en bas à droite donne la résolution spatio-temporelle de la carte. Aucune correction de topographie n'est effectuée ici. Les zones sont grisées lorsqu'aucune donnée exploitable n'est disponible. Les arcs représentent les limites de la nuit polaire.

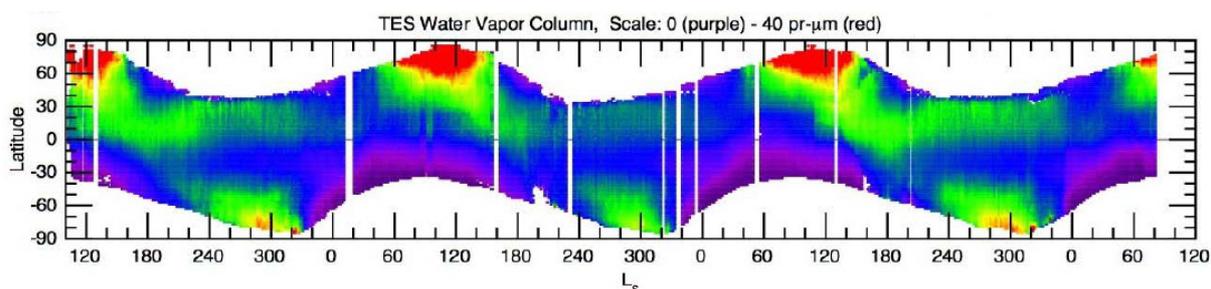


Figure I-25 : Evolution latitude – longitude solaire de la vapeur d'eau dans l'atmosphère de Mars, vue par l'instrument TES de la sonde MGS (d'après [Smith 2006]). La grandeur représentée avec un code de couleurs arc-en-ciel est la quantité de vapeur d'eau sur une colonne verticale entre la surface et la sonde, en microns précipitables (pr.μm).

Bien que de résolutions différentes, les deux jeux de données permettent de tirer les mêmes conclusions principales sur le cycle de l'eau. On observe un fort enrichissement en vapeur d'eau au-dessus du pôle nord pendant l'été boréal (L_s ~60° à 160°). Cette augmentation est due à la sublimation de la calotte saisonnière de glace d'eau à la fin du printemps, sous

l'effet de l'insolation solaire et de l'augmentation de température. La vapeur d'eau ainsi libérée est transportée progressivement par l'atmosphère vers l'équateur par le processus dynamique des cellules de Hadley [Haberle et al., 1993]. Ce transport est responsable de la ceinture équatoriale de nuages de glace d'eau observée en été [e.g. Clancy et al., 1996 ; Wolff et al., 1999 ; Smith, 2006]. En automne et en hiver, la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère se condense sous l'effet de la baisse de température de la nuit polaire et forme les calottes saisonnières. Le même phénomène de sublimation au printemps a lieu pour l'hémisphère sud mais dans des proportions plus faibles, et sans transport de la vapeur vers l'équateur. Sur les données MAWD cette augmentation est quasiment négligeable. Les auteurs [Jakosky and Farmer 1982, Smith 2002] expliquent cette différence par deux tempêtes de poussière globales dans les données MAWD, influençant les données entre L_s 205° et ~330°. Ces tempêtes peuvent en effet réduire les abondances de vapeur d'eau mesurées [Davies 1979] car elle réfléchissent une partie des photons du soleil et les empêchent de sonder toute la hauteur de la colonne atmosphérique. D'après les auteurs, il peut s'agir également de simples variations d'une année à l'autre. En utilisant les données TES, Smith [2002] ont montré que la totalité de l'eau atmosphérique (moyennée sur l'année) représenterait à l'état précipité un film d'eau d'une épaisseur entre 12 et 17 μm sur l'ensemble de la surface. De nouvelles observations ont été obtenues depuis TES, essentiellement par les instruments de Mars Express (PFS, SPICAM, OMEGA), qui confirment les tendances globales décrites précédemment [Fouchet et al., 2007 ; Fedorova et al., 2006 ; Maltagliati et al., 2007].

La glace d'eau dans le sous-sol

Depuis plusieurs années, diverses modélisations ont prévu la présence de glace d'eau dans les premiers mètres du sous-sol de Mars aux latitudes élevées [e.g. Fanale et al., 1986 ; Zent et al. 1986]. Les mesures de l'instrument GRS sur la sonde Mars Odyssey ont fourni la première observation supposée de cette glace. Nous détaillons ici ses résultats après en avoir expliqué le fonctionnement physique.

L'instrument Gamma Ray Spectrometer (GRS) est capable de détecter et de mesurer les rayons gamma et les neutrons émis par la surface de Mars [Boynton et al. 1992 ; Boynton et al. 2004]. Les rayons cosmiques, composés essentiellement de protons très énergétiques et de particules alpha, frappent régulièrement les noyaux atomiques présents dans l'atmosphère et la surface de Mars. Lors de ces interactions diverses réactions nucléaires sont responsables de la création de neutrons très énergétiques qui entrent en collision avec les noyaux environnant et finissent par être capturés ou émis vers l'espace. Les noyaux ayant subi des collisions sont excités et perdent leur énergie par émission de rayons gamma. Les différences de section efficaces et de pouvoir modérateur (capacité à ralentir les neutrons énergétiques) entre éléments font que ces processus d'interaction entre neutrons et matière sont directement liés à la composition élémentaire. En particulier l'atome d'hydrogène est le meilleur élément modérateur de neutrons par sa proximité de masse avec eux. L'expérience GRS est composée de trois instruments : le Gamma Subsystem, le Neutron Spectrometer et le High Energy Neutron Detector, capables de détecter les rayons gamma, les neutrons thermiques ($E < 0.4$ eV), épithermiques ($0.4 \text{ eV} < E < 0.7 \text{ MeV}$) et rapides ($0.7 < E < 1.6 \text{ MeV}$) émis par la surface. La profondeur de sondage de GRS dépend de la composition du sol, de la distribution verticale des différents éléments et du type de neutron mesuré ; en ordre de grandeur GRS sonde un mètre de profondeur. Nous voyons donc que la mesure des rayons gamma et des neutrons faite par GRS permet en principe de remonter à la composition élémentaire du premier mètre de la surface de Mars.

Boynton et al. [2002], Feldman et al. [2002] et Mitrofanov et al. [2002] publient les premières cartes de répartitions des rayons gamma et des différents types de neutrons. La relation entre la quantité d'hydrogène, sa répartition dans le sol et les différentes émissions nécessitent des modèles élaborés. Ces trois publications, ainsi que Feldman et al. [2004], ont développé des modèles qui prévoient l'émission de neutrons et de rayons gamma en fonction par exemple de la distribution verticale du sol, homogène ou bien faite de deux couches, l'inférieure riche en hydrogène contrairement à la supérieure. Ces modèles permettent d'obtenir la quantité d'hydrogène dans le sol ainsi que l'épaisseur de la couche le recouvrant. Les auteurs considèrent que seule la molécule d'eau peut expliquer cet hydrogène.

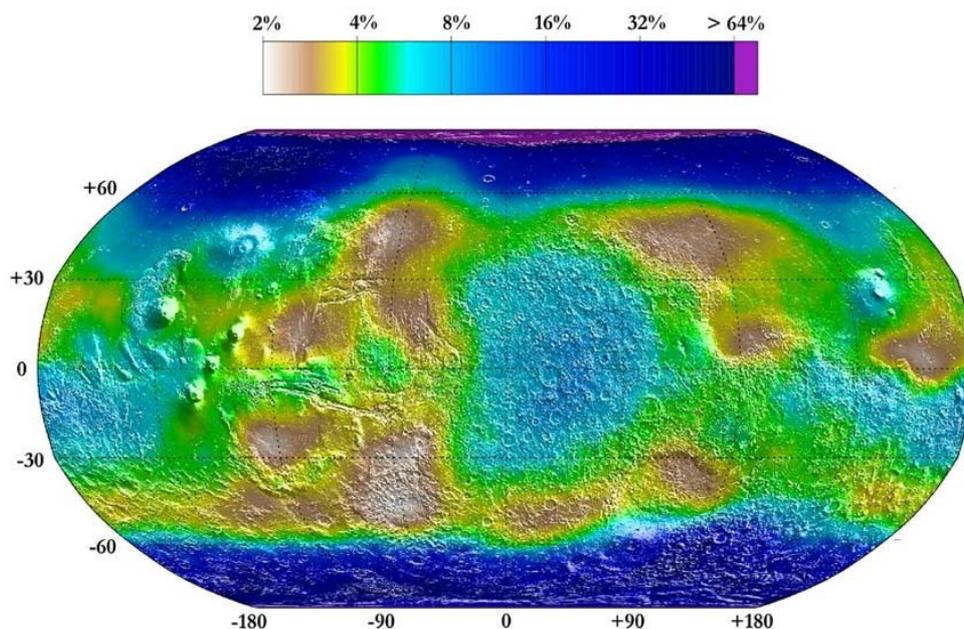


Figure I-26 : Projection Robinson de la répartition de l'hydrogène sur l'altimétrie de Mars vue par l'instrument GRS. L'hydrogène est considéré comme appartenant à la molécule d'eau. Sa quantité est exprimée en Water-Equivalent Hydrogen (WEH) c'est-à-dire en pourcentage massique d'eau. L'échelle de couleur est logarithmique pour faciliter la lecture des structures équatoriales. D'après Feldman et al. [2004].

Utilisant un nouvel étalonnage, Feldman et al. [2004] publient une carte de la répartition spatiale d'hydrogène sur la surface de Mars, exprimée en Water-Equivalent Hydrogen (WEH) c'est-à-dire en pourcentage massique d'eau (Figure I-26). Cette carte met en évidence trois régions différentes : les deux régions polaires (au-delà de 60°, Nord ou Sud) et la région équatoriale. Les régions polaires présentent des teneurs en masse d'eau très élevées, entre 20 et 100%, avec une couche superficielle pauvre en eau de quelques dizaines de centimètres et dont l'épaisseur se réduit vers le pôle. Les auteurs privilégient la thèse de l'eau sous forme de glace d'eau enfouie, principalement parce que pour les régions concernées la stabilité de la glace d'eau était prévue par les études numériques antérieures [e.g. Fanale et al., 1986 ; Zent et al. 1986]. Dans les régions équatoriales on constate des teneurs en hydrogène beaucoup plus faibles mais non négligeables, avec des WEH entre 2 et 10%. Les teneurs les plus élevées sont observées sur deux régions : une région englobant Arabia Terra, Terra Meridiani et Xanthe Terra (centrée sur 25°E, 0°N), et une région englobant Amazonis et Elyseum Planitia (185°E, 15°S). Pour ces deux régions les auteurs pensent qu'il s'agit d'eau d'hydratation des minéraux, enfouies sous une vingtaine de

centimètres de sol pauvre en eau. Au niveau global, la quantité d'eau vue par GRS devrait représenter une couche d'eau de surface de 14 cm environ.

I.B.2.b. Observations directes de l'eau du régolite Martien

Les moyens d'étude à distance nous ont permis de mettre en évidence une vraisemblable influence du régolite sur l'évolution globale de la vapeur d'eau. Les études en laboratoire montrent que la surface de Mars doit vraisemblablement fixer de l'eau. Il existe peu de moyens de vérifier des mesures en observant directement l'eau fixée dans le régolite. Deux méthodes ont pu être appliquées jusqu'à aujourd'hui : les mesures in-situ des rovers, et l'observation à distance par la spectroscopie.

Mesures in situ

L'observation la plus flagrante de l'eau du régolite a été obtenue in situ, grâce aux atterrisseurs. Les deux atterrisseurs Viking étaient équipées de l'instrument GCMS, chromatographe en phase gazeuse associé à un spectrographe de masse, destiné à établir la composition de l'échantillon de surface prélevé [Biemann et al. 1977]. Cet instrument possédait un four capable de chauffer les échantillons prélevés jusque 500°C. En utilisant ce chauffage, une analyse détaillée des gaz émis devait fournir de l'information sur l'eau contenue dans le régolite de surface. Pour des questions de coût le système a été simplifié, en se privant en particulier d'une mesure continue de la quantité de gaz émis pendant le chauffage pour ne disposer que de quelques mesures indirectes. Une reconstitution de l'expérience en laboratoire a permis d'obtenir par comparaison une estimation de cette quantité d'eau dans le sol, comprise entre 1 et 3 % en masse au niveau du Viking Lander 2 (VL2), avec une incertitude allant jusqu'à un facteur 5 [Biemann et al. 1977, Anderson and Tice 1979].

Toutefois des doutes peuvent être émis sur la qualité de ces mesures. 1) Le système final n'était conçu que pour évacuer l'eau des échantillons sans mesurer de manière précise sa quantité. 2) Une température de 500°C ne suffit pas à extraire toute l'eau de certains minéraux [Milliken and Mustard 2005]. 3) L'intérieur de la sonde étant porté à 15°C, de l'eau a sans doute été dégazée avant de commencer les mesures. En considérant ces sources d'incertitude, certains auteurs estiment que les quantités d'eau déduites n'apportent aucune information sur le sol Martien [Arvidson et al. 1989]. Pour l'étude de l'influence du régolite sur l'atmosphère ces mesures ne sont en effet que de peu d'intérêt, car le chauffage à 500°C ne représente pas les températures de Mars, et l'essentiel de l'eau capable d'interagir avec l'atmosphère est sans doute perdue à cause des 15°C. Le principal résultat des mesures Viking est donc qualitatif : il prouve la présence d'eau dans le régolite Martien, mais il ne quantifie pas son influence sur l'eau atmosphérique observée par les orbiteurs Viking.

Un autre jeu de mesures in-situ de quantité d'eau a été obtenu par l'analyseur APXS de la sonde Pathfinder [Foley et al., 2003]. L'APXS peut fournir des mesures de quantité d'élément oxygène. Dans les cas où l'oxygène ne peut être expliqué par un minéral grâce aux abondances d'autres éléments comme le soufre ou la silice, les auteurs l'affectent au groupe OH dans la molécule d'eau car l'hydrogène est invisible pour l'APXS. Les conditions atmosphériques rejettent le cas de l'eau sous forme de glace, les auteurs concluent donc à de l'eau d'hydratation. En fonction des incertitudes sur les teneurs des autres éléments, les auteurs montrent que les sols et rochers ont une teneur en eau non négligeable qui peut monter jusque 4% en masse.

Observations à distance

D'autres observations de l'eau du régolite ont été obtenues à distance, soit depuis la Terre soit depuis des sondes spatiales. Ces observations utilisent essentiellement la réflectance proche-infrarouge. Dans ce domaine de longueurs d'onde, l'eau dans le régolite présente une signature très caractéristique puisqu'elle est responsable d'une forte bande d'absorption autour de 3 μm (appelée par la suite « bande à 3 μm »). Cette bande est bien connue des spécialistes en spectroscopie car elle est observée presque systématiquement sur tout échantillon en laboratoire (voir par exemple Sinton [1957]). Nous décrivons beaucoup plus en détails les mécanismes physiques de cette bande d'absorption en Section I.C.2 car c'est sur cette bande que nous traiterons les données OMEGA. Depuis longtemps la présence d'eau dans le régolite de Mars a été prouvée en observant la bande à 3 μm . Elle a été observée en premier par des systèmes télescope-spectromètre terrestres [e.g. Sinton, 1967], puis par des spectromètres placés sur des avions [e.g. Houck et al., 1973], sur des sondes spatiales [e.g. Pimentel et al., 1974; Bibring et al., 1990] et sur des télescopes en orbite autour de la Terre [e.g. Lellouch et al., 2000]. Nous décrivons en Section I.C.2 les détails de ces différentes observations.

I.B.2.c. Influence de l'hydratation sur l'eau atmosphérique

Les diverses observations de Mars ont donc prouvé l'existence de quatre réservoirs d'eau : calottes polaires, atmosphère, sol et proche sous-sol. Nous montrons dans cette section l'importance du régolite pour l'eau atmosphérique. Certaines variations observées sur la vapeur d'eau atmosphérique ne peuvent en effet s'expliquer qu'en faisant intervenir le régolite de surface. Il s'agit de variations soit globales, intervenant dans le cycle de l'eau, soit locales, avec des variations spatiales prononcées, soit journalières.

Influence globale

En analysant en détails les caractéristiques du cycle de la vapeur d'eau, les différents auteurs ont montré l'importance du régolite en tant que source et puits d'eau dans le cycle de l'eau. En effet les données MAWD (Figure I-24) et TES (Figure I-25) montrent une augmentation rapide de la quantité de vapeur d'eau au début du printemps nord, vers les Ls $\sim 30\text{-}40^\circ$. Cette augmentation nette concerne toutes les latitudes nord pour MAWD, les latitudes supérieures à 20° pour TES. Sur les données MAWD cette augmentation commence plus tôt, vers les Ls $\sim 0^\circ$ pour les latitudes proches de l'équateur. Cette augmentation concerne en grande partie des régions non recouvertes par la calotte saisonnière en hiver [Titov, 2002], c'est pourquoi la sublimation du givre hivernal ne suffit pas seule à l'expliquer. De même, vers la fin de l'été (Ls 140° à 240°) nous voyons une forte baisse de la quantité de vapeur d'eau pour les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord, sans avoir de déposition de glace sur la surface [Titov, 2002]. Après Ls $\sim 160^\circ$ cette diminution est vraisemblablement due en majeure partie au transport de la vapeur vers l'équateur. Avant Ls $\sim 160^\circ$ la chute au niveau des altitudes moyennes est nette et ne peut s'expliquer par le seul transport atmosphérique. C'est pourquoi, uniquement sur des considérations observationnelles, Jakosky and Farmer [1982] et Smith [2002] suggèrent que le régolite doit être un réservoir important d'eau sur Mars et doit influencer le cycle de l'eau sur Mars. Sur la base des données MAWD, Jakosky and Farmer [1982] ont calculé que la sublimation de la calotte saisonnière et l'émission de vapeur par le régolite devaient compter pour 60% de l'eau impliquée dans le cycle de l'eau. Nous verrons dans la section I.B.2 les évaluations fournies par des modèles plus récents.

Influence locale

Des instruments à plus haute résolution spatiale comme ISM ont permis d'étudier les variations spatiales à petite échelle de la vapeur d'eau sur Mars. Rosenqvist et al. [1992], Titov et al. [1994 ; 1995 ; 1997], ainsi qu'un résumé de Titov [2002] ont montré que sur le jeu de données ISM, des variations de quantité de vapeur d'eau jusqu'à un facteur 5 pouvaient être observées. Olympus Mons et les volcans de Tharsis présentent un excès de vapeur d'eau, alors que l'atmosphère au-dessus de Valles Marineris, Amazonis Planitia et Lunae Planum en est particulièrement appauvrie. Les auteurs avancent l'interaction de la vapeur d'eau avec le régolite comme l'explication la plus plausible à ce phénomène. En effet les variations spatiales à petite échelle ne peuvent subsister et résister au transport atmosphérique que si une source de vapeur d'eau surfacique les alimente continûment. Le régolite en ce lieu pourrait être fait d'un minéral à haute capacité d'adsorption comme l'argile. Enfin, MAWD, ISM et PFS observent une hausse de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère au-dessus de régions claires [Titov, 2002 ; Maltagliati, 2007], que les auteurs interprètent par une plus grande quantité d'eau dans le régolite pour les sols clairs.

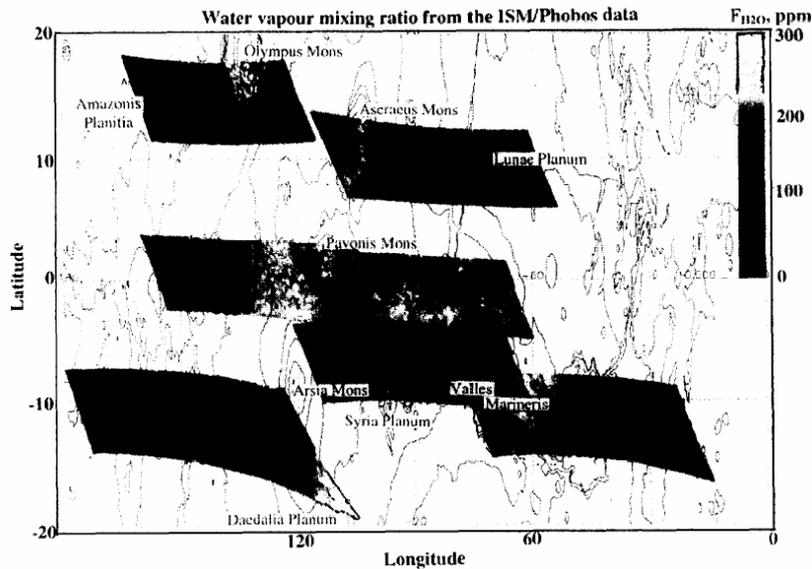


Figure I-27 : Carte de la distribution spatiale de vapeur d'eau atmosphérique au-dessus des volcans de Tharsis et de Valles Marineris, d'après les données ISM/Phobos 2. D'après Titov et al. [1997].

Variations journalières

Le dernier élément d'intérêt pour la mise en évidence de l'importance du régolite sur la vapeur d'eau atmosphérique est l'observation de variations journalières dans la colonne de vapeur d'eau. Plusieurs missions ont mesuré cette évolution journalière (Figure I-28), qui se traduit par un pic de la quantité de vapeur vers midi, encadré par des valeurs environ 10 μm plus faibles et symétriques le matin et le soir. Barker [1976] observe au télescope des variations journalières avec une amplitude d'un facteur 2-3. Titov et al. [1997] l'ont observé avec un facteur 2 dans les mesures ISM au-dessus de Pavonis. Les mesures télescopiques infrarouge de Sprague et al. [1996] et Hunten et al. [2000] le mesurent clairement ; Formisano et al. [2001] et Ignatiev et al. [2002] ont analysé à nouveau les mesures IRIS de Mariner 9 et

ont conclu dans le même sens. Toutefois certaines mesures n'observent pas ces variations. Il s'agit par exemple des mesures faites par l'instrument IMP sur le robot Pathfinder, mais cet instrument n'a pas observé vers midi [Titov et al., 1999].

Si l'on considère l'existence de ce cycle journalier, les auteurs l'expliquent par la désorption d'eau du régolite le matin et l'adsorption le soir respectivement, sous l'effet de la température. La symétrie du cycle indique que la vapeur émise le matin reste dans la couche limite atmosphérique avant d'être adsorbée le soir. Cette explication est sujette à discussion dans la mesure où les quelques mesures de cinétique d'adsorption [e.g. Zent et al., 2001] révèlent des temps d'équilibres pouvant être supérieurs à une journée.

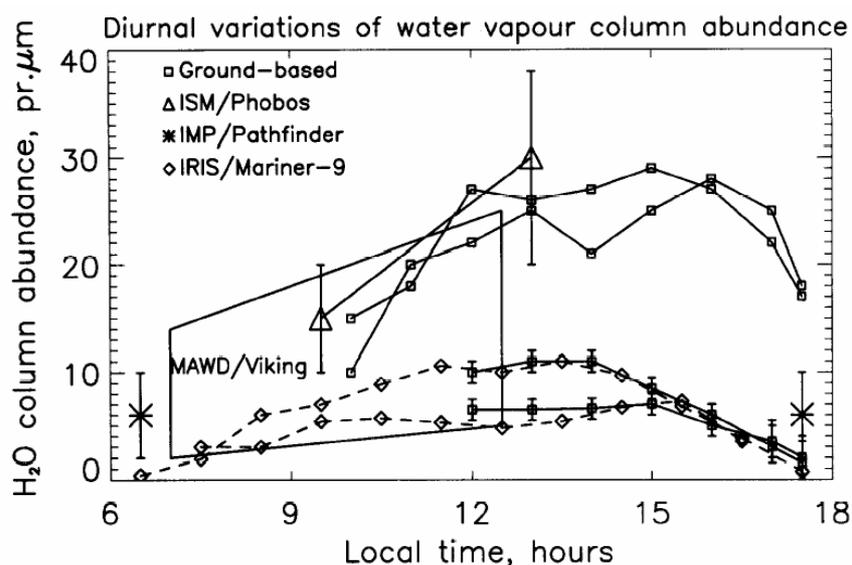


Figure I-28 : Variations journalières de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique, observée par différentes études : des mesures télescopiques [Sprague et al., 1996 ; Hunten et al., 2000], les mesures ISM [Titov et al., 1997], les mesures Pathfinder [Titov et al., 1999] et les mesures IRIS [Formisano et al., 2001 ; Ignatiev et al., 2002]. Figure d'après Titov [2002].

I.B.2.d. Modélisations numériques du cycle de l'eau

Depuis les premières observations de vapeur d'eau dans l'atmosphère de Mars (section I.B.2), plusieurs études basées sur des modélisations numériques ont tenté de reconstituer les variations observées, aussi bien le cycle global de l'eau que des variations journalières. A l'origine ce sont uniquement des modèles à une dimension spatiale, verticale, avec un maillage de plusieurs couches atmosphériques et quelques couches dans le sol. Ces modélisations incluent un modèle thermique pour calculer la température de la surface et dans le sous-sol, un modèle de diffusion de vapeur d'eau dans les pores du régolite, ainsi qu'une loi empirique d'adsorption d'eau comme celles présentées en section I.B.1.b. Ils prennent généralement en compte la condensation de glace en surface, mais pas dans l'atmosphère sous forme de nuages. A cause de leur unique dimension spatiale ces modèles ne permettent pas de considérer le transport atmosphérique d'une région à une autre et cherchent juste à mettre en évidence l'importance des échanges régolite – atmosphère. Leur quantité d'eau totale est donc un paramètre libre, sauf s'il leur est imposé de respecter en conditions limites les abondances en vapeur d'eau observées. Nous verrons à la fin de cette section que des modèles

tridimensionnels ont depuis été développés pour prendre en compte correctement le transport atmosphérique, en incluant les effets du relief et des variations de température locales.

Un grand nombre de modèles numériques de l'atmosphère de Mars ont été développés dont les premiers remontent aux années 60 [e.g. Leighton and Murray, 1966 ; Flasar and Goody, 1976]. Seuls certains de ces modèles sont dédiés à l'étude de la vapeur d'eau atmosphérique. Nous n'en détaillerons que quelques uns parmi ceux insistant sur le rôle du régolite dans les variations saisonnières et journalières et développés après les premières observations orbitales de la sonde Viking.

Modèle 1D saisonnier

Le modèle 1D éléments finis de Jakosky [1983] tente de reconstituer les variations saisonnières de l'interaction régolite – atmosphère. Le régolite modélisé a les propriétés du basalte de Fanale and Cannon [1974] à différentes valeurs de diffusivité de vapeur d'eau, et la vapeur d'eau atmosphérique est supposée avoir un facteur de mélange (fraction massique) constant avec l'altitude. Les résultats montrent que la quantité d'eau dans le régolite est directement corrélée à la température du sol. En fonction de la valeur de diffusivité choisie, l'échange entre le régolite et l'atmosphère peut représenter entre 10 et 150% des variations observées. Les différences entre modèle et observations saisonnières (des orbiteurs Viking), présentées en Figure I-29, sont dues essentiellement au transport atmosphérique qui n'est pas pris en compte dans le modèle. Ce modèle a donc prouvé que le régolite peut jouer un rôle saisonnier d'importance équivalente à celui joué par les calottes polaires.

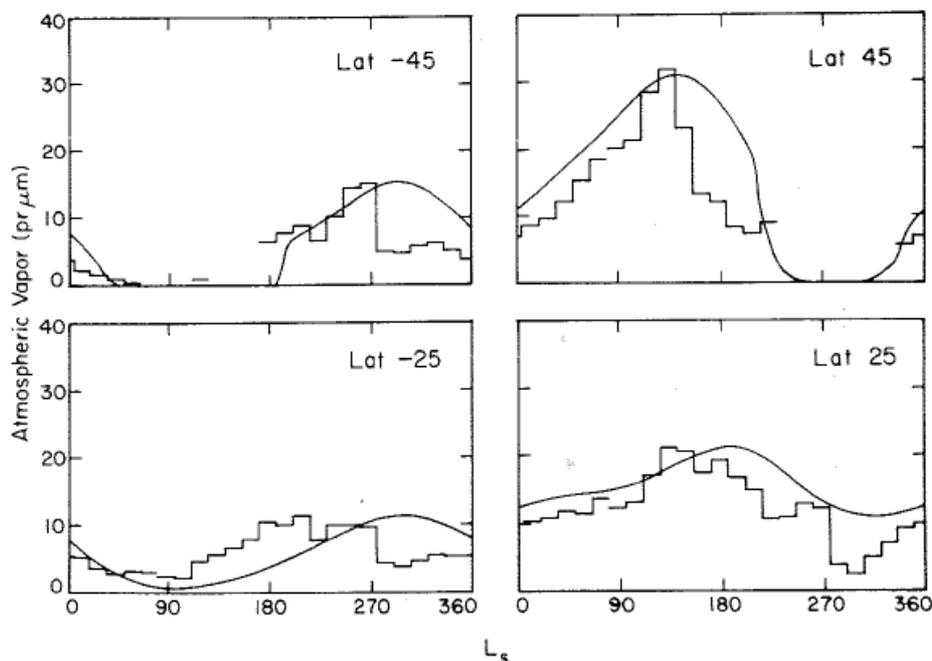


Figure I-29 : Comparaison de la modélisation numérique de vapeur d'eau atmosphérique faite par Jakosky [1983] avec les mesures effectuée par l'instrument MAWD sur la sonde Viking [Jakosky and Farmer 1982] . D'après Jakosky [1983].

Modèle 1D journalier

Un autre modèle unidimensionnel a été développé par Zent et al. [1993], portant essentiellement sur la modélisation des variations journalières qui n'ont pas pu être observées par les orbiteurs Viking ou MGS. Leur modèle d'adsorption et de diffusion dans le régolite reprend également les mesures de Fanale and Cannon [1974] ; la fraction massique de vapeur d'eau y est variable et la dynamique des fluides (viscosité, convection) est prise en compte, en particulier dans la modélisation de la couche limite (zone de basse altitude, entre 0.1 et 4km [Zent et al. 1993]). Par cette étude, Zent et al. [1993] ont montré que la vapeur d'eau atmosphérique se fixe lentement dans le régolite pendant la nuit sous l'effet de la chute de température (Figure I-30). La couche limite atmosphérique est alors stratifiée, avec une fraction massique de vapeur d'eau moins élevée à basse altitude. Après le levé du soleil, la hausse de température force une partie de l'eau à s'échapper du régolite (voir les isothermes d'adsorption dans la section I.B.1.b), mais cet effet est masqué par l'établissement d'une convection dans la couche limite atmosphérique qui emporte de la vapeur d'eau des hautes couches vers les basses couches de l'atmosphère. Le sol étant exposé à une plus grande quantité de vapeur d'eau, il s'enrichit fortement en eau adsorbée (vers 6h30). A partir de 9h du matin la hausse de température domine et la vapeur d'eau quitte abondamment l'atmosphère.

Cette simulation montre que les effets journaliers du régolite sur l'eau atmosphérique doivent être pris en compte. Notons que l'estimation de la teneur en eau du sol en fonction de la profondeur, présentée sur la Figure I-30 pourrait permettre de contraindre la quantité d'eau dans le sol à partir de mesure de surface. Les quantités absolues de vapeur d'eau calculées sont en revanche faibles quand on les compare à des études plus anciennes non contraintes par l'observation [e.g. Flasar and Goody, 1976]. Elles ne peuvent pas par exemple expliquer les hausses de vapeur observées sur Tharsis [Titov et al., 1995].

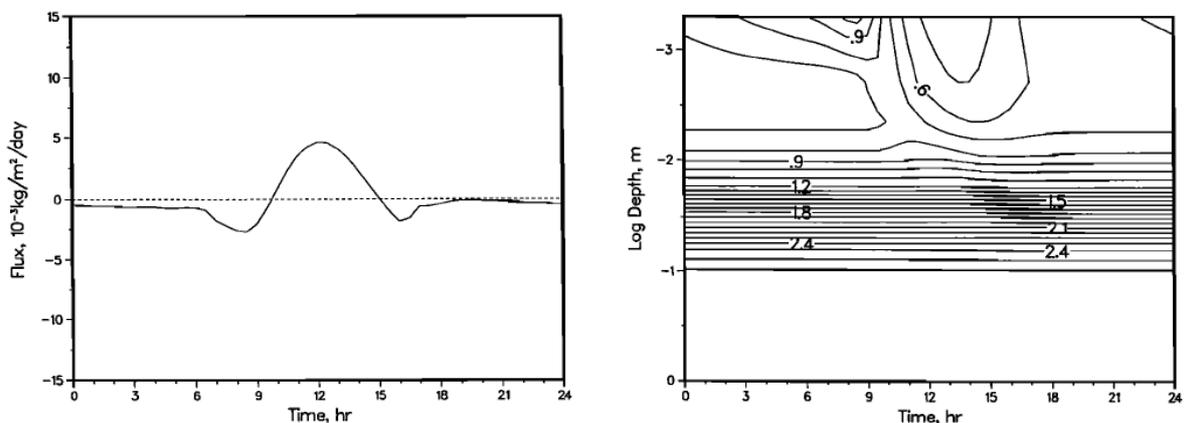


Figure I-30 : Résultats des simulations numériques journalières de Zent et al. [1993]. (a) Evolution du flux de vapeur d'eau quittant la surface pour enrichir l'atmosphère (comptée négative si la vapeur pénètre effectivement la surface). (b) Quantité d'eau s'adsorbant dans le régolite en fonction de la profondeur et de l'heure de la journée.

Modèles 3D de circulation générale

Avec l'accroissement des moyens informatiques, les simulations numériques ont pu raffiner leur description du cycle de l'eau Martien en considérant deux puis trois dimensions spatiales : la dimension verticale, l'axe des méridiens et l'axe des parallèles. Ces

modélisations multidimensionnelles permettent de reconstituer le cycle de l'eau sur l'ensemble de l'année martienne en prenant en compte le transport atmosphérique de vapeur d'eau. Nous allons voir que les études utilisant ces modèles 3D pour étudier le rôle du régolite donnent des résultats controversés.

Haberle et al. [1993] ont développé un modèle de circulation générale de l'atmosphère (nommé par la suite GCM) pour la NASA, incluant la dynamique et la thermique. Houben et al. [1997] ont ajouté à ce code les équations de diffusion et d'adsorption d'eau dans le régolite (obtenues de Zent et al. [1993]), dans un modèle de sous-sol à deux couches. Houben et al. [1997] ont montré qu'en l'absence d'adsorption dans le régolite, 1) des calottes de glace permanentes se formeraient au niveau des latitudes moyennes des deux hémisphères, et 2) la quantité de vapeur d'eau atmosphérique atteindrait 300 μm dans l'hémisphère sud en été austral, deux résultats en contradiction avec les observations de Viking. Au contraire, l'incorporation du mécanisme de l'adsorption donne des résultats proches des observations des sondes Viking et des télescopes, tant en terme de cycle de vapeur d'eau que de calottes saisonnières.

Richardson and Wilson [2002] utilisent le modèle de Houben et al. [1997] mais sans prendre en compte la condensation de glace sous la surface. En exécutant leur modèle avec et sans adsorption dans le régolite, les auteurs concluent que l'influence du régolite sur le cycle de l'eau est marginale, n'influençant le cycle de la vapeur d'eau qu'en lui ajoutant quelques μm . Toutefois la taille des particules des nuages nécessaires dans ce modèle pour reconstituer le cycle de l'eau est trop grande comparée aux observations TES [Richardson et al., 2002]. Montmessin et al. [2004] ont à leur tour effectué une modélisation globale de l'atmosphère, basée sur le modèle GCM commun au département de Physique de l'Université d'Oxford et au LMD à l'Université Paris 6 [Forget et al., 1999 ; Lewis et al., 1999]. En effectuant une modélisation poussée des nuages les auteurs arrivent à reproduire le cycle de la vapeur d'eau sans prendre en compte le régolite.

Enfin, Böttger et al. [2005] ont utilisé le GCM de Oxford / LMD, en prenant en compte la condensation-sublimation de la glace, la formation de nuages et surtout l'adsorption et la diffusion d'eau dans le régolite (modèle de Zent et al. [1993]). Leur modèle utilise dix couches de sous-sol, ce qui représente quelques mètres de profondeur, par comparaison aux ~10 cm du modèle de Houben et al. [1997]. La simulation de Böttger et al. [2005] montre que sans activer le régolite, l'atmosphère est trop humide d'un facteur 2-4 par rapport aux observations TES. En activant le régolite avec une répartition initiale uniforme d'eau dans le sol, les auteurs arrivent à modéliser un cycle de l'eau qualitativement proche des observations de TES. Par comparaison avec une simulation sans régolite, le régolite activé réduit la quantité d'eau allant de l'hémisphère nord au sud pendant une année martienne. Le régolite adsorbe plus d'eau aux latitudes élevées, dans des quantités plus importantes dans l'hémisphère nord. Pendant toute l'année le régolite est un puits pour la vapeur d'eau, à l'exception de la fin du printemps et du début de l'été (voir Figure I-31) : aux latitudes moyennes, après la sublimation du givre de surface, la surface est chauffée et donc émet de l'eau car sa capacité d'adsorption diminue, alors que le pôle, non exposé au soleil, n'a pas encore commencé à voir sa glace se sublimer. Cette simulation permet d'obtenir également les quantités de glace contenue dans le sous-sol. Le modèle de Böttger et al. [2005] est en bon accord avec la répartition vue par GRS pour l'hémisphère nord, ce qui suggère une situation stable. L'accord est moins bon dans l'hémisphère sud, laissant entendre que la glace de sous-sol n'y est peut-être pas stable. Enfin, en activant le régolite avec comme répartition initiale de glace de sous-sol celle vue par GRS, les auteurs arrivent à modéliser un cycle de l'eau

quantitativement proche des observations de TES, avec un pic dans l'hémisphère nord à 100 μm , et un pic dans l'hémisphère sud à 50 μm . Cette modélisation est clairement en faveur d'une forte influence du régolite dans le cycle de l'eau, au même titre que le transport atmosphérique.

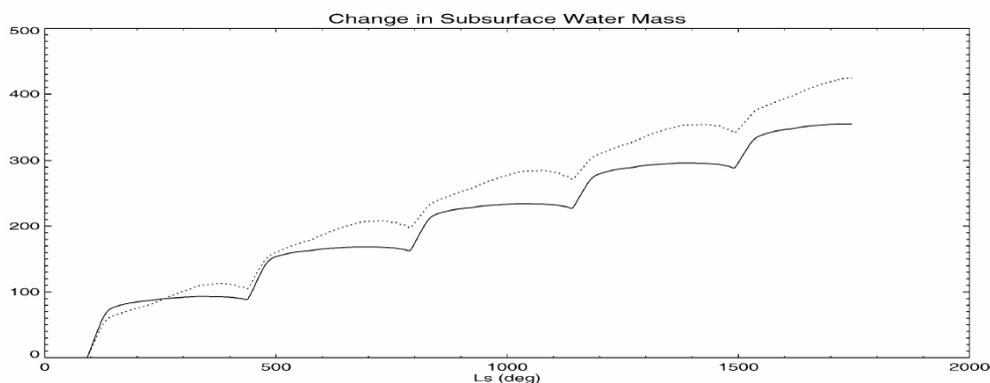


Figure I-31 : Variation nette de la quantité totale nette d'eau adsorbée dans le régolite, moyennée sur l'hémisphère nord, obtenue par les simulations numériques de Böttger et al. [2005]. La courbe continue correspond à une simulation avec un régolite initialement sans eau, la courbe en pointillés un régolite initialement hydraté. La quantité d'eau totale n'est pas stabilisée, mais on y observe bien l'inversion du comportement puits vers le comportement source au début de l'été.

Pour conclure ces différentes études numériques globales semblent indiquer que le régolite joue un rôle important dans le cycle de la vapeur d'eau sur Mars, sans pour autant en apporter une preuve formelle. Un récent colloque international, le Mars Water Cycle Workshop 2008, a orienté ses conclusions dans ce sens.

I.B.3. Rôle dans l'exobiologie et l'altération

La section précédente a mis en évidence la présence d'eau d'hydratation sur Mars et a montré son influence sur le cycle de l'eau. Les enjeux de la présence d'eau d'hydratation vont au-delà des échanges avec l'atmosphère puisque des études montrent que cette eau est capable de dissoudre et d'assurer la mobilité d'ions. Ces processus ont une importance capitale pour le support à une éventuelle exobiologie et pour l'altération chimique des minéraux.

I.B.3.a. Mobilité des ions

L'eau adsorbée est fixée aux minéraux par des interactions de Van der Waals et hydrogène assez fortes, on pourrait donc croire que l'eau d'hydratation et les solutés qu'elle peut transporter restent immobiles par rapport à la roche. Richard [2006b] décrit quelques études concluant à une faible mobilité, par exemple dans les pores de zéolites [Teixeira et al., 1997]. Les auteurs qualifient alors l'eau de « ice-like water ». Il semble toutefois que dans le cas d'eau adsorbée en surface et dans certains cas d'eau confinée les molécules présentent un comportement fluide [Richard, 2006b]. Ainsi, en dessous d'une ou deux monocouches, Raviv et al. [2001] et Klein et al. [2006] montrent que la viscosité de l'eau adsorbée reste proche de celle de l'eau liquide. Comme dans l'eau liquide, la liaison hydrogène ne perturbe pas la

mobilité. Ainsi, Richard [2006b] mentionne que la mobilité de l'eau augmente avec la densité de probabilité de former des liaisons hydrogène. La mobilité des ions dans l'eau d'hydratation a par exemple été observée expérimentalement par Jänchen et al [2006]. Par le suivi des noyaux d'hydrogène par RMN, les auteurs montrent que l'eau est entièrement mobile dans la chabazite, à 80% dans la montmorillonite et à 25% dans la clinoptilolite.

La capacité de l'eau adsorbée à dissoudre des ions et à les rendre mobiles lui confère des enjeux très importants. Nous pouvons par exemple citer l'importance de la quantité d'eau d'hydratation dans le transport de radon sur Mars depuis le sous-sol jusque l'atmosphère [e.g. Meslin, 2007]. Nous allons détailler ici deux autres exemples : la possibilité pour l'eau d'hydratation de permettre l'existence d'une biologie, et l'altération des minéraux en présence d'eau adsorbée.

I.B.3.b. Processus biologiques

L'exobiologie sur Mars est un domaine d'étude ancien mais de plus en plus actif. De nombreux auteurs considèrent que la présence d'eau d'hydratation peut être un élément fondamental pour soutenir une vie bactériologique sur Mars. En permettant la mobilité des ions, la présence de fins films d'eau peut permettre le transport de nutriments dans les roches et l'évacuation de déchets [Clark, 1978 ; Ostroumov and Siegert, 1996]. La capacité de transport de masse diminue avec la quantité de glace présente dans les interstices de la roche [Ostroumov and Siegert, 1996], c'est pourquoi plusieurs auteurs pensent qu'en deçà d'une certaine température les micro-organismes se mettent en sommeil en suspendant leur activité métabolique [Vorobyova et al., 1997]. Inversement l'épaisseur des films d'eau a tendance à diminuer lorsque la température augmente (voir section I.B.1.b), ce qui doit réduire également la capacité de transport. L'eau peut également jouer un rôle de réactif dans les réactions biologiques, par exemple dans la photosynthèse, ou servir de catalyseur [Clark, 1978].

Pour mieux comprendre les processus biologiques dans les régions froides, de nombreuses études expérimentales ont été menées avec des échantillons de pergélisol terrestre provenant d'Alaska, du Canada, de Sibérie ou d'Antarctique. Dans de tels échantillons, entre 10^2 et 10^8 cellules par gramme ont été mesurées [e.g. Gilichinsky and Wagener, 1995 ; Vorobyova et al., 1997 ; Wilson et al., 1998]. Une activité métabolique de microbes ainsi qu'une activité photosynthétique de lichens ont été détectées jusqu'à des températures de -10°C dans ce type de sol [e. g. Gilichinsky et al., 1995 ; Vestal, 1988 ; Kappen et al., 1996]. En mesurant l'incorporation d'acétate de sodium dans des lipides, Rivkina et al. [2000] ont été capables de quantifier l'activité métabolique en fonction de la température, et ont montré qu'une activité était détectable sur plusieurs centaines de jours jusqu'à -20°C . Ils ont également observé que l'intensité de cette activité métabolique diminuait fortement avec la baisse de température, sans doute à cause de la présence de glace. Ces différents résultats laissent supposer qu'une activité biologique peut être maintenue sur Mars, ou en sommeil mais aussi avec un métabolisme pendant les périodes où la température n'est pas trop basse.

I.B.3.c. Altération des minéraux

De manière générale, lorsque l'eau rentre en contact avec une roche, des processus d'altération des minéraux de cette roche ont lieu. Le terme « altération » fait référence à tous les processus susceptibles de transformer des minéraux primaires (généralement de formation ignée) en d'autres minéraux dits secondaires. S'il existe plusieurs mécanismes altérant les minéraux, par exemple l'abrasion éolienne, l'eau est un acteur essentiel dans les phénomènes

d'altération [De Graciansky, 1992]. Les molécules d'eau peuvent avoir une action physique, en particulier l'augmentation de volume lors de la solidification de la glace ou lors de l'incorporation d'eau dans la structure des minéraux comme c'est le cas avec la transformation de l'anhydrite (CaCO_4) en gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$). Elles peuvent aussi avoir une action chimique dite hydrolytique, en réagissant avec certains éléments ou en dissolvant préférentiellement certaines molécules. Ces mécanismes, physiques et chimiques, sont généralement décrits par la littérature dans le cas de l'eau liquide, mais ils sont également mis en jeu dans le cas de l'eau d'hydratation [e.g. Huguenin, 1974]. Les mécanismes chimiques sont en particulier favorisés par la faculté de l'hydratation à mobiliser des ions. Nous décrivons dans cette section comment la présence d'eau d'hydratation sur Mars peut entraîner l'altération chimique des minéraux.

L'altération sur Mars

Plusieurs processus d'altération aqueuse sur la surface de Mars sont évoqués par différents auteurs. Si ces processus mettent souvent en jeu l'eau liquide, ils ne nécessitent pas forcément une atmosphère dense comme celle que le passé de la planète a sans doute déjà connue (voir section I.B.4.b. Newsom [1980] décrit par exemple la possibilité d'une altération hydrothermale due aux impacts de météorites faisant fondre le pergélisol, et Allen [1981] détaille l'intrusion de lave en fusion vers la surface au contact du permafrost. Ces deux processus, possibles en atmosphère ténue, font intervenir de l'eau liquide, même si elle est instable dans l'atmosphère, essentiellement via le permafrost.

Nous nous intéressons ici uniquement à l'altération due à la présence d'eau d'hydratation. Contrairement à l'altération en phase aqueuse, l'altération avec l'eau d'hydratation est peu documentée par la littérature scientifique. Certains auteurs ont donc établi des études complètes des réactions solide-gaz [Wayman, 1963 ; O'Connor, 1968a, 1968b ; Gooding, 1978], qui mettent en jeu les minéraux avec les gaz O_2 , H_2O et CO_2 lors de réaction d'oxydation, d'hydratation et de carbonation. Ces réactions ont une cinétique très lente mais ont dû en revanche commencer à se produire dès la naissance de la planète [Berkley and Drake, 1981], c'est pourquoi leurs effets peuvent être importants sur Mars aujourd'hui. Les gaz ne peuvent réagir avec les minéraux que sous leur forme adsorbée. Nous avons vu en section I.B.1 que l'eau est le composé s'adsorbant le plus facilement sur les surfaces, c'est pourquoi l'eau d'hydratation a un rôle majeur dans les relations solide-gaz [Gooding, 1978]. Gooding [1978] mentionne également que la formation d'argiles nécessite normalement un film d'eau liquide, mais une couche d'eau adsorbée suffisamment épaisse peut suffire. Cependant à l'heure actuelle sur Mars l'eau adsorbée ne semble pas dépasser 1,5 monocouches à la surface des minéraux [Anderson et al., 1967].

Au-delà des considérations thermodynamiques, certaines études donnent des exemples concrets de l'action microphysique de l'eau d'hydratation dans plusieurs processus d'altération. Nous en détaillons deux dans les paragraphes qui suivent, une altération chimique avec l'oxydation des ions Fe^{2+} en hématite, et une altération physique avec la formation de micropores par l'eau dans des échantillons lunaires.

Rôle de l'hydratation dans l'oxydation de surface

Huguenin [1973a, 1973b] décrit le rôle de l'eau adsorbée dans l'oxydation de minéraux mafiques par l'oxygène atmosphérique, qu'il applique ensuite aux conditions martiennes [Huguenin, 1974]. Dans les conditions martiennes, la magnétite, mais aussi

d'autres ferrosilicates comme les argiles, peut être oxydée en hématite (Fe_2O_3) en réagissant avec l'oxygène atmosphérique et sous l'action des rayons UV. Cette hématite est le principal constituant des régions claires de Mars (voir section I.A.1.d) et leur donne une couleur rouge. L'oxygène moléculaire a pour origine la photodissociation du CO_2 et de H_2O dans la haute atmosphère. Au sol, les collisions de molécules O_2 créent quelques dissociations en atomes d'oxygène qui s'adsorbent sur les minéraux, à proximité d'ions à l'état réduit Fe^{2+} . Sous l'action d'un photon UV ($\lambda < 0.350 \mu\text{m}$) Fe^{2+} libère un électron qui est capturé par un atome d'oxygène ; Fe^{2+} forme ainsi l'ion oxydé Fe^{3+} . En l'absence de rayonnement UV cette réaction ne peut se faire que thermiquement à partir de 473K, température jamais atteinte sur Mars. Ensuite la libération d'un second photoélectron permet la formation de l'ion O^{2-} , qui se coordonne avec les ions Fe^{3+} pour former l'hématite.

Le rôle de l'eau adsorbée est primordial dans ce mécanisme car elle permet d'amener les ions Fe^{2+} à la surface des minéraux (voir la revue de Huguenin [1973a, 1973b, 1974]). Les expériences de Huguenin [1973a, 1973b] montrent par exemple que la vitesse de réaction augmente avec la quantité d'eau adsorbée. De nombreux minéraux, y compris la magnétite, présentent généralement une fine couche d'oxyde à la surface des grains qui protège les cations internes d'une exposition extérieure. Les ions hydroxydes de l'eau adsorbée ont une forte activité à la surface des minéraux qui attire les cations internes, principalement Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , K^+ , Na^+ . De plus des ions H^+ provenant de l'eau adsorbée peuvent pénétrer dans le cristal des minéraux grâce à leur petite taille et leur forte densité de charge, ce qui facilite le départ des cations par répulsion. L'hématite formée par oxydation des ions Fe^{2+} ne forme pas de couche protectrice ce qui permet au mécanisme de se poursuivre. Les minéraux appauvris en Fe^{2+} sont généralement instables et peuvent former des argiles à côté de l'hématite. Il est intéressant de noter que dans les processus aqueux, c'est-à-dire mettant en jeu de l'eau liquide, l'eau joue également ce rôle de mobilisateur de cations, l'oxygène à l'origine de l'oxydation n'étant pas atmosphérique mais dissout dans l'eau liquide. Pour cette raison l'oxydation est beaucoup plus rapide.

Si l'eau adsorbée est indispensable pour initier la réaction d'oxydation en hématite, les expériences de Huguenin [1973a, 1973b] ont aussi montré qu'une trop grande quantité d'eau pouvait ralentir la réaction. Cet empoisonnement provient de l'occupation de tous les sites d'adsorption par des molécules d'eau, qui laisse moins de possibilité à l'oxygène moléculaire de s'adsorber. Sur Mars, la succession journalière d'une forte quantité d'eau adsorbée la nuit et d'une faible quantité la journée (voir section I.B.2.d) permet de s'affranchir de cette contrainte. De plus la forte quantité d'eau adsorbée la nuit augmente la capacité de mobilisation des cations vers la surface par l'eau. Dans ces conditions Huguenin [1974] estime que la vitesse d'oxydation sur Mars doit être de l'ordre de $10^{-2.5 \pm 1.5} \mu\text{m}$ de couche oxydée par an.

Dans le même ordre d'idées, Huguenin et al. [1979] ont proposé une explication des résultats de l'expérience Gas Exchange and Labeled Release Biology des atterrisseurs Viking faisant intervenir la transformation de l'eau glace ou adsorbée en peroxyde H_2O_2 sur la surface des minéraux. Ces peroxydes, formés à partir des hydroxydes OH^- de surface après le départ des ions H^+ dans le minéral, peuvent expliquer la présence d'une espèce acide dans les résultats des atterrisseurs Viking.

Rôle de l'hydratation dans la formation de micropores

Holmes et al. [1973] et Gammage et al. [1973] ont de leur côté étudié les effets de l'adsorption de vapeur d'eau sur des échantillons lunaires collectés par la mission Apollo 12. La structure interne de ces échantillons ne présente pas de microporosité car l'action des micrométéorites a tendance à faire fondre et lisser les grains (voir Figure I-32). Ces échantillons n'ont a priori jamais été au contact d'eau, mais ils ont toujours subi l'attaque des particules du vent solaire et des rayons cosmiques de telle sorte que leur structure cristalline superficielle présente des points de défaut. Ces échantillons sont donc un bon analogue pour la surface de Mars, non pas au niveau de la composition mais de l'environnement subi.

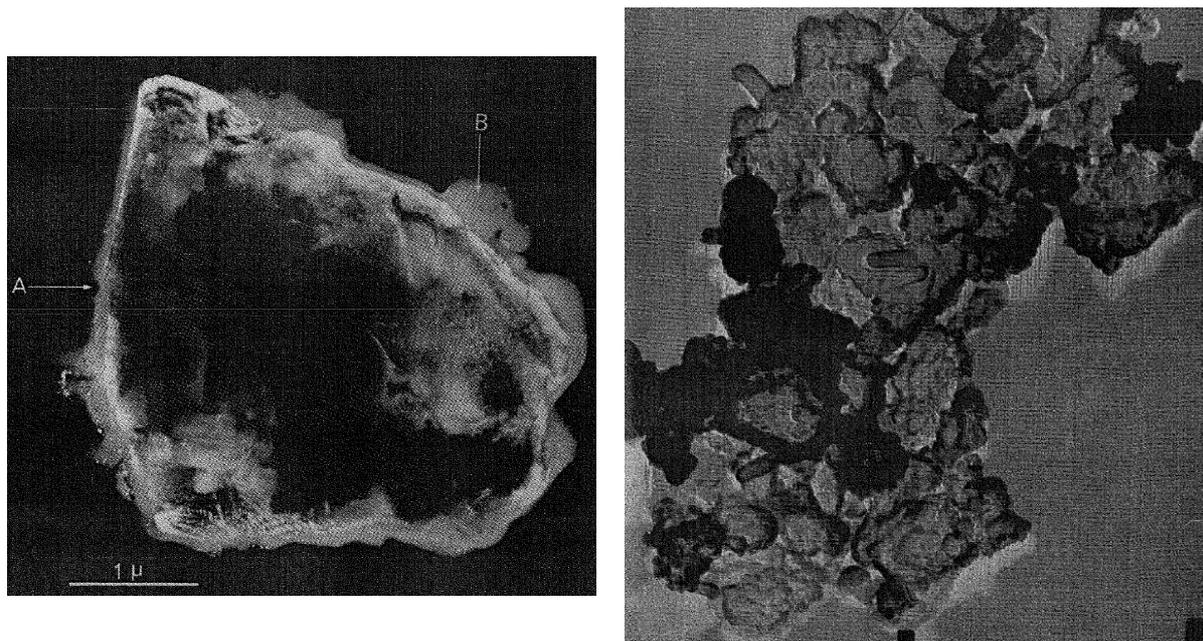


Figure I-32 : Images obtenues au microscope électronique à balayage illustrant la formation de micropores dans un échantillon lunaire d'Apollo 12 sous l'action de l'adsorption d'eau. Gauche : échantillon d'origine, ne présentant pas de micropores mais des défauts superficiels. Droite : échantillon après adsorption d'eau, présentant une structure microporeuse. D'après Gammage et al. [1973].

Les études de Holmes et al. [1973] et Gammage et al. [1973] montrent qu'une adsorption de vapeur d'eau modifie fortement la structure cristalline de la surface des minéraux, au point de doubler la surface spécifique (de 0.56 à 1.30 m²/g), mesurée par la capacité d'adsorption de N₂. Les auteurs expliquent cette modification par la pénétration de l'eau lors de l'adsorption au niveau des points de défaut superficiels des minéraux qui peut alors dissoudre les espèces solubles. La molécule d'eau étant plus petite et plus polaire que la molécule de N₂, elle peut pénétrer dans des défauts plus petits. Lors de la désorption une partie des espèces recristallise mais en formant un système de pores et de micropores, ce qui augmente la surface spécifique. Ce réseau peut être observé sur la Figure I-32. Les auteurs ont confirmé par la suite cette hypothèse en faisant la même expérience sur des minéraux lunaires initialement non endommagés par le vent solaire et les rayons cosmiques, puis en soumettant ces minéraux à des particules ionisées et en leur répétant l'expérience précédente [Holmes et al., 1975]. Les échantillons non endommagés sont obtenus en chauffant les minéraux à 1000°C, ce qui réorganise la structure cristalline superficielle comme si aucun rayon cosmique

ne l'avait attaqué. Dans le cas de minéraux non endommagés, l'adsorption d'eau ne crée pas de réseau de micropores, alors qu'après exposition à des particules chargées le même phénomène que dans Holmes et al. [1973] se produit.

I.B.4. Un cas particulier d'altération : les carbonates

Nous avons vu que l'eau d'hydratation laisse des traces dans son environnement en altérant les minéraux. Il est donc possible d'étudier l'hydratation indirectement par ses effets d'altération, c'est-à-dire en recherchant des minéraux résultant de cette altération. La présence de dioxyde de carbone et d'eau, liquide ou non, s'accompagne généralement de la formation de roches carbonatées, selon les mécanismes décrits en section I.B.4.a. C'est pourquoi certains auteurs pensent que des carbonates peuvent être en formation aujourd'hui sur Mars grâce à l'hydratation des sols et au CO₂ atmosphérique. De plus, des indices géomorphologiques et minéralogiques à la surface de Mars sont des éléments en faveur d'une forte présence d'eau passée. De nombreux auteurs pensent que de l'eau liquide pouvait être stable sur la surface de Mars au Noachien, et que donc des carbonates ont dû se former en grandes quantités sur Mars (section I.B.4.b). Les carbonates pourraient même en retour avoir piégé cette atmosphère primitive et expliquer la faible pression atmosphérique aujourd'hui observée. Les carbonates sont donc étroitement liés à l'hydratation, passée et actuelle, et leur étude doit apporter des indices sur les mécanismes d'hydratation et le passé atmosphérique de la planète.

Toutefois toutes les observations ont échoué à en détecter de manière sûre et en grandes quantités (section I.B.4.c). Plusieurs explications ont été proposées, allant de leur absence pure et simple à leur invisibilité pour les instruments actuels (section I.B.4.d). Nous verrons en section I.C qu'OMEGA est bien adapté à la détection de carbonates, et fournit de plus la couverture globale à la résolution spatiale la plus élevée aujourd'hui. Rechercher des carbonates avec les données OMEGA est donc parfaitement opportun et devrait nous aider à comprendre les mécanismes d'hydratation anciens.

I.B.4.a. Processus de formation des carbonates

De manière générale, la présence d'eau et de cations en contact avec une atmosphère riche en CO₂ peut être responsable de la formation de grandes quantités de roches carbonatées, comme ce fut le cas de la Terre. Les réactions principales des processus de formation des roches carbonatées en milieu liquide sont données en Tableau I-1. Le CO₂ atmosphérique se dissout facilement dans de l'eau liquide (constante de réaction K_H). Sa solubilité augmente avec la pression, avec le pH, et diminue avec la température. Une fois dissous, le CO₂ aqueux peut échanger des protons avec l'eau selon l'acidité ambiante, pour donner l'ion bicarbonate HCO₃⁻ (K_1) et l'ion carbonate CO₃²⁻. Si la solution aqueuse contient des cations (e.g. Fe²⁺, Ca²⁺), diverses précipitations de roches carbonatées peuvent alors avoir lieu, formant entre autres de la calcite (carbonate de calcium, CaCO₃), de la sidérite (carbonate de fer FeCO₃), de la magnésite (carbonate de magnésium MgCO₃), de la dolomite (CaMg(CO₃)₂) ou de l'hydromagnésite (Mg₄(CO₃)₃(OH)₂). Les constantes de ces réactions sont données en Tableau I-1.

Name	Equilibrium	$-\log K$	Symbol	Source
<i>Basic Components</i>				
Water	$\text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{OH}^-$	14.000	K_w	1
Carbon dioxide	$\text{CO}_2(\text{g}) = \text{CO}_2(\text{aq})$	1.468	K_H	1
Bicarbonate	$\text{CO}_2(\text{aq}) + \text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$	6.352	K_1	1
Carbonate	$\text{HCO}_3^- = \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$	10.329	K_2	1
Siderite	$\text{FeCO}_3(\text{s}) = \text{Fe}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	10.45	K_{sid}	1
Calcite	$\text{CaCO}_3(\text{s}) = \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	8.47	K_{cal}	1
Hydromagnesite	$\text{Mg}_4(\text{CO}_3)_3(\text{OH})_2(\text{s}) = 4\text{Mg}^{2+} + 3\text{CO}_3^{2-} + 2\text{OH}^-$	36.47	K_{hmag}	2
Amorphous silica	$\text{Si}(\text{OH})_4(\text{s}) = \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	2.70	K_{amsil}	1
Gypsum	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}(\text{s}) = \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$	4.58	K_{gyp}	1
<i>Complexes</i>				
	$\text{CaCO}_3^0 = \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	3.22	$K_{\text{CaCO}_3^0}$	1
	$\text{FeCO}_3^0 = \text{Fe}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	4.38	$K_{\text{FeCO}_3^0}$	1
	$\text{MgCO}_3^0 = \text{Mg}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	2.98	$K_{\text{MgCO}_3^0}$	1
	$\text{CaSO}_4^0 = \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$	2.30	$K_{\text{CaSO}_4^0}$	1

Values at 25°C. Sources: 1, Nordstrom et al. [1990]; 2, Morse and MacKenzie [1990].

Tableau I-1 : Réactions chimiques liées à la dissolution du dioxyde de carbone dans l'eau et à la précipitation de roches évaporitiques (carbonates, sulfates, silice). Ces différentes réactions ont été utilisées dans le modèle d'évaporation sédimentaire de Catling [1999], dont ce tableau est extrait.

Plusieurs processus peuvent entraîner la précipitation des espèces dissoutes. Il s'agit essentiellement 1) d'une hausse des concentrations en sels dissous à cause de l'évaporation de l'eau ; ou 2) d'un changement de température ou de pH, comme au niveau des estuaires maritimes. Pour illustrer ce second cas la Figure I-33 illustre la faculté de la calcite à se dissoudre dans l'eau en fonction du pH. Nous voyons que la quantité des ions associés à la calcite augmente quand le pH diminue, ce qui signifie qu'en milieu acide la solubilité de calcite augmente. Si le milieu devient basique, la calcite précipite aisément.

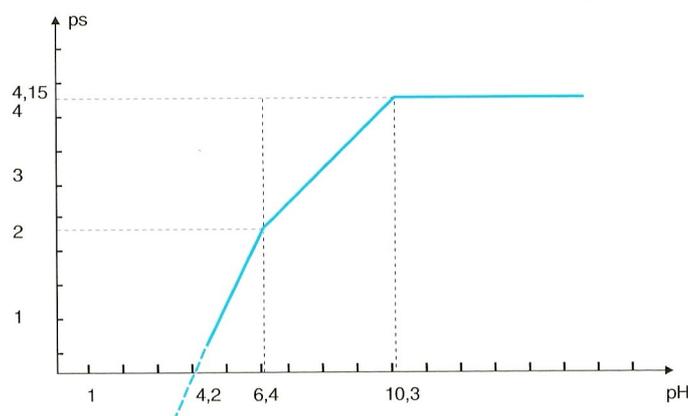
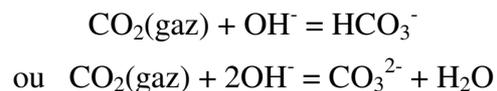


Figure I-33 : Evolution de la solubilité des ions associés à la calcite en fonction du pH. La grandeur s est la solubilité ($s = [\text{Ca}^{2+}] = [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_2(\text{aq})]$), $ps = -\log(s)$. Figure extraite de Didier et Gracias [1998].

Les mécanismes détaillés précédemment sont généraux et ont lieu avec l'eau liquide comme solvant. La présence d'eau adsorbée sur les minéraux martiens en présence d'une grande quantité de dioxyde de carbone fait penser à de nombreux auteurs que des carbonates peuvent se former aujourd'hui sur Mars par des mécanismes semblables [O'Connor, 1968b; Anderson et al., 1972; Toulmin et al., 1973; Huguenin, 1974 ; Booth and Kieffer, 1978; Gooding, 1978; Berkley and Drake, 1981]. Booth and Kieffer [1978] ont soumis en laboratoire des échantillons d'analogues martiens (basalte) à des conditions martiennes (température avec cycle journalier, pression de CO₂ et de H₂O, insolation UV) pendant plusieurs heures. Ces expériences ont montré qu'une fine couche de carbonate se formait à la surface des minéraux, dont la masse, mesurée par une réaction acido-basique de dégagement de CO₂, augmentait linéairement avec le temps. Deux mécanismes de formation sont évoqués par les auteurs, en phase liquide ou non liquide. 1) Lorsque des mares d'eau liquide apparaissent de manière instable sur la surface, le CO₂ gazeux et les cations des minéraux s'y dissolvent, et les carbonates se forment lors de l'évaporation de l'eau par précipitation. 2) Lorsque l'eau adsorbée n'est pas en quantités suffisantes pour former une phase liquide, les collisions des molécules de CO₂ avec l'eau adsorbée et les minéraux de surface peuvent permettre la formation de carbonates. Dans ce second cas les rayons UV peuvent aider la réaction en transformant les molécules d'eau en peroxydes. Les peroxydes fournissent alors des hydroxyles OH⁻ qui permettent la formation des ions carbonates par les réactions :



La vitesse du mécanisme aqueux est beaucoup plus rapide que celle du mécanisme non aqueux. Pour le mécanisme non aqueux, cette vitesse est de 10¹² à 10¹³ molécules créés par cm² et par seconde. Grâce à ces expériences, les auteurs concluent que de grandes quantités de carbonates peuvent se trouver actuellement sur Mars à l'état de fine couche superficielle recouvrant les minéraux, sans doute de façon hétérogène. Ces carbonates seraient une conséquence de la présence d'eau adsorbée sur les minéraux et pourraient donc apporter des informations sur cette eau.

Gooding [1978] montre également que des carbonates peuvent se former dans les conditions martiennes d'aujourd'hui, dans la mesure où l'équilibre thermodynamique est atteint. L'auteur détaille les différents types de carbonates pouvant se former selon le minéral primaire. Les minéraux contenant du calcium ou du magnésium peuvent produire des carbonates stables : CaCO₃, du MgCO₃ voire du CaMg(CO₃)₂. Ces mécanismes ne permettent toutefois que la création de faibles quantités de carbonates sur la surface de Mars. Gooding [1978] montre que la sidérite FeCO₃ n'est pas stable et doit se décomposer en hématite Fe₂O₃. Enfin, la décomposition des feldspaths en Na₂CO₃ et K₂CO₃ ne se fait qu'en phase d'eau liquide.

I.B.4.b. L'enjeu des carbonates pour le passé climatique

La section précédente a montré que les carbonates pouvaient se former aujourd'hui sur Mars. Toutefois ce mécanisme de formation, très lent et superficiel, ne devrait pas en créer en grandes quantités. De nombreux scientifiques pensent que de grandes quantités de carbonates doivent tout de même être présentes sur Mars car de nombreux indices montrent qu'une atmosphère dense et humide a dû exister à l'époque du Noachien sur Mars. Nous détaillons ici en quoi les carbonates peuvent être la preuve de cette forte hydratation passée, mais aussi un élément clé pour expliquer l'évolution atmosphérique.

Preuves d'une atmosphère ancienne dense et humide

Les observations faites par Mariner 9 et Viking ont révélé des structures géomorphologiques compatibles avec des écoulements d'eau dans des régions très anciennes. Trois types d'écoulements ont été identifiés (Figure I-34) : des réseaux fluviaux, des vallées de débâcle et des canaux entrelacés (voir une revue dans Carr [1987]). Dès leur découverte en 1972, plusieurs auteurs ont montré que l'écoulement d'eau liquide était l'explication la plus probable pour ces structures en forme de vallées. De nombreux chercheurs ont postulé que de l'eau liquide a dû s'écouler sur le sol de Mars à l'époque Noachienne voire à la fin de l'Hespérien. Ces indices géomorphologiques ne sont toutefois pas une preuve formelle d'eau liquide, on peut imaginer également des écoulements de lave très peu visqueuse. La preuve formelle de la présence d'eau liquide au Noachien est minéralogique, elle provient des découvertes de sulfates et argiles par OMEGA (voir section I.A.2.c) et d'hématite par TES et les MERs [e.g. Christensen et al., 2000; Squyres et al., 2004], qui sont des minéraux s'étant très probablement formés en présence d'eau liquide. Il n'est en revanche toujours pas clairement établi si cette eau liquide était dans un état stable ou métastable. L'hypothèse d'un océan sur les basses plaines du nord à l'époque du Noachien va dans le sens d'une eau liquide stable [Carr and Head, 2003].

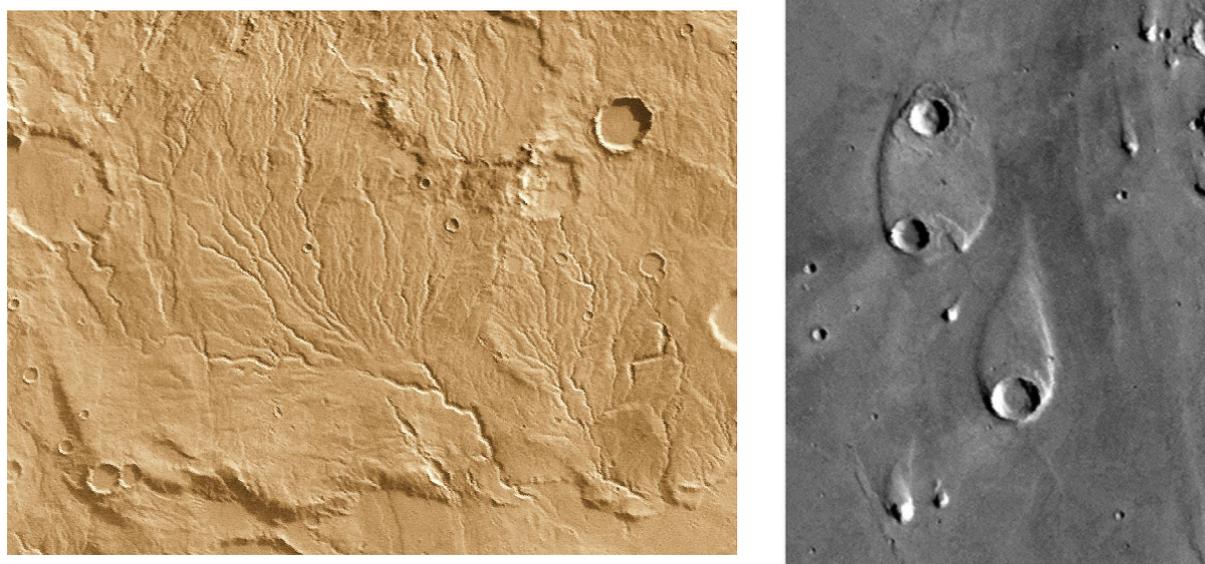


Figure I-34 : Observations célèbres obtenues par l'orbiteur Viking des réseaux hydrographiques et des chenaux d'inondations présents sur quelques terrains anciens de la surface de Mars. Crédits : NASA.

La présence d'eau liquide n'est possible que dans une atmosphère à température et pression suffisamment élevées. La condition de pression serait remplie par une atmosphère plus dense, contenant donc une quantité plus élevée de gaz. La condition de température dans la jeunesse de Mars ne peut être remplie que si un effet de serre important avait lieu à cette époque car le flux solaire il y a 4 milliards d'années était vraisemblablement 20 à 30% moins important qu'aujourd'hui [Newman and Rood, 1977 ; Gough, 1981]. La communauté scientifique a envisagé plusieurs gaz possibles pour maintenir cet effet de serre : CO_2 , NH_3 , CH_4 ou SO_2 [Squyres and Kasting, 1994 ; Haberle, 1998]. Diverses raisons liées à la durée de

vie ou à la production des gaz [e.g. Haberle 1998 ; Pollack et al., 1987 ; Kasting, 1997] ont poussé au consensus que le gaz dominant à l'ère Noachienne était le CO₂. Une des seules contradictions avec cette conclusion est la limitation naturelle de la pression partielle de CO₂ due à la formation de nuages de glace de CO₂ [Kasting, 1991] ; cette contradiction a été levée par Forget and Pierrehumbert [1997] qui ont montré que ces nuages renforçaient l'effet de serre en réfléchissant le rayonnement émis par la surface. Pour générer un effet de serre suffisant pour maintenir de l'eau à l'état liquide, des études montrent qu'il faut une pression de CO₂ entre 1 et 5 mbar, l'incertitude étant due à l'albédo, la latitude et les paramètres orbitaux [Pollack et al., 1987].

Un deuxième argument pousse les auteurs à considérer que l'atmosphère initiale de Mars devait être riche en dioxyde de carbone : les trois planètes telluriques, Vénus, Mars et la Terre, sont supposées avoir eu les mêmes processus de formation. La quantité de CO₂ dégazée par l'intérieur de ces trois planètes devrait donc être la même par unité de masse de planète [Pollack and Black, 1979]. Entre 60 et 90 bars de CO₂ ont été dégazés par Vénus et la Terre durant leur existence [Holland, 1978 ; Pollack and Yung, 1980]. Ramenés à la masse de Mars et à sa gravité, ce dégazage représenterait pour Pollack et al. [1987] une pression de surface de 10 bars environ, des études plus anciennes estimant des valeurs plus faibles, entre 140 et 3000 mbar (pour une revue, voir Carr [1986]).

Nous voyons donc que plusieurs arguments poussent les scientifiques à penser que la pression de dioxyde de carbone devait être élevée au Noachien, de l'ordre de quelques bars, suffisamment pour permettre la stabilité de l'eau liquide. Dans ces conditions il est fort possible que des carbonates se soient formés, ce qui apporterait la preuve de ces conditions climatiques.

L'action des carbonates sur cette atmosphère

Réciproquement, la présence de grandes quantités de roches carbonatées pourrait également expliquer l'état actuel de l'atmosphère. Si beaucoup d'éléments vont dans le sens d'une atmosphère originelle dense et riche en CO₂, l'atmosphère de Mars ne présente plus aujourd'hui qu'une pression moyenne de 6 mbar. Deux questions, parmi les interrogations majeures à propos de Mars, se posent : Par quel mécanisme une telle chute de pression a-t-elle pu se produire ? Où se trouve aujourd'hui le CO₂ présent à l'origine ? En effet aucun réservoir de CO₂ suffisamment important n'a pu être détecté sur Mars : la glace de CO₂ dans les calottes polaires représenterait quelques millibars atmosphériques [Fanale et al., 1982], voire 100-200 mbar [Mellon, 1996], et l'adsorption de CO₂ dans le régolite représenterait 30 à 40 mbar [Zent and Quinn, 1995], voire 280 mbar [Fanale et al., 1982]. Nous voyons donc qu'il y a un déficit entre les quantités présentes au Noachien et celles dans les réservoirs connus aujourd'hui.

Sur Terre, la question de la chute de pression ne se pose pas car l'atmosphère est restée assez dense, grâce à un enrichissement en oxygène et en azote ; l'interrogation sur le devenir de dioxyde de carbone se lève par la capture du dioxyde de carbone, sans doute présent à l'origine, par les carbonates de la lithosphère dans l'histoire géologique de la planète. En se basant sur la présence d'eau liquide à l'ère Noachienne sur Mars et sur la facilité de la création de carbonates dans de telles conditions, de nombreuses études proposent également le stockage du CO₂ par la formation de carbonates sur Mars pour répondre à ces deux questions [e.g. Fanale et al., 1982 ; Kahn, 1985 ; Carr, 1986 ; Pollack et al., 1987 ; Fanale et al., 1992 ; Schaefer, 1993]. Kahn [1985] détaille l'évolution du CO₂ dans l'histoire de Mars associée à ce scénario. Le point important de ce scénario est que la valeur de pression partielle

actuelle de Mars (autour de 6 mbar) est expliquée par un mécanisme de rétroaction. La valeur élevée d'origine de la pression partielle de CO₂ permet d'assurer la stabilité de l'eau liquide. Cette eau liquide permet à son tour de faire chuter la pression partielle de CO₂ par la création de carbonates. Lorsque la pression atmosphérique atteint des valeurs proches de la valeur du point triple de l'eau (6.1 mbar), et ce quelle que soit la température moyenne de la planète, l'eau liquide n'est plus stable et la production de carbonate s'arrête ou ralentit très fortement, comme les vitesses de réaction de Booth and Kieffer [1978] l'ont montré. Si un mécanisme quelconque enrichit l'atmosphère en CO₂ (dégazage volcanique, variation d'obliquité faisant sublimer les calottes polaires, réchauffement faisant désorber le CO₂ du régolite, destruction de carbonates par les rayons UV), ce mécanisme de rétroaction devrait ramener la pression à cette valeur proche du point triple de l'eau.

D'autres scénarios ont été évoqués pour expliquer l'état actuel de l'atmosphère. D'après Brain and Jakosky [1998], l'érosion due aux impacts météoritiques et à l'échappement atmosphérique du au vent solaire représenterait sur 4 milliards d'années une chute de pression entre 95 et 99% entre 0.8 et 4 bar. L'atmosphère a pu également être soufflée par un impact de météorite catastrophique. Nous voyons donc que la recherche de carbonates présente un grand intérêt pour l'étude du passé climatique de Mars puisque des questions fondamentales concernant le devenir de l'atmosphère sont en jeu.

Formation de carbonates dans les conditions passées de Mars

Plusieurs études ont tenté de préciser où et sous quelle forme pourraient se trouver les carbonates formés au Noachien. Catling [1999] a effectué une modélisation de la formation de roches lors de l'évaporation d'une masse d'eau dans les conditions de la jeunesse de Mars. Les ions contenus initialement dans cette masse d'eau proviennent de l'altération aqueuse des roches silicatées de la surface de Mars, dissous par les eaux de surface acidifiées par le dioxyde de carbone dissous. Dans l'étude de Catling [1999], ces cations initiaux sont Fe²⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺ et de la silice. L'évaporation d'eau entraîne une augmentation des concentrations des ions, jusqu'à saturation des espèces vis-à-vis de la précipitation de leurs sels. Les réactions de précipitation envisagées sont celles du Tableau I-1, comprenant essentiellement des carbonates mais aussi des sulfates comme le gypse. Les résultats de Catling [1999] montrent que la sidérite, carbonate le moins soluble dans l'eau, est toujours le premier à précipiter, et devrait être le carbonate largement dominant sur Mars. La précipitation de la sidérite s'accompagne de dépôts de silice. En fonction des cycles d'évaporation en été et de rechargement en eau en hiver, les autres carbonates, calcite et hydromagnésite, puis le gypse, précipitent à leur tour. Enfin, lorsque l'atmosphère de Mars est devenue froide et l'eau liquide n'était plus stable, les minéraux les plus solubles des masses d'eau ont également précipité. La Figure I-35 illustre l'organisation de ces différents dépôts, illustrant que les carbonates doivent composer les couches plus profondes car ce sont les premiers à précipiter.

Par comparaison, le modèle de Catling [1999] montre que les carbonates formés actuellement sur Terre doivent être essentiellement de la calcite en raison d'une pression partielle de CO₂ trop faible. La calcite est effectivement très courante sur Terre, principal constituant des calcaires. Rappelons que les calcaires observés sur Terre sont très récents comparés à ceux qu'on pourrait observer sur Mars, ils datent tous de moins de 500 millions d'années en raison de la tectonique des plaques. Cependant la formation des carbonates terrestres a une origine essentiellement biologique, beaucoup plus efficace que les séries évaporitiques. Ainsi, la craie terrestre est constituée de coquilles microscopiques.

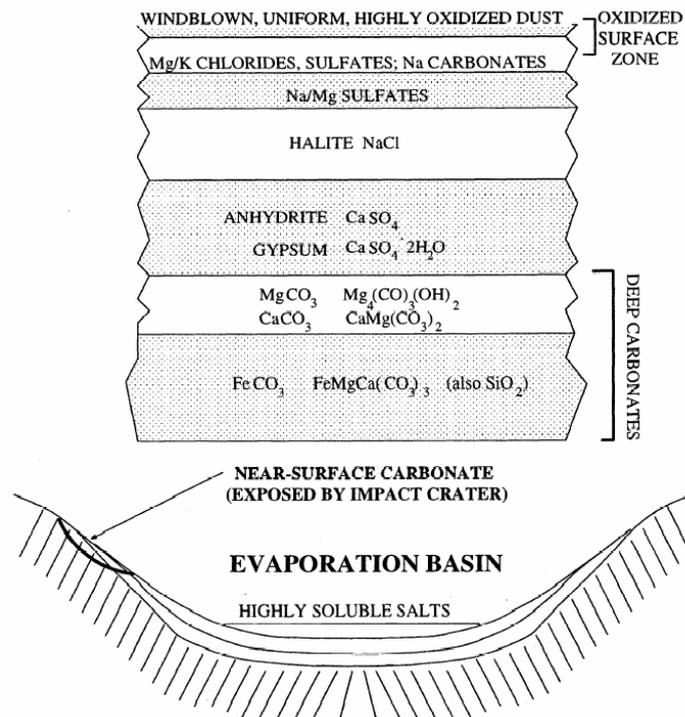


Figure I-35 : Organisation spatiale d'une série de dépôts dans un bassin d'évaporation, d'après le modèle de précipitation par évaporation de Catling [1999]. La sidérite et la silice sont les premiers minéraux à précipiter et sont localisés dans les couches les plus profondes. Puis calcite, hydromagnésite et gypse précipitent à leur tour.

I.B.4.c. Anciennes campagnes d'observations

Les carbonates ont donc une double importance, pour les processus chimiques de surface actuels comme pour les scénarios historiques. C'est pourquoi de nombreuses missions, que nous détaillons ici, ont cherché à les détecter. Nous verrons que globalement ces missions n'ont pas détecté de grandes quantités de carbonates, leurs éventuels résultats positifs sont en général en limite de détection et ont finalement peu convaincu la communauté internationale.

Absences de détection

De nombreuses mesures infrarouges télescopiques n'ont pas réussi à détecter des carbonates sur la surface de Mars. Sinton [1967], Beer et al. [1971] et Houck et al. [1973] ont fait des mesures depuis la Terre couvrant l'ensemble du disque martien. Leur domaine d'étude, entre 2 et 4 μm , aurait pu leur permettre d'observer des signatures de carbonates, mais leur observation n'a rien révélé. McCord et al. [1982] ont effectué des mesures télescopiques dans le proche-infrarouge sur 11 sites de la surface de Mars pour mieux contraindre la surface de Mars. Leurs mesures, basées sur des bandes d'absorptions d'intensité faible, n'ont pas permis de détecter des carbonates. Roush et al. [1986] ont analysé les versions digitales des données des spectromètres infrarouge IRS installés sur les sondes Mariner 6 et 7 [Martin, 1985]. Basés sur des bandes d'absorptions plus intenses, ces mesures n'ont également pas réussi à détecter de carbonate sur les 238 spectres acquis. Cette absence de détection sur les données IRS a été confirmée par McKay and Nedell [1988]. Blaney and

McCord [1989] ont obtenu des spectres proche-infrarouge de 4 régions de Mars. Les auteurs pensent identifier une absorption caractéristique d'une faible quantité de carbonates (<5% en masse) au-dessus de Syrtis Major, mais ne peuvent pas reconnaître une forme particulière de carbonate. Ces travaux vont plutôt dans le sens d'une absence de carbonate sur le sol martien.

Les données du spectromètre TES sont bien adaptées à la recherche de roches carbonatées car les carbonates présentent des bandes d'absorption dans les spectres de réflectance à 7, 11 et 25 μm [Christensen et al., 2001]. Les résultats de cette campagne de recherche sont négatifs, et les auteurs concluent qu'il n'y a pas de zones étendues (quelques dizaines de kilomètres) de carbonates sur Mars [Christensen et al., 2001 ; Bandfield, 2002]. Les auteurs montrent que des carbonates pourraient être présents mais indétectables par TES en raison d'abondances faibles (<10% en masse) et de tailles de grains trop réduites (<50 μm). Plus récemment, Stockstill et al. [2005] ont étudié avec les données TES 80 zones de la surface de Mars supposées être des restes de lacs très anciens [Cabrol et al., 1998 ; Cabrol and Grin, 1999], et qui ont donc du précipiter de minéraux par évaporation (voir section I.B.4.b). Les auteurs ont utilisé deux techniques, l'une basée sur la déconvolution spectrale par comparaison avec une bibliothèque de spectres expérimentaux, et l'autre basée sur des profondeurs de bandes. De cette étude aucun carbonate n'a pu être identifié dans les limites de détection qui sont comprises entre 10 et 12%.

Enfin, les mesures APX du robot Sojourner ont permis de conclure qu'il n'y avait pas de carbonates dans les analyses, avec une limite supérieure de teneur en carbone de 0.7% [Brückner et al., 1999].

Détections apparentes

Plusieurs études basées sur des données martiennes tentent néanmoins à montrer que des carbonates existent quand même sur Mars mais en faibles quantités. Avec leurs mesures de rayons X [Clark et al., 1976, 1982] et leur chromatographe [Biemann et al., 1977], les atterrisseurs Viking ont montré que des sels étaient présents sur le sol martien. Les mesures, interprétées en utilisant des données théoriques et expérimentales, ont permis aux auteurs de conclure à la présence de 5 à 7 % en masse de carbonate des sols [Baird et al., 1976; Toulmin et al., 1977]. La similarité de résultats entre les sites de VL1 et VL2 fait penser aux auteurs que cette présence de carbonates doit être répandue sur Mars. Associés aux mesures Viking, Clark and Van Hart [1981] ont établi un modèle planétaire de dégazage d'éléments volatiles et ont estimé que le sol martien devait contenir une concentration de carbonates entre 0 et 4.5 %.

Malgré l'absence de détection sur de larges échelles par TES, l'infrarouge thermique a permis dans le passé d'identifier de faibles quantités de carbonates. Par des observations aériennes, Pollack et al. [1990] ont détecté une bande à 6.7 μm qu'ils affectent à la présence de carbonates même si les nitrates ne peuvent être exclus. Un modèle de transfert radiatif leur permet d'estimer la teneur massique en carbonates entre 1 et 3 %. Après les premières analyses du jeu de données TES [Christensen et al., 2001], Bandfield et al. [2003] ont détecté dans les données TES des carbonates dans la poussière martienne. La Figure I-36a présente un spectre moyen des zones claires poussiéreuses de Mars. Ce spectre a été comparé à des mélanges de laboratoire, constitués de labradorite (un basalte analogue martien) et de carbonates, hématites, sulfates et silicates (Figure I-36a). Seuls les spectres de carbonates permettent de reconstituer le spectre des poussières de Mars pour des nombres compris entre 1250 et 1650 cm^{-1} , incluant deux maxima à 1480 et 30 cm^{-1} et deux minima à 1350 et 1580

cm^{-1} . Grâce à une comparaison spectrale fine entre différents carbonates (Figure I-36b), les auteurs concluent que la poussière martienne doit contenir de la magnésite (MgCO_3), avec une concentration entre 2 et 5 % en masse. Les différents spectres n'indiquent pas de source concentrée de carbonate, sans doute à cause des déplacements constants de la poussière sur la surface.

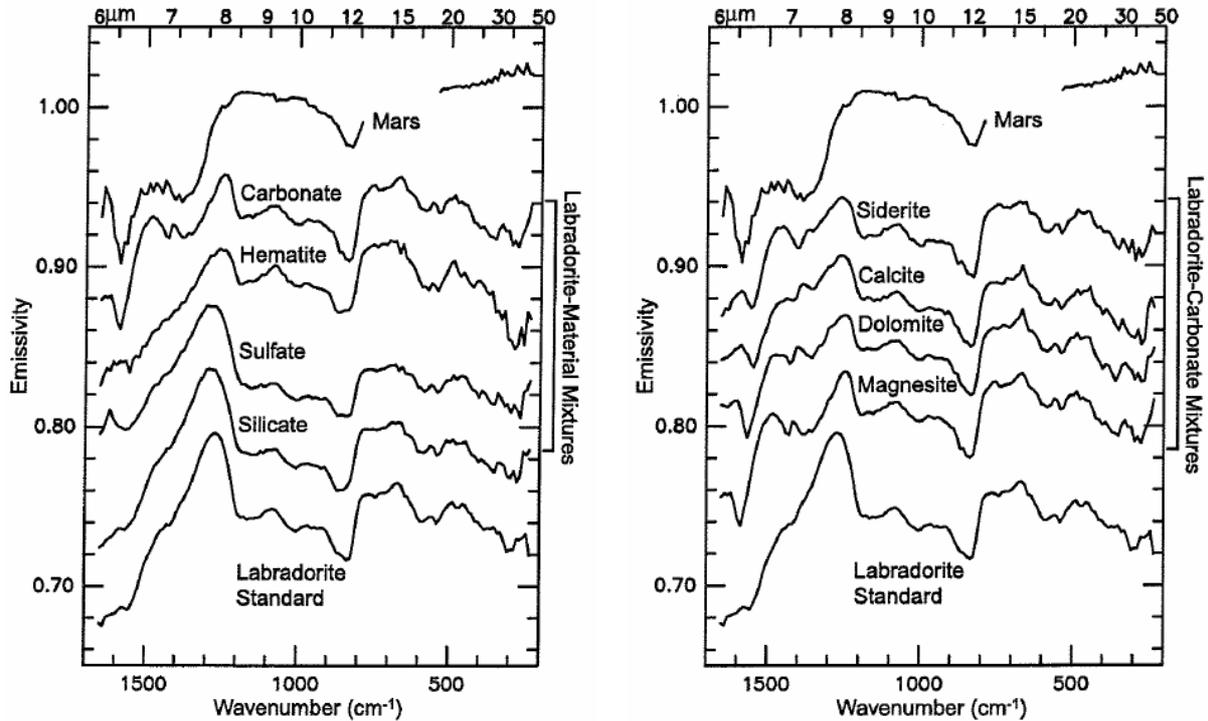


Figure I-36 : Comparaison de spectres de poussière martienne acquis par TES et moyenné sur 21 sites (spectre intitulé Mars). Gauche : comparaison du spectre moyen de poussière de Mars avec différents types de minéraux en mélange avec la labradorite (analogue martien de la poussière), dont les spectres sont décalés pour lisibilité. Le spectre de carbonate est le plus proche spectralement du spectre de poussière. Droite : comparaison du spectre de poussière avec différents types de carbonates en mélange avec la labradorite ; la magnésite est le carbonate le plus probable. D'après Bandfield et al. [2003].

Singer et al. [1984] et Martin [1985] rapportent l'existence d'une bande à $2.36 \mu\text{m}$ en quelques endroits de la surface de Mars, mais avec une résolution spectrale trop faible pour une interprétation correcte. Des observations télescopiques à haute résolution spectrale ont permis à Clark et al. [1990] de détecter également une bande à $\sim 2.3 \mu\text{m}$, qu'ils ont interprété par des carbonates, bicarbonates et bisulfates dans le minéral scapolite, avec une teneur massique maximale de 5%. Ces résultats ont toutefois été rétractés par leurs auteurs par la suite. En utilisant les données IRS des sondes Mariner 6 et 7, Calvin et al. [1994] observent également une bande à $2.28 \mu\text{m}$, accompagnée d'une bande à $5.4 \mu\text{m}$. Les auteurs interprètent leurs spectres par la présence d'« hydrous carbonates », hydromagnésite et artinite. Ce type de carbonates est un produit d'altération de roches mafiques en présence d'eau et de CO_2 qui peut se former même à des températures plus basses que celle de solidification de l'eau.

Enfin, Lellouch [2000] observe plusieurs bandes d'absorptions compatibles avec des carbonates, à $7.2 \mu\text{m}$ et $11.1 \mu\text{m}$, ainsi qu'à 26.5 , 31 et $43.5 \mu\text{m}$. Les carbonates sont les

minéraux les plus proches des spectres observés, même si les auteurs ne parviennent à distinguer de quel carbonate il s'agit. Ces carbonates semblent se répartir entre une composante surfacique et une composante aérosol. La présence des bandes à 7.2 et 11.1 μm pousse les auteurs à réexaminer les données infrarouge précédemment acquises, incluant les sondes Mariner 7 et 9 et les spectres de Clark et al. [1990], et y découvrent également ces bandes.

Météorites

Plusieurs études ont analysé la composition chimique des météorites SNC, et en particulier leur teneur en carbonates. Warren [1987] a comparé les rapports Ca/Si des analyses XRF des atterrisseurs Viking avec ceux des météorites SNC et a constaté un manque de calcium, synonyme de la présence de carbonates. Des études d'analyses isotopiques [e.g. Gooding, 1992; Romanek et al., 1994; Jull et al., 1997] ont mesuré la présence d'une quantité faible mais non négligeable de carbonates (0.5% de la roche). Ces carbonates se trouvent préférentiellement dans les fractures et les cavités de la roche.

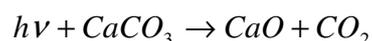
En conclusion nous voyons que si dans de nombreuses observations la présence de carbonates est postulée, il n'y a jamais d'observation convaincante d'une grande quantité de carbonates sur la surface de Mars, qui semble pourtant devoir exister si de l'eau liquide a coulé dans le passé et si de l'eau d'hydratation est toujours présente aujourd'hui.

I.B.4.d. Hypothèses expliquant l'absence d'observation

L'absence d'observation de carbonates, aussi bien en grandes quantités qu'à l'état de traces, est très étudiée par la communauté scientifique martienne qui l'a nommé le paradoxe des « carbonates manquants » (« hidden carbonates » ou « missing carbonates » en anglais). Plusieurs hypothèses ont été proposées par différentes études pour tenter d'expliquer cette absence d'observation avec les seuils de détection des instruments utilisés jusqu'à présent. Ces explications peuvent se classer dans trois catégories : soit les carbonates se sont formés puis ont été détruits, soit ils ne se sont jamais formés, soit ils sont présents mais dans des teneurs inférieures aux seuils de détection des instruments. Nous présentons ici une synthèse de ces hypothèses pour montrer la grande activité scientifique liée à ce sujet et les espoirs placés dans l'imageur spectral OMEGA.

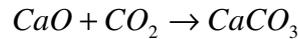
Absence de carbonates due à leur destruction

Certains auteurs proposent que les carbonates se sont formés en grandes quantités dans le passé martien mais ont été détruits depuis. Un des mécanismes les plus documentés de cette destruction est la photolyse des carbonates sous l'action des rayons UV. La réaction de photodissociation pour la calcite est [Fonti et al., 2001] :



Mukhin [1996] a étudié de manière expérimentale cette photodissociation. Ces expériences montrent clairement que du dioxyde de carbone est émis lors de l'insolation par des rayons UV autour de 300 nm, et stoppe immédiatement à l'arrêt de l'insolation. La quantité de CO_2 produite est linéaire avec l'intensité UV reçue. L'étude vérifie qu'il ne s'agit pas de désorption de CO_2 ou de thermodécomposition. D'après l'auteur, après 4 milliards d'années cette décomposition pourrait avoir détruit les carbonates originels de Mars sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. En tenant compte de la poussière qui peut protéger les carbonates à

l'affleurement, l'épaisseur de carbonates détruite ne serait que de quelques mètres, ce qui est suffisant pour les faire disparaître complètement de la surface. La théorie de Mukhin [1996] est toutefois sujette à polémique dans la communauté scientifique, car l'auteur néglige la réaction inverse recréant des carbonates à partir du dioxyde de carbone réadsorbé :



Cette réaction est qualifiée de chimisorption du CO₂. Fonti et al. [2001] montrent, en utilisant les études d'adsorption de Gregg and Ramsay [1970], que la réadsorption du CO₂ est dominante par rapport à la photodécomposition des carbonates. De plus, les expériences de photodécomposition de carbonates, similaires à celles de Mukhin [1996] mais effectuées par Quinn et al. [2006], n'observent aucune destruction.

Dans le même ordre d'idées, Catling [1999] propose un mécanisme de destruction de la sidérite. Dans l'atmosphère actuelle, les molécules d'eau peuvent être photolysées par le rayonnement UV et créer des hydroxyles OH⁻. Ces ions peuvent alors oxyder le Fe (II) présent dans la sidérite, créant ainsi une couche oxydée sur les carbonates de plusieurs centimètres d'épaisseur, voire plusieurs mètres sous l'action mécanique des impacts de météorites.

Clark [1999b] mentionne la possibilité que des épisodes volcaniques ou magmatiques massifs aient pu rejeter de grandes quantités de gaz soufrés dans l'atmosphère. L'atmosphère de Mars étant oxydante, ces gaz doivent rapidement se transformer en SO₂ et SO₃. Les gaz SO₂ et SO₃ peuvent se transformer au contact de l'eau adsorbée, formant de l'acide sulfurique H₂SO₄ dans le voisinage des minéraux qui est hautement corrosif pour les carbonates. Ce scénario semble compatible avec l'ère Treiikian de l'histoire de Mars proposée par Bibring et al. [2006].

Enfin, Pollack et al. [1987] et Schaeffer [1993] décrivent un mécanisme de recyclage du dioxyde de carbone par la destruction des carbonates sous l'action du volcanisme. Sous l'effet de hautes températures, les carbonates se décomposent avec pour produit du dioxyde de carbone. Lorsque le volcanisme était encore actif sur Mars, le contact direct des laves sur les carbonates a pu favoriser cette décomposition. Les auteurs mentionnent également la possibilité d'une décomposition de ce type indirecte, en profondeur après enfouissement des carbonates par des laves. Un enfouissement profond semble toutefois nécessiter une tectonique que Mars n'a vraisemblablement connue.

Absence de carbonates due à l'inhibition de leur formation

La deuxième catégorie d'hypothèses expliquant l'absence de grandes quantités de carbonates est tout simplement que le climat ancien de Mars n'a jamais été favorable à leur formation. Ainsi, Carr and Head [2003] avancent l'hypothèse que Mars a toujours été froide et sèche ce qui n'a pas permis de stabiliser l'eau liquide et donc la création de carbonates. Dans cette hypothèse la présence la présence d'argiles et de sulfates pourraient s'expliquer par la présence de poches d'eau liquides temporaires, en revanche les structures en forme de lits de rivières asséchées, mentionnées en section I.B.4.b, n'ont pas d'explication claire.

Sans remettre fondamentalement en cause le climat passé martien, certains auteurs suggèrent que l'atmosphère de Mars au Noachien a pu également être effectivement riche en CO₂ et favorable à l'apparition de l'eau liquide, mais dans des conditions géochimiques défavorables à la formation des carbonates. En faisant l'hypothèse que les océans étaient

riches en hydroxydes de fer et en sulfates, Fairén et al. [2004] suggèrent que les océans de Mars au Noachien devaient avoir un pH de l'ordre de 5.7 avec des ions Fe^{2+} voire 2 avec des ions Fe^{3+} , trop acides pour permettre la formation de carbonates. De telles conditions conduiraient uniquement à la formation de sulfates. Ce raisonnement ne prend pas en considération un éventuel changement global de l'acidité de la planète, comme suggéré par Bibring et al. [2006] (section I.A.2.c). Bullock and Moore [2007] proposent également un mécanisme d'acidification des océans inhibant la formation de carbonates. Comme celui de Clark [1999b], ce mécanisme repose sur la formation de SO_2 et SO_3 dans l'atmosphère, suite à un dégazage de soufre provoqué par un événement volcanique comme le soulèvement de Tharsis. Au Noachien ces gaz se seraient combinés à la vapeur d'eau atmosphérique pour former des nuages d'acide sulfurique, comme ceux observés sur Vénus aujourd'hui. La formation de gouttelettes d'acide sulfurique est également mentionnée par Settle [1979]. Les nuages ont entraîné des précipitations qui ont acidifié les océans et empêché la formation des carbonates [Bullock and Moore, 2007].

Enfin, Chevrier et al. [2007b] proposent une explication pour concilier la présence de phyllosilicates en l'absence de carbonates. Les phyllosilicates sont en effet le résultat de l'altération des roches primaires après contact avec de l'eau liquide. Leur formation nécessite un milieu plutôt alcalin. En présence d'une atmosphère riche en CO_2 , leur formation devrait donc s'accompagner de celle des carbonates. Par des considérations thermodynamiques (diagrammes potentiel-pH), Chevrier et al. [2007b] montrent que cette contradiction peut être levée pour certaines smectites, en fonction de leur teneur en Mg et Fe, dont la composition est compatible avec les observations OMEGA et avec les météorites SNC. Dans ce cas de figure, la pression partielle de CO_2 doit en revanche être faible, entre 10^{-2} et 10^{-5} atm selon la composition, ce qui exclut le CO_2 comme gaz à effet de serre au Noachien. Les auteurs proposent le méthane comme principal gaz à effet de serre favorisant la présence d'eau liquide au Noachien.

Notons que les hypothèses mentionnées dans ces deux premières catégories, absence de formation de carbonates ou destruction après leur formation, doivent de plus proposer des mécanismes pour rendre compte de l'état actuel de l'atmosphère : destruction progressive ou brutale de l'atmosphère, atmosphère primitive de Mars tenue, etc.

Carbonates invisibles avec les moyens actuels

Enfn, une troisième explication est avancée à l'absence de carbonates dans les observations martiennes : la spectroscopie infrarouge orbitale ne serait pas adaptée à leur détection [e.g. Clark, 1999b]. En effet nous venons de voir que les carbonates peuvent avoir été détruits après leur formation. Si cette destruction s'est effectuée par des processus de surface (photodécomposition, oxydation), elle peut n'avoir concerné qu'une couche superficielle et laissé de grandes quantités de carbonates en profondeur. De même, il se peut que des carbonates anciens soient aujourd'hui enfouis, recouverts depuis leur formation par des coulées volcaniques ou par de la poussière. Les mesures orbitales, sensibles seulement aux premiers micromètres de la surface, ne seraient donc pas capables de détecter ces masses enfouies. Seules des mesures in-situ dans des forages sur des profondeurs relativement importantes (supérieures au mètre) ou des mesures orbitales pénétrant profondément la surface pourraient les détecter.

Dans ce scénario, il se peut toutefois que les carbonates ne soient que faiblement enfouis, voire affleurent légèrement à la surface. En effet comme le suggère Catling [1999],

puisque les carbonates sont les premiers éléments d'une série d'évaporites à se former, les zones où ils ne doivent pas être recouverts par des sulfates correspondent essentiellement aux bords des anciennes mers. C'est donc à ces endroits que les carbonates, s'ils existent, devraient être le moins profondément enfouis. Des processus d'érosion relativement anciens, comme un impact de météorite ou une inondation catastrophique, pourraient avoir permis à ces carbonates d'affleurer. La récente découverte de quelques zones faiblement étendues de phyllosilicates et d'olivine, roches facilement dégradées ou altérées, relance l'espoir de découvrir des carbonates sur des petites échelles. Clark [1999b] suggère de pointer les spectromètres orbitaux sur des régions anciennes fraîchement découvertes, comme lors d'impacts de météorites récents ou le départ d'une masse de poussières. De telles régions nécessitent des observations à haute résolution spatiale.

OMEGA présente un jeu de données qui, par comparaison avec TES ou THEMIS, présente une haute résolution spatiale, capable de visualiser de tels détails. Par comparaison avec un imageur à très haute résolution spatiale comme CRISM, OMEGA fournit une couverture globale. L'instrument OMEGA semble donc le plus disposé pour cette recherche de carbonates sur l'ensemble de la surface de Mars. Les données OMEGA étant aujourd'hui et pour quelques années encore le seul jeu de données complet dans le proche-infrarouge de la surface de Mars, l'étude de ce jeu de données doit permettre de conclure quant à la teneur globale de la surface en carbonates.

I.C. L'hydratation vue par la spectroscopie infrarouge

Ce travail de thèse étudie la présence d'eau d'hydratation de la surface de Mars grâce à l'analyse des données OMEGA. OMEGA fournit des spectres dans le domaine de longueurs d'onde [0.3-5.1 μm]. Nous détaillons dans cette partie les mécanismes physiques qui sont responsables de l'émission infrarouge par la matière, et comment ce rayonnement peut apporter de l'information sur les minéraux qui l'ont émis. Nous verrons que l'eau est responsable d'une forte absorption autour de 3 μm , qui a été beaucoup documentée aussi bien théoriquement qu'expérimentalement. Enfin nous aborderons toutes les observations de la bande à 3 μm sur Mars antérieures à celles d'OMEGA.

I.C.1. La spectroscopie infrarouge des surfaces

L'infrarouge est particulièrement bien adapté à l'étude de la minéralogie et de l'hydratation car c'est le domaine de longueur d'onde caractéristique des molécules. En effet dans l'infrarouge se trouve la majorité des transitions entre niveaux de vibration et de rotation des molécules, ainsi que quelques transitions électroniques entre orbitales moléculaires. Par comparaison les domaines X et UV sont essentiellement caractéristiques des atomes, en révélant des transitions entre niveaux électroniques de cœur ; le domaine visible présente relativement peu de signatures spectrales.

La littérature a pour habitude de distinguer plusieurs domaines dans l'infrarouge, dont les frontières ne sont en réalité pas strictes : [1.0 – 2.5 μm] est le proche-infrarouge, [2.5 – 5.0 μm] l'infrarouge moyen, et au-delà de 5 μm l'infrarouge thermique. Ces domaines sont différenciés par les processus d'émission de rayonnement que nous détaillons ci-après. C'est pourquoi nous désignons le domaine de détection d'OMEGA simplement par « infrarouge ».

I.C.1.a. L'émission infrarouge des surfaces

Dans l'infrarouge, la matière peut émettre de la lumière grâce à deux phénomènes fondamentaux : la réflexion-diffusion d'une lumière incidence, et l'émission thermique. Nous détaillons dans cette section ces deux phénomènes qui sont à la base de l'étude à distance des surfaces planétaires. La grandeur physique de base pour l'étude de ces phénomènes est l'intensité spécifique, noté I : il s'agit de l'énergie radiative dE , traversant une surface élémentaire dS (ou émise ou reçue par cette surface) pendant une durée élémentaire dt , dans le domaine de longueurs d'onde $d\lambda$ autour de λ , et dans un angle solide $d\Omega$ autour de la direction Δ faisant un angle θ avec la normale à la surface (eq. 4 et Figure I-37).

$$dE = I \cdot dt \cdot dS \cdot d\lambda \cdot \cos(\theta) \cdot d\Omega \quad (\text{en } \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}) \quad \text{eq. 4}$$

De manière plus concrète l'intensité spécifique peut être vue comme l'énergie transportée par les photons traversant la surface dS pendant dt dans l'angle solide $d\Omega$ autour de Δ . Le facteur « $\cos(\theta)$ » provient de la réduction de surface apparente (surface perpendiculaire à la ligne de visée) lorsque les rayons ne sont pas perpendiculaires à la surface. Ce facteur est retrouvé par le calcul en considérant le volume dans lequel se trouvent

les photons qui vont traverser la surface. Les conventions remplacent θ par i dans le cas de rayons incidents et par e dans le cas de rayons émergents.

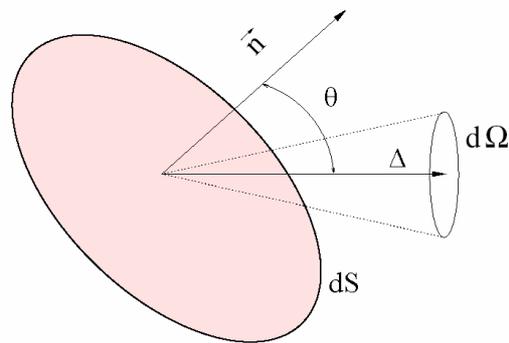


Figure I-37 : Schéma illustrant les grandeurs utiles à la définition de l'intensité spécifique (voir texte).

L'intensité spécifique peut également être nommée « radiance » ou « brightness » en anglais. Le terme « intensité spécifique » est d'ailleurs plutôt un terme anglais, les ouvrages français la nomment généralement « luminance (spectrale ou monochromatique) ». Lorsqu'on intègre l'intensité spécifique sur l'ensemble des directions on obtient l'émittance monochromatique (« spectral emissive power » en anglais) en $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$. Cette grandeur s'appelle éclairement monochromatique (« irradiance » en anglais) lorsqu'il s'agit de l'énergie reçue par une surface venant de toutes les directions. Enfin toutes ces grandeurs peuvent s'intégrer sur toutes les longueurs d'onde et sur les surfaces.

Composante réfléchie-diffusée

Les rayons lumineux du soleil éclairant un sol rencontrent une multitude de grains de la surface, comme l'illustre la Figure I-38. L'indice optique de ces grains étant différent de celui de l'atmosphère martienne, la surface du grain constitue un dioptre. Les rayons lumineux arrivant sur ce dioptre sont soit réfléchis soit transmis suivant les lois de la réflexion et de la réfraction. Si les grains sont de grande taille comparée à la longueur d'onde de la lumière, ces deux phénomènes sont régis par les équations optiques de Descartes. Dans le cas contraire, qui est le plus souvent rencontré dans le cas de Mars (voir section I.A.1.d) avec les longueurs d'onde OMEGA (0.3 à 5.1 μm), des effets de diffraction s'ajoutent. L'étude de la quantité de rayonnement réémis par une surface fait partie de la photométrie. Cette discipline, largement documentée [e.g. Hapke, 1993 ; Shkuratov et al., 1999], reste un sujet encore mal maîtrisé ; nous ne détaillons ici que des aspects de base.

Une surface éclairée va réémettre immédiatement une partie du rayonnement incident par réflexion (Figure I-38), qui est nommée "réflexion spéculaire". En pratique, contrairement à une surface lisse comme celle des océans en première approximation, les surfaces des grains ont des directions aléatoires. La réflexion spéculaire moyennée sur l'ensemble des grains émet ainsi de la lumière dans toutes les directions. Ce comportement est donc une diffusion plutôt qu'une réflexion classique, et la réflexion spéculaire est nommée par la littérature "composante diffusée en surface". Comme ce rayonnement ne pénètre pas les minéraux, les auteurs ont l'habitude de considérer qu'il ne possède pas d'information sur eux. Toutefois dans le cas de quelques molécules d'eau adsorbée il est vraisemblable que les signatures spectrales de l'eau y apparaissent.

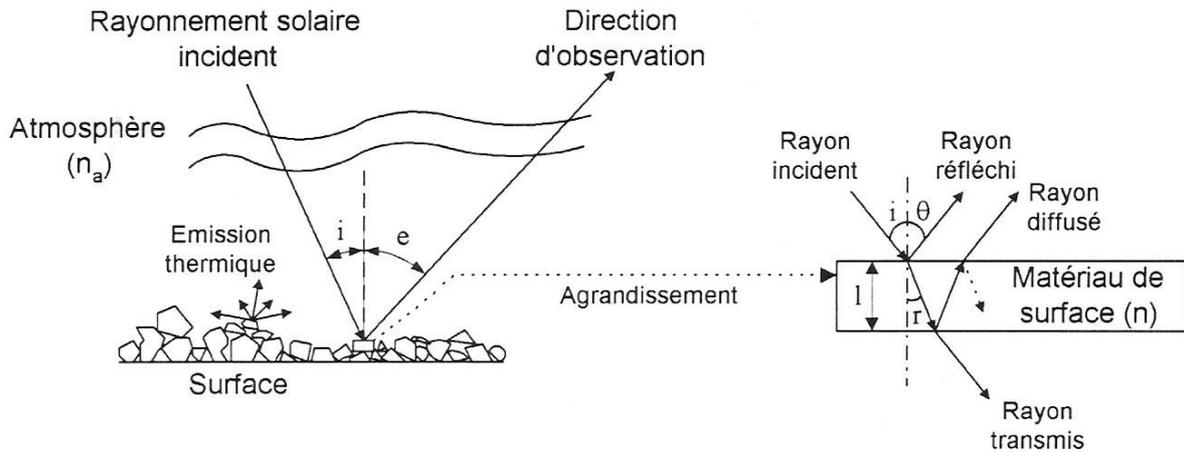


Figure I-38 : Schéma explicitant les processus d'émission de rayonnement et son interaction avec la matière. Deux composantes sont distinguées : l'émission thermique, due à la température, et la réflexion-diffusion de la lumière solaire. L'agrandissement de droite montre que cette seconde composante est soit directement réfléchi, soit transmise et éventuellement rétro-diffusée. Schéma d'après Bonello [2001].

Outre la composante diffusée en surface, l'autre partie du rayonnement incident traverse le dioptré initial et pénètre dans les minéraux. Dans le grain ces rayons vont alors être soit réfléchis soit réfractés à nouveau et finir par sortir du grain. Le chemin de ces rayons se poursuit par l'interaction avec un nouveau grain ou une sortie du milieu. Ce processus se poursuit jusqu'à émission vers l'extérieur dans une direction quelconque, ou absorption. Cette composante, qui contient de l'information sur le minéral, est nommée composante diffusée en volume par la littérature.

On peut établir une expression analytique de l'intensité spécifique $I_{diffusion}$ émise dans une certaine direction par la diffusion de la lumière solaire. Puisque nous raisonnons par unité de surface, cette intensité est proportionnelle à l'énergie solaire incidente I_s (que nous expliciterons en I.C.1.e modulée par le cosinus de l'angle d'incidence solaire i (eq. 4), et à la réflectance bidirectionnelle (ou albédo) de la surface r :

$$I_{diffusion}(i, e, \varphi, \lambda) = r(i, e, \varphi, \lambda) \cdot I_s(\lambda) \cdot \cos(i) \quad (\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}) \quad \text{eq. 5}$$

La réflectance bidirectionnelle r est une caractéristique du matériau et dépend, outre de la longueur d'onde, de la direction d'incidence i , de la direction d'émergence e , et de l'angle de phase φ qui est l'angle entre ces deux directions (indépendant de la normale). Dans le cas d'un réflecteur spéculaire parfait (de type surface liquide) r est nul sauf dans la direction spéculaire, c'est-à-dire dans le plan d'incidence à $e=-i$. Pour la surface de Mars on fait l'hypothèse que la diffusion est isotrope ; les matériaux obéissent alors à la loi de Lambert. Dans ce cas r ne dépend plus des directions et $I_{diffusion}$ ne dépend pas de la direction d'émission e .

Lors de son interaction avec la surface, le rayonnement lumineux incident obéit à la loi de conservation de l'énergie, qui se traduit par :

$$R + T + A = 1 \quad (\text{sans unité}) \quad \text{avec } T=0 \quad \text{eq. 6}$$

avec R rapport entre l'énergie diffusée et l'énergie incidente, T rapport entre l'énergie transmise et l'énergie incidente et A rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie incidente. R, T et A sont ici les valeurs intégrées de r, t et a pour toutes les longueurs d'onde et toutes les directions d'émission, mais cette relation reste vraie pour chaque longueur d'onde. Pour un sol T est nul, tous les photons sont soit rétrodiffusés soit absorbés.

Pour conclure, nous choisissons de nommer ce rayonnement « composante réfléchi-diffusée » par la surface, pour le différencier de la diffusion due aux aérosols que nous détaillons en I.C.1.e.

Composante thermique

En fonction de sa température, tout corps émet spontanément du rayonnement lumineux. A la fin du XIXe et au début du XXe siècle, les travaux de Kirchhoff, Wien, Rayleigh, Planck et Einstein ont permis de mettre en équation cette émission. Un corps parfaitement absorbant (dit « corps noir ») en équilibre radiatif et thermique émet spontanément l'intensité spécifique (dite loi de Planck) :

$$B(T, \lambda) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (e^{\frac{hc}{kT\lambda}} - 1)} \quad (\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}) \quad \text{eq. 7}$$

Cette loi s'applique en pratique dans la plupart des situations car l'équilibre thermodynamique local est facilement réalisé.

Le corps noir n'est qu'un modèle et la matière réelle présente toujours une émission thermique qui est celle du corps noir à la même température mais modulée par l'émissivité $\varepsilon(\lambda)$:

$$I_{\text{thermique}}(\lambda) = \varepsilon(\lambda).B(T, \lambda) \quad (\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}) \quad \text{eq. 8}$$

L'émissivité est une caractéristique du matériau considéré. Un corps en équilibre thermique et radiatif émet autant d'énergie qu'il en reçoit. L'émissivité est donc égale à chaque longueur d'onde à l'absorption (loi de Kirchhoff). Cette propriété permet donc de relier l'émissivité ε à la réflectance r en utilisant l'eq. 6 :

$$\varepsilon(\lambda) = 1 - r(\lambda) \quad (\text{sans unité}) \quad \text{eq. 9}$$

Nous verrons en section II.D qu'en raison des températures de la surface de Mars, la composante thermique n'est pas négligeable devant la composante réfléchi-diffusée pour des longueurs d'onde supérieures à 3-4 μm , en fonction de la réflectance et la température.

I.C.1.b. Mécanismes physiques des bandes d'absorption

La lumière émise par les surfaces porte dans la plupart des cas les signatures de son interaction avec la matière. Les spectres de la matière sont constitués d'un continuum (diffusion de la lumière solaire ou émission thermique), faiblement variable avec la longueur d'onde, sur lequel viennent s'ajouter des signatures caractéristiques de la composition : des bandes d'absorption ou d'émission. Dans le cas de la réflexion-diffusion, la source d'énergie est extérieure. Le matériau ne peut que prélever de l'énergie en absorbant un photon pour que

la molécule passe d'un niveau d'énergie à un niveau plus élevé, on observe donc des bandes d'absorption. L'énergie prélevée au rayonnement lors de ces absorptions est convertie en énergie interne pour le solide et contribue à son échauffement. Dans le cas de l'émission thermique, la source d'énergie est intérieure (l'énergie interne du corps). L'eq. 9 basée sur la loi de Kirchhoff montre que les bandes d'absorptions contenues dans la réflectance vont se traduire en bandes d'émission dans l'émissivité. Les transitions entre niveaux d'énergie facilitent donc l'émission radiative. Dans le domaine de longueurs d'onde où composante réfléchie-diffusée et composante thermique sont du même ordre, les deux effets s'opposent ce qui réduit la force de la bande voire la fait disparaître.

Les bandes d'absorptions ou d'émission sont caractérisées par :

- la position de leur centre, qui donne la quantité d'énergie échangée lors de l'interaction matière-rayonnement, et qui est une signature de la liaison chimique.
- leur intensité, généralement évaluée par rapport au continuum c'est-à-dire le spectre supposé sans l'absorption (ou l'émission). La chute d'intensité renseigne sur la quantité d'espèce absorbante grâce à la loi de Beer-Lambert :

$$\frac{I}{I_0} = e^{-\alpha(\lambda).d} \quad \text{eq. 10}$$

avec I intensité sortant du milieu, I_0 intensité incidente, α le coefficient d'absorption, caractéristique de l'espèce absorbante et de sa densité, et d distance parcourue dans le milieu absorbant. Le terme $\alpha.d$ est l'épaisseur optique.

- leur forme, théoriquement gaussienne ou lorentzienne, et leur largeur à mi-hauteur, qui est une signature de l'environnement de l'espèce absorbante. Nous reviendrons sur ce point en section I.C.1.c et I.C.2.

Les interactions entre le rayonnement et la matière sont de nature électronique, vibrationnelle ou rotationnelle [Hunt and Salisbury 1970 ; Hapke, 1993 ; Erard, 1991b ; Clark, 1999a ; Bonello 2001 ; Bertrand et Dufour, 2006]. Ces interactions consistent toujours en l'absorption ou l'émission d'un photon $h\nu$, de longueur d'onde bien précise, pour respectivement monter ou baisser de niveau d'énergie. Les écarts d'énergie valent $\sim eV$ (quelques centaines de kJ/mol) pour les transitions électroniques, $\sim 0.1 eV$ (~ 10 kJ/mol) pour les transitions moléculaires et $\sim 10^{-3} eV$ (~ 0.1 kJ/mol) pour les transitions rotationnelles. Les transitions mises en jeu par la suite pour la molécule d'eau sont vibrationnelles, nous détaillerons donc essentiellement ce type de transition.

