



HAL
open science

Étude des signatures aqueuses martiennes par spectroscopie infrarouge : des nuages à l'altération des régions polaires

Aurélien Stcherbinine

► To cite this version:

Aurélien Stcherbinine. Étude des signatures aqueuses martiennes par spectroscopie infrarouge : des nuages à l'altération des régions polaires. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Université Paris-Saclay, 2021. Français. NNT : 2021UPASP064 . tel-03380027

HAL Id: tel-03380027

<https://theses.hal.science/tel-03380027>

Submitted on 15 Oct 2021

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.

Étude des signatures aqueuses martiennes par spectroscopie infrarouge : des nuages à l'altération des régions polaires

*Study of Martian aqueous signatures
by infrared spectroscopy : from clouds
to polar regions alteration*

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay

École doctorale n° 127, Astronomie & Astrophysique
d'Île-de-France (AAIF)
Spécialité de doctorat : Astronomie et Astrophysique
Unité de recherche : Université Paris-Saclay, UVSQ, CNRS, LATMOS,
78280, Guyancourt, France.
Réfèrent : Université de Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines

**Thèse présentée et soutenue à Paris-Saclay,
le 23 septembre 2021, par**

Aurélien STCHERBININE

Composition du jury

Frédéric SCHMIDT Professeur des Universités, GEOPS, Université Paris-Saclay	Président
Cathy QUANTIN-NATAF Professeure des Universités, LGL-TPE, Université Lyon 1	Rapporteur
Sébastien RODRIGUEZ Maître de Conférences, HDR, IPGP, Université de Paris	Rapporteur
Antoine POMMEROL Privatdozent, Université de Berne	Examineur
Ann Carine VANDAELE Senior Researcher, Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique	Examinatrice

Direction de thèse

Mathieu VINCENDON Maître de Conférence, HDR, IAS, Université Paris-Saclay	Directeur
Franck MONTMESSIN Directeur de Recherche, LATMOS, CNRS, Université Paris-Saclay	Codirecteur

Astro Moto Taekwondo
Le bonheur en trois mots

REMERCIEMENTS

« *Victoria mundis, victoria nex recorda* », bon ça ne veut absolument rien dire mais je trouvais que ça ouvrait bien. Vous l'avez sûrement compris (sinon de toutes façons je vous le dis), ça va dépoter. D'autant que qui dit deux laboratoires, dit aussi deux fois plus de gens à remercier. Alors asseyez-vous, attachez bien vos ceintures (si vous en avez à disposition¹) ou crampez-vous. Poignée dans le coin, on est partis !

Faire de l'astrophysique c'est un rêve de gosse avec lequel je vis depuis une vingtaine d'années, qui prend sa source dans les documentaires de mon père, qui m'a tout petit fait observer les planètes à travers une lunette astronomique. Je commencerai donc par remercier ma famille pour m'avoir toujours soutenu et encouragé à poursuivre dans cette voie, ainsi que permis de n'avoir jamais eu qu'à me préoccuper de mes études au cours de toutes ces années. Je suis conscient de l'immense chance que j'ai eue, si j'en suis arrivé à produire ce manuscrit aujourd'hui, c'est en grande partie grâce à eux. Un grand merci particulier à ma mère et ceux qui l'ont assistée pour la relecture attentive de ce manuscrit.

Je tiens également à remercier le Soleil du Sud et le bon air saint-léonsais pour m'avoir régulièrement permis de me ressourcer et de survivre à ces années d'expatriation dans le Grand Nord parisien. Et tant qu'on en est à la partie des non-humains, je remercie de tout mon cœur le télescope C14 de l'Université en compagnie duquel j'ai passé tant de magnifiques soirées, de sa coupole du bâtiment 470 à sa nouvelle demeure au bâtiment 625 *h*, des soirées alcoriennes aux TP en passant bien sûr par les observations de « maintenance » plus ou moins indispensables. Merci aussi à *Kawa I & II*² pour ces chevauchées de liberté à chaque retour dans le Sud. On ne le dira jamais assez : la moto c'est génial ! Enfin, merci à mon ordinateur portable de m'avoir accompagné sans faille (mais non sans quelques frayeurs, il faut bien l'admettre) au cours de ces trois années ; il en aura vu des kilomètres en train, des figures et des lignes de code ; toujours sous Linux bien sûr !

Bien évidemment, un immense merci à mes deux directeurs de thèse, Mathieu et Franck ! Ces trois années ont été extraordinaires et je manque de mots pour vous exprimer toute ma gratitude. Merci pour votre gentillesse, votre présence, nos discussions, et tout ce que vous m'avez apporté au cours de ces trois ans. Mathieu, que de chemin parcouru depuis ce vendredi de janvier 2016 où je suis entré dans ton bureau pour la première fois à la recherche d'un stage de L3, j'étais alors bien loin de me douter de où cette rencontre me mènerait. Pour la petite histoire, lors de mon arrivée au Magistère de Physique Fondamentale après la prépa, j'ai rapidement rejoint l'association ALCOR³ et c'est là, par une soirée de janvier sous la coupole du bâtiment 470 en compagnie du magnifique télescope C14 sur sa monture Valmecca, que le président de l'époque (un certain Pierre Guiot) me conseille de contacter un chercheur de l'IAS nommé Mathieu Vincendon qui prévoirait de prendre un stagiaire de L3 en fin d'année, mais sans que le sujet n'ait encore été diffusé au Magistère. Vous l'aurez compris, ce stage sur les écoulements sombres récurrents de Mars (ou RSL) a bien eu lieu et m'a amené à rester en contact avec Mathieu jusqu'à postuler à un sujet de thèse à l'IAS sous sa direction. Le lancement de cette thèse n'a pas été une évidence, ce qui a résulté en un début du mois de juillet 2018 assez stressant, je tiens donc à remercier chaleureusement tous ceux qui ont permis à cette thèse de pouvoir avoir lieu : Mathieu évidemment pour t'être battu pour obtenir les financements, Franck pour avoir accepté le pari de rejoindre l'aventure

¹Si vous êtes en voiture et que vous conduisez, attachez votre ceinture mais lâchez immédiatement cette thèse et concentrez-vous sur la route miladiou !

²Alias ER-5 et ZR-7, mes deux motos successives durant la thèse.

³L'association d'astronomie de la fac. Vous ai-je déjà dit que je voulais faire de l'astro ?

et permis à cette thèse d'exister sous la version 2.0 que vous pouvez découvrir dans ce manuscrit, mais également les personnes de l'école doctorale qui ont permis de trouver des solutions, en particulier Alain Abergel, le vice-président de l'ED 127 en charge de Paris-Sud / Paris-Saclay de l'époque.

Merci également à mes deux laboratoires, l'IAS et le LATMOS pour leur accueil, et en particulier aux membres des équipes planétos ainsi qu'aux doctorants des deux laboratoires avec lesquels j'ai eu le plaisir de partager au moins une partie de ces trois années. Parce que la science et la rédaction c'est bien, mais les discussions dans les bureaux et les pauses-café c'est très important pour la santé du cigare.

Au LATMOS, merci à l'équipe ACS-SPICAM/V Loïc R., Loïc V., Margaux, Franck M., Franck L., Dasha, Anni, Lucio, Gaetan, Kevin, Elise et aux partenaires réguliers du *Miam time* de Guyancourt. Merci aussi aux collègues de promotion doctorants Nicolas et Lora (et Audrey, je t'inclus aussi dedans), on se sera bien régalez pendant ces trois ans même si c'est vrai que je n'étais pas tous les jours au labo. Lora, camarade de danse et de Logobitombo des soirées Elbereth, heureusement que tu étais là pour mettre de l'ambiance ! Et Nicolas, entre martiens on se comprend, même (et surtout) pour les références *Kaamelott*.

Merci aussi à tous les doctorants de l'IAS avec lesquels j'ai passé ces trois années : Florian, Thibaut, Dany, Tony, Marion, Romain, Pierre, Gabriel, Clément, Natalia, Louis M., Louis L., Edouard, Yann L., Yann A., Tania, Raphaël, Stefano, Valentin, Thomas, Danilo ; au-delà des différentes équipes, on est tous ensemble et c'était vraiment cool ! Il y a tellement de personnes et tant choses à dire, d'ALCOR aux tapis de TKD en passant par la coupole, les SnB, soirées LAN ou film en 4-5 et les cafés station, que je suis sûr de ne pas pouvoir tout mettre ici⁴ donc je vais faire concis. Pierre, co-bureau éternel ce fut un plaisir de partager ce bureau durant ces 3 ans, c'est incroyable à quel point ton nom revient tout au long de mon parcours depuis la L3. Gabriel, papy barbe, grand gourou Python / bépo / Vim / Linux (entre autres). Florian, toi aussi camarade élève du gourou barbu, on en aura passé du temps à discuter de toutes les astuces possibles de modules et de mise en page \LaTeX pour la thèse ! Yann (L. alias « *le vrai* » comme tu aimes le dire) merci d'avoir contribué au développement d'OMEGA-Py en tant que 1^{er} utilisateur, et d'avoir été là pour partager l'adoration de la planète rouge (#OMEGA4ever !). Thibaut (alias Didier), le fréro, toujours là pour de longues discussions dont les sujets s'échappent bien loin de la science et qui font un bien fou, ce fut un honneur !

Merci également à l'équipe coupole Mathieu, Pierre, Gabriel, Florian, Raphael, Tania, Cédric, Joao, Valentin, Marion et en particulier à Cateline, super co-chef des TP, ça a vraiment été génial de gérer ça avec toi ! On se sera battus, envers et contre l'organisation de la fac, puis les confinements et autres couvre-feu. Heureusement, il y avait aussi de très bonnes soirées sous la coupole, et des petits pique-nique sur la terrasse avec le coucher de Soleil.

En dehors du laboratoire, merci aussi aux personnes avec lesquelles j'ai eu le plaisir d'échanger et de collaborer durant ces trois ans. Et en particulier, merci à Mike Wolff et Pierre Beck pour leur aide précieuse au cours de cette thèse, respectivement sur les modèles de nuages de glace d'eau et pour l'interprétation de la signature de l'anneau boréal à 3 μm . Merci à l'équipe du LOC Elbereth 2020 & 2021 pour ces super moments. Merci également à toute l'équipe ACS pour votre accueil, et votre dynamisme extrêmement motivant. La marche en serviette dans la neige vers minuit pour plonger dans le trou dans la glace à Suzdal reste gravée dans ma mémoire.

J'ai déjà dit que cette thèse est l'aboutissement d'un très long parcours qui va bien au-delà des trois années du contrat doctoral. Je voudrais donc remercier tous ceux qui m'ont accompagné, au moins sur une partie du chemin, que ce soit dans le cadre des études mais aussi en dehors : encore une fois merci à ma famille, mes amis (mention spéciale pour les Pouleys : Lam, Clem, Flo & Max) et mes professeurs. Un merci particulier aussi pour la famille du Taekwondo et surtout à Francis et Alex, mes deux professeurs du TKD Teyran qui m'ont tant apporté depuis mes 6 ans. L'enseignement des arts martiaux va bien au-delà du dojang.

⁴En plus il faudrait l'écrire, vous vous rendez compte !

Pour finir, un grand merci aux membres de mon jury d'avoir accepté de se prêter à l'exercice, et en particulier à mes deux rapporteurs que j'ai fait honteusement travailler durant leurs vacances du mois d'août en leur fournissant un manuscrit à lire.

Enfin, merci également à tous ceux qui ne sont pas cités ici mais qui ont été présents tout au long de ces années.

TABLE DES MATIÈRES

Introduction	5
I Contexte général – Étude de l’hydratation de Mars par spectroscopie InfraRouge	7
1 Une brève histoire de l’eau sur Mars	9
1.1 Mars la Rouge	9
1.1.1 Une surface à deux visages	10
1.1.2 Chronostratigraphie martienne	14
1.1.3 Les saisons sur Mars – Mécanique céleste et terminologie	17
1.2 D’un passé aqueux...	19
1.2.1 Traces géologiques	19
1.2.2 Traces chimiques	20
1.2.3 Enjeux exobiologiques	24
1.3 ... à un présent aride	24
1.3.1 Instabilité de l’eau liquide en surface	26
1.3.2 Présence de glaces	29
1.3.3 Mais où est donc passée l’eau martienne?	32
1.4 L’hydratation de la surface martienne	33
1.4.1 Mesure de l’hydratation de la surface via la bande à 3 μm	33
1.4.2 La piste de l’eau adsorbée	37
1.4.3 Le retour des minéraux hydratés	37
1.5 Les nuages de glace d’eau dans l’atmosphère martienne	40
1.5.1 Quelques généralités sur l’atmosphère	40
1.5.2 Les nuages dans le cycle de l’eau	44
II Étude des nuages de glace d’eau dans l’atmosphère martienne avec l’instrument ACS	49
2 Analyse des données ACS-MIR pour l’étude des nuages de glace d’eau martiens	51
2.1 Les données ACS-MIR	52
2.1.1 Présentation générale	52
2.1.2 Les types de données ACS-MIR, une histoire de niveaux	55
2.1.3 Les différents jeux de données utilisés	56
2.1.4 Les autres instruments de TGO	57
2.2 Traitement des données	58
2.2.1 Extraction du continuum	58
2.2.2 Détermination de l’altitude du plafond des particules atmosphériques (<i>konior-pause</i>)	59
2.2.3 Inversion verticale	60
2.3 Quantification de l’absorption à 3 microns	63

2.4	Ajustement de modèles pour identifier et contraindre les nuages de glace d'eau	65
2.4.1	Quelques rappels utiles de transfert de rayonnement	65
2.4.2	Présentation du modèle	67
2.4.3	Ajustement sur les données et détermination de la taille des particules	68
2.4.4	Filtrage de la poussière et des cas ambigus	70
2.4.5	Estimation des incertitudes	70
3	Détection et caractérisation des nuages de glace d'eau martiens	73
3.1	L'absorption atmosphérique à 3 microns	74
3.2	Étude de l'impact de la tempête de poussière planétaire de l'été 2018 (MY 34)	77
3.2.1	Pourquoi étudier les nuages lors d'une tempête de poussière ?	77
3.2.2	Vision d'ensemble du jeu de données	78
3.2.3	Situation avant la tempête	79
3.2.4	Pendant la tempête	83
3.2.5	Taille des cristaux de glace d'eau dans les nuages	85
3.2.6	Conclusion sur les effets de la tempête sur les nuages de glace d'eau	89
3.3	Étude des nuages de glace d'eau sur une année martienne	90
3.3.1	Variations saisonnières	91
3.3.2	Variations latitudinales	94
3.3.3	Comparaison avec la tempête de poussière planétaire de 2018	97
3.3.4	De l'intérêt de cette étude pour la compréhension et la modélisation des nuages de glace d'eau	99
III	Étude de la surface martienne avec l'instrument OMEGA	101
4	Analyse des données OMEGA	103
4.1	Les données OMEGA	104
4.1.1	L'instrument OMEGA à bord de Mars Express	104
4.1.2	L'imagerie hyperspectrale	105
4.1.3	Les modes d'acquisition d'OMEGA	106
4.1.4	Les autres instruments de Mars Express	107
4.2	Lecture et correction des données	108
4.2.1	Réduction des données	108
4.2.2	Correction des contributions thermique & atmosphérique	110
4.2.3	Le module OMEGA-Py	115
4.3	Filtrage des données	115
4.3.1	Effets instrumentaux	115
4.3.2	Qualité des données	117
4.3.3	Glace d'eau	118
4.4	Critères spectraux	118
4.4.1	Quantification de la profondeur d'une bande d'absorption	118
4.4.2	Critères spectraux utilisés dans cette étude	119
5	La bande à 3 microns dans les régions polaires Nord	123
5.1	Identification d'une nouvelle signature étroite à 3 μm dans les régions polaires Nord	124
5.1.1	Étude de la région d'atterrissage du lander <i>Phoenix</i>	124
5.1.2	Distribution spatiale	126
5.1.3	Corrélation avec d'autres signatures spectrales	127
5.1.4	Comparaison avec l'hémisphère Sud	129
5.1.5	Stabilité temporelle	132

5.2	Quelle origine pour l'anneau boréal à 3 μm ?	134
5.2.1	Potentiels biais atmosphériques	134
5.2.2	Glace d'eau en surface	136
5.2.3	Eau adsorbée en surface	138
5.2.4	Sels	145
5.2.5	Synthèse des différentes pistes explorées	152
Conclusion générale et perspectives		153
Annexes		157
A	Le module python OMEGA-Py	159
A.1	Description générale	159
A.2	Lecture des fichiers binaires	160
A.3	Correction des données	162
A.4	Visualisation des données	163
A.5	Gestion du jeu de données	164
A.6	Évolutions futures	165
B	Liste des publications et participation à des conférences et séminaires	167
B.1	Publications dans des revues à comité de lecture	167
B.2	Communications dans des conférences internationales (1 ^{er} auteur)	167
B.2.1	Présentations orales	167
B.2.2	Posters	168
B.3	Présentations lors de réunions de l'équipe ACS	168
B.4	Autres présentations orales	168
C	Autres activités durant la thèse	169
C.1	Enseignement	169
C.2	Formation doctorale	169
C.3	Vulgarisation	170
C.4	Autres activités	170
D	Article : <i>Martian Water Ice Clouds During the 2018 Global Dust Storm as Observed by the ACS-MIR Channel Onboard the Trace Gas Orbiter, JGR-Planets (2020)</i>	171
E	Article : <i>Identification of a new spectral signature at 3 μm over Martian northern high latitudes : implications for surface composition, Icarus (2021)</i>	193
Liste des figures		213
Liste des tableaux		215
Liste des abréviations et acronymes		217
Bibliographie		219

INTRODUCTION

En octobre 2018, au moment où débute cette thèse, la sonde Mars Express de l'ESA entame, après près de 15 ans d'activité, sa 16 660^e orbite autour de la planète Mars. Dans le même temps, la sonde *Trace Gas Orbiter* (TGO) du programme ExoMars, fruit d'une collaboration entre l'ESA et Roscosmos, vient depuis quelques mois à peine de débiter sa campagne de mesures scientifiques. Ces sondes ont embarqué à elles deux pas moins de 11 instruments scientifiques et ont contribué de façon majeure aux évolutions récentes de nos connaissances sur la planète rouge. Sur ces 11 instruments, deux d'entre eux nous intéresseront particulièrement dans le cas cadre de cette thèse. Le premier est l'*Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité* (OMEGA) à bord de Mars Express (Bibring et al., 2004b), un spectro-imageur qui a cartographié la surface martienne dans le visible et le proche infrarouge (0,35–5,1 μm) avec une résolution spatiale allant de 300 m à 5 km et une résolution spectrale de l'ordre de la dizaine de nanomètres. Le second est l'*Atmospheric Chemistry Suite* (ACS) à bord de TGO (Korablev et al., 2018), et plus particulièrement le canal *Middle-InfraRed* (MIR) qui réalise des observations infrarouges (2,3–4,2 μm) en transmission de l'atmosphère martienne via la technique de l'occultation solaire.

En dépit de son aridité actuelle, Mars a connu au cours de son histoire des périodes durant lesquelles de l'eau à l'état liquide a pu être présente de façon stable et continue à sa surface, comme en témoignent certaines structures géologiques, mais aussi et surtout les argiles observées en diverses régions du globe. Si une partie de l'eau martienne a aujourd'hui disparu en raison de l'échappement atmosphérique, de grandes quantités sont toujours présentes sur la planète. Les conditions de pression et température actuelles ne permettant pas la stabilité de l'eau à l'état liquide en surface de nos jours, c'est sous d'autres formes qu'elle est observée par les multiples instruments envoyés en orbite, ainsi qu'à la surface de la planète. Si les principaux réservoirs d'eau martiens se situent dans les glaces des calottes permanentes des deux hémisphères, on trouve également de l'eau au sein même de la surface, dans le pergélisol et les minéraux hydratés principalement ; ainsi que dans l'atmosphère, sous forme de vapeur ou de nuages de glace d'eau. La compréhension de la dynamique de l'interaction entre ces différents réservoirs au sein du cycle de l'eau martien est un des grands enjeux de l'étude de Mars.

Une des signatures spectrales majeures de la présence d'eau, ou plus généralement d'hydratation, est une large bande d'absorption autour de 3 μm , due aux modes de vibrations de molécules H_2O ou de groupes $-\text{OH}$. Identifiée sur Mars dès les années 60 par des observations sol (Sinton, 1967), cette bande est présente aussi bien en surface, associée aux glaces et à l'hydratation des sols, qu'au sein de l'atmosphère, contenant nuages et poussières. L'étude de la signature à 3 μm de la surface à partir des données orbitales OMEGA a notamment permis de cartographier le niveau d'hydratation de l'ensemble de la surface martienne, et de révéler une forte augmentation des quantités d'eau en surface dans les régions polaires (Jouglet et al., 2007 ; Milliken et al., 2007 ; Audouard et al., 2014). Toutefois, les quantités d'eau déduites de ces observations diffèrent des valeurs obtenues par les instruments en surface (Poulet et al., 2010), et la nature de cette eau fait encore débat : eau adsorbée ou de structure ? Facilement échangeable avec l'atmosphère ou prisonnière du régolite ?

Dans ce contexte, les objectifs de cette thèse seront les suivants : d'une part, mieux contraindre la nature de la signature aqueuse à 3 μm dans les régions polaires à l'aide des observations acquises par OMEGA depuis plus de 15 ans, afin de discuter du rôle de ce réservoir dans le cycle de l'eau martien ; et d'autre part, caractériser la dynamique et les propriétés des nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne à partir de leur signature spectrale à 3 μm dans le nouveau jeu de données fourni par l'instrument ACS.

Ce manuscrit de thèse s'organise en 5 chapitres répartis dans 3 grandes parties. Dans la première partie, se résumant à un unique chapitre d'introduction, nous commencerons par un rappel des principales caractéristiques de la planète Mars et de son histoire ; puis nous nous attarderons sur l'histoire de l'eau sur la planète rouge telle qu'on la conçoit en 2021 à la lumière des données orbitales et *in-situ* accumulées au cours des dernières décennies. Nous présenterons également la question et les enjeux de l'étude de l'hydratation de la surface martienne, ainsi que la dynamique des nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne, qui participent activement au cycle de l'eau de la planète rouge.

La seconde partie de ce manuscrit, découpée en deux chapitres, est consacrée à l'étude des nuages de glace d'eau martiens via les données fournies par l'instrument ACS-MIR. Dans un premier temps, nous présenterons l'instrument ainsi que l'ensemble des méthodes de traitement et d'analyse des données développées dans le cadre de cette thèse et utilisées pour étudier les nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne. Puis nous détaillerons les résultats obtenus sur la détection et la caractérisation des nuages de glace d'eau avec ACS-MIR. Dans ce troisième chapitre du manuscrit, nous nous attarderons sur l'impact de la tempête de poussière planétaire de l'été 2018 sur ces nuages avant de discuter de leur évolution spatiale et temporelle au cours d'une année martienne.

Dans un troisième temps, nous nous tournerons vers la surface de la planète telle qu'observée par l'instrument OMEGA ; selon le même schéma que la seconde partie, celle-ci se décomposera en deux chapitres. Le premier est dévolu à la présentation des méthodes d'analyse des données de l'instrument OMEGA, de la correction des composantes atmosphérique et thermique à la mise en place de critères spectraux, en passant par le filtrage des observations. Ensuite, nous présenterons les résultats sur l'étude de l'évolution de la bande à 3 μm de la surface martienne au regard des autres signatures aqueuses observables par OMEGA. Nous rapporterons notamment l'identification d'une signature spectrale à 3 μm spécifique aux régions polaires Nord de la planète, et nous discuterons des différentes pistes explorées pour son interprétation.

Enfin, la conclusion générale viendra clore ce manuscrit en résumant les principaux résultats obtenus durant ces trois années de thèse, et en ouvrant sur les perspectives pouvant faire suite à ces travaux.



**Contexte général – Étude
de l'hydratation de Mars par
spectroscopie InfraRouge**

Une brève histoire de l'eau sur Mars

1

1.1	Mars la Rouge	9
1.1.1	Une surface à deux visages	10
1.1.2	Chronostratigraphie martienne	14
1.1.3	Les saisons sur Mars – Mécanique céleste et terminologie	17
1.2	D'un passé aqueux...	19
1.2.1	Traces géologiques	19
1.2.2	Traces chimiques	20
1.2.3	Enjeux exobiologiques	24
1.3	... à un présent aride	24
1.3.1	Instabilité de l'eau liquide en surface	26
1.3.2	Présence de glaces	29
1.3.3	Mais où est donc passée l'eau martienne?	32
1.4	L'hydratation de la surface martienne	33
1.4.1	Mesure de l'hydratation de la surface via la bande à 3 μm	33
1.4.2	La piste de l'eau adsorbée	37
1.4.3	Le retour des minéraux hydratés	37
1.5	Les nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne	40
1.5.1	Quelques généralités sur l'atmosphère	40
1.5.2	Les nuages dans le cycle de l'eau	44

Objet d'étude de cette thèse, la Planète Rouge méritait bien une partie dédiée pour ouvrir ce manuscrit. Dans ce chapitre, après les généralités d'usage sur les principales caractéristiques de la planète, nous dressons un bilan de l'état des connaissances quant à l'histoire de l'eau dans les couches superficielles de la planète que nous racontent les observations, de la proche sous-surface à l'atmosphère. En particulier, nous nous attarderons sur les mécanismes d'hydratation de la surface et le lien avec la bande à 3 μm , ainsi que sur les nuages de glace d'eau martiens, qui nous intéresseront dans les **parties II & III** de ce manuscrit.

1.1 Mars la Rouge

D'un diamètre inférieur de moitié à celui de la Terre et située à environ 1,52 ua du Soleil (*i.e.*, ~ 228 millions de kilomètres; une *unité astronomique*, notée *ua*, correspondant à la distance Terre–Soleil, soit environ 150 millions de kilomètres), en quatrième position dans le Système Solaire, la planète Mars a été, et est encore, la destination de nombreuses missions spatiales. Caractérisée par sa teinte rouge, qu'elle tient des oxydes de fer qui la recouvrent et qui la rend si reconnaissable dans le ciel nocturne, la planète Mars porte le nom du dieu de la guerre de la mythologie romaine¹.

Le **tableau 1.1** présente une comparaison des principales caractéristiques de Mars avec les autres planètes telluriques du système solaire.

¹Et oui, quand on s'intéresse à l'exploration spatiale, mieux vaut avoir révisé ses mythologies.

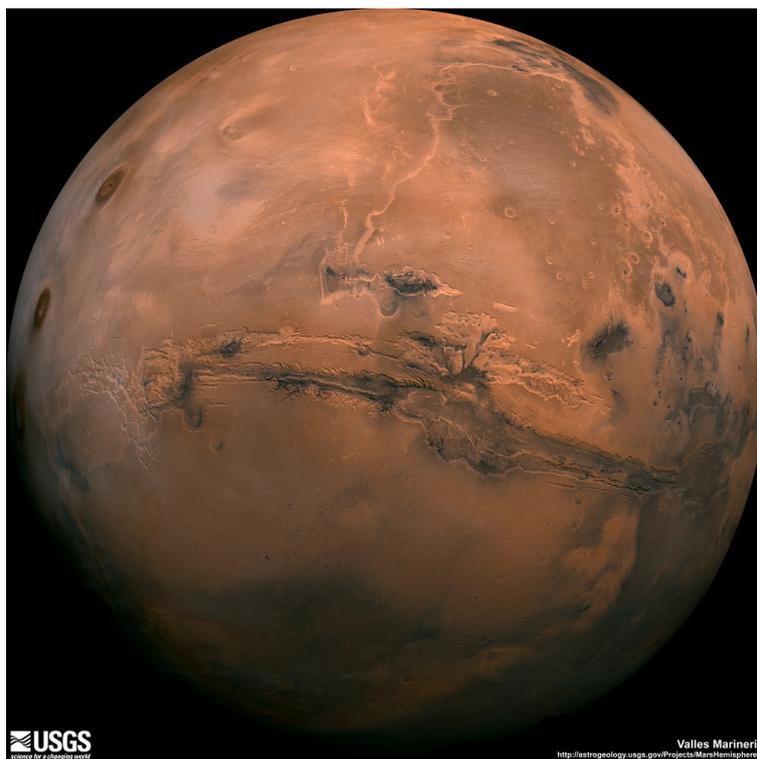


FIG. 1.1 : Photographie de Mars par la sonde Viking Orbiter. On observe au centre de l'image le grand canyon *Valles Marineris* qui s'étend sur plus de 2000 km et dont la profondeur peut atteindre 8 km. Ainsi que sur la gauche, les trois volcans de *Tharsis*, culminants entre 14 et 18,2 km.

1.1.1 Une surface à deux visages

La photographie de la planète visible en [figure 1.1](#), réalisée par la sonde Viking Orbiter de la NASA, illustre l'important relief présent à la surface de Mars, également visible sur la carte topographique présentée en [figure 1.2](#). On peut en effet admirer au centre de l'image la grande balafre que constitue *Valles Marineris* (« les Vallées de Mariner », nommée en référence à la sonde *Mariner 9* qui a permis sa découverte en 1972 ([McCauley et al., 1972](#))) un immense canyon s'étendant sur plus de 2000 km et dont la profondeur peut dépasser 8 km par endroits² ([Smith et al., 2001](#)), ainsi que sur la gauche, les trois volcans de *Tharsis* culminant respectivement (du nord au sud) à 18,2 km (*Ascraeus Mons*), 14 km (*Pavonis Mons*) et 17,8 km (*Arsia Mons*) ([Smith et al., 2001](#)). Pour autant, bien qu'ils fassent déjà passer l'Everest, sommet monde terrien avec ses 8850 m, pour une simple colline, ces volcans sont eux-mêmes encore dominés par *Olympus Mons*³, le plus haut volcan du système solaire avec ses 21,2 km d'altitude ([Smith et al., 2001](#)) et ses 650 km de diamètre⁴.

On notera que le terme de « canyon » n'est pas forcément le plus approprié dans le cas de *Valles Marineris*. En effet, sur Terre, les canyons qu'on a l'habitude d'observer résultent principalement de l'érosion du sol par le passage d'un cours d'eau, comme le fleuve Colorado dans le cas du Grand Canyon⁵ ([Ranney, 2014](#) ; [Hill & Polyak, 2020](#)) ; toutefois, dans le cas de *Valles Marineris*, bien que la présence de minéraux hydratés comme des sulfates ([Gendrin et al., 2005](#) ; [Carter et al., 2013](#)) suggère que l'eau a

²À titre de comparaison, le Grand Canyon américain ne fait que 450 km de long pour 1,6 km de profondeur.

³Le Mont Olympe (« Ὀλυμπος »), plus haute montagne de Grèce, était aussi le nom du domaine des dieux (*sans aucun lien avec l'œuvre de Goscinnny & Uderzo*) dans la mythologie grecque. (*Quand je vous parlais de réviser votre mythologie, hein ?*)

⁴L'aire de la base d'*Olympus Mons* est proche de celle de la France !

⁵Ou encore l'Hérault pour les Gorges de l'Hérault, le Tarn pour les Gorges du Tarn (*très agréables en canoë soit dit en passant*), etc, etc.

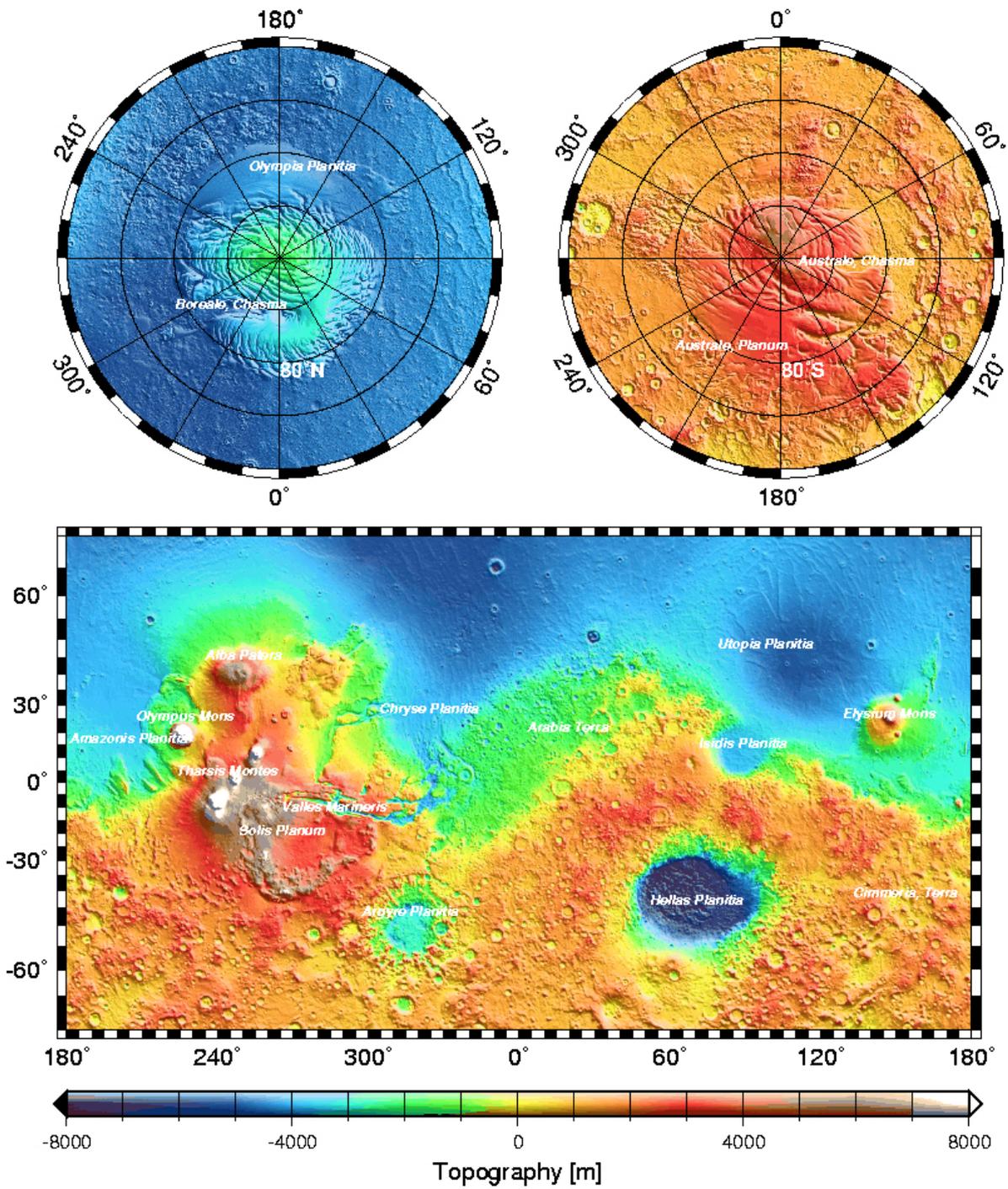


FIG. 1.2 : Carte de l'altimétrie martienne mesurée par l'instrument MOLA à bord de la sonde MGS, extraite de [Smith et al. \(2001, figure 2\)](#).

TAB. 1.1 : Comparaison des principales caractéristiques de Mars avec les autres planètes telluriques du Système Solaire. Données d'après le site du CNES et de la *NASA Space Science Data Coordinated Archive*.

Planète	Mars	Terre	Vénus	Mercure
Distance moyenne au Soleil	228 · 10 ⁶ km	150 · 10 ⁶ km	108 · 10 ⁶ km	60 · 10 ⁶ km
	1,52 ua	1 ua	0,72 ua	0,38 ua
Période de rotation	24,7 h	24 h	243,16 jours	175,94 jours
Période de révolution	687 jours	365,26 jours	224,7 jours	58,79 jours
	668,6 P _{rot} ^{Mars}		0,92 P _{rot} ^{Vénus}	1,5 P _{rot} ^{Mercure}
Rayon moyen	3397 km	6378 km	6052 km	2440 km
	0,54 R _⊕	1 R _⊕	0,95 R _⊕	0,38 R _⊕
Masse	6,42 · 10 ²⁰ kg	5,9 · 10 ²¹ kg	4,8 · 10 ²¹ kg	3,3 · 10 ²⁰ kg
	0,11 M _⊕	1 M _⊕	0,82 M _⊕	0,055 M _⊕
Gravité à l'équateur	3,71 m.s ⁻²	9,8 m.s ⁻²	8,87 m.s ⁻²	3,7 m.s ⁻²
Inclinaison de l'axe de rotation	25,2°	23,5°	2,6°	0,01°
Inclinaison de l'orbite	1,851°	0,000°	3,395°	7,005°
Excentricité	0,0935	0,0167	0,0067	0,2056
Pression moyenne à la surface	6 mbar	1 bar	92 bar	< 5 · 10 ⁻¹⁵ bar

été présente au fond de cette vallée (cf. [section 1.2](#) pour la discussion sur le passé aqueux de Mars), la formation de cette crevasse est d'origine tectonique ([Quantin et al., 2004](#); [Andrews-Hanna, 2012](#)). Si certains glissements de terrains ont pu se produire jusqu'à ~ 50 millions d'années (Ma) avant notre ère, la datation de terrains au fond de la vallée a révélé des âges allant jusqu'à 3,5 milliards d'années (Ga), période autour de laquelle on estime donc la formation de cette structure ([Quantin et al., 2004](#)).

Par ailleurs, en dehors de ces colossales structures géologiques, on observe sur la [figure 1.2](#) une nette dichotomie entre les deux hémisphères martiens, avec plusieurs kilomètres d'écart entre les hauts plateaux du Sud et les basses plaines du Nord. Deux principaux scénarios coexistent aujourd'hui pour expliquer la formation de cette dichotomie : d'un côté un phénomène tectonique ([Sleep, 1994](#); [Solomon et al., 2005](#)), et de l'autre un impact géant, similaire à celui à l'origine de notre Lune ([Nimmo et al., 2008](#)); ce dernier scénario, qui pourrait expliquer la présence de la lune martienne Phobos, et peut-être celle de Deïmos, étant celui actuellement privilégié. Au-delà de cette différence en altitude, ces deux hémisphères se distinguent également par l'âge moyen de leurs surfaces exposées, comme on peut le voir sur la [figure 1.3](#) ([Tanaka et al., 2014](#)). En effet, on observe que les plateaux du Sud sont beaucoup plus cratérisés que les plaines du Nord; or, faute de pouvoir dater en laboratoire des échantillons de ces différents sols martiens⁶, et comme cela est le cas pour les autres corps du système solaire, l'âge des surfaces est déduit de la taille et du nombre de cratères dénombrés par unité de surface, à partir d'un étalonnage réalisé grâce aux échantillons lunaires rapportés par les missions *Apollo* (programme américain) et *Luna* (programme soviétique) durant la fin du xx^e siècle ([Neukum & Wise, 1976](#); [Hartmann, 1966, 1999](#); [Hartmann et al., 1999](#); [Hartmann & Neukum, 2001](#); [Ivanov, 2001](#); [Hartmann, 2005](#)).

⁶Pour l'instant tout du moins, en attendant la mission *Mars Sample Return* (MSR) prévue pour l'horizon 2030.

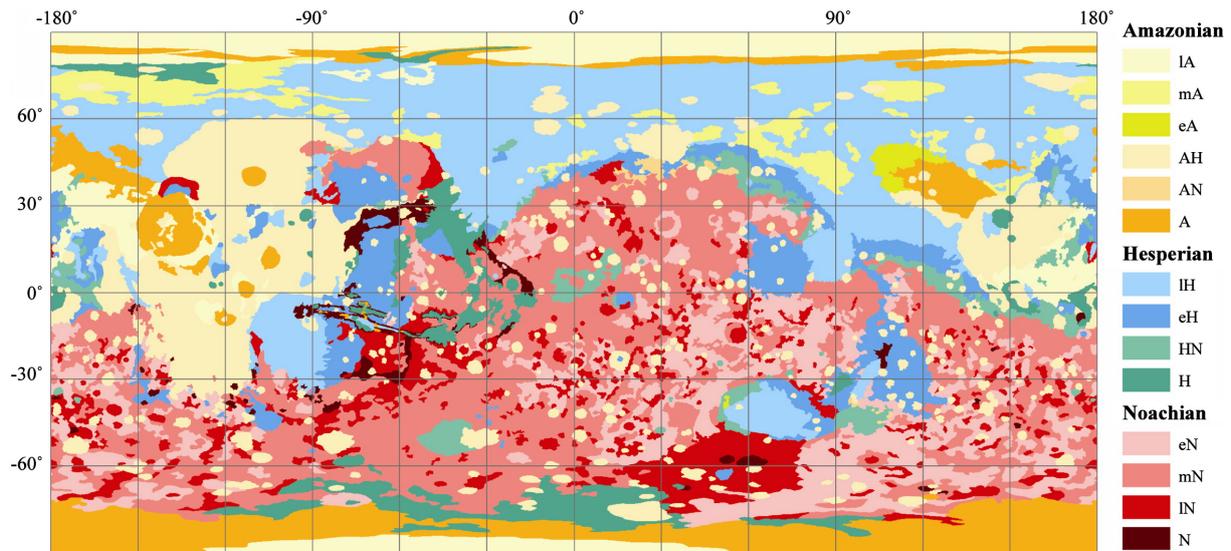


FIG. 1.3 : Carte de l'âge des terrains martiens, extraite de Tanaka et al. (2014, figure 1). Les abréviations des unités sont définies comme suit : Amazonien (A), Hespérien (H), Noachien (N), tardif (l, « late »; *i.e.*, le plus récent), moyen (m, « middle »), jeune (e, « early »; *i.e.*, le plus ancien). Certaines unités géologiques correspondent à une époque précise (*e.g.*, *eN* pour le *jeune Noachien*), d'autres s'étalent sur un éon (N, H, A), et quelques-unes couvrent des périodes plus vastes encore (*e.g.*, *HN* pour *Hespérien & Noachien*). Voir la sous-section 1.1.2 et la figure 1.5 pour plus de détails sur les âges géologiques martiens.

Contrairement à ce que l'on pourrait attendre, la délimitation entre les deux types de surface (jeunes basses plaines du Nord vs vieux hauts plateaux du Sud) n'est pas constante en latitude, mais se présente plus comme une sinusoïde oscillant autour de l'équateur (Smith et al., 2001). Sinusoïde le long de laquelle on retrouve d'ailleurs la plus forte concentration des anciennes vallées, possiblement d'origine fluviale, datées du Noachien au début de l'Hespérien (Hynek et al., 2010 ; Bouley et al., 2016). Toutefois, si on considère le globe martien, on se rend compte qu'en orientant différemment l'axe de rotation de la planète on peut se ramener à une situation dans laquelle cette délimitation d'unités géologiques correspond à la limite inter-hémisphérique; *i.e.*, la démarcation hauts plateaux / basses plaines est parallèle à l'équateur (cf. figure 1.4a). L'orientation de Mars par rapport à son axe de rotation (*i.e.*, la position des pôles de la planète) aurait donc changé au cours de son histoire (Roberts & Zhong, 2007 ; Matsuyama & Manga, 2010 ; Bouley et al., 2016). Dans ce scénario, illustré en figure 1.4, l'axe de rotation de la planète était initialement décalé d'environ 20° par rapport à ce qu'on observe de nos jours, de telle sorte que la dichotomie en altitude des terrains s'organisait parallèlement à l'équateur⁷. Cependant, la formation dans l'hémisphère Nord (de l'époque) du *Dôme de Tharsis* et de son archipel de volcans est venue déséquilibrer la répartition des masses, ce qui a conduit la planète à basculer par rapport à son axe de rotation d'environ 20° de façon à amener la protubérance⁸ que constitue le *Dôme de Tharsis* au niveau de l'équateur (comme cela est le cas aujourd'hui). On parle alors de « dérive au vrai pôle » (ou « *True Polar Wander* », abrégé en TPW) pour se référer à cette évolution des *paléopôles* vers les pôles actuels de la planète (*e.g.*, Bouley et al., 2016).

⁷ Tout allait donc pour le mieux dans le meilleur des mondes, et on pouvait sereinement cultiver son jardin.

⁸ On pourrait en dire bien des choses de ce Dôme de Tharsis et de ses volcans... Et sur différents tons, – par exemple, tenez :
Agressif : « Moi, Madame, si j'avais de tels monts, Il faudrait sur le champ que je me les amputasse ! »
Prévenant : « Gardez-vous, votre pôle entraîné par ce poids, De basculer sur votre axe de rotation ! »

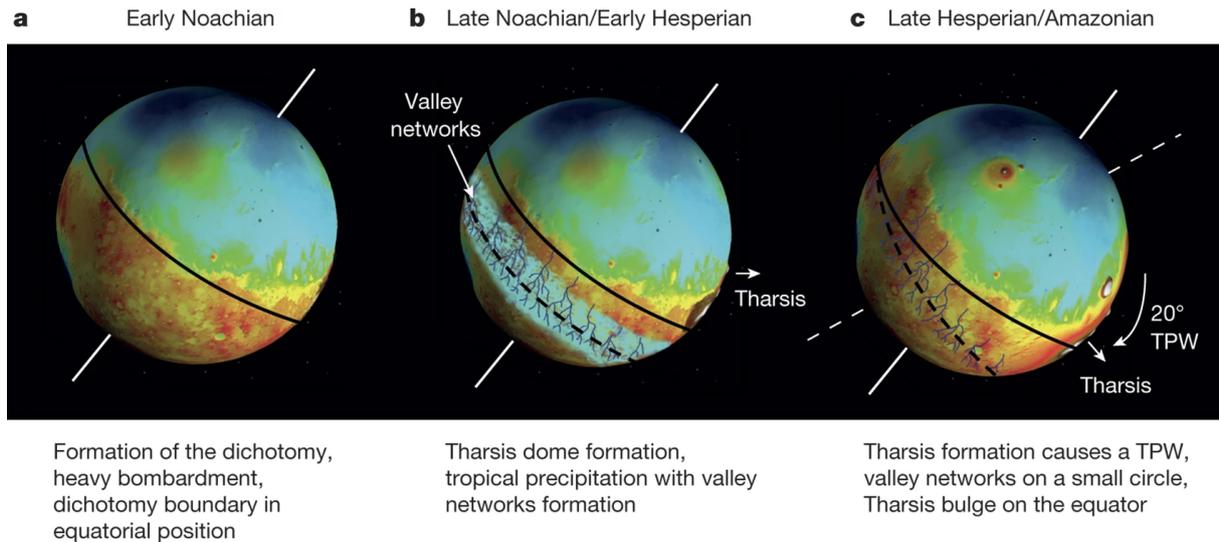


FIG. 1.4 : Illustration du scénario de la bascule de Mars par rapport à son axe de rotation après la formation des structures de Tharsis, figure extraite de [Bouley et al. \(2016, figure 3\)](#).

À l'origine, l'orientation de la planète était telle que la dichotomie inter-hémisphérique des terrains était parallèle à l'équateur (a); puis, l'activité volcanique martienne a commencé à former le Dôme de Tharsis, tandis que les précipitations tropicales façonnaient le réseau de vallées (b); et enfin, suite au déséquilibre engendré par la masse des formations volcaniques de Tharsis dans l'hémisphère Nord, la position des pôles entame une lente dérive de façon à amener Tharsis vers sa position actuelle, proche de l'équateur, modifiant ainsi l'orientation de Mars par rapport à son axe de rotation (c).

1.1.2 Chronostratigraphie martienne

Comme cela a déjà été mentionné plus haut, le recensement des cratères martiens par les différentes sondes ayant cartographié la surface de la Planète Rouge a permis de mettre en place une datation relative puis absolue (après le retour et l'analyse des échantillons lunaires) des différentes régions du globe martien ([Neukum & Wise, 1976](#); [Hartmann, 1966, 1999](#); [Hartmann et al., 1999](#); [Hartmann & Neukum, 2001](#); [Ivanov, 2001](#); [Hartmann, 2005](#)); ce qui a conduit à la définition de différentes périodes (ou éons) pour raconter l'histoire géologique de la planète (e.g., [Hartmann & Neukum, 2001](#)). Par la suite, la cartographie globale de la minéralogie martienne réalisée par l'instrument OMEGA a mené, en comparant l'âge des surfaces avec leur composition, à l'élaboration d'une chronologie alternative, découpée cette fois-ci en éons minéralogiques ([Bibring et al., 2006](#)).

Ces deux échelles temporelles (géologique et minéralogique) sont présentées dans la [figure 1.5](#), ainsi que l'échelle des temps terrestre pour comparaison.

Échelle des temps géologiques de Hartmann & Neukum (2001)

En 1974, après la première cartographie de Mars par la sonde *Mariner 9*, [Soderblom et al. \(1974\)](#) identifie 4 ères géologiques pour raconter l'histoire de la surface martienne. Cette échelle des temps géologiques est ensuite formalisée par [Scott & Carr \(1978\)](#) et [Condit \(1978\)](#) en 3 éons géologiques : le *Noachien*, l'*Hespérien* et l'*Amazonien*; et raffinée avec l'apport des missions *Viking* ([Tanaka, 1986](#)) puis Mars Global Surveyor (MGS) ([Hartmann & Neukum, 2001](#)). Ces éons peuvent ensuite être eux-mêmes subdivisés en 3 périodes : « early », « middle » et « late » (ou *jeune*, *moyen* et *tardif*), correspondant respectivement au début, milieu et fin d'un éon. Par exemple, l'Amazonien tardif (IA) correspond à la

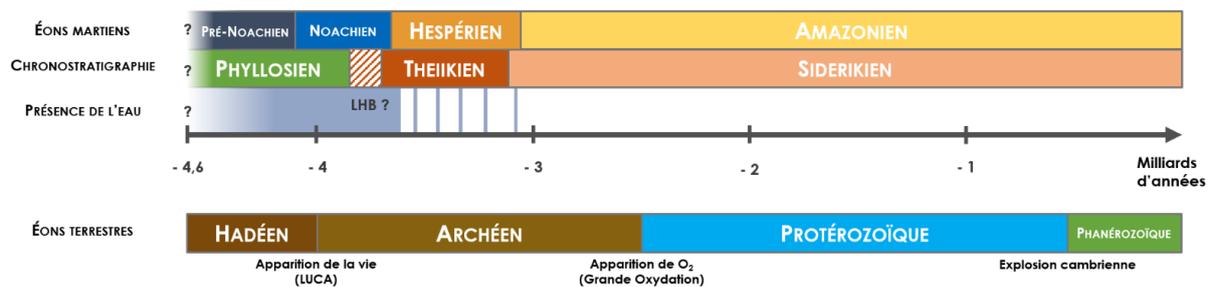


FIG. 1.5 : Échelles des temps géologiques (Hartmann & Neukum, 2001; Carr & Head, 2010; Fassett & Head, 2011) et minéralogiques martiens (Bibring et al., 2006), figure extraite de Royer (2020, figure 1.8).

période la plus proche de nous, tandis que le jeune Noachien (eN) réfère aux âges les plus anciens de la planète. Enfin, aucune surface martienne n'ayant été datée de plus de 4,1 Ga, on peut rajouter un quatrième éon à cette échelle des temps : le *Pré-Noachien* (Frey et al., 2003; Nimmo & Tanaka, 2004; Carr & Head, 2010; Fassett & Head, 2011). Ce dernier correspond à la période entre la fin de l'accrétion planétaire estimée à $-4,5$ Ga et la formation des plus anciennes surfaces martiennes exposées ($\sim -4,1$ Ga), caractérisant le début du Noachien.

La [figure 1.3](#), extraite de Tanaka et al. (2014), présente une carte chronostratigraphique de la surface martienne selon l'échelle des temps géologiques de (Hartmann & Neukum, 2001) mise à jour à la lumière des observations de la surface martienne réalisées jusqu'en 2014.

Pré-Noachien Défini comme la période précédant le Noachien⁹, le Pré-Noachien s'étend de la fin de la phase d'accrétion de la planète (estimée à $-4,5$ Ga) à la formation du cratère d'impact d'*Hellas Planitia* il y a $\sim 4,1$ Ga (Frey, 2006; Werner, 2008). La solidification de la croûte martienne s'est effectuée rapidement dans son histoire, en environ 0,1 Ma (Wetherill & Inaba, 2000; Werner, 2008); toutefois, l'ensemble de la surface martienne visible de nos jours semble être âgée de 4,15 Ga au maximum (Frey, 2006; Werner, 2008). La majeure partie de la période pré-noachienne nous est donc inaccessible depuis l'orbite, et le principal vestige visible de cette époque est la dichotomie observée pour l'épaisseur de la croûte martienne entre les deux hémisphères, qui se trouve être plus ancienne que toute surface visible (Frey et al., 2002; Frey, 2006).

Noachien La période du Noachien, ainsi nommée d'après *Noachis Terra*, une région de l'hémisphère Sud dans laquelle les plus anciennes roches ont pu être observées (Scott & Carr, 1978), correspond à la période entre $-4,1$ Ga et $-3,7$ Ga environ (Hartmann & Neukum, 2001; Hartmann, 2005; Carr & Head, 2010; Fassett & Head, 2011). Comme on peut le constater sur la [figure 1.3](#), les terrains très cratérisés datés du Noachien représentent l'essentiel des hauts plateaux du Sud, soit environ la moitié de la surface totale de la planète (Tanaka et al., 2014). L'activité volcanique, en particulier vers la fin du Noachien, était importante (Greeley & Schneid, 1991; Grott et al., 2011) mais principalement localisée dans la région de *Tharsis* (Johnson & Phillips, 2005; Solomon et al., 2005; Bouley et al., 2018), ce qui a conduit à la formation du dôme et des volcans géants qui ont par la suite provoqué le basculement de Mars par rapport à son axe de rotation (cf. [sous-section 1.1.1](#) & [figure 1.4](#)). Elle a toutefois pu affecter significativement les conditions climatiques martiennes, notamment via un fort enrichissement de l'atmosphère en soufre. En outre, si l'étude de la météorite martienne ALH84001 a révélé la présence d'un champ magnétique martien, d'intensité comparable à son homologue terrestre, il y a 4,1 Ga (Weiss et al., 2008),

⁹En même temps, vu le nom on pouvait s'en douter... Merci Captain Obvious!

celui-ci a vraisemblablement subi un rapide déclin suite à l'arrêt de la dynamo martienne durant la Noachien (Lillis et al., 2008; Ehlmann et al., 2016).

Si l'atmosphère martienne est actuellement ténue, avec une pression moyenne de 6 mbar à la surface (cf. [tableau 1.1](#)), celle-ci était encore sans doute importante à l'époque du Noachien; la pression pouvait alors, par périodes du moins, être similaire à ce qu'on connaît actuellement sur Terre (Pollack et al., 1987; Haberle, 1998; Hu et al., 2015; Warren et al., 2019; Scherf & Lammer, 2020). En outre, cette atmosphère plus dense a pu générer un effet de serre (Wordsworth et al., 2017; Turbet et al., 2019) permettant d'établir à la surface martienne des conditions permettant la stabilité de l'eau sous forme liquide; on observe en effet la présence d'importants réseaux de vallées, interprétés comme étant d'origine fluviale et datés de l'ère du Noachien (Phillips et al., 2001; Hynes et al., 2010; Bouley et al., 2016). La présence d'eau liquide durant cette période (a minima par intermittence) pose donc la question de l'habitabilité de Mars à cette époque (Ehlmann et al., 2016) et de la possibilité d'apparition d'une forme de vie, sachant que c'est vers cette époque qu'est estimée l'émergence de la vie sur Terre. D'où l'intérêt de réaliser les forages jusqu'à 2 m de profondeur prévus par la mission ExoMars, afin d'étudier des échantillons de roches préservées depuis l'époque noachienne.

Hespérien Succédant au Noachien, l'Hespérien, ainsi nommé en référence à la région d'*Hesperia Planum* (Scott & Carr, 1978), est défini comme la période s'étalant de $-3,7$ Ga à $-3,0$ Ga (Hartmann & Neukum, 2001; Hartmann, 2005; Carr & Head, 2010; Fassett & Head, 2011). La frontière entre ces deux éons géologiques et le début de l'Hespérien correspond à la fin du *grand bombardement tardif* ou LHB (« Late Heavy Bombardment »), événement cataclysmique ayant eu lieu entre $-4,0$ Ga et $-3,8$ Ga environ (Morbidelli et al., 2001; Kring & Cohen, 2002; Strom et al., 2005). Le LHB correspond à une période relativement courte (~ 100 – 200 Ma) durant laquelle le taux d'impact météoritiques sur les surfaces planétaires du système solaire s'est brutalement accru pour devenir 100 à 500 fois supérieur à ce qu'il est aujourd'hui (Barlow, 2008); ce qui explique la très importante cratérisation des terrains du Noachien, antérieurs au LHB.

Les principaux événements géologiques de cette période sont la formation de *Valles Marineris* (Quantin et al., 2004) et le resurfaçage des plaines du Nord (~ 30 % de la surface totale du globe, cf. [figure 1.3](#)) par l'activité volcanique de la planète (Head et al., 2002). En outre, l'arrêt de la dynamo martienne et la fin du champ magnétique protégeant la planète des particules du vent solaire durant le Noachien (Lillis et al., 2008) a facilité et accentué l'échappement atmosphérique martien (Melosh & Vickery, 1989; Hutchins et al., 1997; Lundin et al., 2004; Jakosky et al., 2018); participant ainsi à la raréfaction de l'atmosphère et l'hydrosphère de Mars, qui s'est poursuivi jusqu'à en arriver à l'état que nous connaissons aujourd'hui : une planète aride à l'atmosphère ténue.

Amazonien Le dernier et plus long des âges martiens est l'Amazonien, ainsi nommé en référence à *Amazonis Planitia* (Scott & Carr, 1978), éon qui a commencé il y a environ 3,0 Ga et perdure encore aujourd'hui (Hartmann & Neukum, 2001; Hartmann, 2005; Carr & Head, 2010; Fassett & Head, 2011). Durant cette période caractérisée par des surfaces peu cratérisées¹⁰, l'activité volcanique de la planète a progressivement diminué jusqu'à s'arrêter il y a quelques dizaines de millions d'années (Hartmann & Berman, 2000; Hartmann, 2005; Neukum et al., 2004). Si l'eau liquide a pu être présente de façon passagère à la surface durant le jeune Amazonien (Milliken et al., 2008; Thollot et al., 2012), elle a été majoritairement absente durant cette période (Bibring et al., 2006; Ehlmann et al., 2016); l'eau est toutefois demeurée présente en surface sous forme de glace, essentiellement concentrée dans les régions polaires et les calottes mais aussi saisonnièrement observée à plus basses latitudes (Vincendon et al., 2010), et a pu altérer par endroits les couches superficielles (Carr & Head, 2010). L'altération minéralogique de la surface se résume donc pour l'essentiel à la formation des oxydes de fer anhydres qui

¹⁰ Plutôt logique si vous avez bien compris le processus de datation des surfaces.

recouvrent la planète (Bibring et al., 2006), lui conférant son aspect rougeâtre si caractéristique¹¹.

On observe sur la [figure 1.3](#) que les terrains datés de l'Amazonien se regroupent d'une part dans les régions de *Tharsis* et *Elysium*, qui ont connu la plus récente activité volcanique (Neukum et al., 2004; Tanaka et al., 2014); et d'autre part dans les régions polaires, avec la présence de dépôts de surface finement stratifiés (« Polar Layered Deposits », ou PLD) (Carr & Head, 2010; Tanaka et al., 2014). Enfin, n'oublions pas de mentionner le rôle des processus éoliens dans le façonnage de la surface observable de nos jours, en particulier dans le cas des champs de dunes dessinés par les vents (cf. [figure 1.6](#)).

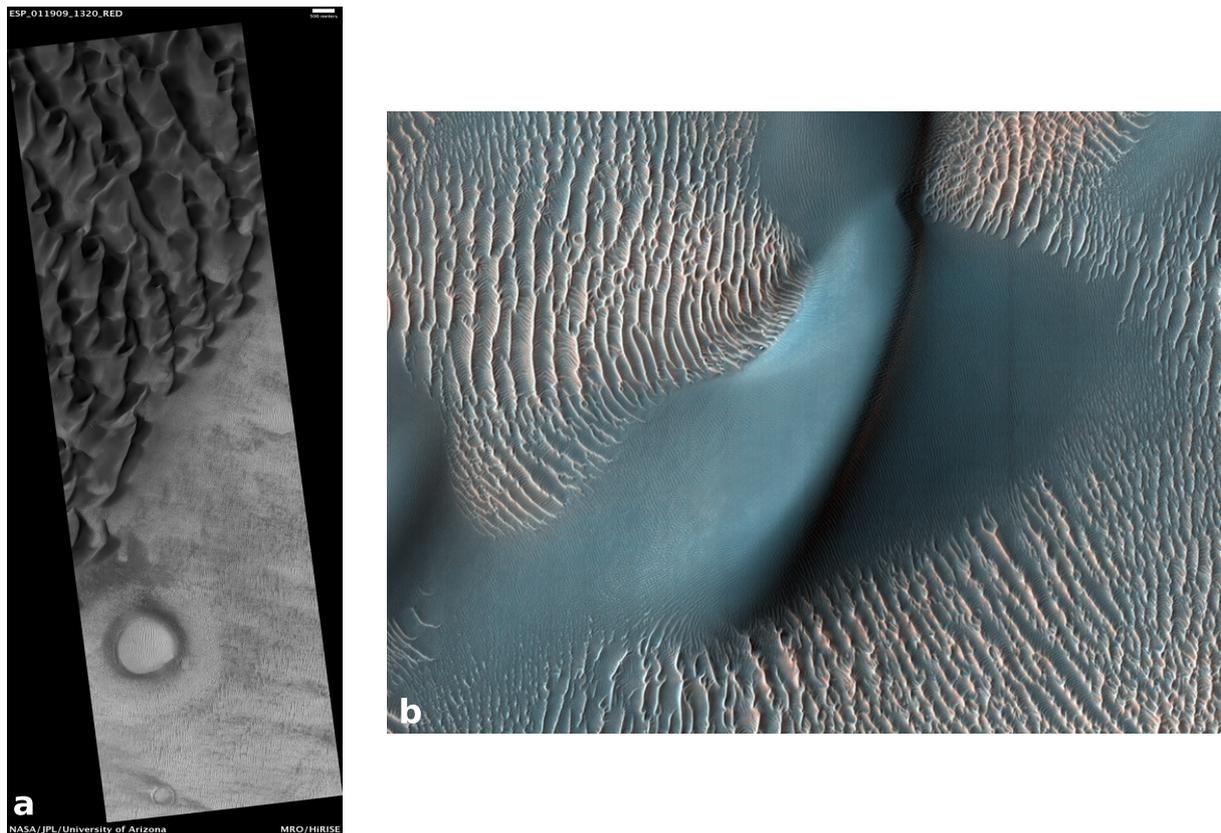


FIG. 1.6 : a. Champ de dunes observés par la caméra HiRISE de MRO dans le cratère *Proctor* en février 2009 (image ESP_003101_1320). b. Zoom sur une des dunes de l'image (a), les couleurs sont ici renforcées pour augmenter le contraste. On observe autour des dunes la présence de « rides » recouvrant le sol; celles-ci évoluent moins rapidement que les dunes, qui sont vraisemblablement composées de grains de sable plus fins.

1.1.3 Les saisons sur Mars – Mécanique céleste et terminologie

L'inclinaison de l'axe de rotation de la planète, d'environ 25° , génère sur Mars, similairement à ce qu'on observe sur Terre, la présence de saisons. Toutefois, l'excentricité de l'orbite martienne, environ 5 fois plus importante que pour la Terre (cf. [tableau 1.1](#)), induit une asymétrie dans le cycle saisonnier martien : l'été de l'hémisphère Sud correspondant à la période autour du périhélie martien (cf. [figure 1.7](#)), il est sensiblement plus chaud que celui de l'hémisphère Nord (Forget et al., 1999; Smith, 2004; Millour et al., 2018).