Transitions électroniques

Le premier type de transition, électronique, fait varier le niveau d'énergie des électrons. Dans les atomes ou les molécules au repos, les électrons sont placés sur des niveaux d'énergie bien définis, dont le remplissage commence par les niveaux les plus bas (règle de Pauling). Les valeurs des niveaux d'énergie sont obtenues par la résolution de l'équation de Schrödinger avec les potentiels électrostatiques adaptés. Les niveaux d'énergie concernés peuvent être de plusieurs natures, ce qui permet de distinguer trois types de transitions électroniques :

- Transitions entre deux niveaux d'énergie d'orbitales moléculaires ou atomiques, en particulier entre bande de valence et bande de conduction ;
- Transfert de charges entre ions ou entre ions et ligands ;

- Effet de champ cristallin: certains métaux présentent une dégénérescence entre les niveaux d'énergie associés à la sous-couche incomplète 3d, dégénérescence qui est levée dans une structure cristalline.

Les transitions électroniques sont caractérisées par la forme très large de leur bande d'absorption, allant jusqu'à plusieurs centaines de nanomètres, et par leur domaine de longueurs d'onde, essentiellement dans les domaines ultraviolet et visible. La limite traditionnelle est la bande du fer à 1.0 μm . Toutefois quelques rares bandes apparaissent dans l'infrarouge, par exemple les orthopyroxènes (pyroxènes pauvres en calcium) présentent une bande d'absorption à 1.8 μm .

Les transitions électroniques peuvent également être responsables de raies d'émission lors de la désexcitation d'un électron. Ce phénomène fluorescence est observé sur Mars pour les nuages de CO_2 [Montmessin et al., 2007].

Transitions vibrationnelles

Les molécules et les réseaux cristallins constituent un ensemble mécanique dont les atomes sont capables de vibrer autour de leur position d'origine, définie par les liaisons covalentes, métalliques ou ioniques. Le modèle classique de ces vibrations est l'oscillateur harmonique (Figure I-39), dont l'image classique est un ressort. Pour des molécules comportant trois atomes et plus, les vibrations seront des mouvements d'élongation ou de déformation. Des exemples seront donnés en section I.C.2 avec la molécule d'eau.

En mécanique quantique, la résolution de l'équation aux valeurs propres pour l'oscillateur harmonique a pour résultat des niveaux d'énergie quantifiés qui valent :

$$E_n = \left(n + \frac{1}{2}\right).h\nu \quad \text{eq. 11}$$

avec n le niveau d'énergie (n entier positif), h la constante de Planck. Le niveau E_0 est le niveau fondamental de vibration, les niveaux supérieurs étant des harmoniques. La fréquence propre de vibration ν dépend de la constante k , dite constante de force, et de la masse réduite μ par la relation :

$$\nu = \frac{1}{2\pi} \cdot \sqrt{\frac{k}{\mu}} \quad \text{avec } \mu = \frac{m_1 m_2}{m_1 + m_2} \quad \text{eq. 12}$$

m_1 et m_2 correspondent aux masses des deux atomes de la liaison. Nous voyons dans cette formule que de manière générale, lorsque la masse réduite augmente (atomes moins lourds) ou quand la constante k augmente (distance entre atomes plus grande), la fréquence diminue. Enfin, les vibrations de déformation sont en général moins énergétiques que celles d'élongation.

Dans une molécule, si les atomes ont des valeurs d'électronégativité différentes, la charge électronique des liaisons covalentes sera légèrement déséquilibrée au profit des atomes les plus électronégatifs. La vibration de la molécule a pour conséquence d'entraîner des variations des répartitions de charges (et une variation du moment dipolaire) qui sont donc susceptibles d'interagir avec un champ électrique extérieur. C'est le cas de molécules comme HCl ou H_2O , mais pas N_2 ou H_2 qui sont donc inactives en infrarouge. Les énergies des états

de vibration étant bien définies, les transitions vibrationnelles ont lieu à des énergies précises, soit entre le niveau fondamental et sa première harmonique (n passant de 0 à 1) : c'est l'absorption la plus forte ; soit entre le fondamental et une harmonique supérieure (n passant de 0 à 1 ou plus) : les absorptions sont alors plus faibles ; soit entre harmoniques (n passant de 1 ou plus à un niveau supérieur) : du fait du peuplement naturel des harmoniques (statistique de Boltzmann) ces transitions sont très rares.

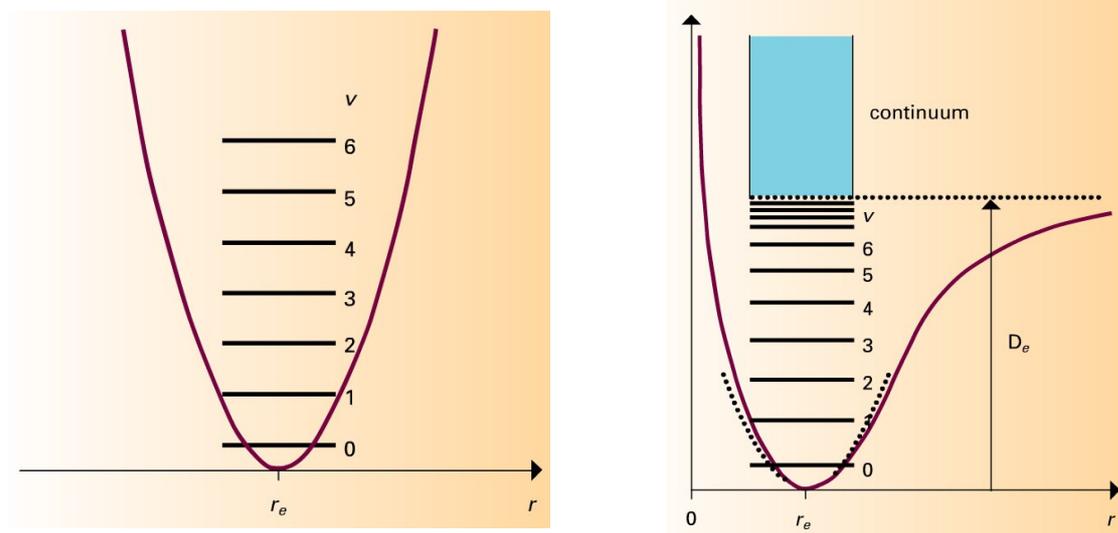


Figure I-39 : Niveaux d'énergie des vibrations d'une liaison covalente, associés à un oscillateur harmonique (courbe rouge à gauche) et anharmonique (courbe rouge à droite). Les transitions vibrationnelles se font entre deux niveaux d'énergies différentes, avec la plus forte probabilité entre le niveau fondamental ($n=0$) et le premier harmonique ($n=1$). Ces transitions vibrationnelles sont responsables des absorptions en infrarouge. Figures d'après Amat [2000].

Le modèle de l'oscillateur harmonique est en fait trop simple pour représenter la réalité, et ce d'autant plus que les règles de sélection de ce modèle (non développées ici) impliquent $\Delta n = \pm 1$. Un modèle de potentiel anharmonique (Figure I-39) est en général plus adapté car il prend en compte la possibilité de rupture de la liaison. Dans ce modèle la force de rappel n'est plus proportionnelle aux déplacements et le moment dipolaire non proportionnel à la distance interatomique. Les différences d'énergie entre niveaux consécutifs (e.g. $E_2 - E_1$, $E_1 - E_0$) ont alors des valeurs proches mais légèrement différentes, ce qui se traduit par un élargissement des absorptions. Le modèle anharmonique prévoit de nombreuses absorptions avec l'existence de bandes harmoniques, de bandes de différence et de combinaison, et la dissociation de la molécule. Des résonances, comme la résonance de Fermi, peuvent avoir lieu entre des transitions d'énergies très proches.

Pour conclure, les transitions vibrationnelles sont caractérisées par des énergies plus faibles que les transitions électroniques. En deçà de $2.5 \mu\text{m}$, il n'existe pas de transition liée à des modes fondamentaux mais uniquement des harmoniques ou des combinaisons, dont les bandes d'absorptions sont souvent trop faibles pour être détectables. Toutefois l'eau présente des modes secondaires suffisamment forts ; nous les présenterons dans la section I.C.2. Pour de telles molécules, étudier les transitions entre harmoniques peut être plus intéressant car les absorptions associées sont moins rapidement saturées en pénétrant dans la matière. Enfin, les

bandes de transition vibrationnelles sont très étroites, quelques dizaines de nanomètres au plus.

Transitions rotationnelles

Les molécules présentant un ou plusieurs moments d'inertie (noté I) sont capables d'avoir un moment de rotation. D'après la mécanique quantique des mouvements de rotation sont quantifiés, faisant intervenir le nombre quantique de rotation J par la formule :

$$E_{rot} = \frac{h^2 J(J+1)}{8\pi^2 I} \quad \text{eq. 13}$$

Si les molécules sont libres de leur mouvement, comme dans un gaz, des transitions rotationnelles vont intervenir. Les énergies de rotation s'ajoutent ou se soustraient à l'énergie de vibration et l'on parle donc plutôt de transitions vibro-rotationnelles. Toutefois les différences d'énergie entre niveaux de rotation sont environ 1000 fois plus faibles qu'entre niveaux de vibration, c'est pourquoi l'influence des niveaux de rotation ne peut se voir qu'avec des spectromètres à haute résolution.

Signatures caractéristiques de minéraux

L'ensemble des bandes d'absorption présentes dans un spectre est en général une signature claire de la composition observée. La spectroscopie est souvent utilisée par les chimistes pour détecter des groupes fonctionnels de molécules organiques : O-H, C-H, N-H, C=O, C-C, C=C, etc. Les composés minéraux présentent également des absorptions caractéristiques dans l'infrarouge. La Figure I-40 présente les spectres de quelques minéraux soupçonnés d'entrer dans la composition de la surface de Mars. La plupart de ces spectres présentent une ou plusieurs bandes d'absorption utiles pour les distinguer. A titre d'exemple, la calcite, qui est une roche carbonatée, présente deux fortes absorptions autour de 3.4 et 3.9 μm .

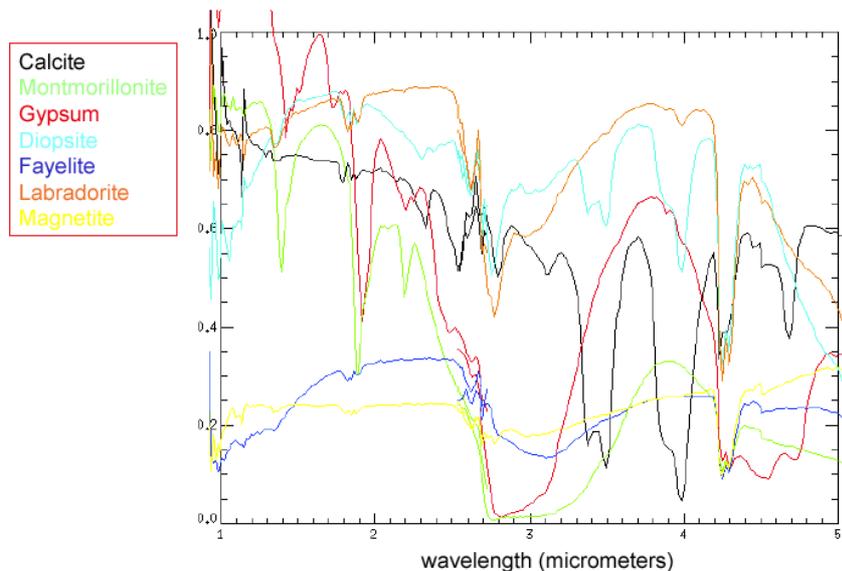


Figure I-40 : Acquisition en laboratoire de spectres infrarouge de plusieurs minéraux susceptibles d'être présents à la surface de Mars. Ces minéraux présentent des bandes d'absorption utiles pour leur détection. La calcite est un minéral carbonaté, la

montmorillonite est un phyllosilicate (produit de l'altération de silicates), le gypse est un sulfate de calcium, la diopside est un pyroxène, la fayelite est un orthosilicate (famille de l'olivine), la labradorite est un tectosilicate (minéral mafique), la magnétite est un oxyde de fer. D'après Bonello [2001].

En plus de la composition obtenue par leur position spectrale, les bandes peuvent donner des renseignements complémentaires. L'intensité des bandes donne de l'information sur la quantité de matière absorbante. Toutefois, étant donné la complexité des chemins optiques, ce lien n'est pas immédiat à établir. Nous verrons dans la section suivante comment les bandes renseignent également sur la structure des minéraux (en particulier leur taille de grain), et sur la nature des mélanges minéralogiques. Nous verrons dans la section I.C.2 que la forme et la position exacte des bandes peut donner de l'information sur l'environnement des molécules, par exemple leur liaison au reste du cristal.

I.C.1.c. Critères pour estimer les profondeurs de bande

Il est très souvent nécessaire de quantifier la force d'une absorption. Plusieurs critères sont communément utilisés pour cette estimation. Le critère le plus fréquemment utilisé, nommé profondeur de bande (BD pour Band Depth en anglais), compare le fond de bande et un continuum. Le continuum correspond à la valeur que le spectre de réflectance aurait si la bande était absente ; on peut l'interpréter physiquement comme le nombre de photons disponibles pour l'absorption. Le continuum de réflectance est en général inférieur à 1, car il est constitué en fait lui-même de bandes d'absorptions beaucoup plus larges. Le fond de bande correspond au nombre de photons effectivement reçu. Comparer le fond de bande au continuum permet donc d'obtenir la proportion du flux prélevé par l'absorption. Il est lié à l'épaisseur optique par l'eq. 10.

En pratique, la profondeur de bande est la différence relative entre la valeur de réflectance dans le fond de bande et le continuum selon l'eq. 14 :

$$BD = \frac{\text{continuum}(\lambda_b) - r(\lambda_b)}{\text{continuum}(\lambda_b)} \quad (\text{sans unité}) \quad \text{eq. 14}$$

avec λ_b la longueur d'onde du centre de la bande d'absorption. Cette profondeur de bande est exprimée en pourcents, 0% correspondant à l'absence d'absorption (bande confondue avec le continuum) et 100% correspondant à une absorption totale (réflectance nulle dans la bande). Le rapport signal sur bruit peut être augmenté en additionnant cette différence relative sur plusieurs longueurs d'onde λ_b à l'intérieur de la bande ; si le nombre de termes dans la somme est conséquent, pour des bandes très larges par exemple, on parlera souvent de profondeur de bande intégrée. Le continuum peut être calculé de plusieurs manières. Dans le cas de bandes étroites il s'agira généralement d'un continuum linéaire, interpolant les valeurs de réflectance situés aux extrémités des ailes de la bande, là où son influence s'arrête. Il n'est pas rare également que les auteurs utilisent comme valeur de continuum une valeur de réflectance en dehors de la bande, dont un exemple sera donné en section I.C.4.b.

D'autres méthodes, proches de la méthode décrite dans le paragraphe précédent, sont décrites par Milliken and Mustard [2005]. Ce type de méthode suppose de rechercher une bande particulière et de connaître au préalable sa position et sa forme, par exemple grâce aux bibliothèques spectrales. Il existe d'autres techniques qui permettent de ne pas supposer de

position a priori. Ainsi, le but du modèle gaussien modifié (MGM) est de chercher des bandes d'absorptions gaussiennes sur le spectre de réflectance pour toutes les longueurs d'onde centrales et largeurs de bande en maximisant des intégrales de produit. D'autres méthodes se basent sur la décomposition du spectre de réflectance en ondelettes de différents centres et largeurs. L'ensemble de ces méthodes et leurs avantages et inconvénients sont présentées par Gendrin [2004] ; nous ne les appliquerons pas dans ce travail de thèse.

I.C.1.d. Facteurs influençant les bandes d'absorption

Les sols et roches sont en général formés de grains sous forme cristalline ou amorphe et dont la composition peut être homogène ou hétérogène. La nature du mélange minéralogique et la taille des grains vont avoir une forte influence sur les bandes d'absorption. Nous expliquons ici de manière qualitative ces phénomènes, et nous les illustrerons dans le cas de l'eau d'hydratation dans la section I.C.3. Toute étude quantitative nécessite soit des modèles de transfert radiatif soit des mesures en laboratoire, que nous détaillerons dans le cas de l'eau. Clark [1999a] fait une revue des différents facteurs influençant les bandes d'absorption; nous en rappelons les principaux points ici.

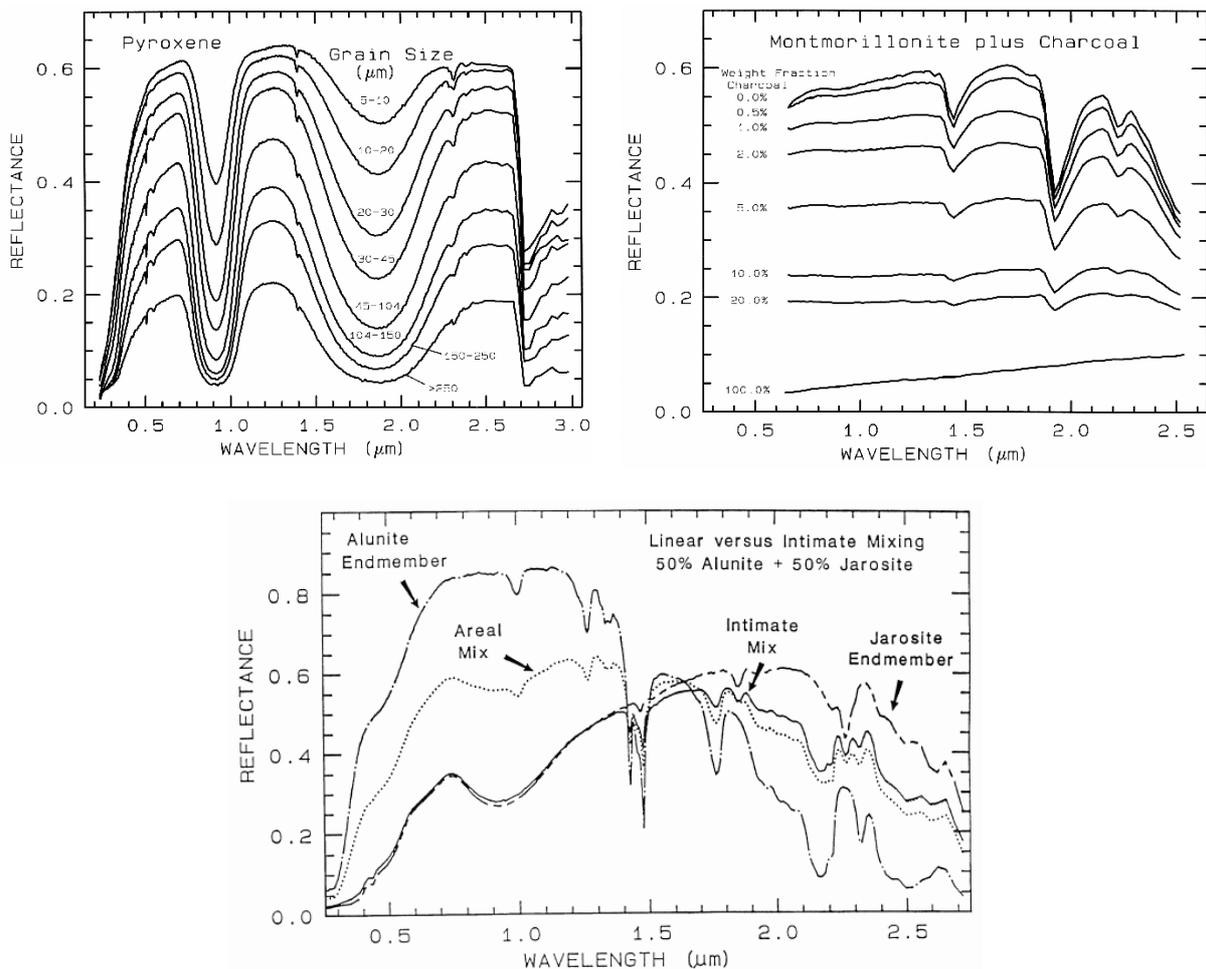


Figure I-41 : Mesure en laboratoire de l'évolution des formes de bande d'absorption des spectres de réflectance en fonction de différents paramètres, d'après Clark [1999a]. En haut à gauche : Evolution du spectre de pyroxène en fonction de la taille des grains. En haut à droite : Evolution du spectre de montmorillonite en mélange intime avec un absorbant intense

(charbon noir). En bas: Evolution du spectre de mélange 50% alunite – 50% jarosite en fonction de la nature du mélange (intime ou linéaire).

Taille des grains

Lorsque la taille des grains se réduit, les photons traversent une plus faible quantité de minéral avant d'être réfléchis ou réfractés en fond de grain. Les photons vont donc ressortir du milieu après un chemin optique plus court, ce qui se traduit, d'après la loi d'absorption de Beer-Lambert (voir eq. 10), par une absorption plus faible et donc une bande moins profonde par rapport au continuum. Les mesures reportées dans la Figure I-41 montrent clairement pour du pyroxène que quand les grains sont plus petits la profondeur de la bande est plus faible. A partir d'une certaine taille de grains, nommée « optimale » par différents auteurs [e.g. Mustard and Hays, 1997 ; Milliken and Mustard, 2007c], la profondeur de bande atteint un maximum, puis diminue lorsque la taille de grains augmente. Ce phénomène s'explique par le fait que le fond de bande ne varie plus car l'absorption est totale, alors que le continuum diminue légèrement avec la taille de grains car le chemin optique dans le milieu augmente. La section I.C.3.c détaillera ce phénomène avec le cas de l'eau.

Nature du mélange

La nature du mélange a également un rôle important sur les absorptions. Clark [1999a] détaille quatre types de mélanges possibles. 1) Le mélange linéaire, où les différents constituants sont séparés optiquement (chaque photon ne rencontre qu'un seul élément du mélange) et où les spectres des différents constituants se combinent linéairement. 2) Le mélange intime, où les constituants sont mélangés à l'échelle microscopique (chaque photon interagit avec plusieurs constituants) et où les différents spectres se combinent de façon non linéaire. 3) Le recouvrement en surface d'un des minéraux par un autre élément. 4) Le mélange moléculaire, où les molécules des différents éléments sont liées, comme dans le cas de l'eau d'hydratation. La Figure I-41 donne la comparaison entre un mélange intime et un mélange linéaire d'alunite et de jarosite. Nous y voyons de fortes différences dans l'allure générale du spectre. La Figure I-41 présente également un mélange entre montmorillonite et différentes teneurs de charbon qui est un fort absorbant. Nous voyons que l'influence des éléments absorbants est importante dans ce type de mélange en agissant sur le niveau du continuum, ce qui réduit le contraste des bandes. L'étude de l'influence des mélanges sur les spectres de réflectance est aujourd'hui un sujet d'études très actif pour permettre une analyse quantitative des spectres obtenus par télédétection [e.g. Poulet and Erard, 2004].

I.C.1.e. L'action de l'atmosphère

Lorsqu'un satellite observe la surface de Mars, les effets atmosphériques sur le rayonnement doivent être considérés. Il s'agit de l'apparition de bandes d'absorption et d'émission, dues aux constituants gazeux, et de modifications du continuum spectral, dues aux aérosols.

Constituants gazeux

L'atmosphère de Mars est composée essentiellement de dioxyde de carbone, avec une faible proportion de monoxyde de carbone, d'azote et de vapeur d'eau. Ces gaz présentent leurs propres bandes d'absorption ou d'émission, qui vont interagir avec le rayonnement qui les traverse. La Figure I-42 présente un spectre de transmission atmosphérique simulé d'après

un code de transfert radiatif [Fouchet, communication personnelle] pour une épaisseur d'atmosphère de Mars moyenne. Cette transmission sera variable en fonction de la quantité d'atmosphère traversée, qui dépend de l'altitude et de l'incidence solaire. L'atmosphère présente deux fortes absorptions à 2.7 et 4.2 μm dues au CO_2 , qui sont généralement saturées aux intensités de rayonnement considérées. Des absorptions fortes mais non saturées ont lieu également à 2 μm et vers 4.8 μm . La force de toutes les absorptions non saturées va dépendre de l'épaisseur optique selon l'eq. 10, qui varie en pratique avec l'altitude de la surface observée, l'inclinaison des rayons qui la traversent et les éventuelles variations de pression saisonnières (voir section I.B.2.a). Il faut noter également que certaines bandes dues à des composés minoritaires ayant leur propre cycle, comme la vapeur d'eau, vont présenter des absorptions variables par rapport au spectre moyen de la Figure I-42.

Dans les conditions martiennes en jeu lors des observations OMEGA, les bandes apparaîtront essentiellement en absorption car l'atmosphère est généralement trop froide pour être vue en émission. Ainsi, les mesures mini-TES ont montré qu'à 14h (heure martienne), l'atmosphère est environ 40K plus froide que la surface à 1m d'altitude, et 80K plus froide à 1km d'altitude [Smith, 2004]. Dans les rares cas où l'atmosphère est à une température plus élevée que la surface sous-jacente, les bandes atmosphériques peuvent apparaître en émission à condition que la densité de la couche qui les émet soit suffisante. Nous détaillerons ce point en section II.E.4 lors du traitement des données de la voie L. Dans ce type de situation il est nécessaire d'utiliser un modèle numérique de transfert radiatif, par exemple le modèle DISORT [Stamnes, 1988].

Notons enfin que les absorptions ou émissions atmosphériques n'ont pas la même influence sur les deux composantes du rayonnement : la composante thermique subit des absorptions sur le chemin optique entre le sol et le satellite, alors que la composante réfléchi-diffusée est influencée sur ce même chemin mais aussi sur le flux solaire incident entre l'espace et le sol. Ces deux composantes nécessiteront un traitement atmosphérique séparé.

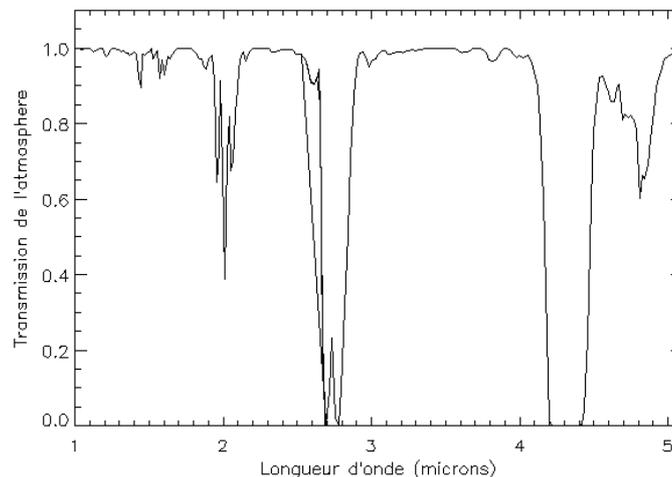


Figure I-42 : Spectre de transmission moyenne de l'atmosphère de Mars [Fouchet T. communication personnelle], simulé par un code de transfert radiatif [Lellouch et al., 2000]. Ce spectre présente les absorptions caractéristiques des gaz constituant l'atmosphère. D'après Fouchet [2004, communication personnelle].

Effet des aérosols

Les aérosols atmosphériques influencent également les spectres émis par la surface. L'étude des aérosols de Mars et leur interaction avec le rayonnement a fait l'objet de plusieurs publications [e.g. Moroz et al., 1995 ; Vincendon et al., 2007, 2008]. De manière générale les aérosols sont des particules solides en suspension dans l'atmosphère. Sur Mars, il s'agit soit de cristaux de glace (d'eau ou de CO_2 solide), soit de poussières silicatées, dont la taille est vraisemblablement proche du micron. Comme les gaz atmosphériques les aérosols peuvent présenter des bandes d'absorption : une bande de silicates à $9 \mu\text{m}$, et éventuellement une bande d'hydratation à $3 \mu\text{m}$ que nous discuterons en section III.B.1.b. Outre ces bandes d'absorption, les surfaces d'aérosols constituent des dioptrés qui impliquent des réflexions et réfractions. Ces phénomènes, regroupés dans le terme de diffusion, modifient la direction de propagation de la lumière. La théorie de Mie décrit au premier ordre ce comportement de diffusion, en considérant en outre la diffraction due à la similarité de taille des aérosols avec la longueur d'onde en jeu. Lorsque les aérosols diffusent la lumière qu'ils reçoivent, l'observation d'un point de la surface par un satellite peut contenir des photons provenant d'un point voisin. Certains photons émis par le soleil peuvent en outre être rétrodiffusés par les aérosols, c'est-à-dire dirigés directement vers l'espace sans atteindre la surface de la planète. Ainsi, un satellite pointé vers la surface peut acquérir un nombre non négligeable de photons n'ayant pas interagi avec le point observé. Plusieurs études ont montré que ces phénomènes ont pour effet d'augmenter ou diminuer le continuum du spectre, et de le pencher, en général en rougissant les spectres [Vincendon et al., 2007, 2008]. En résumant, les aérosols peuvent influencer les spectres à deux niveaux : l'apparition de bandes d'absorptions, et la modification du continuum.

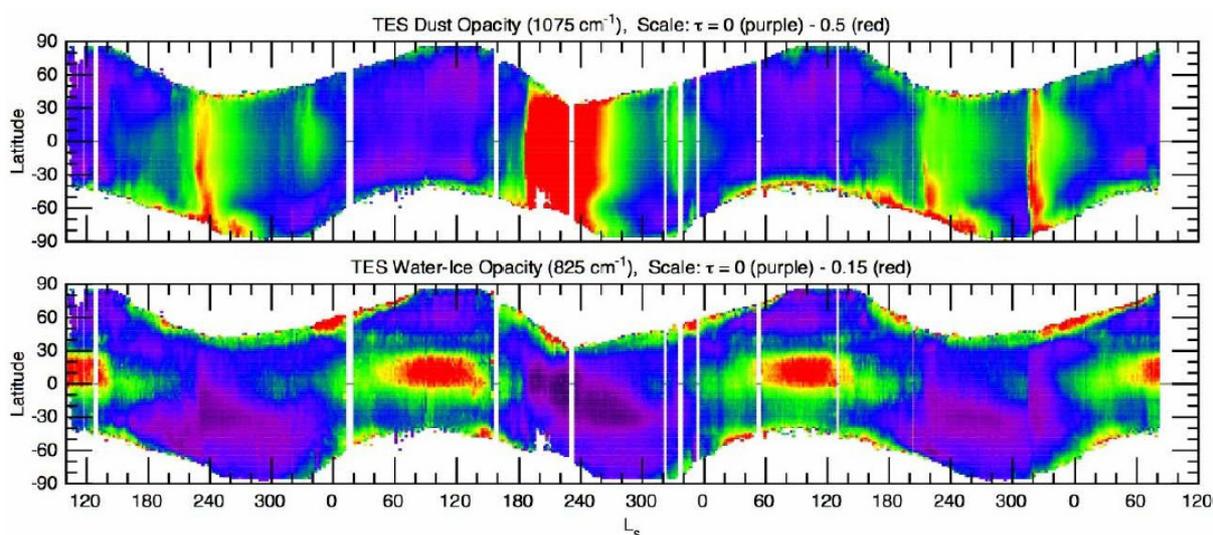


Figure I-43 : Mesure par l'instrument TES de la quantité de poussière (vue par son épaisseur optique à $9 \mu\text{m}$) et de glace d'eau dans l'atmosphère pendant 3 années martiennes réparties sur les MY 24 à 27 (du 1^{er} mars 1999 au 31 août 2004). D'après Smith [2006].

La quantité d'aérosols dans l'atmosphère varie fortement dans le temps. Leur influence sur les spectres est donc variable et doit être prise en compte lors de la comparaison de spectres. L'évolution de la quantité d'aérosols dans l'atmosphère a été obtenue par l'instrument TES, grâce à la mesure de la force de bande à $9 \mu\text{m}$ (Figure I-43), et par l'instrument mini-TES à bord des rovers Spirit et Opportunity (Figure I-44). Les mesures de

TES montrent clairement que de grandes tempêtes de poussières ont lieu lors de l'hiver austral ($L_s \sim 180^\circ$ à 270°).

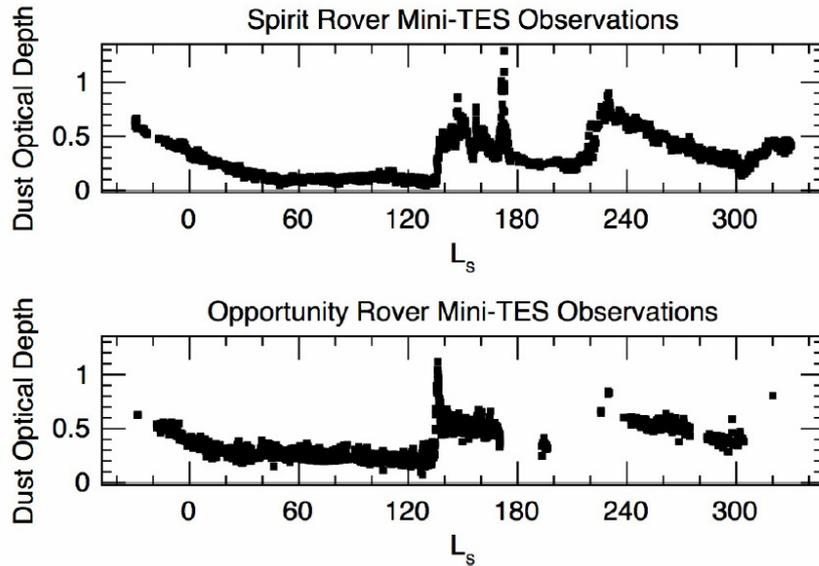


Figure I-44 : Mesures par les instruments mini-TES des rovers Spirit et Opportunity de l'épaisseur optique des poussières dans l'atmosphère pendant une année martienne. Les données couvrent les MY 26 et 27 (janvier à novembre 2004). D'après Smith et al. [2006].

I.C.1.f. Rayonnement reçu par un satellite

Nous pouvons désormais donner une expression de l'intensité spécifique reçue par un satellite. Les deux composantes subissent des effets atmosphériques différents. Le flux solaire reçu par la surface peut être exprimé avec le flux solaire reçu par la Terre et corrigée par le changement de distance Soleil-Terre par Soleil-Mars. L'intensité spécifique reçue par un satellite peut finalement se mettre sous la forme :

$$I_{OMEGA}(\lambda) = r(\lambda).H_{atm}(\lambda).\frac{F_s(\lambda)}{D_{mars}^2}.\cos(i) + (1 - r(\lambda)).H'_{atm}(\lambda).B(T, \lambda) \quad eq. 15$$

(en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$)

avec I_{OMEGA} l'intensité spécifique reçue à l'entrée d'OMEGA, H_{atm} et H'_{atm} les modifications appliquées au spectre par l'atmosphère respectivement sur le rayonnement solaire et le rayonnement thermique, r la réflectance de la surface, F_s l'irradiance émise par le soleil à 1 U.A., D_{mars} la distance de Mars au soleil en U.A., i l'incidence solaire, ε l'émissivité de la surface et $B(T)$ l'émission de corps noir la température T . C'est cette forme qui par inversion nous permettra d'obtenir la réflectance entre 1.0 et 5.1 μm sur laquelle se baseront les études de la bande à 3 μm . Cette expression servira de base pour obtenir les spectres de réflectance de la surface de Mars à partir des données OMEGA. A partir de ces spectres de réflectance une étude sur les bandes d'absorption pourra être menée.

I.C.2. La molécule d'eau dans le proche-infrarouge

De nombreux auteurs détaillent la spectroscopie de la molécule d'eau dans le proche-infrarouge. Nous en résumons ici les principaux points théoriques, à partir des résumés effectués par Einsenberg and Kauzmann [1969], Hunt and Salisbury [1970] et Bertrand et Dufour [2006]. Nous parlons ici essentiellement des modes principaux, qui concernent la région proche-infrarouge (en particulier la bande à 3 μm) et dont l'interprétation n'est plus sujette à débat. Ces bandes d'absorptions ont été établies théoriquement, par des solutions numériques approchées, et expérimentalement.

I.C.2.a. Modes de vibration de la molécule d'eau

La molécule d'eau présente trois modes fondamentaux de vibrations (Figure I-45) : valence (élongation) symétrique (ν_1), valence asymétrique (ν_3), et déformation (ou cisaillement) (ν_2). Ces modes fondamentaux de vibration ainsi que leurs harmoniques (notées par exemple $2\nu_2$) et leurs combinaisons (notées par exemple $\nu_1+\nu_2$) interagissent avec la lumière et sont responsables de bandes d'absorption qui sont caractéristiques de la molécule d'eau. La position précise et la forme de ces bandes permettent de plus d'obtenir des informations sur l'environnement des molécules d'eau.

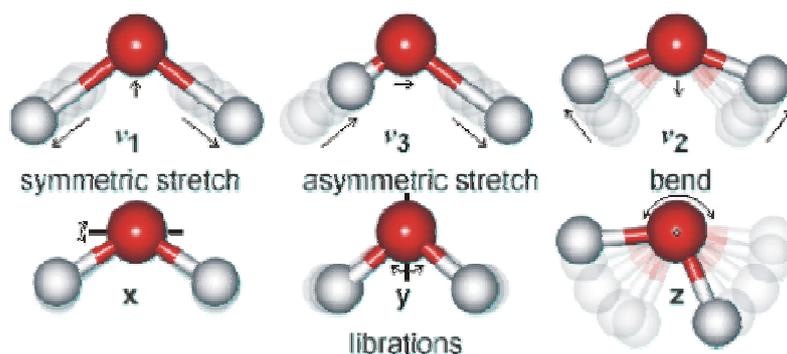


Figure I-45 : Illustration des modes de vibration et de rotation de la molécule d'eau. Il existe trois modes de vibration: étirement symétrique (ν_1), asymétrique (ν_3), et pliage (ν_2), ainsi que trois modes de rotation (librations) selon les trois axes de la molécule.

I.C.2.b. Phases vapeur et condensées

En phase vapeur, donc lorsque la molécule n'est pas liée par des liaisons hydrogène, le mode ν_1 absorbe à 2.734 μm (3657 cm^{-1}), le mode ν_2 à 6.270 μm (1595 cm^{-1}) et le mode ν_3 à 2.662 μm (3756 cm^{-1}) [Bertrand et Dufour, 2006]. Dans le proche-infrarouge des harmoniques et des combinaisons des bandes fondamentales apparaissent, à des intensités plus faibles. Les plus fortes sont le mode ($2\nu_2$) à 3.18 μm , ($\nu_2+\nu_3$) à 1.875 μm , ($2\nu_2+\nu_3$) à 1.454 μm , ($\nu_1+\nu_3$) à 1.379 μm . L'absence de liaisons hydrogène en phase vapeur permet à la molécule de présenter également trois modes de rotation, selon les trois axes de la molécule, dits modes de "libration". Ces modes de rotation introduisent une structure fine dans le spectre d'absorption de l'eau qui se traduit par de nombreuses bandes très fines, ce qui rend le spectre de la vapeur très caractéristique.

En phase condensée (liquide et solide) des liaisons hydrogène se forment entre les molécules d'eau, ce qui empêche les mouvements de rotation et fait disparaître la structure

fine de rotation. Les absorptions n'apparaissent plus que comme des bandes simples, élargies. De plus, la section I.B.1.a a montré que les liaisons H ont pour effet d'allonger la liaison covalente, ce qui modifie sa constante de raideur. Les vibrations de valence sont ainsi décalées à des fréquences plus faibles alors que la fréquence de déformation augmente. En phase liquide, le mode ν_1 se décale à $3.106 \mu\text{m}$ (3219 cm^{-1}), ν_2 à $6.08 \mu\text{m}$ (1645 cm^{-1}) et ν_3 à $2.903 \mu\text{m}$ (3445 cm^{-1}) [Hunt and Salisbury, 1970]. En phase solide, ces modes se décalent à $3.105 \mu\text{m}$ (3219 cm^{-1}), ν_2 à $6.06 \mu\text{m}$ (1645 cm^{-1}) et ν_3 à $2.941 \mu\text{m}$ (3445 cm^{-1}) [Hunt and Salisbury, 1970]. Richard [2006b] montre que la pression a un effet sur les spectres IR car à forte pression la liaison hydrogène est forcée de se raccourcir, allongeant alors la liaison covalente O-H.

I.C.2.c. Phase hydratée

Nous avons vu en section I.B.1.c que dans les minéraux l'eau se fixe par des liaisons de Van der Waals et des liaisons H. Le spectre de ces minéraux présentera donc les absorptions de l'eau modifiées par les liaisons H. Ces spectres sont plus semblables à ceux des phases condensées qu'à celui de la vapeur. Selon Hunt and Salisbury [1970] les bandes à 1.4 , 1.9 et $3 \mu\text{m}$ doivent être présentes dans les spectres de minéraux dès que de l'eau est présente. Des bandes étroites sont le signe que les molécules d'eau sont localisées dans des sites bien définis, alors que des bandes larges indiquent au contraire une certaine désorganisation ou la présence d'eau dans des sites variés. La Figure I-46 montre des spectres de minéraux hydratés acquis en laboratoire, sur lequel nous pouvons distinguer les bandes d'absorption dues à la présence d'eau. Toutefois nous voyons que les bandes à 1.4 et $1.9 \mu\text{m}$ ne sont pas présentes systématiquement avec les mêmes intensités, sans doute en raison d'une quantité trop faible d'eau.

La section I.B.1.c a également énoncé la présence de groupes hydroxyles OH comme forme d'hydratation possible des minéraux. Le groupe OH ne présente qu'un seul mode fondamental de vibration, l'élongation, qui se produit vers $\sim 2.78 \mu\text{m}$. Comme précédemment cette fréquence est légèrement modifiable par l'environnement, et peut même former plusieurs bandes très fines si les sites sont bien définis et que la résolution spectrale d'observation est suffisamment élevée. Une harmonique de ce mode peut se prononcer vers $\sim 1.4 \mu\text{m}$, à la même longueur d'onde qu'une combinaison de l'eau. Enfin dans certains cas le mode de valence de l'hydroxyle peut se combiner avec des modes de rotation ou des modes du réseau cristallin pour produire des absorptions vers 2.2 - $2.3 \mu\text{m}$. C'est le cas dans le spectre de phyllosilicate de la Figure I-46.

Pour résumer la bande à $3 \mu\text{m}$ résulte de la superposition des absorptions dues aux modes de valence symétrique ν_1 à $3.1 \mu\text{m}$ et asymétrique ν_3 à $2.9 \mu\text{m}$ (ces deux modes sont légèrement distinguables sur la Figure I-46), à l'harmonique du mode de déformation $2\nu_2$ qui entre en résonance de Fermi avec le mode ν_1 , et enfin l'élongation de l'hydroxyle OH à $2.75 \mu\text{m}$ lorsqu'il est présent, mais qui ne sera pas visible sur les spectres de Mars en raison des absorptions atmosphériques. L'association de ces diverses bandes est responsable de la bande profonde et large à $3 \mu\text{m}$, qui est d'autant plus élargie que les molécules d'eau se trouvent sur des sites d'énergie différente.

Ces résultats théoriques sont généraux mais ont permis l'identification de l'eau d'hydratation dans les spectres de Mars depuis les années 60 que nous détaillons en section I.C.3.c. Toutefois cette description théorique ne permet pas de prédire précisément la forme

des spectres en fonction de la composition, de la taille de grains et de la teneur en eau. Des études expérimentales sont donc indispensables pour préciser ces points.

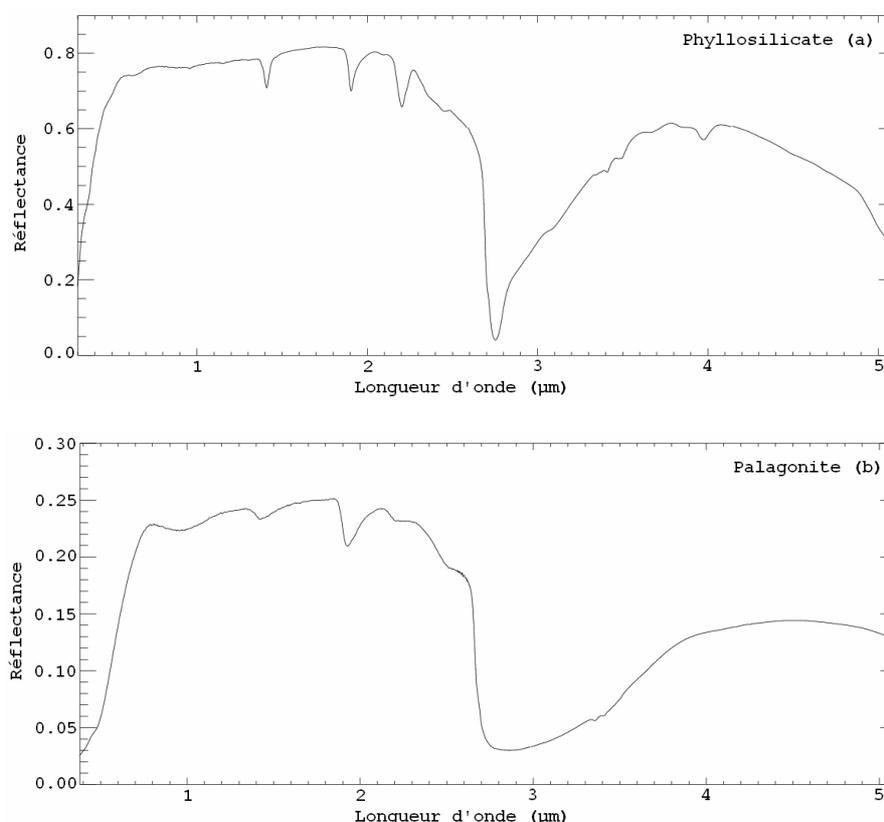


Figure I-46 : Exemples de spectres de minéraux contenant des molécules d'eau. (a) Phyllosilicate. (b) Palagonite. Ces deux spectres présentent les bandes d'hydratation à 1.4, 1.9 et 3 μm . De très légères bandes d'absorption peuvent être observées autour de 3.4 μm : elles sont dues à la présence de molécules organiques, difficilement éliminables dans les mesures de laboratoire. Spectres obtenus par l'appareil RELAB de Brown University.

I.C.3. Etudes expérimentales de la bande à 3 μm

Bien avant l'observation de la bande à 3 μm sur la planète Mars, des mesures expérimentales avaient montré la présence de cette bande sur les spectres de minéraux hydratés. La première référence à cette bande remonte à Coblenz [1906]. Les premières observations de cette bande sur Mars ont entraîné depuis de nombreuses études expérimentales pour en extraire des informations quantitatives. Ces études travaillent avec des échantillons analogues à la surface de Mars en termes de composition et de taille de grains (voir section I.A.1.d). Nous verrons en section I.C.4 que la première publication mentionnant la bande à 3 μm est celle de Moroz [1964], qui a fait à cette occasion des mesures en laboratoires de minéraux contenant de l'eau d'hydratation. Cette mesure est présentée en Figure I-47. Par la suite plusieurs études entièrement dédiées à l'expérience [e.g. Hovis, 1965, Pollack et al., 1970], ou menées en parallèle d'observations [e.g. Houck et al., 1973] ont été menées. Nous ne détaillons ici que les plus récentes car elles utilisent des matériels beaucoup plus perfectionnés. Ces études portent généralement sur des échantillons à différentes teneurs en eau, obtenus soit par mélange de minéraux hydratés avec des minéraux non hydratés, soit

par déshydratation. Nous verrons l'influence de divers paramètres, taille de grains, quantité d'opacités dans le milieu, ou environnement cationique sur la bande.

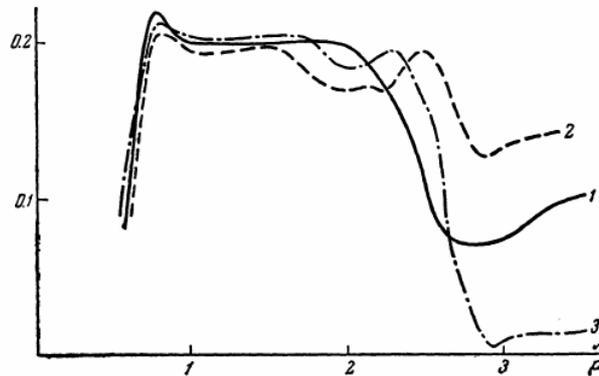


Figure I-47 : Spectre de réflectance de trois spectres de limonite (minéral de fer) dans le domaine 0.5-3.5 μm , mesurés par Moroz [1964]. L'échantillon noté 3 est couvert d'une épaisse croûte orange présentant une structure poudreuse friable. Sur ces trois spectres la bande à 3 μm est évidente.

I.C.3.a. Mesures de mélanges à différentes teneurs en eau

Yen et al. [1998] ont tenté d'obtenir une estimation de la teneur en eau associée aux spectres observés sur les données ISM (voir section I.C.4). Cette étude nous sera particulièrement utile dans le dépouillement des données OMEGA en section III.A.3. Les auteurs ont mesuré en laboratoire la bande d'absorption de plusieurs sols à différentes valeurs d'hydratation. Différentes compositions sont testées : de la palagonite, de la bentonite (composée essentiellement de montmorillonite), de la goéthite et du gypse, en mélange avec des roches volcaniques : du basalte anhydre, des feldspaths et des pyroxènes. Ces mélanges sont dosés de manière à obtenir différentes teneurs massiques en eau (dont on note l'unité wt.%), à 2, 4, 6 et 8 wt.%. Cette teneur est vérifiée par analyse thermo-gravimétrique, qui consiste à chauffer progressivement un échantillon en mesurant simultanément sa masse. Les échantillons sont tamisés pour ne conserver que les grains inférieurs à 300 μm .

Quelques exemples des mesures de Yen et al. [1998] sont présentés en Figure I-48. Les spectres représentés ne sont pas la réflectance mais l'absorbance apparente, qui vaut l'opposé du logarithme de la réflectance ($\text{Abs} = -\log(R)$). Cette conversion a été proposée pour prendre en compte les processus de diffusion et s'affranchir de la compression des bandes d'absorption lorsque l'albédo diminue [e.g. Clark and Roush, 1984]. Il s'agit d'une approche très simple mais relativement satisfaisante par comparaison avec d'autres méthodes plus complexes [Hapke 1993]. Les spectres de la Figure I-48 montrent clairement l'augmentation de l'absorption lorsque la quantité d'eau dans le mélange augmente. Les auteurs ont reporté la valeur maximale des spectres d'absorbance en fonction de la teneur en eau pour obtenir une loi de dépendance qui est présentée en Figure I-49. Ces courbes montrent une corrélation proche de la linéarité entre l'absorbance et la teneur en eau, avec une certaine similarité pour les différentes compositions.

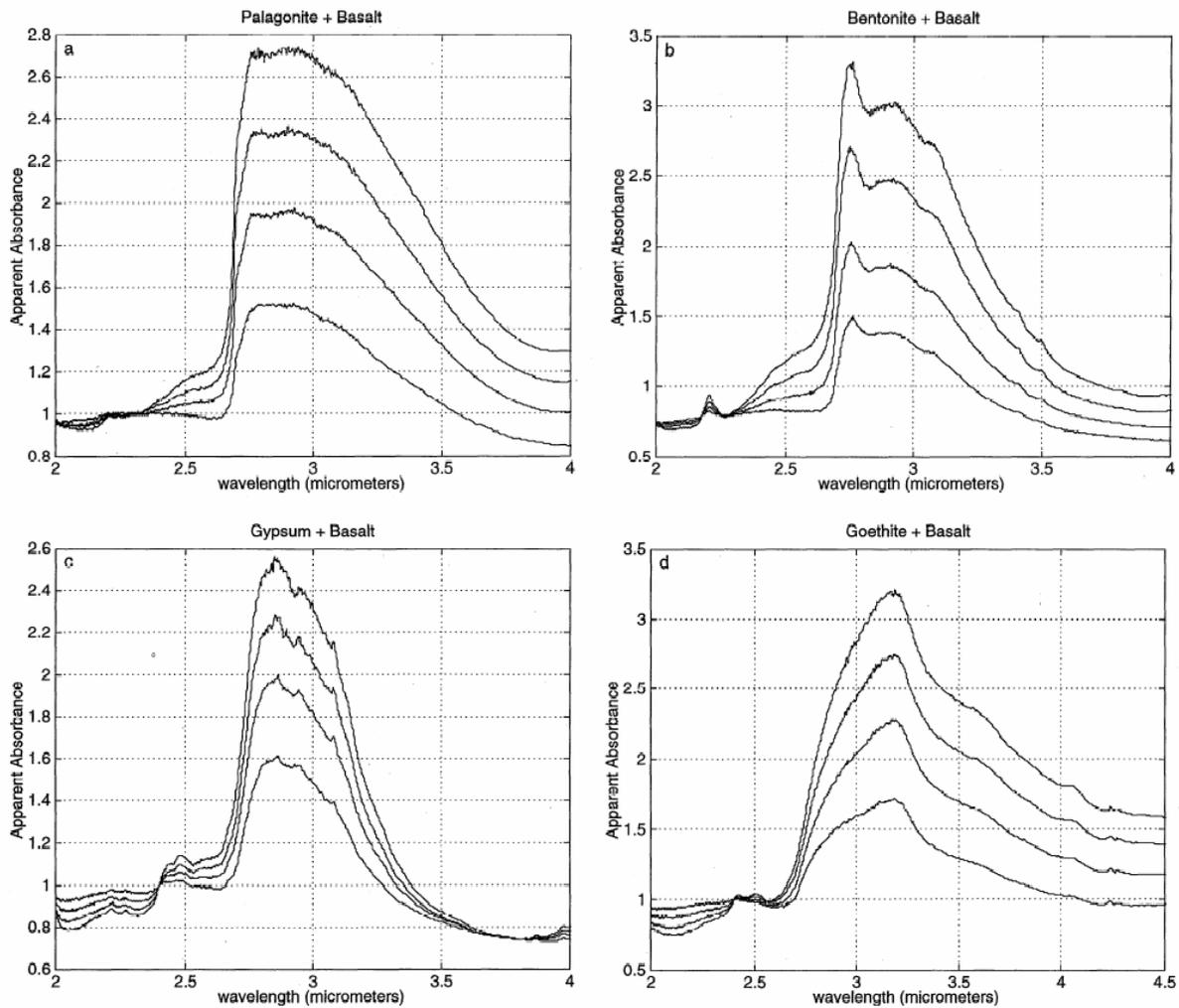


Figure I-48 : Exemples de spectres d'absorbance apparente pour divers mélanges de sols de composition analogue à celle de Mars. L'absorbance apparente vaut l'opposé du logarithme de la réflectance. Dans chaque cas le mélange est mesuré avec différentes teneurs massiques en eau (2, 4, 6, et 8 %).

Les travaux de Yen et al. [1998] sont pionniers dans la détermination de la teneur en eau à partir de la bande à 3 μm . Il faut toutefois garder à l'esprit que l'influence de la taille de grains n'est pas prise en compte (outre l'utilisation de l'absorbance apparente) et que les incertitudes liées à la méconnaissance de la composition valent 2 à 3 wt % d'eau, c'est-à-dire le même ordre de grandeur que la teneur en eau elle-même.

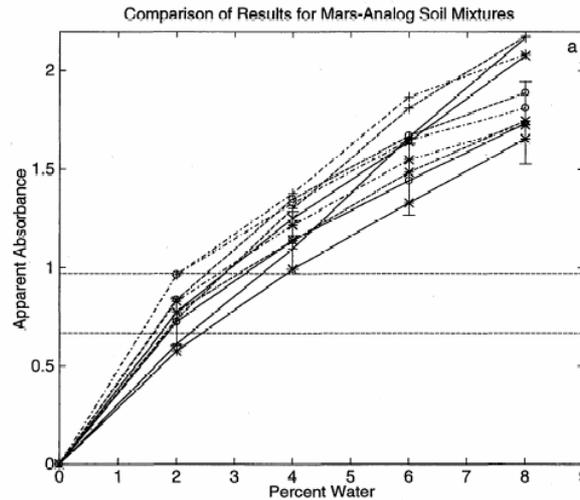


Figure I-49 : Valeur de l'absorbance apparente en fonction de la teneur en eau de divers mélanges dont ceux de la Figure I-48, d'après Yen et al. [1998]. Ces mélanges contiennent une phase hydratée : palagonite (*), bentonite (+), goethite (o) et gypse (x) ; et une phase non hydratée : basalte (lignes continues), feldspath (lignes tirets) et pyroxène (lignes points et tirets). Les différents mélanges présentent des courbes à peu près identiques et proches de la linéarité. Les lignes horizontales à 0.67 et 0.97 représentent la fenêtre des absorbances observées sur les données ISM.

I.C.3.b. Spectres lors de déshydratation de minéraux

Les expériences de mesure de spectres proche-infrarouge lors de déshydratation sont très importantes pour mettre en évidence le rôle de l'eau dans la bande à 3 μm ainsi que tenter d'identifier les formes spectrales associées aux différentes énergies de liaison de l'eau avec le minéral. Ce type d'étude peut être très intéressant pour prédire l'allure des spectres lors de variations temporelles sur Mars. Nous reportons ici quatre études [Bruckenthal and Singer, 1987; Bishop and Pieters 1995; Milliken and Mustard, 2005; Richard et al., 2006a] ayant fait avancer la connaissance dans ce domaine.

Les premières mesures proche-infrarouge lors d'expériences de déshydratation de minéraux ont été effectuées par Bruckenthal and Singer [1987]. Les auteurs ont utilisé des minéraux cristallins (serpentine, talc, Ca-montmorillonite, saponite, smectite) ou amorphes (palagonite). Dans tous les cas l'eau adsorbée en surface, faiblement liée, est dégazée avant d'atteindre les 100°C, ce qui diminue légèrement la bande à 3 μm . L'eau de structure, quand elle est présente, nécessite de chauffer au-delà de 100°C pour être dégazée, ce qui diminue encore les bandes d'hydratation à 1.4, 1.9 et 3 μm . Au-delà de 700°C ce sont les hydroxyles qui sont dégazés, réduisant les bandes à 1.4 et à 2.8 μm . Les hydroxyles sont plus facilement dégazés lorsque le matériau est amorphe. Les auteurs constatent que la largeur et l'asymétrie des bandes d'absorption sont moins liées à la force de l'hydratation qu'au degré de cristallinité de l'échantillon et à l'orientation des espèces au sein des structures cristallines. Ce résultat est en accord avec la cause de l'élargissement des bandes expliquée en section I.C.2.b : l'affaiblissement de l'oscillateur harmonique par les l'environnement (en particulier les liaisons hydrogènes).

Déshydratation en conditions martiennes

Bishop and Pieters [1995] ont également effectué des mesures de spectres proche-infrarouge sur des analogues martiens (smectites, ferrihydrites comportant des sulfates ou des ferrihydrites, et palagonites). Leurs échantillons ont été mesurés dans des conditions proches des conditions martiennes tempérées (température à -47°C et pression à 1 mbar), et pour comparaison dans un état ambiant et un état intermédiaire (température ambiante mais pression faible à 1 mbar). Les spectres obtenus sont présentés en Figure I-50. Les mesures montrent que les bandes des hydroxyles à $2.2\text{-}2.3\ \mu\text{m}$ et à $2.75\ \mu\text{m}$ ne sont pas affectées en conditions martiennes, voire sont renforcées, ce qui confirme que les groupes OH sont fortement liés aux minéraux. Dans tous les cas la force des bandes à 1.9 et $3\ \mu\text{m}$ est légèrement réduite dans les conditions de basse pression et température, ce que les auteurs interprètent comme le départ de l'eau adsorbée en surface, faiblement liée. Dans les conditions martiennes, la bande à $1.9\ \mu\text{m}$ a presque totalement disparu, alors que l'absorption à $3\ \mu\text{m}$ est encore forte. Cette absorption ne serait due qu'à l'eau adsorbée en structure. L'évolution des spectres des différents minéraux à travers les trois états n'est pas la même. La ferrihydrite (2a) et la palagonite (5a) perdent progressivement cette eau adsorbée mais la diminution de leur bande est faible. La montmorillonite comportant des ferrihydrites (3a) atteint dès l'état intermédiaire son spectre final, alors qu'au contraire la montmorillonite comportant des sulfates (4a) voit ses bandes évoluer entre les trois états. Pour les auteurs ceci montre que la différence énergétique entre l'eau adsorbée en surface et en structure est grande pour la montmorillonite comportant des ferrihydrites, alors qu'il existe un état d'énergie intermédiaire pour la montmorillonite comportant des sulfates.

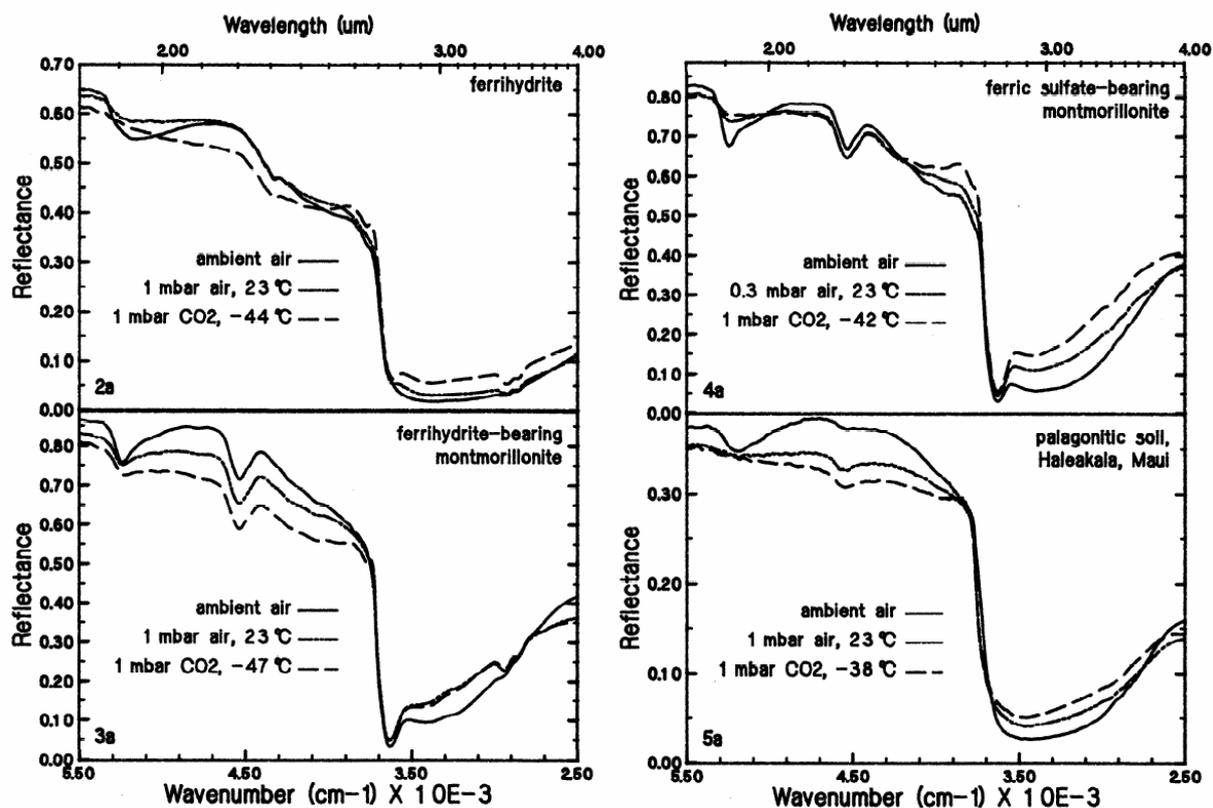


Figure I-50 : Mesures de spectres proche-infrarouge effectuées par Bishop and Pieters [1995] sur des minéraux analogues martiens, dans trois conditions de température et de pression : ambiante du laboratoire, basse pression et température ambiante, et basse pression et basse température (conditions martiennes).

Déshydratation par purge et chauffage

Milliken and Mustard [2005] ont également effectué des expériences de déshydratation d'analogues martiens, pour préparer la mission OMEGA. Les auteurs ont soumis des échantillons de montmorillonite, sulfate de magnésium, palagonite et zéolite (la clinoptilolite) à de l'air purgé d'eau et de CO₂ (mais à une pression atmosphérique terrestre) puis à du chauffage pour forcer la déshydratation. Comme Bishop and Pieters [1995], ils ont mesuré les spectres proche-infrarouge lors de leurs expériences pour suivre l'évolution de la bande à 3 μm (Figure I-51). Ils ont en plus mesuré la perte de masse (Tableau I-2), mesurée lors de chaque acquisition sur une balance, et qui est considérée comme n'étant que de l'eau. La valeur totale de teneur en eau donnée par le Tableau I-2 est indicative et estimée à partir de critères spectraux que nous détaillons en section III.A.4.

Les expériences de purge (Figure I-51 a) ne sont capables que d'enlever l'eau adsorbée à de faibles énergies. Pour tous les minéraux hormis les sulfates, les expériences montrent qu'entre 3 et 5 % en masse d'eau sont perdus par cette purge. Seuls les spectres de montmorillonite (dont la Na-montmorillonite représentée Figure I-51a) présentent des variations significatives de leur spectre, avec une baisse de la forme des bandes à ~1.91, ~1.95, ~2.9 et ~3.1 μm. La zéolite et la palagonite ne présentent quasiment pas de variation dans leurs spectres alors que leur perte de masse est significative, ce qui peut s'expliquer par la saturation des bandes, conservée lors de la purge. Les sulfates, qui présentent peu de changement dans leur masse, ne montrent pas non plus de variation dans leur spectre, ce qui suggère que peu d'eau peut s'y adsorber. Comme lors des expériences de Bishop and Pieters [1995], les bandes à 2.2 et 2.75 μm des hydroxyles sont totalement inchangées.

Pour tous les échantillons, les expériences de chauffage jusque 850°C montrent clairement une forte diminution de la bande à 3 μm, avec une profondeur de bande passant de 90 à 10% dans la plupart des cas. La bande à 3 μm devient beaucoup plus faible que lors des expériences en conditions martiennes de Bishop and Pieters [1995]. Toutefois cette absorption ne disparaît jamais complètement, même quand les auteurs font un chauffage prolongé de 48h à 900°C. A cette température la présence de structure n'est plus possible et, si des molécules d'eau peuvent être encore prisonnières, les auteurs avancent surtout l'hypothèse que le passage des échantillons en atmosphère ambiante entre le chauffage et la mesure peut permettre la réadsorption d'une quantité non négligeable d'eau. Les courbes de la Figure I-51 montrent qu'aux fortes températures des petites absorptions apparaissent autour de 2.9 μm, qui sont sans doute des vibrations de stretching masquées aux basses températures par la forte bande à 3 μm. D'après le Tableau I-2, les pertes de masse finales mesurées montrent que ces échantillons contenaient plus de 10% en masse d'eau (hormis pour les sulfates). Les mesures de Milliken and Mustard [2005] montrent également une décroissance rapide des absorptions à ~1.91 et ~1.95 μm qui, elles, disparaissent complètement. En dessous de 300°C les bandes des metal-OH à 2.2 et 2.75 μm, lorsqu'elles existent, ne sont pas modifiées. Au dessus de 300°C cette bande diminue car la chaleur modifie la structure des minéraux en faisant s'évacuer les groupes hydroxyles. Seule la zéolite voit un renforcement de cette bande en raison de la formation de groupes Al-OH très stables dues à la réorganisation cristalline. Le sulfate voit la création d'une bande à 2.1 μm avec la bande température, signe que le minéral se déshydrate et devient monohydraté (kiesérite).

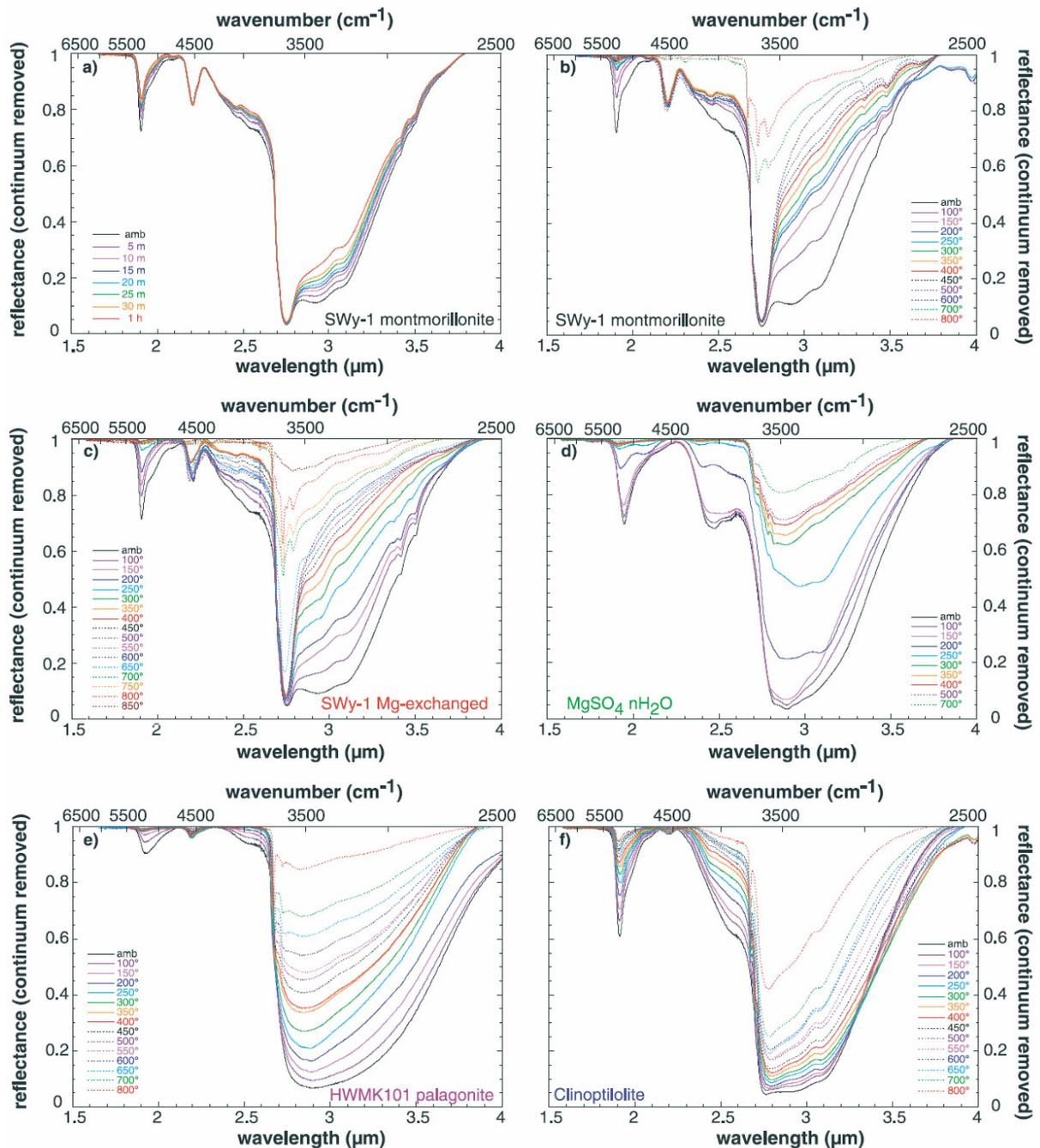


Figure I-51 : Mesures de spectres de réflectance proche-infrarouge d'échantillons d'analogues martiens lors de leur déshydratation en laboratoire par air purgé (figure a) ou par chauffage (figures b à f). Les spectres de réflectance sont divisés par leur continuum, qui est calculé par interpolation linéaire au niveau des bandes d'absorption. D'après Milliken and Mustard [2005].

Experiment	SWy-1 (Na-Ca), %	SWy-1 (Mg), %	MgSO ₄ nH ₂ O, %	HWMK101 Palagonite, %	Clinoptilolite, %
Ambient	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Purge					
5 min	1.30	3.20	0.00	1.53	1.04
10 min	1.99	4.07	0.00	2.04	1.24
15 min	2.49	4.07	0.25	2.45	1.45
20 min	2.89	4.07	0.25	2.85	1.76
25 min	3.19	4.65	0.25	3.06	1.97
30 min	3.29	4.36	0.38	3.16	1.97
1 hour	3.49	5.52	0.38	4.28	2.90
Heat					
100°	3.99	4.65	0.84	4.38	2.80
150°	4.89	6.69	2.20	8.26	5.19
200°	5.08	7.56	5.07	10.30	7.26
250°	5.28	8.14	6.59	12.23	8.30
300°	5.48	8.72	6.93	14.27	9.13
350°	5.38	9.30	6.76	15.19	9.96
400°	5.88	9.88	6.76	16.00	10.58
450°	5.98	9.88	-	16.41	11.00
500°	6.08	9.59	6.76	16.82	11.41
550°	-	9.88	-	16.92	12.03
600°	6.38	11.05	-	17.43	12.45
650°	-	12.79	-	17.74	13.07
700°	10.47	14.24	6.93	17.64	13.49
750°	-	14.24	-	-	-
800°	12.96	14.83	-	17.84	14.11
850°	-	15.41	-	-	-
Total H ₂ O	6.85	9.41	6.93	17.92	15.09

^aThese measurements were for experiments using the CaF₂ beam splitter (1–4.5 μm range). Total H₂O estimates are based on plotting the 1.9 and/or 3 μm band depth against measured weight losses (see text for further description).

Tableau I-2 : Mesures de la perte de masse (considérée comme étant de l'eau) d'échantillons analogues martiens soumis à un air purgé de vapeur d'eau et de CO₂ puis chauffés jusque 850°C pendant les expériences dont les résultats sont présentés en Figure I-51. D'après Milliken and Mustard [2005].

Forme des spectres en fonction de la teneur en eau

Certaines études se sont données pour objectif de suivre l'évolution de la forme des spectres en fonction de la perte d'eau par déshydratation. Ainsi, les travaux de Richard et al. [2006a] veulent identifier dans les spectres les signatures associées aux différents types d'hydratation des minéraux. Les auteurs soumettent à déshydratation par air purgé des échantillons de poudre d'oxyde non poreuse, pour étudier uniquement l'eau adsorbée en surface, et un échantillon de silice mésoporeuse, qui contient de l'eau confinée dans des pores (subissant l'influence de deux surfaces en regard). Pendant la déshydratation les auteurs acquièrent régulièrement les spectres de réflectance, convertis en absorbance (opposé du logarithme) pour réduire les effets de taille de grains. A chaque spectre de déshydratation acquis est soustrait le spectre obtenu en fin d'expérience, après aspiration sous vide (Figure I-52a). Cette soustraction permet de n'obtenir que les signatures spectrales de l'eau qui est évaporée. La Figure I-52a donne un exemple de cette expérience avec la poudre d'oxyde surface (eau adsorbée). La figure montre clairement une évolution du pic du spectre des basses longueurs d'onde (3250 cm⁻¹, soit 3.08 μm) vers les hautes longueurs d'onde (3135 cm⁻¹, soit 3.19 μm). Cette évolution du spectre correspond au départ de l'eau volumique et seule de l'eau adsorbée est conservée.

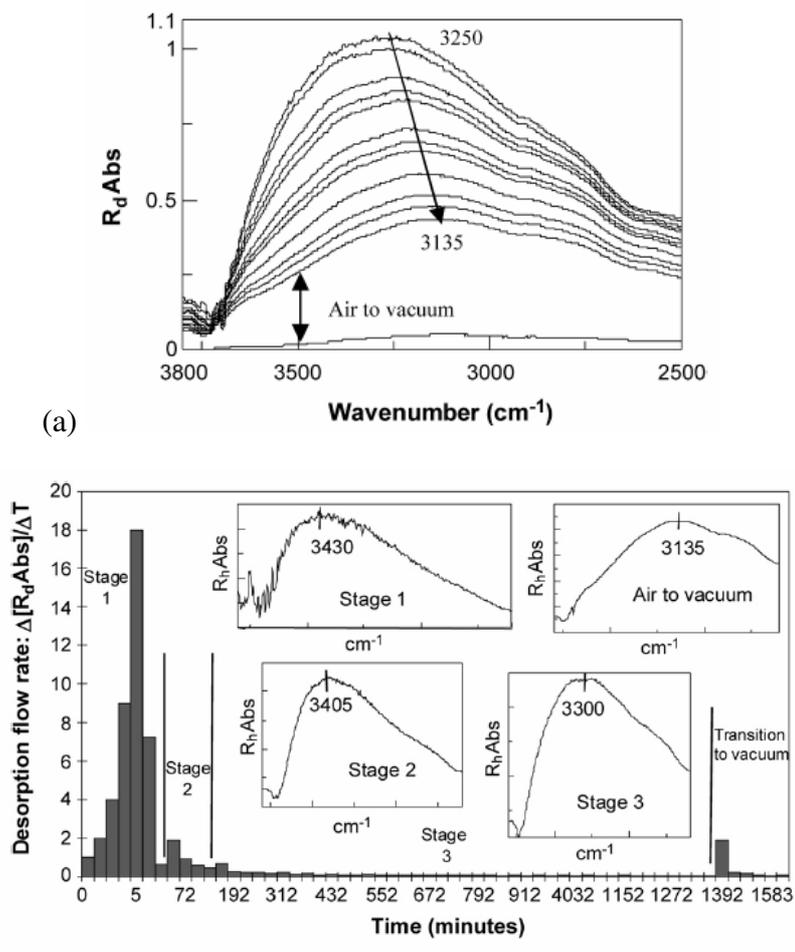


Figure I-52 : Mesure de l'évolution des spectres d'absorbance (opposé du logarithme de la réflectance) lors de la déshydratation d'une poudre d'oxyde contenant de l'eau volumique et de l'eau adsorbée. Pour bien illustrer les composantes spectrales dues à l'eau évaporée les auteurs soustraient aux spectres une référence. (a) Spectres d'absorbance mesurés lors de la déshydratation (R_dAbs), auxquels la référence soustraite est le spectre obtenu en fin d'expérience, au maximum de déshydratation. (b) Evolution dans le temps de l'aire des spectres précédents, avec en vignette les spectres d'absorbance correspondant aux trois régimes identifiés (R_hAbs). Pour chacun de ces spectres la référence soustraite est le spectre correspondant à la mesure en fin de régime.

Pour bien isoler les composantes spectrales dues aux différents types d'eau, l'évolution de l'aire du spectre est représentée sur la Figure I-52b, représentative de la quantité d'eau dans l'échantillon. Trois régimes sont identifiés selon la vitesse de désorption. Pour apprécier les caractéristiques spectrales de chaque régime, les auteurs soustraient aux spectres d'absorbance du début de régime le spectre d'absorbance, non pas de la fin de l'expérience, mais de la fin du régime. Les régimes 1 et 2 présentent tous deux un pic vers les 3400 cm^{-1} ($2.91\text{ }\mu\text{m}$), caractéristique de l'eau volumique. Cette eau s'évapore rapidement car c'est elle qui est le plus faiblement liée au solide. Le régime 1 correspond à de l'eau gravitaire, le régime 2 à de l'eau capillaire. Le régime 3 correspond à l'eau adsorbée, qui présente un pic à 3300 cm^{-1} ($3.03\text{ }\mu\text{m}$). Cette expérience confirme que l'eau adsorbée vibre à des longueurs d'onde plus élevées que l'eau volumique car les liaisons hydrogène qui la maintiennent sont plus fortes et affaiblissent la constante force k de la liaison covalente OH.

Les expériences sur l'eau confinée dans les roches mésoporeuses donnent des caractéristiques similaires.

I.C.3.c. Facteurs influençant la bande à 3 μm

Des facteurs autres que la teneur en eau sont susceptibles d'influencer l'absorption à 3 μm . Toute étude cherchant à obtenir une teneur en eau à partir de la bande à 3 μm doit tenir compte de ces facteurs. Plusieurs auteurs ont tenté de contraindre ces variations par des mesures expérimentales. Nous détaillons désormais l'influence de quelques facteurs (taille de grains, proportion d'éléments sombres, environnement cationique et géométrie d'observation) sur le critère de profondeur de bande décrit en section I.C.1.c. D'autres critères pour estimer quantitativement la bande à 3 μm peuvent être utilisés; nous reviendrons sur l'influence de ces différents paramètres sur ces critères en section III.A. Les effets décrits dans cette section seront utiles lors de l'interprétation des évolutions des spectres OMEGA dans le chapitre IV.

Taille de grains

Cooper and Mustard [1999] ont étudié l'influence de la taille des grains sur les bandes d'hydratation à 1.4 et 1.9 μm de la montmorillonite. Même s'ils n'étudient pas directement la bande à 3 μm , leur étude nous intéresse car elle concerne des spectres mélangeant eau d'hydratation et minéraux. Les auteurs montrent que la profondeur des absorptions augmente d'un facteur deux quand la taille des grains augmente de <5 μm à 75 μm , conformément à l'explication de la section I.C.1.d. Leurs résultats sont toutefois difficilement applicables à la bande à 3 μm qui est vraisemblablement déjà saturée pour les tailles de grains sur Mars.

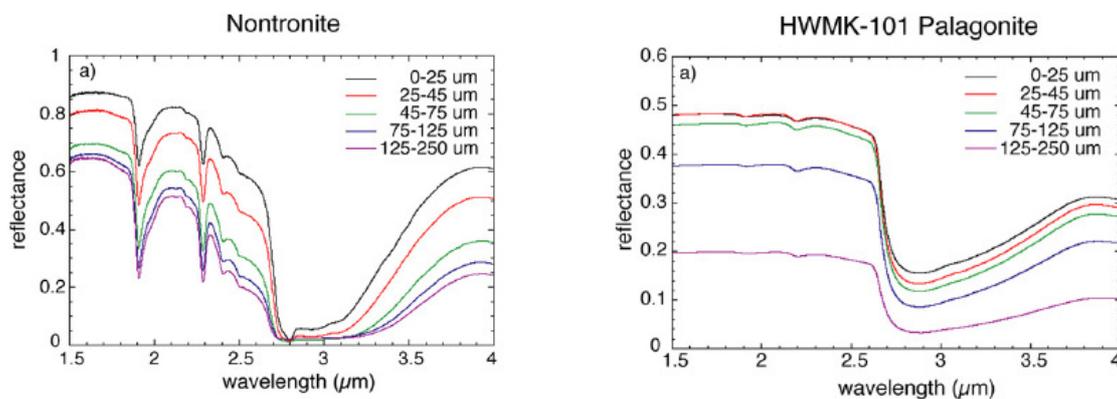


Figure I-53 : Evolution de la bande à 3 μm des spectres de réflectance en fonction de la taille de grains, pour un échantillon de nontronite (gauche), qui est un type de montmorillonite, et de palagonite (droite). D'après Milliken and Mustard [2007c].

Milliken and Mustard [2007c] ont directement étudié l'influence de la taille de grains sur la bande à 3 μm des spectres de réflectance. Les mesures de spectres de réflectance, présentées en Figure I-53, montrent que la profondeur de bande est d'autant plus élevée que la taille des grains est faible. Les spectres de la Figure I-53 montrent, en particulier dans le cas de la nontronite, que le fond de bande évolue car l'absorption est saturée, alors que le continuum décroît avec la taille de grains car le chemin optique dans les grains augmente. La capacité d'adsorption évoluant naturellement dans le milieu quand la taille de grains diminue,

les auteurs s'assurent de comparer des grains à teneurs en eau identiques, donc à conditions d'humidité différentes.

Les effets de taille de grains décrits par Milliken and Mustard [2007b] ont été confirmés par les études expérimentales de Pommerol et al. [2007a]. Ces auteurs ont en particulier présenté l'évolution quantitative de la profondeur de la bande à 3 μm (intégrée sur plusieurs spectels) en fonction de la taille de grains (Figure I-54), pour laquelle on voit clairement le phénomène de saturation du fond de bande pour des grains de taille supérieure à $\sim 100 \mu\text{m}$.

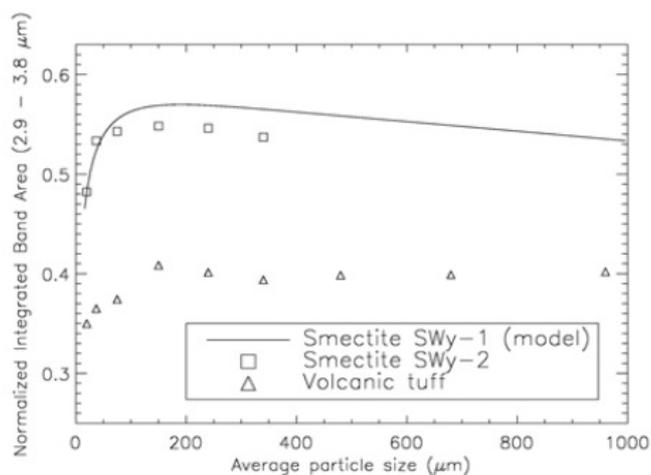


Figure I-54 : Influence de la taille de grains sur la bande à 3 μm , obtenues par Pommerol et al. [2007a]. La force de bande est estimée par l'aire de la bande normalisée par l'albédo du continuum (nommé NIBA), dont le comportement est proche du critère de profondeur de bande. Cette influence est mesurée expérimentalement sur une smectite et une cendre (« tuff ») volcanique, et est estimée par un modèle de transfert radiatif sur une smectite.

Proportion d'agents obscurcissant

L'influence de la nature du mélange sur la bande à 3 μm , et en particulier la présence de grains fortement absorbants, a été étudiée par Milliken and Mustard [2007b]. La Figure I-55 montre les mesures expérimentales effectuées par les auteurs à différentes proportions d'éléments absorbants dans le mélange. Nous voyons qu'un faible ajout d'éléments sombres modifie fortement les spectres. Le continuum décroît fortement quand la quantité de charbon augmente alors que le fond de bande à 3 μm , saturé, n'évolue pas. La profondeur de bande diminue donc avec la quantité d'éléments obscurcissant à quantité d'eau dans le mélange constante. A nouveau, les mesures expérimentales de Pommerol et al. [2007a] confirment l'influence de l'effet de l'ajout de carbone noir décrit par Milliken and Mustard [2007b]. Nous devons donc être particulièrement attentifs aux effets d'albédo sur la bande à 3 μm .

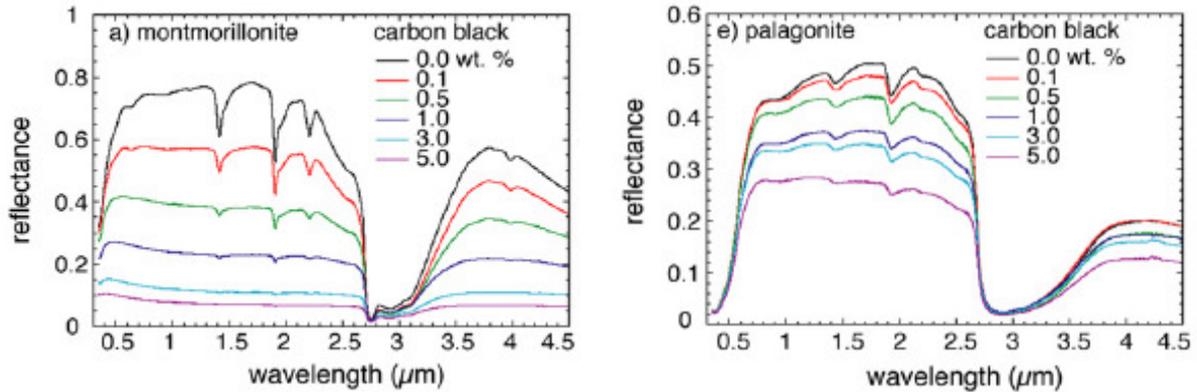


Figure I-55 : Evolution de la bande à 3 µm des spectres de réflectance en fonction de la proportion d'éléments obscurcissant (charbon noir), pour un échantillon de montmorillonite (gauche) et de palagonite (droite). D'après Milliken and Mustard [2007b].

Environnement cationique

Bishop et al. [1994] ont étudié l'influence du cation interfoliaire de la montmorillonite sur la bande à 3 µm (voir la description des montmorillonites en section I.B.1.c). Leurs expériences en laboratoire ont comparé des montmorillonites contenant divers cations à différentes valeurs de pouvoir polarisant. Ce paramètre est défini par la densité de charges, c'est-à-dire par la division de la charge par la distance des métaux hexa-coordonnés. Il augmente selon la série Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} et Fe^{3+} . Les auteurs montrent que lorsque le pouvoir polarisant du cation augmente, les énergies de vibration de pliage (ν_2) augmentent et celles d'élongation symétrique (ν_1) diminuent. La bande à 3 µm sera donc plus large dans le cas de cations Fe^{3+} que pour Na^+ .

Géométrie d'observation

Enfin, l'influence de la géométrie d'observation a été étudiée par Pommerol et al. [2007a]. Les auteurs ont étudié les effets des variations des angles d'incidence solaire et d'émergence sur la profondeur de la bande à 3 µm. Cette étude montre que l'émergence reste faible (typiquement en dessous de 20°), ce qui est le cas dans les observations NADIR, les influences de l'émergence et de l'incidence sont négligeables sur la bande à 3 µm.

I.C.4. Observations de la bande à 3 µm sur Mars

Les études théoriques sur la bande à 3 µm ainsi que les études en laboratoire sur des analogues Martiens montrent que si les roches de la surface martienne sont hydratées, alors la bande d'absorption à 3 µm doit être présente sur leurs spectres infrarouges. Nous avons mentionné en Section I.B.2.b que la présence d'eau dans le régolite avait été démontrée par l'observation de la bande à 3 µm dans les spectres de Mars. Nous détaillons ici l'ensemble des observations ayant détecté cette bande sur Mars. Ces observations ont été effectuées depuis des observatoires terrestres, aériens, des sondes spatiales et des télescopes en orbite terrestre.

I.C.4.a. Premières observations télescopiques

Les premières observations ont été menées avec des télescopes terrestres couplés à des spectromètres infrarouge proche et moyen. Le domaine entre 3 et 4 μm émet peu de flux car la réflexion-diffusion solaire y commence à être faible et l'émission thermique propre est dans le domaine de Wien, loin de son maximum. En outre l'absorption à 3 μm réduit considérablement le flux émis par Mars. L'observation cette bande a donc nécessité des détecteurs sensibles et n'a pu commencer que dans les années 50. Sinton [1957] présente un spectre Martien proche-infrarouge obtenu au Harvard Observatory. L'auteur recherchait des traces de molécules organiques avec la bande étroite de la liaison C-H à 3.4 μm . Sur le spectre Martien on observe l'absorption qui pourrait être attribuée à de l'hydratation. L'auteur ne mentionne pas cette hydratation, vraisemblablement pour deux raisons : d'une part la bibliothèque de spectres utilisée pour la modélisation d'inclut pas d'absorption d'hydratation ; d'autre part la hausse de flux à 3.5 μm est entièrement attribuée par l'auteur à la composante thermique.

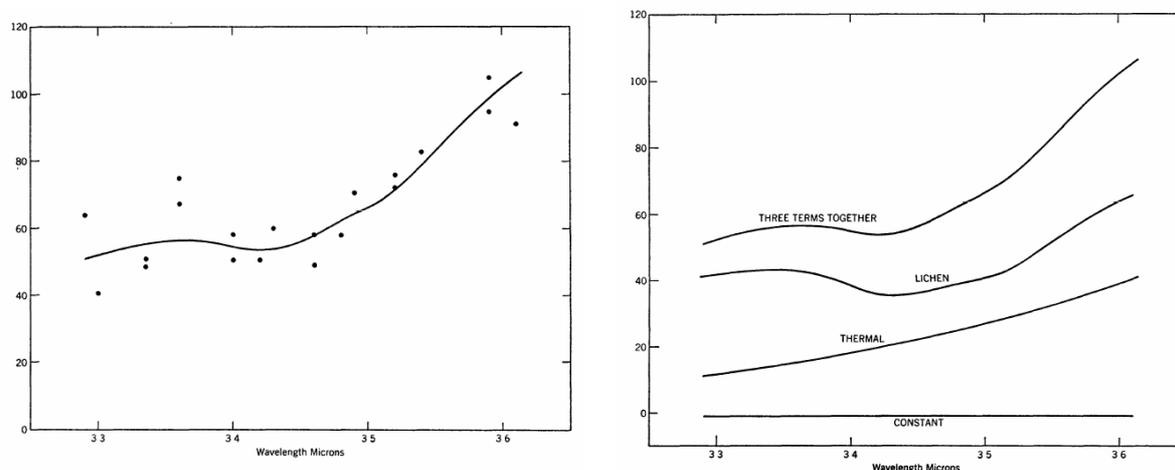


Figure I-56 : Observation télescopique dans le proche-infrarouge [Sinton, 1957]. Gauche : Observation du spectre de Mars obtenu sur quatre nuits et divisé par le spectre solaire. La bande à 3 μm semble être identifiable. Droite : Modélisation du spectre observé par un ajustement moindres-carrés d'un spectre de réflectance de lichen, un spectre continu et un spectre d'émission thermique (dont la température est fixée pour ajuster au mieux le spectre).

Plusieurs études utilisant les spectres obtenus depuis la Terre mentionnent la présence de la bande à 3 μm sur Mars. Moroz [1964] est le premier à décrire une chute d'albédo entre 2.5 et 3 μm . Pour obtenir ce résultat l'auteur fait des hypothèses sur la force de la composante thermique du signal dans l'intervalle [3-4 μm] car la température de surface n'est pas connue. Par comparaison avec des mesures en laboratoire il déduit que la meilleure explication est la présence d'eau dans le cristal. Sinton [1967] a observé la surface de Mars dans le proche-infrarouge avec le télescope de Palomar. Son observation effectuée en 1963 (Figure I-57) est la preuve définitive de la présence de la bande à 3 μm sur la surface de Mars, et donc de l'hydratation. Par comparaison avec les mesures de Coblenz [1906], Sinton conclut qu'il s'agit d'eau de cristallisation ou de constitution les minéraux, avec une forme de bande proche de celle de la limonite. L'auteur observe des différences entre sols clairs et sombres : le minimum de la bande d'hydratation semble être localisé à 3.0 μm pour les zones claires et à 3.1 μm pour les zones sombres. Cette variation est expliquée le plus probablement par des différences de composition. Enfin, Beer et al. [1971] confirment la présence de la

bande à 3 μm dans leurs observations télescopiques entre 2.7 et 5 μm au MacDonald Observatory.

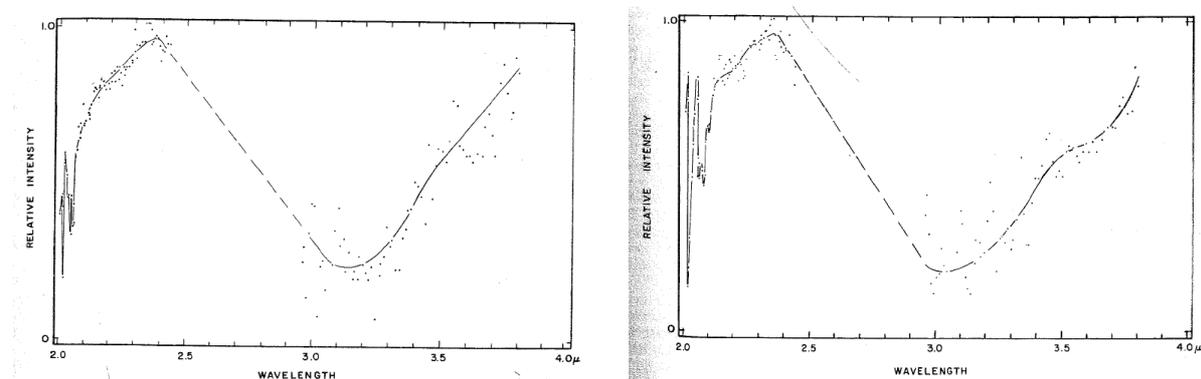


Figure I-57 : Observations télescopiques proche-infrarouge de la surface de Mars, d'après Sinton [1967]. Les spectres représentés sont l'intensité spécifique de Mars divisée par l'intensité spécifique solaire reçue par la Terre. Gauche: Spectre de régions sombres. Droite: Spectres d'un mélange de sols clairs et sombres.

Pour s'affranchir des absorptions proche-infrarouge de l'atmosphère terrestre, Houck et al. [1973] utilisent les données d'un spectromètre observant Mars placé sur un avion à 12 000 m d'altitude. Leur mesure observe le disque Martien complet lors d'une opposition et détecte également la présence de la bande à 3 μm . Par comparaison avec des spectres obtenus en laboratoire par Pollack et al. [1970], les auteurs ont conclu que la seule explication pour expliquer la forme de la bande était la présence d'eau d'hydratation (nommée dans l'article « bound water » mais regroupant toutes les catégories). En convertissant le spectre obtenu en spectre d'albédo de simple diffusion et en comparant avec les constantes des spectres de laboratoire, les auteurs donnent une première évaluation de la quantité massique d'eau dans le sol comprise entre 0.3 et 3 %. Les tailles de grain associées sont de l'ordre de 100 μm .

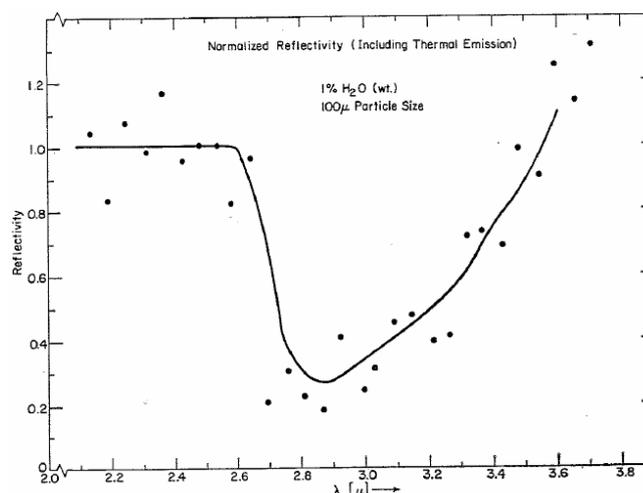


Figure I-58 : Observation de la bande à 3 μm de la surface de Mars par les mesures aériennes de Houck et al. [1973]. Les points correspondent aux mesures faites par le spectromètre placé dans un avion de l'intensité spécifique émise par Mars, divisée par l'intensité spécifique du soleil, non corrigée de l'émission thermique, et normalisée par sa

valeur à $2.53\mu\text{m}$. La courbe pleine correspond à la modélisation (obtenue à partir de mesures expérimentales) la plus proche de ces valeurs.

I.C.4.b. Observations Mariner 6-7 IRS

Les bandes d'absorption atmosphériques telluriques ont également motivé l'installation d'un spectromètre proche-infrarouge (IRS) sur les sondes spatiales Mariner 6 et 7. Cet instrument pouvait obtenir des spectres entre 1.9 et $14.3\mu\text{m}$ avec une résolution spectrale d'environ 1% . Lors de leur survol de la planète Mars, ces sondes spatiales ont pointé différentes régions de la surface. La résolution spatiale a atteint au mieux 120 km sur la surface. Herr and Pimentel [1969] ont rapidement publié leur détection de la bande $3\mu\text{m}$ en chacun de ces lieux. Pimentel et al. [1974] ont analysé en détails ces observations et tenté d'y détecter des évolutions. La Figure I-59 présente deux spectres I/F caractéristiques de régions claires et sombres de Mars. Ces spectres montrent que la bande à $3\mu\text{m}$ est plus forte pour des sols clairs. Pour quantifier cette évolution les auteurs utilisent un critère d'estimation de la profondeur de bande : $R_1 = I(3.1\mu\text{m}) / I(2.2\mu\text{m})$. La Figure I-59 montre que ce critère, et donc la force de la bande, diminue clairement avec l'albédo du spectre, et ce indépendamment de la latitude. Cette évolution est expliquée par des variations de composition et de taille de grain quand l'albédo évolue. D'après les auteurs, les variations de températures des sols clairs aux sols sombres (environ 20K) peuvent également jouer un rôle mais ne peuvent pas expliquer cette variation de bande de 30% . Pimentel et al. [1974] observent toujours le minimum de la bande vers $2.9\mu\text{m}$, en contradiction avec Sinton [1967] et Houck et al. [1973]. Enfin les auteurs utilisent un second critère, $R_2 = I(3.1\mu\text{m}) / I(2.9\mu\text{m})$, pour distinguer l'hydratation de la glace d'eau. Ce critère est plus grand, de l'ordre de l'unité, dans le cas de la glace.

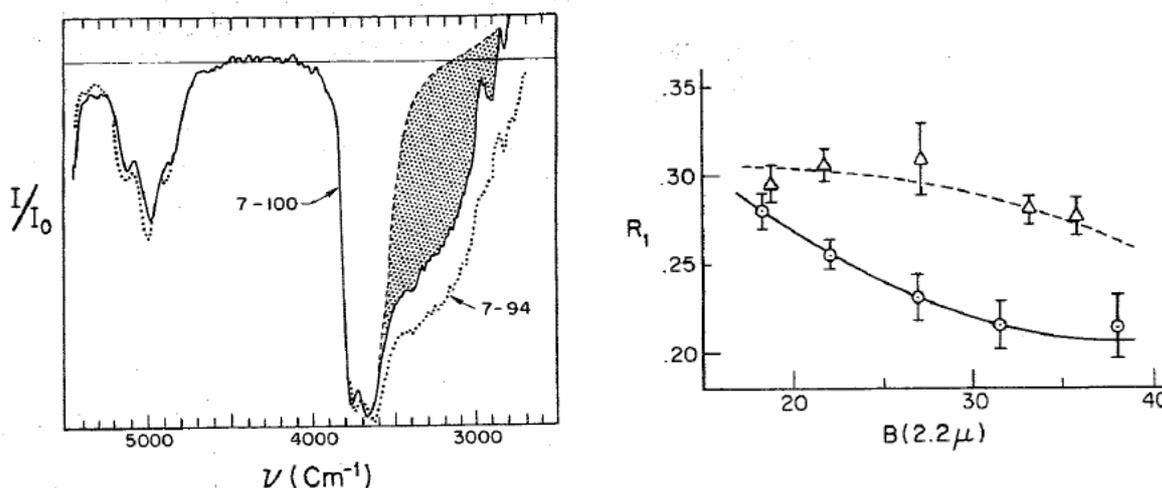


Figure I-59 : Résultats du spectromètre proche-infrarouge IRS sur les sondes Mariner 6 et 7. Gauche : Deux spectres I/F (notés ici I/I_0) caractéristiques de zones claires (courbe de points) et sombres (courbe continue). Les hachures marquent l'absorption due à l'hydratation autour de $3\mu\text{m}$. Droite : Tracé de l'évolution du critère $R_1 = \text{albedo}(3.1\mu\text{m}) / \text{albedo}(2.2\mu\text{m})$ en fonction de l'albédo à $2.2\mu\text{m}$ (notée B). La courbe continue est calculée à partir d'observations dans les latitudes $[0^\circ\text{S}-10^\circ\text{S}]$, la courbe pointillée dans les latitudes $[10^\circ\text{S}-20^\circ\text{S}]$. Courbes d'après Pimentel et al. [1974].

Calvin [1997] a conçu un nouvel étalonnage des données pour pouvoir travailler sur des spectres au-delà de 3.5 μm . Elle détecte ainsi des corrélations de la bande à 3 μm avec l'albédo, la température et les angles de l'observation. Elle observe une hausse de l'hydratation sur certains terrains chaotiques mais qui n'est pas systématique, sans trouver d'autre facteur d'influence expliquant ces différences. Les résultats de Calvin [1997] nécessitent de bien comprendre les paramètres utilisés pour estimer la bande à bande à 3 μm . Nous discuterons ces paramètres en Section III.A

I.C.4.c. Observations Phobos 2 - ISM

Grâce à ses 40 000 spectres proche-infrarouge (entre 0.76 et 3.14 μm), l'instrument ISM à bord de la sonde Phobos 2 avait fourni le jeu de données le plus complet pour étudier la bande à 3 μm sur Mars avant OMEGA [Bibring et al., 1989 ; Bibring et al. 1990]. Phobos a pu effectuer deux observations de la surface de Mars, avec une taille de pixel allant de 5 à 30 km. Les observations sont proches de l'équateur, essentiellement dans la partie ouest de Tharsis, et correspondent au début du printemps de l'hémisphère nord. Son étendue spectrale ne permet d'avoir accès qu'aux faibles longueurs d'onde de la bande à 3 μm mais elle est suffisante pour obtenir des tendances.

Observations

Les premiers résultats d'ISM montrent immédiatement la forte absorption des spectres de réflectance autour de 3 μm comme le montre la Figure I-60 [Bibring et al., 1989]. Les auteurs l'expliquent par l'hydratation de la surface. Le critère choisi pour estimer la force de la bande est le rapport entre l'albédo à 3.0 μm et le continuum supposé à cette même longueur d'onde. En raison de l'absence d'information sur le continuum à 3.7 μm , le continuum est pris égal à la valeur de l'albédo à 2.45 μm multipliée par le rapport des albédos entre 2.45 et 1.71 μm pour tenir compte de la pente spectrale qui est supposée influencer sur le continuum à 3.0 μm [Bibring et al. 1990 ; Erard et al. 1991a]. Ces études montrent que l'absorption moyenne des spectres ISM à 3 μm est forte, de l'ordre de 55% (voir un exemple en Figure I-60).

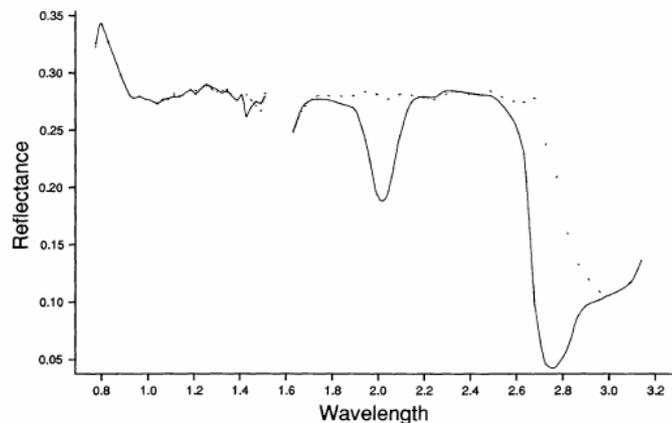


Figure I-60 : Observation ISM de la surface de Mars. Trait plein : Spectre I/F de la surface de Mars, montrant des signatures atmosphériques. Trait en pointillés : Spectre corrigé des absorptions atmosphériques. Ce spectre montre clairement la forte absorption à 3 μm due à l'hydratation. D'après [Bibring et al., 1989].

Sur l'ensemble des spectres cette profondeur de bande montre des variations allant jusqu'à des écarts de 20%, comme l'illustre la Figure I-61 (a) au-dessus de Valles Marineris. Bibring et al. [1990] insistent sur l'observation d'une forte augmentation de l'hydratation sur certains flancs des volcans Pavonis Mons (illustrée en Figure I-61 (b)), Arsia Mons, et dans une moindre mesure Ascreaeus Mons. Deux hypothèses d'explication sont avancées : soit au moment de l'éruption la lave est rentrée en contact avec du pergélisol et les minéraux ont incorporé de l'eau de structure dans leur matrice ; soit la minéralogie locale est différente et capable de stocker plus d'eau adsorbée d'origine atmosphérique.

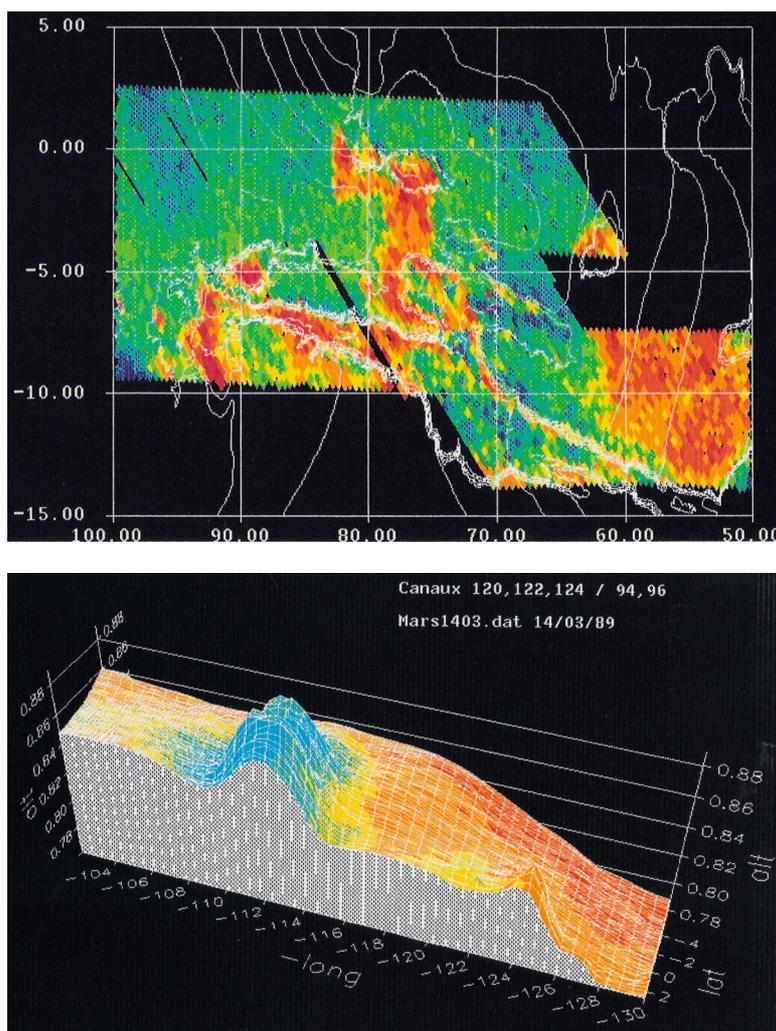


Figure I-61 : Cartographie de la force de la bande à $3 \mu\text{m}$ vue par l'instrument ISM sur les régions de (a) Valles Marineris et (b) Pavonis Mons. La force de bande est représentée par le rapport de la réflectance à $3.0 \mu\text{m}$ à celui à $2.45 \mu\text{m}$ sur une échelle de couleurs allant de 25% (rouge) à 40% (bleu). D'après Bibring et al. [1989, 1990].

Erard et al. [1991a] montrent de leur côté que sur l'ensemble des données ISM, les variations de la bande à $3 \mu\text{m}$ sont bien corrélées à l'albédo moyen du spectre. Les régions les plus claires ont une profondeur de bande à $3 \mu\text{m}$ plus élevée. Toutefois quelques régions d'albédo moyen ont une bande à $3 \mu\text{m}$ plus profonde, c'est le cas par exemple de quelques lieux de Valles Marineris (voir Figure I-61) ou de Terra Arabia. Ces régions isolées se

distinguent également par des caractéristiques spectrales un peu différentes, elles ont par exemple un continuum plus plat.

Murchie et al. [1993] reviennent sur les variations spatiales de la bande à 3 μm pour tenter de mieux comprendre la minéralogie des sols clairs. Différentes hypothèses ont été envisagées pour expliquer ces variations. 1) La présence de nuages de glace d'eau a été exclue pour des raisons spectrales (les bandes caractéristiques n'étant pas présentes) et parce que leur présence au même endroit à des instants différents est peu plausible. 2) La présence de glace d'eau en surface a également été exclue pour des raisons spectrales et pour des raisons d'instabilité au niveau de l'équateur. 3) Les auteurs excluent un défaut instrumental car certaines régions ne sont pas strictement dans la tendance de corrélation albédo – bande à 3 μm . Dans ces conditions Murchie et al. [1993] estiment qu'il s'agit d'une variation dans la teneur en eau. Ils constatent que les sols clairs d'Erard et al. [1991a] présentant une hydratation anormalement haute représentent 15% des sols à albédo élevé. Les deux types de régions claires correspondent à des structures géomorphologiques différentes, les sols clairs fortement hydratés étant localisés sur des terrains cratérisés et volcaniques, et les sols normalement hydratés corrélant avec des dépôts érodés. En utilisant d'autres critères minéralogiques, les auteurs montrent qu'il s'agit dans tous les cas de sols altérés chimiquement, et que leur hétérogénéité s'explique par des différences de minéralogie.

Estimation de la teneur en eau par Yen et al. [1998]

Yen et al. [1998] ont comparé les données ISM à leur courbe liant teneur en eau et absorbance (Figure I-49) pour obtenir une évaluation de la teneur en eau de la surface de Mars. D'après les auteurs, les données ISM donnent des valeurs d'absorbance comprises entre 0.67 et 0.97, avec une majorité de points à 0.89. Reportés sur la Figure I-49 (lignes horizontales) ces points montrent que l'hydratation de la surface de Mars vaut environ 4% en masse. Cette valeur est cohérente avec les mesures des atterrisseurs Viking. Par comparaison avec les mesures d'adsorption de Zent and Quinn [1997] les auteurs pensent que l'eau adsorbée ne représente qu'une faible part de ces 4%, l'essentiel étant de l'eau de structure. Les auteurs précisent que ces 4% sont une limite supérieure, pour deux raisons. La première est que les observations spatiales pourraient ne voir qu'une couche superficielle altérée à la surface des minéraux, plus hydratée que les minéraux eux-mêmes. Ce cas de figure est illustré par les auteurs sur des sables du désert de Mojave, qui donnent une absorbance proche de 2 alors que la teneur en eau est de l'ordre de 0.5%. La seconde raison est que la présence de grains très absorbants dans le milieu pourrait augmenter l'absorbance sans augmenter la teneur en eau.

I.C.4.d. Observations télescopiques récentes

Des observations télescopiques plus récentes de la bande à 3 μm sur Mars ont été obtenues dans les années 90. Pour préparer la mission ISM, Encrenaz et al. [1991] ont effectué en 1988 des observations au télescope de La Silla au Chili. Les spectres obtenus, entre 1.4 et 5.2 μm , ont permis à cette étude d'estimer l'albédo proche-infrarouge et la température de la surface de Mars avant de traiter les données ISM. L'étendue spectrale et l'estimation de la composante thermique ont donné accès à l'ensemble de la bande à 3 μm . Les observations montrent clairement la bande à 3 μm par comparaison avec les continua estimés. Grâce à des hypothèses sur l'émissivité et sur le continuum a priori à 3 μm , l'étude de Encrenaz et al. [1991] a calculé des profondeurs typiques de la bande à 3.0 μm comprises entre 0.7 et 0.9 à son minimum.

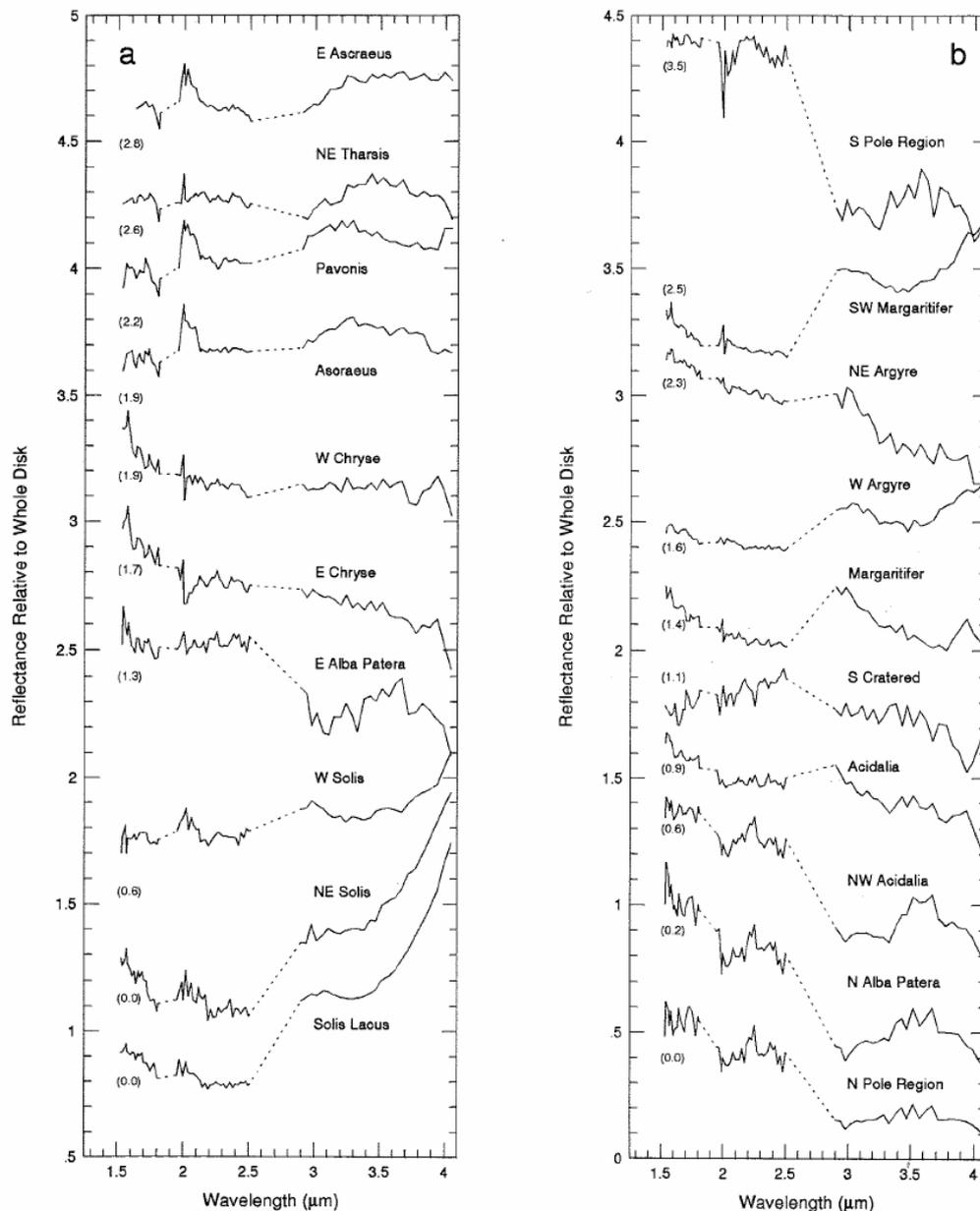


Figure I-62 : Spectres de réflectance de 20 régions de Mars obtenus par Bell and Crisp [1993] par des observations télescopiques. Chaque spectre est un rapport entre le spectre brut et le spectre du disque martien complet. Les spectres sont décalés verticalement pour la clarté de lecture, la valeur du décalage est donnée entre parenthèses.

Lors de l'opposition (Mars et la Terre du même côté du soleil) de 1990, Bell and Crisp [1993] ont effectué de l'imagerie proche-infrarouge télescopique pour préparer l'arrivée des données des sondes Mars Observer et Mars'96. Ils présentent dans leur publication les spectres de réflectance relatifs à 20 régions (voir Figure I-62). Les auteurs constatent une variabilité de la pente spectrale entre 2.5 et 2.9 μm , qu'ils proposent d'expliquer par des variations de la profondeur de bande à 3 μm due à l'hydratation même s'ils ne distinguent pas les effets atmosphériques et surfaciques. Au-delà de 3.5 μm le changement de pente est interprété par de l'émission thermique. En utilisant l'imagerie globale, les auteurs observent une hausse de la force de bande à 3.02 μm au niveau du limbe, qui est plus importante au

niveaux des pôles avec une dissymétrie en faveur du nord. La forme de la bande implique la présence de glace d'eau, et les bandes atmosphériques de CO₂ ainsi que l'observation au limbe impliquent qu'elle se trouve en altitude. Ces renforcements de bande à 3 µm seraient donc des nuages de glace à haute altitude. La formation de tels nuages serait la preuve qu'au début du printemps, l'eau désorbe des moyennes latitudes et est transportée vers le pôle nord où elle forme des nuages de glace [Santee and Crisp, 1992]. Certains de ces nuages précipitent et enrichissent la calotte polaire en glace d'eau.

Nous pouvons citer également les mesures de luminance entre 2 et 4 µm de Roush et al. [1992], pour lesquelles les auteurs présentent les spectres de quatre régions, Elysium, Hesperia, Syrtis Major et les hauts plateaux du sud. Sur ces spectres on distingue très clairement la bande à 3 µm, mais les auteurs ne commentent pas cette absorption. Enfin Lellouch et al. [2000] ont utilisé le télescope spatial ISO pour observer Mars entre 2.36 et 45.2 µm. Cette observation a fourni un seul spectre, moyenne sur l'ensemble du disque observé avec une prédominance des régions sub-solaires (Tharsis et Lunae Planum). Cette étude observe également la forte bande d'absorption à 3 µm.

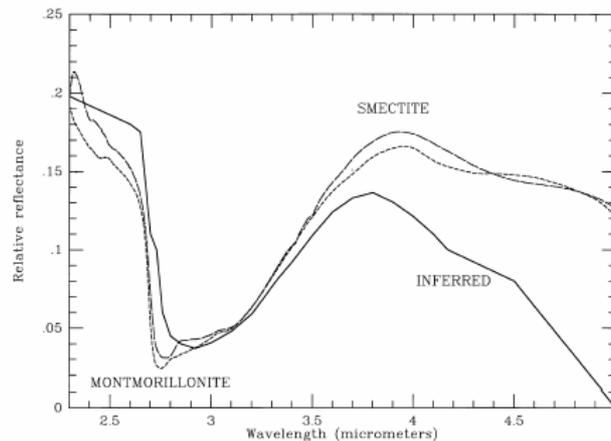


Figure I-63 : Observation de la bande à 3 µm sur le disque complet de Mars par le télescope spatial ISO (traits pleins). Les mesures en laboratoire de spectres de smectite et de montmorillonite sont données à titre de comparaison. D'après [Lellouch et al., 2000].

I.C.4.e. Conclusion sur les observations antérieures

La plupart des études antérieures à OMEGA ont observé la forte bande à 3 µm sur les spectres de Mars et ont conclu à la présence d'eau d'hydratation conformément aux mesures en laboratoire. Les études les plus fréquemment citées dans la littérature à propos de la bande à 3 µm sur Mars sont Sinton [1967], Houck et al. [1973], Pimentel et al. [1974] et enfin Bibring et al. [1990], chacune de ces études marquant une amélioration notable dans la précision (spatiale, spectrale et atmosphérique) de la mesure. A l'heure actuelle l'étude la plus complète au sujet de la bande à 3 µm est celle de l'imageur spectral ISM, dont nous avons vu que la couverture spatiale et saisonnière est limitée.

I.C.5. Spectroscopie des carbonates

Nous avons vu en section I.B.4 l'importance de la recherche de carbonates sur Mars, aussi bien parce qu'ils sont directement reliés à l'hydratation actuelle que parce que leur présence ou absence est primordiale pour expliquer l'évolution de l'atmosphère. Nous voyons désormais comment la spectroscopie infrarouge, et donc l'instrument OMEGA, peut nous permettre de détecter des roches carbonatées sur la surface de Mars. Nous voyons tout d'abord les bandes d'absorptions associées aux carbonates, puis l'influence de différents facteurs sur ces bandes. Enfin nous mentionnerons un exemple d'observation passée où les auteurs pensent voir une faible signature de carbonate sur Mars.

I.C.5.a. Bandes d'absorption diagnostiques des carbonates

Les minéraux carbonatés se caractérisent par la présence de l'ion carbonate CO_3^{2-} . Leur structure cristalline est en général une superposition de plans de CO_3^{2-} en alternance avec un plan de cations divalents (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , etc.) [Lane and Christensen, 1997]. L'ion CO_3^{2-} est généralement dans un plan, le carbone étant au centre et relié aux oxygènes. Les trois liaisons forment un angle de 120° entre elles. Les vibrations de la liaison C-O peuvent interagir avec un champ électrique et créer des absorptions ou des émissions. Comme dans la molécule d'eau, les vibrations sont à considérer pour l'ensemble mécanique (l'ion CO_3^{2-}) complet. Cet ion présente six modes de vibration d'élongation et de torsion. Deux paires de modes sont dégénérées, c'est pourquoi seulement quatre des six modes fondamentaux sont représentés [Hunt and Salisbury, 1971]. Le mode ν_1 est le mode d'élongation C-O totalement symétrique, inactif en infrarouge car associé à une modification nulle du moment électrique ; le mode ν_2 correspond aux vibrations de torsion hors du plan, absorbant à 880 cm^{-1} ; le mode ν_3 est le mode d'élongation antisymétrique, doublement dégénéré, absorbant à 215 cm^{-1} ; enfin le mode ν_4 , doublement dégénéré, correspond aux vibrations de torsion dans le plan, absorbant à 715 cm^{-1} .

Une étude systématique des spectres de réflectance de minéraux susceptibles d'être détectés par l'imageur spectral OMEGA a été menée par la Brown University à Providence en utilisant le dispositif RELAB [Pieters et al., 1983]. La Figure I-64 présente les spectres de trois des carbonates les plus courants : la calcite, la dolomite et la sidérite. Dans le domaine $[1.0\text{-}5.1 \mu\text{m}]$ les absorptions les plus intenses se trouvent autour de 3.4 et $3.9 \mu\text{m}$. Chacune de ces bandes est en fait composée de deux absorptions, dues à des combinaisons et des harmoniques des modes fondamentaux. Ces bandes se situent à $3.98 \mu\text{m}$ ($\nu_1 + \nu_3$), $3.87 \mu\text{m}$, $3.48 \mu\text{m}$ et $3.35 \mu\text{m}$ [Sutter et al., 2007]. La position exacte de ces bandes est faiblement variable avec le cation mis en jeu ; nous voyons ainsi sur la Figure I-64 que les bords des bandes à 3.4 et $3.9 \mu\text{m}$ varient légèrement d'un carbonate à l'autre.

Dans le proche infrarouge cinq bandes d'absorption caractéristiques dues à des combinaisons et des harmoniques apparaissent également [Hunt and Salisbury, 1971]. Deux bandes sont beaucoup plus intenses car elles forment en réalité un doublet : il s'agit des absorptions à $2.55 \mu\text{m}$ et $2.35 \mu\text{m}$, dues respectivement à la combinaison $\nu_1 + 2\nu_3$ (ou $\nu_1 + 2\nu_4$) et de l'harmonique $3\nu_3$. Trois autres bandes beaucoup moins intenses apparaissent à 2.16 , 2.00 et $1.90 \mu\text{m}$. Ces cinq bandes sont également légèrement décalées en fonction du cation du carbonate [Hunt and Salisbury, 1971].

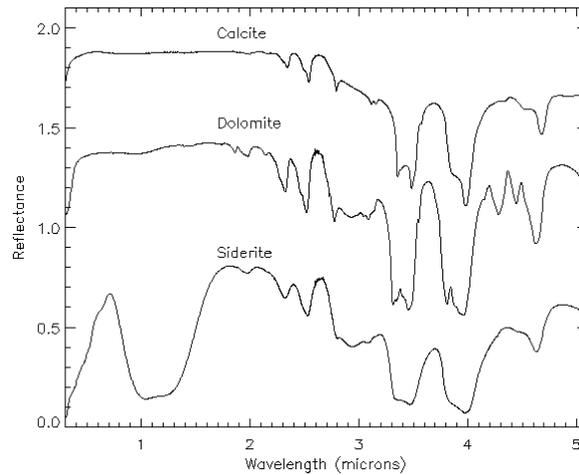


Figure I-64 : Spectres de réflectance de roches carbonatées parmi les plus probables pour Mars. Ces différents spectres présentent tous deux fortes bandes d'absorption autour de 3.4 et 3.9 μm . La calcite a été décallée de 1 verticalement et la dolomite de 0.5 par souci de lisibilité. Spectres acquis au dispositif RELAB de Brown University (Mustard, communication personnelle).

I.C.5.b. Facteurs influençant les bandes d'absorption

Plusieurs études expérimentales ont tenté de mieux contraindre l'évolution des deux bandes à 3.4 et 3.9 μm en étudiant l'influence de différents facteurs. Contrairement à l'eau d'hydratation la proportion de carbonate est peu sensible à l'environnement et reste généralement constante sur les différentes acquisitions d'une même expérience. Trois facteurs principaux peuvent influencer ces bandes : la proportion de carbonate dans l'échantillon observé, la taille des grains qui, contrairement à l'eau, ne doit pas influencer la teneur, et l'émission thermique qui va réduire le contraste des bandes. Dans les différentes expériences décrites ci-après, les carbonates sont généralement étudiés en mélange (de proportions variables) avec la palagonite, supposé être un bon analogue martien (section I.A.1.d).

Proportion de mélange

Différentes expériences ont mesuré les spectres de réflectance en fonction de la proportion de carbonate dans le mélange, ceci afin d'être capable d'estimer des teneurs dans les spectres d'observation. Bonello et al. [2004] ont mesuré les spectres de plusieurs minéraux lors de l'étalonnage au sol d'OMEGA. A cette occasion, des mélanges palagonite-calcite à des proportions de 1, 5 et 20 % en masse en carbonate ont été mesurés. Ces spectres seront très utiles en partie IV pour étalonner nos méthodes d'analyse.

A l'occasion de mesures télescopiques, Blaney and McCord [1989] ont également mesuré les spectres de réflectance de mélanges à différentes teneurs massiques (3, 5, 10 et 20 %) de calcite-palagonite et magnésite-palagonite, donnés en Figure I-66. Avec la qualité du rapport signal-sur-bruit de leurs mesures (non précisé), les auteurs constatent que la bande à 3.4 μm n'est pas identifiable pour des teneurs inférieures à 10 % en masse. La bande à 3.9 μm , plus intense, peut permettre de détecter des teneurs de 3 % en masse de calcite et 5 % de magnésite.

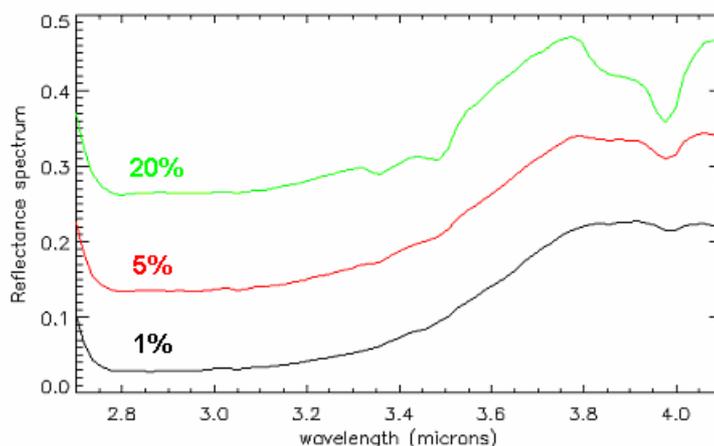


Figure I-65 : Spectres de réflectance infrarouge de mélanges palagonite-calcite acquis avec l'instrument OMEGA lors de sa calibration au sol. Les spectres noir, rouge (décalé de 0.1 en ordonnées) et vert (décalé de 0.2 en ordonnées) correspondent respectivement à des teneurs massiques en carbonate de 1, 5 et 20 %. Ces spectres ont été obtenus en mesurant la luminance émise par ces mélanges et en la divisant par une référence de MgO, espèce très peu absorbante. D'après Bonello et al. [2004].

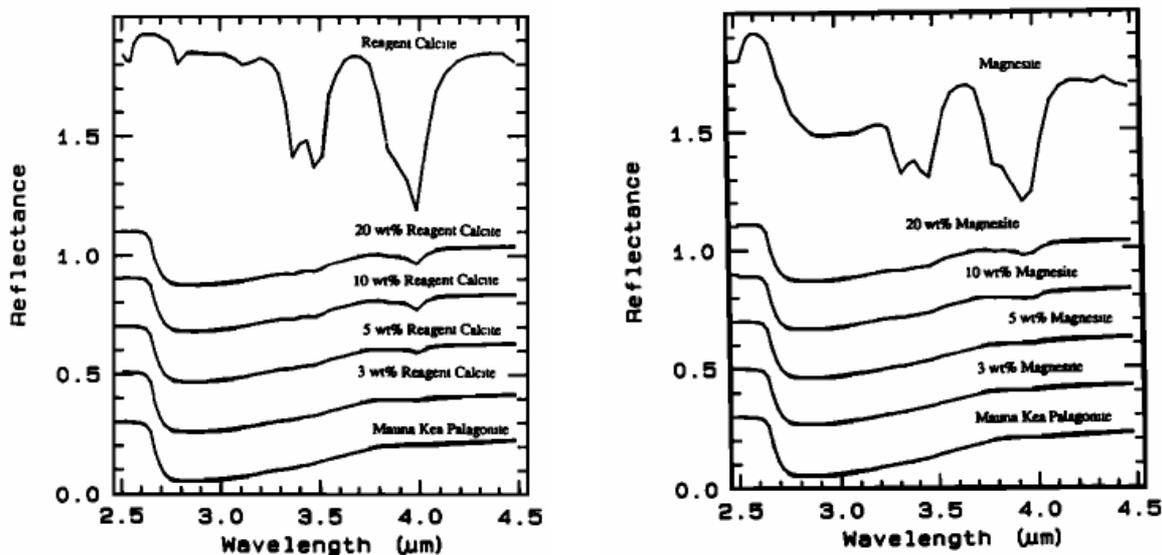


Figure I-66 : Mesures en laboratoire de spectres de réflectance de mélanges de calcite avec palagonite (gauche) et magnésite avec palagonite (droite) à différentes valeurs de mélange. Les spectres de chaque composante pure sont également donnés. D'après Blaney and McCord [1989].

Wagner and Shade [1996] ont effectué un important travail expérimental de caractérisation des carbonates dans l'infrarouge. Ils ont en particulier étudié l'influence des mélanges, en testant des combinaisons d'analogues martiens (palagonite et tholeiite) avec de la sidérite et de la dolomite/ankérite. Les spectres de réflectance de ces différents mélanges à 15 % en masse de carbonates sont donnés en Figure I-67. On y voit clairement que les bandes à 3.4 et 3.9 μm sont très fortes, avec une absorption légèrement plus forte à 3.9 μm . Les tailles de grains correspondantes sont choisies inférieures à 25 μm . Des mesures de spectres à

différentes teneurs de carbonate ont également été effectuées, et la profondeur de bande (BD) a été calculée par les auteurs pour chaque mélange. Ces mesures montrent qu'à taille de grain constante la profondeur de bande varie linéairement avec la proportion de carbonate dans le mélange.

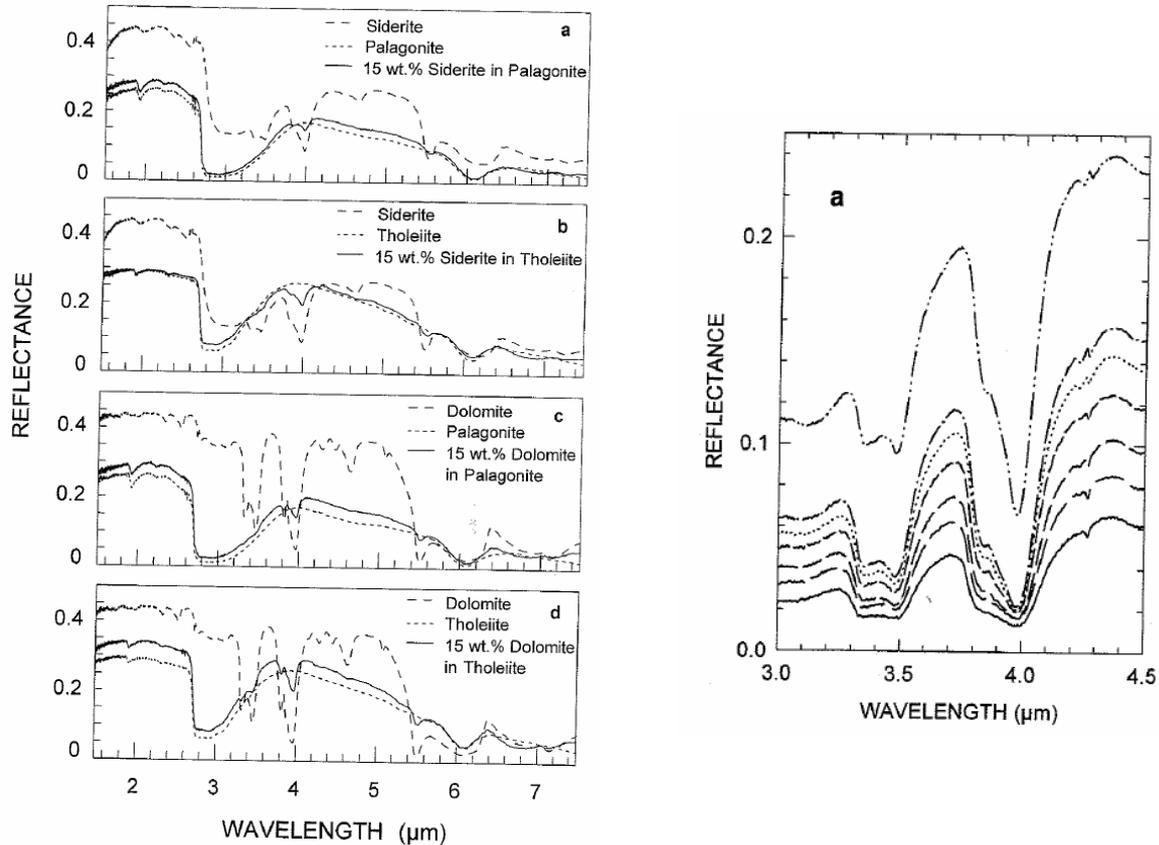


Figure I-67 : Mesure en laboratoire de l'influence du type de mélange (analogue martien-carbonate) et de la taille des grains sur les spectres de réflectance infrarouge. Gauche : Spectres de réflectance de mélanges utilisant comme analogue martien la palagonite ou la tholeiite avec 15 % en masse de carbonate, sidérite ou dolomite. Droite : Spectres de réflectance du mélange palagonite avec 15 % en masse de sidérite à différentes tailles de grains. De haut en bas : <25 μm, 25-32 μm, 32-45 μm, 45-63 μm, 63-90 μm, 90-125 μm et 125-180 μm. D'après Wagner and Schade [1996].

Taille des grains

Wagner and Schade [1996] ont également mesuré l'influence de la taille des grains sur les spectres de réflectance. Ils ont mesuré en laboratoire les spectres de réflectance de ces mélanges uniquement à 15 % en masse de carbonates, avec des tailles variant entre <25 μm et >125 μm. Ces spectres sont présentés en Figure I-67. La profondeur de bande calculée par les auteurs est constante pour la plupart des tailles de grains mais est plus faible de presque la moitié pour l'échantillon avec les plus gros grains. Cette mesure est en accord avec l'évolution générale décrite en section I.C.1.c. Les intensités relatives des deux bandes à 3.84 et 3.98 μm (composant l'absorption à 3.9 μm) varient avec des absorptions, en s'approchant de l'égalité pour les grains les plus gros. D'après Wagner and Schade [1996], la bande à 3.98 μm atteint la saturation avant celle à 3.84 μm.

Emission thermique

Les bandes à 3.4 et 3.9 μm sont dans une région spectrale où l'émission de lumière due à la composante réfléchie-diffusée et à la composante thermique sont du même ordre de grandeur pour Mars (voir section I.C.1.a). Comme nous l'avons mentionné dans la composante réfléchie-diffusée les bandes apparaissent en absorption, alors que dans la composante thermique elles apparaissent en émission, ce qui diminue donc la profondeur des bandes observées dans les spectres de réflectance. Blaney and McCord [1989] ont tenté de modéliser l'influence de la température, mais leur étude est approximative car ils ont considéré que l'émissivité valait 1 sur l'ensemble du spectre. Au contraire, Wagner and Schade [1996] ont eux aussi tenté d'évaluer la force de cet effet mais ont utilisé comme émissivité celle déduite de l'absorption par la loi de Kirchhoff (eq. 9). Le résultat de leurs calculs sur des mélanges à 5 et 15 % en masse de sidérite est présenté en Figure I-68. Sur cette figure la grandeur représentée n'est pas la réflectance pure, mais la réflectance normalisée c'est-à-dire la radiance reçue par la surface, qui comporte une composante réfléchie-diffusée et une composante thermique, divisée par le flux solaire incident. Cette approche ne cherche pas à modéliser l'émission thermique du spectre. Nous voyons qu'à 225K la bande des carbonates à 3.9 μm est clairement discernable, mais à mesure que la température monte le contraste spectral des bandes diminue et dans les deux exemples, la bande n'est plus discernable à 300K.

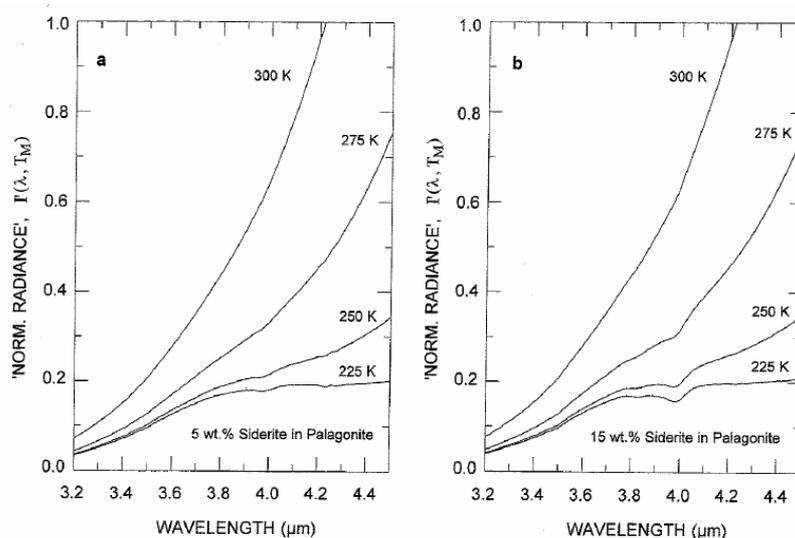


Figure I-68 : Spectres de radiance normalisée (c'est-à-dire divisée par l'irradiance solaire au niveau de Mars) calculés pour différentes températures d'émission à partir des spectres de réflectance de mélange palagonite – sidérite. Gauche : mélange à 5 % en masse de sidérite pour 4 températures différentes ; droite : mélange à 15 % en masse de sidérite pour les mêmes températures. D'après Wagner and Schade [1989].

I.C.5.c. Anciennes observations dans l'infrarouge

Comme nous l'avons déjà mentionné en section I.B.4.c, quelques observations passées télescopiques ont recherché des carbonates dans le proche-infrarouge, mais sans succès. Nous donnons en exemple en Figure I-69 les spectres infrarouge de Blaney and McCord [1989] sur quatre régions proches. Deux de ces observations, Syrtis et N.E.

Highlands (les deux spectres du haut de la Figure I-69), présentent d'après les auteurs une légère inflexion qui pourrait être due à moins de 5% en masse de carbonates. Ces deux régions, dont des parties se recouvrent, sont d'après les images Viking dans une zone d'érosion intense. Cette inflexion spectrale étant visiblement de l'ordre de grandeur du bruit des spectres, il apparaît difficile de conclure.

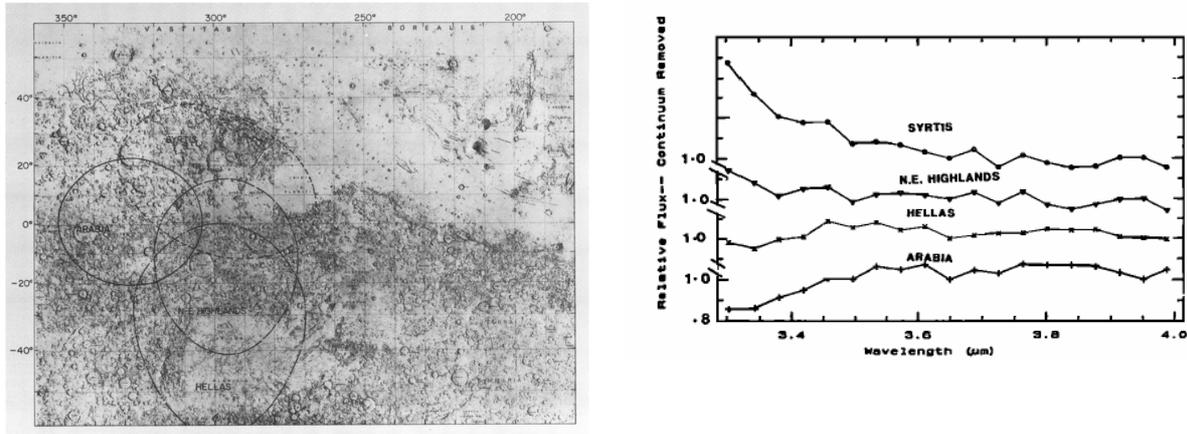


Figure I-69 : Spectres de réflectance proche-infrarouge de Mars entre 3.3 et 4.0 μm (droite), obtenus lors des observations télescopiques de Blaney and McCord [1989] sur les régions d'Hellas, Arabia, Syrtis et une région appelée par les auteurs Northeast Highlands (carte de gauche). Les spectres sont retranchés d'un continuum linéaire calculé entre 3.75 et 3.96 μm .

I.C.6. Conclusion générale sur la spectroscopie

Nous avons vu que la spectroscopie infrarouge est très bien adaptée à l'étude de l'hydratation, car d'une part sa présence peut être observée directement grâce à la bande très large à 3 μm , et d'autre part une de ses conséquences, la formation de carbonates, peut-être observée grâce aux bandes à 3.4 et 3.9 μm . Les différents enjeux de l'étude de l'hydratation, aussi bien son influence sur le cycle de l'eau que ses conséquences sur l'altération, n'ont pour l'instant fait l'objet que d'études très partielles dans l'infrarouge non thermique. L'étude la plus complète sur l'hydratation est celle d'ISM, dont la couverture spectrale ne capture pas complètement la bande à 3 μm et dont la couverture spatiale est très limitée. Concernant les carbonates aucune étude systématique des bandes à 3.4 et 3.9 μm n'a été menée.

Nous voyons clairement ici l'intérêt pour l'hydratation d'utiliser les données de l'imageur spectral OMEGA, dont nous détaillerons en section II.A les énormes avantages à savoir une couverture complète de la surface, sur une année martienne complète, avec une bien meilleure résolution spatiale et la possibilité d'observer un même lieu à différents moments de l'année. La couverture spectrale d'OMEGA sera également parfaitement adaptée à l'étude de l'hydratation, avec une couverture complète de la bande à 3 μm jusqu'au continuum à 3.7-4.1 μm , et à l'étude des carbonates avec la couverture des bandes à 3.4 et 3.9 μm .

II Le traitement des données de la voie L d'OMEGA

Le premier chapitre a montré que l'hydratation et la présence de carbonates sur la surface de Mars pouvaient être étudiées grâce à des bandes d'absorption présentes dans les spectres infrarouges. Ces bandes se situent dans un domaine que l'instrument OMEGA est capable de mesurer. Les spectres bruts délivrés par OMEGA nécessitent plusieurs étapes de traitement avant d'obtenir la réflectance exploitable à des fins scientifiques. En particulier, ce travail de thèse se base essentiellement sur les données provenant de la voie L d'OMEGA (domaine de longueurs d'onde entre 2.5 et 5.1 μm). Les travaux présentés dans ce manuscrit étant la première étude systématique basée sur ce domaine de longueurs d'onde, il a été nécessaire de développer une chaîne de traitement de données appropriée. Ce deuxième chapitre présente les différentes étapes de cette chaîne de traitements, adaptée à un traitement de masse des données. Outre l'accès à l'étude de l'hydratation et des carbonates, cette chaîne de traitement vise à être distribuée à la communauté scientifique pour devenir la référence pour la réduction des données de la voie L d'OMEGA.

Ce chapitre présente tout d'abord un rappel sur les caractéristiques de l'orbite de la sonde Mars Express, le fonctionnement technique d'OMEGA, et le format de son jeu de données. Nous verrons en particulier en quoi ces éléments font du jeu de données OMEGA une base parfaitement adaptée pour l'étude globale de l'hydratation et des carbonates. Ce chapitre détaillera en deuxième partie la conversion de données brutes, reçues par le capteur, en luminance puis en réflectance. Nous verrons que travailler avec la voie L d'OMEGA nécessite de tenir compte de défauts instrumentaux spécifiques dont les plus importants sont le décalage spatial du champ de vue par rapport à la voie C (domaine de longueurs d'onde entre 1.0 et 2.5 μm) ou une réponse photométrique variable durant la mission. Le travail sur l'hydratation ou les carbonates pouvant être perturbé par la présence de glace d'eau, nous expliquerons en troisième partie comment la détecter de manière efficace. Sur la voie L, l'émission thermique propre des surfaces n'est plus négligeable et doit être prise en compte pour obtenir une réflectance correcte. Les traitements supplémentaires associés, utilisant des hypothèses sur l'émission thermique, seront détaillés dans une quatrième partie. Enfin une cinquième partie se focalisera sur le développement d'un nouvel étalonnage des données acquises avec une réponse photométrique non nominale.

II.A. L'expérience OMEGA

La section I.C.1 a montré que le visible et le l'infrarouge étaient des domaines riches en informations sur les molécules de la surface et de l'atmosphère de Mars ainsi que sur l'environnement de ces molécules. L'imageur spectral OMEGA a été conçu pour cartographier Mars dans le visible / proche-infrarouge. Ce travail de thèse se base sur ces données pour l'étude de l'hydratation de la surface de Mars. Nous détaillons désormais les caractéristiques de la mission Mars Express (nommée régulièrement MEx dans la suite de cet ouvrage) et le fonctionnement de l'instrument OMEGA, éléments primordiaux pour bien comprendre le jeu de données OMEGA.

II.A.1. Caractéristiques de la sonde Mars Express

La sonde européenne Mars Express, propulsée par une fusée Soyouz, a décollé de Baïkonour le 6 juin 2003. Après une orbite terrestre le module Frégat l'a placé sur son orbite de voyage vers Mars. Lors de la phase de croisière des observations de la Terre et de la Lune ont été obtenues. L'insertion en orbite martienne a eu lieu le 25 décembre 2006 à 6h, correspondant à l'hiver de l'hémisphère nord ($L_s = 330^\circ$).

Mars Express est placée sur une orbite quasi-polaire (avec une inclinaison de 86.6°), très elliptique, l'altitude variant entre 260 km au périégée et 11500 km à l'apogée en un peu moins de 7 heures. Le choix d'une orbite si elliptique a été motivé 1) par des questions de coût en carburant (freiner la sonde pour circulariser son orbite aurait demandé beaucoup de carburant) et 2) pour permettre aux instruments d'effectuer des observations à basse et haute résolution spatiale. En début de mission l'orbite de Mars Express était en résonance 13/4 (le satellite parcourt treize orbites pendant quatre rotations de la planète). Ceci permettait aux treize premières orbites d'être espacées d'un treizième de circonférence martienne, et à l'orbite 14 de revenir observer la même longitude que l'orbite 1. Un léger décalage a été introduit pour passer au nadir de l'ensemble des longitudes martiennes, de telle sorte que par exemple l'orbite 14 soit décalée de quelques degrés de l'orbite 1. Ce décalage était de l'ordre de la largeur du champ d'HRSC. La Figure II-1 montre la projection des quatorze premières orbites de Mars Express pour illustrer les concepts de résonance et de variation de résolution spatiale. En raison de la grande valeur du terme J_2 du champ gravitationnel de Mars, le périégée de Mars Express effectue une précession en latitude de 20° par mois environ. Ce déplacement du périégée permet de faire varier la latitude observée à haute résolution spatiale. Le choix de cette orbite permet en principe aux divers instruments d'observer à basse résolution spatiale l'ensemble de la surface de la planète au terme de la mission nominale (une année martienne, atteinte à l'orbite ~ 2400). En plus de cette couverture globale les instruments ont pu obtenir une observation à haute résolution d'environ 10% de la surface. Pour augmenter la vitesse de précession du périégée, la résonance de l'orbite de Mars Express a été modifiée à 11/3 à partir de l'orbite 389.

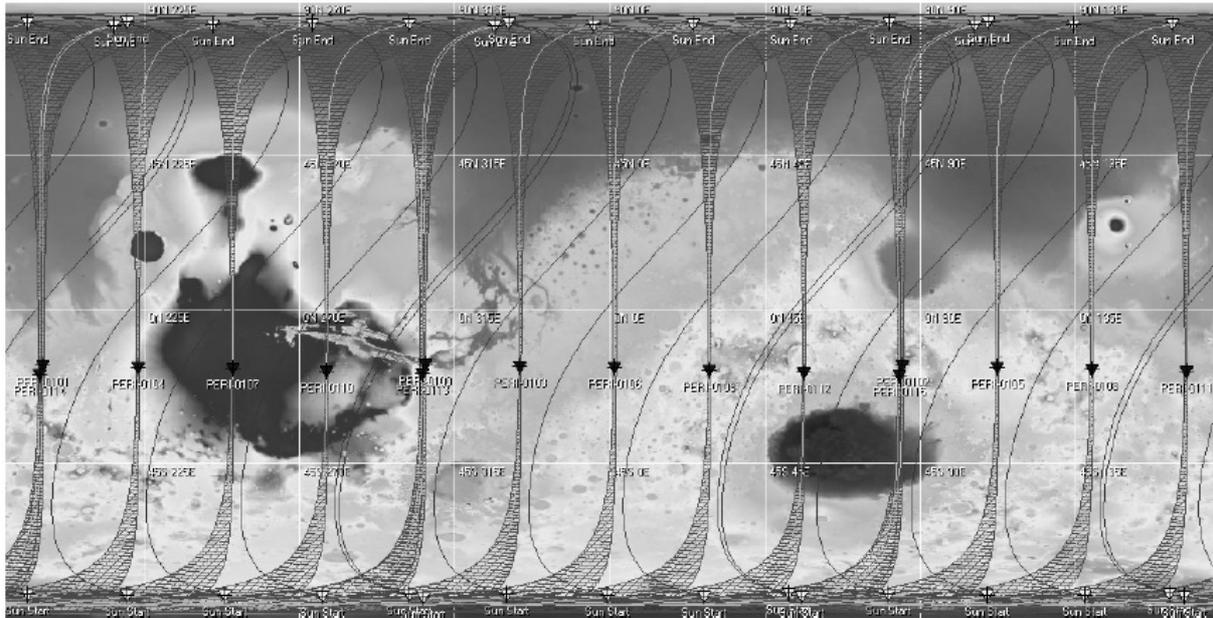


Figure II-1 : Projection sur le planisphère MOLA des orbites 101 à 114 de la sonde Mars Express. Treize orbites consécutives (101 à 113) sont régulièrement espacées d' $1/13^{\circ}$ de circonférence martienne, la 14^e orbite est quasiment superposée à la première pour assurer la continuité spatiale des observations. L'indice PER indique la position du périhélie d'une orbite (ici dans chaque cas au niveau de l'équateur). L'élargissement des traces illustre l'augmentation de l'intersection du champ de vue de la sonde avec la surface lorsque la sonde s'éloigne vers l'apogée. D'après Gendrin [2004].

L'orbite de Mars Express n'étant pas héliosynchrone (contrairement par exemple à celle de MGS), les observations n'ont pas toujours lieu à la même heure locale. Nous verrons que cette variation d'heure locale permet d'appréhender les phénomènes présentant des variations journalières mais peuvent rendre plus difficiles les études des variations saisonnières. Enfin, l'orbite est réglée pour que la surface observée lorsque la mission est au périhélie soit alternativement dans le jour (pour les instruments observant par réflexion de la lumière solaire) et dans la nuit (pour le radar MARSIS, la surface lui étant invisible lorsque le soleil ionise l'ionosphère).

II.A.2. Les données OMEGA

L'Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA) est l'imageur spectral visible / proche-infrarouge à bord de la sonde Mars Express [Bibring et al. 2004a]. Les données délivrées par OMEGA sont des images hyperspectrales, c'est-à-dire une série d'images acquises à différentes longueurs d'onde (Figure II-2). Ces observations peuvent également être vues comme des cartes pour lesquelles chaque pixel est un spectre. Le mot « hyperspectral » est utilisé lorsque le nombre de longueurs d'onde utilisé est supérieur à environ une centaine, en dessous duquel le mot « multispectral » est généralement utilisé. Les spectres délivrés par OMEGA balayent le domaine 0.35 à 5.1 μm et sont composés de 352 canaux spectraux (également appelés bandes spectrales) que l'on nomme "spectrum elements" (spectels). La résolution spectrale de l'instrument varie de 7, 14 et 20 nm respectivement dans les domaines [0.35 – 1 μm], [1.0 – 2.5 μm] et [2.5 – 5.1 μm]. En fonction de la distance de Mars Express à la planète, la résolution spatiale de chaque pixel varie entre 300m (au périhélie) et 5 km (à l'apogée). Pendant une grande partie de la mission l'instrument n'est

normalement allumé qu'au dessus de zones du côté jour, mais il peut arriver que l'on observe le terminateur ou un début de zone polaire non éclairée.

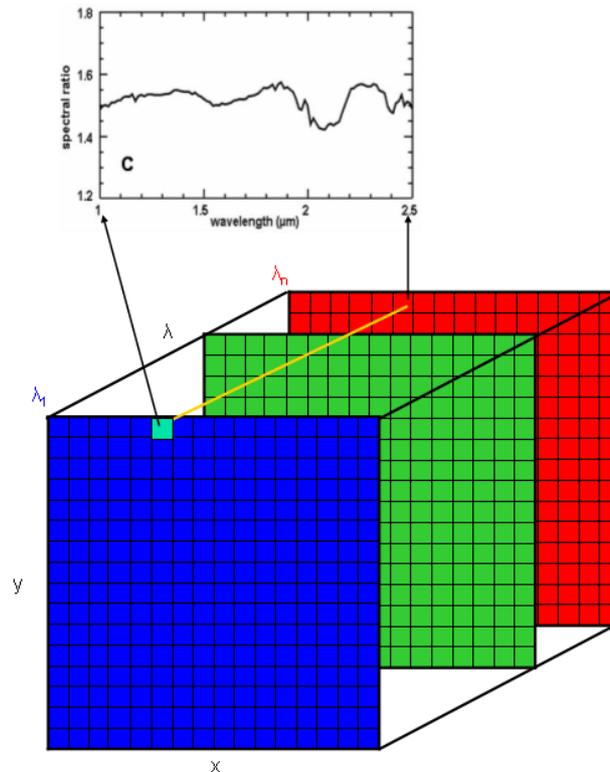


Figure II-2 : Illustration de la notion d'image hyperspectrale, donnée délivrée par l'instrument OMEGA. Chaque cube de donnée peut être vu comme une carte de spectres ou comme une série d'images prises à des longueurs d'onde différentes.

II.A.3. Le fonctionnement de l'instrument OMEGA

Deux photos de l'instrument OMEGA prises pendant sa calibration au sol sont données en Figure II-3. OMEGA est constitué de deux instruments indépendants, l'instrument VNIR (Visible and Near-InfraRed) et SWIR (Short Wavelength InfraRed). Ces deux instruments sont co-alignés pour observer la même ligne de visée. Leur champ de vue total est au maximum de 8.8°.

VNIR

L'instrument VNIR couvre le domaine de longueurs d'onde [0.35-1 μm] (appelé par la suite « voie V »). Nous détaillons peu cet instrument car il n'a pas été utilisé dans ce travail de thèse. VNIR dispose d'une optique indépendante de SWIR (dont l'entrée est la pastille rouge supérieure sur la photo de gauche de la Figure II-3). Son détecteur est une matrice de CCD de 384×288 éléments, chaque carré de 9 éléments étant moyenné pour n'en garder qu'un seul. VNIR fonctionne en mode « Pushbroom » : tous les pixels d'une ligne du cube-image sont acquis simultanément, chaque pixel étant dispersé par un réseau sur une colonne du CCD. Le temps de pose est de 50 ms. Les deux dimensions du CCD permettent d'obtenir la dimension spectrale et une dimension spatiale du cube-image ; la seconde dimension spatiale est obtenue en faisant des acquisitions successives au fur et à mesure du défilement

de Mars Express autour de Mars. Le détecteur de la voie V permet d'obtenir des spectres de 96 spectels avec une résolution spectrale de 7 nm.

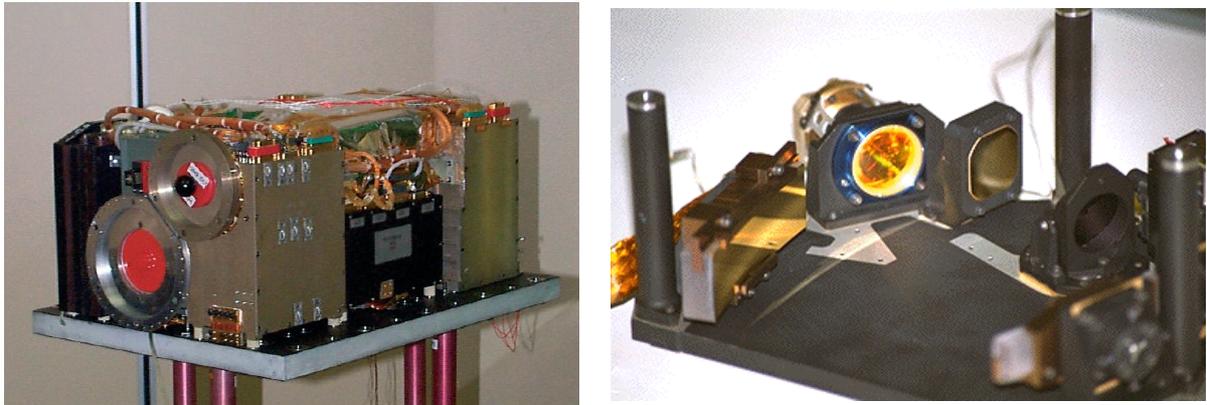


Figure II-3 : Photographie de l'instrument OMEGA lors de son passage à la station d'étalonnage de l'IAS. Les ouvertures des deux télescopes sont ici protégées par un film rouge.

SWIR

L'instrument SWIR couvre le domaine de longueurs d'onde [1.0 – 5.1 μm]. Il possède un télescope Cassegrain et une optique indépendants de VNIR (voir Figure II-4). Pour obtenir une bonne réponse photométrique sur l'ensemble des longueurs d'onde, l'optique de SWIR se divise en deux chemins optiques terminant sur deux détecteurs : l'un, nommé SWIR-C (appelé par la suite « voie C »), couvre le domaine [1.0 - 2.7 μm], et l'autre, nommé SWIR-L (appelé par la suite « voie L »), couvre le domaine [2.5 – 5.1 μm]. Cette division simplifie l'utilisation des filtres éliminant les seconds ordres parasites obtenus avec la dispersion faite par le réseau. Les deux détecteurs sont des barrettes InSb (indium-antimoine) à 128 éléments, elles permettent donc d'obtenir chacune un spectre de 128 spectels. La résolution spectrale de la voie C est de 14 nm ; celle de la voie L est de 20 nm.

Les détecteurs ne présentant qu'une dimension spatiale, ils ne permettent pas de faire de l'imagerie en mode Pushbroom. L'imagerie spectrale est obtenue pour SWIR en travaillant en mode Whiskbroom : un miroir positionné à l'entrée de l'optique balaie le champ perpendiculairement à la direction de défilement de Mars Express. Lors de ce balayage, fonctionnant pas à pas c'est-à-dire pixel par pixel, un spectre est acquis pour chaque pixel par les détecteurs. Le signal lumineux reçu correspond à un champ de vue instantané (IFOV, Instantaneous Field of View) de 1.2 mrad (4.1 arcmin), et le temps de pose vaut 2.5 ou 5 ms. En fin de balayage d'une ligne, le miroir revient à sa position initiale, à gauche du champ. Grâce au défilement de Mars Express autour de Mars, la nouvelle ligne est décalée de la première dans la direction Y, ce qui permet d'obtenir la seconde dimension spatiale. Le fonctionnement en mode Whiskbroom est illustré sur la Figure II-5. Dans ce mode, et contrairement à VNIR, les spectres d'une même ligne sont acquis les uns après les autres, et sont donc légèrement décalés dans la direction de déplacement de la sonde (Figure II-5a).

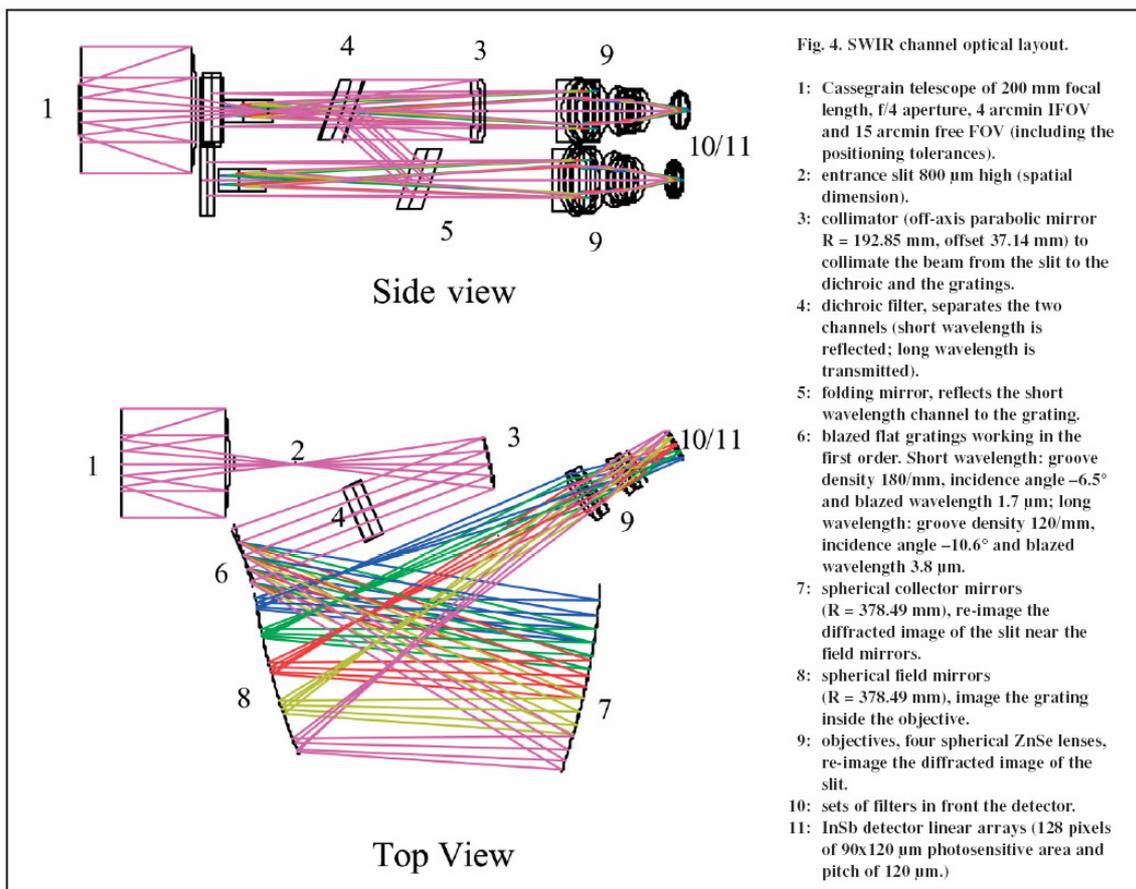


Figure II-4 : Schéma optique de l'instrument SWIR, vu de côté et de dessus. Ce schéma illustre la division en deux du chemin optique pour éclairer les détecteurs C et L. D'après Bibring et al. [2004a].

Modes d'observation

Le champ de vue instantané d'OMEGA étant fixe, les variations de la distance de MEx à la planète sont responsables de la variation de la résolution spatiale des pixels. La haute résolution spatiale est obtenue lorsque le satellite est au périégée de son orbite, distance à laquelle la vitesse relative du satellite par rapport à la surface est élevée par comparaison avec l'apogée. On se rend compte dès lors que le fonctionnement Whiskbroom ne pourra pas fonctionner de la même façon entre l'apogée et le périégée, car en fin de balayage le pixel observé soit sera non contigu au pixel de la ligne précédente si le défilement est trop rapide (Figure II-5b), soit recouvrira le pixel suivant si le défilement est trop lent (Figure II-5c). Le temps de pose de SWIR ne peut pas être réduit sans réduire la qualité du rapport signal sur bruit. Pour éviter ce sur- ou ce sous-échantillonnage, l'instrument peut ne balayer qu'une partie des pixels d'une ligne. Il existe quatre modes, correspondant à 16, 32, 64 ou 128 pixels balayés par le miroir dans la direction X. Lorsque le satellite est au périégée, OMEGA fonctionne généralement en mode 16, ce qui limite la largeur de champ. En se rappelant qu'au périégée la résolution spatiale est très haute, la trace sur la planète est en général très étroite dans ce cas ($\sim 2\text{km}$). A l'apogée, l'instrument fonctionne en général en mode 128 pour profiter pleinement du champ du télescope. Le champ de vue total est donc de 8.8° dans la direction X, soit une trace de plusieurs centaines de kilomètres de large. Dans certains cas de vitesse relative satellite / surface très faible, plusieurs observations (2 ou 4) peuvent être menées successivement sur la même région. Ces observations sont sommées pour augmenter le

rapport signal sur bruit. L'instrument VNIR n'est pas contraint par la vitesse de défilement de MEx et peut donc être indépendant du mode de SWIR. Toutefois pour des raisons de cohérence du jeu de données les observations VNIR sont restreintes au même champ de vue que SWIR.

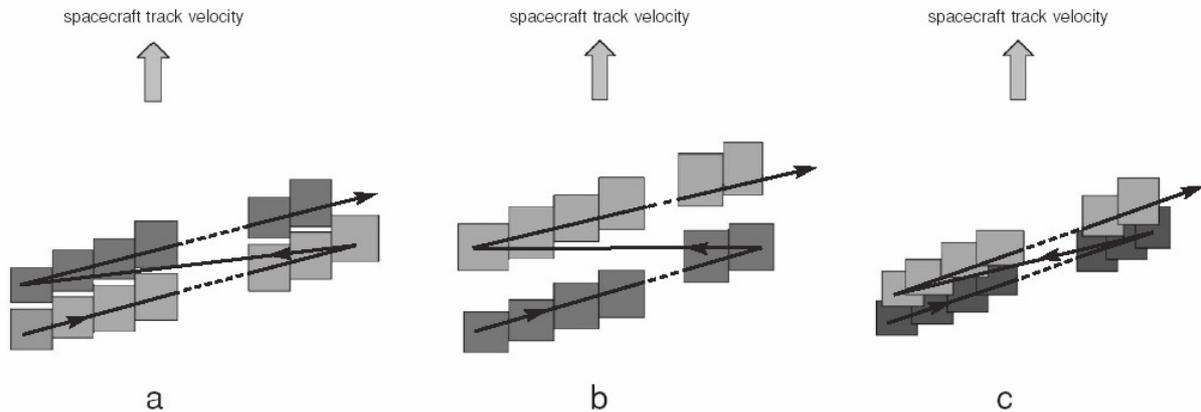


Figure II-5 : Illustration de l'acquisition de données d'imagerie en mode Whiskbroom. Les détecteurs ne pouvant acquérir qu'un spectre à la fois, la dimension spatiale X est obtenue en balayant pas à pas le champ de vue par un miroir, et la dimension Y par le défilement du satellite. (a) Cas d'échantillonnage spatial nominal. (b) Cas de sous-échantillonnage spatial, dû à un défilement trop rapide du satellite. (c) Cas de sur-échantillonnage spatial, dû à un défilement trop lent du satellite.

Transmission des données

Les données acquises par OMEGA sont compressées par le logiciel de bord en utilisant une transformée en ondelettes [Langevin et al., 2000]. Elles sont stockées à bord de la sonde avant transmission vers la Terre lors d'une configuration favorable de Mars Express. La quantité de données acquises, et donc le nombre d'orbites donnant lieu à une observation OMEGA, est limitée par les répartitions de puissance entre les instruments et surtout par la quantité de données à transmettre vers la Terre pour l'ensemble des instruments, qui est limitée par la mémoire interne et le débit de transmission. Les données sont reçues par l'ESOC et mises au format PDS pour leur diffusion scientifique. L'Institut d'Astrophysique est le centre de stockage des données OMEGA, où tous les scientifiques CoI peuvent les télécharger. Chaque fichier représente quelques dizaines de mégaoctets. L'ESOC fournit également les informations sur la géométrie de l'observation pour chaque pixel.

II.A.4. L'étalonnage d'OMEGA

L'interprétation des données scientifiques exige une connaissance poussée des performances de l'instrument. Une modélisation fine du comportement de l'instrument est impossible à cause du grand nombre de paramètres, bien connus ou non, à prendre en compte. Les instruments spatiaux sont donc étalonnés indépendamment de leur conception par une série de tests et de mesures. Ces mesures, dites d'étalonnage, sont effectuées au sol, une fois l'instrument terminé et avant son intégration sur la sonde.

Pour l'instrument SWIR d'OMEGA, ces mesures ont été effectuées début 2002 à la station d'étalonnage de l'IAS, par Guillaume Bonello, Yves Langevin et Brigitte Gondet. L'étalonnage est effectué à trois niveaux : spectral, radiométrique et géométrique [Bibring et al., 2004a ; Bonello et al., 2005 ; Gendrin, 2004]. Ces trois types d'étalonnage sont effectués pour différents emplacements de source dans le champ de vue d'OMEGA (centre, bords gauche et droit), et pour différentes températures de refroidissement du détecteur. Nous présentons brièvement cette démarche d'étalonnage dans les paragraphes suivants. Nous ne décrivons pas l'étalonnage de l'instrument VNIR, décrit par Bellucci et al. [2006].

Etalonnage spectral

Chaque spectel acquiert le signal électromagnétique dans une bande étroite de longueurs d'onde. L'étalonnage spectral consiste à mesurer, pour chaque spectel, la courbe de réponse en fonction de la longueur d'onde. Cette courbe permet en particulier de connaître précisément la longueur d'onde de réponse centrale (rôle de calage spectral) et la largeur de réponse de chaque spectel. Elle peut servir également aux modèles de transfert radiatif cherchant à reconstruire des spectres pour reconstituer la composition et les abondances dans la surface et/ou l'atmosphère.

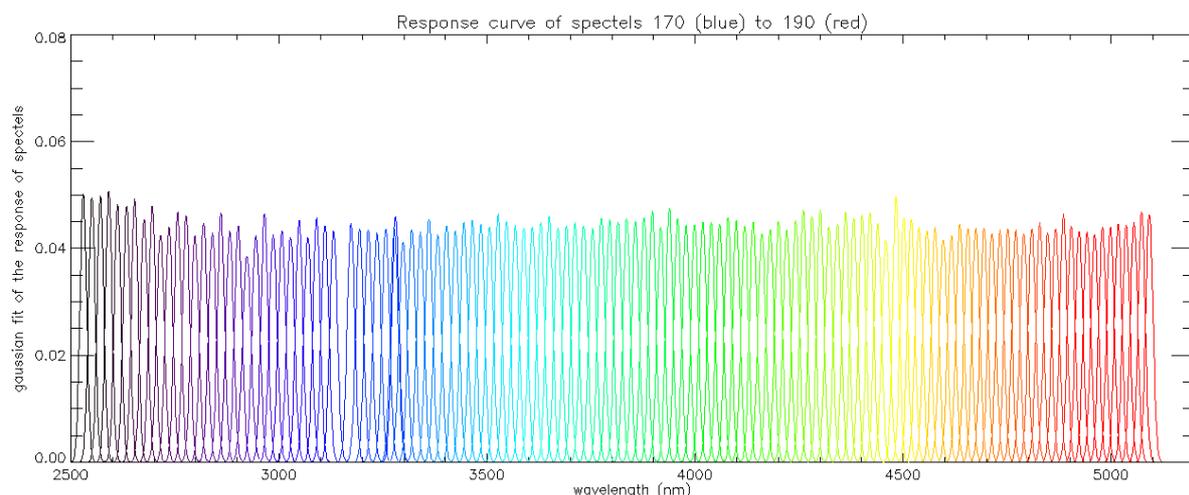


Figure II-6 : Courbes de réponse spectrales de chaque spectel de l'instrument OMEGA, mesurées lors de l'étalonnage spectral de l'instrument avant son lancement. Chaque courbe vaut zéro exceptée dans sa bande (étroite) de réponse. La forme de chaque courbe est une gaussienne dont l'amplitude est normalisée par son aire. L'amplitude absolue de ces gaussiennes est obtenue par l'étalonnage radiométrique (Figure II-7).

Durant ce travail de thèse, une collaboration avec des chercheurs de Washington University nous a amenés à recalculer la courbe de réponse des spectels (chacun correspondant à un pixel d'une matrice de détecteurs) à partir des mesures obtenues au sol avant le lancement d'OMEGA. Les mesures expérimentales avaient alors consisté à placer devant l'instrument une source lumineuse quasi-monochromatique, de longueur d'onde réglable. La variation de cette longueur d'onde avec un pas adapté permet d'échantillonner la fonction de réponse de chaque spectel. La forme complète de la courbe de réponse de chaque spectel est alors obtenue en ajustant ces échantillons par une fonction gaussienne. Ces courbes de réponse sont données en Figure II-6, avec une aire normalisée car on ne cherche ici qu'à obtenir l'étalonnage spectral. Les valeurs absolues des amplitudes seront obtenues par l'étalonnage radiométrique de la section suivante, avec une mesure unique à tous les spectels.

Les largeurs à mi-hauteur de ces gaussiennes sont à peu près identiques d'un spectel à l'autre. On observe des variations négligeables du centre et la largeur de ces gaussiennes lors du déplacement de la source dans le champ de vue d'OMEGA ou lors des variations de température du détecteur. Ces légères variations ne sont pas prises en compte dans le traitement de données.

Étalonnage radiométrique

L'étalonnage radiométrique consiste à mesurer l'amplitude absolue des gaussiennes obtenue lors de l'étalonnage spectral. Il s'agit ainsi d'associer la valeur mesurée par le détecteur à une intensité spécifique en entrée de l'instrument. L'étalonnage radiométrique doit ainsi fournir la réponse absolue de chaque spectel, pour bien contraindre le processus d'émission mesuré (réflexion-diffusion solaire ou émission thermique, voir section I.C.1.a). Cette mesure doit être faite simultanément pour tous les spectels pour obtenir une grande précision sur les écarts relatifs entre spectels, donnée importante pour bien contraindre les bandes d'absorption. L'étalonnage radiométrique est fait en plaçant des corps noirs de différentes températures devant l'instrument. L'association de la valeur donnée par le détecteur pour chaque spectel à la valeur physique délivrée dans la réponse spectrale de chaque spectel permet d'établir une courbe d'étalonnage dite fonction de transfert instrumentale (que nous nommerons par la suite ITF pour Instrumental Transfer Function). L'ITF de la partie SWIR d'OMEGA est fournie en Figure II-7. D'après Bonello et al. [2005], cette ITF n'est fournie qu'avec une précision absolue de 20%, mais avec une précision relative entre deux spectels contigus de 1%.

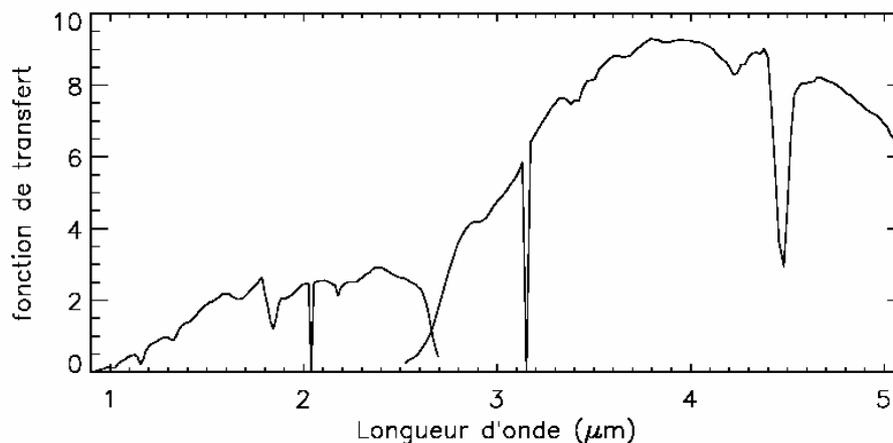


Figure II-7 : Fonction de transfert instrumentale (ITF) de l'instrument OMEGA mesurée lors de l'étalonnage radiométrique de l'instrument avant son lancement. Cette courbe permet de convertir les valeurs brutes délivrées par les détecteurs en intensité spécifique reçue à l'entrée de l'instrument. Les deux valeurs nulles à 2.05 et 3.15 μm correspondent à des pixels morts.

La Figure II-7 montre qu'avant lancement l'instrument présentait deux spectels morts, à 2.05 et 3.15 μm . Cette ITF présente également deux minima locaux influençant plusieurs spectels à 1.85 et 4.5 μm . Ces minima proviennent des filtres anti-second ordre installés dans l'instrument pour empêcher les diffractions harmoniques du réseau de se superposer aux ordres fondamentaux. L'instrument couvrant plusieurs octaves de longueur d'onde, il est nécessaire de juxtaposer plusieurs filtres, dont les interfaces de juxtaposition

correspondent à ces minima. L'utilisation des données provenant de ces spectels est donc à éviter. Enfin, les spectels de bord des détecteurs ont en général des réponses faibles et donc un comportement erratique ; ces spectels doivent également être ignorés dans la mesure du possible.

Etalonnage géométrique

L'étalonnage géométrique vise à déterminer la position et la taille du champ de vue instantané (IFOV) du pixel OMEGA en fonction d'une part du spectel d'observation, et d'autre part de la position de l'IFOV dans le champ de vue. La mesure, effectuée au sol puis répétée en vol, a consisté à regarder la réponse de l'instrument à une source de taille inférieure au pixel OMEGA (donc ponctuelle). Les résultats des mesures de position d'IFOV dans la direction Y sont présentés en Figure II-8 pour chaque spectel des voies C et L. Cette figure présente les mesures au sol avant et après le test de vibration (qualification pour le lancement) ainsi qu'une nouvelle mesure avec une étoile comme source ponctuelle pendant la croisière de la sonde vers Mars. Dans les mesures sol, on constate que les IFOV des voies C et L ne sont pas tout à fait alignées car il existe un écart moyen de 1 pixel dans la direction Y. Pendant la phase de croisière cet écart a doublé. Il faudra donc identifier les pixels des voies regardant la même zone géographique avant de traiter les données. En détaillant plus précisément la Figure II-8, nous constatons un léger décalage entre les spectels à l'intérieur de chaque voie (C et L). Cette légère variation, 0.4 spectel au maximum, pourra se traduire par une variation de pente des spectres sur des zones géographiques de transitions entre zones claires et sombres ; en pratique ce phénomène est rare et donc non corrigé. En revanche l'écart entre les instruments SWIR et VNIR peut monter jusqu'à trois pixels dans la direction Y.

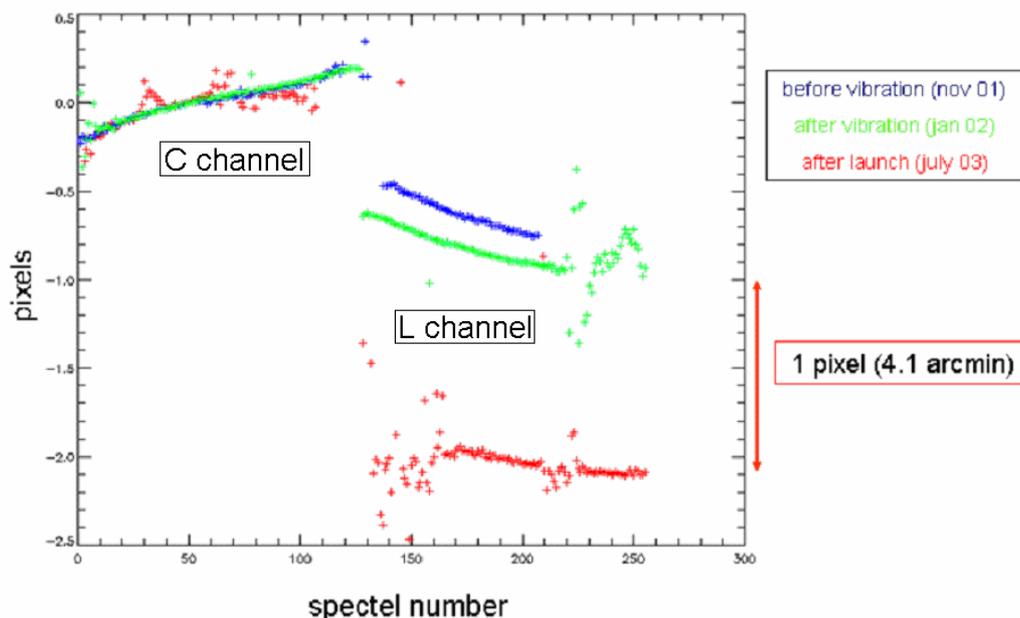


Figure II-8 : Mesure de l'écart de l'IFOV de chaque spectel à la direction centrale de visée. Cette mesure a été effectuée en observant la position dans le champ de vue d'une source de taille inférieure au pixel. Deux mesures ont été effectuées au sol avant lancement : avant (bleue) et après (vert) les vibrations pour qualification de lancement. Une mesure a été effectuée en phase de croisière (rouge). D'après Bibring [communication personnelle, 2002] et Gondet [communication personnelle, 2002].

Nous verrons dans le chapitre II sur le traitement des données comment ces mesures d'étalonnage interviennent dans la chaîne de traitement de données.

II.B. Procédure générale de traitement des données

Nous détaillons dans cette section les différentes étapes pour convertir les données brutes OMEGA en spectres d'intensité spécifique (ou radiance) obtenue à l'entrée de l'instrument. Nous donnons dans un premier temps l'organisation générale des données OMEGA, puis la procédure générale pour étalonner correctement les spectres ainsi que le calcul de la réflectance sur la voie C uniquement. Ces étapes font en majorité partie du logiciel de traitement des données distribué aux Co-I. Nous décrivons également les quelques défauts instrumentaux à prendre en compte, et en particulier ceux de la voie L qui n'avaient pas été corrigés de manière systématique avant cette étude. La réflectance sur la voie C pourra dans les sections suivantes fournir des informations sur la quantité de glace et l'albédo moyen du spectre pour pouvoir retrancher l'émission thermique de la voie L et accéder au spectre de réflectance complet d'OMEGA, comme le décrira la section II.C.

Dans cette section se trouvent des explications et des méthodes m'ayant été fournies au début et lors de ma thèse, mais également des précisions personnelles voire des explications résultant d'une réflexion autonome ainsi que des outils développés par moi-même dans le cadre de ce travail de thèse. Ils résultent dans tous les cas d'une assimilation et d'une synthèse personnelle, qui pourront aider le lecteur néophyte dans sa compréhension des phénomènes.

II.B.1. Organisation des données

L'Institut d'Astrophysique Spatiale est un des lieux de stockage des données reçues de l'instrument OMEGA. Les données sont envoyées par la sonde dans les canaux de fréquence qui lui sont attribués, avec un débit maximum de 230 kbit/s, soit entre 0.5 et 5 Gbits de données scientifiques par jour. Ces données sont reçues sur terre par l'antenne de la station New Norcia en Australie, puis envoyées à l'ESOC à Darmstadt pour calculer les données géométriques et de fonctionnement pour chaque acquisition. Elles sont ensuite transférées à l'IAS. Les données sont classées par le numéro de l'orbite pendant laquelle elles ont été acquises, et le numéro de l'observation pendant l'orbite (entre une et dix observations par orbite). Chaque observation comporte deux fichiers, un contenant les données (portant l'extension « .QUB ») et l'autre contenant des informations sur l'observation (d'extension « .NAV »), en particulier la position géographique ou les conditions d'éclairement. On est aujourd'hui à environ 6000 orbites de Mars Express autour de Mars, mais seulement un peu plus de 1000 ont donné lieu à l'acquisition de données par OMEGA. Cela représente aujourd'hui ~600 millions de spectres.

II.B.1.a. Fichier de mesures

Le premier fichier, d'extension QUB, contient toutes les mesures physiques effectuées par l'instrument lors de l'observation. C'est ce fichier qui est transmis par Mars Express. Nous détaillons ici son contenu.

En-tête

L'en-tête de ce fichier présente des informations générales sur les données acquises lors de cette observation : le mode (16, 32, 64 ou 128 pixels par balayage), le nombre de lignes, le temps d'exposition (pour les voies C et L, 2.5 ou 5.0 ms), le temps d'horloge du début de l'observation, le taux de compression et le nombre d'observations sommées.

Observations

Le premier fichier (extension QUB) contient l'information principale des observations : les données brutes délivrées par le détecteur pour chaque spectel de chaque spectre, liées au nombre de photons reçus. Ces mesures sont en unité arbitraire, exprimées en Digital Numbers (DN). Ce fichier se présente sous forme d'un cube à trois dimensions, généralement nommé cube (x,y,λ) , dont une illustration est donnée en Figure II-9. Deux de ces dimensions, nommées x et y , sont spatiales : la dimension y est dans la direction de défilement du satellite (axe nord-sud), avec un nombre de lignes variable, obtenus temporellement grâce au déplacement de Mars Express; la dimension x est perpendiculaire à la direction de défilement de Mars Express (axe est-ouest), avec un nombre de colonnes valant toujours 16, 32, 64 ou 128, obtenus par la variation d'angle du miroir de balayage. Ces deux dimensions forment une image dont les éléments sont naturellement les pixels. La troisième dimension du cube de données est spectrale, nommée λ , et contient les 352 canaux spectraux (spectels) des trois voies, V, C et L pour chacun des pixels.

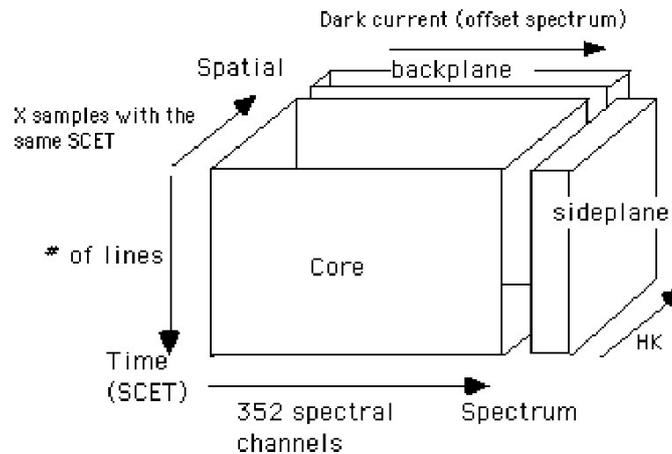


Figure II-9: Représentation symbolique de l'organisation d'un cube de données OMEGA [EAICD]. Les données brutes d'observations sont organisées en deux dimensions spatiales pour une dimension spectrale (voir texte), auxquelles s'ajoutent des données instrumentales (voir texte) de « backplane » (courant d'obscurité) et « sideplane » (données HouseKeeping).

Données instrumentales

En plus des données scientifiques, chaque cube contient des informations sur les conditions instrumentales lors de la mesure qui sont également présentées en Figure II-9. Le « back plane » contient un spectre de courant d'obscurité, acquis une fois par ligne. Ce spectre est obtenu dans les mêmes conditions de mesures que l'observation qui suit mais avec le cache d'entrée fermé. Ce spectre sera nécessaire dans le calcul de la radiance (voir section II.B.2.a). Le « side plane », nommé « HouseKeeping Data », contient de nombreuses informations sur l'état de la sonde et de l'instrument au moment de l'acquisition. Il s'agit essentiellement des

mesures de capteurs de température au niveau des spectromètres ou des détecteurs, les mesures de tension de divers circuits, l'angle du miroir d'entrée et d'autres paramètres décrits dans le EAICD.

Réponse photométrique

Au début de chaque orbite, la réponse photométrique des détecteurs des voies C et L est mesurée en observant une lampe interne, appelée « lampe d'étalonnage » (« calibration lamp » en anglais). Cette mesure est obtenue en fermant le cache d'entrée de l'instrument et en faisant diffuser la lumière de la lampe d'étalonnage dessus. La lampe d'étalonnage est portée à quatre puissances différentes au cours de cette mesure pour tenir compte des différences de sensibilité entre spectels. Cette technique de mesure, même si elle ne reproduit pas parfaitement le chemin optique des rayons provenant de Mars, permet toutefois de s'en approcher. La mesure des détecteurs exposés à cette lampe d'étalonnage est donc supposée être assez représentative de la réponse photométrique de l'instrument lors des observations qui suivent. Cette mesure spectrale sera nommée par la suite étalonnage de bord et notée « OBC » (On-Board Calibration), même s'il s'agit ici d'une mesure de réponse photométrique et non d'un étalonnage au sens propre du terme. Des exemples de cette mesure seront présentés en section II.B.4.f, où nous montrerons que l'évolution de l'OBC est particulièrement importante pour la voie L.

II.B.1.b. Fichier d'informations géométriques

Dans le second fichier (extension NAV) sont fournies des informations calculées au sol sur la configuration géométrique de l'observation. Ces informations, indépendantes des données d'observation, servent à positionner les données dans l'espace et le temps, et sont utiles pour le calcul des spectres de réflectance.

En-tête

L'en-tête du fichier NAV contient des informations générales sur les conditions d'observation, à savoir les limites géographiques du cube de données, la longitude solaire de l'observation, la distance de Mars au soleil, les coordonnées du point sub-solaire (qui permettent de calculer l'heure locale), la distance de Mars Express à la surface et son orientation dans l'espace.

Informations géométriques

Le contenu de ce second fichier porte sur la géographie de chaque pixel et sur les conditions géométriques d'observation. La Figure II-10 illustre la relation entre un pixel OMEGA et la surface observée. Les informations géographiques sont les coordonnées en latitude et longitude du centre du pixel ainsi que son altitude (obtenue des données MGS / MOLA). Les coordonnées des quatre coins sont également fournies et seront utilisées pour la projection des données sur des cartes. Les informations sur les conditions d'observation sont l'angle d'incidence (noté i) des rayons du soleil avec la direction normale et l'angle d'émergence (noté e) des rayons vers Mars Express avec la direction normale. Cette direction normale peut se définir soit par la normale locale, c'est-à-dire en tenant compte de la pente locale, soit par la normale avec l'ellipsoïde de référence qui est constitué par les isopotentielles du champ de pesanteur ne tenant pas compte du relief. L'angle de phase de l'observation (noté ϕ) entre les directions d'incidence solaire et d'émergence est également

fourni. Le fichier d'informations géométriques contient également la date du démarrage de l'observation de chaque pixel, exprimée en temps universel, information qui sera utile pour déterminer l'heure. Le document EAICD détaille ces différentes informations.

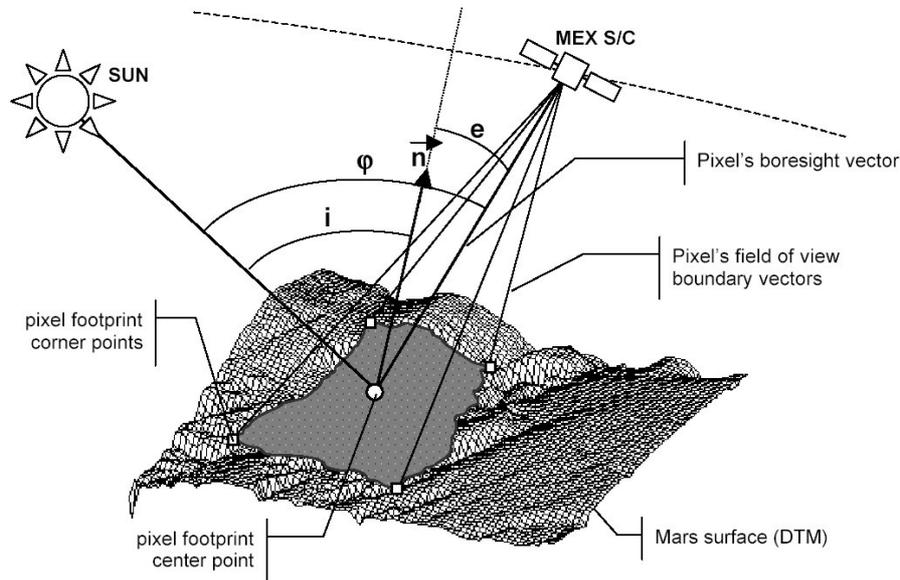


Figure II-10 : Illustration de la relation entre un pixel OMEGA et d'une part la géographie locale, d'autre part les conditions d'éclairage. Les données géographiques fournies distinguent en général le centre du pixel et ses quatre coins.

II.B.2. Calcul des spectres d'intensité spécifique

La conversion des données brutes mesurées par OMEGA en intensité spécifique émise par la surface s'effectue à l'aide d'un logiciel écrit en langage IDL, développé à l'IAS et distribué aux Co-Investigators. L'utilisation systématique des données de la voie L pour ce travail de thèse a nécessité d'y ajouter un certain nombre d'opérations spécifiques. Nous décrivons ici les étapes générales de conversion des données, illustrées par la Figure II-11. La prise en compte des défauts instrumentaux sera considérée dans la section II.B.4.

II.B.2.a. Données brutes du détecteur

Les données brutes OMEGA sont des spectres délivrant une valeur en unités arbitraires (nommées généralement ADU dans les graphes pour Analog to Digital Units) pour chaque spectel (Figure II-11). Cette valeur est liée au nombre de photons comptés par le détecteur lors d'une observation, et nous verrons en section II.B.2.b que l'étalonnage consiste à relier cette valeur à une intensité spécifique. Dans le détail, le détecteur est préchargé avant l'observation d'un pixel et les photons reçus lors de l'observation diminuent ce niveau de précharge. Les données brutes fournies sont directement cette soustraction. Pendant une observation les photons comptés proviennent de la source observée mais aussi du bruit propre au détecteur. Pour connaître et retrancher ce bruit, une observation de courant d'obscurité est fournie dans les cubes de données une fois par balayage (« backplane »). Ce spectre est obtenu en effectuant une acquisition dans les mêmes conditions que lors de l'observation de la planète (en particulier le même temps de pose) mais en fermant le cache d'entrée. On obtient

alors le niveau de précharge retranché du seul bruit de l'instrument. La Figure II-12 donne plusieurs exemples de spectres de courant d'obscurité. Le courant d'obscurité dépend fortement de la température du détecteur et de celle du spectromètre entier, dont les valeurs sont respectivement -195°C et 190K en fonctionnement nominal (d'après les mesures empiriques).

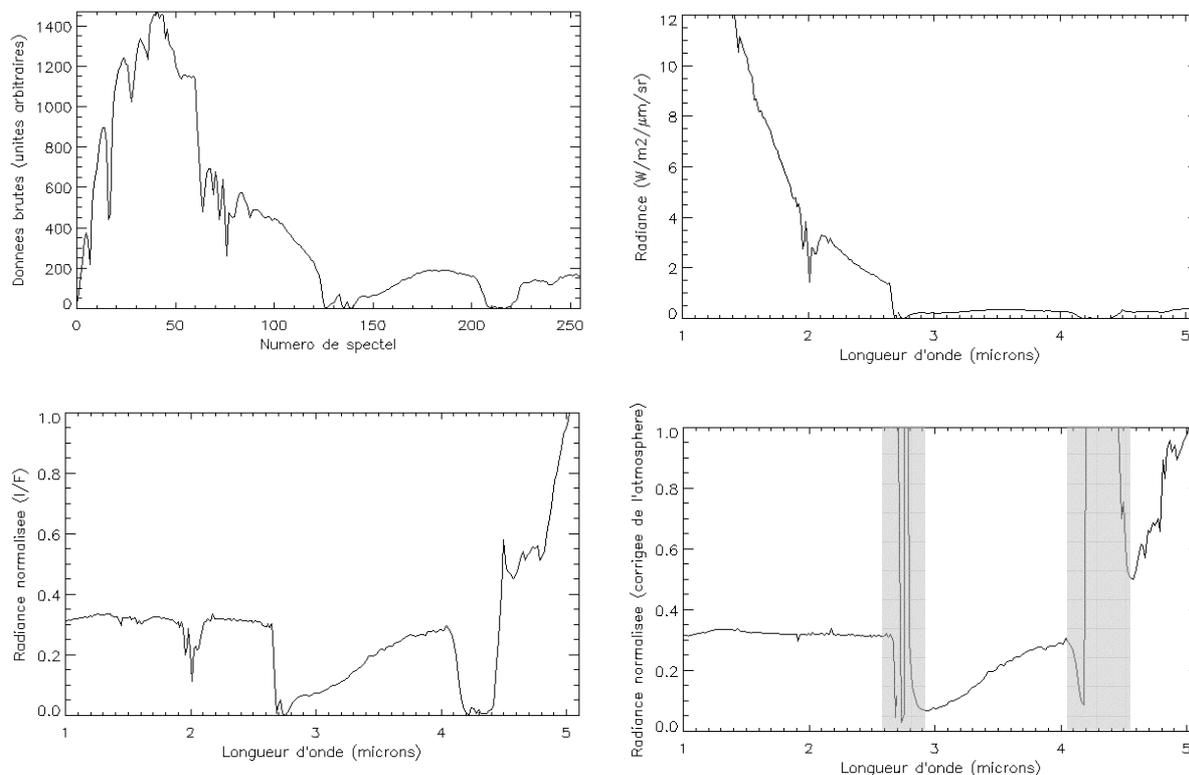


Figure II-11 : Illustration des différentes étapes du traitement de données pour obtenir le spectre de radiance normalisée corrigée des absorptions atmosphériques à partir des données brutes OMEGA. Ces spectres sont tirés d'un pixel d'exemple de l'observation 353_3. En haut à gauche : Spectre brut OMEGA, résultant de la différence entre le niveau de charge finale du détecteur et le courant d'obscurité. Les données sont exprimées en unités arbitraires. En haut à droite : Spectre de radiance, étalonné radiométriquement et spectralement, à partir des données brutes. En bas à gauche : Spectre de radiance normalisée par le flux solaire incident (corrigé du $\cos(i)$), également nommé I/F . En bas à droite : Spectre de radiance normalisée par le flux solaire et corrigée des absorptions atmosphériques. Ces corrections induisent sur le spectre des divisions par zéro qui sont marquées en grisé.

Sur l'ensemble d'une observation la mesure d'un spectre de courant d'obscurité peut varier légèrement d'une ligne à l'autre. Ces légères variations sont suffisamment faibles pour révéler les niveaux de quantification du détecteur, créant des paliers dont l'origine n'est pas physique. C'est pourquoi la première étape du traitement des données consiste à lisser ces paliers pour restaurer l'évolution physique d'origine.

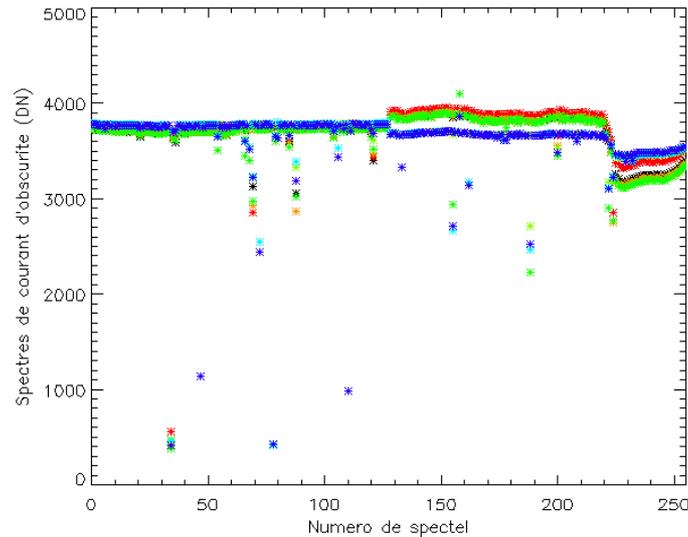


Figure II-12 : Exemple de spectres de courant d'obscurité obtenus pour plusieurs observations OMEGA. Lors de l'observation les photons reçus par le détecteur viennent diminuer ce niveau, qui représente donc la dynamique disponible pour l'observation. Noir : orbite 68, rouge : orbite 243, orange : orbite 1030, jaune : orbite 1576, vert : orbite 2029, cyan : orbite 2526, bleu : orbite 3047. Les spectels présentant un niveau inférieur au palier d'ensemble se situant à ~3800DN sont des spectels défectueux. De nouveaux spectels défectueux apparaissent au cours de la mission.

Une fois le courant d'obscurité soustrait, les données brutes (différence entre le niveau de charge final et le niveau de précharge du détecteur) correspondent linéairement au nombre de photons reçus de la source observée, dans la région de linéarité de l'instrument. Un exemple de spectre brut est donné en Figure II-13. Si le cube de données consiste en la somme de plusieurs observations, nous divisons les données brutes par le nombre d'observations dans la somme. Enfin, l'instrument n'étant refroidi qu'à 190K il produit une émission thermique propre qu'il faut retrancher. Ce rayonnement a été mesuré lors de la phase croisière de Mars Express en observant une zone vide de l'espace. Son spectre est présenté en Figure II-13. Pour n'obtenir que les données brutes provenant de Mars, nous retranchons le rayonnement propre d'OMEGA aux données brutes.

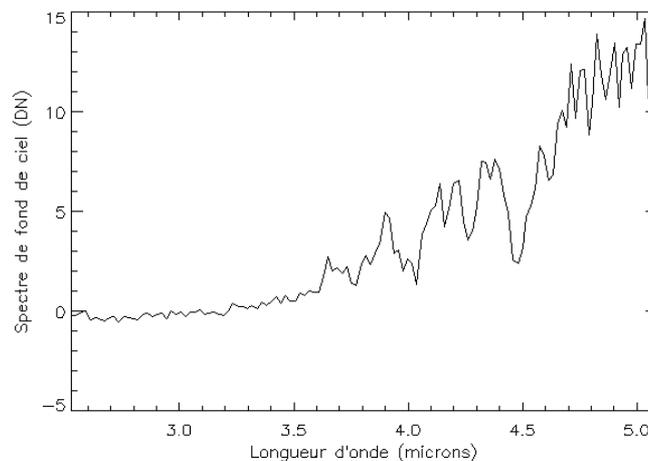


Figure II-13 : Spectre (données brutes) de rayonnement propre d'OMEGA, obtenu par observation du fond de ciel.

II.B.2.b. Etalonnage des données

Les données brutes délivrées par le détecteur sont ensuite converties en intensité spécifique (notée I dans l'éq. 16) émise par la surface observée et reçue à l'entrée du télescope grâce à l'étape d'étalonnage des données. Cette étape va se servir des mesures effectuées au sol et présentées dans la section II.A.4. Trois étalonnages doivent être effectués : radiométrique, spectral et géométrique. Puisqu'on ne travaille pour le moment qu'avec la voie C, l'étalonnage géométrique est inutile.

Il semble utile d'expliquer ce que représente fondamentalement un étalonnage radiométrique. Ce paragraphe apporte donc une synthèse personnelle sur ce sujet. Sur le plan théorique, le détecteur d'OMEGA mesure l'énergie radiative E reçue dans chaque canal spectral. Cette énergie se ramène à une puissance en divisant par la durée d'exposition Δt , qui dans le cas des voies C et L vaut 2.5 ou 5 ms selon l'observation. La puissance par unité de longueur d'onde s'obtient en divisant par la largeur spectrale de chaque canal $\Delta\lambda$. Alors cette grandeur est liée à l'intensité spécifique émise par la surface (en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) par la surface du pixel observé S et par l'angle solide θ sous lequel la surface voit OMEGA. Ainsi, l'intensité spécifique émise par la surface est reliée à l'énergie mesurée par les détecteurs d'OMEGA par l'équation :

$$I = \frac{E}{S.\Delta t.\Delta\lambda.\theta} \quad (\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}) \quad \text{eq. 16}$$

Dans cette équation, la conversion de l'énergie mesurée par les détecteurs dépend des éléments géométriques de l'observation S et θ . Nous pouvons toutefois réécrire cette équation grâce à trois étapes. 1) En notant R la distance entre OMEGA et le pixel observé, et Σ la surface collectrice d'OMEGA, l'angle solide θ sous lequel la surface voit OMEGA vaut Σ/R^2 . 2) Dans le cas d'un pixel sans pente locale et observé au nadir, la surface S du pixel vu par OMEGA vaut $\text{IFOV}.R^2$, avec IFOV l'angle solide sous lequel OMEGA voit un pixel au sol. Lorsque les rayons sont inclinés d'un angle e , dus à la pente locale ou à une observation en dehors du nadir, la surface du pixel vue par OMEGA augmente avec un facteur $1/\cos(e)$; mais nous avons vu en section I.C.1.a que l'intensité spécifique émise diminue avec un facteur $\cos(e)$, d'où compensation des deux termes et indépendance de l'intensité spécifique reçue par OMEGA avec e . C'est pourquoi l'éq. 16 ne fait intervenir que la surface apparente, $\text{IFOV}.R^2$, qui ne dépend pas de la géométrie de l'observation. 3) Enfin, l'énergie radiative mesurée par OMEGA provient des données brutes converties par un facteur multiplicatif α (dans le cas d'un fonctionnement linéaire idéal). Finalement, l'intensité spécifique reçu d'un pixel par OMEGA s'exprime sous la forme :

$$I = \frac{\alpha}{\text{IFOV}.\Delta t.\Delta\lambda.\Sigma} \times \text{Données_brutes} \quad (\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}) \quad \text{eq. 17}$$

Cette intensité spécifique ne dépend donc pas de la configuration géométrique de l'observation mais uniquement des caractéristiques de l'instrument et bien sûr des données brutes.

Nous voyons désormais que l'étalonnage radiométrique est spécifique à l'instrument et non de l'observation ; cette étape sera donc toujours la même quelles que soient les données. Sur un plan pratique, cet étalonnage se fait en divisant le spectre brut par la fonction de transfert (notée ITF pour Instrumental Transfer Function), qui prend en compte aussi bien

la conversion des données brutes en énergie radiative que la conversion en intensité spécifique émise par la surface. L'ITF utilisée est généralement celle mesurée en laboratoire avant le lancement de la sonde ou bien l'ITF calculée par des données en vol (voir section II.A.4). Certains cubes de données étant la somme de plusieurs observations (voir section II.A.2), le nombre de photons reçus par le détecteur est divisé par le nombre d'observations pour obtenir une moyenne, à signal sur bruit plus élevé.

L'étalonnage se termine par l'étalonnage spectral, en associant chaque spectel à sa longueur d'onde centrale, comme décrit en section II.A.4. La Figure II-11 illustre le spectre de radiance ainsi obtenu à partir du spectre brut de la section précédente. Ce spectre est désormais complètement étalonné, c'est-à-dire exprimé en unités physiques relatives à la planète et non en unités instrumentales.

II.B.3. Obtention des spectres de réflectance pour la voie C

Nous avons vu dans l'eq. 15 que la radiance reçue par OMEGA est la radiance émise par la surface, selon des processus de réflexion-diffusion et d'émission thermique, et partiellement modifiée par son passage dans l'atmosphère. Pour la voie C nous verrons en section II.D.1 que la composante thermique est négligeable et donc que seule la composante de réflexion-diffusion compte, ce qui rend aisé l'obtention de la réflectance. En ne considérant que le terme de composante réflexion-diffusion dans l'eq. 15, nous voyons que la réflectance s'obtient par l'équation :

$$r(\lambda) = I_{OMEGA}(\lambda) \times \frac{D_{mars}^2}{H_{atm}(\lambda) \cdot F_s(\lambda) \cdot \cos(i)} \quad (\text{sans unité}) \quad \text{eq. 18}$$

Le calcul de I_{OMEGA} , l'intensité spécifique reçue à l'entrée d'OMEGA, a été explicité dans la section précédente ; le terme H_{atm} , modélisant les modifications dues à l'atmosphère sera explicité en section II.B.3.b ; F_s , l'irradiance émise par le soleil à 1 U.A., sera explicité en section II.B.3.a ; enfin, la distance de Mars au soleil D_{mars} (en U.A.) et l'incidence solaire i sont fournies par le fichier d'informations géométriques. Nous considérons ici que l'atmosphère n'ajoute pas de composante additive (due par exemple aux aérosols) dans la mesure où elle n'est pas connue. Nous devons donc garder à l'esprit que cette composante pourra modifier les spectres de réflectance obtenus. Finalement, le calcul de la réflectance se fait donc en deux étapes, la division par le flux solaire, qui permet de ne garder que l'information venant de Mars, et la correction atmosphérique, qui permet de ne conserver que l'information de la surface.

II.B.3.a. Division par le flux solaire incident

Gendrin [2004] rapporte les difficultés rencontrées par l'équipe pour obtenir un bon spectre de radiance solaire. Le spectre finalement employé est celui de Colina et al. [1996], présenté en Figure II-14, qui est une évolution du spectre standard de Kurusc. Ces spectres sont les résultats de modélisations, les observations directes de spectres solaires étant très complexes à obtenir. Les variations de spectre solaire ne sont pas prises en compte dans cette réduction, mais ne posent pas de problème car elles affectent tous les spectres de la même manière.

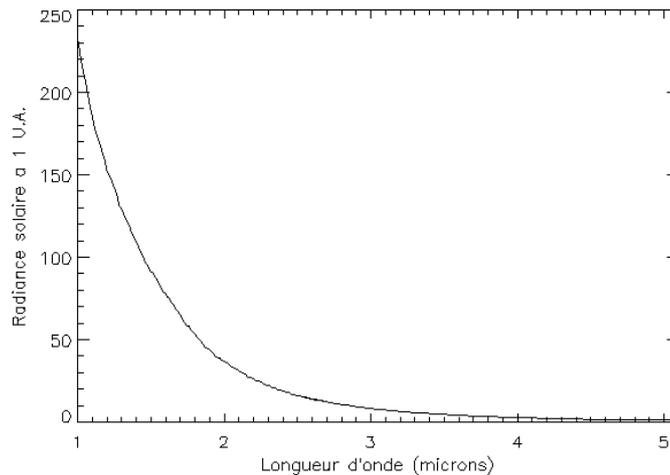


Figure II-14 : Spectre de radiance solaire utilisé pour la réduction des données OMEGA.

Lors de la réduction de données, la radiance précédemment obtenue est divisée par le spectre solaire incident, c'est-à-dire le spectre solaire de la Figure II-14 ramené à l'orbite de Mars (d'où l'intervention du terme D_{mars}^2 , exprimé en U.A.) et ramené à la surface projetée en multipliant par le terme $\cos(i)$. Cette division permet d'obtenir ce qu'on appelle la radiance normalisée par le flux solaire incident dont un exemple est donné en Figure I-3.

II.B.3.b. Correction atmosphérique

Pour ce travail de thèse nous chercherons toujours à ne conserver que l'information provenant de la surface. Nous devons donc inverser, dans la mesure du possible, les modifications atmosphériques contenues dans les termes $H_{\text{atm}}(\lambda)$ et $H'_{\text{atm}}(\lambda)$ de l'éq. 15. L'influence de l'atmosphère (Figure I-42) sur les spectres de radiance normalisée (Figure II-11) est visible dans la reconnaissance des mêmes absorptions caractéristiques, par exemple les fortes absorption autour de 2.8 et 4.2 μm et les absorptions non saturées autour de 2.0 ou 4.7 μm . Les effets atmosphériques sont toutefois difficiles à modéliser : d'une part en raison de la géométrie de l'observation car les angles d'incidence et d'émergence conditionnent des chemins optiques dans l'atmosphère plus ou moins longs ; d'autre part parce que les caractéristiques de l'atmosphère sont variables d'un point à l'autre, en particulier avec l'altitude, d'un jour à l'autre et d'une saison à l'autre (voir section I.C.1.e). Une connaissance totale de l'atmosphère en tout point et tout instant étant exclue, nous ne pouvons pas modéliser dans l'absolu ses effets sur les spectres de radiance. Ils font l'objet de plusieurs études poussées [e.g. Melchiorri et al., 2006] mais aucun code de correction n'a pour le moment été fourni.

Notre inversion des effets atmosphériques se fera donc directement à partir des spectres de radiance et des absorptions atmosphériques qu'ils présentent. Cette méthode utilise une procédure développée à l'IAS par Yves Langevin et qui n'est valable que pour la composante réfléchie-diffusée du rayonnement (terme $H_{\text{atm}}(\lambda)$). Un spectre de transmission atmosphérique empirique a été obtenu par Yves Langevin en faisant le rapport entre les observations du sommet et de la base d'Olympus Mons, écart d'altitude qui représente une vingtaine de kilomètres de colonne atmosphérique. Ce spectre est donné en Figure II-15 accompagné du spectre simulé de la Figure I-42, où l'on peut voir que les écarts sont minimes sur la voie C, là où seule la composante réfléchie-diffusée existe (voir section II.D.1). La méthode se base sur l'évolution exponentielle de l'absorption avec l'épaisseur optique,

exprimée par la loi de Beer-Lambert de l'éq. 10. Elle consiste à diviser le spectre à corriger par la transmission atmosphérique $T_{atm}(\lambda)$ élevée à une puissance adaptée, selon l'équation :

$$H_{atm}(\lambda) = [T_{atm}(\lambda)]^{expo} \quad (\text{sans unité}) \quad \text{eq. 19}$$

La puissance nommée expo permet d'ajuster la profondeur des bandes du spectre de transmission aux bandes du spectre à corriger. Il provient de la comparaison des épaisseurs optiques associées à la bande atmosphérique à $2 \mu\text{m}$ entre le spectre à corriger et la transmission atmosphérique, selon la formule :

$$expo = \frac{\tau_{spectre}}{\tau_{trans}} = \frac{\ln(I_{norm}(\lambda = 2.01\mu\text{m})/I_{norm}(\lambda = 1.92\mu\text{m}))}{\ln(T_{atm}(\lambda = 2.01\mu\text{m})/T_{atm}(\lambda = 1.92\mu\text{m}))} \quad (\text{sans unité}) \quad \text{eq. 20}$$

avec I_{norm} la radiance normalisée et T_{atm} la transmission atmosphérique (Figure II-15). Le numérateur $\tau_{spectre}$ correspond à l'épaisseur optique de la bande à $2 \mu\text{m}$ du spectre à corriger, auquel on ajoute en pratique un terme empirique pour corriger l'éventuelle pente spectrale. Le dénominateur τ_{trans} est l'épaisseur optique de la bande à $2 \mu\text{m}$ du spectre de transmission atmosphérique. Les spectels utilisés dans cette opération (70 et 76) n'étaient pas ceux utilisés en début de mission mais ont été choisis lorsque les anciens spectels ont été affectés par le défaut instrumental décrit en section II.B.4.a.

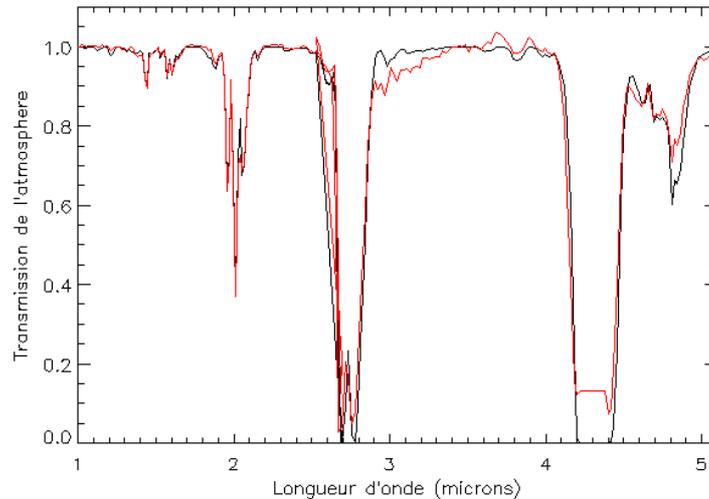


Figure II-15 : Deux spectres de transmission de l'atmosphère de Mars, en noir spectre mesuré entre la base et le sommet de Olympus Mons, en rouge spectre calculé selon les propriétés de l'atmosphère à Gusev (spectre de la Figure I-42).

La seule limite de cette méthode provient du fait que certains spectels OMEGA renferment des absorptions atmosphériques très fines et saturées, qui ne peuvent pas être corrigées correctement. En pratique cette méthode, très rapide, donne de bons résultats et sera constamment utilisée. Un exemple de correction atmosphérique sur un spectre de luminance normalisée est fourni par la Figure II-11, où l'on voit la disparition des absorptions atmosphériques.

Notons que cette méthode ne corrige que les absorptions gazeuses liées à une pression quelconque mais à composition fixe, donc la bande de vapeur d'eau à $2.6 \mu\text{m}$ pourra être observable sur nos spectres de surface. Cette méthode ne corrige pas non plus de l'action

des aérosols. Enfin, cette méthode se base sur la bande atmosphérique à 2 μm qui affecte que la composante réfléchi-diffusée de la radiance : les absorptions modélisées correspondent donc à un trajet optique d'aller-retour dans l'atmosphère et ne sont pas parfaitement adaptées pour la composante thermique. Nous verrons qu'en pratique nous utiliserons tout de même cette méthode pour la composante thermique (section II.D) car nous n'avons pas accès aux absorptions atmosphériques H'_{atm} de la composante thermique. En revanche nous voyons sur la Figure II-15 que le spectre empirique présente une absorption assez importante à 3 μm . Cette absorption est due à la différence de minéralogie entre base et sommet d'Olympus, plus précisément la teneur en eau des sols n'est pas la même ce qui induit une différence de bande d'hydratation à 3 μm . Lorsque que nous corrigerons des spectres pour l'étude de l'hydratation nous utiliserons un autre spectre d'absorptions atmosphériques, celui de la Figure I-42 et rappelé en Figure II-15.

II.B.4. Correction des artefacts instrumentaux

La section précédente a détaillé précisément les étapes pour obtenir les spectres I/F à partir des données brutes. Plusieurs défauts présents lors de l'acquisition des données sont toutefois à prendre en compte lors du traitement des observations, pour éviter des erreurs grossières d'interprétation. Certains de ces défauts sont aisément rectifiables et les données associées seront incluses dans les études globales. D'autres défauts nécessitent une correction plus complexe et peuvent être exclus des études globales dans un souci d'efficacité. Enfin certains défauts rendent inutilisable le spectre associé.

II.B.4.a. Spectels défectueux

Tout au long de la vie de l'instrument il existe un certain nombre de spectels défectueux et inutilisables. La qualité des spectels peut être observée sur les spectres de courant d'obscurité, dont des exemples sont donnés en Figure II-12. La plupart des spectels ont un comportement nominal et peuvent donc acquérir de l'information de la surface. Certains sont dits "froids" ou "morts" au sens où ils ne captent plus de photons et leur courant d'obscurité reste nul. Ces spectels sont inutilisables. D'autres sont dits "chauds" au sens où le nombre de photons comptés par unité de temps est très grand comparé à un comportement nominal, voire peut atteindre la saturation pendant la mesure du courant d'obscurité. Certains spectels "chauds" peuvent tout de même être utilisés si leur dynamique reste suffisante pour les flux reçus de la planète; dans le cas contraire ces spectels doivent être ignorés. Les spectels inutilisables soit sont remplacés par la moyenne des spectels voisins, soit ne sont pas tracés. Le nombre de spectels défectueux augmente lentement avec le temps comme le montre la Figure II-12, sous l'effet de rayons cosmiques ou de l'usure du capteur. Ceci nécessite parfois d'adapter des critères spectraux en fonction du numéro de l'orbite. Nous présentons ici les différents à prendre en compte dans le traitement de données. Ces défauts sont mentionnés dans la documentation du logiciel de traitement de données distribué au Co-I, nous les expliquons ici plus en détails (en particulier le défaut de réponse photométrique de la section II.B.4.f) avec des illustrations.

II.B.4.b. Saturation du détecteur

Si pendant une observation le nombre de photons est tel que le niveau de précharge du détecteur est réduit à zéro, le détecteur est dit saturé. En général le comportement du détecteur est non-linéaire un peu avant cette saturation. Les paramètres des observations

OMEGA sont programmés pour éviter ces problèmes de saturation, en particulier par leur temps d'exposition. Cependant certaines observations s'avèrent plus émettrices de photons que prévu, à cause par exemple d'un albédo plus élevé ou de pente orientées face au soleil, et donc certains spectres du jeu de données OMEGA peuvent présenter des spectels où le détecteur est saturé. Lorsqu'elle a lieu la saturation touche généralement les spectels les plus éclairés, donc aux courtes longueurs d'onde en raison du spectre solaire, et où le détecteur est le plus sensible. En pratique les spectels les plus souvent atteints se situent autour de $1.5 \mu\text{m}$. La Figure II-16 compare deux spectres de radiance, saturé et non saturé. La dérivation de spectres de réflectance pour un tel spectre induit une bande d'absorption artificielle à $1.5 \mu\text{m}$ comme le montre la Figure II-16. Cette fausse bande peut-être interprétée à tort comme étant de la glace d'eau. Les spectres saturés seront systématiquement enlevés du jeu de données lors du retranchement des données de glace d'eau expliqué en section II.C.

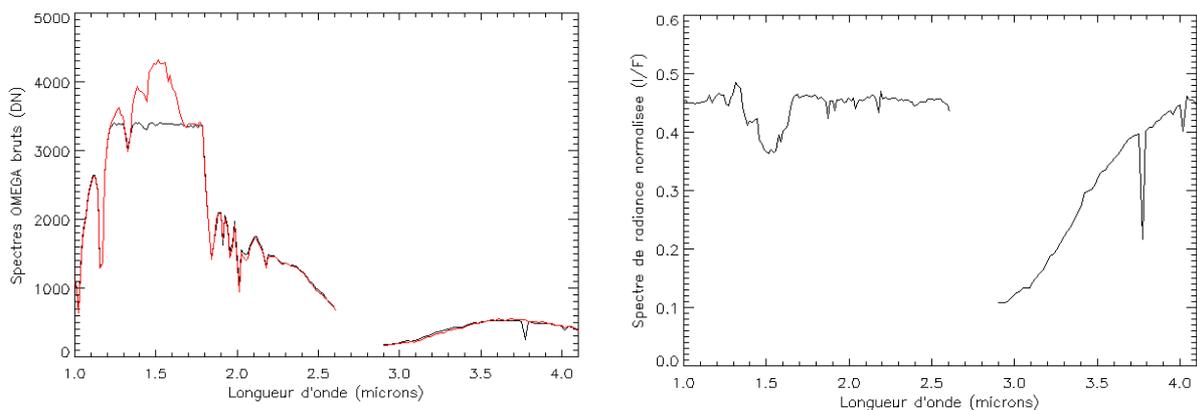


Figure II-16 : Illustration du phénomène de saturation et ses conséquences sur la dérivation de spectres de réflectance. Gauche : comparaison de spectres de radiance saturé (orbite 1539_2) et non-saturé (orbite 431_3, multiplié par 4 pour la comparaison). Les deux spectres sont ramenés à la même valeur de temps d'exposition et de nombre d'observations sommées. La saturation se traduit par un plateau à 3400 DN. Droite : spectre de radiance normalisée associé au spectre de radiance saturé. La saturation se traduit par une bande d'absorption artificielle à $1.5 \mu\text{m}$.

II.B.4.c. Détecteur à température trop élevée

Il peut arriver que des observations soient acquises alors que le détecteur n'est pas suffisamment refroidi. Dans ces conditions le courant d'obscurité est élevé, ce qui réduit la dynamique disponible pour l'observation (avec risque de saturation) et perturbe fortement les mesures. La Figure II-17 donne un exemple de spectre de courant d'obscurité quand le détecteur est en cours de refroidissement sans avoir atteint la température nominale (-189.7°C). Pour comparaison un spectre de courant d'obscurité d'un détecteur à température nominale est également donné. Nous voyons clairement que le niveau résultant du détecteur non suffisamment froid (-189.7°C) est beaucoup plus faible qu'en fonctionnement nominal. Ainsi dans cette situation la dynamique de mesure (quantité maximale de photons mesurable) est affaiblie. Il est donc important d'exclure des données les cubes où la température du détecteur n'est pas nominale.

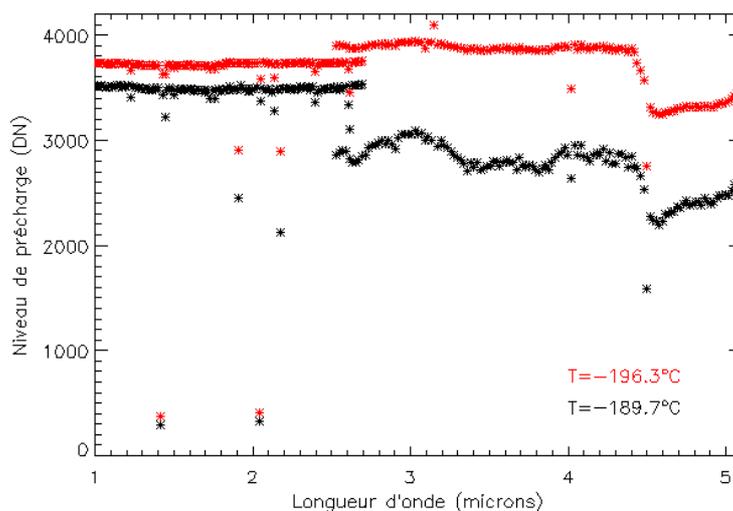


Figure II-17 : Influence de la température du détecteur sur le courant d'obscurité. Noir: spectre de courant d'obscurité d'un scan pour lequel le détecteur est à -196.3°C , température considérée comme nominale. Rouge: spectre de courant d'obscurité d'un scan pour lequel le détecteur est à -189.7°C , température considérée comme non-nominale. Exemples extraits du cube 1062_0.

A partir de l'orbite 615 l'équipe en charge des opérations s'est aperçue qu'OMEGA nécessitait plus de temps que prévu pour refroidir et atteindre sa température nominale. Pour éviter que des observations ne soient gênées par ce problème, il a été décidé d'ajouter au début de la plupart des orbites d'observation un cube de données supplémentaire. Cette observation, dite « cube de chauffage » (« heating » en anglais), est utilisée pour avoir le temps de refroidir. La Figure II-18 montre la température du détecteur de la voie C pour les différentes lignes d'un tel cube. Dans cet exemple la température n'est nominale qu'à partir de la ligne ~2000. La proportion de lignes non nominales étant variable, de tels cubes de chauffage seront en général ignorés de nos études globales. Ils observent de plus souvent des zones au-delà du terminateur polaire donc dans la nuit, ce qui rend leur exploitation plus complexe. Toutefois l'exploitation scientifique d'une partie du cube reste possible et certaines études à but uniquement local peuvent parfois les utiliser.

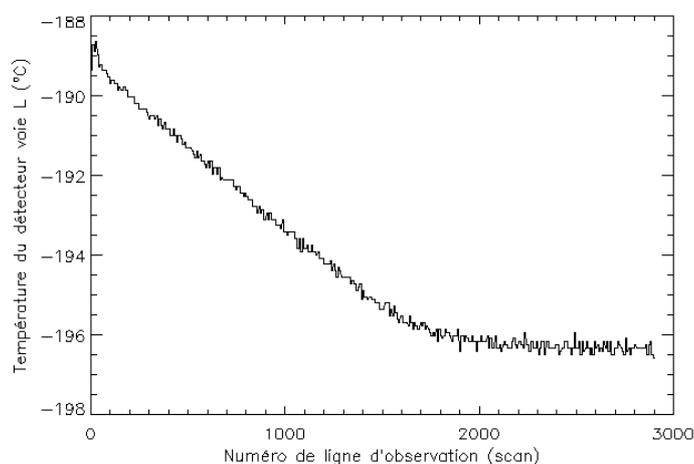


Figure II-18 : Courbe de descente en température du détecteur de la voie L (la voie C donnant une courbe similaire) d'un « cube de chauffage » (1062_0). Ce type d'observation

est parfois ajouté avant une série d'observations pour atteindre une température nominale (ici atteinte à partir de la ligne ~2000). La forme en marches d'escalier est due à la numérisation des valeurs.

II.B.4.d. Détecteur trop froid

A l'inverse, il peut arriver que le détecteur soit plus bas en température que le minimum prévu. C'est le cas des orbites 1150 à 1300 où Mars Express rentre dans une phase d'éclipses. La mesure du niveau de précharge est normalement inférieure à 4096 DN comme le montre la courbe noire de la Figure II-19 pour une observation normale. Lorsque l'instrument est particulièrement froid, peu de photons sont émis par l'instrument et donc le niveau de précharge est plus élevé. Dans certains cas ce niveau peut dépasser le maximum 4096 DN. Ceci se traduit par une saturation du spectre de précharge pour certaines longueurs d'onde. Cette saturation se traduit par un palier à 4096 DN dans le spectre comme le montre la courbe rouge de la Figure II-19. Le nombre de photons reçus de la planète étant calculé par différence entre niveau de courant d'obscurité et niveau final, cette saturation rend fausse la radiance calculée pour les longueurs d'onde associées. Cette saturation affecte en priorité la radiance autour de 3 μm et empêche donc une estimation correcte de l'hydratation.

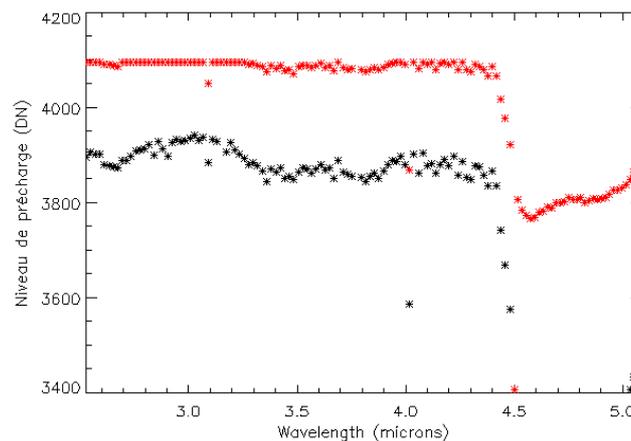


Figure II-19 : Illustration de la saturation de certains spectels du spectre de courant d'obscurité due à la température particulièrement basse du détecteur. La courbe rouge est un exemple de spectre saturé, formant un palier à 4096 DN vers 3 μm . La courbe noire est un spectre non affecté par ce problème.

Pour corriger ce défaut nous avons vérifié que les spectres de courant d'obscurité des spectels présentent tous une forme identique. Nous supposons donc que les spectres de courant d'obscurité saturés auraient dû présenter également cette forme. Nous remplaçons alors dans le traitement de données le spectre saturé rouge de la Figure II-19 par un spectre non saturé (par exemple le noir de la Figure II-19) mais élevé au même niveau que les spectels non saturés du spectre rouge.

II.B.4.e. Colonnes défectueuses

Un défaut instrumental baptisé « spurious pixels » est apparu à partir de l'orbite 513 sur les modes 128. Pour les pixels appartenant aux colonnes numéros 80 à 95 inclus, les spectres associés des voies C et L présentent tous les 32 spectels un pic anormal d'intensité

qui concerne quelques spectels, comme l'illustre la Figure II-20. Entre les lignes paires et impaires d'une observation, le lieu des pics est décalé de 16 spectels, ce qui implique que chaque colonne défectueuse ne présente un pic anormal qu'une ligne sur deux. Si le calcul d'un critère utilise des spectels défectueux, le défaut est propagé aux cartes obtenues avec ce critère. Un exemple de cette propagation est fourni en Figure II-20 avec une carte de flux reçu aux spectels 28 et 252. A partir de l'orbite 2124 ce défaut concerne l'ensemble des pixels des colonnes numéros 64 à 127, ce qui a poussé l'équipe à ne plus acquérir en mode 128. Cette décision a eu pour conséquence d'affecter la couverture globale fournie par OMEGA.

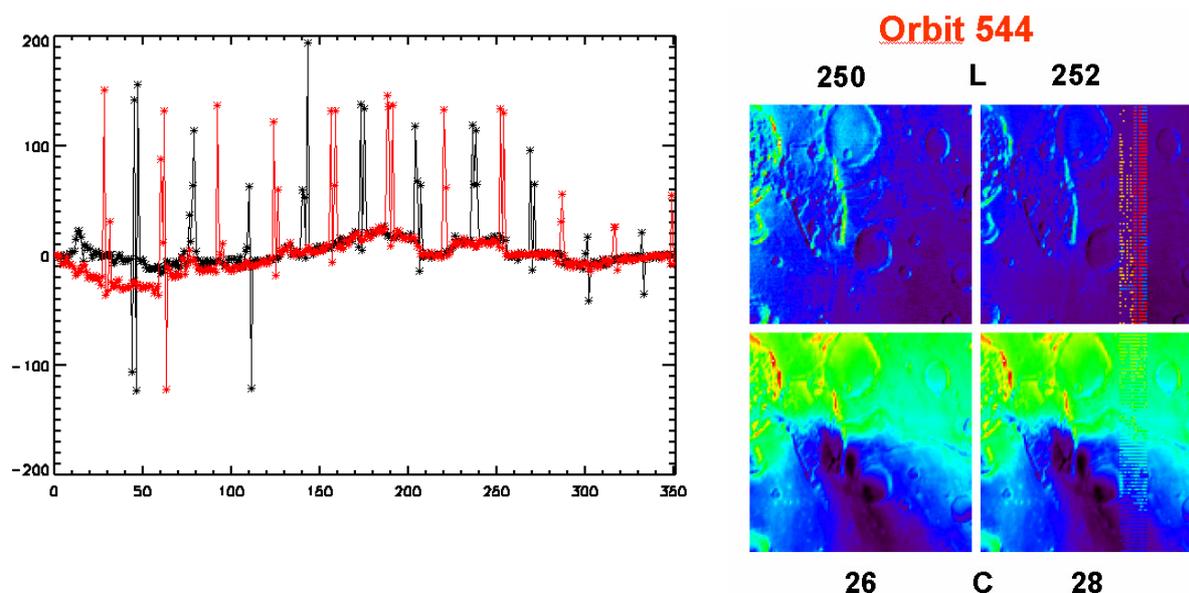


Figure II-20 : Phénomène de « spurious pixels » affectant certaines colonnes des modes 128. Gauche : exemple de spectels à valeur anormale affectant une ligne paire (en noir) et impair (en rouge). Droite : illustration de ce défaut sur les cartes de flux reçu (spectels 28 et 252), avec pour comparaison des cartes de spectels non affectés (spectels 26 et 250).

Si des spectres affectés par ce défaut sont nécessaires à une étude scientifique, il est possible d'effectuer une correction approchée en remplaçant la valeur de chaque spectel défectueux soit par l'interpolation des valeurs des spectels des lignes adjacentes, soit par l'interpolation des spectels voisins sur le spectre. Pour éviter des effets systématiques dans les études globales ainsi que des erreurs dans la détermination de la composante thermique, nous avons décidé de ne pas inclure ces spectres dans notre traitement de masse des données, conformément à la pratique usuelle dans l'équipe OMEGA.

II.B.4.f. Réponse photométrique et décalage spatial de la voie L

Les défauts mentionnés précédemment ne sont guère un véritable problème dans la mesure où soit ils sont facilement réparables, soit ils n'affectent qu'une quantité très restreinte de données. Lors d'analyses manuelles il faut les garder à l'esprit car ils peuvent induire des erreurs dans les déterminations de composition. Les traitements globaux les corrigent immédiatement ou ne traitent pas les spectres concernés. Nous mentionnons dans cette section un défaut instrumental dont l'impact est beaucoup plus important : il s'agit des variations de

la réponse photométrique de la voie L au cours de la mission Mars Express, qui rendent une majorité des données entre 2.5 et 5.1 μm sans étalonnage avec des conséquences sur la couverture spatiale et temporelle.

Evolution temporelle de la réponse photométrique

La réponse photométrique de l'instrument, nommée OBC, peut être vérifiée au début de chaque orbite en observant une lampe d'étalonnage interne comme nous l'avons mentionné en section II.B.1.a. Après quelques orbites variables en début de mission, les réponses des détecteurs des voies C et L se sont stabilisées à un niveau nominal. La réponse nominale de la voie L au premier niveau de puissance de la lampe d'étalonnage est donnée en Figure II-21 (courbe en gras). Les niveaux de puissance supérieurs ne seront jamais considérés car les spectels les plus sensibles y sont toujours saturés. La réponse de la Figure II-21 est bien un corps noir (la lampe d'étalonnage) observée par l'instrument OMEGA possédant sa propre fonction de transfert appelée ITF (voir section II.A.4).