Néanmoins, contrairement à la Terre dont l'obliquité a été stabilisée par la présence de la Lune à des variations de l'ordre du degré (Laskar et al., 1993), Mars a connu durant ces 20 derniers millions

¹¹Oui, Mars est rouillée.

d'années des oscillations de son obliquité entre 15° et 45° (Laskar et al., 2004). Au-delà de cette période, la modélisation de l'évolution des caractéristiques orbitales de la planète est chaotique, comme illustré par l'étude statistique de Laskar et al. (2004) qui a permis de distinguer les scénarios d'évolution les plus probables pour Mars au cours des derniers 250 Ma. Ces variations d'obliquité, en modifiant la distribution de la quantité moyenne d'énergie solaire reçue en fonction de la latitude, ont fortement impacté l'évolution du climat martien au cours du temps (Haberle et al., 2003; Newman et al., 2005; Forget et al., 2017). En particulier, les périodes de forte obliquité ont provoqué d'importantes ères glaciaires à la surface de la planète rouge (Head et al., 2003), qui ont mené à la formation de glaciers dont les traces peuvent être observées jusqu'à 30° de latitude (Head et al., 2005; Forget et al., 2006). En outre, au-delà des variations de l'obliquité de la planète, sa précession (*i.e.*, le changement de l'orientation de son axe de rotation) a également participé à l'évolution climatique en inversant la dichotomie entre les saisons des deux hémisphères, liée à l'excentricité de l'orbite (excentricité qui a également fortement varié sur ces derniers millions d'années, soit dit en passant, oscillant entre 0,2 et 0,12 et affectant ainsi le flux solaire moyen reçu par la planète (Laskar et al., 2004)). En particulier, la glace d'eau de la calotte polaire permanente du pôle Sud qu'on observe aujourd'hui s'est probablement accumulée lorsque, il y a 21 500 ans, l'été de l'hémisphère Nord correspondait au périhélie martien (Montmessin et al., 2007b).

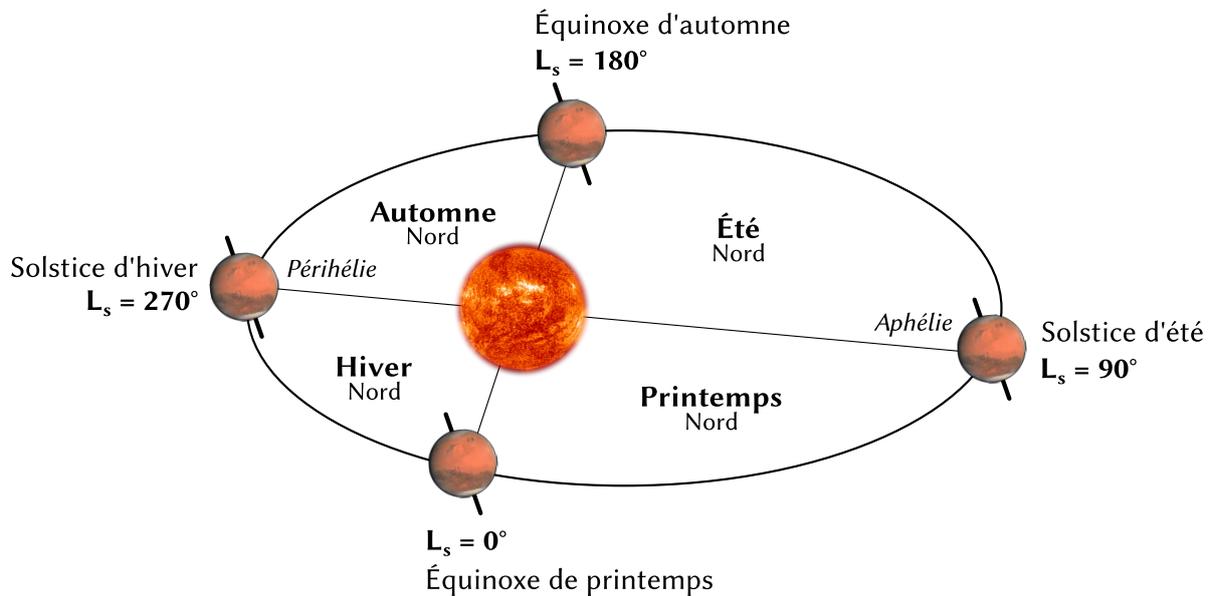


FIG. 1.7 : Schéma de l'orbite de Mars autour du Soleil, les saisons font ici référence à celle de l'hémisphère Nord de la planète. La position de Mars sur son orbite est repérée en *longitude solaire*, notée L_s et exprimée en degrés, définie par rapport à la position de l'équinoxe de printemps de l'hémisphère Nord.

Un peu de terminologie

La durée d'une journée martienne est de 24 h 40 min¹², qu'on appelle « sol » par opposition au jour terrestre; une année martienne est donc divisée en $\sim 668,6$ sols, et on notera qu'il n'existe pas d'équivalents aux mois terrestres sur Mars. Toutefois, si l'utilisation des sols comme unité temporelle peut paraître la plus naturelle à première vue, et est d'ailleurs majoritairement utilisée dans le cadre de l'exploration spatiale de Mars par les sondes s'étant posées à la surface, ce concept ne sera pas repris dans la suite de ce manuscrit. En effet, on préférera se repérer temporellement en termes de *longitude solaire*,

¹²Assez proche d'un jour terrestre donc, mais avec ce petit décalage de 40 minutes par jour qui fait le bonheur des opérateurs des différents rovers.

notée L_s , qui correspond à l'angle entre l'axe Soleil–Mars lors de l'équinoxe de printemps et au moment t considéré ; une année martienne vaut alors 360° (Clancy et al., 2000). La figure 1.7 représente le découpage schématique d'une année martienne en termes de L_s . Enfin, au sujet du calendrier des années martiennes, une convention a été proposée par Clancy et al. (2000) qui établit le 11 avril 1955¹³ comme le début de l'année martienne 1 ($L_s = 0^\circ$). Par la suite, on se référera aux années martiennes via l'acronyme *MY*, pour « *Martian Year* » (e.g., *MY 1*).

1.2 D'un passé aqueux...

Loin de ce qu'on a longtemps pu imaginer, les images des différentes sondes ayant réussi à se poser sur Mars ont fourni des images de contrées désertiques, désespérément arides, couvertes de poussière et balayées par les vents¹⁴ (cf. figure 1.12). Néanmoins, de nombreux indices tant géologiques que minéralogiques portent à croire que cela n'a pas toujours été ainsi, et que Mars a pu connaître par le passé un climat bien différent, où l'on pouvait voir de l'eau dévaler les pentes martiennes.

1.2.1 Traces géologiques

Depuis la première cartographie globale de la planète par la sonde *Mariner 9* en 1972 (McCauley et al., 1972), de nombreux instruments à bord des différentes sondes envoyées en orbite martienne (en particulier l'altimètre MOLA et les imageurs HRSC, HiRISE ou CaSSIS) ont fourni moult images à haute résolution de la surface martienne, permettant aux géologues d'identifier des structures témoignant du passé aqueux de la planète rouge.

Une des principales traces géologiques du passage de l'eau liquide et en particulier d'écoulements à la surface de Mars est la présence de vallées interprétées comme d'origine fluviale (Milton, 1973 ; Sharp & Malin, 1975 ; Pieri, 1976 ; Phillips et al., 2001 ; Carr, 2012 ; Fassett & Head, 2008a,b ; Hynek et al., 2010 ; Bouley & Craddock, 2014 ; Wilson et al., 2018). Ces vallées sont principalement observées dans les régions tropicales et équatoriales de l'hémisphère Sud (Hynek et al., 2010 ; Bouley et al., 2016), sur des terrains datés de l'époque du Noachien, indiquant l'ancienneté de l'activité fluviale qui en est à l'origine. L'interprétation fluviale de ces structures est renforcée par l'observation de cônes de déjection (ou alluviaux), *i.e.*, des amas de sédiments déposés par un cours d'eau au niveau d'une diminution brutale de la pente (Malin & Edgett, 2003 ; Moore & Howard, 2005 ; Bhattacharya et al., 2005 ; Lewis & Aharonson, 2006 ; Morgan et al., 2014 ; Goudge et al., 2015b ; Wilson et al., 2021). Si la présence de ces dépôts ne témoigne pas nécessairement de la présence d'eau (seule l'étude minéralogique le peut, cf. sous-section 1.2.2), elle rend compte de la présence d'un écoulement liquide dans ces vallées. En outre, l'étude de la distribution du réseau de ces vallées de drainage apporte également des éléments en faveur d'un cycle hydrologique incluant des précipitations suivies d'un ruissellement, et non pas seulement d'eau provenant de sources souterraines (Craddock & Howard, 2002 ; Carr, 2012).

Par ailleurs, durant les périodes où l'eau a pu être présente et stable à la surface de Mars (Pollack et al., 1987 ; Ehlmann et al., 2016 ; Warren et al., 2019), les bassins des cratères d'impact ont pu accueillir, au moins de façon transitoire, des étendues d'eau, voire des lacs. Cette présence d'eau dans les cratères, de *paléo-lacs*, a été mise en évidence par la présence de dépôts sédimentaires (Cabrol & Grin, 2001 ; Irwin et al., 2002, 2005), de traces d'érosion des flancs des cratères qui ne peuvent s'expliquer par des phénomènes purement éoliens (Craddock & Howard, 2002 ; Forsberg-Taylor et al., 2004), ainsi que de deltas et vallées d'écoulement s'échappant des cratères en question (Cabrol & Grin, 1999 ; Fassett &

¹³Point culture : le 11 avril 1955 correspond également à la naissance officielle du *Tae Kwon Do*. Ce nom est alors proposé par le général Choi Hong Hi pour désigner ce nouvel art martial, synthèse des arts martiaux coréens ancestraux.

¹⁴Pas tout à fait l'endroit rêvé pour partir en vacances, soyons honnêtes.

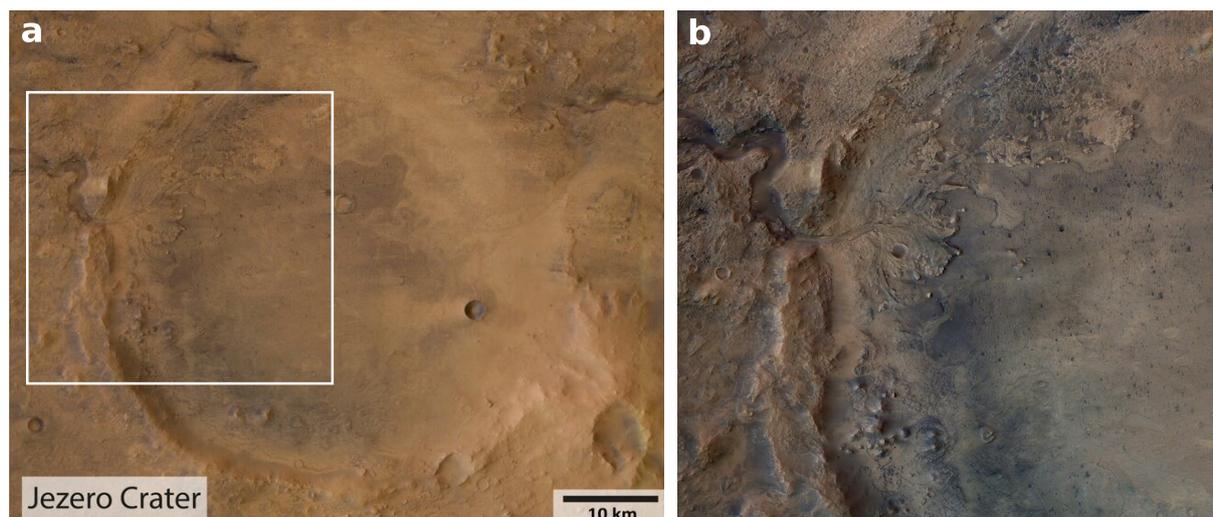


FIG. 1.8 : **a.** Cratère *Jezero* dans la région de *Nili Fossae*. On observe de part et d'autre du cratère des vallées creusées par l'écoulement de l'eau dans et hors du cratère (Fassett & Head, 2005), vestiges des temps aqueux. **b.** Zoom sur le delta de la région du delta de *Neretva Vallis* (correspondant à la zone du carré blanc du panneau a), site d'atterrissage du rover *Perseverance* de la NASA en février 2021.

Images HRSC/MEX, crédits : ESA/DLR/FU Berlin

Head, 2008b; Goudge et al., 2015a; Harish et al., 2021). Le cratère *Jezero*, visible sur la figure 1.8, illustre particulièrement bien ce cas. On y observe en effet la présence sur la gauche de deux vallées d'entrée se prolongeant par des deltas dans lesquels se sont déposés des sédiments, ainsi que d'une vallée de sortie sur la droite (Fassett & Head, 2005). Les mesures orbitales par le spectro-imageurs CRISM ont par la suite révélé la présence importante de minéraux hydratés dont des phyllosilicates dans cette région, en particulier au niveau du delta (Ehlmann et al., 2008a, 2009), ce qui a conduit la NASA à choisir le cratère *Jezero* comme site d'atterrissage du rover *Perseverance* qui s'est posé sur Mars le 15 février 2021.

Enfin, certaines études suggèrent également, au-delà de la présence de lacs dans les cratères d'impact, la possible présence d'un océan martien dans les plaines de l'hémisphère Nord ayant recouvert un tiers de la planète durant le Noachien (Clifford & Parker, 2001; Carr & Head, 2003; Dickeson & Davis, 2020).

1.2.2 Traces chimiques

Si l'étude des structures géologiques visibles sur Mars a depuis les années 70 suggéré la présence d'eau à l'état liquide s'écoulant à sa surface il y a plusieurs milliards d'années, la confirmation de la présence de l'or bleu n'est arrivée qu'au début du XXI^e siècle, grâce à l'identification de minéraux hydratés via la spectroscopie infrarouge (Bibring et al., 2005; Poulet et al., 2005; Langevin et al., 2005a; Gendrin et al., 2005). La question de la stabilité temporelle de l'eau à la surface de Mars est cruciale pour comprendre son évolution, et particulièrement dans l'optique de la recherche de conditions ayant pu permettre l'apparition de la vie (Hays et al., 2017). Cependant, s'il est difficile d'estimer cette durée simplement avec la géomorphologie des terrains (on peut observer sur Terre à quel point un événement violent et rapide peut profondément marquer les sols sans que l'eau ne s'attarde plus de quelques jours voire heures, et donc sans modifier la chimie des sols), la spectroscopie infrarouge permet de révéler la minéralogie des sols et ainsi la présence d'altération aqueuse, la nature des minéraux produits fournissant des contraintes sur leurs conditions de formation (température, pression, pH, composition de l'atmosphère et de l'eau, durée du contact avec l'eau liquide) (Chevrier et al., 2007).

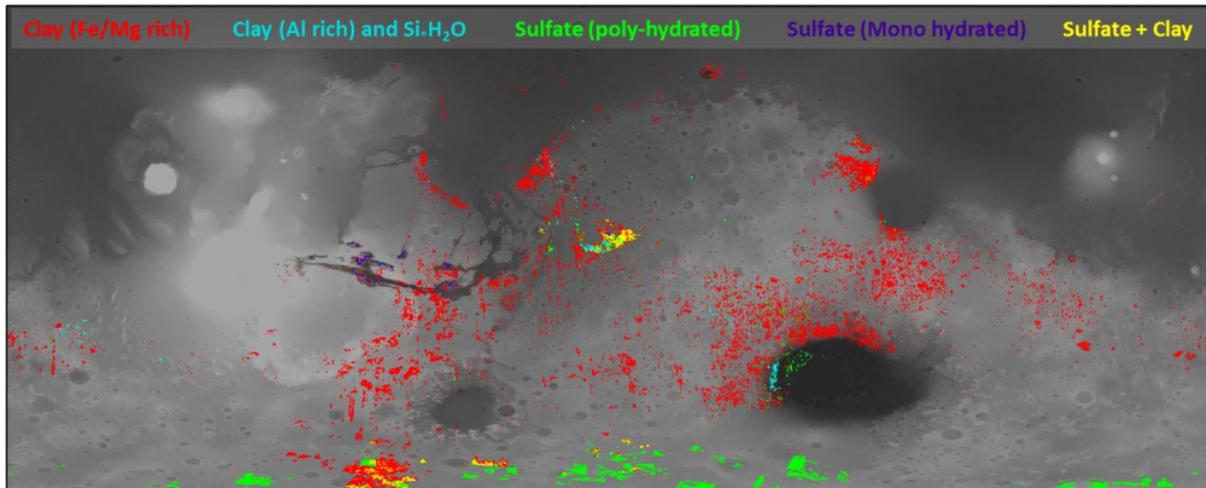


FIG. 1.9 : Carte des minéraux hydratés détectés à la surface de Mars à l'aide des instruments OMEGA et CRISM, figure extraite de [Carter et al. \(2018\)](#). On notera que les détections de sulfates dans les régions circumpolaires Nord ([Langevin et al., 2005a](#); [Horgan et al., 2009](#); [Massé et al., 2012](#)) ne sont pas présentées ici (cf. [figure 1.10](#)).

L'arrivée en orbite des spectro-imageurs OMEGA (en 2004 à bord de Mars Express) puis CRISM (en 2006 à bord de MRO) a permis de cartographier la distribution des minéraux hydratés à la surface de Mars ([Bibring et al., 2005](#); [Murchie et al., 2009](#); [Carter et al., 2013](#); [Ehlmann & Edwards, 2014](#)), faisant émerger une nouvelle vision de l'histoire martienne basée sur un découpage temporel en ères minéralogiques ([Bibring et al., 2006](#)). La [figure 1.9](#), extraite de [Carter et al. \(2018\)](#), présente la répartition des différents minéraux hydratés observés par ces deux instruments jusqu'en 2018 (hormis les sulfates des hautes latitudes Nord ([Langevin et al., 2005a](#); [Horgan et al., 2009](#); [Massé et al., 2012](#)), voir pour cela la [figure 1.10](#), extraite de [Horgan et al. \(2009\)](#)). On y observe notamment que l'essentiel des détections de minéraux hydratés ont été effectuées dans les terrains noachiens de l'hémisphère Sud (cf. [figure 1.3](#)), ce qui est bien en accord avec l'histoire de l'activité aqueuse martienne déduite des observations géologiques selon l'échelle des temps de [Hartmann & Neukum \(2001\)](#) (cf. [sous-section 1.1.2](#)). Toutefois, ces mesures ont également révélé que les minéraux hydratés ne se trouvaient pas nécessairement là où on aurait pu le penser : dans le cas de la région de *Mawrth Vallis* par exemple, une des régions les plus riches en phyllosilicates et sulfates, ce n'est pas au fond des canaux qu'ont été identifiées les signatures mais dans des régions érodées sur leur périphérie ([Poulet et al., 2005](#); [Bibring et al., 2006](#); [Loizeau et al., 2007](#); [Bishop et al., 2008](#)); ce qui suggère que ces minéraux n'ont pas été formés par les écoulements à l'origine de la vallée ([Bibring et al., 2006](#)).

En complément des observations infrarouges permettant de mettre en évidence l'hydratation des sols via leur capacité à identifier la présence de la molécule H_2O ou de groupes $-OH$ dans les minéraux (cf. [sous-section 1.4.1](#)), il faut également mentionner les observations *in-situ* réalisées par les différents instruments ayant pu atteindre la surface de Mars. En effet, si le rover *Perseverance* de la NASA est le premier engin à se poser sur Mars en embarquant un spectromètre infrarouge (l'instrument *SuperCam*, dont les premiers résultats sont attendus avec impatience), les précédents landers et rovers possédaient également des instruments d'analyse spectroscopique permettant d'étudier la chimie de leur environnement : spectromètres X, γ , de masse, Mössbauer, LIBS. Ainsi, ils ont permis de déterminer avec précision les compositions élémentaires des roches martiennes et de mettre en évidence la présence de sels (sulfates, perchlorates, carbonates) (e.g., [Squyres et al., 2004, 2006b](#); [Boynton et al., 2009](#); [Morris et al., 2010](#); [Meslin et al., 2013](#)) quand bien même ceux-ci ne pouvaient pas tous être détectés depuis l'orbite ([Poulet et al., 2010](#)).

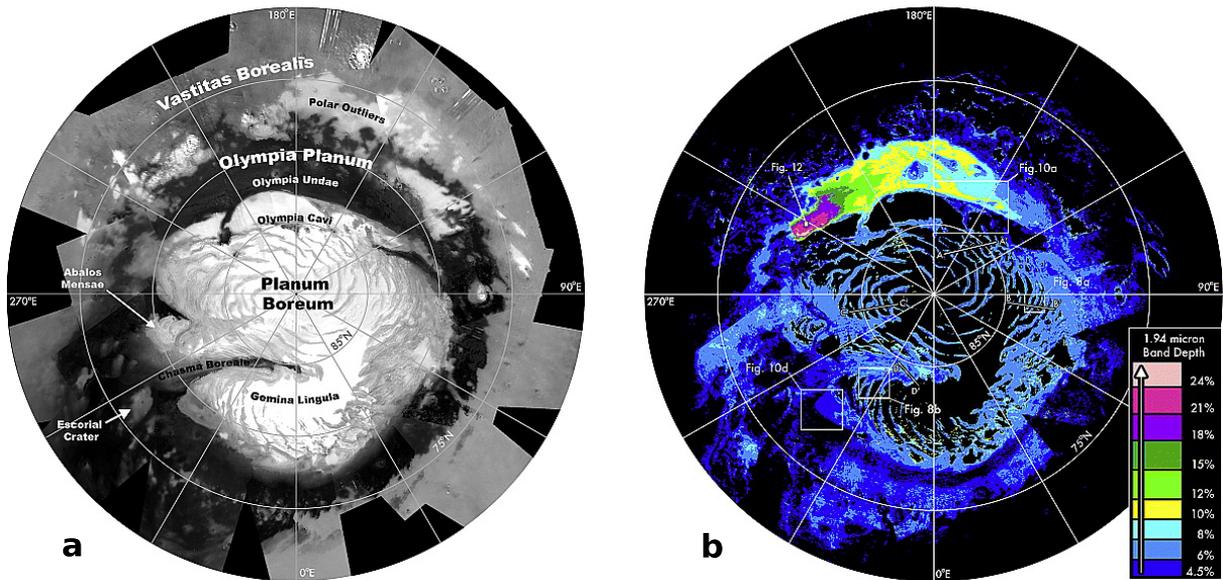


FIG. 1.10 : Cartes des régions polaires Nord représentant l'albedo moyen à 0,9–1,1 μm (a) et la distribution des minéraux hydratés via l'intensité de la bande à 1,9 μm (b), extraites de [Horgan et al. \(2009\)](#). Ces minéraux hydratés cartographiés ici ont été identifiés comme des sulfates de calcium (ou Ca-sulfates), et plus précisément du gypse ([Langevin et al., 2005a](#); [Horgan et al., 2009](#); [Massé et al., 2012](#)).

Principales familles de minéraux détectées sur Mars

Phyllosilicates Les phyllosilicates sont des minéraux hydratés de la famille des silicates dont la structure est organisée sous forme de feuillets ; on utilise également souvent le terme d'*argiles* pour s'y référer, bien que techniquement les argiles ne correspondent qu'aux silicates dont les grains sont inférieurs à 2 μm . Leur formation requiert une exposition prolongée à de l'eau liquide, de l'ordre de la centaine de millions d'années (e.g., [Tosca & Knoll, 2009](#); [Bishop et al., 2013](#)) sans pour autant nécessiter d'être exposés à des températures très élevées ; ces détections constituent donc la principale preuve de la présence d'épisodes aqueux de longue durée à la surface de Mars ([Bibring et al., 2006](#)).

Sur Mars, les phyllosilicates ont tout d'abord été principalement observés par OMEGA dans deux régions distinctes : *Mawrth Vallis* ([Poulet et al., 2005](#); [Loizeau et al., 2007](#)) et *Nili Fossae* ([Mangold et al., 2007](#)). Par la suite, les observations CRISM ont également révélé leur présence dans un grand nombre de terrains âgés du Noachien dans les hauts plateaux de l'hémisphère Sud ([Mustard et al., 2008](#); [Carter et al., 2013](#)), ainsi qu'au niveau de cratères d'impact dans lesquels du matériau des couches noachiennes enfouies a été à nouveau exposé à la surface ([Carter et al., 2010](#)).

Sulfates Une autre catégorie de minéraux hydratés qui a été amplement observée à la surface de Mars est celle des sulfates, des sels hydratés construits à partir de l'ion sulfate SO_4^{2-} . On distinguera deux populations dans les détections de sulfates martiens : les sulfates des régions équatoriales et ceux des régions polaires, dont on verra que les mécanismes de leur formation peuvent différer.

Les principales observations de sulfates (hors des régions polaires) ont été effectuées depuis l'orbite dans la région de *Valles Marineris*, *Terra Meridiani* et au niveau de chaos exposant des dépôts stratifiés ([Gendrin et al., 2005](#)) ; leur présence a par la suite également été détectée par les rovers *Spirit*, *Opportunity* et *Curiosity* (respectivement dans le cratère *Gusev*, les plaines de *Terra Meridiani* et le cratère *Gale*) ([Squyres et al., 2006a,b](#); [Rice et al., 2017](#)). La présence de sulfates dans ces régions où d'autres indices suggèrent une activité aqueuse passée, pousse pour un scénario de formation impliquant un contact

avec de l'eau à l'état liquide, avec précipitation des sels lors de l'évaporation. Cela implique donc d'une part la présence d'un environnement acide riche en soufre, pouvant provenir de l'activité volcanique intense sur la fin du Noachien comme cela a été décrit précédemment, et surtout de la présence d'eau liquide en surface. En effet, la formation des sulfates requiert un contact avec l'eau liquide bien moins long que dans le cas des argiles, ce qui a permis leur formation plus tardive, à une époque où les épisodes aqueux pouvaient n'être que transitoires et de plus faible durée; toutefois, contrairement aux argiles qui ont pu se former en sous-surface, l'évaporation joue ici un rôle important dans le mécanisme de précipitation, d'où une formation des sels à même la surface de la planète.

La seconde population des sulfates détectés sur Mars se situe au niveau des pôles de la planète (Langevin et al., 2005a; Horgan et al., 2009; Massé et al., 2010, 2012; Carter et al., 2016), en particulier dans la région d'*Olympia Undae* (Langevin et al., 2005a); il s'agit pour ceux des régions Nord de sulfates de calcium, et plus précisément de gypse (Massé et al., 2012) (cf. figure 1.10b). Contrairement à leurs homologues observés dans les régions équatoriales, la datation de ces sulfates a révélé une origine relativement récente, la formation des dunes dans lesquels ils sont observés datant de l'Amazonien, une période durant laquelle l'eau liquide était absente de la surface martienne. Ces sulfates se seraient formés au niveau de la calotte polaire, avant d'être érodés et redistribués par les vents dans les champs de dunes environnants (Massé et al., 2010, 2012). On notera qu'un mécanisme similaire (formation via de la glace d'eau, érosion puis diffusion par les vents) a également été proposée pour les sulfates de *Terra Meridiani*; les dépôts de sulfates initiaux se seraient alors formés pendant une ère glaciaire, où les glaces pouvaient s'étendre jusqu'à des latitudes équatoriales (cf. sous-section 1.1.3).

Carbonates Étant donné la composition de l'atmosphère martienne, du CO₂ pour l'essentiel, on pouvait s'attendre (et on s'attendait!) à trouver des carbonates en grande quantité à la surface de Mars (e.g., Gooding, 1978; Blaney & McCord, 1989). Ceux-ci ayant pu se former dans le passé par réaction entre le CO₂ atmosphérique et de l'eau liquide durant les périodes où elle a pu être présente en surface, mais aussi possiblement encore aujourd'hui par réaction avec l'eau adsorbée dans les minéraux en contact avec l'atmosphère (Jouglet, 2008, et références contenues à l'intérieur).

Néanmoins, en dépit des efforts déployés, aucune signature de carbonates n'a pu être détectée par l'instrument OMEGA; s'ils étaient présents, c'était dans des proportions trop faibles pour être identifiées, la limite de détection ayant été évaluée à 6% (Jouglet, 2008; Poulet et al., 2010). Toutefois, des carbonates ont par la suite été identifiés sur Mars à la fois depuis l'orbite avec l'instrument CRISM (Ehlmann et al., 2008b; Wray et al., 2016; Bultel et al., 2019) et via des mesures *in-situ* par les instruments en surface (Boynton et al., 2009; Morris et al., 2010; Sutter et al., 2012).

Nous nous sommes arrêtés brièvement sur les trois principales familles de minéraux observés, toutefois, d'autres espèces comme des perchlorates, des silicates hydratés, des chlorures ou des oxydes de fer (Bibring et al., 2005; Murchie et al., 2009; Hecht et al., 2009; Carter et al., 2013; Ehlmann & Edwards, 2014; Carter et al., 2015b; Martin et al., 2020) ont également pu être détectés par les mesures orbitales ou *in-situ*, bien que dans une moindre mesure. Par ailleurs, pour plus de détails sur les différentes familles de minéraux présentées ci-dessus, voir respectivement Carter (2011, section 1.1) pour les phyllosilicates, Massé (2010, section 1.2) pour les sulfates, et Jouglet (2008, section I.B.4) pour les carbonates.

Implications pour l'histoire martienne

La diversité des minéraux hydratés détectés, conjointement à la datation des régions dans lesquelles ils sont observés, apportent un regard nouveau sur l'histoire de Mars et de son climat (cf. sous-section 1.1.2 et Bibring et al. (2006)). Ainsi, la cartographie de la minéralogie de la surface martienne réalisée à partir

des données de l'instrument OMEGA a permis de proposer un nouveau découpage temporel en trois *éons minéralogiques* (Bibring et al., 2006) : le *Phyllosien*, le *Theiikien* et le *Siderikien* (cf. [figure 1.5](#)).

En effet, la formation d'un minéral hydraté à une période donnée nous renseigne non seulement sur la présence d'eau liquide sur Mars, mais également sur la composition de l'atmosphère et des roches à cette époque, et plus généralement sur l'ensemble des conditions à la surface de la planète (e.g., Poulet et al., 2005; Bibring et al., 2006; Bishop et al., 2008; Ehlmann et al., 2011; Carter et al., 2015a). La formation de sulfates, par exemple, sous-tend un important apport en soufre, qui peut être relié à une forte activité volcanique qui aurait relâché ce gaz; c'est justement ainsi qu'a été défini le Theiikien.

1.2.3 Enjeux exobiologiques

Une des grandes questions qui a justifié l'envoi de tant de missions vers la planète rouge, est celle de l'apparition de la vie. *Quand? Comment? La vie a-t-elle pu apparaître ailleurs? Si oui, où?* Des objectifs astrobiologiques ont présidé à l'essentiel des missions d'exploration martiennes passées ou à venir, bien que ceux-ci aient évolués au cours du temps et des résultats obtenus. En effet, un des objectifs des landers *Viking 1 & 2*, en se posant sur Mars en 1977, était de détecter et caractériser la vie martienne actuelle; cela n'a toutefois pas été le cas (e.g., Klein, 1977; Biemann & Lavoie, 1979; Margulis et al., 1979) et c'est vers les temps anciens que se tournent désormais les regards : la mission du rover *Curiosity* (récemment rejoint par *Perseverance*) étant de rechercher les traces de conditions ayant pu permettre l'apparition du vivant par le passé¹⁵.

Alors, en quoi la recherche de conditions ayant pu permettre à la vie d'apparaître sur Mars est-elle importante pour comprendre l'émergence de la vie sur Terre? La réponse vient principalement de la carte présentée en [figure 1.3](#) : contrairement à la Terre où la tectonique des plaques a fait quasiment disparaître les roches les plus anciennes, Mars a conservé la mémoire de son passé avec des terrains datés de plus de 4 Ga (cf. [sous-section 1.1.2](#)). Ainsi, Mars pourrait nous offrir l'accès des roches ayant vu l'apparition du vivant à partir de l'inerte¹⁶ (Michalski et al., 2018), et les terrains pour lesquels la minéralogie a révélé une présence prolongée de l'eau liquide comme *Mawrth Vallis* ou le cratère *Jezero* constituant des candidats privilégiés pour les trouver (Poulet et al., 2020).

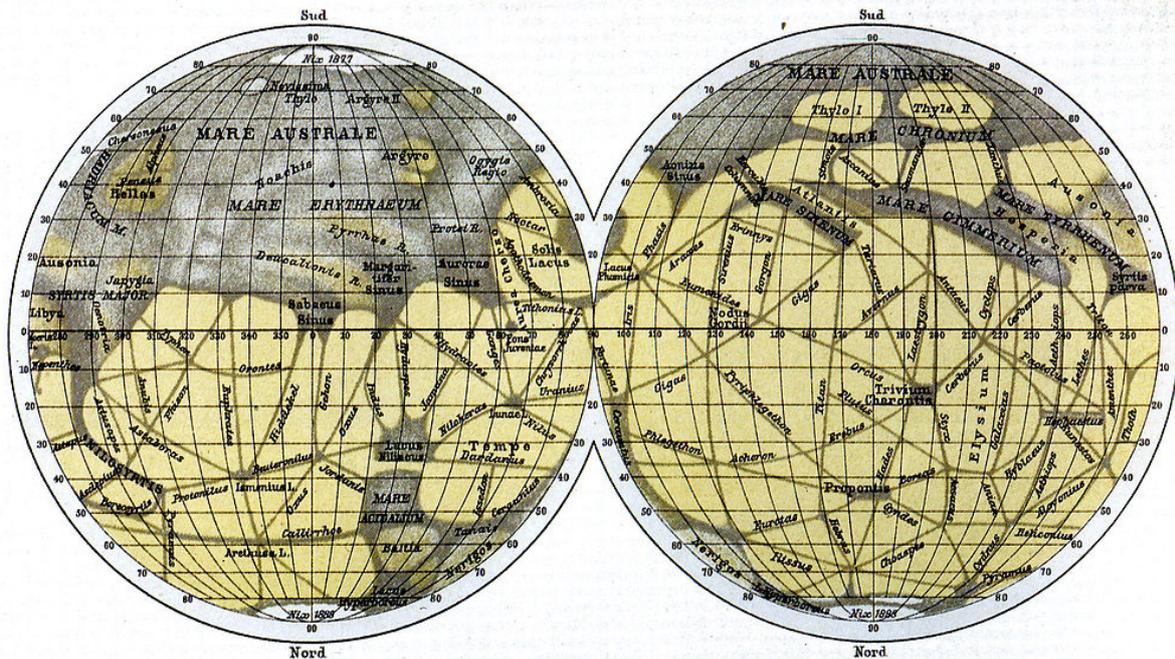
1.3 ... à un présent aride

On a vu précédemment qu'en dépit de son caractère aride actuel, Mars a connu au cours de son histoire des périodes aux climats bien différents durant lesquelles de l'eau liquide a pu être présente et même s'écouler à sa surface. Néanmoins, jusqu'au milieu du xx^e siècle, la vision que les scientifiques avaient de la planète rouge était bien différente de ce que l'exploration spatiale nous a depuis révélé. En effet, à partir du xvii^e et de l'avènement de la théorie de la *pluralité des mondes* (Bruno, 1584; Fontenelle, 1686; Flammarion, 1862), la Terre était vue comme une planète « banale » dans notre système solaire (et plus généralement l'Univers), et la présence de vie (végétale ou animale) et d'eau à la surface des autres planètes, Mars incluse, était une idée communément admise.

Au xix^e siècle, l'essentiel des observations et découvertes relatives à Mars avaient lieu lors des conjonctions, lorsque la Terre et Mars se trouvaient au plus proche l'une de l'autre, ce qui se produit tous les 2 ans environ. En particulier, c'est au cours de la conjonction de 1877 que l'astronome italien Giovanni Schiaparelli réalisa une carte détaillée de la surface de Mars dans laquelle apparaissent de fines lignes sombres formant un réseau striant la surface de la planète (cf. [figure 1.11](#)), et auxquelles il donna le nom de *canali* (canaux) (Flammarion, 1909). Si Schiaparelli ne s'aventure pas à proposer

¹⁵ Ce qui n'est pas tout à fait la même chose, il faut bien l'admettre.

¹⁶ Petite pensée pour le Dr Frankenstein.



Carte d'ensemble de la planète Mars

avec ses lignes sombres non doublées

observées pendant les six oppositions de 1877-1888

par J.V. Schiaparelli.

FIG. 1.11 : Cartographie des canaux martiens réalisée par l'astronome italien Giovanni Virginio Schiaparelli (son prénom *Giovanni* a été francisé en *Jean* dans la légende de la figure) publiée dans [Flammarion \(1909\)](#). On notera que contrairement à ce dont on a l'habitude, le Nord est ici en bas et le Sud en haut.

d'explication quant à la nature de ces canaux, pour l'astronome français Camille Flammarion il ne fait aucun doute que ces structures sont artificielles et l'œuvre d'une civilisation intelligente ([Flammarion, 1892](#)). Interprétation qui sera par la suite particulièrement défendue par l'Américain Percival Lowell, qui réalisera de nombreuses observations et cartographies de ces canaux, qu'il interpréta comme un système d'irrigation à grande échelle pour transporter l'eau des régions polaires vers les régions équatoriales plus arides où résideraient les populations martiennes ([Lowell, 1896](#)). Notons que dès cette époque, des voix s'élevèrent pour s'opposer à cette interprétation des canaux martiens, et même pour remettre en cause leur existence ; ceux-ci n'étant effectivement pas observés par tous les astronomes, en dépit de l'amélioration des instruments. Cependant, il faudra attendre 1965 et le survol de Mars par la sonde *Mariner 4* pour mettre définitivement fin à cette controverse : les prétendus canaux observés ne sont bien en réalité que des artefacts dus aux limitations des instruments utilisés, et à la tendance naturelle du cerveau humain à chercher à « relier les points » et voir des formes même là où il n'y en a pas. En outre, la multiplication des observations spatiales de Mars par les sondes *Mariner* puis *Viking* a également permis de révéler que les variations saisonnières de l'albedo de certaines régions de la planète (des « vagues d'assombrissement » ou « d'embrillancement » comme on les appelait), précédemment attribuées à une végétation martienne ([Lowell, 1894, 1896](#)), étaient en réalité le résultat de grands mouvements de poussière ([Sagan et al., 1972 ; Thomas et al., 1981](#)).

Depuis la fin des années 70, pas moins de 10 sondes se sont posées avec succès à la surface de la planète rouge, dont 6 rovers capables de se déplacer, qui nous ont fourni un grand nombre d'images de paysages martiens. Si on a pu apprécier la diversité des panoramas offerts par chacune de ces sondes, une constante demeure : celle de paysages désertiques témoignant d'une surface aride, couverte de

poussière rougeâtre et balayée par les vents, comme on peut le voir sur les photos de la [figure 1.12](#) récemment acquises par le rover *Perseverance*. Toutefois, l'eau n'est pas pour autant totalement absente de la planète, loin de là ! Seulement ce n'est pas dans des fleuves ou océans qu'il faut la chercher : l'eau, H_2O , ne se résume pas à son état liquide. C'est justement ce que nous allons voir dans cette partie : une planète aride certes, mais pas pour autant dépourvue d'eau¹⁷.

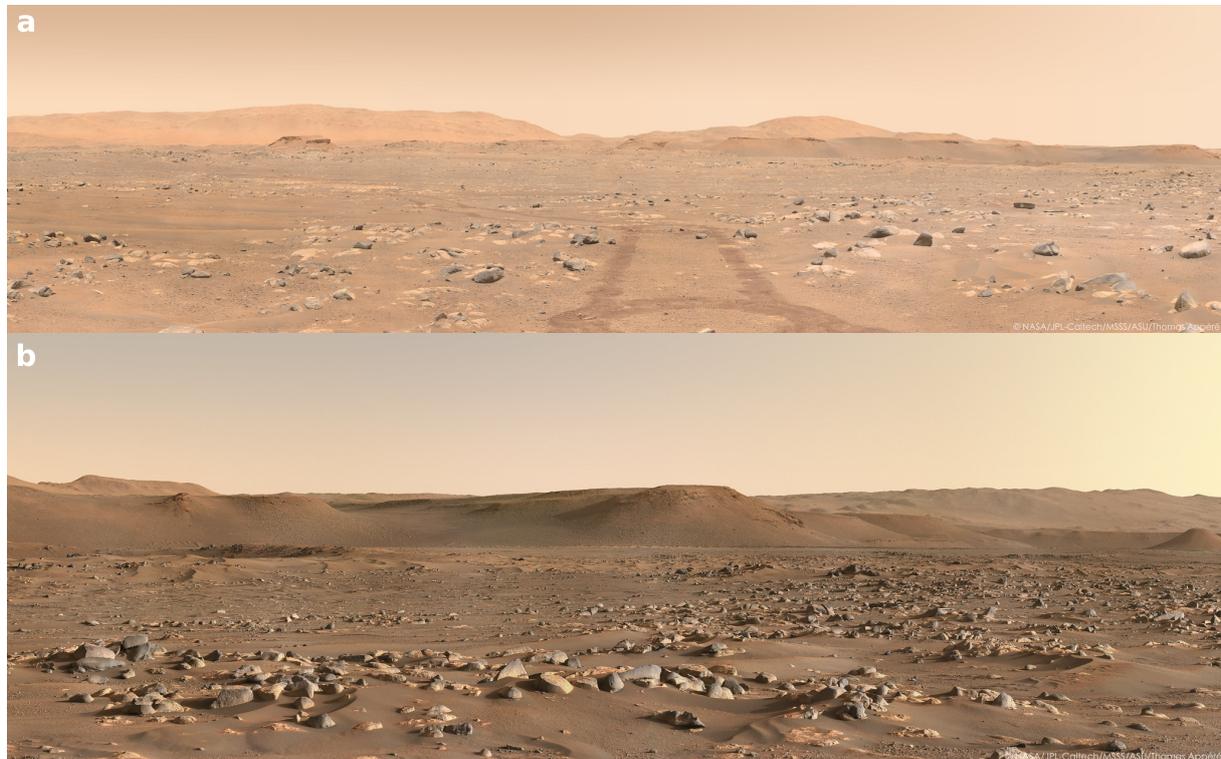


FIG. 1.12 : Panoramas de la surface martienne acquis par les caméras *Mastcam-Z* du rover *Perseverance* dans le cratère *Jezero*, traitées et assemblées par Thomas Appéré. **a.** Images acquises à sol 57, en fin de matinée (11h). On observe au centre de l'image la trace des roues du rover dans la poussière martienne. **b.** Images acquises à sol 96, au lever du Soleil (6h50).
Crédits : NASA/JPL-Caltech/MSSS/ASU/Thomas Appéré

1.3.1 Instabilité de l'eau liquide en surface

Alors, s'il y a bien de l'eau à la surface de Mars, pourquoi n'y observe-t-on pas de petites rivières et des océans remplis de dauphins bondissants ? Eh bien c'est à cause de la pression¹⁸ qui règne actuellement à la surface de la planète. En effet, l'état physique d'un composé (solide, liquide ou gazeux) est déterminé par les conditions de pression et de température auxquelles il est exposé ; or, comme on peut le voir sur la [figure 1.13](#), la pression moyenne qui règne actuellement à la surface de la planète ($\sim 6-7$ mbar) est très proche de celle du point triple de l'eau (6,11 mbar). Ainsi, même si la température peut dépasser les $0^\circ C$ (273 K) par moments sur les surfaces ensoleillées, la glace d'eau se sublimera immédiatement en vapeur sans passer par la case liquide, ou alors très fugacement si la pression est légèrement supérieure à celle du point triple. À partir de modèles climatiques, [Haberle et al. \(2001\)](#) a pu mettre en évidence que pour certaines régions, l'eau pure pourrait être temporairement stable à l'état liquide (on parle ici de quelques heures au maximum) ; toutefois, comme cela est souligné dans la conclusion de l'article, il ne s'agit là que de conditions nécessaires et non suffisantes, d'autres paramètres doivent être

¹⁷ Vous avez trois heures.

¹⁸ La grandeur physique en $N.m^{-2}$, pas la bière bande d'alcooliques.

pris en compte à commencer par la disponibilité de glace ou d'une source souterraine d'eau liquide au bon endroit et au bon moment, ainsi que l'équilibre entre l'apport de chaleur et les pertes par évaporation. De fait, en dépit de ces résultats, la présence d'eau à l'état liquide à la surface de Mars aujourd'hui, même de façon temporaire, est extrêmement peu probable (Haberle et al., 2001) ; même si la présence de sels peut permettre de diminuer la température du point de fusion jusqu'à ~ 210 K et donc de faciliter la présence d'eau liquide (non pure) (Brass, 1980).

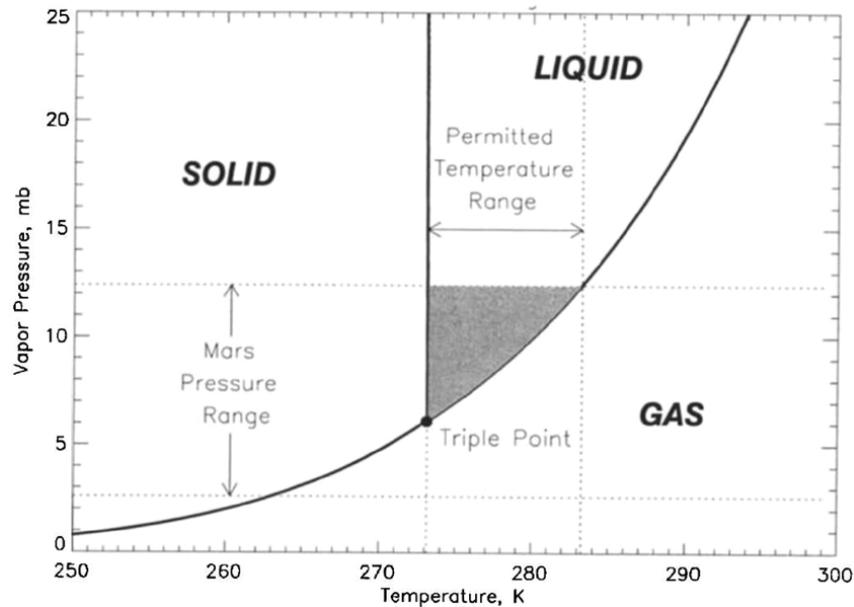


FIG. 1.13 : Diagramme de phases P-T (*i.e.*, pression vs température) de l'eau extrait de Haberle et al. (2001). On constate que la valeur moyenne de la pression à la surface de Mars (~ 7 mbar) est très proche de celle du point triple de l'eau (6,11 mbar), rendant la plupart du temps l'eau liquide thermodynamiquement instable en surface.

Cependant, l'action de l'eau liquide est régulièrement envisagée pour expliquer certains phénomènes contemporains en surface, suscitant à chaque fois de vifs débats et un emballement médiatique. Depuis le début du xxi^e siècle, deux phénomènes ont été particulièrement emblématiques de ce point de vue : les *gullies* (Malin & Edgett, 2000) et les écoulements sombres récurrents (communément appelés *RSL* pour « *Recurring Slope Lineae* ») (McEwen et al., 2011) ; toutefois, dans ces deux cas, les nombreuses études ayant suivi ont conduit, au bout de quelques années, à délaisser les hypothèses impliquant l'eau liquide pour des mécanismes impliquant plutôt des glaces (H_2O ou CO_2) ou des processus éoliens (*e.g.*, Dundas, 2019 ; Dundas et al., 2019 ; Vincendon et al., 2019b).

La petite histoire des écoulements sombres de Mars : de l'eau à la poussière

Le cas des écoulements sombres récurrents de Mars, ou RSL, mérite que l'on s'y attarde. C'est en 2011 que McEwen et al. (2011) rapporte l'observation d'un phénomène visible grâce aux images à très haute résolution de la caméra HiRISE : de mystérieuses traces sombres et allongées (de 50 cm à 5 m de largeur pour plusieurs centaines de mètres de longueur) apparaissaient sur des pentes ensoleillées au printemps, se développaient durant la saison chaude, puis disparaissaient l'hiver venu avant de réapparaître l'année suivante (cf. figure 1.14). Les températures estimées sur ces pentes pouvant dépasser les 273 K, dès leur première identification l'hypothèse d'un lien entre ce phénomène et la présence d'eau à l'état liquide fut envisagée ; les auteurs suggérant que ces écoulements pourraient être composés de saumures (McEwen et al., 2011 ; Stillman et al., 2016), plus stables en surface à l'état liquide que l'eau pure avec des températures de fusion pouvant descendre sous 250 K (Brass, 1980 ; McEwen et al., 2011 ; Stillman

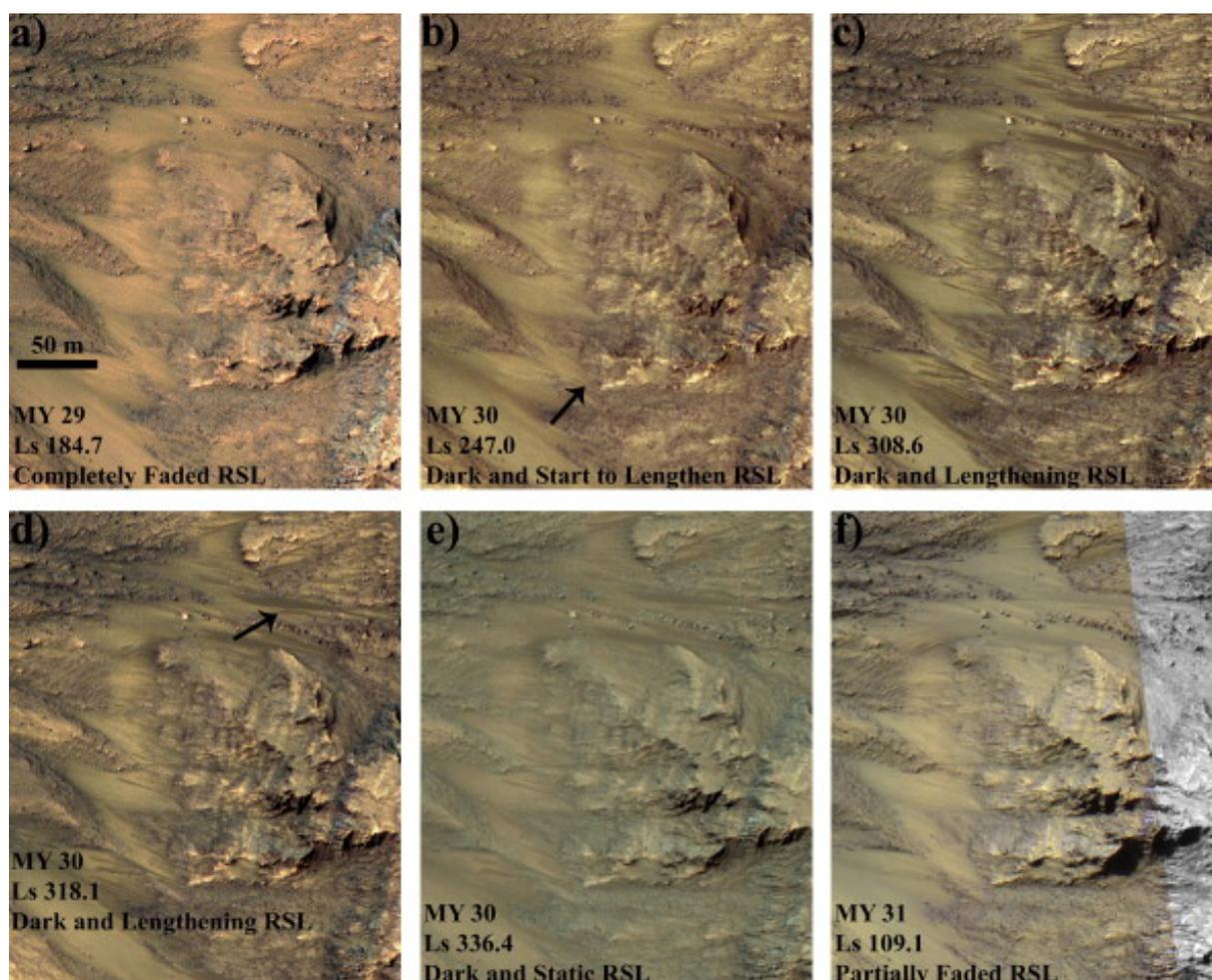


FIG. 1.14 : Évolution visuelle de RSL dans le cratère *Palikir*, figure extraite de Stillman et al. (2014). On y observe l'apparition des RSL (a,b) et leur progression (b-e) suivies de leur disparition progressive (f). Voir aussi l'animation disponible à l'adresse suivante : http://hirise.lpl.arizona.edu/sim/images/science_aug/Newton_IRB_A.ORTHO-stretch-enh-crop5_leg.gif (McEwen et al., 2011).

et al., 2016). L'origine de ces écoulements, de leur nature et de leur lien avec l'eau liquide fit alors l'objet de plusieurs études jusqu'à l'annonce en septembre 2015 de la détection de sels hydratés associés à la présence de RSL (Ojha et al., 2015)¹⁹.

Cependant, ces « détections » ne faisaient pas consensus, plusieurs points dans l'article en question (Ojha et al., 2015) étant pour le moins intrigants : préférence de « pixels bien choisis » à une moyenne spatiale de la zone, coordonnées des pixels utilisés pas toujours renseignées... Il s'avèrera en effet que ces détections étaient dues à des artefacts instrumentaux et statistiques (Vincendon et al., 2019a; Leask et al., 2018)^{20,21}. Par ailleurs, l'accumulation d'observations d'une activité de type RSL a également remis en cause le lien entre RSL et température (Vincendon et al., 2019a) qui était jusqu'à présent un

¹⁹ Cette annonce a fait l'objet d'une importante couverture médiatique : conférence de presse de la NASA, suivie d'articles de journaux annonçant la découverte d'eau liquide coulant sur Mars aujourd'hui...

²⁰ Comme quoi on peut faire des choses en stage de L3.

²¹ On notera que la publication de l'article mettant en cause la validité des détections de sels au niveau des RSL (Vincendon et al., 2019a) a constitué un véritable chemin de croix qui a mis en évidence les limites de l'éthique et de l'intégrité scientifique : de la première soumission en septembre 2017 auprès des journaux *Science* puis *Nature Geoscience* (ce dernier ayant publié l'article incriminé) à sa publication chez *Icarus* en février 2019, en passant par les suspicions de plagiat, cela n'a pas vraiment été un long fleuve tranquille.

des arguments forts de l'hypothèse aqueuse. Ainsi, 10 ans après leur découverte, ce sont désormais des scénarios anhydres, liés à l'activité éolienne et à la poussière, qui sont principalement envisagés pour la description des RSL (e.g., Schmidt et al., 2017; Vincendon et al., 2019a; Dundas, 2020; Stillman et al., 2020; McEwen et al., 2021).

La question des réservoirs liquides en sous-surface

Enfin, mentionnons également que si l'eau liquide est toujours recherchée à la surface de la planète rouge en dépit des contraintes physiques exposées plus haut, ce n'est pas le seul endroit où ce précieux liquide est recherché. En effet, en 2018 puis 2021 ont été annoncées des détections d'étendues d'eau souterraines sous la calotte polaire Sud via des observations radar par l'instrument MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) à bord de Mars Express (Orosei et al., 2018; Lauro et al., 2021). Ces détections sont toutefois encore fortement débattues au sein de la communauté et n'ont pas encore pu être vérifiées par d'autres mesures, il convient donc de rester prudent à ce sujet, en particulier au regard des précédents exemples relatifs à des annonces de détection d'eau liquide sur Mars.

1.3.2 Présence de glaces

Comme nous venons de le voir, l'eau n'est pas stable à l'état liquide à la surface de Mars, mais est largement présente à l'état gazeux (vapeur d'eau) ou solide (glace d'eau). On observe en effet de la vapeur d'eau dans l'atmosphère martienne (e.g., Rodin et al., 1997; Smith, 2006; Fedorova et al., 2006; Clancy et al., 2017b), ce qui sera discuté dans la [section 1.5](#); mais dans cette partie, c'est sous forme de glace que l'eau nous intéresse. Certes, en raison des faibles températures régnant à la surface de Mars, l'eau n'est pas la seule espèce qu'on peut y trouver sous forme de glace; on observe notamment d'importantes quantités de glace de CO₂, chose que l'on ne trouve pas à l'état naturel sur Terre, en particulier dans les régions polaires. La condensation du CO₂ atmosphérique dans les calottes saisonnières est d'ailleurs estimée à 20 à 30 % de la masse totale de l'atmosphère, ce qui est à l'origine de variations saisonnières de la pression à la surface de la planète (Hess et al., 1979; Forget, 1998; Forget et al., 1999; Leovy, 2001; Kelly et al., 2006; Titus et al., 2017). Toutefois, l'eau représente l'essentiel des glaces martiennes qui peuvent être observées en divers endroits, à la fois depuis l'orbite (cf. [figures 1.15 & 1.16](#)) et par les instruments au sol (cf. [figure 1.17](#)).

En surface

La principale manifestation de la présence de l'eau à la surface de Mars peut être observée depuis la Terre avec un télescope amateur²² en la nature des calottes polaires, composées de glace de CO₂ mais également d'H₂O comme on peut le voir sur la [figure 1.15](#). Si la présence d'importantes quantités de glace d'eau dans la calotte permanente martienne Nord avait déjà pu être mise en évidence sur la fin du xx^e siècle (Kieffer et al., 1976; Kieffer & Titus, 2001), c'est la cartographie des régions polaires Sud durant l'été méridional en 2004 (cf. [figure 1.15b](#)) qui a permis pour la première fois de mettre en évidence la glace d'eau dans la calotte permanente de l'hémisphère Sud (Bibring et al., 2004a). Jusque-là, la calotte australe était considérée comme essentiellement composée de CO₂ (Kieffer, 1979), la détection de glace d'eau dans les régions polaires Sud (hors calotte) par l'instrument THEMIS en 2003 suggérant toutefois la possible présence de glace d'eau sous la couche de CO₂ (Titus et al., 2003). Par la suite, OMEGA a permis de cartographier précisément et de suivre l'évolution saisonnière des glaces (CO₂

²² Par exemple avec le C14 installé dans la coupole de l'Université Paris-Saclay, je pourrais vous en parler longtemps mais ceci est une autre histoire...

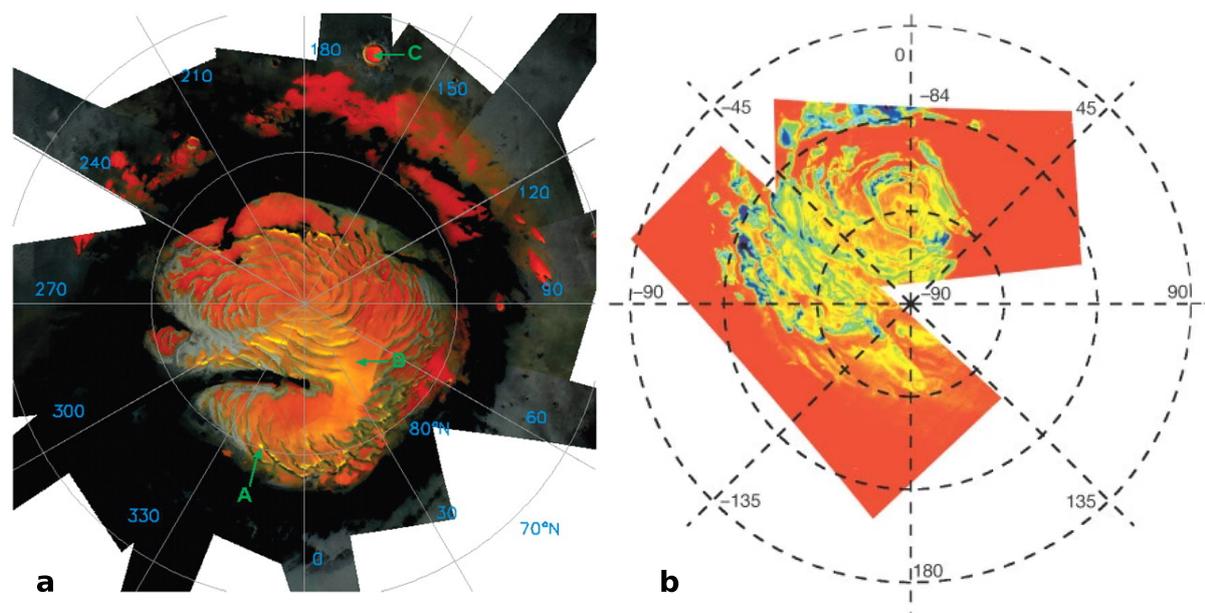


FIG. 1.15 : Cartographies de la glace d'eau dans les calottes polaires permanentes Nord (a) et Sud (b), figures extraites de [Langevin et al. \(2005b\)](#) et [Bibring et al. \(2004a\)](#) respectivement.

& H₂O) des calottes martiennes ([Langevin et al., 2005b, 2007](#); [Schmidt et al., 2009, 2010](#); [Appéré et al., 2011](#)); ces résultats sont particulièrement importants pour estimer la quantité totale d'eau présente sur Mars aujourd'hui ainsi que les quantités de CO₂ et d'H₂O échangées entre l'atmosphère et les calottes au cours de l'année martienne, nécessaires à la compréhension de l'évolution de l'atmosphère de nos jours ([Montmessin et al., 2004](#); [Forget et al., 2005](#)).

Par ailleurs, comme cela a été mentionné en [sous-section 1.1.2](#), l'action de la glace est le principal facteur d'altération des sols (géologiquement et minéralogiquement) depuis le début de l'Amazonien ([Carr & Head, 2010](#)); en particulier au niveau des pôles où les glaces sont concentrées. Cette action des glaces se traduit par exemple par les traces géologiques laissées par des glaciers, ou par la formation des dépôts polaires finement stratifiés (PLD) qui racontent l'histoire récente de la planète. De plus, les calottes saisonnières peuvent recouvrir les sols jusqu'aux latitudes de 50°N et 50°S au plus fort de l'hiver ([Langevin et al., 2007](#); [Appéré et al., 2011](#)). Ainsi, même actuellement, les régions des hautes latitudes se retrouvent régulièrement en contact avec de la glace d'eau, ce qui peut provoquer des phénomènes d'altération dans les couches les plus superficielles.

Les pôles ne sont toutefois pas les seules régions martiennes où l'on peut observer de la glace d'eau. En effet, des zones glacées peuvent demeurer après le retrait de la calotte saisonnière dans des cratères ou des pentes orientées vers les pôles et maintenues dans l'ombre, comme cela est le cas dans le cratère *Louth* visible en [figure 1.16a](#) ([Brown et al., 2008](#); [Conway et al., 2012](#)). En outre, des parcelles glacées sont également observées à certaines saisons par OMEGA et CRISM jusque sous des latitudes équatoriales (jusqu'à 32°N pour l'hémisphère Nord et 13°S pour le Sud), toujours dans des pentes orientées vers les pôles ou dans le fond de certains cratères ([Carrozzo et al., 2009](#); [Vincendon et al., 2010](#); [Piqueux et al., 2019](#)). Enfin, plus transitoirement, du givre peut également se déposer en surface durant la nuit et demeurer jusqu'au petit matin, comme cela a pu être observé par les sondes *Viking* et *Phoenix* (cf. [figure 1.17a](#)).

En sous-surface

Nous avons mentionné les glaces présentes à la surface de Mars, cependant il existe un deuxième réservoir d'eau gelée juste sous la surface, à quelques centimètres de profondeur seulement dans les régions polaires (Bandfield & Feldman, 2008; Arvidson et al., 2009; Mellon et al., 2009); ce matériau de sous-sol gelé est appelé *pergélisol* (ou *permafrost* pour les anglophones). En effet, les mesures de la quantité d'hydrogène sous la surface martienne par les spectromètres à neutrons en orbite autour de la planète ont permis de cartographier la distribution de la glace d'eau présente sous la surface et d'estimer les quantités d'eau retenues dans le sous-sol martien (Feldman et al., 2002, 2004, 2008). Ces résultats, couplés aux mesures d'inertie thermique des sols réalisées par l'instrument Thermal Emission Spectrometer (TES) à bord de MGS, ont révélé que la profondeur du pergélisol dépendait fortement de la latitude, ce dernier affleurant la surface dans les régions polaires (Bandfield & Feldman, 2008). Cela a par ailleurs pu être vérifié lors des expériences avec le bras robotique de *Phoenix* : en creusant de petites tranchées dans le sol, le robot a exposé de la glace d'eau présente à seulement 3 à 5 cm sous la surface comme on peut le voir sur la figure 1.17b (Arvidson et al., 2009).

À plus basses latitudes, le pergélisol est plus profondément enfoui mais il peut néanmoins lui arriver d'être directement exposé à la surface au niveau d'escarpements résultants de phénomènes d'érosion ou d'impacts récents (cf. figure 1.16b), et ce jusqu'à des latitudes dites moyennes ($\sim 40^\circ\text{N}$) (Dundas et al., 2018; Harish et al., 2020; Dundas et al., 2021). Ces régions sont particulièrement intéressantes pour l'étude de l'évolution du climat martien, car en nous offrant une coupe verticale dans la structure du pergélisol, il pourrait être possible d'étudier sa stratification pour obtenir des informations sur le climat à l'époque de la formation de chaque couche.