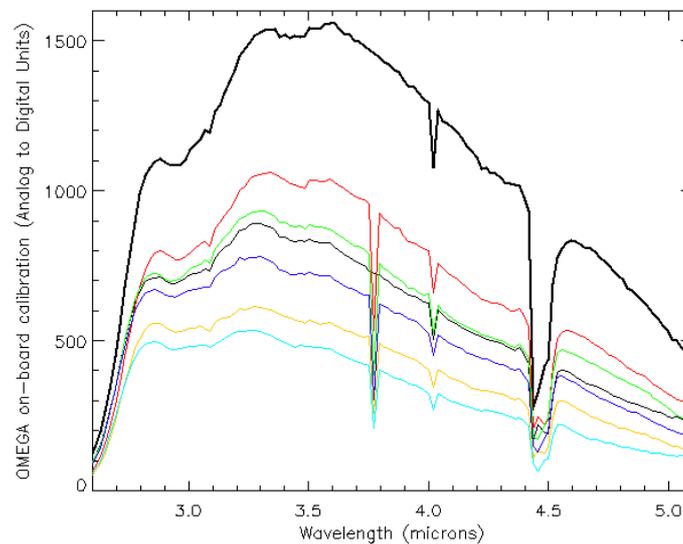


Figure II-21 : Différentes mesures de la réponse de la voie L à l'éclairage du détecteur par la lampe de calibration (cette réponse est nommée OBC pour On-Board Calibration). Ces mesures permettent d'obtenir la réponse photométrique de l'instrument. La courbe noire correspond à l'OBC nominale mesurée pour les orbites 40 à 511 (groupe A sur la Figure II-21) et 923 à 1224 (groupe C), la courbe rouge à l'OBC non-nominale des orbites 515 à 916 (groupe B), la courbe jaune aux orbites 1237 à 1265 (groupe D), la courbe verte aux orbites 1269 à 1294 (groupe E), la courbe cyan aux orbites 1316 à 1428 (groupe F), la courbe bleue aux orbites 1455 à 1500 (groupe G).

Pour suivre dans le temps l'état de la réponse photométrique de l'instrument, nous traçons la valeur d'un des spectels les plus sensibles de la Figure II-21 en fonction du numéro de l'orbite. Le résultat pour les spectels 102 (2.37 μm) pour la voie L, et 165 (3.3 μm) pour la voie C, est présenté en Figure II-22. Ces valeurs sont normalisées par leur valeur nominale, 885 DN pour la voie C et 1500 DN pour la voie L, de telle sorte que les valeurs proches de 1.0 sont la marque d'un comportement nominal. L'absence de valeur pour une orbite donnée est due soit à l'absence d'observation OMEGA pendant l'orbite, soit à une mesure non fiable de l'OBC c'est-à-dire obtenue avec un détecteur trop chaud (mode « heating »). Nous constatons que la courbe d'évolution de la voie C, en gris, reste très proche de 1.0, ce qui

prouve à la fois la stabilité de la lampe d'étalonnage mais aussi la stabilité de la réponse photométrique de la voie C durant les 2,4 premières années (terrestres) de la mission Mars Express. Les études basées sur la voie C n'ont donc pas à se préoccuper de l'évolution de la réponse photométrique.

Au contraire, nous voyons que la voie L n'est nominale que sur les trois périodes A (orbites 40-511), C (923-1224) et K (2850-3050). La période B (515-916) comporte des réponses photométriques moitié moins intenses que le niveau nominal. Les orbites 1225 à 1650 définissent six paliers approximativement stables (paliers D à H), dont certains présentent une OBD valant à peine un tiers du niveau nominal. Enfin les paliers 1870-2030 (palier I) et 2200-2550 (palier J) ont des niveaux d'OBC en très légère hausse et proches du niveau nominal. La Figure II-21 nous donne les spectres d'OBC complets associés à ces différents paliers. L'ensemble du spectre est affecté à peu près de la même manière, il s'agit du même phénomène affectant tous les spectels. Nous verrons dans les paragraphes suivants les conséquences de ces variations sur les spectres de radiance.

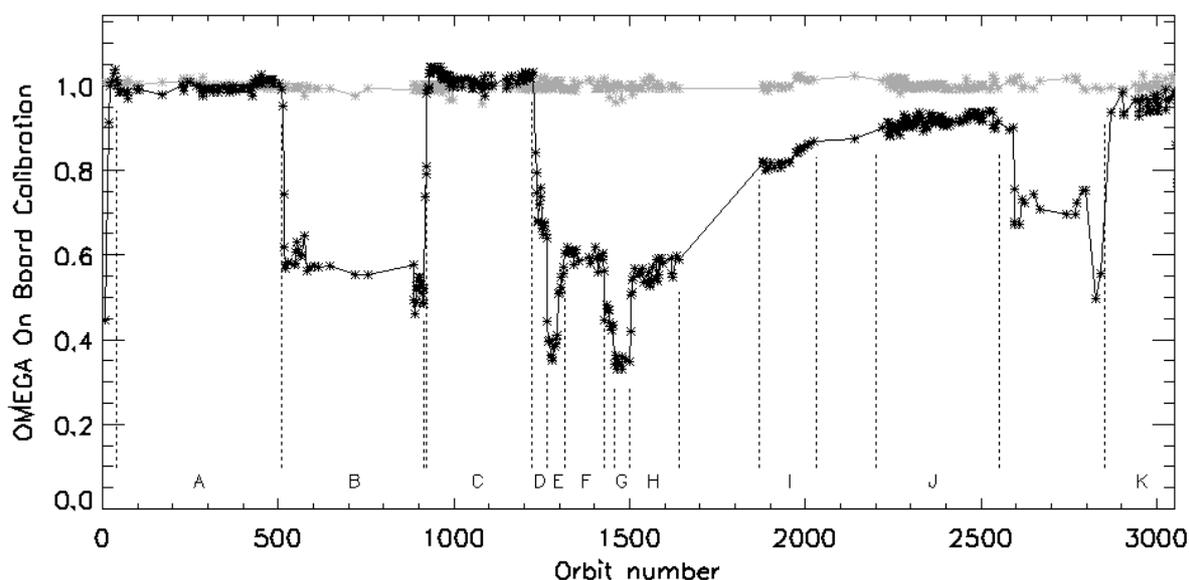


Figure II-22 : Evolution de la réponse photométrique (OBC) des voies C et L de l'instrument OMEGA avec le numéro de l'orbite. Les croix grises donnent l'évolution de la voie C grâce à la valeur de l'OBC (en DN) au spectel 102 ($2.37 \mu\text{m}$) normalisée par la valeur nominale moyenne de la voie C (885 DN). Les croix noires donnent l'évolution de la voie L grâce à la valeur de l'OBC (en DN) au spectel 165 ($3.3 \mu\text{m}$) normalisée par la valeur nominale moyenne de la voie L (1500 DN). Seules les valeurs proches de 1 peuvent être considérées comme nominales. Plusieurs paliers d'étalonnage, nominal ou non, sont identifiés : A pour les orbites 40 à 511, B pour les orbites 515 à 916, C pour les orbites 923 à 1224, D pour les orbites 1237 à 1265, E pour les orbites 1269 à 1294, F pour les orbites 1316 à 1428, G pour les orbites 1455 à 1500, H pour les orbites 1505 à 1640, I pour les orbites 1870 à 2030, J pour les orbites 2200 à 2550, K pour les orbites 2850 à 3050. Sur ce graphe ne sont représentées que les orbites ayant une mesure fiable d'OBC.

Incidence sur la couverture spatiale et saisonnière

Les variations de réponse photométrique affectent une grande partie du jeu de données OMEGA. Nous voyons en effet sur la Figure II-22 que la proportion d'orbite à OBC nominale est relativement faible. Nous avons tracé en Figure II-23 la couverture spatiale associée aux différents paliers de l'OBC. Dans la mesure où la plupart des études minéralogiques cherchent à éviter la présence de glace, cette figure ne trace que les pixels ne contenant ni glace d'eau ni glace de CO₂. Nous voyons sur cette figure que la couverture spatiale des données nominales, en rouge, jaune et violet, est restreinte puisqu'elle ne représente que ~30% de la surface. Cette couverture se situe essentiellement dans l'hémisphère nord et légèrement sur l'équateur. La Figure II-23 nous montre également les époques de l'année associées aux différents paliers d'OBC. La couverture saisonnière des données nominales se concentre au début du printemps et au début de l'été de l'hémisphère nord de l'année MY27. La calotte polaire nord est entièrement couverte par des données nominales mais est également uniquement au printemps et été. Nous voyons donc que la faible proportion de données à réponse photométrique nominale nous prive de données sur l'hémisphère sud sur pour toutes saisons, et sur l'hémisphère nord et l'équateur en automne et hiver. Elle nous empêche également de faire un suivi interannuel.

Les données non-nominales jusqu'à l'orbite 3050 pourraient combler ces lacunes, puisque le groupe 1237-1650 (en vert) couvre largement l'équateur, le groupe 1830-2070 (en cyan) couvre largement l'hémisphère sud pendant l'été local, et le groupe 2200-2550 (en bleu) est d'un grand intérêt pour les études interannuelles car il observe des régions déjà observées en début de mission. Un programme de traitement de données capable d'analyser les données non-nominales nous permettrait donc d'utiliser pleinement le potentiel scientifique d'OMEGA, en particulier pour les études d'hydratation et de carbonates.

Conséquences sur l'obtention des spectres de radiance

L'observation de la lampe d'étalonnage interne par l'instrument (mesure OBC) donne une bonne indication de la réponse photométrique d'OMEGA. Cependant, comme le chemin optique n'est pas le même entre cette mesure et une observation de Mars, elle ne suffit pas à caractériser directement l'effet des variations d'OBC sur les spectres de radiance. Pour quantifier l'influence sur la radiance nous devons comparer les données d'observation à différentes valeurs d'OBC.

Nous utilisons dans ce but la région 62.3°E, 18.5°N qui a été observée deux fois à peu de temps d'intervalle par les orbites 488 et 521. Ces orbites se situent de part et d'autre de la transition entre paliers A et B de la courbe d'OBC de la Figure II-22. Leurs réponses photométriques complètes sont représentées en Figure II-24 (a), sur laquelle on observe la forte chute d'un facteur 2 environ. Le lieu d'observation est spatialement homogène, et les deux observations ont été acquises à seulement 9 jours d'écart, pour des heures locales décalées de 4 minutes seulement. Ce faible décalage nous amène à supposer qu'entre ces deux observations 1) l'atmosphère et la minéralogie doivent être identiques, ce qui se traduit par une égalité des spectres de réflectance ; 2) les températures de surface sont supposées également identiques, ce qui implique une égalité des composantes thermiques. La Figure II-24 (b) représente la radiance normalisée par le flux solaire incident, grandeur qui vaut le spectre de réflectance additionné à la composante thermique normalisée (voir sections I.C.1 et II.B.3). La variation de ce spectre entre les deux observations marque donc uniquement l'effet de la variation de réponse photométrique sur les spectres de radiance. Nous voyons sur cette figure que les voies C sont identiques comme prévues, alors que la voie L de l'orbite non-

nominale est sensiblement plus faible que celle de l'orbite nominale. Ceci montre que la réponse photométrique a également chuté pour les spectres de radiance qui ne sont donc plus comparables. La réduction des données non-nominales ne peut donc pas se faire avec la fonction de transfert obtenue lors de l'étalonnage au sol (voir sections II.A.4 et II.B.2.b) et de nouvelles fonctions de transfert sont nécessaires. Nous expliquerons notre méthode pour obtenir ces nouvelles ITF en section II.F.

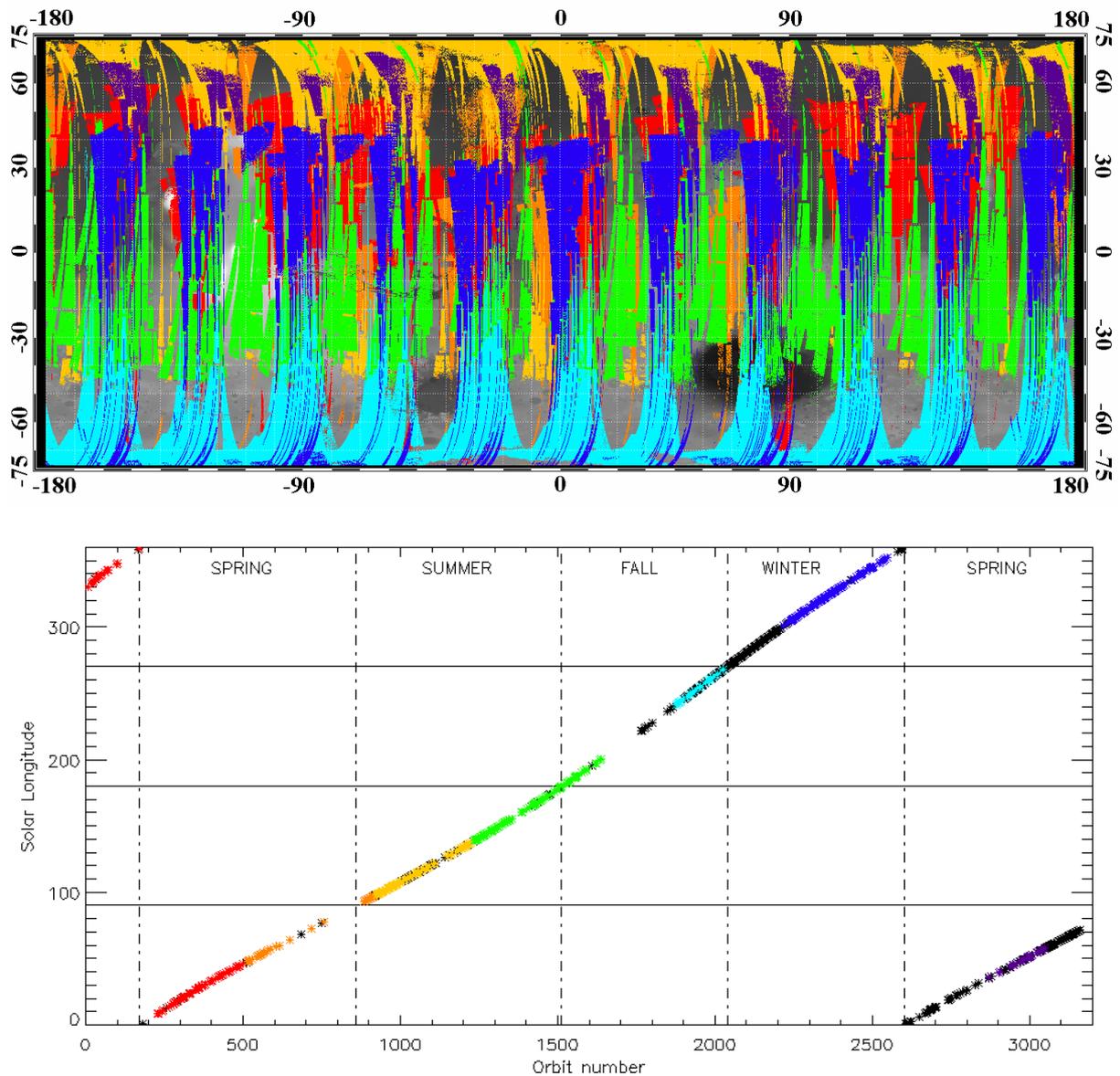


Figure II-23 : Couverture spatiale et saisonnière des données OMEGA selon leur appartenance aux différents paliers de réponse photométrique. Le rouge correspond aux orbites 40-511 (palier A, nominal), l'orange aux orbites 515-916 (palier B), le jaune aux orbites 923-1224 (palier C, nominal), le vert aux orbites 1237-1640 (palier D à H), le cyan aux orbites 1870-2030 (palier I), le bleu aux orbites 2200-2550 (palier J) et le violet aux orbites 2850-3050 (palier K, nominal). Figure du haut : Projection des données ne contenant pas de glace (eau et CO₂) sur l'altimétrie MOLA. Figure du bas : Valeur de la longitude solaire pour chaque orbite.

Les nouvelles fonctions de transfert ne peuvent pas être obtenues de manière simple en observant la chute de réponse photométrique des OBCs. En effet la Figure II-24 (c) compare le rapport entre les OBCs des deux observations (provenant de la Figure II-24 (a)) et le rapport entre les deux spectres de radiance normalisés (provenant de la Figure II-24 (b)). Ces deux rapports ne sont pas confondus, ce qui implique que les variations en radiance ne sont pas liées linéairement avec les variations en OBC (une chute d'un facteur 2 en OBC entraînerait sinon une chute d'un facteur 2 en radiance normalisée). Nous constatons que la chute de réponse photométrique est moins forte pour les observations que pour l'OBC. La mesure de l'OBC est donc une méthode fiable pour observer les variations de réponse photométrique mais elle ne permet pas d'obtenir immédiatement de nouvelles ITFs.

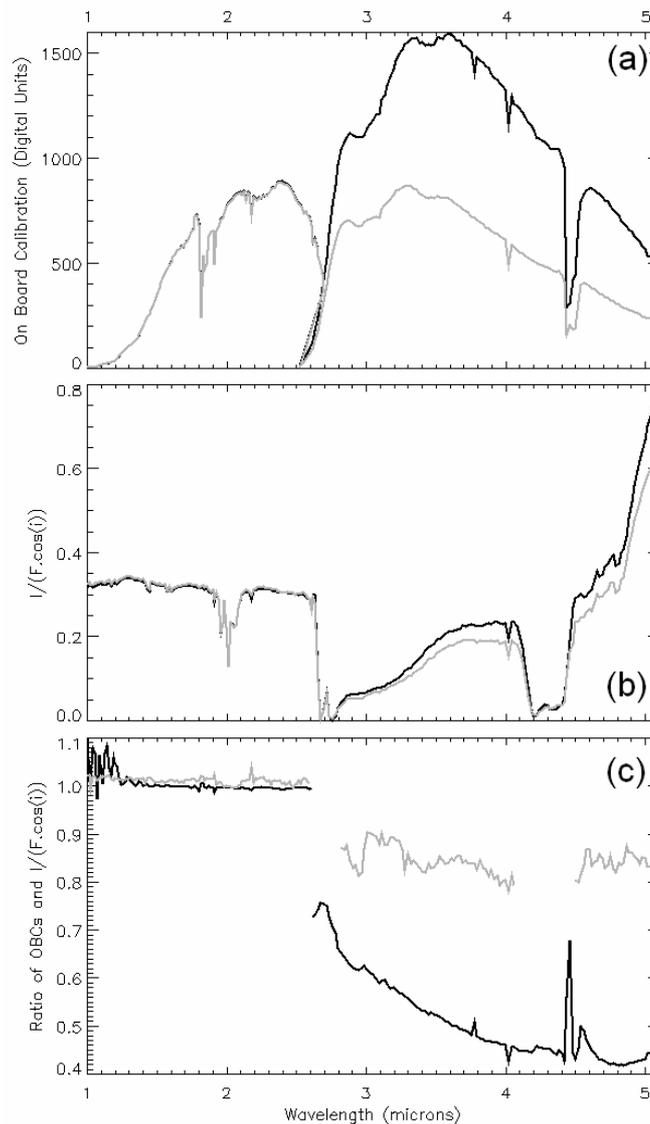


Figure II-24 : Influence des variations de réponse photométrique sur la dérivation de spectres de radiance normalisée. (a) Mesure de la réponse photométrique d'OMEGA à la lampe d'étalonnage interne (OBC) pour les orbites 488 ($L_s=44^\circ$, noir, niveau haut) et 521 ($L_s=48^\circ$, gris, niveau bas). (b) Spectres de radiance normalisée par le flux solaire incident pour le point géographique ($62.3^\circ E$, $18.5^\circ N$), observés lors des orbites 488 (en noir) et 521 (en gris) aux heures locales 8.93h and 8.86h respectivement. (c) Rapports des OBCs (noir) et radiances normalisées (gris) précédents. Les données entre 2.6 et 2.8 μm entre 4.1 and 4.4

μm ne sont pas tracées pour les radiances normalisées en raison des absorptions atmosphériques totales.

Origine

L'origine physique de ces variations n'a jamais pu être clairement identifiée. Nous avons tenté de détecter des corrélations avec les variables internes fournies dans le « side plane » des cubes de données (voir section II.B.1.a), comme les températures des différents éléments internes à l'instrument ou les tensions en divers circuits, mais sans succès. L'évolution de la réponse photométrique est en revanche fortement liée au décalage géométrique entre voie C et voie L. Nous avons mentionné en section II.A.4 que l'étalonnage géométrique au sol avait détecté un écart de 1 pixel dans la direction Y entre les voies C et L. Cet écart vaut toujours 1 pixel pour les données acquises lors d'une réponse photométrique nominale. En revanche, cet écart évolue clairement lors des phases non-nominales. Pour obtenir de manière exhaustive cette évolution nous avons écrit un programme automatique cherchant à détecter les corrélations de variation de radiance dans la direction Y entre voie C et voie L. La Figure II-25 montre que la présence de cratères se distingue très clairement sur des chutes de luminance due à l'ombre. Ces chutes n'auront pas lieu pour la même ligne d'observation pour la voie C et la voie L s'il y a registration. Par corrélation croisée, le programme automatique nous a permis d'obtenir une liste de décalages pour toutes les orbites. Cette liste pouvant donner quelques résultats aberrants, en particulier à cause de la présence de glace, nous avons perfectionné les résultats par quelques mesures à l'œil du décalage sur des observations de cratères. Le Tableau II-1 donne les valeurs définitives de ce décalage. Ces valeurs sont exprimées en pixels entiers, même si le décalage réel peut prendre une valeur non entière, car une valeur décimale est cependant difficile à estimer, et la correction associée difficile à appliquer. Nous voyons sur ces mesures que les plages d'orbites de ces variations sont bien corrélées avec les plages de réponse photométriques données en Figure II-22.

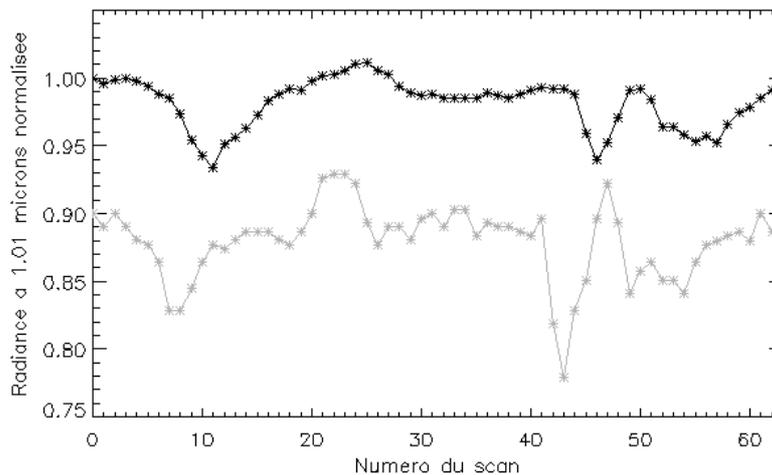


Figure II-25 : Observation de la registration entre les voies C et L. Le graphe représente la valeur des luminances à $1.01 \mu\text{m}$ (voie C, courbe noire) et à $3.70 \mu\text{m}$ (voie L, courbe grise) en fonction du numéro de ligne d'acquisition et normalisée par la valeur de la première ligne. On observe deux chutes de radiance qui marquent la présence de cratères par leur ombre. Cette chute est observée trois lignes avant sur la voie L par rapport à la voie C, ce qui est la marque de la registration. Observation tirée du cube 1408_3.

Lors du traitement de données pour le calcul de la radiance, nous devons donc appliquer un décalage à la voie L pour compenser cet écart géométrique. Les pixels en début ou fin d'observation ne présenteront donc pas de données sur la voie C ou sur la voie L, c'est pourquoi nous ne les traitons pas.

Plage d'orbites	Décalage voie L / voie C (en pixels)
< 511	-1
511 - 923	-3
923 - 1233	-1
1233 - 1355	-2
1385 - 1768	+3
1774 - 2284	+2
2286 - 2900	-1
> 2900	-1

Tableau II-1 : Valeurs de registration entre voie C et voie L dans la direction de défilement du satellite (décalage spatial dans la direction Y). Ces valeurs sont exprimées en pixels entiers, indispensables pour le traitement de données, mais sont en réalité des valeurs décimales arrondies à l'entier le plus proche. Les décalages ont été mesurés par un programme automatique puis vérifiés ponctuellement sur les positions de cratères.

Cette relation entre évolution de la radiométrie et de la géométrie des axes de visée doit probablement être due à la déformation mécanique d'une des pièces de l'optique. Cette déformation est vraisemblablement réversible car le niveau nominal peut être atteint de nouveau. Elle pourrait être liée à une variation de température interne due à une exposition différente de Mars Express au soleil. Toutefois aucune tentative de modélisation de ce défaut par les ingénieurs qui ont conçu la sonde n'a permis de reproduire de telles variations de photométrie. L'origine de ce défaut reste donc inconnue à l'heure actuelle.

II.C. Détection de la glace d'eau

Dans la plupart des études qui suivent la présence de glace d'eau est souvent un élément perturbateur dans les mesures. Ainsi la glace d'eau peut modifier la forme de la bande d'absorption à 3 μm ou la valeur de la réflectance à 5 μm . La glace d'eau sur Mars peut se trouver sous forme de glace permanente et saisonnière au niveau des pôles (voir section I.B.2.a), d'une fine couche de givre déposée sur la surface, essentiellement pendant l'hiver ou sur les faces à l'ombre, ou de nuages dans l'atmosphère, en particulier en été au niveau de l'équateur et autour des volcans [e.g. Smith, 2002]. Dans les deux derniers cas la minéralogie de surface n'est pas occultée mais la présence de glace peut fausser tout calcul basé sur les spectres. Dans les trois cas il est donc nécessaire de bien identifier la présence de glace d'eau dans les spectres pour ne pas traiter les données correspondantes. Cet algorithme constitue un des premiers outils développés pour ce travail de thèse.

II.C.1. Critère de détection

Toutes les formes de glace d'eau sont responsables de fortes bandes d'absorption centrées autour de 1.5 μm , 2.0 μm et 3.0 μm , comme le montre la Figure II-26 avec un exemple de spectre de glace d'eau tiré du jeu de données OMEGA. La détection de glace d'eau peut se baser en théorie sur ces trois bandes. Cependant la bande à 2.0 μm se trouve dans une bande d'absorption atmosphérique certes non saturée mais fortement dépendante de la qualité de la correction atmosphérique décrite dans la section II.B.3.b. En pratique certains spectels de cette bande obtiennent des valeurs fortement bruitées après la correction atmosphérique (voir un exemple sur la Figure II-11), ce qui rend son utilisation hasardeuse pour la détection de glace. La bande à 3.0 μm n'est pas non plus exploitable car il y est difficile de distinguer dans cette région spectrale la glace de l'hydratation des minéraux. Des études sont toutefois en cours pour tenter de détecter la glace d'eau à partir de la forme de la bande à 3.0 μm sans être gêné par l'hydratation [Madeleine et al., 2007] mais ne sont pas encore exploitées. Nous nous sommes donc basés sur la bande à 1.5 μm pour détecter les pixels contaminés par de la glace.

La force de la bande à 1.5 μm est estimée en calculant la différence relative entre la réflectance du fond de bande et le continuum (voir eq. 14). Le fond de bande est pris en faisant la moyenne de la réflectance de deux spectels à 1.500 et 1.515 μm , et le continuum est simulé par une interpolation linéaire entre les deux bords de bande à 1.299 et 1.715 μm . Cette profondeur de bande n'est pas linéairement reliée à une abondance (voir section I.C.1.c) mais on ne cherche ici qu'à détecter de la glace d'eau et non à obtenir de l'information physique dessus. La glace d'eau sera considérée comme présente si la profondeur de bande est supérieure à un seuil qui reste à déterminer.

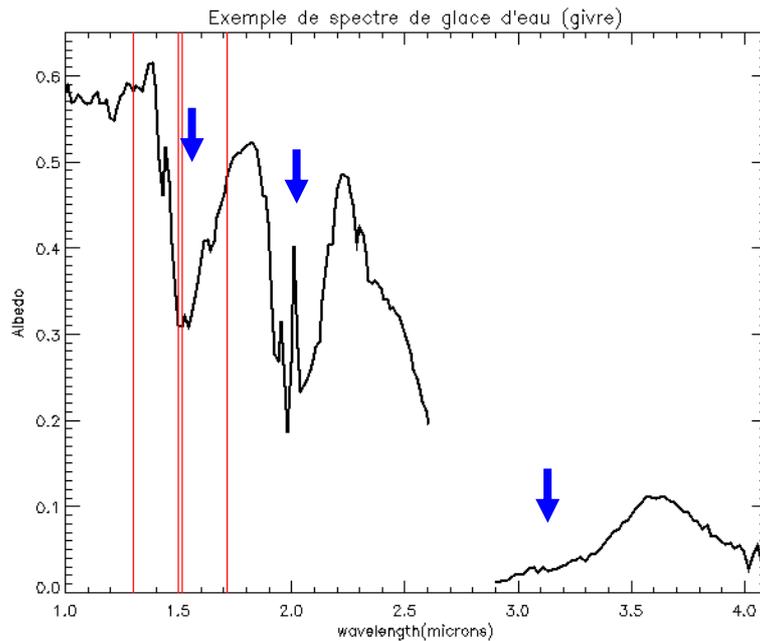


Figure II-26 : Exemple de spectre de réflectance de glace d'eau, obtenu à partir des données OMEGA. Ce spectre montre clairement les trois bandes d'absorption de la glace à 1.5, 2.0 et 3 μm (flèches bleues). En rouge sont donnés les spectels utilisés pour le calcul de la profondeur de bande.

II.C.2. Défauts de la bande à 1.5 μm

L'utilisation de la bande à 1.5 μm pour la détection de glace présente toutefois deux défauts. Le premier défaut est que cette bande est la plus faible des trois en intensité, ce qui signifie qu'on pourrait ne pas voir de bande à 1.5 μm mais qu'il y ait tout de même une influence à 3 μm . Plus précisément les absorptions de glace pourraient être inférieures au bruit du signal à 1.5 μm mais pas à 3 μm . L'influence de ce défaut sera discuté lors de l'étude de l'hydratation en section III.B.1.b.

Le second défaut est que le critère d'estimation de la profondeur de bande se base sur des spectels dont la linéarité instrumentale n'est pas parfaite. Il en résulte que la profondeur de bande à 1.5 μm présente une dépendance avec le flux lumineux reçu par l'instrument dans les longueurs d'onde associées, comme le montre la Figure II-27 sur un cube exemple. Cette dépendance, qui induit une incertitude sur la profondeur de bande de 0.04, est uniquement instrumentale et n'est pas liée à l'abondance de glace. La Figure II-28 illustre des spectres associés aux niveaux haut et bas de non-linéarité.

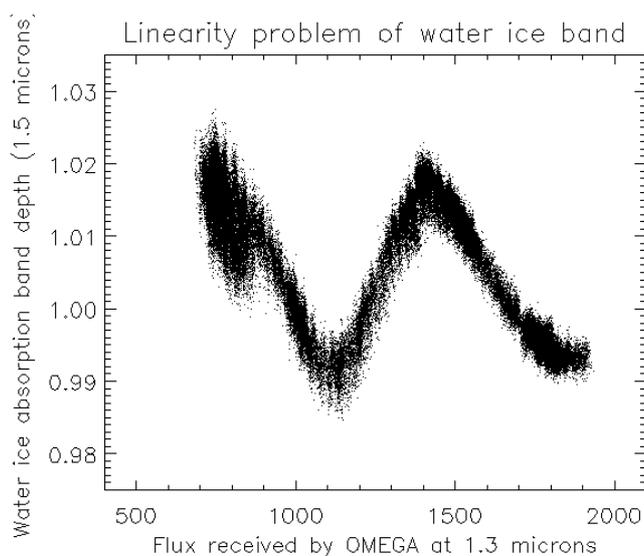


Figure II-27 : Illustration de la non-linéarité de la profondeur de bande de glace à 1.5 μm en fonction du flux reçu à 1.3 μm . Le critère représenté ici est le rapport de la réflectance du fond de bande avec la continuum, situé autour de 1 ce qui permet d'éviter des divisions par zéro. Cette figure représente l'ensemble des pixels provenant du cube 1002_4.

Si l'on applique un seuil constant à la profondeur de bande à 1.5 μm quel que soit le pixel, ce défaut ne permettra pas la détection de glace de manière aussi efficace pour toutes les valeurs de flux reçu : là où la profondeur de bande est artificiellement plus grande on risque de retrancher des pixels ne contenant pas de glace, et inversement on risque de garder des pixels contenant en réalité de la glace. On pourrait se contenter d'un seuil assez large (> 4%) ce qui garderait tous les pixels contenant de la glace et qui donc garderait aussi certains pixels contenant de la glace. Cependant l'influence de la présence de glace est plus forte à 3 μm qu'à 1.5 μm , donc les pixels gardés alors qu'ils présentent une faible bande à 1.5 μm auront une zone à 3 μm inexploitable pour la minéralogie. De plus la glace présente en général une réflectance plus faible que les terrains rocheux et poussiéreux apparaissant sur le même pixel, ce qui posera des difficultés lors de la soustraction de l'émission thermique des spectres de radiance (exposé en section II.D.2). A l'inverse, on pourrait utiliser un seuil très restrictif, typiquement 1% car il s'agit de l'écart-type naturel de la bande à 1.5 μm dû au bruit. Ce type de seuil permet de ne pas garder de glace, mais présente l'inconvénient de retrancher un nombre important de pixels non contaminés en réalité. Utiliser ce seuil se manifeste dans les cartes de critères par un rejet de pixels corrélés au flux reçu. Il est donc important de détecter le plus précisément possible la glace pour pouvoir mener de manière correcte les études minéralogiques et thermiques évoquées par la suite sur la plus grande quantité de données possible.

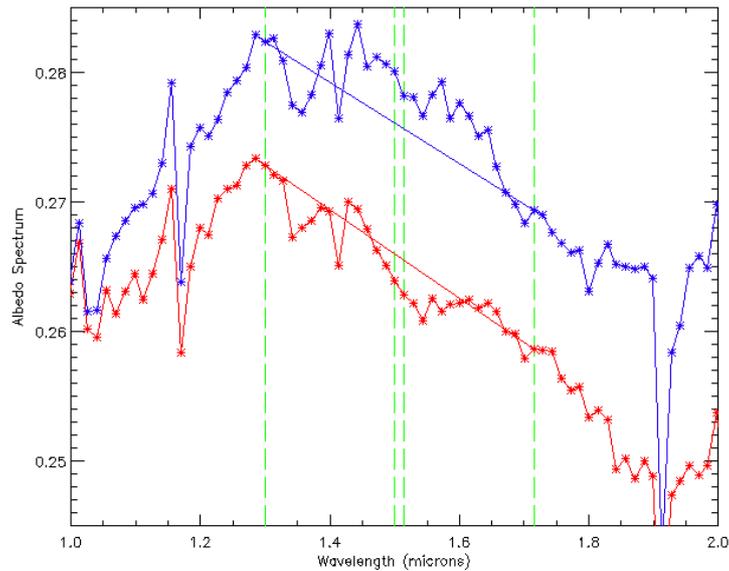


Figure II-28 : Comparaison de deux spectres de réflectance extraits du cube utilisé sur la Figure II-27 (1002_4), le spectre bleu ayant été acquis à 1500 DN (niveau haut dans la non-linéarité), le spectre rouge à 1200 DN (niveau bas dans la non-linéarité).

II.C.3. Correction du défaut de non-linéarité

Pour enlever le plus exactement possible les spectres contenant de la glace nous avons modélisé empiriquement la non-linéarité de l'instrument. Les courbes de linéarité de quelques cubes de données pris au hasard présentent toujours une forme semblable à celle de la Figure II-27, avec un minimum vers les 1200 DN et un maximum vers les 1500 DN, qui peut se traduire horizontalement et verticalement. Nous avons écrit un logiciel pour vérifier ce comportement en calculant la courbe moyenne de linéarité de chaque cube de données jusqu'aux orbites 2000. Si l'on ne considère que les cubes ne contenant pas de glace (sélectionnés en ne gardant que les cubes dont 95% des pixels présentent une profondeur de bande inférieure à 4%), on constate à nouveau que la forme est toujours la même avec éventuellement une translation. La courbe moyenne a donc été calculée et est donnée en Figure II-29. Cette courbe a été comparée automatiquement avec la courbe moyenne de chaque cube de données pour établir les valeurs de translation horizontale et verticale. Ainsi, chaque cube peut ensuite être corrigé de la non-linéarité de sa bande de glace d'eau à 1.5 μm en divisant la profondeur de bande de chaque pixel par la valeur de la courbe moyenne au flux du pixel. La Figure II-29 montre le résultat de cette correction pour le cube de données de la Figure II-27. Les profondeurs de bande sont toutes autour de 1.0 avec un écart-type d'environ 1%.

Cette méthode, utilisant la courbe moyenne et les coefficients de translation de chaque observation, est intégrée par la suite dans le logiciel de traitement automatique des données. Il permet de passer d'une incertitude dans la détermination de la profondeur de bande à 1.5 μm de 4 à 1%, bruit naturel de la bande. Nous voyons sur la Figure II-29 que les pixels corrigés de la non-linéarité délivrent des valeurs supérieures à 0.994. Nous pouvons donc considérer la glace d'eau présente si le spectre de réflectance délivre une profondeur de bande à 1.5 μm corrigée de la non-linéarité inférieure à 0.006.

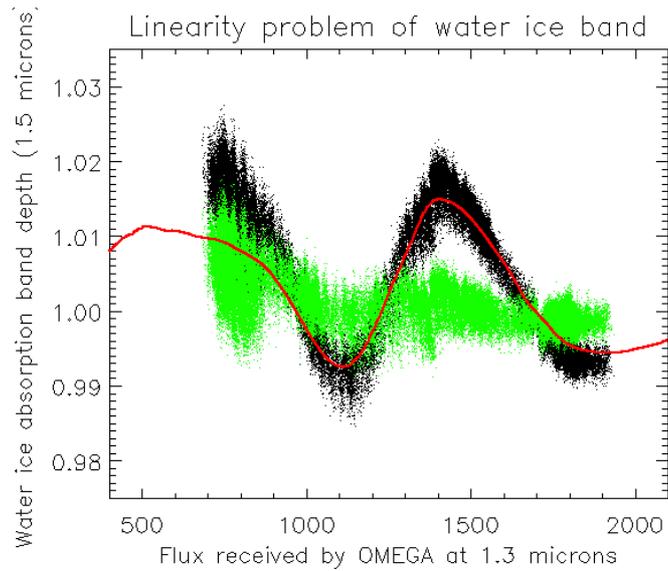


Figure II-29 : Illustration de la correction de la non-linéarité de la bande de glace d'eau. En noir est représentée la valeur de la profondeur de bande à 1.5 μm en fonction du flux reçu à 1.3 μm pour les pixels du cube 1002_6 (voir Figure II-27). La courbe rouge correspond à la courbe moyenne de linéarité de ce critère, translatée horizontalement et verticalement pour correspondre au cube 1002_6. En vert est représentée la division des valeurs de profondeur de bande à 1.5 μm par la courbe moyenne, pour linéariser leur valeur en fonction du flux reçu.

II.D. L'émission thermique de surface

Nous avons décrit en section II.B.2 la méthode pour obtenir la réflectance à partir de spectres de radiance sur la voie C, c'est-à-dire ne présentant pas d'émission thermique. Sur la voie L, nous allons voir dans la section II.D.1 que la composante thermique n'est en général pas négligeable et qu'il faut donc ajouter des étapes supplémentaires au traitement décrit en section II.A.2 pour obtenir la réflectance sur le spectre complet. Il s'agit essentiellement de déterminer la température de surface associée au spectre (section II.D.2) et d'en déduire uniquement la composante réfléchi-diffusée (section II.D.3). De par la complexité de distinguer les deux composantes, nous serons amenés à effectuer quelques hypothèses dont nous discutons les barres d'erreur induites en section II.D.4.

II.D.1. Le flux thermique sur la voie L

Les températures de surface sur Mars s'échelonnent entre 130K et 290K [e.g. Kieffer, 1976], et plutôt de 200K à 290K pour les surfaces sans glace exposées au soleil. Le corps noir associé à une température de 200K a un maximum d'intensité à 15 μm , qui se déplace à 10 μm pour un corps noir à 300K. Pour connaître les importances relatives du flux réfléchi-diffusé et du flux thermique émis par la surface, nous avons tracé sur la Figure II-30 les intensités spécifiques associées à ces deux composantes. La valeur de réflectance y est prise égale à 0.4 pour toutes les longueurs d'onde (et donc l'émissivité à 0.6), caractéristique des sols clairs. Les températures utilisées valent 200, 250 et 300K. L'instrument étant lui-même à 190K, il n'est pas possible d'observer le rayonnement thermique d'un corps à plus basse température. Nous voyons sur cette figure que si pour 200K la composante thermique est négligeable, elle s'égalise avec la composante réfléchi-diffusée à $\sim 4.8 \mu\text{m}$ pour 250K et à $\sim 4 \mu\text{m}$ pour 300K. Ces longueurs d'ondes d'égalité sont plus basses dans le cas de sols sombres. De manière générale, on ne peut pas négliger l'émission thermique à partir de 3 μm , donc sur la voie L entière.

L'importance de la composante thermique se voit très bien dans les spectres OMEGA comme l'illustre la Figure II-31. Cette figure nous montre les spectres de radiance émis au nadir et normalisés par le flux solaire incident (avec l'angle d'incidence i) pour un sol clair et chaud et un sol sombre et froid (les températures données ont été calculées par la méthode d'estimation du thermique que nous expliquons dans la section II.D.2). Par la normalisation, ces spectres ne dépendent plus des conditions d'exposition. En revanche la composante thermique est clairement discernable sur ces spectres. Entre 1 et 3 μm nous obtenons le spectre de réflectance conformément à la section II.B.2. Au-delà de 3 μm , la composante thermique n'est plus négligeable et induit une forte hausse de la radiance normalisée. Cette hausse est d'autant plus forte que la température et l'émissivité sont élevées. L'obtention de la réflectance sur l'ensemble du spectre OMEGA nécessite donc d'être capable d'estimer cette composante thermique pour pouvoir la retrancher de la radiance normalisée. Cette étape est indispensable pour obtenir des signatures minéralogiques (bande à 3 μm , absorptions des carbonates) comparables d'un spectre à l'autre. La soustraction de la contribution thermique s'effectue en deux étapes : l'estimation de la température de surface de chaque pixel, et extraction de la réflectance. Nous verrons que la température est une information sur la surface qui sera utile pour d'autres études et qui sera donc conservée.

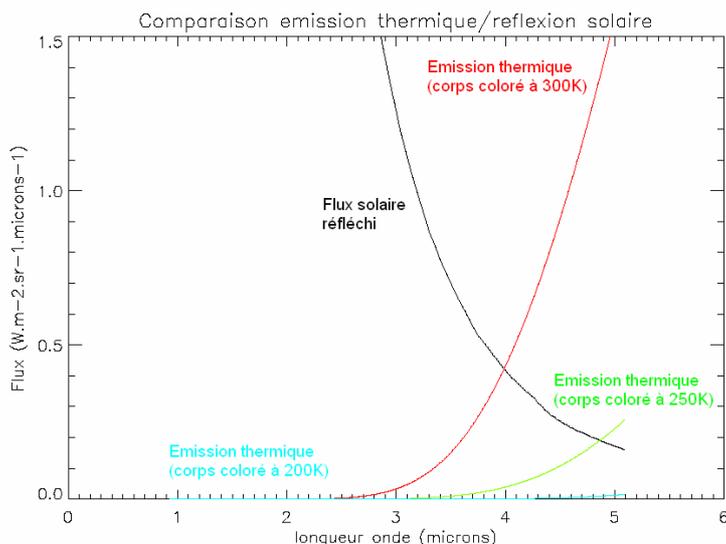


Figure II-30 : Flux solaire réfléchi et flux thermique émis par la surface de Mars à différentes températures (100, 250 et 300K) pour un sol de réflectance constante 0.4 (et donc d'émissivité 0.6).

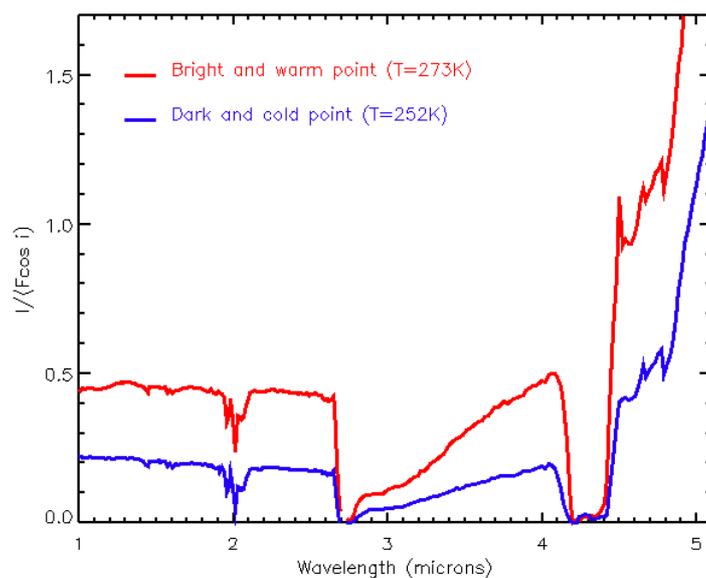


Figure II-31 : Influence de la composante thermique dans deux spectres de radiance OMEGA normalisés par le spectre solaire incident avec l'angle i . L'émission thermique est visible par la forte hausse du spectre après 4 μm . Le spectre rouge est un exemple de sol clair et chaud, le spectre bleu un exemple de sol sombre et froid. Ces spectres ne sont pas corrigés des absorptions atmosphériques.

II.D.2. Estimation spectrale de la température de surface

Notre estimation de la température de surface se fait directement à partir des spectres OMEGA. Elle se déroule en deux étapes : 1) distinguer la composante thermique contenue dans le spectre de la composante réfléchi-diffusée ; 2) diviser cette composante par l'émissivité et l'ajuster par le corps noir de température la plus adaptée. Cette méthode de

travail nous permet d'obtenir une température que nous appellerons « radiative ». Cette grandeur se distingue de la température de brillance, qui est définie par la température du corps noir émettant la même intensité spécifique à une longueur d'onde donnée que la surface observée, sans prise en compte de l'émissivité. Dans le cas d'une surface au comportement de corps noir, les deux notions sont confondues. Avant de détailler les deux étapes de calcul nous justifions le choix des spectels utilisés pour ce travail.

II.D.2.a. Choix des spectels

Nous avons mentionné précédemment que pour les températures diurnes de Mars, le maximum de la courbe de Planck était compris entre 10 et 15 μm . Le domaine de longueurs d'onde OMEGA allant jusque 5 μm , les spectres OMEGA ne permettent donc d'obtenir qu'une petite partie du rayonnement thermique, occultant totalement sa forme ainsi que la position de son maximum. On s'attend toutefois à ce que l'émission thermique d'un pixel de la surface sur l'ensemble du spectre infrarouge ne soit pas une stricte fonction de Planck, et ce pour deux raisons. D'une part, à supposer que les matériaux à la surface de Mars soient à l'Equilibre Thermodynamique Local (ETL), ces matériaux ne sont pas intrinsèquement des corps noirs mais des corps dits "colorés", c'est-à-dire dont l'émissivité est strictement inférieure à celle du corps noir à toutes les longueurs d'onde et dépendant de la longueur d'onde. D'autre part, chaque pixel est une observation d'une zone spatiale non homogène dans laquelle tous les matériaux n'ont pas la même température. Ainsi les rochers, généralement sombres et de grande inertie thermique, sont souvent plus chauds que les sables et les poussières qui les entourent (voir section I.A.1.d). Le spectre mesuré est donc une combinaison linéaire de corps noirs, pondérée par les extensions spatiales, qui n'a plus la forme d'une fonction de Planck. Nowicki and Christensen [2007] illustrent ce phénomène lors de leur détermination des abondances de roches à partir de spectres thermiques TES, que rapporte la Figure II-32. Dans cette figure, le spectre émis par le pixel est la combinaison linéaire de 50% de sol à 150K et de 50% de sol à 250K. L'émission thermique résultante n'est plus un strict corps noir. Nous allons donc chercher à reconnaître le corps noir dont le flux est le plus proche de l'émission thermique observée pour obtenir une température dite radiative. A l'échelle du pixel OMEGA, les sols ont généralement des températures assez homogènes, donc cette température donnera un bon ordre de grandeur de la température moyenne du pixel. Les erreurs les plus importantes interviendront dans les frontières entre roches et glaces ou pour les pixels contenant des zones d'ombres en raison des très grandes différences de température, et dans une moindre mesure au niveau des limites entre zones claires et zones sombres.

Nous allons mesurer la température apparente de surface d'un pixel à partir des longueurs d'onde OMEGA. Nous choisissons de travailler avec les spectels aux plus grandes longueurs d'onde afin d'obtenir l'émission thermique la plus forte pour diminuer l'influence du solaire réfléchi et du bruit. Les grandes longueurs d'onde de la voie L sont toutefois difficiles à exploiter car elles présentent des bandes d'absorption atmosphériques (voir Figure I-42) soit saturées (entre 4.1 et 4.4 μm) soit non saturées (entre 4.4 et 4.9 μm). Les bandes saturées ne délivrent aucune information sur la surface ; les bandes non saturées affectent différemment les composantes réfléchie-diffusée et thermique (voir l'éq. 15) ce qui rend difficile leur traitement. Une zone de forte émission thermique épargnée par les absorptions atmosphériques (moins de 2% d'absorption) existe à l'extrémité de la voie L, autour des spectels 252 à 255 (5.03 à 5.09 μm). Nous ne travaillerons qu'avec cette bande étroite de longueurs d'onde, qui nous permettra d'obtenir la température radiative à 5 μm c'est-à-dire la

température du corps noir qui aurait émis la même radiance thermique à cette longueur d'onde.

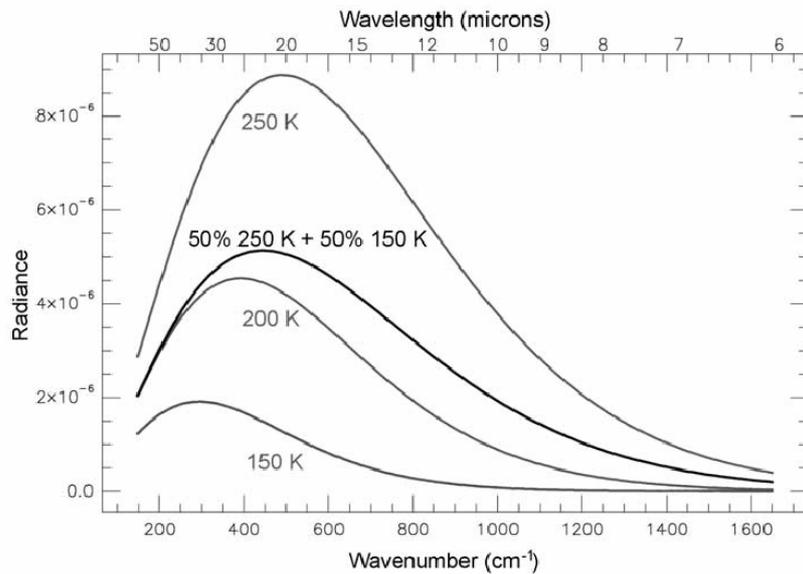


Figure II-32 : Modélisation de l'émission thermique d'un pixel. Le pixel est constitué spatialement de 50% d'un corps noir à 250K et de 50% d'un corps noir à 150K. L'émission résultante est la combinaison linéaire de ces deux corps noirs qui n'est plus un corps noir (en gras). D'après Nowicki and Christensen [2007].

II.D.2.b. Extraction de la composante thermique à 5 μm

La radiance émise à 5 μm est la somme des composantes réfléchie-diffusée et thermique selon l'éq. 15. La contribution thermique à 5 μm domine la radiance mais la Figure II-30 montre qu'elle n'est généralement pas suffisamment forte pour pouvoir négliger la composante réfléchie-diffusée. Estimer la température nécessite donc de retrancher la composante réfléchie-diffusée à la radiance. La Figure II-33 présente un exemple de spectre de radiance, normalisée par le flux solaire incident et corrigé des absorptions atmosphériques, sur lequel nous allons illustrer notre méthode d'extraction de la composante thermique à 5 μm . Nous nommons ce spectre « spectre 1 » et nous rappelons que sur la voie C, ce spectre est aussi la réflectance. La correction des absorptions atmosphériques de ce spectre utilise le spectre simulé de la Figure II-15 et non le spectre empirique utilisé en section II.B.3.b (également en Figure II-15). Nous ne distinguons pas les différences d'absorptions atmosphériques entre les composantes réfléchie-diffusée (terme $H_{\text{atm}}(\lambda)$) et thermique (terme $H'_{\text{atm}}(\lambda)$) du rayonnement car nous ne pouvons pas calculer $H'_{\text{atm}}(\lambda)$ à partir du spectre. Nous faisons donc l'hypothèse de l'égalité entre $H_{\text{atm}}(\lambda)$ et $H'_{\text{atm}}(\lambda)$ dont nous discuterons l'erreur associée en section II.D.4. Cette erreur devrait rester faible car l'absorption atmosphérique à 5 μm est inférieure à 2%.

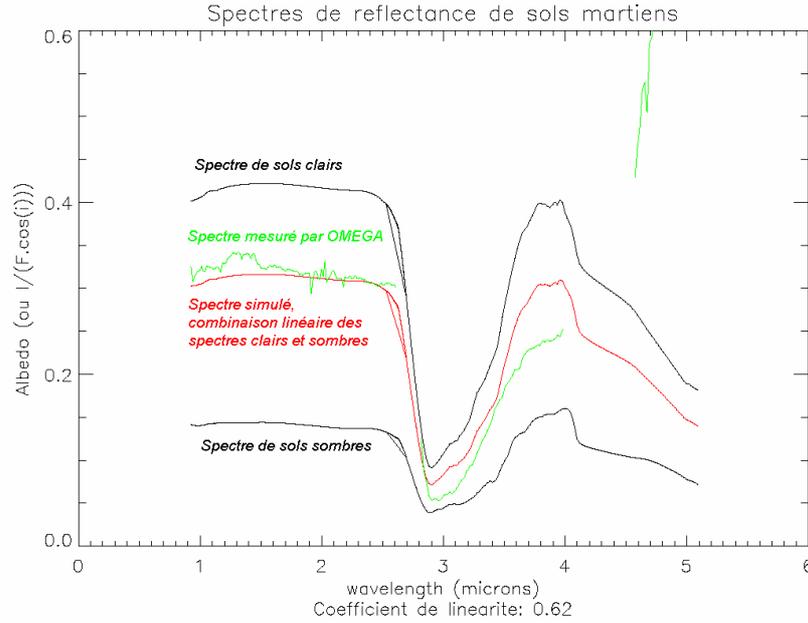


Figure II-33 : Reconstitution de la réflectance sur l'ensemble des longueurs d'onde OMEGA afin de pouvoir distinguer l'émission thermique du sol. Le spectre simulé (en rouge) est une combinaison linéaire des spectres clair et sombre de Erard and Calvin [1997] (en noir), le coefficient étant déterminé par l'albédo entre 2.3 et 2.5 μm . Le spectre rouge est utilisé comme valeur a priori de réflectance à 5 μm pour déterminer la composante thermique du spectre OMEGA testé (en vert).

D'après l'éq. 15, le seul spectre 1, délivré par OMEGA, ne nous permet pas de connaître la valeur de la composante réfléchi-diffusée puisque la valeur de la réflectance à 5 μm est notre inconnue. Pour résoudre cette difficulté, notre méthode reconstitue une valeur a priori de réflectance à 5 μm en exploitant la réflectance connue sur la voie C et des spectres de réflectance de minéraux martiens. La composition de la surface de Mars n'est pas assez contrainte pour pouvoir utiliser des spectres de laboratoire. En revanche Erard and Calvin [1997] ont publié des spectres de réflectance typiques de sols martiens clairs et sombres, reconstitués à partir de moyennes des données IRS et ISM et donnés en Figure II-33. Les deux spectres de Erard and Calvin [1997] sont combinés linéairement pour faire coïncider leur réflectance moyenne entre 2.3 et 2.5 μm à celle du spectre 1, selon l'équation :

$$coeff = \frac{R_{mesuré}(\sim 2.4\mu\text{m}) - R_{sombre}(\sim 2.4\mu\text{m})}{R_{clair}(\sim 2.4\mu\text{m}) - R_{sombre}(\sim 2.4\mu\text{m})} \quad eq. 21$$

où coeff est le coefficient de proportionnalité entre les spectres clair et sombre pour ajuster la voie C à celle du spectre 1, $R_{mesuré}(\sim 2.4\mu\text{m})$ la réflectance moyenne du spectre 1 entre 2.3 et 2.5 μm , $R_{clair}(\sim 2.4\mu\text{m})$ et $R_{sombre}(\sim 2.4\mu\text{m})$ les réflectances moyennes entre 2.3 et 2.5 μm des spectres clair et sombre de Erard and Calvin [1997]. Le choix de la région [2.3 – 2.5 μm] se justifie par l'absence de forte absorption atmosphérique ou minéralogique et par la proximité avec la voie L qui réduit l'erreur due à l'éventuelle pente spectrale provoquée par des aérosols. Grâce au coefficient de proportionnalité, il est possible de déduire un spectre de réflectance simulé sur l'ensemble du spectre :

$$\forall \lambda, R_{simulé}(\lambda) = coeff.R_{clair}(\lambda) + (1 - coeff).R_{sombre}(\lambda) \quad eq. 22$$

avec $R_{simulé}$ le spectre simulant la réflectance associée au spectre 1 sur l'ensemble des longueurs d'onde OMEGA et donné en Figure II-33. La valeur de ce spectre à 5 μm nous fournit donc une valeur a priori de réflectance à 5 μm associée au spectre 1. Nous précisons que cette valeur n'est pas valable dans le cas de surface contenant de la glace (eau ou CO_2), c'est pourquoi il est indispensable de ne pas considérer ces données en utilisant la méthode de la section II.C.

Finalement, la composante réfléchie-diffusée à 5 μm est calculée en multipliant la réflectance simulée par le flux solaire incident ($F_s \cdot \cos(i)$). En retranchant cette composante au spectre de radiance OMEGA, nous obtenons la valeur de la composante thermique à 5 μm .

II.D.2.c. Ajustement par un corps noir

La composante thermique obtenue correspond à l'émission d'un corps coloré (émissivité non strictement égale à 1 et dépendante de la longueur d'onde). Pour remonter à l'émission de corps noir à l'origine de cette composante thermique (terme $B(\lambda, T)$ dans l'éq. 15), nous divisons la composante thermique par l'émissivité à 5 μm , calculée selon la loi de Kirchhoff (eq. 10) à partir de la réflectance à 5 μm trouvée a priori dans la section précédente. Le calcul du terme $B(\lambda, T)$ se résume donc par l'équation :

$$B(\lambda, T) = \frac{I_{reçu}(\lambda) / H_{atm}(\lambda) - (R_{simulé}(\lambda)) \cdot F_s(\lambda) \cdot \cos(i)}{(1 - R_{simulé}(\lambda))} \quad eq. 23$$

avec $I_{reçu}$ la radiance spectrale du pixel étudié et $H_{atm}(\lambda)$ le terme servant à corriger les absorptions atmosphériques (voir section II.B.3.b). L'absence de distinction des absorptions atmosphériques entre les composantes réfléchie-diffusée se traduit dans cette équation par la division complète de $I_{reçu}$ par $H_{atm}(\lambda)$ sans faire apparaître $H'_{atm}(\lambda)$.

Une fois obtenu le terme $B(\lambda, T)$ à 5 μm , équivalent au rayonnement de corps noir, nous déterminons la température radiative à 5 μm en faisant un ajustement avec des corps noirs à différentes températures. La température retenue est celle dont le corps noir associé présente la distance la plus faible, au sens des moindres carrés, avec la composante thermique du spectre étudié. Cette distance est calculée par la somme sur les spectels 252 à 255 des écarts au carré entre corps noir et composante thermique.

La méthode d'estimation de la température doit en pratique être appliquée pour un traitement de très grandes quantités de données. Les différentes étapes présentées précédemment nécessitent des temps de calcul élevés pour chaque spectre. Il a donc fallu fournir un effort d'optimisation des logiciels pour le temps de traitement du jeu de données exploitable soit raisonnable. Nous détaillons ces optimisations de logiciel en annexe 1.

II.D.3. Obtention des spectres de réflectance de la voie L

Grâce à l'obtention de la température nous pouvons calculer le terme $B(\lambda, T)$ sur l'ensemble du spectre. La fonction ainsi déduite est donnée sur la Figure II-34, avec pour comparaison le spectre de luminance normalisée (présentant une contribution thermique), et le spectre d'albédo simulé utilisé comme étape de calcul dans la section II.D.2.b. La dernière étape pour obtenir la réflectance consiste à inverser l'éq. 15 dans laquelle la réflectance

intervient à la fois dans la composante réfléchie-diffusée et dans la composante thermique. Cette étape se traduit par le calcul :

$$r(\lambda) = \frac{I_{OMEGA}(\lambda) - H'_{atm}(\lambda).B(T, \lambda)}{H_{atm}(\lambda). \frac{Fs(\lambda)}{D_{mars}^2} . \cos(i) - H'_{atm}(\lambda).B(T, \lambda)} \quad (\text{sans unité}) \quad \text{eq. 24}$$

avec I_{OMEGA} l'intensité spécifique reçue par OMEGA, H_{atm} et H'_{atm} les modifications appliquées au spectre par l'atmosphère respectivement sur le rayonnement solaire et le rayonnement thermique, r la réflectance de la surface, F_s l'irradiance émise par le soleil à 1 U.A., D_{mars} la distance de Mars au soleil en U.A., i l'incidence solaire, ε l'émissivité de la surface et $B(T)$ l'émission de corps noir la température T . A nouveau nous faisons l'hypothèse de ne pas distinguer les absorptions atmosphériques entre les deux composantes qui se traduit par $H_{atm} = H'_{atm}$. Cette approximation, dont les effets sont quantifiés en section II.B.3.b, ne devrait pas perturber sensiblement l'obtention de la réflectance entre 2.9 et 4.1 μm car dans cette région spectrale la Figure II-15 montre que les absorptions atmosphériques sont très faibles. L'eq. 24 se réduit alors à :

$$r(\lambda) = \frac{I_{OMEGA}(\lambda) / H_{atm}(\lambda) - B(T, \lambda)}{Fs(\lambda) / D_{mars}^2 . \cos(i) - B(T, \lambda)} \quad (\text{sans unité}) \quad \text{eq. 25}$$

Tous les termes de cette équation étant connus l'obtention du spectre de réflectance pour chaque pixel est immédiat. Un exemple de résultat est présenté en Figure II-34. Nous voyons clairement l'effet de la correction thermique sur le spectre de radiance normalisée initial dont les valeurs au-delà de 3.3 μm sont clairement réduites. Nous voyons qu'entre 4.6 et 4.95 μm le spectre de réflectance obtenu est chaotique et non physique ; ceci est dû à l'approximation de l'égalité des absorptions atmosphériques entre les deux composantes de rayonnement qui devient mauvaise lorsque les absorptions atmosphériques sont fortes. A partir de 4.95 μm la faiblesse des absorptions atmosphériques donne une réflectance physiquement réaliste. Dans la suite de cet ouvrage les spectres de réflectance ne seront généralement tracés que jusque 4.1 μm .

En pratique, le dénominateur de l'eq. 25 peut valoir zéro dans le domaine de longueurs d'onde OMEGA. La Figure II-35 donne un exemple de spectre de réflectance obtenu à partir de l'eq. 25 sur lequel une divergence à l'infini a lieu pour la longueur d'onde 4.68 μm à cause de l'annulation du dénominateur. Pour cette longueur d'onde les deux composantes, réfléchie-diffusée et thermique, deviennent égales dans l'eq. 15 (avec l'hypothèse $H_{atm} = H'_{atm}$) et la réflectance disparaît, rendant sa résolution indéterminée dans l'eq. 25. Cette divergence montre les limites de notre modèle, car en théorie le numérateur devrait s'annuler à la même longueur d'onde que le dénominateur, la radiance totale s'égalisant avec l'émission de corps noir. Nous devrions dès lors obtenir une indétermination 0/0, levable par continuité de la réflectance. La présence de la divergence est due aux approximations soit des corrections atmosphériques, soit de la discrétisation du spectre en spectels, soit du modèle lui-même de sommation des deux composantes réfléchie-diffusée et thermique.

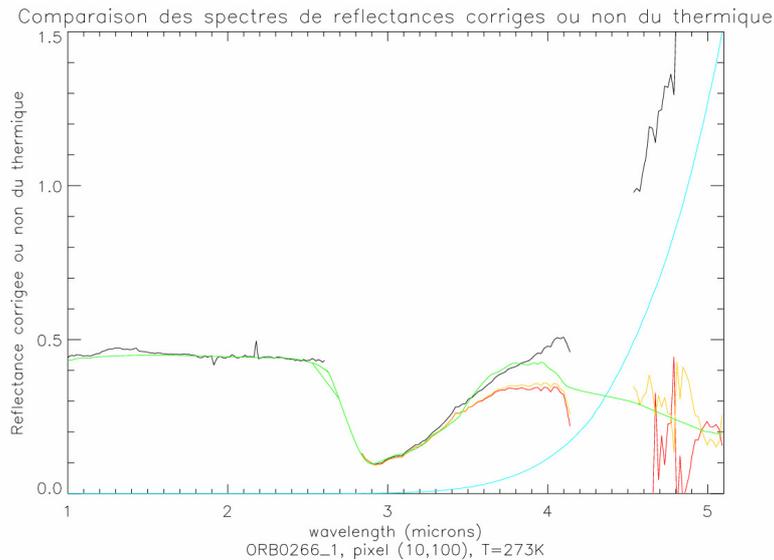


Figure II-34 : Illustration des différentes étapes d'obtention de la radiance jusque $5 \mu\text{m}$. Le spectre noir est la radiance normalisée par le flux solaire incident, à corriger de la composante thermique ; le spectre vert est la simulation de la réflectance à partir des spectres de Erard and Calvin [1997] ; le spectre bleu est la composante thermique normalisée ; le spectre rouge est la réflectance obtenue par le calcul de l'éq. 25 ; le spectre jaune est la réflectance obtenue en utilisant la seconde méthode permettant d'éviter la divergence numérique. Les spectres OMEGA ne présentent pas de données dans les bandes saturées de l'atmosphère.

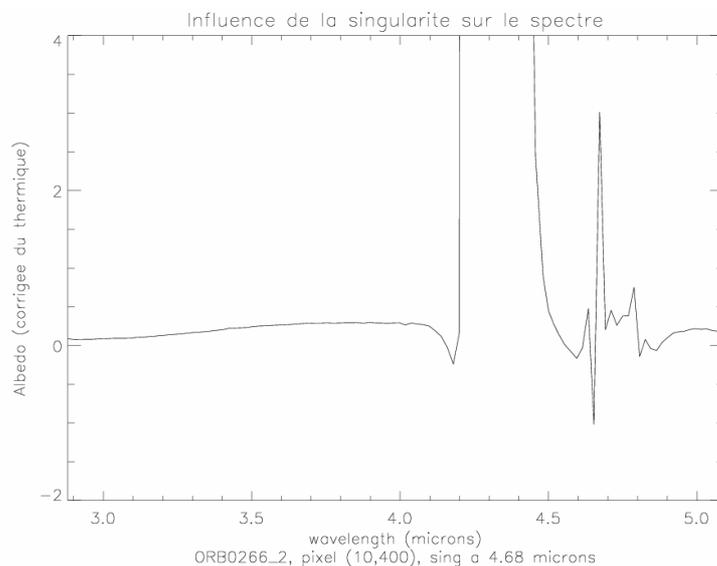


Figure II-35 : Illustration du phénomène de divergence à l'infini lors de la résolution de l'éq. 25 pour obtenir le spectre de réflectance. La température de ce pixel est 266K. La divergence se produit pour la longueur d'onde $4.68 \mu\text{m}$ et influe sur 2 spectels de part et d'autre. Dans cet exemple la divergence due à l'annulation du dénominateur est bien au-delà de $4.0 \mu\text{m}$. L'absence de données entre $4.2 \mu\text{m}$ et $4.5 \mu\text{m}$ est due aux saturations des bandes atmosphériques.

Ce phénomène d'indétermination rend la réflectance inutilisable autour de la longueur d'onde de divergence. D'après la Figure II-35 l'influence de la divergence semble ressentie sur deux spectels environ. Il est donc nécessaire de s'assurer que cette irrégularité n'influe pas en deçà de $4.1 \mu\text{m}$, là où apparaissent les bandes d'hydratation et des carbonates. Nous avons tracé sur la Figure II-36 le numéro du spectel pour lequel le dénominateur de l'éq. 25 s'annule, que nous avons obtenu en calculant les composantes réfléchie-diffusée et thermique pour plusieurs températures et incidences solaires possibles. Le cas le plus défavorable correspond à une température de 300K et à une incidence de 60° car les incidences supérieures ne peuvent pas engendrer de hautes températures. Dans ce cas la divergence a lieu au spectel 194 ($3.90 \mu\text{m}$) ce qui n'influe pas la détermination des bandes à 3 et $3.4 \mu\text{m}$ mais pourra poser problème pour la bande des carbonates à $3.9 \mu\text{m}$. Nous voyons sur la Figure II-35 que dans la grande majorité des cas de température et d'incidence solaire, le lieu de divergence est au-delà de $4.0 \mu\text{m}$, soit dans la zone d'absorption totale entre 4.0 et $4.4 \mu\text{m}$, soit dans les zones d'absorption non totale.

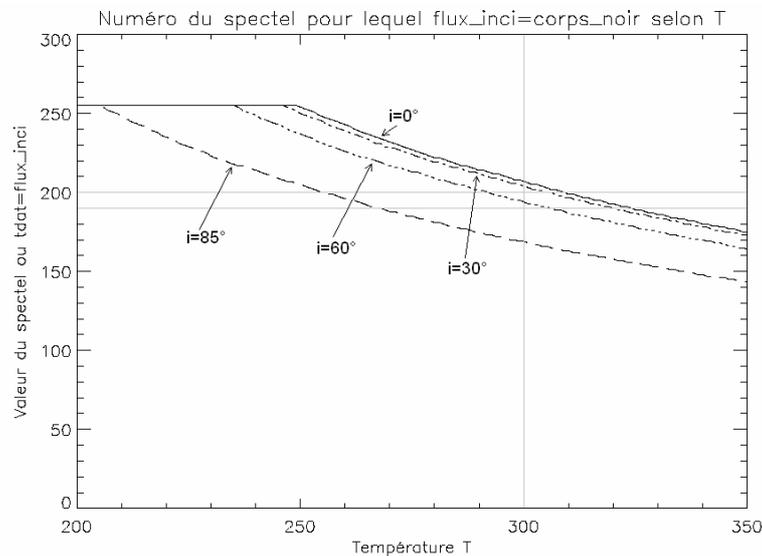


Figure II-36 : Tracé du numéro du spectel pour lequel a lieu la divergence (annulation du dénominateur) dans l'éq. 25 en fonction de la température. Les quatre courbes représentent quatre incidences solaires possibles : $i=0^\circ$, 30° et 60° , $i=85^\circ$ étant donné à titre indicatif car ce dernier cas ne permet pas d'atteindre des températures élevées. Le palier observé pour le spectel 255 ($5.1 \mu\text{m}$) est dû au fait que la divergence a lieu au-delà de $5.1 \mu\text{m}$, longueur d'onde maximale observée.

Il est possible d'éviter l'apparition de la divergence numérique en obtenant une réflectance sans résoudre l'éq. 25. Il suffit alors de calculer l'émissivité dans l'éq. 15 à partir de la réflectance simulée à partir des spectres de Erard and Calvin [1997] et d'inverser l'éq. 15. Le résultat de ce calcul est donné pour comparaison sur la Figure II-34. Cette méthode est théoriquement moins précise quant au calcul de la réflectance et ne sera pas utilisée par la suite.

II.D.4. Barres d'erreur

Nous discutons désormais de la robustesse de la détermination de la température de surface face aux deux principales hypothèses que nous avons formulées, à savoir la valeur de

la réflectance a priori à $5 \mu\text{m}$ et la correction atmosphérique sans distinction entre composante réfléchie-diffusée et thermique. Pour obtenir les barres d'erreurs associées à ces deux approximations, l'approche théorique serait basée sur un calcul de propagation d'erreur à partir des formules physiques gouvernant la détermination de la température à partir des spectres. Cette approche suppose d'effectuer ce calcul à plusieurs reprises en variant les paramètres physiques (albédo, incidence solaire) du pixel. Nous avons préféré la démarche inverse, à savoir une approche empirique en exécutant le code d'estimation du thermique sur plusieurs cubes de données contenant des sols clairs et des sols sombres à différentes incidences solaires. Les températures de ces cubes sont comprises entre 230 et 270K. Sur ces différents cubes de données nous allons faire varier les paramètres impliqués dans les approximations et observer les variations des températures déduites.

La première hypothèse est d'utiliser la valeur de la réflectance a priori à $5 \mu\text{m}$ à partir des spectres de Erard and Calvin [1997]. D'après les bibliothèques de spectres de minéraux entrant possiblement dans la composition de la surface de Mars [Mustard, communication personnelle], la valeur de réflectance à $5 \mu\text{m}$ est toujours comprise entre la moitié et le double de la valeur des spectres de Erard and Calvin [1997]. En utilisant une réflectance à $5 \mu\text{m}$ deux fois plus faible nous obtenons des températures augmentées de 1K au maximum. A l'inverse, en utilisant une réflectance à $5 \mu\text{m}$ deux fois plus élevée nous obtenons des températures réduites de 3K au maximum. La barre d'erreur associée est donc de 3K.

La seconde approximation est de corriger la composante thermique de la radiance par les mêmes forces d'absorption que la composante réfléchie-diffusée. La composante thermique ne passant qu'une seule fois dans l'atmosphère, cette approximation corrige trop les absorptions atmosphériques de la composante thermique. On ajoute donc artificiellement du flux à $5 \mu\text{m}$ ce qui dérive une température trop élevée. En comparant l'estimation thermique avec et sans correction des absorptions atmosphériques, nous obtenons une incertitude de $\sim 1\text{K}$. L'incertitude totale sur l'estimation de température est donc de $\sim 4\text{K}$.

Enfin, il faut ajouter à ces barres d'erreur l'incertitude sur l'étalonnage radiométrique absolu mentionné par Bonello et al. [2005] et rappelée en section II.A.4. En utilisant la formule de Planck du corps noir, cette incertitude de 20% en luminance se traduit par une barre d'erreur en température de surface de 4K (valeur calculée pour une température arbitraire de 250K). Cette barre d'erreur s'ajoute à la vraie température de surface sous forme d'un biais, affectant de la même manière toutes les mesures.

II.D.5. Amélioration de la correction atmosphérique

Nous avons exposé dans les paragraphes précédents la méthode d'estimation du thermique se basant sur l'hypothèse d'égalité des absorptions atmosphériques entre composante réfléchie-diffusée et composante thermique (H_{atm} et H'_{atm}). Cette hypothèse partait du principe qu'il n'est pas possible d'obtenir, à partir des spectres, les seules absorptions atmosphériques de la composante thermique. Nous avons toutefois tenté une méthode simple pour corriger différemment l'influence atmosphérique sur les deux composantes. Grâce aux angles d'incidence i et d'émergence e , nous sommes en effet capables de calculer les chemins optiques des composantes réfléchie-diffusée et thermique dans l'atmosphère. Nous voyons sur la Figure I-38 (section I.C.1.a) qu'au nadir ($e=0^\circ$), le chemin optique de la composante réfléchie-diffusée vaut celui de la composante optique (pour le trajet sol-MEx) auquel s'ajoute le chemin optique du trajet soleil-sol avec une incidence i . Si l'on

suppose une atmosphère plans parallèles dont les plans sont chacun homogènes spatialement, l'épaisseur optique atmosphérique sur la composante thermique (τ_{therm}) est donc un facteur de l'épaisseur optique de la composante réfléchie-diffusée (τ_{diff} , appelé $\tau_{spectre}$ dans l'eq. 20) :

$$\tau_{therm} = \frac{\tau_{diff}}{(1 + 1/\cos(i))} \quad (\text{sans unité}) \quad \text{eq. 26}$$

L'épaisseur optique sur la composante réfléchie-diffusée est connue grâce à la bande d'absorption à 2 μm (voir eq. 20), en fonction de l'épaisseur optique du spectre de transmission atmosphérique (Figure II-15). Nous pouvons donc en déduire l'épaisseur optique sur la composante thermique. Les eq. 19 et eq. 20 nous permettent alors de calculer les termes H_{atm} et H'_{atm} de transmission atmosphérique sur les deux composantes avec les épaisseurs optiques appropriées.

Le nouvel algorithme de réduction des données pour obtenir la réflectance se décline alors de la manière suivante. La voie C est corrigée normalement de l'absorption atmosphérique, en gardant en mémoire l'épaisseur optique associée qui correspond à la composante réfléchie-diffusée (section II.B.3.b). La réflectance à 2.35 μm nous permet d'estimer la réflectance à 5.1 μm grâce aux spectres de Erard and Calvin [1997] (section II.D.2.b). La multiplication par le flux solaire et par H_{atm} nous permet de reconstituer la composante réfléchie-diffusée du spectre. Par soustraction avec le spectre de radiance nous obtenons la composante thermique. Cette composante est divisée par H'_{atm} (correction atmosphérique adaptée, différente de H_{atm}) et par l'émissivité puis ajustée au meilleur corps noir pour obtenir la température de surface (voir section II.D.2.c). Le corps noir est ensuite calculé sur l'ensemble du spectre OMEGA. Nous pouvons désormais calculer l'ensemble des termes de l'eq. 24 sans faire d'approximation sur H_{atm} et H'_{atm} . La Figure II-37 compare les résultats de ces deux méthodes au niveau du continuum entre 3.7 et 4.0 μm . Les spectres de transmission atmosphérique de la Figure II-15 sont également donnés sur cette figure pour y observer les bandes spécifiques à l'atmosphère. Contrairement au spectre obtenu par la méthode de la section II.C.3 ne distinguant pas H_{atm} et H'_{atm} , nous voyons que le spectre de réflectance déduit de la nouvelle méthode présente des légères absorptions qui semblent liées aux absorptions atmosphériques. On peut distinguer en particulier la bande à 3.8 μm . La nouvelle méthode semble donc moins correcte que l'ancienne, soit en raison d'une non homogénéité de l'atmosphère, soit en raison d'une émission thermique propre à l'atmosphère, soit en raison de l'incertitude sur la détermination de la température. Cette nouvelle méthode ne sera donc pas appliquée par la suite.

Une seconde méthode pour corriger des absorptions atmosphériques sur la composante thermique a été suggérée par Emmanuel Lellouch, qui n'a pas pu être testée faute de temps. Il s'agit d'estimer la profondeur optique sur la bande d'absorption gazeuse à 4.8 μm (voir Figure II-15). Dans cette région spectrale la composante réfléchie-diffusée est quasi-négligeable. Cette méthode pose toutefois la question du calcul d'un continuum, puisque l'absorption est quasi-nulle à 5 μm mais on ne trouve pas d'absorption nulle avant 4.1 μm vers les petites longueurs d'onde.

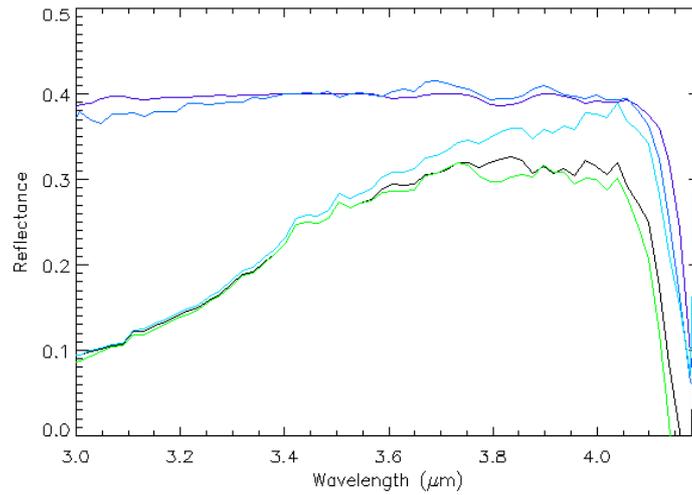


Figure II-37 : Application de la nouvelle correction thermique différenciant les corrections atmosphériques entre composante réfléchi-diffusée (H_{atm}) et thermique (H'_{atm}). Les courbes violette et bleue correspondent à la transmission atmosphérique (multipliée par 0.4) respectivement simulée et empirique de la Figure II-15. La courbe cyan correspond au spectre de radiance normalisée (corrigé de l'absorption atmosphérique sans distinction de H_{atm} et H'_{atm}), la courbe noire correspond à la réflectance déduite de la méthode de la section II.D.3, la courbe verte à la réflectance déduite de la méthode présentée ici.

II.E. Comparaison des températures avec un GCM

La section précédente nous a permis d'obtenir les températures apparentes de la surface de Mars à partir des spectres OMEGA. Nous avons fourni des barres d'erreurs associées et nous cherchons à valider la précision de ces mesures. Nous allons ici comparer les températures de surface obtenues avec un jeu de données indépendant : les résultats d'une simulation numérique globale, le Global Circulation Model (nommé par la suite GCM) du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) et de l'Université d'Oxford. Cette comparaison a pour but premier de valider la qualité de notre méthode d'estimation du thermique. Elle nous permettra aussi de mieux contraindre les facteurs influençant les températures de surface qui ne peuvent être pris en compte par un GCM, comme les variations à l'échelle locale ou les variations interannuelles de quantité de poussières. Nous verrons en section II.F.4 que cette comparaison sera également utile pour tester la qualité des nouvelles fonctions de transfert que nous aurons développées pour résoudre le défaut de variation de réponse photométrique.

II.E.1. La Martian Climate Database

Nous avons mentionné en section I.B.2.d l'utilisation par différents auteurs de simulations numériques globales pour modéliser l'évolution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère de Mars. Nous utilisons ici les résultats du GCM du LMD/Université d'Oxford, dont le fonctionnement est décrit par Forget et al. [1999], pour obtenir les calculs des températures de surface correspondant à chaque pixel OMEGA. Les GCMs ont été développés dans le but de reproduire la dynamique et la thermique atmosphérique par la modélisation des équations de la thermodynamique et de la mécanique des fluides. Ils calculent en particulier les températures de surface, qui sont une condition limite pour l'atmosphère. Les processus physiques intervenant dans la détermination des températures de surface sont les échanges radiatifs avec l'atmosphère et l'espace, et les échanges conductifs avec le sous-sol. Les échanges radiatifs mettent en jeu la réflectance (et donc l'émissivité grâce à la loi de Kirchhoff), la pente de la surface et la quantité de poussière dans l'atmosphère ; les échanges conductifs font intervenir l'inertie thermique. Sur Mars, l'atmosphère est trop ténue et les échanges conducto-convectifs avec l'atmosphère sont en général négligés.

Les résultats du calcul du GCM pour différents instants de chaque journée des différents mois d'une année martienne complète sont disponibles dans la Martian Climate Database (MCD), et ceci pour tous les points de la planète et de l'atmosphère [Lewis et al., 1999]. Comme il s'agit d'une simulation numérique, les résultats sont fournis de manière discrétisée, aussi bien spatialement, avec une résolution de 3.75° en latitude et 3.75° en longitude (ce qui correspond à 225km au niveau de l'équateur), que temporellement, avec un découpage de l'année martienne en 12 périodes et un découpage de chaque jour en 12 instants. Ces résolutions sont bien plus grossières que celles des données OMEGA et il est donc nécessaire d'interpoler entre les points donnés par la MCD pour obtenir une valeur pour chaque pixel OMEGA. La technique d'interpolation normale est linéaire en temps entre les 12 points d'une journée et entre les 12 points d'une année, et bilinéaire en espace entre les éléments du maillage 2D de la surface.

Les données de la MCD sont accessibles soit en ligne (<http://www-mars.lmd.jussieu.fr>) soit sur DVD délivré par le LMD. Nous notons T_{OMEGA} les températures de surface calculées à partir des spectres OMEGA, T_{MCD} les températures obtenues de la MCD et ΔT la différence $T_{\text{OMEGA}} - T_{\text{MCD}}$. Les données OMEGA excluront pour toute la suite les données présentant de la glace en utilisant la méthode de la section II.C. Le travail de comparaison entre les températures de surface MCD et celles provenant des spectres OMEGA a été effectué en collaboration avec deux stagiaires de L3, présents à l'IAS pendant deux mois chacun en 2006 et 2007.

II.E.2. Etude sur quelques orbites

La première comparaison entre les températures délivrées par OMEGA et les résultats de la MCD a été menée par le premier stagiaire [Carter, 2006] et moi-même à partir des données délivrées par le site Internet. Cette démarche imposant de récupérer les informations de manière manuelle pour chaque orbite, nous n'avons travaillé que sur quelques exemples caractéristiques, des orbites complètes, afin de tester rapidement la qualité des températures OMEGA et détecter les facteurs d'influence.

La Figure II-38 présente un des exemples préliminaires obtenus peu après le développement du programme d'estimation du thermique. Le but de ces premiers exemples était de vérifier la justesse des ordres de grandeur délivrés par le programme d'estimation du thermique. Cet exemple utilise une interpolation linéaire entre les données de la MCD. Sur la Figure II-38 nous voyons que les températures délivrées par OMEGA sont à moins de 10K près les mêmes que celles dérivées avec la MCD. Les températures en jeu étant de l'ordre de ~260K, cela constitue une erreur relative de ~4%. Les tendances des deux jeux de données sont les mêmes, ce qui valide la qualité de notre méthode pour estimer la composante thermique. L'écart entre les deux jeux de données est supérieur aux barres d'erreurs annoncées en section II.D.4, et les températures OMEGA sont presque systématiquement inférieures aux températures MCD sur la Figure II-38. Nous avons interprété cet écart systématique par la présence des aérosols dans l'atmosphère de Mars. Les températures mesurées par OMEGA ne sont en effet pas immédiatement comparables aux températures de surface délivrées par la MCD puisque OMEGA observe à travers l'atmosphère. Nous avons vu en section I.C.1.e que les absorptions gazeuses sont très faibles autour de 5 μm . En revanche les mesures mini-TES ont montré que les aérosols atmosphériques étaient beaucoup plus froids que la surface [Smith, 2004] (voir section I.C.1.e). Selon leur quantité, les aérosols doivent donc absorber une partie du rayonnement de surface et réémettre un rayonnement thermique à beaucoup plus basse température. Les spectres observés par OMEGA doivent donc fournir une température plus basse, en accord avec la Figure II-38 [Jouglet et al., 2007]. La différence de température entre OMEGA et MCD doit être due seulement à ce prélèvement de flux et non à un refroidissement de la surface due aux poussières car ce phénomène est pris en compte dans les GCMs. Au-delà de 60°N, nous observons des températures T_{OMEGA} supérieures aux T_{MCD} . Ce phénomène, que nous nommons par la suite inversion, peut être interprété comme étant dû à la présence de quelques zones de glace d'eau, non prises en compte par OMEGA, mais qui au contraire refroidit la température MCD et la fait chuter plus doucement que dans la réalité à cause de l'interpolation linéaire.

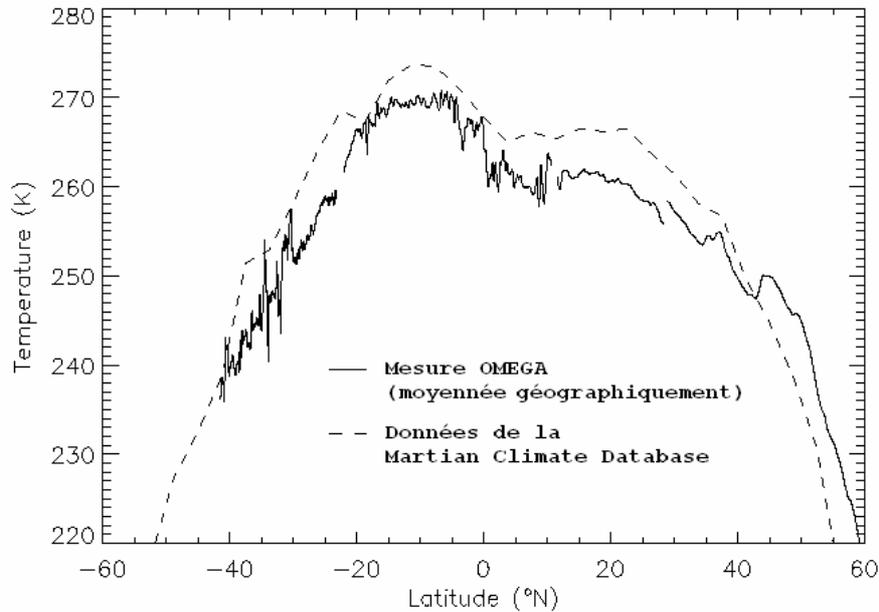


Figure II-38 : Comparaison préliminaire entre les températures de surface calculées à partir des spectres OMEGA et obtenues à partir de la MCD interpolée pour l'orbite 243. Les données OMEGA résultent d'une moyenne de tous les pixels de chaque ligne.

Ce travail préliminaire a prouvé la qualité de la méthode d'estimation du thermique, aussi bien en ordre de grandeur qu'en tendances, et a permis d'entreprendre le travail sur l'hydratation. Après cette comparaison préliminaire nous avons décidé de prolonger cette étude de manière systématique, avec deux objectifs : 1) établir des cartes d'épaisseur optique des aérosols à $5 \mu\text{m}$ à partir de l'écart entre les données OMEGA et MCD ; 2) contraindre le comportement de l'estimation thermique en essayant de corrélérer les variations locales à des paramètres physiques comme l'albédo, l'altitude ou la présence de nuages. John Carter a établi des programmes pour faire cette recherche systématique ; 19 orbites dans le jeu de données nominal ont été traitées. On observe localement des fortes variations des températures OMEGA, qui deviennent parfois plus élevées que les températures MCD. Ces variations s'expliquent facilement par une variation locale d'un autre paramètre physique que la MCD ne prend pas en compte. L'albédo est souvent ce paramètre, la température lui étant naturellement anticorrélée. Les variations locales d'altitude sont en revanche rarement responsables de ces variations car l'atmosphère est trop ténue pour avoir une influence notable sur la température de surface. Enfin la présence de nuages, que nous pouvons détecter par un trajet plus faible des photons dans l'atmosphère (et donc des absorptions atmosphériques plus faibles), ont tendance à refroidir la surface et donc la température OMEGA.

Le résultat le plus troublant de ces quelques orbites est qu'il est fréquent d'obtenir une température OMEGA au-dessus de la température MCD sur une grande fraction de l'orbite, typiquement un hémisphère. Ce phénomène, interprété sur la Figure II-38 par la présence de glace au-delà de 60°N , n'est en fait pas un « accident » et est observé indépendamment de la présence de glace. Il est donc en contradiction avec notre interprétation de l'absorption par les aérosols d'une partie du flux émis par la surface vers OMEGA. Aucune corrélation systématique avec un paramètre physique, albédo, altitude ou présence de nuages, n'a pu être établie. Comme cette inversion se produit préférentiellement au passage d'un hémisphère à un autre, nous avons pensé qu'il pouvait s'agir d'une erreur induite par

l'interpolation des températures MCD des différentes valeurs de la journée et des différentes valeurs de l'année. En effet nous effectuons une interpolation linéaire entre ces points, alors que dans la réalité l'évolution de la température en journée est plus près d'une forme cosinus (la température est liée au flux solaire incident par unité de surface en cosinus). Nous avons donc remplacé l'interpolation linéaire par une interpolation cosinus, sans pour autant résoudre les inversions observées entre les températures OMEGA et MCD. Enfin, les barres d'erreurs de la MCD sont fournies et ne permettent pas d'expliquer des températures MCD plus élevées que les températures OMEGA. A l'issue de cette étude sur quelques orbites, il n'a pas été possible de conclure sur l'origine de cette inversion.

II.E.3. Tendances globales

L'obtention des données sur DVD a permis au second stagiaire [Girard, 2007] et à moi-même d'automatiser le traitement des données et donc d'envisager un traitement global de la différence entre les températures OMEGA et la MCD, dont nous avons interprété en commun les résultats. Nous avons en particulier cherché à comprendre les inversions. Le programme IDL de récupération des températures de surface dans le DVD de la MCD, ainsi que celui d'interpolation linéaire pour obtenir la résolution d'OMEGA, nous ont été fournis par A. Spiga [communication personnelle].

II.E.3.a. Evolution temporelle

Nous étudions tout d'abord l'évolution du phénomène d'inversion dans le temps. Pour cela nous faisons une moyenne par orbite de la valeur de ΔT de tous les pixels de l'orbite. Une valeur positive signifie alors que le phénomène d'inversion $T_{\text{OMEGA}} > T_{\text{MCD}}$ est majoritaire sur l'orbite. La Figure II-39 trace la moyenne de chaque orbite en fonction de son numéro. Nous voyons que cette valeur n'est pas constante dans le temps. Elle évolue de plus de manière continue, sauf lors d'un changement de réponse photométrique de la voie L. Lors de telles transitions, la valeur de ΔT moyennée sur l'orbite est clairement proportionnelle à l'évolution de la réponse photométrique. Ceci montre directement l'impact des variations de la réponse photométrique de la voie L sur la détermination de la température OMEGA.

Au-delà de ce premier constat, on observe également une tendance à l'augmentation de ΔT avec le temps lors de la première phase nominale entre les orbites 40 et 511, alors que la réponse photométrique y est constante. ΔT démarre avec des valeurs négatives, donc avec des orbites à T_{OMEGA} majoritairement inférieures à T_{MCD} comme dans l'exemple de la Figure II-38. A partir de l'orbite ~300, le phénomène d'inversion devient systématique. Dans la deuxième phase nominale, entre les orbites 923 et 1224, la tendance est également continue avec une croissance puis une décroissance. Sur l'ensemble des données nominales on a à peu près équipartition entre inversion et non-inversion puisque la moyenne des orbites nominales (orbites 40-511 et 923-1224) vaut ~0.03K, pour un écart-type ne dépassant pas 4K.

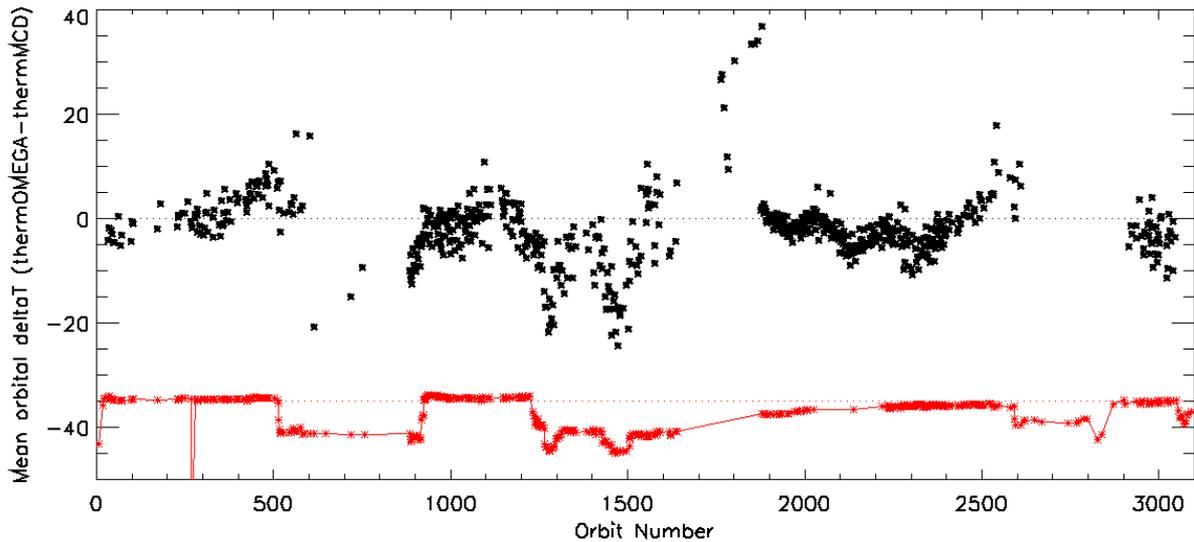


Figure II-39 : Evolution du ΔT ($T_{OMEGA} - T_{MCD}$) moyenné sur tous les pixels d'une orbite en fonction du numéro de l'orbite (croix noires). Les croix rouges donnent l'allure de l'évolution temporelle de la réponse photométrique de la voie L (voir Figure II-22). Les traits verticaux marquent les frontières des régions nominales (orbites 40 à 511, 923 à 1224 et 2850 à 3050).

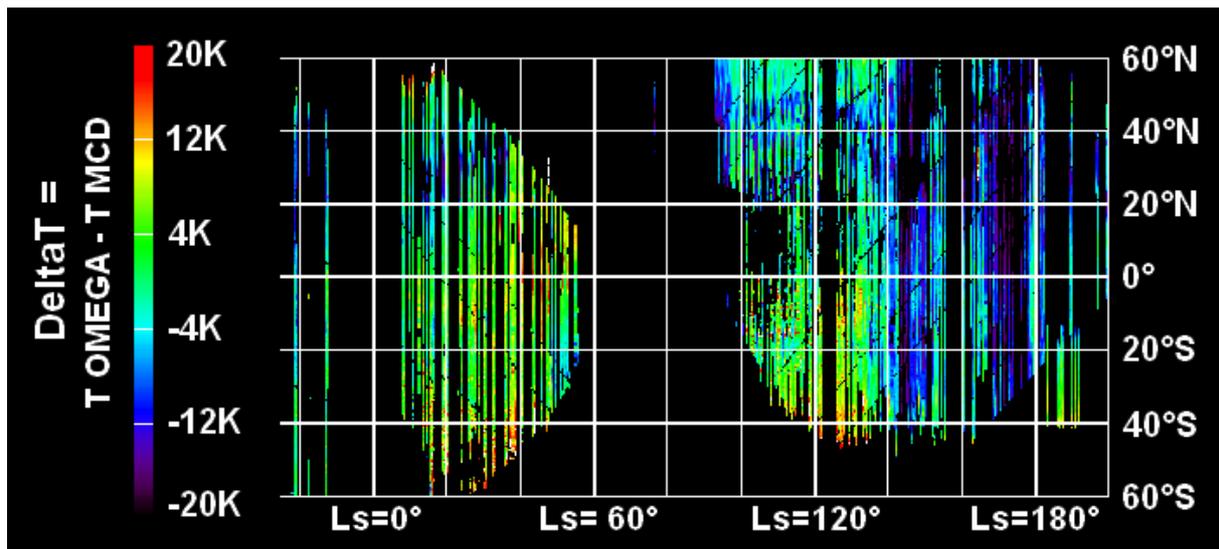


Figure II-40 : Représentation latitude – longitude solaire de la variable ΔT . Sur ce graphe les orbites apparaissent comme des traits verticaux. D'après Girard [2007].

Le phénomène d'inversion pour les orbites nominales semble donc corrélé à un processus temporel. Les tendances observées pourraient s'expliquer par des variations de quantité de poussière dans l'atmosphère, mais qui seraient de toutes façons incompatibles avec le phénomène d'inversion à moins qu'il n'y ait un biais systématique dans la grandeur ΔT . Il se peut également qu'une approximation, comme celle de l'interpolation linéaire mentionnée précédemment, présente une validité qui soit variable avec le temps. Les variations de ΔT , et donc de quantité de poussières, sur une représentation latitude – longitude solaire (Figure II-40) ne présentent toutefois pas les mêmes tendances que celles des aérosols vus par TES (voir Figure I-43) et mini-TES (Figure I-44). Les tendances que nous observons sur la Figure II-40 n'ont à l'heure actuelle pas d'interprétation. La réponse photométrique absolue de l'instrument n'ayant été mesurée au sol qu'avec une précision de 20% [Bonello et

al., 2005], il n'est pas impossible que de faibles variations de cette réponse, non distinguées lors de l'insolation par la lampe interne d'étalonnage, ne jouent un rôle dans ces tendances.

II.E.3.b. Influence de différents paramètres

L'utilisation des données provenant du DVD nous permet d'envisager une étude de masse des corrélations de ΔT avec les différents paramètres physiques de la surface. Cette étude généralise ce qui a été commencé sur quelques orbites. Son principal avantage est de limiter fortement des effets de variations locales qui ne peuvent être vus par la MCD. Son principal inconvénient est de donner l'illusion que ΔT varie indépendamment pour chaque paramètre. La Figure II-41 montre les valeurs de ΔT en fonction de l'albédo, la latitude, l'altitude et l'heure locale pour l'ensemble des données nominales OMEGA. Ces graphes n'indiquent pas de corrélation franche entre ΔT et un autre paramètre, mais nous distinguons des dépendances légères.

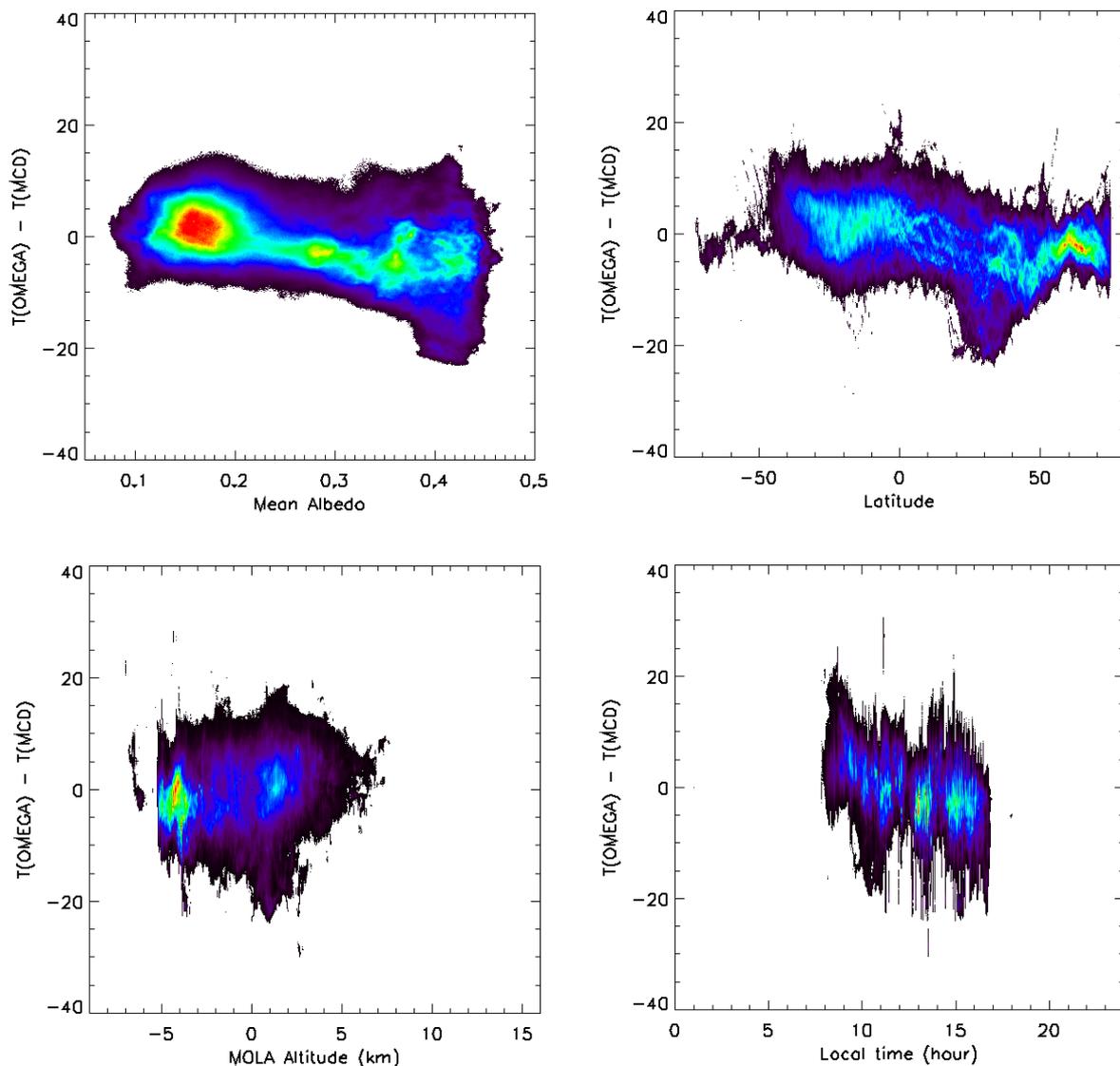


Figure II-41 : Valeurs de ΔT pour tous les pixels du jeu de données OMEGA correctement étalonné (de l'orbite 0 à 3050) en fonction (a) de l'albédo moyen à $2.4 \mu\text{m}$, (b) de la latitude

(exprimée en latitude Nord), (c) de l'altitude selon les données MOLA, et (d) de l'heure locale. Les densités de données sont codées sur une échelle de couleur arc-en-ciel (violet : pas de données ; rouge : densité de données maximales) dont l'amplitude est arbitraire.

Nous voyons tout d'abord que ΔT décroît légèrement avec l'albédo, passant de valeurs moyennes +2K aux albédos faibles à -6K aux albédos élevés. L'évolution avec la latitude révèle une tendance intéressante : une zone de démarcation à la latitude 15°N se dégage, avec des ΔT plus élevés sur l'hémisphère sud qu'au nord de cette ligne. Cette observation confirme ce qui avait été observé sur quelques orbites, à savoir l'observation de l'inversion plutôt sur l'hémisphère sud. Nous voyons également que ΔT augmente légèrement avec l'altitude. Ces trois paramètres, albédo, latitude et altitude, ne sont en fait pas indépendants puisque l'hémisphère sud est globalement plus élevé de quelques kilomètres que le nord, pour des albédos globalement plus sombres, même la frontière moyenne s'établit plus au sud que 15°N. Il faut également garder à l'esprit que sur le jeu de données nominal, l'hémisphère nord est beaucoup plus couvert que le sud, le nord est observé uniquement au printemps et en été et inversement pour le sud.

Comme nous l'avons expliqué dans la section précédente, l'altitude n'a pas de raison physique d'influencer ΔT , et l'effet saisonnier n'est pas éclairci. Si ces trois dépendances s'expliquent par un effet d'albédo, il s'agirait d'une évaluation inégale de la température en fonction de l'albédo sur les spectres OMEGA et par la MCD. Il se peut que la MCD utilise des valeurs d'inertie thermique trop éloignées de la réalité. Inversement, si les températures de la MCD sont correctes, notre estimation à partir des spectres OMEGA présente une incertitude systématique en fonction de l'albédo, sans doute due à l'évaluation de la composante réfléchie à 5 μm puisque nous avons vu que cet élément provoquait une incertitude de 3K. Dans ce cas, la température serait surestimée pour les bas albédos et sous-estimée pour les hauts albédos, ce qui signifie que la réflectance a priori à 5 μm serait trop faible pour les sols sombres et trop élevée pour les sols clairs.

Nous notons enfin sur la Figure II-41 que ΔT augmente quand l'heure locale est inférieure à 11h du matin, phénomène qui, s'il n'est pas lié à une corrélation entre heure locale et longitude solaire d'acquisition, pourrait indiquer que l'erreur entre T_{OMEGA} et T_{MCD} augmente lorsque les températures varient rapidement dans la journée. Cet argument irait à nouveau dans le sens d'une mauvaise interpolation des données de la MCD.

Pour conclure, nous voyons que cette étude systématique ne permet pas d'éclaircir franchement les variations observées d'écart entre les températures OMEGA et MCD.

II.E.4. Influence des aérosols sur l'estimation de la température

Nous avons mentionné à plusieurs reprises que les écarts entre températures OMEGA et MCD pouvaient être dus à la présence de poussières dans l'atmosphère, qui absorberaient le rayonnement à 5 μm . L'observation de températures T_{OMEGA} plus élevées que les T_{MCD} sur une grande partie du jeu de données semble en contradiction avec cette hypothèse. Cette contradiction peut être levée si l'on considère que l'atmosphère n'est pas toujours plus froide que la surface. Cette configuration, rare, n'est pas exclue, comme le montre la Figure II-42. En hiver, la température à 20 km d'altitude dépasse légèrement la température du sol à midi (205K contre 200K) ; cet écart est beaucoup plus prononcé le reste de la journée. S'ils sont en équilibre thermique avec l'atmosphère, les aérosols peuvent alors

émettre du rayonnement à une température plus élevée que celle de la surface, ce qui pourrait expliquer les inversions entre T_{OMEGA} et T_{MCD} . Cette explication nécessite une étude poussée de l'influence de cette émission, car aux altitudes d'atmosphère chaude présentées par la Figure II-42, les masses volumiques d'aérosols sont très faibles. Cette étude dépasse la portée de ce travail de thèse.

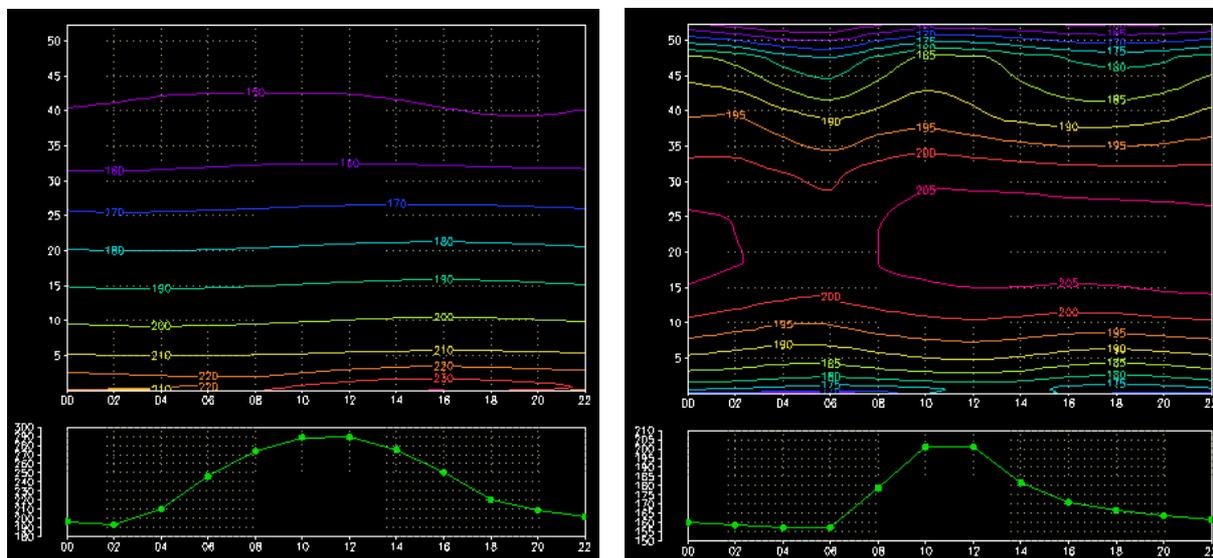


Figure II-42 : Simulations numériques de la température de la colonne atmosphérique (figures en haut) et de la température de surface (figures inférieures) en fonction de l'heure de la journée pour un point situé à la latitude 45° . Le graphe de gauche correspond à l'été, celui de droite à l'hiver. La couche atmosphérique à 20 km d'altitude est légèrement plus chaude (205K) que la surface (200K) à midi en hiver ; le reste de la journée cet écart est plus prononcé. D'après Madeleine [communication personnelle].

Nous avons vu cependant qu'il n'existait pas de corrélation claire entre les mesures d'aérosols faites par TES et nos mesures de la variable ΔT . Ce résultat est en fait cohérent avec plusieurs résultats de la littérature : Santee and Crisp [1995] donnent les coefficients d'extinction des poussières résultant de deux études antérieures, Toon et al. [1977] pour les gros grains et Drossart et al. [1991] pour les petits grains. L'étude pour les petits grains, qui sont vraisemblablement les constituants des aérosols de l'atmosphère, montre que l'absorption des aérosols à $5 \mu\text{m}$ est négligeable par rapport à celle à $1 \mu\text{m}$. Ce résultat montre que les aérosols ne doivent en fait pas avoir une grande influence sur l'estimation du thermique à partir des spectres OMEGA. Leur seule influence est sur le bilan radiatif de la surface elle-même, qui se refroidit en présence de plus d'aérosols, effet qui doit être visible sur les données OMEGA mais qui est également pris en compte dans la détermination des températures MCD sur la base des mesures d'aérosols par TES dans l'année martienne MY24.

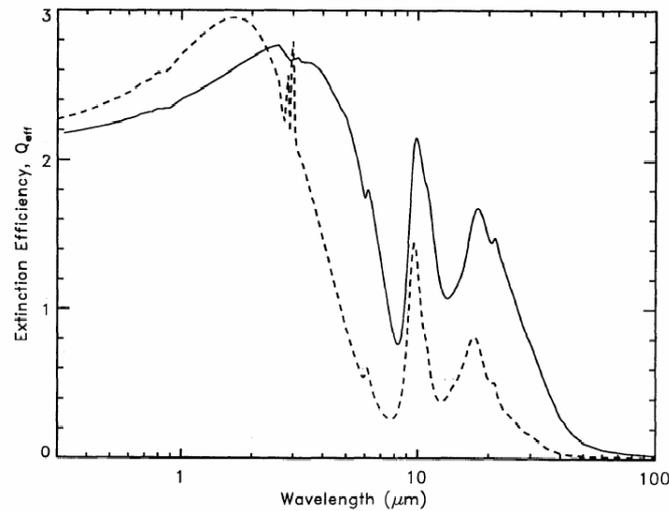


Figure II-43 : Coefficients d'extinction des poussières atmosphériques pour des distributions de particules de grandes tailles (ligne continue [Toon et al., 1977]) et de petites tailles (ligne en pointillés [Drossart et al., 1991]). Dans le cas de petits grains l'absorption des poussières est négligeable à 5 μm comparée à 1 μm . Figure d'après Santee and Crisp [1995].

Nous n'avons donc pas d'explication claire au sujet des variations de la variable ΔT . Pour progresser sur la compréhension de ce phénomène, nous proposons de remplacer la température extraite de la MCD par le résultat d'une simulation thermique simple en un point de la surface. Cette simulation calculerait la température de la surface à partir de la donnée de l'albédo, la pente, l'altitude, l'inertie thermique et la quantité de poussière dans l'atmosphère. Ce calcul permettrait d'éviter les approximations induites par les interpolations entre les points du maillage de la MCD dont la résolution spatiale est beaucoup plus faible que celle d'OMEGA. Cette nouvelle méthode négligerait l'influence des températures des terrains voisins, ce qui ne devrait pas poser problème car la température de surface est essentiellement déterminée par le bilan radiatif et la conduction verticale dans le sol.

II.F. Etalonnage des données non nominales de la voie L

Les sections II.B.3 et II.D ont montré que l'obtention de spectres de réflectance sur la voie L nécessite des données brutes correctement étalonnées pour la radiométrie à deux niveaux du traitement de données : lors de la division par le spectre solaire et lors de la comparaison à des corps noirs. Or nous avons vu en section II.B.4.f que contrairement à la voie C, la réponse photométrique de la voie L varie lors de la mission avec une incidence non négligeable sur le niveau absolu de radiométrie des spectres d'observation. Si nous voulons utiliser les spectres à niveau de réponse photométrique non-nominal pour des études scientifiques, il nous faut établir un procédé d'étalonnage des données. En pratique il nous faut utiliser de nouvelles fonctions de transfert (ITFs) dans le traitement de données. La couverture nominale de la voie L étant sévèrement limitée en espace et en saisons, nous avons décidé de tenter d'obtenir de nouvelles ITFs pour les niveaux non-nominaux de la réponse photométrique. Ces niveaux correspondent aux groupes notés B, D, E, F, G, H, I et J sur la Figure II-22, les groupes A, C et K étant considérés comme nominaux et pouvant être traités avec l'ITF obtenue au sol (voir section II.A.4). Nous exposons ici la méthode retenue ainsi que la validation des nouvelles ITFs. Nous verrons que la méthode se décline en deux temps : une dérivation empirique de nouvelles ITFs pour quelques paliers de stabilité de la Figure II-22 par comparaison avec des données nominales, puis une utilisation de ces quelques ITFs pour établir une formule automatique de dérivation d'ITFs à partir de la réponse photométrique à la lampe d'étalonnage (OBC). L'étalonnage radiométrique des données non-nominales a fait l'objet d'une publication dans la revue *Planetary and Space Science* [Jouglet et al., 2009]. Les outils informatiques développés à cette occasion sont détaillés dans l'annexe 1.

II.F.1. Propriétés a priori des nouvelles ITFs

Les nouvelles ITFs à générer doivent être correctes en termes de niveau radiométrique absolu, pour étalonner correctement la radiance, et en termes de caractéristiques spectrales, pour ne pas ajouter de bandes d'absorption ou d'émission artificielles dans le spectre. L'OBC est une mesure portant entre l'entrée de l'instrument et le détecteur, c'est pourquoi nous faisons l'hypothèse que les variations d'ITF pendant la mission doivent présenter les mêmes caractéristiques que les variations d'OBC, sans toutefois prendre les mêmes valeurs comme l'a montré la section II.A.4.f. La Figure II-24 (c) a montré que les variations d'OBC étaient caractérisées par une forte chute du niveau absolu, avec une dépendance en longueur d'onde seulement à grande échelle, c'est-à-dire sans formation de bande étroite. Nous supposons donc qu'il doit en être de même pour les variations d'ITF. Nous excluons ici les spectels présentant des défauts (voir section II.B.4.a) ainsi que la région spectrale [4.4 - 4.6 μm] associée au filtre à seconds ordres de dispersion. Cette région spectrale, située intentionnellement dans les fortes absorptions atmosphériques par les concepteurs de l'instrument, ne sera pas considérée dans la suite.

Nous avons envisagé plusieurs méthodes pour obtenir de nouvelles fonctions de transfert. Une première approche serait de modéliser les variations de chemin optique dans l'instrument lorsque ce défaut se manifeste, pour obtenir directement la fonction de transfert associée. Nous avons vu que de manière générale un étalonnage d'instrument ne se fait jamais de cette façon en raison du trop grand nombre de variables à prendre en compte. Dans le cas

particulier de ces variations de réponse photométrique, les ingénieurs n'ont de plus pas réussi à modéliser quel effet instrumental pouvait être responsable de défaut. Une seconde approche consisterait à observer lors de chaque niveau d'OBC un objet dont le spectre de radiance est bien connu. Les deux satellites sans atmosphère Phobos et Deimos seraient de bons candidats à cette approche, leur faible albédo les rendant proches d'un corps noir. Cette approche n'a finalement pas été retenue en raison d'une part de la faiblesse du nombre d'observations de ces satellites pendant la mission, et d'autre part parce que la géométrie de ces satellites lors des observations n'est pas connue. Une troisième approche consisterait à déduire directement les nouvelles ITFs à partir des OBCs mesurées en début d'orbite. Cependant nous avons vu en section II.B.4.f que le lien entre les deux n'est pas linéaire et n'est pas connu pour le moment ; nous verrons en section II.E.3 que nous utiliserons les résultats de la section II.F.2II.F.3 pour obtenir ce lien. Nous avons donc utilisé une approche différente pour dériver de nouvelles ITFs, approche empirique que nous décrivons dans la section qui suit.

II.F.2. Génération empirique de nouvelles ITFs

II.F.2.a. Description de la méthode

Notre méthode empirique est basée directement sur le jeu de données OMEGA : elle compare deux observations d'une même région obtenues à des instants proches, l'une acquise dans un état nominal et l'autre dans un état non-nominal. Un exemple de tel couple a déjà été rencontré en Figure II-24. La proximité temporelle des deux acquisitions nous permet de faire l'hypothèse que la composition de surface et les conditions atmosphériques ne varient pas entre les deux observations, ce qui peut être vérifié à partir de la réflectance sur les voies C. Dans ces conditions, l'écart entre les spectres de radiance des deux voies L est dû uniquement à trois facteurs : les légères variations de conditions d'ensoleillement et d'émission thermique, et la variation de la réponse photométrique instrumentale. Nous voyons donc qu'en modifiant les spectres de radiance pour prendre en compte les deux premiers facteurs, le rapport entre les deux spectres fournit le rapport entre les ITFs correspondantes (l'ITF nominale et l'ITF non-nominale recherchée).

Illustration sur un couple de pixels

Nous illustrons notre méthode par le calcul d'une nouvelle ITF pour l'état de réponse photométrique correspondant aux orbites 515-916 (région B). La Figure II-44 représente le recouvrement des orbites 511 (observation dite de référence, à OBC nominale) et 544 (observation non-nominale à étalonner), deux observations se trouvant de part et d'autre de la chute d'OBC survenant à l'orbite 516. Ces deux orbites présentent une résolution spatiale similaire. Chaque pixel de l'orbite 511 situé dans la zone de recouvrement a un pixel correspondant dans l'orbite 544 qui observe le même point de la surface. C'est sur un de ces couples de pixels correspondants (peu importe lequel) que nous allons calculer une nouvelle ITF. La Figure II-46 donne les spectres associés aux différentes étapes de ce calcul. Les voies C des spectres de réflectance de ces deux pixels correspondants (fenêtre (a)) sont similaires, ce qui confirme que la composition de surface et l'atmosphère sont les mêmes.

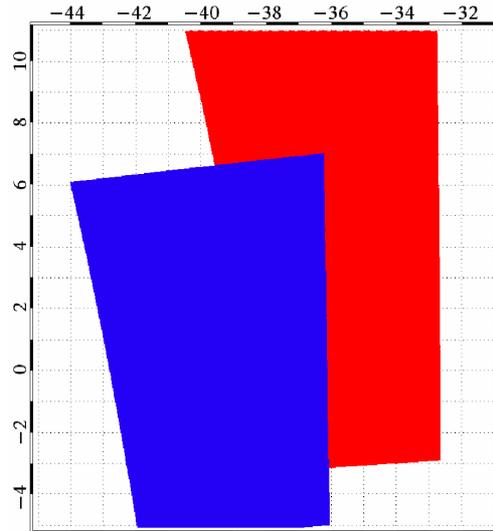


Figure II-44 : Projection des orbites 511 (rouge, état nominal) et 544 (bleu, état non-nominal). La comparaison des spectres dans la zone de recouvrement permet de calculer une nouvelle fonction de transfert pour l'état non-nominal.

Le processus de traitement de données usuel fournit un spectre de radiance correctement étalonné jusque $5.1 \mu\text{m}$ pour le pixel de l'orbite 511 (Figure II-46 (b)). Dans un premier temps nous modifions le spectre de radiance du pixel de l'orbite 511 pour l'adapter aux conditions d'ensoleillement et de température de surface du pixel correspondant sur l'orbite 544. Pour modifier la composante réfléchie-diffusée il nous suffit de normaliser les deux spectres par leurs spectres solaires incidents respectifs ((Figure II-46 (c)). Pour modifier la composante thermique il nous faut connaître la température de surface dans les conditions de l'orbite 544. Contrairement à l'orbite 511 qui est nominale, nous ne pouvons pas appliquer la méthode de la section II.D.2 pour obtenir cette température à partir du spectre de radiance de l'orbite 544. Nous avons décidé d'estimer la température de l'orbite 544 à partir de celle de l'orbite 511 grâce à un modèle d'évolution thermique prenant en compte les variations de flux solaire. Mellon et al. [2000] donne un exemple de modèle thermique de température de surface. Nous faisons ici l'hypothèse que l'évolution de la température de surface est contrôlée par un équilibre radiatif, ce qui néglige en particulier la conduction dans le sous-sol ou l'influence de l'atmosphère. Cette hypothèse nous permet de simplifier notre modèle et de réduire considérablement les temps de calcul. Si l'effet atmosphérique est facilement négligeable en raison de la faible pression, l'effet de la conduction est rarement négligé dans la littérature. Mellon et al. [2000] ont par exemple montré avec leur modèle que la conduction pouvait augmenter l'amplitude du cycle de température journalier de plus de 30K en fonction de l'inertie thermique (voir eq. 1), comme l'illustre la Figure II-45. Notre hypothèse consiste à négliger l'inertie thermique ; nous en discuterons la validité sur les résultats en section II.F.2.c. L'équilibre radiatif d'un élément de surface est défini par l'équation :

$$\varepsilon\sigma T^4 = \frac{(1 - R).Fs.\cos(i)}{D_{mars}^2} \quad \text{eq. 27}$$

où ε est l'émissivité de la surface (intégrée sur toutes les longueurs d'onde), σ la constante de Stephan, T la température de surface, R la réflectance de surface (intégrée sur toutes les longueurs d'onde) avec $\varepsilon = 1 - R$, F_s la constante solaire (radiance solaire à 1 U.A.), i l'angle d'incidence solaire et D_{mars} la distance solaire (en U.A.). La relation entre les températures d'un même élément de surface lors de deux observations différentes est donnée par :

$$T2 = T1 \times \sqrt[4]{\frac{\cos(i2) \times D_{mars1}^2}{\cos(i1) \times D_{mars2}^2}} \quad (\text{K}) \quad \text{eq. 28}$$

où $T1$ et $T2$ sont les températures de surface des pixels des orbites 511 (indice 1) et 544 (indice 2), $i1$ et $i2$ les angles d'incidence solaire et D_{mars1} et D_{mars2} les distances solaires (en U.A.). L'émission thermique dans les conditions de l'orbite 544 est alors obtenue en multipliant le spectre de corps noir correspondant à la température $T2$ par le spectre d'émissivité obtenu grâce au spectre de réflectance de l'observation nominale selon la loi de Kirchhoff (eq. 9).

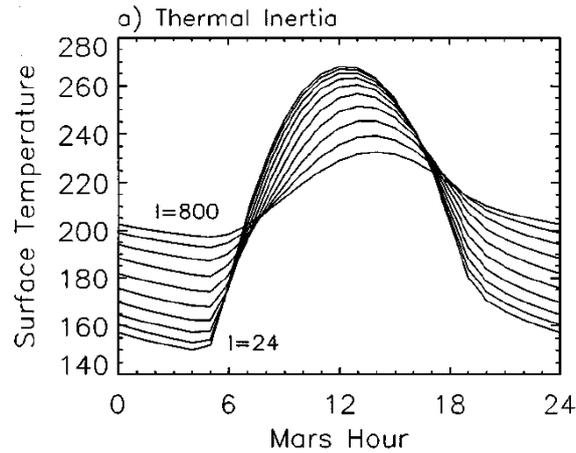


Figure II-45 : Variations journalières de la température de surface selon la valeur d'inertie thermique, calculées par le modèle thermique de Mellon et al. [2000]. Les calculs utilisent les valeurs d'inertie thermique 24, 35.43, 52.32, 77.24, 114, 168.4, 248.6, 367, 541.9 et 800 (en $J.m^{-2}.K^{-1}.s^{-1/2}$; ces calculs sont tous effectués avec un albédo de 0.25, une pression atmosphérique de 6 mb et une épaisseur optique des poussières atmosphériques de 0.5. Figure d'après Mellon et al. [2000].

Les composantes réfléchie-diffusée et thermique ayant été calculées, nous les additionnons pour obtenir le spectre de radiance normalisée de l'orbite 511 adaptée aux conditions de l'orbite 544 (Figure II-46 (c)). Ce spectre correspond à la radiance normalisée qu'aurait fourni l'observation de l'orbite 544 si elle avait été dans un état nominal. Le rapport entre ce spectre calculé et le spectre effectivement acquis (Figure II-46 (d)) correspond désormais uniquement au rapport entre les fonctions de transfert de l'orbite 511 (ITF nominale) et 544 (nouvelle ITF). Contrairement à la voie L ce rapport est très proche de 1 sur la voie C à cause de la stabilité de la réponse photométrique associée. En multipliant ce rapport par l'ITF nominale nous obtenons donc un nouvelle ITF valide pour le groupe d'orbites 515-916.

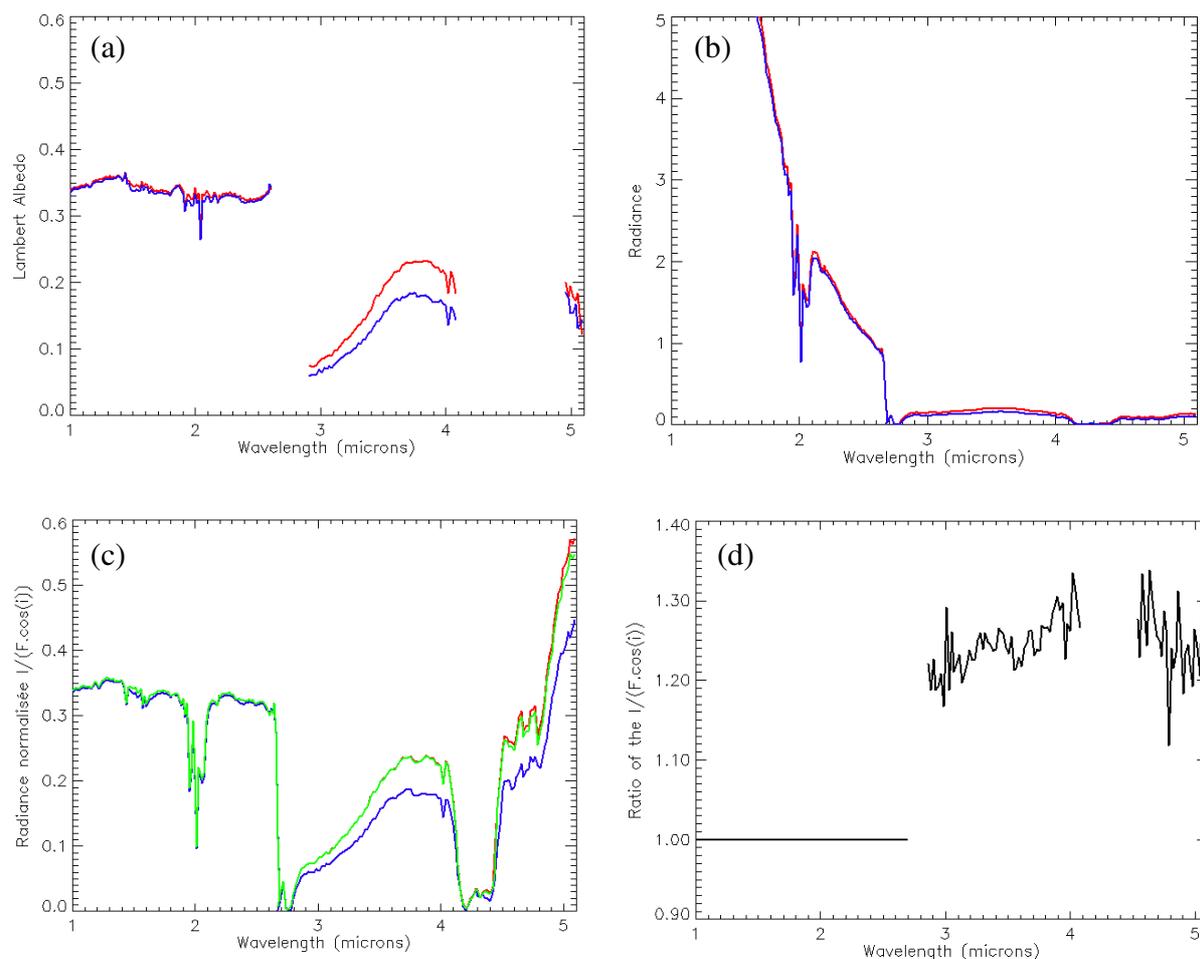


Figure II-46 : Illustration des différentes étapes de dérivation d'une nouvelle ITF pour l'orbite 544 (non-nominale) à partir d'un couple de pixels des orbites 511 (rouge) et 544 (bleu) observant le même point de la surface. (a) Spectres de réflectance ; la réflectance de la voie L est erronée pour l'orbite 544. (b) Spectres de radiance. (c) Spectres de radiance normalisée pour l'orbite 511 (rouge), 544 (bleu) et 511 adaptée aux conditions de l'orbite 544 (vert, proche du spectre de l'orbite 511 original). (d) Rapport entre les spectres vert et bleu de la fenêtre (c). La multiplication par l'ITF nominale fournit une ITF pour l'orbite 544.

Extension à la zone de recouvrement entière

La méthode détaillée précédemment sur un seul couple de pixels est ensuite appliquée à tous les couples de pixels de la zone de recouvrement. Une nouvelle ITF finale est obtenue par la moyenne de ces nombreux couples. Quelques couples de pixels ne sont pas considérés dans cette moyenne pour différentes raisons : 1) lorsqu'un des pixels présente les caractéristiques spectrales de la glace (eau ou CO_2), car sa température ne peut pas être estimée à partir de la méthode de la section II.D.2 ; 2) lorsque les voies C des spectres de réflectance des deux pixels du couple sont trop différentes (continuum ou pente spectrale), car c'est la marque d'une variation de composition ou d'atmosphère (en particulier les aérosols) ; 3) lorsque les pixels du couple ont des angles d'incidence solaire trop différents, ce qui entraîne des chemins optiques dans l'atmosphère très différents avec ainsi une différence de quantité d'aérosols.

II.F.2.b. Nouvelle ITF pour les orbites 515-916

Dans la section précédente nous avons obtenu une nouvelle ITF pour le groupe d'orbites non-nominales 515-916 avec seulement une zone de recouvrement d'orbites, c'est-à-dire une seule paire d'orbites. Pour augmenter la qualité de la nouvelle ITF pour le groupe d'orbites 515-916, nous appliquons la même méthode à toutes les paires d'orbites se recouvrant avec l'une nominale, avant 511, et l'autre non-nominale, après 511. 13 paires d'orbites remplissent ce critère, pour lesquelles les écarts de longitude solaire s'étalent entre 4.1 et 5.5° et les écarts d'heure locale entre 3 et 7 minutes (terrestres). L'influence de l'inertie thermique sur l'amplitude du cycle de température diurne (voir Figure II-45) est négligeable pour une si courte durée. L'évolution de température décrite par l'eq. 27 et l'eq. 28 doit donc être correcte et les nouvelles fonctions de transfert ne doivent pas présenter de composante thermique rémanente.

Moyenne sur plusieurs paires d'orbites

Les ITFs obtenues à partir de chaque paire d'orbites se recouvrant sont moyennées pour obtenir une ITF définitive qui est présentée en Figure II-47. Nous voyons sur cette figure que le niveau absolu de cette ITF moyennée vaut environ 80% du niveau de l'ITF nominale pour les spectels où sa valeur est maximale. Leurs formes sont similaires, en particulier nous constatons que la nouvelle ITF ne présente effectivement pas de composante thermique rémanente. L'absence de données en dessous de $2.9 \mu\text{m}$ et entre 4.1 et $4.4 \mu\text{m}$ est dû aux absorptions atmosphériques saturées. Entre 4.4 et $4.9 \mu\text{m}$ nous avons vu en section I.C.1.e que l'atmosphère présente des absorptions intenses mais non saturées, qui vont affecter différemment les composantes réfléchi-diffusée et thermique du rayonnement en raison de leur différence de chemins optiques. Nous n'avons pas modélisé cette différence de transmission atmosphérique, c'est pourquoi nous considérons que la nouvelle ITF de la Figure II-47 n'est pas fiable dans ce domaine de longueurs d'onde. Au contraire nous avons confiance dans notre nouvelle ITF entre 2.9 et $4.1 \mu\text{m}$ et au-delà de $4.9 \mu\text{m}$ car les absorptions atmosphériques y sont très faibles. Le rapport présenté par la Figure II-47 (b) permet de mettre en évidence des petites différences de forme entre la nouvelle ITF et l'ITF nominale, comme par exemple la légère bosse à $3.7 \mu\text{m}$. Nous avons vu en section II.F.1 que de telles différences sur une petite échelle spectrale n'étaient pas attendues d'après la variation en OBC (Figure II-24). Elles proviennent vraisemblablement d'un rapport signal sur bruit limité des nouvelles ITFs, ou bien d'absorptions minéralogiques qui évoluent entre les couples d'orbites. Si nous utilisons la nouvelle ITF moyennée telle quelle pour le traitement de données nous allons créer des absorptions ou des émissions artificielles dans les spectres de réflectance qui ne sont pas liées à la composition.

Lissage et interpolation de la fonction de transfert

Nous avons développé une méthode, que nous décrivons dans ce paragraphe, pour obtenir des valeurs d'ITF valables entre 4.1 et $4.9 \mu\text{m}$ et pour enlever les bandes d'absorption artificielles. D'après le rapport d'OBCs de la Figure II-24, nous savons que le rapport entre la nouvelle ITF et l'ITF nominale devrait être continu et lentement variable avec la longueur d'onde. Nous pouvons donc améliorer la qualité de la nouvelle ITF en faisant un ajustement du rapport de la Figure II-47 (b) par une fonction lentement variable en longueur d'onde. Cet ajustement est fait uniquement avec les données valides de la nouvelle ITF. D'après la forme du rapport une fonction quadratique (polynôme de degré 2) semble la plus adaptée et est représentée sur la Figure II-47 (b). De par sa construction, cet ajustement ne présente pas d'absorption à petite échelle et fournit des données entre 4.1 et $4.9 \mu\text{m}$. Une nouvelle ITF

pour les orbites 515-916 peut alors être calculée en multipliant cette fonction quadratique par l'ITF nominale. Cette nouvelle ITF, présentée en Figure II-47 (a), est clairement lisse, en gommant les absorptions à petite échelle, et donne des données valables sur le domaine complet [2.8-5.1 μm].

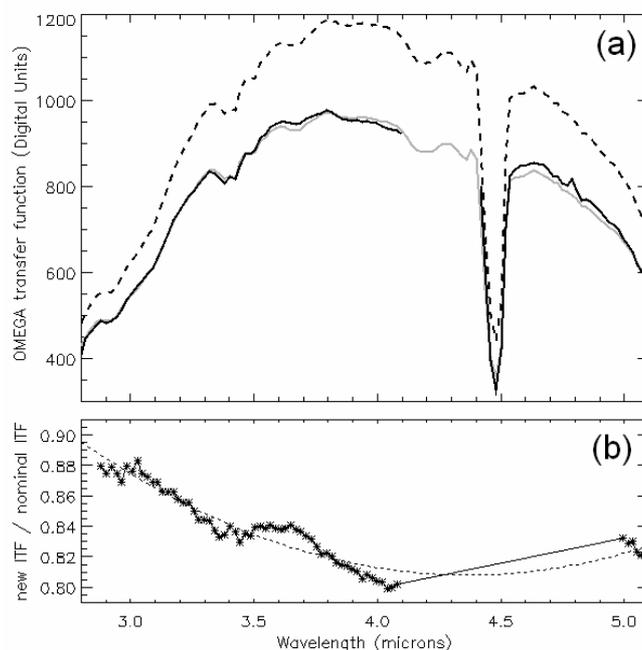


Figure II-47 : Détermination de la nouvelle fonction de transfert pour le groupe d'orbites non-nominales 515-916. (a) Courbe en pointillés : fonction de transfert OMEGA nominale. Courbes continues : nouvelle fonction de transfert pour le groupe 515-916 (moyennée sur plusieurs paires d'orbites) avant lissage (en noir) et après lissage (en gris). La nouvelle ITF avant lissage n'est pas valable dans le domaine [4.1-4.9 μm] à cause d'absorptions atmosphériques intenses. (b) Rapport entre la nouvelle ITF avant lissage et l'ITF nominale. Ce rapport est ajusté et remplacé par une fonction quadratique (ligne en pointillés) pour obtenir l'ITF lissée.

Qualité de la nouvelle fonction de transfert

Cette nouvelle ITF ajustée nous permet donc de traiter correctement les données pour les orbites 515-916. Nous avons calculé un spectre de réflectance pour l'orbite 521 de la Figure II-24 (b) en appliquant la méthode générale (sections II.B.2, II.B.3 et II.D.3) avec l'ITF nominale et la nouvelle ITF ajustée. Ces deux spectres, ainsi que l'observation de référence de l'orbite 488, sont présentés en Figure II-48. Le spectre de réflectance 521 obtenu avec la nouvelle ITF est désormais à un niveau semblable à celui de l'orbite 488, clairement supérieur au spectre de l'orbite 521 obtenu avec l'ITF nominale. Nous pouvons quantifier la qualité du nouveau traitement de données en calculant le rapport de réflectance moyenne entre les voies L et C (appelé par la suite rapport L/C). La réflectance sur la voie C est obtenue en faisant la moyenne du domaine [2.3-2.5 μm], celle de la voie L par la moyenne du domaine [3.80-3.86 μm]. Ces domaines ont été choisis car ils ne présentent pas de forte signature minérale ou atmosphérique, et parce qu'ils sont les plus proches possibles. La valeur du rapport L/C obtenue pour le spectre de l'orbite nominale 488 est 0.70. L'orbite non-nominale 521 traitée avec l'ITF nominale donne des valeurs de réflectance sur la voie L clairement inférieures, avec un rapport L/C de 0.59. Traiter l'orbite 521 avec la nouvelle ITF augmente ce

rapport à 0.71. L'écart relatif entre ce rapport pour l'observation non-nominale traitée avec une ITF adaptée et l'observation nominale vaut seulement $\sim 1\%$ pour cet exemple. Un test de qualité global des nouvelles ITFs basé sur le critère L/C sera présenté en section II.F.4.b.

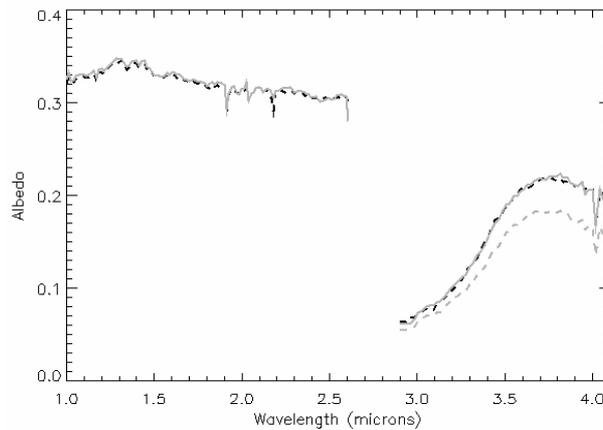


Figure II-48 : Spectres de réflectance (mêmes pixels que sur la Figure II-24) illustrant la qualité de la nouvelle fonction de transfert. Courbe de tirets noirs : spectre de l'orbite nominale 488 servant de référence. Courbe en tirets gris : spectre de l'orbite non-nominale 521 traitée avec l'ITF nominale. Courbe continue grise : spectre de l'orbite non-nominale 521 traitée avec la nouvelle ITF adaptée à son état de réponse photométrique. Les données au-delà de $4.1 \mu\text{m}$ ne sont pas tracées car, pour la majeure partie ($< 4.9 \mu\text{m}$), leur calcul est perturbé par des absorptions atmosphériques.

Autre groupe d'orbites nominales de référence

La méthode que nous venons de décrire a utilisé le groupe d'orbites 40-511 comme observations nominales de référence dans les paires d'orbites moyennées pour obtenir une nouvelle ITF adaptée au palier d'OBC 515-916. Nous voyons sur la Figure II-22 d'évolution de la réponse photométrique que le groupe 923-1224 est également à un niveau nominal et peut donc être utilisé pour les observations de référence. Nous avons donc appliqué la même méthode en utilisant ce groupe comme référence pour obtenir une nouvelle ITF pour le groupe 515-916. Cette nouvelle ITF présente le même niveau absolu et à peu près la même forme que l'ITF finale donnée en Figure II-47, avec toutefois une petite différence notable dans la région spectrale autour de $3 \mu\text{m}$. Cette caractéristique est vraisemblablement due à la variation de l'état d'hydratation de la surface entre les orbites 40-511 et 923-1224, variation que nous détaillerons en section III.E.1.b. Nous voyons sur cet exemple qu'un écart en longitude solaire trop élevé entre les observations à étalonner et les observations de référence est lié à une variation sensible des conditions environnementales, ce qui forme une limite à l'utilisation de notre méthode. Nous avons décidé de ne garder que la nouvelle ITF obtenue à partir des orbites 40-511 comme référence.

II.F.2.c. Extension de la méthode aux orbites 1224-1640

La méthode que nous venons d'illustrer pour le groupe d'orbites 511-915 peut être appliquée aux cinq états de réponse photométrique entre les orbites 1225 et 1640 de la Figure II-24 car ces orbites sont proches temporellement des observations nominales 923-1224. Ces cinq états correspondent aux orbites 1237 à 1265 (groupe D), 1269 à 1294 (E), 1316 à 1428 (F), 1455 à 1500 (G) et 1505 à 1640 (H). A nouveau, nous faisons une recherche systématique

de tous les recouvrements d'orbites nominales et non-nominales, et nous comparons les spectres des couples de pixels pour obtenir une nouvelle ITF moyennée sur cet ensemble. Les pixels présentant des caractéristiques spectrales de glace, des grandes différences de voies C ou des écarts importants d'angle d'incidence solaire ne sont pas considérés. Afin d'éviter les phénomènes d'évolution temporelle ou de hausse aux hautes latitudes de l'hydratation (voir sections III.E.1.b et III.F), nous restreignons le jeu de données aux latitudes [50°S-50°N]. Les orbites de référence sont dans tous les cas le groupe 923-1224 (groupe C), mais aussi éventuellement les groupes D à H eux-mêmes lorsqu'une nouvelle ITF a été calculée pour chacun d'eux (il s'agit par exemple d'utiliser le groupe D nouvellement étalonné comme groupe de référence pour le groupe E, et ainsi de suite). Ceci nous permet d'augmenter le nombre d'orbites se recouvrant et de réduire les écarts en longitude solaire. Les écarts en longitude solaire et en heure locale entre les pixels d'un couple ne dépassent jamais 7° et 15 min respectivement lorsqu'il s'agit d'obtenir une nouvelle ITF pour les groupes D et E. Ces écarts augmentent jusqu'à plus de 30° et 2h pour les groupes F, G et H, ce qui peut invalider l'hypothèse d'absence de conduction vers le sol contenue dans l'eq. 27. Nous devons être particulièrement attentifs à la qualité des nouvelles ITF déduites pour ces trois groupes.

Les nouvelles ITFs calculées pour les groupes D à H grâce à notre méthode sont présentées en Figure II-49 (a). Ces ITFs présentent toujours la même forme que l'ITF nominale. Nous voyons qu'entre 2.8 et 3.7 μm les nouvelles fonctions de transfert brutes (avant lissage et interpolation), déduites directement des moyennes des rapports entre couples de pixels, respectent la hiérarchie de niveau absolu des OBCs associées données en Figure II-21. Il est important de noter que le lien entre OBC et ITF n'est pas linéaire. Au-delà de 3.7 μm la hiérarchie n'est plus respectée, ce que nous discutons ci-après. Comme dans le cas de la section précédente, l'évolution des spectres OBCs de la Figure II-21 montre qu'aucune absorption/émission de petite échelle n'est attendue dans les spectres d'ITF. Nous voyons dès lors que le rapport signal sur bruit des nouvelles ITF de la Figure II-49 (a) peut être très faible, en particulier pour le groupe 1237-1265. Cette situation est due à la faiblesse du nombre d'orbites dans chaque groupe de stabilité de la réponse photométrique (D à H), responsable du peu de zones de recouvrements avec des orbites nominales. Dans ce cas la moyenne d'ITF n'est calculée qu'avec peu de paires d'orbites. Nous notons de plus que les valeurs entre 4.4 et 4.9 μm sont fortement variables avec la longueur d'onde en raison des absorptions atmosphériques non saturées. Comme précédemment, ces deux défauts peuvent être corrigés en interpolant ces cinq ITFs brutes. Le rapport de chacune de ces ITFs avec l'ITF nominale est interpolé par une fonction quadratique, ce qui permet d'obtenir les ITFs lissées et interpolées qui sont présentées en Figure II-49 (b).

Nous voyons sur la Figure II-49 (a) qu'au-delà de 3.7 μm , la nouvelle ITF du groupe d'orbites 1505-1640 (groupe H) ne respecte plus la hiérarchie des OBCs de la Figure II-21. Son spectre décroît comme si une composante thermique avait été retranchée, ce qui révèle la limite de notre méthode vis-à-vis de l'hypothèse de l'équilibre radiatif de l'eq. 27. Nous avons donc décidé de ne pas prendre en compte la nouvelle ITF pour le groupe 1505-1640 (H) pour les études qui suivent car le traitement des données brutes OMEGA utilisant cette ITF sous-estimerait la réponse photométrique réelle de l'instrument. En particulier nous ne l'interpolons pas sur la Figure II-49 (b). Nous pouvons également constater sur la Figure II-49 (a) que les groupes 1316-1428 (F) et 1455-1500 (G) donnent également l'impression d'être influencés par une composante thermique. Nous avons décidé de conserver ces deux ITFs pour la suite mais en leur accordant moins de confiance qu'à celles des groupes B, D et E.

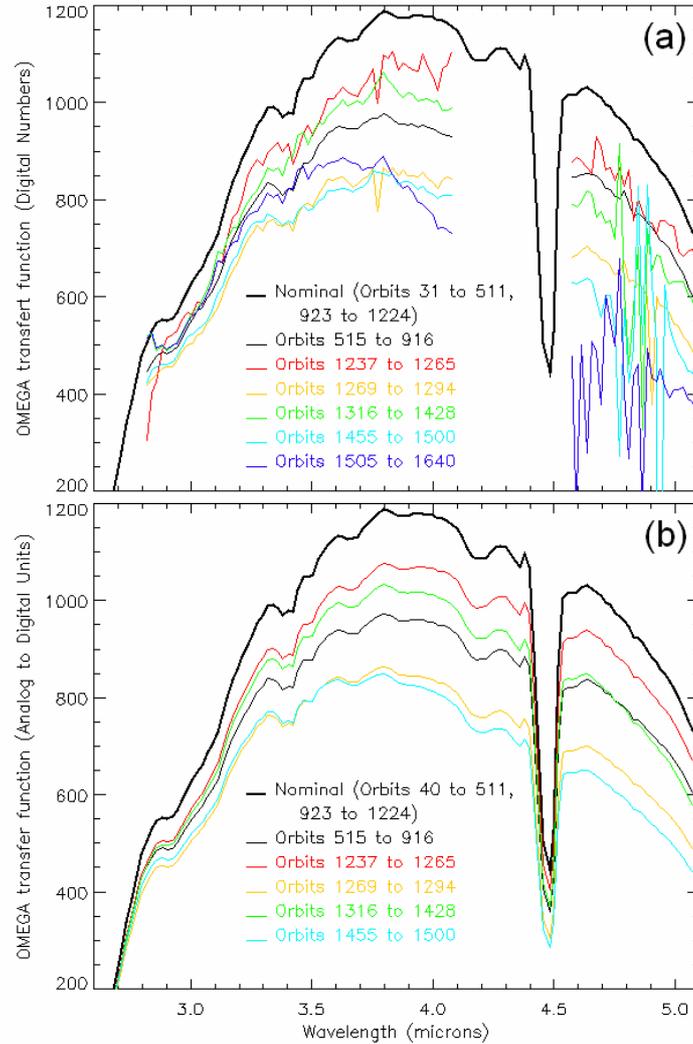


Figure II-49 : Nouvelles fonctions de transfert pour les différents groupes des orbites 1224 à 1650 dont les OBCs sont données en Figure II-21. Ces ITFs ont été obtenues en utilisant la méthode décrite dans les sections II.F.2.a et II.F.2.b avec les orbites 923-1224 comme observations de référence. Pour comparaison l'ITF nominale et la nouvelle ITF pour le groupe 515-916 sont également données. (a) Fonctions de transfert brutes, moyennées sur plusieurs paires d'orbites mais non lissées et non interpolées. (b) Fonctions de transfert après lissage et interpolation.

II.F.3. Obtention d'une ITF pour chaque orbite

Nous venons de voir que les variations d'environnement et de température, induites par des écarts de longitude solaire trop larges entre observation non-nominale et observation de référence, rendaient inefficace la méthode précédente pour obtenir une ITF pour le groupe d'orbites 1505-1640. Le groupe d'orbites nominales suivant est le groupe 2850-3050 (K) mais il n'existe aucun recouvrement de pixels avec les orbites précédant 2850 qui présente des voies C semblables. Les orbites entre 1640 et 2550 sont donc également trop éloignées (en longitude solaire) d'un groupe d'orbites nominales pour pouvoir obtenir des nouvelles ITFs avec la méthode précédente. Pour les orbites au-delà de 2500 nous avons envisagé d'utiliser les orbites nominales de début de mission car elles ont été acquises à la même longitude

solaire lors d'une autre année martienne. Ces orbites présentaient cependant des résolutions spatiales très différentes avec généralement des différences notables de voie C. Nous avons dû développer une autre méthode pour obtenir des nouvelles ITFs aux orbites entre 1640 et 2550.

II.F.3.a. Relation générale entre OBCs et ITFs

Parmi les trois méthodes évoquées dans la section II.F.1 pour l'obtention de nouvelles fonctions de transfert, la méthode de déduction de l'ITF à partir de l'OBC devient désormais accessible. En effet la méthode empirique précédente nous a permis d'obtenir cinq nouvelles ITFs (Figure II-49) pour lesquelles nous connaissons les OBCs associées (Figure II-21). En leur ajoutant l'ITF nominale, nous pouvons tenter de construire le lien entre les deux. Si ce lien est cohérent, la connaissance d'une OBC nous permettra de générer n'importe quelle ITF.

La section II.F.2.c a montré que la hiérarchie entre les six ITFs connues est la même que celle des OBCs associées, mais leur relation est non-linéaire. Pour quantifier cette relation la Figure II-50 (a) trace une courbe, pour chaque spectel fiable, de la valeur de ces six ITFs en fonction de leur OBCs associées. Les courbes correspondant aux spectels chauds ou morts ne sont pas tracées, ainsi que celles des spectels de longueur d'onde plus basse que $2.9 \mu\text{m}$ à cause de l'absorption atmosphérique ou les spectels autour de $4.5 \mu\text{m}$ à cause du filtre à second ordre (voir section II.F.1). Nous voyons que la tendance entre ITF et OBC est continue et croissante, ce qui rend aisée la construction d'un modèle d'ajustement. Nous n'avons pas de modèle mathématique a priori pour cette courbe car l'origine physique du défaut instrumental de la voie L n'est pas connue. Nous avons décidé d'interpoler ces points par une loi de puissance, avec une loi indépendante pour chaque spectel :

$$ITF(s) = k_1(s).OBC(s)^{k_2(s)} \quad \text{eq. 29}$$

où s est le numéro de spectel, $ITF(s)$ est la valeur de la fonction de transfert au spectel s , $OBC(s)$ est la valeur de la réponse photométrique à la lampe d'étalonnage au spectel s , et k_1 , k_2 respectivement le facteur d'échelle et l'exposant de la loi de chaque spectel, qui sont les paramètres libres à ajuster. Nous faisons l'hypothèse que pour une valeur nulle d'OBC l'ITF associée prend aussi une valeur nulle. Il ne doit en effet pas y avoir de décalage d'origine car les données brutes d'OBC sont déjà des données soustraites de la mesure du courant d'obscurité. Cette absence de décalage à l'origine semble en accord avec la Figure II-50 (a).

Les valeurs des paramètres libres ($k_1(s)$, $k_2(s)$) sont obtenues indépendamment pour chaque spectel en minimisant la distance (au sens des moindres carrés) avec les données obtenues empiriquement. Lors de l'ajustement par la loi de puissance, un poids double est donné à l'ITF nominale car nous avons une grande confiance dans sa valeur du fait de sa mesure en laboratoire. Au contraire nous ne donnons qu'un demi-poids aux ITFs des groupes 1316-1428 et 1455-1500 car nous avons vu en section II.F.2.c qu'elles comportaient vraisemblablement encore une composante thermique. Les courbes d'ajustement résultantes sont présentées en Figure II-50 (b). Les valeurs moyennes du facteur d'échelle k_1 et de l'exposant k_2 valent respectivement 153 et 0.263.

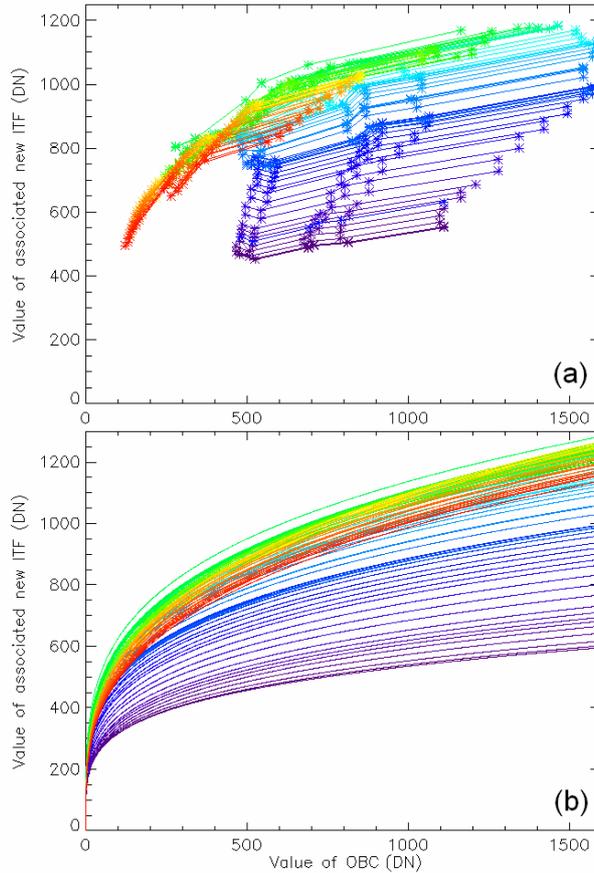


Figure II-50 : Relation entre la réponse photométrique à la lampe interne d'étalonnage (OBC) et la fonction de transfert (ITF) pour chaque spectel fiable de la voie L entre 146 et 255 (les courbes associées aux spectels défectueux 155 et 188 ne sont pas tracées, ainsi que celles des spectels 219 à 277 à cause de la présence d'un filtre pour les seconds ordres). (a) Valeur pour spectel de l'ITF en fonction de l'OBC associée pour chacune des six ITFs disponibles (la nominale et les cinq obtenues en section II.F.2.c). (b) Modélisation de ces courbes par une loi de puissance construite indépendamment pour chaque spectel.

II.F.3.b. Nouvelles ITFs obtenues

Ce modèle nous permet de construire une nouvelle ITF pour n'importe quelle orbite, quel que soit son état de réponse photométrique, à condition de disposer d'une mesure fiable de son OBC. Nous avons vu en effet que certaines OBC étaient acquises à une température trop élevée. En pratique, nous n'avons pas besoin systématiquement d'une OBC car nous avons identifié 8 groupes d'orbites à réponse photométrique stable sur la Figure II-21. Nous avons déduit dans chaque cas un spectre d'OBC moyen, auquel nous appliquons le modèle de l'éq. 29 pour obtenir une ITF. A l'intérieur de ces groupes de stabilité nous faisons l'hypothèse que toutes les orbites ont le même état de réponse photométrique, que l'orbite dispose d'une OBC fiable pour le vérifier ou non. Les nouvelles ITFs calculées par le modèle pour ces groupes de stabilité sont représentées en Figure II-51 (a). Ces fonctions ont une forme similaire à l'ITF nominale et aucune contribution thermique ne semble présente.

Sur le graphique de la Figure II-51 (a) est représentée en gras l'ITF nominale. Nous avons comparé cette ITF avec l'ITF calculée avec l'éq. 29 pour une OBC nominale. La Figure II-51 (b) représente le rapport entre ces deux spectres. Nous voyons que leur écart relatif est

inférieur à 1% en excluant la région [4.4 – 4.6 μm] comme mentionné précédemment, ce qui constitue une première vérification de la qualité du modèle développé. Nous considérons que les huit nouvelles fonctions de transfert sont désormais prêtes pour des usages scientifiques. D'après la Figure II-21 il existe un nombre non négligeable d'orbites en dehors des paliers de stabilité de la réponse photométrique, donc lors d'évolutions brusques du défaut instrumental de la voie L. Lorsqu'une OBC est disponible nous pouvons calculer une nouvelle ITF, qui ne sera valable que si la réponse photométrique n'évolue pas au sein même de l'orbite. Comme nous n'avons pas de moyen de vérifier ce point nous devons traiter ces cas avec beaucoup de précaution. Pour les orbites sans OBC, nous pouvons envisager d'en générer une par interpolation linéaire entre les OBCs des orbites voisines et de là obtenir une ITF.

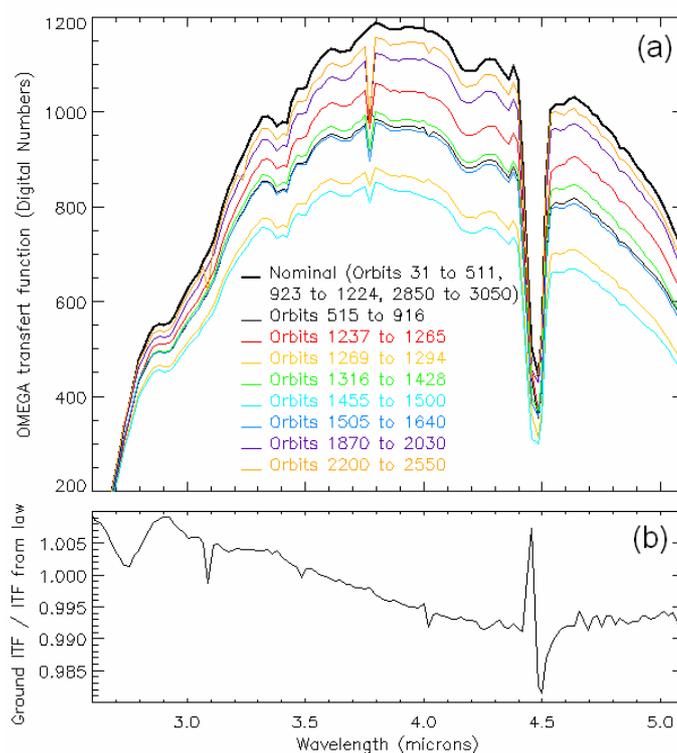


Figure II-51 : Les nouvelles fonctions de transfert pour la voie L d'OMEGA déduites à partir du modèle de relation entre OBC et ITF. (a) ITFs correspondant aux 8 régions d'orbites à réponse photométrique stable (voir Figure II-21), tracées avec l'ITF nominale (courbe noire en gras). (b) Rapport entre l'ITF nominale et l'ITF générée par le modèle ITF-OBC appliqué à une OBC nominale.

II.F.3.c. Nouvelle couverture spatiale de la voie L

En utilisant les données provenant des huit régions d'orbites désormais correctement étalonnées pour la radiométrie, 89% de la surface de Mars est observée au moins une fois par OMEGA et 65% au moins deux fois. Si l'on ne considère que les observations de surface dépourvue de glace d'eau et de CO₂, la couverture spatiale atteint ~70%, avec une nette augmentation de la quantité de données comme le montre la Figure II-52.

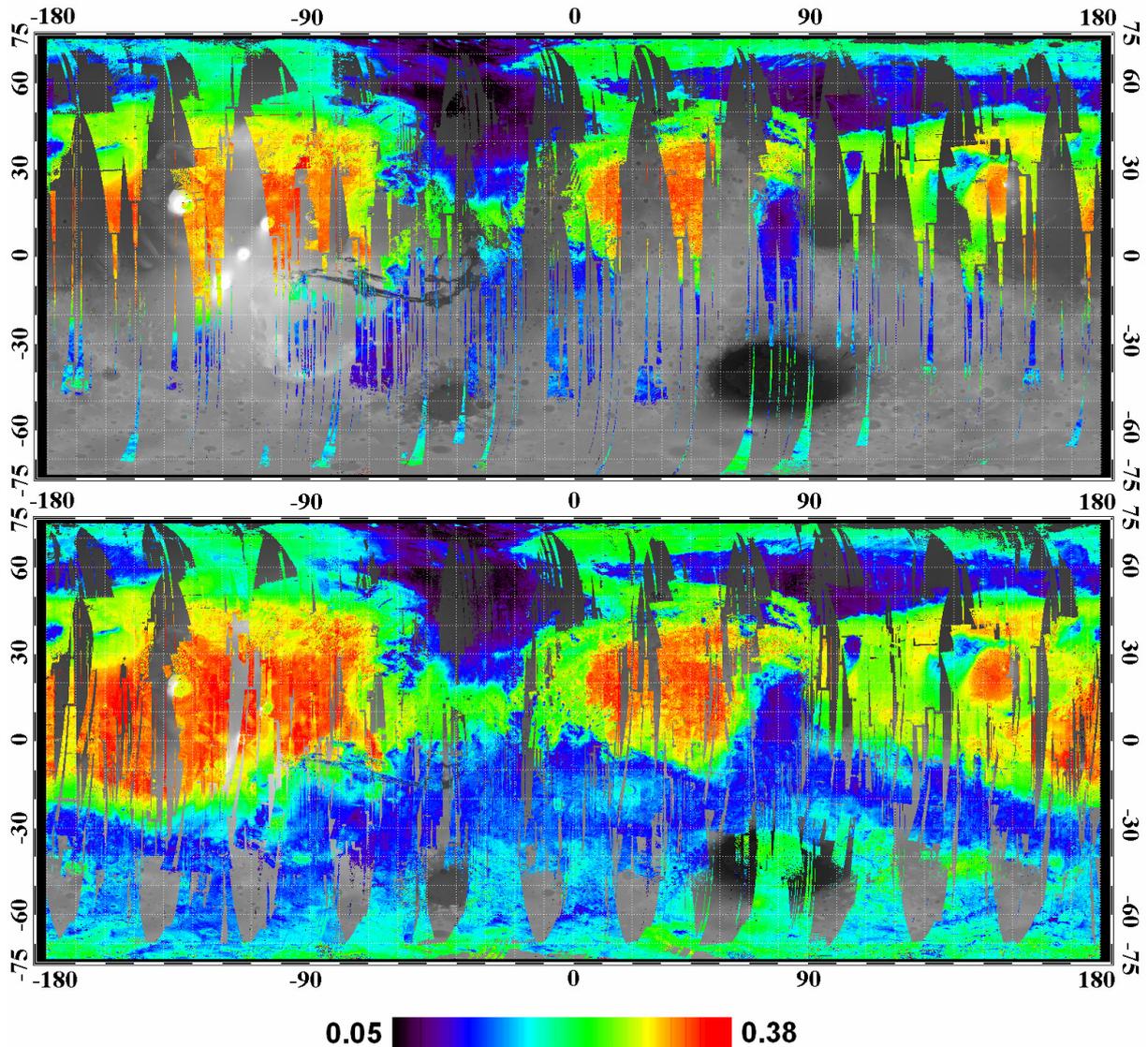


Figure II-52 : Carte de la réflectance OMEGA de la voie L, prise en moyenne de la région spectrale [3.8 μm - 4 μm]. Les données sont projetées sur l'altimétrie MOLA. En haut : données nominales uniquement (orbites 40-511 et 923-1224). En bas : données nominales et non-nominales pour lesquelles une nouvelle fonction de transfert est disponible.

II.F.4. Validation des nouvelles ITFs

Nous décrivons désormais les différents tests que nous avons effectués pour valider les nouvelles fonctions de transfert obtenues précédemment. Nous avons mentionné dans la section précédente la comparaison entre ITF nominale et ITF calculée avec l'OBC nominale, qui constitue une première validation. Les tests des trois sections qui suivent se basent sur le jeu entier de données de la voie L en comparant les tendances de différents critères sur le jeu nominal et le jeu correctement étalonné. Trois principaux critères ont été utilisés, que nous présentons ci-après : la cohérence du niveau moyen de réflectance de la voie L entre orbites se recouvrant, une comparaison systématique de la réflectance de la voie L avec celle de la voie C, et une comparaison systématique de la température de surface avec les résultats d'une simulation numérique.

II.F.4.a. Cohérence des traces se recouvrant

Sur Mars, les grandes structures de surface, claires et sombres, sont stables dans le temps [Geissler, 2005]. L'impact des variations saisonnières de l'épaisseur optique des aérosols est beaucoup moins important aux grandes longueurs d'onde que dans le visible pour le proche-infrarouge (voir section II.E.4 [Santee and Crisp, 1995 ; Toon et al., 1977 ; Drossart et al., 1991 ; Erard, 2001]), et de plus les mesures des MERs ont montré que pendant les orbites 0 à 3050 de Mars Express, aucune tempête globale n'avait eu lieu (voir I.C.1.e [Smith et al., 2006 ; Lemmon et al. 2006]). De ces deux arguments nous pouvons déduire que sur les orbites 0 à 3050, le niveau moyen de réflectance sur la voie L ne doit pas présenter de variations saisonnières en un lieu donné, comme le ferait par exemple le recouvrement de zones sombres par de la poussière. Sur la Figure II-52 nous pouvons voir que de manière générale, lorsque des orbites, acquises à différentes longitudes solaires, se recouvrent, nous ne pouvons pas les distinguer, ce qui est en accord avec l'absence d'évolution saisonnière du niveau moyen de la voie L. En particulier, les orbites acquises à différents niveaux de réponse photométrique ne peuvent pas être distinguées, ce qui est une validation de la qualité des données traitées avec les nouvelles ITFs de la section précédente.

II.F.4.b. Comparaison albédo voie C / voie L

La deuxième validation globale compare les données de la voie L avec celles de la voie C. En effet nous avons vu en section II.B.4.f que la réponse photométrique de la voie C est particulièrement stable, ce qui constitue une bonne référence pour comparer le comportement de la voie L entre les états nominaux et non-nominaux. A l'échelle globale, le niveau moyen de réflectance sur la voie L devrait présenter les mêmes tendances sur celui de la voie C. Nous comparons les deux voies par l'intermédiaire du rapport entre réflectances à 3.8 et 2.4 μm , dit rapport L/C et déjà défini dans la section II.F.2.b. Ce rapport est calculé pour tous les pixels OMEGA, nominaux et non-nominaux mais correctement étalonnés, et une valeur moyenne est obtenue par orbite pour suivre l'évolution avec le numéro de l'orbite. Pour les états non-nominaux de la voie L, ce rapport est calculé pour des données traitées avec l'ITF nominale, puis avec l'ITF adaptée (quand une nouvelle ITF est calculable c'est-à-dire quand une OBC est disponible).

La Figure II-53 présente l'évolution du rapport L/C avec le numéro de l'orbite. Nous voyons sur cette figure que ce rapport pour les données nominales (orbites 40-511 et 923-1224) est très stable dans le temps, avec une moyenne de ~ 0.770 , et présente une faible dispersion puisque l'écart-type vaut ~ 0.026 . Au contraire, le rapport L/C pour les données non-nominales traitées avec l'ITF nominale (croix noires) présentent des variations fortes qui sont clairement corrélées avec l'état d'OBC (courbe rouge). Dans ce cas la moyenne et l'écart-type associés valent respectivement ~ 0.746 et ~ 0.067 . En traitant les données non-nominales avec les nouvelles ITFs adaptées, ces fortes variations disparaissent presque totalement (croix vertes) et le rapport L/C présente un comportement beaucoup plus proche du comportement nominal, avec une moyenne et un écart-type valant respectivement ~ 0.777 et ~ 0.027 . La qualité de la correction est particulièrement visible pour les groupes d'orbites 515-620, 890-916, 1237-1428 et au-delà de 1505. Nous voyons de plus que l'étalonnage effectué par les nouvelles ITFs est robuste puisqu'il est capable de soit augmenter le niveau moyen de réflectance de la voie L, par exemple pour les orbites 1237-1640, soit de le diminuer grâce à une meilleure estimation de la température à 5.1 μm , par exemple pour les orbites 1870-2550. La grande proximité de comportement du rapport L/C entre les données

nominales et non-nominales traitées avec les nouvelles ITFs nous apporte donc une troisième validation de la qualité des nouvelles fonctions de transfert.

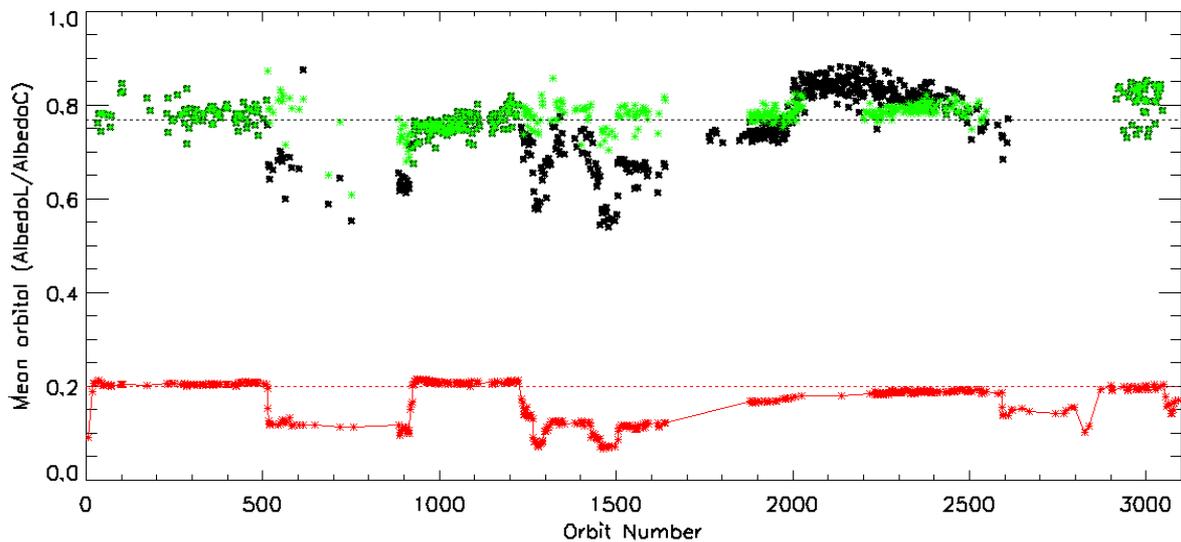


Figure II-53 : Evolution du rapport L/C (réflectance à $3.8 \mu\text{m}$ sur la réflectance à $2.4 \mu\text{m}$) calculé pour chaque pixel OMEGA et moyenné par orbite. Les croix noires correspondent aux données calculées avec l'ITF nominale pour toutes les orbites ; le pointillet marque la valeur moyenne du rapport pour les données nominales (0.770). Les croix vertes correspondent au traitement des données avec les ITFs adaptées (en particulier les nouvelles ITFs pour les groupes d'orbites non-nominaux). La courbe rouge représente la courbe de l'évolution de l'OBC (échelle arbitraire) avec le numéro de l'orbite (voir Figure II-22); le pointillet horizontal marque la valeur du niveau nominal. Seules les données présentant une OBC fiable sont représentées sur les courbes verte et rouge (ce qui explique les lacunes sur ces courbes, par exemple entre les orbites 2030 et 2200).

II.F.4.c. Comparaison des températures avec un modèle numérique

Notre troisième validation globale se base sur la comparaison des températures de surface déduites des spectres OMEGA avec celles d'une simulation numérique totalement indépendante d'OMEGA : le GCM du Laboratoire de Météorologie Dynamique, dont les résultats sont délivrés dans la Martian Climate Database [Forget et al., 1999 ; Lewis et al., 1999]. Notre méthode d'estimation de la température à $5.1 \mu\text{m}$ est détaillée dans la section II.D.2, et les principes du GCM et de la MCD sont expliqués dans la section II.E.1. La section II.E a déjà comparé les températures T_{OMEGA} , obtenues sur les spectres OMEGA, et T_{MCD} , obtenues par interpolation des données de la MCD, grâce à la variable $\Delta T = T_{\text{OMEGA}} - T_{\text{MCD}}$. La moyenne de ΔT par orbite, calculée pour les données OMEGA traitées uniquement avec l'ITF nominale, a été présentée en Figure II-39. Nous proposons ici de tester la qualité des nouvelles ITFs en comparant le comportement du ΔT des données nominales avec celui du ΔT calculé pour toutes les données traitées avec une ITF adaptée. Les deux courbes sont présentées en Figure II-54.

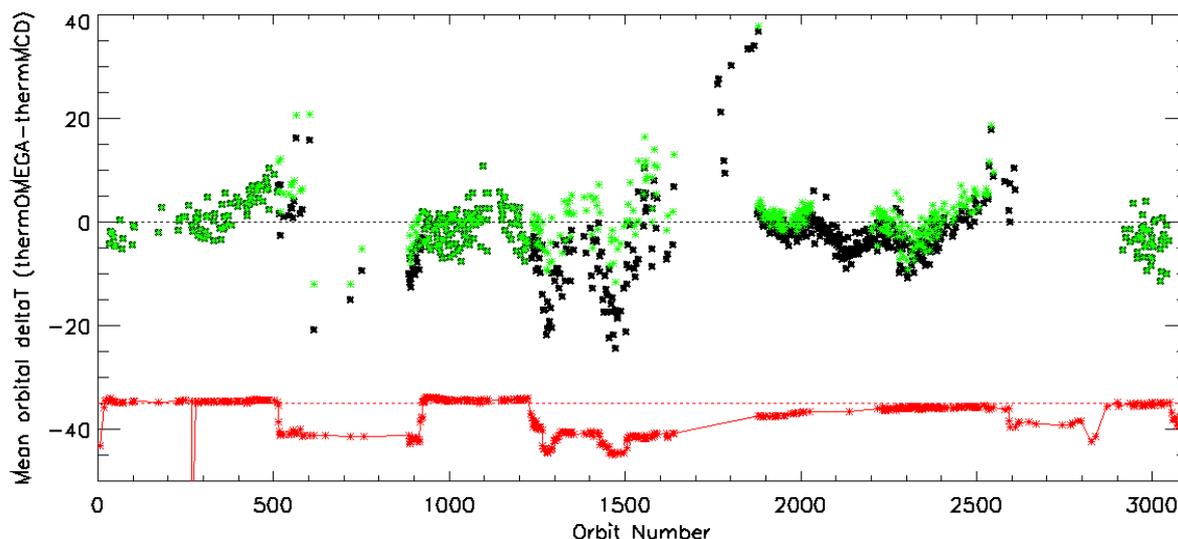


Figure II-54 : Evolution de la variable ΔT ($T_{OMEGA} - T_{MCD}$) calculée pour chaque pixel OMEGA et moyennée par orbite. Les croix noires (reprises de la Figure II-39) correspondent aux données calculées avec l'ITF nominale pour toutes les orbites ; le pointillet marque la valeur moyenne des données nominales. Les croix vertes correspondent au traitement des données avec les ITFs adaptées (en particulier les nouvelles ITFs pour les groupes d'orbites non-nominaux). La courbe rouge représente la courbe de l'évolution de l'OBC (échelle arbitraire) avec le numéro de l'orbite (voir Figure II-22); le pointillet horizontal marque la valeur du niveau nominal. Seules les données présentant une OBC fiable sont représentées sur les courbes verte et rouge (ce qui explique les lacunes sur ces courbes, par exemple entre les orbites 2030 et 2200).

Nous avons vu en section II.D le bon accord de T_{OMEGA} et T_{MCD} sur les données nominales, avec une moyenne de ΔT à $\sim 0.03K$ et un écart-type ne dépassant pas $4K$. La section II.D a discuté des évolutions internes aux groupes nominaux. Au contraire, les groupes d'orbites non-nominaux traités avec l'ITF nominale (croix noires) présentent des valeurs de ΔT qui peuvent être fortement négatives (jusque $-20K$) qui corréleront très bien avec l'état de l'OBC (courbe rouge). Les moyenne et écart-type sur l'ensemble des orbites valent dans ce cas $-2.7K$ et $6.3K$. En traitant ces mêmes données avec les nouvelles ITFs adaptées (croix vertes), nous voyons que ces variations diminuent clairement et les moyenne et écart-type totaux se rapprochent du comportement nominal avec des valeurs respectives de $0.6K$ et $5.1K$. La similarité de comportement, estimé par la moyenne et l'écart-type, entre les données nominales et les données non-nominales traitées avec les ITFs adaptées constituent une dernière validation globale de la qualité des nouvelles ITFs.

II.F.5. Conclusion sur l'étalonnage de la voie L

Pour faire face aux variations de réponse photométrique de la voie L d'OMEGA, nous avons été capables d'obtenir de nouvelles fonctions de transferts adaptées aux niveaux non nominaux. Nous avons obtenu une relation entre OBC et ITF grâce aux ITFs empiriques que nous avons calculées sur des recouvrements d'orbites nominales et non-nominales. Nous avons montré la qualité de ces nouvelles ITFs par quatre méthodes différentes. Avec les groupes d'orbites à l'intérieur de paliers stables de calibration, nous obtenons désormais une

couverture globale quasi complète, avec des recouvrements utiles pour étudier les variations temporelles. Nous couvrons désormais une année martienne complète.

Le logiciel de traitement des données OMEGA va être prochainement mis à jour pour prendre en compte ce nouvel étalonnage. Dans ce but nous allons générer des OBCs pour les orbites n'en disposant. Cette génération se fera par interpolation linéaire avec des OBCs voisines. Un dernier travail consistera alors à déterminer la registration entre voie C et voie L pour les orbites au-delà de 3050, afin d'être capable de traiter la voie L sur l'ensemble des orbites OMEGA.

III Etude de la bande à 3 μm sur les données OMEGA

La section I.C.2 a montré que l'hydratation des sols était responsable d'une bande d'absorption profonde et large autour de 3 μm sur les spectres de réflectance. Nous pouvons donc étudier l'hydratation actuelle de la surface de Mars en analysant cette bande sur les spectres de réflectance obtenus avec OMEGA. Par comparaison avec les anciens instruments IRS et ISM nous pouvons accéder à une couverture quasi-totale de la surface, avec des résolutions spatiales variables entre 0.3 et 5 km, tout au long de l'année martienne. Notre étude se veut avant tout globale pour tenter de détecter des évolutions de l'hydratation en fonction du type de sol, de sa position géographique, de son environnement, de la saison et éventuellement du moment de la journée. Nous cherchons ainsi à confirmer par l'observation ce que les modèles et simulations numériques prédisent : le régolite serait un réservoir d'eau important sur Mars ; il pourrait influencer le cycle de l'eau en piégeant ou émettant de la vapeur sous forme d'eau adsorbée. Nous cherchons également à connaître les lieux où l'altération due à l'hydratation sera la plus probable.

L'étude de l'hydratation à partir de la bande à 3 μm se base sur la voie L d'OMEGA. Comme nous l'avons présenté dans le chapitre II, la voie L est sujette à un problème instrumental qui se traduit par une évolution de la réponse photométrique avec le temps. Non corrigé, ce défaut rend impossible toute comparaison de spectre d'un état d'étalonnage à un autre. Ce travail sur l'hydratation se basant sur l'étude de corrélations globales il faut donc être très vigilant quant aux données utilisées. Une première partie de ma thèse a consisté à étudier l'hydratation uniquement sur le jeu de données nominal, c'est-à-dire entre les orbites 40 et 511 et entre 923 et 1224. Ce jeu de données permettait d'obtenir rapidement des premiers résultats avant d'entreprendre le travail de correction de l'étalonnage de la voie L. Comme l'a montré la section II.B.4.f ce jeu de données représente ~30% de la surface non couverte de glace pendant le printemps et l'été de l'hémisphère nord. Cette couverture est très partielle mais a permis d'établir de nombreux résultats qui ont fait l'objet de deux publications dans JGR [Jouglet et al. 2007 ; Milliken et al. 2007a]. Après cette publication le travail de génération de nouvelles fonctions de transfert a permis d'obtenir des données avec des étalonnages comparables jusqu'à l'orbite 3050, représentant 70% de la surface non couverte de glace pendant une année martienne complète. Cette couverture élargie a permis de confirmer les tendances observées sur le jeu de données nominal et d'avoir accès à l'hémisphère sud. Comme le jeu de données recalibrées n'a pas contredit les résultats précédents, nous choisissons de montrer directement les résultats sur l'hydratation de la surface à partir des données de l'orbite 40 à 3050. Les résultats globaux vont être soumis pour publication.

Nous allons dans un premier temps discuter du critère retenu pour avoir une estimation quantitative de la force de la bande à 3 μm . Nous présenterons ensuite les résultats principaux de cette étude, à savoir la répartition globale de l'hydratation sur la planète et son origine, les corrélations globales observées entre l'hydratation et d'autres paramètres (albédo, température de surface, altitude), l'évolution temporelle de l'hydratation et l'interaction entre l'hydratation de surface, le permafrost et la vapeur d'eau atmosphérique dans les régions polaires.

III.A. Critères retenus pour étudier l'hydratation

Plusieurs critères sont possibles pour obtenir une estimation quantitative de la bande à 3 μm . Nous avons retenu deux critères principaux, la profondeur de bande intégrée (IBD) qui nous permet d'estimer à la fois la profondeur et la largeur de la bande, et la teneur massique en eau (WP) par comparaison avec les mesures expérimentales de Yen et al. [1998] (voir section I.C.3.a). Avant de détailler ces deux critères nous évoquons le critère simple de profondeur de bande. Nous verrons ensuite le choix effectué par Milliken et al. [2007a] pour l'estimation des teneurs en eau.

III.A.1. Profondeur de bande (BD)

Pour étudier l'hydratation sur les centaines de millions de spectres OMEGA il est nécessaire de se donner un critère d'estimation quantitatif de la bande à 3 μm . Ce critère doit réduire les données, c'est-à-dire donner seulement un scalaire à partir d'un spectre, tout en conservant le maximum d'information. Plusieurs critères sont possibles, dont l'efficacité a été discutée par Milliken and Mustard [1995]. Le critère le plus simple est la Profondeur de Bande, déjà mentionné en section I.C.1.c et utilisé pour estimer la présence de glace d'eau et de CO_2 . Ce critère est adapté au cas de bandes étroites comparées à la résolution spectrale d'OMEGA (quelques spectels tout au plus). En revanche ce critère ne semble pas très pertinent pour la bande d'hydratation à 3 μm car il ne tient pas compte de la largeur de la bande. Or toute la largeur de la bande compte pour avoir une estimation de la quantité d'eau. Nous avons vu en effet à la section I.C.2 que la bande à 3 μm est large car la force des liaisons hydrogènes, qui modifie la force de la liaison covalente O-H est variable d'une molécule d'eau à une autre. De plus ce critère utiliserait comme fond de bande les spectels où la bande est la plus profonde. Or pour de telles longueurs d'onde nous avons en général saturation de la diffusion en volume, donc une sensibilité plus faible à la quantité d'eau. Le niveau de réflectance est alors uniquement défini par la diffusion en surface et la diffusion par les aérosols. Nous avons donc rejeté ce critère pour l'étude de la bande à 3 μm .

III.A.2. Profondeur de bande intégrée (IBD)

Le critère quantitatif que nous avons retenu est la Profondeur de Bande Intégrée (en anglais Integrated Band Depth, abrégé IBD par la suite). Ce critère consiste à calculer la profondeur de bande (au sens défini à la section I.C.1.c) sur chaque spectel entre 2.9 et 3.7 μm et d'en faire la moyenne (Figure III-1). La formule associée à cette moyenne est donnée par:

$$IBD = \frac{1}{N} \sum_{\lambda_0=2.9\mu\text{m}}^{\lambda_N=3.7\mu\text{m}} \left(1 - \frac{albedo(\lambda)}{continuum(\lambda)}\right) \quad eq. 30$$

Cette moyenne porte sur $N=39$ spectels. Les valeurs de l'IBD ont donc un sens physique puisqu'elles correspondent à une profondeur moyenne de la bande (qui pourra être mentionnée en pourcents). Le choix du continuum utilisé pour l'IBD n'est pas trivial. Dans cette étude nous prenons comme continuum la droite reliant les valeurs de réflectance à 2.35 et 3.7 μm . Nous voyons ici l'avantage d'OMEGA, par rapport à ISM, d'avoir accès aux grandes longueurs d'onde en infrarouge moyen. La valeur 2.35 μm se trouve entre les absorptions

atmosphériques à 2.0 μm qui sont parfois mal corrigées et les absorptions totales à 2.7 μm . La valeur 3.7 μm se trouve vers la fin apparente de la bande à 3 μm , pour les longueurs d'onde plus grandes le spectre reste horizontal (jusque la bande de CO_2 à 4.1-4.4 μm). La minéralogie de Mars ne présente pas de forte bande d'absorption au niveau des longueurs d'onde 2.35 et 3.7 μm .

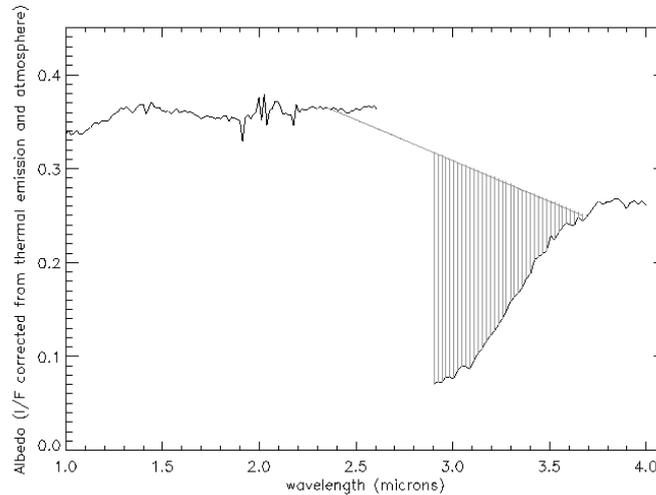


Figure III-1 : Illustration de la méthode de la profondeur de bande intégrée (IBD) sur un spectre OMEGA. L'IBD calcule la moyenne de la profondeur de bande entre la valeur de la réflectance et un continuum linéaire pris entre 2.35 et 3.7 μm pour tous les spectels compris entre 2.9 et 3.7 μm .

Pommerol et al. [2007a, 2007b, 2008a, 2008b] utilisent un critère proche de l'IBD pour des mesures en laboratoire qui nécessitent également de définir un continuum. Les auteurs ont choisi un continuum indépendant de la longueur d'onde et égal à une valeur de réflectance sur la voie C. Ce choix est justifié par le fait que la bande d'hydratation à 3 μm influence normalement les spectres jusque 4 μm , comme le montrent les différentes expériences de déshydrations présentées en section I.C.3.b. Ce continuum horizontal n'est donc pas dépendant de l'état d'hydratation contrairement au continuum choisi entre 2.35 et 3.7 μm . Cependant les données acquises de Mars peuvent être influencées par les aérosols qui ont tendance à "rougir" les spectres comme l'a expliqué la section I.C.1.e, c'est-à-dire à introduire une pente spectrale décroissante des faibles vers les fortes longueurs d'onde. Un continuum pris entre 2.35 et 3.7 tient clairement compte de cette pente, contrairement à un continuum horizontal qui introduit donc une dépendance avec la quantité d'aérosols (plus précisément une augmentation de l'IBD avec la courbure du spectre). Nous avons donc choisi de travailler avec le continuum entre 2.35 et 3.7 μm . Dans tous les cas le traitement des données nécessite d'être attentif à la bonne correction de la registration entre voie C et voie L (voir section II.B.4.f), pour que la valeur de voie C utilisée corresponde bien au pixel observé.

Calvin [1997] utilise le critère de l'IBD pour traiter les données IRS de Mariner 6-7. L'auteur justifie ce choix d'une part par la forte corrélation de la BD, et d'autre part par la linéarité observée entre la teneur en eau et l'IBD par Miyamoto and Zolensky [1994] sur leurs mesures de spectres de météorites. Ce critère est appliqué à un spectre I/F, I étant ici l'intensité spécifique reçu de Mars et F la somme entre le flux solaire incident et l'émission thermique ($S \times \cos(i) + B(T)$). L'émission thermique est évaluée à 5.8 μm en supposant que l'émissivité vaut 1 à cette longueur d'onde. En pratique ce spectre I/F ne vaut la réflectance

qu'aux petites longueurs d'onde (réflexion solaire dominante), et vaut l'émissivité aux grandes longueurs d'onde (émission thermique dominante). L'auteur distingue une forte corrélation linéaire entre l'IBD et l'albédo, la température et le facteur $\cos(e)+\cos(i)$ caractéristique de la géométrie de l'observation. Le spectre I/F n'étant pas entièrement la réflectance, il est impossible de le contraindre avec des mesures de laboratoire. Ce spectre présente également une dépendance avec la température; Ces deux arguments nous incitent à adopter un regard critique sur les résultats de Calvin.

Il existe deux sources d'incertitude intervenant dans le calcul de l'IBD. La première est le bruit du spectre, dont la proportion est d'autant plus forte que le signal reçu est faible. Pour la majorité du jeu de données le bruit d'un pixel ne dépasse pas 1%, ce qui introduit un bruit gaussien de seulement 0.16% dans l'estimation de l'IBD. La seconde source d'incertitude est due à l'estimation de la température de surface à partir des spectres. Nous avons vu en section II.D.4 que la température est estimée avec une incertitude de ~4K, ce qui induit une incertitude de 2% au maximum sur les spectres OMEGA. Les spectres les plus affectés sont dans ce cas ceux correspondant aux régions sombres.

III.A.3. Estimation de la teneur massique en eau

Le principal défaut de l'IBD est de donner une estimation quantitative de la force de la bande mais de ne pas donner directement d'information sur la quantité d'eau. Or cette quantité d'eau est importante pour estimer l'importance du régolite comme réservoir d'eau et connaître son influence sur le cycle de l'eau. Nous avons détaillé en section I.C.3 les nombreuses expériences de laboratoire ayant tenté de relier la bande à 3 μm à une quantité d'eau en volume. Nous décrirons par ailleurs plus en détail la méthode retenue par Ralph Milliken dans la section III.A.4. Relier ces deux grandeurs physiques est très complexe et n'est pas clairement résolu à l'heure actuelle, en particulier parce que ce lien dépend de la composition et de la taille des grains qui ne sont que partiellement contraints pour la surface de Mars.

Compte tenu de cette complexité, dont la résolution n'est pas le sujet de ce travail de thèse, nous avons décidé d'obtenir une estimation grossière de la quantité d'eau par un critère simple. Nous comparons la bande à 3 μm des spectres OMEGA avec celle mesurée en laboratoire par Yen et al. [1998] à différentes teneurs en eau (2, 4, 6 et 8% en masse) comme décrit en section I.C.3. Nous choisissons de comparer nos spectres avec le mélange palagonite + basalte qui d'après la littérature représente la composition la plus plausible des sols martiens (voir section I.A.1.d. Pour minimiser les effets d'albédo les auteurs travaillent avec l'absorbance apparente qui est l'opposé du logarithme de la réflectance. La Figure I-52 montre les spectres de ce mélange mesurés à différentes teneurs massiques en eau. Nous avons calculé le rapport entre 3.0 et 3.7 μm de ces quatre spectres d'absorbances, puis nous avons fait une régression linéaire entre ces rapports et les teneurs en eau associées pour obtenir une droite d'étalonnage. Cette droite a pour équation :

$$WP = 8.93 \times \frac{-\log[R(3.0\mu\text{m})]}{-\log[R(3.7\mu\text{m})]} - 3.01 \quad (\text{en wt.}\%) \quad \text{eq. 31}$$

avec WP signifiant Water Percentage (teneur massique en eau, dont l'unité sera notée wt.% par la suite), R étant la valeur de réflectance.

Pour chaque spectre OMEGA, nous convertissons les valeurs de réflectance à 3.0 et 3.7 µm en absorbance et nous les reportons sur cette droite pour obtenir une teneur en eau associée. Cette méthode, très rapide en temps de calcul, sera bien sûr faussée si la composition ou la distribution de taille de grains de la surface n'est pas la même que celle de la mesure en laboratoire. Elle permet néanmoins d'obtenir un ordre de grandeur de l'hydratation de surface et surtout de quantité des variations relatives entre zones similaires.

D'après Yen et al. [1998], l'estimation de la teneur en eau des mesures de laboratoire est donnée avec une incertitude de 2 wt.%. Cette incertitude n'est valide pour notre estimation à partir des données OMEGA que si les choix de composition, d'albédo et de taille de grains dans les mesures de laboratoire sont cohérents avec la surface observée par OMEGA ; dans le cas contraire cette incertitude est plus forte mais difficilement estimable. On peut toutefois supposer que les tendances observées seront réelles. Outre l'incertitude précédente, les mêmes sources d'incertitudes que pour l'IBD, bruit spectral et soustraction de la composante thermique, sont à prendre en compte lors de la comparaison des mesures en laboratoire de Yen et al. [1998] avec les spectres OMEGA. La valeur de la teneur en eau est alors connue à 10% près.

III.A.4. Critère ESPAT

Milliken and Mustard [2005] ont étudié en détails les différents critères d'estimation quantitative de la bande à 3 µm pour identifier le critère le plus représentatif de la teneur massique en eau. Les critères testés sont la simple profondeur de bande (nommé BD), la profondeur de bande intégrée (IBD), l'aire intégrée de la bande (IBA), la longueur moyenne de chemin optique (MOPL), la longueur de chemin optique normalisée (NOPL) et l'épaisseur effective de particule simple (ESPAT). Ces critères peuvent être appliqués directement aux spectres de réflectance, ou aux spectres d'albédo de simple diffusion. L'albédo de simple diffusion est une conversion de la réflectance pour obtenir le résultat de l'interaction d'un photon avec uniquement une particule de sol : le photon est soit absorbé, soit diffusé vers l'extérieur du milieu. Cette conversion permet de s'affranchir des effets de diffusion multiple. Elle se fait à partir de la réflectance selon une formule définie par Hapke [1993] faisant intervenir les angles d'incidence, émergence, les fonctions de phase et d'effet d'opposition. Cette conversion est hautement non-linéaire, avec une forme logarithmique passant par les points (0,0) et (1,1) [Milliken and Mustard, 2005].

Milliken and Mustard [2005] ont comparé l'évolution de ce critère avec la teneur en eau de divers échantillons d'analogues martiens lors de leurs expériences de deshydratation par purge et chauffage (déjà mentionnées en section I.C.3.b. Selon les auteurs, le critère ESPAT présente la plus grande linéarité avec la teneur en eau. Les auteurs montrent que ce critère se calcule à partir de l'albédo de simple diffusion $w(\lambda)$ par la formule :

$$ESPAT_{\lambda} = \frac{1 - w(\lambda)}{w(\lambda)} \quad (\text{sans unité}) \quad \text{eq. 32}$$

L'estimation du critère ESPAT est obtenue sur trois spectels autour de 2.9 µm, là où l'absorption de la bande est maximale. Cette formule ne faisant pas intervenir le niveau de continuum, les auteurs l'appliquent à l'albédo de simple diffusion normalisé par le continuum de l'albédo de simple diffusion aux albédos concernés.

Si le critère ESPAT semble séduisant pour l'obtention d'une teneur en eau, plusieurs critiques peuvent être toutefois émises à son encontre. Un premier défaut réside dans le fait que Hapke [1993] ne prévoit pas la normalisation de ce critère par le continuum de l'albédo de simple-diffusion. Les auteurs appliquent cette normalisation pour supprimer artificiellement toute dépendance avec l'albédo. Nous verrons en section III.C.1 qu'une dépendance entre hydratation et albédo peut pourtant avoir une origine physique. Le second défaut de l'ESPAT réside dans l'estimation de la bande à 3 μm seulement dans le fond de bande et non sur la largeur complète de la bande. Cette méthode ne sonde donc pas toute l'eau d'hydratation, et utilise le spectre au niveau d'absorptions saturées, là où le critère ESPAT peut être perturbé [Milliken and Mustard, 2005]. Enfin, si le critère ESPAT est peu sensible à la proportion d'éléments obscurcissant dans les mélanges intimes [Milliken and Mustard, 2007b], il l'est beaucoup plus de la taille des grains [Milliken and Mustard, 2007c]. Ces phénomènes obligent les auteurs à définir plusieurs courbes d'étalonnage entre le critère ESPAT et la teneur massique en eau selon la taille de grains et la teneur en éléments obscurcissant.

Ralph Milliken a appliqué ce critère aux données OMEGA correctement étalonnées pour la radiométrie [Milliken et al., 2007a]. Nous mentionnerons régulièrement ses résultats dans les sections qui suivent pour les comparer avec notre méthode décrite en section III.A.3. La composition et la taille de grains des sols martiens n'étant que partiellement connues, les auteurs donnent les résultats de leurs différents modèles sous forme d'une plage. Ils accordent toutefois plus de confiance aux résultats liés aux petites tailles de grain, inférieures à 45 μm [Milliken et al., 2007a], certaines études ayant montré qu'en mélange ce sont les petits grains qui dominent la forme du spectre [Pieters et al., 1993].

III.B. Carte globale de l'hydratation

Nous présentons désormais l'ensemble des résultats portant sur l'hydratation. Les grandes tendances de l'hydratation ont été étudiées essentiellement avec le critère IBD, et les estimations de teneurs en eau associées seront données pour mieux contraindre les quantités d'eau. Cette section détaille la répartition globale de l'hydratation sur la surface de Mars et les teneurs en eau associées. Nous allons en particulier discuter l'origine atmosphérique ou surfacique de cette hydratation, et discuter les conséquences pour l'altération globale.

Dans toute la suite de cet exposé nous calculons l'IBD sur les spectres de réflectance tels qu'obtenus avec le chapitre II. Nous travaillons sur les orbites 0 à 3050 pour lesquelles une fonction de transfert est disponible (voir section II.F), ce qui représente 207 millions de spectres à 256 éléments chacun à traiter. Les données inutilisables en raison d'un défaut instrumental non corrigé (voir section II.B.4) ne sont pas considérées, réduisant le jeu de données utilisé à 191 millions de spectres. Les données contenant de la glace d'eau, détectée par une bande linéarisée à 1.5 μm supérieure à 0.6% (voir section II.B) sont ignorées, ainsi que celles présentant de la glace de CO_2 , détectée par une profondeur de bande à 1.429 μm (par rapport à un continuum linéaire entre les réflectances à 1.385 et 1.443 μm) supérieure à 5% d'après le critère de Langevin et al. [2007]. Nous enlevons de plus les données à haute émergence vis-à-vis de l'ellipsoïde de référence ($>15^\circ$), pour éviter les données limbes, et les données à haute incidence solaire vis-à-vis de l'ellipsoïde de référence ($>75^\circ$) pour éviter une contribution trop forte des aérosols. Ces restrictions amènent le jeu de données final à 110 millions de spectres.

III.B.1. Carte globale

III.B.1.a. Observations

Nous présentons tout d'abord la projection de l'IBD sur le planisphère Martien pour l'ensemble des données correctement étalonnées (Figure III-7). Cette carte nous montre la qualité de la couverture spatiale du jeu de données, ainsi bien sur l'hémisphère nord que sur le sud. Le résultat immédiat de cette carte globale est que sur l'ensemble du jeu de données OMEGA, l'IBD présente des variations spatiales, puisque l'IBD varie entre 0.17 et 0.52, mais l'IBD ne descend jamais en dessous de 0.17, ce qui signifie que la bande à 3 μm est présente sur l'ensemble des spectres. Les sols de Mars montrent donc une signature d'hydratation, quelles que soient la position géographique, le moment de l'année, la composition, l'albédo ou l'altitude. Ce résultat global constitue une avancée majeure par rapport à l'hydratation n'ayant pu être observée qu'en quelques points par les télescopes et les instruments IRS et ISM (section I.C.4).

Les teneurs en eau associées, présentées en Figure III-8, s'échelonnent entre 3 et 8 % en masse d'eau dans les minéraux, valeurs qui peuvent monter jusque 12 % autour de la calotte polaire nord. Les teneurs en eau mesurées par Milliken et al. [2007a] sont du même ordre puisqu'elles s'échelonnent entre 2 et 5 % pour les régions équatoriales, et jusque 15 % pour les hautes latitudes de l'hémisphère nord.

Nous donnons en Figure III-2 trois exemples de spectres de réflectance de régions typiques afin de donner une idée de l'allure générale des spectres OMEGA et en particulier de la bande à 3 μm . Il s'agit de spectres de sols clairs et sombres selon les régions de type I et II définis par TES (voir section I.A.1.d) [Bandfield et al., 2000]. Ces spectres correspondent dans chaque cas à des moyennes de 25600 spectres sur des régions homogènes pour augmenter le rapport signal sur bruit. Si ces spectres sont dans l'ensemble semblables à ceux de Erard and Calvin [1997] (voir Figure II-33), il existe une différence notable dans le niveau du continuum à 3.8 μm . Dans les spectres de Erard and Calvin [1997] cette valeur dépasse la valeur du continuum à 2.4 μm , alors que nous observons systématiquement l'inverse dans les spectres OMEGA, qui s'est traduit par une valeur de rapport L/C inférieure à 1 dans la section II.F.4.b. L'origine de cette différence n'est pas connue, elle ne doit normalement pas provenir d'une différence d'étalonnage radiométrique entre voies C et L d'OMEGA mais peut provenir des différences de méthode de soustraction de la composante thermique. Les spectres de réflectance obtenus en laboratoire (voir section I.C.3) sont en accord avec les spectres OMEGA. L'écart relatif entre la réflectance à 3.8 μm et celle à 2.4 μm semble être due à l'hydratation, capable d'influencer, au moins légèrement, au-delà de 3.7 μm .

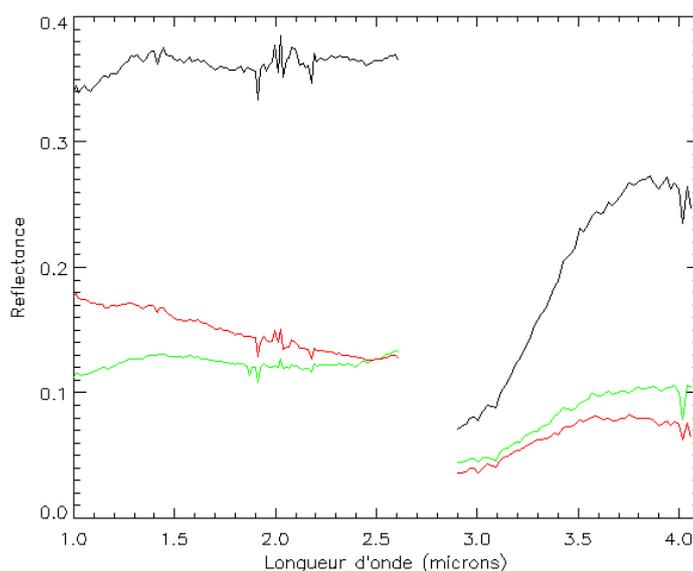


Figure III-2 : Spectres typiques OMEGA montrant la forte bande à 3 μm pour trois types de sols : les sols clairs (en noir, zone centrée sur (32°N, 102°E), orbite 243), les sols sombres de type I selon les résultats de TES [Bandfield et al., 2000] (en vert, zone centrée sur (37°S, 290°E), orbite 1158) et les sols sombres de type II (en rouge, zone centrée sur (47°N, 102°E), orbite 243).

III.B.1.b. Facteurs influençant les mesures d'hydratation

Avant de pouvoir interpréter ces valeurs en terme d'hydratation réelle de la surface, il faut déterminer quels facteurs autres que l'hydratation peuvent influencer la bande à 3 μm . Cette étude est indispensable pour ne pas interpréter de manière erronée les variations observées. Nous avons détecté deux facteurs : les poussières en suspension dans l'atmosphère, et la présence de glace d'eau sur la surface et dans les nuages.

Influence des poussières atmosphériques

Calvin [1997] avait noté que ses mesures d'IBD normalisé prenaient des valeurs élevées aux conditions géométriques extrêmes c'est-à-dire aux grands angles d'incidence et d'émergence. L'auteur avait interprété cette hausse par l'hydratation propre de la poussière atmosphérique, ce qui peut donc perturber nos mesures. En utilisant les observations dites EPF et limbes, nous allons montrer, dans les paragraphes qui suivent, que plusieurs éléments de notre étude sur le jeu de données OMEGA nous poussent au contraire à penser que l'effet des aérosols poussières est limité.

Les observations dites EPF (Emission Phase Function) consistent à pointer un même endroit de la surface pendant la durée de l'observation, c'est-à-dire à acquérir le même élément de surface mais à différentes valeurs d'angle d'émergence et d'angle de phase. Ces observations permettent d'isoler les effets de l'atmosphère de ceux de la surface. En modifiant les conditions de géométrie, on observe à travers une atmosphère plus ou moins riche en aérosols, et dont les conditions de diffusion de la lumière peuvent varier. Nous avons analysé une observation de ce type au-dessus du bassin d'Hellas (orbite 2668), dont les résultats sont donnés en Figure III-3. Cette observation montre que l'IBD diminue quand l'angle d'émergence devient grand, c'est-à-dire quand la quantité d'aérosols dans la ligne de visée augmente, avec une chute maximale de 25% pour les émergences de 40° et 80° . Nous notons également que le régime de diffusion des aérosols a une influence puisque la chute observée n'a lieu surtout qu'aux grands angles de phase (120°), c'est-à-dire en régime de diffusion vers l'avant, et non aux angles de phase plus faibles (75°) qui incluent une diffusion vers l'arrière. Dans le régime de diffusion vers l'avant le niveau d'albédo moyen du spectre est également beaucoup plus élevé. Nous pouvons comparer deux spectres de réflectance obtenus lors de cette observation, l'un à faible émergence et l'autre à haute émergence, et en calculer leur rapport comme le montre la Figure III-4. Nous voyons très clairement que malgré un niveau d'albédo plus élevé le spectre à haute émergence est moins hydraté à $3 \mu\text{m}$. Ces deux figures sont la preuve que les aérosols sont hydratés mais moins que la surface. L'origine des aérosols étant sans doute surfacique, ce résultat est physiquement cohérent car la pression partielle de vapeur d'eau chute en altitude. Les aérosols ne peuvent être responsables de l'hydratation globale observée. Nous remarquons que notre observation de l'effet des aérosols est en contradiction avec les conclusions de Calvin [1997], dont la normalisation de l'IBD par l'albédo est peut-être responsable.

Ces effets géométriques ne sont en fait pas un élément limitant pour notre étude car nous avons restreint notre jeu de données aux pixels dont l'angle d'émergence (vis-à-vis de la normale à l'ellipsoïde de référence) est inférieur à 15° , donc bien en dessous de ces effets des aérosols. C'est le cas de la quasi-totalité des observations qui sont prises au nadir. De plus, pour des études de corrélation globales et les études d'évolution temporelle nous travaillerons entre 75°N et 75°S , ce qui correspond à des angles d'incidence solaire généralement inférieurs à 70° pour des sols non recouverts de glace. Enfin, de manière générale quand deux traces se recouvrent leur différence d'angle d'incidence solaire ne dépasse pas 30° . La conclusion de cette étude de dépendance avec la géométrie est que l'effet des aérosols est faible comparé aux autres paramètres de surface.

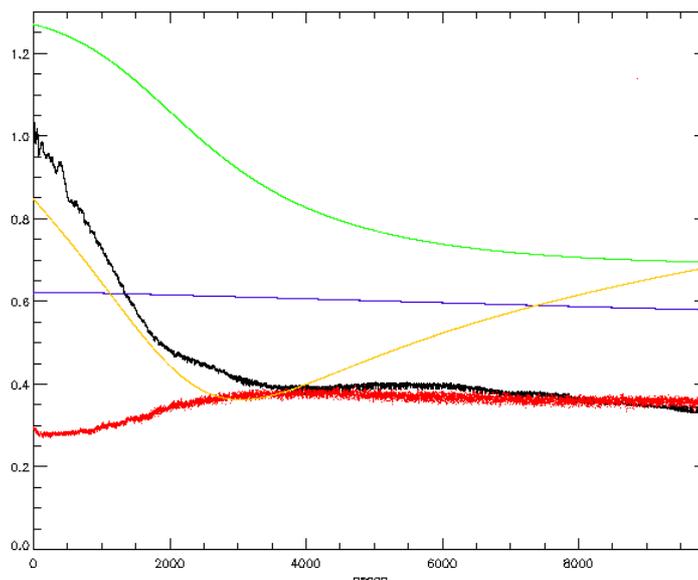


Figure III-3 : Etude de l'influence des aérosols de poussière sur l'IBD, en utilisant une observation EPF (orbite 2668). L'abscisse est le numéro du scan dans l'observation. Tous les scans observent le même point de la surface avec un angle de phase et d'émergence variable. Jaune : angle d'émergence divisé par 100. Bleu : angle d'incidence solaire divisée par 100. Vert : angle de phase divisé par 100. Noir : albédo lambertienne. Rouge : IBD à 3 μm .

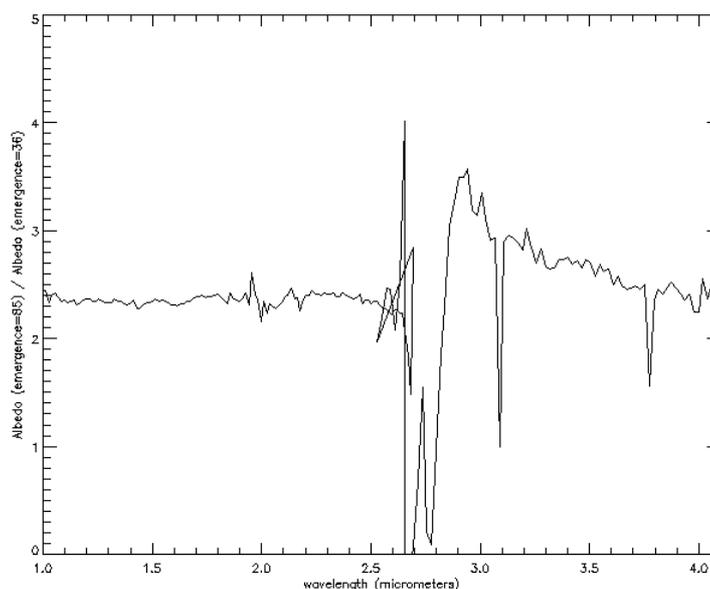


Figure III-4 : Rapport des spectres de réflectance de deux pixels observés à haute et basse émergence lors de l'observation EPF de l'orbite 2668 (voir Figure III-3). Les deux spectres ont été choisis respectivement aux numéros de scan 10 et 3000.

Le jeu de données OMEGA fournit également des observations du limbe pour l'étude de l'atmosphère. Ce type d'observations est obtenu en laissant Mars Express en comportement inertiel après avoir fixé une direction de visée. Elles permettent d'avoir accès directement à la spectroscopie des aérosols et en particulier à leur bande d'hydratation. La Figure III-5 montre un exemple d'observation au limbe, dont le chemin optique passe à environ 40 km de la surface. A cette altitude, la contribution de la lumière diffusée par la surface est négligeable, ce qui limite les effets parasites de la surface. Cette figure montre que

les aérosols présentent une bande d'absorption à 3 μm , mais beaucoup plus étroite (entre 2.9 et 3.2 μm) que les bandes usuellement observées sur la surface de Mars. En particulier, les variations de la force de la bande à 3 μm que nous détaillons dans les sections III.C à III.F impliquent toute la largeur de la bande, entre 2.9 à 3.7 μm . Nous notons que la forte pente spectrale entre 1.0 et 2.5 μm est la preuve de la présence des aérosols dans ce spectre et a pour origine la distribution de tailles de grains [Vincendon et al., 2007].

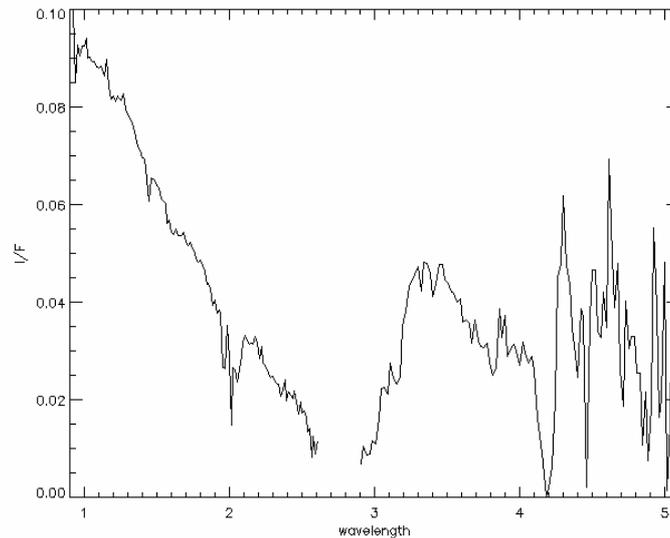


Figure III-5 : Spectre I/F (radiance reçue par OMEGA normalisée par l'irradiance solaire) des aérosols de poussières, obtenu lors d'une observation limbe avec une ligne de visée située à 40 km au-dessus de la surface.

Des observations EPF et limbes, nous concluons que l'effet des aérosols sur l'observation de l'hydratation de la surface doit être très faible. Cette conclusion se vérifie également par la bonne cohésion des données observant les mêmes régions à des époques différentes. Cet aspect a été vérifié en Figure II-52 par la non distinction générale de deux traces qui se recouvrent, excepté lors des variations temporelles décrites en section III.E. Nous gardons toutefois à l'esprit que les aérosols ont tendance à translater le continuum des spectres de réflectance et à les pencher [Vincendon et al., 2007, 2008]; cet effet est normalement considéré par notre continuum d'IBD.

Influence de la glace d'eau

La glace d'eau est régulièrement présente sur Mars que ce soit par le dépôt de givre sur la surface ou la présence de nuages de glace d'eau dans l'atmosphère (qui sont aussi des aérosols, mais non poussiéreux) comme l'a montré la section I.B.2.a). Or nous avons vu en sections I.C.2 et II.C que la glace d'eau est responsable d'une forte absorption à 3 μm , qui risque donc de perturber nos mesures de l'hydratation de surface. Nous avons vu en section II.C que nous enlevons du jeu de données les pixels présentant de la glace d'eau grâce à la bande d'absorption à 1.5 μm , avec une précision de 1% de profondeur de bande. Nous discutons ici dans quelle mesure l'absence d'une bande significative à 1.5 μm peut quand même s'accompagner d'une absorption significative à 3 μm comme l'a suggéré Pimentel et al. [1974].

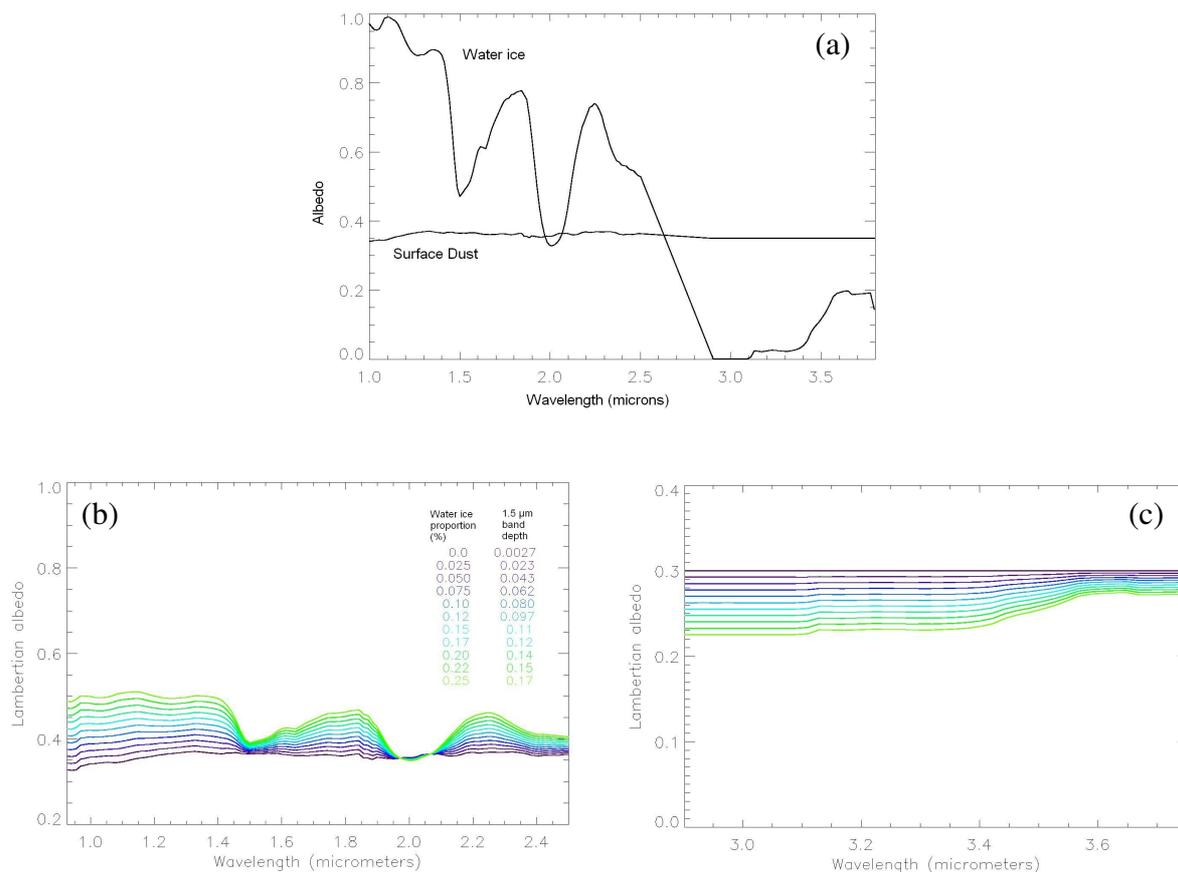


Figure III-6 : Simulations numériques de mélanges spatiaux de glace d'eau et de poussière. (a) Spectres de réflectance références de glace d'eau pure et de poussière pour laquelle la bande d'hydratation a été volontairement supprimée. (b) et (c): Spectres de réflectance (b : entre 1 et 2.5 μm ; c : entre 2.9 et 3.7 μm) résultant des combinaisons linéaires de ces deux spectres de référence, avec différentes proportions de glace d'eau (de 0 à 25%). Les valeurs des profondeurs de bande à 1.5 μm sont données.

La Figure III-6 (a) présente des spectres de glace d'eau et de poussière pour laquelle la bande à 3 μm a été remplacée par un continuum [Poulet, communication personnelle]. Nous voyons sur le spectre de glace d'eau que l'intensité de la bande d'absorption à 1.5 μm est deux fois plus faible que celle de la bande à 3 μm . Si des petites zones glacées sont présentes à l'échelle sub-pixel parmi de la poussière, par exemple dans des zones d'ombre ou en suspension dans l'atmosphère, l'observation obtenue par OMEGA sera la combinaison linéaire de ces deux spectres. Pour quantifier l'influence à 3 μm , Poulet [communication personnelle] a effectué des simulations numériques de mélanges glace d'eau et de poussière, dont les résultats sont présentés en Figure III-6 (b) et (c). Nous voyons d'une part sur la Figure III-6 (c) que la forme de la bande à 3 μm due à la présence d'une faible proportion de glace n'est pas la même que lors de l'hydratation de minéraux. Il s'agit d'une bande beaucoup plus plate et saturée entre 2.9 et 3.4 μm , alors que les spectres d'hydratation présentent une aile droite qui remonte en réflectance dès 3.1 μm . Ces différences de forme permettront un diagnostic visuel des différents exemples que nous présenterons, en particulier dans les rapports spectraux. Nous voyons d'autre part que les simulations numériques d'une proportion spatiale de 2.5 % de glace est responsable d'une profondeur de bande à 1.5 μm de 2%, au-delà de notre seuil d'exclusion (0.6%). Cette proportion correspond à une hausse d'au

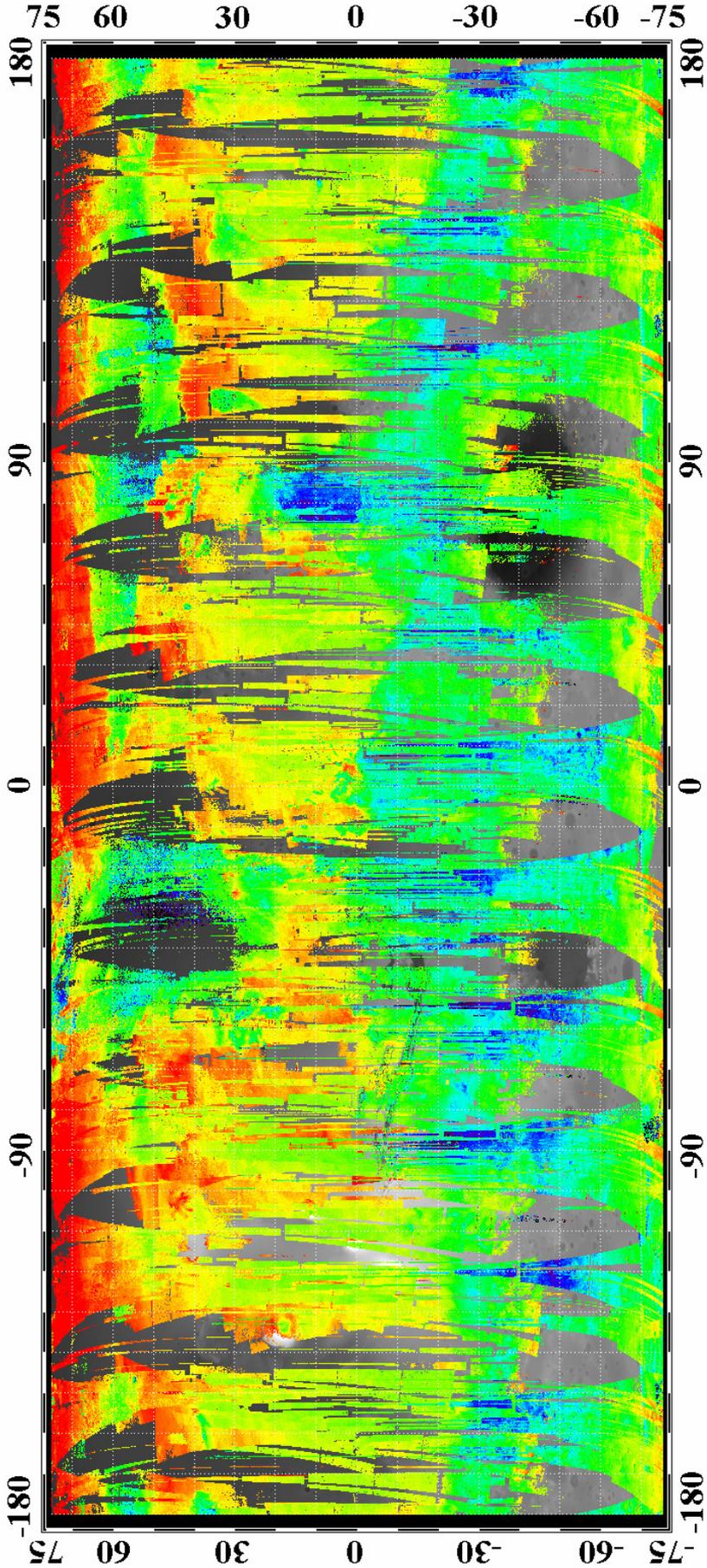
plus ~ 0.02 de l'IBD. Nous verrons que cette valeur est plus faible que les diverses variations (saisonnnières, latitudinales et autres) que nous observerons. Nous concluons dès lors la présence de petites quantités de glace d'eau n'a qu'une influence limitée et facilement détectable sur des exemples de spectres.

Les aérosols de l'atmosphère et la glace d'eau atmosphérique ou surfacique ne peuvent exercer qu'une très légère influence sur les spectres de surface. L'hydratation globale observée sur les données d'OMEGA et ses variations sont donc clairement dues à la teneur en eau de la surface.

III.B.1.c. Interprétation de l'hydratation globale

Pour comprendre la forme d'hydratation mise en jeu sur la Figure III-7, nous comparons les teneurs en eau mesurées avec les valeurs obtenues en laboratoire (section I.B.1.b). Sur Mars la pression partielle d'eau est de l'ordre de 1 Pa. Les teneurs en eau entre 3 et 12 wt % mesurées sur Mars sont compatibles avec les mesures d'adsorption en laboratoire effectuées par Anderson et al. [1967], Fanale and Cannon [1974], Milliken and Mustard [2005] (section I.B.1.b) et Jänchen et al. [2006] puisque ces mesures varient entre 0 et un maximum compris entre 10 et 30 mg/mg de minéral. Ces mesures portent sur des minéraux hydratés (zéolite, montmorillonite), qui contiennent de l'eau adsorbée en structure et en surface, et sur des minéraux non hydratés (basalte), qui contiennent uniquement de l'eau adsorbée en surface. Nous avons vu en section I.A.1.d que la surface de Mars était vraisemblablement plus proche d'une composition globale de basalte et palagonite que de minéraux hydratés. Les minéraux hydratés découverts par OMEGA ne sont d'ailleurs pas répandus sur la surface. La présence d'hydratation sur l'ensemble de la surface de Mars, quelle que soit la composition, laisse donc supposer qu'il s'agit essentiellement d'eau adsorbée en surface des minéraux. Ce résultat était attendu en raison de la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère martienne.

En revanche, nos teneurs ne sont pas compatibles avec les mesures de Zent and Quinn [1997] qui ne dépassent pas 1 wt % dans les meilleures conditions, en particulier dans le cas du basalte, bon analogue martien. Sur du basalte la seule forme d'hydratation attendue est l'eau adsorbée en surface. Si les mesures de Zent and Quinn [1997] sont plus représentatives de la réalité, l'eau adsorbée en surface ne peut suffire à rendre compte des 3 à 12 wt. % observés sur Mars. Les mesures effectuées par les atterrisseurs Viking (section I.B.2.b), comprises entre 1 et 3% en masse, restent également inférieures à nos mesures orbitales. Dans ce cas l'hydratation de Mars doit être due à une autre forme d'hydratation en plus de l'eau adsorbée en surface.



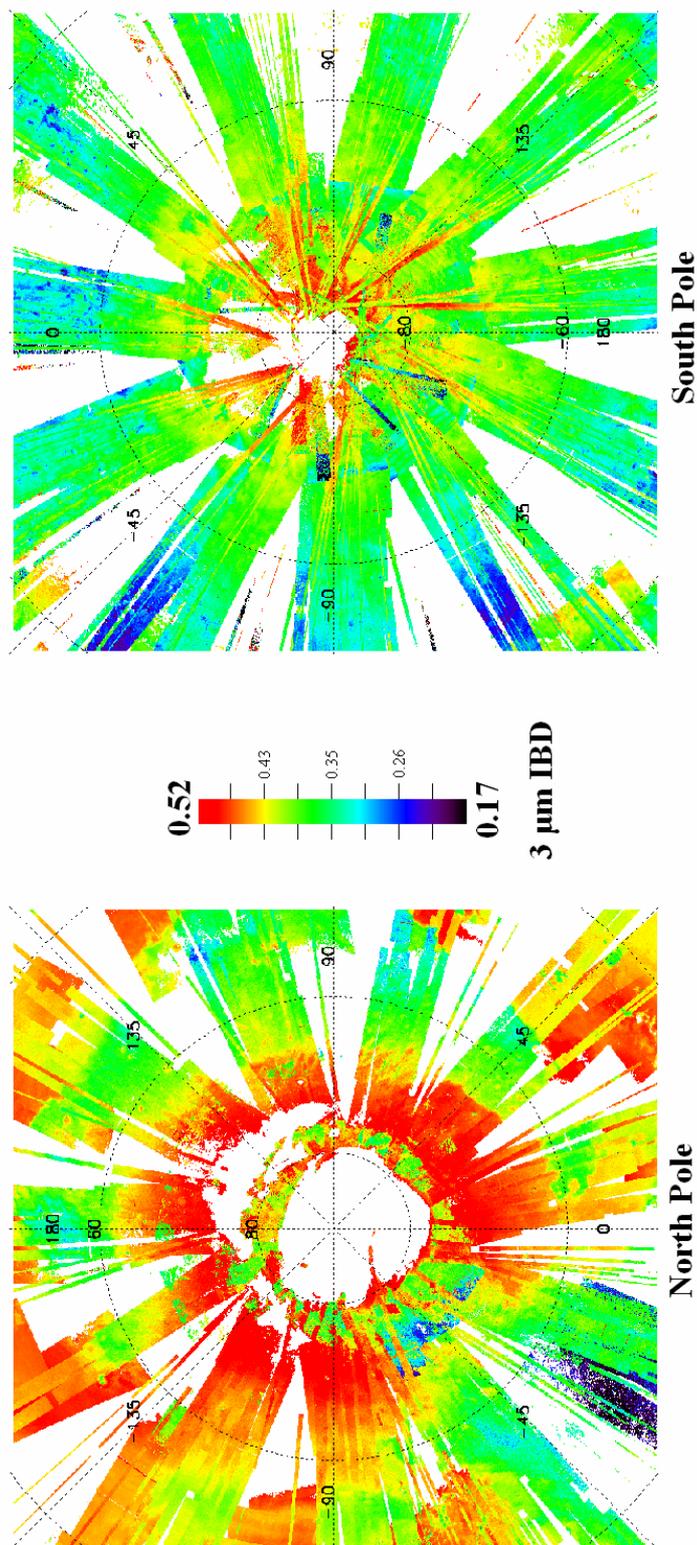
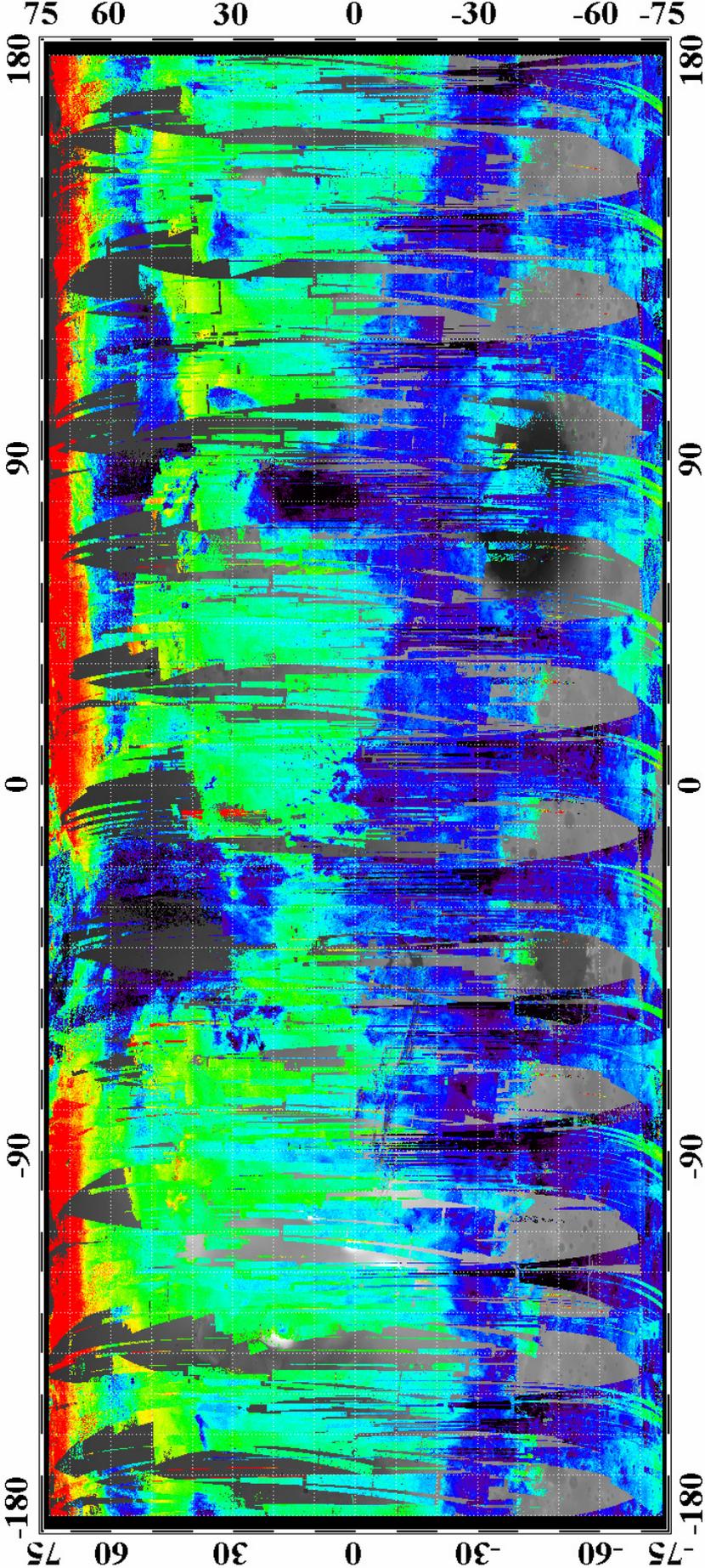


Figure III-7 : Carte globale de l'IBD à 3 μm , en projection équatoriale (gauche) et polaire nord et sud (droite). Les données sont projetées chronologiquement, les nouvelles observations recouvrant les observations plus anciennes. Les pixels présentant des signatures de glace d'eau ou de glace de CO_2 ne sont pas représentés. En projection polaire les zones sans donnée sont représentées en blanc ; en projection équatoriale les zones sans donnée sont représentées en niveaux de gris selon l'altimétrie MOLA.



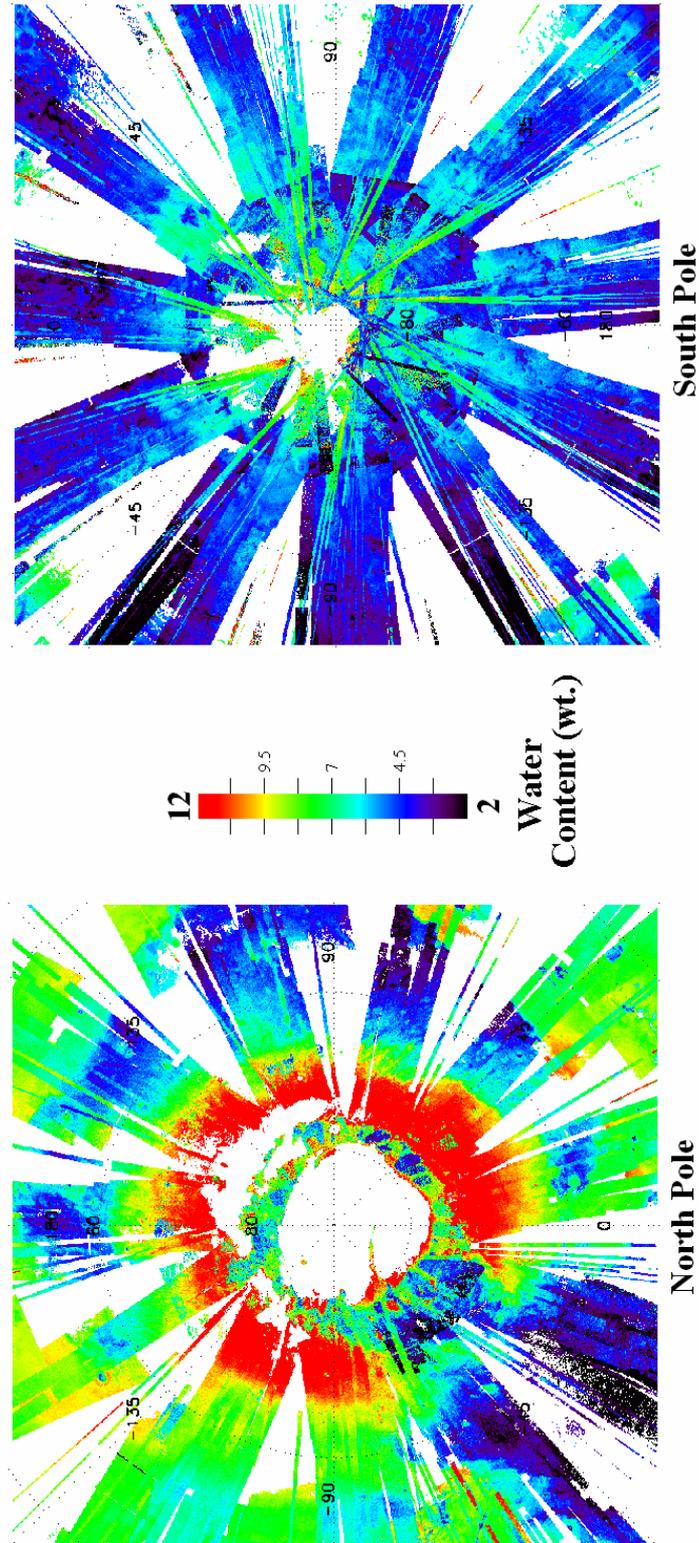


Figure III-8 : Carte globale de la teneur massique en eau, en projection équatoriale (gauche) et polaire nord et sud (droite). Les données sont projetées chronologiquement, les nouvelles observations recouvrant les observations plus anciennes. Les pixels présentant des signatures de glace d'eau ou de glace de CO_2 ne sont pas représentés. En projection polaire les zones sans donnée sont représentées en blanc ; en projection équatoriale les zones sans donnée sont représentées en niveaux de gris selon l'altimétrie MOLA.