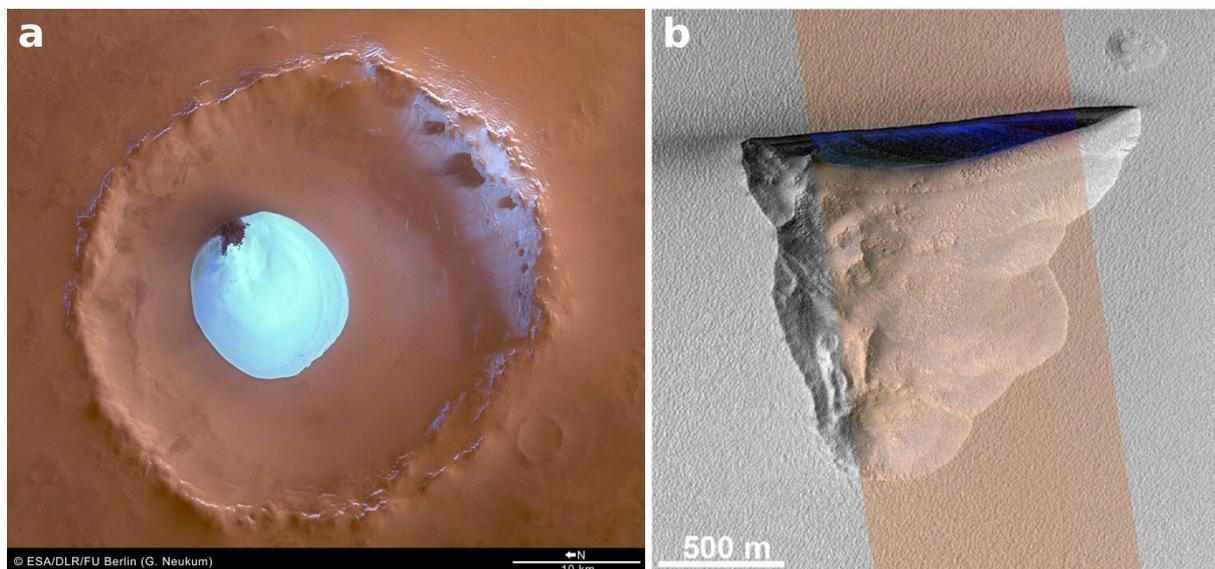


FIG. 1.16 : **a.** Glace d'eau dans le cratère *Louth* de *Vastitas Borealis* ($70,5^\circ\text{N} / 103^\circ\text{E}$) et sur ses flancs, image acquise par la caméra HRSC à bord de Mars Express le 2 février 2005. *Crédits : ESA/DLR/FU Berlin.* **b.** Glace d'eau du pergélisol exposée dans l'hémisphère Sud ($56,9^\circ\text{S} / 96,3^\circ\text{E}$), image extraite de Dundas et al. (2021, figure 1).

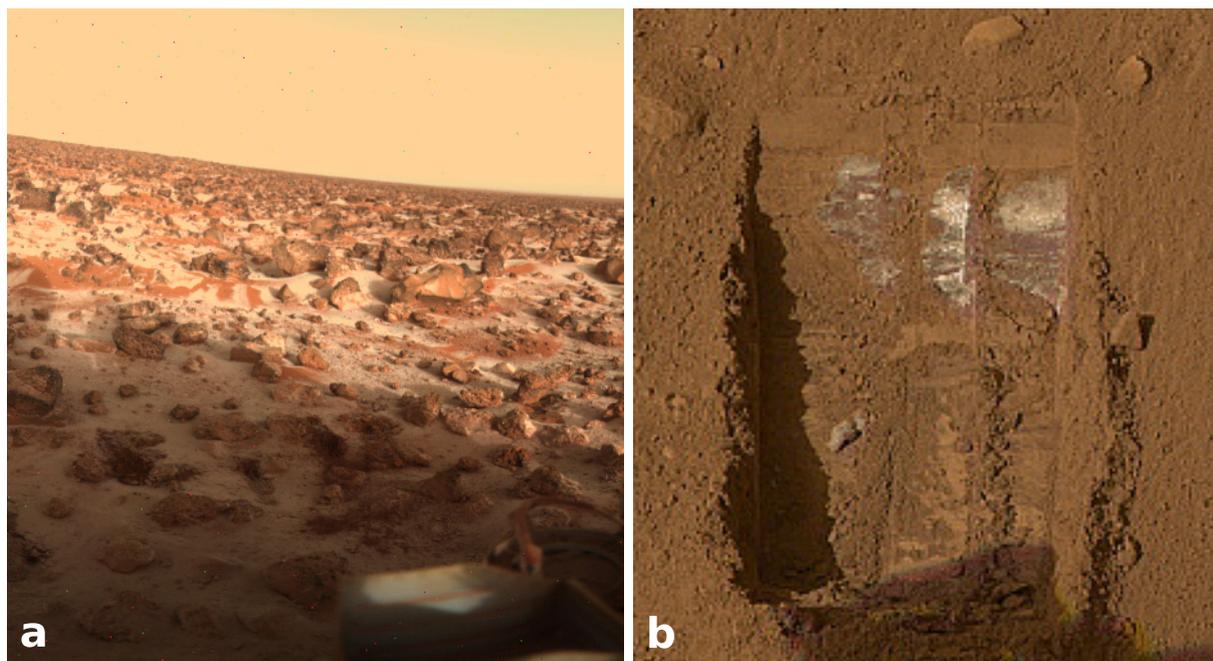


FIG. 1.17 : a. givre à la surface de Mars observé par la caméra 2 de *Viking 2*. Crédits : NASA/NSSDC.
 b. glace d'eau en proche sous-surface exposée par une tranchée réalisée par le bras robotisé de *Phoenix*, figure extraite de [Mellon et al. \(2009, figure 2\)](#).

1.3.3 Mais où est donc passée l'eau martienne ?

Si de nombreux éléments indiquent que l'eau a certainement été présente en abondance sur Mars par le passé, la question qui se pose aujourd'hui est : « Où est-elle donc bien passée ? ». Les mesures de l'abondance relative du deutérium par rapport à l'hydrogène (ou rapport D/H) dans l'atmosphère martienne témoignent d'un important échappement atmosphérique ayant conduit à la disparition d'une partie de l'hydrogène martien au cours de l'histoire de la planète ([Owen et al., 1988](#); [Villanueva et al., 2015](#); [Chaffin et al., 2017](#); [Alsaeed & Jakosky, 2019](#); [Fedorova et al., 2020](#); [Stone et al., 2020](#)). En effet, le rapport D/H mesuré pour Mars est plus de 5 fois supérieur à celui de la Terre aujourd'hui ([Owen et al., 1988](#); [Villanueva et al., 2015](#); [Alsaeed & Jakosky, 2019](#); [Alday et al., 2021](#)); or, si on suppose que le rapport isotopique des différents éléments était le même au sein du matériau qui a donné naissance à ces deux planètes, l'enrichissement relatif en deutérium sur Mars implique que la planète a perdu une partie de son hydrogène, et subséquemment de son eau (H₂O) depuis sa formation ([Villanueva et al., 2015](#); [Chaffin et al., 2017](#); [Alday et al., 2021](#)). Ainsi, l'échappement atmosphérique ([Gronoff et al., 2020](#)) serait la principale cause de la disparition de l'eau martienne ([Chaffin et al., 2017](#); [Jakosky et al., 2018](#)).

Par ailleurs, certaines études récentes, à partir de la réévaluation de la quantité d'eau contenue dans les minéraux et la croûte martienne, mettent également en avant l'importance de l'altération aqueuse des sols dans la disparition de l'eau de la surface martienne, bien que dans des proportions moindres que celles de l'échappement atmosphérique ([Wernicke & Jakosky, 2021](#); [Scheller et al., 2021](#)).

1.4 L'hydratation de la surface martienne

Comme on a pu le constater depuis le début de ce chapitre, l'eau, sous différentes formes, a été et est toujours présente à la surface de Mars. Depuis plus de 4 milliards d'années, elle a marqué la surface martienne, tant du point de vue géologique que chimique et minéralogique ; c'est ce dernier point qui va nous intéresser dans cette partie. En effet, on a vu que si l'eau liquide a aujourd'hui disparu de la surface de la planète²³ et que les glaces se concentrent principalement au niveau des calottes et du pergélisol, une partie de cette eau est également présente tout autour de la planète, piégée dans la surface. Dans certains cas, l'eau a interagi avec les sols pour former de nouveaux minéraux, parfois hydratés mais pas nécessairement, et se retrouve donc intimement liée aux dits minéraux ; mais dans d'autres, les molécules d'eau peuvent être plus faiblement liées aux minéraux présents, piégées à l'intérieur de la structure par des liaisons chimiques (liaisons hydrogène ou de Van der Waals) ou retenues en surface comme dans le cas de l'*adsorption*, nous y reviendrons dans la suite (voir également [Jouglet et al. \(2007\)](#) et [Dyar et al. \(2010\)](#) pour une revue des différents mécanismes de stockage de l'eau dans les surfaces planétaires). Tout cela se traduit par une hydratation globale de la surface de Mars, dont l'intensité varie en fonction des régions, et dont l'origine et la nature exacte demeure aujourd'hui encore source d'interrogations.

1.4.1 Mesure de l'hydratation de la surface via la bande à 3 μm

Cette sous-section est grandement basée sur les introductions des thèses de Denis Jouglet ([Jouglet, 2008](#)) et Joachim Audouard ([Audouard, 2014](#)) qui ont tous deux étudié la question de l'hydratation de la surface martienne avec les données OMEGA, le lecteur est encouragé à s'y référer pour plus de détails.

La bande à 3 μm , quésaco ?

Dans la gamme infrarouge du spectre électromagnétique, les absorptions sont principalement dominées par les modes de vibration et de rotation des molécules. Dans le cas d'une molécule d'eau isolée, 3 modes fondamentaux vibrationnels sont observés (cf. [figure 1.18](#)) : étirement symétrique à 2,73 μm (ν_1), pliage (ou cisaillement) à 6,27 μm (ν_2), et étirement asymétrique à 2,66 μm (ν_3). À ces modes fondamentaux s'ajoutent ensuite des harmoniques et des modes de combinaison à l'origine de bandes d'absorption de moindre intensité (*e.g.*, autour de 1,4 et 1,9 μm) ; ainsi que des modes de rotation dans le cas d'une molécule libre (*i.e.*, non liée à d'autres molécules par des liaisons de Van der Waals), typiquement pour de la vapeur d'eau, qui produisent des séries de raies plus fines que les bandes dues aux modes de vibration. En fonction des liaisons (Van der Waals, hydrogène) réalisées par les molécules d'eau, et donc de leur état (solide, liquide, dans la structure minérale...), la position exacte et la largeur de ces bandes d'absorption varie.

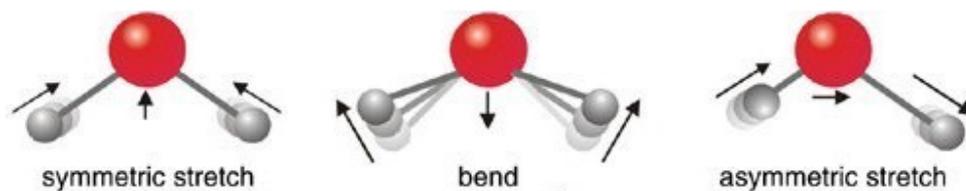


FIG. 1.18 : Les trois modes fondamentaux vibrationnels de la molécule d'eau H_2O : étirement symétrique à 2,73 μm (ν_1), pliage (ou cisaillement) à 6,27 μm (ν_2), et étirement asymétrique à 2,66 μm (ν_3) ; figure extraite de ([Stomp et al., 2007](#), figure 2).

²³ Tels les dinosaures de la surface de la Terre.

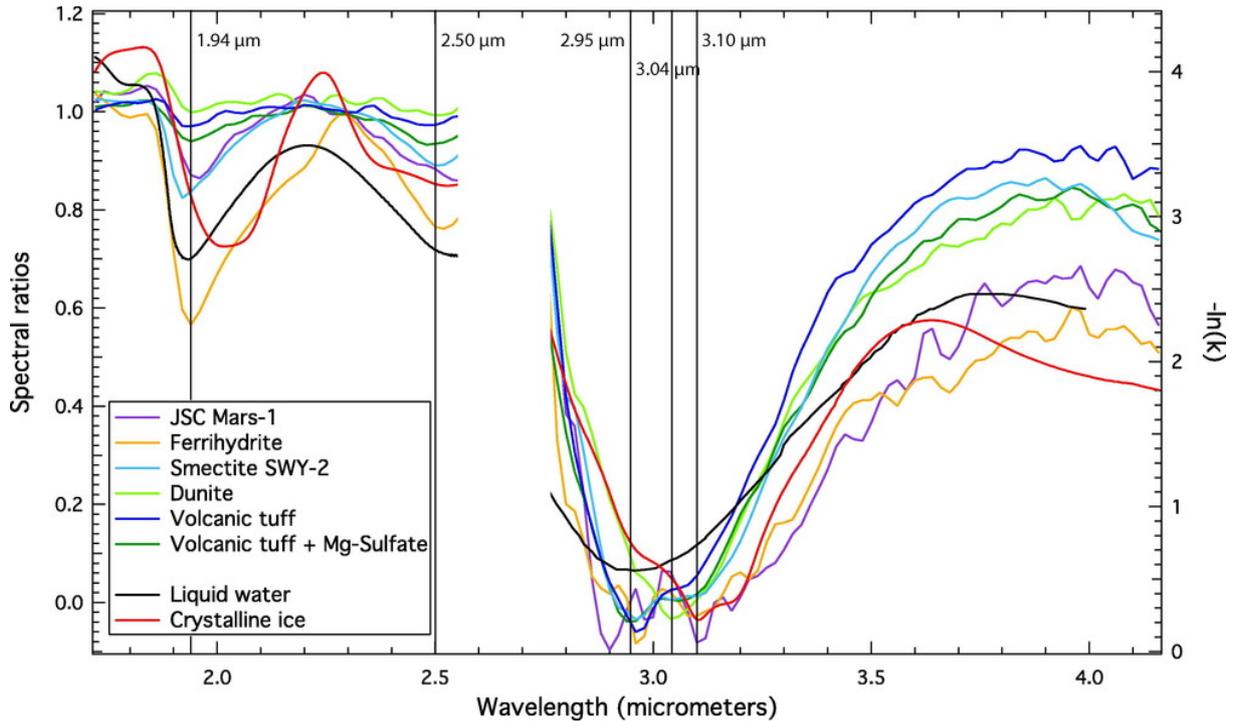


FIG. 1.19 : Effets de l'hydratation de matériaux sur la spectroscopie à 3 μm . Cette figure, extraite de Pommerol et al. (2009, figure 16), compare l'effet de l'hydratation sur les spectres de différents matériaux (pour chacun est présenté le rapport entre deux spectres acquis à deux niveaux d'hydratation différents : le plus hydraté / le moins hydraté) avec des spectres d'eau sous forme liquide et solide (glace). On observe systématiquement la présence d'une forte et large bande d'absorption autour de 3 μm , bien que sa forme et position exacte varie en fonction des cas.

Dans le cas des minéraux hydroxylés, le groupe $-\text{OH}$ ne présente plus qu'un mode de vibration : l'élongation qui produit une absorption vers 2,78 μm . La position de cette bande et des différents harmoniques dépend fortement du cation auquel est lié le groupe hydroxyl, ce qui induit une grande diversité des signatures en fonction des minéraux considérés (e.g., Bishop, 2019).

Le terme de « bande à 3 microns » fait ainsi référence à une large bande d'absorption moléculaire dont le maximum d'absorption se situe autour de 3 μm et caractéristique de la présence de la molécule H_2O et/ou de groupes hydroxyles $-\text{OH}$ (e.g., Jouglet, 2008, et références incluses). Comme on peut le voir sur la figure 1.19, la forme et la position exacte de la bande d'absorption à 3 μm varie notamment en fonction de l'état dans lequel l'eau en question se trouve (liquide, glace, pure, incluse dans une structure minérale...) mais aussi des minéraux avec lesquels les molécules d'eau se sont liées (Pommerol & Schmitt, 2008b ; Pommerol et al., 2009 ; Bishop et al., 2014 ; Bishop, 2019).

Les différents types d'hydratation

Les différents types d'hydratation font l'objet d'une revue dans Dyar et al. (2010). Ici, nous décrivons brièvement les trois principales formes d'hydratation qui nous intéresseront dans la suite de notre étude : l'adsorption en surface, l'adsorption de structure, et l'altération de la structure minérale (cf. figure 1.20).

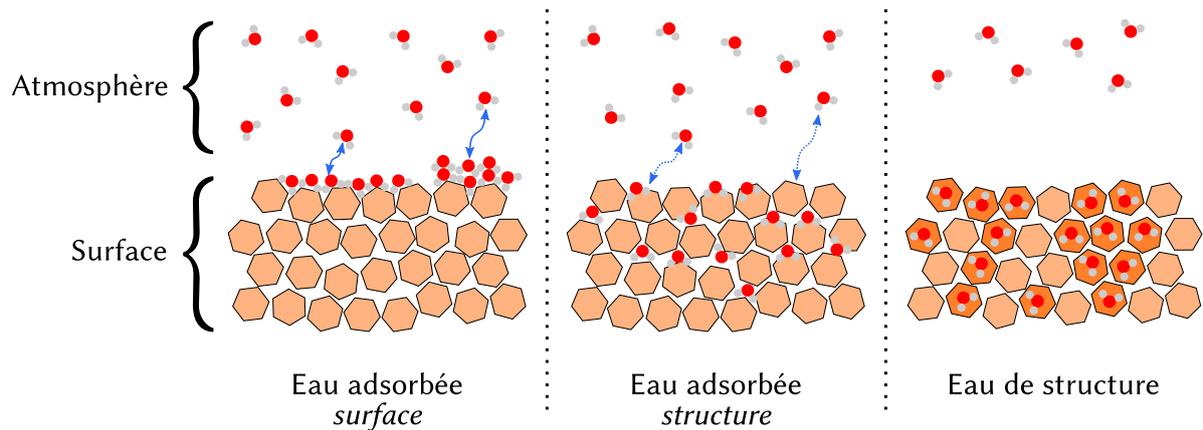


FIG. 1.20 : Schémas illustrant l'adsorption des molécules d'eau de l'atmosphère en surface (gauche) et dans la structure (milieu), par comparaison au stockage de l'eau dans la structure des minéraux du sol (droite).

L'adsorption en surface L'adsorption en surface correspond à la fixation (par le biais de liaisons de Van der Waals ou de liaisons hydrogènes, on parle alors de physisorption) d'une ou plusieurs couches de molécules d'eau en provenance de l'atmosphère sur la surface des minéraux comme cela est illustré sur la [figure 1.20](#); cette forme d'hydratation peut se produire sur tous les minéraux, bien que certains puissent la favoriser plus que d'autres. Notons qu'à partir de l'empilement de plusieurs couches de molécules d'eau se forme un fin film liquide pouvant provoquer une altération des couches superficielles.

La cinétique de l'adsorption dépend à la fois des conditions climatiques, de la disponibilité des molécules d'eau et du matériau substrat; elle est typiquement de l'ordre de quelques minutes à quelques heures sur Mars ([Beck et al., 2010](#)). La facilité des échanges avec l'atmosphère fait ainsi de l'eau adsorbée en surface un potentiel acteur important du cycle de l'eau martien ([Böttger et al., 2005](#)), même si l'ensemble des modèles de climat martiens existant à l'heure actuelle peuvent s'affranchir de cette composante pour reproduire les grandes tendances saisonnières du cycle de l'eau martien ([Montmessin et al., 2017](#)).

L'adsorption de structure Dans le cas de certains minéraux comme les sulfates, les zéolites ou les phyllosilicates par exemple, une autre forme d'adsorption est possible. En effet, outre leur capacité d'adsorber les molécules en surface, ces minéraux peuvent également fixer des molécules d'eau au sein de leur structure par des liaisons de Van der Waals (c'est par exemple le cas du gypse $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ comparé à l'anhydrite $\text{Ca}(\text{SO}_4)$); on parle alors de minéraux hydratés. Dans le cas de ces minéraux, la présence des molécules d'eau modifie l'arrangement cristallin (*e.g.*, [Bishop et al., 2014](#)), ainsi l'énergie nécessaire pour adsorber ou désorber les molécules d'eau, qui est plus importante que dans le cas de l'adsorption de surface; les échanges avec l'atmosphère seront donc plus limités et plus longs à se mettre en place.

L'eau comme composante de la structure minérale Enfin, les molécules d'eau peuvent également se lier plus fortement avec le substrat, par liaison covalente (on parle de chimisorption), ce qui résulte en une hydroxylation dudit substrat. Il n'y a alors plus de molécules d'eau à proprement parler dans le minéral, mais des groupes $-\text{OH}$ (on parle de liaisons métal-OH). L'eau ayant ici fusionné avec les minéraux, elle n'est plus échangeable avec l'atmosphère comme cela pouvait être le cas pour les molécules adsorbées. On notera également qu'on ne parle dans ce cas pas nécessairement de minéraux hydratés, toutefois la présence des groupes hydroxyles ($-\text{OH}$) témoigne d'une activité aqueuse lors du processus de formation.

La bande à 3 μm sur Mars

La présence d'une large absorption à 3 μm omniprésente à la surface martienne a été identifiée depuis les années 60, par des observations sol d'abord (Sinton, 1967) puis par les instruments IRS et ISM à bord des sondes *Mariner* et *Phobos* respectivement (Pimentel et al., 1974; Bibring et al., 1990). La variabilité géographique de cette signature fut alors attribuée à des variations soit de la quantité d'eau adsorbée dans le régolite, soit dans la composition minérale des sols (Murchie et al., 2000), les données d'alors ne permettant pas d'arbitrer entre ces deux hypothèses. Il faudra ensuite attendre 2004 et l'arrivée en orbite de l'instrument OMEGA à bord de Mars Express pour permettre de réaliser la première cartographie globale de l'absorption à 3 μm martienne (Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007). Là encore, différentes hypothèses ont été proposées pour rendre compte de ces observations : eau adsorbée en surface, dans la structure, minéraux hydroxylés ou même une combinaison de ces phénomènes (Milliken et al., 2007).

Indépendamment de son origine, la bande à 3 μm étant principalement associée à la présence de molécules d'eau ou de groupes -OH, elle donc a été utilisée pour estimer le pourcentage massique de la quantité d'eau (souvent abrégé en H₂O wt. % dans la littérature) contenue dans la surface (Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007). Ces études ont ainsi révélé une forte dépendance en latitude de la quantité d'eau contenue dans la surface martienne qui augmente d'un facteur supérieur à 2 en se rapprochant des pôles, les valeurs les plus élevées étant atteintes dans les régions Nord avec plus de 8 % d'eau en masse, cela pouvant même aller jusqu'à 10 % voire 15 % (cf. figures 1.21 & 1.22). Si les valeurs absolues des quantités d'eau obtenues sont fortement dépendantes du modèle utilisé (Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007; Liu et al., 2020), l'augmentation relative de la quantité d'eau avec la latitude est robuste, elle correspond à un l'évolution latitudinale de la profondeur de la bande à 3 μm.

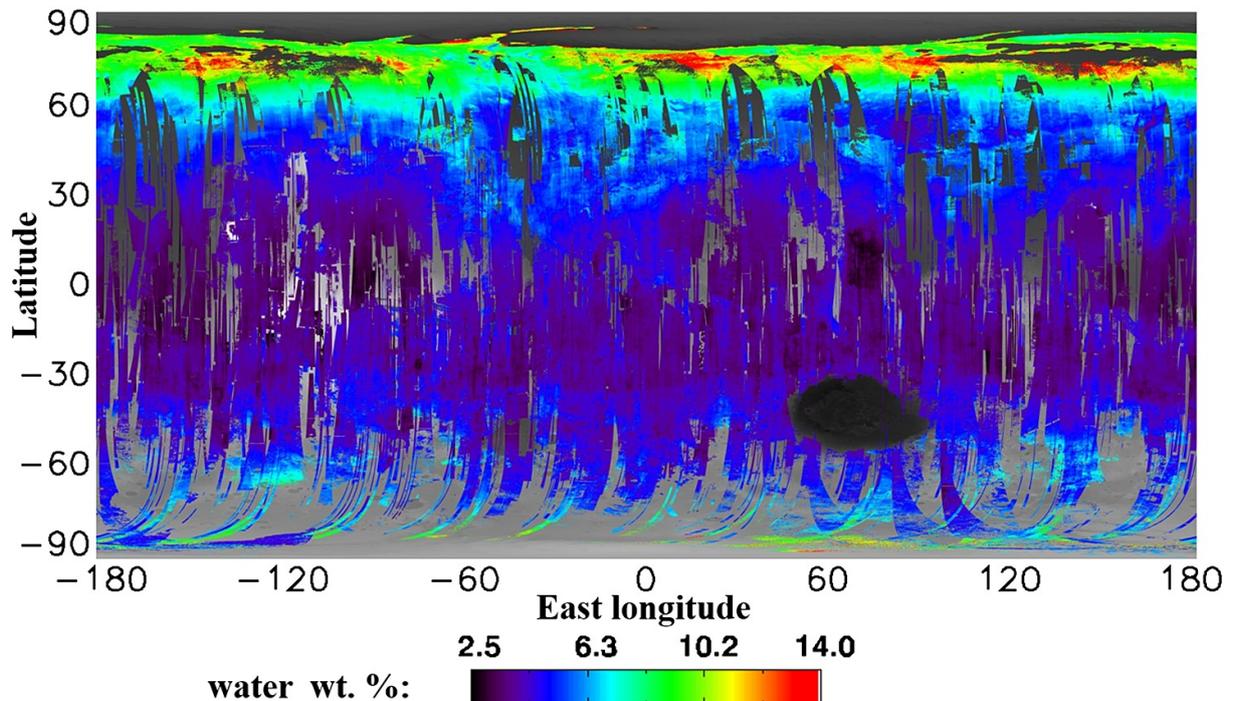


FIG. 1.21 : Carte globale de l'hydratation de la surface martienne, extraite de Audouard et al. (2014, figure 4).

1.4.2 La piste de l'eau adsorbée

Lors de sa découverte, cette augmentation de l'hydratation de la surface avec la latitude fut essentiellement attribuée à une augmentation de la quantité d'eau adsorbée en surface (Jouglet et al., 2007; Poulet et al., 2008, 2010). Cette interprétation était notamment soutenue par l'identification de variations saisonnières de l'intensité de la bande à 3 μm , suggérant la présence d'échanges entre l'eau de la surface et l'atmosphère (Jouglet et al., 2007); or, comme on l'a vu précédemment, l'adsorption de molécules d'eau à la surface des minéraux constitue la forme d'hydratation ayant le plus de facilité d'échanges entre la surface et l'atmosphère. L'évolution de l'hydratation observée avec la latitude serait donc reliée aux variations latitudinales des quantités de vapeur d'eau dans l'atmosphère (Smith, 2006); et réciproquement, ce réservoir d'eau facilement échangeable avec l'atmosphère pourrait également jouer un rôle dans le cycle des variations saisonnières et journalières de la vapeur d'eau (Farmer et al., 1977; Titov, 2002; Smith, 2002; Maltagliati et al., 2011b).

En 2008, l'arrivée de Phoenix sous 68° de latitude Nord apporte un nouveau regard sur l'hydratation des régions polaires Nord en réalisant des mesures de composition *in-situ*. Ainsi, Phoenix a rapporté la détection de différents minéraux suggérant qu'une altération des sols d'origine aqueuse a eu lieu par le passé, comme des carbonates (2–5 %) et des perchlorates (<1 %); ainsi qu'une teneur globale du sol en eau d'environ 1–2 % (Boynton et al., 2009; Hecht et al., 2009; Smith et al., 2009; Poulet et al., 2010; Sutter et al., 2012), ce qui est bien en dessous des 10–11 % mesurés par OMEGA à partir de la bande à 3 μm (Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007; Audouard et al., 2014). L'explication avancée pour réconcilier ces deux mesures est que la signature à 3 μm observée depuis l'orbite serait due à de l'eau adsorbée en surface, et donc concentrée dans la première centaine de micromètres sondés par OMEGA (la « surface optique »), là où Phoenix a lui analysé les premiers centimètres de la surface, diluant ainsi cette contribution (Poulet et al., 2010). Cependant, l'eau contenue dans les échantillons de sols étudiés par Phoenix n'a pas été relâchée à basse température, comme on s'y attendrait pour de l'eau adsorbée; mais a été libérée lorsque les échantillons ont été portés à des températures entre 300 °C et 700 °C, températures plus compatibles avec la présence de différents minéraux ou phases hydratées dans le sol (Smith et al., 2009). Ainsi, en l'absence de quantités significatives d'eau adsorbée en surface, l'écart entre les mesures *in-situ* de Phoenix et orbitales d'OMEGA peut provenir d'une couche superficielle d'eau fortement liée (non adsorbée donc) au régolite, ou encore d'une inexactitude dans la relation entre la quantité d'eau déduite et la profondeur/forme de la bande à 3 μm .

1.4.3 Le retour des minéraux hydratés

Après la première interprétation de l'eau adsorbée comme principale origine de l'hydratation de la surface martienne telle qu'observée depuis l'orbite, les mesures *in-situ* réalisées par Phoenix dans les régions polaires semblent plutôt indiquer la présence d'une eau fortement liée à la structure des minéraux de la surface. Quelques années plus tard, des mesures de la quantité d'eau contenue dans la surface ont également été réalisées par le rover MSL (Mars Sample Laboratory, ou Curiosity pour les intimes) dans les régions équatoriales; et là encore les résultats des instruments SAM (Sample Analysis of Mars), CheMin (Chemistry and Mineralogy) et ChemCam (Chemistry and Camera) ont mené à la conclusion que l'essentiel des 2 % d'eau contenus dans le régolite martien au niveau de *Gale crater* (le site d'atterrissage de Curiosity) ne se trouvent probablement pas sous la forme de molécules d'eau adsorbées et faiblement liées, mais seraient plutôt fortement liés à la structure des minéraux présents (Leshin et al., 2013; Bish et al., 2013; Meslin et al., 2013). À la lumière de ces résultats, Meslin et al. (2013) suggèrent donc que les variations spatiales de la quantité d'eau en surface observées depuis l'orbite pourraient être au moins en partie dues à des variations de l'abondance de phases amorphes hydratées.

En 2014, Joachim Audouard, alors en thèse à l'IAS, reprend l'étude de la bande à 3 μm dans les données OMEGA et remet également en question la première interprétation privilégiant l'eau adsorbée (Audouard, 2014 ; Audouard et al., 2014) : en considérant un plus grand nombre d'observations²⁴ et en appliquant un filtrage plus strict des effets atmosphériques, il n'observe pas les variations saisonnières précédemment identifiées dans les données OMEGA. Comme on peut le voir sur la figure 1.22, la quantité moyenne d'eau contenue dans le régolite à une latitude donnée reste relativement stable au cours de l'année. De plus, la signature à 3 μm de la surface ne semble pas non plus impactée par les variations de l'humidité relative de l'atmosphère. Ainsi, les résultats de cette étude suggèrent que la bande à 3 μm observée dans les hautes latitudes Nord ne serait pas liée à l'adsorption de molécules d'eau en surface, et que l'augmentation de l'absorption à 3 μm avec la latitude résulterait d'un processus d'altération de la surface spécifique aux régions polaires, impliquant vraisemblablement de la glace et ayant modifié la quantité d'eau incluse dans les minéraux ou les phases amorphes (Audouard et al., 2014).

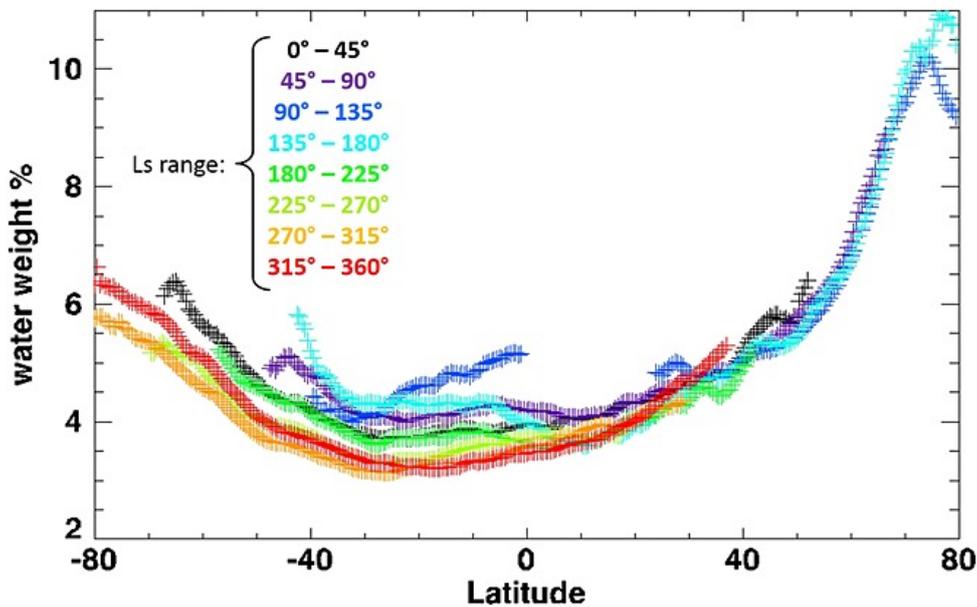


FIG. 1.22 : Dépendance en latitude de la quantité moyenne d'eau contenue dans la surface martienne pour différentes périodes de l'année, figure extraite de Audouard et al. (2014, figure 8). On observe que le niveau d'hydratation de la surface demeure relativement stable au cours des saisons, ce qui favorise l'hypothèse d'une eau fortement liée aux minéraux, peu sensible aux variations climatiques.

Une autre pièce de ce complexe puzzle est venue des mesures effectuées en laboratoire sur des météorites et analogues martiens : ces mesures ont en effet révélé que l'augmentation de la quantité d'eau adsorbée dans un échantillon produit une bande d'absorption à 1,9 μm en plus de la signature déjà observée à 3 μm (Pommerol et al., 2009 ; Pommerol et al., 2011 ; Beck et al., 2015). Or, si la bande à 3 μm est observée sur l'ensemble de la surface martienne, ce n'est pas le cas de celle à 1,9 μm qui, en dehors des régions polaires, n'est observée qu'associée à des régions riches en minéraux hydratés (Pommerol et al., 2011) ; ce nouvel élément intervient donc à nouveau en défaveur de la piste de l'eau adsorbée. On notera toutefois que dans le cas des hautes latitudes Nord, au-delà de 60°N, la bande à 1,9 μm est observée quasiment partout et présente une évolution avec la latitude similaire à celle de la bande à 3 μm (Poulet et al., 2008) ; ce qui est donc cette fois cohérent l'interprétation de l'eau adsorbée comme étant à l'origine de l'augmentation de l'absorption à 3 μm dans les régions polaires (Poulet et al., 2008). Néanmoins, la bande à 1,9 μm étant également un indicateur de la présence de minéraux hydratés comme les phyllosilicates (Poulet et al., 2005), la présence de cette signature à 1,9 μm peut tout aussi bien suggérer

²⁴OMEGA a continué à acquérir des données entre 2008 et 2014 (et continue encore en 2021, pas de repos pour les braves!).

la présence diffuse de minéraux hydratés dans ces régions polaires. En effet, la présence de minéraux hydratés comme des phyllosilicates ou des sulfates induit également une augmentation conjointe des bandes à 1,9 μm et 3 μm (Jouglet et al., 2007, figure 10).

S'agissant des régions Nord de Mars, les observations orbitales y ont justement révélé la présence d'autres signatures (*i.e.*, autres que 1,9 μm et 3 μm) dans la gamme spectrale entre 1 et 2,5 μm associées à des minéraux hydratés, en particulier des sulfates de calcium, suggérant qu'une altération aqueuse des sols a eu lieu par le passé (Langevin et al., 2005a; Poulet et al., 2008; Massé et al., 2012; Carter et al., 2016). Dès 2005, les premières données infrarouges ont tout d'abord révélé la présence d'une grande quantité de minéraux hydratés dans la région d'*Olympia Undae* (située par environ 240°E et 85°N), minéraux principalement interprétés comme des sulfates de calcium et plus précisément du gypse (Langevin et al., 2005a); notons toutefois que des études postérieures ont rapporté que des perchlorates pourraient également correspondre aux signatures observées (Hanley et al., 2015). Par la suite, de plus faibles signatures de ces sulfates (et possiblement de perchlorates) ont été observées sur l'ensemble des champs de dunes entourant la calotte permanente Nord (Massé et al., 2010, 2012); en outre, un autre type de minéraux a également été identifié dans les régions polaires Nord : les zéolites (Poulet et al., 2010). De grandes étendues des régions Nord possèdent aussi une signature spectrale spécifique dans les observations OMEGA qui pourrait témoigner d'une altération des sols par des processus n'impliquant que très peu l'action de l'eau (Horgan & Bell, 2012); une telle altération à grande échelle, en produisant des phases hydratées, pourrait également être cohérent avec les données de la surface collectées par l'instrument TES (Wyatt et al., 2004; Michalski et al., 2005).

Par ailleurs, notons également que pour être détectées depuis l'orbite, il est nécessaire que les phases hydratées soient présentes dans des proportions suffisantes; si les concentrations sont faibles, comme on peut s'y attendre dans le cas d'une faible altération des sols, leur détection par les spectro-imageurs en orbite peut s'avérer ardue, voire impossible. En effet, certains minéraux détectés par les instruments présents à la surface dans les hautes latitudes Nord, comme des perchlorates de magnésium (ou Mg-perchlorates) ou des carbonates identifiés par Phoenix (Boynton et al., 2009; Hecht et al., 2009), n'ont à ce jour toujours pas été détectés par des observations orbitales; de même, les phases amorphes hydratées observées par Curiosity dans *Gale Crater* (Leshin et al., 2013; Bishop et al., 2013; Meslin et al., 2013) n'ont pas non plus été observées depuis l'orbite. Cela peut être dû à des quantités inférieures au seuil de détectabilité des espèces considérées (6 % pour les carbonates (Jouglet et al., 2007; Poulet et al., 2010)) ou bien à l'action de la poussière, qui peut former une fine pellicule recouvrant la surface et masquer ainsi les minéraux présents (Vincendon et al., 2015). Dans tous les cas, cela suggère donc que de faibles quantités de minéraux ou phases hydratées pourraient être largement répandues dans les hautes latitudes Nord, sans toutefois pouvoir être facilement identifiables dans les observations OMEGA ou CRISM, en particulier via la gamme spectrale entre 1 et 2,5 μm , la plus couramment utilisée. Ces possibles espèces pourraient néanmoins contribuer à l'intensité et la forme de l'omniprésente absorption à 3 μm martienne (cf. sous-section 1.4.1), plus sensible (*i.e.*, qui apparaît plus rapidement pour de faibles quantités) que les autres signatures entre 1 et 2,5 μm associées à la présence de molécules H_2O ou groupes OH (*e.g.*, Bishop, 2019).

1.5 Les nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne

Dans les parties précédentes, nous nous sommes principalement concentrés sur l'histoire de l'eau à la surface de la planète rouge ; toutefois, la molécule H_2O est également présente dans l'atmosphère martienne, sous forme de vapeur mais également de nuages de glace d'eau, qui nous intéresseront dans la **partie II** de ce manuscrit. Tout comme l'eau de surface, les cristaux de ces nuages produisent une bande d'absorption caractéristique autour de $3\mu m$ pouvant être observée depuis les instruments en orbite, et utilisée pour caractériser les propriétés desdits nuages. L'étude de l'atmosphère martienne étant un sujet riche et complexe, nous n'entrerons donc pas dans cette section (loin d'être exhaustive) dans les détails des mécanismes atmosphériques ; le lecteur est encouragé à se référer à l'ouvrage *The Atmosphere and Climate of Mars* par [Haberle et al. \(2017\)](#) pour une revue des connaissances actuelles sur l'atmosphère martienne.

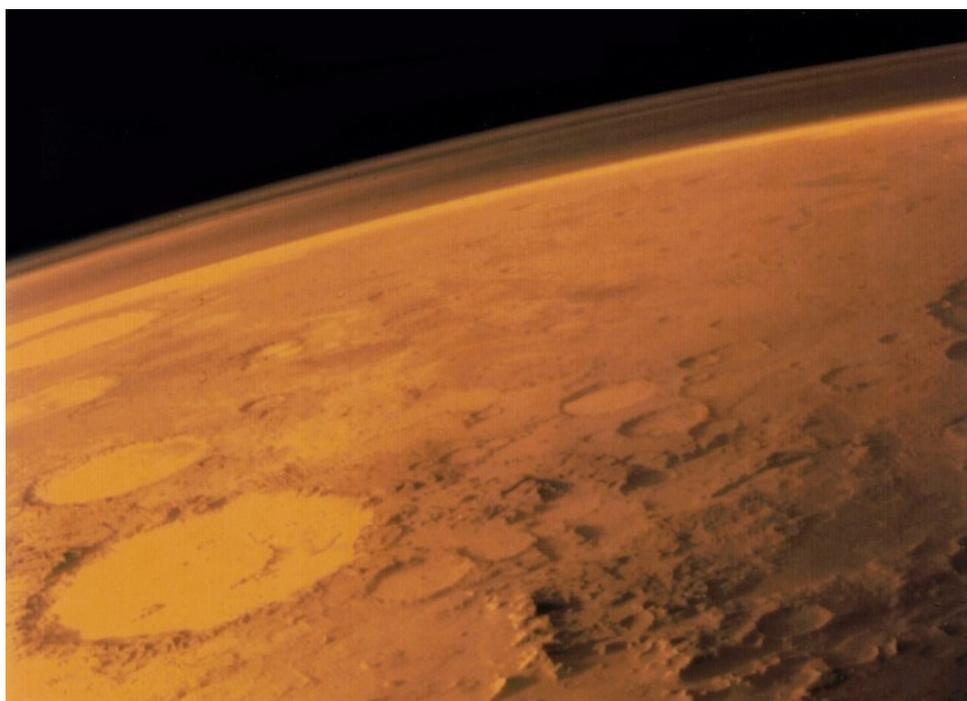


FIG. 1.23 : Photographie de Mars et son atmosphère par la sonde *Viking 1* de la NASA en 1976.

1.5.1 Quelques généralités sur l'atmosphère

Mars possède une atmosphère relativement ténue avec une pression moyenne en surface autour de 6 mbar, soit plus de 100 fois inférieure à la pression terrestre de 1 bar (cf. [tableau 1.1](#)). Cette atmosphère est composée à 95 % de CO_2 , avec des traces de diazote, d'argon, dioxygène mais également de vapeur d'eau (e.g., [Owen et al., 1977](#) ; [Smith, 2004](#) ; [Mahaffy et al., 2013](#)). Un des aspects marquants de l'atmosphère martienne réside dans les variations saisonnières de la pression en surface ; en effet, le cycle de condensation / sublimation du CO_2 atmosphérique dans les calottes saisonnières induit au cours de l'année martienne une variation de l'ordre de 20 % à 30 % de la pression en surface ([Hess et al., 1979](#) ; [Forget, 1998](#) ; [Forget et al., 1999](#) ; [Leovy, 2001](#) ; [Kelly et al., 2006](#) ; [Titus et al., 2017](#)).

À partir des observations des différentes sondes (orbiteurs et rovers), des modèles dits de *circulation générale* (ou (M)GCM pour (*Martian*) *General Climate Model*) ont été élaborés et raffinés pour modéliser et prédire l'évolution de l'atmosphère martienne ([Barnes et al., 2017](#)), dont en particulier l'IPSL-GCM développé par le LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique) à Paris avec une participation du LAT-

MOS (Forget et al., 1999; Montmessin et al., 2004; Lefèvre et al., 2008; Millour et al., 2018). L'absence d'océans à la surface de la planète se traduit par une inertie thermique de la surface martienne beaucoup plus faible que celle de la Terre, ce qui génère de forts contrastes de températures entre les différentes régions de Mars en fonction du degré d'insolation, ainsi que d'importantes variations saisonnières de la dynamique atmosphérique (Barnes et al., 2017). En particulier, au moment des solstices, la circulation de l'atmosphère est dominée par une cellule dite de *Hadley* inter-hémisphérique (Haberle et al., 1993; Forget et al., 1999). Durant l'été de l'hémisphère Nord, l'air chaud s'élève autour de $\sim 60^\circ\text{N}$, est transporté dans l'hémisphère Sud jusqu'à $\sim 60^\circ\text{S}$ puis redescend vers la surface, les masses d'air s'étant refroidies au cours de leur trajet; la situation s'inverse lors de l'été de l'hémisphère Sud, avec une phase de transition autour des équinoxes.

D'un point de vue simplifié, on identifie trois cycles majeurs qui affectent l'évolution du climat martien : le cycle du CO_2 (Titus et al., 2017), le cycle de l'eau (Montmessin et al., 2017) et le cycle de la poussière (Kahre et al., 2017).

Une atmosphère de CO_2

Composant majoritaire de l'atmosphère martienne, le CO_2 est également présent à l'état solide sur Mars, en particulier au niveau des calottes saisonnières. En effet, comme mentionné précédemment, jusqu'à 30 % du CO_2 atmosphérique se condense au cours de l'année martienne pour former les calottes polaires saisonnières. La formation de la glace des calottes se produit via deux mécanismes principaux : le dépôt de glace directement en surface par condensation du CO_2 de l'atmosphère, et l'accumulation de neige carbonique. Les disparités en termes d'albédo et d'émissivité des calottes résultent d'une part de la taille des grains de glace, mais également des concentrations en espèces contaminantes comme la poussière ou la glace d'eau. On notera que si le cycle du CO_2 est relativement stable au fil des années, de légères variations inter-annuelles sont toutefois observées, mais pas encore totalement expliquées.

L'abondance du CO_2 dans l'atmosphère combiné aux mesures de températures des couches atmosphériques avait suggéré la possibilité de former des cristaux de glace de CO_2 dans l'atmosphère, et donc des nuages (Herr & Pimentel, 1970; Clancy & Sandor, 1998; Montmessin et al., 2006a); en effet, à 6 mbar de pression, le CO_2 peut condenser à partir du moment où la température passe sous les 145 K. La confirmation de la présence de nuages de glace de CO_2 sur Mars a été apportée au début du xxi^{e} siècle par les instruments de la sonde européenne Mars Express qui ont permis de les mettre en évidence spectroscopiquement (Formisano et al., 2006; Montmessin et al., 2007a; Vincendon et al., 2011). La compréhension du cycle de formation et d'évolution de ces nuages de glace carbonique est importante afin d'améliorer la précision des modèles climatiques. Toutefois, les conditions nécessaires à la formation de cristaux de glace de CO_2 ne sont remplies que dans des régions localisées de l'atmosphère; la présence de nuages de CO_2 est ainsi bien plus rare que celle des nuages de glace d'eau, qui seront discutés dans la [sous-section 1.5.2](#).

La poussière martienne

La poussière est un élément important de l'atmosphère et du climat martien. Sur Mars, ce terme fait référence à de petites particules provenant de la surface, en suspension dans l'atmosphère, qui sont d'ailleurs à l'origine de la couleur rouge-orangée si caractéristique du ciel martien, qu'on peut admirer sur les photographies réalisées par les instruments en surface (cf. [figures 1.12 & 1.17](#)). Ces particules en suspension, sont élevées depuis la surface par les vents, dans des quantités variables selon les saisons et les événements climatiques, comme on peut le voir sur la [figure 1.24](#) (Smith, 2006). En particulier, de très grandes quantités de poussière peuvent être soulevées jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres d'altitude lors des tempêtes de poussière qui peuvent parfois recouvrir la planète entière

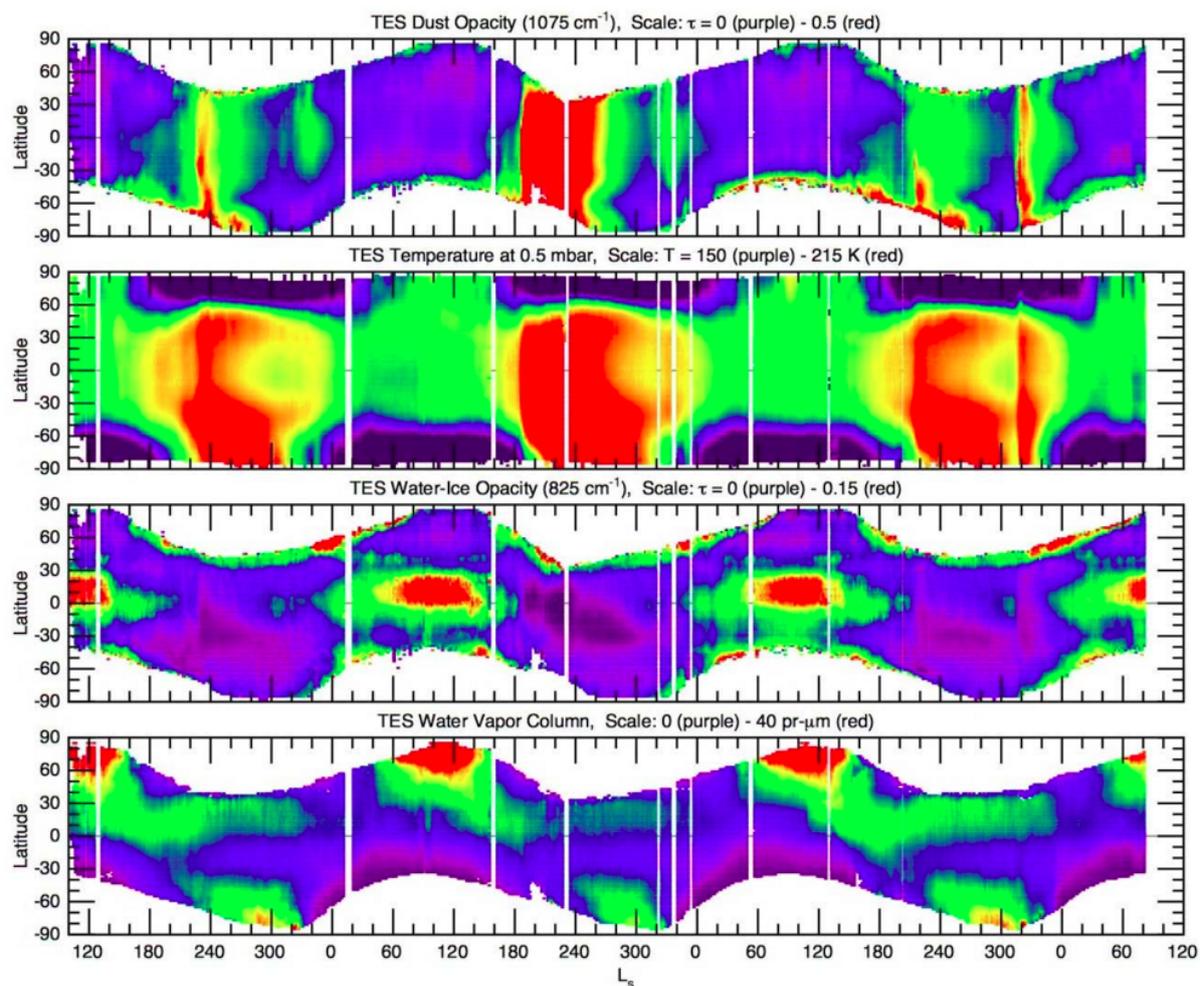


FIG. 1.24 : Suivi de l'épaisseur optique de la poussière, de la température atmosphérique, de l'épaisseur optique de la glace d'eau et de la vapeur d'eau en fonction de la saison et de la latitude sur 3 années martiennes (MY24 – MY27) à partir de données de l'instrument TES à bord de la sonde MGS; figure extraite de (Smith, 2006).

(cf. [figure 1.25](#)). Les tempêtes de poussière se produisant de façon erratique, en particulier les tempêtes d'ampleur planétaires, le cycle de la poussière présente donc de nettes variations saisonnières mais également inter-annuelles. Cette quantité de poussière est généralement quantifiée par la profondeur optique de l'atmosphère intégrée sur la verticale, ou opacité. La profondeur optique de l'atmosphère dans le visible est typiquement comprise entre 0,2 et 0,6 pendant le printemps et l'été de l'hémisphère Nord ($L_s \sim 40^\circ\text{--}140^\circ$), période où l'atmosphère est la plus claire, et entre 0,8 et 1,2 pendant le reste de l'année où l'atmosphère est plus chargée en poussière (Lemmon et al., 2015); la profondeur optique peut aussi par moment atteindre des valeurs autour de 4–5 durant les tempêtes de poussière, des valeurs jusqu'à 8,5 ont même été mesurées au cours de la tempête de poussière planétaire de 2018 (Lemmon et al., 2019). Pour comparaison, la profondeur optique des nuages terrestres les plus épais peut être supérieure à 10 (Marsden & Lingenfelter, 2003), et cette valeur dépasse 30 pour les nuages vénusiens (Knollenberg et al., 1980).

La composition et les propriétés physiques de la poussière martienne ne sont toujours pas connues avec précision. Les différentes études menées depuis 50 ans ont permis de déterminer que la poussière est principalement constituée de grains silicatés, vraisemblablement produits par l'altération de roches basaltiques; toutefois, la composition minéralogique des grains de poussière implique une variété de

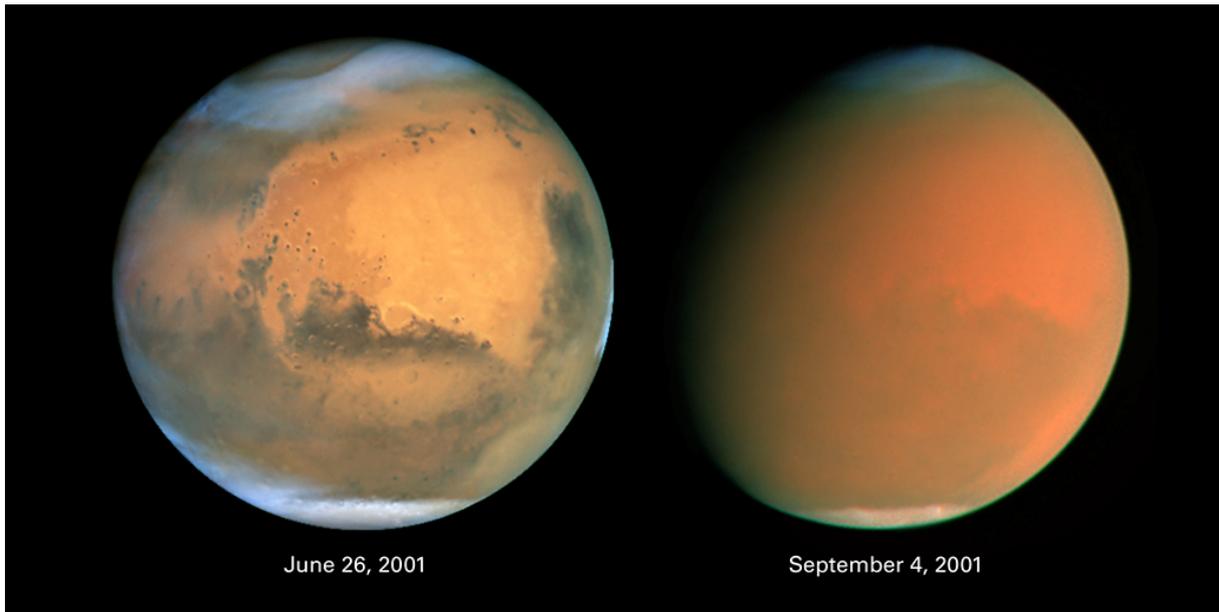


FIG. 1.25 : La planète Mars avant (gauche) et pendant (droite) la tempête de poussière planétaire de l'été 2001 (MY 25), photographiée par le télescope spatial Hubble.

Crédits : NASA/J. Bell (Cornell University), M. Wolff (SSI), and the Hubble Heritage Team (STScI/AURA)

minéraux, la plupart des grains sont par ailleurs composites (Toon et al., 1977 ; Bell et al., 2000 ; Hamilton et al., 2005 ; Goetz et al., 2005). Une partie de cette poussière possède des propriétés magnétiques fournies par la présence de magnétite (Goetz et al., 2005), ce qui permet de limiter le dépôt de poussière sur certaines parties des instruments au sol (par exemple les cibles d'étalonnage de l'instrument SuperCam sur le rover *Perseverance*) via l'utilisation d'aimants. La taille des particules de poussière en suspension dans l'atmosphère est typiquement comprise entre 0,1 et 2,5 μm , mais peut augmenter jusqu'à 6–7 μm pendant les tempêtes de poussière, en particulier celles d'ampleur planétaire (Lemmon et al., 2019).

La distribution des particules de poussière dans l'atmosphère est donc affectée par les événements climatiques, mais on observe également des variations saisonnières et spatiales (Jaquin et al., 1986 ; Forget et al., 1999 ; Montmessin et al., 2002 ; Heavens et al., 2011a,b ; Määttänen et al., 2013 ; Smith et al., 2013). En effet, la poussière est confinée dans les couches basses de l'atmosphère (≤ 25 km) au niveau des pôles, mais s'élève jusqu'à ~ 60 km au niveau de l'équateur ; l'altitude maximale des poussières dans l'atmosphère en fonction de la latitude suit donc une distribution en forme de cloche, centrée autour de l'équateur. À cette évolution latitudinale se superpose un effet saisonnier : l'altitude maximale moyenne des aérosols oscille de façon sinusoïdale au cours de l'année martienne, passant de ~ 40 km pour $L_s = 70^\circ$ à ~ 70 km pour $L_s = 200^\circ$.

La présence de la poussière affecte sensiblement le climat martien en modifiant localement les propriétés radiatives de l'atmosphère, ce qui a des conséquences sur sa structure thermique. En effet, la poussière absorbe et diffuse efficacement l'énergie solaire reçue dans la gamme visible, ce qui a pour conséquence un échauffement de la poussière et donc des couches atmosphériques dans lesquelles elle se trouve (Gierasch & Goody, 1972). Ainsi, on observe sur les deux premiers panneaux de la figure 1.24 que la température de l'atmosphère mesurée par TES est plus élevée lorsque l'atmosphère est chargée en poussière. En outre, la poussière influence également sur le cycle de l'eau : les grains de poussière peuvent en effet servir de noyaux de condensation pour la formation des nuages de glace d'eau dans l'atmosphère (Michelangeli et al., 1993 ; Montmessin et al., 2002). La compréhension de ses propriétés et de sa dynamique est donc nécessaire à l'élaboration des modèles climatiques martiens.

Les tempêtes de poussière

On les a déjà mentionnées précédemment, les tempêtes de poussière sont des événements climatiques majeurs sur la planète rouge. Elles peuvent être très spectaculaires, visibles même depuis la Terre avec un instrument amateur, en particulier dans le cas de tempêtes planétaires (voir aussi la [sous-section 3.2.1](#)) qui peuvent masquer l'entièreté de la surface de la planète durant plusieurs mois comme on peut le voir sur la [figure 1.25](#) avec deux images de Mars acquises avant et pendant la tempête planétaire de 2001.

Si les tempêtes d'ampleur planétaire ne surviennent qu'une fois toutes les trois à quatre années martiennes environ (Zurek & Martin, 1993 ; Clancy et al., 2000 ; Kass et al., 2016), plusieurs tempêtes régionales ou locales sont observées chaque année (Wang & Richardson, 2015 ; Kass et al., 2016). Ces tempêtes sont le plus souvent observées autour du périhélie martien (entre $L_s \sim 130^\circ$ – 250° et $L_s \sim 305^\circ$ – 350°), conduisant des auteurs à faire référence à cette période de l'année sous le nom de « période des tempêtes » ; toutefois, on constate que les tempêtes ne sont pas strictement confinées à ladite période mais peuvent (bien que plus rarement) survenir tout au long de l'année martienne (Wang & Richardson, 2015). La durée de ces tempêtes locales est très variable, de l'ordre de quelques dizaines de degrés de L_s .

Bien qu'épisodiques, les tempêtes de poussière sont largement étudiées en raison de leur fort impact sur la dynamique de divers processus martiens comme l'échappement atmosphérique (Heavens et al., 2018) ou les RSL (Vincendon et al., 2019a ; McEwen et al., 2021). Par ailleurs, les grandes quantités de poussière soulevées et transportées durant ces événements sont également un danger potentiel pour les sondes en surface alimentées par l'énergie solaire : en se redéposant, la poussière peut recouvrir les panneaux solaires, et ainsi priver d'énergie les instruments. On citera par exemple la « mort » du rover *Opportunity*, tombé pour la science durant la tempête de poussière planétaire de l'été 2018.

1.5.2 Les nuages dans le cycle de l'eau

La première observation de nuages martiens a été réalisée au cours de l'opposition de 1877 par des astronomes de l'Observatoire Royal de Greenwich (Astronomer Royal, 1877 ; Barlow, 2008), mais il faudra attendre les années 1970 et les données des sondes *Mariner* pour identifier spectroscopiquement des nuages de glace d'eau dans l'atmosphère de Mars (Hanel et al., 1972 ; Peale, 1973). Aujourd'hui, grâce aux instruments déployés à la surface de la planète rouge, il est possible d'observer régulièrement de magnifiques images de nuages dans le ciel martien, comme sur la [figure 1.26](#).

Les conditions sur Mars étant différentes de celles qu'on peut observer sur Terre, les nuages martiens ne ressemblent pas forcément à leurs homologues terrestres. En effet, sur Mars, pas de nuages de gouttelettes d'eau, mais des nuages de glaces ; de glace d'eau, formés par condensation de la vapeur d'eau atmosphérique, ou de glace de CO₂. Clancy et al. (2017a) présente une revue de l'état de nos connaissances sur les nuages martiens au moment du début de cette thèse.

Le cycle de l'eau

Comme on a pu le voir précédemment, l'eau a tenu une place importante dans l'évolution de la planète rouge et, en raison des conditions climatiques actuelles, est aujourd'hui stable sous les formes vapeur et glace. Les principaux réservoirs d'eau sur la Mars actuelle résident dans l'atmosphère de la planète (vapeur et nuages de glace d'eau), la glace de surface (essentiellement les calottes mais aussi les dépôts saisonniers localisés), ainsi qu'à l'intérieur même de la surface (pergélisol et minéraux hydratés). La dynamique des échanges entre l'atmosphère et le régolite est encore mal connue, mais les études récentes ont mis en évidence l'ampleur des échanges saisonniers entre l'eau atmosphérique et les résér-



FIG. 1.26 : Nuages martiens photographiés par l'instrument Mastcam du rover *Curiosity* au-dessus du Mont Mercou, juste après le lever du Soleil au sol 3063 (19 mars 2021).

Crédits : NASA/JPL-Caltech/MSSS

voirs de glace en surface : l'atmosphère martienne voit sa quantité de vapeur d'eau varier d'un facteur 2 lors de la condensation et sublimation des glaces, en particulier celles de la calotte polaire Nord (cf. [figure 1.24](#)).

La circulation de l'atmosphère martienne, via la cellule de Hadley inter-hémisphérique au moment des solstices, est à l'origine d'un important brassage de l'eau martienne : un tiers de l'eau sublimée à l'échelle saisonnière (soit environ 10^{12} kg) est échangée entre les deux hémisphères au cours de l'année, via la vapeur mais également les nuages de glace d'eau (ces derniers pouvant selon les modèles, représenter 10 à 20 % de la masse d'eau contenue dans l'atmosphère martienne). La présence et le rôle des nuages de glace d'eau seront exposés plus en détails dans la [sous-section 1.5.2](#).

Si l'effet de serre produit par les faibles quantités de vapeur d'eau peut être négligé dans les bilans énergétiques de Mars, la formation de nuages, givre et glaces en surface affecte les propriétés radiatives locales (réflexion, inertie thermique...). La prise en compte du cycle de l'eau martien est donc un des grands enjeux des modèles climatiques actuels.

Les nuages de glace d'eau

Les nuages de glace d'eau revêtent une importance particulière en raison de leur rôle dans le cycle de l'eau et le climat martien. En effet, le déplacement des nuages participe au transfert régional de l'eau martienne, mais selon une dynamique différente de celle de la vapeur d'eau ([Montmessin et al., 2004](#)). En particulier, la formation de nuages peut affecter la capacité de l'eau (ou l'hydrogène) atmosphérique à s'échapper vers l'espace. En outre, ces particules de glace d'eau en suspension dans l'atmosphère vont (comme les particules de poussière) absorber et diffuser la lumière solaire incidente, et donc modifier localement le bilan radiatif de la planète. Ainsi, l'amélioration de la prise en compte des nuages de glace d'eau dans les modèles climatiques martiens est un enjeu important pour améliorer encore leur précision ([Vals et al., 2018](#)). Toutefois, l'importante variabilité spatiale et temporelle des nuages ([Szantai et al., 2021](#)) requiert un grand nombre d'observations pour obtenir une vue d'ensemble de la climatologie des nuages martiens, tâche à laquelle les instruments du Trace Gas Orbiter se sont récemment mis à contribuer activement ([Stcherbinine et al., 2020](#) ; [Liuzzi et al., 2020](#) ; [Luginin et al., 2020](#)).

Similairement à ce qui est observé pour la poussière, l'altitude maximale des nuages de glace d'eau varie en fonction de la latitude, avec une distribution en cloche (plus haut au niveau de l'équateur, et plus bas au niveau des pôles) mais également de la saison (de 55 km vers l'aphélie, à 80 km autour du périhélie) (Smith et al., 2013; Clancy et al., 2019). En outre, la présence de nuages dans l'atmosphère martienne est un phénomène dynamique dont les variations sont observées à l'échelle de la journée (Smith, 2019; Szantai et al., 2021).

L'étude de la distribution globale des nuages de glace d'eau a mené à la mise en évidence trois principales catégories : les nuages de la ceinture intertropicale de l'aphélie, ceux des « capuches polaires » et les brumes de haute altitude. Par ailleurs, les nuages sont également répartis en fonction de leur taille de particules en trois classes, définies par Clancy et al. (2003) & Montmessin et al. (2006b) :

- Les nuages de *type I* ($r_{\text{eff}} = 1\text{--}2\ \mu\text{m}$), principalement observés dans l'hémisphère Sud autour de l'aphélie, à des altitudes supérieures à 20 km.
- Les nuages de *type II* ($r_{\text{eff}} = 3\text{--}4\ \mu\text{m}$), observés dans la ceinture intertropicale qui se met en place au moment de l'aphélie.
- Les nuages de *type III* ($r_{\text{eff}} \sim 0,1\ \mu\text{m}$), observés dans les couches de hautes altitudes de l'atmosphère ($\geq 50\ \text{km}$).

La ceinture intertropicale On observe sur le troisième panneau de la [figure 1.24](#) l'augmentation de l'absorption atmosphérique due à la glace d'eau entre $L_s \sim 0^\circ$ et $L_s \sim 180^\circ$ dans les régions équatoriales ($10^\circ\text{S} - 30^\circ\text{N}$). Cette formation nuageuse est généralement appelée *ceinture intertropicale* (ou « *aphelion cloud belt* » en anglais, abrégé en ACB) (Clancy et al., 1996; Smith, 2004), bien qu'on puisse également rencontrer les termes de *ceinture équatoriale* (James et al., 1996) ou *ceinture subtropicale* (McCleese et al., 2010). La répartition des nuages au sein de cette ceinture n'est pas totalement homogène spatialement, en particulier au début et à la fin de sa période d'observation. En effet, si la masse nuageuse est relativement homogène autour de $L_s = 60^\circ$, on observe la formation de nuages plus épais optiquement au niveau de structures topographiques majeures comme les volcans de *Tharsis* (Clancy et al., 1996; James et al., 1996; Wang & Ingersoll, 2002).

Cette ceinture intertropicale, principalement composée de nuages de types I & II situés entre 15 et 40 km d'altitude (Clancy et al., 2017a), affecte particulièrement les échanges d'eau inter-hémisphériques générés par la mise en place d'une cellule de Hadley autour des solstices (Clancy et al., 1996; Montmessin et al., 2004). La vapeur d'eau étant « retenue » dans l'hémisphère Nord au moment de l'aphélie par la présence de cette barrière de nuages, le transport de l'eau atmosphérique de l'hémisphère Nord vers son homologue du Sud est donc majoritairement effectué via des particules de glace d'eau et non la vapeur atmosphérique (Montmessin et al., 2004).

Les « capuches » polaires En dehors de la ceinture intertropicale mentionnée précédemment, on constate (toujours sur la [figure 1.24](#)) que les nuages sont principalement concentrés proches des calottes polaires saisonnières, disparaissant au moment de l'été de leurs hémisphères respectifs. Ces nuages, associés à de très froides températures, sont généralement identifiés sous le nom de *capuche polaire* (ou « *polar hood* »). Ils se situent typiquement entre 10 et 40 km d'altitude et leur distribution spatiale varie en fonction de la saison, mais également de la topographie (Kahn, 1984; Wang & Ingersoll, 2002; Inada et al., 2007; Wang & Fisher, 2009; Benson et al., 2010, 2011; Clancy et al., 2017a). La présence de ces nuages polaires et leur transport vers les plus basses latitudes vient contrebalancer le flux de vapeur d'eau vers les pôles, et maintenir une humidité dans les régions de moyennes à basses latitudes (Montmessin et al., 2004).

Les brumes de haute altitude Les deux catégories précédentes regroupaient des nuages à basses et moyennes altitudes (≤ 40 km), mais des nuages de glace d'eau sont également observés à plus haute altitude, jusqu'à 80–90 km (Jaquin et al., 1986 ; Montmessin et al., 2006b ; Vincendon et al., 2011 ; Clancy et al., 2019). Ces nuages sont composés de cristaux de glace d'eau plus petits que leurs homologues à basse altitude (r_{eff} entre 0,1 et 1 μm , nuages de type III), et caractérisés par une faible épaisseur optique.



**Étude des nuages de glace d'eau
dans l'atmosphère martienne
avec l'instrument ACS**

Analyse des données ACS-MIR pour l'étude des nuages de glace d'eau martiens

2

2.1	Les données ACS-MIR	52
2.1.1	Présentation générale	52
2.1.2	Les types de données ACS-MIR, une histoire de niveaux	55
2.1.3	Les différents jeux de données utilisés	56
2.1.4	Les autres instruments de TGO	57
2.2	Traitement des données	58
2.2.1	Extraction du continuum	58
2.2.2	Détermination de l'altitude du plafond des particules atmosphériques (<i>konior-pause</i>)	59
2.2.3	Inversion verticale	60
2.3	Quantification de l'absorption à 3 microns	63
2.4	Ajustement de modèles pour identifier et contraindre les nuages de glace d'eau	65
2.4.1	Quelques rappels utiles de transfert de rayonnement	65
2.4.2	Présentation du modèle	67
2.4.3	Ajustement sur les données et détermination de la taille des particules	68
2.4.4	Filtrage de la poussière et des cas ambigus	70
2.4.5	Estimation des incertitudes	70

Arrivée en orbite martienne en octobre 2016, la sonde Trace Gas Orbiter (TGO) de la mission Exo-Mars 2016 a notamment embarqué avec elle l'instrument franco-russe Atmospheric Chemistry Suite (ACS) dont les activités scientifiques ont débuté en avril 2018 (Korablev et al., 2018, 2019; Vandaele et al., 2019), après différentes manœuvres de freinage visant à amener TGO sur son orbite finale. Doté d'une très grande résolution spectrale, ACS, tout comme NOMAD (Vandaele et al., 2018), l'autre spectromètre infrarouge de TGO, a pour objectif d'étudier les espèces minoritaires de l'atmosphère martienne, et notamment d'apporter une réponse à la grande question du mystère du méthane sur la planète rouge. L'apport de ce tout nouveau jeu de données a été conséquent avec pas moins de 17 articles de l'équipe ACS publiés ou acceptés entre avril 2019 et avril 2021, et de nombreux autres en review ou en préparation. ACS et NOMAD ont notamment fourni de nouvelles (et très faibles) limites maximales pour la potentielle présence de méthane dans l'atmosphère martienne (Korablev et al., 2019; Montmessin et al., 2021), mis en évidence la présence d'HCl (Olsen et al., 2021a,b), et procuré pour la première fois par mesure directe des profils verticaux de la quantité de vapeur d'eau ainsi que du rapport isotopique D/H dans l'atmosphère (Vandaele et al., 2019; Fedorova et al., 2020). Les espèces gazeuses ne sont toutefois pas les seuls composants de l'atmosphère à présenter une signature d'absorption dans l'infrarouge : les nuages laissent également leur empreinte dans les spectres acquis par ACS.

Dans ce chapitre, nous présentons le traitement et les méthodes développées pour l'analyse des données ACS-MIR dans la gamme 3,1–3,4 μm en vue de l'étude des nuages de glace d'eau martiens dont les résultats sont détaillés dans le [chapitre 3](#).

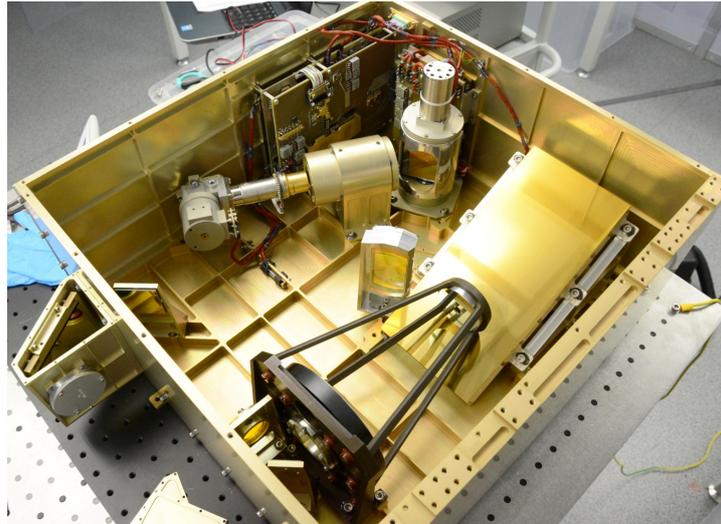


FIG. 2.1 : Photographie du *Proto-flight model* (PFM) du canal MIR d'ACS, montrant les principaux éléments du trajet optique.

2.1 Les données ACS-MIR

2.1.1 Présentation générale

Le canal Middle-InfraRed (MIR) est l'un des trois spectromètres de l'instrument ACS à bord de la sonde TGO de la mission ExoMars 2016, fruit d'une collaboration entre l'ESA et Roscosmos (Korablev et al., 2018, 2019; Vandaele et al., 2019). Après son lancement en mars 2016 et son arrivée autour de Mars en octobre de la même année, plus d'un an de manœuvres de freinage ont été nécessaires pour placer TGO sur l'orbite circulaire à 400 km d'altitude qu'il occupe aujourd'hui; et ainsi permettre à ACS de débiter sa phase d'opérations scientifiques en avril 2018. Visible en [figure 2.1](#), MIR est un spectromètre échelle à dispersion croisée permettant d'acquérir des données en occultation solaire (ou SO, pour *Solar Occultation*) entre 2,3 et 4,2 μm avec une couverture de 0,3 μm par observation (Korablev et al., 2018) et un pouvoir de résolution moyen $\lambda/\Delta\lambda > 30\,000$ (Korablev et al., 2019; Vandaele et al., 2019); la sélection de la gamme de longueur d'onde utilisée lors de l'acquisition des données se faisant via le choix et l'angle du réseau de diffraction secondaire. Deux réseaux peuvent ainsi être insérés sur le trajet optique, chacun pouvant être orienté selon 5 positions prédéfinies, ce qui résulte en 10 configurations optiques possibles permettant de balayer la gamme spectrale de 2,3 à 4,2 μm ; chacune de ces configurations étant identifiée par un numéro de position tel que défini dans le [tableau 2.1](#). La dispersion croisée, inhérente à la spectroscopie échelle, permet d'atteindre la très haute résolution spectrale recherchée par ACS; et, associée au très haut niveau de signal obtenu en occultation solaire, confère à l'instrument les atouts nécessaires pour mener à bien sa quête des signatures des gaz minoritaires de l'atmosphère martienne. Cela se traduit dans les données par la décomposition du spectre en une série de segments spectraux correspondant à différents ordres de diffraction (10 à 21 visibles par le détecteur de MIR en fonction de la position choisie), empilés verticalement les uns au-dessus des autres (cf. [figure 2.2a](#)).

Avec la période orbitale de 2 h de TGO, ACS se retrouve toutes les heures en capacité de réaliser une mesure en occultation solaire (en théorie du moins, viennent ensuite les questions de répartition du temps d'observation et du flux de données entre les différents instruments), fournissant ainsi l'accès à un nouveau et très conséquent jeu de données. Toutefois, chaque session d'acquisition de données menée par l'instrument ne fournit un profil que pour une position (et donc une gamme spectrale) donnée. Les observations (même d'une orbite à l'autre) n'étant pas réalisées au-dessus de la même région de la planète, il n'est donc pas possible de les combiner entre elles pour recréer des spectres couvrant une

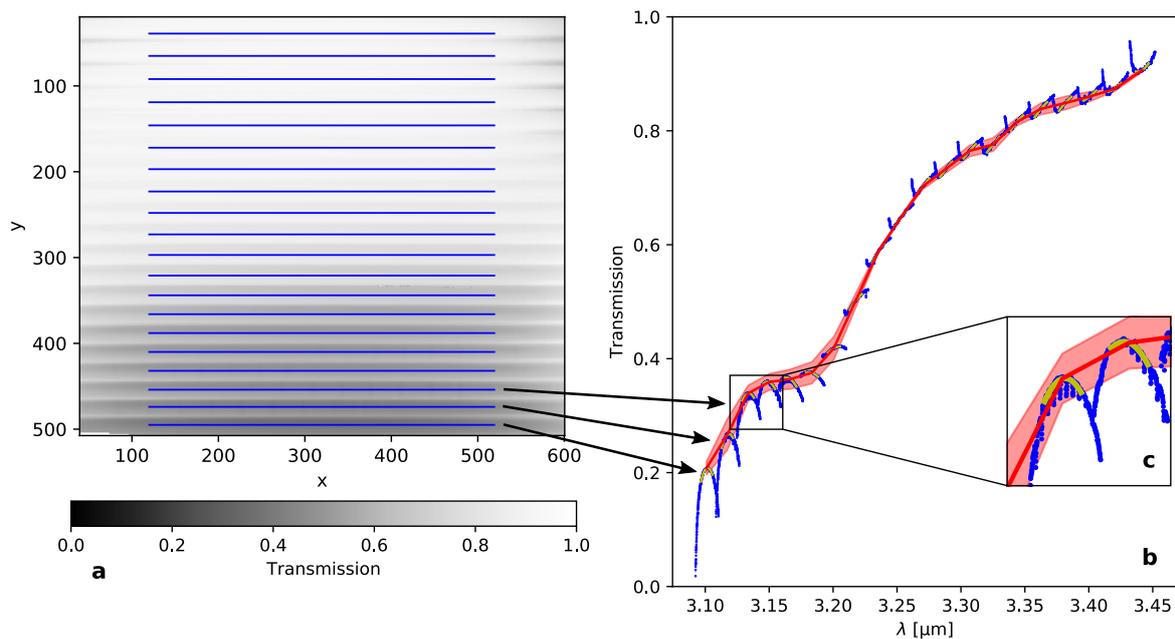


FIG. 2.2 : Données ACS-MIR et extraction du spectre du continuum.

a. Image réduite d'une observation ACS-MIR pour une altitude donnée, contenant 20 ordres de diffraction le long de l'axe y . Pour chaque ordre, la longueur d'onde varie selon l'axe des abscisses x . Chaque ligne bleue correspond aux pixels du détecteur utilisés pour obtenir le spectre de chaque ordre de diffraction.

b. Étapes de l'extraction du continuum spectral. En bleu les données initiales (les valeurs en chacun des pixels des lignes bleues sur l'image a), en jaune l'ajustement polynômial sur les 200 points centraux de chaque ordre de diffraction (après la 3^{ème} itération), et en rouge le continuum spectral extrait. La zone rougeie autour du spectre représentant les incertitudes sur les valeurs du continuum final.

c. Zoom sur deux ordres de diffraction pour une meilleure visibilité des différentes étapes.

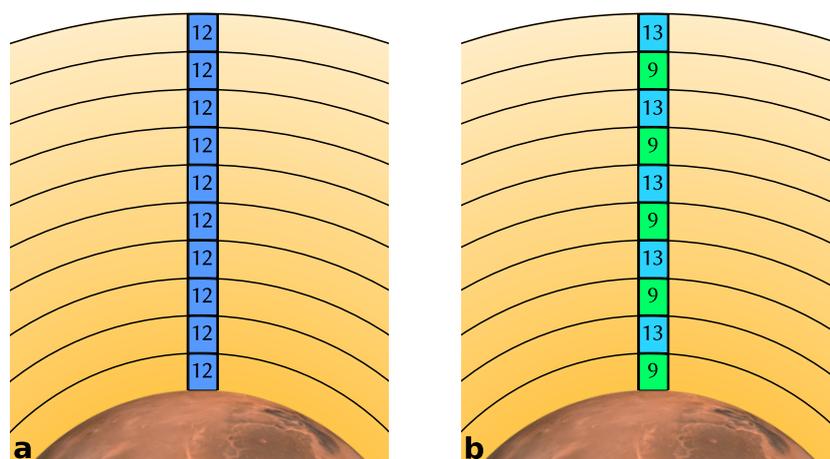


FIG. 2.3 : Schématisation de la discrétisation de l'atmosphère dans les observations ACS pour deux modes d'observation.

a. Observation standard, avec une seule position tout au long de la mesure.

b. Observation avec alternance de deux positions du réseau secondaire.

TAB. 2.1 : Liste et caractéristiques des positions spectrales d'observation d'ACS-MIR, d'après [Korablev et al. \(2018\)](#).

Numéro de la position	Réseau secondaire [tr.mm ⁻¹]	Angle du réseau secondaire	Ordres de diffraction	Longueur d'onde minimale [μm]	Longueur d'onde maximale [μm]	Taille de la gamme spectrale [μm]
3	361	7,5°	205–213	2,790	2,899	109
4	361	5,7°	214–223	2,665	2,790	125
5	361	3,9°	224–235	2,529	2,665	136
6	361	2,1°	236–248	2,397	2,529	132
7	361	0,3°	249–258	2,304	2,397	93
		–1,5°	Position centrale non utilisée			
9	180	–3,3°	142–149	3,984	4,209	225
10	180	–5,1°	150–161	3,688	3,984	296
11	180	–6,9°	162–174	3,414	3,688	275
12	180	–8,7°	175–190	3,127	3,413	287
13	180	–10,5°	191–208	2,857	3,127	270

plus grande gamme spectrale. Cependant, courant 2020, un nouveau mode d'acquisition a été mis en place pour certaines observations MIR (en partie suite à la perte du canal TIRVIM d'ACS en décembre 2019) permettant de réaliser un sondage de l'atmosphère avec deux positions d'observation (principalement les positions 9 et 13). Pour cela, la position du réseau secondaire est modifiée entre chaque bloc d'acquisitions, et on a donc une alternance des gammes spectrales utilisées en fonction de l'altitude observée (cf. [figure 2.3](#)). Les mesures ne sont donc pas simultanées, mais en acceptant de dégrader la résolution verticale des profils on peut se ramener à des observations avec une gamme spectrale étendue pour chaque couche de l'atmosphère. Par ailleurs, on notera également qu'en raison de la géométrie d'observation utilisée (SO), la ligne de visée est tangente au terminateur, ce qui induit une distribution bimodale des heures locales des observations, centrée autour de 6 h et 18 h.

Dans son mode de fonctionnement en « haute sensibilité », chaque mesure à une altitude donnée est le résultat de l'empilement de 200 images acquises successivement avec un temps de pose unitaire de 6 ms pour chaque image (pour la position 12); et est donc réalisée en 2,1 s ([Korablev et al., 2019](#)). Le balayage d'un profil atmosphérique entre 0 et 200 km étant réalisé en 3 à 6 min, cela permet de scanner l'atmosphère avec une résolution verticale de l'ordre de quelques kilomètres (typiquement 1 à 5 km). Cependant, dans le cas des observations réalisées avec une alternance de plusieurs positions, cette résolution verticale est moindre comme expliqué précédemment.

Dans la suite de notre étude, on se concentrera sur l'analyse des observations réalisées en position 12, c'est-à-dire couvrant la gamme 3,1–3,4 μm, afin d'étudier la bande à 3 μm atmosphérique. La position 12 étant également celle principalement utilisée pour la recherche de signatures de méthane dans l'atmosphère martienne ([Korablev et al., 2019](#); [Montmessin et al., 2021](#)), un grand nombre d'observation ont été réalisées dans cette configuration avec MIR, en particulier durant les premiers mois de la campagne de mesures.

2.1.2 Les types de données ACS-MIR, une histoire de niveaux

Afin de se repérer dans l'arborescence des données et dans les différentes étapes du processus de traitement en vue de l'exploitation scientifique, les données de l'instrument sont catégorisées en différents niveaux, présentés ci-dessous (voir aussi Olsen et al., 2021a, *Supplementary information*). Ces différents niveaux de données sont repérés par un numéro suivi d'une lettre, et, par usage et commodité, on parlera de *données L1A* (par exemple) pour *Level 1A*.

On notera qu'à partir des données de niveau 0B fournies par l'IKI, deux équipes distinctes s'occupent du traitement et de la génération des données de niveaux supérieur : l'une à l'IKI et l'autre au LATMOS. Des téléconférences bi-hebdomadaires permettent aux membres de ces équipes d'échanger sur les avancées des traitements et corrections appliquées aux données, l'objectif étant à terme de converger vers une production unique de données de niveau L2A pouvant être distribuées à la communauté. Au moment où est rédigée cette thèse, ces deux versions des jeux de données coexistent toujours, nous nous concentrerons dans la suite sur les données générées au LATMOS qui sont celles ayant été utilisées dans cette étude.

L0B Après leur réception par les antennes terrestres, les données brutes de l'instrument sont transmises par l'ESAC à l'IKI qui assure la production des données L0B et leur mise à disposition via un serveur FTP. Ces données consistent en une série d'images monochromes de 640×512 pixels encodées sur 16 bits, chaque image correspondant à la gamme d'altitudes observées durant le temps de pose (typiquement quelques millisecondes).

L1A La deuxième étape du traitement est la production des données L1A, dans lesquelles les images sont corrigées des principaux artefacts liés à l'électronique ou l'acquisition (*e.g.*, offset électronique, non-homogénéité spatiale de la réponse du détecteur, pixels chauds, corrompus ou affectés par des rayons cosmiques, non-linéarité de la réponse du convertisseur analogique vers digital...). Les fichiers produits incluent également les images de *dark* et de *flat* qui seront utilisées pour la réduction des données.

L1B Les données L1B correspondent à la dernière étape avant le niveau 2, les images sont réduites pour être corrigées du signal du fond thermique (estimé à partir de mesures de *dark* prises au début et à la fin de chaque session d'observation) et de la lumière parasite (photons ayant pénétré dans l'instrument hors de la ligne de visée et ayant atteint le détecteur). De plus, les images sont également corrigées de l'effet de la PSF instrumentale (la *Point Spread Function* ou fonction d'étalement du point, correspond à la déformation de l'image par l'ensemble du système optique), réalignées pour s'affranchir de légers décalages possiblement dus à des petits mouvements des systèmes optiques mobiles, et redressées afin que chaque ligne corresponde bien au même champ de vue. Enfin, une correction radiométrique est effectuée pour compenser les fluctuations du signal pouvant provenir d'une légère instabilité du pointage sur le disque solaire.

L2A Au format FITS, les données L2A constituent l'étape ultime¹ : les transmittances à chaque altitude, étalonnées en longueur d'onde et corrigées des biais instrumentaux. Ces données, directement exploitables par la communauté scientifique, sont celles ayant vocation à être diffusées et mises à disposition de la communauté, notamment via la Planetary Science Archive (PSA) maintenue par l'ESA. Toutefois, lors de l'écriture de ces lignes, la production des données L2A n'est pas encore stabilisée, du moins pas pour toutes les positions d'observation de l'instrument.

¹Le Graal des données ACS-MIR!

Nous avons mentionné dans le cas des données L2A l'utilisation du format FITS pour l'archivage des données afin de faciliter leur lecture depuis les différents outils d'analyse utilisés (Python, IDL, Matlab...), mais il est également prévu de produire les données de niveau inférieur sous ce format unique. Cependant, les versions des algorithmes de traitement n'étant à ce jour pas encore figées, les données sont pour l'instant majoritairement produites sous forme de fichiers IDL (.sav).

Au niveau de la PSF, on note en particulier la présence dans les données d'un phénomène de dédoublement des raies d'absorption affectant l'ensemble des données (cf. Olsen et al., 2021a, *Supplementary information*). Cet effet, particulièrement important pour les personnes travaillant sur les signatures des gaz atmosphériques, étant négligeable dans notre étude où les fines raies d'absorption sont retirées pour extraire le continuum spectral qui nous intéresse pour l'étude des aérosols (cf. sous-section 2.2.1), nous n'entrerons pas dans les détails de cet artefact ici.

Enfin, un mode de données « partielles » a été implémenté pour certaines observations : afin de réduire le volume des données à transmettre, seuls certains ordres (*i.e.*, certaines lignes du détecteur) étaient transmis vers la Terre. Si le choix des ordres a été réalisé pour permettre l'étude de la composition chimique de l'atmosphère en préservant les portions du spectre contenant (possiblement) des raies d'absorption caractéristiques, l'absence de portions du spectre est très limitante dans le cas de notre étude basée sur le continuum spectral ; ces observations ne seront donc pas traitées ici.

2.1.3 Les différents jeux de données utilisés

Premières mesures – La tempête de poussière de MY 34

Le premier jeu de données sur lequel j'ai travaillé était constitué de 65 observations acquises en position 12 (cf. tableau 2.1) entre le 22 avril et le 9 septembre 2018, ce qui correspond à la période allant de $L_s = 165^\circ$ à $L_s = 243^\circ$ au cours de l'année martienne MY 34. Ces données comptent parmi les premières acquisitions scientifiques de l'instrument ACS-MIR, et permettent d'observer l'apparition et l'évolution de la tempête de poussière globale de l'année MY 34, qui a recouvert la planète au cours de l'été 2018. La figure 2.4a montre la répartition spatiale et temporelle de ces observations. Les données de ces observations, de niveau L2A, se présentaient sous la forme de fichiers .sav générés par Franck Montmessin contenant les transmittances étalonnées en longueur d'onde, et les informations de géométrie.

Jeu de données global

Par la suite, j'ai utilisé les fichiers traités au LATMOS par Lucio Baggio² incluant les données de géométries calculées par Gaëtan Lacombe³. Ces fichiers correspondent à des données de niveau L1B, stockées au format IDL .sav sur les serveurs du LATMOS et mis à jour au cours de la mission. Ces fichiers sont ensuite combinés avec les tables d'étalonnage spectral des données réalisées par Abdanour Irbah à partir de l'identification des raies solaires ; puis les transmittances pour chaque altitude observée sont calculées en divisant le flux reçu par ACS-MIR par celui mesuré à 150 km au cours de la même observation pour générer des données L2A que nous pourrions utiliser par la suite, la ligne de visée d'ACS étant supposée vierge d'absorptions atmosphériques à cette altitude.

En date du 4 avril 2021, cela correspond à un total de 748 observations (*i.e.*, profils atmosphériques) en position 12, toutefois, un certain nombre de ces observations présentent des irrégularités et seront exclues de notre analyse. En particulier, des erreurs de pointage peuvent conduire à une visée hors du disque solaire ou une instabilité des transmissions le long du profil. L'identification des observations

²Ingénieur de recherche au LATMOS et expert en traitement des données d'instruments spatiaux.

³Ingénieur d'étude assurant la responsabilité technique de SPICAM sur Mars Express au LATMOS et expert du géoréférencement des données.

pour lesquelles le Soleil se situe hors de la ligne de visée est réalisée via un critère sur la valeur du flux total mesuré par l'instrument à 150 km d'altitude, intégré sur l'ensemble du détecteur : les observations sont immédiatement écartées si cette valeur est inférieure à 10^9 ADU ; les observations affectées par une instabilité des transmissions sont elles identifiées par la suite, au cours du processus de traitement, tel que détaillé en sous-section 2.2.2. La figure 2.4b présente la distribution spatiale et temporelle des 325 observations restantes après les étapes de filtrage.

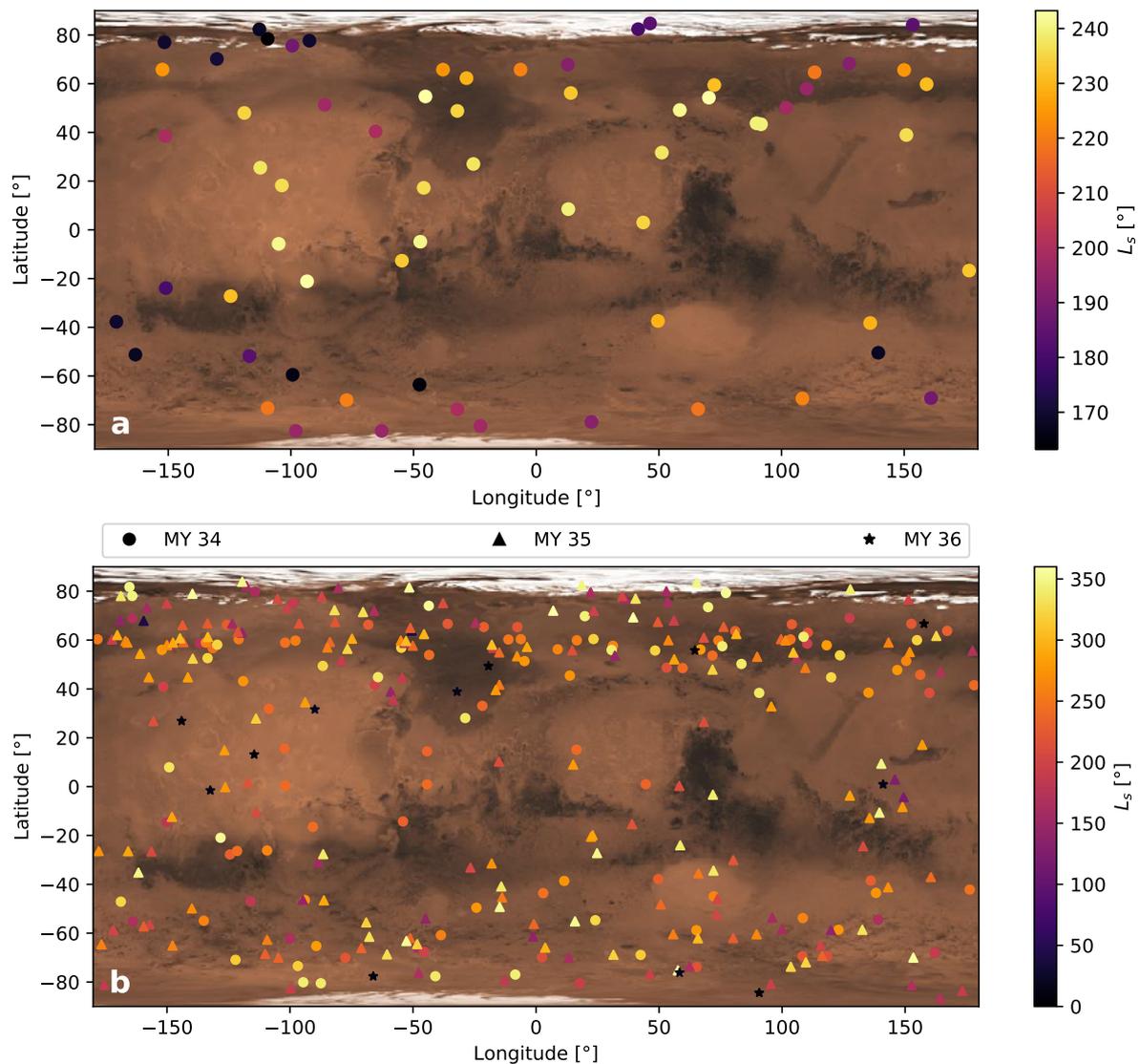


FIG. 2.4 : a. Distribution spatiale et temporelle des 65 observations du jeu de données ACS-MIR en position 12 fourni par Franck Montmessin, et utilisé pour l'étude des effets de la tempête de poussière globale de l'été 2018 sur les nuages de glace d'eau présentée en section 3.2. b. Distribution spatiale et temporelle des observations fournies par Lucio Baggio (325 observations après filtrage) utilisées pour l'étude des nuages de glace d'eau présentée en section 3.3.

2.1.4 Les autres instruments de TGO

En plus d'ACS, la sonde TGO a embarqué avec elle 3 autres instruments, listés ci-dessous, ainsi que l'atterrisseur expérimental *Schiaparelli* qui n'a malheureusement pas réussi à se poser en douceur à la surface. La mission de TGO s'inscrit dans le cadre du programme ExoMars de l'ESA et Roscosmos,

qui doit se poursuivre avec l'envoi du rover *Rosalind-Franklin* en 2022; la sonde permettra alors de relayer les communications entre la Terre et les instruments en surface. On notera au passage que, par l'importance du flux de données pouvant être transmis vers la Terre par TGO, la sonde occupe déjà aujourd'hui un rôle majeur dans le relai des données fournies par les rovers déjà sur place, en particulier *Perseverance*.

CaSSIS (Colour and Stereo Surface Imaging System)

FREND (Fine Resolution Epithermal Neutron Detector)

NOMAD (Nadir and Occultation for MArS Discovery)

2.2 Traitement des données

2.2.1 Extraction du continuum

Chaque observation d'ACS-MIR en position 12 est composée d'environ 20 ordres de diffraction exhibant chacun une forte courbure qui induit une discontinuité sur le bord des segments et détériore donc la forme globale du spectre une fois les segments rassemblés (cf. [figure 2.2](#)). Cette courbure des segments spectraux est due à des effets instrumentaux à différents niveaux du trajet optique qui induisent une diminution du signal mesuré au niveau des bords du détecteur ([Trokhimovskiy et al., 2015b](#); [Korablev et al., 2018](#)); en particulier, la transmission du cristal AOTF diminue lorsque le trajet des rayons lumineux s'écarte du centre du cristal, de même que l'efficacité de la réflexion du réseau lorsque l'angle d'incidence des rayons s'éloigne de l'*angle de blaze* (*i.e.*, ici l'angle d'incidence des rayons au niveau du centre du réseau). Étant donné que la détermination des paramètres des aérosols dépend intrinsèquement de la forme du continuum, nous avons mis en place une méthode pour extraire le continuum spectral de l'ensemble des ordres de diffraction présents sur une observation en prenant en compte la déformation spectrale de chaque ordre. Nous pouvons ainsi avoir accès à la forme du continuum spectral entre 3,1 et 3,4 μm pour les observations en position 12.

La [figure 2.2b](#) présente un spectre extrait des données L2A, sur lequel on peut constater l'impact de la courbure des segments spectraux associés aux différents ordres de diffraction, courbure qui est au final modérée devant les variations de la transmission sur l'ensemble de la gamme spectrale couverte. Pour chacun des ordres, le continuum spectral est estimé par l'ajustement d'un polynôme d'ordre 2 sur les 200 spectels centraux de chaque segment (courbes jaunes sur la [figure 2.2c](#)). Ces ajustements pouvant être biaisés par la présence de raies d'absorptions associées aux gaz atmosphériques, nous avons mis en place une méthode itérative visant à stabiliser notre détermination du continuum.

Ainsi, après la première itération, on détermine l'écart type σ des valeurs de transmission des spectels pris en compte pour chaque ordre, et on considère que tous les points avec une transmission inférieure de plus de σ à l'ajustement polynômial (*i.e.* $\text{Tr}(\lambda) < (\text{fit}(\lambda) - \sigma)$) sont affectés par une raie d'absorption due à un gaz; ces spectels ainsi identifiés sont donc retirés pour ne pas sous-estimer le continuum extrait. Dans un deuxième temps, on réapplique le même procédé de filtrage à partir d'un ajustement polynômial réalisé cette fois ci uniquement sur les spectels restants (*i.e.* les 200 spectels centraux moins ceux avec une transmission inférieure à $(\text{fit} - \sigma)$). Enfin, on réalise un troisième ajustement sur les points restants à ce niveau et on ne conserve que la valeur de la transmission de l'ajustement au centre de chaque ordre de diffraction (cf. [figure 2.2b](#)). On obtient alors le spectre du continuum avec une résolution spectrale d'un point par ordre de diffraction, ce qui correspond à une résolution spectrale effective d'environ 1 à 2 nm. Cette résolution est bien inférieure (de deux ordres de grandeur) à celle fournie par ACS-MIR avec son échantillonnage natif, mais est suffisante pour contraindre l'allure globale du continuum utilisée dans la suite de l'étude pour la caractérisation des particules en suspension dans l'atmosphère.

Les incertitudes associées au spectre du continuum ainsi extrait sont obtenues par la somme de l'écart type de la différence entre les données ACS-MIR filtrées en fin de la troisième étape et l'ajustement polynômial obtenu pour chaque ordre (*composante aléatoire*), et de l'écart maximal entre l'ajustement polynômial de chaque ordre et le continuum extrait (avec une résolution spectrale d'un point par ordre de diffraction) et interpolé linéairement entre chaque ordre de diffraction (*composante systématique* due à la courbure des ordres de diffraction, cf. [figure 2.2c](#)). En outre, par la suite nous ne considérerons pas les extrémités du spectre (correspondant aux spectels à 3,10 μm , 3,12 μm et 3,44 μm) afin de se prémunir des effets de bord du détecteur.

2.2.2 Détermination de l'altitude du plafond des particules atmosphériques (*koniopause*)

Une fois le continuum des spectres extrait pour chaque altitude observée, il est possible de déterminer facilement l'altitude du plafond des particules en suspension dans l'atmosphère (poussière et glace d'eau) pour chaque observation; c'est-à-dire l'altitude au-delà de laquelle la transmission dans notre gamme de longueur d'onde est égale à 1 (100 % de transmission). Cette hauteur de la couche de particules, à différencier des altitudes des différentes couches atmosphériques (troposphère, mésosphère, thermosphère...), varie en fonction de la saison, de certains événements climatiques (en particuliers les tempêtes de poussière), ainsi que de la latitude à la surface de la planète (cf. [section 1.5.1](#)). Par la suite, nous ferons référence à cette délimitation sous le terme de *koniopause*⁴. En pratique, on détermine ici cette limite en identifiant la plus basse altitude pour laquelle la transmission est supérieure à $(1 - \varepsilon)$ sur l'ensemble de la gamme spectrale observée, le ε ayant été introduit pour prendre en compte les possibles fluctuations de la transmission mesurée à haute altitude, comme cela peut être observé sur la [figure 2.5b](#). Puis, par l'observation des profils du jeu de données, nous avons pu constater que cette transition avec le plateau de transmission apparaît lorsque les transmissions dépassent 0,99; ce qui nous a conduit à choisir d'utiliser une valeur de $\varepsilon = 0,02$ pour le seuil de détection de la hauteur maximale des particules, afin d'englober ces instabilités de transmission pour une identification robuste de la *koniopause*. Un exemple de l'identification de cette altitude pour une observation ACS-MIR est illustré en [figure 2.5](#).

Toutefois, l'étalonnage de cette méthode a été réalisé sur le jeu de données fourni en début de thèse par Franck Montmessin et restreint aux premiers mois de la mission, et, lors de l'utilisation du jeu de données étendu jusqu'au printemps 2021 (cf. [sous-section 2.1.3](#)), des irrégularités ont été observées pour certaines observations. On pouvait en effet constater dans nos résultats la présence de valeurs allant jusqu'à 150 km pour l'altitude de la *koniopause*. Le tracé des profils en transmission de ces observations a révélé que ces étranges valeurs étaient dues à des fluctuations anormalement importantes du signal reçu à très haute altitude en raison d'une instabilité du pointage de l'instrument. Comme on peut le voir en [figure 2.6](#), les transmissions mesurées hors de l'atmosphère des profils (b) & (c) ne sont pas constantes et égales à 1 comme attendu (a), mais varient de plus de 10 % en fonction de l'altitude. Ce faisant, le choix de l'altitude utilisée comme référence hors atmosphère pour calculer les transmissions impacte de façon non négligeable les valeurs des dites transmissions. Afin de préserver la précision sur les valeurs de transmissions utilisées, les observations présentant une variation de leurs transmissions (par rapport à la mesure à 150 km) de plus de 1 % entre 120 et 150 km sont donc considérées comme de faible qualité et écartées de l'étude. Notons qu'il devrait être possible d'exploiter ces observations en récupérant les informations sur le mouvement du pointage pour effectuer une correction des données; toutefois, au vu de la quantité de données à disposition, nous avons choisi ici de nous concentrer sur l'étude des observations réalisées dans des conditions nominales.

⁴Du grec « *koniortos* », signifiant « poussière ».

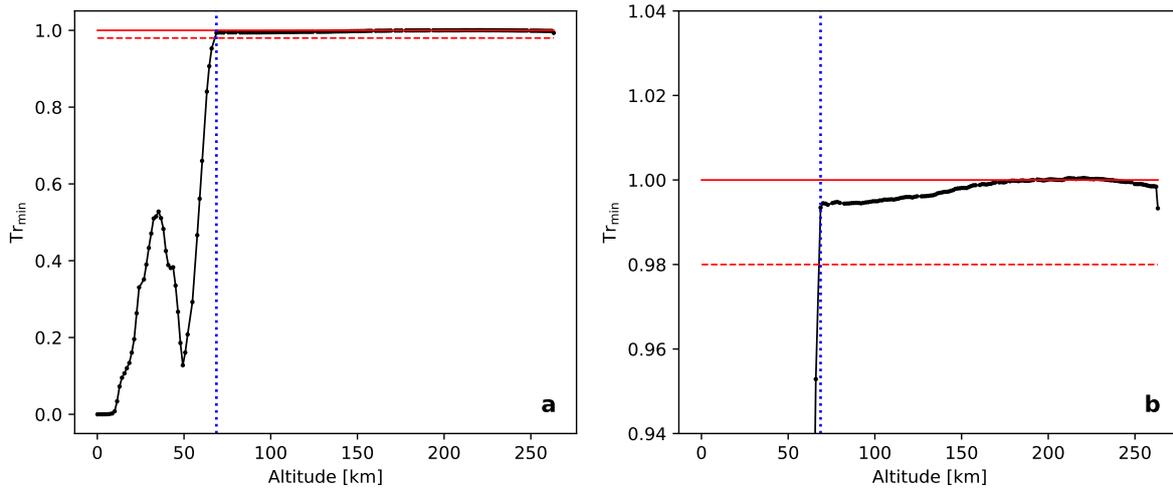


FIG. 2.5 : Détermination de l'altitude maximale des particules atmosphériques (koniopause).

- a.** Exemple d'un profil de transmission en fonction de l'altitude. Les lignes rouges correspondent respectivement à des niveaux de transmission de 1 (trait plein) et 0,98 (pointillés).
- b.** Zoom sur le plateau de transmission atteint pour des transmission supérieures à 0,99. Le choix a été fait d'utiliser un seuil de détection fixé à une transmission de 0,98 (correspondant à $\varepsilon = 0,02$) pour déterminer l'altitude de la koniopause, représentée par le trait en pointillés bleu (69 km dans cet exemple).

Ce premier filtrage permet ainsi d'écarter l'essentiel des observations présentant des irrégularités lors de leur analyse, cependant, demeurent encore certains profils pour lesquels les résultats de l'identification automatique de la koniopause semblent erronés, comme dans le cas présenté en [figure 2.6d](#). En effet, bien que les variations de la transmission soient inférieures à 1 % entre 120 et 150 km, on constate la présence d'une légère décroissance du signal jusqu'à 0,97 à 63 km, altitude à laquelle on situerait la position du plafond de la couche de particules au lieu des 95 km identifiés automatiquement par notre algorithme via le seuil à 98 % de transmission. Cela illustre la limite de cette méthode pour la détection de la koniopause, dépendante du seuil fixé. Afin de préserver la robustesse de nos résultats et au vu du nombre important d'observations fournies par ACS-MIR, nous avons décidé d'écarter également de notre étude les observations pour lesquelles la sensibilité au choix de la valeur du seuil de détection est importante. Nous comparons donc les altitudes maximales des particules déterminées pour des valeurs de seuils de 0,97 et 0,98 (*i.e.*, 1 % d'écart en transmission), et écartons les observations pour lesquelles cela a induit une variation de plus de 5 km de l'altitude déterminée pour la koniopause ; *i.e.*, les observations pour lesquels l'utilisation d'un seuil à 0,98 n'est pas pertinente.

2.2.3 Inversion verticale

Afin d'obtenir les profils verticaux de l'extinction atmosphérique k_{ext} (exprimée en km^{-1}) pour chaque longueur d'onde à partir de la transmission mesurée par ACS et pouvoir déterminer les propriétés des particules atmosphérique martiennes, on commence par convertir ces transmissions en opacités τ (intégrées le long de la ligne de visée). La loi de Beer-Lambert nous donnant pour un flux lumineux $I_{entrée}$ traversant un milieu caractérisé par une extinction k_{ext} sur une distance L , le flux en sortie égal à $I_{sortie} = I_{entrée} e^{-k_{ext}L}$, on a donc dans notre cas le flux mesuré par ACS $I_{ACS} = I_{\odot} e^{-\tau}$; ce qui nous donne $\tau = -\ln(Tr)$.

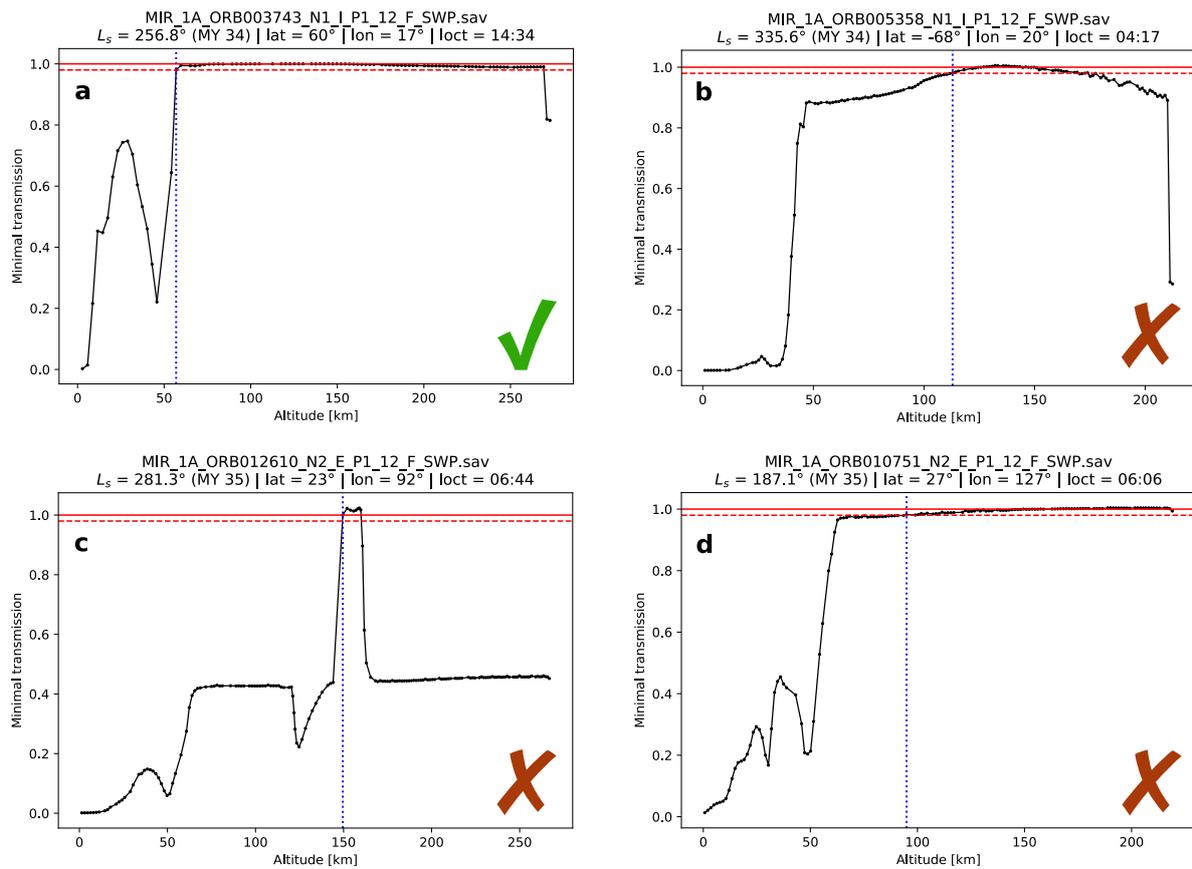


FIG. 2.6 : Filtrage des observations en fonction de la stabilité du signal à haute altitude. Hors de l’atmosphère et de l’effet d’absorption des aérosols, on attend une transmission uniformément égale à 1, avec de possibles fluctuations inférieures au % comme dans le profil (a). Cependant, certaines observations présentent des irrégularités comme cela est visible dans les profils (b), (c) & (d).

- a. Observation nominale, stabilité de la transmission hors atmosphère.
- b. Observation avec fluctuation importante de la transmission à haute altitude.
- c. Observation avec des irrégularités des la transmission à haute altitude.
- d. Observation pour laquelle le seuil à 0,98 n’est pas valide.

On utilise ensuite un algorithme d’inversion verticale basée sur la méthode dite en « pelures d’oignon » (Goldman & Saunders, 1979) qui nous permet de calculer les coefficients d’extinction k_{ext} de chaque couche de l’atmosphère via l’équation (2.1) (ces couches étant définies par l’échantillonnage en altitude d’ACS-MIR lors de l’acquisition des données). Puis, une fois le profil en k_{ext} connu, il est également possible de calculer l’opacité d’un nuage de glace d’eau en intégrant l’extinction verticalement entre les altitudes minimales et maximales du nuage, détectées tel que présenté dans les sections suivantes. La figure 2.7 schématise la discrétisation de l’atmosphère en différentes coquilles concentriques (ou couches atmosphériques), chacune caractérisée par un coefficient d’extinction k_{ext} supposé uniforme au sein d’une même coquille. On peut bien évidemment discuter de cette hypothèse de couches homogènes, en particulier dans le cas de l’étude de phénomènes spatialement localisés comme les nuages (cf. section 3.1). Toutefois, le fait de considérer les nuages comme spatialement finis au sein des couches atmosphériques augmenterait considérablement le nombre de degrés de liberté et rendrait le problème fortement sous-contraint. En outre, les extinctions mesurées pour les nuages à très fines particules observés à haute altitude étant faibles, on peut estimer que supposer ce voile présent sur la ligne de visée tout du long de l’observation du profil n’impacte que légèrement nos mesures.

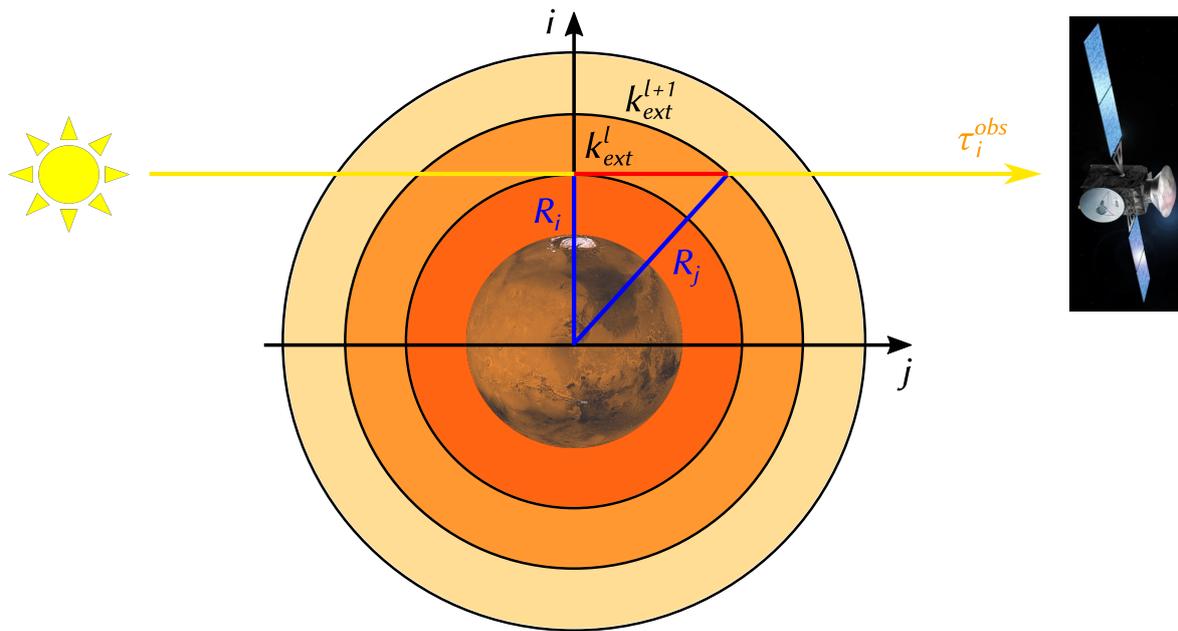


FIG. 2.7 : Schéma du procédé d'inversion verticale en « pelures d'oignon ». On suppose l'atmosphère divisée en couches successives homogènes définies par l'échantillonnage en altitude de l'instrument lors de l'observation.

Pour la couche d'atmosphère i (correspondante à la coquille comprise entre les sphères de rayons R_i et R_{i+1}), la profondeur optique intégrée mesurée par ACS τ_i peut se décomposer en :

$$\tau_i(\lambda) = \sum_{j=i}^N 2 \times \underbrace{\left(\sqrt{R_{j+1}^2 - R_i^2} - \sqrt{R_j^2 - R_i^2} \right)}_{A_{i,j}} k_{\text{ext},j}(\lambda) \quad (2.1)$$

Que l'on peut réécrire plus simplement de façon matricielle :

$$\tau = A k_{\text{ext}} \quad (2.2)$$

Par construction, la matrice de transfert A est triangulaire supérieure donc inversible, ce qui nous permet d'écrire :

$$k_{\text{ext}} = A^{-1} \tau \quad (2.3)$$

c'est-à-dire

$$k_{\text{ext},i} = \sum_{j=i}^N (A^{-1})_{i,j} \tau_j \quad (2.4)$$

L'équation (2.4) nous fournissant une expression de k_{ext} en fonction de τ , et sachant que $\tau = -\ln(\text{Tr})$, on a donc d'après BIMP et al. (2008) les incertitudes sur les valeurs de l'opacité (cf. équation (2.5)) et leur propagation au coefficient d'extinction k_{ext} au cours de l'inversion verticale donnée par l'équation (2.6).

$$\Delta\tau(\lambda) = \frac{\Delta\text{Tr}(\lambda)}{\text{Tr}(\lambda)} \quad (2.5)$$

$$\Delta(k_{\text{ext},i}) = \sqrt{\sum_{j=i}^N (A^{-1})_{i,j}^2 (\Delta\tau_j)^2} \quad (2.6)$$

TAB. 2.2 : Définition des notations utilisées dans les équations de la [sous-section 2.2.3](#).

N	Le nombre de couches atmosphériques.
Tr_i	La transmission mesurée à la $i^{\text{ème}}$ altitude observée.
τ_i	L'opacité observée à la $i^{\text{ème}}$ altitude (intégrée le long de la ligne de visée).
$k_{\text{ext},i}$	Le coefficient d'extinction de la $i^{\text{ème}}$ couche atmosphérique.
R_i	Le rayon de la sphère correspondant à l'altitude inférieure de la $i^{\text{ème}}$ couche atmosphérique, <i>i.e.</i> l'altitude en bas de cette couche additionnée au rayon martien.

La [figure 2.8](#) présente plusieurs exemples de profils verticaux du coefficient d'extinction k_{ext} obtenus à partir d'observations ACS-MIR réalisées avant et pendant la MY 34 GDS, les courbes bleues représentant le coefficient d'extinction à 3,2 μm et les rouges la différence entre les coefficients d'extinction à 3,2 et 3,4 μm . On peut déjà remarquer la présence de plusieurs couches détachées dans certains profils, localisées à différentes altitudes et présentant également une forte variabilité spectrale entre elles, témoignant de la diversité des particules qui les composent. En effet, si certaines couches présentent un profil similaire à 3,2 et 3,4 μm (*e.g.*, [figure 2.8d](#) à 20 km) que l'on peut associer de la poussière ou de gros grains de glace d'eau, d'autres présentent une extinction plus importante à 3,2 qu'à 3,4 μm (*e.g.*, [figure 2.8](#) à 50 km) qui peut indiquer la présence de nuages de petits cristaux de glace d'eau. Nous discuterons plus en détail de comment ce comportement spectral peut être modélisé pour identifier et caractériser les nuages de glace d'eau dans les sections suivantes.

2.3 Quantification de l'absorption à 3 microns

Comme détaillé en [sous-section 1.4.1](#), la bande d'absorption à 3 μm correspond à l'absorption des molécules H_2O et des groupes $-\text{OH}$. Afin de quantifier l'intensité de cette bande d'absorption en fonction de l'altitude, nous calculons une profondeur de bande intégrée (ou IBD, pour *Integrated Band Depth*, [Calvin \(1997\)](#); [Jougllet et al. \(2007\)](#)), telle que définie par l'[équation \(2.7\)](#) et illustrée en [figure 2.9](#), avec $\lambda_1 = 3,15 \mu\text{m}$ et $\lambda_2 = 3,4 \mu\text{m}$. La profondeur de bande est ainsi quantifiée à partir de l'aire de la bande d'absorption entre 3,15 et 3,4 μm , sous un continuum défini comme uniformément égal à la valeur de la transmission à $\lambda = 3,4 \mu\text{m}$.

$$\text{IBD}(\text{Tr}, \lambda_1, \lambda_2) = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} [\text{Tr}(\lambda_2) - \text{Tr}(\lambda)] d\lambda \quad (2.7)$$

Comme on peut le voir sur la [figure 2.9](#), la gamme spectrale sur laquelle est calculée l'IBD est plus restreinte que celle fournie par ACS-MIR en position 12 ; toutefois, comme indiqué en [sous-section 2.2.1](#), nous avons décidé de ne pas utiliser les ordres extrêmes (pour rappel : 1 ordre de diffraction = 1 spectel ici) afin de nous prémunir de possibles effets de bord de l'instrument. En outre, il peut arriver qu'un des

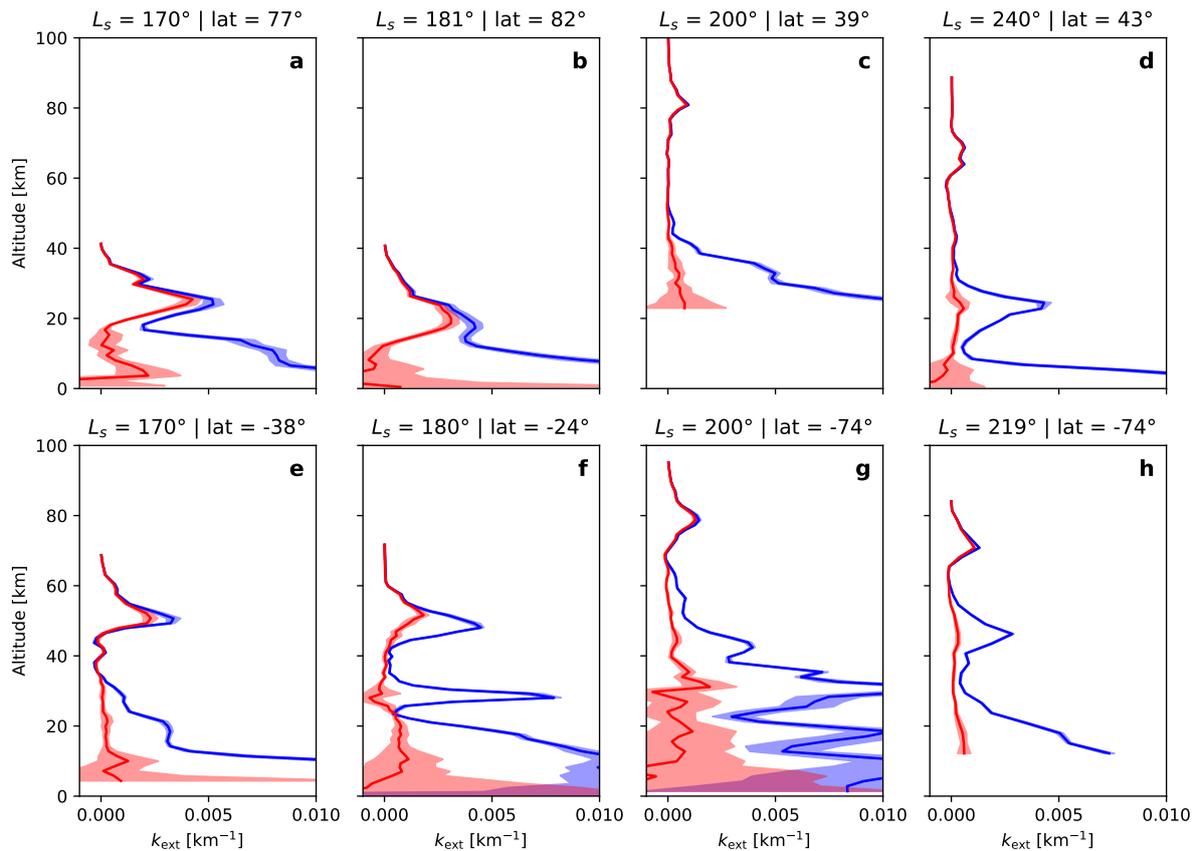


FIG. 2.8 : Profils typiques du coefficient d'extinction obtenus pour différentes observations ACS-MIR. En bleu le coefficient d'extinction à $3,2 \mu\text{m}$, qui fournit une indication du niveau d'atténuation par les aérosols (poussière & glace). En rouge la différence entre le coefficient d'extinction à $3,2$ et $3,4 \mu\text{m}$, qui fournit une première indication de la présence d'une bande d'absorption associée à la présence de nuages constitués de petits cristaux de glace d'eau. On observe la présence de plusieurs types de couches, certaines caractéristiques de la présence de nuages de glace d'eau à fines particules (par exemple dans le profil e, autour de 50 km), et d'autres pouvant être associées à de gros grains de glace d'eau ou de la poussière (profil d, autour de 20 km). Les régions ombrées autour des profils correspondent aux incertitudes sur les valeurs de k_{ext} .

ordres de diffraction extrêmes soit manquant sur certaines observations, ne pas les prendre en compte permet donc de s'assurer de l'homogénéité de l'analyse sur l'ensemble du jeu de données.

Le calcul de cette IBD diffère de celle utilisée pour quantifier l'hydratation de la surface martienne (Joulet et al., 2007; Milliken et al., 2007; Audouard et al., 2014), calculée entre $\lambda = 2,9 \mu\text{m}$ et $\lambda = 3,7 \mu\text{m}$ sous un continuum défini comme linéaire entre $2,35 \mu\text{m}$ et $3,7 \mu\text{m}$. Compte-tenu de la gamme spectrale couverte par une observation ACS-MIR (cf. tableau 2.1), il n'est évidemment pas possible de réaliser ce même critère. Toutefois, les simulations présentées dans Vincendon et al. (2011, figure 4) montrent que pour des cristaux de glace d'eau de taille $\leq 3 \mu\text{m}$ observés en transmission, la bande d'absorption à $3 \mu\text{m}$ est plus étroite que la large bande observée à la surface par OMEGA et qu'il n'est pas besoin de considérer un continuum variable en fonction de la longueur d'onde pour le calcul de la profondeur de bande. Cette méthode d'identification des nuages, bien que préliminaire, n'en est pas moins dépourvue d'intérêt : en effet, comme discuté en section 3.1, cela permet d'avoir rapidement une vue d'ensemble de l'absorption des nuages de glace d'eau dans le jeu de données étudié; et contrairement à la taille

des cristaux de glace d'eau, cela nous renseigne directement sur le pourcentage d'atténuation de l'atmosphère dans cette bande à 3 μm . Or il s'agit là d'un aspect critique pour la prise en compte des effets atmosphériques lors de l'étude de l'hydratation de la surface martienne à partir de données orbitales.