Les Mars Exploration Rovers ont montré qu'une fine couche d'altération était présente à la surface des minéraux. Hurowitz et al. [2006] montrent que les premiers millimètres de la surface de Mars sont composés de produits d'altération dont la composition moléculaire n'est pas encore bien définie. Cette couche pourrait résulter d'une altération des roches ayant eu lieu il y a 3 milliards d'années dans un environnement acide, dans un faible rapport eau / roche. De leur côté, Yen et al. [2005] proposent d'expliquer les teneurs en Brome mesurées par les MERs par une altération chimique ayant eu lieu au contact de quelques couches d'eau adsorbée pendant plusieurs milliards dans des conditions climatiques similaires à aujourd'hui. Enfin, Ruff [2004] a suggéré grâce aux données TES que des zéolites pouvaient être présentes en petites quantités sur la surface de Mars. Dans les trois cas, il est fort possible que cette couche d'altération possède une structure capable d'adsorber de l'eau supplémentaire, voire contienne des hydroxyles OH. Cette couche d'altération ne présente pas de signature particulière dans les spectres OMEGA, soit parce qu'elle n'est pas suffisamment modifiée chimiquement, soit parce l'épaisseur de la couche est trop faible pour absorber de manière détectable. L'étude sur les carbonates permettra peut-être de conclure. Dans tous les cas il est fort possible que les mécanismes d'altération dus à l'eau d'hydratation, décrits en section I.B.3.c, soient responsables de la formation d'une telle couche.

Pour conclure, la bande à 3 μm observée sur l'ensemble de la surface de Mars par OMEGA provient donc vraisemblablement d'eau adsorbée en surface et d'eau contenue dans une fine couche d'altération à la composition inconnue. Avant de détailler les variations observées, nous allons visualiser quelques régions d'intérêt.

III.B.2. Régions d'intérêt

La section I.C.4.c a montré que sur les observations ISM, deux régions semblent être plus hydratées que la moyenne : le volcan Pavonis Mons et de grandes structures dans Valles Marineris. Nous proposons de comparer ces observations avec les données OMEGA.

III.B.2.a. Pavonis Mons et les volcans de Tharsis

La Figure III-9 présente une projection de l'IBD des données OMEGA sur les volcans de Pavonis Mons et Ascreus Mons (volcan nord de Tharsis). Des observations régionales (modes 64 ou 128) de Pavonis Mons ne sont disponibles que sur les orbites 1237 à 1640 (Figure III-9 (a)). Sur cette observation aucune augmentation de l'hydratation n'est visible, contrairement à ce qu'avait observé ISM (Figure I-61). Nous avons également des observations de Ascreus Mons (Figure III-9 (b)) et d'Olympus Mons (Figure III-15, section portant l'évolution de l'IBD avec l'altitude). Ces trois volcans sont supposés s'être formés par les mêmes processus [Crumpler and Aubele, 1978]. Sur ces figures nous voyons que Ascreus et Olympus Mons présentent une hausse d'hydratation, essentiellement sur leurs flancs.

Nous savons que des nuages de glace d'eau se forment régulièrement autour des volcans par condensation lors de la montée en altitude des masses d'air humides [Benson et al., 2003]. Nous avons donc vérifié que l'augmentation d'hydratation n'est pas accompagnée de hausses des signatures de glace d'eau. Si le critère diagnostique de la glace d'eau (bande à 1.5 μm , voir section II.C) est supérieur à 0.6%, les données ne sont pas tracées. La présence de données dans les Figure III-9 (b) et Figure III-15 signifie que de la glace d'eau n'est pas diagnostiquée. Dans une des orbites sur Ascreus toutefois, le volcan est entouré de nuages de

glace, ce qui signifie que les bords des nuages peuvent être dans la barre d'erreur du critère diagnostique de la glace. Dans une telle situation, notre critère ne parvient pas à éliminer toutes les données glacées (qui sont donc tracées) et dont la glace peut provoquer une hausse d'hydratation à 3 μm . Sur Olympus, malgré la présence de nuages il existe de larges zones où le critère diagnostique de la glace d'eau ne dépasse pas 0.6%. Cependant ce critère de glace d'eau y présente des structures qui corréleront bien avec l'augmentation de l'IBD à 3 μm , ce qui laisse penser que ces hausses d'hydratation sont dues à de faibles quantités de nuages de glace d'eau dans l'atmosphère non détectables. L'explication par la présence de faibles nuages est cohérente avec l'absence totale de hausse d'hydratation observée à la fin de l'été sur Pavonis (Figure III-9 (a)) et sur Olympus (Figure III-15 (b)), là où l'atmosphère de l'hémisphère nord est la plus sèche.

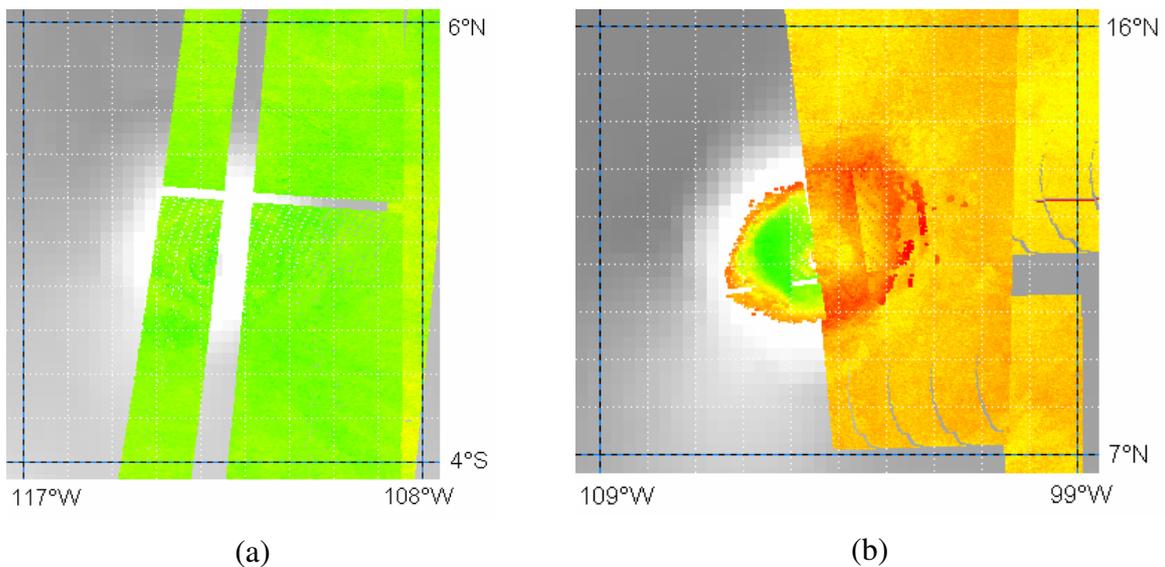


Figure III-9 : Projection des données OMEGA d'IBD sur les régions de Pavonis Mons (a) obtenue sur les orbites 1237-1640 ($L_s=140^\circ$ à 200°) et Ascreus Mons (b) obtenue sur les orbites 40-511 ($L_s=340^\circ$ à 140°). L'échelle de couleur est la même que celle de la Figure III-7 (codage arc-en-ciel de 0.17 à 0.52). Ces données sont projetées sur l'altimétrie MOLA en niveaux de gris (basse résolution spatiale). Les données contenant des signatures claires de glace (profondeur de bande à 1.5 μm relinéarisée supérieure à 0.6%, voir section II.C) ne sont pas affichées.

III.B.2.b. Valles Marineris

La Figure III-10 présente les observations d'OMEGA sur la région de Valles Marineris pour la fin de l'été. Nous n'y distinguons pas de grande structure de hausse d'hydratation du type de celle observée par ISM (Figure I-61). Nous n'observons que des hausses très locales d'hydratation sur cette carte, par exemple dans la région de Candor Chasma, qui sont très vraisemblablement dues à la présence d'eau liée dans les sulfates [Gendrin et al., 2005].

Les observations OMEGA sur les volcans et sur Valles Marineris ne confirment donc pas celles de l'instrument ISM. Plusieurs origines peuvent être avancées pour expliquer cette différence, par exemple un défaut instrumental ou la présence de brumes et de nuages de

glaces en quantités suffisamment faibles pour ne pas présenter de bande à 1.5 et 2.0 μm sur les données ISM.

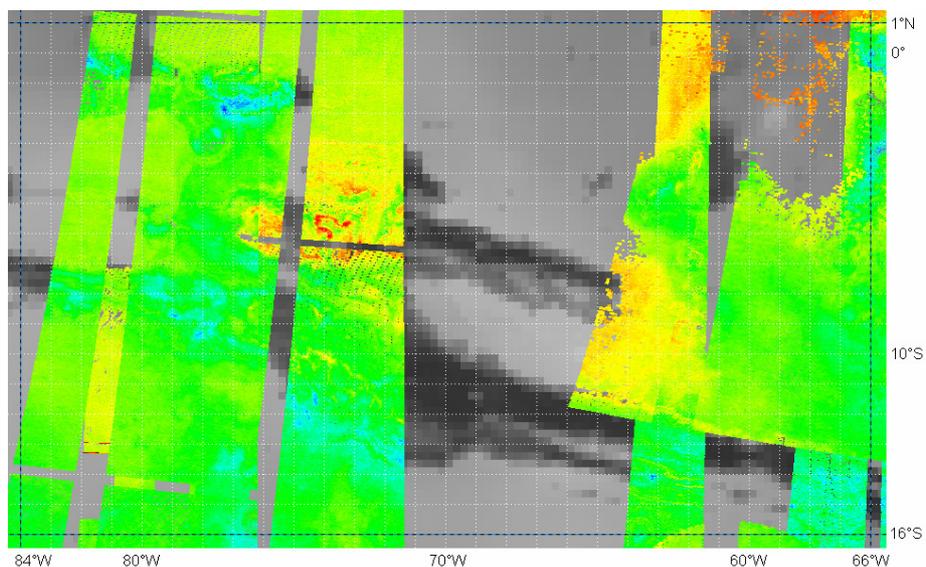


Figure III-10 : Projection des données OMEGA d'IBD sur la région de Valles Marineris, obtenue sur les orbites 1237-1640 ($L_s=150^\circ$ à 200°). Candor Chasma est localisé à (6°S , 74°W). L'échelle de couleur est la même que celle de la Figure III-7 (codage arc-en-ciel de 0.17 à 0.52). Ces données sont projetées sur l'altimétrie MOLA en niveaux de gris (basse résolution spatiale). Les données contenant des signatures claires de glace (profondeur de bande à 1.5 μm relinéarisée supérieure à 0.6%, voir section II.C) ne sont pas affichées.

III.C. Corrélations globales

Nous détaillons désormais nos études cherchant à établir la dépendance entre l'hydratation et d'autres grandeurs physiques sur l'ensemble du jeu de données exploité. Les corrélations globales entre l'hydratation et l'albédo, la température de surface et l'altitude sont détaillées dans les paragraphes qui suivent.

III.C.1. Dépendance avec l'albédo

Nous tentons désormais d'expliquer les variations d'hydratation observées sur la carte globale (Figure III-7) en cherchant à détecter des corrélations avec d'autres paramètres. Le premier de ces paramètres est l'albédo.

III.C.1.a. Observation

La carte globale d'hydratation (Figure III-7) montre des grandes structures plus hydratées sur la surface, en particulier dans la région de Tharsis et de Arabia Terra. Si l'on compare avec les cartes d'albédo de Mars faites par MOC (Figure I-3) et OMEGA à 2.3 μm et 3.7 μm (Figure II-52), on constate une grande correspondance entre les régions fortement hydratées et les régions claires.

Afin de traduire quantitativement cette dépendance nous avons tracé pour l'ensemble des données traitées la valeur de l'IBD en fonction de l'albédo à 2.35 μm . La Figure III-11 donne cette courbe de corrélation avec un codage de couleur pour obtenir la densité des données. Le détail des algorithmes utilisés pour obtenir cette figure est donné en annexe 1. La courbe calculée avec l'ensemble des données OMEGA (Figure III-11) révèle une tendance générale très proche de celle observée sur le jeu de données nominal [Jouglet et al., 2007].

Dans la Figure III-11 nous voyons clairement la dépendance entre les deux grandeurs, l'IBD augmentant avec l'albédo. Les valeurs d'IBD valent entre ~ 0.3 et ~ 0.37 pour les sols sombres de Mars et entre ~ 0.4 et ~ 0.45 pour les sols clairs. Les teneurs massiques associées en eau sont de l'ordre de 3 à 5 wt % pour les sols sombres, et de 6 à 8 wt % pour les sols clairs. Les données sont majoritairement regroupées en deux groupes majeurs de points, centrés sur les couples albédo - IBD (0.18, 0.35) et (0.4, 0.42), qui pourraient indiquer deux types de composition sur Mars, une pour les sols clairs et l'autre pour les sols sombres. Toutefois le lien entre ces deux groupes (albédo entre 0.2 et 0.35) est clairement continu, ce qui est plutôt en faveur d'un effet systématique de l'albédo sur l'IBD.

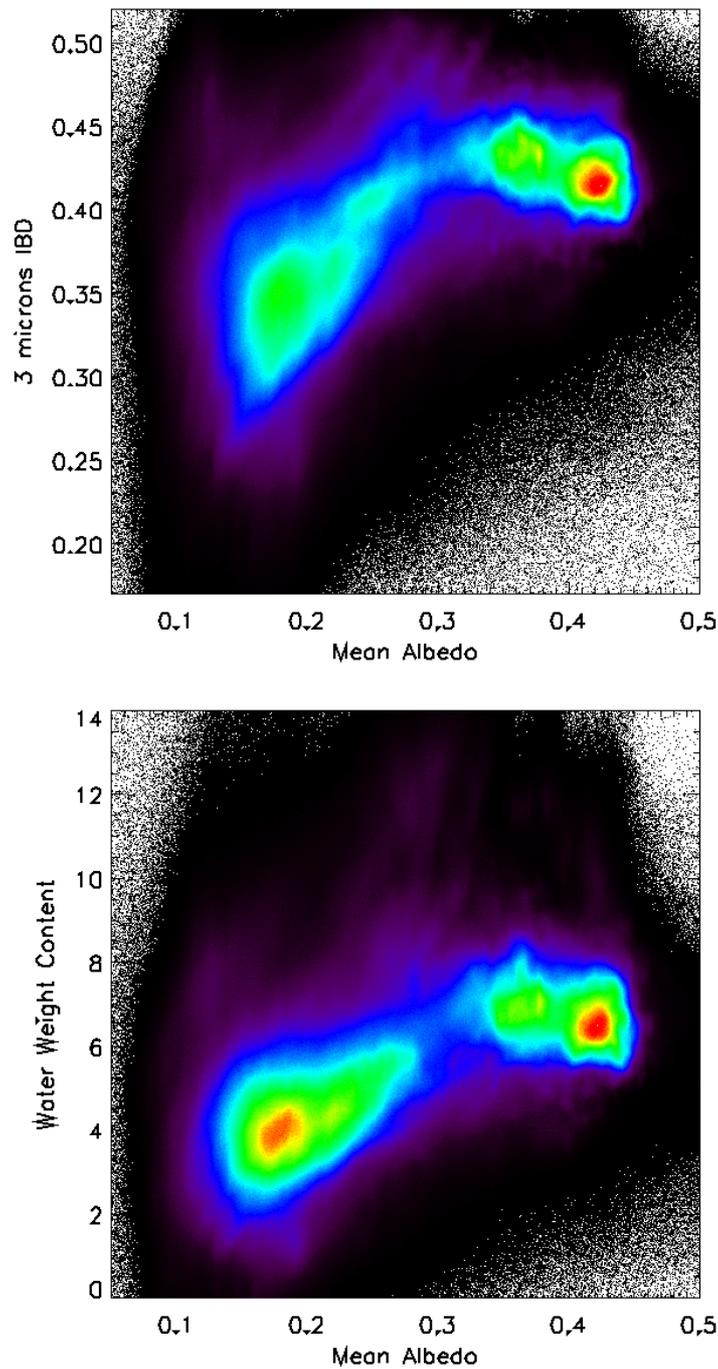


Figure III-11 : Evolution de l'hydratation avec l'albédo pour l'ensemble des données OMEGA traitées. (a) Corrélacion de l'IBD avec l'albédo. (b) Corrélacion de la teneur en eau avec l'albédo. Ces deux figures sont construites par projection de la valeur de chaque pixel OMEGA dans un tableau de 500 valeurs en albédo et de 500 valeurs en IBD ou teneur en eau, et en comptant le nombre de pixels tombant dans chaque case. Le codage de couleur (arc-en-ciel) marque la quantité de pixels OMEGA observés pour chaque case sur une échelle arbitraire (dépendant de la résolution du tableau).

III.C.1.b. Interprétation en terme de variation d'hydratation

Comme nous l'avons mentionné dans la section I.C.4, quelques mesures télescopiques et de sondes spatiales avaient déjà décelé une dépendance avec l'albédo. Erard et al. [1991a] a observé cette dépendance dans les données ISM et l'a interprété comme étant une corrélation non linéaire naturelle des bandes d'absorption en réflectance avec l'albédo. Avec les données IRS, Pimentel et al. [1974] avaient également détecté cette corrélation et l'avaient expliqué par un effet de température : les sols clairs sont plus froids et donc peuvent adsorber plus d'eau, qui se traduit par une hausse de l'IBD. Toutefois, les faibles différences de températures en jeu ($\sim 20^\circ$) ne peuvent pas expliquer l'amplitude de telles variations, pour lesquelles les auteurs pensent que les variations de tailles de grains et de composition doivent également intervenir.

Les différentes études expérimentales sur l'évolution de l'IBD avec l'albédo exposées en section I.C.3.c montrent qu'une telle corrélation entre IBD et albédo doit en partie s'expliquer par un effet optique, indépendamment de toute variation d'hydratation (voir section). Les variations d'albédo sont dues, de manière générale, à différentes tailles de grains (des grains plus petits diffusent plus de lumière et sont plus brillants), à des variations de quantités d'éléments opaques et à différentes compositions. Dans leurs expériences faisant varier la quantité de minéraux opaques et la taille de grains, Milliken and Mustard [2007b, 2007c] et Pommerol et al. [2007a] ont montré que l'IBD pouvait varier avec l'albédo alors que l'hydratation restait constante. Notons qu'avec le critère ESPAT, Milliken and Mustard [2007a] ne voient pas dans les données OMEGA une telle dépendance entre hydratation et albédo. Toutefois nous avons vu en section III.A.4 que le critère ESPAT fait plusieurs hypothèses dont la validité est sujette à discussion, dont 1) la conversion de la réflectance en albédo de simple diffusion [Hapke, 1993] discutée par Poulet et al. [2002], 2) l'utilisation du critère ESPAT adapté à une seule taille de grains ($< 45 \mu\text{m}$) alors que sur Mars les grains peuvent dépasser cette taille, et 3) la normalisation du critère par l'albédo qui peut supprimer artificiellement toute dépendance.

Il est fort probable que les variations d'IBD observées avec l'albédo soient également dues à des variations de teneur en eau. En effet sur Mars les variations d'albédos ne peuvent se résumer à la variation du nombre d'opaques dans le sol puisque d'après les mesures d'inertie thermique menées par Viking ou TES (voir section I.A.1.d), les sols clairs ont des grains plus fins que les sols sombres. Les sols présentant des grains petits ont un ratio surface sur volume plus élevé, et offrent donc une capacité d'adsorption plus élevée. Cet argument avait déjà été avancé par Titov [2002] pour justifier des hausses de quantité de vapeur d'eau au-dessus des régions claires dues à une quantité d'eau plus forte dans le sol. Les mesures de Milliken and Mustard [2007b, 2007c] obtiennent certes une variation d'IBD avec la taille de grains en l'absence de variation d'hydratation, mais ce résultat nécessite de faire varier le temps de purge entre les différentes tailles de grains ou, en d'autres termes, la quantité de vapeur d'eau disponible pour l'hydratation. Sur Mars cette quantité d'eau disponible est en ordre de grandeur la même partout, en particulier aux frontières entre régions claires et sombres, et donc les différences de capacité d'adsorption entre sols clairs et sombres doivent se traduire en différences d'hydratation.

De plus la composition des régions claires et sombres est également différente, les régions sombres correspondant à du basalte et les régions claires à des oxydes ferriques nanophase [Poulet et al., 2007], résultat de l'altération du basalte. Même si les processus liés à cette altération ne sont encore que peu contraints, il est possible qu'ils soient liés à la présence d'eau adsorbée (voir section I.B.3.c) et qu'ils impliquent la formation d'hydroxydes OH. Ces

hydroxyles augmentent en retour la capacité d'adsorption des minéraux grâce à leur pouvoir hydrophile.

Nous pouvons aller plus loin dans l'interprétation de cette corrélation en remarquant que les sols sombres, d'IBD plus faible, composent la majeure partie de l'hémisphère sud (voir la carte MOC de la Figure I-3 et la carte OMEGA de la Figure II-52). Or nous savons que c'est un hémisphère dont l'atmosphère est beaucoup plus sèche qu'au nord (voir section I.B.2.a). Si la teneur en eau de la surface est directement due à la quantité d'eau atmosphérique, nous pouvons imaginer que l'hydratation intervient dans le phénomène d'altération en transformant les sols basaltiques sombres en sols plus clairs comme ceux de l'hémisphère sud. Dans ce cas la corrélation entre hydratation et albédo ne serait pas optique ni compositionnelle, mais liée par le fait qu'une forte hydratation altère les sols et augmente leur albédo.

En conclusion, l'évolution de l'IBD, et donc de la bande à 3 μm , avec l'albédo, est un phénomène encore mal compris. Les expériences en laboratoire nous donnent des informations très intéressantes sur le comportement des bandes d'absorption, mais difficilement applicables aux données martiennes parce que les sols de Mars sont mal connus à l'échelle microscopique (taille de grains, composition, mélange avec des éléments opaques) et parce que les conditions expérimentales sont trop différentes de l'adsorption sur Mars. La corrélation de l'IBD avec l'albédo traduit vraisemblablement à la fois une variation d'hydratation et un effet d'optique.

III.C.1.c. Forme de la bande

Sinton [1967] avait distingué un déplacement du minimum de la bande à 3 μm lorsque l'albédo varie. Pour vérifier si une éventuelle déformation de bande apparaît, nous donnons en Figure III-12 les spectres de réflectance de sols typiques clairs et sombres de la Figure III-2, normalisés par leur valeur à 1.01 μm pour faciliter les comparaisons. Le spectre de sols sombres de type II est ici difficilement comparable à cause de la pente spectrale vraisemblablement due aux aérosols et qui est présente dans toutes les observations des sols sombres de l'hémisphère nord. Nous voyons que sur les spectres de sol clair et de sol sombre de type I que la forme de la bande à 3 μm est vraiment similaire, avec un fort décalage du niveau moyen uniquement. Si la bande entre 2.9 et 3.1 μm semble légèrement plus plate dans le cas de sols sombres, nous ne pouvons toutefois pas conclure à un déplacement du minimum de la bande qui est toujours localisé à 2.9 μm . La longueur d'onde minimale réelle est sans doute occultée par l'absorption atmosphérique. Malgré sa pente, le spectre de sols sombres de type II est en accord avec cette conclusion.

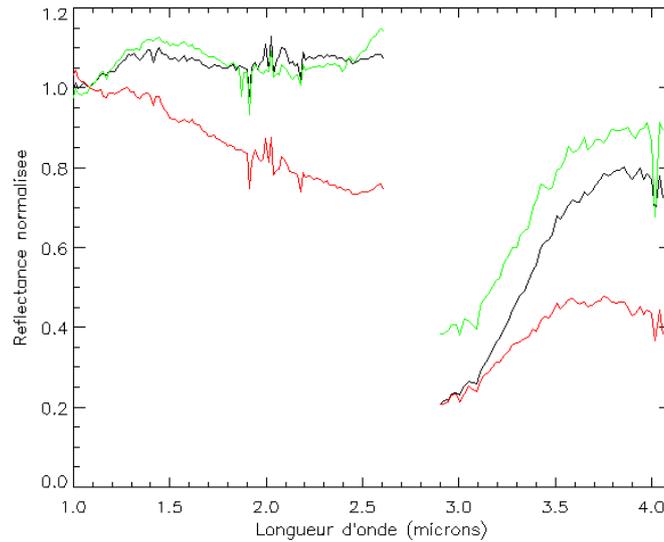


Figure III-12 : Comparaison des formes de bande à 3 μm pour les trois types de sols de la Figure III-2 en utilisant les spectres de réflectance normalisée par la valeur de réflectance à 1.01 μm . Les trois spectres sont typiques de sols clairs (en noir, zone centrée sur (32°N, 102°E), orbite 243), de sols sombres de type I selon les résultats de TES [Bandfield et al., 2000] (en vert, zone centrée sur (37°S, 290°E), orbite 1158) et de sols sombres de type II (en rouge, zone centrée sur (47°N, 102°E), orbite 243). Ces spectres sont des moyennes de 25600 spectres OMEGA.

III.C.2. Dépendance avec la température

Pimentel et al. [1974] ont émis l'hypothèse que les variations d'hydratation pouvaient être dues aux effets de température. En effet nous avons vu dans les expériences et modélisations de la section I.B.1.b que la quantité d'eau adsorbée diminue quand la température augmente. Nous tentons dans cette section de voir si cette propriété peut s'observer de manière globale sur les spectres OMEGA.

III.C.2.a. Observation

Une étude globale de dépendance entre hydratation et température nécessite de s'affranchir des effets d'albédo car ce paramètre est, avec le flux solaire incident pondéré par l'angle d'incidence, le premier facteur influençant la température de surface. Comme l'hydratation est globalement corrélée à l'albédo (voir section III.C.1), nous avons classé l'ensemble du jeu de données OMEGA en dix classes d'albédo, centrées autour de 0.05, 0.10, 0.15, 0.20, 0.25, 0.30, 0.35, 0.40, 0.45 et 0.50. En pratique, seules les six classes centrées autour de 0.15 jusque 0.40 contiennent une quantité significative de données. La Figure III-13 donne pour toutes les données de chaque classe d'albédo l'évolution de l'IBD en fonction de la température, avec un codage de couleur pour représenter la densité de pixels. La température de surface utilisée est celle déterminée à partir des spectres avec notre méthode décrite en section II.D.2). La moyenne conditionnelle en température (appelée aussi moyenne glissante) est représentée pour chaque graphe. Nous voyons que cette courbe est difficile à exploiter car elle est très sensible à des variations locales, en particulier lorsque les densités de pixels sont faibles. Nous avons donc calculé la régression linéaire de ces graphes, tendance qui tient compte de l'ensemble des pixels du graphe ce qui la rend peu sensible aux faibles densités de pixels.

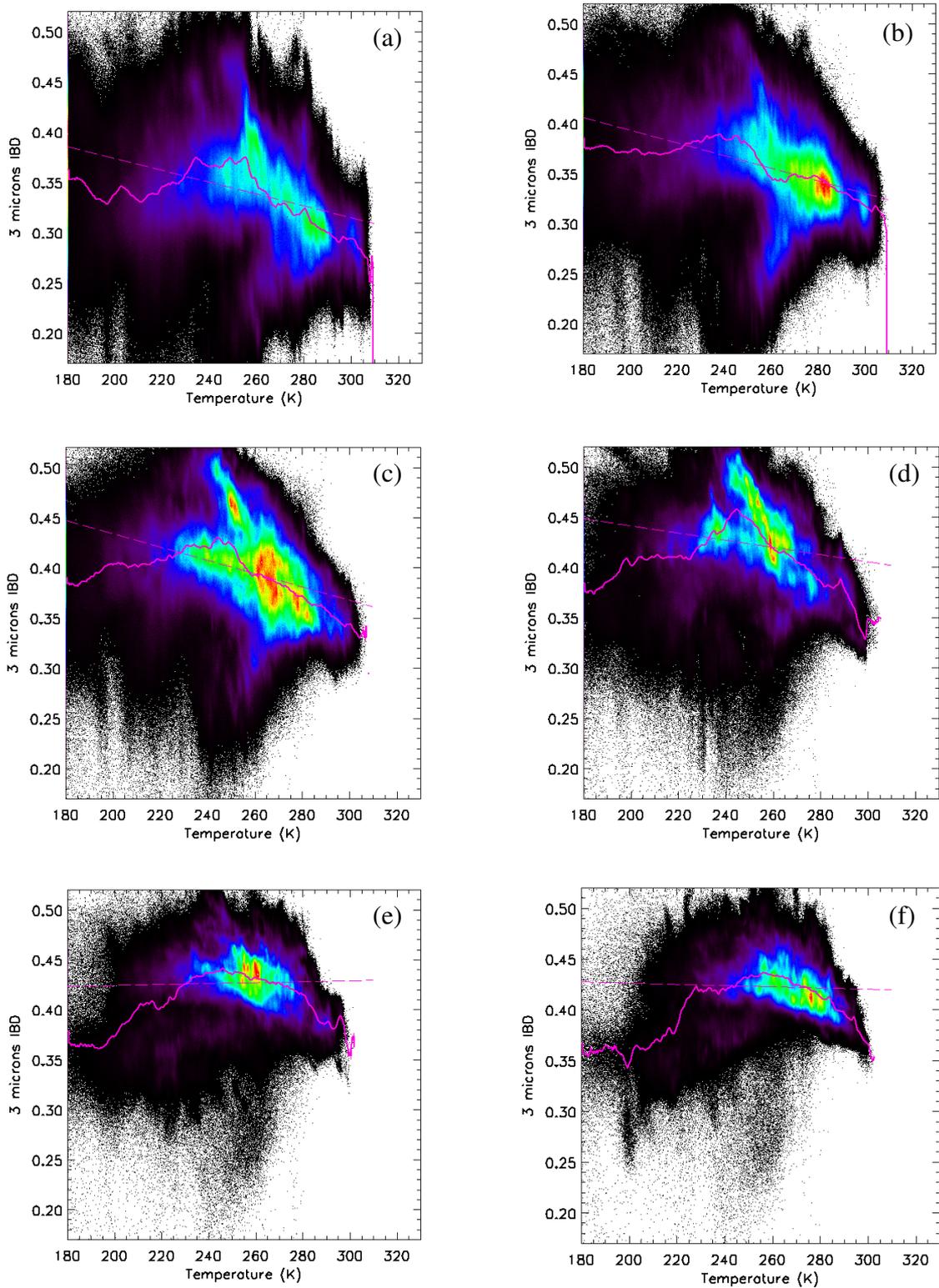


Figure III-13 : Corrélation entre la valeur d'IBD à $3\ \mu\text{m}$ et la température, l'ensemble du jeu de données OMEGA étant classé en six grandes classes d'albédo. La graphe (a) correspond à l'intervalle $[0.125, 0.175]$, (b) à $[0.175, 0.225]$, (c) à $[0.225, 0.275]$, (d) à $[0.275, 0.325]$, (e) à $[0.325, 0.375]$, et (f) à $[0.375, 0.425]$. Le codage de couleur (arc-en-ciel avec le noir pour les valeurs les plus faibles) marque la densité de pixels OMEGA. Ces graphes sont obtenus

par projection des valeurs (IBD, température) de tous les pixels de la classe d'albédo donnée dans un tableau de 500×500 comptant le nombre de pixels par case pour établir la densité. La courbe continue rose est la moyenne conditionnelle; la courbe en pointillets rose est la régression linéaire.

Les régressions linéaires de la Figure III-13 sont reproduites sur la Figure III-14 pour faciliter les comparaisons. Ces courbes de tendances se révèlent décroissantes pour les quatre classes d'albédo les plus sombres, avec des coefficients directeurs semblables. Cette décroissance est assez nette dans la simple observation des densités de pixels des trois premières classes, un peu moins dans la quatrième. En revanche les tendances des deux classes d'albédo élevées sont légèrement à la hausse, avec des valeurs absolues de pente plus faibles que les décroissances des albédos sombres. La Figure III-13 montre toutefois que dans la gamme de températures pour lesquelles la quantité de données OMEGA est représentative, soit entre 230 et 280K, les six classes d'albédo présentent bien une décroissance de l'hydratation avec l'albédo. Les données aux températures inférieures à 230K ne sont en effet pas suffisamment denses pour être statistiquement représentatives. Pour les deux classes d'albédos les plus élevés, la légère croissance de la régression linéaire ne serait donc due qu'à l'influence des données à basse température non représentatives statistiquement.

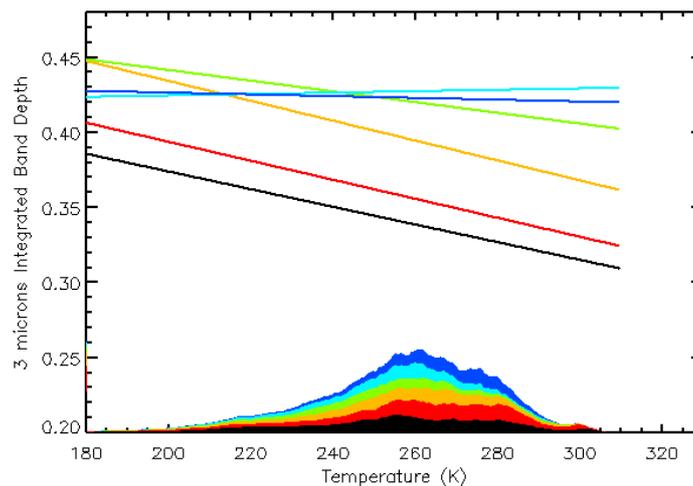


Figure III-14 : Evolution globale de l'IBD avec la température. Le jeu de données est classé en six classes d'albédo pour s'affranchir des effets d'albédo, et seule la régression linéaire est représentée sur cette figure. Les classes d'albédo sont codées de la manière suivante : noir pour les albédos dans l'intervalle $[0.125, 0.175]$, rouge pour $[0.175, 0.225]$, jaune pour $[0.225, 0.275]$, vert pour $[0.275, 0.325]$, cyan pour $[0.325, 0.375]$, et bleu pour $[0.375, 0.425]$. Les courbes inférieures sont la répartition cumulée de donnée par altitude pour chaque classe d'albédo.

III.C.2.b. Interprétation

La décroissance de l'hydratation avec la température observée pour les albédos sombres et moyens, et vraisemblablement pour les sols clairs, est conforme aux expériences d'adsorption de la section I.B.1.b. Nous voyons donc sur les données OMEGA la dépendance physique entre ces deux paramètres. Pour les sols clairs la décroissance est la moins nette. Si cette décroissance n'est en fait pas réelle, il est difficile d'interpréter physiquement une indépendance entre hydratation et température. Nous pouvons envisager des raisons

cinétiques, car les températures varient très rapidement sur Mars (typiquement une centaine de degrés entre l'aube et le midi). Cette explication devrait toutefois aussi s'appliquer aux sols sombres et remettre en cause la décroissance observée, sauf si les gros grains, caractéristiques des sols sombres, ont une cinétique plus rapide. Cette variation de cinétique en fonction de la taille des grains pourrait être due à la vitesse de diffusion dans les pores des sols. Toutefois cette explication n'est qu'une hypothèse et il ne semble pas exister de mesures expérimentales sur cet aspect.

Les tendances observées pourraient également s'expliquer par une dépendance de la température avec un autre paramètre physique que les graphes de la Figure III-13 ne peuvent pas montrer. Il ne peut s'agir de l'albédo, en raison des graphes tracés par classe d'albédo, ni de l'altitude puisque nous avons vu que la température des sols sur Mars ne dépend pratiquement pas de l'atmosphère mais de l'équilibre radiatif et de la conduction dans le sol. A l'heure actuelle cette question reste ouverte.

III.C.3. Dépendance avec l'altitude

Le second facteur faisant varier la quantité d'eau adsorbée dans les minéraux est la pression partielle de vapeur d'eau (section I.B.1.b. Comme avec la température nous pouvons regarder sur le jeu de données OMEGA si cette relation existe. Certaines études ont mesuré la quantité de vapeur d'eau sur la colonne atmosphérique au-dessus de chaque pixel grâce à la bande d'absorption de vapeur à 2.6 μm [Encrenaz et al., 2005; Maltagliati et al., 2008]. Toutefois ces mesures ne donnent pas directement d'information sur la pression partielle de vapeur d'eau au niveau du sol, mais sur la colonne intégrée. Pour obtenir l'information au voisinage des minéraux il est nécessaire de faire des hypothèses sur la colonne verticale, hypothèses qui sont peu contraintes par les observations et dépendent fortement de la dynamique locale de l'atmosphère (par exemple la convection).

Nous proposons dans cette partie d'étudier l'influence de la pression partielle de vapeur d'eau par l'intermédiaire de la corrélation entre l'hydratation des minéraux et l'altitude. La pression atmosphérique diminue avec l'altitude selon la loi de l'équilibre hydrostatique. Sur Mars les altitudes varient dans une gamme de 30 km ce qui implique de fortes variations de pression atmosphérique, et donc de pression partielle de vapeur d'eau au contact des minéraux. Si l'hydratation du sol de Mars est due à de l'eau adsorbée, nous devrions observer une baisse de l'hydratation avec l'altitude.

III.C.3.a. Observation locale

La méthode immédiate pour étudier les effets de l'altimétrie est de n'utiliser qu'une observation sur laquelle de grandes variations d'altitude sont présentes. C'est le cas de deux cubes de données, 501_4 et 1437_2, sur lesquels se trouve Olympus Mons (Figure III-15). Les altitudes de ces cubes s'échelonnent sur une gamme de 25 km, pour des pressions de surface s'étalant entre 100 et 800 Pa (source : MCD). Avec de telles différences l'effet de la pression partielle d'eau sur l'altitude devrait être facilement étudié. Les deux exemples présentés ici montrent néanmoins qu'utiliser un volcan présente ici deux inconvénients majeurs. D'une part il est difficile de trouver des sols de mêmes albédos moyens entre la base et le sommet d'Olympus, ce qui rend difficile toute comparaison. Nous avons déjà évoqué cette difficulté avec le spectre d'atmosphère empirique de la Figure II-15. D'autre part nous voyons sur le cube 501_4 de la Figure III-15 qu'un nuage de glace d'eau peut se trouver autour

des volcans. Sur cette observation il se situe en haut à droite du volcan. A cause du relief, les masses d'air humides sont amenées à monter en altitude où elles se refroidissent. La vapeur d'eau peut alors arriver à saturation et condenser en nuages de glace d'eau. Si ces nuages sont ténus, leur signature à 1.5 μm est difficile à détecter, ce qui peut poser des problèmes sur la détermination de la bande à 3 μm .

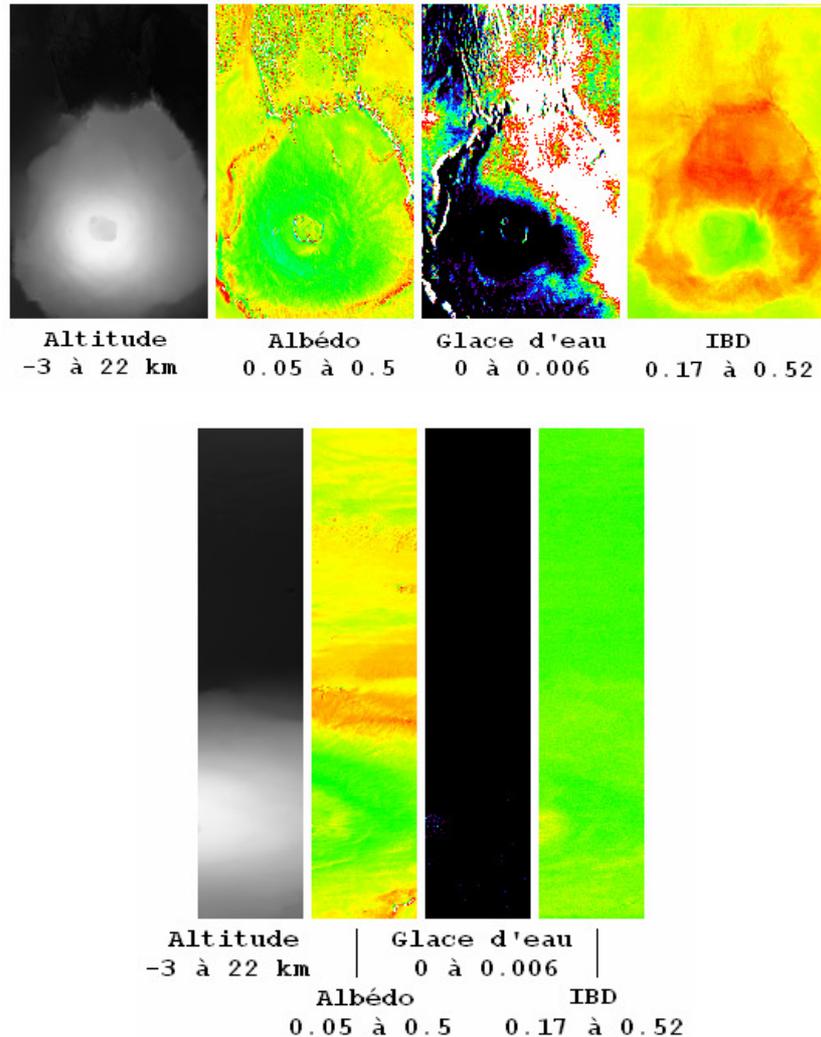


Figure III-15 : Deux observations OMEGA de la région d'Olympus Mons (haut : 501_4, bas : 1437_2), avec l'altitude MOLA, l'albédo à 2.4 μm , la force de la bande de glace d'eau (la valeur maximum est considérée comme une certitude de glace, en dessous on ne peut faire la différence avec la non-linéarité de l'instrument) et l'IBD à 3 μm .

III.C.3.b. Etude globale

Pour s'affranchir de ces effets locaux, nous avons utilisé les mêmes outils qu'avec la température pour obtenir une étude globale de la dépendance de l'hydratation avec l'altitude. Pour que les tendances observées n'interfèrent pas avec la corrélation avec l'albédo, les données ont été réparties à nouveau en six classes d'albédo que montre la Figure III-16. Ces six graphes semblent indiquer une chute de l'IBD avec l'altitude.

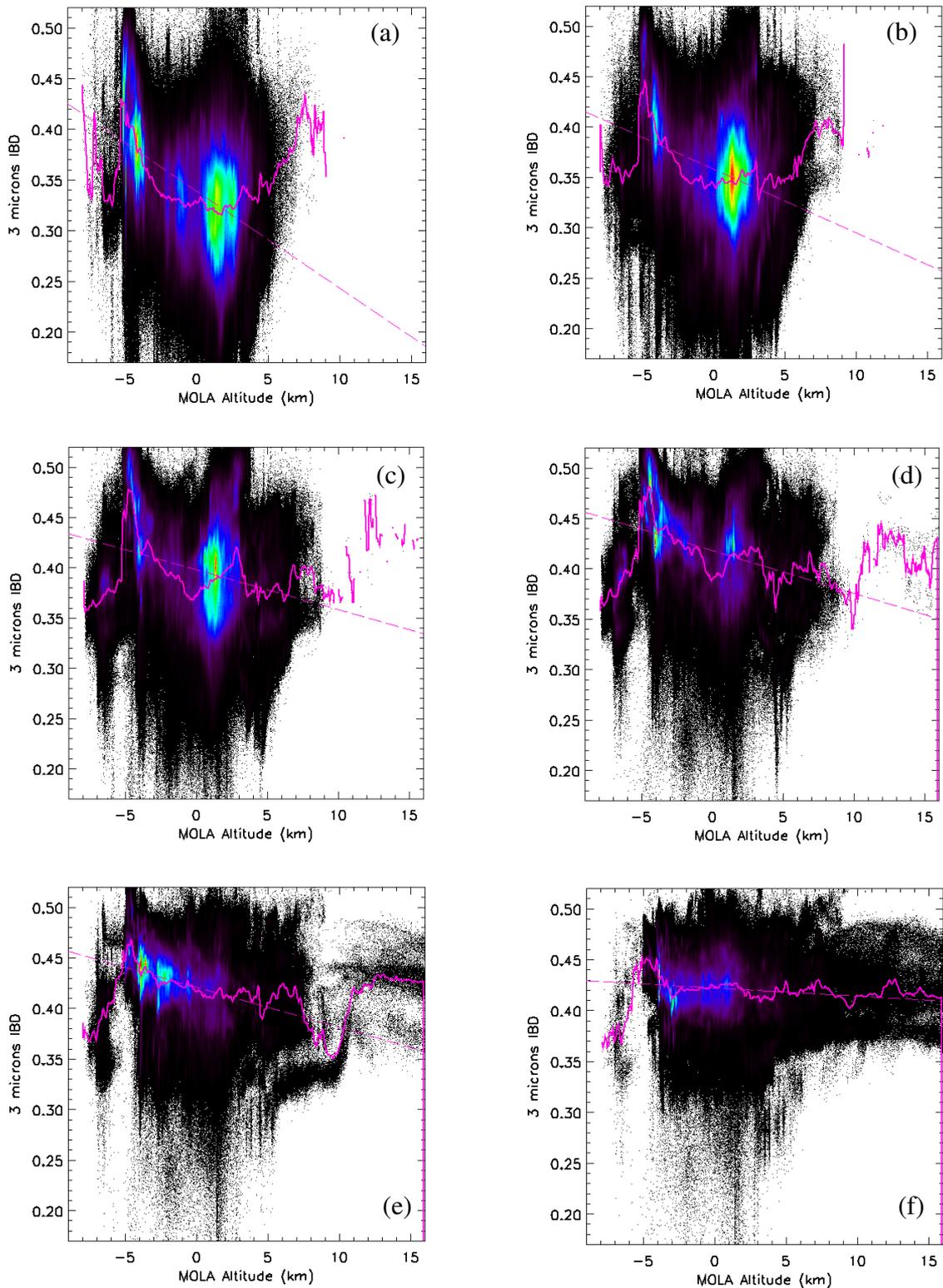


Figure III-16 : Corrélation entre la valeur d'IBD à $3 \mu\text{m}$ et l'altitude, l'ensemble du jeu de données OMEGA étant classé en six grandes classes d'albédo. La graphe (a) correspond à l'intervalle $[0.125, 0.175]$, (b) à $[0.175, 0.225]$, (c) à $[0.225, 0.275]$, (d) à $[0.275, 0.325]$, (e) à $[0.325, 0.375]$, et (f) à $[0.375, 0.425]$. Le codage de couleur (arc-en-ciel avec le noir pour les valeurs les plus faibles) marque la densité de pixels OMEGA. Ces graphes sont obtenus

par projection des valeurs (IBD, altitude) de tous les pixels de la classe d'albédo dans un tableau de 500×500 comptant le nombre de pixels par case pour établir la densité. La courbe continue rose est la moyenne conditionnelle; la courbe en pointillets rose est la régression linéaire.

Pour comparer les évolutions de chaque classe d'albédo, nous avons tracé les tendances observées sur un graphe commun (Figure III-17). Sur cette figure ne sont tracées que l'ajustement linéaire de chaque classe afin de s'affranchir des petites variations dues aux effets locaux. La Figure III-17 donne également la quantité de pixels (en unité arbitraire) obtenue pour chaque altitude de chaque classe d'albédo. Cette donnée permet de voir sur quelles altitudes les tendances ont été calculées.

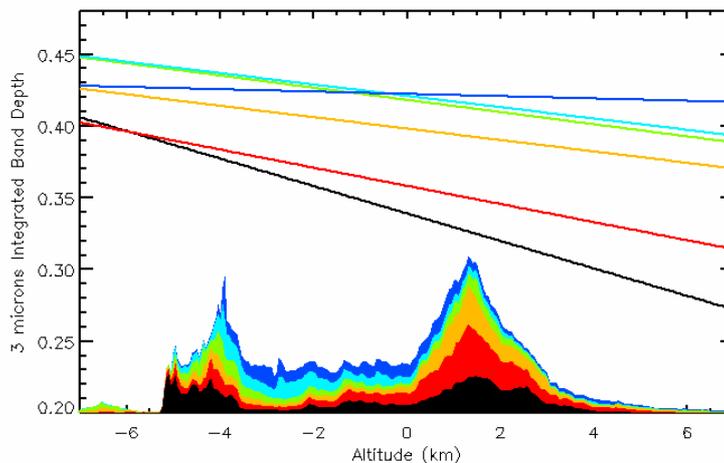


Figure III-17 : Evolution globale de l'IBD avec l'altitude MOLA (définie en section I.A.1.b). Le jeu de données est classé en six classes d'albédo pour s'affranchir des effets d'albédo, et seule la régression linéaire est représentée sur cette figure. Les classes d'albédo sont codées de la manière suivante : noir pour les albédos dans l'intervalle $[0.125, 0.175]$, rouge pour $[0.175, 0.225]$, jaune pour $[0.225, 0.275]$, vert pour $[0.275, 0.325]$, cyan pour $[0.325, 0.375]$, et bleu pour $[0.375, 0.425]$. Les courbes inférieures sont la répartition cumulée de donnée par altitude pour chaque classe d'albédo.

Sur la Figure III-17 nous voyons que pour toutes les classes d'albédo, la tendance au premier ordre de l'IBD est de diminuer avec l'altitude. Cette diminution est d'autant plus marquée que l'albédo est sombre. Cette tendance avait déjà été observée dans le jeu de données nominal mais attendait une confirmation avec le jeu de données non nominal, en particulier pour obtenir des données significatives à altitude élevée sur l'hémisphère sud. Nous voyons sur les densités de données que c'est effectivement le cas (altitudes supérieures à 0 km). Ces tendances confirment l'influence de la pression partielle sur la teneur en eau du sol.

Pour les sols les plus clairs, la baisse d'hydratation avec l'altitude est moins marquée voir inexistante sur la Figure III-17. Les sols les plus clairs couvrent une gamme vaste d'altitudes. Nous pouvons donc tracer l'évolution de l'hydratation de ces sols sur une gamme d'altitudes beaucoup plus large puisqu'on trouve des sols clairs aussi bien sur la région d'Hellas que sur Tharsis. La Figure III-18 confirme l'indépendance des sols les plus clairs avec l'altitude. Nous expliquons cette indépendance par le fait que la poussière, élément essentiel des sols les plus clairs, est facilement soulevée et transportée sur de grandes

distances à des altitudes très différentes. Les sols des régions claires seraient donc constamment renouvelés et ainsi peu sensibles aux variations d'altitude. Cette explication nécessite une meilleure compréhension de la circulation de poussière sur Mars ainsi qu'une meilleure connaissance de la cinétique de l'adsorption – désorption sur Mars.

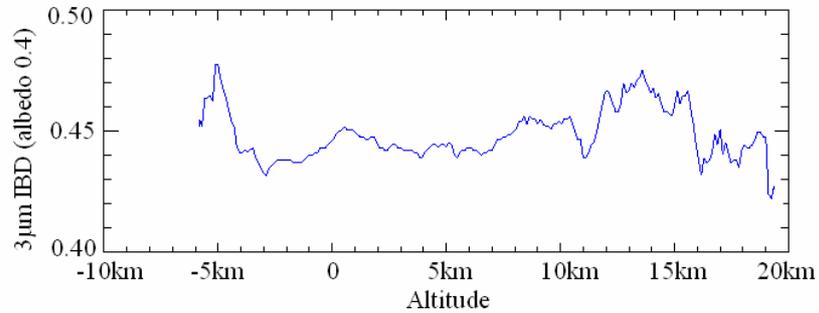


Figure III-18 : Valeur de la moyenne conditionnelle (moyenne glissante) de l'IBD à 3 μm en fonction de l'altitude étendue entre -10 et 20 km pour tous les pixels de la classe des hauts albédos [0.375, 0.425]. Cette classe est représentative de la poussière.

III.D. Influence de la composition

La section III.C est une première approche des variations de la bande à 3 μm avec la composition, puisque les terrains clairs sont constitués de minéraux plus altérés que les terrains sombres. Les terrains clairs présentent une bande d'hydratation plus forte, sans être certain de son lien avec l'hydratation effective, et sans autre caractère spectral d'hydratation comme une bande à 1.9 μm . Nous avons mentionné en section I.A.2.c qu'OMEGA a détecté des variations de composition avec la présence de minéraux hydratés sur Mars : les phyllosilicates, les sulfates et les hydroxydes [Bibring et al., 2005 ; Gendrin et al., 2005 ; Langevin et al., 2005b ; Poulet et al., 2005a]. Ces minéraux contiennent généralement (hormis les sulfates monohydratés) des quantités suffisantes d'eau pour présenter une bande d'absorption à 1.9 μm . L'étude de la bande à 3 μm sur ces minéraux donne donc l'opportunité d'étudier ses variations en fonction de la composition.

Nous focalisons nos études sur des régions où les signatures minéralogiques sont les plus fortes, sur Mawrth Vallis pour les phyllosilicates et sur Terra Meridiani pour les sulfates. Ces régions avaient été observées dès le jeu de données nominal qui a donc suffi pour cette étude. Pour ces régions nous allons tracer le critère de profondeur de bande à 1.9 μm , qui utilise comme fond de bande la moyenne des réflectances à 1.927 μm et 1.941 μm et comme continuum la moyenne arithmétique des réflectances à 1.786 et 2.205 μm .

III.D.1.a. La région de Mawrth Vallis

Le cube 353_3 couvre entièrement la région de Mawrth Vallis. La Figure III-19 donne les cartes de réflectance moyenne à 2.35 μm , de la profondeur de bande à 1.9 μm sur l'altimétrie MOLA, de l'IBD et de la teneur en eau de la région. La force de la bande à 1.9 μm sert à tracer la présence des argiles, qui se trouvent essentiellement dans des affleurements sur les flancs de la vallée et sur les hauts plateaux. La carte de l'IBD montre que là où les phyllosilicates sont détectés on observe également une augmentation de la force de la bande à 3 μm . La corrélation spatiale entre ces deux critères est très nette. Les valeurs d'IBD associées sont comprises entre 0.45 et 0.52, pour des teneurs massiques en eau entre 7 et 9 wt % alors que les terrains voisins d'albédo du même ordre mais sans phyllosilicates ont plutôt des teneurs de l'ordre de 5 wt.%. Avec le critère ESPAT, Milliken et al. [2007a] voient également une plus forte hydratation pour les régions riches en phyllosilicates, avec des teneurs en eau de 7 à 9 wt.% soit entre 2 et 4 wt.% de plus que celle des sols voisins.

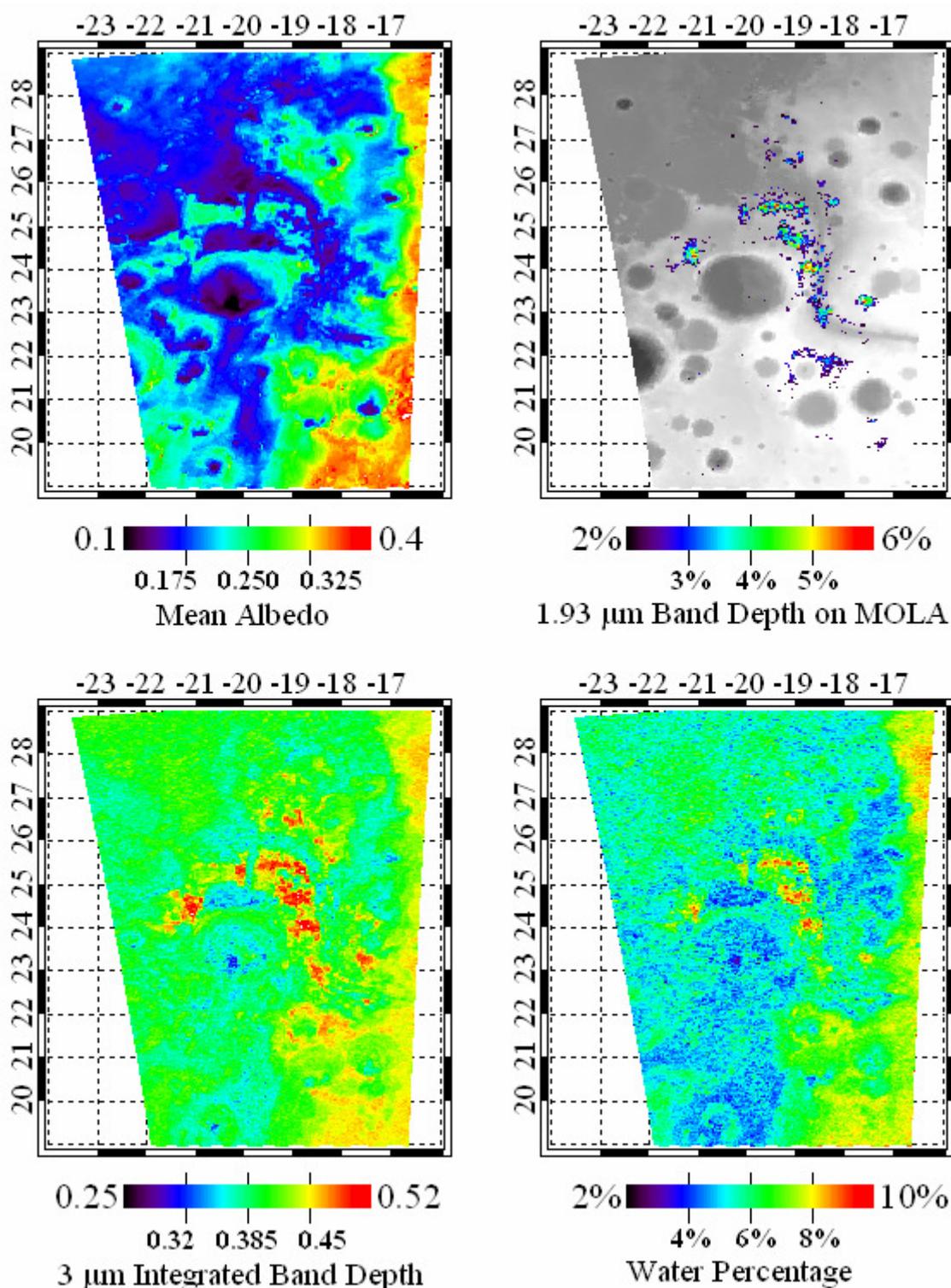


Figure III-19 : Cartes de l'albedo (réflectance moyenne à $2.35 \mu\text{m}$), de la profondeur de bande à $1.93 \mu\text{m}$ sur l'altimétrie MOLA, de l'IBD à $3 \mu\text{m}$, et de la teneur massique en eau sur la région de Mawrth Vallis (orbite 353). Les données sont projetées sur le planisphère Martien avec une résolution de 32 pixels/degré. La bande d'absorption à $1.93 \mu\text{m}$ correspond aux régions où des argiles ont été détectées [Poulet et al., 2005a].

Afin de s'affranchir des effets possibles d'albedo, la Figure III-20 présente pour chaque pixel de l'orbite la valeur de l'IBD en fonction de l'albedo. Dans cette courbe l'albedo

moyen est représenté par la valeur de la réflectance à 1.08 μm , valeur retenue car proche du visible et sur un canal à faible bruit. Les pixels dont la profondeur de bande à 1.9 μm est supérieure au bruit (typiquement, une profondeur de bande à 1.9 μm supérieure à 3 %) sont marqués avec une croix grise. Sur la Figure III-20 on voit très bien en noire la tendance générale de corrélation entre albédo et IBD. Les phyllosilicates de Mawrth Vallis ont des valeurs d'albédo intermédiaires, et nous voyons que leur IBD est clairement au dessus de la tendance générale. L'évolution d'IBD correspond donc bien à une hausse de teneur en eau. Comme il s'agit de phyllosilicates, la forme d'hydratation est vraisemblablement de l'eau adsorbée en structure.

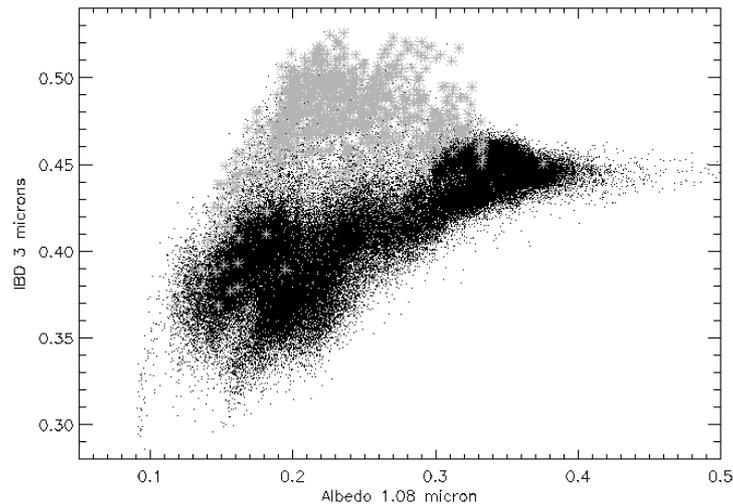


Figure III-20 : Corrélation entre l'IBD et la réflectance à 1.08 μm pour tous les pixels du cube de données 353_3 couvrant la région de Mawrth Vallis (voir Figure III-19). Les points marqués en noir correspondent à des pixels pour lesquels la bande à 1.9 μm (traceur des argiles) est faible ou nulle, les croix grises correspondent à des pixels où cette bande est notable (supérieure à 3 %). Les points noirs marquent la tendance générale décrite en section III.C.

III.D.1.b. La région de Terra Meridiani

Nous menons désormais une étude similaire sur une région riche en sulfates monohydratés et polyhydratés ainsi qu'en hydroxydes : Terra Meridiani. Les données utilisées proviennent des orbites 430 et 485. Comme dans le cas précédent nous étudions les cartes d'albédo, de la profondeur de bande à 1.9 μm sur l'altimétrie MOLA et de l'IBD de la région (Figure III-21). La bande à 1.9 μm marque la présence des sulfates polyhydratés et des hydroxydes, mais pas des sulfates monohydratés qui ne contiennent pas assez d'eau. Ces sulfates ont été détectés par Gendrin et al. [2005] par leur bande à 2.1 μm . A nouveau, l'IBD augmente clairement sur les zones où la bande à 1.9 μm est plus forte. Les teneurs en eau associées (dont la carte n'est pas représentée ici) valent entre 7 et 8 wt.% pour les régions hydratées, ce qui correspond à une hausse de 1 à 3 wt.% avec les régions voisines non hydratés d'albédo similaire. Milliken et al. [2007a] obtiennent des teneurs en eau un peu inférieures pour les zones hydratés, entre 5 et 7 wt.%, mais qui représentent également une hausse de 1 à 3 wt.%. A nouveau, ces hausses d'hydratation s'expliquent par une plus grande quantité d'eau adsorbée en structure des minéraux.

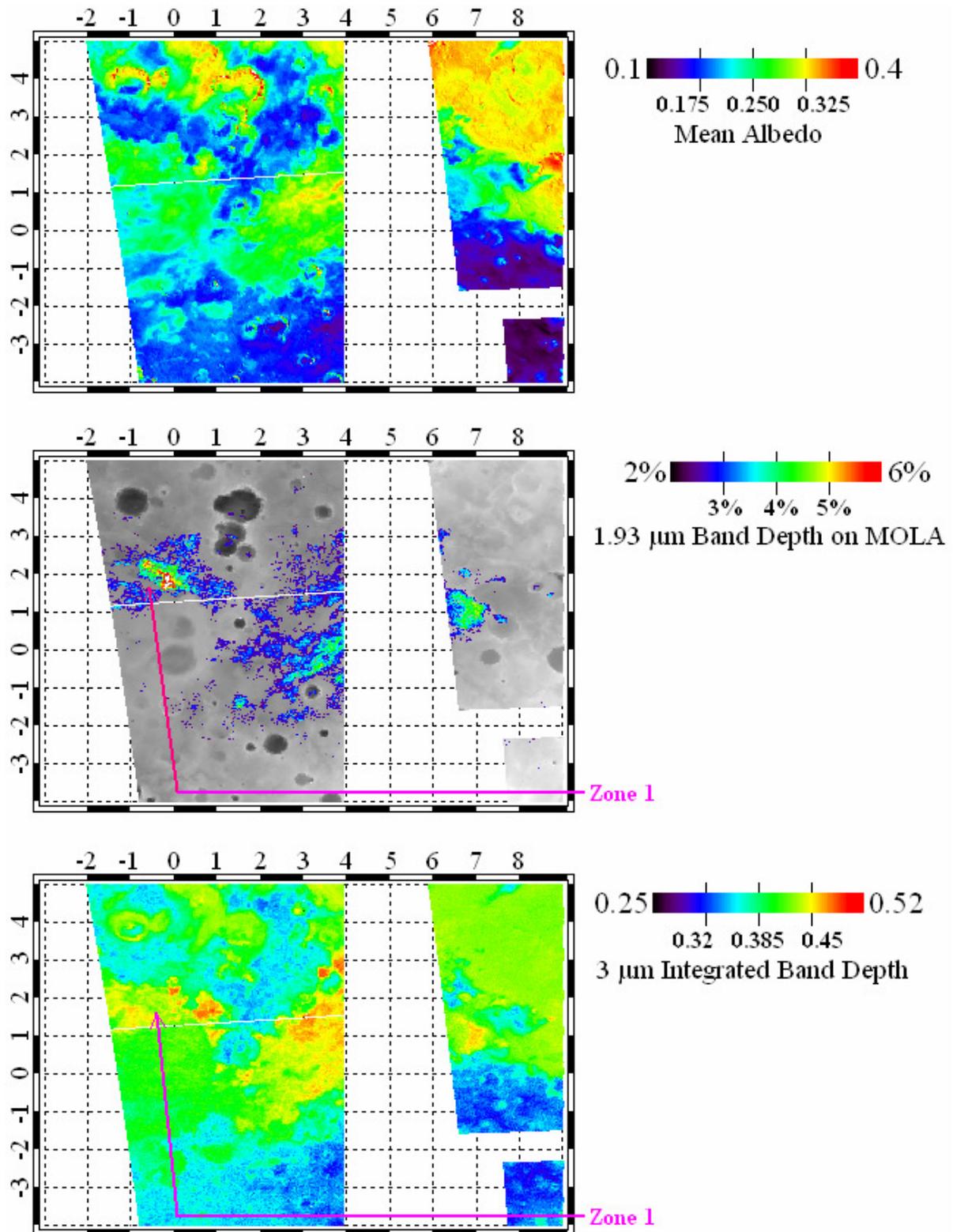


Figure III-21 : Cartes de réflectance moyenne à 2.73 μm, de la profondeur de bande à 1.93 μm sur l'altimétrie MOLA, et de l'IBD à 3 μm sur la région de Terra Meridiani (orbites 430 et 485). Les données sont projetées sur le planisphère Martien avec une résolution de 32 pixels/degré. La bande d'absorption de l'eau à 1.93 μm est un marqueur des zones riches en sulfates polyhydratés et en hydroxides. La flèche indique la zone où des sulfates monohydratés ont été détectés [Arvidson et al., 2005].

Il est intéressant de noter que la zone où l'IBD est plus élevé couvre une région plus grande que là où la bande à 1.9 μm est détectée, et les pics de concentration ne coïncident pas tout à fait. L'augmentation de la force de la bande à 3 μm concerne en grande partie les « etched terrains » décrits par Arvidson et al. [2005]. Ceci apporte une nouvelle preuve que la formation de ces terrains s'est faite par des processus aqueux, soit ces écoulements d'eau soit des précipitations. Sur la Figure III-21 la flèche indique une vallée où des sulfates monohydratés (la kiesérite) ont été détectés [Arvidson et al., 2005]. Contrairement aux sulfates poly-hydratés qui contiennent plusieurs molécules d'eau par groupement MgSO_4 (6 ou 7), les sulfates monohydratés n'en contiennent qu'une seule. Cette région ne montre aucune bande à 1.9 μm , mais la bande à 3 μm montre quelle est quand même légèrement plus hydratée que les régions non sulfatées à albédo identique. La bande à 3 μm est donc très sensible aux faibles teneurs en eau et aux légères variations de cette teneur. Elle est par conséquent un outil plus efficace que la bande à 1.9 μm .

III.D.1.c. Etude de la forme de la bande à 3 μm

Les deux exemples étudiés montrent que la bande à 3 μm est sensible à la composition puisque sa force augmente là où des phyllosilicates, sulfates et hydroxydes sont détectés, et elle apporte des éléments d'information supplémentaires sur l'état de ces minéraux et leur teneur en eau. Les deux exemples précédents ont été étudiés du point de vue de l'IBD donc de la force totale de la bande ; il est intéressant également d'étudier l'évolution de la forme de la bande à 3 μm sur ces régions. La Figure III-22 présente pour les deux régions des rapports entre un spectre typique de la composition étudiée et un spectre en dehors de la zone étudiée, ne présentant pas de caractéristique minéralogique mais ayant le même niveau moyen de réflectance. Ce procédé permet de s'affranchir des contributions instrumentales et atmosphériques pour mettre en valeur les effets spectraux dus aux différences de minéralogie.

Le rapport provenant de Mawrth Vallis met en valeur la bande metal-OH caractéristique des phyllosilicates à 2.3 μm , ainsi que les bandes de vibration de l'eau à 1.4 et 1.9 μm (section I.C.2.c). Ce rapport montre une bande à 3 μm plus profonde pour les sols contenant des phyllosilicates, mais pas de modification particulière de la forme de bande. L'absorption principale entre 2.9 et 3.1 μm est légèrement renforcée, s'il ne s'agit pas d'un effet dû au bruit. Dans ce cas l'eau additionnelle est responsable d'une hausse de la force d'absorption, mais elle est sans doute liée par des liaisons hydrogène dont les énergies sont réparties de la même manière que dans les sols normaux. L'augmentation de la force de la bande à 3 μm est sans doute provoquée par la présence d'eau adsorbée dans la structure des phyllosilicates (voir section I.B.1.c) mais aussi à un surplus d'eau adsorbée en surface due au pouvoir hydrophile des phyllosilicates.

Le rapport provenant de Terra Meridiani montre clairement les bandes d'absorption à 1.4 et 1.9 μm dues à l'eau, ainsi que les bandes à 2.1 et 2.4 μm dues respectivement aux sulfates monohydratés et poly-hydratés. Nous voyons sur ce spectre que la bande à 3 μm est à la fois plus profonde et plus large. Il semble que le cœur de bande entre 2.9 et 3.1 μm soit moins renforcé. Dans le cas des sulfates l'eau additionnelle semble se localiser dans des sites où l'interaction avec les minéraux est plus forte, ce qui diminue la fréquence du stretching O-H. Cette interprétation est cohérente avec la forme d'hydratation dominante dans les sulfates (voir section I.B.1.c) : l'eau est partie de la structure, elle permet la cohésion du sulfate, elle est donc fortement liée au minéral ce qui réduit la raideur du stretching O-H.

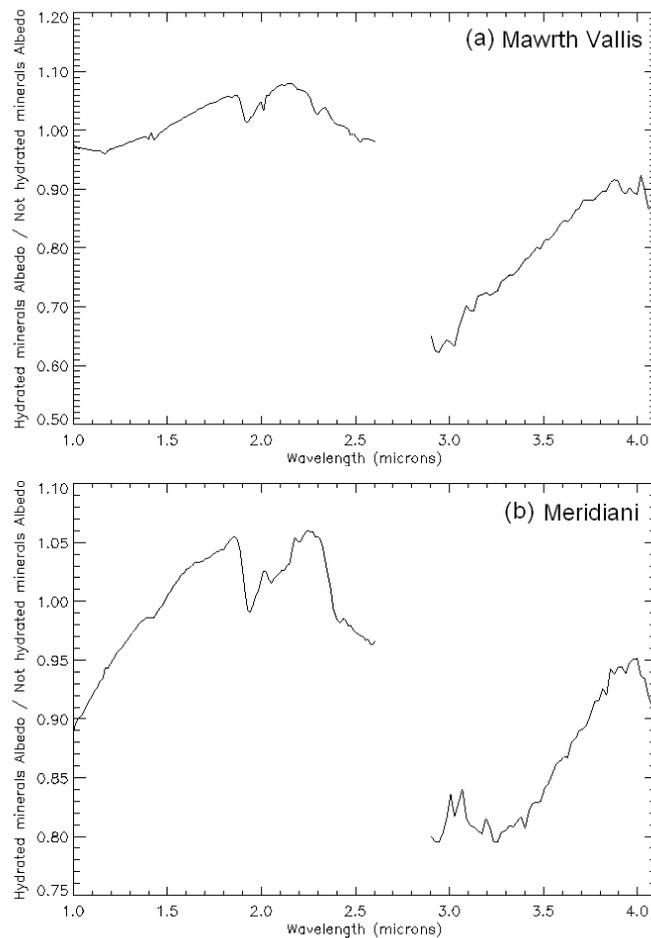


Figure III-22 : Mise en évidence des variations de forme de la bande à 3 μm en fonction de la composition. Les deux figures sont des rapports de spectres entre régions contenant des minéraux hydratés et régions n'en contenant pas mais au même niveau moyen de réflectance. (a) Rapport obtenu dans la région de Mawrth Vallis, le spectre numérateur étant un phyllosilicate. (b) Rapport obtenu dans la région de Terra Meridiani, le spectre numérateur étant un sulfate.

Nous voyons donc ici que la composition peut influencer la forme de la bande en modifiant la quantité d'eau mise en jeu ainsi que ses énergies de liaison. Ces exemples de variations d'IBD avec la composition confirment également notre hypothèse faite en section III.C expliquant les variations d'IBD avec l'albédo en partie à cause des variations de composition.

III.E. Evolutions temporelles

Au bout de la durée d'exploitation initiale d'une année martienne de la sonde Mars Express, la quasi-totalité de la surface avait été observée par OMEGA au moins à basse résolution spatiale. Certaines régions ont été observées à plusieurs reprises à des longitudes solaires différentes, ce qui permet une étude simple des effets saisonniers. Les effets journaliers sont en revanche plus difficiles à étudier car lorsque des régions sont observées à des heures locales différentes elles sont en général observées à des saisons différentes, et ce pour des raisons de choix d'orbite. Les études expérimentales (section I.B.1.b) et numériques (I.B.2.d)) de l'adsorption d'eau dans le régolite ont montré que des quantités importantes d'eau devaient être échangées entre le régolite et l'atmosphère sur des échelles journalières et saisonnières. Nous cherchons ici à détecter ces effets dans le jeu de données OMEGA.

Sur la carte globale de la Figure III-7 les données représentées proviennent d'orbites acquises à des longitudes solaires différentes, et sont superposées par ordre d'acquisition, les plus récentes recouvrant les plus anciennes. Sur cette carte globale la tendance générale est de ne pas pouvoir distinguer les traces qui se recouvrent, ce qui est la preuve d'une grande cohérence du jeu de données. Il existe toutefois quelques zones où le recouvrement des traces est bien visible, preuve d'une différence d'hydratation entre ces différentes traces et donc d'une évolution temporelle. Nous détaillons désormais les différents exemples d'évolution temporelle.

III.E.1.a. Régions de Tharsis et du pôle sud

Le premier cas de région où les différentes traces se recouvrent avec des valeurs différentes sur la carte globale (Figure III-7) est la région de Tharsis, autour de (120°W , 10°N). Les valeurs d'IBD évoluent de ~ 0.44 (traces oranges) à ~ 0.41 (traces vertes) pour des valeurs de longitudes solaire valant respectivement $\sim 190^\circ$ et $\sim 310^\circ$. La Figure II-33 montre les successions temporelles de spectres de réflectance pour deux régions géographiques concernées par cette évolution. Sur ces exemples nous voyons clairement que la voie C évolue entre les observations en un décalage vers une réflectance plus élevée, ce qui rend délicat les comparaisons entre spectres. Dans le deuxième exemple ce décalage, plus prononcé, affecte également la voie L. Les variations de valeur des spectres de réflectance sur la voie C et autour de $3.8 \mu\text{m}$ modifient donc le calcul du continuum de l'IBD (eq. 30), ce qui rend peu probable une évolution réelle de la teneur en eau. Sur le premier exemple la valeur de réflectance à $3.8 \mu\text{m}$ n'évolue pas contrairement à la bande à $3 \mu\text{m}$, ce qui peut révéler une évolution de la teneur en eau. Si ces variations existent réellement, elles sont vraisemblablement dues à l'évolution de la quantité de poussière dans l'atmosphère et non à la surface. Nous avons vu en effet que de tels décalages sur la voie C peuvent s'expliquer par un effet d'aérosols [Vincendon et al., 2007], et les observations TES (voir section I.C.1.e) montrent également une hausse de la quantité d'aérosols entre ces deux observations [Smith, 2006]. La section III.B.1.b a montré que les aérosols contiennent une signature d'hydratation, il apparaît donc difficile de conclure sur une évolution de l'hydratation de surface.

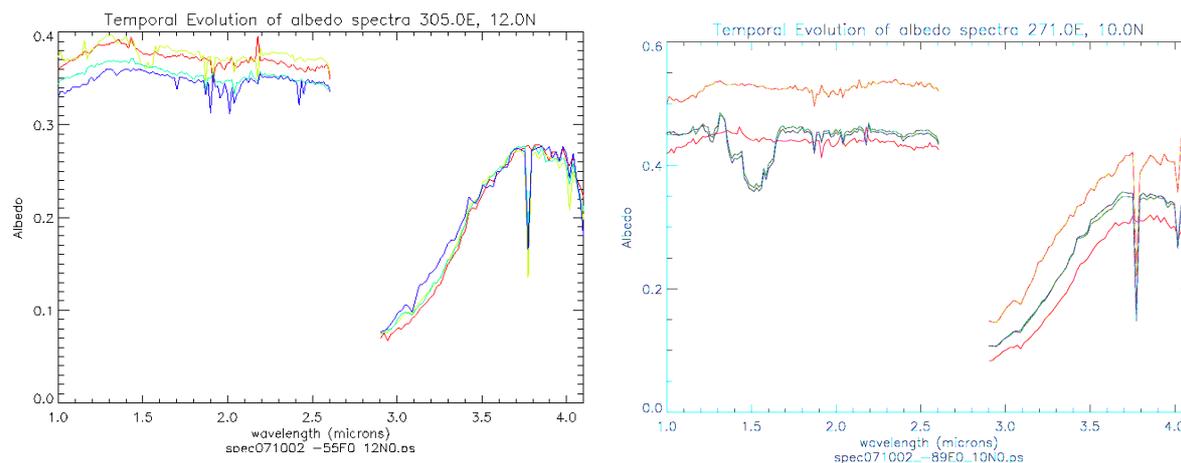


Figure III-23 : Deux exemples de spectres associés à l'observation d'évolution temporelle de l'IBD sur la carte globale (Figure III-7) au niveau de l'équateur dans la région de Tharsis. L'exemple de gauche correspond au point (305°E, 12°N) ; les spectres rouge, jaune, cyan et bleu étant acquis respectivement aux longitudes solaires 32°, 187°, 192° et 312° pour des valeurs d'IBD de 0.459, 0.446, 0.442 et 0.418. L'exemple de droite correspond au point (271°E, 10°N) ; les spectres rouge, jaune, cyan et bleu étant acquis respectivement aux longitudes solaires 37°, 154°, 184° et 191° pour des valeurs d'IBD de 0.453, 0.374, 0.418 et 0.419. Notons que les spectres cyan et bleu de cet exemple présentent une saturation qui ne gêne pas l'analyse de la bande à 3 μm .

Un phénomène similaire a lieu au-dessus de la calotte polaire sud (voir Figure III-7), où de fines traces fortement hydratées recouvrent des traces plus larges avec des hydratations plus faibles. Les données d'incidence solaire montrent que le chemin optique des traces larges est beaucoup plus bas sur l'horizon et passe dans une quantité plus élevée d'atmosphère. Les aérosols perturbent donc plus leurs spectres. Les traces fines sont plus révélatrices de l'état d'hydratation de la surface.

III.E.1.b. Latitudes moyennes de l'hémisphère nord

Un premier exemple d'évolution temporelle est donné par les latitudes moyennes de l'hémisphère nord, entre 40 et 60°N sur la Figure III-7. L'évolution temporelle sur cette zone a été distinguée dès l'analyse du jeu de données à étalonnage nominal.

Observations

La Figure III-24 fournit un zoom de ce phénomène sur le rectangle [100°W, 73°W] et [28°N, 54°N]. Les observations acquises au début de l'été ($L_s = \sim 100^\circ$), en vert, sont clairement moins hydratées que celles qu'elles recouvrent et qui ont été acquises au début du printemps ($L_s = \sim 30^\circ$), en orange. Ce phénomène se reproduit globalement pour toutes les longitudes. La carte des teneurs massiques en eau (Figure III-8) montre de manière globale une variation de 2 à 3 wt.% entre ces différentes observations. Le critère de Milliken et al. [2007a] montre des variations similaires.

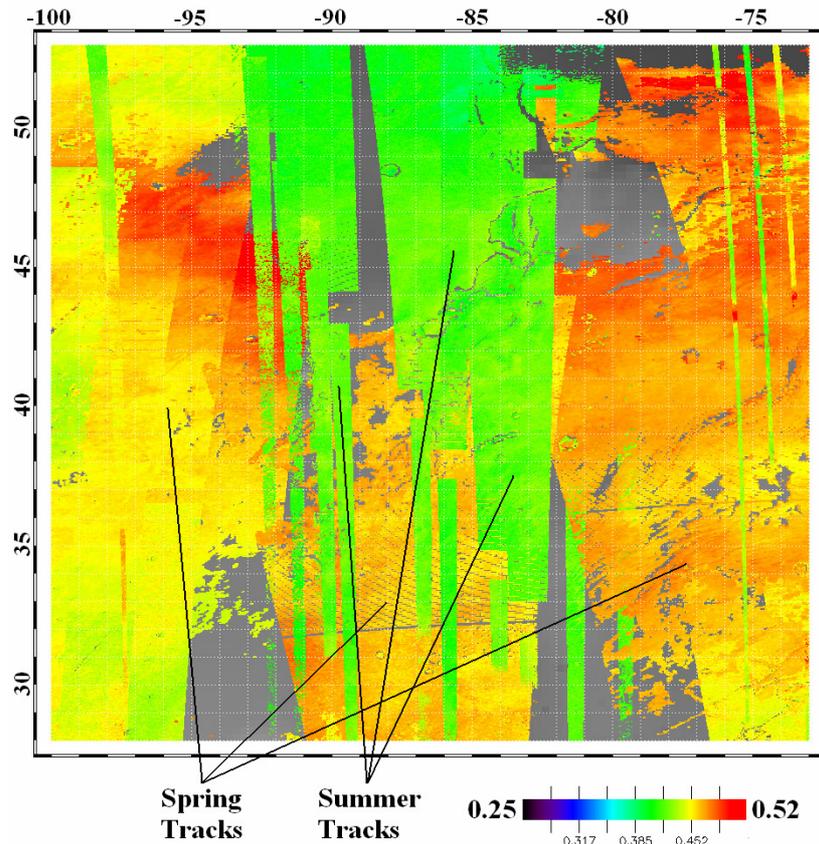


Figure III-24 : Mise en évidence de l'évolution saisonnière de l'hydratation par le zoom sur la région encadrée par le rectangle $[100^{\circ}\text{W}, 73^{\circ}\text{W}]$ et $[28^{\circ}\text{N}, 54^{\circ}\text{N}]$. Les observations estivales, en vert ($L_s = \sim 100^{\circ}$), sont moins hydratées que les observations printanières, en orange ($L_s = \sim 30^{\circ}$). Dans les régions grises aucune donnée n'est disponible.

Afin de déterminer si l'origine de cette évolution est bien la variation d'hydratation, la Figure III-25 donne les spectres de deux exemples de points géographiques observés aux deux époques concernées. Ces spectres ne sont que deux exemples parmi de nombreux autres. Ils ont été choisis pour la grande similarité de leurs voies C entre printemps et été, afin d'éviter tout effet d'albédo décrit dans la section III.C.1 Trouver de tels spectres dans l'énorme quantité de données OMEGA ne fut pas un travail aisé car entre le printemps et l'été, d'une part les résolutions spatiales des observations ont varié, et d'autre part les pixels, même si leur zone de recouvrement est grande, n'ont pas une position centrale parfaitement coïncidente. Un algorithme a donc été développé pour faciliter cette recherche en fournissant pour un jeu de coordonnées l'ensemble des spectres obtenus par OMEGA. Nous avons choisi les jeux de coordonnées intéressants en utilisant une version haute résolution de la carte globale de la Figure III-7. Le détail du fonctionnement du logiciel est donné en annexe 1.

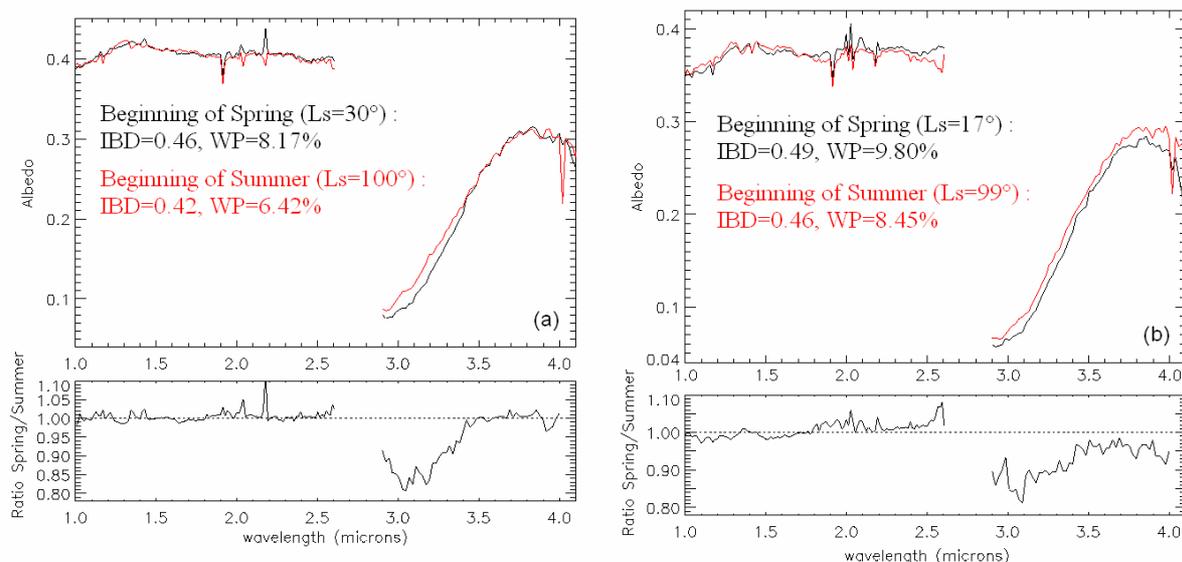


Figure III-25 : Exemples de variations saisonnières observées en deux points géographiques : comparaison des spectres de réflectance acquis entre le début du printemps et le début de l'été. (a) Spectres de réflectance du point géographique (-84°E, 41°N) acquis à $L_s = 30^\circ$ (courbe noire, début du printemps) et $L_s = 100^\circ$ (courbe rouge, début de l'été). Ce point est présent sur la Figure III-24. L'IBD varie de 0.465 à 0.431; la teneur massique en eau varie de 8.64 wt.% à 6.95 wt.%. (b) Spectres de réflectance du point géographique (-148°E, 47°N) acquis à $L_s = 16.9^\circ$ (courbe noire, début du printemps) et $L_s = 98.6^\circ$ (courbe rouge, début de l'été). L'IBD varie de 0.489 à 0.461; la teneur massique en eau varie de 9.76% to 8.29%. Les courbes inférieures fournissent le rapport spectral entre les deux observations.

Les deux spectres de la Figure III-25 révèlent très clairement une diminution de la force de la bande d'absorption à 3 μm entre le début du printemps (courbes noires, acquises respectivement en mai et avril 2004) et le début de l'été (courbes rouges, acquises en octobre 2004). En regardant les rapports de spectres fournis également par la Figure III-25 nous voyons que les variations relatives entre printemps et été sont de l'ordre de 15% à 3.0 μm , et négligeables en dehors de la bande. L'IBD subit une variation de $\sim 10\%$, et les teneurs en eau associées varient de 1.75 wt.% et 1.45 wt.% respectivement.

Nous observons dans les mêmes régions au printemps un phénomène spatial qui semble lié au phénomène temporel précédent : sur la carte globale de la Figure III-7, quelques orbites acquises au printemps montrent une augmentation progressive de l'IBD avec la latitude. La Figure III-26 fournit un zoom de l'hydratation d'une orbite centrée sur 160°W et acquise à $L_s = 26.5^\circ$ (début du printemps), ainsi que l'albédo pour comparaison. Nous voyons qu'au-delà de 25°N, l'albédo reste constant alors que l'hydratation augmente nettement.

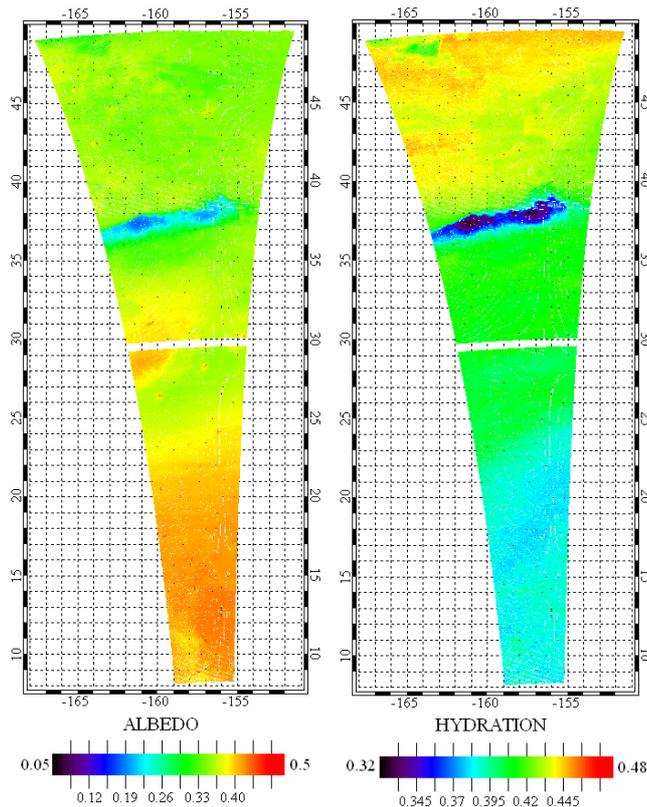


Figure III-26 : Zoom sur l'orbite 351 (cubes 3, 4 et 5) obtenue à $L_s = 26.5^\circ$ (début du printemps) où le phénomène d'augmentation de l'IBD avec la latitude est visible. Sur la figure sont représentés la réflectance à $1.04 \mu\text{m}$ et l'IBD à $3 \mu\text{m}$. A partir de 25°N , la réflectance est constante alors que l'IBD augmente nettement.

Interprétation : un phénomène de déshydratation

Nous discutons désormais les différentes origines (instrumentale, atmosphérique, composition) des phénomènes observés, en particulier l'évolution temporelle, pour montrer qu'il s'agit effectivement d'une variation de l'état d'hydratation dans le temps.

L'origine instrumentale est exclue car ce phénomène d'évolution était déjà observé lors de la première phase d'exploitation n'utilisant que les données à réponse photométrique nominale. Les observations de printemps sont en effet situées dans le groupe d'orbites 40-511 et les observations d'été dans le groupe 923-1224, pour lesquelles l'étalonnage est nominal. Il ne s'agit pas non plus d'une question de détecteur travaillant à une température non nominale (au-dessus de -195°C). Pour les observations testées, la température du détecteur reste constante et nominale tout au long de l'observation. Le bruit de l'instrument n'est pas non plus mis en cause puisque l'étude de la section III.A.2 a montré que les variations d'IBD dues au bruit ne dépassaient pas des valeurs d'IBD de 0.02, ce qui reste inférieur aux variations d'IBD constatées (0.04).

Nous avons également vérifié l'absence d'origine atmosphérique des phénomènes étudiés. La présence d'aérosols dans l'atmosphère traversée par les rayons lumineux observés a généralement pour effet d'augmenter la valeur du continuum des spectres, et peut également donner une pente bleue à ce continuum [Moroz, 1995 ; Vincendon, 2007]. L'absence de

variation de l'albédo sur les voies C va dans le sens d'une absence de variation de la quantité de poussières dans l'atmosphère entre les observations de printemps et d'été. D'autres jeux de données peuvent également nous renseigner de manière indépendante sur l'évolution de la poussière dans l'atmosphère. Même s'ils n'ont pas lieu la même année ou à la même position, les résultats des mesures TES sur la sonde MGS (Figure I-43) et mini-TES sur les robots Spirit et Opportunity (Figure I-44) décrits dans la section I.C.1.e montrent également qu'entre les époques des deux observations, l'épaisseur optique des poussières ne varie pas sensiblement. Nous avons de plus montré en section III.B.1.b que les aérosols ne présentent qu'une faible bande à 3 μm , et leur influence sur le continuum des spectres autour de 3 μm est très faible comparée à celle autour de 1 μm (voir sections II.E.4 et II.F.4.a). La seule variation présente sur les voies C des spectres a lieu à 2.6 μm et est due à une variation de vapeur d'eau dans l'atmosphère [Encrenaz et al., 2005] (voir section I.C.2.b). La vapeur d'eau n'est pas responsable d'absorptions particulières autour de 3 μm . Enfin, les observations TES de Smith [2006] (Figure I-43) montrent que pour les latitudes concernées, la quantité de glace d'eau dans l'atmosphère ne varie pas entre les deux observations et l'épaisseur optique garde des valeurs proches de zéro. Nous concluons donc que les variations observées d'IBD ne sont pas dues à un effet atmosphérique.

Enfin, l'absence de variations sur la voie C est également un indicateur de l'absence de variation dans la composition de la surface. Il n'y a donc pas de variation minéralogique ou de déposition de poussière. Il n'y a pas non plus de déposition ou de sublimation de glace d'eau entre les deux observations puisque la bande à 1.5 μm est absente en particulier des rapports de spectres. Nous pouvons donc conclure que l'affaiblissement de la bande à 3 μm entre printemps et été est due à une baisse de l'hydratation et donc de la quantité d'eau dans les minéraux.

Hypothèses sur l'origine de la déshydratation

Nous discutons désormais de l'origine de la forte hydratation observée au printemps suivie de la déshydratation jusqu'en été. L'écart temporel entre printemps et été suggère que ce phénomène doit être d'origine saisonnière. Il s'agit très vraisemblablement d'un échange avec l'atmosphère. Les mesures de vapeur d'eau atmosphérique ont en effet montré que le comportement de la vapeur d'eau au printemps s'expliquait facilement par une interaction avec le régolite (section I.B.2.a, en particulier les hausses ou chutes brutales qui ne sont pas liées à du transport atmosphérique. Nous proposons deux hypothèses basées sur les échanges atmosphériques pour expliquer ces variations saisonnières, hypothèses qui ne sont pas contradictoires.

La première hypothèse repose sur l'observation de givre d'eau en hiver aux latitudes entre 40° et 60°N, aussi bien par OMEGA [Schmitt et al., 2005] que par les photos des atterrisseurs Viking [e.g. Svitek and Murray, 1990], prises à 48,67°N et 134,01°E et qui sont rappelées par la Figure III-27. La présence de givre dans les régions concernées est une source d'eau qui enrichit probablement la teneur en eau des minéraux. A la fin de l'hiver, quand le givre sublime, les sols observés par OMEGA présentent une forte hydratation. Entre le printemps et l'été l'hydratation des sols baisse par retour à l'équilibre entre la pression partielle de l'atmosphère et l'eau adsorbée des minéraux. L'augmentation d'hydratation avec la latitude observée au printemps (Figure III-26) s'explique aisément avec cette hypothèse, car en hiver la quantité de givre déposée sur le sol augmente lorsque l'on se rapproche du pôle nord.

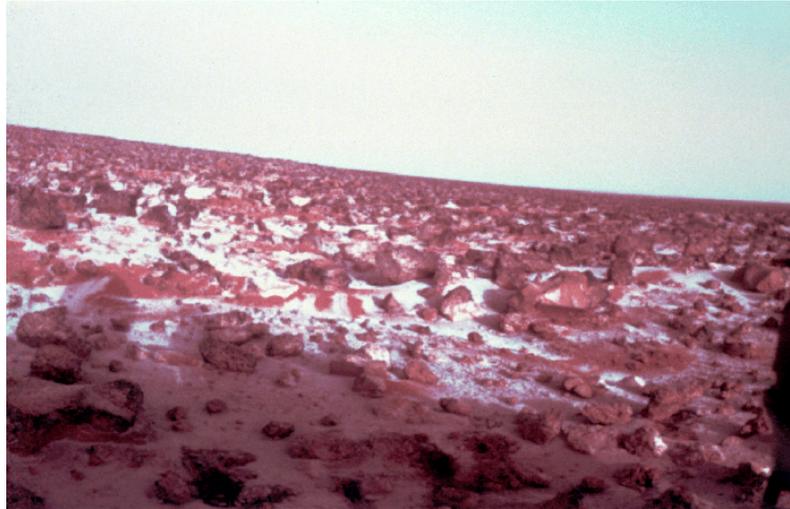


Figure III-27 : Photo de givre sur la surface de Mars prise par l'atterrisseur Viking Lander 2 au point de coordonnées (48,67°N, 134,01°E) en hiver. Crédits NASA.

La seconde hypothèse pour expliquer ces phénomènes repose sur les variations de températures entre les observations et la réponse de l'eau adsorbée à ces variations de températures. Entre le printemps et l'été les températures moyennes journalières de surface augmentent : l'instrument TES mesure une variation de la température à midi d'une dizaine de degrés pour les points de Figure III-25 [Smith, 2006] ; la Martian Climate Database donne pour ce point une variation de la température journalière moyenne de 203 à 213°C (voir section II.E.1 pour la description de la MCD). Les mesures d'isothermes et d'isobares d'adsorption (voir section I.B.1.b) ont montré que la quantité d'eau adsorbée diminuait quand la température augmentait. Les isobares à 0.01 et 0.001 mbar de Jänchen montrent que de tels écarts de température moyenne doivent conduire à une chute de teneur en eau de quelques wt.%, ce qui est en accord avec nos observations.

Pour confirmer le caractère saisonnier de ces variations il faut s'assurer qu'un effet journalier d'adsorption ne perturbe pas nos observations. Les observations printemps et été de la Figure III-25 ne sont en effet pas acquises à la même heure locale. Pour l'exemple (a) celle du printemps a été prise à 10h30 et celle de l'été à 16h. Elles correspondent à des températures locales de 260 et 251K (mesurées sur les spectres). Cette variation de température est donc légère et induirait une augmentation de l'hydratation dans l'observation d'été qui n'est pas observé. Nous voyons donc que les variations d'hydratation observées sont bien saisonnières et que les évolutions saisonnières semblent être un phénomène dominant par rapport aux variations journalières. Ceci peut s'expliquer par la cinétique d'échange atmosphère-régolite, les expériences de Jänchen et al. [2006] nécessitant parfois plusieurs jours pour s'équilibrer aux températures froides de Mars.

Cinétique de la déshydratation

Puisqu'il s'agit d'un phénomène saisonnier, on peut chercher si des observations nous permettent de tracer la cinétique de la déshydratation entre le printemps et l'été. Malheureusement le jeu de données OMEGA ne fournit que peu d'observations entre les orbites 600 et 890, période où la déshydratation se termine. Nous pouvons cependant trouver des observations avant l'orbite 600 pour obtenir un intermédiaire dans le phénomène de déshydratation. La Figure III-28 fournit les spectres de réflectance aux longitudes solaires 20

et 27° du point géographique (102°W , 48°N), qui subit donc le phénomène de déshydratation. Entre ces deux observations l'écart temporel est faible puisqu'il n'est que de 13.4 jours martiens, mais le phénomène de déshydratation est déjà fort visible sur les spectres puisque l'IBD varie de 0.46 à 0.44. Comme pour les exemples précédents nous avons vérifié que cette variation n'était pas instrumentale ou atmosphérique. Il y a donc bien une chute d'IBD en 7° de longitude solaire qui vaut en ordre de grandeur la moitié de la chute observée sur la période entière soit 70° . D'après cet exemple nous voyons que la déshydratation se fait essentiellement au début du printemps, avec donc une cinétique de déshydratation proportionnelle à la teneur en eau. Il est en revanche difficile de savoir quand le sol est totalement déshydraté car nous ne disposons pas d'observation dans la période concernée.

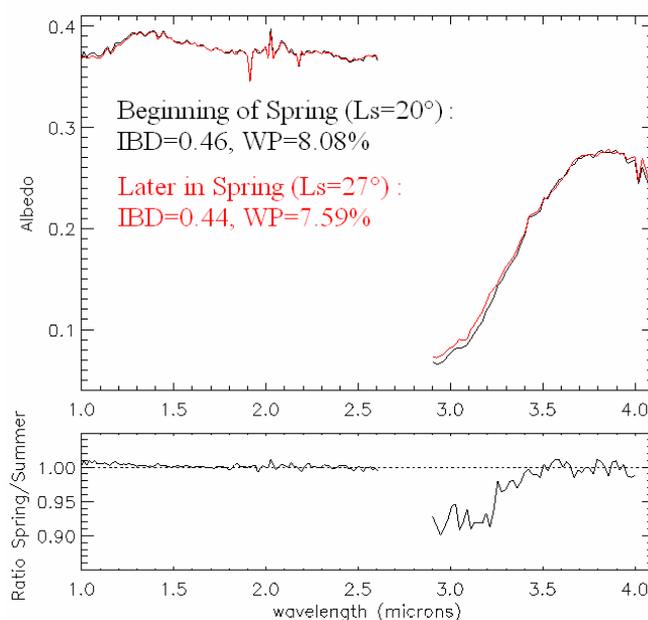


Figure III-28 : Spectres de réflectance du point géographique (102°W , 48°N) observé à $L_s=19.8^\circ$ (courbe noire, printemps, orbite 305) et $L_s=27.4^\circ$ (courbe rouge, été, orbite 357). L'IBD varie de 0.456 à 0.444, et la teneur massique en eau de 8.08% à 7.59%.

Afin de mieux contraindre la cinétique nous pouvons également comparer les déshydratations à différentes latitudes puisque plus le sol est proche du pôle, plus la quantité de glace est importante en hiver et moins la température est élevée. On peut donc supposer que les hautes latitudes seront moins rapidement déshydratées. La Figure III-29 trace l'IBD à la longitude 37°E de deux orbites qui se recouvrent spatialement, l'une acquise à la longitude solaire 18° et l'autre à 115° , donc avec un écart temporel élevé. Les latitudes au-delà de 60°N ne sont pas tracées pour ne pas interférer avec les fortes hydratations observées aux hautes latitudes et décrites en section III.F. Nous voyons très nettement sur cette figure l'augmentation d'hydratation avec la latitude au printemps. Pour l'ensemble des latitudes observées, ce surplus d'hydratation hivernal n'existe plus en été, et l'on peut supposer que l'ensemble de l'orbite est à l'équilibre avec l'atmosphère. Les sols en dessous de $\sim 40^\circ\text{N}$ ne sont pas concernés par l'enrichissement hivernal car leur valeur reste à peu près constante entre printemps et été. Nous voyons donc que mêmes les latitudes les plus élevées (60°N) ont atteint l'équilibre à $L_s\sim 115^\circ$. Nous ne pouvons pas contraindre plus la cinétique à ce stade.

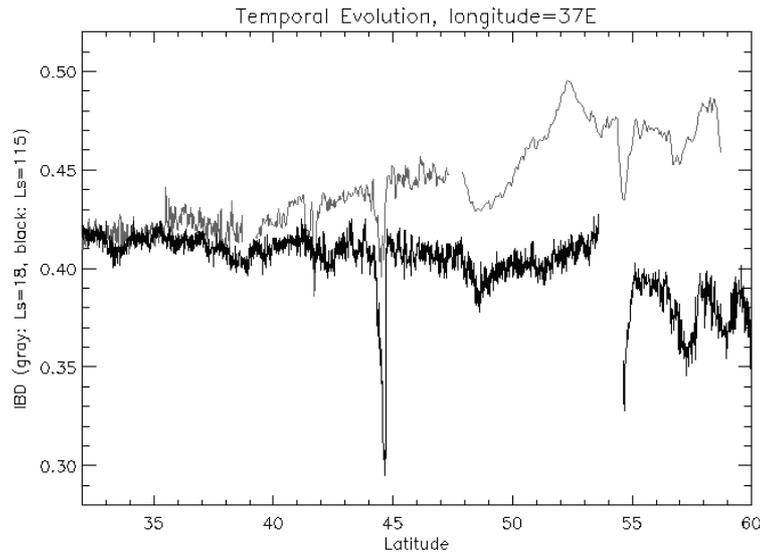


Figure III-29 : Illustration de la déshydratation printemps – été en fonction de la latitude. Sur cette figure est représenté l'IBD en fonction de la latitude des pixels de longitude 37°E de deux orbites qui se recouvrent spatialement, respectivement à $L_s \sim 18^\circ$ (orbite 294, en gris) et $\sim 115^\circ$ (orbite 1058, en noir).

Discussion

Deux raisons nous poussent à penser que la forme d'hydratation associée à cet échange d'eau avec l'atmosphère est de l'eau adsorbée en surface des minéraux. La première raison est que cette forme d'hydratation est la plus facilement échangeable avec l'environnement, or nous observons des échanges liés à des variations relativement faibles de température et de pression partielle de vapeur d'eau. La seconde raison que ce phénomène de déshydratation printemps – été est observé pour tous les types de sol pourvu qu'ils soient dans la région [40°N – 60°N], or seule l'adsorption en surface est une forme d'hydratation qui concerne tous les types de minéraux. Enfin, il est intéressant de suivre l'évolution de la forme de la bande à 3 μm entre les états initiaux et finaux de la Figure III-25 et l'état intermédiaire de la Figure III-28. Cette évolution ressemble fortement aux expériences de déshydratation par air purgé en laboratoires comme celles des Figure I-50 [Bishop and Pieters, 1995] et Figure I-51 [Milliken and Mustard, 2005]. Dans ces expériences par air purgé, les formes d'eau mises en jeu sont essentiellement de l'eau adsorbée en surface des minéraux. La similarité d'évolution entre nos observations et ces expériences de laboratoire suggère une similarité des processus de déshydratation.

Nous avons vu que les quantités d'eau échangées entre le régolite et l'atmosphère lors de ce phénomène sont de l'ordre de 2 à 3 wt.%. A nouveau, si ces quantités reflètent correctement la teneur en eau des minéraux, les valeurs obtenues sont compatibles avec les isothermes de Jänchen et al. [2006] mais pas avec celles de Zent and Quinn [1997]. Dans ce second cas l'eau adsorbée en surface ne peut pas expliquer les teneurs en eau mesurées et d'autres types d'hydratation sont à considérer. Une altération de la couche superficielle proposée en section III.B.1.c et décrite dans le premier chapitre en section I.B.3.c pourrait expliquer ces valeurs.

L'enrichissement des minéraux en eau adsorbée au contact du givre d'hiver peut se faire par plusieurs mécanismes microphysiques. 1) Il peut s'agir d'une quantité de vapeur

d'eau élevée imposée par la présence de glace d'eau en surface, comme l'ont montré les simulations numériques décrites en section I.B.2.d. La vapeur d'eau en grande quantité au contact des minéraux force plus d'eau à s'adsorber selon les isothermes décrites en section I.B.1.b. 2) L'eau présente dans la glace au contact des minéraux peut migrer de la phase glace à la phase adsorbée, qui d'après Möhlmann [2004] est une phase plus stable pour l'eau. 3) Enfin, des films stables d'eau liquide peuvent se former entre la glace et les minéraux, protégés de la faible pression extérieure par la glace comme l'ont proposé Arvidson et al. [2004] ou Möhlmann [2008]. De l'eau pourrait alors migrer de la phase aqueuse à la phase adsorbée.

Nous avons vu que le phénomène de déshydratation est relativement lent puisque plusieurs jours voire mois sont nécessaires au processus. Or les expériences en laboratoire montrent que si jusqu'à plusieurs jours sont nécessaires pour déshydrater des minéraux, plusieurs mois ne devraient pourtant pas être requis. Ce paradoxe peut s'expliquer par le fait que la glace ne disparaît pas définitivement à un jour donné, mais doit se recondenser régulièrement la nuit et se sublimer à nouveau chaque matin. De jour en jour les quantités de glace déposées la nuit doivent décroître et la température moyenne de la journée augmente, expliquant la déshydratation progressive. En été, quand, la nuit, le givre ne se dépose plus, le sol se déshydrate définitivement.

Conclusion sur l'évolution temporelle

La richesse du jeu de données OMEGA nous a permis de suivre l'évolution temporelle de l'hydratation des sols de manière globale. Les variations saisonnières de la quantité d'eau adsorbée que nous avons mesurées sont très importantes car elles constituent la première observation d'interaction entre l'atmosphère et le régolite. Les différentes observations du cycle de l'eau décrites en section I.B.2.c ainsi que les modèles numériques décrits en section I.B.2.d avaient montré l'importance du régolite pour le cycle de l'eau de Mars. Les modèles avaient en particulier prédit cette chute de la quantité d'eau adsorbée dans le régolite entre le printemps et l'été (Figure I-31) [Böttger et al., 2004]. Les observations avaient montré que de la vapeur d'eau apparaît dans l'atmosphère avant la sublimation de la calotte saisonnière (Figure I-24 et Figure I-25). Notre observation est la confirmation de ce comportement de source pour l'atmosphère au printemps, sans doute accompagné par une sublimation du givre local.

Il est intéressant de noter que pendant la déshydratation du régolite au printemps, la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère augmente comme l'ont montré les mesures TES (Figure I-25) [Smith, 2006]. Nous voyons ici que le sol ne suit pas l'évolution de la pression partielle de vapeur d'eau, au contraire il émet de la vapeur d'eau qui est ensuite transportée par les courants atmosphériques vers les régions équatoriales.

Il apparaît aujourd'hui difficile d'estimer à partir des observations seules la quantité d'eau émise dans l'atmosphère, d'une part en raison des incertitudes sur la détermination de la teneur en eau à partir des spectres, et d'autre part parce que les spectres obtenus n'apportent de l'information que sur les premiers microns de la surface alors que le sol doit émettre de l'eau sur une profondeur plus élevée. En revanche les observations de variations de teneur en eau peuvent permettre de mieux contraindre les modèles numériques pour améliorer les estimations globales.

III.E.1.c. Latitudes moyennes de l'hémisphère sud

Les observations d'évolution temporelle entre printemps et été sur l'hémisphère nord ont pu être obtenues dès l'étude du jeu de données nominal. Nous avons vu en sections II.B.4.f et II.F que l'obtention de nouvelles fonctions de transfert a permis d'avoir accès à l'hémisphère sud, durant les printemps et été locaux. Nous pouvons tenter de détecter une variation temporelle similaire sur l'hémisphère sud de la carte globale d'IBD de la Figure III-7. Nous voyons sur cette figure que les traces correspondant au printemps de l'hémisphère sud ont une étendue vers le sud qui s'arrête vers les 35°S , en raison de la présence de glace. En fin de printemps, les traces s'étendent beaucoup plus au sud car la glace s'est sublimée. Nous voyons très nettement sur la carte globale que les traces de fin de printemps, colorées en bleu, sont moins hydratées que les traces de début de printemps qu'elles recouvrent, qui sont colorées en vert. Il semble donc que le même phénomène d'évolution temporelle ait lieu sur l'hémisphère sud. Nous devons le vérifier directement sur les spectres.

L'observation de nombreux spectres entre début et fin du printemps de l'hémisphère sud ne permet pas de conclure quant à cette évolution temporelle. La Figure III-30 donne deux exemples typiques de points géographiques pour lesquels nous disposons d'observations entre début et fin du printemps. Les voies C de ces spectres sont trop différentes pour pouvoir comparer les bandes à $3 \mu\text{m}$. Les sols concernés sont assez sombres, leurs spectres de réflectance sont donc plus facilement influencés par les aérosols atmosphériques. Nous savons de plus que d'après les mesures TES (Figure I-43) et mini-TES (Figure I-44), la quantité d'aérosols augmente fortement entre les longitudes solaires $\sim 190^\circ$ et $\sim 250^\circ$, signe de grandes tempêtes de poussières. L'ensemble des spectres de cette région de l'hémisphère sud est concerné par ces variations de quantité d'aérosols. Nous ne pouvons donc pas vérifier l'évolution temporelle de l'hydratation de surface. Il est fort probable cependant que le même phénomène que l'évolution temporelle de l'hémisphère nord ait lieu, sans doute avec une amplitude plus faible car l'hémisphère sud est plus sec, et les variations de vapeurs d'eau entre hiver et été y sont moins importantes (voir section I.B.2.a).

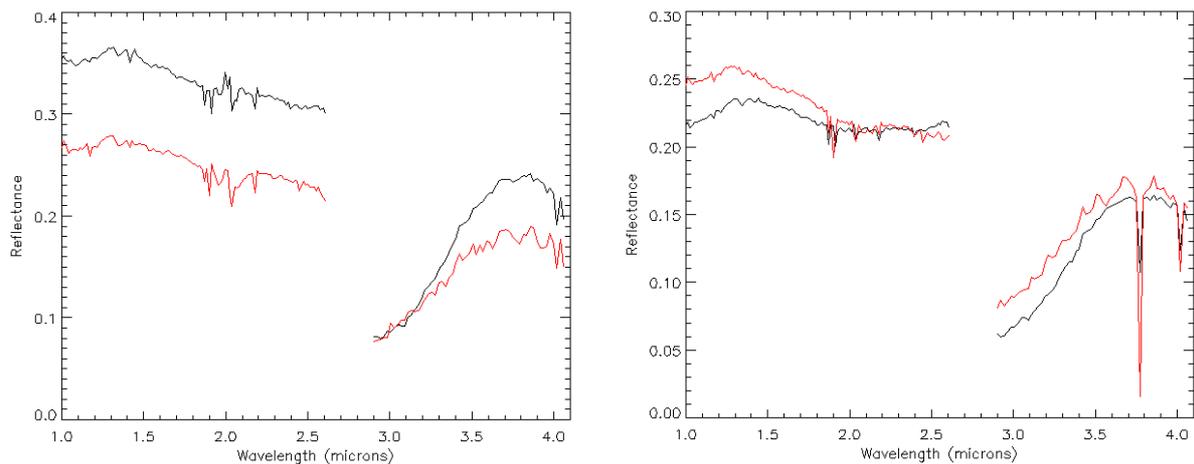


Figure III-30 : Deux exemples d'évolution temporelle de spectres de réflectance entre printemps et été de l'hémisphère sud. Gauche: spectres du point (71E, 37S) acquis à $L_s=188^\circ$ (début du printemps, en noir) et $L_s=252^\circ$ (fin du printemps, en rouge). L'IBD évolue de 0.41 à 0.34. Droite : spectres du point (24W, 35S) acquis à $L_s=186^\circ$ (début du printemps, en noir) et $L_s=248^\circ$ (fin du printemps, en rouge). L'IBD évolue de 0.37 à 0.32.

III.F. Hydratation des hautes latitudes

Notre dernière étude sur l'hydratation porte sur les zones circumpolaires. Sur la carte globale d'IBD de la Figure III-7, nous pouvons voir qu'autour de la calotte nord et de la calotte sud, il existe une hausse systématique de l'hydratation comparée aux zones équatoriales. Une telle évolution avait été rapportée avant ce travail de thèse sur une orbite OMEGA par Poulet et al. [2005b]. Nous détaillons désormais cette observation et nous voyons ses liens avec les autres réservoirs décrits en section I.B.2.a, le sous-sol et l'atmosphère.

III.F.1.a. Observation

D'après la carte globale de la Figure III-7, les limites de cette hausse d'hydratation se situent au nord à la latitude $\sim 60^\circ\text{N}$, et au sud entre 50°S et 60°S . Afin de s'affranchir à nouveau des effets d'albédo qui peuvent perturber les interprétations, la Figure III-31 présente l'évolution de l'hydratation de l'ensemble des données traitées avec la latitude, moyennées sur toutes les longitudes et regroupées par classes d'albédo. Les données sont de plus moyennées sur une fenêtre glissante pour lisser les variations spatiales et ne garder que les grandes tendances. Des zones très sombres comme Syrtis restent néanmoins visibles par leur chute d'hydratation (courbe noire à 10°N).

Toutes les classes d'albédo révèlent une hausse de l'hydratation aux latitudes élevées de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud. Même si le début de cette hausse varie d'une classe d'albédo à l'autre, il semble qu'au nord comme au sud le début de cette hausse se situe autour de 60°N . Les valeurs d'IBD atteintes varient entre 0.45 et 0.51 au nord, et 0.41 et 0.45 au sud. Les teneurs massiques en eau associées valent entre 8 et 12 wt.% au nord (entre 5 et 15 wt.% d'après le critère de Milliken et al. [2007a]), et entre 6 et 8 wt.% au sud.

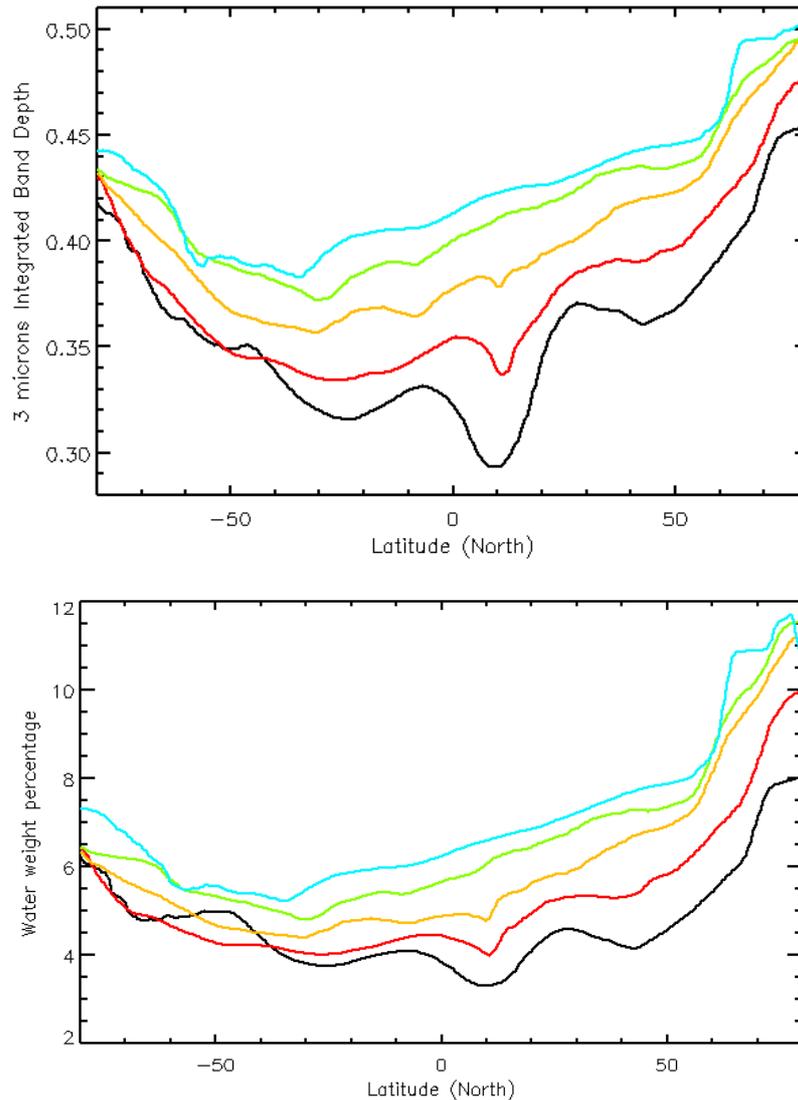


Figure III-31 : Evolution de l'IBD (en haut) et de la teneur massique en eau (en bas) avec la latitude pour l'ensemble du jeu de données OMEGA. Le jeu de données est classé en 6 classes d'albédo pour s'affranchir des corrélations avec l'albédo (voir section III.C.1), et sont moyennées par fenêtres glissantes pour lisser les variations spatiales. Les classes d'albédo sont codées de la manière suivante : noir pour les albédos dans l'intervalle $[0.125, 0.175]$, rouge pour $[0.175, 0.225]$, jaune pour $[0.225, 0.275]$, vert pour $[0.275, 0.325]$, cyan pour $[0.325, 0.375]$. Le groupe bleu des albédos entre $[0.375, 0.425]$ n'est pas représenté en raison de son faible nombre de pixels dans les zones polaires.