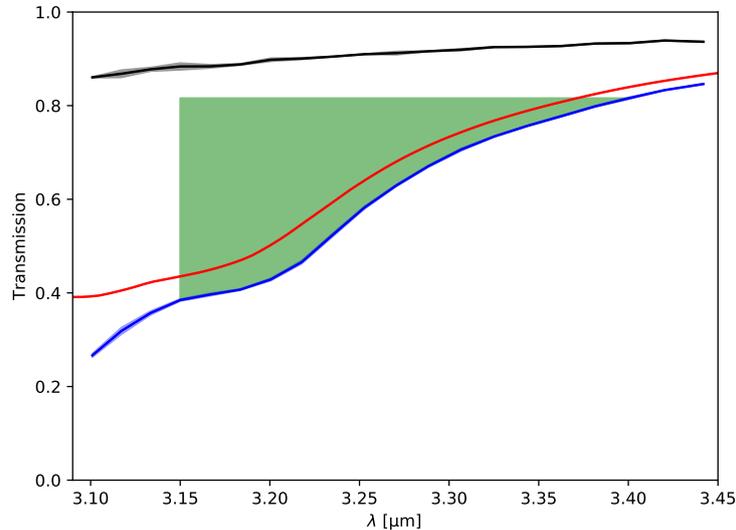


FIG. 2.9 : Calcul de la profondeur de bande intégrée (IBD) pour la bande à 3 μm , qui peut être utilisée comme première approximation pour détecter la présence de nuages de glace d'eau dans l'atmosphère. Le spectre bleu est un exemple de spectre en transmission obtenu par ACS-MIR en position 12 pour lequel on observe une forte absorption à 3 μm . La zone verte représente l'aire utilisée dans le calcul de l'IBD de la bande à 3 μm (cf. équation (2.7), avec $\lambda_1 = 3,15 \mu\text{m}$ et $\lambda_2 = 3,4 \mu\text{m}$). Pour comparaison, sont également représentés sur la figure la transmission théorique de particules de glace d'eau sphériques de 0,5 μm de diamètre (cf. sous-section 2.4.2, spectre rouge), et un autre exemple de spectre ACS-MIR en position 12 ne présentant qu'une très faible absorption à 3 μm (spectre noir).

2.4 Ajustement de modèles pour identifier et contraindre les nuages de glace d'eau

2.4.1 Quelques rappels utiles de transfert de rayonnement

La diffusion d'une onde électromagnétique par une particule sphérique est régie par la théorie de Mie, formalisée pour la première fois par le physicien allemand Gustav Mie en 1908 (Mie, 1908). En dehors de l'angle par rapport à l'axe du vecteur d'onde (*i.e.*, l'axe de propagation des rayons lumineux incidents), la diffusion est déterminée par deux grandeurs :

- le *paramètre de taille*, noté x et égal à $\frac{2\pi r_{\text{eff}}}{\lambda}$, où λ est la longueur d'onde considérée et r_{eff} le rayon effectif de la particule ;
- et le *rapport d'indices*, noté m et défini comme le rapport entre l'indice optique du matériau de la particule et celui du milieu environnant.

La figure 2.10 présente l'évolution du coefficient d'extinction Q_{ext} d'une particule de glace d'eau dans l'atmosphère ($m = 1,3$) en fonction du paramètre de taille, et de la taille de la particule pour $\lambda = 3 \mu\text{m}$;

cette figure a été réalisée à l'aide du module Python `miepython`⁵ développé par Scott Prah à partir des procédures décrites dans Wiscombe (1979). Pour les plus grosse particules, on observe que le coefficient d'extinction tend par oscillations vers une valeur limite de 2. Pour une longueur d'onde autour de $3\ \mu\text{m}$ (cas qui nous intéresse spécifiquement ici), ce comportement oscillant se produit pour des particules de taille supérieure à $\sim 3\ \mu\text{m}$; au-delà de cette valeur, il n'y a donc plus de relation de bijectivité entre la valeur du coefficient d'extinction et la taille des particules.

De l'autre côté, pour les particules petites devant la longueur d'onde ($x \ll 1$), l'efficacité de l'extinction varie très fortement ($Q_{\text{ext}} \propto x^4$) et la théorie de Mie n'est plus adaptée; on passe alors dans le régime de diffusion dit de Rayleigh.

Dans la suite, on utilisera plutôt l'opacité d'extinction C_{ext} , définie dans l'équation (2.8). Pour une taille de particule donnée, la différence avec l'efficacité d'extinction Q_{ext} mentionnée précédemment n'est qu'une question de normalisation.

$$C_{\text{ext}}(r_{\text{eff}}, \lambda) = \pi r_{\text{eff}}^2 Q_{\text{ext}}(r_{\text{eff}}, \lambda) \quad (2.8)$$

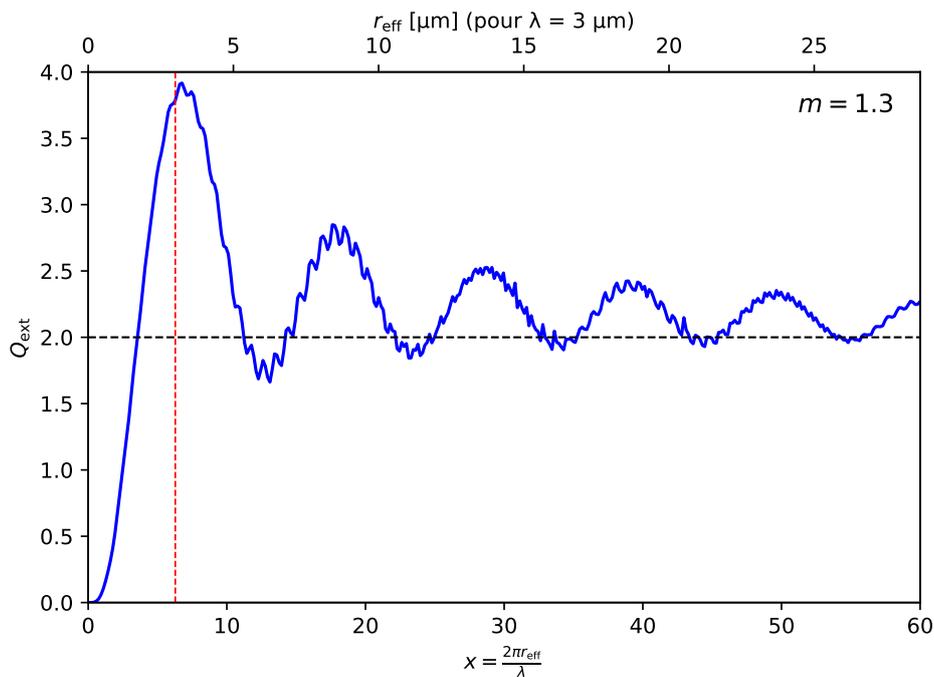


FIG. 2.10 : Évolution de la valeur du coefficient d'extinction Q_{ext} en fonction du paramètre de taille x pour une particule de glace d'eau sphérique ($m = 1,3$), et de la taille de la particule pour $\lambda = 3\ \mu\text{m}$. La ligne rouge en pointillés correspond à $r_{\text{eff}} = 3\ \mu\text{m}$. Le calcul des valeurs de Q_{ext} a été effectué à l'aide du module `miepython` développé par Scott Prah (<https://github.com/scottprahl/miepython>).

⁵<https://github.com/scottprahl/miepython>

2.4.2 Présentation du modèle

Afin d'identifier les nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne et de contraindre la taille de leurs particules, l'évolution de l'opacité d'extinction des particules de glace d'eau et de poussière sphériques en fonction de la longueur d'onde et de la taille des particules (figure 2.11) a été calculée par Mike Wolff à l'aide d'un code de transfert radiatif dans le régime de Mie en accès public (Toon & Ackerman, 1981) et en supposant une distribution selon une loi Gamma (Hansen & Travis, 1974) avec une variance de 0,1 (cf. Wolff et al., 2017, et références contenues à l'intérieur).

On peut voir en figure 2.11 que les propriétés spectrales de la glace d'eau et de la poussière diffèrent significativement dans la plupart des cas, et que l'allure des spectres est essentiellement dépendante de la taille des cristaux de glace d'eau. Cela n'est cependant plus le cas quand les cristaux de glace d'eau atteignent une taille supérieure à $3\ \mu\text{m}$ environ (cf. sous-section 2.4.1) : à partir de ce moment, l'absorption devient quasi constante entre $3,1\ \mu\text{m}$ et $3,5\ \mu\text{m}$ quelle que soit la taille des particules ou leur nature (glace d'eau ou poussière); et il n'est donc plus possible ni de distinguer entre poussière et glace d'eau, ni de contraindre la taille des particules observées. De l'autre côté, pour les très petites particules (inférieures à $0,1\ \mu\text{m}$), la diffusion étant dominée par le régime de Rayleigh-Jeans les spectres en extinction générés par le modèle utilisant la théorie de Mie sont tous identiques, rendant impossible la distinction des tailles pour les particules plus petites que $0,1\ \mu\text{m}$.

Dans la suite de notre étude, nous réalisons des ajustement de ces modèles de glace d'eau et de poussière sur les spectres en extinction obtenus par ACS afin d'identifier et de caractériser les couches atmosphériques riches en cristaux de glace d'eau de taille inférieure à $\sim 2\ \mu\text{m}$. L'essentiel des résultats suggérant la présence de cristaux de glace d'eau de plus grande taille sont écartés au cours du processus de filtrage en raison de l'incertitude vis-à-vis de la distinction entre glace d'eau et poussière (cf. sous-section 2.4.4). Ainsi, l'ensemble des couches non identifiées comme nuages de glace d'eau peuvent donc correspondre à des couches atmosphériques dominées aussi bien par la présence de poussière que par de gros cristaux de glace d'eau.

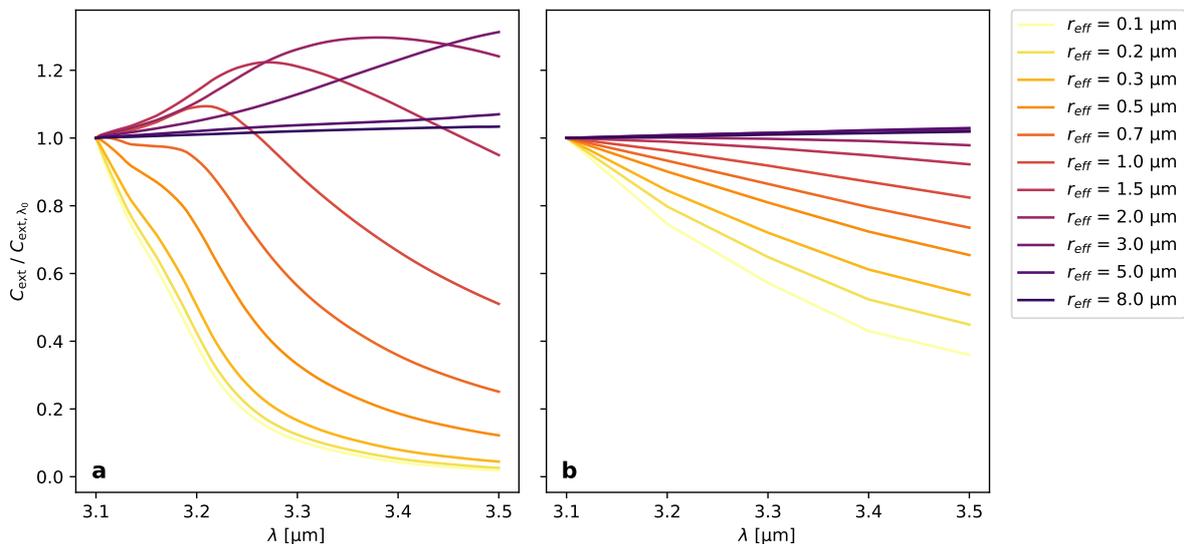


FIG. 2.11 : Modèles de glace d'eau et de poussière utilisés dans l'étude.

a. Spectres de l'opacité d'extinction $C_{\text{ext}}(\lambda)$ simulée pour des cristaux de glace d'eau sphériques de différentes tailles, normalisés à $\lambda_0 = 3,1\ \mu\text{m}$.

b. Même figure pour des particules de poussière martienne sphériques. Pour des particules de taille $r_{\text{eff}} > 3\ \mu\text{m}$, il n'est plus possible de distinguer les signatures de glace d'eau de celles de la poussière dans cette gamme de longueurs d'ondes.

2.4.3 Ajustement sur les données et détermination de la taille des particules

L'opacité d'extinction C_{ext} étant proportionnelle à k_{ext} (cf. équation (2.9)), nous réalisons des ajustements de nos spectres de k_{ext} obtenus à partir des observations ACS-MIR avec les spectres C_{ext} issus des modèles. Pour cela, on considère le coefficient d'extinction en fonction de la longueur d'onde λ , du rayon effectif r_{eff} et d'un facteur scalaire $\alpha > 0$ (cf. équation (2.9)), où α traduit le nombre de particules qui ont interagi avec la lumière et $C_{\text{ext}}^{\text{interp}}$ est obtenu par interpolation des modèles fournis (calculés pour une grille de tailles de particules) selon une interpolation spline bivariée. La distinction entre k_{ext} et C_{ext} est une simple question de normalisation ($\frac{C_{\text{ext}}(\lambda, r_{\text{eff}})}{C_{\text{ext}}(\lambda_0, r_{\text{eff}})} = \frac{k_{\text{ext}}(\lambda, r_{\text{eff}})}{k_{\text{ext}}(\lambda_0, r_{\text{eff}})}$), toutefois nous avons choisi de laisser α en paramètre libre afin de s'affranchir du choix de la longueur d'onde de normalisation λ_0 .

$$k_{\text{ext}}(\lambda, r_{\text{eff}}, \alpha) = \alpha C_{\text{ext}}^{\text{interp}}(\lambda, r_{\text{eff}}) \quad (2.9)$$

Afin de se prémunir du problème de la présence de minima locaux pour r_{eff} avec l'algorithme d'ajustement selon la méthode des moindres carrés, nous générons des modèles interpolés sur une grille de taille de particules entre 0,1 et 8 μm avec un maillage de 0,01 μm , et pour chacune de ces tailles nous déterminons la valeur optimale du facteur α à l'aide d'un algorithme *Trust Region Reflective* implémenté dans la fonction Python `scipy.optimize.curve_fit` (Virtanen et al., 2019). Nous obtenons ainsi le meilleur ajustement pour chaque taille de particule, que nous comparons ensuite entre eux en calculant un χ^2 (comme défini par l'équation (2.10), cf. Bevington & Robinson (1992)) entre les données et le meilleur modèle identifié, ce qui nous permet d'obtenir le minimum global du χ^2 en fonction de la taille de particule, et d'en déduire le r_{eff} associé au meilleur ajustement.

$$\chi^2(r_{\text{eff}}) = \sum_{i=1}^N \frac{(\text{data}_i - \text{model}_{r_{\text{eff}}, i})^2}{\sigma_i^2} \quad (2.10)$$

Enfin, nous utilisons le chi-deux réduit χ_ν^2 défini dans l'équation (2.11) comme estimateur de la qualité de l'ajustement (Bevington & Robinson, 1992). Théoriquement, un modèle est considéré comme une bonne approximation des données lorsque $\chi_\nu^2 \leq 1$.

$$\chi_\nu^2(r_{\text{eff}}) = \frac{1}{N-2} \sum_{i=1}^N \frac{(\text{data}_i - \text{model}_{r_{\text{eff}}, i})^2}{\sigma_i^2} = \frac{\chi^2}{\nu} \quad (2.11)$$

TAB. 2.3 : Définition des notations utilisées dans les équations de la sous-section 2.4.3.

data_i	Le $i^{\text{ème}}$ spectel du spectre k_{ext} de l'observation ACS-MIR.
$\text{model}_{r_{\text{eff}}, i}$	Le $i^{\text{ème}}$ spectel du spectre en extinction simulé pour une particule de taille r_{eff} .
σ_i	L'incertitude sur la valeur data_i .
N	Le nombre de spectels dans le spectre considéré.
ν	Le nombre de degrés de libertés ($\nu = N - p$).
p	Le nombre de paramètres libres de l'ajustement (ici $p = 2$).

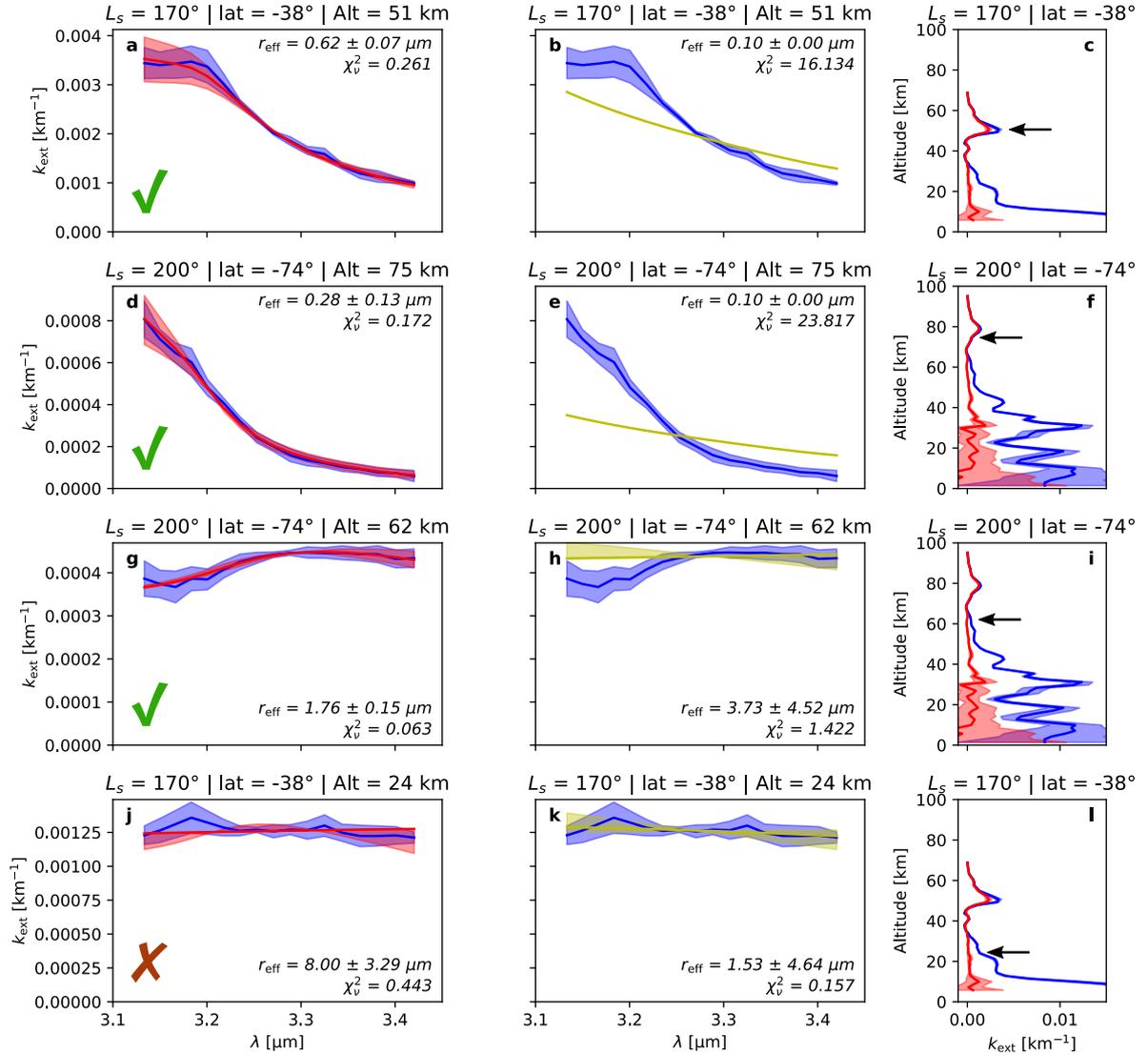


FIG. 2.12 : Identification de nuages de glace d'eau et caractérisation de leur taille de particules depuis des spectres de k_{ext} issus d'observations ACS-MIR. Les deux premières colonnes montrent les résultats de l'algorithme d'ajustement de modèles de glace d'eau (a, d, g, j) et de poussière (b, e, h, k). La zone bleue représente le spectre ACS-MIR avec les incertitudes, et les lignes rouges et jaunes représentent respectivement les meilleurs ajustements obtenus avec les modèles de glace d'eau (rouge) et de poussière (jaune). Les zones ombrées correspondent à l'intervalle entre les spectres associés aux modèles pour les r_{eff} dans la gamme d'incertitudes. Les panneaux (c, f, s, l) montrent pour chaque observation (ligne) le profil vertical de k_{ext} associé (en bleu le coefficient d'extinction à $3,2 \mu\text{m}$ et en rouge la différence entre le coefficient d'extinction à $3,2 \mu\text{m}$ et celui à $3,4 \mu\text{m}$, voir [figure 2.8](#)). Les flèches noires indiquent l'altitude des spectres extraits et affichés dans les panneaux associés. On observe que bien que tous les spectres présentés ici puissent être reproduits de façon satisfaisante par notre modèle de glace d'eau, le quatrième cas (j) demeure ambigu puisque le modèle de poussière permet également de produire un ajustement acceptable (k). Les trois premiers ajustements (a, d et g) seront donc acceptés comme détections de nuages de glace d'eau, tandis que le quatrième (j) sera rejeté au cours du filtrage des résultats.

2.4.4 Filtrage de la poussière et des cas ambigus

L'identification des nuages de glace d'eau repose sur la combinaison de la compatibilité du spectre du coefficient d'extinction avec les modèles de glace d'eau, et de son incompatibilité avec les modèles de poussière. Pour cela, un critère de détection basé sur les valeurs de χ_{ν}^2 a été déterminé et ajusté expérimentalement en comparant les résultats obtenus avec les spectres. L'idée qui a guidé l'ensemble de la démarche est de pouvoir identifier les spectres pouvant être reproduits par, et seulement par, des modèles de cristaux de glace d'eau. Ainsi, pour être considérée sans ambiguïté comme une détection de nuage de glace d'eau, une couche atmosphérique doit avoir un $\chi_{\nu}^2 \leq 9$ pour la glace d'eau, et un ajustement optimal avec la poussière de moins bonne qualité que pour la glace d'eau. En effet, une mesure ne peut pas être associée avec certitude à une détection de nuage de glace d'eau s'il existe ne serait-ce qu'un modèle de poussière permettant de reproduire également l'observation.

On applique donc l'algorithme d'ajustement présenté précédemment non seulement pour la glace d'eau mais aussi pour la poussière, et on élimine des résultats toutes les observations pour lesquelles le choix du modèle de glace d'eau n'améliore pas le χ_{ν}^2 de l'ajustement au moins d'un facteur 4, ce qui permet de ne conserver que les détections pour lesquelles les modèles de glace d'eau proposent une solution significativement meilleure que tous les modèles de poussière. En outre, on écarte également les cas pour lesquels il est possible d'ajuster un spectre de poussière avec un $\chi_{\nu}^2 \leq 1$; ce dernier critère a été ajouté comme garde-fou et est utile dans le cas d'un ajustement optimal associé à une faible valeur de χ_{ν}^2 , auquel cas même si $\chi_{\nu, \text{dust}}^2 \geq 4\chi_{\nu, \text{ice}}^2$, le modèle de poussière fournit un bon ajustement aux données que l'on ne peut pas ignorer. En résumé, on ne retiendra donc que les ajustements qui vérifient l'équation (2.12).

$$(\chi_{\nu, \text{ice}}^2 \leq 9) \ \& \ \left(\chi_{\nu, \text{ice}}^2 \leq \frac{\chi_{\nu, \text{dust}}^2}{4} \right) \ \& \ (\chi_{\nu, \text{dust}}^2 > 1) \quad (2.12)$$

De plus, on retire également les ajustements pour lesquels les barres d'erreur sur r_{eff} (cf. [sous-section 2.4.5](#)) dépassent un seuil défini à $0,35 \mu\text{m}$, comme dans l'exemple fourni en [figure 2.12j](#). Dans la plupart des cas, ces ajustements peu contraints sont déjà éliminés via le test d'ajustement du modèle de poussière (cf. [figure 2.12k](#)); toutefois, on a pu constater la présence de quelques résultats intrigants avec de fortes incertitudes, ce qui nous a conduit à ajouter et ajuster ce critère de filtrage.

Après ces différentes étapes de filtrage, on observe que la taille des cristaux identifiées n'excède pas $2 \mu\text{m}$. Les ajustements indiquant des tailles de cristaux entre 2 et $8 \mu\text{m}$ ont donc été évacués, comme cela était attendu au vu de l'allure non diagnostique des spectres des coefficients d'extinction de glace d'eau pour ces tailles de cristaux, comme discuté en [sous-section 2.4.2](#). En conséquence, on peut établir que notre méthode permet d'identifier et de caractériser des couches atmosphériques riches en cristaux de glace d'eau de taille comprise entre $0,1$ et $2 \mu\text{m}$; ce qui correspond à la gamme typique de la majorité des nuages martiens ([Clancy et al., 2003](#); [Montmessin et al., 2006b](#)). Les autres couches peuvent être tout aussi bien dominées par de la poussière comme par de plus gros cristaux de glace d'eau.

2.4.5 Estimation des incertitudes

Afin de quantifier les incertitudes sur les tailles déterminées pour les cristaux au sein des nuages, on cherche à identifier l'ensemble des tailles pour lesquels les modèles ont proposé un « bon » ajustement avec les données; l'enjeu étant de définir un « bon modèle ». Pour cela, on dispose déjà de l'ensemble des modèles ayant passé les différents filtrages présentés en [sous-section 2.4.4](#), *i.e.*, les modèles qui vérifient la condition de l'équation (2.12). Cependant, lorsque le modèle optimal est associé à une valeur de $\chi_{\nu, \text{ice}}^2 \ll 1$ (dans le cas où un excellent ajustement est possible donc), il est disproportionné de

mettre au même niveau ces modèles avec ceux associés avec des valeurs de $\chi_{\nu, \text{ice}}^2$ allant jusqu'à 9. Ainsi, afin de prendre en compte la qualité de l'ajustement optimal, une seconde condition a été ajoutée pour déterminer les modèles définissant la gamme des incertitudes sur la valeur de r_{eff} : ceux-ci doivent également vérifier $\chi_{\nu, \text{ice}}^2 \leq (2\chi_{\nu, \text{ice}, \text{min}}^2 + 1)$, où $\chi_{\nu, \text{ice}, \text{min}}^2$ est la valeur minimale de $\chi_{\nu, \text{ice}}^2$ (*i.e.*, la valeur associée avec le r_{eff} optimal).

En d'autres termes, la valeur optimale de r_{eff} correspond au modèle associé à la valeur de $\chi_{\nu, \text{ice}}^2$ minimale, et la borne inférieure (respectivement supérieure) de la gamme des r_{eff} acceptables en tenant compte des incertitudes correspond à la valeur minimale (respectivement maximale) des r_{eff} de l'ensemble des modèles qui vérifient à la fois l'équation (2.12) et $\chi_{\nu, \text{ice}}^2 \leq (2\chi_{\nu, \text{ice}, \text{min}}^2 + 1)$.

Détection et caractérisation des nuages de glace d'eau martiens

3

3.1	L'absorption atmosphérique à 3 microns	74
3.2	Étude de l'impact de la tempête de poussière planétaire de l'été 2018 (MY 34)	77
3.2.1	Pourquoi étudier les nuages lors d'une tempête de poussière ?	77
3.2.2	Vision d'ensemble du jeu de données	78
3.2.3	Situation avant la tempête	79
3.2.4	Pendant la tempête	83
3.2.5	Taille des cristaux de glace d'eau dans les nuages	85
3.2.6	Conclusion sur les effets de la tempête sur les nuages de glace d'eau	89
3.3	Étude des nuages de glace d'eau sur une année martienne	90
3.3.1	Variations saisonnières	91
3.3.2	Variations latitudinales	94
3.3.3	Comparaison avec la tempête de poussière planétaire de 2018	97
3.3.4	De l'intérêt de cette étude pour la compréhension et la modélisation des nuages de glace d'eau	99

Depuis leur première détection spectroscopique par la sonde *Mariner 9* (Hanel et al., 1972), les nuages de glace d'eau martiens ont été longtemps laissés de côté, avant que la mise en évidence de l'importance de leur rôle dans le cycle de l'eau martien n'encourage leur étude (Clancy et al., 1996; Madeleine et al., 2012; Smith et al., 2013; Guzewich & Smith, 2019; Clancy et al., 2017b). En effet, les nuages absorbant et diffusant le rayonnement solaire reçu par la planète, ils affectent la structure et la température de l'atmosphère et plus globalement la dynamique de la circulation atmosphérique (Wilson et al., 2008). En outre, les nuages tiennent également un rôle très important dans le transport et les échanges de l'eau entre les deux hémisphères (Clancy et al., 1996). Au fil de l'avancée de notre compréhension du climat martien, l'importance des nuages de glace d'eau dans son évolution n'a fait que se confirmer (Richardson, 2002; Montmessin et al., 2004; Navarro et al., 2014); de récentes études ayant notamment démontré que le raffinement de la structure verticale de l'eau atmosphérique pouvait impacter la modélisation du cycle de l'eau martien, en permettant une modélisation de la convection nocturne dans des couches mélangées sous les nuages ainsi qu'en générant une meilleure distribution spatiale des nuages (Vals et al., 2018; Vals, 2019). On comprend donc le besoin grandissant de mieux caractériser la distribution et les propriétés microphysiques des nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne, notamment la taille des cristaux en fonction de l'altitude, afin d'améliorer notre compréhension du cycle de l'eau sur Mars, et plus globalement la modélisation du climat de la planète.

Dans le chapitre précédent, nous avons détaillé les traitements appliqués aux données fournies par l'instrument ACS-MIR, ainsi que les techniques d'analyse développées dans le cadre de cette thèse. En particulier, à l'aide de la méthode des ajustements de modèles de glace d'eau et de poussière sur les spectres en extinction, présentée en section 2.4, il nous est possible dans le même temps de détecter la présence de nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne et de déterminer la taille des cristaux de glace d'eau les composant (pour des particules de rayon efficace r_{eff} compris entre 0,1 et 2 μm). C'est justement ce que nous allons faire dans ce chapitre, et ce, en deux temps. Tout d'abord, nous discuterons des résultats de cette méthode appliquée à un jeu de données restreint aux premiers mois d'observation de l'instrument (*i.e.*, le jeu de données fourni par Franck Montmessin, cf. sous-section 2.1.3), et

notamment de l'impact de la tempête de poussière planétaire de l'été 2018 (MY 34) sur la distribution et les caractéristiques des nuages de glace d'eau. Puis nous nous intéresserons à l'étude des nuages sur l'ensemble du jeu de données acquis jusqu'en avril 2021 qui nous permettra d'étudier la dynamique des nuages sur plus d'une année martienne, et notamment d'en observer les variations saisonnières.

3.1 L'absorption atmosphérique à 3 microns

Le calcul de l'IBD de la bande à 3 μm atmosphérique tel que décrit en section 2.3 permet d'obtenir un aperçu rapide de la présence et de la distribution des nuages de glace d'eau dans nos observations : le calcul de ce critère sur l'ensemble du jeu de données pouvant en effet être réalisé en quelques secondes, au lieu des 4 heures nécessaires pour l'identification et la caractérisation des nuages selon la méthode de la section 2.4. Ce type d'analyse est également intéressant en soi étant donné que les observations de la surface martienne depuis l'orbite doivent prendre en compte l'absorption due à l'atmosphère, notamment au niveau de la bande à 3 μm pour l'étude de l'hydratation de la surface (Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007; Audouard et al., 2014). En effet, comme cela sera plus amplement détaillé dans le chapitre 4, la contribution atmosphérique dans les spectres acquis en géométrie nadir n'est pas corrigée systématiquement, ou alors en supposant une atmosphère vierge de nuages. L'identification et le filtrage des nuages de glace d'eau est donc un enjeu crucial pour l'étude des signatures de surface, en particulier dans les gammes spectrales correspondant à de fortes absorptions de la glace d'eau¹.

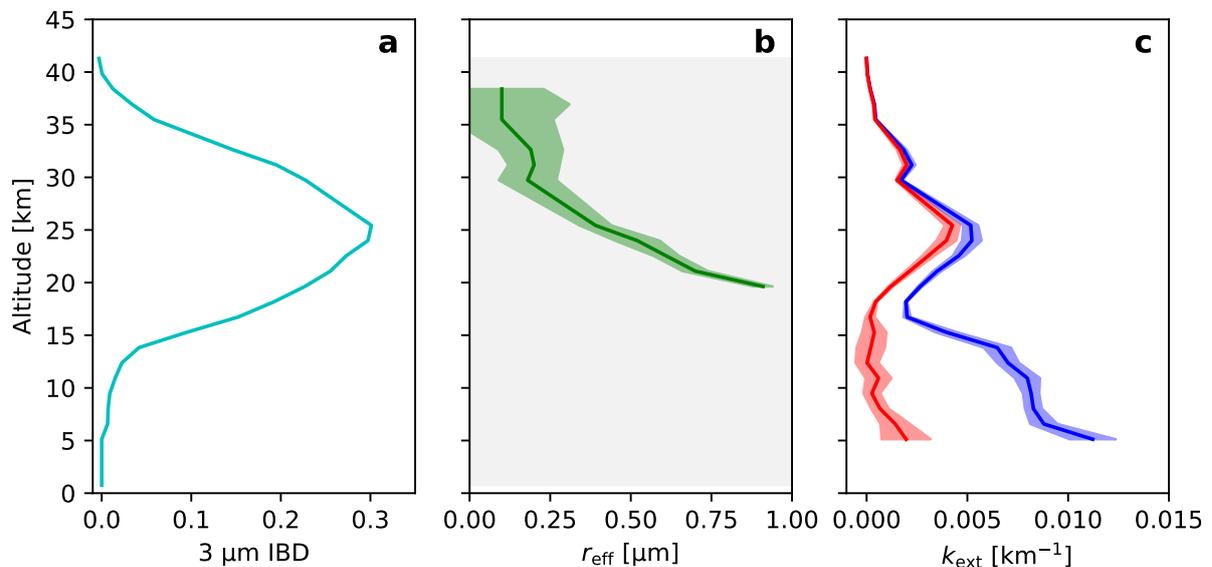


FIG. 3.1 : Profils verticaux d'une observation de nuage de glace d'eau avec ACS-MIR ($L_s = 169,8^\circ$, lat = 77°N , lon = 152°W), représentant les variations verticales de (a) la profondeur de bande intégrée (IBD) à 3 μm , (b) la taille des cristaux et (c) du coefficient d'extinction (avec en bleu le coefficient d'extinction à 3,2 μm et en rouge la différence entre l'extinction à 3,2 et 3,4 μm).

On observe (1) que le critère de l'IBD met en évidence le même nuage de glace d'eau que la méthode plus poussée de l'ajustement, et (2) que la taille des cristaux du nuage diminue lorsque l'altitude augmente : passant de 1,2 μm à 18 km à 0,2 μm à 31 km comme on peut le voir sur le panneau (b).

¹Dont la bande à 3 μm fait partie, mais ça vous le saviez déjà.

Comme on peut le voir sur la [figure 3.1](#), le critère de l'IBD à 3 μm correspond au premier ordre à la méthode de détection plus élaborée avec l'ajustement de modèles présentée en [section 2.4](#). D'après les modèles présentés en [figure 2.11](#) cela ne permet de rendre compte que des nuages de glace d'eau à petits cristaux ($r_{\text{eff}} \leq 1 \mu\text{m}$), toutefois ceux-ci correspondent à l'essentiel ($\sim 90\%$) des nuages détectés dans cette étude (cf. [figures 3.8 & 3.9](#)). Notons au passage que l'IBD ne mettra que peu en avant les nuages les plus ténus qui ne produisent qu'une faible absorption de la lumière au cours de leur traversée ; une faible absorption impliquant une faible IBD (cf. [section 2.3](#)), et ce peu importe la taille des cristaux de glace d'eau les composant. Ainsi, les plus fines couches nuageuses (typiquement avec une épaisseur optique intégrée sur la couche inférieure à 0,01) qui peuvent être observées à très haute altitude ($\geq 90 \text{ km}$) ne sont pas toujours identifiables sur les figures représentant les variations de l'IBD, alors que la méthode des ajustements de modèles nous informe de leur présence. Néanmoins, hormis ces quelques limitations, le calcul de l'IBD permet d'apprécier la distribution globale des cristaux de glace d'eau atmosphériques et fournit un premier aperçu de l'épaisseur optique des nuages.

La [figure 3.2](#) illustre le comportement global des nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne entre $L_s = 165^\circ$ et $L_s = 243^\circ$ pour l'année MY 34 (*i.e.*, sur le jeu de données utilisé pour l'étude de la tempête de poussière planétaire de MY 34 ; cf. [section 3.2](#)). On y observe que certains profils verticaux correspondant à des observations acquises à moins de quelques degrés de L_s les uns des autres, et pouvant donc se superposer sur la figure, diffèrent cependant en termes de valeurs de l'IBD à 3 μm . La comparaison de ces différents profils entre eux et de leurs conditions d'observation (cf. [tableau 3.1](#)) nous révèle que si ces observations n'ont été réalisées qu'à quelques heures d'écart ($0,1^\circ$ de L_s correspondant à environ 2 h et 25 min) et au-dessus de latitudes similaires, elles ont en revanche été réalisées sous des longitudes différentes ; les occultations solaires étant réalisées au niveau du terminateur, les coordonnées des observations possiblement réalisables se décalent naturellement à mesure de la rotation de la planète. Les nuages étant des phénomènes spatialement localisés ([Smith, 2004](#) ; [Wolff et al., 2019](#)), cela peut donc expliquer la variabilité observée dans nos profils. Des écarts en termes d'heure locale peuvent également influencer sur la variabilité des nuages ([Szantai et al., 2021](#)) ; cependant, pour les raisons liées à la géométrie d'observation SO déjà mentionnées plus haut, le jeu de données ne nous permet pas de décorréler leur effet de celui des variations spatiales en longitude (cf. [tableau 3.1](#)).

TAB. 3.1 : Identification d'observations consécutives avec et sans absorption atmosphérique à 3 μm , illustrant le caractère local des nuages observés (voir les profils verticaux de l'IBD à 3 μm en [figure 3.2](#)). Les trois premiers exemples sont associés à un écart significatif entre les longitudes observées, tandis que le dernier exemple présente également une variation de l'heure locale martienne au moment de l'observation.

L_s	Latitude	Longitude	Heure locale	Observations
168,1°	51°S	163°W	17h39	<i>IBD nulle</i>
168,2°	50°S	139°E	17h40	<i>IBD $\sim 0,25$ à 40 km</i>
192,6°	68°N	28°E	17h09	<i>IBD $\sim 0,26$ à 20 km</i>
192,7°	68°N	3°E	17h09	<i>IBD nulle</i>
229,4°	38°S	136°E	18h53	<i>IBD $\sim 0,18$ à 65 km</i>
229,6°	37°S	50°E	18h52	<i>IBD nulle</i>
243,1°	54°N	70°E	07h50	<i>IBD $\sim 0,22$ à 60 km</i>
243,3°	55°N	45°W	22h10	<i>IBD nulle</i>

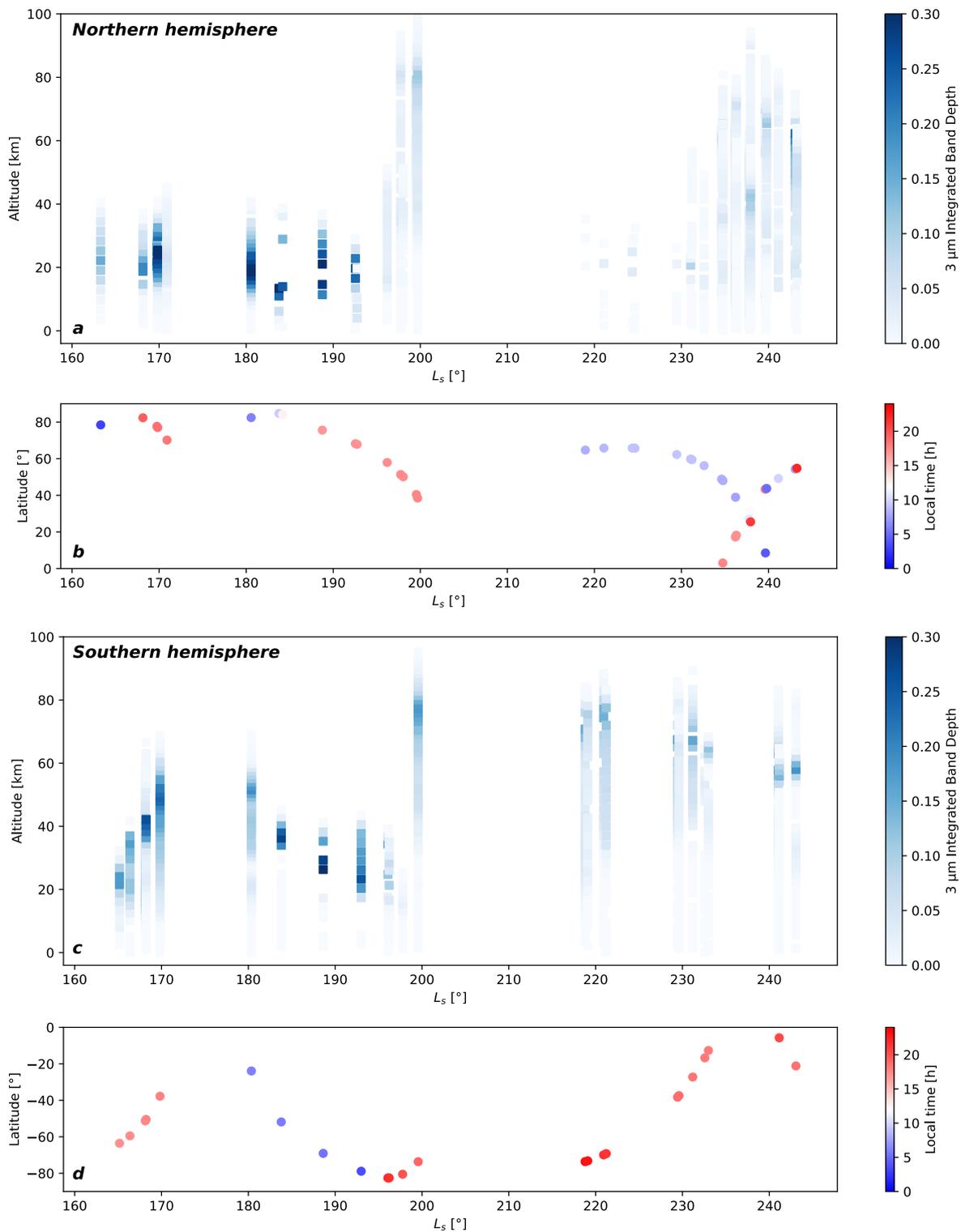


FIG. 3.2 : Suivi de l'absorption à $3\mu\text{m}$ de la glace d'eau atmosphérique (via le calcul de l'IBD) avec le canal MIR de l'instrument ACS dans l'hémisphère (a) Nord et (c) Sud de Mars, acquises avant et pendant la tempête de poussière planétaire de l'été 2018 (correspondant à l'année martienne MY 34). Les latitudes et heures locales des observations sont indiquées dans les panneaux (b) et (d).

3.2 Étude de l'impact de la tempête de poussière planétaire de l'été 2018 (MY 34)

Cette section présente les résultats de l'étude menée sur les nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne durant la tempête de poussière globale qui a recouvert la quasi-totalité de la planète durant l'été 2018, correspondant à l'hiver boréal de l'année martienne 34. Ces résultats ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Journal of Geophysical Research : Planets* en mars 2020 (Stcherbinine et al., 2020), qui fait partie des articles composant la section spéciale *Studies of the 2018/Mars Year 34 Planet-Encircling Dust Storm* (Guzewich et al., 2020). L'article dans sa version publiée est disponible en [annexe D](#).

Parallèlement à cette étude, les nuages de glace d'eau durant cette tempête planétaire ont également été étudiés à l'aide d'autres instruments de TGO, ce qui a donné lieu à deux publications : [Luginin et al. \(2020\)](#) pour les observations de TIRVIM et NIR, les deux autres canaux d'ACS, ainsi que [Liuzzi et al. \(2020\)](#) pour l'instrument NOMAD.

3.2.1 Pourquoi étudier les nuages lors d'une tempête de poussière ?

Les tempêtes de poussière régionales (ou locales) sont monnaie courante sur Mars, en particulier autour du périhélie martien, saison communément dénommée « période des tempêtes de poussière » (cf. [section 1.5.1](#)). Toutefois, il arrive que certaines d'entre elles évoluent jusqu'à recouvrir la totalité de la surface de la planète rouge, devenant ainsi des tempêtes de poussière dites planétaires ou globales (souvent appelées simplement « GDS » pour *Global Dust Storm*, ou « GDE » pour *Global Dust Event*). Ces événements de grande ampleur, caractérisés par une importante élévation et un fort brassage des particules de poussière, modifient la thermodynamique et la circulation de l'atmosphère, ainsi que le cycle de l'eau à l'échelle de la planète. Cependant, contrairement aux tempêtes régionales classiques et récurrentes, ces tempêtes planétaires surviennent de façon erratique, avec une moyenne d'une toutes les trois à quatre années martiennes ([Zurek & Martin, 1993](#) ; [Clancy et al., 2000](#) ; [Kass et al., 2016](#)). Les deux premières tempêtes planétaires du 21^{ème} siècle ont eu lieu à 6 années terrestres d'intervalle, en 2001 et 2007, soit au cours des années martiennes 25 et 28 (e.g., [Wang & Richardson, 2015](#)). Dernièrement, au printemps 2018 (MY 34), deux grandes tempêtes de poussière régionales sont apparues sur Mars : l'une dans l'hémisphère Nord à partir de $L_s = 181^\circ$, et l'autre dans l'hémisphère Sud à partir de $L_s = 188^\circ$. Ces tempêtes se sont ensuite rejointes autour de $L_s = 193^\circ$ et ont fusionné pour former une tempête planétaire qui s'est poursuivie jusqu'à $L_s = 250^\circ$ ([Guzewich et al., 2019](#) ; [Sánchez-Lavega et al., 2019](#) ; [Smith, 2019](#)). Le développement de cette tempête planétaire a ainsi eu lieu autour de l'équinoxe d'automne (cf. [figure 1.7](#)), soit relativement tôt par rapport à la période des tempêtes de poussière habituelle. En effet, aucune règle précise n'a été observée quant au moment où peut surgir une tempête de poussière planétaire sur Mars : celle de MY 28, par exemple, est survenue cette fois-ci à la fin de la période des tempêtes martienne, entre $L_s = 260^\circ$ et $L_s = 310^\circ$ ([Wang & Richardson, 2015](#)). Cette importante variabilité dans la temporalité de ces événements induit ainsi une diversité des scénarios menant à leur formation, et donc un besoin de caractériser individuellement chaque tempête de poussière planétaire.

En particulier, la tempête de poussière planétaire de MY 28 a profondément impacté la distribution de la vapeur d'eau atmosphérique pendant sa présence : apportant de la vapeur d'eau au-delà de 60 km d'altitude, soit bien au-dessus des limites de la troposphère ([Fedorova et al., 2018](#)), et élevant l'altitude de l'hygropause² ([Heavens et al., 2018](#)). De manière identique, une augmentation brutale des abondances en H₂O et HDO entre 40 et 80 km d'altitude a été observée pendant la tempête planétaire de MY 34 ([Vandaele et al., 2019](#)) et reproduite dans des simulations par un GCM martien ([Neary et al.,](#)

²Définie par [Kley et al. \(1979\)](#) comme l'altitude correspondant à un minimum du rapport de mélange de l'eau au-dessus de la troposphère.

2019). Cette forte augmentation de la quantité d'eau à haute altitude dans l'atmosphère martienne pourrait d'ailleurs accentuer l'échappement atmosphérique de l'hydrogène, et donc de l'eau, de la planète durant ces événements (Chaffin et al., 2017; Heavens et al., 2018; Fedorova et al., 2020; Stone et al., 2020); échappement atmosphérique qui a été un des éléments majeurs de la disparition de l'eau de la planète rouge au fil de son histoire (cf. sous-section 1.3.3). Cependant, la formation de nuages affecte la capacité de l'eau (ou l'hydrogène) atmosphérique à s'échapper en confinant (en théorie du moins) une importante partie de cette vapeur d'eau sous la couche nuageuse. Ainsi, comprendre dans quelle mesure la vapeur d'eau des hautes couches atmosphériques condense pour former des nuages pendant les tempêtes de poussière planétaires est important pour déterminer les possibles évolutions de la vapeur d'eau martienne entre la surface et l'exobase (ou thermopause) (Neary et al., 2019).

Cependant, les conditions de pression et température issus des modèles climatiques martiens (MCGM) ne pourraient-elles pas suffire à cela? Le problème n'est pas si simple malheureusement. En effet, il a été montré que la vapeur d'eau peut exister dans un état sursaturé (*i.e.*, de la vapeur d'eau peut être présente sous des conditions de pression et température hors de sa zone de stabilité, par exemple à cause de l'absence de noyaux de condensation disponibles pour précipiter la condensation en cristaux de glace) dans l'atmosphère martienne (Maltagliati et al., 2011a), ce qui a notamment été observé pendant la tempête planétaire de MY 34 (Fedorova et al., 2020), rendant caduque l'utilisation du point de solidification de l'eau comme unique estimateur de la limite en abondance de la vapeur d'eau atmosphérique. Par ailleurs, la disponibilité de grains pouvant jouer le rôle de noyaux de condensation, fournis essentiellement par l'omniprésente poussière martienne mais aussi possiblement par des particules de poussière interplanétaire ou de fumée micrométéorique s'étant agrégées en entrant dans l'atmosphère (Crismani et al., 2017; Plane et al., 2018; Hartwick et al., 2019), est un autre facteur clé pour la formation de nuages de glace d'eau. Plusieurs études ont par exemple montré que la présence de sursaturation est anticorrélée à la disponibilité de noyaux de condensation (Michelangeli et al., 1993). Durant les tempêtes planétaires, en raison de l'ampleur du brassage de la poussière dans l'atmosphère, on s'attend à ce que les noyaux de condensation soient plus abondants mais aussi potentiellement plus gros (Wolff & Clancy, 2003; Clancy et al., 2010; Lemmon et al., 2019), ce qui peut donc affecter l'endroit et la façon dont les nuages de glace d'eau se forment durant ces événements. Il est cependant difficile de prédire avec exactitude la distribution et les propriétés des noyaux de condensation présents à haute altitude durant ces tempêtes, qui par leur présence modifient la structure thermique de l'atmosphère (cf. section 1.5.1 & Smith et al. (2017)).

Au vu de la complexité de la question du devenir de la vapeur d'eau à haute altitude durant les tempêtes de poussière planétaires et de son rôle dans l'échappement atmosphérique de l'eau martienne, on comprend donc la nécessité de mieux contraindre par des observations le comportement et les caractéristiques des nuages de glace d'eau durant ces événements. D'où cette étude³.

3.2.2 Vision d'ensemble du jeu de données

La figure 3.3 présente les résultats obtenus à partir d'observations ACS-MIR réalisées entre $L_s = 165^\circ$ et $L_s = 243^\circ$ (MY 34), sous la forme de profils verticaux. Un premier aperçu de cette figure nous permet déjà d'identifier deux caractéristiques principales de notre jeu de données.

Premièrement, on observe que des nuages de glace d'eau sont identifiés dans la plupart des observations analysées. Plus précisément, au sein du jeu de données fourni par Franck Montmessin constitué de 65 observations ACS-MIR en position 12 (cf. sous-section 2.1.3), 11 d'entre elles ne présentent pas de détection de nuage de glace d'eau. Autrement dit, 83 % de nos profils présentent au moins une détection de glace d'eau. De plus, ces non-détections de nuages sont regroupées spatialement et temporellement en deux groupes : 45 % d'entre elles se situent au moment du début de la tempête globale ($193^\circ \leq L_s \leq 198^\circ$,

³Ouf! On n'a pas fait tout ça pour rien.

5 observations), et les autres 55 % se situent durant la tempête ($219^\circ \leq L_s \leq 231^\circ$, 6 observations) mais correspondent aux observations associées aux faibles altitudes mesurées pour la koniorpause, au-delà de la limite Nord de la tempête (cf. [sous-section 3.2.4](#)). Similairement, les observations TIRVIM réalisées sur une période plus vaste ont permis d'identifier la présence de nuages de glace d'eau dans 93 % des profils obtenus ([Luginin et al., 2020](#)). La présence de nuages dans nos observations semble donc correspondre à la situation la plus classique.

Deuxièmement, on observe la présence de deux catégories distinctes de profils verticaux qui correspondent aux deux périodes séparées par l'émergence de la tempête de poussière planétaire de MY 34 autour de $L_s \sim 195^\circ\text{--}200^\circ$ ([Guzewich et al., 2019](#)). Celles-ci se repèrent par un changement notable de deux caractéristiques principales des nuages : leur altitude et leur opacité. Avant la tempête, la plupart des nuages sont observés entre 10 et 70 km, tandis que durant cette dernière l'altitude typique des nuages augmente significativement pour se situer entre 60 et ~ 90 km.

La [figure 3.4](#) présente quant à elle les profils verticaux de l'opacité de l'atmosphère k_{ext} (en km^{-1}) à $3,4\ \mu\text{m}$. Comme la longueur d'onde $3,4\ \mu\text{m}$ est située en bordure de la bande d'absorption à $3\ \mu\text{m}$ de la glace d'eau ([Vincendon et al., 2011](#)), cela fournit un estimateur de l'opacité globale de l'atmosphère, là où l'opacité à $3,2\ \mu\text{m}$ est fortement impactée par la présence de nuages de glace d'eau. On observe que l'opacité des nuages de glace d'eau à $3,2\ \mu\text{m}$ (intégrée verticalement le long du nuage considéré) varie typiquement entre 0,01 et 0,05 avant la tempête, mais tombe à quelques 10^{-3} pour les nuages mésosphériques observés durant la tempête, avec $k_{\text{ext}}(\lambda = 3,2\ \mu\text{m}) \sim 10^{-4}\ \text{km}^{-1}$ autour de 90 km (et $k_{\text{ext}}(\lambda = 3,4\ \mu\text{m}) \sim 10^{-5}\ \text{km}^{-1}$). En raison de leur très faible opacité, ces nuages de haute altitude seraient extrêmement difficiles à détecter via des observations en géométrie nadir, tandis qu'ils sont clairement visibles dans les mesures d'occultations solaires d'ACS. La distribution et les propriétés des nuages de glace d'eau durant ces deux périodes seront discutées plus en détail dans la suite.

3.2.3 Situation avant la tempête

Dépendance en latitude de la koniorpause

Avant la tempête de poussière (*i.e.*, $L_s < 195^\circ$), on observe la présence de nuages de glace d'eau dans la plupart des profils obtenus par ACS-MIR. Leurs altitudes se répartissent entre 11 et 40 km dans l'hémisphère Nord, et entre 17 et 69 km dans l'hémisphère Sud ; ce qui est cohérent avec les précédentes observations de nuages ([Smith et al., 2013](#)). Notons cependant que la couverture en latitude des hémisphères Nord et Sud dans le jeu de données considéré n'est pas équivalente (cf. [figure 3.3](#), panneaux b & d) : les observations réalisées au-dessus de l'hémisphère Nord avant la tempête de poussière l'ayant toutes été dans les régions polaires, sous des latitudes $\geq 68^\circ\text{N}$, tandis que celles acquises dans l'hémisphère Sud se répartissent entre 24°S et 79°S . La latitude d'un nuage pouvant influencer sur son altitude ([Smith et al., 2013](#) ; [Clancy et al., 2019](#)), cela peut expliquer l'écart visible entre les profils obtenus avant la tempête dans l'hémisphère Nord par rapport à l'hémisphère Sud (cf. [figure 3.3](#), panneaux a & c).

En effet, on observe sur la [figure 3.5a](#) une dépendance en latitude de l'altitude de la koniorpause durant la période précédant la tempête, augmentant dans les régions équatoriales (jusqu'à ~ 70 km à 24°S) et diminuant dans les régions polaires (jusqu'à ~ 40 km à 80°N ou 60°S). Cette tendance est compatible avec le comportement attendu pour la koniorpause ([Jaquin et al., 1986](#) ; [Forget et al., 1999](#) ; [Montmessin et al., 2006b](#) ; [Heavens et al., 2011b](#) ; [Määttänen et al., 2013](#) ; [Smith et al., 2013](#)). Toutefois, l'absence de données autour des latitudes équatoriales avant la tempête (pas d'observations entre 20°S et 60°N ; cf. [figure 3.5a](#)) ne nous permet pas d'accéder à la latitude associée à la hauteur maximale de la koniorpause.

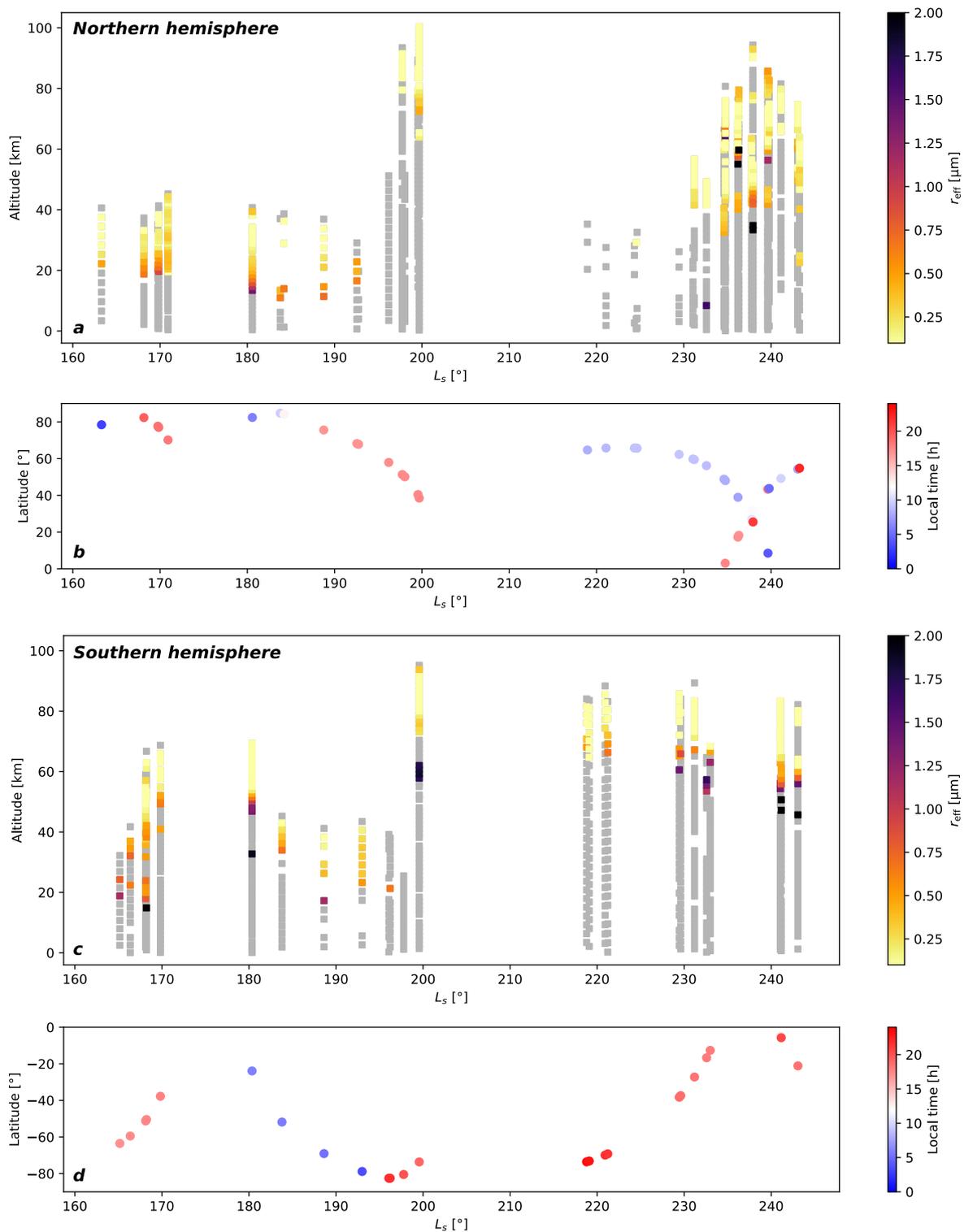


FIG. 3.3 : Profils verticaux des nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne avec leurs tailles de cristaux déterminées par la méthode présentée en [section 2.4](#) appliquée à des observations ACS-MIR de l'hémisphère (a) Nord et (c) Sud de la planète, acquises avant et pendant la tempête de poussière planétaire de l'été 2018 (MY 34). Les régions grises dans les profils correspondent aux altitudes observées par ACS-MIR pour lesquelles aucun nuage de glace d'eau n'a été identifié. Les latitudes et heures locales des observations sont indiquées dans les panneaux (b) et (d).

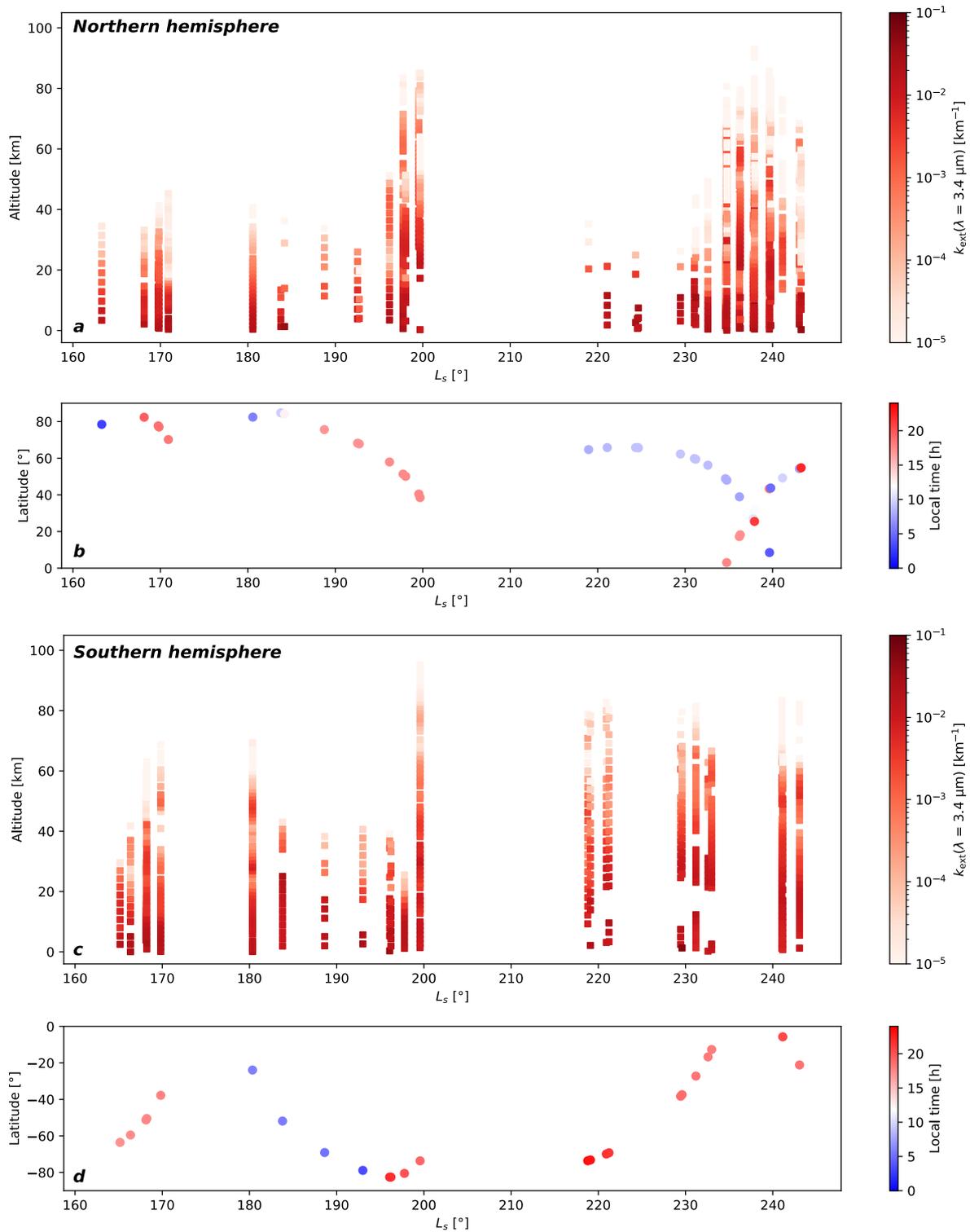


FIG. 3.4 : Profils verticaux du coefficient d'extinction de l'atmosphère martienne ($k_{\text{ext}} = d\tau/dz$) à 3,4 μm mesurée par ACS-MIR pour l'hémisphère (a) Nord et (c) Sud de la planète, acquises avant et pendant la tempête de poussière planétaire de l'été 2018 (MY 34). Les latitudes et heures locales des observations sont indiquées dans les panneaux (b) et (d).

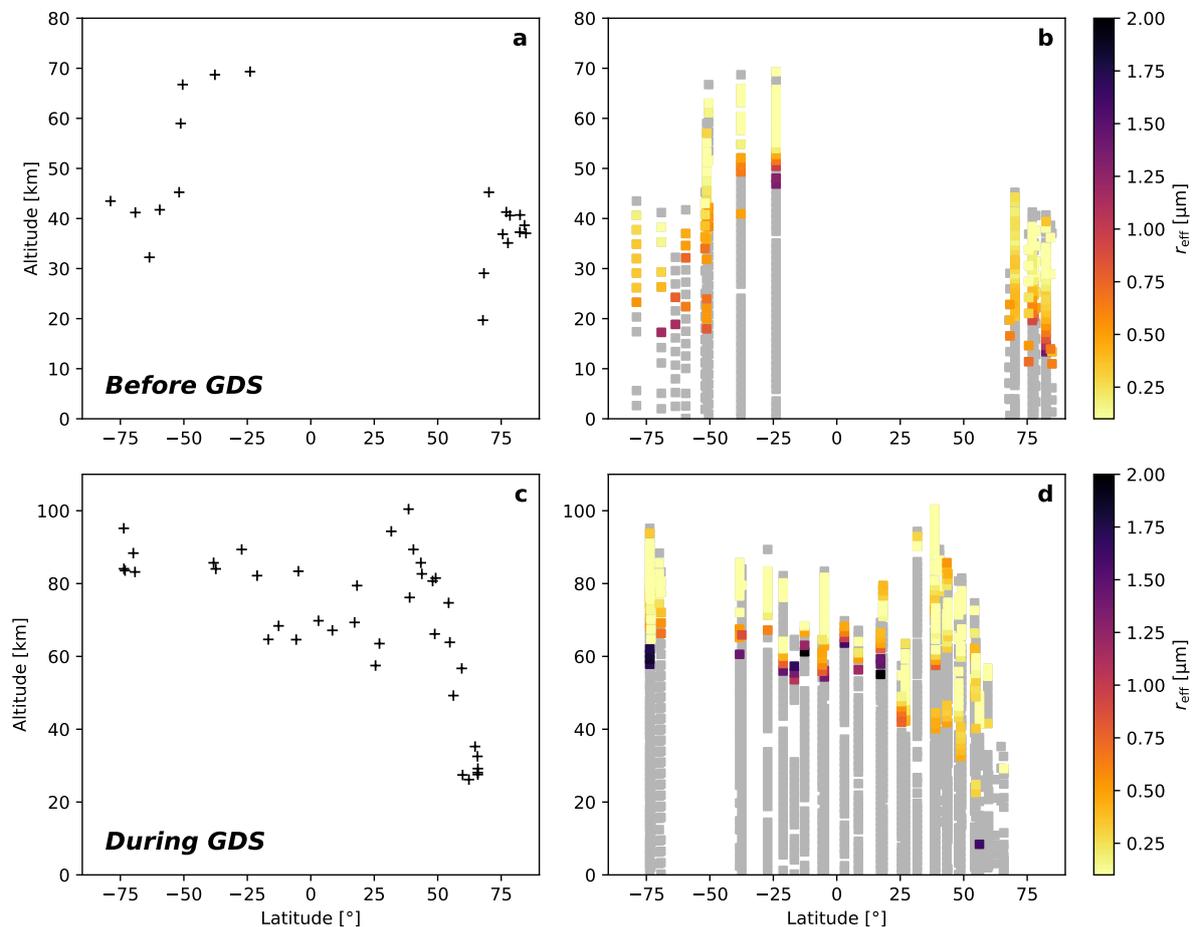


FIG. 3.5 : a. Altitude de la conionopause en fonction de la latitude pour des observations ACS-MIR réalisées avant la tempête de poussière planétaire de MY 34 ($163^\circ \leq L_s \leq 195^\circ$). On observe que l'altitude de la conionopause varie en fonction de la latitude dans l'hémisphère Sud, augmentant en se rapprochant de l'équateur. Malheureusement, toutes les observations dans l'hémisphère Nord au cours de cette période étant concentrées dans les hautes latitudes, il n'est pas possible de discuter du comportement des particules dans cet hémisphère. b. Profils verticaux de la taille des cristaux r_{eff} en fonction de la latitude pour les mêmes observations que celles du panneau (a). On observe que dans l'hémisphère Sud, pour lequel on a accès à des observations réalisées sous différentes latitudes, l'évolution de l'altitude des nuages de glace d'eau semble suivre la même tendance que la conionopause dans les régions tropicales. c & d. Même figures que les panneaux (a) & (b) mais durant la tempête de poussière planétaire de MY 34 ($199^\circ \leq L_s \leq 244^\circ$).

Altitude des nuages et taille des cristaux

On constate que des nuages de glace d'eau sont détectés dans les couches supérieures de la plupart des profils pré-tempête, ce qui suggère que les couches de glace d'eau semblent généralement recouvrir les couches de poussière dans notre gamme de L_s (Smith et al., 2013). En outre, on observe également que la distribution en altitude des nuages de glace d'eau détectés présente une dépendance en latitude similaire à celle de la couche de particules elle-même : l'altitude moyenne d'observation des nuages avant la tempête augmente en se rapprochant de l'équateur (cf. figure 3.5b), comme cela a déjà pu être noté par Kleinböhl et al. (2009) et Smith et al. (2013). Toutefois, des nuages composés de gros cristaux de glace d'eau peuvent également être présents à plus basse altitude (Wolff & Clancy, 2003; Luginin et al., 2020) sans pouvoir être détectés ici en raison de leur absence de signature caractéristique dans notre gamme de longueur d'onde, la gamme de sensibilité de notre méthode en termes de taille des cristaux se situant entre 0,1 et 2 μm (cf. sous-section 2.4.4). D'ailleurs, certaines observations présentent également des couches détachées sous les nuages identifiés, au niveau desquelles l'opacité augmente (e.g., figure 2.8f à 30 km) mais qui ne sont pas détectées ni par la méthode des ajustements ni par l'IBD (la valeur de l'opacité k_{ext} étant similaire à 3,2 et 3,4 μm), et sont donc vraisemblablement composées majoritairement de poussière ou de gros cristaux de glace d'eau ($r_{\text{eff}} > 2 \mu\text{m}$; cf. sous-section 2.4.4). Les observations TIRVIM, utilisant une plus grande plage de longueurs d'onde, ont en effet permis de détecter des cristaux de glace d'eau jusqu'à 5,5 μm à basses altitudes avant la tempête (Luginin et al., 2020).

3.2.4 Pendant la tempête

Élévation soudaine de la koniorpause et fin de la dépendance en latitude

Autour de $L_s = 200^\circ$, on observe une soudaine augmentation à la fois de la koniorpause (jusqu'à 100 km) ainsi que de l'altitude moyenne des nuages de glace d'eau (≥ 90 km) entre des observations pourtant réalisées sous des latitudes similaires (83°S & 58°N à $L_s = 196^\circ$, et 74°S & 39°N à $L_s = 200^\circ$), et une comparaison avec la figure 3.2 indique que ces variations s'accompagnent d'une diminution des valeurs de l'IBD à 3 μm . On constate également que cette augmentation des altitudes se produit relativement uniformément à la surface de la planète (latitudinalement et longitudinalement) : dans l'hémisphère Sud par exemple, on observe une variation des latitudes de 74°S à 5°S entre $L_s = 219^\circ$ et $L_s = 241^\circ$ sans que cela n'impacte ni l'altitude de la koniorpause, ni l'altitude moyenne des nuages, en accord avec les simulations présentées dans Neary et al. (2019, figure 3). On observe toutefois une évolution temporelle liée à la fin progressive de la tempête de poussière (Guzewich et al., 2019) : entre $L_s = 220^\circ$ et $L_s = 243^\circ$, l'altitude minimale des nuages détectés dans l'hémisphère Sud décroît de 68 vers 54 km (cf. figure 3.3), de même que l'altitude du maximum d'intensité de l'absorption atmosphérique à 3 μm (i.e., le maximum de l'IBD à 3 μm calculée pour un profil donné) qui décroît de 75 à 58 km sur cette période (cf. figure 3.2). Cela en dépit du fait que la koniorpause demeure autour de 85–90 km, et que les latitudes sondées oscillent entre les régions équatoriales et polaires.

On peut néanmoins constater une certaine asymétrie entre les deux hémisphères durant la tempête de poussière, avec moins de nuages de très haute altitude observés dans l'hémisphère Nord par rapport à l'hémisphère Sud (cf. figure 3.5d). Cette asymétrie Nord / Sud se manifeste également par la présence dans l'hémisphère Nord de sept observations présentant de faibles altitudes pour la koniorpause durant la période de la tempête de poussière globale. Comme on peut le voir sur la figure 3.5c, ces altitudes comprises entre 26 et 36 km se situent environ 50 km en deçà de celles mesurées pour la plupart des autres profils acquis durant la tempête ; et en y regardant de plus près, il se trouve que les profils en question ont tous été acquis dans les hautes latitudes Nord (60°N – 66°N) pendant la phase d'arrêt progressif de la tempête ($L_s = 221^\circ - 231^\circ$) dans les régions d'Acidalia Planitia ($\sim 25^\circ\text{W}$) et d'Utopia

Planitia ($\sim 155^\circ\text{E}$). Les caractéristiques de ces observations sont données dans le [tableau 3.2](#), et leurs positions géographiques sont représentées en [figure 3.6](#) sur une carte de l'altimétrie martienne obtenue par l'instrument MOLA. On en déduit donc que la latitude de 60°N correspond à la limite Nord de l'activité de la tempête de poussière dans ces régions à partir de $L_s \sim 220^\circ$, ce qui est en accord avec les mesures réalisées par l'instrument MCS ([Kass et al., 2019](#)).

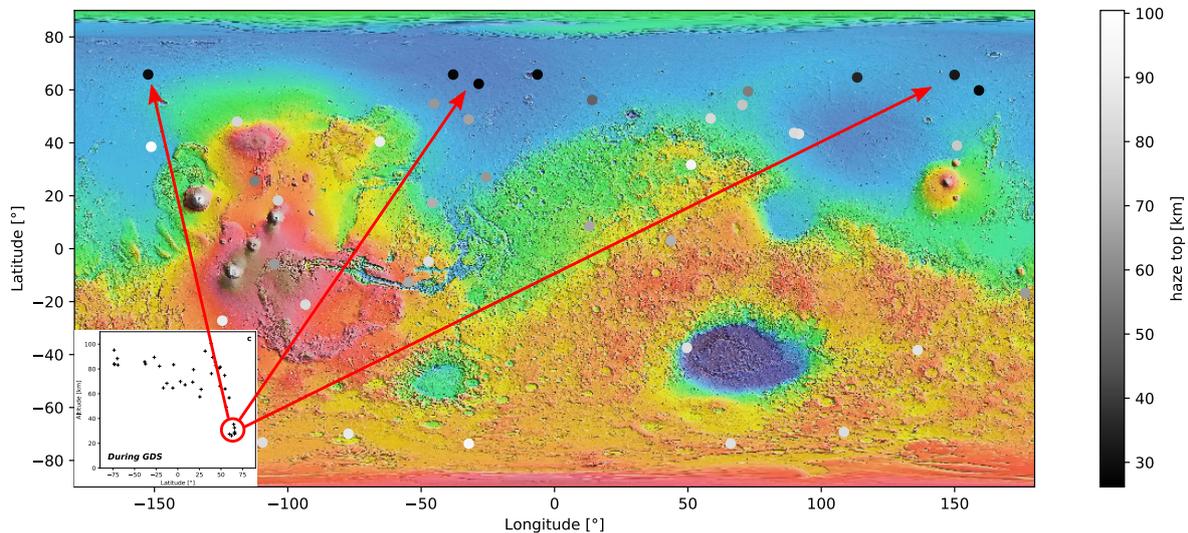


FIG. 3.6 : Altitudes de la koniopause des observations ACS-MIR en position 12 acquises durant la tempête de poussière planétaire de l'été 2018 (MY 34), représentées sur une carte de l'altimétrie martienne obtenue par l'instrument MOLA ([Smith et al., 2001](#)). Le panneau (c) de la [figure 3.5](#) est incrusté dans coin inférieur gauche. Les cercles noirs repérés par les flèches rouges correspondent aux observations associées à de faibles altitudes pour la koniopause pendant la période de la tempête (cf. [tableau 3.2](#)), fournissant une information sur la délimitation de la tempête au niveau des hautes latitudes Nord.

Spécificités de la tempête sur les nuages

Durant la période de la tempête de poussière planétaire, on a pu détecter la présence de nuages de glace d'eau à haute altitude, typiquement au-delà de 80 km au début de la tempête. De plus, quelques profils présentent même de robustes détections de cristaux de glace d'eau au-delà de 90 km, et jusqu'à un maximum de 100 km à $L_s \sim 200^\circ$ (cf. [figure 3.7c](#)); ce qui a également pu être observé à partir des données TIRVIM avec des nuages de glace d'eau détectés entre 80 et 100 km d'altitude durant la tempête ([Luginin et al., 2020](#)). Ces nuages de glace d'eau à très hautes altitudes ne sont observés dans notre jeu de données qu'au début de la tempête, mais des nuages à haute altitude ont également pu être observés hors tempête planétaire, sur d'autres années martiennes, durant la période des tempêtes de poussière ([Vincendon et al., 2011](#); [Clancy et al., 2019](#)). Cependant, ces détections de nuages de hautes altitudes sont quasi systématiques dans nos observations au moment du pic d'intensité de la tempête de poussière globale (cf. [figure 3.3](#)), tandis que cela est plus atypique hors tempête planétaire ([Clancy et al., 2019](#)). En outre, dans le cas des nuages observés ici au début de la tempête de poussière globale, les altitudes au sommet de la couche nuageuse sont légèrement supérieures à ce qui a pu être mesuré précédemment durant des années classiques (*i.e.*, sans tempête de poussière planétaire). En effet, les résultats des modèles atmosphériques ([Neary et al., 2019](#)) indiquent qu'on attend des tempêtes de poussière globales qu'elles augmentent les altitudes moyennes et maximales des nuages de glace d'eau, ce qui est en accord avec nos observations. Néanmoins, on gardera à l'esprit lors de ces comparaisons

TAB. 3.2 : Propriétés des observations localisées au-delà de la limite Nord de la tempête de poussière planétaire de MY 34 autour de $L_s \sim 225^\circ$. Avec une altitude moyenne de la koniorpause autour de 30 km, *i.e.* inférieure de 50 km aux autres mesures réalisées à la même période, ces observations ne sont pas impactées par la tempête bien que celle-ci soit toujours active à cette période, et ont toutes été réalisées à des latitudes supérieures à 60°N (mais avec une variation en termes de longitude, voir aussi la [figure 3.6](#)). On en déduit donc que cela correspond à la limite Nord de la tempête de poussière à cette période, ce qui est en accord avec les mesures réalisées par l'instrument MCS ([Kass et al., 2019](#)).

L_s	Latitude	Longitude	Heure locale	Altitude de la koniorpause
219,0°	65°N	113°E	08h14	35,3 km
221,1°	66°N	6°W	08h38	27,5 km
224,3°	66°N	38°W	09h07	28,1 km
224,6°	66°N	152°W	09h09	29,2 km
224,7°	66°N	150°E	09h09	32,5 km
229,5°	62°N	28°W	09h16	26,2 km
231,1°	60°N	159°E	09h06	27,4 km

le possible biais lié à la différence d'heure locale entre les observations OMEGA ou CRISM (plutôt en journée) et les observations ACS-MIR utilisées ici (aube ou crépuscule).

Par ailleurs, l'augmentation soudaine et conséquente de l'altitude des nuages de glace d'eau observée durant la tempête, et en particulier à son début, confirme bien le lien entre cette évolution des nuages et l'activité de la tempête de poussière. Cet événement d'ampleur planétaire semble donc faciliter la formation de nuages de glace d'eau à très haute altitude, possiblement via une élévation conjointe de la vapeur d'eau atmosphérique et des particules atmosphériques pouvant servir de noyaux de condensation pour ces cristaux de glace. En effet, une augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans les hautes couches de l'atmosphère martienne lors des tempêtes de poussière globales a été observée lors des deux derniers événements de MY 28 ([Fedorova et al., 2018](#)) et MY 34 ([Neary et al., 2019](#); [Fedorova et al., 2020](#)).

3.2.5 Taille des cristaux de glace d'eau dans les nuages

Sur l'ensemble du jeu de données utilisé, on observe en moyenne une diminution de la taille des cristaux de glace d'eau avec l'altitude (cf. [figure 3.8](#)), en accord avec ce qui a pu être constaté dans les études précédentes ([Clancy et al., 2019](#)) ainsi que dans celles menées simultanément avec d'autres instruments de TGO ([Luginin et al., 2020](#); [Liuzzi et al., 2020](#)). Cette tendance globale est également visible dans la majorité des profils eux-mêmes comme on peut le voir sur la [figure 3.7](#) : pour un nuage donné, on observe effectivement que la taille des cristaux de glace d'eau diminue quand l'altitude augmente, et ce, quelle que soit l'altitude moyenne du nuage considéré. Bien que des tendances globales saisonnières puissent participer au comportement observé des nuages, la tempête de poussière planétaire à l'œuvre au moment de nos observations influe également de façon notable sur la taille des cristaux de glace d'eau composant les nuages, comme on peut le voir sur la [figure 3.9](#). En effet, l'altitude moyenne des nuages augmentant, la taille de leurs cristaux de glace d'eau diminue significativement durant la tempête : la valeur médiane de leur rayon efficace r_{eff} passant de $0,28 \mu\text{m}$ avant la tempête à $\leq 0,1 \mu\text{m}$ pendant. Le

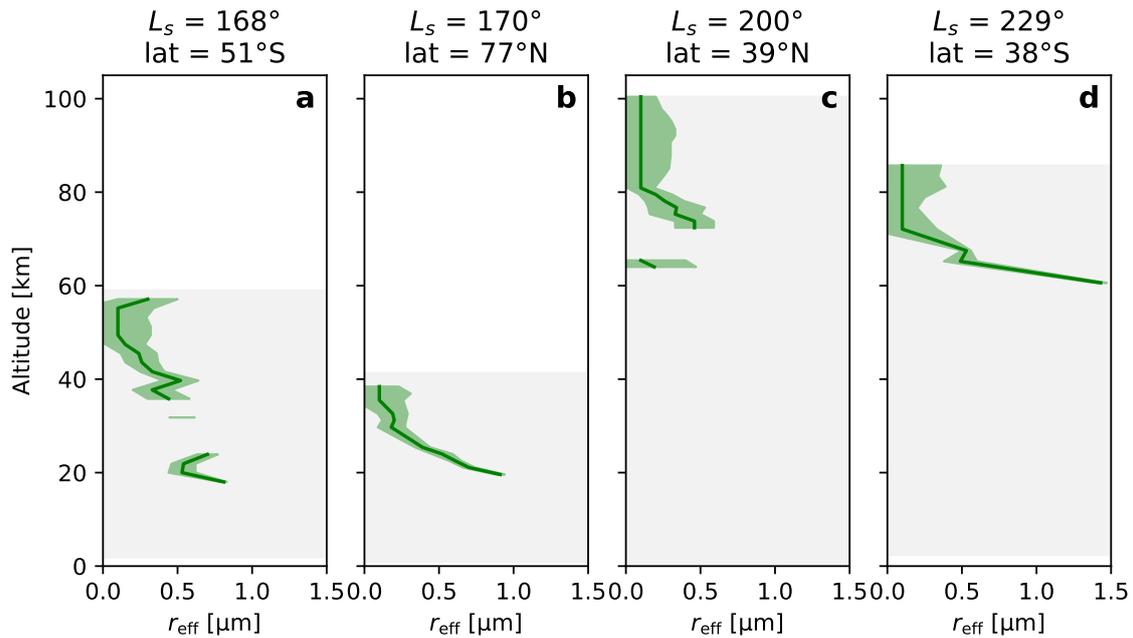


FIG. 3.7 : Exemples de profils verticaux typiques de la taille des cristaux dans des nuages de glace d'eau martiens observés avant (a, b) et après (c, d) la tempête de poussière planétaire de 2018 (MY 34). Pour chaque panneau, l'enveloppe verte représente les incertitudes sur la valeur du r_{eff} , et la zone grisée correspond à la gamme d'altitudes sondées par ACS-MIR sous la koniorpause. On observe que la taille des cristaux de glace d'eau des nuages diminue lorsque l'altitude augmente, quelle que soit l'altitude moyenne du nuage considéré. La tempête de poussière globale est caractérisée par une élévation des altitudes de la distribution en taille des cristaux de glace d'eau (des cristaux de taille similaire sont observés ~ 30 km plus haut; voir le profil (c) comparé aux profils (a) et (b), ainsi que la [figure 3.8](#)), accompagnée d'une raréfaction des cristaux de taille comprise entre 0,5 et 1 μm (cf. [figure 3.9](#)). Toutefois, certains profils acquis durant la tempête de poussière présentent des couches principalement composées de gros grains de glace d'eau ($r_{\text{eff}} > 1 \mu\text{m}$) comme cela est le cas à 60 km dans le profil (d).

caractère étroit de la distribution en taille des cristaux de glace d'eau atmosphériques durant la tempête, avec une forte concentration de grains à $r_{\text{eff}} \leq 0,2 \mu\text{m}$, est typique des nuages mésosphériques martiens (cf. [Clancy et al., 2019](#), figure 12); ce qui est cohérent avec la gamme d'altitudes auxquelles l'essentiel des nuages est observé durant la tempête.

Toutefois, un autre phénomène est également observé pendant la tempête de poussière globale : si la taille moyenne des cristaux de glace diminue avec l'augmentation globale de l'altitude des nuages, on observe que dans le même temps la distribution de la taille des cristaux en fonction de l'altitude subit un décalage vers des altitudes plus élevées (cf. [figure 3.8](#)). Ainsi, pour une taille donnée, les cristaux de glace d'eau sont en moyenne observés plus haut dans l'atmosphère durant la tempête. Une tendance similaire a également pu être observée lors d'années sans tempête planétaire comme conséquence d'une évolution saisonnière des nuages : [Clancy et al. \(2019\)](#) rapporte en effet, pour des gammes de taille de grains données, une augmentation de l'altitude d'observation des cristaux de glace d'eau pendant la saison du périhélie martien ($L_s = 180^\circ - 340^\circ$).

Par ailleurs, on observe également l'apparition d'une petite population de gros cristaux de glace d'eau ($r_{\text{eff}} \geq 1,5 \mu\text{m}$) dans les nuages à des altitudes étonnamment élevées (entre 55 et 64 km) au regard des observations et études précédentes, de telles tailles n'étant pas observées au-delà de 40–50 km par

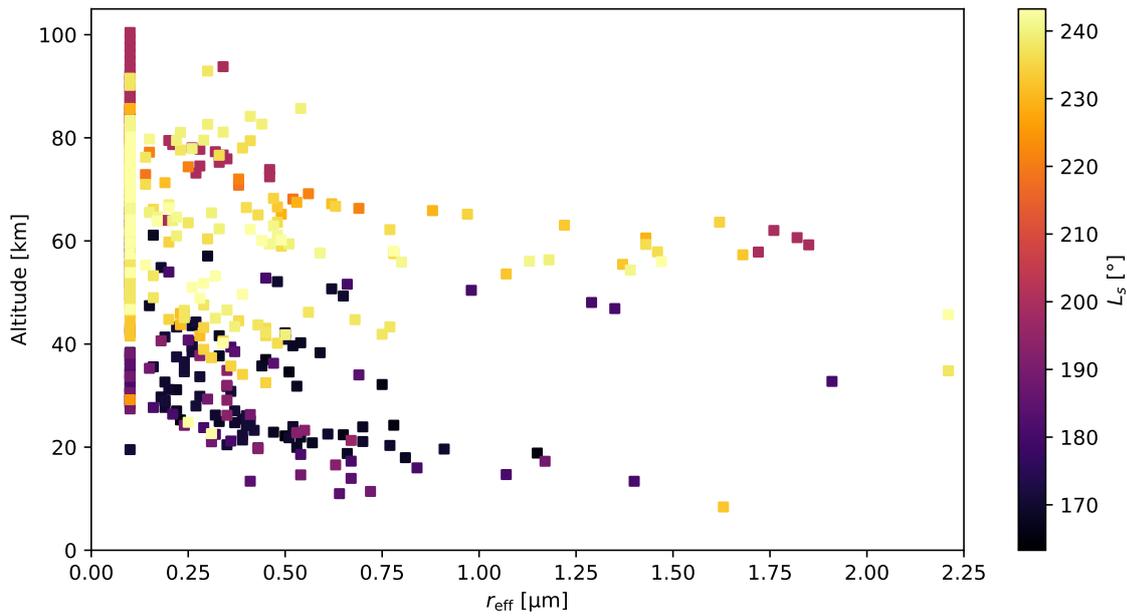


FIG. 3.8 : Distribution de la taille des cristaux de glace d'eau atmosphériques en fonction de leur altitude et longitude solaire d'observation. Durant la tempête de poussière ($L_s \geq 200^\circ$), l'altitude des nuages de glace d'eau augmente, et ceux-ci sont alors essentiellement composés de cristaux de glace plus petits qu'avant la tempête (voir aussi la [figure 3.9](#)).

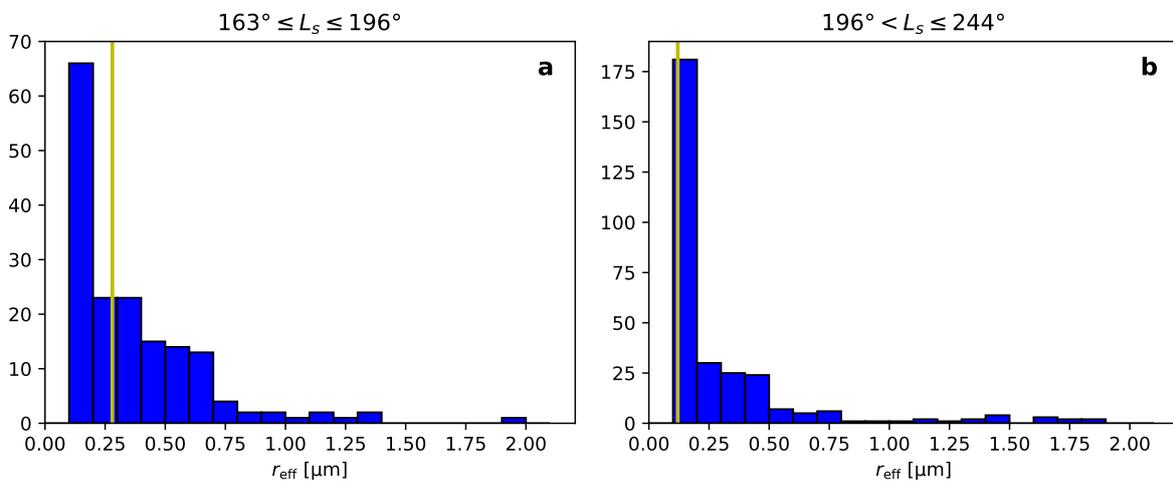


FIG. 3.9 : Distribution de la taille des cristaux de glace d'eau des nuages identifiés dans nos observations ACS-MIR (a) avant et (b) pendant la tempête de poussière planétaire de l'été 2018 (MY 34). Les lignes jaunes représentent la taille médiane des cristaux pour chaque distribution, respectivement $0,28 \mu\text{m}$ (a) et $0,1 \mu\text{m}$ (b).

Durant la tempête, on observe une diminution de la proportion relative des cristaux de glace d'eau de taille comprise entre $0,5$ et $1 \mu\text{m}$, avec une fort pic de détections à $0,1 \mu\text{m}$. Cependant, les hypothèses de notre modèle ne nous permettant pas de distinguer les tailles des cristaux plus petits que $0,1 \mu\text{m}$ (cf. [sous-section 2.4.2](#)), il est plus juste de considérer que la valeur médiane de r_{eff} pendant la tempête est $\leq 0,1 \mu\text{m}$, étant donné que plus de la moitié de nos résultats correspondent à cette borne inférieure des tailles du modèle.

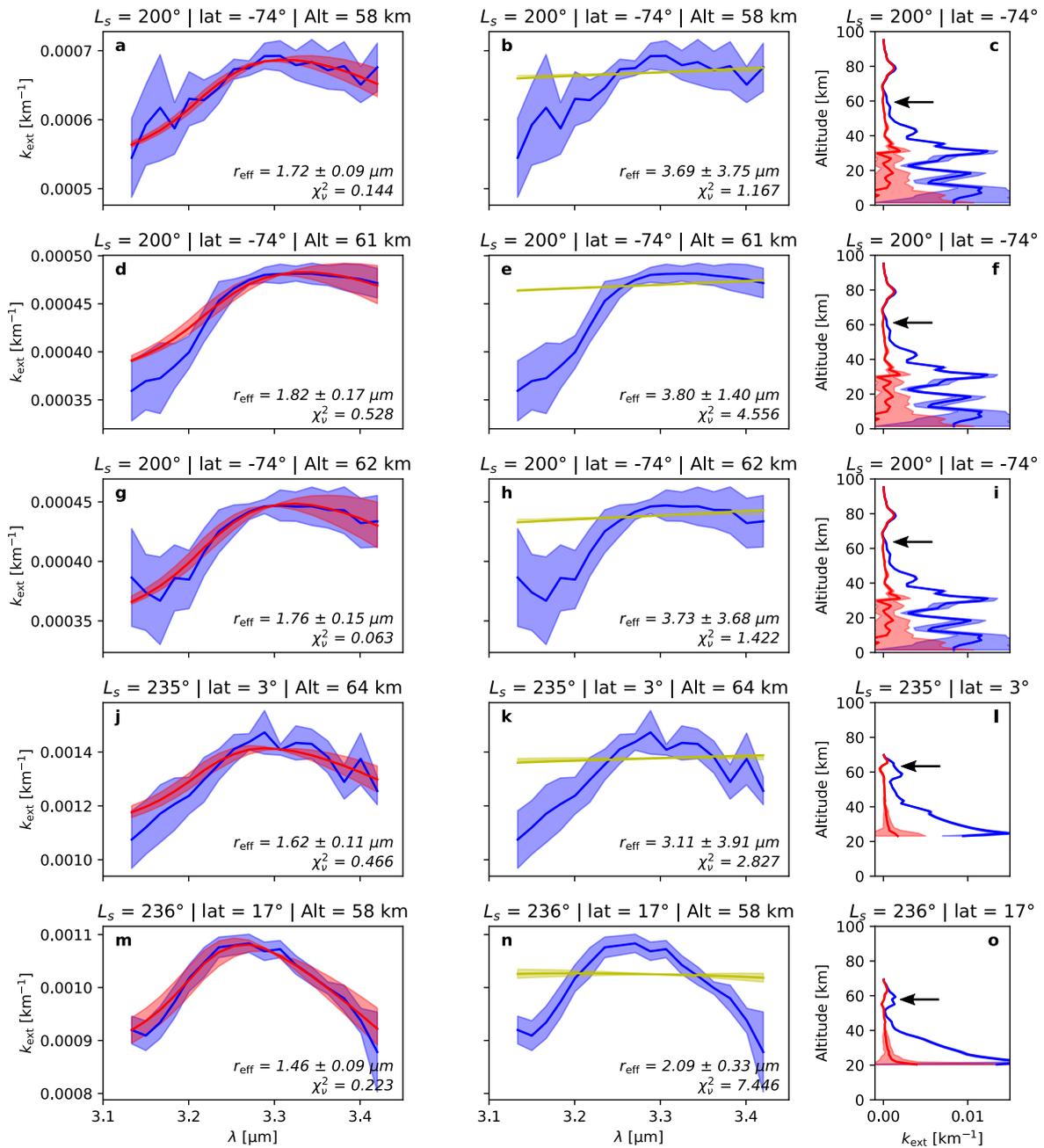


FIG. 3.10 : Observations de gros cristaux de glace d'eau ($r_{\text{eff}} \geq 1,5 \mu\text{m}$) durant la tempête de poussière globale de l'année MY 34. Les deux premières colonnes montrent les résultats de l'algorithme d'ajustement de modèles de glace d'eau (a, d, g, j, m) et de poussière (b, e, h, k, n). La zone bleue représente le spectre ACS-MIR avec les incertitudes, et les lignes rouges et jaunes représentent respectivement les meilleurs ajustements obtenus avec les modèles de glace d'eau (rouge) et de poussière (jaune). Les zones ombrées correspondent à l'intervalle entre les spectres associés aux modèles pour les r_{eff} dans la gamme d'incertitudes. Les panneaux (c, f, s, l, o) montrent pour chaque observation (ligne) le profil vertical de k_{ext} associé (en bleu le coefficient d'extinction à $3,2 \mu\text{m}$ et en rouge la différence entre le coefficient d'extinction à $3,2 \mu\text{m}$ et celui à $3,4 \mu\text{m}$, voir figure 2.8). Les flèches noires indiquent l'altitude des spectres extraits et affichés dans les panneaux associés. On peut voir sur cette figure que ces détections de gros cristaux sont robustes, les modèles de poussière seule n'étant pas à même, au contraire de ceux de glace d'eau, de reproduire les spectres observés par ACS-MIR, en particulier la remontée de l'extinction avec la longueur d'onde.

Guzewich & Smith (2019) par exemple. Comme on peut le voir sur la [figure 3.10](#), l'identification de ces cristaux de glace d'eau est robuste : les modèles de poussière ne sont pas à même de reproduire les variations spectrales de l'extinction k_{ext} de ces couches atmosphériques, contrairement aux modèles de glace d'eau. Il faut toutefois garder à l'esprit que notre compréhension actuelle de la réponse spectrale de la poussière martienne n'est pas parfaite et requiert encore d'être améliorée, en particulier pour ce qui concerne son hydratation et donc la région spectrale autour de $3 \mu\text{m}$. L'amélioration de ces modèles de poussière est d'ailleurs un des projets de recherche actuel de Mike Wolff, co-auteur de l'étude, qui a généré les modèles utilisés ici et présentés en [sous-section 2.4.2](#). Cependant, bien que prenant en compte les dernières mises à jour des propriétés optiques de la poussière martienne, les modèles de poussière ne permettent pas de reproduire la bosse spectrale associée à une augmentation de l'extinction entre $3,1$ et $\sim 3,3 \mu\text{m}$ observée en [figure 3.10](#), contrairement à ceux de cristaux de glace d'eau (cf. [figure 2.11](#)). On notera que ces gros cristaux sont détectés sous des couches atmosphériques composées de plus petits cristaux de glace d'eau (cf. troisième colonne de la [figure 3.10](#)), en accord avec la tendance globale de la taille des cristaux avec l'altitude identifiée précédemment. Mais si la présence de telles particules peut ainsi être établie avec certitude, la question de leur origine demeure. En effet, même si on s'attend à ce que les turbulences engendrées par les tempêtes de poussière (en particulier de cette ampleur) permettent l'élévation dans l'atmosphère de particules de taille plus importante que d'ordinaire, le mécanisme exact par lequel ces nuages composés de gros cristaux de glace d'eau sont formés ou transportés à de si hautes altitudes reste à investiguer. Notons également que les propriétés des noyaux de condensation peuvent, en sus de la turbulence atmosphérique, jouer un rôle dans l'origine de ces nuages (Gooding, 1986; Michelangeli et al., 1993; Montmessin et al., 2004; Hartwick et al., 2019). Une possibilité est que lesdits gros cristaux ne soient pas principalement composés de glace d'eau, mais possèderaient un cœur de poussière lui-même relativement imposant. De grosses particules de poussière en suspension dans l'atmosphère (jusqu'à plus de $7 \mu\text{m}$), pouvant donc jouer ce rôle de noyau de condensation pour la glace d'eau, ont d'ailleurs été observées pendant la tempête par le rover Curiosity (Lemmon et al., 2019). Bien entendu, ces observations réalisées depuis la surface ne font pas spécifiquement état de telles particules aux altitudes qui nous intéressent ici, mais Clancy et al. (2010) a observé que durant une précédente tempête de poussière globale en 2001 (MY 25), de grosses particules de poussière pouvaient être élevées à de hautes altitudes, avec notamment des particules de taille comprise entre 1 et $2 \mu\text{m}$ présente jusqu'à 65 km .

3.2.6 Conclusion sur les effets de la tempête sur les nuages de glace d'eau

Dans cette partie, nous avons présenté les résultats de l'étude menée sur l'analyse des nuages de glace d'eau martiens à l'aide d'observation infrarouges réalisées en occultation solaire (SO) par l'instrument ACS-MIR avant et pendant la tempête de poussière globale de l'été 2018 (MY 34). L'utilisation pour la première fois de cette nouvelle géométrie d'observation dans l'infrarouge moyen nous permet d'étudier la bande d'absorption de la glace d'eau atmosphérique à $3 \mu\text{m}$, et ainsi de contraindre la taille des cristaux de glace d'eau détectés dans l'atmosphère. La forme de l'absorption à $3 \mu\text{m}$ étant en effet très sensible à la taille des particules, cela, combiné à la haute résolution d'ACS-MIR, nous permet d'obtenir des contraintes sur la taille des cristaux des nuages dont le rayon efficace r_{eff} est inférieur à $2 \mu\text{m}$. De plus, la couverture temporelle du jeu de données utilisé ici (de $L_s = 165^\circ$ à $L_s = 243^\circ$), offre une opportunité unique d'observer l'impact d'une tempête de poussière d'ampleur planétaire sur la distribution et la composition des nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne.

Les principaux résultats de l'étude sont résumés ci-dessous :

1. À partir du jeu de données d'occultations solaires dans l'infrarouge fourni par ACS-MIR, nous avons développé une méthode permettant d'identifier la présence de nuages de glace d'eau composés de cristaux de taille inférieure à $2 \mu\text{m}$, de mesurer leur extinction, et de déterminer la taille des cristaux.

2. Nous avons extrait des profils verticaux de l'opacité à $3\ \mu\text{m}$ de nuages de glace d'eau et de la taille moyenne de leurs cristaux avant et pendant la tempête de poussière de MY 34 (entre $L_s = 165^\circ$ et $L_s = 243^\circ$).
3. La présence de nuages de glace d'eau est détectée dans la majorité des profils obtenus tout autour de la planète, mis à part au début de la tempête de poussière. En effet, 80 % de nos profils présentent au moins une détection de glace d'eau (*i.e.*, présence de cristaux de glace d'eau dans au moins une des couches atmosphériques sondées), bien que la moitié des non-détections ont eu lieu au moment de l'émergence de la tempête planétaire.
4. On détecte la présence d'aérosols jusqu'à très haute altitude pendant la tempête de poussière planétaire, en particulier pour des L_s proches du début de la tempête, avec l'identification de nuages de glace d'eau au-delà de 90 km et même jusqu'à 100 km pour les profils les plus extrêmes. Cela suggère donc que la tempête de poussière planétaire a pu élever de 10 à 20 km l'altitude maximale des aérosols et des nuages par rapport aux valeurs typiques hors tempête.
5. On observe une tendance générale de décroissance de la taille des cristaux de glace d'eau avec l'augmentation de l'altitude sur l'ensemble du jeu de données ; mais également individuellement pour chaque profil acquis, avec des tailles de 1 à $2\ \mu\text{m}$ pour les cristaux en bas des nuages contre moins de $0,2\ \mu\text{m}$ à leurs sommets.
6. On note une diminution de la taille moyenne des cristaux de glace d'eau atmosphériques pendant la tempête, avec un rayon efficace r_{eff} médian de $0,3\ \mu\text{m}$ avant la tempête devenant $\leq 0,1\ \mu\text{m}$ pendant. Ceci est relié à l'augmentation de l'altitude moyenne des nuages pendant la tempête, avec une plus grande proportion de nuages composés de plus petits cristaux de glace d'eau.
7. Enfin, on observe la présence de gros cristaux de glace d'eau ($r_{\text{eff}} \sim 1,5\text{--}2\ \mu\text{m}$) à des altitudes étonnamment élevées pendant la tempête (entre 50 et 70 km).

Pour conclure, cette étude de cas centrée sur la tempête de poussière planétaire de MY 34 a permis de révéler l'impact de cette dernière sur la distribution des nuages de glace d'eau martiens, se traduisant notamment par l'augmentation du nombre de détections de nuages à très hautes altitudes, allant jusqu'à 90 km voire au-delà ; ainsi que par la présence inattendue de nuages composés de cristaux de rayon supérieure à $1,5\ \mu\text{m}$ jusqu'à 65 km d'altitude.

3.3 Étude des nuages de glace d'eau sur une année martienne

Notre méthode d'identification et de caractérisation des nuages de glace à l'aide des données ACS-MIR acquises dans la position 12 de l'instrument ayant fait preuve de ses capacités pour l'étude de la tempête de poussière planétaire de MY 34 présentée en section précédente, nous avons généralisé son utilisation en l'appliquant sur l'ensemble des données ACS-MIR acquises en position 12 entre le 27 avril 2018 et le 3 mars 2021. Après filtrage des données (cf. [sous-section 2.2.2](#)), cela représente 325 observations étalées entre $L_s = 166^\circ$ (MY 34) et $L_s = 19^\circ$ (MY 36), soit environ une année martienne et demie de données, incluant la période de la tempête de poussière de l'année MY 34 (de $L_s \sim 200^\circ$ à $L_s \sim 250^\circ$). On constate cependant sur la [figure 3.11](#) une quasi-absence d'observations entre $L_s = 355^\circ$ (MY 34) et $L_s = 120^\circ$ (MY 35) dans notre jeu de données. Cet intervalle correspond à la période durant laquelle les données ont été réalisées en mode de « données partielles » (*i.e.*, avec seulement 40 % de l'intervalle spectral couvert, et centré autour de $3,3\ \mu\text{m}$ pour la position 12 ; cf. [sous-section 2.1.2](#)) en raison la limitation du flux de données pouvant être renvoyé vers la Terre par TGO. En effet, la quantité de données pouvant être échangées entre la Terre et les instruments dépend de la distance entre les planètes Terre et Mars ; plus cette dernière est importante, plus la communication sera limitée voire impossible pendant la période d'occultation durant laquelle le Soleil se retrouve entre les deux planètes.

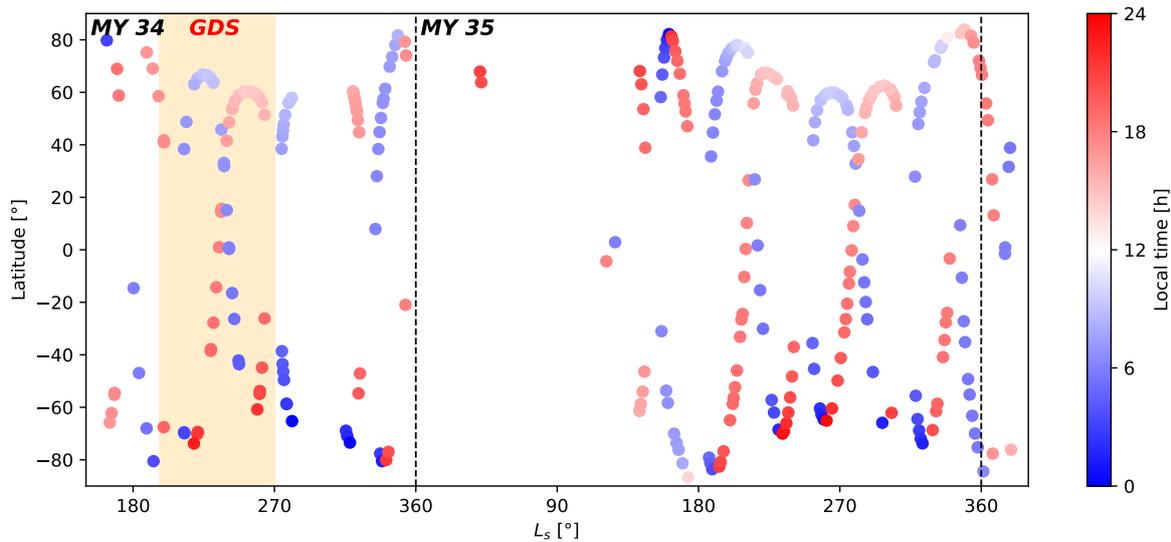


FIG. 3.11 : Distribution spatiale (en latitude) et temporelle (L_s en abscisses, et heure locale en échelle de couleur) des observations ACS-MIR en position 12 utilisées dans la [section 3.3](#). La période de la tempête de poussière planétaire de MY 34 (étudiée en détail en [section 3.2](#)) est indiquée par la zone orangée.

Avec une telle couverture à la fois spatiale (les latitudes entre 80°S et 80°N pouvant être balayées en $\sim 20^\circ$ de L_s) et temporelle (plus d'une année martienne d'observations, permettant de réaliser des comparaisons inter-annuelles), le jeu de données acquis par ACS-MIR depuis le début de sa campagne d'opérations scientifiques en avril 2018 s'avère d'une incroyable richesse. Il nous permet d'une part de suivre l'évolution de la distribution verticale des cristaux de glace d'eau dans l'atmosphère en fonction la latitude d'observation, mais également d'étudier les variations saisonnières de ces nuages. En outre, les observations réalisées autour du périhélie de l'année MY 35 nous permettront de comparer les mesures effectuées durant la tempête planétaire de MY 34 avec la même période pour une année classique.

3.3.1 Variations saisonnières

Dans un premier temps, nous nous intéressons aux évolutions saisonnières des nuages de glace d'eau entre $L_s = 140^\circ$ (MY 35) et $L_s = 30^\circ$ (MY 36), ce qui correspond à la période après la reprise des observations en MY 35 (cf. [figure 3.11](#)). Afin de décorréliser ces effets de la dépendance latitudinale des nuages qui sera discutée dans la suite (cf. [sous-section 3.3.2](#)), on applique un filtrage en latitude sur les données (cf. [figure 3.12](#)).

Tout d'abord, comme cela a été noté avec le premier jeu de données utilisé (cf. [sous-section 3.2.5](#)) et par de précédentes études ([Clancy et al., 2019](#)), on observe une diminution de la taille des cristaux de glace d'eau avec l'altitude, tant d'un point de vue global qu'au sein d'un nuage donné (cf. [figures 3.12, 3.14 & 3.15](#)). Cela a également été observé par les autres canaux d'ACS, TIRVIM et NIR ([Luginin et al., 2020](#)), et apparaît ainsi comme une caractéristique majeure des nuages de glace d'eau. Par ailleurs, les nuages détectés constituent généralement les plus hautes couches de particules présentes dans l'atmosphère (*i.e.*, le haut des profils), recouvrant ainsi les autres couches composées d'autres types de particules (poussière ou gros cristaux de glace d'eau) possiblement présentes dans l'atmosphère ([Smith et al., 2013](#)).

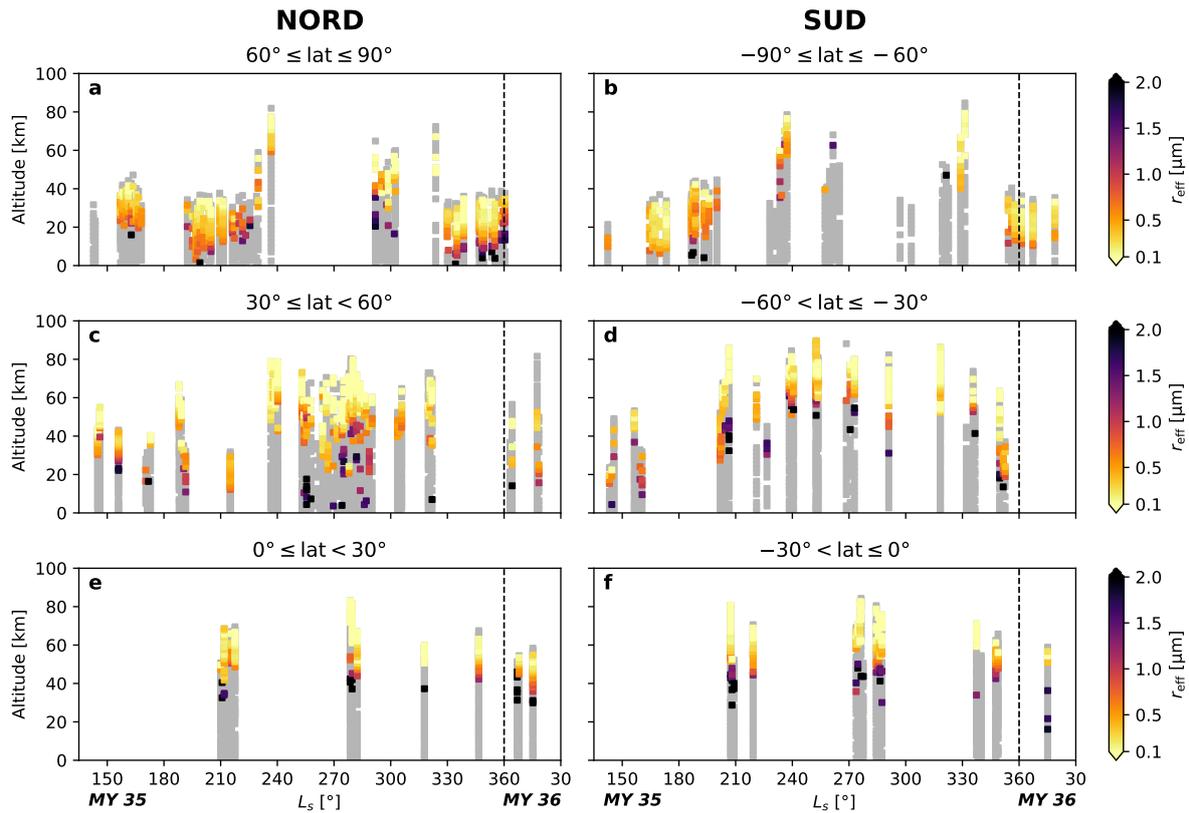


FIG. 3.12 : Profils verticaux des nuages de glace d'eau dans l'atmosphère martienne observés par ACS-MIR sur l'année MY 35 (et le début de MY 36), avec la taille de leurs cristaux déterminée par la méthode des ajustements présentée en section 2.4. Afin de mettre en évidence les variations saisonnières des nuages en s'affranchissant de leur dépendance en latitude, chaque panneau représente ici les profils regroupés par pas de 30° selon la latitude d'observation. On observe que si l'altitude des nuages demeure stable au cours du temps autour de l'équateur (panneaux e & f), une oscillation apparaît au-delà des tropiques avec, autour du périhélie, une augmentation de l'altitude des nuages dans l'hémisphère Sud (panneaux b & d) tandis que celle-ci diminue dans l'hémisphère Nord (panneaux a & c). On notera toutefois une brutale augmentation de l'altitude du sommet de la couche d'aérosols et des nuages au-delà de 30°N (panneaux a & c) entre $L_s \sim 240^\circ$ et $L_s \sim 330^\circ$, probablement associée à une tempête de poussière locale/régionale.

On constate également sur la figure 3.12 que si l'altitude moyenne des nuages ainsi que l'altitude maximale des aérosols fluctuent au fil des saisons (Jaquin et al., 1986; Forget et al., 1999; Montmessin et al., 2006b; Heavens et al., 2011b; Määttänen et al., 2013; Smith et al., 2013), les variations observées diffèrent en fonction des latitudes considérées. En effet, dans les régions équatoriales ($30^\circ\text{S} < \text{lat} < 30^\circ\text{N}$), on observe la présence de cristaux de glace d'eau jusqu'à 83 km autour du périhélie ($L_s \sim 270^\circ$), tandis que le sommet des nuages ne dépasse pas 60 km pour $L_s \sim 10^\circ$. Par ailleurs, entre 30°S et 60°S (panneau d), on constate une augmentation de l'altitude moyenne des nuages qui passe de 30 km à $L_s \sim 150^\circ$, à 75 km à l'approche du périhélie (*i.e.*, pendant l'été de l'hémisphère Sud), suivie d'une diminution à partir de $L_s \sim 330^\circ$ pour revenir à une altitude moyenne d'environ 30 km à $L_s = 350^\circ$. Et à l'inverse, dans l'hémisphère Nord, entre 30°N et 60°N (panneau c), la tendance semble être à la diminution de l'altitude des nuages à l'approche de l'hiver et à son élévation avec l'arrivée du printemps; l'altitude moyenne des cristaux de glace d'eau passant de 40 à 20 km entre $L_s = 145^\circ$ et $L_s = 215^\circ$, et de 20 à 25 km entre $L_s = 330^\circ$ et $L_s = 360^\circ$. Ces deux dernières tendances se poursuivent ensuite dans les régions plus

polaires des deux hémisphères mais avec des altitudes inférieures pour les nuages : en deçà de 60°S, l'altitude moyenne des nuages passe ainsi de 20 à 65 km entre $L_s = 160^\circ$ et $L_s = 240^\circ$ pour revenir à 20 km à partir de $L_s = 355^\circ$; tandis qu'au-delà de 60°N, cette altitude moyenne passe de 30 à 20 km entre $L_s = 160^\circ$ et $L_s = 220^\circ$.

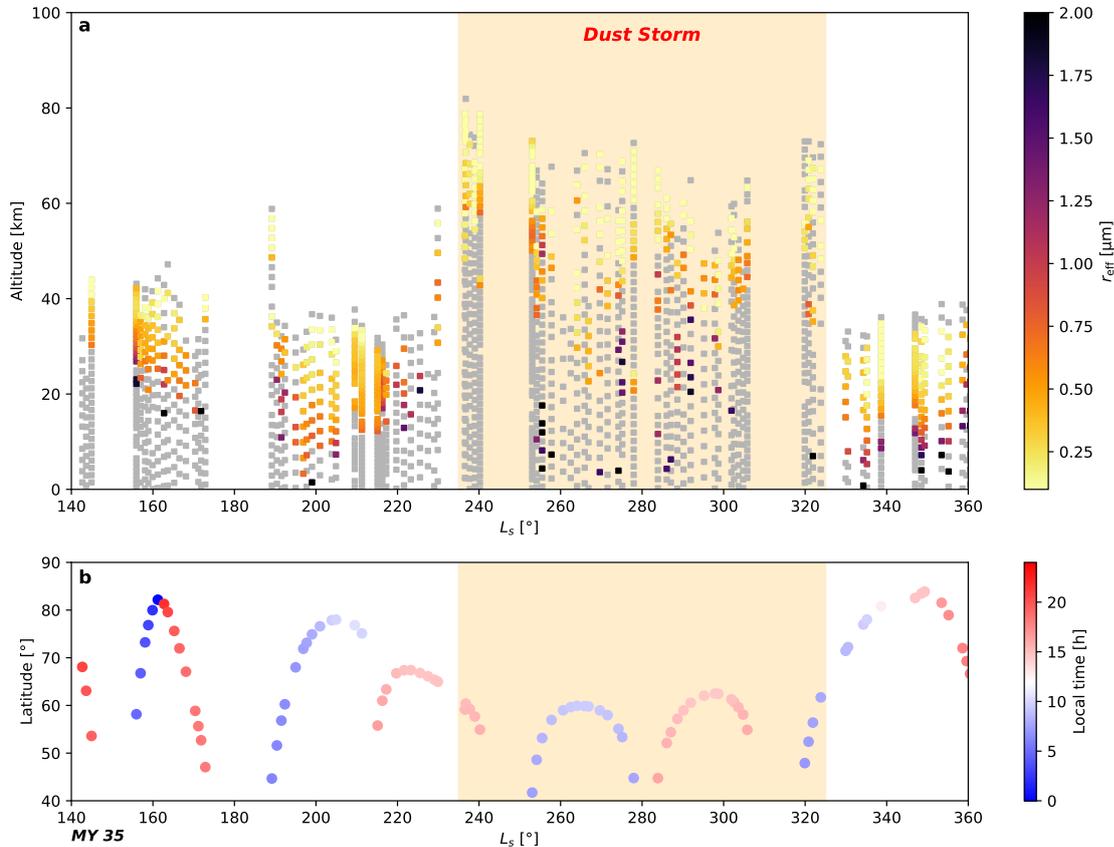


FIG. 3.13 : Profils verticaux des nuages de glace d'eau observés par ACS-MIR entre $L_s = 140^\circ$ et $L_s = 360^\circ$ durant l'année MY 35, pour des latitudes supérieures à 40° (a). Les latitudes et heures locales des observations sont indiquées dans le panneau (b).

Observation d'une tempête de poussière locale

En sus de ces évolutions progressives des altitudes de la coniorpause et des nuages de glace d'eau avec le L_s , on observe dans l'hémisphère Nord (pour des latitudes supérieures à 30°N; panneaux a & b de la figure 3.12) une soudaine augmentation de ces deux altitudes entre $L_s = 236^\circ$ et $L_s = 323^\circ$, indiquant la présence d'une tempête de poussière localisée dans cette région du globe. En effet, comme on peut le voir sur la figure 3.13, de $L_s = 225^\circ$ à $L_s = 240^\circ$, l'altitude maximale des aérosols passe de 35 à 80 km et l'altitude moyenne des nuages de 25 à 70 km, soit une augmentation de 40 km de ces altitudes alors que la latitude des observations ne varie que de 5° (passant de 65°N à 60°N). Les nuages demeurent dans ces hautes couches de l'atmosphère (avec des cristaux de glace d'eau observés jusqu'à 80 km) jusqu'à $L_s \sim 325^\circ$, bien que l'on puisse observer une diminution progressive de l'altitude maximale des nuages au cours de la tempête; passant de 80 km à 65 km entre $L_s = 235^\circ$ et $L_s = 305^\circ$, tandis que les latitudes sondées oscillent entre 41°N et 63°N. Enfin, l'altitude maximale des nuages (et des aérosols en général) diminue brutalement dans nos observations entre $L_s = 323^\circ$ et $L_s = 329^\circ$, passant de 67 à 28 km. Cependant, 10° de latitude séparant ces observations (61,5°N pour $L_s = 323^\circ$; et 71,5°N pour $L_s = 329^\circ$, soit plus au nord que les observations acquises durant la tempête),

il n'est pas possible de conclure précisément sur la date de fin de la tempête ; d'autant plus que nous avons vu en [sous-section 3.2.4](#) que la limite Nord de la tempête de poussière planétaire de MY 34 était très abrupte et se situait sous des latitudes semblables.

Au niveau de la temporalité de cette tempête, on constate qu'elle survient vers la fin de la « saison des tempêtes », soit plus tardivement que la tempête planétaire de l'été 2018 et étudiée dans la [section 3.2](#), qui a elle débuté autour de $L_s = 185^\circ$ (Kass et al., 2019 ; Sánchez-Lavega et al., 2019 ; Guzewich et al., 2019, 2020) ; ce qui illustre bien la diversité des tempêtes de poussière martiennes, et la nécessité d'observer le plus grand nombre possible de ces événements. On observe également que cette tempête ne propulse pas les nuages à d'aussi hautes altitudes que la tempête planétaire de MY 34 (80 km vs 100 km), et que les cristaux de glace d'eau de rayon supérieur à $1,5 \mu\text{m}$ sont ici absents des couches atmosphériques d'altitude supérieure à 40 km, contrairement à ce qui a pu être observé en 2018 avec des détections de gros cristaux de glace d'eau entre 50 et 65 km durant la tempête planétaire.

3.3.2 Variations latitudinales

Comme mentionné précédemment et observé dans de précédentes études (Jaquin et al., 1986 ; Forget et al., 1999 ; Montmessin et al., 2006b ; Heavens et al., 2011b ; Smith et al., 2013) la structure verticale des aérosols martiens varie selon la latitude. Afin d'isoler cet effet latitudinal des évolutions saisonnières discutées en [sous-section 3.3.1](#), la [figure 3.14](#) présente les profils verticaux montrant la taille des cristaux de glace d'eau dans les nuages, déterminés à partir des observations ACS-MIR, pour différentes gammes de L_s (entre 30 et 60 degrés de L_s selon les panneaux). Si l'ensemble des latitudes n'est pas couvert pour chaque panneau, on peut observer nettement sur les panneaux b & f que l'altitude des nuages de glace d'eau, et plus généralement des aérosols dans leur ensemble, s'élève en se rapprochant de l'équateur ; ce qui résulte en une distribution en forme de cloche des nuages par rapport à la latitude. En effet, on observe sur les panneaux b & f des [figures 3.14 & 3.15](#) que si les cristaux de glace d'eau de rayon $r_{\text{eff}} \leq 1 \mu\text{m}$ se situent entre 10 et 40 km dans les régions polaires ($> 70^\circ\text{N}$ ou $< 70^\circ\text{S}$), on les retrouve plutôt entre 40 et 70 km autour de l'équateur, certains pouvant alors s'étendre jusqu'à près de 90 km d'altitude.

Autre point notable, au niveau de la taille des cristaux de glace d'eau composant les nuages détectés dans nos observations ACS-MIR : on constate que pour une taille de grain donnée, on retrouve toujours la distribution en cloche observée pour les nuages pris dans leur ensemble. Il n'y a donc pas de relation bijective entre la taille d'un cristal de glace d'eau et son altitude dans l'atmosphère ; d'autres paramètres entrent en jeu, notamment la latitude du nuage. Cela est cohérent avec la diminution de la hauteur d'échelle⁴ de l'atmosphère vers les hautes latitudes où la température est plus faible ; les nuages suivent alors la même évolution que l'ensemble de l'atmosphère en s'affaissant avec l'augmentation de la latitude. Toutefois, on constate sur la [figure 3.15](#) que de même qu'on n'observe pas de cristaux de taille $\geq 1,5 \mu\text{m}$ au-delà de 65 km, les cristaux de taille $\leq 0,2 \mu\text{m}$ sont absents des altitudes inférieures à 20 km. De plus, exception faite d'un nuage atypique observé par 35°S de latitude et 252° de L_s (MY 35), on note que seuls des cristaux de rayon $r_{\text{eff}} \leq 0,1 \mu\text{m}$ peuplent les altitudes supérieures à 80 km. Ainsi, on peut identifier avec la [figure 3.15](#) la gamme d'altitudes peuplée par les cristaux de glace d'eau pour une taille donnée.

S'agissant des plus gros cristaux de glace d'eau ($r_{\text{eff}} \leq 1,5 \mu\text{m}$), ils occupent naturellement les couches inférieures des nuages, et sont observés jusqu'à 55 km d'altitude autour de 30°S . De telles particules ne sont toutefois pas présentes dans tous les profils pour lesquels un nuage a pu être identifié. Les nuages de glace d'eau à gros cristaux sont donc plus sporadiques dans l'atmosphère martienne que les brumes à

⁴La hauteur d'échelle $H = k_B T / mg$ caractérise la décroissance de la pression avec l'altitude dans une atmosphère planétaire : elle correspond à la différence d'altitude entraînant une division de la pression atmosphérique d'un facteur e ($\approx 2,718$). Avec T la température et m la masse moyenne des constituants atmosphériques.