III.F.1.b. Hausse de la bande à 1.9 μm

Poulet et al. [2005b, 2007] ont également constaté une forte hausse de la bande d'hydratation à 1.9 μm sur les mêmes terrains que là où une hausse de l'IBD à 3 μm est observée. Nous donnons en Figure III-32 une carte globale de la bande à 1.9 μm , sur laquelle nous voyons très clairement cette hausse aux hautes latitudes. Enfin, la Figure III-33 confirme que quelle soit la catégorie d'albédo, les deux critères augmentent de manière commune sur les deux pôles.

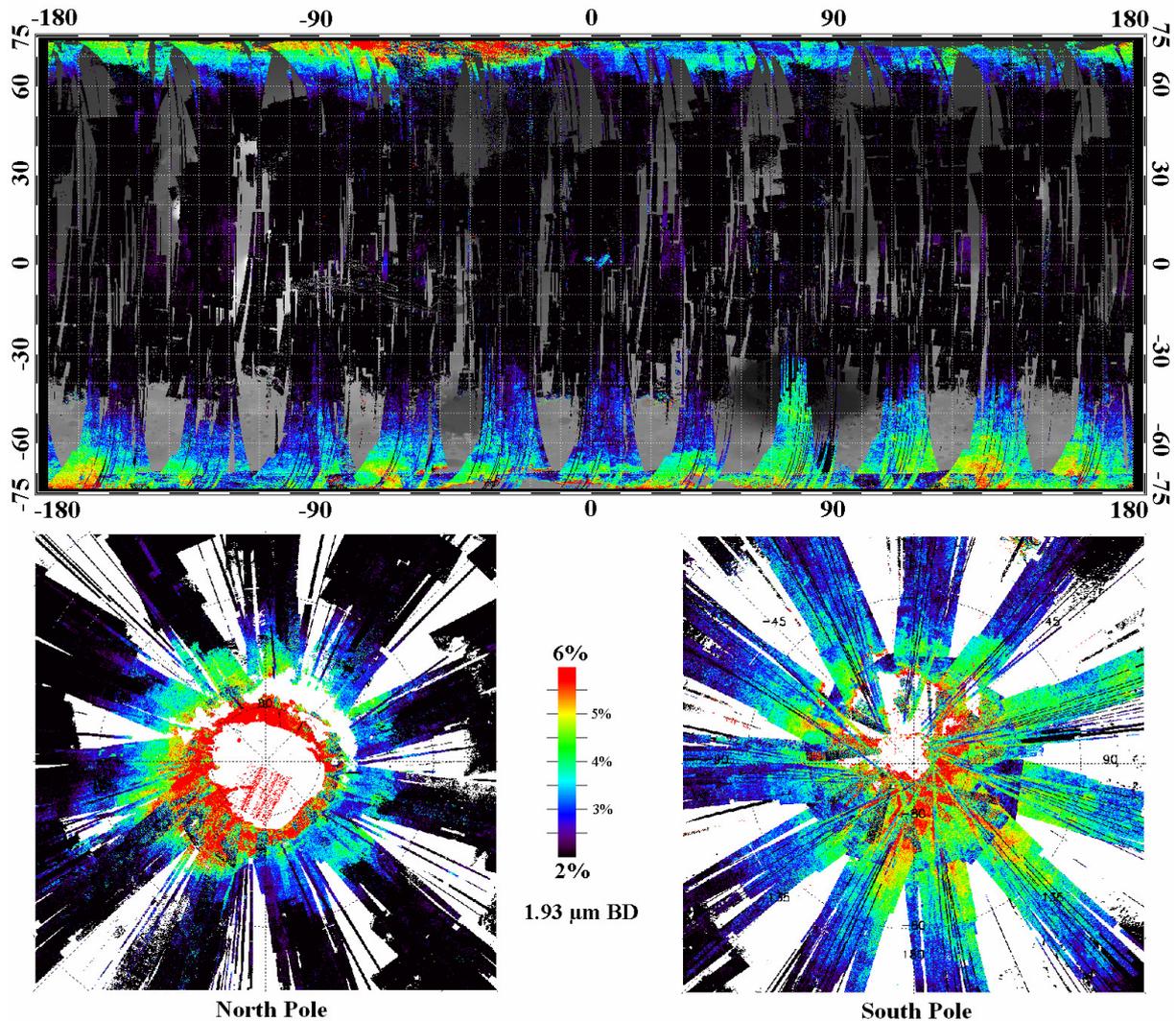


Figure III-32 : Carte globale de la profondeur de bande à $1.9 \mu\text{m}$, en projection équatoriale (en haut) et polaire nord et sud (en bas). Les données sont projetées chronologiquement, les nouvelles observations recouvrant les observations plus anciennes. Les pixels présentant des signatures de glace d'eau ou de glace de CO_2 ne sont pas représentés. En projection polaire les zones sans données sont représentées en blanc ; en projection équatoriale les zones sans donnée sont représentées en niveaux de gris selon l'altimétrie MOLA.

Poulet et al. [2005b, 2007] ne distinguent pas dans les spectres associés à cette zone d'autre signature minéralogique. Il ne s'agit donc pas d'une variation de composition, comme c'est le cas dans Mawrth Vallis avec les phyllosilicates, mais plutôt d'une variation de teneur en eau, vraisemblablement d'eau adsorbée en surface des minéraux. On ne peut toutefois pas exclure une légère altération dont les signatures spectrales ne seraient pas détectables, altération d'autant plus probable qu'elle est provoquée par la présence de fortes quantités d'eau. Ce type d'altération pourrait permettre d'adsorber de l'eau en structure.

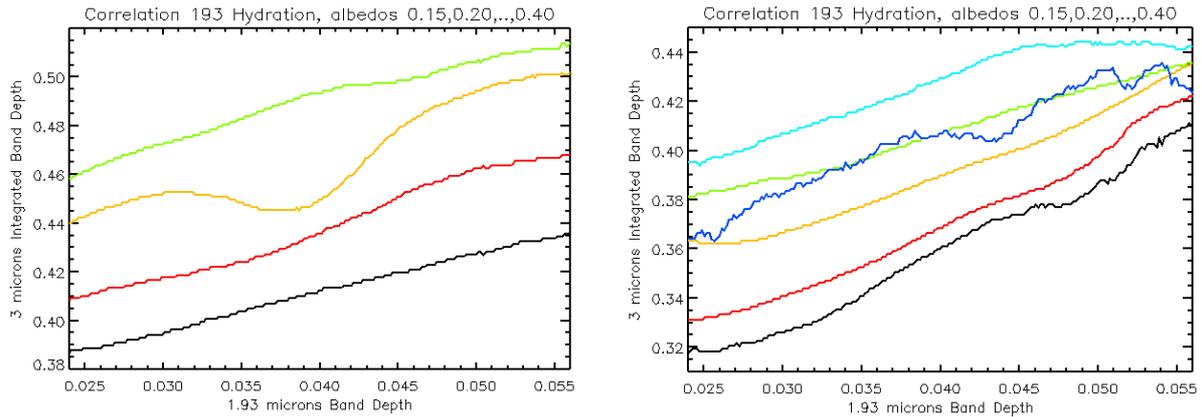


Figure III-33 : Evolution de l'IBD avec la profondeur de bande à 1.9 μm sur les régions polaires. Gauche : pôle nord. Droite : pôle sud. Le jeu de données est classé en 6 classes d'albédo pour s'affranchir des corrélations avec l'albédo (voir section III.C.1), et sont moyennées par fenêtres glissantes pour lisser les variations spatiales. Les classes d'albédo sont codées de la manière suivante : noir pour les albédos dans l'intervalle [0.125, 0.175], rouge pour [0.175, 0.225], jaune pour [0.225, 0.275], vert pour [0.275, 0.325], cyan pour [0.325, 0.375]. Le groupe bleu des albédos entre [0.375, 0.425] n'est pas représenté sur le pôle nord en raison de son faible nombre de pixels.

III.F.1.c. Interprétation par comparaison avec la glace de sous-sol

La hausse d'hydratation observée à la fois dans l'hémisphère nord et dans l'hémisphère sud rappelle la répartition spatiale des observations d'hydrogène du premier mètre sous la surface faites par l'instrument GRS et décrites en section I.B.2.a [Feldman et al., 2004]. Les auteurs attribuent cet hydrogène à de la glace d'eau dans le sous-sol de Mars. Le jeu de données GRS révèle une forte hausse aux hautes latitudes avec deux frontières très proches de 60°N et 60°S. L'emplacement de ces frontières corrèle bien avec celles des hausses d'hydratation de surface que nous voyons dans les données OMEGA. On constate à ce sujet une zone de faible hydratation, à 90°W et 60°N, qui avance vers le pôle et fait reculer la frontière de la hausse d'hydratation polaire des données OMEGA. Cette zone de faible hydratation pourrait s'expliquer par un simple effet d'albédo. Nous voyons cependant que cette avancée est également présente dans les données GRS. On note également la présence d'une avancée commune entre GRS et OMEGA cette fois-ci de la zone de forte hydratation vers les faibles latitudes, dans la région centrée sur 90°E et 50°S.

La forte corrélation entre les deux jeux de données et leur similarité de frontières nous pousse à penser qu'il existe une interaction entre les phénomènes qui en sont responsables. L'hypothèse que l'hydrogène vu par GRS est de la glace d'eau est donc renforcée, et il doit vraisemblablement exister un échange entre la glace du sous-sol et l'hydratation, par exemple par une diffusion de vapeur d'eau provenant du sol vers la surface dépourvue de glace en été.

III.F.1.d. Interprétation par comparaison avec l'eau atmosphérique

Nous constatons cependant que les valeurs d'IBD et de teneur en eau données en section III.F.1.a sont assez différentes entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud, les écarts relatifs en IBD étant compris entre 4 et 10 %. Les teneurs en eau associées sont également

éloignées, dans le nord elles sont particulièrement fortes comparées aux valeurs relevées ailleurs sur le globe. Les spectres associés présentent également des différences notables. Pour l'illustrer la Figure III-34 donne trois exemples de spectres obtenus respectivement dans la zone fortement hydratée au nord, dans celle du sud et dans les zones faiblement hydratées de l'équateur. Ces trois spectres ont été soigneusement sélectionnés en les choisissant représentatifs de leur région et en cherchant des voies C les plus similaires possibles pour s'affranchir de tout effet d'albédo. Sur notre exemple les voies C sont très proches même si une légère différence de pente et une faible bande d'absorption inconnue à 2.0 μm apparaît sur le spectre de l'hémisphère. Ces spectres nous permettent de comparer les bandes à 3 μm et de constater que la hiérarchie des forces de bande est bien respectée. La bande à 3 μm du nord est de plus franchement plus profonde, l'hydratation influant même entre 3.7 μm et 4.0 μm comme dans les spectres expérimentaux les plus hydratés de la section I.C.3.b.

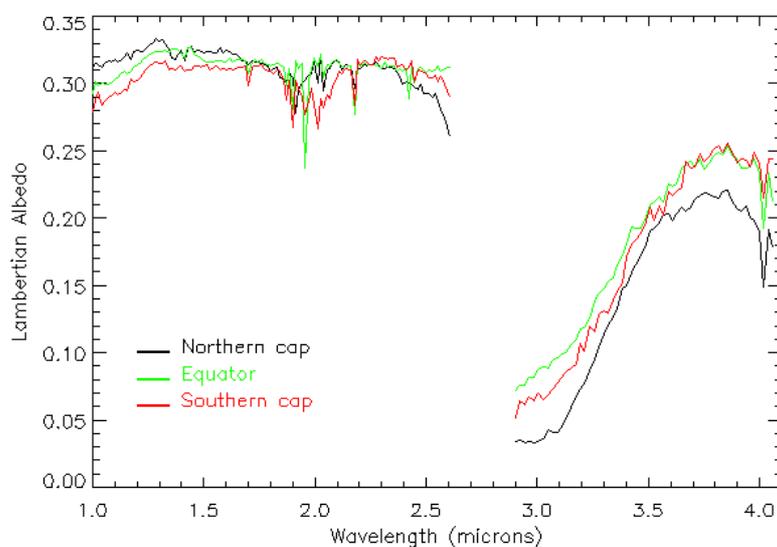


Figure III-34 : Spectres de réflectance extraits des régions fortement hydratées aux hautes latitudes : noir : 228.2°E, 73.2°N, Ls=109°; rouge : 132.8°E, 77.1°S, Ls=299°. Un troisième spectre des régions équatoriales (vert : 296.1°E, 19.7°N, Ls=340°) est ajouté pour comparaison. Ces trois spectres ont été sélectionnés pour la similarité de leur continuum sur la voie C.

Cette dissymétrie d'intensité entre les régions fortement hydratées du nord et du sud n'est pas observée dans les données GRS, ce qui implique qu'un autre mécanisme doit avoir lieu en parallèle. Une telle dissymétrie est observée dans les mesures MAWD ou TES (section I.B.2.a) de vapeur d'eau atmosphérique observée au-dessus des pôles durant leurs été respectifs. L'atmosphère de l'hémisphère nord durant l'été nord est en effet plus humide que celle de l'hémisphère sud durant l'été sud, avec des valeurs respectives de 40 et 25 pr- μm [Smith, 2006]. Cette similarité entre hydratation de surface et vapeur d'eau atmosphérique suggère à nouveau une interaction entre ces deux réservoirs. Il s'agit soit d'un enrichissement en eau adsorbée sous la pression d'une hausse de la quantité de vapeur d'eau en été, soit au contraire d'une hausse de l'hydratation entraînant un départ de vapeur du sol qui enrichit l'atmosphère. Cette deuxième hypothèse suppose alors de trouver une autre source responsable de l'hydratation, et qui soit dissymétrique entre nord et sud ce qui n'est pas le cas de la glace vue par GRS. Les phénomènes de chutes brutales des quantités de vapeur dans le cycle de l'eau (voir section I.B.2.c) semblent également privilégier la première hypothèse.

III.F.1.e. Synthèse

Pour conclure sur ces phénomènes d'hydratation aux hautes latitudes il est fort vraisemblable que les deux phénomènes, interaction avec le sous-sol et l'atmosphère, jouent un rôle dans l'état de surface observé. Les hausses d'hydratation au nord et au sud s'expliquent par l'interaction avec la glace, la dissymétrie par l'interaction avec la vapeur. Il se peut que l'hydratation de surface observée soit le résultat du couplage entre le sous-sol et l'atmosphère. L'atmosphère pourrait par exemple diffuser de la vapeur d'eau dans le sol ; l'hydratation de la surface superficielle capturerait, grâce à sa capacité d'adsorption, des molécules d'eau et serait ainsi nécessairement influencée. Plusieurs modèles numériques expliquent la présence de glace d'eau dans le sous-sol par la diffusion et l'accumulation chaque année de vapeur d'eau dans le sol qui solidifie [e.g. Schorghofer and Aharonson, 2005]. Cette glace pourrait être relativement jeune puisque les modèles montrent qu'elles se constituent assez vite, et de plus des variations d'obliquité de Mars seraient capables de la faire complètement sublimer. L'absence de symétrie dans l'observation de cette glace d'eau par GRS pourrait être due à la saturation des sous-sols des hautes latitudes des deux hémisphères. Dans ce cas la glace de sous-sol forcerait un niveau élevé d'hydratation de surface, mais l'influence de l'atmosphère resterait l'élément dominant expliquant l'origine de cette dissymétrie. Notre observation est donc très importante car elle est la première preuve observationnelle de l'interaction entre sous-sol et atmosphère.

L'atterrisseur Phoenix s'est posé le 26 Mai 2008 dans les régions de haute latitude nord pour caractériser la surface, collecter et analyser des échantillons de sol et de glace, et suivre les conditions atmosphériques. Ces mesures doivent quantifier la quantité d'éléments volatiles emprisonnés dans les sols et améliorer notre compréhension des relations entre le sol et l'atmosphère. Nous pourrions alors effectuer des comparaisons directes avec les résultats de notre étude. A ce jour, les scientifiques ont annoncé que Phoenix avait observé de la glace d'eau en creusant sur quelques centimètres de profondeur. Cette glace d'eau, présente sous la forme de petits morceaux de glace, a pu être identifiée par sa durée de résistance à la sublimation dans l'environnement de surface ainsi que par des analyses chromatographiques.

IV La recherche de carbonates dans les données OMEGA

Le dernier chapitre de cette thèse est consacré à la recherche systématique de carbonates sur le jeu de données OMEGA. Nous avons vu en section I.B.4 que les enjeux de la présence de carbonates sur Mars concernent aussi bien l'altération des minéraux due à l'hydratation actuelle que la preuve d'eau liquide dans le passé et l'histoire de l'évolution de l'atmosphère martienne. Dans l'hypothèse de l'altération actuelle, nous nous attendons à ce que la surface présente des carbonates en faibles teneurs sur de grandes étendues, alors que dans l'hypothèse de l'eau liquide passée, les carbonates devraient être en fortes teneurs mais sans doute plus localisés. La thématique des carbonates est donc intimement liée à celle de l'hydratation.

Nous avons également vu qu'aujourd'hui seules des traces de carbonates semblent avoir été détectées par les différentes observations (section I.B.4.c). La section I.C.5 a montré que les différents types de carbonates sont responsables d'absorptions caractéristiques dans l'infrarouge, en particulier à 2.35, 2.55, 3.4 et 3.9 μm , ce qui rend leur détection aisée. L'instrument OMEGA fournit le premier jeu de données de l'histoire de l'exploration de Mars à la fois dans le proche-infrarouge, global et à haute résolution spatiale. Au vu des enjeux scientifique de la détection carbonates, ceci justifie une recherche systématique de minéraux carbonatés dans le jeu de données OMEGA.

Des différentes bandes d'absorptions des carbonates dans le proche-infrarouge, la Figure I-64 (redonnée avec des éléments supplémentaires en Figure IV-1) a montré que les bandes à 3.4 et à 3.9 μm sont de loin les plus intenses. Nous avons vu en section I.C.5 que de toutes les absorptions existant dans l'infrarouge complet (y compris le thermique), ces deux bandes, avec en tête celle à 3.9 μm , sont les plus adaptées à la recherche de carbonates. Or ces deux bandes se situent dans le domaine de la voie L, et leur traitement sera soumis aux mêmes contraintes que l'étude de la bande à 3 μm . Les trois éléments importants à connaître pour l'utilisation des données de la voie L, à savoir caractéristiques instrumentales, présence de rayonnement thermique et bande à 3 μm influençant le spectre entre 2.9 et ~ 4 μm , ont déjà été traités dans les chapitres II et III. L'étude de la bande à 3 μm a de plus nécessité de développer des programmes de traitement automatique de masse qui sont en partie réutilisables pour une recherche systématique des carbonates. Nous voyons donc qu'en plus du grand intérêt de la découverte de carbonates pour l'hydratation, les techniques de traitement de données sont relativement proches de celles de la bande à 3 μm , deux raisons qui nous ont particulièrement motivé pour cette étude. Les études menées dans cette partie se limiteront aux cubes de données pour lesquels une fonction de transfert est disponible (voir section II.F).

Après avoir défini nos critères de détection, nous verrons que ce travail de recherche de carbonates s'est déroulé en trois temps : tout d'abord la recherche sur des régions anciennes là où des minéraux hydratés ont déjà été observés ; puis une recherche systématique sur l'ensemble du jeu de données OMEGA correctement étalonné ; enfin une recherche détaillée sur les quelques zones déclarées comme possibles détections par la recherche globale.

IV.A. Critère retenu

Nous avons décrit au chapitre II comment obtenir les spectres de réflectance de la voie L de manière rapide pour l'ensemble des spectres OMEGA. Nous souhaitons utiliser les deux bandes d'absorption à 3.4 et 3.9 μm simultanément pour la détection de carbonates. Nous avons donc établi des critères de profondeur de bande, du même type que ceux utilisés pour les phyllosilicates ou la glace d'eau, adaptés à ces deux bandes. Ces critères devant être utilisés dans un traitement de masse ils doivent consommer peu de temps de calculs. Ils sont également soumis à des contraintes spectrales particulières : inclusion dans la bande d'hydratation à 3 μm pour la bande à 3.4 μm , proximité de la bande atmosphérique à 4.2 μm pour la bande à 3.9 μm . Nous verrons que la bande à 3.9 μm , pourtant plus intense, se révélera inutilisable pour la recherche systématique de carbonates. Enfin, les deux bandes sont dans un domaine de longueurs d'onde où l'émission thermique n'est pas négligeable, et Wagner and Schade [1996] ont montré la réduction de contraste thermique qui en résultait (section I.C.5.b). Nous ne serons toutefois pas concernés par cette contrainte car les spectres de réflectance que nous utilisons sont corrigés du thermique par inversion du flux total reçu (eq. 15) qui doit donc rétablir le contraste normal des bandes.

Nous cherchons à détecter tout type de carbonates. Nous avons vu en section I.C.5 que les carbonates présentent tous les deux fortes bandes d'absorption à 3.4 et 3.9 μm , mais la position exacte de leur centre et de leurs ailes varie légèrement d'un carbonate à l'autre. Nous affinerons donc nos critères de détection à partir des bibliothèques spectrales (Figure IV-1).

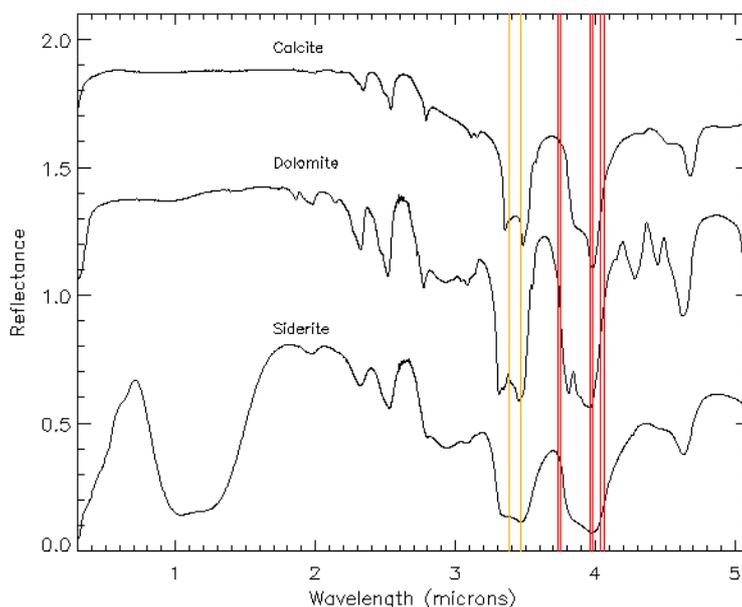


Figure IV-1 : Longueurs d'onde utilisées dans le calcul des profondeurs de bande sur les spectres de réflectance de roches carbonatées donnés en Figure I-64. Les lignes verticales jaunes marquent les spectels utilisés pour le fond de bande à 3.4 μm (le calcul du continuum est détaillé en section IV.A.2). Les lignes verticales rouges marquent l'emplacement des spectels utilisés en pratique pour le fond de bande et le continuum linéaire de la bande à 3.9 μm (voir section IV.A.1).

IV.A.1. Estimation de la bande à 3.9 μm

IV.A.1.a. Choix des spectels

La bande à 3.9 μm est dans un domaine spectral dénué d'autres absorptions minéralogiques, ce qui facilite sa détection et l'estimation de sa profondeur de bande. Les spectres de la Figure IV-1 nous montrent que le continuum de réflectance doit être relativement plat dans la région de la bande à 3.9 μm . Nous avons décidé d'utiliser un continuum linéaire. En observant les emplacements précis des bandes à 3.9 μm des différents types de carbonate, nous constatons que les meilleurs spectels pour calculer la valeur du fond de bande sont à 3.96 et 3.98 μm (spectels 197 et 198). Nous choisissons de travailler avec deux spectels pour augmenter le rapport signal-sur-bruit. Dans l'idéal, pour considérer l'emplacement des ailes de la bande pour tous les carbonates, le continuum linéaire devrait être calculé pour correspondre aux valeurs de réflectance à 3.75 μm (spectels 186 et 187) et 4.08 μm (spectels 203 et 204). Comme précédemment nous doublons les spectels utilisés pour augmenter le rapport signal-sur-bruit. Nous avons vérifié que l'instrument était fiable sur ces spectels pendant les orbites utilisées.

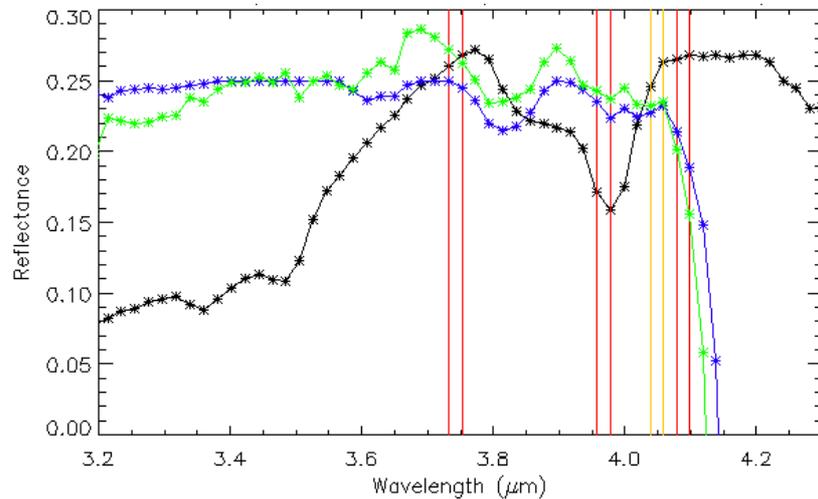


Figure IV-2 : Spectels utilisés dans le calcul de la profondeur de la bande à 3.9 μm . En noir : spectre de réflectance du mélange 80% palagonite - 20% calcite de la Figure I-65. En vert : spectre d'absorption atmosphérique dérivé à partir du rapport entre sommet et base d'Olympus Mons (voir section II.B.3.b). En bleu : spectre d'absorption atmosphérique simulé (voir section I.C.1.e). En rouge : spectels choisis pour la valeur du fond de bande (deux spectels centraux) et des deux ailes du continuum (quatre spectels à gauche et à droite), dans le cas idéal. En jaune : spectels finalement retenus pour le calcul aux grandes longueurs d'onde du continuum. Ces spectels ne sont pas dans la bande d'absorption atmosphérique, au prix de leur inclusion dans l'aile droite de la bande des carbonates.

Toutefois, la Figure IV-2 montre que la bande d'absorption atmosphérique saturée centrée sur 4.2 μm absorbe jusqu'à des longueurs d'onde très proches de l'aile droite de la bande à 3.9 μm , et ce quel que soit le spectre atmosphérique choisi de la Figure II-15. Nous voyons que les spectels 203 et 204 utilisés pour l'aile grandes longueurs d'onde du continuum sont concernés par la bande atmosphérique. Même si la bande de CO_2 n'est pas saturée pour ces spectels, le déclin de transmission est significatif et surtout, les deux spectres atmosphériques, le simulé et le mesuré avec OMEGA, ne coïncident pas tout à fait, signe d'un très léger décalage spectral d'OMEGA. Nous avons vu que pour la voie L nous devons traiter

les données avec le spectre atmosphérique simulé (voir section II.D.3), ce qui exclut donc l'utilisation des spectels 203 et 204. A la place, nous nous contentons d'utiliser les spectels 201 et 202, aux longueurs d'onde 4.04 et 4.06 μm . Ces deux spectels sont fiables sur les orbites utilisées.

IV.A.1.b. Problèmes de non-linéarités

Contrairement à la voie C, aucune correction de non-linéarités des détecteurs avec le flux reçu n'a été menée pour la voie L. La bande à 3.9 μm est dans un domaine spectral où l'instrument OMEGA présente des non-linéarités avec le flux reçu qui ne sont pas négligeables. Pour illustrer ce point, la Figure IV-3 représente pour les pixels de quelques cubes exemples la valeur de la bande à 3.9 μm en fonction du flux reçu (en données brutes) au spectel 187, utilisé dans le critère de profondeur de bande. Nous voyons que la profondeur de bande peut varier sur une plage de 20% uniquement en relation avec le flux reçu. Ces variations peuvent concerner tous types de flux même si les faibles flux sont plus touchés. En pratique la plupart des observations reçoivent moins de 200DN de flux. Ces variations de non-linéarités sont telles sur ces quelques exemples qu'il semble que la valeur fournie par le critère à 3.9 μm n'ait aucun sens. Nous confirmerons ce point sur l'étude globale en section IV.C.1.

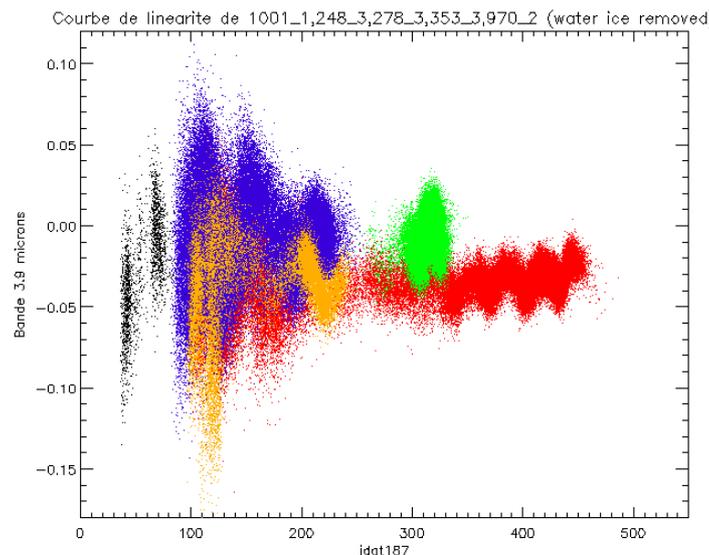


Figure IV-3 : Illustration de la non-linéarité de la bande des carbonates à 3.9 μm . Sur ce graphe est représentée la profondeur de bande à 3.9 μm en fonction de la donnée brute au spectel 187 (en DN). Tous les pixels de plusieurs cubes pris au hasard sont tracés : 248_3, 278_3, 353_3, 970_2 et 1001_1.

IV.A.2. Estimation de la bande à 3.4 μm

La bande à 3.4 μm n'est pas affectée par des absorptions atmosphériques mais est en revanche à l'intérieur de la forte bande d'hydratation à 3 μm . Avant de définir les spectels utilisés pour le calcul du fond de bande nous devons définir un continuum correct pour la profondeur de bande.

IV.A.2.a. Calcul du continuum

Nous avons pu voir dans les différents exemples de spectres de laboratoire (sections I.C.3 et I.C.5), d'anciennes observations (section I.C.4) et d'OMEGA (chapitre III) que la bande à 3.4 μm est toujours entièrement à l'intérieur de la bande d'hydratation à 3 μm . La bande à 3 μm constitue donc le continuum de la bande à 3.4 μm . La bande à 3 μm est souvent convexe autour de 3.4 μm mais les cas de concavité ne sont pas négligeables car le point d'inflexion de l'aile de la bande à 3 μm se situe dans cette région spectrale. Nous voyons donc qu'un simple continuum linéaire, comme utilisé pour les phyllosilicates ou la glace d'eau, risque de surestimer (dans les cas de convexité) ou de sous-estimer (dans les cas de concavité) le continuum. Nous devons donc utiliser un continuum plus précis. Pour modéliser aussi bien les comportements concave et convexe, nous avons décidé d'utiliser un continuum polynomial. Nous l'avons choisi d'ordre 3 pour être capable de considérer le point d'inflexion de la bande à 3 μm intervenant généralement dans cette région spectrale. En observant les différents exemples de bande à 3.4 μm selon le type de carbonate (Figure IV-1), nous avons constaté les limites maximales d'influence spectrale de la bande : elle n'influe pas au-delà de 3.57 μm ni en deçà de 3.30 μm . Nous choisissons de calculer notre continuum en faisant un ajustement avec la réflectance sur les régions de 3.15 à 3.30 μm (spectels 158 à 165) et de 3.57 à 3.74 μm (spectels 178 à 186). La donnée des coefficients polynomiaux permet de calculer ce continuum au niveau de la bande à 3.4 μm .

Un exemple de continuum calculé sur un des spectres de laboratoire de Bonello et al. [2004] est donné en Figure IV-4. La bande à 3 μm , convexe ici, est bien visible et ajustée par le continuum polynomial.

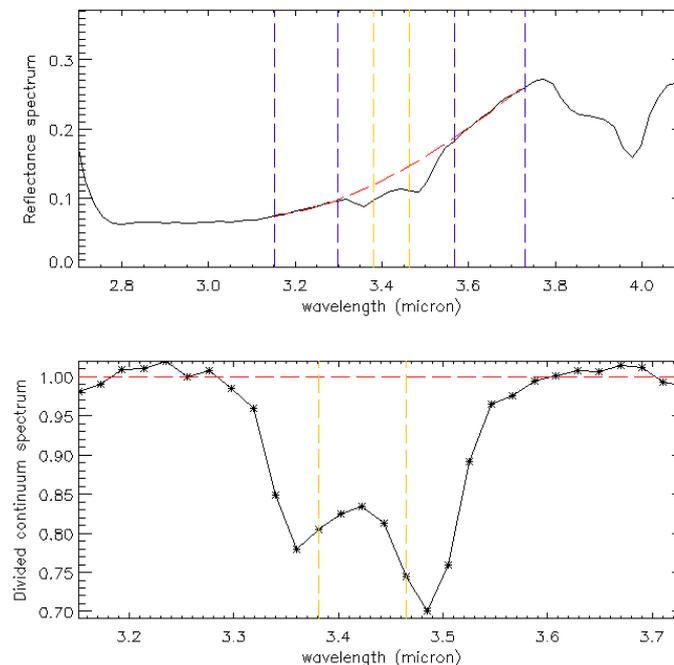


Figure IV-4 : Illustration du critère de profondeur de bande à 3.4 μm sur le spectre mélange de 80% palagonite avec 20% de calcite obtenu par Bonello et al. [2004]. Haut : spectre de réflectance, ajusté par le continuum polynomial d'ordre 3 (pointillés rouges) dont le calcul est effectué à partir du spectre de réflectance sur les deux zones en pointillés bleus. Les pointillés jaunes marquent les spectels utilisés pour calculer le fond de bande. Bas : spectre de réflectance divisé par le continuum pour mettre en valeur à la bande à 3.4 μm .

IV.A.2.b. Profondeur de bande

Les spectels utilisés pour estimer le fond de bande sont à nouveau obtenus à partir de la Figure IV-1. Pour que tous les spectels utilisés soient toujours dans le fond de bande et non sur une aile, nous avons choisi la zone entre 3.38 μm (spectel 169) et 3.46 μm (spectel 173). La profondeur de bande est alors calculée par la formule :

$$BD = 1 - \frac{1}{5} \sum_{\lambda_0=3.36\mu\text{m}}^{\lambda_N=3.46\mu\text{m}} \left(\frac{\text{albedo}(\lambda)}{\text{continuum}(\lambda)} \right) \quad \text{eq. 33}$$

Le spectre de réflectance divisé par le continuum est fourni en Figure IV-4.

IV.A.2.c. Linéarité du critère à 3.4 μm

Nous avons également testé l'influence des éventuelles non-linéarités de l'instrument sur le critère à 3.4 μm . Dans ce but la Figure IV-5 présente le critère à 3.4 μm en fonction du flux reçu (données brutes) au spectel 170 (spectel utilisé dans l'eq. 33). Nous voyons que des légères variations de la profondeur de bande sont liées au flux reçu, mais dans des proportions bien moindres (inférieures d'un ordre de grandeur) que dans le cas de la bande à 3.9 μm . Les variations les plus fortes sont de plus enregistrées aux faibles flux ; nous verrons en section IV.C.1.b qu'ils ne seront pas pris en compte dans l'étude globale. Dans le reste des cas l'erreur due aux non-linéarités sera considérée comme négligeable. Pour cette raison, les études qui suivent n'utiliseront que le seul critère à 3.4 μm pour tenter de détecter des carbonates ; le critère à 3.9 μm ne sera calculé que pour information.

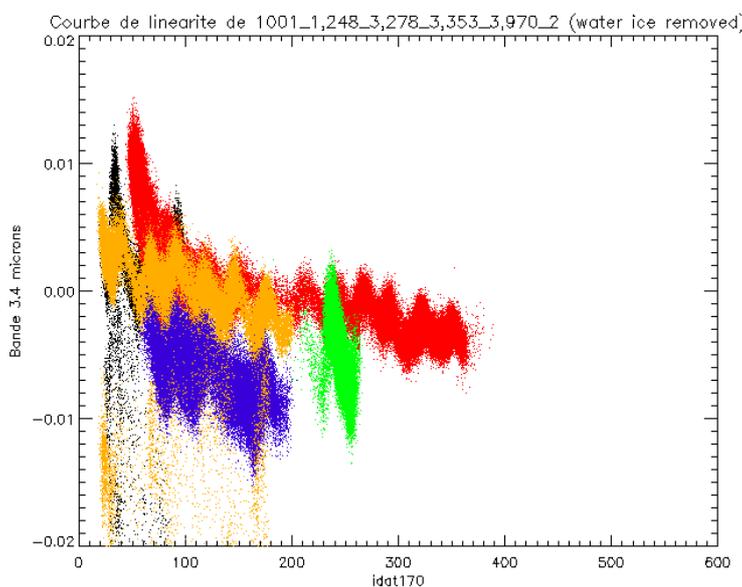


Figure IV-5 : Test de l'influence de la non-linéarité des détecteurs sur la bande des carbonates à 3.4 μm . Sur ce graphe est représentée la profondeur de bande à 3.4 μm en fonction de la donnée brute au spectel 170 (en DN). Tous les pixels de plusieurs cubes pris au hasard sont tracés : 248_3, 278_3, 353_3, 970_2 et 1001_1.

IV.A.2.d. Etalonnage de la profondeur de bande

Le critère développé nous fournit une profondeur de bande dont le but premier est de détecter la présence de carbonates. Nous ne cherchons donc pas à ce stade à estimer des teneurs minéralogiques. Toutefois il peut être intéressant d'appliquer ce critère à des spectres de laboratoire pour avoir un ordre de grandeur des profondeurs de bande détectables, qui dépendront dans les observations du rapport signal-sur-bruit. Nous disposons de spectres de mélanges de palagonite avec de la calcite à différentes teneurs, obtenus par Bonello et al. [2004] lors de l'étalonnage au sol d'OMEGA et présentés dans le premier chapitre avec la Figure I-65. Nous avons vu en section I.B.4 que la calcite n'est pas le minéral le plus attendu pour Mars, mais sa bande à 3.4 μm a une intensité similaire à celle de la sidérite. Les profondeurs de bande associées aux mélanges à différentes teneurs sont présentées en Tableau IV-1. La relation entre teneur en profondeur de bande est sur ces trois mesures proche de la linéarité.

Teneur en calcite	Profondeur de bande
1%	3.7%
5%	6.0%
20%	19.6%

Tableau IV-1 : Calcul des profondeurs de bandes associées aux spectres de palagonite à différentes teneurs en calcite de la Figure I-65, utilisées pour étalonner notre critère.

IV.B. Etude des régions anciennes hydratées

La première phase de recherche de carbonates s'est orientée sur les régions connues pour être anciennes et ayant subi l'action de l'eau. Il est en effet plus fortement probable de trouver des teneurs en carbonates élevées dans ce type de région que dans des régions récentes ou des régions anciennes non altérées. Les conditions de formation des carbonates, en particulier un pH plutôt basique, sont relativement similaires à celles de la formation des phyllosilicates, c'est pourquoi nous avons privilégié la région de Mawrth Vallis où les signatures sont les plus fortes (voir section I.A.2.c) [Poulet et al., 2005a]. Ces régions n'ont toutefois pas présenté les absorptions caractéristiques des carbonates dans le domaine [1.0 – 2.5 μm] [Bibring et al., 2005]. Nous avons vu en section I.B.4.b que les carbonates pouvaient également se trouver à proximité de régions où des sulfates ont été trouvés, due à une formation dans la même lagune mais plus précoce [Catling, 1999]. Pour cette raison nous avons également étudié spécifiquement la région de Terra Meridiani, où différents types de sulfates ont été découverts en grandes quantités [Gendrin et al., 2005].

Dans cette partie nous n'étudions que les quelques cubes ayant observé les régions d'intérêt, avec des cartographies et des études de corrélation. Dans la section IV.C au contraire l'ensemble des données OMEGA sera testé.

IV.B.1.a. Mawrth Vallis

Nous avons travaillé avec les données de 11 cubes couvrant la région de Mawrth Vallis, dont les numéros sont donnés en Tableau IV-2. Ces données sont comprises dans le rectangle (24°W-16°W, 19°N-29°N). La projection des données de ces 11 cubes ne permet pas d'identifier de zone où la bande à 3.4 μm des carbonate serait plus élevée, en particulier là où des phyllosilicates sont détectés.

0353_3	0401_3	0401_4	2229_6	2240_4	2284_4
2960_5	2971_5	2982_5	2993_5	3004_5	

Tableau IV-2 : Liste des cubes de données utilisés pour rechercher des carbonates dans la région de Mawrth Vallis.

Afin de confirmer l'absence de carbonates dans la région de Mawrth Vallis, nous avons tracé en Figure IV-6 la valeur de la bande à 3.4 μm avec celle de l'eau des phyllosilicates à 1.9 μm pour toutes les données du rectangle géographique concerné. 210815 pixels sont inclus dans cette figure. Sur cette figure nous pouvons voir les pixels où des phyllosilicates sont détectés par la petite excursion entre 2 et 6% de profondeur de bande à 1.9 μm . Cette figure montre clairement qu'il n'y a pas de fortes teneurs de carbonates sur Mawrth Vallis, en particulier aucune corrélation entre carbonates et phyllosilicates ne peut être détectée.

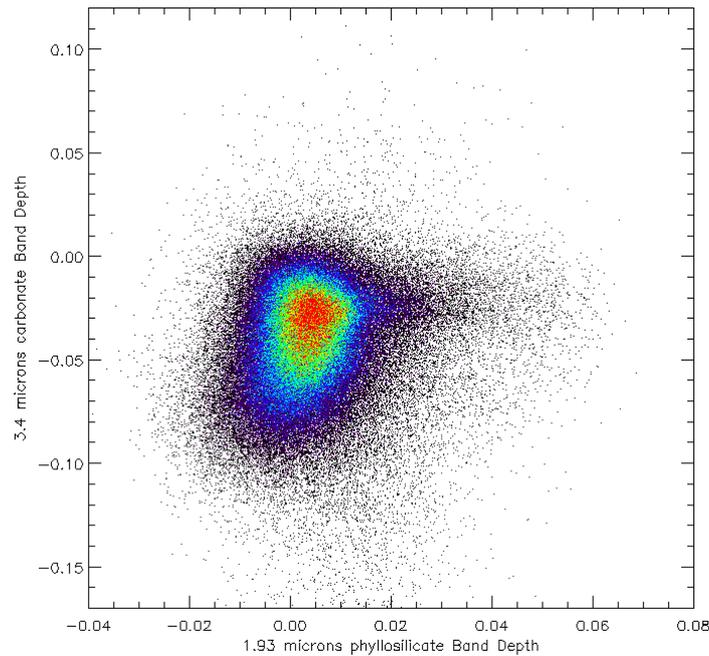


Figure IV-6 : Evolution de la profondeur de bande des carbonates à 3.4 μm avec celle de l'eau des phyllosilicates à 1.9 μm pour la région de Mawrth Vallis. Les données proviennent de 11 cubes couvrant le rectangle (24°W-16°W, 19°N-29°N), entre les orbites 0 et 3050, pour lesquels une calibration est disponible. La densité de données est représentée par un code de couleur arc-en-ciel avec saturation dans le rouge.

IV.B.1.b. Terra Meridiani

Pour la région de Terra Meridiani nous avons utilisé avec les données de 21 cubes, qui sont donnés en Tableau IV-3. Ces données sont comprises dans le rectangle (2°W-8°E, 2°S-4°N). Comme dans le cas de Mawrth Vallis, la projection des données de ces 21 cubes ne permet pas de détecter un enrichissement de la teneur en carbonates au-delà de l'écart-type naturel dû au bruit. En particulier les zones autour des sulfates ne montrent pas de détection particulière.

0430_2	0430_3	0430_4	0452_0	0485_2	0485_3	1029_6
1040_6	1051_6	1062_6	1084_2	1560_2	1921_6	1943_6
1954_6	1976_6	1987_6	1998_6	2357_4	2379_4	2434_4

Tableau IV-3 : Liste des cubes de données utilisés pour rechercher des carbonates dans la région de Terra Meridiani.

A nouveau nous avons tracé en Figure IV-7 la valeur de la bande des carbonates à 3.4 μm avec celle de l'eau des sulfates (essentiellement les sulfates polyhydratés) à 1.9 μm pour toutes les données du rectangle géographique concerné, ce qui représente 360367 pixels. Nous ne nous attendons pas à détecter des carbonates aux mêmes endroits que les sulfates, mais il n'est pas impossible qu'à l'échelle du pixel les deux soient mélangés. Cette figure montre clairement que pour Mawrth Vallis, il n'y a pas de fortes teneurs de carbonates sur Terra Meridiani, en particulier aucune corrélation entre carbonates et sulfates ne peut être détectée.

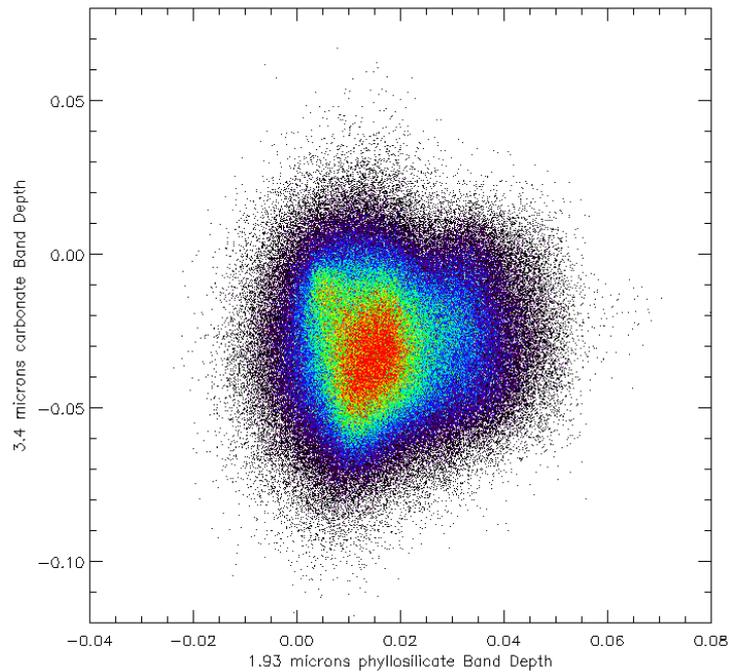


Figure IV-7 : Evolution de la profondeur de bande des carbonates à 3.4 μm avec celle de l'eau des sulfates à 1.9 μm pour la région de Terra Meridiani. Les données proviennent de 21 cubes couvrant le rectangle (2°W-8°E, 2°S-4°N), entre les orbites 0 et 3050, pour lesquels une calibration est disponible. La densité de données est représentée par un code de couleur arc-en-ciel avec saturation dans le rouge.

IV.B.1.c. Conclusion

Nous pouvons conclure que les grandes régions anciennes et ayant vécu des épisodes aqueux, représentées ici par Mawrth Vallis et Terra Meridiani, ne présentent pas de carbonates en quantités détectables par OMEGA. Nous n'avons pas testé individuellement toutes les régions de Mars où OMEGA a pu détecter des petits affleurements de phyllosilicates ou de sulfates car elles sont en trop grand nombre. Ces régions seront en revanche incluses dans l'étude systématique globale de la section IV.C.

IV.C. Etude globale

Nous abordons désormais la recherche systématique de carbonates sur une grande partie du jeu de données OMEGA. Le cœur de cette étude, que nous détaillons en section IV.C.1, est constitué d'un algorithme obtenant la réflectance de chaque spectre OMEGA et testant dessus la bande des carbonates à 3.4 μm . En ajustant le seuil de détection mais aussi les seuils de rejet de glace ou de bruit, cet algorithme nous délivre un certain nombre de pixels candidats à la présence de carbonates. La bande à 3.4 μm n'est qu'un moyen de détection et tout candidat nécessite un diagnostic visuel que nous expliquerons en section IV.C.2. Les outils informatiques développés pour cette étude sont détaillés en annexe 1.

IV.C.1. Traitement global

Notre algorithme calcule le spectre de réflectance de chacun des pixels OMEGA pour lequel une fonction de transfert adaptée est disponible (voir section II.F), ce qui limite notre recherche aux orbites 0 à 3050. Avec ce choix d'orbites nous ne traitons pas le jeu de données OMEGA en entier, mais nous couvrons plus de 70% des surfaces non glacées (voir section II.F.3.c), dont une majorité est couverte à plusieurs reprises ce qui peut permettre de détecter des éléments en déplacement comme les poussières. Augmenter le nombre d'orbites traitées n'améliorerait que peu la couverture spatiale, mais augmenterait de manière sensible les temps de traitement globaux. Nous nous limitons à la zone de latitudes comprises entre 80°N et 80°S, les pôles étant régulièrement observés mais étant essentiellement glacés. Dans ces conditions nous avons environ 164 millions de spectres à traiter.

Sur chacun de ces spectres est estimé le critère de la bande à 3.4 μm décrit en section IV.A.2. Plusieurs éléments peuvent perturber ce critère ; comme il s'agit d'un programme de détection automatique, nous devons les identifier et être capables de les retrancher de manière automatique. Nous allons dans un premier temps montrer comment la glace d'eau ou l'amplitude du bruit peuvent avoir une incidence sur le critère à 3.4 μm , puis nous détaillerons l'étude préliminaire nécessaire au bon choix de seuils de sélection. Nous donnerons enfin les résultats retournés par notre programme de détection automatique.

IV.C.1.a. Restrictions des spectres de glace ou bruités

Une étude préliminaire pour la détection de carbonates a révélé que deux facteurs pouvaient générer de fausses détections, c'est-à-dire de grandes valeurs du critère à 3.4 μm non associées à la présence de carbonates : il s'agit de la présence de glace d'eau, qui modifie la forme de la bande à 3 μm et donc du continuum du critère à 3.4 μm , et du bruit lorsque le rapport signal sur bruit du spectre est faible. La Figure IV-8 illustre ces deux phénomènes par des exemples appropriés et donne leur valeur de critère à 3.4 μm .

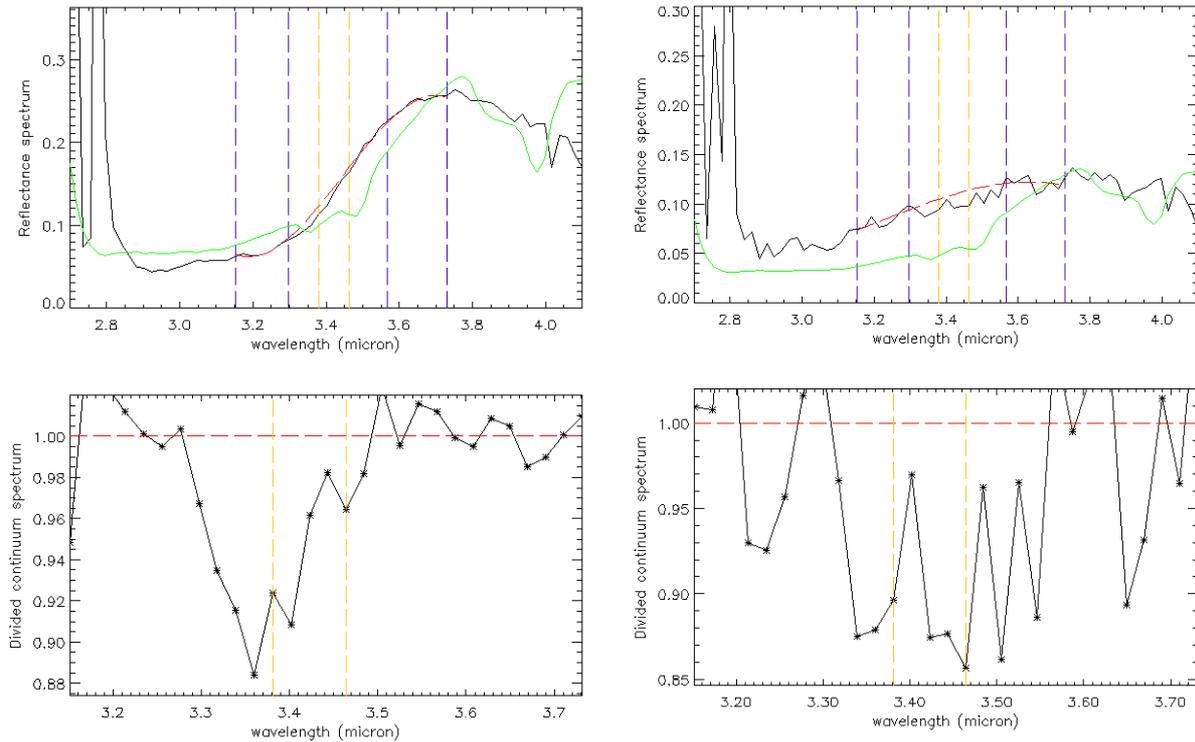


Figure IV-8 : Exemples de spectres présentant de la glace ou du bruit relativement élevé, paramètres influençant le critère de carbonates à 3.4 μm et pouvant créer de fausses détections. Courbes noires : spectres de réflectance. Pour comparaison la courbe verte donne le spectre de mélange 80% palagonite – 20% calcite (donné en Figure I-65). Les pointillés sont définis dans la légende de la Figure IV-4. Gauche : spectre de réflectance influencé par de la glace d'eau. Le critère de glace d'eau à 1.5 μm de la section II.C vaut 3% pour ce spectre, pour une profondeur de bande à 3.4 μm de 5.2%. Droite: spectre de réflectance où le bruit est responsable d'une hausse de la bande à 3.4 μm . Le flux reçu vaut 35 DN, pour une profondeur de bande à 3.4 μm de 10.5%.

Nous avons vu en section II.C que nous pouvons détecter la glace d'eau grâce à sa bande à 1.5 μm . Une fois cette bande re-linéarisée, nous pouvons ignorer les spectres de glace en enlevant tous les pixels dont le critère de glace d'eau excède la profondeur 0.006. Ce critère ne nous permet toutefois pas d'enlever les spectres avec des très faibles teneurs en glace, comme nous l'avons vu dans divers exemples (voir section III.B.2). Ce seuil de 0.006 correspondant à l'écart-type naturel du critère de glace d'eau, rien ne justifie de le rendre plus restrictif car les très faibles teneurs en eau n'ont dans ce cas pas forcément les valeurs les plus fortes de profondeur de bande. Nous verrons dans la section suivante que d'après les statistiques, nous pourrions au contraire le rendre un peu moins restrictif.

Nous avons vu en section II.A que le bruit des données OMEGA est dominé par le bruit de lecture, qui est fixe et vaut 1.85 DN. Le rapport signal-sur-bruit des spectres va donc chuter si le flux reçu au spectel 170 (3.40 μm), qui est donné par les données brutes, diminue. Il vaut par exemple 100 pour un flux reçu de 185 DN, valeur dans l'ensemble rarement dépassée par les spectels de la voie L. Ainsi, les fluctuations de la réflectance dues au bruit sur chaque spectel seront généralement supérieures à 1%. Il faut donc soustraire les spectres au rapport signal sur bruit trop faible, ce qui sera effectué à partir de leur flux reçu. Le seuil de rejection est à déterminer en fonction du seuil de détection de carbonates souhaité. Nous

précisons que dans le cas d'observations sommées (voir section II.A.3), les données brutes étant divisées par le nombre d'observations le bruit de lecture évolue : il est divisé par $\sqrt{2}$ dans le cas de deux observations sommées et par 2 dans le cas de quatre observations sommées. Pour de telles observations (qui ne sont pas majoritaires dans le jeu de données OMEGA) le seuil de rejection sur le flux reçu doit donc être divisé de la même manière.

IV.C.1.b. Choix des seuils

Nous avons mené une étude statistique préliminaire pour déterminer les seuils du critère à 3.4 μm et du flux reçu qui permettent de rejeter les spectres bruités. Cette étude nous a permis d'établir la dépendance du critère à 3.4 μm en fonction de la glace d'eau et du flux reçu. Les résultats, présentés en Figure IV-9, nous permettent d'établir de manière empirique les seuils de sélection les plus adaptés.

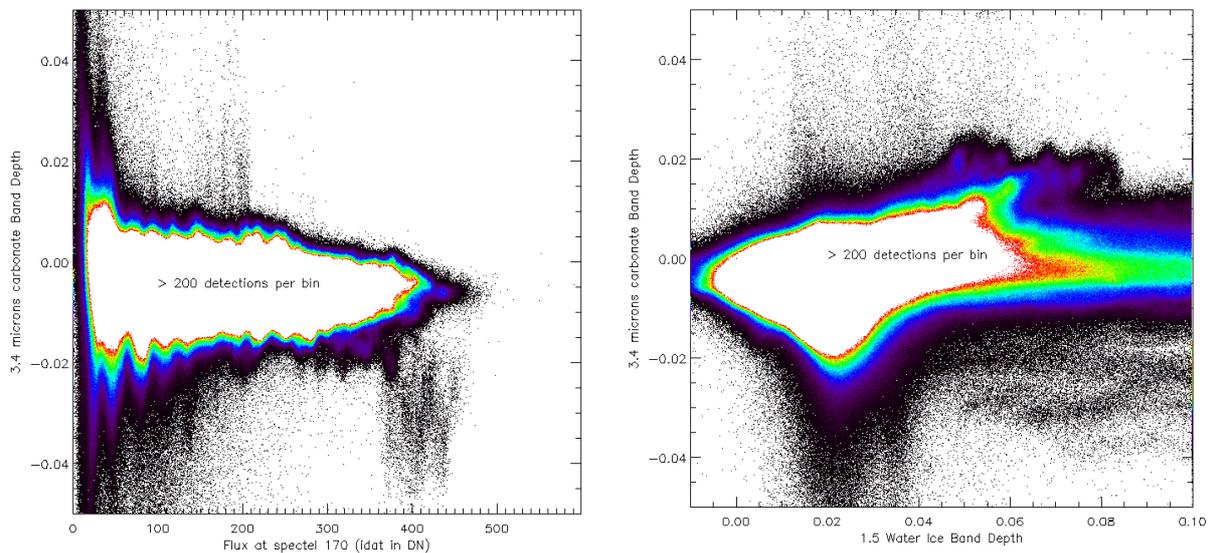


Figure IV-9 : Etude statistique de la dépendance du critère de carbonates à 3.4 μm en fonction du flux reçu et de la glace d'eau. Ces deux graphes sont obtenus par projection des valeurs (critère à 3.4 μm , flux reçu ou critère de glace) de tous les pixels OMEGA (pour lesquels une ITF est disponible) dans un tableau de 500x500 comptant le nombre de pixels par case pour établir la densité. Gauche: Valeur du critère à 3.4 μm en fonction du flux reçu au spectel 170 (intervenant dans le critère à 3.4 μm). Pour cette courbe les pixels présentant un critère de glace supérieur à 0.01 ne sont pas considérés. Droite : Valeur du critère à 3.4 μm en fonction du critère de glace d'eau à 1.5 μm relinéarisé. Pour cette courbe les pixels présentant un flux reçu au spectel 170 supérieur à 50 DN ne sont pas considérés.

Nous voyons sur la Figure IV-9 gauche que le critère à 3.4 μm présente une dispersion qui se réduit lorsque le flux reçu augmente. Cet effet est particulièrement prononcé pour des flux en deçà de 60 DN, qui semble donc être un bon seuil pour rejeter les spectres bruités. Nous voyons sur la Figure IV-9 droite le comportement du critère à 3.4 μm en fonction du critère de glace d'eau. Le critère de carbonate n'augmente que faiblement avec les valeurs de glace d'eau mais semble chaotique pour un critère de glace au-delà de 1%. Nous voyons sur ce graphe que nous pouvons vraisemblablement utiliser les pixels avec une profondeur de bande de glace légèrement supérieure à 0.006, jusque 0.01.

Nous avons testé de la même manière le critère de carbonates basé sur la bande à 3.9 μm . Sur la Figure IV-10 sont représentées les variations de ce critère avec le flux reçu au spectel 197, pour déterminer l'influence du bruit sur la bande à 3.9 μm , et celle de la profondeur de bande à 1.5 μm . Ces deux courbes montrent que le critère à 3.9 μm a un comportement totalement erratique, avec des valeurs pouvant être très élevées et sans rapport avec une bande de carbonates. Ces graphes confirment le manque de fiabilité de ce critère, que nous n'utiliserons pas dans les études globales.

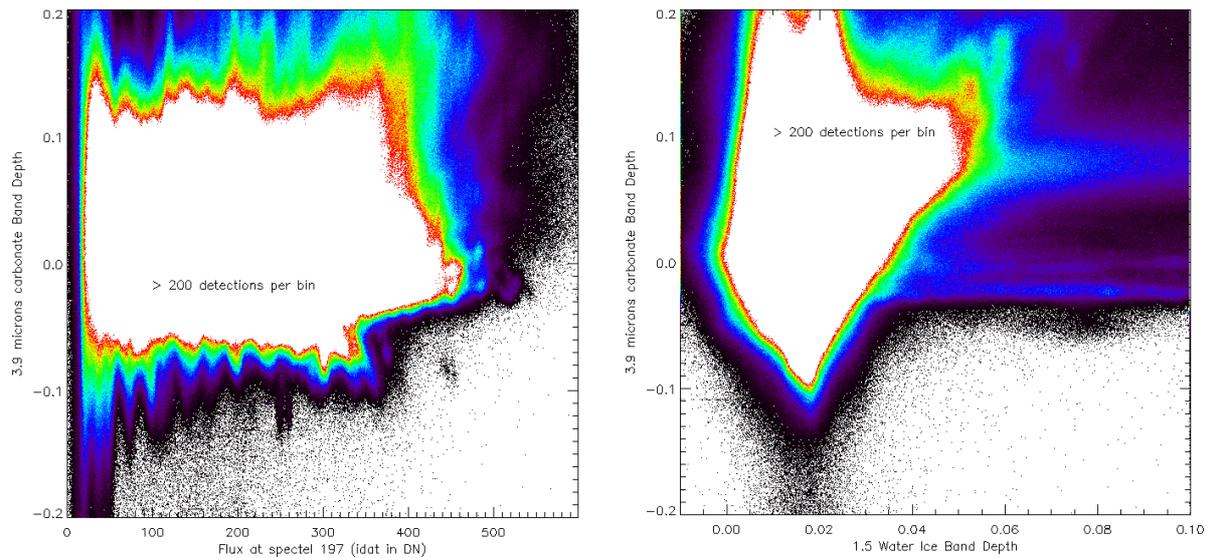


Figure IV-10 : Etude statistique de la dépendance du critère de carbonates à 3.9 μm en fonction du flux reçu et de la glace d'eau. Ces deux graphes sont obtenus par projection des valeurs (critère à 3.9 μm , flux reçu ou critère de glace) de tous les pixels OMEGA (pour lesquels une ITF est disponible) dans un tableau de 500×500 comptant le nombre de pixels par case pour établir la densité. Gauche: Valeur du critère à 3.9 μm en fonction du flux reçu au spectel 197 (intervenant dans le critère à 3.9 μm). Pour cette courbe les pixels présentant un critère de glace supérieur à 0.01 ne sont pas considérés. Droite : Valeur du critère à 3.9 μm en fonction du critère de glace d'eau à 1.5 μm relinéarisé. Pour cette courbe les pixels présentant un flux reçu au spectel 197 supérieur à 50 DN ne sont pas considérés.

Pour conclure, le programme de recherche automatique de carbonates s'oriente idéalement vers une rejection des spectres présentant un critère de glace d'eau supérieur à 0.01 et un flux au spectel 170 inférieur à 60 DN. Pour 60 DN, le bruit représente 3.1% du signal. Cinq spectels étant additionnés dans le calcul du fond de bande de l'eq. 33, la profondeur de bande associée peut présenter une bande de $3.1\% / \sqrt{5}$ soit 1.4%. Cette valeur correspond bien à celle qui peut être déduite de la Figure IV-9 lorsque l'on cherche une valeur supérieure au groupe de points central.

IV.C.1.c. Nombre de détections

Nous attendons de la recherche automatique une liste de quelques pixels susceptibles de contenir des carbonates. Les spectres de ces pixels doivent ensuite être visualisés individuellement pour diagnostiquer la présence de carbonates. Nous reviendrons sur cette

démarche en section IV.C.2. Cette méthode nous oblige donc à limiter la taille de la liste de détection, pour une question de temps de visualisation individuelle. D'après notre étude statistique préliminaire, plus de 3 millions de pixels correspondent aux trois seuils détaillés précédemment. Ce chiffre énorme est incompatible avec un diagnostic visuel individuel. Il montre de plus que les seuils retenus sont en fait trop peu restrictifs.

Nous avons décidé de modifier nos seuils pour nous placer dans les cas les plus favorables, avec un nombre de spectres retenus compatible avec un diagnostic individuel. De manière empirique, les seuils finalement utilisés dans le programme de recherche automatique sont un critère de glace inférieur à 0.006, un flux reçu supérieur à 120DN (ce qui implique un bruit sur la profondeur de bande de 2.8%), et un critère de bande à 3.4 μm supérieur à 6% pour n'obtenir que les signatures les plus fortes.

Il peut arriver dans le jeu de données OMEGA que des spectres présentent un pic anormal de radiance sur un spectel. Ce phénomène est généralement dû à un rayon cosmique mais peut être simplement une erreur dans la chaîne d'acquisition. Il se traduit par un pic de réflectance comme le montre la Figure IV-11, qui fausse l'ajustement du continuum et peut donner une valeur totalement erronée de profondeur de bande à 3.4 μm . Ces spectres sont toujours isolés ou par paires. Nous avons donc décidé d'ajouter un critère de groupage dans la sélection des candidats par le programme automatique. Ce critère compte les détections dans l'entourage de chaque pixel répondant aux trois seuils précédents. Un pixel n'est conservé que s'il a au moins 5 autres pixels répondant également aux seuils dans un carré de 9x9 pixels centré sur lui.

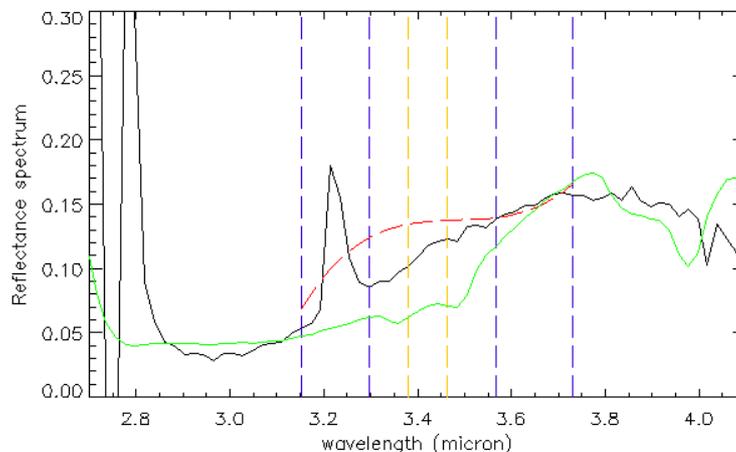


Figure IV-11 : Exemple de spectre de réflectance (courbe noire) présentant un pic d'émission artificiel (dû à un rayon cosmique ou un défaut dans la chaîne de traitement instrumentale). Un tel pic peut fausser la détermination du continuum (courbe rouge en pointillés). Pour comparaison la courbe verte donne le spectre de mélange 80% palagonite – 20% calcite (donné en Figure I-65). Les pointillés sont définis dans la légende de la Figure IV-4.

Avec ces seuils et le critère de groupage, notre programme de recherche automatique a détecté ~4000 pixels susceptibles d'être des carbonates. Ces pixels sont répartis sur 16 cubes différents. Ces pixels doivent désormais être diagnostiqués individuellement.

IV.C.2. Etude des candidats potentiels

Nous étudions en détails les détections obtenues par le programme de recherche automatique. Grâce au critère de groupage il s'agit toujours de régions, nous traitons donc toujours les pixels détectés par groupe. Nous devons vérifier visuellement que la détection n'est effectivement pas due à de la glace, du bruit ou un défaut instrumental qui n'aurait pas été détectés par les critères mis en place. Nous devons ensuite déterminer s'il s'agit bien de carbonates. Les bibliothèques expérimentales nous permettent de connaître l'ensemble des caractéristiques spectrales d'un carbonate, indispensable pour diagnostiquer sa présence; nous allons donc chercher à mettre en évidence, outre la bande à 3.4 μm avec sa forme caractéristique, la bande à 3.9 μm ainsi que les bandes moins intenses à 2.35 et 2.55 μm . A niveau, les outils informatiques développés pour cette étude sont décrits en annexe 1.

IV.C.2.a. Résultat général

Le diagnostic visuel des spectres obtenus par la routine automatique ne permet pas de conclure franchement quant à la présence de carbonates. Nous observons généralement une légère inflexion au niveau de la bande à 3.4 μm qui est beaucoup plus faible que les spectres de laboratoire de la Figure IV-1. Aucun spectre de l'étude ne permet d'obtenir des bandes de la force du mélange à 20% de calcite de la Figure I-65.

Lors de l'étude détaillée des cubes observés, de nombreux exemples se révèlent être de la glace d'eau. Leur bande d'absorption à 1.5 μm est trop faible pour soustraite par le seuil à 0.006, mais nous pouvons mettre en évidence la glace grâce à des rapports de spectre. Ainsi, un exemple de spectre (du cube de données 1052_6) détecté par le programme automatique est donné en Figure IV-12. La détection à 3.4 μm concernant un groupe de plusieurs pixels, nous avons fait une moyenne de ces pixels et divisé le spectre résultant par un spectre moyen d'une zone voisine à même niveau de continuum mais sans signature minéralogique. La Figure IV-12 illustre un tel rapport de spectres, sur lequel nous voyons clairement les signatures spectrales de la glace d'eau à 1.5, 2.0 et 3.0 μm . Ces exemples, fréquents lors de l'été boréal, sont donc de fausses détections.

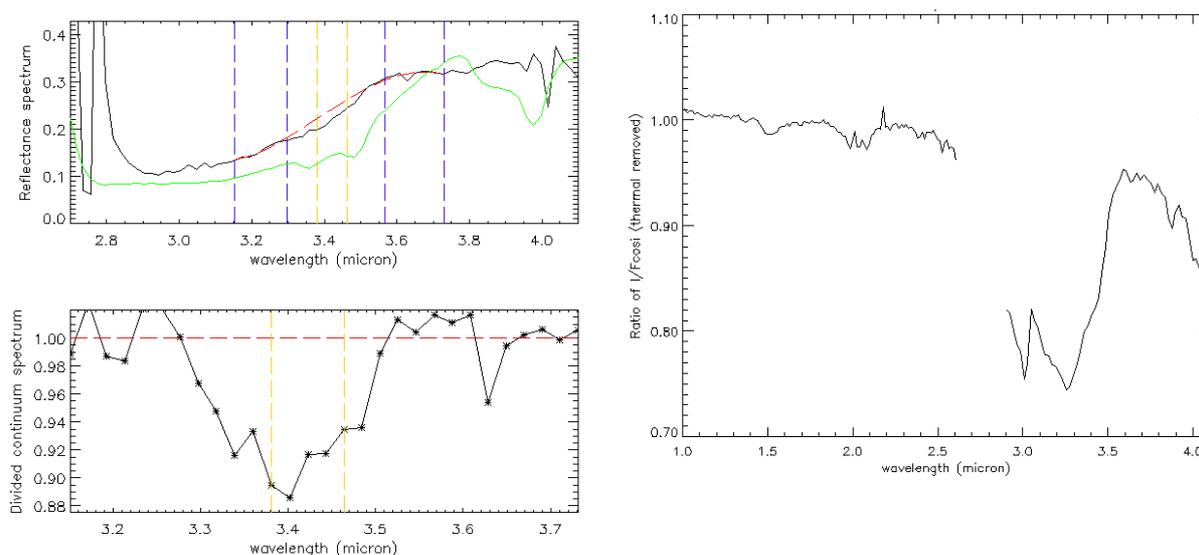


Figure IV-12 : Exemple de fausse détection associée à la présence de glace dont la bande à 1.5 μm est trop faible pour être rejetée. Gauche: spectre de réflectance détecté par le

programme automatique sur le cube 1052_6, ainsi que le rapport de ce spectre avec le continuum (pointillés rouges). Pour comparaison la courbe verte donne le spectre de mélange 80% palagonite – 20% calcite (donné en Figure I-65). Les pointillés sont définis dans la légende de la Figure IV-4. Droite : Spectre de réflectance moyen de la zone de hausse du critère à 3.4 μm sur le cube 1052_6, divisé par un spectre moyen d'une zone de pixels voisins à même niveau de continuum mais sans signature minéralogique.

Nous donnons désormais deux exemples de zones détectées par le programme automatique avec leurs spectres associés, qui ne sont pas de la glace d'eau. Nous verrons que ces exemples, s'ils présentent plusieurs éléments d'intérêt, ne permettront pas non plus de conclure quant à une présence claire de carbonates.

IV.C.2.b. Région centrée sur (70°E, 77°N)

L'étude globale révèle plusieurs pixels groupés à haute valeur de profondeur de bande (au-delà de 10%) dans le cube de données 1001_1. Un exemple de spectre de réflectance parmi les détections est présenté en Figure IV-13. Ce spectre présente une légère inflexion dans la région centrale de la position de la bande à 3.4 μm ce qui a provoqué sa détection. La forme cette inflexion, avec un fond de bande plat, ressemble plus à la sidérite qu'à la calcite de la Figure IV-1. Nous présentons désormais une étude détaillée du cube 1001_1.

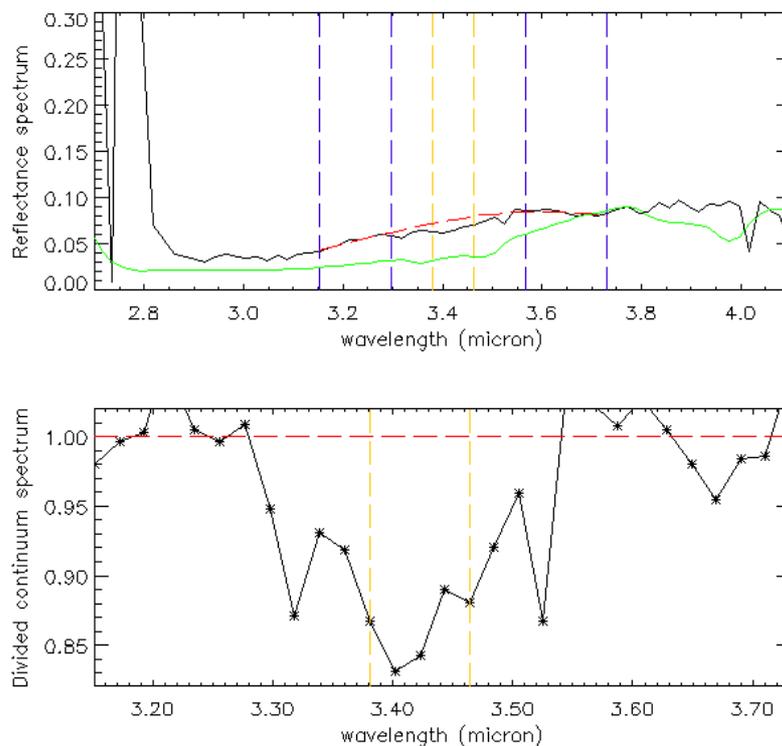


Figure IV-13 : Exemple de détection par le programme automatique. En haut est représenté le spectre de réflectance du pixel de coordonnées (73.22°E, 76.36°N) du cube 1001_1. La courbe en pointillés rouge est le continuum calculé par ajustement de polynôme, la courbe verte est le spectre de mélange 80% palagonite – 20% calcite donné en Figure I-65. En bas est représenté son spectre de réflectance divisé par le continuum. Les pointillés sont définis

dans la légende de la Figure IV-4. Le critère à $3.4 \mu\text{m}$ fournit une valeur de 13.8% pour ce spectre.

Cartographie du critère de carbonates

La Figure IV-14 donne la projection sur un planisphère de la profondeur de bande à $3.4 \mu\text{m}$ pour les pixels du cube 1001_1. Cette carte montre clairement que la hausse d'hydratation est homogène et implique une zone géographique importante, sur plusieurs degrés de latitude et de longitude, et centrée sur (70°E , 77°N). Il ne s'agit donc pas d'un pixel isolé qui présenterait un artefact instrumental. La Figure IV-15 nous permet d'obtenir le contexte de cette observation sur le cube 1001_1 complet. La zone où la bande à $3.4 \mu\text{m}$ est forte présente un albédo faible; elle n'est pas associée à une structure géomorphologique particulière; enfin elle est dépourvue de toute glace de CO_2 ou de glace d'eau, conformément aux critères du programme de recherche systématique.

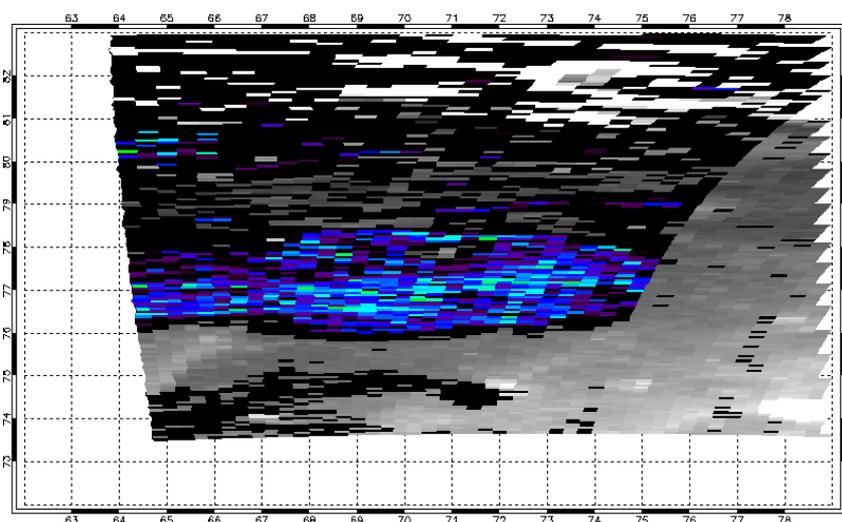


Figure IV-14 : Projection sur l'altimétrie MOLA de la profondeur de bande à $3.4 \mu\text{m}$ pour les données du cube 1001_1. L'échelle de couleurs arc-en-ciel évolue de 0.1 à 0.2. Ce cube montre clairement une région localisée où la profondeur de bande est forte.

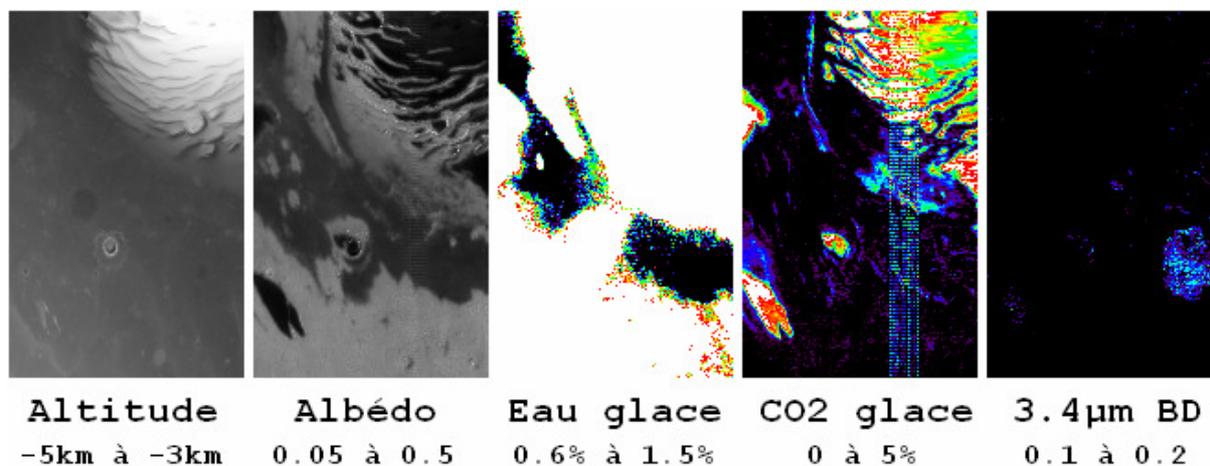


Figure IV-15 : Contexte de l'observation 1001_1 avec les données d'altimétrie MOLA, d'albédo à $2.4 \mu\text{m}$, de profondeur de bande de glace d'eau à $1.5 \mu\text{m}$ (une détection est quasi

sûre au-delà de 0.6%), de profondeur de bande de glace de CO_2 à $1.43 \mu m$ (une détection est quasi sûre au-delà de 5%). La profondeur de bande à $3.4 \mu m$ de la Figure IV-14 est rappelée ici. Sur cette figure les données ne sont pas projetées sur un planisphère, et un effet miroir existe par rapport à la Figure IV-14. Pour l'altitude et l'albédo la palette de représentation est en niveaux de gris, pour les glaces et les carbonates elle est en arc-en-ciel.

Spectres régionaux

Afin de diagnostiquer la présence ou non de carbonates nous nous référons aux spectres de réflectance associés. La Figure IV-16 présente un spectre moyenné sur l'ensemble de la zone présentant une hausse d'hydratation. Nous avons divisé ce spectre par un autre spectre de réflectance, obtenu par la moyenne des spectres de réflectance des pixels d'une autre zone du cube de données à même niveau de continuum mais sans signature minéralogique. Le résultat, présenté en Figure IV-16, doit nous permettre de ne mettre en valeur que les caractéristiques spectrales spécifiques à la zone d'enrichissement de la Figure IV-14. Sur ce rapport nous voyons clairement la présence d'une bande à $3.4 \mu m$. Il n'y a pas de bande, même légère, à 1.5 ou $2 \mu m$, caractéristique de la glace. Cette bande s'accompagne de légères bandes à 1.4 et $1.9 \mu m$, susceptibles d'être trouvées dans des minéraux ayant été au contact d'eau liquide. Nous observons également des bandes à 2.35 et $2.55 \mu m$ qui se détachent légèrement du bruit. De telles bandes sont présentes dans les spectres de carbonates de laboratoire comme le montre la Figure IV-1. En revanche, on ne distingue pas de bande à $3.9 \mu m$ sur la Figure IV-14, mais une forte bande à $3.7 \mu m$. Cette bande est inconnue des bibliothèques spectrales dont nous disposons. Il est donc difficile de conclure quant à la présence de carbonates à partir des spectres présentés.

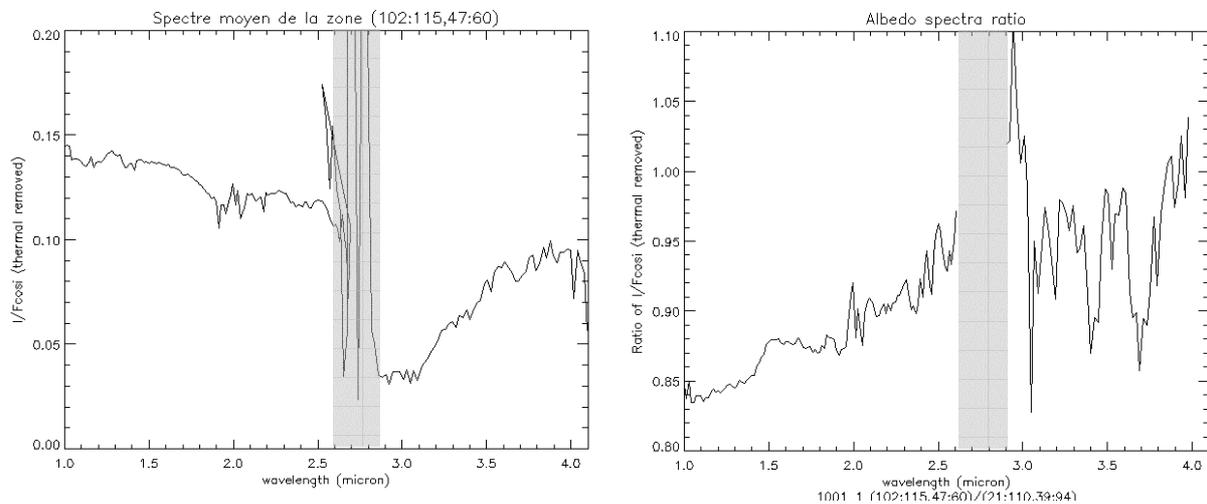


Figure IV-16 : Spectres associés à la zone de hausse du critère à $3.4 \mu m$ du cube 1001_1 présenté en Figure IV-14. Gauche : Spectre de réflectance moyenné sur les pixels de la zone de hausse du critère. Droite : spectre de réflectance moyen de la zone de hausse du critère divisé par un spectre de réflectance moyen d'une zone à proximité de même niveau de continuum mais sans distinction minéralogique. La zone grisée marque les données inutilisables en raison des absorptions atmosphériques.

Autres observations

Afin d'approfondir notre étude sur cette zone, nous avons réduit dix-sept cubes de données ayant observé cette zone. Certains ont été acquis à peu d'intervalle de longitude solaire (cubes 972_1, 988_2, 1021_3, 1023_1 et 1032_3). Les valeurs de critère de bande à $3.4 \mu\text{m}$ restent dans toutes ces observations proches de zéro. Aucune hausse régionale n'y est observée.

De ces divers éléments il paraît difficile de prétendre que cet exemple contient réellement des carbonates. Des observations complémentaires, par exemple par l'instrument CRISM, pourraient être utiles mais ont une probabilité faible de révéler une détection, à l'instar des dix-sept autres observations. S'il s'agit effectivement de carbonates, nous pouvons supposer qu'il s'agit d'un matériau mobile, dont la meilleure explication serait de la poussière atmosphérique.

IV.C.2.c. Région centrée sur (130°E , 67°N)

Nous présentons désormais un deuxième exemple de détection par le programme automatique. Il s'agit d'un groupement de pixels dans le cube de données 1059_1. Un exemple de spectre de réflectance est donné en Figure IV-17. Contrairement à l'exemple de la Figure IV-13, ce spectre montre clairement une forme compatible avec la calcite, avec deux bandes nettes à 3.35 et $3.48 \mu\text{m}$. Cette forme spectrale est toutefois peu répandue dans le cube de données 1059_1, puisque seulement 3 pixels parmi les 114 détectés peuvent être considérés comme ayant cette forme de calcite. Nous présentons désormais une étude détaillée de ce cube de données, sur le même modèle que celle de la section IV.C.2.b.

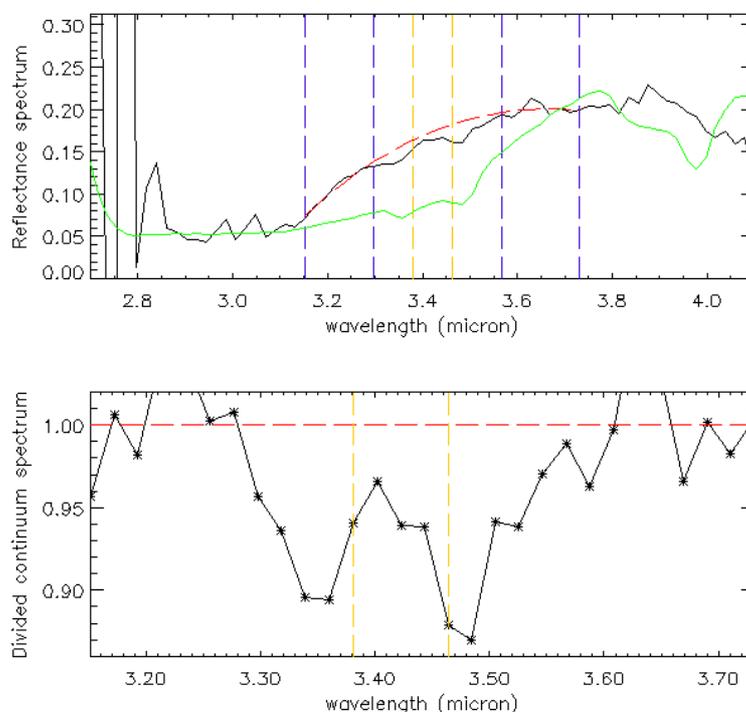


Figure IV-17 : Exemple de détection par le programme automatique. En haut est représenté le spectre de réflectance du pixel de coordonnées (132.04°E , 66.75°N) du cube 1059_1. La courbe en pointillés rouge est le continuum calculé, la courbe verte est le spectre de mélange 80% palagonite – 20% calcite donné en Figure I-65. En bas est représenté son spectre de

réflectance divisé par le continuum. Les pointillés sont définis dans la légende de la Figure IV-4. Le critère à 3.4 μm fournit une valeur de 6.7% pour ce spectre.

Cartographie du critère de carbonates

La Figure IV-18 montre la projection sur un planisphère MOLA du critère de carbonates à 3.4 μm pour le cube 1059_1. Nous y voyons clairement qu'à nouveau, la hausse du critère est homogène spatialement et organisée en une zone géographique aux contours bien définis. Cette région est centrée sur (130°E, 67°N) et s'étend sur plusieurs degrés de longitude et de latitude. La Figure IV-19 présente le contexte du cube 1059_1, sur lequel nous ne constatons pas de corrélation avec une structure morphologique particulière ni avec une structure en albédo. Si l'absence de glace de CO₂ est avérée, celle de la glace d'eau semble plus dure à établir pour certains pixels de cette zone.

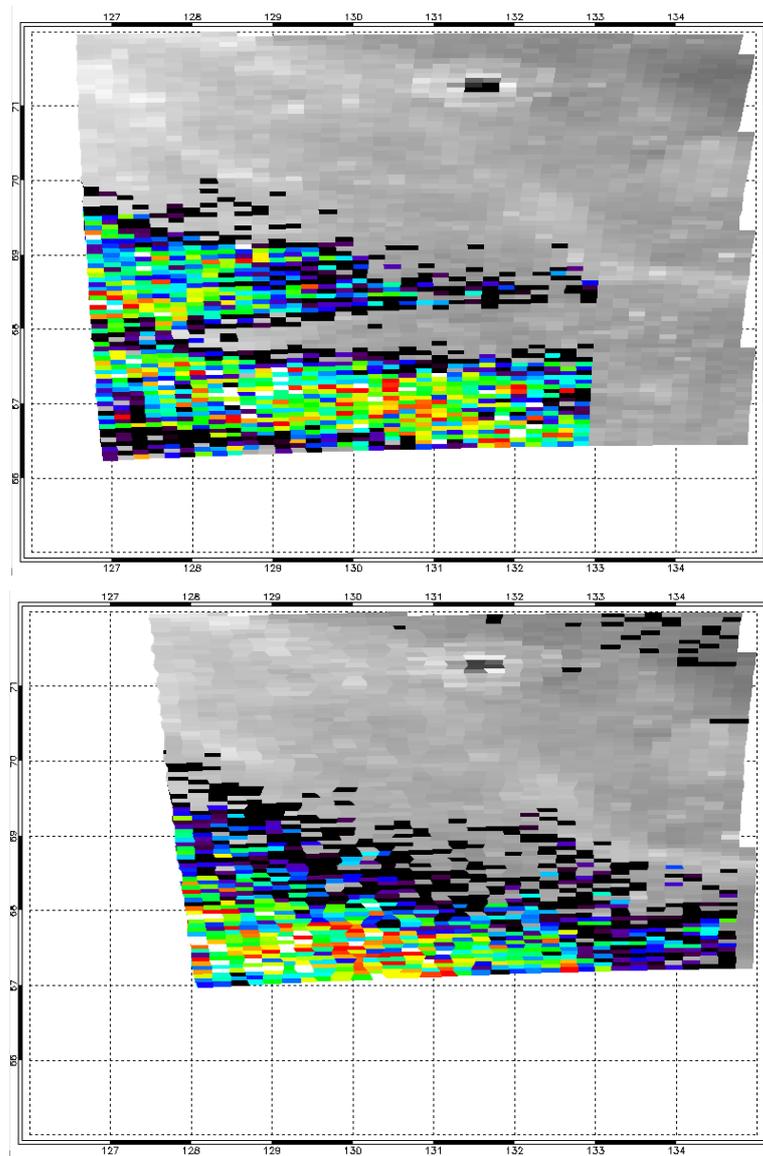


Figure IV-18 : Projection sur l'altimétrie MOLA de la profondeur de bande à 3.4 μm pour les données du cube 1059_1 (en haut) et 1037_1 (en bas). L'échelle de couleurs arc-en-ciel évolue de 0.02 à 0.08. Ces cubes montrent clairement une région localisée où la profondeur de bande est forte.

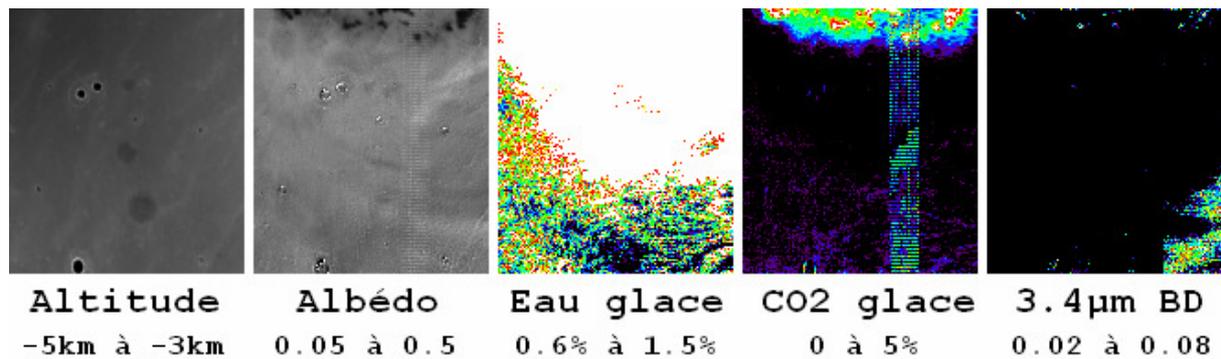


Figure IV-19 : Contexte de l'observation 1059_1 avec les données d'altimétrie MOLA, d'albédo à 2.4 µm, de profondeur de bande de glace d'eau à 1.5 µm (une détection est quasi sûre au-delà de 0.6%), de profondeur de bande de glace de CO₂ à 1.43 µm (une détection est quasi sûre au-delà de 5%). La profondeur de bande à 3.4 µm de la Figure IV-18 est rappelée ici. Ces données ne sont pas projetées sur un planisphère, et un effet miroir existe par rapport à la Figure IV-14. Pour l'altitude et l'albédo la palette de représentation est en niveaux de gris, pour les glaces et les carbonates elle est en arc-en-ciel.

Spectres régionaux

A nouveau nous utilisons les spectres pour interpréter cette hausse. Comme la Figure IV-16, la Figure IV-20 montre un spectre de réflectance moyenné sur toute la région où la hausse de critère à 3.4 µm est observée. Ce spectre est divisé par un spectre moyen d'une zone voisine de même continuum mais sans caractéristique minéralogique. Le rapport de ces spectres, présenté également en Figure IV-20, présente une absorption à 3.4 µm avec deux faibles absorptions à 2.05 et 2.5 µm. La bande à 2.5 µm est compatible avec des carbonates, alors que celle à 2.05 µm est sans doute due à une imprécision dans la correction atmosphérique. Aucune bande à 3.9 µm ne peut être détectée, mais à nouveau une bande à 3.7 µm, d'origine inconnue, est présente. Ces spectres ne permettent donc pas de conclure quant à la présence de carbonates. Nous notons que la bande d'hydratation à 3 µm est plus prononcée pour le spectre où la bande à 3.4 µm est forte.

Autres observations

Au moins cinq autres observations couvrent la zone d'intérêt du cube 1059_1 à des longitudes solaires voisines (cubes 1002_3, 1037_1, 1048_1, 1059_1 et 1090_3). Si quatre d'entre elles ne présentent pas de hausse du critère à 3.4 µm, le cube de données 1037_1 mérite de s'attarder sur son étude. La Figure IV-18 montre la projection du critère de bande à 3.4 µm de ce cube sur le planisphère. Nous voyons clairement une zone de hausse du critère à 3.4 µm, localisée dans la même région que celle du cube 1059_1 mais légèrement décalée vers le sud-ouest. Ces deux observations montrent donc peut-être le déplacement d'une masse contenant des carbonates, dissipée après l'observation 1059_1. Les cartes d'albédo des cinq cubes concernés montrent des variations significatives qui peuvent être dues à des déplacements de poussières atmosphériques. Nous ne pouvons pas conclure à l'heure actuelle sur ce point.

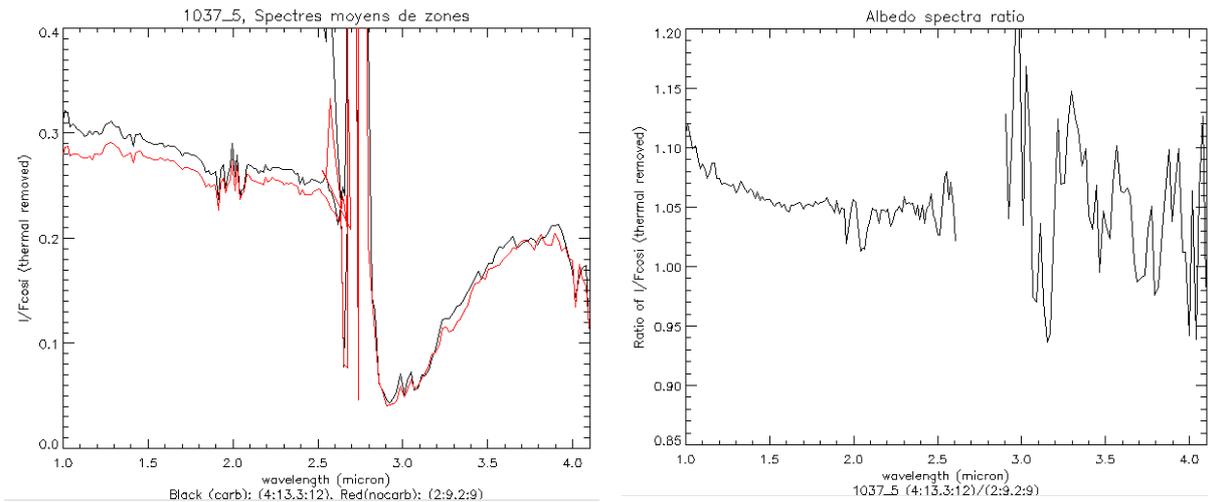


Figure IV-20 : Spectres associés à la zone de hausse du critère à $3.4 \mu\text{m}$ du cube 1059_1 présenté en Figure IV-18. Gauche : Spectre de réflectance moyennée sur les pixels de la zone de hausse du critère. Droite : spectre de réflectance moyen de la zone de hausse du critère divisé par un spectre de réflectance moyen d'une zone à proximité de même niveau de continuum mais sans distinction minéralogique.

IV.C.3. Conclusion

La principale conclusion de ce travail est que la recherche systématique sur les données OMEGA n'a pas détecté de grandes quantités de carbonates sur Mars. Avec le seuil à 6% sur notre critère de profondeur de bande à $3.4 \mu\text{m}$ des carbonates et la restriction en qualité de rapport signal-sur-bruit, présence de glace et proximité avec d'autres détections, nous n'avons obtenu que ~4000 détections pour lesquelles la présence de carbonates ne peut pas être affirmée. Le Tableau IV-1 donnant les profondeurs de bande pour les spectres de mélange de palagonite et calcite. Au seuil de 6% est associé un mélange à 5 % de calcite, ce qui constitue un ordre de grandeur de la limite supérieure de la quantité massique de carbonates présente sur Mars.

Nous avons donné deux exemples où la recherche automatique sur le critère à $3.4 \mu\text{m}$ donne des résultats intrigants, pour lesquels les détections sont relativement fortes, bien localisées et n'ayant pas pour origine de la glace. Ces exemples peuvent laisser supposer que du matériau carbonaté se déplace à la surface de Mars, comme par exemple des nuages de poussières. Une analyse détaillée de la minéralogie de la poussière martienne va toutefois bien au-delà du sujet de cette thèse et n'a donc pas été traitée.

Le jeu de données OMEGA constitue à l'heure actuelle le jeu de données le plus complet pour la recherche de carbonates car il couvre spectralement les fortes bandes d'absorptions à 3.4 et $3.9 \mu\text{m}$, il fournit une couverture de surface quasi complète et à haute résolution spatiale. La conclusion de cette étude par la non-détection de carbonate dans le jeu de données OMEGA est donc aujourd'hui la preuve la plus poussée de leur absence en grandes quantités à la surface de Mars. Cette conclusion nous renvoie à la section I.B.4.d décrivant les différents scénarios pouvant expliquer cette situation. De tous les scénarios envisagés, l'étude thermodynamique de Chevrier et al. [2007b] est la seule à prendre en considération la présence de phyllosilicates découverte par OMEGA.

Conclusion générale et perspectives

Conformément à ses capacités, l'instrument OMEGA a permis d'améliorer profondément notre connaissance non seulement de l'hydratation de la surface de Mars, mais aussi d'effectuer une recherche systématique de carbonates et d'étudier le comportement des températures de surface. Nous allons résumer les principaux résultats de notre étude et montrer les possibilités de prolongement de ce travail dans les paragraphes de cette conclusion. Le lecteur de cet ouvrage a déjà pu se rendre compte du nombre de disciplines scientifiques et techniques abordées lors de cette thèse, aussi bien pour la compréhension de la physique de l'hydratation (physico-chimie de l'adsorption, minéralogie), de la physique de l'étude avec OMEGA (thermodynamique, interaction rayonnement-matière, spectroscopie, optique) que des techniques de traitement de données (programmation, statistiques, traitement d'image).

L'étude globale et sur une année martienne complète nous a permis tout d'abord de mieux contraindre la physique de l'hydratation et son importance pour le cycle de l'eau et les processus d'altération. Les premiers résultats associés ont été publiés dans un article JGR en 2007, et l'ensemble des résultats le sera prochainement dans un nouvel article. Un chemin énorme a été parcouru depuis la première observation télescopique de la bande à 3 μm sur Mars par Sinton [1957] (sans diagnostiquer cette bande) ou par Moroz [1964]. Entre l'observation télescopique de Moroz [1964] et celle d'ISM [Bibring et al., 1989], la connaissance de la bande à 3 μm sur Mars a finalement assez peu évolué. Grâce à l'instrument OMEGA, nos avancées scientifiques sur l'hydratation sont en revanche profondes et multiples.

Nous avons tout d'abord pu tracer une répartition globale montrant que l'hydratation est observée partout sur Mars, pour des teneurs massiques en eau comprises entre 3 et 12%. Nous avons vérifié par l'observation que la quantité d'eau adsorbée diminue globalement avec la température et augmente avec la pression atmosphérique, ce qui est conforme aux isothermes mesurées en laboratoire. L'impact de l'hydratation sur les processus d'altération est démontré : d'une part parce que les teneurs en eau globales sont supérieures à celle mesurées en laboratoire, ce qui suppose l'existence d'une croûte d'altération contenant de l'eau en structure ; et d'autre part parce que les sols clairs, plus altérés, sont plus hydratés. Les sols contenant des argiles et des sulfates sont également plus hydratés, ce qui montre que la bande à 3 μm permet d'observer de l'eau fossile dans les minéraux. Nous avons enfin montré par l'observation l'importance de l'hydratation dans le cycle de l'eau : d'une part par les variations temporelles observées entre début et fin du printemps pour les latitudes moyennes, qui sont corrélées aux évolutions de la vapeur d'eau atmosphérique vue par les observations et les modèles numériques ; d'autre part par la forte hausse d'hydratation aux hautes latitudes nord et sud, témoignant d'une interaction entre l'atmosphère et le sous-sol au cours de laquelle la capacité d'adsorption de la surface doit jouer un rôle.

Avec le jeu de données OMEGA, le plus adapté à l'heure actuelle pour la recherche globale de carbonates, notre recherche systématique de la bande à 3.4 μm des carbonates s'est révélée infructueuse. Ceci montre que si les carbonates sont présents sur Mars, leur teneur est très faible, pas plus de quelques pourcents massique. Ce résultat ne remet pas en cause la possible formation de carbonates par l'eau adsorbée dans les conditions actuelles, car la lenteur de ce processus ne devrait pas en créer en grandes quantités. Il semble en revanche en contradiction avec l'hypothèse de l'emprisonnement passé de l'atmosphère dans les carbonates car de grandes quantités seraient alors à découvrir. Ce résultat ne peut qu'inciter la

communauté scientifique à poursuivre ses efforts pour expliquer ce grand mystère, soit par leur présence mais en sous-sol, soit par leur destruction dans le passé, soit en envisageant d'autres scénarios d'évolution atmosphérique.

Enfin, le traitement des données du canal grandes longueurs d'onde (« voie L ») d'OMEGA nous a permis de mener une troisième étude, après l'hydratation et les carbonates : l'étude globale des températures de surface, et leur comparaison avec un modèle numérique. Une étude poussée de cet aspect étant éloignée de l'étude de l'hydratation, nous avons décidé d'engager deux stagiaires à une année d'intervalle sur cette thématique très intéressante et rapidement accessible. Cette étude a montré une bonne cohérence entre les températures des spectres OMEGA et celles des modèles numériques. Leurs différences, positives ou négatives, ne sont pas encore clairement élucidées, et si l'atmosphère, par la présence d'aérosols ou par des températures élevées, est susceptible de jouer un rôle, il n'est pas impossible qu'une partie de l'explication réside dans la grande différence de résolutions spatiales entre les deux jeux de données.

Si environ 30% de la surface, au printemps et été nord, ont pu être étudiés pour l'hydratation et les carbonates dès le début de la thèse, l'instrument OMEGA a semble-t-il souhaité que les chercheurs intéressés par la voie L méritent leur accès à la majeure partie de ce jeu de données. Nous avons pu développer une méthode empirique pour générer de nouvelles fonctions de transfert nous permettant d'étalonner correctement pour la radiométrie les données non-nominales de la voie L. Cette méthode, ainsi que ses quatre validations indépendantes, ont été publiées dans un article de la revue *Planetary and Space Science* (PSS). Ce nouvel étalonnage, grâce auquel la réduction de données est possible sur plus de 70% de la surface pendant une année martienne complète, a été appliqué en premier pour ce travail de thèse. Intégré dans le programme de réduction des données spécifique à la voie L, il va rapidement être mis à disposition de la communauté scientifique. Plusieurs domaines de recherche sont amenés à utiliser cet étalonnage, en particulier l'étude de la glace d'eau (bande à 3 μm), l'étude des nuages de CO_2 (émission de fluorescence à 4.3 μm), mais aussi des études minéralogiques (sulfates, nitrates).

Les trois domaines étudiés lors de cette thèse, l'hydratation, les carbonates et les températures de surface, nous ont apporté de nombreux résultats mais, comme c'est la coutume en science, ont également soulevé quelques interrogations ou donné des sujets à approfondir.

Concernant l'hydratation, notre étude a permis d'obtenir des tendances mais la teneur absolue en eau reste toujours faiblement contrainte. Ce critère est important pour estimer des vitesses d'altération des minéraux par l'eau adsorbée. Les études en laboratoire ne nous sont que d'un faible secours car la surface de Mars est trop peu contrainte en terme de composition et taille de grains. Les études poussées de Ralph Milliken, basées sur la théorie de Hapke, ne nous éclairent que peu pour les mêmes raisons, taille des grains et composition étant indispensables dans cette théorie pour une estimation valable. Une deuxième interrogation, dans le même ordre d'idées, est soulevée par la dépendance en albédo de notre critère, dont l'origine, évolution réelle de l'hydratation ou effet d'optique, n'est pas tranchée. L'étude de Ralph Milliken, s'affranchissant normalement de l'effet d'optique, n'apporte pas de réponse à ce sujet car elle n'obtient plus aucune dépendance en albédo ce qui est contraire au sens physique. Un troisième prolongement possible de la thèse repose dans une estimation quantitative de l'influence de l'eau d'hydratation sur le cycle de l'eau. Notre observation ne permet d'avoir accès qu'aux premiers micromètres de la surface, région d'interaction de la

lumière avec les minéraux, alors que l'eau d'hydratation s'échange avec l'atmosphère jusqu'à un mètre de profondeur d'après les études numériques. Il serait ainsi intéressant de contraindre ces modèles numériques par nos observations de variations de surface. Enfin, les quelques études en laboratoire ainsi que nos observations sur Mawrth Vallis et Terra Meridiani ont montré que la forme de la bande à 3 μm pouvait varier avec la composition, en particulier la position exacte du fond de bande ou le lieu d'inflexion de la bande aux grandes longueurs d'onde. Il serait intéressant de mener une étude systématique de l'évolution de la forme de cette bande sur le jeu de données OMEGA. Une étude préliminaire menée avec la dérivée seconde en longueur d'onde nous a montré les difficultés liées au bruit dans l'élaboration d'un tel critère.

Concernant les carbonates, le programme de recherche systématique peut être facilement adapté à la recherche de nitrates, minéral présentant deux fortes bandes d'absorptions similaires aux bandes à 3.4 et 3.9 μm des carbonates mais légèrement décalées. Dans une atmosphère contenant du diazote atmosphérique et en présence d'eau liquide, la formation de nitrates est attendue. Leur détection permettrait donc de mieux contraindre la présence d'eau liquide dans le passé.

La voie L d'OMEGA donne également accès au domaine [4.4 – 5.1 μm] où les bandes atmosphériques ne sont pas saturées. Dans ce domaine la plupart des sulfates présentent une absorption large et plus intense que celles entre 2.1 et 2.4 μm . L'étude des sulfates sur ce domaine peut donc nous permettre de mieux comprendre leur formation et nous apporter à nouveau des indices sur la passé géologique et climatique des régions concernées. Ce sujet a également fait l'objet d'une étude préliminaire, en collaboration avec Washington University (Missouri), et deux principales difficultés ont été repérées : d'une part la présence à intensités égales des composantes thermiques et réfléchie-diffusée du signal nous oblige à adapter notre correction atmosphérique ; d'autre part l'obtention de la réflectance pour ces longueurs d'onde peut être indéterminée en raison d'une division par zéro. Nous avons envisagé de travailler avec des observations de nuit, pour lesquelles la composante réfléchie-diffusée est absente, mais leur faible nombre, ainsi que l'émission thermique atmosphérique qui n'est plus négligeable dans ce cas, rendent cette méthode peu efficace. La méthode envisagée par les scientifiques de Washington University consiste à modéliser quelques spectres avec le modèle DISORT pour lever les deux difficultés.

Enfin, nous venons de voir que l'étude des températures de surface appelle également à un prolongement à cause des écarts entre températures OMEGA et modèles numériques. S'ils sont dus à des différences de résolution spatiale entre les deux jeux de données, nous pouvons effectuer une comparaison globale similaire en utilisant non plus des modèles thermiques globaux mais locaux, avec en paramètres d'entrée en particulier l'albédo ou l'inertie thermique. En outre, l'information sur les températures de surface d'OMEGA est l'occasion d'établir une carte globale d'inertie thermique vue par OMEGA et de la comparer avec les autres jeux de données.

Deux raisons nous ont décidé à ne pas prolonger l'étude de l'hydratation et des carbonates sur les données de l'imageur spectral CRISM, successeur d'OMEGA à haute résolution spatiale et spectrale. D'une part ces données concernent des observations sur des régions très localisées et ne permettent pas d'étude globale. D'autre part le domaine de longueurs d'onde observé par CRISM, avec une limite supérieure à 4 μm , ne permet pas d'estimer efficacement la composante thermique des spectres et donc d'estimer correctement la réflectance entre 3 et 4 μm . En revanche certains résultats de ce travail de thèse vont

pouvoir être confrontés aux mesures menées par les futurs atterrisseurs. Ainsi, la sonde Phoenix peut mesurer la teneur en eau de la surface grâce à l'instrument TEGA, et éventuellement détecter des carbonates grâce à l'instrument MECA. L'atterrisseur Mars Science Laboratory devrait également permettre de mieux contraindre nos connaissances sur l'hydratation et les carbonates de Mars, avec des instruments capables de déterminer la composition (ChemCam, CheMin, SAM), un détecteur de neutrons pour estimer la quantité d'eau dans le sol et une station météorologique pour suivre la quantité de vapeur d'eau au voisinage du sol. Enfin, la mission ExoMars de l'Agence Spatiale Européenne, dont un des buts est l'étude de l'exobiologie et de l'habitabilité, devrait également comporter de nombreux instruments pour l'étude de l'hydratation et des carbonates.



Une forme d'exobiologie bien peu plausible à la surface de Mars.

Bibliographie

- Adams, J. B. (1974), Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system, *Journal of Geophysical Research*, vol. 79, Nov. 10, 1974, p. 4829-4836.
- Adams, J.B. (1975), Interpretation of visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes and other rock-forming minerals, in *Infrared and Raman Spectroscopy of Lunar and Terrestrial Minerals*, Academic Press, New York, p. 94-116.
- Allen, C. C., J. L. Gooding, M. Jercinovic and K. Keil (1981), Altered basaltic glass - A terrestrial analog to the soil of Mars, *Icarus* 45, p. 347-369.
- Amat, G. (2000), Spectroscopie – Spectroscopie moléculaire, dans *Encyclopaedia Universalis multimedia version 6*.
- Anderson, D. M., Gaffney, E. S. and P. F. Low (1967), Frost Phenomena on Mars, *Science*, 155, pp. 319-322.
- Anderson, D. M., K. Biemann, L. E. Orgel, J. Oro, T. Owen, G. P. Shulman, P. III Toulmin and H. C. Urey (1972), Mass Spectrometric Analysis of Organic Compounds, Water and Volatile Constituents in the Atmosphere and Surface of Mars: The Viking Mars Lander, *Icarus* 16, p.111.
- Anderson, D. M., Schwarz M. J. and A. R. Tice (1978), Water vapor adsorption by sodium montmorillonite at -5 C, *Icarus* 34, p. 638-644.
- Anderson, D. M., and A. R. Tice (1979), The analysis of water in the Martian regolith, *J. Molecular Evolution*, 14, 33-38.
- Arvidson, R. E., E. A. Guinness, M. A. Dale-Bannister, J. Adams, M. Smith, P. R. Christensen and R. B. Singer (1989), Nature and distribution of surficial deposits in Chryse Planitia and vicinity, Mars, *Journal of Geophysical Research* 94, p. 1573-1587.
- Arvidson, R. E. et al. (2003), Physical properties and localization investigations associated with the 2003 Mars Exploration rovers, *Journal of Geophysical Research*, Volume 108, Issue E12, pp. ROV 11-1, CiteID 8070, DOI 10.1029/2002JE002041.
- Arvidson R. E. et al. (2004), Localization and Physical Properties Experiments Conducted by Spirit at Gusev Crater, *Science* 305, 821-824.
- Arvidson R. E. et al. (2005), Spectral Reflectance and Morphologic Correlations in Eastern Terra Meridiani, Mars, *Science* 307, 1591-1594.
- Baird, A. K., P. III Toulmin, H. J. Jr. Rose, R. P. Christian, B. C. Clark, K. Keil and J. L. Gooding (1976), Mineralogic and petrologic implications of Viking geochemical results from Mars - Interim report, *Science* 194, p. 1288-1293.
- Baird, A. K., A. J. Castro, B. C. Clark, P. Toulmin III, H. Rose, Jr., K. Keil, and J. Gooding (1977), The Viking X-ray fluorescence experiment: Sampling strategies and laboratory simulations. *J. Geophys. Res.* 82, p. 4595-4624.
- Bandfield, J.L., Hamilton, V.E., Christensen, P.R. (2000), A global view of Martian surface compositions from MGS-TES, *Science* 287, p. 1626-1630.
- Bandfield, J. L., (2002) Global mineral distribution on Mars, *J. Geophys. Res.* 107, #5042.
- Bandfield, J. L., T. D. Glotch, and P. R. Christensen (2003) Spectroscopic Identification of Carbonate Minerals in the Martian Dust, *Science* 301, p. 1084-1087.
- Banin, A., L. Margulies, and Y. Chen (1985). Iron-montmorillonite: A spectral analog of martian soil. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 15th, J. Geophys. Res. Suppl.* 90, C771-C774.
- Barker, E. S. (1976), Martian atmospheric water vapor observations - 1972-74 apparition, *Icarus* 28, p. 247-268.
- Beer, R., R. H. Norton, Robert H.; and J. V. Martonchik (1971), *Astronomical Infrared Spectroscopy with a Connes-Type Interferometer: II-Mars, 2500-3500 cm⁻¹*, *Icarus* 15, p.1.
- Bell, J. B. III and D. Crisp (1993), Groundbased Imaging Spectroscopy of Mars in the Near-Infrared: Preliminary Results, *Icarus* 104, p. 2-19.
- Bellucci, G., F. Altieri, J.-P. Bibring, G. Bonello, Y. Langevin, B. Gondet and F. Poulet (2006), OMEGA/Mars Express: Visual channel performances and data reduction techniques, *Planetary and Space Science* 54, pp. 675-684.
- Benson J. L, B. P. Bonev, P. B. James, K. J. Shan, B. A. Cantor and M. A. Caplinger (2003), The seasonal behavior of water ice clouds in the Tharsis and Valles Marineris regions of Mars: Mars Orbiter Camera Observations, *Icarus*, Volume 165, Issue 1, p. 34-52.
- Berkley, J. L., and M. J. Drake (1981), Weathering of Mars - Antarctic analog studies, *Icarus* 45, p. 231-249.
- Bertrand, D., et E. Dufour (2006), *La spectroscopie infrarouge et ses applications analytiques*, 2^{nde} ed., Lavoisier, Ed. Tec&Doc.
- Bibring, J.-P., et al. (1989), Results from the ISM experiment, *Nature*, 341, 591- 593.