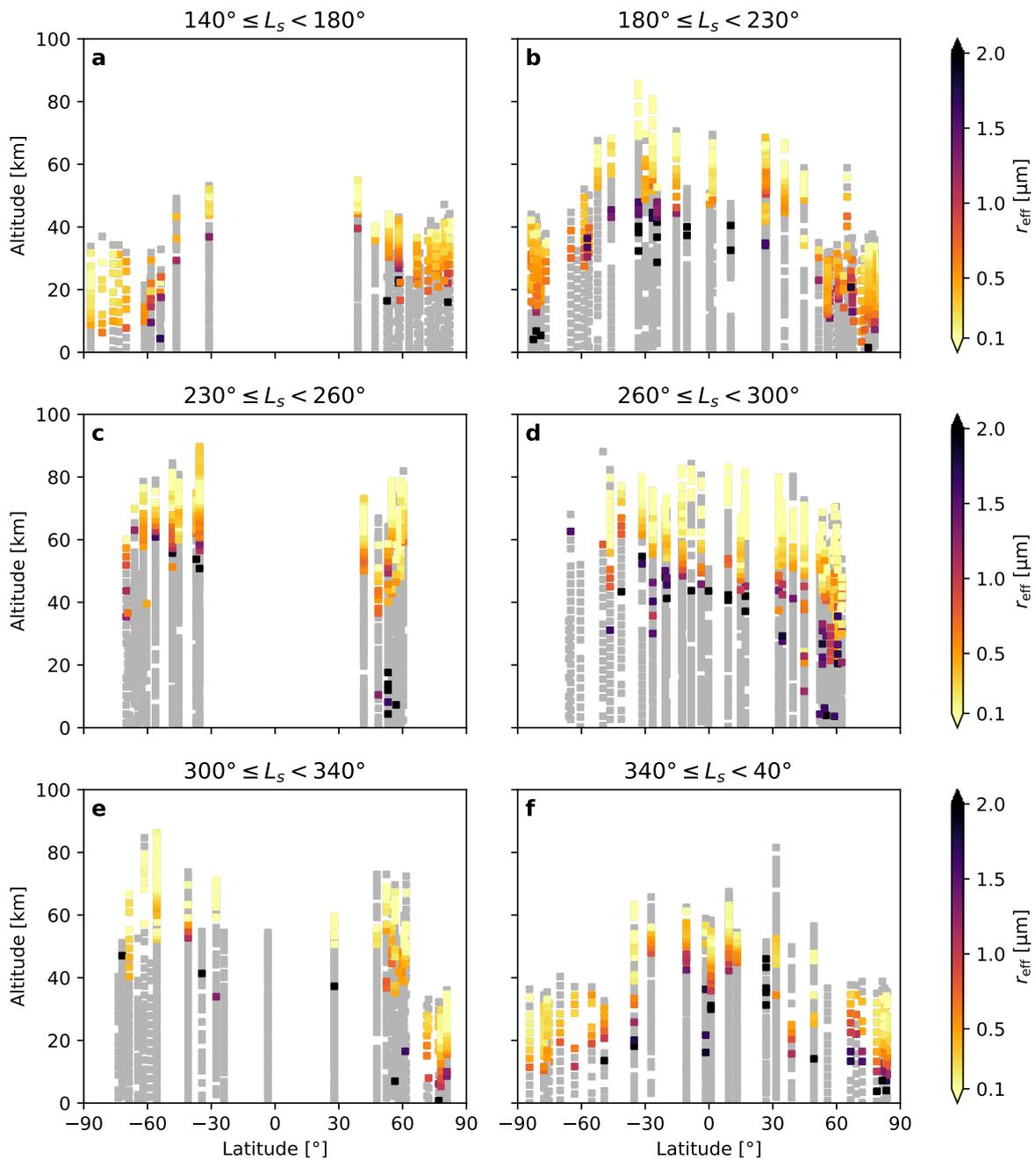


FIG. 3.14 : Profils verticaux de la taille des cristaux des nuages de glace d'eau entre $L_s = 140^\circ$ (MY 35) et $L_s = 40^\circ$ (MY 36) en fonction de la latitude d'observation. Chaque panneau représente les observations acquises sur une gamme de L_s de 30° à 60° afin d'isoler les variations dues à la latitude des évolutions temporelles discutées dans le [sous-section 3.3.1](#). On observe sur les panneaux a, b & f que l'altitude des nuages est plus élevée dans les régions équatoriales ($\sim 40\text{--}70$ km) que dans les régions polaires ($\sim 10\text{--}40$ km), et que cette distribution en cloche se manifeste non seulement pour les nuages en général mais aussi pour les différentes tailles des cristaux de glace d'eau observées. En effet, si les profils verticaux de la taille des cristaux composant les nuages montrent une diminution des rayons mesurés avec l'augmentation de l'altitude (voir aussi [sous-section 3.2.5](#)), on observe pour une altitude donnée une évolution de la taille des cristaux de glace d'eau rencontrés dans les nuages en fonction de la latitude d'observation (voir aussi [figure 3.15](#)).

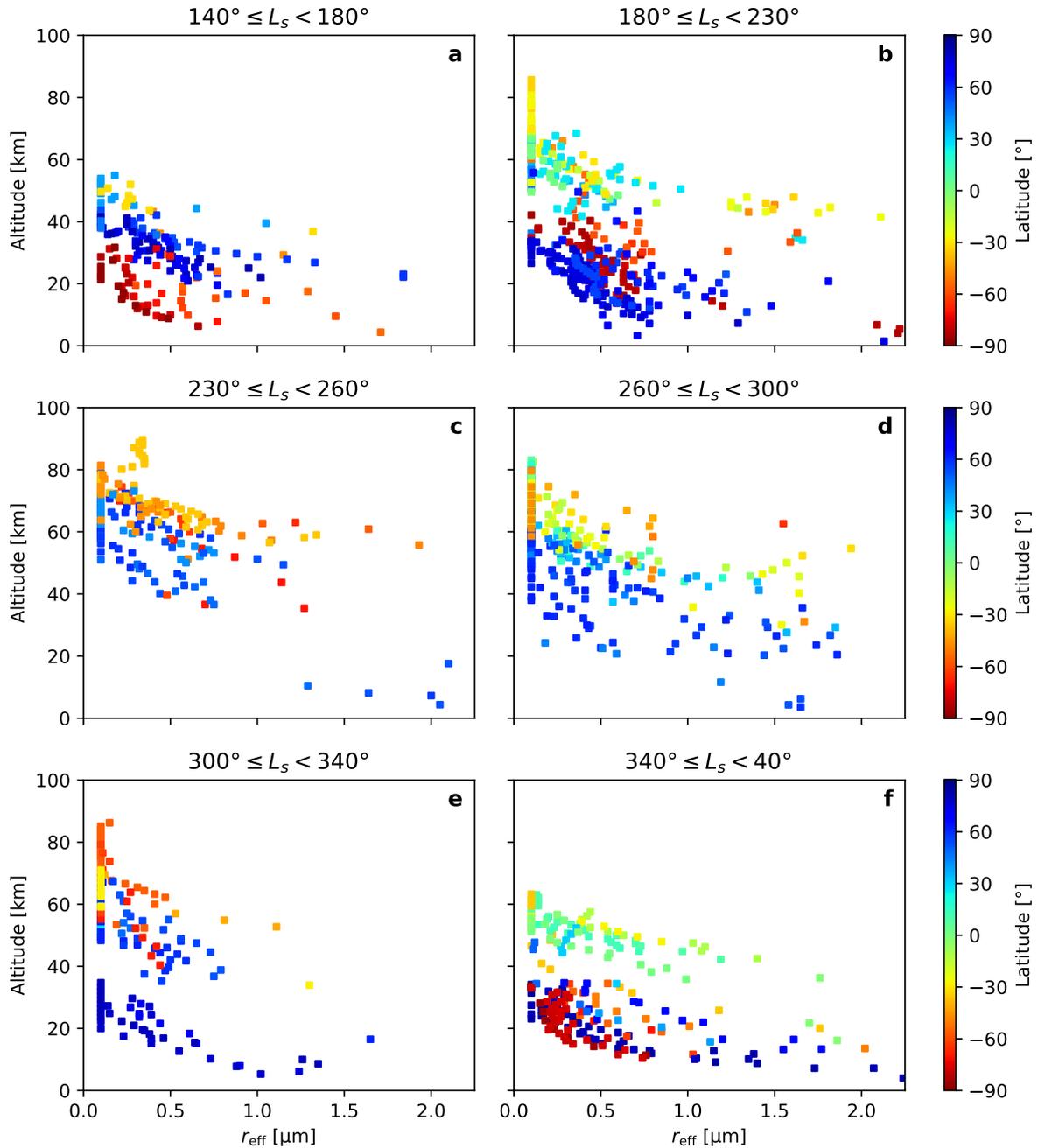


FIG. 3.15 : Distribution de la taille des cristaux de glace d'eau dans les nuages en fonction de leur altitude et latitude d'observation, pour différentes périodes entre $L_s = 140^\circ$ (MY 35) et $L_s = 40^\circ$ (MY 36). On observe que pour une taille donnée, l'altitude à laquelle les cristaux de glace d'eau sont détectés varie en fonction de la latitude du nuage : les altitudes sont plus élevées autour de l'équateur comme cela a pu être remarqué en [figure 3.14](#). Par ailleurs, on constate également que pour une latitude d'observation donnée (*i.e.*, quelques profils de nuages, cf. [figure 3.14](#)) la taille des cristaux de glace d'eau composant les nuages diminue avec l'altitude.

très petites particules qui sont observées au sommet de la majorité des profils. Le caractère localisé ainsi que les altitudes de ces observations de nuages composés de cristaux de taille $\sim 2 \mu\text{m}$ sont en accord avec les résultats obtenus à partir d'observations aux limbes de CRISM présentés dans les figures 10 à 17 de [Smith et al. \(2013\)](#), ce qui nous conforte quant à la validité de ces détections.

Concernant la tempête de poussière locale de l'hémisphère Nord ayant eu lieu en MY 35 (cf. [sous-section 3.3.1](#)), la [figure 3.14d](#) représentant des profils acquis durant cette période nous permet d'observer son effet sur les nuages des hautes latitudes Nord par rapport au reste de la planète. Bien que l'orbite de TGO durant cette période ne nous ait pas permis de sonder les latitudes au-delà de 63°N et 66°S , on constate néanmoins que les altitudes des nuages observés autour de 60°N s'étendent jusqu'à 70 km ; ce qui est certes plus haut que les nuages observés sous ces latitudes avant et après la tempête (panneaux b & f respectivement), mais inférieur aux altitudes $\sim 80 \text{ km}$ atteintes dans le même temps entre 40°S et 20°N par les nuages mésosphériques ([Clancy et al., 2019](#)).

3.3.3 Comparaison avec la tempête de poussière planétaire de 2018

Dans la [section 3.2](#), nous avons étudié l'impact de la tempête de poussière planétaire qui a recouvert Mars durant l'été 2018 (MY 34). Avec l'utilisation du jeu de données étendu, il est cette fois possible de comparer les observations réalisées durant la tempête de poussière planétaire de MY 34 avec celles correspondant à la même période mais sur l'année MY 35, année plus classique, sans tempête de poussière globale sur cette période.

La [figure 3.16](#) présente une juxtaposition des profils obtenus entre $L_s = 190^\circ$ et $L_s = 250^\circ$ pour les années MY 34 (panneaux a & e) et MY 35 (panneaux b & f). Les latitudes des observations sont indiquées dans les panneaux (c, d, g & h), cette information est à prendre en compte pour les comparaisons entre ces deux années étant donné que la latitude d'un nuage impacte significativement ses caractéristiques (cf. [sous-section 3.3.2](#)). Bien que dans les deux jeux de données les observations couvrent la même gamme de latitude, on observe sur les [figures 3.16 & 3.17](#) que les altitudes des nuages sur l'année MY 35 ne dépassent pas 85 km (cohérent avec les résultats présentés dans [Clancy et al. \(2019\)](#)), alors que des nuages à petits cristaux ($r_{\text{eff}} \leq 0,1 \mu\text{m}$) sont observés jusqu'à 100 km au début de la tempête de poussière planétaire. En particulier, l'observation à $L_s \sim 200^\circ$ (MY 34) d'un nuage s'étendant jusqu'à 90 km avec la présence d'une couche de gros cristaux de glace d'eau ($r_{\text{eff}} \sim 2 \mu\text{m}$) autour de 58 km , par $67,5^\circ\text{S}$ de latitude, contraste fortement avec les observations réalisées dans les mêmes conditions en MY 35 pour lesquelles les nuages ne dépassent pas les 40 à 50 km .

La période autour de $L_s \sim 240^\circ$ dans l'hémisphère Nord est également intéressante, car elle correspond non seulement à la fin de la tempête planétaire de MY 34, mais également au pic d'activité de la poussière atmosphérique lors d'une année « normale » (*i.e.*, sans tempête planétaire) ([Lemmon et al., 2015](#)); on note d'ailleurs l'apparition d'une tempête de poussière locale à cette période pendant l'année MY 35. On observe que les altitudes des nuages sont relativement semblables dans les deux cas, entre 50 et 80 km en moyenne, mais on note dans le cas de la tempête de MY 35 l'absence de cristaux de taille $> 1 \mu\text{m}$ qui pouvaient être présentes entre 0 et 60 km en MY 34.

Au niveau des plus gros cristaux de glace d'eau ($r_{\text{eff}} \sim 1,5\text{--}2 \mu\text{m}$) dont la détection entre 55 et 65 km durant la tempête a pu intriguer, on peut également en observer jusqu'à 60 km dans les régions équatoriales hors tempête de poussière planétaire; même si les plus gros cristaux restent majoritairement confinés dans les altitudes inférieures à 50 km . Pour des tailles de particules inférieures ($r_{\text{eff}} \sim 1\text{--}1,5 \mu\text{m}$), on constate que si durant la tempête les détections sont concentrées autour de 60 km d'altitude, c'est plutôt autour de 50 km qu'on peut les trouver en MY 35 (cf. [figure 3.17](#)). De même, on observe également sur la [figure 3.17](#) que toute la population de cristaux de glace de taille $0,13 \mu\text{m} \leq r_{\text{eff}} \leq 0,5 \mu\text{m}$ présents entre 75 et 85 km d'altitude pendant la tempête (a) n'est pas observée l'année suivante (b), les cristaux de cette gamme de rayon ne s'élevant pas au-delà de 75 km . L'augmentation de l'altitude moyenne des

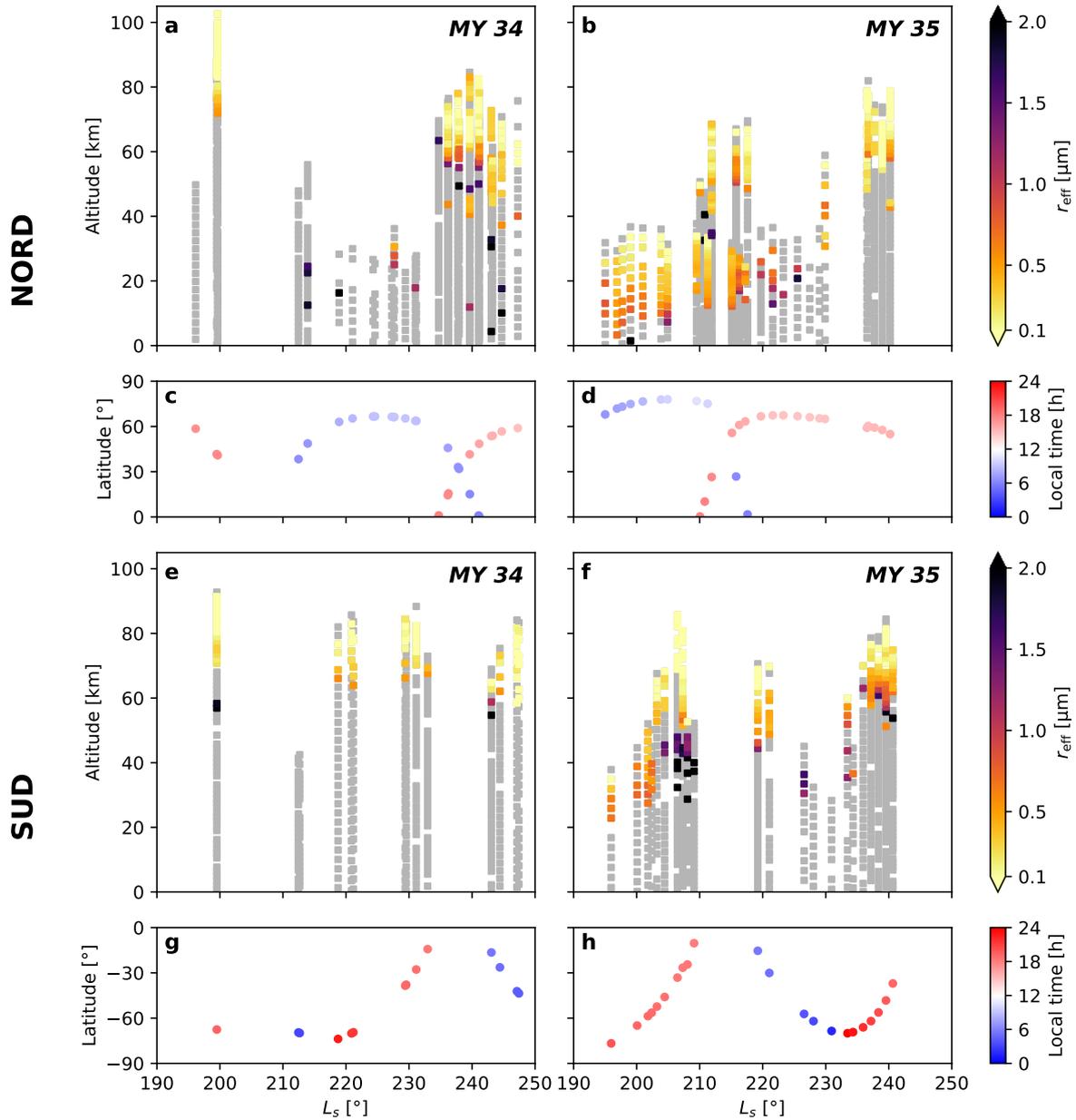


FIG. 3.16 : Profils verticaux des nuages de glace d'eau observés par ACS-MIR entre $L_s = 190^\circ$ et $L_s = 250^\circ$ durant MY 34 (a & e) et MY 35 (b & f), les panneaux (c, d, g & h) indiquant les latitudes et heures locales des observations présentées dans les panneaux (a, b, e & f respectivement). Cela afin de comparer les observations réalisées durant la tempête de poussière planétaire de l'été 2018 avec des mesures acquises à la même saison sur une année plus standard.

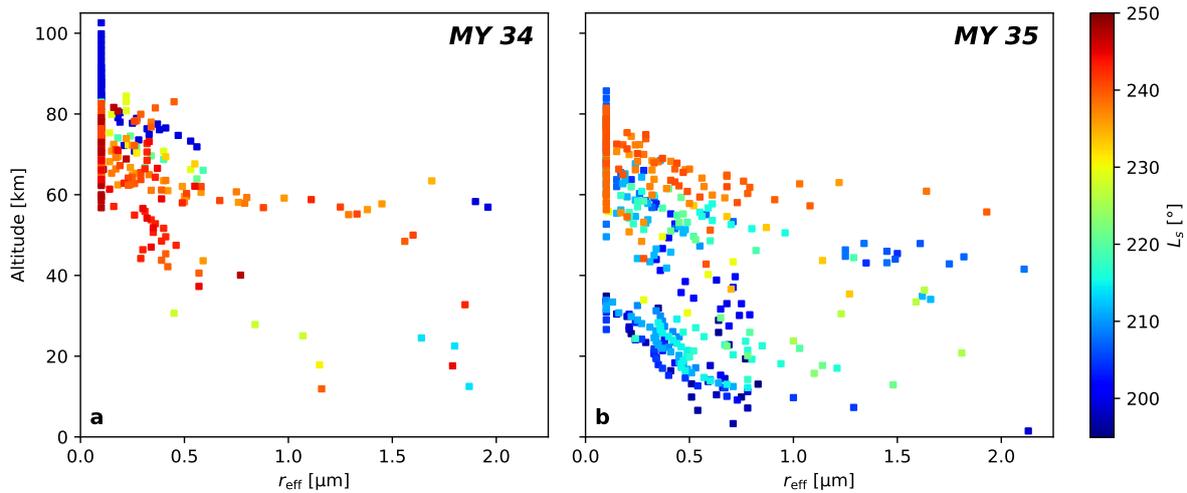


FIG. 3.17 : Distribution de la taille des cristaux de glace d'eau dans l'atmosphère martienne en fonction de leur altitude et L_s pour des observations réalisées entre $L_s = 195^\circ$ et $L_s = 250^\circ$ pendant l'année MY 34 (a; *i.e.*, pendant la tempête de poussière planétaire) et MY 35 (b; *i.e.*, pendant une année standard).

nuages pendant la tempête planétaire n'affecte donc pas dans la même mesure les cristaux de glace d'eau de toutes les tailles : si l'élévation de l'altitude maximale des plus petits cristaux ($r_{\text{eff}} \leq 0,1 \mu\text{m}$) est la plus importante avec 20 km de plus durant la tempête planétaire, elle n'est que de 10 km pour les cristaux entre 0,1 et 0,5 μm .

Par ailleurs, on note également que l'impact de la tempête de MY 34 sur les nuages et les aérosols en général est plus important pour les hautes latitudes que les régions équatoriales. En effet, comme cela avait déjà été relevé dans la [section 3.2](#), l'altitude des nuages ne varie plus en fonction de la latitude pendant la tempête planétaire, qui tend à homogénéiser la structure verticale de l'atmosphère autour de la planète ; cet effet est particulièrement visible sur les panneaux représentant les observations dans l'hémisphère Sud sur la [figure 3.16](#) (panneaux e à h). Ainsi, si l'altitude maximale typique des nuages équatoriaux passe de ~ 70 km en temps normal à ~ 80 km durant la tempête, c'est de ~ 40 vers ~ 80 km qu'elle s'élève pour les latitudes $\leq 60^\circ\text{S}$ ou $\geq 60^\circ\text{N}$.

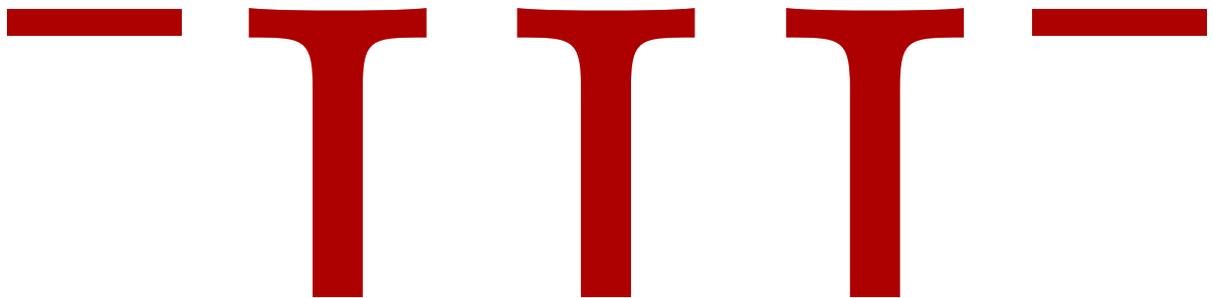
3.3.4 De l'intérêt de cette étude pour la compréhension et la modélisation des nuages de glace d'eau

Dans cette section, nous avons présenté les résultats de notre étude menée sur l'identification et la caractérisation des nuages de glace d'eau martiens à l'aide des données acquises en occultation solaire par l'instrument ACS-MIR entre le 27 avril 2018 ($L_s = 166^\circ$, MY 34) et le 3 mars 2021 ($L_s = 19^\circ$, MY 36), soit au cours d'environ une année martienne et demie. L'orbite de TGO permettant de sonder l'ensemble des latitudes comprises entre 80°S et 80°N en $\sim 20^\circ$ de L_s , ce tout nouveau jeu de données nous a permis d'étudier les propriétés des nuages de glace d'eau et leur évolution en fonction de la saison ainsi que de la latitude. De plus, l'acquisition des données sur l'année MY 35 nous a fourni des mesures de comparaison pour les observations de la tempête planétaire de MY 34.

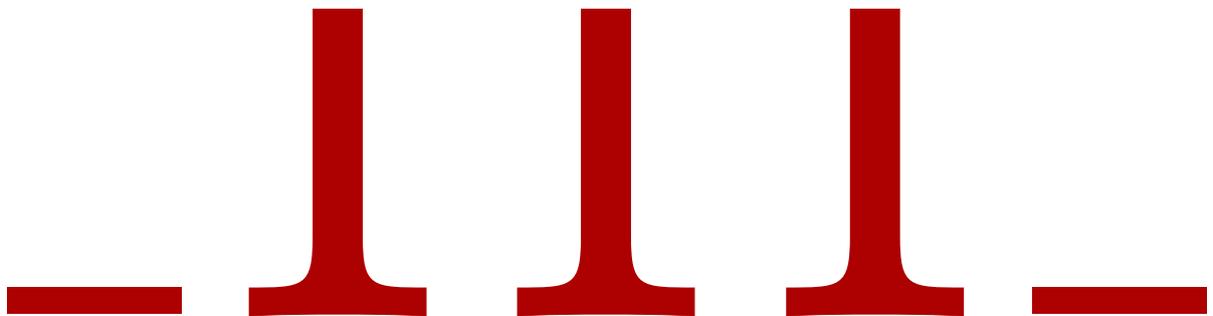
Les principaux résultats de l'étude sont résumés ci-dessous :

1. La technique de l'occultation solaire utilisée par ACS-MIR fournit des mesures avec une grande sensibilité, ce qui permet d'observer des nuages de très faible opacité ($k_{\text{ext}}(\lambda = 3,2 \mu\text{m}) \sim 10^{-4} \text{ km}^{-1}$), difficiles à détecter via d'autres géométries (nadir ou limbes).
2. Si les nuages de glace d'eau les plus optiquement épais apparaissent de façon localisée dans l'atmosphère martienne (Smith et al., 2013; Wolff et al., 2019; Szantai et al., 2021), nos observations en occultation solaire ont mis en évidence la présence quasi-systématique de petits cristaux de glace d'eau occupant les plus hautes couches de particules atmosphériques (tout du moins autour de 6 h et 18 h, heure locale martienne).
3. La diminution de la taille des cristaux avec l'augmentation de l'altitude, déjà identifiée lors de l'étude de la tempête planétaire, demeure la norme dans le jeu de données étendu.
4. Si aucun nuage composé de gros cristaux ($r_{\text{eff}} \geq 1,5 \mu\text{m}$) n'a été observé jusqu'à 65 km comme cela a été le cas lors de la tempête planétaire, de tels nuages ont toutefois été détectés à 55 km au niveau de l'équateur hors tempête de poussière; ce qui constitue toujours une altitude relativement élevée pour de tels cristaux.
5. La comparaison entre les périodes du périhélie des années MY 34 et MY 35 a permis de comparer les observations de la tempête planétaire avec celles d'une année plus standard, et ainsi de constater que les nuages de glace d'eau s'étaient élevés d'environ 10 km au-delà de leurs altitudes classiques durant la tempête.
6. Enfin, on observe un écart de 20 à 40 km entre l'altitude moyenne des nuages entre l'hiver et l'été dans chacun des hémisphères avec des nuages couramment observés jusqu'à 80 km durant l'été; les variations étant les plus marquées dans les moyennes et hautes latitudes. À cette tendance se superpose une dépendance en latitude de l'altitude moyenne des nuages, avec des détections typiquement 20 à 40 km plus élevées au niveau de l'équateur

Pour conclure, cette étude a permis de suivre l'évolution des nuages de glace d'eau martiens sur plus d'une année, et en particulier d'observer les effets de la saison et de la latitude sur l'altitude des nuages et la taille de leurs cristaux. Ces résultats seront utiles pour réaliser des comparaisons avec les prédictions des modèles climatiques, en lien avec le cycle de l'eau global de la planète. En effet, l'observation quasi-systématique de nuages de glace d'eau dans nos observations, notée également par Luginin et al. (2020), met en avant l'importance de la prise en compte de ces nuages pour appréhender l'atmosphère et le climat martiens (Navarro et al., 2014).



**Étude de la surface martienne
avec l'instrument OMEGA**



Analyse des données OMEGA

4.1	Les données OMEGA	104
4.1.1	L'instrument OMEGA à bord de Mars Express	104
4.1.2	L'imagerie hyperspectrale	105
4.1.3	Les modes d'acquisition d'OMEGA	106
4.1.4	Les autres instruments de Mars Express	107
4.2	Lecture et correction des données	108
4.2.1	Réduction des données	108
4.2.2	Correction des contributions thermique & atmosphérique	110
4.2.3	Le module OMEGA-Py	115
4.3	Filtrage des données	115
4.3.1	Effets instrumentaux	115
4.3.2	Qualité des données	117
4.3.3	Glace d'eau	118
4.4	Critères spectraux	118
4.4.1	Quantification de la profondeur d'une bande d'absorption	118
4.4.2	Critères spectraux utilisés dans cette étude	119

Héritage de feu la mission russe *Mars-96*, l'instrument OMEGA, arrivé autour de Mars en 2003 à bord de la sonde européenne Mars Express, a significativement contribué à l'évolution de notre compréhension de la planète rouge depuis ces 20 dernières années. En effet, en cartographiant l'intégralité de la surface martienne dans le visible et le proche infrarouge (0,35–5,1 μm), OMEGA a pour la première fois permis d'observer et de caractériser la présence de minéraux hydratés comme des phyllosilicates ou des sulfates à la surface de Mars (Poulet et al., 2005; Gendrin et al., 2005; Langevin et al., 2005a; Loizeau et al., 2007); ce qui a constitué la première preuve spectroscopique de la présence par le passé d'eau liquide stable à la surface de Mars, et a conduit à l'émergence d'une nouvelle vision de l'histoire de la planète (Bibring et al., 2006). Les observations OMEGA ont également participé à l'amélioration de la compréhension du cycle de l'eau martienne, en particulier via l'observation de l'évolution saisonnière des réservoirs de glace d'eau des calottes polaires (Langevin et al., 2005b, 2007; Appéré et al., 2011) mais aussi le suivi des nuages de glace d'eau (Szantai et al., 2021).

Toutefois, même plus de 15 ans après le début de la mission, l'incroyable jeu de données accumulé par OMEGA est loin d'avoir livré tous ses secrets! Dans ce chapitre, nous présentons les méthodes de traitement et d'analyse des données OMEGA en géométrie nadir, développées et utilisées dans le cadre de l'étude des signatures de la surface présentée au chapitre 5.

4.1 Les données OMEGA

4.1.1 L'instrument OMEGA à bord de Mars Express

L'Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA), visible sur la [figure 4.1](#), est un imageur hyperspectral opérant dans le visible et le proche infrarouge ([Bibring et al., 2004b](#)) embarqué sur la sonde européenne Mars Express (MEx), arrivée en orbite autour de Mars le 25 décembre 2003 ; et dont les opérations scientifiques ont débuté à partir de la mi-janvier 2004. MEx a été placé sur une orbite quasi-polaire (inclinée de 86° par rapport au plan de l'écliptique) et fortement elliptique (avec une excentricité de 0,6), ce qui induit une importante variation de la résolution spatiale en fonction des observations. Son champ de vue de 1,2 mrad (ou 4,1 arcmin) fournit ainsi une résolution spatiale allant de 300 m par pixel proche du périastre (la sonde se situe alors à moins de 300 km d'altitude), à une résolution moyenne de 2–5 km pour des observations réalisées entre 1500 km et 4000 km d'altitude ([Bibring et al., 2004b, 2005](#)). Par ailleurs, l'orbite de la sonde MEx, parcourue en ~ 7 h, précesse de 20° par mois environ, ce qui permet aux instruments d'observer une même région à différentes heures locales au fil de la mission. Le caractère quasi-polaire de l'orbite de la sonde permet également, en plus de la couverture globale de la planète, l'observation répétée de certaines régions, en particulier dans les hautes latitude où l'on peut obtenir un échantillonnage temporel de l'ordre de 10° de L_s ([Langevin et al., 2005a, 2007 ; Appéré et al., 2011](#)).

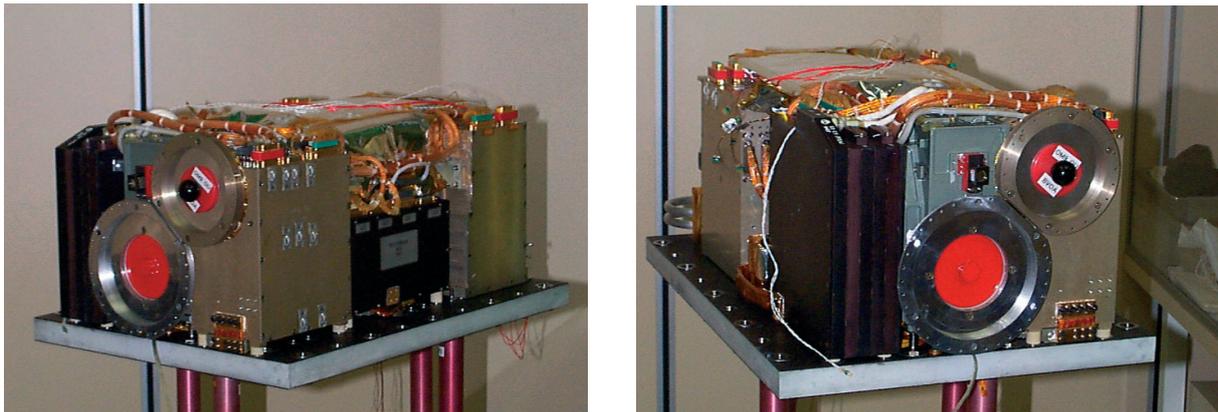


FIG. 4.1 : Photographies du modèle de vol de l'instrument OMEGA ([Bibring et al., 2004b](#)).

L'instrument OMEGA couvre une gamme spectrale comprise entre 0,35 et 5,1 μm sur 352 *spectels* (*i.e.*, pixels spectraux), décomposée en 3 voies distinctes :

- La voie « V » (Visible) couvre la gamme spectrale 0,38–1,05 μm sur 96 spectels, avec une résolution de 7 nm. Ce canal possède une optique entièrement indépendante des voies C et L qui, elles, partagent la même entrée optique ; le co-alignement entre ces deux chemins optiques n'étant pas parfait, un léger décalage est présent entre les images obtenues entre la voie V et les voies C & L.
- La voie « C » couvre la gamme spectrale 0,93–2,73 μm sur 128 spectels, avec une résolution de 13 nm. Cette voie est celle majoritairement utilisée pour l'étude de la minéralogie de la surface. Toutefois, suite à la défaillance de son cryocooler (*i.e.*, le système de refroidissement du détecteur), cette voie a cessé de fonctionner en août 2010, après plus de 6 ans de bons et loyaux services ([Ody et al., 2012](#)).
- La voie « L » couvre la gamme spectrale 2,55–5,1 μm sur 128 spectels, avec une résolution de 20 nm. Contrairement aux voies V & C dont la réponse instrumentale est restée stable au cours de la mission (tout du moins entre 2004 et 2010 dans le cas de la voie C), celle de la voie L a

connu d'importantes fluctuations qui ont nécessité de réétalonner régulièrement l'instrument en vol (Jouglet et al., 2009); on parle d'*On-Board Calibration* (OBC).

Entre 2004 et 2010, OMEGA a fonctionné dans son mode nominal, permettant d'obtenir une couverture globale de la surface martienne entre 0,35 et 5,1 μm et un suivi sur plusieurs années martiennes. Par la suite, après l'arrêt de la voie C, les observations ont continué avec une couverture spectrale restreinte. Au moment où ces lignes sont écrites, OMEGA est toujours en opération, bien que seule la voie V soit généralement utilisée; toutefois, la voie L, bien que mise en sommeil pour la préserver, demeure opérationnelle et va probablement reprendre un service plus actif prochainement, au vu de la fin de la mission prévue nominalement pour la fin 2022.

4.1.2 L'imagerie hyperspectrale

OMEGA est un imageur hyperspectral, c'est-à-dire qu'il fournit une information à la fois spatiale et spectrale. Les données obtenues se présentent sous la forme de *cubes hyperspectraux* (cf. figure 4.2), des tableaux 3D avec deux dimensions spatiales (x, y) et une dimension spectrale (λ). On a donc pour chaque élément de résolution spatial (*i.e.*, chaque pixel de l'image) un spectre complet dans le visible et le proche infrarouge.

L'acquisition de ces données par OMEGA se fait par balayage au cours de l'orbite. La lumière entrante est focalisée vers une fente, puis est dispersée par un réseau avant d'être renvoyée sur le détecteur; se forme donc sur la matrice du détecteur une image avec une dimension spatiale (le long de la fente) et une dimension spectrale perpendiculaire. Lorsque MEx progresse le long de son orbite, la zone observée se déplace, ce qui permet d'acquérir une nouvelle ligne de l'image. Les lignes de l'image sont ensuite assemblées pour reconstruire le cube hyperspectral plan par plan.

L'acquisition n'est pas continue tout au long de l'orbite, mais séparée en plusieurs cubes de taille variable. Les observations OMEGA sont donc identifiées par le numéro de l'orbite de Mars Express et le numéro du cube (allant de 0 à 9), et nommées sous la forme *ORBNNNN_x* où *NNNN* est le numéro de l'orbite et *x* l'identifiant du cube (*e.g.*, ORB0967_3).

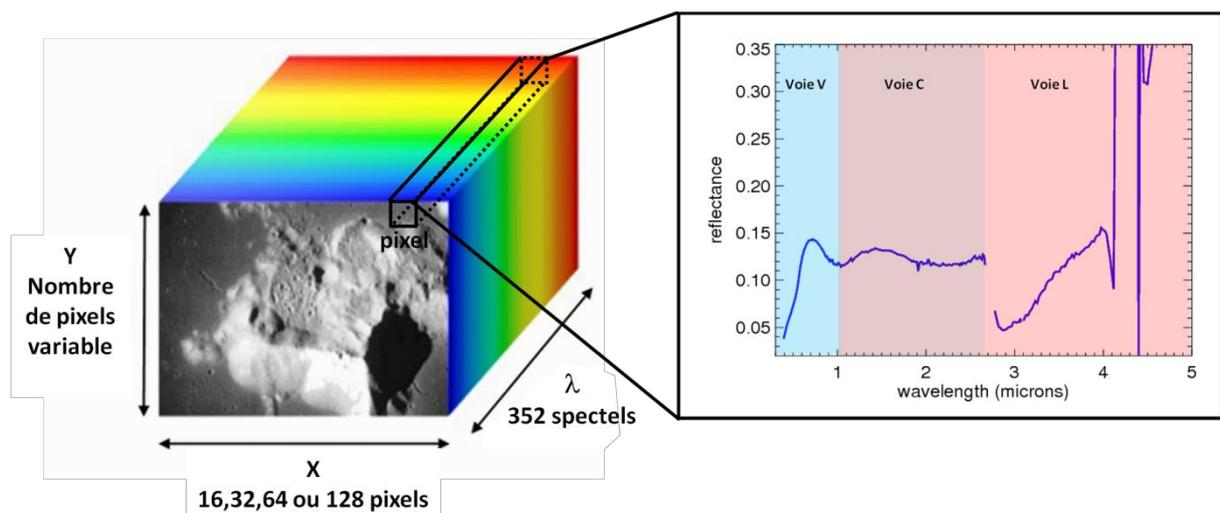


FIG. 4.2 : Schéma d'un cube hyperspectral OMEGA, figure extraite de Ody (2012).

4.1.3 Les modes d'acquisition d'OMEGA

La hauteur de l'image étant reconstruite en assemblant les lignes observées par OMEGA, cette dimension du cube est variable d'une observation à l'autre et dépend de la durée de l'acquisition. La largeur de l'image, quant à elle, est fixée par le nombre de pixels du détecteur, à savoir 128 px.

Toutefois, si le capteur CCD installé au foyer de la voie V est une matrice à deux dimensions permettant l'acquisition de l'image en une fois, ceux utilisés pour les voies C & L sont des détecteurs 1D de 128 px disposés selon la dimension spectrale ; l'acquisition de la dimension spatiale de l'image se fait par balayage en déplaçant le point observé à l'aide d'un miroir, ce qu'on appelle un fonctionnement en mode « *whiskbroom* ». Ces deux voies acquièrent donc un par un les spectres de l'image, en balayant l'une des dimensions spatiales à l'aide d'un miroir à l'intérieur de l'instrument, et la deuxième via le déplacement de la sonde.

Comme on peut le voir sur la [figure 4.3](#), l'acquisition de données en mode *whiskbroom* avec un échantillonnage optimal nécessite d'adapter la vitesse de balayage d'une ligne de l'image à la vitesse de l'orbiteur. Cependant, la vitesse de balayage d'une ligne est limitée par le temps de lecture du capteur CCD, qui impose une limite maximale. Or, en particulier quand la sonde se situe à proximité de son périastre, la vitesse maximale de balayage ne permet pas de réaliser un bon échantillonnage en parcourant toute la ligne de l'image ; pour pallier cela, OMEGA peut également ne mesurer le flux reçu que pour les N premiers pixels de la ligne, ce qui permet de moduler le temps de balayage d'une ligne de l'image.

Ainsi, 4 modes de fonctionnement sont possibles pour OMEGA, produisant des images de 16, 32, 64 ou 128 pixels de large. Les modes 16 px sont utilisés proche du périastre de MEx, là où la vitesse est la plus grande et fournissent donc les images à plus haute résolution, tandis que les modes 128 px fournissent des images à plus faible résolution spatiale mais avec une zone couverte bien plus importante. On notera toutefois que des artefacts instrumentaux affectent certaines colonnes des cubes acquis en mode 128 px à partir de l'orbite 513, ce qui a conduit à l'arrêt de son utilisation à partir de l'orbite 3283 (cf. [sous-section 4.3.1](#)).

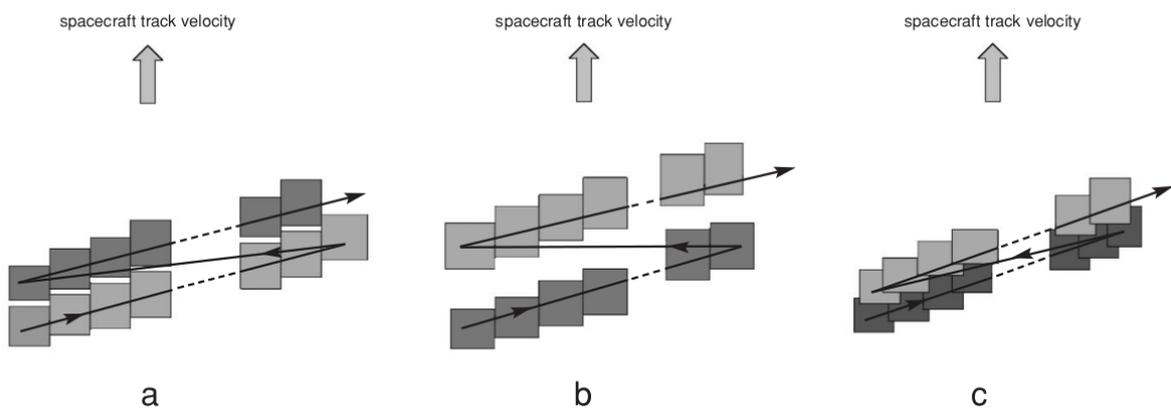


FIG. 4.3 : Illustration de l'acquisition de données en mode *whiskbroom*, figure extraite de [Bibring et al. \(2004b\)](#). **a.** Échantillonnage spatial nominal. **b.** Sous-échantillonnage spatial : une partie de la surface n'est pas observée en raison d'un défilement trop rapide du satellite. **c.** Sur-échantillonnage spatial : les pixels se chevauchent, une même zone de la surface est observée plusieurs fois en raison d'un défilement trop lent du satellite.

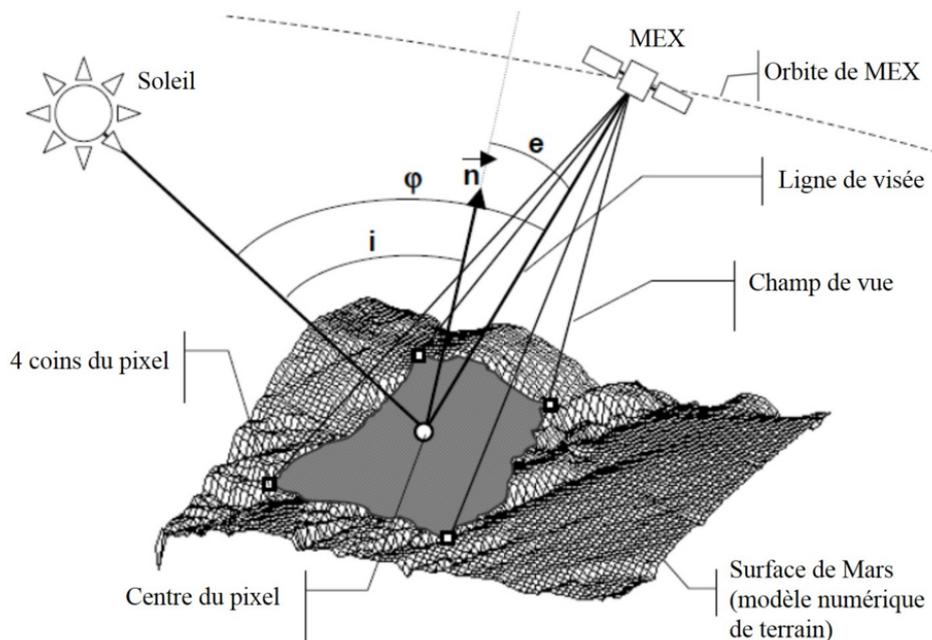


FIG. 4.4 : Schéma de la géométrie d'une observation OMEGA, figure extraite de [Audouard \(2014\)](#), adaptée d'après l'EAICD (*Experiment Archive Interface Control Document*) d'OMEGA.

Géométrie d'une observation OMEGA

Le mode de fonctionnement nominal d'OMEGA est l'acquisition de données nadir de la surface, caractérisée par l'angle d'incidence i de la lumière du Soleil sur la zone observée, et l'angle d'émergence e de la lumière captée par l'instrument par rapport à la normale à la surface (cf. [figure 4.4](#)).

Un nombre limité d'observations a également été réalisé en géométrie dite *au limbe*, c'est-à-dire en incidence rasante, afin d'observer non pas la surface de la planète mais son atmosphère. On notera que dans le cas d'une observation au limbe, on observe la lumière diffusée par l'atmosphère, notamment par les particules en suspension dans l'atmosphère (poussière et cristaux de glace).

4.1.4 Les autres instruments de Mars Express

En plus d'OMEGA, la sonde Mars Express a embarqué avec elle 6 autres instruments, listés ci-dessous ; la plupart d'entre eux, à l'instar d'OMEGA, avaient déjà été développés pour la mission russe *Mars 96* qui n'a malheureusement jamais quitté l'orbite terrestre, ce qui a permis le développement rapide et à bas coût de la mission Mars Express¹.

ASPERA3 (Analyzer of Space Plasma & Energetic Atoms)

HRSC (High Resolution Stereo Camera)

MaRS (Mars Express Radio Science)

MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere sounding)

PSF (Planetary Fourier Spectrometer)

SPICAM (Spectroscopy for the Investigation of the Characteristics of the Atmosphere of Mars)

¹Le nom de la mission fait justement référence à son développement *express*.

4.2 Lecture et correction des données

Le choix a été fait par l'équipe en charge de l'instrument d'archiver les données brutes de l'instrument (dites de niveau 1B), en fournissant un algorithme de traitement écrit en langage IDL et mis à jour au fil de la mission. Le processus de traitement des données étant déjà décrit en détail dans les manuscrits de thèses précédentes (e.g., Jouglet, 2008 ; Audouard, 2014), nous ne rentrerons pas dans le détail de toutes les corrections appliquées.

4.2.1 Réduction des données

Une fois les données acquises par OMEGA, elles sont compressées par le logiciel de bord avant d'être transmises vers la Terre par l'antenne de Mars Express, puis archivée à l'ESOC (European Space Operation Center), l'IAS et le site du PSA (Planetary Science Archive). Pour chaque observation, les données sont ensuite converties en deux fichiers binaires (.QUB & .NAV) suivant les standards du format PDS (Planetary Data System) et stockées sur les serveurs de l'IAS et du PSA² pour être publiquement mises à disposition de la communauté.

- Les fichiers .QUB (ORBNNNN_X.QUB) contiennent les données acquises par l'instrument, de niveau 1B décompressées ; ainsi que des informations sur les conditions d'acquisition dans l'en-tête du fichier (couramment appelé par le terme anglais « header »).
- Les fichiers .NAV (ORBNNNN_X.NAV) contiennent les informations de la géométrie d'observation déterminée pour chaque pixel.

Les données acquises par OMEGA et stockées dans les fichiers .QUB sont en unités arbitraires (ou ADU pour « Analog to Digital Units »). Avant de les exploiter scientifiquement, il est donc nécessaire de les corriger des différents effets et biais instrumentaux et de les convertir en unités physiques (intensité spécifique puis réflectance), ce qui est effectué par la routine IDL *readomega.pro* du package *SOFT10*³. Les différentes étapes du traitement effectué par le programme lors de la lecture d'un fichier d'observation OMEGA sont résumées ci-dessous :

Lecture des fichiers binaires et extraction des informations de géométrie La première étape du processus est l'ouverture et l'importation des données de mesure et de géométrie depuis les fichiers binaires .QUB & .NAV, et leur stockage dans différentes variables. À partir des informations récupérées sur les conditions d'acquisition, les valeurs de certaines variables sont ajustées en vue des corrections à venir (e.g., temps de pose).

Réduction et correction des effets instrumentaux Une fois les données importées, elles sont réduites en soustrayant le courant d'obscurité et l'offset pour isoler le signal de la planète, et en divisant par le *flat* afin de s'affranchir des inhomogénéités spatiales du détecteur ou des optiques. En outre, certains pixels présentent une réponse non nominale : pixels chauds, morts, ou encore affectés par un signal non-photonique (*spikes*). Ces pixels sont donc identifiés, et si possible corrigés en remplaçant leur valeur par la médiane des pixels voisins.

²<https://archives.esac.esa.int/psa/#!Table%20View/OMEGA=instrument>

³Le pipeline de traitement a connu plusieurs versions depuis le début de la mission, évoluant pour prendre en compte le vieillissement des instruments et proposer des corrections adaptées. La version 10 est la version de référence depuis 2014.

Étalonnage radiométrique Après les étapes précédentes, les données sont donc corrigées de différents effets instrumentaux qui peuvent les affecter, mais sont toujours exprimées en unités numériques arbitraires (ADU). La conversion des ADU en une *intensité spécifique* (aussi appelée *radiance*), notée $I(\lambda)$ et exprimée en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$ se fait par la division du flux mesuré par la fonction de transfert instrumentale (ou ITF pour *Instrument Transfer Function*), déterminée lors de l'étalonnage de l'instrument au sol et qui établit la correspondance entre valeurs renvoyées par l'instrument et le flux physique mesuré.

Afin de vérifier le bon fonctionnement de l'instrument, des mesures non pas de Mars mais de lampes d'étalonnage sont réalisées au début de chaque orbite, appelées *On-Board Calibration* (OBC). On constate sur la [figure 4.5](#) que si la réponse de la voie C est restée stable au cours de la mission (du moins avant son arrêt à partir de l'orbite 8485), celle de la voie L a fortement fluctué, ne fournissant des valeurs nominales que pour les orbites 40–511 et 923–1224. La fonction de transfert instrumentale a ainsi dû être adaptée au cours du temps pour prendre en compte cette instabilité de la réponse de la voie L ([Jouglet et al., 2009](#)). Étrangement, la réponse de la voie L s'est stabilisée après la perte de la voie C ([Audouard, 2014](#)).

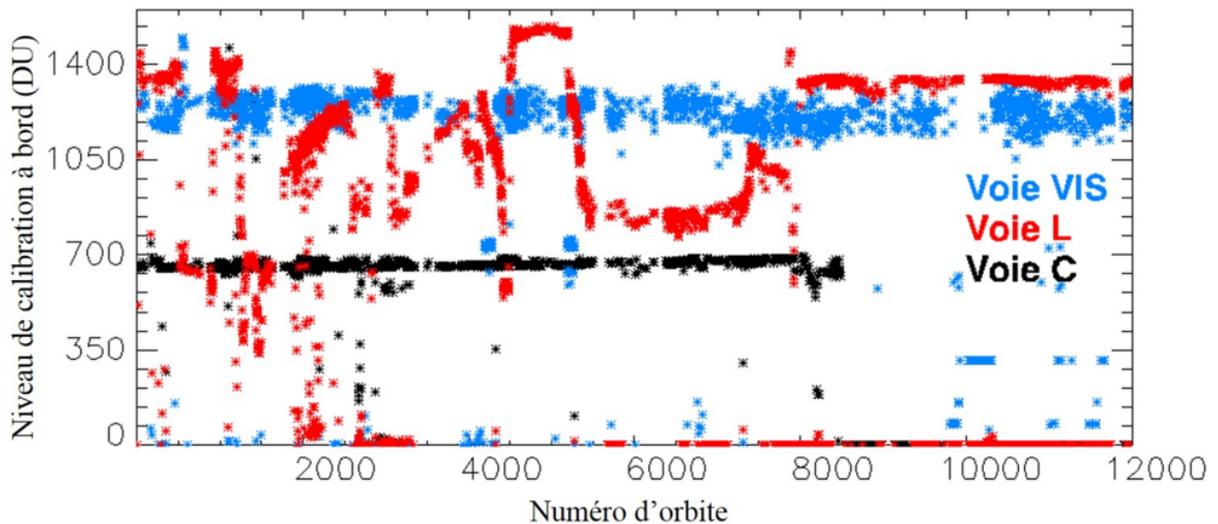


FIG. 4.5 : Évolution des niveaux de calibration (OBC) des 3 voies d'OMEGA en fonction du numéro de l'orbite pour les observations réalisées entre 2004 et 2013, figure extraite de [Audouard \(2014\)](#). Si les niveaux de réponses des voies V & C restent stables au cours du temps, celui de la voie L varie fortement, ce qui nécessite de faire évoluer l'ITF pour prendre cela en compte. À partir de l'orbite 8485 et l'arrêt de la voie C, la voie L semble quant à elle s'être stabilisée.

Conversion en spectres de réflectance

La conversion de la radiançe en réflectance n'est pas implémentée de base dans le *readomega.pro* du *SOFT10* (*i.e.*, la routine IDL permettant de lire les données OMEGA et d'effectuer les étapes de réduction et d'étalonnage), mais est une étape importante en vue de l'exploitation des données. Pour cela, on divise l'intensité spécifique par le flux solaire reçu par la surface : $R(\lambda) = \frac{I(\lambda)}{F_{\odot}^{\text{Mars}}(\lambda) \cos(i)}$; avec F_{\odot}^{Mars} le flux solaire au niveau de Mars en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$, et i l'incidence des rayons lumineux par rapport à la normale à la surface (cf. [figure 4.4](#)). Dans la pratique on utilise un spectre du Soleil acquis depuis la Terre (*i.e.*, à 1 ua; F_{\odot}) ramené à la distance de Mars au Soleil (notée D_{Mars} , et exprimée en ua) via : $F_{\odot}^{\text{Mars}} = \frac{F_{\odot}}{D_{\text{Mars}}^2}$.

4.2.2 Correction des contributions thermique & atmosphérique

Avec une température en surface variant typiquement entre 150 K et 300 K, le rayonnement de *corps noir* de la planète elle-même ne peut être négligé pour les longueurs d'ondes supérieures à $\sim 3 \mu\text{m}$ (région du spectre qui nous intéresse tout particulièrement). En outre, le fait d'observer la surface depuis l'orbite implique que les photons de la lumière reçue ont traversé, et donc potentiellement interagi avec l'atmosphère martienne sur leur chemin.

Pour cette raison, et avec les notations définies dans le [tableau 4.1](#), on peut exprimer l'intensité spécifique mesurée par OMEGA I_Ω en fonction de la réflectance selon l'équation (4.1) :

$$I_\Omega(\lambda) = \underbrace{R(\lambda)H_{\text{atm}}(\lambda)\frac{F_\odot(\lambda)}{D_{\text{Mars}}^2} \cos(i)}_{\text{Flux solaire réfléchi}} + \underbrace{\varepsilon(\lambda)H'_{\text{atm}}(\lambda)B(\lambda, T)}_{\text{Flux thermique émis}} \quad (4.1)$$

Avec le lien entre l'émissivité et la réflectance fournie par la loi de Kirchhoff :

$$R(\lambda) + \varepsilon(\lambda) = 1 \quad (4.2)$$

Et la loi de Planck régissant l'émission d'un corps noir :

$$B(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \cdot \frac{10^{-6}}{e^{\frac{hc}{\lambda k_B T}} - 1} \quad (4.3)$$

En supposant $H_{\text{atm}} \simeq H'_{\text{atm}}$, on peut alors inverser l'équation (4.1) pour exprimer la réflectance de la surface de la planète en fonction de l'intensité spécifique sous la forme :

$$R(\lambda) = \frac{\frac{I_\Omega(\lambda)}{H_{\text{atm}}(\lambda)} - B(\lambda, T)}{\frac{F_\odot(\lambda)}{D_{\text{Mars}}^2} \cos(i) - B(\lambda, T)} \quad (4.4)$$

Estimation de la composante atmosphérique

Le trajet dans l'atmosphère des photons issus de la planète étant plus petit que celui des photons solaires, l'effet de l'atmosphère sur la composante thermique planétaire est légèrement surestimé par l'hypothèse $H_{\text{atm}} \simeq H'_{\text{atm}}$, et sera donc sur-correcté lors du retrait de la composante atmosphérique. Toutefois, l'absorption atmosphérique entre 2,9 et 4,0 μm étant relativement faible (cf. [figure 4.6](#)), cet effet de sur-correcton pourra être négligé ([Jouglet et al., 2007](#) ; [Jouglet, 2008](#) ; [Audouard, 2014](#)).

La [figure 4.6](#) présente le spectre de Mars utilisé dans cette étude, obtenu expérimentalement avec OMEGA par la méthode dite du « volcano-scan », en réalisant un rapport entre des spectres acquis au sommet et à la base d'*Olympus Mons* ([Langevin et al., 2005a](#) ; [Mustard, 2005](#) ; [Jouglet et al., 2007](#)). Ce rapport de spectres permet d'isoler l'absorption d'une colonne de 20 km d'atmosphère martienne, et peut ensuite être utilisé pour reproduire, via une mise à l'échelle, l'absorption atmosphérique subie par les photons captés par OMEGA. En effet, la loi de Beer-Lambert nous dit que pour un flux lumineux $I_{\text{entrée}}$ traversant un milieu caractérisé par un coefficient d'absorption κ sur une distance L , le flux en sortie est donné par $I_{\text{sortie}} = I_{\text{entrée}} e^{-\kappa L}$; on peut donc écrire $H_{\text{atm}}(\lambda) = e^{-\kappa_M(\lambda)L}$, avec κ_M le coefficient d'absorption de l'atmosphère martienne.

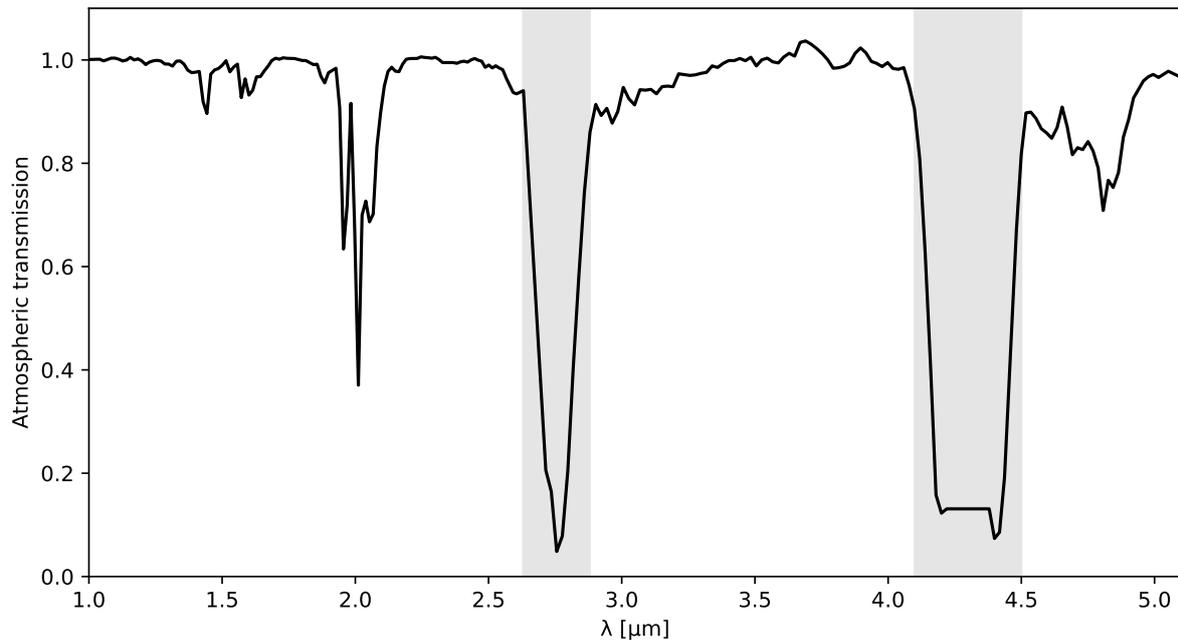


FIG. 4.6 : Spectre OMEGA de l'atmosphère martienne obtenu expérimentalement par un rapport entre des spectres acquis au sommet et à la base d'*Olympus Mons*, méthode dite du « volcano-scan » (Langevin et al., 2005a ; Mustard, 2005 ; Jouget et al., 2007). En raison des bandes d'absorption du CO_2 , l'atmosphère est fortement opaque sur les gammes 2,63–2,88 μm et 4,1–4,5 μm (zones grisées sur la figure).

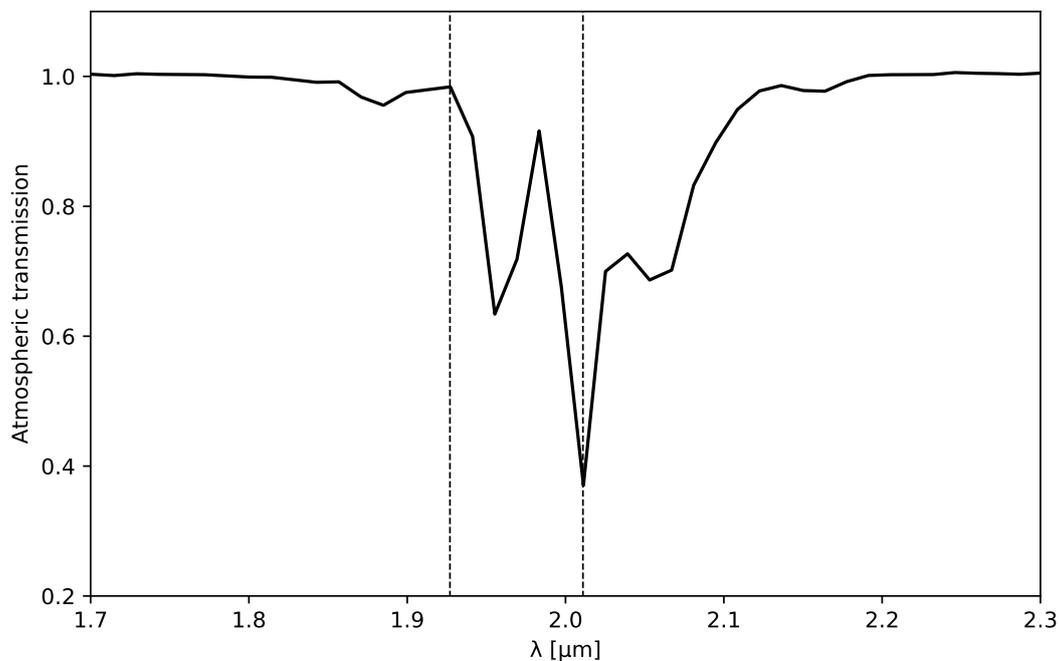


FIG. 4.7 : Zoom sur la bande à 2 μm du CO_2 dans le spectre atmosphérique présenté en figure 4.6. Les pointillés indiquent les positions des spectels utilisés pour réaliser la correction atmosphérique (1,93 μm & 2,01 μm).

Tab. 4.1 : Définition des notations utilisées dans les équations de la [sous-section 4.2.2](#).

I_{Ω}	Intensité spécifique mesurée par OMEGA [$\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$].
R	Réflectance de la surface martienne.
F_{\odot}	Flux solaire à 1 ua [$\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$].
D_{Mars}	Distance Soleil–Mars [ua].
ε	Émissivité de la surface.
H_{atm}	Modification du rayonnement solaire par l’atmosphère.
H'_{atm}	Modification du rayonnement thermique par l’atmosphère.
$B(T)$	Émission d’un corps noir à la température T (en K) [$\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$].
h	Constante de Planck ($h \simeq 6,626 \cdot 10^{-34}$ J.s).
k_B	Constante de Boltmann ($k_B \simeq 1,38 \cdot 10^{-23}$ J.K $^{-1}$).
c	Vitesse de la lumière dans le vide ($c \simeq 2,998$ m.s $^{-1}$).