- Bibring, J.-P., et al. (1990), ISM observations of Mars and PHOBOS - First results, Lunar and Planetary Science Conference, 20th, Houston, TX, Proceedings, p. 461-471.
- Bibring, J. P., et al. (2004a), OMEGA: Observatoire pour la minéralogie, l'eau, les glaces et l'activité, in Mars Express: The Scientific Payload, edited by A. Wilson, pp. 37 – 50, Eur. Space Agency, Noordwijk, Netherlands.
- Bibring, J. P., et al. (2004b), Perennial water ice identified in the south polar cap of Mars, letters to nature, 428, 627-630.
- Bibring, J.-P., et al. (2005), Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/Mars Express observations, Science, 307, 1576– 1581.
- Bibring, J.-P., et al. (2006), Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data, Science, 312, 400– 404.
- Biemann, K., J. Oro, P. Toulmin, L. E. Orgel, A. O. Nier, D. M. Anderson, D. Flory, A. V. Diaz, D. R. Rushneck, and P. G. Simmonds (1977), The search for organic substances and inorganic volatile compounds in the surface of Mars, Journal of Geophysical Research 82, 4641-4658.
- Bish, D. L., J. W. Carey, D. T. Vaniman, and S. J. Chipera (2003), Stability of hydrous minerals on the Martian surface, Icarus, 96-103.
- Bishop, J. L., C. M. Pieters, and R. G. Burns (1993). Reflectance and Mössbauer spectroscopy of ferrihydrite-montmorillonite assemblages as Mars soil analog materials. Geochim. Cosmochim. Acta 57, p. 4583–4595.
- Bishop, J. L., C. M. Pieters, and J. O. Edwards (1994), Infrared spectroscopic analyses on the nature of water in montmorillonite, Clays Clay Miner., 42, 702– 716.
- Bishop, J. L. and C. M. Pieters (1995), Low-temperature and low atmospheric pressure infrared reflectance spectroscopy of Mars soil analog materials, Journal of Geophysical Research 100, p. 5369-5379.
- Blaney D. L. and T. B. McCord (1989), An Observational Search for Carbonates on Mars, Journal of Geophysical Research 84, p. 10159-10166.
- Bonello, G. (2001), Etalonnage au sol d'expériences spatiales de spectro-imagerie visible et proche-infrarouge pour l'étude de surfaces planétaires, thèse de doctorat de l'université Paris XI.
- Bonello, G., J.-P. Bibring, F. Poulet, A. Gendrin, B. Gondet, Y. Langevin, and S. Fonti (2004), Visible and infrared spectroscopy of minerals and mixtures with the OMEGA/MARS-EXPRESS instrument, Planetary and Space Science 52, p. 133-140.
- Bonello, G., J.-P. Bibring, A. Soufflot, Y. Langevin, B. Gondet, M. Berthé and C. Carabetian (2005), The ground calibration setup of OMEGA and VIRTIS experiments: description and performances, Planetary and Space Science 53, p. 711-728.
- Booth, M. C. and H. H. Kieffer (1978), Carbonate formation in Marslike environments, Journal of Geophysical Research 83, p. 1809-1815.
- Boynton, W. V., et al. (1992), Science Applications of the Mars Observer Gamma Ray Spectrometer, Journal of Geophysical Research, Volume 97, Issue E5, p. 7681-7698.
- Boynton, W. V., et al. (2002), Distribution of hydrogen in the near surface of Mars: Evidence for subsurface ice deposits, Science, 297, 81–85.
- Boynton, W. V., et al. (2004), The Mars Odyssey Gamma-Ray Spectrometer Instrument Suite, Space Science Reviews 110, p. 37-83.
- Böttger, H. M., S. R. Lewis, P. L. Read, F. Forget (2005), The effects of the Martian regolith on GCM water cycle simulations, Icarus, 177, 174–189.
- Brain, D. A. and B. M. Jakosky (1998), Atmospheric loss since the onset of the Martian geologic record: Combined role of impact erosion and sputtering, J. Geophys. Res. 103, Issue E10, p. 22689-22694.
- Bruckenthal, E. A., and R.B. Singer (1987), Spectral Effects of Dehydration on Phyllosilicates, Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference XVIII, volume 18, p. 135.
- Brückner, J., G. Dreibus, G. W. Lugmair, R. Rieder, H. Wänke and T. Economou (1999), Chemical Composition of the Martian Surface as Derived from Pathfinder, Viking, and Martian Meteorite Data, 30th Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 15-29, 1999, Houston, TX, abstract no. 1250
- Brunauer, S., P. H. Emmett, and E. Teller, Adsorption of gases in multimolecular layers, J. Amer. Chem. Soc., 60, 309-319, 1938.
- Bullock, M. A., and J. M. Moore (2007), Atmospheric conditions on early Mars and the missing layered carbonates, Geophys. Res. Lett., 34, L19201, doi:10.1029/2007GL030688.
- Cabrol N. A., E. A. Grin, R. Landheim, R. O. Kuzmin, and R. Greeley (1998), Duration of the Ma'adim Vallis/Gusev Crater hydrogeologic system, Icarus, 133(1), 98– 108.
- Cabrol N. A. and E. A. Grin (1999), Distribution, classification, and ages of Martian impact crater lakes, Icarus, 142, 160–172.
- Calvin, W. M., T. V. V. King and R. N. Clark (1994), Hydrous carbonates on Mars? Evidence from Mariner 6/7 infrared spectrometer and ground-based telescopic spectra, Journal of Geophysical Research 99, p. 14,659-14,675.

- Calvin, W. M. (1997), Variation of the 3 μm absorption feature on Mars: Observations over eastern Valles Marineris by the Mariner 6 infrared spectrometer, *J. Geophys. Res.*, 102, 9097-9107.
- Carr, M. H. (1986), Mars - A water-rich planet?, *Icarus* 68, p. 187-216.
- Carr, M. H. (1987), Water on Mars, *Nature* 326, p. 30-35.
- Carr, M. H. and J. W. Head (2003), Oceans on Mars: An assessment of the observational evidence and possible fate, *Journal of Geophysical Research* 108, pp. 8-1, CiteID 5042, DOI 10.1029/2002JE001963.
- Carter, J. (2006), Etude de l'épaisseur optique des poussières de l'atmosphère martienne, Rapport de stage de L3 de Physique Fondamentale, Université Paris 11.
- Catling, D. C. (1999), A chemical model for evaporites on early Mars: Possible sedimentary tracers of the early climate and implications for exploration, *Journal of Geophysical Research* 104, p. 16453-16470.
- Chevrier, V. and P.E. Mathé (2007a), Mineralogy and evolution of the surface of Mars: A review, *Planetary and Space Science* 55, p. 289-314.
- Chevrier, V., F. Poulet and J.-P. Bibring (2007b), Early geochemical environment of Mars as determined from thermodynamics of phyllosilicates, *Nature*, Volume 448, Issue 7149, pp. 60-63.
- Christensen, P.R., Banfield, J.L., Clark, R.N., Edgett, K.S., Hamilton, V.E., Hoefen, T., Kieffer, H.H., Kuzmin, R.O., Lane, M.D., Malin, M.C., Morris, R.V., Pearl, J.C., Pearson, R., Roush, T.L., Ruff, S.W., Smith, M.D., (2000), Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the thermal emission spectrometer: evidence for near-surface water, *J. Geophys. Res.* 105 (E4), p. 9623–9642.
- Christensen, P. R. et al. (2001), Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results, *Journal of Geophysical Research* 106, p. 23823-23872.
- Clancy, R. T. et al. (1996), Water vapor saturation at low altitudes around Mars aphelion: A key to Mars climate?, *Icarus*, vol. 122, p. 36-62.
- Clark, B. C. et al. (1976), Inorganic analyses of Martian surface samples at the Viking landing sites, *Science* 194, p. 1283-1288.
- Clark, B. C. (1978), Implications of abundant hygroscopic minerals in the Martian regolith, *Icarus* 34, p. 645-665.
- Clark, B. C. and D. C. Van Hart (1981), The salts of Mars, *Icarus*, vol. 45, Feb. 1981, p. 370-378.
- Clark, R., and T. McCord (1982), Mars Residual North Polar Cap: Earth-Based Spectroscopic Confirmation of Water Ice as a Major Constituent and Evidence for Hydrated Minerals, *J. Geophys. Res.* 87, p.367-370.
- Clark, B. C., Baird, A. K., Weldon, R. J., Tsusaki, D. M., Schnabel, L., and M. P. Candelaria, (1982), Chemical composition of martian fines. *J. Geophys. Res.* 87, 10059–10067.
- Clark, R. N., and T. L. Roush (1984), Reflectance spectroscopy - Quantitative analysis techniques for remote sensing applications, *Journal of Geophysical Research* (ISSN 0148-0227), vol. 89, p. 6329-6340.
- Clark, R. N., G. A. Swayze, R. B. Singer and J. B. Pollack (1990), High-resolution reflectance spectra of Mars in the 2.3-micron region - Evidence for the mineral scapolite, *Journal of Geophysical Research* 95, p. 14463-14480.
- Clark, R. N., (1999a), Chapter 1: Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy, in *Manual of Remote Sensing, Volume 3, Remote Sensing for the Earth Sciences*, (A.N. Rencz, ed.) John Wiley and Sons, New York, p 3- 58.
- Clark, B. C. (1999b), On the Non-Observability of Carbonates on Mars, The Fifth International Conference on Mars, Pasadena, California, abstract no. 6214.
- Coblentz W. W. (1906), Investigations of infrared spectra, Part III Infrared Transmission spectra, Carnegis Inst. Washington Publ. 65, p. 17-53.
- Colina, L., R. C. Bohlin, F. Castelli (1996), The 0.12-2.5 micron Absolute Flux Distribution of the Sun for Comparison With Solar Analog Stars, *Astronomical Journal* v.112, p.307.
- Conrath B., R. Curran, R. Hanel, V. Kunde, W. Maguire, J. Pearl, J Pirraglia and J. Welker (1973), Atmospheric and surface properties of Mars obtained by infrared spectroscopy on Mariner 9, *J. Geophys.Res.* 78, p. 4267-4278.
- Cooper, C. D., and J. F. Mustard (1999), Effects of very fine particle size on reflectance spectra of smectite and palagonitic soil, *Icarus*, 142, 557–570.
- Crumpler, L. S. and J. C. Aubele (1978), Structural evolution of Arsia Mons, Pavonis Mons, and Ascreus Mons Tharsis region of Mars, *Icarus*, vol. 34, p. 496-511.
- Davies D. W. (1979), The vertical distribution of Mars water vapor, *J. Geophys.Res.*, 84, 2875– 2880.
- De Graciansky P. C. (1992), Géologie, polycopié de l'Ecole des Mines de Paris.
- Didier, R., et P. Gracias (1998), Chimie Sup. PCSI 2^{nde} édition, éd. Lavoisier Tec&Doc.
- Drossart, P., J. Rosenqvist, M. Combes, S. Erard, Y. Langevin, and J. P. Bibring (1991), Martian aerosol properties from the Phobos/ISM experiment, *Ann. Geophys.* 9, p. 754 – 760.
- Dubin, M.M. (1960), Theory of physical adsorption of gases and vapors and adsorption properties of adsorbents of various natures and porous structures. *Bull. Div. Chem. Soc.*, pp. 1072–1078.

- EAICD (2004), *OMEGA Experiment Archive Interface Control Document*, European Space Agency.
- Edgett, K. S. and P. R. Christensen (1991), The particle size of martian Aeolian dunes, *Journal of Geophysical Research* 96, p. 22765-22776.
- Eisenberg, D., and W. Kauzmann (1969), *The structure and properties of water*, Oxford, New York.
- Encrenaz, T., Lellouch, E., Rosenqvist, J. and P. Bouchet (1991), A determination of albedos and surface temperatures on Mars from ground-based infrared spectroscopy, *Planetary and Space Science* 39, p. 267-272.
- Encrenaz, T. (2004), *A la recherche de l'eau dans l'univers*, Editions Belin – Pour la Science.
- Encrenaz, T., et al (2005), A mapping of Martian water sublimation during early northern summer using OMEGA/Mars Express, *A&A*, 441, L9-L12.
- Encrenaz, T., et al. (2008), A study of the Martian water vapor over Hellas using OMEGA and PFS aboard Mars Express, *Astronomy and Astrophysics* 484, pp.547-553.
- Erard, S., J.-P. Bibring, O. Forni, J. Mustard and J. W. Head (1991a), Spatial variations in composition of the Valles Marineris and Isidis Planitia regions of Mars derived from ISM data, *Lunar and Planetary Science Conference*, 21st, Houston, TX, Proceedings p. 437-455.
- Erard, S. (1991b), *Minéralogie des surfaces de Mars et Phobos : étude par spectro-imagerie infrarouge en orbite (Phobos-2/ISM)*, thèse de doctorat de l'université Paris VII.
- Erard, S., and W. Calvin (1997), New composite spectra of Mars, 0.4– 5.7 mm, *Icarus*, 130, 449– 460.
- Erard, S. (2001), A spectro-photometric model of Mars in the near-infrared, *Geophysical Research Letters*, Volume 28, Issue 7, p. 1291-1294.
- Fairén, A. G., D. Fernández-Remolar, J. M. Dohm, V. R. Baker and R. Amils (2004), Inhibition of carbonate synthesis in acidic oceans on early Mars, *Nature* 431, p. 423-426.
- Fanale, F. P. and W. A. Cannon (1971), Adsorption on the martian regolith, *Nature* 230, p. 502-504.
- Fanale, F. P. and W. A. Cannon (1974), Exchange of absorbed H₂O and CO₂ between the regolith and atmosphere of Mars caused by changes in surface insolation, *J. Geophys. Res.*, vol. 79, p. 3397-3402.
- Fanale, F. P. and W. A. Cannon (1978), Mars - The role of the regolith in determining atmospheric pressure and the atmosphere's response to insolation changes, *Journal of Geophysical Research* 83, p. 2321-2325.
- Fanale, F. P., J. R. Salvail, W. B. Banerdt and R. S. Saunders (1982), Mars - The regolith-atmosphere-cap system and climate change, *Icarus* 50, p. 381-407.
- Fanale, F. P., J. R. Salvail, A. P. Zent and S. E. Postawko, S. E. (1986), Global distribution and migration of subsurface ice on Mars, *Icarus (ISSN 0019-1035)*, vol. 67, p. 1-18.
- Fanale F. P., S. E. Postawko, J. B. Pollack, M. H. Carr and R. O. Pepin (1992), Mars: Epochal climate change and volatile history, in *Mars*, edited by H.H. Kieffer et al., Univ. of Ariz. Press Tucson, p. 1135-1179.
- Farmer, C. B., D. W. Davies and D. D. Laporte (1976), Mars - Northern summer ice CAP - Water vapor observations from Viking 2, *Science*, 194, 1339-1341.
- Farrand, W.H. and R.B. Singer (1991), Spectral analysis of palagonite tuffs of Pavant butte, Millard County, Utah, *Geophysical Research Letters* 18, p. 2237-2240.
- Fedorova, A., O. Korablev, J.-L. Bertaux, A. Rodin, A. Kiselev, and S. Perrier (2006), Mars water vapor abundance from SPICAM IR spectrometer: Seasonal and geographic distributions, *J. Geophys. Res.*, 111, E09S08, doi:10.1029/2006JE002695.
- Feldman, W. C., et al. (2002), Global distribution of neutrons from Mars: Results from Mars Odyssey, *Science*, 297, 75– 78.
- Feldman, W. C., et al. (2004), Global distribution of near-surface hydrogen on Mars, *J. Geophys. Res.*, 109, E09006, doi:10.1029/2003JE002160.
- Fialips, C. I., J. W. Carey, and D. L. Bish (2004), Hydration-dehydration behavior and thermodynamics of chabazite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 2293-2308.
- Flasar, F. M. and R. M. Goody (1976), Diurnal behaviour of water on Mars, *Planetary and Space Science* 24, p. 161-181.
- Foley, C. N., T. Economou, and R. N. Clayton (2003), Final chemical results from the Mars Pathfinder alpha proton X-ray spectrometer, *J. Geophys. Res.*, 108(E12), 8096, doi:10.1029/2002JE002019.
- Fonti, S., A. Jurewicz, A. Blanco, M. I. Blecka and V. Orofino (2001), Presence and detection of carbonates on the Martian surface, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E11, p. 27815-27822.
- Forget, F. and R. T. Pierrehumbert (1997), Warming early Mars with carbon dioxide clouds that scatter infrared radiation. *Science* 278, p. 1273–1276.
- Forget, F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, S. R. Lewis, P. L. Read and J.-P. Huot (1999), Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *J. Geophys. Res.*, 104, pages 24,155-24,176.
- Forget, F., B. Levrard, F. Montmessin, B. Schmitt, S. Doute', Y. Langevin, and J.-P. Bibring (2005), Mars water ice and carbon dioxide seasonal polar caps: GCM modelling and comparison with Mars Express OMEGA observations, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 36th, Abstract 1605.

- Forget, F. et al. (2006), La planète Mars: Histoire d'un autre monde, Editions Belin – Pour la Science.
- Forget, F. et al. (2007), Remote sensing of surface pressure on Mars with the Mars Express/OMEGA spectrometer: 1. Retrieval method, *Journal of Geophysical Research* 112, CiteID E08S15, doi: 10.1029/2006JE002871.
- Formisano, V., D. Grassi, N.I. Ignatiev, and L.V. Zasova (2001), IRIS/Mariner-9 data revisited: water and dust daily cycles, *Planetary and Space Science*, Volume 49, Issue 13, p. 1331-1346.
- Fouchet T. et al. (2007), Martian water vapor: Mars Express PFS/LW observations, *Icarus* 190, p. 32-49.
- Gammage, R. B., H. F. Holmes, E. L. Fuller and D. R. Glasson (1973), Pore structure induced by water vapor adsorbed on nonporous lunar fines and ground calcite, *Journal of Colloid and Interface Science* 47, p. 350-364.
- Gautier Y. (2000), Gypse, dans *Encyclopaedia Universalis multimedia version 6*.
- Geissler, P. E. (2005), Three decades of Martian surface changes, *J. Geophys. Res.*, 110, E02001, doi:10.1029/2004JE002345.
- Gendrin, A. (2004), *Minéralogie de Mars : l'expérience OMEGA*, thèse de doctorat de l'Université Paris-Sud XI.
- Gendrin, A., et al. (2005), Sulfates in Martian layered terrains: The OMEGA/Mars Express view, *Science*, 307, 1587– 1591.
- Gilichinsky, D., and S. Wagener (1995), Microbial life in permafrost: a historical review, *Permafrost Periglacial Processes* 6, p. 243–250.
- Gilichinsky, D. A., S. Wagener and T. A. Vishnevetskaya (1995), Permafrost microbiology, *Permafrost Periglacial Processes* 6, p. 281–291.
- Girard, J. (2007), Emission thermique du sol martien : Etude comparative des données OMEGA et MCD, Rapport de stage de L3 de Physique Fondamentale, Université Paris 11.
- Gondet, B., J.-P. Bibring, Y. Langevin, F. Poulet, F. Montmessin and F. Forget (2006), One Martian year observation of H₂O ice clouds By OMEGA/Mars Express, Second workshop on Mars atmosphere modeling and observations, Granada, Spain.
- Gooding, J. L. (1978), Chemical weathering on Mars - Thermodynamic stabilities of primary minerals /and their alteration products/ from mafic igneous rocks, *Icarus* 33, p. 483-513.
- Gooding J. L. (1992), Soil mineralogy and chemistry on Mars - Possible clues from salts and clays in SNC meteorites, *Icarus* 99, p. 28-41.
- Gough D. O. (1981), Solar interior structure and luminosity variations, *Solar Phys.* 74, p. 21-34.
- Greeley R., N. Lancaster, S. Lee and P. Thomas (1992), Martian aeolian processes, sediments, and features, in *Mars*, edited by H.H. Kieffer et al., Univ. of Ariz. Press Tucson, p. 730-766.
- Gregg, S. J., and J. D. Ramsay (1970), Adsorption of carbon dioxide by magnesia studied by use of infrared and isotherm measurements, *J. Chem. Soc. A*, p. 2784–2787.
- Haberle, R. M., J. B. Pollack, J. R. Barnes, R. W. Zurek, C. B. Leovy, J. R. Murphy, H. Lee, and J. Schaeffer (1993), Mars atmospheric dynamics as simulated by the NASA AMES General Circulation Model. I - The zonal-mean circulation, *Journal of Geophysical Research* (ISSN 0148-0227), vol. 98, no. E2, p. 3093-3123.
- Haberle, R. M. (1998), Early Mars Climate Models, *Journal of Geophysical Research* 103, p. 28467-28480.
- Haberle, R. M., C. P. McKay, J. Schaeffer, N. A. Cabrol, E. A. Grin, A. P. Zent and R. Quinn (2001), On the possibility of liquid water on present-day Mars, *J. Geophys. Res.* 106, p. 23,317–23,326.
- Hapke, B. (1993), *Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy*, 455 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Hartmann W. K. and G. Neukum (2001), Cratering Chronology and the Evolution of Mars, *Space Science Reviews* 96, p. 165-194.
- Hecht M. H. (2002), Metastability of Liquid Water on Mars, *Icarus*, 156, 373-386.
- Heldmann, J. L. and M. T. Mellon (2004), Observations of martian gullies and constraints on potential formation mechanisms, *Icarus*, Volume 168, Issue 2, p. 285-304.
- Herr, K. C. and G. C. Pimentel (1970), Evidence for Solid Carbon Dioxide in the Upper Atmosphere of Mars, *Science* 167, pp. 47-49.
- Hess, S. L., R. M. Henry and J. E. Tillman, J. E. (1979), The seasonal variation of atmospheric pressure on Mars as affected by the south polar CAP, *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, June 10, 1979, p. 2923-2927.
- Hess S. L., J. A. Ryan, J. E. Tillman, R. M. Henry and C. B. Leovy (1980), The annual cycle of pressure on Mars measured by Viking landers 1 and 2, *Geophysical Research Letters* 7, p. 197-200.
- Hoefen, T.M., Clark, R.N., Bandfield, J.L., Smith, M.D., Pearl, J.C., Christensen, P.R. (2003), Discovery of olivine in the Nili Fossae region of Mars, *Science* 302, p. 627–630.
- Holland H. D. (1978), *The Chemistry of the Atmospheres and Oceans*, Wiley-Interscience, New York.
- Holmes, H. F., E. L., Jr. Fuller and R. B. Gammage (1973), Alteration of an Apollo 12 sample by adsorption of water vapor, *Earth and Planetary Science Letters* 19, p.90-96.

- Holmes, H. F., P. A. Agron,; E. Eichler, E. L. Jr. Fuller, G. D. Okelley and R. B. Gammage (1975), Alteration of an annealed and irradiated lunar fines sample by adsorbed water, *Earth and Planetary Science Letters* 28, p. 33-36.
- Houben, H., R. M. Haberle, R. E. Young and A. P. Zent (1997), Modeling the Martian seasonal water cycle, *Journal of Geophysical Research* 102, p. 9069-9084.
- Houck, J. R., J. B. Pollack, C. Sagan, D. Schaack, and J. A. Decker Jr. (1973), High altitude infrared spectroscopic evidence for bound water on Mars, *Icarus*, 18, 470– 480.
- Hovis, W. A. Jr. (1965), Infrared Reflectivity of Fe₂O₃. nH₂O: Influence on Martian Reflection Spectra, *Icarus* 4, p.41.
- Huguenin, R. L. (1973a), Photostimulated Oxidation of Magnetite 1. Kinetics and Alteration Phase Identification, *J. Geophys. Res.* 78, p. 8481-8493.
- Huguenin, R. L. (1973b), Photostimulated Oxidation of Magnetite 2. Mechanism, *J. Geophys. Res.* 78, p. 8495-8506.
- Huguenin, R. L. (1974), The formation of goethite and hydrated clay minerals on Mars, *J. Geophys. Res.* 79, p. 3895 – 3905.
- Huguenin, R. L.; K. J. Miller and W. S. Harwood (1979), Frost-weathering on Mars - Experimental evidence for peroxide formation, *Journal of Molecular Evolution* 14, p. 103-132.
- Hunt, G. R. and J. W. Salisbury (1970), Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. I Silicate Minerals, *Modern Geology* 1, pp 283-300.
- Hunt, G. R. and J. W. Salisbury (1971), Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. II. Carbonates, *Modern Geology* 2, pp 23-30.
- Hunt D. M., A. L. Sprague, and L. R. Doose (2000), Correction for Dust Opacity of Martian Atmospheric Water Vapor Abundances, *Icarus* 147, p. 42–48 doi:10.1006/icar.2000.6423.
- Hurowitz J. A., et al (2006), In situ and experimental evidence for acidic weathering of rocks and soils on Mars, *J. Geophys. Res.*, 111, E02S19, doi:10.1029/2005JE002515.
- Ignatiev, N.I., L.V. Zasova, V. Formisano, D. Grassi, and A. Maturilli (2002), Water vapour abundance in the Martian atmosphere from the revised Mariner-9 IRIS data, *Advances in Space Research*, Volume 29, Issue 2, p. 157-162.
- Isaacs E. D., Shukla A., Platzman P.M., Hamann D. R., Barbiellini B. and C. A. Tulk (2000), Compton scattering evidence for covalency of the hydrogen bond in ice, *J. Phys. Chem. Solids* 61, p. 403-406.
- Jacobs, P. A. (2000), Zeolites, dans *Encyclopaedia Universalis multimedia version 6*.
- Jakosky, B. M. and C. B. Farmer (1982), The seasonal and global behavior of water vapor in the Mars atmosphere - Complete global results of the Viking atmospheric water detector experiment, *Journal of Geophysical Research* 87, p. 2999-3019.
- Jakosky, B. M. (1983), The role of seasonal reservoirs in the Mars water cycle. I Seasonal exchange of water with the regolith, *Icarus* 55, p. 1-39.
- Jakosky, B. M. (1985), The seasonal cycle of water on Mars, *Space Science Reviews* 41, p. 131-200.
- James P. B. (1979), Recesson of Martian North Polar Cap: 1977-1978 Viking Observations, *Journal of Geophysical Research* 84, p. 8332-8334.
- James P.B., G. Briggs, J. Barnes and A. Spruck (1979), Seasonal Recesson of Mars' South Polar Cap As Seen by Viking, *Journal of Geophysical Research* 84, p.2889-2922.
- Jänchen, J., D. L. Bish, D. T. Möhlmann and H. Stach (2006), Investigation of the water sorption properties of Mars-relevant micro- and mesoporous minerals, *Icarus*, 180, 353-358.
- Jauzein A. (2000), Sulfates Naturels, dans *Encyclopaedia Universalis multimedia version 6*.
- Jouglet, D., F. Poulet, R. E. Milliken, J. F. Mustard, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, and C. Gomez (2007), Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA: 1. Analysis of the 3 mm hydration feature, *J. Geophys. Res.*, 112, E08S06, doi: 10.1029/2006JE002846.
- Jouglet, D., Poulet, F., Langevin, Y., Bibring, J.P., Gondet, B., Vincendon, M., Berthé, M. (2009), OMEGA long wavelength channel: data reduction during non-nominal stages, in press.
- Jull, A. J. T., C. J. Eastoe and S. Cloutd (1997), Isotopic composition of carbonates in the SNC meteorites, Allan Hills 84001 and Zagami, *Journal of Geophysical Research*, Volume 102, Issue E1, p. 1663-1670.
- Kahn R. (1985), The Evolution of CO₂ on Mars, *Icarus* 62, p. 175-190.
- Kappen, L. B., B. Schroeter, C. Scheidegger, M. Sommerkorn, and G. Hestmark (1996), Cold resistance and metabolic activity of lichens below 0°C, *Adv. Space Res.* 18, p. 119–128.
- Kasting, J. F. (1991), CO₂ condensation and the climate of early Mars, *Icarus* 94, p. 1-13.
- Kasting, J. F. (1997), *Planetary Atmospheres: Warming Early Earth and Mars*, Vol. 276. no. 5316, pp. 1213 - 1215.
- Kieffer, H. H. S. C. Chase Jr., E. Miner, G. Münch and G. Neugebauer (1973), Preliminary report on infrared radiometric measurements from the Mariner 9 spacecraft, *J. Geophys. Res.*, Vol. 78, p. 4291 – 4312.
- Kieffer H. H. (1976), Soil and Surface Temperatures at the Viking Landing Sites, *Science* 194, p. 1344-1346

- Kieffer H. H., S. C. Chase JR., T. Z. Martin, E. D. Miner and F. Don Palluconi (1976), Martian North Pole Summer Temperatures: Dirty Water Ice, *Science* 194, p. 1341 – 1344.
- Kieffer H. H., T. Z. Martin, A. R. Peterfreund, B. M. Jakosky, E. D. Miner and F. D. Palluconi (1977) Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission, *Journal of Geophysical Research* 82, p. 4249-4291.
- Kieffer H. H. (1979), Mars South Polar Spring and Summer Temperatures: A Residual CO₂ Frost, *Journal of Geophysical Research* 84, p. 8263-8288.
- Kirkland, L.E., and K. C. Herr (2000), Spectral anomalies in the 11 and 12 mm region from the Mariner Mars 7 infrared spectrometer, *J. Geophys. Res.* 105 (E9), p. 22507–22515.
- Klein, J., U. Raviv, S. Perkin, N. Kampf, L. Chai and S. Giasson (2004), Fluidity of water and of hydrated ions confined between solid surfaces to molecularly thin films, *J. Phys. Condens. Matter* 16, S5437-5448.
- Labrot, P. (2008), De la planète rouge à l'origine de la vie, site internet www.nirgal.net.
- Lane, M. D. and P. R. Christensen (1997), Thermal infrared emission spectroscopy of anhydrous carbonates, *Journal of Geophysical Research* 102, p. 25581-25592.
- Langevin, Y. et O. Forni (2000), Image and Spectral image compression for four experiments on the ROSETTA and Mars Express missions of ESA, SPIE.
- Langevin, Y., F. Poulet, J.-P. Bibring, B. Schmitt, S. Douté, B. Gondet (2005a), Summer Evolution of the North Polar Cap of Mars as Observed by OMEGA/Mars Express, *Science*, 307, 1581-1584.
- Langevin, Y., F. Poulet, J.-P. Bibring, and B. Gondet (2005b), Sulfates in the North Polar Region of Mars Detected by OMEGA/Mars Express, *Science*, 307, 1584-1586.
- Langevin, Y., J.-P. Bibring, F. Montmessin, F. Forget, M. Vincendon, S. Doute', F. Poulet, and B. Gondet (2007), Observations of the south seasonal cap of Mars during recession in 2004–2006 by the OMEGA visible/near-infrared imaging spectrometer on board Mars Express, *J. Geophys. Res.*, 112, E08S12, doi:10.1029/2006JE002841.
- Langmuir I. (1918), The adsorption of gases on plane surfaces of glass, mica, and platinum, *J. Am. Chem. Soc.* 40, p. 1361-1403.
- Larson, H. P., and U. Fink (1972), Identification of carbon dioxide frost on the Martian polar caps, *Astrophys. J.*, 171, L91–L95.
- Leighton, R. B., and B. C. Murray (1966), Behavior of carbon dioxide and other volatiles on Mars. *Science* 153, p. 136–144.
- Lellouch, E., T. Encrenaz, T. de Graauw, S. Erard, P. Morris, J. Crovisier, H. Feuchtgruber, T. Girard and M. Burgdorf (2000), The 2.4 - 45 μm spectrum of Mars observed with the infrared space observatory, *Planetary and Space Science* 48, p. 1393-1405.
- Lemmon, M. T. and the Athena Science Team (2006), Mars Exploration Rover Atmospheric Imaging: Dust Storms, Dust Devils, Dust Everywhere, 37th Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 13-17, 2006, League City, Texas, abstract no.2181.
- Lewis, S. R., M. Collins, P. L. Read, F. Forget, F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, and J.-P. Huot (1999), A climate database for Mars, *J. Geophys. Res.*, 104, 24,177-24,194.
- Loizeau, D. (2007), Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars, *J. Geophys. Res.*, 112, Issue E8, CiteID E08S08.
- Madeleine J.-B. et al. (2007), Mapping clouds microphysics with OMEGA/MEX, European Mars Science and Exploration Conference: Mars Express & ExoMars ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 12 - 16 November, 2007.
- Malin, M. C. and K. S. Edgett (2000), Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars, *Science*, Volume 288, Issue 5475, pp. 2330-2335.
- Maltagliati, L. et al. (2007), Seasonal water cycle of Mars observed by OMEGA and PFS, European Mars Science and Exploration Conference: Mars Express & ExoMars ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 12 - 16 November, 2007.
- Maltagliati, L., D. V. Titov, T. Encrenaz, R. Melchiorri, F. Forget, M. Garcia-Comas, H. U. Keller, Y. Langevin, and J.-P. Bibring (2008), Observations of atmospheric water vapor above the Tharsis volcanoes on Mars with the OMEGA/MEx imaging spectrometer, *Icarus* 194, p. 53-64.
- Mangold, N. et al. (2007), Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data: 2. Aqueous alteration of the crust, *Journal of Geophysical Research* 112, CiteID E08S04.
- Mangold, N., A. Gendrin, B. Gondet, S. Lemouelic, C. Quantin, V. Ansan, J.-P. Bibring, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum (2008), Spectral and geological study of the sulfate-rich region of West Candor Chasma, Mars, *Icarus* 194, p. 519-543.
- Martin, T. Z. (1985), Dataset Restoration: the Mariner 6/7 Infrared Spectrometer, *Bulletin of the American Astronomical Society* 17, p.723.
- McCord, T. B., R. N. Clark and R. B. Singer. (1982), Mars - Near-infrared spectral reflectance of surface regions and compositional implications, *Journal of Geophysical Research* 87, p. 3021-3032.

- McKay, C. P. and S. S. Nedell (1988), Are there carbonate deposits in the Valles Marineris, Mars?, *Icarus* 73, Pages 142-148, doi: 10.1016/0019-1035(88)90088-7.
- McKay, D. S. and E. K. Gibson Jr. (1996), Search for past life on Mars: possible relic biogenic activity in martian meteorite ALH84001, *Science* 273 924-930.
- McSween, H. Y. Jr. (1994), What we have learned about Mars from SNC meteorites, *Meteoritics* (ISSN 0026-1114), vol. 29, no. 6, p. 757-779.
- Melchiorri, R., P. Drossart, T. Fouchet, B. Bézart, F. Forget, A. Gendrin, J.P. Bibring, N. Manaud and the OMEGA team (2006), A simulation of the OMEGA/Mars Express observations: Analysis of the atmospheric contribution, *Planetary and Space Science*, 54,774-783.
- Mellon, M. T. (1996), Limits on the CO₂ content of the Martian polar deposits, *Icarus* 124, p. 268-279.
- Mellon, M. T., B. M. Jakosky, H. H. Kieffer and P. R. Christensen (2000), High-Resolution Thermal Inertia Mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer, *Icarus* 148, pp. 437-455.
- Meslin, P.-Y., J.-C. Sabroux, E. Chassefière and J.-F. Pineau (2007), Radon-222 and Polonium-210 in the Martian Atmosphere: A New Insight into the Exchange of Volatiles and the Dust Cycle, *Lunar and Planetary Science XXXVIII*, held March 12-16, 2007 in League City, Texas. LPI Contribution No. 1338, p.1308.
- Milliken, R. E., and J. F. Mustard (2005), Quantifying absolute water content of minerals using near-infrared reflectance spectroscopy, *J. Geophys. Res.*, 110, E12001, doi:10.1029/2005JE002534.
- Milliken, R.E., J. F. Mustard, F. Poulet, D. Jouglet, J.-P. Bibring, B. Gondet and Y. Langevin (2007a), The Water Content of the Martian Surface as Seen by Mars Express OMEGA, *Journal of Geophysical Research* 112, CiteID E08S07, doi: 10.1029/2006JE002853.
- Milliken, R. E., and J. F. Mustard (2007b), Estimating the water content of hydrated minerals using reflectance Spectroscopy. I. Effects of darkening agents and low-albedo materials, *Icarus* 189, p. 574-588.
- Milliken, R. E., and J. F. Mustard (2007c), Estimating the water content of hydrated minerals using reflectance spectroscopy II. Effects of particle size, *Icarus* 189, p. 550-573.
- Millot G. (2000), Argiles et Minéraux Argileux, dans *Encyclopaedia Universalis multimedia version 6*.
- Mitrofanov, I., et al. (2002), Maps of subsurface hydrogen from the High Energy Neutron Detector, *Mars Odyssey, Science*, 297, 78– 81.
- Miyamoto, M. and M. E. Zolensky (1994), Infrared diffuse reflectance spectra of carbonaceous chondrites: Amount of hydrous minerals, *Meteoritics* 29, p. 849-853.
- Möhlmann D. T. (2004), Water in the upper Martian surface at mid- and low-latitudes: presence, state, and consequences, *Icarus*, 168, 318-323.
- Möhlmann, D. T. F. (2008), The influence of van der Waals forces on the state of water in the shallow subsurface of Mars, *Icarus* 195, p. 131-139.
- Montmessin, F., F. Forget, P. Rannou, M. Cabane and R. M. Haberle, R. M. (2004), Origin and role of water ice clouds in the Martian water cycle as inferred from a general circulation model, *Journal of Geophysical Research* 109, CiteID E10004.
- Montmessin, F.; B., Gondet, J.-P. Bibring, Y. Langevin, P. Drossart, F. Forget, and T. Fouchet (2007), Hyperspectral imaging of convective CO₂ ice clouds in the equatorial mesosphere of Mars, *Journal of Geophysical Research* 112, CiteID E11S90.
- Mooney, R. W., A. G. Keenan and L. A. Wood (1952), Adsorption of water vapor by montmorillonite. I. Heat of desorption and application of BET theory, *J. Am. Chem. Soc.* 74, p. 1367-1374.
- Moroz, V. I. (1964), The Infrared Spectrum of Mars (λ 1.1 - 4.1 μ), *Soviet Astronomy*, Vol. 8, p.273.
- Moroz, V.I. and A.E. Nadzhip (1975), Water vapour in the atmosphere of Mars from the measurements onboard Mars-3, *Cosmic Research*, 13 (5), 738-752.
- Moroz, V. I. (1995), Experimental data on aerosols on Mars: Viking, PHOBOS and future missions, *Advances in Space Research* 16, p. (6)35-(6)44.
- Morris, R. V., D. C. Golden, J. F. Bell III, H. V. Laner Jr., and J. B. Adams (1993), Pigmenting agents in martian soils: Inferences from spectral, Mössbauer, and magnetic properties of nanophase and other iron oxides in Hawaiian palagonitic soil PN-9, *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, p. 4597–4609.
- Morris, R.V. et al. (2004), Mineralogy at Gusev Crater from the Mössbauer Spectrometer on the Spirit Rover, *Science* 305, Issue 5685, pp. 833-837.
- Mukhin, L. M., A. P. Koscheev, Yu. P. Dikov, J. Huth and H. Wänke (1996) Experimental simulations of the photodecomposition of carbonates and sulphates on Mars, *Nature* 379, p. 141-143.
- Murchie, S., J. Mustard, J. Bishop, J. W. Head, C. Pieters, and S. Erard (1993), Spatial variations in the spectral properties of bright regions on Mars, *Icarus*, 105, 454-468.
- Mustard, J. F., J. M. Sunshine, (1995), Seeing Through the Dust - Martian Crustal Heterogeneity and Links to the SNC Meteorites, *Science*, 267, p. 1623.
- Mustard J. F., S. Murchie, S. Erard, J. Sunshine (1997), In situ compositions of Martian volcanics: Implications for the mantle, *Journal of Geophysical Research*, 102, p.25605-25616.

- Mustard, J.F., and J. E. Hays (1997), Effects of hyperfine particles on reflectance spectra from 0.3 to 25 μm . *Icarus* 125, 145–163.
- Mustard, J. F., F. Poulet, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, N. Mangold, G. Bellucci, and F. Altieri (2005), Olivine and Pyroxene Diversity in the Crust of Mars, *Science*, 307, 1594– 1597.
- Mustard, J. F., F. Poulet, J. W. Head, N. Mangold, J.-P. Bibring, S. M. Pelkey, C. I. Fassett, Y. Langevin, and G. Neukum (2007), 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* 112, CiteID E08S03.
- Newman, M. J. and R. T. Rood (1977), Implications of solar evolution for the earth's early atmosphere, *Science* 198, p. 1035-1037.
- Newsom H. E. (1980), Hydrothermal alteration of impact melt sheets with implications for Mars, *Icarus* 44, p. 207-216.
- Nowicki, S. A., and P. R. Christensen (2007), Rock abundance on Mars from the Thermal Emission Spectrometer, *J. Geophys. Res.*, 112, E05007, doi:10.1029/2006JE002798.
- O'Connor, J.T. (1968a), Mineral Stability at the Martian surface, *Journal of Geophysical Research* 73, p.5301-5311.
- O'Connor, J. T. (1968b), "Fossil" Martian weathering, *Icarus* 8, p. 513-517.
- Ostroumov, V. E., and C. Siegert (1996), Exobiological aspects of mass transfer in microzones of permafrost deposits. *Adv. Space Res.* 18, p. 79–86.
- Palluconi, F.D., and H. H. Kieffer, (1981), Thermal inertia mapping of Mars from 60. S to 60. N., *Icarus* 45, p. 415–426.
- Pauling, L. (1948), *The Nature of the Chemical Bond*, 2nd ed., Cornell University Press, New York.
- Peacock, M.A. (1926), The petrology of Iceland I: The Basic Tuffs, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh* 55, p.51-76.
- Picardi, G. et al. (2004), MARSIS: Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding, In: *Mars Express: the scientific payload*, ESA SP-1240, Noordwijk, Netherlands: ESA Publications Division, ISBN 92-9092-556-6, p. 51 – 69.
- Picardi, G., et al (2005), Radar Soundings of the Subsurface of Mars, *Science*, 310, pp. 1925 – 1928.
- Pieters, C. M., E. M. Fischer, O. Rode, and A. Basu (1993), Optical effects of space weathering: The role of the finest fraction, *J. Geophys. Res.*, 98, 20,817– 20,824.
- Pimentel, G. C., P. B. Forney, and K. C. Herr (1974), Evidence About Hydrate and Solid Water in the Martian Surface From the 1969 Mariner Infrared Spectrometer, *J. Geophys. R.*, 79, 1623-1634.
- Plaut J. J. et al. (2007), Subsurface Radar Sounding of the South Polar Layered Deposits of Mars, *Science*, Volume 316, Issue 5821, pp. 92-95.
- Pollack, J. B., D. Pitman, B. N. Khare and C. Sagan, C. (1970), Goethite on Mars: A laboratory study of physically and chemically bound water in ferric oxides, *J. Geophys. Res.* 75, p. 7480 – 7490.
- Pollack, J. B., D. S. Colburn, F. M. Flasar, R. R. Kahn, C. E. Carlston and D. Pidek (1979), Properties and Effects of Dust Particles suspended in the Martian Atmosphere, *Journal of Geophysical Research* 84, p. 2929-2945.
- Pollack, J. B. and D. C. Black (1979), Implications of the gas compositional measurements of Pioneer Venus for the origin of planetary atmospheres, *Science* 205, p. 56-59.
- Pollack, J. B. and Y. L. Yung (1980), Origin and evolution of planetary atmospheres, *Annual review of earth and planetary sciences Volume 8*, Palo Alto, Calif., Annual Reviews, Inc., p. 425-487.
- Pollack, J. B., J. F. Kasting, S. M. Richardson and K. Poliakov (1987), The case for a wet, warm climate on early Mars, *Icarus* 71, p. 203-224.
- Pollack, J. B., T. Roush, F. Witteborn, J. Bregman, D. Wooden, C. Stoker, and O. B. Toon (1990), Thermal emission spectra of Mars (5.4-10.5 microns) - Evidence for sulfates, carbonates, and hydrates, *J. Geophys. Res.* 95, p. 14595-14627.
- Pommerol, A.; Schmitt, B.; Brissaud, O. (2007a), Effects of Surface Texture and Observation Geometry on the Near-Infrared Water-of-Hydration Absorption Bands, *Lunar and Planetary Science XXXVIII*, LPI Contribution No. 1338, p.1774
- Pommerol, A.; Schmitt, B.; Bibring, J.-P.; Omega Team (2007b), Origins of the Spatial Variations of the Water-of-Hydration Near-Infrared Absorption Bands Observed by OMEGA/Mars Express on the Martian Surface, *Lunar and Planetary Science XXXVIII*, LPI Contribution No. 1338, p.1787
- Pommerol, A.; Schmitt, B.; Omega Team (2008a), Water-of-Hydration Near-IR Bands on Mars: Distinguishing Between the Effects of Hydration State and Surface Texture using OMEGA and TES Datasets, *Lunar and Planetary Science XXXIX*, LPI Contribution No. 1391., p.1861.
- Pommerol, A.; Schmitt, B.; Brissaud, O. (2008b), Experimental Study of Water Exchange Between Regolith and Atmosphere Under Martian Conditions: Thermodynamics and Spectroscopy, *Lunar and Planetary Science XXXIX*, LPI Contribution No. 1391., p.1874.

- Poulet, F., and S. Erard (2004), Nonlinear spectral mixing: Quantitative analysis of laboratory mineral mixtures, *J. Geophys. Res.*, 109, E02009, doi:10.1029/2003JE002179.
- Poulet, F., J. P. Bibring, J. F. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R. E., Arvidson, B. Gondet, and C. Gomez (2005a), Phyllosilicates on Mars and implications for early Martian climate, *Nature*, 438, 623-628.
- Poulet, F., Y. Langevin, J.-P. Bibring, B. Gondet, R. E. Arvidson, and the OMEGA Team (2005b), Mineralogy of the northern high latitude regions of Mars, paper presented at LPSC XXXVI, LPI, Houston, TX.
- Poulet, F., C. Gomez, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, P. Pinet, G. Bellucci, J. Mustard, and the OMEGA team (2007), Martian Surface Mineralogy from OMEGA/MEx: Global mineral maps, this issue.
- Poulet, F., R. E. Arvidson, C. Gomez, R. V. Morris, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, and J. Griffes (2008), Mineralogy of Terra Meridiani and western Arabia Terra from OMEGA/MEx and implications for their formation, *Icarus*, Volume 195, Issue 1, p. 106-130.
- Putzig, N. E., M. T. Mellon, K. A. Kretke and R. E. Arvidson (2005), Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission, *Icarus* 173, p. 325-341.
- Quinn, R., A. P. Zent and C. P. McKay (2006), The Photochemical Stability of Carbonates on Mars, *Astrobiology* 6, p. 581-591.
- Raviv, U., P. Laurat and J. Klein (2001), Fluidity of water confined to subnanometre films, *Nature* 413, p. 51-55.
- Richard, T., L. Mercury, F. Poulet and L. d'Hendecourt (2006a), Diffuse reflectance infrared Fourier transform spectroscopy as a tool to characterize water in adsorption/confinement situations, *Journal of Colloid and Interface Science* 304, p.125-136.
- Richard, T. (2006b), Etude infrarouge et isotopique de l'eau adsorbée et confinée, thèse de doctorat de l'université Paris-Sud XI.
- Richardson, M.I., Wilson, R.J., Rodin, A.V. (2002), Water ice clouds in the martian atmosphere: General Circulation Model experiments with a simple cloud scheme, *J. Geophys. Res.* 107, doi: 10.1029/2001JE001804.
- Richardson, M. I., and Mischna, M. A. (2005), Long-term evolution of transient liquid water on Mars, *J. Geophys. Res.*, 110, E03003, doi:10.1029/2004JE002367.
- Rieder, R.; Economou, T.; Wanke, H.; Turkevich, A.; Crisp, J.; Breckner, J.; Dreibus, G.; McSween, H. Y., Jr. (1997), The Chemical Composition of Martian Soil and Rocks Returned by the Mobile Alpha Proton X-ray Spectrometer: Preliminary Results from the X-ray Mode, *Science* 278, p. 1771.
- Rivkina, E.M., Friedmann, E.I., MacKay, C.P., Gilichinsky, D.A. (2000), Metabolic activity of permafrost bacteria below the freezing point, *Appl. Environ. Microb.* 66, p. 3230-3233.
- Romanek, C. S. M. M. Grady, I. P. Wright, D. W. Mittlefehldt, R. A. Socki, C. T. Pillinger, and E. K., Jr. Gibson (1994), Record of Fluid / Rock Interactions on Mars from the Meteorite ALH:84001, *Nature* 372, p. 655.
- Rosenqvist J., P. Drossart, M. Combes, T. Encrenaz, E. Lellouch, J.-P. Bibring, S. Erard, Y. Langevin and E. Chassefière (1992), Minor constituents in the Martian atmosphere from the ISM/Phobos experiment, *Icarus* 98, p. 254-270.
- Roush, T. L., D. Blaney, T. B. McCord and R. B. Singer (1986), Carbonates on Mars: Searching the Mariner 6 and 7 IRS measurements, LPSC XVII, abstract, p 732-733.
- Roush, T. L., E. A., Roush, R. B. Singer, and P. G. Lucey (1992), Estimates of absolute flux and radiance factor of localized regions on Mars in the 2-4 micron wavelength region, *Icarus* 99, p. 42-50.
- Ruff, S. W. (2004), Spectral evidence for zeolite in the dust on Mars, *Icarus* 168, p. 131-143.
- Santee, M. L. and D. Crisp (1992), The thermal structure, dust loading, and meridional transport in the Martian atmosphere during late southern summer, in MSATT Workshop on the Evolution of the Martian Atmosphere, LPI contribution 787, p. 25-26.
- Santee, M. L. and D. Crisp (1995), Diagnostic calculations of the circulation in the Martian atmosphere, *Journal of Geophysical Research* 100, p. 5465-5484.
- Schaeffer, M. W. (1993), Aqueous geochemistry on early Mars, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 57, p. 4619
- Schmitt, B., S. Douté, Y. Langevin, F. Forget, J.-P. Bibring, G. Bellucci, F. Altieri, F. Poulet and B. Gondet (2005), Spring Sublimation of the Seasonal Condensates on Mars from Omega/Mars Express, American Geophysical Union, Fall Meeting 2005, abstract #P23C-02.
- Schorghofer, N., and O. Aharonson (2005), Stability and exchange of subsurface ice on Mars, *J. Geophys. Res.*, 110, E05003, doi:10.1029/2004JE002350.
- Schorn R. A., H. Spinrad, R. C. Moore, H. J. Smith and L. P. Giver (1967), High Dispersion Spectroscopic Observations of Mars. II. The water vapour variations. *Astrophys. J.* 147, p. 743-752.
- Settle, M. (1979), Formation and deposition of volcanic sulfate aerosols on Mars, *Journal of Geophysical Research* 84, p. 8343-8354.
- Seu, R., D. Biccari, R. Orosei, L. V. Lorenzoni, R. J. Phillips, L. Marinangeli, G. Picardi, A. Masdea, and E. Zampolini (2004), SHARAD: The MRO 2005 shallow radar, *Planetary and Space Science* 52, p. 157-166.

- Sharp R. P. and M. C. Malin (1984), Surface Geology from Viking Landers on Mars: A second look, *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, p. 1398-1412.
- Singer, R.B., T.B. McCord, R.N. Clark, J.B. Adams and R.L. Huguenin (1979), Mars Surface Composition from Reflectance Spectroscopy: A review, *Journal of Geophysical Research* 84, p. 8415- 8426.
- Singer, R.B. (1982), Spectral evidence for the mineralogy of high albedo soils and dust on Mars, *Journal of Geophysical Research* 87, p. 10159-10168.
- Singer, R. B., P. D Owensby and R. N. Clark (1984), First Direct Detection of Clay Minerals on Mars, *Bulletin of the American Astronomical Society*, Vol. 16, p.679.
- Sinton, W. M. (1957), Spectroscopic Evidence for Vegetation on Mars, *Astrophysical Journal*, vol. 126, p.231.
- Sinton, W. M. (1967), On the composition of Martian surface materials, *Icarus*, 6, 222– 228.
- Shkuratov, Y., L. Starukhina, H. Hoffmann, and G. Arnold (1999), A model of spectral albedo of particulate surfaces: Implications for optical properties of the Moon. *Icarus* 137, 235–246.
- Smith, E. S. et al. (1999), The global topography of Mars and implications for surface evolution, *Science* 284, pp. 1495–1503.
- Smith, M. D. (2002), The annual cycle of water vapor on Mars as observed by the Thermal Emission Spectrometer, *Journal of Geophysical Research* 107, pp. 25-1, DOI 10.1029/2001JE001522.
- Smith, M. D., et al. (2004), First Atmospheric Science Results from the Mars Exploration Rovers Mini-TES, *Science* 306, 1750-1753.
- Smith, M. D. (2006), TES atmospheric, aerosol optical depth, and water vapor observations 1999-2004, Second workshop on Mars atmosphere modeling and observations, Granada, Spain.
- Smith, M. D.; Wolff, M. J.; Clancy, R. T.; Spanovich, N.; Banfield, D.; Ghosh, A.; The Athena Science Team (2006), Mars exploration rovers Mini-TES observations of boundary layer temperatures and aerosol optical depth, Second workshop on Mars atmosphere modelling and observations, held February 2 7 - March 3, 2006 Granada, Spain.
- Spiga A. et al. (2007), Remote sensing of surface pressure on Mars with the Mars Express/OMEGA spectrometer: 2. Meteorological maps, *Journal of Geophysical Research* 112, CiteID E08S16, doi: 10.1029/2006JE002870.
- Spinrad H., G. Munch and L. D. Kaplan (1963), The detection of water vapour on Mars, *Icarus* 13, p. 43-57.
- Sprague, A. L., D. M. Hunten, R. E. Hill, B. Rizk and W. K. Wells (1996), Martian water vapor, 1988-1995, *Journal of Geophysical Research* 101, p. 23229-23254.
- Squyres, S. W. and J. F. Kasting (1994), Early Mars - how Warm and how Wet, *Science* 265, p. 744.
- Squyres, S. W., et al. (2004), In Situ Evidence for an Ancient Aqueous Environment at Meridiani Planum, Mars, *Science*, 306, pp. 1709-1714.
- Stamnes K., S. Tsay, W. Wiscombe and K. Jayaweera (1988), Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Applied Optics* 27, p. 2502-2509.
- Stockstill, K. R., J. E. Moersch, S. W. Ruff, A. Baldridge, and J. Farmer (2005), Thermal Emission Spectrometer hyperspectral analyses of proposed paleolake basins on Mars: No evidence for in-place carbonates, *J. Geophys. Res.* 110, E10004, doi:10.1029/2004JE002353.
- Suresh S. J. and V. M. Naik (2000), Hydrogen band thermodynamic properties of water from dielectric constant data, *J. Chem. Phys.* 113, p. 9727-9732.
- Sutter, B., J. B. Dalton, S. A. Ewing, R. Amundson, and C. P. McKay (2007), Terrestrial analogs for interpretation of infrared spectra from the Martian surface and subsurface: Sulfate, nitrate, carbonate, and phyllosilicate-bearing Atacama Desert soils, *J. Geophys. Res.*, 112, G04S10, doi:10.1029/2006JG000313.
- Svitek, T., and B. Murray (1990), Winter frost at Viking Lander 2 site, *J. Geophys. Res.*, 95, 1495-1510.
- Szwast, M. A., M. I. Richardson, and A. R. Vasavada (2006), Surface dust redistribution on Mars as observed by the Mars Global Surveyor and Viking orbiters, *J. Geophys. Res.*, 111, E11008, doi:10.1029/2005JE002485.
- Tanaka, K. L. (1986) The stratigraphy of Mars, *Journal of Geophysical Research* (ISSN 0148-0227), vol. 91, Nov. 30, 1986, p. E139-E158.
- Teixeira, J. (1999), L'eau liquide ou cristal déliquescents, *La Recherche* 324, pp. 36-39.
- Titov, D. V., V. I. Moroz, A. V. Grigoriev, J. Rosenqvist, M. Combes, J.-P. Bibring and G. Arnold (1994), Observations of water vapour anomaly above Tharsis volcanoes on Mars in the ISM (Phobos-2) experiment, *Planetary and Space Science* 42, p. 1001-1010.
- Titov, D. V., J. Rosenqvist, V. I. Moroz, A. V. Grigoriev, and G. Arnold (1995), Evidences of the regolith-atmosphere water exchange on Mars from the ISM (Phobos-2) infrared spectrometer observations,
- Titov, D. V., P. Lampen, and G. Arnold (1997), Spatial variations of the atmospheric water vapour on Mars from the ISM/Phobos-2/ imaging spectrometry (abstract), *Ann. Geophys.*, 15 (Suppl. III), p. C774, 1997.

- Titov, D. V., W. J. Markiewicz, N. Thomas, H. U. Keller, R. M. Sablotny, M. G. Tomasko, M. T. Lemmon and P. H. Smith (1999), Measurements of the atmospheric water vapor on Mars by the Imager for Mars Pathfinder, *Journal of Geophysical Research* 104, p. 9019-9026.
- Titov, D. V. (2002), Water vapour in the atmosphere of Mars, *Adv. Space Res.*, 29, pp. 183-191.
- Titus, N., Kieffer, H. H. & Christensen, P. R. (2003), Exposed water ice discovered near the South Pole of Mars, *Science* 299, pp. 1048–1051.
- Toon, O. B., J. B. Pollack and C. Sagan (1977), Physical properties of the particles composing the Martian dust storm of 1971-1972, *Icarus* 30, p. 663-696.
- Toulmin, P. III, A. K. Baird, B. C. Clark, K. Keil, and Harry J., Jr. Rose (1973), Inorganic Chemical Investigation by X-Ray Fluorescence Analysis: The Viking Mars Lander, *Icarus* 20, p.153.
- Toulmin, P., III, H. J., Jr. Rose, R. P. Christian, A. K. Baird, P. H. Evans, B. C. Clark, K. Keil, and W. C. Kelliher, W. C. (1977), Geochemical and mineralogical interpretation of the Viking inorganic chemical results, *Journal of Geophysical Research* 82, p. 4625-4634.
- Vaniman, D. T., D. L. Bish, S. J. Chipera, C. I. Fialips, J. W. Carey, and W. C. Feldman (2004), Magnesium sulphate salts and the history of water on Mars, *Nature*, 431, 663-665.
- Vestal, J. R. (1988), Carbon metabolism of the cryptoendolithic microbiota from the Antarctic desert, *Appl. Environ. Microbiol.* 54, p. 960–965.
- Vincendon, M., Y. Langevin, F. Poulet, J.-P. Bibring, and B. Gondet (2007), Recovery of surface reflectance spectra and evaluation of the optical depth of aerosols in the near-IR using a Monte Carlo approach: Application to the OMEGA observations of high-latitude regions of Mars, *Journal of Geophysical Research* 112, CiteID E08S13.
- Vincendon, M.; Langevin, Y.; Poulet, F.; Bibring, J.-P.; Gondet, B.; Jouglet, D.; OMEGA Team (2008), Dust aerosols above the south polar cap of Mars as seen by OMEGA, *Icarus* 196, p. 488-505.
- Vorobyova, E., V. Soina, M. Gorlenko, N. Minkovskaya, N. Zalinova, A. Mamukelashvili, D. Gilichinsky, E. Rivkina, and T. Vishnivetskaya, (1997), The deep cold biosphere: facts and hypothesis, *FEMS Microbiol. Rev.* 20, p. 277–290.
- Wagner, C. and U. Schade (1996), Measurements and Calculations for Estimating the Spectrometric Detection Limit for Carbonates in Martian Soil, *Icarus* 123, Issue 2, pp. 256-268.
- Wayman C.H. (1963), Solid-gas interface in weathering reactions, *Clays and Clay Minerals*, Proc. Eleventh Nat. Conf. (W. F. Bradley, Ed.), p. 84-94, Macmillan, New York.
- Warren, P. H. (1987), Mars regolith versus SNC meteorites - Possible evidence for abundant crustal carbonates, *Icarus* 70, p. 153-161.
- Wilson, G. S., et al. (1998), Coring for microbial records of Antarctic climate. *Antarct. J. U.S.* 1996 Review 31(2), p.83–86.
- Wolff, M. J., P. B. James, T. Clancy and S. W. Lee (1999), Hubble Space Telescope observations of the Martian aphelion cloud belt prior to the Pathfinder mission: Seasonal and interannual variations, *Journal of Geophysical Research*, Volume 104, Issue E4, p. 9027-9042.
- Wyatt, M.B., McSween Jr., H.Y. (2002), Spectral evidence for weathered basalt as an alternative to andesite in the northern lowlands of Mars, *Nature* 417, p. 263–266.
- Yen, A. S., B. C. Murray, and G. R. Rossman (1998), Water content of the Martian soil: Laboratory simulations of reflectance spectra, *J. Geophys. Res.*, 103, 11,125– 11,133.
- Yen, A. S., et al. (2005), An integrated view of the chemistry and mineralogy of Martian soils, *Nature*, 435, 49-54.
- Zent, A. P., F. P. Fanale, J. R. Salvail and S. E. Postawko (1986), Distribution and state of H₂O in the high-latitude shallow subsurface of Mars, *Icarus* (ISSN 0019-1035), vol. 67, p. 19-36.
- Zent, A. P., R. M. Haberle, H. C. Houben and B. M. Jakosky (1993), A coupled subsurface-boundary layer model of water on Mars, *Journal of Geophysical Research* 98, p. 3319-3337.
- Zent, A. P. and R. C. Quinn (1995), Simultaneous adsorption of CO₂ and H₂O under Mars-like conditions and application to the evolution of the Martian climate, *J. Geophys. Res.*, 100, 5341-5349.
- Zent, A. P. and R. C. Quinn (1997), Measurement of H₂O adsorption under Mars-like conditions: Effects of adsorbent heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, 102 (E4), 9085 – 9095.
- Zent, A. P., D. J. Howard, and R. C. Quinn (2001), H₂O adsorption on smectites: Application to the diurnal variation of H₂O in the Martian atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E7, p. 14667-14674.
- Zuber M. T. et al. (1998), Shape of the northern hemisphere of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA), *Geophys. Res. Lett.* 25, 4393.

Annexes

Annexe 1 : Détail des algorithmes développés durant la thèse.

Les chapitres II, III et IV de ce manuscrit ont présenté un grand nombre de résultats, en expliquant les méthodes employées sans entrer dans la technique des programmes de traitement des données qui auraient pu masquer l'intérêt scientifique des résultats. Le développement d'algorithmes de traitement efficaces ayant représenté une grande partie de mon travail de thèse, cette annexe est entièrement consacrée au détail de ces programmes. Si cette thèse a pu obtenir un grand nombre de résultats, c'est en particulier grâce à un certain nombre d'astuces algorithmiques développées et mises en œuvres pour ce traitement de données. J'espère, en présentant quelques uns des algorithmes les plus importants, éclairer le lecteur pointilleux sur les résultats obtenus, ainsi qu'apporter des idées de programmation à ceux débutant dans le traitement des données. Les programmes présentés dans les paragraphes qui suivent doivent dans tous les cas permettre de réduire un grand nombre de données (typiquement plusieurs centaines de millions de spectres à 256 valeurs), d'où un souci constant d'efficacité algorithmique pour réduire les temps de calcul.

Estimation de la température d'un pixel

Historiquement, le premier programme développé pour les travaux présentés dans cette thèse a été l'estimation de la température de la surface à l'origine de l'émission thermique dans un spectre OMEGA. La méthode a été décrite dans la section II.D : il s'agit dans un premier temps d'extraire du spectre d'intensité spécifique l'émission thermique, grâce à la valeur a priori de réflectance à $5 \mu\text{m}$ obtenue par comparaison de la réflectance à $2.4 \mu\text{m}$ avec des spectres de réflectance typiques de sols martiens. Cette émission thermique est alors divisée par l'émissivité (qui vaut un moins la réflectance) puis ajustée par un corps noir. Nous détaillons ici cet ajustement, qui doit être fait pour chaque pixel mais dans un temps raisonnable. A titre d'exemple, une double boucle « FOR » sur l'ensemble des pixels d'un cube, avec un calcul de corps noirs à différentes températures indépendamment pour chaque pixel pour trouver le plus semblable prend, sur un cube de données typique, au moins 30 minutes.

La solution retenue consiste à calculer le corps noir à une température donnée une seule fois pour tous les spectres d'un cube. Une matrice des températures du cube est initialisée à zéro. L'algorithme part d'une température minimale (180K) et calcule tous les spectres de corps noirs en montant en température avec le pas souhaité, ici nous avons pris 0.1K. Pour chaque pas de température, le corps noir n'est évalué que pour les longueurs d'onde de la zone à ajuster ($5.03 \mu\text{m}$ à $5.09 \mu\text{m}$, spectels 252 à 255), soit 4 spectels. Pour chaque pixel est calculée la différence au carré entre la partie thermique du spectre et le corps noir calculé, que nous appelons distance. Pour chaque nouveau pas en température, cette distance est comparée pixel à pixel à celle obtenue pour le pas précédent. Les spectres étant généralement plus chauds que 180K, cette distance commence par diminuer lorsque la température augmente. Puis, la température de corps noir pour laquelle la distance commence à augmenter (minimum au sens des moindres carrés) est la température de ce pixel et est enregistrée. Une fois que la matrice des températures est complète le programme s'arrête.

Afin d'accélérer les calculs, plusieurs astuces ont été employées. Ainsi, le programme détecte d'abord rapidement (par pas de 1K) la point le plus froid du cube, avant d'amorcer un pas de température de 0.1K. De plus, les calculs de distance entre corps noir et émission thermique du spectre se font en bloc, c'est-à-dire de manière matricielle. Les spectres à ajuster se présentent en effet sous la forme d'une matrice à trois dimensions (une

spectrale et deux spatiales), il suffit donc de créer à chaque pas de température une matrice de même taille dont remplit d'un même corps noir à la température considérée, ce qui permet une soustraction entre les deux matrices. Cette méthode, qui nécessite un grand espace mémoire (malheureusement parfois saturé pour des gros cubes de données OMEGA, ce qui nécessite des découpages), permet de réduire considérablement les temps de calcul. Enfin, lors du calcul successif des corps noirs par pas de température, tous les pixels pour lesquels la température de surface a été trouvée sont placés sur une liste interdisant de continuer le calcul de distance. Ceci accélère considérablement la procédure au fur et à mesure que des températures sont trouvées.

Programme de réduction en masse des données

Que ce soit pour l'étude de l'hydratation ou celle des carbonates, le traitement des données a nécessité de calculer des critères relativement simples (voir sections III.A et IV.AII) sur des spectres bruts convertis en réflectance (voir section II), et ce sur des centaines de million de spectres. Ce type de traitement s'est rapidement, au cours de la thèse, orienté en séparant calcul du critère sur toutes les données et post-traitement. Un critère est par exemple la valeur de l'hydratation, la valeur de la profondeur de bande de carbonates à 3.4 μm , la valeur de la bande de glace à 1.5 μm , ou l'albédo moyen. Le post-traitement peut être par exemple le simple affichage sur une carte globale (voir Figure III-7 ou Figure III-8), le tracé d'une courbe de corrélation entre deux critères (exemple de la Figure III-11 entre l'albédo et l'hydratation) ou bien la comparaison d'un critère à un seuil (exemple de la bande à 3.4 μm pour les carbonates).

Le calcul d'un critère a pu prendre jusqu'à 24 heures pour les calculs prenant en compte le plus d'orbites (3050), d'où la nécessité de ne pas avoir à réitérer le même calcul plusieurs fois selon la sortie souhaitée. Les résultats des calculs ont donc été enregistrés en format binaire IDL, un fichier par critère et par cube. On parle de « lookup table ». De tels enregistrements ont nécessité une grande capacité de stockage, quelques dizaines de gigaoctets, ce qui est toutefois un faible prix à payer au regard des gains de temps réalisés. Grâce à ces enregistrements, les différents types de post-traitement n'ont donc nécessité que de charger ces sauvegardes. Nous verrons dans le paragraphe suivant que dans certains cas, ces enregistrements n'évitent pas d'avoir à ouvrir les données, mais permettent toutefois de cibler directement les données à ouvrir.

Programme de recherche exhaustive des carbonates

Le programme de recherche exhaustive de carbonates doit tester sur l'ensemble des données le critère de carbonates ainsi que les critères de glace et de flux reçu (voir section IV.C). Lorsqu'un spectre respecte les critères de sélection, ses coordonnées (numéro de cube et numéro dans le cube), ses caractéristiques (valeur des critères, position géographique) et son spectre sont enregistrés dans des fichiers binaires IDL (et également dans un fichier texte pour accès par tableur rapide). Ces trois éléments seront importants lors du diagnostic final des candidats retenus par le programme. Afin d'accélérer le traitement sur l'ensemble des données OMEGA, les valeurs de ces critères ont été précédemment enregistrés sous forme de lookup table, par exemple lors des études sur l'hydratation. Ceci permet d'une part de tracer les courbes de statistiques présentées sur la Figure IV-9 et Figure IV-10, grâce auxquelles certains seuils des critères ont été déterminés. D'autre part ce pré-enregistrement permet, lors du traitement spécifique aux carbonates, de ne traiter que les cubes contenant des spectres

d'intérêt vis-à-vis des critères de sélection. Sans ce pré-traitement plus de 24 heures sont nécessaires au traitement de toutes les données, alors qu'avec ce traitement une nuit suffit.

La liste de candidats carbonates contenant coordonnées, caractéristiques et spectres constitue une base de travail, que l'on pourrait nommer une pré-liste. Elle permet en particulier de renforcer si nécessaire les critères de sélection, en un temps rapide (quelques dizaines de minutes au plus) sans devoir retraiter l'ensemble des données OMEGA. Elle permet également d'appliquer le critère supplémentaire de proximité géographique puisque les voisins sélectionnés sont désormais connus. Ce seuil peut également être modifié et les résultats obtenus rapidement à partir de la pré-liste. Cette seconde phase de traitements se conclut par une seconde liste de sélection, cette fois définitive, qui contient environ 4000 spectres.

C'est sur cette seconde liste qu'est effectué le diagnostic visuel des spectres des candidats retenus. Un programme a été écrit pour faire défiler rapidement ces spectres pour pouvoir les visualiser dans un temps raisonnable. Le programme affiche en parallèle les coordonnées et caractéristiques du cube, en particulier pour détecter une éventuelle cohérence dans les formes de spectres. Il offre la possibilité d'afficher le spectre de réflectance en entier, pour éventuellement diagnostiquer d'autres bandes d'absorptions liées aux carbonates. Un autre programme permet en parallèle de tracer l'ensemble des détections sur une zone géographique donnée, afin de repérer par exemple des détections communes à plusieurs observations indépendantes sur une même zone.

Programme de visualisation de toutes les données d'un point

Les cartes globales, et plus encore leurs zooms régionaux (cartes à haute résolution à 32 pixels/degré contre cartes à basse résolution à 4 pixels/degré), ont régulièrement mis en évidence la nécessité d'effectuer un suivi temporel en un point donné, ou au mieux d'obtenir en un seul coup d'œil l'ensemble des données d'observations concernant ce point. Ce programme, baptisé « ptspec.pro », démarre en faisant la liste des cubes d'observation étant passé au début du point d'intérêt. Cette démarche se base sur le programme « findcube.pro » d'Yves Langevin, qui a enregistré les bordures de chaque image sous forme des coordonnées d'une dizaine de points faisant le bord de l'image. Le programme ouvre alors les cubes de données géométriques de chaque observation retenue pour rechercher à chaque fois le pixel OMEGA couvrant le point géographique étudié. Ce pixel est déterminé par la plus petite distance du centre du pixel au point concerné, en s'assurant que ce point est effectivement à l'intérieur du pixel. Puis les cubes de données OMEGA sont ouverts en n'appliquant l'algorithme de traitement de données qu'à ce seul spectre pour réduire le temps de calcul (en pratique, à 4 spectres dans cette zone pour maintenir une structure de matrice aux données et ainsi appliquer les algorithmes utilisant le calcul matriciel). Ce programme fournit alors l'ensemble des spectres couvrant un point (données brutes, intensité spécifique, réflectance), ainsi que les données d'étalonnage, et plusieurs informations sur la géométrie ou la valeur de critères souhaités.

Programme d'obtention de nouvelles fonctions de transfert instrumentales

La section II.F a expliqué la méthode empirique utilisée pour obtenir de nouvelles fonctions de transfert instrumentales pour les niveaux non-nominaux de la voie L. Cette méthode s'est constituée en deux étapes, une première où des ITFs ont été déduites pour quelques niveaux stables de réponse photométrique, et une seconde où une relation analytique

entre ces ITFs et les réponses photométriques a été ajustée. Nous détaillons ici plus particulièrement l'algorithme utilisé pour la première de ces étapes.

Nous prenons comme exemple le calcul d'une nouvelle ITF pour le groupe d'orbites 515-916, non-nominal mais stable pour la réponse photométrique de la voie L. L'algorithme fait la liste des couples d'orbite qui se recouvrent, l'une nominale c'est-à-dire avant 511, l'autre non-nominale donc dans le groupe 515-916. Cette recherche est facilitée par l'enregistrement préalable dans une carte globale à 32 pixels/degré des numéros d'orbite couvrant chaque pixel. Ainsi, l'algorithme teste pour chaque pixel de cette carte la présence ou non de ces deux types d'orbite. Tous les couples possibles sont enregistrés dans un fichier texte en évitant les redondances. Sont également enregistrées la taille de leur zone de recouvrement (c'est-à-dire le nombre de pixels de la carte à 32 pixels/degré) pour juger de leur pertinence (une zone de recouvrement trop petite ne permettra pas de comparaison significative), ainsi que les coordonnées extrêmes de chaque zone de recouvrement, pour avoir la possibilité de ne pas considérer par la suite les zones de recouvrement à latitude trop élevée (possibilité de nuit polaire, évolution temporelle de l'hydratation, épaisseur optique des aérosols plus élevée).

L'algorithme travaille ensuite successivement sur chaque couple de recouvrement. Pour un couple d'orbites donné, le programme réduit les données de l'orbite nominale jusqu'à la réflectance, et obtient également les températures de surface. L'orbite non-nominale n'est traitée que jusqu'aux spectres d'intensité spécifique, car toute estimation de la température est erronée en raison du problème d'étalonnage. Ceci permet en outre de réduire les temps de calcul. L'algorithme cherche alors les points homologues entre les deux orbites, c'est-à-dire ceux qui observent le même point de la surface dans la zone de recouvrement. Cette recherche est effectuée par minimisation de la distance entre les centres de pixels. Pour chaque couple de pixels, le spectre d'intensité spécifique du pixel de l'orbite nominale est modifié pour tenir compte des différences d'ensoleillement (connues grâce aux données géométriques) et des différences de température (déduite des différences d'ensoleillement par équilibre radiatif, voir section II.F.2.a). Alors la division des spectres d'intensité spécifique dans un couple de pixels fournit le rapport entre les ITFs associées. La multiplication de ce rapport par l'ITF nominale fournit donc une nouvelle ITF non-nominale pour chaque pixel. L'algorithme calcule alors la moyenne de toutes ces nouvelles ITFs, ce qui réduit considérablement le bruit associé. Certains couples de pixels ne sont toutefois pas considérés dans cette moyenne, lorsque par exemple les voies C des spectres de réflectance sont trop différentes (présence de glace, présence d'aérosols détectés par une variation du niveau moyen ou de la pente des spectres, latitudes trop élevées, etc.).

Enfin, ce même travail est effectué pour tous les couples d'orbites nominales et non-nominales qui se recouvrent. La nouvelle ITF pour le groupe 515-916 est alors déduite par une moyenne de ces ITFs associées à chaque couple d'orbite. Il a été décidé ici de ne pas pondérer cette moyenne par la taille de la zone de recouvrement, car certes certains couples d'orbites présentent des zones de recouvrement beaucoup plus grandes que d'autres, mais il a semblé important que la moyenne prenne en compte de la même manière les différentes conditions d'ensoleillement et de température. Dans le contraire seules les énormes zones de recouvrement auraient compté, augmentant le risque d'un biais lié à un défaut dans ce couple d'orbites, par exemple une trop grande quantité d'aérosols ou une évolution de minéralogie.

Comme la section II.F.2.b le détaille, ces nouvelles ITFs ont ensuite été lissées et interpolées dans les régions spectrales où l'atmosphère est opaque. Ce travail s'est effectué sur

les rapports entre ces ITFs et l'ITF nominale afin de conserver la forme de spectrale de l'ITF nominale.

Annexe 2 : Liste de publications scientifiques effectuées durant la thèse

Publications avec comité de lecture :

2009	Jouglet D., Poulet F., Langevin Y., Bibring J.P., Gondet B., Vincendon M., Berthé M. OMEGA long wavelength channel: data reduction during non-nominal stages. Planetary and Space Science, in press.
10/2008	Poulet F., Langevin Y., Boubin G., Jouglet D., Bibring J.-P., Gondet, B. Spectral variability of the Martian high latitude surfaces. Geophysical Research Letters, Volume 35, Issue 20, CiteID L20201.
08/2008	Vincendon, M.; Langevin, Y.; Poulet, F.; Bibring, J.-P.; Gondet, B.; Jouglet, D.; OMEGA Team Dust aerosols above the south polar cap of Mars as seen by OMEGA Icarus, Volume 196, Issue 2, p. 488-505.
08/2007	Jouglet, D.; Poulet, F.; Milliken, R. E.; Mustard, J. F.; Bibring, J.-P.; Langevin, Y.; Gondet, B.; Gomez, C. Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA: 1. Analysis of the 3 μ m hydration feature Journal of Geophysical Research, Volume 112, Issue E8, CiteID E08S06
08/2007	Milliken, Ralph E.; Mustard, John F.; Poulet, François; Jouglet, Denis; Bibring, Jean-Pierre; Gondet, Brigitte; Langevin, Yves Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA: 2. H ₂ O content of the surface Journal of Geophysical Research, Volume 112, Issue E8, CiteID E08S07

Publications sans comité de lecture :

04/2008	Jouglet, D.; Poulet, F.; Bibring, J.P.; Vincendon, M.; Langevin, Y.; Gondet, G. Search for carbonates on Mars with the OMEGA L channel calibrated data. EGU General Assembly 2008, Vienne, Abstract EGU2008-A-09135 (poster).
04/2008	Poulet, F.; Jouglet, D.; Boubin, G.; Arvidson, R.E.; Langevin, Y.; Bibring, J.-P.; Gondet, B. Mineralogy of high latitudes of Mars EGU General Assembly 2008, Vienne, Abstract EGU2008-A-08347 (oral).
03/2008	Jouglet, D.; Poulet, F.; Langevin, Y.; Bibring, J.-P.; Gondet, B.; Vincendon, M. Hydration of the Martian Southern Hemisphere Using the OMEGA Dataset 39th Lunar and Planetary Science Conference 2008 in League City, Texas. LPI Contribution No. 1391., p.1752 (poster).
03/2008	Vincendon, M.; Langevin, Y.; Pommerol, A.; Wolff, M. J.; Bibring, J.-P.; Gondet, B.; Jouglet, D.; Poulet, F. Time Variations of Low Albedo Regions of Mars in the OMEGA/MEx Dataset 39th Lunar and Planetary Science Conference, 2008 in League City, Texas. LPI Contribution No. 1391., p.1931 (poster).
11/2007	D. Jouglet, F. Poulet, J.P. Bibring, Y. Langevin and B. Gondet. Mars surface hydration seen by MEx/OMEGA through the 3 μ m feature. European Mars Science and Exploration Conference: Mars Express & ExoMars ESTEC, Noordwijk, The Netherlands (oral).
11/2007	D. Jouglet, F. Poulet, J. Girard, A. Spiga, F. Forget, M. Vincendon, Y. Langevin, J.P. Bibring, B. Gondet. Comparison of OMEGA and MCD surface temperatures. European Mars Science and Exploration Conference: Mars Express & ExoMars ESTEC, Noordwijk, The Netherlands (poster).
11/2007	D. Jouglet, F. Poulet, J.P. Bibring, Y. Langevin and B. Gondet. Search for carbonates on Mars with the OMEGA / MARS EXPRESS data. European Mars Science and Exploration Conference: Mars Express & ExoMars ESTEC, Noordwijk, The Netherlands (poster).
11/2007	M. Vincendon, Y. Langevin, D. Jouglet, F. Poulet, J.-P. Bibring, B. Gondet. July 2007 dust storms observed by OMEGA in the south polar regions of Mars. European Mars Science and Exploration Conference: Mars Express & ExoMars

	ESTEC, Noordwijk, The Netherlands (poster).
08/2007	Jouglet, D.; Poulet, F.; Bibring, J.P.; Langevin, Y.; Gondet, B. Mars surface hydration seen by MEx/OMEGA. European Planetary Science Congress 2007, Potsdam, Allemagne, abstract EPSC2007-A-00339 (oral).
07/2007	Jouglet, D.; Poulet, F.; Bibring, J. P.; Langevin, Y.; Gondet, B. Search for Carbonates on Mars with the OMEGA/Mars Express Data Seventh International Conference on Mars 2007 in Pasadena, California, USA, LPI Contribution No. 1353, p.3153 (poster).
07/2007	Jouglet, D.; Poulet, F.; Langevin, Y.; Bibring, J. P.; Gondet, B. Global Study of the Martian Surface Hydration: New MEx/OMEGA Data Seventh International Conference on Mars 2007 in Pasadena, California, LPI Contribution No. 1353, p.3157 (poster).
12/2006	Jouglet, D.; Poulet, F.; Milliken, R.; Mustard, J.; Bibring, J.; Langevin, Y.; Gondet, B. Mars Surface Hydration Seen by MEx/OMEGA Through the 3 μ m Feature. American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, Californie, USA, abstract #P23D-0089 (poster).
12/2006	Milliken, R. E.; Poulet, F.; Mustard, J. F.; Jouglet, D.; Bibring, J.; Langevin, Y.; Gondet, B.; Pelkey, S The Hydration State of the Martian Surface as Seen by Mars Express OMEGA American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, Californie, USA, abstract #P21A-07 (oral).
12/2006	Mustard, J. F.; Bibring, J.; Langevin, Y.; Poulet, F.; Jouglet, D.; Gondet, B.; Milliken, R. E.; Gellucci, G.; Arvidson, R.; Mangold, N. Mars Mineralogy from OMEGA Visible-Near Infrared Measurements American Geophysical Union Fall Meeting 2006, Californie, USA, abstract #P21A-01 (oral).
09/2006	D. Jouglet, F. Poulet, R. Milliken, J. Mustard, J.P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet et l'équipe OMEGA. Hydratation de la surface de Mars vue par MEx/OMEGA. Colloque du Programme National de Planétologie, Nancy (poster).
09/2006	Jouglet, D.; Poulet, F.; Bibring, J. P.; Langevin, Y.; Gondet, B.; Milliken, R. E.; Mustard, J. F. Analysis of Mars surface hydration through the MEx/OMEGA observation of the 3 μ m absorption band. European Planetary Science Congress 2006, Berlin, Allemagne, p.189 (oral).
06/2006	Workshop ISSI, Berne
03/2006	Jouglet, D.; Poulet, F.; Mustard, J. F.; Milliken, R. E.; Bibring, J. P.; Langevin, Y.; Gondet, B. Observation of 3 μ m Hydration Feature on Mars from OMEGA-MEx Data. 37th Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 13-17, 2006, League City, Texas, USA, abstract 1741 (poster).

Annexe 3 : Gestion du projet de thèse

Valorisation des compétences des docteurs «Un nouveau chapitre de la thèse ®»

L'Association Bernard Gregory organise pour les étudiants en troisième année de thèse volontaires une session nommée «Nouveau Chapitre de la Thèse». Cette session comporte trois objectifs principaux, tous non scientifiques : savoir cadrer et présenter sa thèse, mettre en évidence l'aspect gestion de projet (prise en compte des enjeux organisationnels, humains, financiers), et valoriser les nombreuses compétences professionnelles acquises pendant les trois années de thèse. Concrètement ce travail s'est organisé autour de trois séances de deux heures d'entretiens individuels avec un tuteur pour l'écriture d'un chapitre supplémentaire à la thèse. L'auteur de cet ouvrage ayant participé à cet exercice, les pages qui suivent donnent les aspects cadre et gestion de projet liés à la thèse.

Nom du "mentor" : Philippe BERTRAND



I. Cadre général et enjeux du projet

Contexte

La présence d'eau sur Mars est un des sujets d'études spatiales les plus dynamiques actuellement. Si aujourd'hui l'eau liquide ne peut pas exister à la surface de Mars, plusieurs sondes spatiales ont apporté des indices qu'elle a dû y couler dans le passé, en observant par exemple des lits de rivière asséchés. A l'heure actuelle de l'eau est quand même présente sur Mars sous forme de vapeur dans l'atmosphère ou de glace sur les pôles et dans des nuages. Des simulations numériques et expérimentales ont montré qu'une grande quantité d'eau devait aussi se fixer sur les roches de la surface, mais cela n'a pas été observé. Cette eau, dite d'hydratation, est soupçonnée d'influencer fortement le cycle de l'eau Martien, de rendre possible la présence de micro-organismes, et d'altérer chimiquement des roches d'origine volcanique.

L'équipe Planétologie de l'IAS (Institut d'Astrophysique Spatiale à l'Université d'Orsay) a conçu un instrument scientifique, l'imageur spectral OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité), qui est en orbite autour de Mars depuis 2004 à bord de la sonde Mars Express. Cet instrument effectue la première cartographie visible/proche-infrarouge de la surface de Mars. Chaque pixel d'observation est un spectre allant de 0.3 à 5.1 μm , grâce auquel on est en principe capable de connaître la composition moléculaire de la surface : minéralogie, structure des roches, présence de glace, températures, etc. Les molécules d'eau fixées sur les roches sont responsables d'une signature très caractéristique sur les spectres proche-infrarouge (dite « bande à 3 μm ») et doivent donc pouvoir être étudiées avec les données d'OMEGA.

Objectifs

L'objectif de ma thèse est d'étudier globalement et localement l'eau d'hydratation et de comprendre les mécanismes physiques qui la régissent. C'est la première étude à utiliser le nouveau jeu de données OMEGA pour cette thématique, les résultats sont donc très prometteurs. Cet objectif est élargi par la recherche des effets de l'hydratation passée en recherchant des traces de minéraux altérés, tels les carbonates, dont les méthodes d'analyses sont voisines de celles pour l'hydratation. La recherche de carbonates constitue un véritable pari puisqu'ils ont été prédits mais jamais observés sur Mars.

Enjeux et retombées

Les enjeux de ma thèse sont en premier lieu scientifiques, puisqu'il s'agit de mieux contraindre notre connaissance de Mars actuelle, et d'apporter des éléments à la compréhension du passé géologique et climatique de Mars. De nombreux indices laissent à penser que Mars a sans doute eu une histoire semblable à la Terre, mais avec une évolution plus rapide à cause de sa petite taille. Elle représente donc aujourd'hui le futur de la Terre et peut donc nous permettre de mieux comprendre comment fonctionne et évolue notre planète. Cette méthode de travail constitue la planétologie comparée.

Ma thèse a permis de faire évoluer la science sur deux thèmes. D'une part j'ai obtenu la preuve observationnelle de l'évolution temporelle de la quantité d'eau dans le régolite, et montré que l'eau de l'atmosphère et celle du sous-sol interagissent. Ceci montre l'importance de l'influence de l'hydratation du régolite sur le cycle de l'eau de Mars. D'autre part les données Mars Express sont le premier jeu de données global à haute résolution spatiale permettant la recherche de carbonates sur Mars. Mon étude a montré que les carbonates ne sont pas présents en grande quantité sur Mars, et relance les interrogations sur pourquoi l'atmosphère de Mars est si ténue.

Par son étude directe des caractéristiques de la surface de Mars, ma thèse présente également des applications pratiques : elle aidera à la détermination des sites d'atterrissage des futures missions robotisées, et pourra être utile à la préparation des futures missions habitées qui auront besoin de ressources en eau.

Au-delà, ma thèse est l'un des premiers travaux développant une expertise sur le traitement de masse et l'analyse des données OMEGA, ainsi que sur l'étalonnage en vol de l'instrument et la correction de défauts. En effet auparavant la communauté scientifique avait surtout traité des données de manière ponctuelle et en ignorant les défauts d'étalonnage. Les outils développés lors de ma thèse sont désormais diffusés dans l'équipe et dans la communauté scientifique et permettent des études qui étaient inaccessibles jusqu'à présent. De manière plus générale, ma thèse démontre également la qualité des méthodes automatiques d'analyse des sols à distance, qui pourront être par la suite appliquées à la Terre. Une ancienne post-doc de l'équipe est maintenant employée à l'IRD dans ce but.

Enfin, et c'est sans doute la motivation principale de l'équipe pour mon recrutement en thèse, mes résultats scientifiques renforcent le prestige de l'équipe Planétologie de l'IAS. En participant à la valorisation des résultats scientifiques de l'instrument, mon travail soutient l'équipe dans l'obtention de récompenses internationales et l'aidera à obtenir la sélection de ses nouveaux instruments dans le futur. Nous verrons que cet aspect de valorisation se traduit dans la participation à de nombreux colloques internationaux.

II. Le cadre de travail

Depuis longtemps je souhaite participer à l'aventure de l'exploration spatiale. Outre la part de rêve, ce domaine m'intéresse par son haut niveau pluridisciplinaire en sciences et techniques. Ma principale motivation pour le choix de mon sujet de thèse était de prendre part à cette aventure sur ses enjeux scientifiques en utilisant mes compétences de physicien (physique de Mars, connaissance du rayonnement) et d'ingénieur (compréhension de l'instrument et traitement de données). L'Institut d'Astrophysique Spatiale paraissait dès lors tout indiqué parce qu'avec l'expérience OMEGA, c'est actuellement le laboratoire français leader pour l'exploration scientifique de Mars. L'IAS est de plus un des rares laboratoires ayant une grande expertise technique sur le développement d'instruments spatiaux.

Le laboratoire

L'IAS est une unité mixte cogérée par le CNRS et l'Université Paris-Sud Orsay. Il s'investit dans plusieurs domaines phares de l'astrophysique : l'étude des planètes, du soleil et des étoiles, et du milieu interstellaire et de la cosmologie. En France il fait partie des deux seuls laboratoires à atteindre un tel niveau de pluridisciplinarité, les autres laboratoires se focalisant sur une seule thématique en général. En plus de cette activité de recherche, l'IAS est un des quelques laboratoires dit spatiaux, ce qui signifie qu'il dispose de moyens humains et techniques capables de concevoir et de construire des instruments pour les proposer à une agence spatiale. Concrètement le laboratoire se répartit en trois équipes scientifiques autour des thématiques mentionnées précédemment, un bureau d'études composé d'ingénieurs d'étude et de recherche, un service informatique et une administration. Le laboratoire dans son ensemble représente 143 personnes : 54 chercheurs dont 7 non-permanents, 14 doctorants et 75 ITA (ingénieurs, techniciens et administratifs) dont 10 non-permanents (chiffres 2005).

J'ai été recruté en thèse au sein de l'équipe Planétologie, dans le groupe Système Solaire, qui représente en termes de personnels environ un cinquième du laboratoire. Cette équipe, dirigée par Jean-Pierre Bibring, était composée au début de ma thèse de 5 chercheurs, 1 ingénieur de recherche, 2 ingénieurs d'étude, 1 secrétaire, 1 post-doc et 3 étudiants en thèse. En cours de thèse 2 chercheurs ont changé de laboratoire, 1 chercheur et 1 CDD ont été recrutés, et 1 ingénieur est parti en retraite. Les 3 chercheurs présents pendant les trois années ont chacun encadré un étudiant en thèse. Lors de la conception de nouveaux instruments l'équipe mobilise quelques ingénieurs du bureau d'études. Selon les projets, l'équipe a également l'habitude de travailler avec les ingénieurs de l'ESA, du CNES, d'EADS Astrium à Toulouse et de Thalès Alenia Space à Cannes.

Ma rémunération a été financée par une Bourse de Docteur-Ingénieur du CNRS qui a reçu un cofinancement de l'entreprise Astrium. Ce cofinancement industriel peut-être vu comme un sponsoring afin d'établir de bonnes relations avec le laboratoire.

Les projets spatiaux de l'équipe

Mon sujet de thèse s'inscrit dans la phase d'exploitation scientifique des données (dite phase E) du projet OMEGA. Cet instrument a été imaginé par les scientifiques de l'équipe (dont le chef est Principal Investigator de l'instrument) et développé par le bureau d'études du laboratoire. Il a été fabriqué à l'origine pour la mission soviétique Mars'96. Une quarantaine d'instruments d'origine internationale avaient été sélectionnés pour cette sonde. Après l'explosion de la sonde au décollage, le comité scientifique de l'ESA (agence spatiale européenne) a décidé en 1997 d'élaborer une nouvelle mission à bas coût, Mars Express, comportant sept instruments et utilisant une plateforme satellite standard. Quatre d'entre eux sont les modèles de rechange des instruments européens de Mars'96, dont OMEGA. Mars Express est en orbite depuis début 2004. Les attentes scientifiques d'OMEGA concernent en

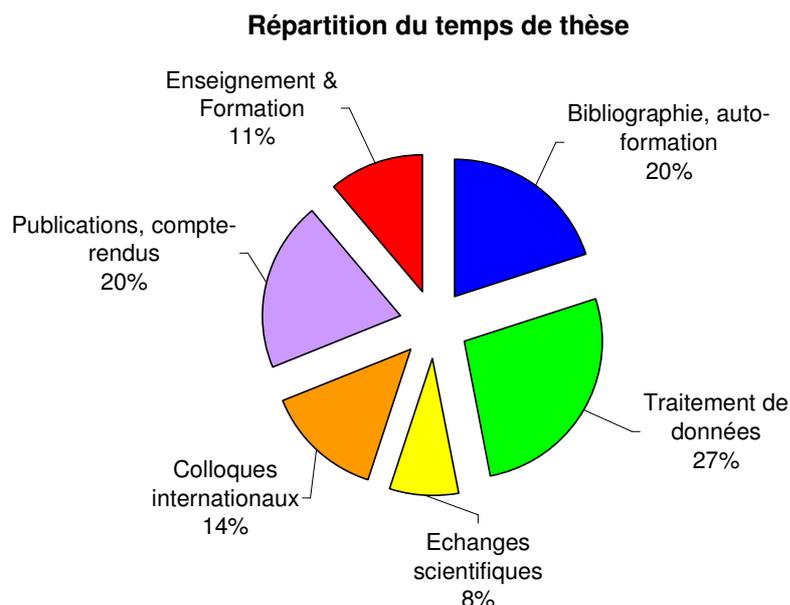
priorité la composition de surface, mais aussi dans une moindre mesure l'atmosphère. Dans ces domaines scientifiques les résultats espérés d'OMEGA sont en compétition directe avec ceux de plusieurs instruments américains (TES, CRISM), travaillant ou non dans le même domaine de longueurs d'onde, en orbite autour de Mars à peu près à la même époque. En échange de l'investissement dans la fabrication de l'instrument, l'équipe OMEGA dispose d'un droit d'analyse exclusive des données pendant un an après leur acquisition. OMEGA a très rapidement permis de grandes découvertes sur l'histoire de Mars, puisqu'au début de ma thèse (octobre 2005) ses résultats étaient l'objet de sept publications dans les deux revues scientifiques les plus prestigieuses du monde (Science et Nature). Les autres instruments actuellement en orbite autour de Mars sont loin de ce niveau, ce qui montre la qualité des choix instrumentaux effectués par l'équipe.

L'équipe avait réussi en 1989 à placer un précurseur d'OMEGA (l'instrument ISM) sur une sonde soviétique. En parallèle d'OMEGA l'équipe a remporté un appel d'offre de l'ESA pour la mission ROSETTA, ainsi que pour les missions VENUS EXPRESS, ROSETTA, et CASSINI en s'associant à d'autres laboratoires. Aujourd'hui, l'équipe construit deux instruments, l'un pour la mission russe Phobos-Grunt (lancement 2009), et l'autre pour l'atterrisseur ExoMars de l'ESA (lancement 2013). Elle lance également des actions de R&D pour une mission vers Mercure (prévue en 2019). Pour donner un ordre de grandeur même si les situations peuvent être très contrastées, un appel d'offre donne lieu en moyenne à 4 propositions concurrentes. Il faut savoir cependant que la Russie ne sélectionne ses instruments que sur ses collaborations passées, et que les membres du comité de sélection de l'ESA sont aussi des développeurs d'instrument. Ainsi les processus de décision ont tendance à être biaisés mais nous voyons que l'équipe est clairement reconnue pour ses qualités scientifiques et instrumentales puisqu'elle réussit à participer à la plupart des missions européennes et russes. Les collaborations avec les Etats-Unis se limitent à des échanges scientifiques car la NASA ne sélectionne que des instruments américains. Le succès scientifique d'OMEGA a sans aucun doute contribué à remporter les appels d'offre postérieurs à OMEGA.

L'avenir de la conception d'instruments n'est toutefois pas vu de manière optimiste par les membres du laboratoire, car l'ESA, principal client, souhaite que les instruments soient développés dans l'industrie, et parce que le CNRS réduit ses effectifs. Toutefois des projets d'avenir sont en cours de développement : le groupe Planétologie souhaite aujourd'hui s'associer avec le groupe Astrochimie pour devenir un centre d'analyse des échantillons Martiens lorsqu'une mission de retour d'échantillons aura vu le jour.

III. Les activités conduites pendant la thèse

Mes trois années de thèse se sont caractérisées par de nombreuses tâches différentes à gérer en parallèle. Mon travail a consisté en des travaux de recherche scientifique (89% du temps total), des enseignements que j'ai dispensés (8% du temps total) et des formations que j'ai suivies (3% du temps total). J'ai été maître de l'organisation de ces activités, que j'ai menées en les hiérarchisant et en respectant les contraintes imposées par le calendrier des enseignements, des formations et des colloques scientifiques. Il m'a donc fallu en particulier être capable de mener ma recherche entre ces contraintes, bref de mener plusieurs tâches de front. Les poids relatifs des différentes activités menées pendant la thèse sont :



Je détaille tout d'abord les activités spécifiques à la recherche. La part de bibliographie représente 20% du temps de thèse total. Cette bibliographie, constituée de façon autonome grâce à Internet, aux bibliothèques et aux anciennes publications de l'équipe, a été consacrée à la connaissance de Mars, la compréhension des processus liés à l'hydratation, la physique des méthodes employées et aux techniques de traitement de données. Le travail de traitement des nouvelles données obtenues par OMEGA, incluant le développement et l'optimisation a représenté un quart du temps de thèse. La catégorie «Echanges scientifiques» inclut le temps passé en interne pour le travail en équipe (avec les chercheurs, les autres étudiants, et deux stagiaires de L3 que j'ai encadrés pendant deux mois à un an d'intervalle) ainsi que les discussions scientifiques pour l'interprétation des résultats. Elle inclut également le travail en équipe externe (avec des chercheurs et étudiants au LMD à Jussieu) et les collaborations (au LESIA à Meudon, au LPG à Grenoble, à la Washington University à St-Louis). Ces collaborations se sont traduites par des discussions lors de colloques, des échanges de courriels, et parfois des déplacements, par exemple de deux semaines à St-Louis pour échanger des compétences et traitement de données et en modélisation de spectres. De telles rencontres nécessitaient de bien préparer les objectifs et éventuellement d'animer des petites réunions.

Nous voyons dans le diagramme que le temps consacré à la communication et la valorisation des résultats (colloques et publications) est assez élevé. Pendant ma thèse j'ai pu assister à 14 congrès et réunions internationales (en France, en Europe ou aux US), et publier trois articles en premier auteur et quatre autres articles écrits en équipe dans des revues à comité de lecture. Ceci résulte d'une part de la richesse du jeu de données OMEGA qui

permettait d'obtenir rapidement des résultats d'importance majeure, et d'autre part de la volonté de l'équipe de se mettre fortement en valeur vis-à-vis de la communauté internationale. Les colloques étaient également le moyen pour moi de me faire connaître des autres scientifiques et en même temps de me former scientifiquement.

L'enseignement n'étant pas prévu dans mon contrat de thèse (sans être interdit), j'ai cherché moi-même les cours que j'ai donnés, sous forme de vacations. J'ai souhaité faire de l'enseignement pour me donner l'occasion d'expliquer des notions physiques à un public plutôt difficile à capter, pour faire partager mon goût pour les sciences et techniques et pour rester actif sur des disciplines extérieures à mon sujet de thèse. J'ai rencontré des publics très différents en faisant des TDs de thermodynamique aux Mines de Paris, des TPs de traitement du signal en IUT et des interrogations orales en classes préparatoires. J'ai également participé à de la vulgarisation pour le grand public en participant aux Fêtes de la Science au Palais de la Découverte et à l'IAS et à une exposition à destination des collèges et écoles primaires.

Enfin, les formations que j'ai suivies se sont focalisées sur trois thèmes : des enseignements scientifiques sur la planétologie, une initiation au management de projet spatial, et des formations pour l'insertion professionnelle et la valorisation du projet de recherche. Quelques séminaires techniques et formations « extincteur » ou « premiers secours » se sont ajoutés.

IV. Gestion du projet de recherche

L'équipe projet

Mon travail de recherche s'est effectué à temps plein à l'IAS, en interagissant avec plusieurs membres de l'équipe. Le tableau suivant détaille les personnes qui ont participé à mon projet de thèse, incluant également les collaborations extérieures. En revanche les personnes avec qui je n'ai eu que des discussions scientifiques, parfois intenses, ne sont pas mentionnées s'il ne s'agit pas d'un travail direct pour mes travaux de recherche. Cela concerne en particulier les autres thésards de l'équipe, ainsi que les membres internationaux de l'équipe OMEGA rencontrés tous les 6 mois lors de réunions et colloques. Comme le montre le tableau suivant, mon projet de thèse a mobilisé 1.15 équivalents temps plein sur l'ensemble des trois années.

	Collaborateurs	Durée à temps plein	Nature du travail
INTERNE (équipe projet à l'IAS)	Moi	29.7 mois	(Je rappelle ici que la recherche a consisté en ~90% de mon temps de thèse).
	Directeur de thèse	2.5 mois	Travail en équipe avec répartition de tâches, échanges scientifiques et techniques (interprétation des résultats, pertinence des algorithmes), et stratégiques (orientation de la thèse)
	Directeur d'équipe	0.2 mois	Scientifiques (implication des résultats pour l'étude de Mars, relecture des articles), humains (place dans l'équipe, projet professionnel), administratifs.
	Chercheur	0.2 mois	Scientifiques, techniques (fonctionnement de l'instrument, méthodes de traitement des données)
	Ingénieur de recherche	0.2 mois	Techniques (fonctionnement de l'instrument, méthodes de traitement de données).
	2 stagiaires de L3	4 mois	Encadrement de stage.
	Secrétaire d'équipe	0.2 mois	Administratif
EXTERNE (scientifique)	1 chercheur, 1 post-doc et 2 étudiants en thèse du LMD (Jussieu)	0.2 mois	Collaboration scientifique, diffusion de compétences en traitement de données.
	1 étudiant en thèse du LPG (Grenoble)	0.1 mois	Collaboration scientifique.
	1 étudiant en thèse de Brown University (Rhode Island)	0.2 mois	Collaboration scientifique, répartition du travail sur l'hydratation, relectures d'articles réciproques
	1 chercheur et 2 étudiants en thèse de la Washington University (Missouri, USA)	0.2 mois	Collaboration scientifique, diffusion de compétences en traitement de données.
EXTERNE (entreprise)	Entreprise Astrium à Toulouse	ϵ	Présentation réciproque
TOTAL		37.8 mois	

Étapes du projet

L'organisation du projet de thèse peut se synthétiser par 4 étapes. Cette représentation est bien entendu très schématique, il y a eu en particulier beaucoup d'allers-retours d'une étape à l'autre.

CADRAGE : Ma thèse a commencé par l'appropriation de la problématique, imaginée par mes encadrants : Etude de l'hydratation de Mars, sur un jeu de données neuf. Il m'a donc fallu faire de la bibliographie pour être à l'aise avec ce sujet et avec la physique nécessaire à l'utilisation des données. En commençant ma thèse je n'avais pas assez de recul pour préciser le questionnement ou le réorienter ; ce n'est qu'en cours de thèse que j'ai pu me fixer des directions de recherche. La problématique de la thèse s'accompagnait d'une double contrainte : un temps total limité (3 ans), et un temps restreint de propriété des données (un an à compter de leur réception) au-delà duquel la concurrence est rude.

Ce travail d'appropriation du sujet m'a permis d'avoir les idées claires pour définir ma stratégie de travail, déterminante pour mener à bien le projet de recherche. Concrètement, cette stratégie a consisté à définir les bons outils de travail. J'ai dû effectuer ici une véritable analyse de risques : devais-je adapter des débuts de logiciels déjà existants mais écrits dans un langage peu efficace, dont je ne suis pas familier, mais pratique pour visualiser les résultats ? ou bien devais-je tout réécrire dans un langage beaucoup plus rapide, dont je suis plus familier mais peu pratique pour traiter les résultats et que personne dans mon équipe ne connaissait ? J'ai souhaité être pragmatique en retenant la première solution : adapter les outils existants me permettait d'être rapidement opérationnel pour répondre à la contrainte de temps, sachant qu'en cas de difficulté je pourrais être secondé.

DEVELOPPEMENT : Mon travail consistait à traiter les données OMEGA dans leur ensemble pour y détecter des tendances générales et comprendre des corrélations physiques. J'ai décidé de consacrer une part significative de mon temps à optimiser les algorithmes pour palier la faible rapidité du langage. Pour valider la qualité de l'algorithme et des critères de sélection, j'ai procédé à une phase de test sur un échantillon de données caractéristiques, en aller-retour avec le codage pour prendre en compte les résultats du test.

TRAITEMENT : Avec un logiciel validé j'ai lancé le traitement sur l'ensemble des données. Bien entendu le test précédent sur un échantillon de données n'a pas permis de tester le code sur toutes les erreurs possibles, et ici encore des ajustements ont été nécessaires. Même optimisé, le traitement du jeu de données complet demandait au moins une nuit de calculs. Il était d'une part nécessaire de mettre à profit chaque nuit, et donc en cas de bogue d'être capable de corriger le logiciel avant la nuit ou le week-end suivant, ce qui a eu comme conséquence de parfois rester tard au laboratoire. D'autre part le calcul ayant lieu parfois en journée il était nécessaire de bien s'organiser pour ne pas perdre de temps : faire par exemple de la bibliographie, de l'interprétation de résultats intermédiaires ou de la préparation d'enseignement en attendant les résultats, quitte à alterner différentes activités.

INTERPRETATION : Une fois les résultats finaux obtenus, le recul acquis grâce à la bibliographie et aux discussions avec les scientifiques de l'équipe a permis de les interpréter. Ces interprétations ont d'une part donné lieu à des publications dans des conférences ou dans des journaux, et d'autre part posé de nouvelles questions nécessitant de refaire des calculs et d'adapter le logiciel précédent.

Cette organisation en étapes est bien entendu très schématique et s'est répétée plusieurs fois dans les faits. Durant la première année de ma thèse j'ai appliqué ce schéma à seulement une partie du jeu de données, obtenu en fonctionnement nominal de l'instrument. Les résultats de ce jeu de données pouvaient ainsi être obtenus rapidement, et une première publication sur l'hydratation a suivi. Cette publication et les colloques associés m'ont donné une légitimité au sein de la communauté scientifique. Ils m'ont permis également d'être sûr d'avoir des résultats à présenter en fin de thèse. J'ai donc pu aborder sereinement pour la suite

de ma thèse une tâche difficile, à l'issue incertaine, et onéreuse en terme de temps : corriger un défaut d'étalonnage apparu sur les données au cours de la mission (données qualifiées de « non-nominales »). Ce défaut empêchait une analyse correcte des données. Pour le corriger plusieurs solutions ont été envisagées, j'ai choisi la plus simple et la plus complète, qui était innovante, non conventionnelle mais efficace. Cette technique est décrite en chapitre II de ma thèse. Grâce à cette correction l'ensemble du jeu de données est devenu accessible pour l'étude de l'hydratation. J'ai ensuite traité les nouvelles données en réitérant les mêmes méthodes qu'au début de la thèse. Les améliorations du logiciel envisagées en première partie de thèse mais non mises en applications alors ont pu être entreprises ici. En particulier j'ai décidé de distinguer les gros calculs, gourmands en temps mais en général redondants d'un traitement à l'autre, du post-traitement : en sauvegardant désormais les résultats des gros calculs une fois pour toutes, j'immobilise beaucoup de ressources de stockage de données, mais mes codes gagnent un facteur 60 en rapidité (1h pour traiter tout le jeu de données au lieu de 60h).

En parallèle de l'hydratation j'ai pu mener quelques études supplémentaires : la recherche de carbonates, bien sûr, mais également la comparaison des températures de surface avec les résultats de modèles numériques. Ces petites études n'auraient pas pu faire l'objet d'une thèse complète, mais elles m'ont permis d'élargir mon domaine de compétence, d'apporter des validations secondaires à mes développements et de faire quelques publications supplémentaires. Ce type d'étude a pleinement profité de la correction des données non-nominales ainsi que de l'optimisation des codes sur l'hydratation. Le travail sur les températures de surface n'étant pas explicitement de mon sujet de thèse, j'ai choisi d'encadrer deux stagiaires (à 1 an d'intervalle) sur cette thématique.

Suivi du projet

Malgré une relative liberté au quotidien dans les choix de stratégie et de développement, l'avancement des travaux de recherche a été suivi régulièrement. Il a connu trois niveaux de contrôle que je détaille ci-dessous.

1) Suivi par le directeur de thèse

- Discussions : Comme je l'ai dit précédemment, j'ai été assez libre au quotidien. Des petites réunions en général non prévues à l'avance s'organisaient régulièrement avec mon directeur, entre 10 et 60 minutes toutes les 1 ou 2 semaines.
- Relectures d'écrits : Pour pouvoir faire une présentation en colloque, il était nécessaire d'écrire un résumé (de taille variant entre 10 lignes et 4 pages) en anglais et de le soumettre aux organisateurs du colloque. Ces résumés étaient presque systématiquement relus et corrigés par mon directeur de thèse et pouvaient servir de base à des discussions scientifiques.

2) Suivi interne par le laboratoire et l'Ecole Doctorale

- Entretien individuel avec le responsable des thèses : Le laboratoire, par la voix du chercheur responsable des thèses devant la direction, a effectué un point de 20 minutes avec tous les étudiants en thèse en chaque début d'année scolaire. Toutefois en cas de thèse se passant dans des mauvaises conditions ce responsable n'avait en pratique que peu de pouvoir.
- Présentation annuelle au laboratoire : Tous les ans a lieu une « journée des thésards », qui demande à chaque étudiant en thèse de présenter en 15 minutes ses travaux de manière vulgarisée pour être accessible à tous les personnels du laboratoire.
- Entretien à mi-thèse : Un entretien avec présentation orale à mi-thèse a été organisée avec les enseignants de l'Ecole Doctorale. Cette « demi soutenance de thèse » leur a permis de s'assurer du bon avancement de la thèse et de discuter avec les deux parties (mon directeur de thèse et moi-même).

- Soutenance de thèse : En fin de thèse l'Ecole Doctorale et quelques personnes reconnues de la communauté scientifique évaluent la qualité scientifique du travail effectué pour délivrer le titre de Docteur. Toutefois cette évaluation porte essentiellement sur les résultats.

3) Suivi externe par la communauté internationale

- Réunions « OMEGA » : Des réunions assez informelles, environ tous les 6 mois, se sont tenues entre les membres de l'équipe OMEGA, soit une cinquantaine de personnes venant de France, Italie, Allemagne, Etats-Unis, Russie. Ces réunions étaient l'occasion de présentations orales (environ 15 minutes) suivies de questions, commentaires et discussions.

- Conférences internationales : Les crédits du projet OMEGA m'ont permis de participer à de nombreuses conférences internationales, avec un colloque tous les 4 mois environ. Ces colloques nécessitaient de préparer un résumé de l'avancement des travaux trois mois avant le colloque, et en cas d'acceptation faire une présentation en anglais, lors d'un exposé PowerPoint ou d'une session posters. Ces présentations sont le moyen d'être évalué par ses pairs, les retours s'effectuant souvent lors des questions suivant la présentation ou entre les sessions. Les présentations orales, d'une quinzaine de minutes, étaient suivies par un public compris entre 50 et 300 personnes ; les posters faisaient en général l'objet de discussions avec 4 personnes en moyenne.

- Publications scientifiques : Le moyen le plus important d'être reconnu pour un chercheur est de faire des publications dans des journaux scientifiques. Ces articles, d'une longueur de 5 à 20 pages, sont relus par un (ou plusieurs) scientifique reconnu qui donne ses commentaires et éventuellement son accord pour publication. J'ai pu publier 3 articles en premier auteur durant les 3 ans de ma thèse.

J'ai pu constater que ces moyens de suivi étaient certes nombreux mais dans l'ensemble relativement redondants, s'intéressant essentiellement aux résultats scientifiques. Les discussions sur les choix stratégiques ou sur les méthodes employées se sont limitées à mon directeur de thèse. Ainsi, lorsque je me suis lancé dans la correction du défaut d'étalonnage instrumental, personne n'a vraiment émis de critique sur la méthode que j'ai employée, me laissant incertain quant à sa qualité. Il m'a donc fallu bien peser mes choix par moi-même avant de me lancer dans un développement long.

Enfin il faut savoir que ces différents suivis ne jugent que la qualité de la recherche menée et aucunement les activités annexes (enseignement, vulgarisation, formation). Une personne n'effectuant pas d'activité annexe aurait donc été jugée de la même manière.

Budget du projet

Une thèse représentant un véritable projet de R&D, nous présentons ici l'ensemble du budget impliqué dans ce projet. Le tableau suivant détaille les différents postes de dépense engendrés par ma thèse.

Dépenses		Recettes	
Salaires ⁽¹⁾		CNRS ⁽⁷⁾	65462€
- Doctorant	90324€	Astrium ⁽⁸⁾	45162€
- Directeur de thèse	5300€	ESA ⁽⁹⁾	26325€
- Autres chercheurs et ingénieurs	5000€	Université d'Orsay ⁽¹⁰⁾	8000€
		MENST ⁽¹¹⁾	7000€
Infrastructure (électricité, chauffage, eau, entretien, réseau, administration) ⁽²⁾	25000€		
Investissements spécifiques projet			
- 1 ordinateur personnel ⁽³⁾	1500€		
- 2 stations de calculs partagées ⁽⁴⁾	2125€		
- formations diverses	500€		
Frais de fonctionnement spécifiques projet			
- participation colloques ⁽⁵⁾	14200€		
- publications scientifiques ⁽⁶⁾	7700€		
- impressions, posters	300€		
Total	152000€		152000€

(1) Basés sur les temps de participation de chaque acteur du projet. (2) Calculé selon la norme comptable du CNRS : le coût d'infrastructure d'un projet est égal aux charges patronales des salaires du projet. (3) Un ordinateur à 1500€ utilisé et amorti en 3 ans. (4) 1 station de calcul à 3000€ partagée à 2 thésards utilisée et amortie sur 3 ans, et 1 station de calcul à 5000€ partagée à 4 utilisée pendant 2 ans et amortie sur 4 ans. (5) Missions à Toulouse juillet 2005 : ~200€ ; Houston mars 2006 : ~2000€ ; Berne juin 2006 : ~700€ ; Nancy septembre 2006 : ~500€ ; Berlin septembre 2006 : ~1000€ ; San Francisco décembre 2006 : ~2000€ ; Nantes février 2007 : ~500€ ; Los Angeles juillet 2007 : ~2800€ ; Potsdam août 2007 : ~1000€ ; Noordwijk novembre 2007 : ~1000€ ; St-Louis février 2008 : ~1500€ ; Vienne avril 2008 : ~1000€. (6) Papier JGR : 3200€ ; Papier PSS : 2500€ ; Papier GRL : 2000€. (7) Distribué entre la moitié du salaire du doctorant, les salaires de certains chercheurs et les 2/3 du coût des infrastructures. (8) Cofinancement (moitié) du salaire doctorant. (9) Crédits utilisés pour les missions et les publications. (10) Crédits utilisés pour 1/3 de l'infrastructure. (11) Salaires de certains chercheurs.

Les dépenses engendrées par mon projet de recherche sont estimées à ~150k€. Il s'agit de coûts dits "consolidés" puisque l'infrastructure et les personnels permanents sont considérés. Ce chiffre se veut exhaustif, en divisant les postes communs par le nombre d'utilisateurs et en considérant des périodes d'amortissement. Le poste le plus important est clairement celui des salaires, avec mon salaire individuel représentant à lui seul 60% du montant total. On constate également que les investissements, en particulier informatiques, déployés pour mon projet sont très faibles, de l'ordre de 2%. Ceci montre l'importance de la valeur ajoutée humaine dans la production scientifique de mon projet. Les coûts de communication des résultats sont vraisemblablement plus élevés que la moyenne (14%), ce qui s'explique par la production rapide de résultats par mon projet ainsi que par la forte volonté de mon équipe de les faire connaître.

Le principal contributeur financier à mon projet de thèse est le CNRS, de l'ordre de 43%, via les salaires et le paiement de l'infrastructure. Par son cofinancement à ma bourse de thèse, Astrium est également un contributeur important, à hauteur de 30%. Enfin l'ESA, via ses financements pour la communication et le matériel d'exploitation des données, représente 17%.

La fabrication et le lancement de la sonde Mars Express ont coûté ~300 M€ (150M€ à l'ESA + 150 M€ de développements précédents). En rapportant ce coût au nombre de chercheurs ayant travaillé à l'exploitation des données (140 équivalents temps plein pendant 6 ans environ), on obtient que la production des données ramené à la durée de ma thèse a coûté 1 M€. Ce montant est largement supérieur aux 150k€ du coût de ma thèse.

Je n'ai pas inclus dans les dépenses le coût de mon enseignement ni celui de certaines formations générales auxquelles j'ai assisté, car ces coûts ne sont pas imputables au projet de thèse. Toutefois ces activités m'ont coûté ~10% de mon temps de thèse comme je l'ai montré précédemment.

Enseignements tirés

Cette expérience de thèse et les difficultés que j'ai rencontrées m'ont permis de tirer un certain nombre d'enseignements, dont certains, parmi les plus importants, sont énumérés dans cette section.

1) Promouvoir en interne la mutualisation des outils développés par chacun. Cette mise en commun augmenterait l'efficacité générale en évitant la redondance de développement. Le développement d'outils communs pourrait également être sous-traité. Chacun pourrait ainsi se recentrer sur son domaine d'étude et apporter de la valeur ajoutée. Ceci concerne les outils de traitement de données simples, comme les logiciels de projection des données sur un planisphère, mais aussi les articles scientifiques anciens difficilement accessibles.

2) Trouver le juste équilibre entre documentation / formation et développement. Se consacrer à du développement est souvent une tâche plus motivante que de la bibliographie, et elle permet d'obtenir des résultats rapidement, source de reconnaissance par la communauté scientifique. Toutefois ce temps de formation et de prise de recul est vraiment nécessaire. En effet des difficultés associées à une complexité physique peuvent bloquer un développement si elles n'ont pas été étudiées précédemment. De plus lorsque des résultats sont obtenus, le manque de recul les rendra difficiles à interpréter. Enfin il n'est pas rare que quelqu'un ait déjà travaillé auparavant sur le même sujet, bien se placer par rapport à des travaux antérieurs est donc primordial. Le temps de travail doit laisser de la place à la formation à de nouvelles compétences.

3) Rechercher le travail collectif, ne pas s'isoler. On apprend beaucoup par de simples discussions avec les collaborateurs. Pour répondre à une interrogation, il est parfois beaucoup plus efficace de demander à un collègue si l'on sait qu'il ne lui faudra pas beaucoup de temps pour y répondre. A l'inverse il faut encourager les autres à venir nous voir au sujet de nos domaines de compétences. Ces échanges peuvent se faire également au sein de réunions informelles régulières.

Résumé

L'eau est présente aujourd'hui sur Mars sous forme de glace, de vapeur et d'hydratation du sol. L'hydratation, constituée d'eau adsorbée sur les minéraux ou emprisonnée dans leur structure, peut influencer le cycle de l'eau et favoriser des processus d'exobiologie ou d'altération. Cette thèse porte sur l'étude globale et saisonnière de cette hydratation grâce aux données de l'imageur spectral visible et proche-infrarouge OMEGA, en utilisant une forte bande d'absorption à 3 μm . Première étude systématique sur la voie L (grandes longueurs d'onde) d'OMEGA, cette thèse a développé un algorithme rapide pour en calculer les spectres de réflectance, nécessitant d'estimer l'émission thermique sur les données. La réponse photométrique de la voie L étant fortement variable, nous avons proposé un nouvel étalonnage adapté pour obtenir une couverture spatiale et saisonnière représentative. Notre étude révèle que l'hydratation est présente partout sur Mars, pour des teneurs massiques en eau entre 3 et 12%, preuve de l'omniprésence de l'eau adsorbée mais aussi d'une altération générale. La dépendance de l'hydratation avec la pression et la température est conforme aux mesures de laboratoire, et la composition influe sur la force d'adsorption. Les sols clairs semblent plus hydratés. L'influence sur le cycle de l'eau est prouvée par l'observation de variations saisonnières et d'une teneur en eau élevée là où le sous-sol est glacé. Enfin, les carbonates sont un produit d'altération attendu en présence d'eau adsorbée, mais notre recherche systématique sur leur bande à 3.4 μm prouve leur absence globale. Ce résultat est primordial pour les scénarios de l'histoire de l'atmosphère.

Abstract

Water is currently present on Mars as ice, vapor and surface hydration. Hydration is known to be adsorbed water on minerals or prisoned in their structure. It can influence the Martian water cycle as well as enable mineral alteration or exobiology. This PhD thesis studies the global and seasonal aspects of hydration using the data from the visible and near infrared imaging spectrometer OMEGA. Our work is based on the 3 μm hydration absorption feature, which has required to develop an efficient scheme to get the albedo spectra in the OMEGA long wavelength channel (L channel). We had in particular to assess the surface thermal emission from the spectra. The L channel photometric efficiency undergoes strong variations with time; we have therefore derived an adapted new calibration using an innovating method to get a representative spatial and seasonal coverage. Our study reveals that hydration is everywhere on Mars with water contents between 3 and 7 weight %, which is evidence of overall adsorbed water as well as global alteration. The hydration dependency with temperature and pressure is consistent with laboratory measurements, and composition may influence the water bond strength. Brightest surfaces are likely to be more hydrated. The influence on the water cycle is proved by the observation of seasonal variations as well as an increase over icy sub-surfaces. Finally, carbonates are expected as an alteration product in hydrated surfaces, but our systematic research on the 3.4 μm proves their missing in large amounts on Mars. This result also puts constraints on atmospheric history scenarios.