Ainsi, en notant $\text{Tr}_{\text{atm}}(\lambda)$ l’absorption atmosphérique obtenue par volcano-scan à une longueur d’onde λ donnée, on a $\text{Tr}_{\text{atm}}(\lambda) = e^{-\kappa_M(\lambda)L_0}$ avec $L_0 \sim 20$ km. Et on peut donc, en posant $L = \alpha L_0$, exprimer H_{atm} sous la forme :

$$H_{\text{atm}} = e^{-\kappa_M(\lambda)L_0\alpha} = [\text{Tr}_{\text{atm}}(\lambda)]^{\alpha} \quad (4.5)$$

Le processus de correction de la composante atmosphérique revient donc à déterminer la valeur de l’exposant α pour chacun des spectres OMEGA d’une observation. Pour cela, on utilise la très caractéristique bande à $2 \mu\text{m}$ du CO_2 visible sur la [figure 4.7](#), et on cherche à annuler l’effet du CO_2 atmosphérique; en d’autres termes, on cherche la valeur de α telle que les niveaux de réflectance à $\lambda_1 = 1,93 \mu\text{m}$ et $\lambda_2 = 2,01 \mu\text{m}$ soient égaux.

L’émission thermique de la planète étant négligeable pour les longueurs d’onde inférieures à $3 \mu\text{m}$ ([Audouard, 2014](#)), on peut négliger le terme en $B(\lambda, T)$ dans l’équation (4.1) qui devient :

$$I_{\Omega} = R(\lambda)H_{\text{atm}}(\lambda)\frac{F_{\odot}(\lambda)}{D_{\text{Mars}}^2}\cos(i) \quad (4.6)$$

Ainsi,

$$R(\lambda_1) = R(\lambda_2)$$

Devient avec l’équation (4.6)

$$\frac{I_{\Omega}(\lambda_1)D_{\text{Mars}}^2}{F_{\odot}(\lambda_1)\cos(i)H_{\text{atm}}(\lambda_1)} = \frac{I_{\Omega}(\lambda_2)D_{\text{Mars}}^2}{F_{\odot}(\lambda_2)\cos(i)H_{\text{atm}}(\lambda_2)}$$

Qu'on peut réécrire, en posant $\overline{I_{\Omega}}(\lambda) = I_{\Omega}(\lambda) \frac{D_{\text{Mars}}^2}{F_{\odot}(\lambda_1) \cos(i)}$ la radiance normalisée par le flux solaire

$$\frac{\overline{I_{\Omega}}(\lambda_1)}{H_{\text{atm}}(\lambda_1)} = \frac{\overline{I_{\Omega}}(\lambda_2)}{H_{\text{atm}}(\lambda_2)}$$

D'où

$$\frac{\overline{I_{\Omega}}(\lambda_1)}{\overline{I_{\Omega}}(\lambda_2)} = \frac{H_{\text{atm}}(\lambda_1)}{H_{\text{atm}}(\lambda_2)}$$

Et avec l'équation (4.5)

$$\frac{\overline{I_{\Omega}}(\lambda_1)}{\overline{I_{\Omega}}(\lambda_2)} = \left(\frac{\text{Tr}_{\text{atm}}(\lambda_1)}{\text{Tr}_{\text{atm}}(\lambda_2)} \right)^{\alpha}$$

On obtient donc :

$$\alpha = \frac{\ln(\overline{I_{\Omega}}(\lambda_1)/\overline{I_{\Omega}}(\lambda_2))}{\ln(\text{Tr}_{\text{atm}}(\lambda_1)/\text{Tr}_{\text{atm}}(\lambda_2))} \quad (4.7)$$

À partir du calcul de la valeur de l'exposant α tel que défini dans l'équation (4.7), on peut donc corriger l'intensité mesurée de l'effet de l'atmosphère martienne en divisant les spectres par le spectre empirique de l'atmosphère élevé à la puissance α . Toutefois, comme on peut le constater sur la figure 4.6, l'atmosphère est très fortement opaque dans certaines parties du spectre avec des transmissions proches de 0; la division par la transmission dans ces gammes spectrales peut alors générer des valeurs non-physiques, ces parties du spectre seront donc généralement masquées par la suite.

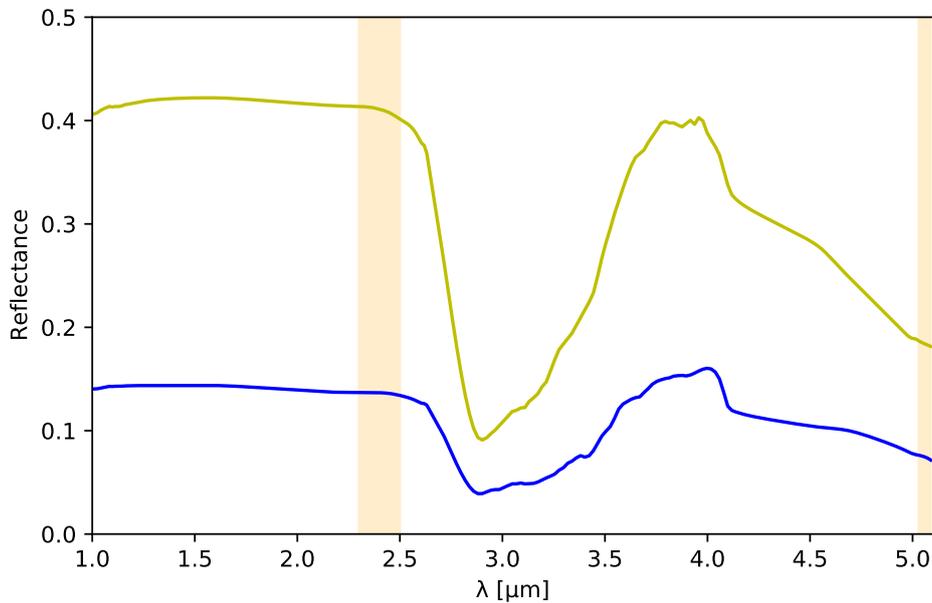


FIG. 4.8 : Spectres typiques «clair» (jaune) et «sombre» (bleu) de Mars utilisés pour déterminer la réflectance théorique à 5,1µm à partir de la réflectance moyenne à 2,4µm, d'après Erard & Calvin (1997). Les zones orangées correspondent aux spectels utilisés pour le calcul de la réflectance théorique.

Estimation de la composante thermique

Le retrait de la composante thermique s'effectue selon la méthode développée par Denis Jouglet (Jouglet et al., 2007 ; Jouglet, 2008), qui consiste à déterminer la température de la surface en utilisant une estimation de l'émissivité à $5,1 \mu\text{m}$ à partir de la réflectance mesurée à $2,4 \mu\text{m}$. En effet, si l'on se réfère à l'équation (4.4), la température de rayonnement de corps noir de la surface est le seul paramètre manquant pour accéder à la réflectance de la surface.

Cette méthode est basée sur l'utilisation de deux spectres moyens « clair » et « sombre » de Mars obtenus d'après des données des instruments ISM (*Mariner 6 & 7*) et IRS (*Phobos-2*) par Erard & Calvin (1997) et présentés en figure 4.8. En effet, dans la gamme $3\text{--}5 \mu\text{m}$, il n'est plus possible de négliger l'un des termes de l'équation (4.1), ce qui pose cette fois-ci un problème à deux inconnues : la réflectance (ou l'émissivité selon la convention choisie) et la température.

La première étape consiste donc à estimer la réflectance de la surface à $5,1 \mu\text{m}$ à partir de celle à $2,4 \mu\text{m}$ à laquelle on peut accéder plus facilement, l'émission thermique étant négligeable au niveau de cette longueur d'onde. Pour cela, on considère que nos spectres peuvent se décomposer en combinaisons linéaires des deux spectres de Erard & Calvin (1997), ce qui permet d'interpoler un spectre théorique de la réflectance entre 1 et $5,1 \mu\text{m}$ à partir de la mesure de la réflectance moyenne entre $2,3$ et $2,5 \mu\text{m}$. On notera que ces deux gammes de longueurs d'onde ont été choisies en dehors des principales absorptions atmosphériques martiennes (cf. figure 4.6).

Une fois l'émissivité connue, on effectue un ajustement d'une courbe de corps noir (cf. équation (4.3)) via la fonction `scipy.optimize.curve_fit` de Python (Virtanen et al., 2019) qui nous renvoie la température de surface associée à l'émission thermique pour le spectre considéré. Connaissant la température d'émission, on peut alors calculer la réflectance sur toute la gamme spectrale via l'équation (4.4). La figure 4.9 présente un spectre OMEGA avant et après correction des composantes atmosphériques et thermiques.

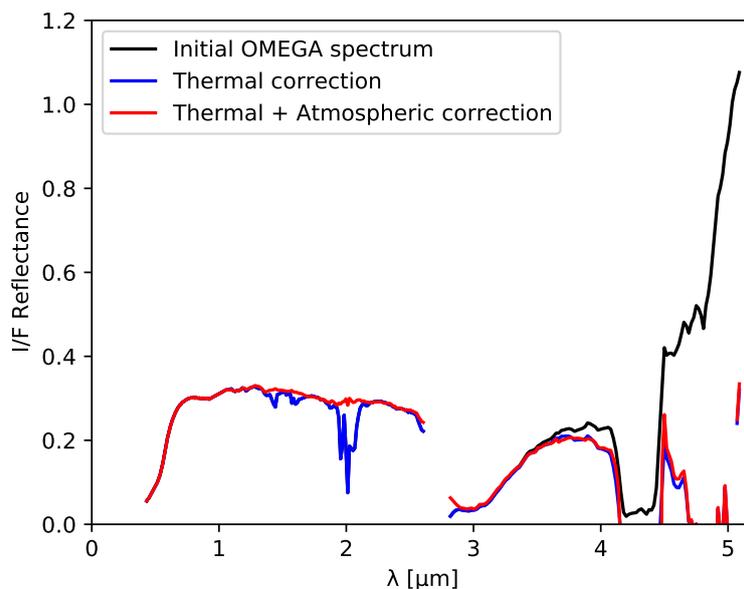


FIG. 4.9 : Correction des composantes thermiques et atmosphériques d'un spectre OMEGA. Le spectre noir est un exemple de spectre de réflectance OMEGA ($I/F_{\odot} \cos(i)$, moyenné sur 9 pixels), le bleu correspond au même spectre après retrait de la composante thermique, et le rouge est également corrigé de l'absorption de l'atmosphère.

On notera qu'il est également possible de réaliser directement un ajustement en laissant la température et l'émissivité comme paramètres libres (Audouard, 2014). Si cette méthode s'avère nécessaire pour traiter les orbites à partir desquelles la voie C a cessé de fonctionner (et pour lesquelles on n'a donc pas accès à la réflectance à 2,4 μm), elle s'avère moins fiable pour les faibles flux, et augmente considérablement le temps de calcul ; ainsi, cette méthode ne sera pas utilisée dans cette étude, dans laquelle seules les observations réalisées avec les 3 voies fonctionnelles ont été utilisées.

4.2.3 Le module OMEGA-Py

Nous avons mentionné précédemment que les outils de lecture et de traitement des données OMEGA développés et distribués par l'équipe de l'instrument ont été écrits dans le langage IDL, néanmoins, l'ensemble des travaux de cette thèse ont été réalisés à l'aide de Python 3⁴. Pour cela, l'ensemble des routines IDL du *SOFT10* ont été réimplémentées en Python au cours de cette thèse, et rassemblées au sein d'un module dédié nommé *OMEGA-Py* accessible sur GitHub à l'adresse suivante : <https://github.com/AStcherbinine/omegapy>.

Ce module et ses fonctionnalités sont détaillés plus amplement dans l'annexe A. Il inclut l'ensemble des fonctionnalités du *SOFT10* (lecture des fichiers binaires et réduction pour générer des données de niveau 1B, recherche d'observation) mais également des fonctions de correction des contributions thermiques et atmosphériques utilisant les méthodes détaillées en section 4.2, ainsi que des outils de visualisation des données spécialement pensés pour l'étude des données OMEGA. Par ailleurs, la programmation orientée objet (POO) permet une gestion aisée de plusieurs observations en même temps, ce qui pouvait s'avérer plus complexe avec les routines IDL *readomega.pro*. L'objectif de ce module est de fournir une solution *clé en main* aux utilisateurs Python souhaitant travailler avec les données de l'instrument OMEGA.

À la fin de cette thèse, ce module n'est pas officiel, n'ayant pas subi un processus de validation par l'équipe de l'instrument. Toutefois, cela est actuellement à l'étude grâce à John Carter (PI d'OMEGA), Yves Langevin et Brigitte Gondet ; l'objectif étant à terme de pouvoir proposer cet outil via l'équipe OMEGA.

4.3 Filtrage des données

Considérant le grand nombre d'observations fournies par OMEGA (9646 cubes hyperspectraux acquis avant l'arrêt définitif de l'utilisation de la voie C), nous pouvons nous permettre d'appliquer un filtrage très strict sur le jeu de données tout en conservant une couverture globale de la planète, en particulier dans les régions polaires. Ce filtrage des données se base sur des critères définis et détaillés dans différentes études publiées précédemment (e.g., Langevin et al., 2007 ; Poulet et al., 2007 ; Ody et al., 2012 ; Vincendon et al., 2015). Les différents filtres appliqués sur les données sont décrits dans les sous-sections suivantes, sachant déjà que seules les observations de Mars en nadir sont prises en compte : les observations au limbe ou de Phobos et Déimos sont automatiquement rejetées.

4.3.1 Effets instrumentaux

La première étape consiste à identifier et exclure de l'étude les observations ou portions d'observations non utilisables car affectées par des biais instrumentaux, ou utilisés pour des mesures d'étalonnage. Les lignes et colonnes utilisées pour l'étalonnage en vol ou affectées de biais instrumentaux récurrents

⁴Libre, gratuit & open source. Bref, le langage du bien!

sont indiquées dans le fichier *SOFT10_readme.txt*⁵. Le filtrage des données est effectué par la génération d'un masque sous la forme d'un tableau 2D de mêmes dimensions que l'image OMEGA, et rempli de 1 pour les données à conserver et de *NaN* pour les données à retirer.

Mesures d'étalonnage Pour chaque cube les premières lignes acquises sont utilisées pour l'étalonnage de la voie visible (par l'observation d'une lampe d'étalonnage) et ne sont donc pas utilisables pour l'exploitation scientifique. Le nombre de lignes à retirer dépend du mode d'acquisition (largeur de l'image en pixels et binning) :

- les 56 premières lignes pour les cubes de 16 px ;
- les 28 premières lignes pour les cubes de 32 px ;
- les 14 premières lignes pour les cubes de 64 px ;
- et les 1, 3 ou 7 premières lignes pour les cubes de 128 px, pour des valeurs de binning respectivement de 4, 2 ou 1.

De plus, pour les premiers cubes d'une orbite (*ORBNNNN_0*), les premières lignes sont également utilisées pour réaliser des mesures d'étalonnage des voies C & L et doivent donc être retirées :

- les 192 premières lignes pour les cubes de 16 px ;
- les 96 premières lignes pour les cubes de 32 px ;
- les 48 premières lignes pour les cubes de 64 px ;
- et les 6, 12 ou 24 premières lignes pour les cubes de 128 px, pour des valeurs de binning respectivement de 4, 2 ou 1.

En outre, les 4 dernières lignes peuvent présenter des données incomplètes et sont donc systématiquement retirées elles aussi.

Température non-nominale du détecteur Les détecteurs infrarouges des voies C & L ont été prévus pour fonctionner une fois refroidis à une température inférieure à 80 K. Cependant, un certain temps est nécessaire pour refroidir les instruments avant une acquisition, et il peut arriver que les détecteurs ne soient pas à leur température nominale tout au long de l'acquisition d'un cube ; ce qui affecte notamment la valeur du courant d'obscurité et diminue le SNR (Jouglet, 2008 ; Vincendon et al., 2015). Ainsi, on identifie et retire les lignes pour lesquelles la température des détecteurs est supérieure à 80 K.

Saturation du détecteur En raison des grandes étendues spatiales observées par OMEGA sur une même acquisition et de la diversité des sols martiens, il peut arriver que certaines régions soient trop brillantes par rapport au temps de pose défini (par exemple à cause de la présence localement de glaces, ou de pentes fortement ensoleillées), ce qui conduit à une saturation (ou quasi-saturation) du détecteur sur certains pixels, qui sont donc écartés de l'étude. De plus, en reprenant le critère de plus haute qualité défini dans Vincendon et al. (2015), on retire également les pixels dont le niveau de décharge du détecteur est inférieur à 500 pour le spectel #40 (correspondant à $\lambda = 1,486 \mu\text{m}$), afin de se prémunir d'effets de non-linéarité à l'approche de la saturation.

⁵<ftp://psa.esac.esa.int/pub/mirror/MARS-EXPRESS/OMEGA/MEX-M-OMEGA-2-EDR-FLIGHT-EXT7-V1.0/SOFTWARE/>

Les observations en mode 128 pixels Enfin, à partir de l'orbite 513, les observations acquises en mode 128 px ont été affectées par une perturbation de certaines colonnes (Ody et al., 2012; Vincendon et al., 2015). Bien que dans certains cas il soit possible de reconstruire une partie de l'information, nous avons préféré retirer totalement les colonnes affectées pour ne conserver que les données les plus fiables initialement.

- Entre les orbites 513 et 2123, les colonnes #81 à #96 (soit 12,5 % des colonnes de l'image) présentent 44 longueurs d'onde corrompues, réparties sur l'ensemble de la gamme spectrale selon un schéma régulier (4 spectels contigus tous les 32 spectels, à partir du spectel 12 ou 28, selon les observations, affectant une ligne sur deux de l'image ; cf. figure 4.10, panneaux a & b). Pour ces observations, il est possible de reconstruire partiellement l'information par interpolations spatiales et spectrales.
- Entre les orbites 2124 et 3283 (*i.e.*, la fin de l'utilisation de ce mode d'observation), les longueurs d'onde corrompues du point précédent sont toujours présentes, mais s'y superpose un bruit aléatoire affectant l'ensemble des colonnes #61 à #128 (*i.e.*, la moitié du cube ; cf. figure 4.10, panneaux c & d). Ce second effet, aléatoire et affectant l'ensemble des lignes et spectels, ne peut cette fois-ci pas être corrigé et les colonnes corrompues doivent être retirées.

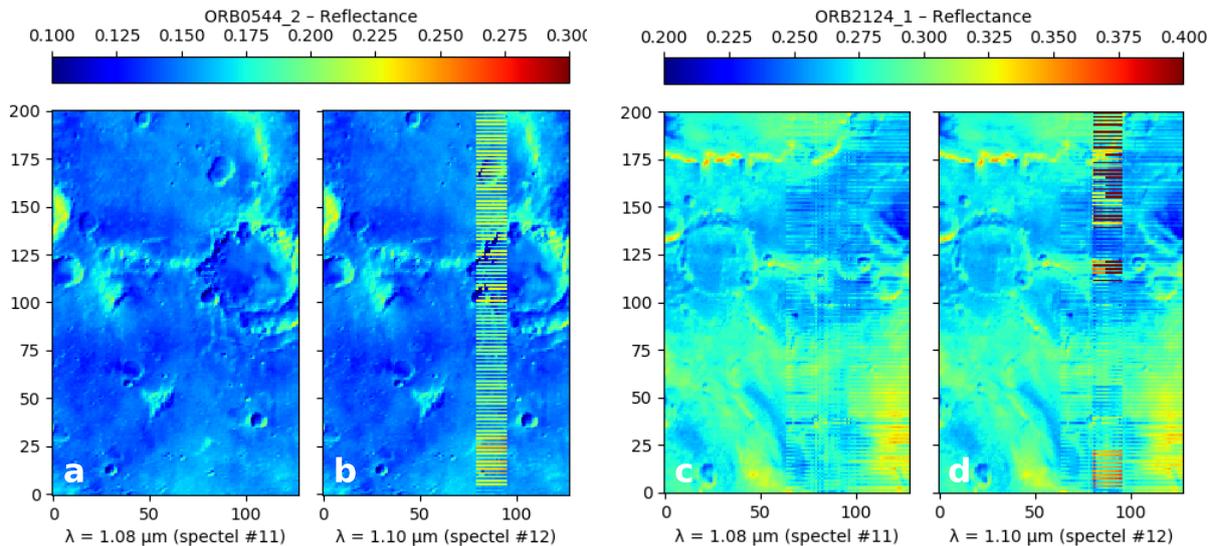


FIG. 4.10 : Illustration des perturbations affectant les cubes acquis en mode 128 px (a & b) entre les orbites 513 et 2123, et (c & d) entre les orbites 2124 et 3283.

4.3.2 Qualité des données

En complément du filtrage pour retirer les données inutilisables car corrompues par des effets instrumentaux, on applique également sur les données un filtrage pour ne conserver que les données jugées de plus haute qualité, et acquises dans des conditions similaires.

Géométrie d'observation Afin de s'affranchir de possibles effets liés à des variations de la géométrie d'observation entre différents spectres (Pommerol & Schmitt, 2008a), on ne considère que les spectres acquis en géométrie quasi-nadir (*i.e.*, avec un angle d'émergence $< 10^\circ$) pour une incidence $< 70^\circ$ (cf. figure 4.4).

Qualité de l'étalonnage Par ailleurs, on a vu précédemment que l'étalonnage de la voie L a dû être régulièrement ajusté au cours de la mission via les mesures en vol (OBC). Pour certaines orbites, les mesures d'OBC ne sont pas considérées comme fiables, et les cubes acquis durant les orbites en question sont donc écartés de l'étude.

Qualité des données reçues Depuis le déploiement de la version *SOFT07* des routines de traitement des données OMEGA, a été introduit un indicateur de qualité quantifiant la quantité de données corrompues ou perdues lors de leur transmission de la sonde vers la Terre. On exclut donc également les cubes identifiés comme de faible qualité par cet indicateur.

4.3.3 Glace d'eau

Les signatures d'hydratation et en particulier la bande à $3\ \mu\text{m}$ étant très sensibles à la présence de glace d'eau en surface ou dans l'atmosphère (Vincendon et al., 2011), il est important pour cette étude d'identifier et d'écarter les pixels pour lesquels de la glace d'eau est présente. Pour cela, on se base sur la présence de la bande à $1,5\ \mu\text{m}$ de la glace d'eau, et on exclut tous les pixels présentant une profondeur de bande à $1,5\ \mu\text{m}$ supérieure à 1 %; le détail du calcul de cette profondeur de bande (similaire à celle utilisée dans Poulet et al. (2007)) est explicité dans le [tableau 4.2](#). Ce seuil, fixé expérimentalement à 1 %, est encore une fois assez strict mais permet de s'assurer du retrait des pixels contaminés par la présence de glace d'eau, même en faible quantité.

Toutefois, certains nuages peuvent présenter une bande à $1,5\ \mu\text{m} < 1\%$ tout en affectant la bande à $3\ \mu\text{m}$. Afin de renforcer l'identification des nuages de glace d'eau, on calcule donc également le critère de l'*ice cloud index* (ICI), défini par Langevin et al. (2007) comme le rapport entre la réflectance à $\lambda = 3,4\ \mu\text{m}$ sur celle à $\lambda = 3,53\ \mu\text{m}$, et on retire les pixels qui vérifient $\text{ICI} < 0,8$ (Audouard et al., 2014).

Dans tous les cas, s'il y a doute sur la qualité ou la contamination d'une observation lors de son inspection visuelle, celle-ci est écartée de l'étude par précaution.

4.4 Critères spectraux

4.4.1 Quantification de la profondeur d'une bande d'absorption

On peut distinguer deux méthodes de calcul des profondeurs de bande dans les critères utilisés ici et présentés dans le [tableau 4.2](#) : la profondeur de bande dite « classique » et la profondeur de bande « intégrée ».

Profondeur de bande classique (BD) La quantification la plus classique de l'intensité d'une bande d'absorption consiste à calculer l'absorption au niveau du fond de la bande (*i.e.*, là où l'absorption est maximale) relativement au continuum spectral. Pour s'affranchir des effets d'albedo, on divise ensuite cette profondeur par le niveau de réflectance du continuum. On parle alors simplement de *profondeur de bande* (« *band depth* » en anglais, notée *BD*) pour se référer à cette méthode de calcul. Bien qu'il puisse être nécessaire d'utiliser un continuum plus complexe dans certains cas (voir l'exemple de la bande à $3,4\ \mu\text{m}$ des carbonates dans Jouglet (2008)), on n'utilisera ici que des continus linéaires. Ceux-ci sont généralement définis à partir des réflectances à deux longueurs d'onde de part et d'autre de la bande d'absorption (*e.g.*, $1,9\ \mu\text{m}$ BD; cf. [figure 4.11a](#)), ce qui permet de prendre en compte la pente spectrale globale; mais ils peuvent également être pris constants, en particulier dans les cas où l'on n'a pas accès à l'une des extrémités de la bande étudiée (*e.g.*, $4\ \mu\text{m}$ BD).

Profondeur de bande intégrée (IBD) La seconde méthode de quantification de l'intensité d'une bande d'absorption ne prend pas en compte simplement la valeur de l'absorption en un point, mais intégrée sur toute la bande; on parle alors de *profondeur de bande intégrée* (ou « *integrated band depth* » en anglais, notée *IBD*) (Calvin, 1997; Jouglet et al., 2007). Similairement à ce qui a été utilisé pour l'étude de l'absorption à 3 μm par les nuages de glace d'eau dans les données ACS-MIR (cf. section 2.3), l'absorption est ici quantifiée via le calcul de l'aire de la bande d'absorption sous un continuum (e.g., *wide 3 μm IBD*; cf. figure 4.11b).

4.4.2 Critères spectraux utilisés dans cette étude

L'ensemble des critères spectraux utilisés pour l'analyse et l'étude des données OMEGA du chapitre 5 sont explicités dans le tableau 4.2, et illustrés sur la figure 4.11. Certains de ces critères sont issus de précédentes études utilisant les données OMEGA (e.g., Langevin et al., 2005a; Jouglet et al., 2007; Poulet et al., 2007), tandis que d'autres ont été développés spécifiquement pour cette étude.

TAB. 4.2 : Critères spectraux utilisés dans le chapitre 5. $R(\lambda)$ est la réflectance de la surface à la longueur d'onde λ (en μm) telle que définie par l'équation (4.4); et $\bar{R}(\lambda_1, \dots, \lambda_n)$ est la réflectance moyennée sur les longueurs d'onde $\lambda_1, \dots, \lambda_n$. Pour la *wide 3 μm IBD*, $\text{Cont}(\lambda)$ est le continuum spectral défini linéairement entre 2,35 et 3,7 μm , et N_λ est le nombre de spectels entre 2,9 et 3,7 μm .

Description	Critère spectral
<i>Critères « historiques »</i>	
1,5 μm BD (Poulet et al., 2007)	$1 - \frac{R(1,50) + R(1,51)}{R(1,30) + R(1,71)}$
1,9 μm BD (Langevin et al., 2005a)	$1 - \frac{R(1,93)}{0,74R(1,86) + 0,26R(2,14)}$
Wide 3 μm IBD (Jouglet et al., 2007)	$1 - \frac{1}{N_\lambda} \sum_{\lambda=2,9\mu\text{m}}^{3,7\mu\text{m}} \frac{R(\lambda)}{\text{Cont}(\lambda)}$ avec $\text{Cont}(\lambda) = R(2,35) + \left(\frac{R(3,7) - R(2,35)}{1,35} \right) (\lambda - 2,35)$
<i>Nouveaux critères</i>	
1,37 μm BD	$1 - \frac{\bar{R}(1,36; 1,37)}{0,64\bar{R}(1,29; 1,30; 1,31) + 0,36\bar{R}(1,47, 1,48)}$
2,4 μm BD	$1 - \frac{\bar{R}(2,43; 2,45; 2,46)}{\bar{R}(2,27; 2,29; 2,30)}$
Narrow 3 μm BD	$1 - \frac{\bar{R}(2,96; 3,01; 3,03)}{0,67\bar{R}(2,88; 2,90; 2,92) + 0,33\bar{R}(3,19; 3,21; 3,23)}$
4 μm BD	$1 - \frac{\bar{R}(3,94; 3,96)}{\bar{R}(3,69; 3,71; 3,73)}$

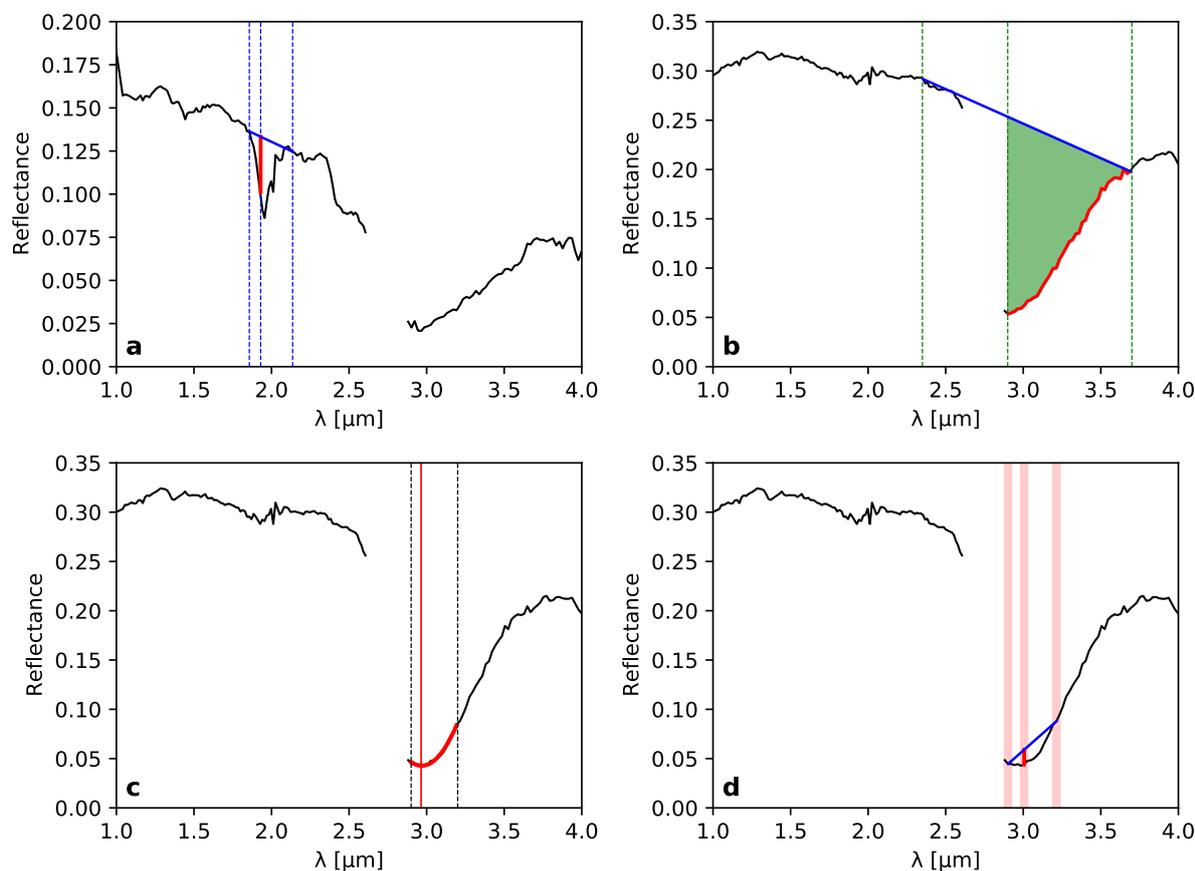


FIG. 4.11 : Illustration des différents critères spectraux utilisés pour l'étude des données OMEGA dans le [chapitre 5](#), et détaillés dans le [tableau 4.2](#).

a. Calcul de la profondeur de la bande à 1,9 μm ([Langevin et al., 2005a](#)) : mesure de l'absorption à $\lambda = 1,93 \mu\text{m}$ par rapport à un continuum défini linéairement entre 1,857 et 2,136 μm . Même principe pour les autres critères de bande « BD ».

b. Calcul de la profondeur de bande intégrée pour la bande à 3 μm (*wide 3 μm IBD*) ([Jouglet et al., 2007](#)) ; la zone verte correspond à l'aire utilisée pour le calcul de la profondeur de bande.

c. Détermination de la position du maximum d'absorption de la bande à 3 μm via l'ajustement d'un polynôme d'ordre 2 entre 2,9 et 3,2 μm .

d. Calcul de la profondeur de la bande étroite à 3 μm (*narrow 3 μm BD*) ; les zones rouges représentent les gammes spectrales sur lesquelles la réflectance est moyennée pour le calcul du critère.

Critères « historiques »

Cette thèse s’inscrivant dans la continuité de nombreux travaux réalisés par les membres de l’équipe de l’instrument OMEGA depuis le début de sa campagne de mesure en 2004, de nombreuses méthodes ont été développées et publiées pour étudier les signatures spectrales martiennes. Ainsi, nous commencerons par présenter trois critères spectraux utilisés dans cette étude et repris de précédentes études pour étudier les bandes à 1,5 μm , 1,9 μm et 3 μm .

Pour les bandes à 1,5 μm et 1,9 μm (respectivement associées à la glace d’eau pour la première, et à la présence de minéraux hydratés ou d’eau adsorbée pour la seconde), les profondeurs de bandes (BD) sont calculées par rapport à un continuum défini linéairement à partir des valeurs de la réflectance de part et d’autre de la bande⁶. Le choix des spectels utilisés pour la mise en place de ces estimateurs a été fait de manière à minimiser l’impact de l’absorption atmosphérique, en choisissant des longueurs d’onde pour lesquelles l’atmosphère est relativement transparente (cf. [figure 4.6](#)). Par exemple, c’est pour cela que la réflectance utilisée dans le calcul de la 1,9 μm BD est $\lambda = 1,93 \mu\text{m}$ alors que le fond de la bande théorique est à $\lambda = 1,94 \mu\text{m}$: l’absorption atmosphérique étant de seulement $\sim 2\%$ à 1,927 μm contre $\sim 10\%$ à 1,941 μm ([Langevin et al., 2005a](#)).

Pour la quantification de l’absorption de la bande 3 μm , nous avons utilisé le calcul d’une profondeur de bande intégrée afin de prendre en compte l’absorption de cette large bande dans son ensemble. Pour cela, on utilise le critère défini par Denis Jouglet ([Jouglet et al., 2007](#) ; [Jouglet, 2008](#)) et repris ensuite par Joachim Audouard ([Audouard, 2014](#) ; [Audouard et al., 2014](#)) : l’IBD est calculée à partir de l’aire de la bande entre 2,9 μm et 3,7 μm , sous un continuum défini linéairement entre 2,35 μm et 3,7 μm . Ce critère est par la suite identifié comme la « *wide 3 μm IBD* », par opposition à une autre bande à 3 μm plus étroite et mise en évidence dans cette étude au niveau des régions polaires Nord.

Nouveaux critères définis pour cette étude

En complément des critères spectraux déjà existants, nous avons été amenés au cours de cette thèse à mettre en place de nouveaux estimateurs pour étudier certaines signatures spécifiques. En effet, l’étude de l’évolution de la bande à 3 μm a révélé une modification de l’absorption dans les régions polaires, due à l’apparition d’une bande d’absorption étroite et centrée sur 3,03 μm ; ce qui a nécessité de mettre en place un estimateur spécifique pour identifier la présence de cette signature, dénommée par la suite la bande d’absorption à 3 μm *étroite* (« *narrow 3 μm band* »).

Ajustement d’un polynôme d’ordre 2 Cette signature additionnelle à 3 μm a d’abord été identifiée par son action sur la forme générale de la large bande d’absorption à 3 μm , en décalant le maximum de la bande d’absorption de $\sim 2,9 \mu\text{m}$ vers $\sim 3,0 \mu\text{m}$ (cf. [figure 5.1](#)). Ainsi, nous avons dans un premier temps cherché à mesurer et suivre ce décalage via l’ajustement d’un polynôme de degré 2 sur le fond de la bande à 3 μm (2,9–3,2 μm) pour déterminer la position du maximum d’absorption ; cette méthode est illustrée sur la [figure 4.11c](#). Ce calcul, nécessitant la réalisation d’un ajustement spectre par spectre, est toutefois beaucoup plus couteux en temps de calcul qu’un critère de profondeur de bande pouvant être réalisé par opération sur des tableaux ($\sim 30 \text{ s} - 1 \text{ min}$ comparé à $< 1 \text{ s}$). Toutefois, des irrégularités pouvant être observées avec ce critère, nous avons cessé de l’utiliser pour mettre en place un second critère permettant de rendre compte de notre détection avec plus de fiabilité.

⁶Le cas classique donc.

Narrow 3 μm BD Les rapports de spectres ayant permis d'associer ce décalage du fond de la bande à 3 μm à la présence d'une nouvelle signature étroite et piquant vers 3,03 μm (cf. [figure 5.1](#)), nous avons par la suite mis en place un critère de profondeur de bande pour identifier la présence et l'intensité de cette nouvelle bande. Nous avons adopté un critère de profondeur de bande classique (BD) calculant l'absorption à 3,0 μm par rapport à un continuum défini linéairement entre 2,9 et 3,2 μm (cf. [figure 4.11d](#)), identifié dans la suite par le terme de « narrow 3 μm BD ». Ces longueurs d'onde se situant au sein de la large bande d'absorption à 3 μm omniprésente sur Mars, les niveaux de réflectance sont relativement faibles, ce qui amoindrit le rapport signal sur bruit (SNR); nous utilisons donc systématiquement une moyenne sur 3 pixels consécutifs pour les mesures des réflectances utilisées par ce critère.

On constate en comparant les panneaux b & d de la [figure 4.11](#), que le choix de ce continuum permet effectivement de rendre compte de l'accroissement de la concavité du fond de la bande causé par la présence de la bande *étroite* à 3 μm ; la large bande à 3 μm (« classique ») étant relativement linéaire entre 2,9 et 3,2 μm .

En dehors de cette signature à 3 μm , une autre absorption nous a particulièrement intéressé autour de $\lambda = 4 \mu\text{m}$, en raison de sa corrélation avec la signature étroite à 3 μm mentionnée précédemment. Toutefois, dans le cas de cette bande d'absorption à 4 μm , l'absorption de l'atmosphère nous masque la partie de la bande dans les longueurs d'onde supérieures à 4,06. La profondeur de bande (BD) est donc calculée par rapport à un continuum défini comme constant et égale à la réflectance moyenne du spectre autour de $\lambda \sim 3,7 \mu\text{m}$.

Enfin, deux autres critères ont également été définis pour investiguer de possibles corrélations avec des signatures plus faibles à 1,37 μm et 2,4 μm (cf. [tableau 4.2](#)).

La bande à 3 microns dans les régions polaires Nord

5

5.1	Identification d'une nouvelle signature étroite à 3 μm dans les régions polaires Nord . . .	124
5.1.1	Étude de la région d'atterrissage du lander <i>Phoenix</i>	124
5.1.2	Distribution spatiale	126
5.1.3	Corrélation avec d'autres signatures spectrales	127
5.1.4	Comparaison avec l'hémisphère Sud	129
5.1.5	Stabilité temporelle	132
5.2	Quelle origine pour l'anneau boréal à 3 μm ?	134
5.2.1	Potentiels biais atmosphériques	134
5.2.2	Glace d'eau en surface	136
5.2.3	Eau adsorbée en surface	138
5.2.4	Sels	145
5.2.5	Synthèse des différentes pistes explorées	152

L'arrivée de l'instrument OMEGA à bord de la sonde européenne Mars Express a permis de cartographier précisément la distribution spatiale et l'intensité de la forte et large bande d'absorption à 3 μm de la surface martienne, observée depuis les années 60 (Sinton, 1967) (cf. sous-section 1.4.1). De ces observations ont découlé des cartographies du niveau d'hydratation des sols martiens (Jougllet et al., 2007; Milliken et al., 2007; Audouard et al., 2014), qui ont notamment révélé une forte augmentation de la quantité d'eau contenue dans la surface au niveau des régions polaires. Toutefois, comme cela a été détaillé dans la section 1.4, l'origine de cette évolution fait encore débat, avec l'opposition de deux hypothèses principales : eau adsorbée vs eau chimisorbée; la prédominance de l'un ou l'autre de ces mécanismes ayant des implications différentes sur l'histoire de la surface martienne.

Dans ce chapitre, nous nous concentrerons principalement sur l'étude de bande à 3 μm de la surface martienne dans les régions des hautes latitudes Nord. En particulier, nous détaillerons l'identification d'une nouvelle signature observée dans les données OMEGA, caractérisée par une bande d'absorption relativement étroite autour 3 μm et distribuée au sein d'une région en forme d'anneau dans les terrains brillants entourant la calotte polaire permanente Nord; cette région est repérée sous le nom d'*anneau boréal à 3 μm* . Nous présenterons ensuite les différentes pistes envisagées pour l'interprétation de cette signature, qui nous ont conduit à privilégier un phénomène d'altération de la surface relativement récent, qui pourrait être relié à la présence de sulfates et impliquer une potentielle action de la glace d'eau, et à écarter les hypothèses reposant sur de l'eau adsorbée. Enfin, nous discuterons des variations spatiales de la signature à 3 μm , en particulier au regard de celles de la bande à 1,9 μm , une autre signature caractéristique de l'hydratation. Les résultats présentés dans les deux premières sections de ce chapitre, relatives à l'anneau boréal à 3 μm , ont fait l'objet d'un article, publié dans le journal *Icarus* (Stcherbinine et al., 2021), et présenté dans son intégralité en annexe E.

5.1 Identification d'une nouvelle signature étroite à 3 μm dans les régions polaires Nord

5.1.1 Étude de la région d'atterrissage du lander *Phoenix*

Comme on a pu le voir dans la [section 1.4](#), la sonde *Phoenix* a réalisé des mesures *in-situ* de la composition du sol martien dans les régions polaires Nord, fournissant ainsi un jeu de données unique pouvant être comparé aux résultats obtenus depuis l'orbite.

La [figure 5.1](#) illustre l'évolution de la réflectance spectrale de la surface sur une bande en latitude couvrant une zone d'albédo relativement uniformément clair (0,3–0,4) incluant la région du site d'atterrissage de *Phoenix* par 234°E et 68°N. On peut voir que l'intensité de l'ensemble de la bande à 3 μm augmente progressivement avec la latitude, comme cela avait déjà été rapporté dans de précédentes études ([Joulet et al., 2007](#) ; [Milliken et al., 2007](#) ; [Audouard et al., 2014](#)). Le panneau (b) de la [figure 5.1](#) présente des spectres OMEGA acquis à trois latitudes différentes (52°N, 62°N et 72°N) : on y constate que l'évolution des spectres n'est, elle, pas progressive avec la latitude, en particulier dans la gamme 2,8–4,0 μm . En effet, on observe que la forme du spectre acquis le plus au nord (spectre bleu) diffère de celle des deux autres (spectres jaune et vert) pour les plus grandes longueurs d'onde : la position du maximum d'absorption de la bande à 3 μm se retrouve décalée de $\sim 2,9 \mu\text{m}$ vers 3,0 μm , et une diminution de la réflectance est observée au-delà de $\sim 3,8 \mu\text{m}$. Cette différence de comportement est particulièrement mise en évidence dans les rapports spectraux (cf. [figure 5.1b](#)) : tandis que le rapport obtenu en divisant entre eux les spectres acquis au sud de *Phoenix* (spectre noir) présente une augmentation de la bande à 3 μm associée à une forme typiquement similaire à celle de la bande avant la division (avec un minimum à $\lambda \sim 2,9 \mu\text{m}$), le rapport obtenu plus au nord, avec des spectres pris de part et d'autre du site de *Phoenix* (spectre rouge), exhibe une forte et étroite bande d'absorption centrée sur $\lambda \sim 3,03 \mu\text{m}$ (la bande à 3 μm étroite de la [sous-section 4.4.2](#)) ainsi qu'une large bande d'absorption de plus faible intensité débutant à partir de $\lambda \sim 3,6 \mu\text{m}$.

À partir du critère spectral *narrow 3 μm BD* (défini dans la [sous-section 4.4.2](#) et le [tableau 4.2](#)), nous avons cartographié la distribution spatiale de cette bande à 3 μm étroite autour de la région de *Phoenix*, qui est présentée en [figure 5.1d](#). On constate que cette bande n'est présente qu'au-delà de 68°N, et que la transition de la région sans la signature ($< 66^\circ\text{N}$) vers la région avec ($> 68^\circ\text{N}$) est abrupte ; comportement très différent du gradient progressif en latitude observé pour la large bande à 3 μm (cf. [figure 5.1c](#)).

De la mise en place du critère spectral adéquat

Bien que nous présentions ici les résultats obtenus par le critère *narrow 3 μm BD*, celui-ci n'est pas le premier à avoir été mis en place au cours de l'étude. Le premier effet qui a attiré notre attention étant la déformation du fond de la bande à 3 μm via le décalage de la position du maximum d'absorption, c'est ce que nous avons d'abord cherché à caractériser. Pour cela, nous avons dans un premier temps cherché à identifier et cartographier la position du minimum de la bande (cf. [figure 5.2a](#)). En raison des faibles valeurs de réflectance au niveau du fond de la bande, le rapport signal sur bruit (SNR) est plus faible dans cette région spectrale. Ainsi, comme décrit dans la [sous-section 4.4.2](#), nous approximons la forme du fond de la bande via l'ajustement d'un polynôme d'ordre 2 entre 2,9 et 3,2 μm , puis déterminions la longueur d'onde associée au minimum de cet ajustement. Néanmoins, même si l'utilisation d'un ajustement polynômial permettait de s'affranchir en partie de l'impact du bruit dans les données (plus qu'une simple recherche de minimum directement sur les réflectances), on a pu constater sur certaines observations que les cartes réalisées à l'aide de cette méthode pouvaient présenter quelques irrégularités en comparaison de ce que l'on pouvait observer dans nos spectres ; en particulier lorsque le niveau de bruit du fond de la bande devenait trop important.

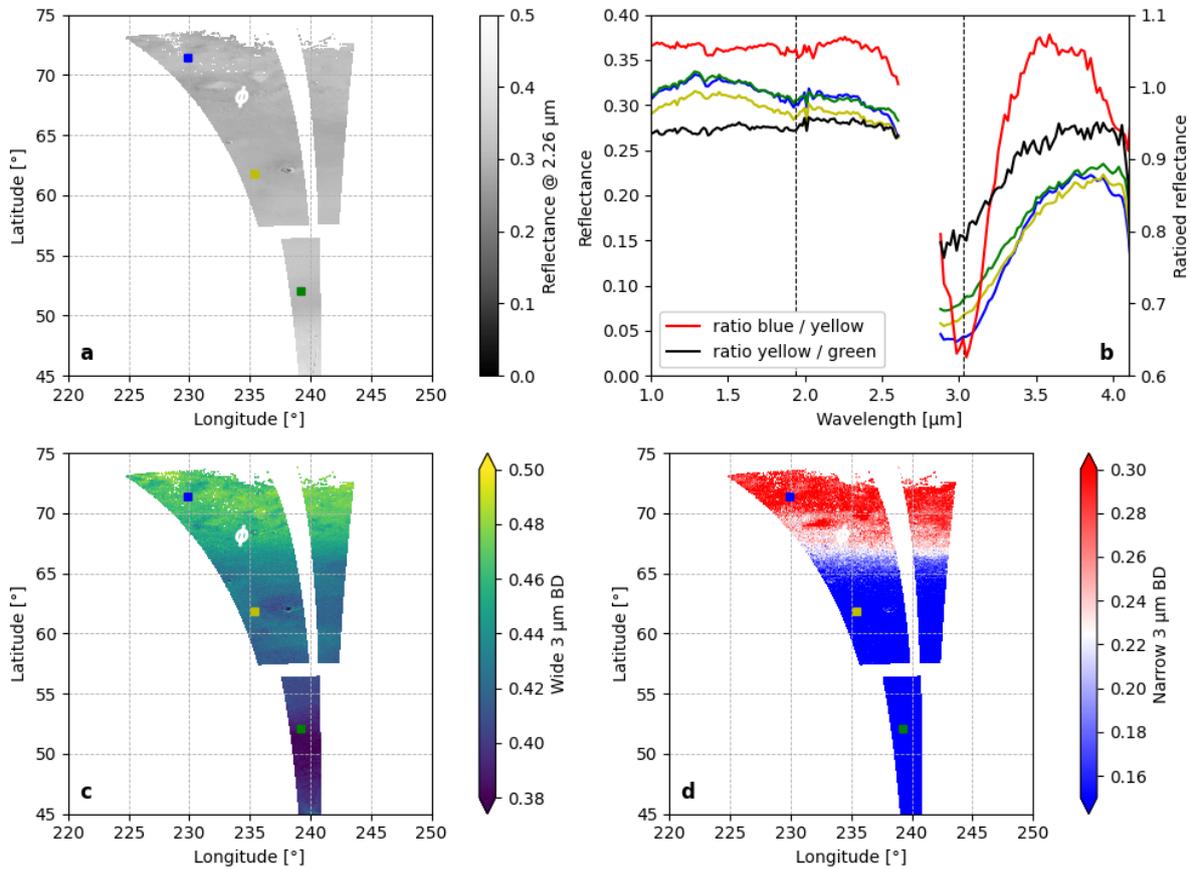


FIG. 5.1 : Cartes obtenues à partir des cubes OMEGA #3 et #4 de l'orbite 979 ($L_s = 105^\circ$, heure locale ~ 15 h) représentant (a) la réflectance à 2,26 μm , ainsi que les critères (c) *wide* 3 μm IBD, et (d) *narrow* 3 μm BD. Le « ϕ » blanc indique la position de la sonde *Phoenix* à la surface. Les spectres bleu, jaune et vert du panneau (b) sont moyennés sur des carrés de 3×3 pixels dont les positions sont indiquées par les carrés de mêmes couleurs sur les cartes des panneaux (a, c & d). Deux rapports de ces spectres sont également présentés sur le panneau (b) en rouge et noir. Les lignes en pointillés du panneau (b) correspondent aux longueurs d'onde 1,94 et 3,03 μm .

On observe sur le panneau (b) que l'évolution spectrale entre 60°N et 70°N (rapport rouge) est très différente de celle entre 50°N et 60°N (rapport noir), avec la présence d'une bande d'absorption étroite centrée sur $\lambda \sim 3,03 \mu\text{m}$, ce qui résulte en un décalage de la position du maximum d'absorption de la large bande à 3 μm « classique » qui passe de 2,9 μm (spectres jaune et vert) à 3,0 μm (spectre bleu). On observe également une absorption à $\lambda > 3,6 \mu\text{m}$ spécifique au rapport rouge et associé à une absorption dans le spectre bleu.

Ainsi, les rapports de spectres ayant permis d'associer cette déformation de la bande à 3 μm avec la présence d'une signature d'absorption supplémentaire, nous avons donc cherché à mettre en place un critère visant cette fois-ci à quantifier l'intensité de cette nouvelle absorption, tout en prenant en compte la présence de la large bande à 3 μm classique (cf. [figure 5.2b](#)). En raison du SNR plus faible dans cette région du spectre, nous avons donc décidé de moyennner systématiquement nos valeurs sur 3 pixels consécutifs lors du calcul de la profondeur de bande ; ce qui a mené à l'établissement du critère *narrow* 3 μm BD (cf. [sous-section 4.4.2](#) & [tableau 4.2](#)). Les phases de test ayant montré que ce critère permettait de rendre compte plus justement de ce que l'on pouvait observer via l'étude des spectres¹, c'est donc celui-ci qui a été retenu pour le reste de l'étude.

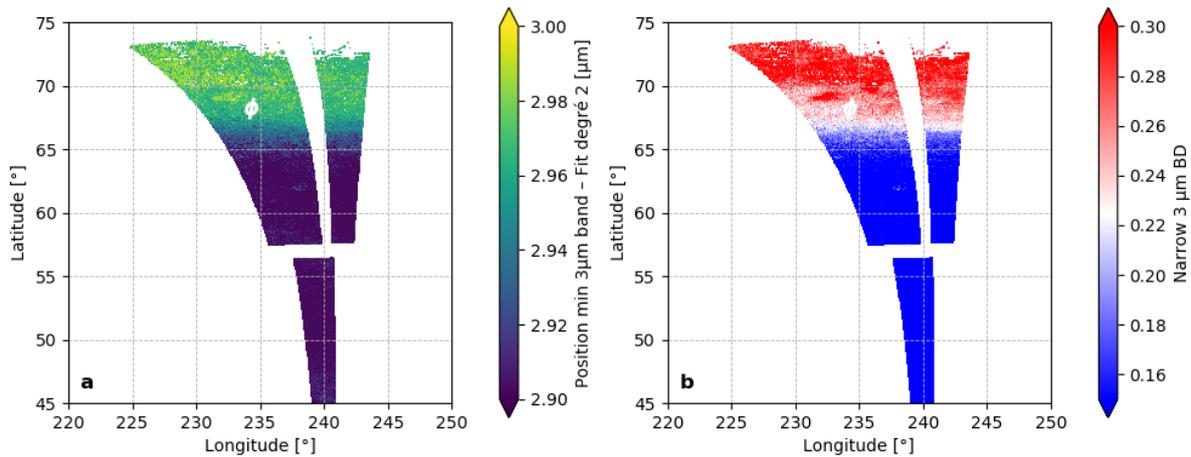


FIG. 5.2 : Cartes obtenues à partir des cubes OMEGA #3 et #4 de l'orbite 979 ($L_s = 105^\circ$, heure locale ~ 15 h) représentant les critères (a) de la position du maximum d'absorption de la bande à 3 μm , déterminé par ajustement d'un polynôme d'ordre 2, et (b) *narrow* 3 μm BD. Le « ϕ » blanc indique la position de la sonde *Phoenix* à la surface.

On constate que les deux critères mettent en évidence la même région, au-delà de $\sim 66^\circ\text{N}$.

5.1.2 Distribution spatiale

En dehors de la région du site d'atterrissage de *Phoenix*, nous avons également calculé l'intensité du critère *narrow* 3 μm BD sur l'ensemble des observations du jeu de données OMEGA dont les acquisitions ont été réalisées avec les 3 voies spectrales (*i.e.*, jusqu'à l'orbite 8485 et la perte de la voie C) afin de cartographier la distribution spatiale de cette nouvelle signature identifiée à $\lambda \sim 3,03 \mu\text{m}$. La cartographie sur l'ensemble de la planète a révélé que cette signature n'est observée que dans les régions polaires Nord. La [figure 5.3](#) présente des cartes composites de l'hémisphère Nord martien (entre 50°N et 90°N), et on peut y observer sur les panneaux (e) et (f) que la bande à 3 μm étroite est distribuée selon une structure en anneau ouvert, en forme de croissant, autour du pôle Nord. Cette région, identifiée par la suite sous le nom d'*anneau boréal à 3 microns* (« *3 microns northern ring* ») ou tout simplement d'*anneau*, correspond aux régions brillantes situées entre $\sim 68^\circ\text{N}$ et 76°N de latitude, et $\sim 0^\circ\text{E}$ et 270°E de longitude. La transition au niveau de la limite inférieure (Sud) de l'anneau se produit dans des terrains clairs, sans variation en termes d'albédo de la surface ; toutefois, entre 30°E et 115°E , la transition est située proche d'une délimitation avec des terrains plus sombres. La limite supérieure (Nord) de l'anneau (située autour de 76°N) correspond à la délimitation entre les terrains clairs des régions Nord et les régions sombres des dunes entourant la calotte polaire Nord permanente (cf. [figure 5.4](#)). De même,

¹La visualisation et la comparaison des spectres issus de différentes régions d'une observation étant facilitées par l'utilisation des outils interactifs implémentés dans le module OMEGA-Py (cf. [annexe A](#)).

aucune détection de la bande à 3 μm étroite n'a été observée dans l'extension vers le Sud de ces terrains de faible albédo dans la région de *Vastitas Borealis*, entre 280°E et 360°E; et ce, même pour les latitudes auxquelles la signature est observée dans les régions claires, sous d'autres longitudes.

La **figure 5.4b** représente la distribution spatiale de la détection de l'anneau (valeurs du critère *narrow* 3 μm BD supérieures ou égales à 0,27) sur une carte des unités géologiques extraite de [Tanaka et al. \(2005\)](#). On observe que l'anneau est réparti sur deux unités géologiques principales datant du jeune Amazonien (appelées unités marginales et intérieures de *Vastitas Borealis* dans [Tanaka et al. \(2005\)](#)). Cela suggère donc que la signature est associée à la composition superficielle du sol recouvrant les deux unités (l'épaisseur de la couche de la surface sondée par OMEGA, la « surface optique », étant de quelques centaines de micromètres seulement).

Nous présentons en **figure 5.5** les profils latitudinaux des profondeurs de bande moyennes entre 45°N et 75°N pour deux zones traversant l'anneau boréal à 3 μm (« A » et « B »). Quatre estimateurs spectraux sont représentés : *wide* 3 μm IBD, 1,9 μm BD, *narrow* 3 μm BD et 4 μm BD. Les valeurs des estimateurs spectraux sont moyennées sur la longitude (*i.e.*, les lignes de l'image), en ne considérant que les pixels dont la réflectance de surface à 2,26 μm est comprise entre 0,3 et 0,35 pour éviter les interférences possibles dues aux variations d'albédo. On observe que les critères *wide* 3 μm IBD et 1,9 μm BD augmentent de façon continue avec la latitude; tandis que les critères *narrow* 3 μm et 4 μm BD présentent une augmentation brutale entre des valeurs faibles plus élevées sur quelques degrés de latitude seulement.

Plus généralement, comme le montre la **figure 5.3**, la distribution spatiale de la bande à 4 μm est similaire à celle de la bande étroite à 3 μm , avec une excellente corrélation. Cela suggère fortement que les deux bandes sont liées, c'est-à-dire que le phénomène à l'œuvre au niveau de l'anneau boréal à 3 μm est responsable de ces deux signatures spectroscopiques.

5.1.3 Corrélation avec d'autres signatures spectrales

Afin d'isoler une signature moyenne typique représentative de la région de l'anneau boréal à 3 μm , nous avons moyenné plusieurs rapports spectraux réalisés entre des observations dans et hors de l'anneau ($\sim 70^\circ\text{N}$ divisé par $\sim 63^\circ\text{N}$) acquis à différentes longitudes tout autour de l'anneau (spectre rouge de la **figure 5.6**).

Dans un premier temps, cette signature est comparée avec un autre rapport spectral pris au sud de l'anneau ($\sim 60^\circ\text{N}$ sur $\sim 50^\circ\text{N}$). Ce rapport montre que l'augmentation de l'absorption à 3 μm entre 50°N et 60°N a une forme spectrale différente de celle observée aux latitudes Nord lors de la transition vers l'anneau. Les principales différences entre ces deux rapports spectraux se situent dans la gamme spectrale 2,8–4 μm . L'augmentation de l'absorption à 3 μm est sensiblement plus importante entre 63°N et 70°N qu'entre 50°N et 60°N, tandis que l'écart en latitude est plus petit, ce qui suggère une augmentation de l'absorption à 3 μm renforcée au niveau de l'anneau. De plus, comme nous l'avons vu précédemment pour la région de *Phoenix* (cf. **sous-section 5.1.1**), on observe à nouveau que la forme spectrale des deux rapports (hors et sur l'anneau) diffère également de manière significative. En effet, au niveau de l'anneau boréal à 3 μm , on observe une absorption étroite et centrée sur 3,03 μm ainsi que ce qui pourrait être le début d'une large absorption à des longueurs d'onde supérieures à 4 μm (commençant à $\lambda \sim 3,6 \mu\text{m}$); tandis que plus au sud, la bande d'absorption à 3 μm est plus large, centrée sur $\lambda \sim 2,9 \mu\text{m}$ et sans aucune signature associée autour 4 μm (cf. **figure 5.6c**).

En regardant de plus près la gamme spectrale 1–2,6 μm , on peut observer la présence de quelques très faibles bandes d'absorption (typiquement autour d'un pour cent dans les rapports), les principales signatures pouvant être identifiées dans le spectre rouge sont localisées à 1,37, 1,9, 2,4 et 2,6 μm ; les bandes à 1,37 μm et 2,6 μm étant associées à la vapeur d'eau atmosphérique ([Encrenaz et al., 2005](#)).

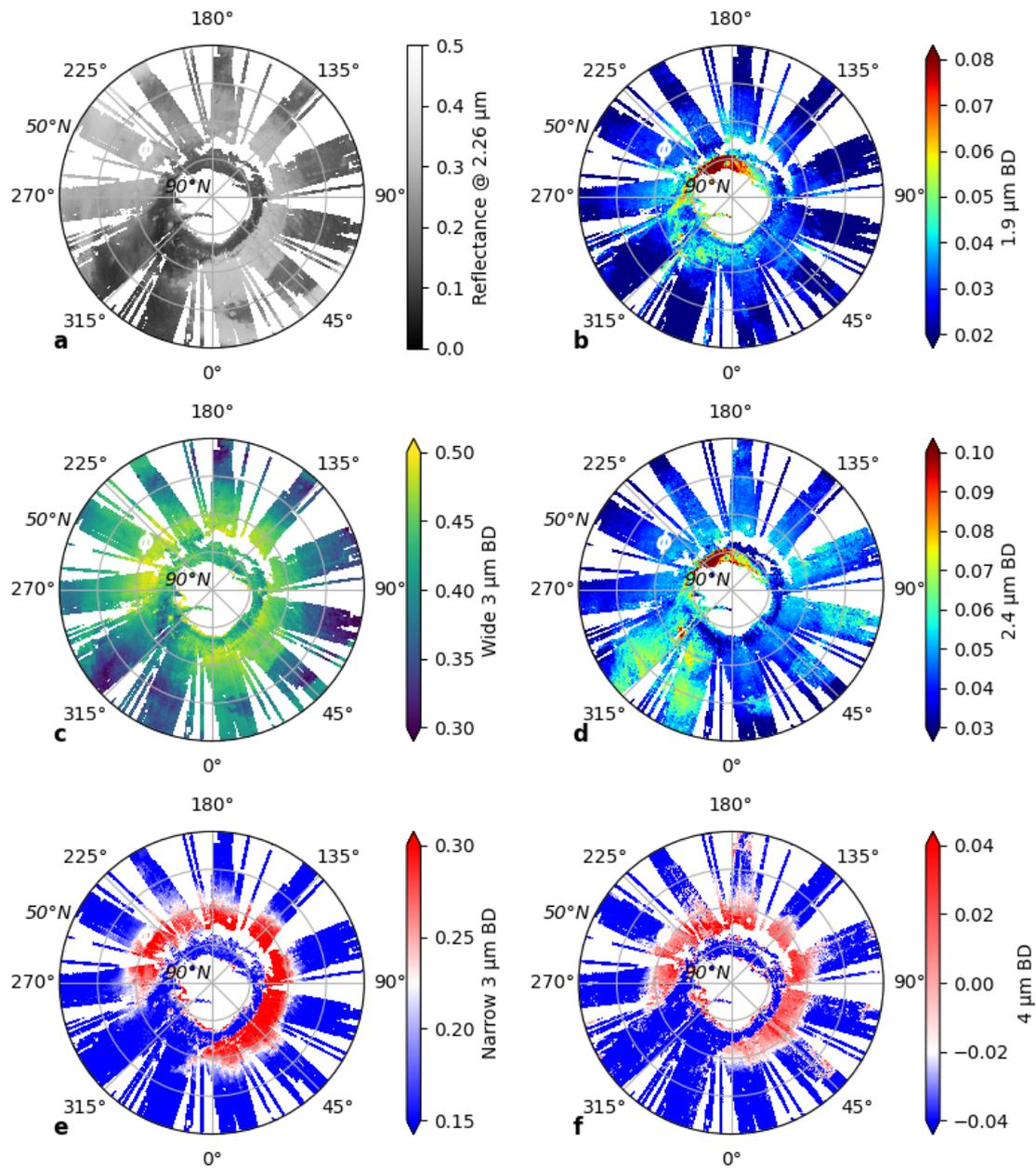


FIG. 5.3 : Cartographies des régions polaires Nord, représentant (a) la réflectance de la surface à $2,26\ \mu\text{m}$, ainsi que les critères (b) $1,9\ \mu\text{m}$ BD, (c) *wide* $3\ \mu\text{m}$ IBD, (d) $2,4\ \mu\text{m}$ BD, (e) *narrow* $3\ \mu\text{m}$ BD, et (f) $4\ \mu\text{m}$ BD. Le « ϕ » blanc indique la position de la sonde *Phoenix* à la surface. Ces cartes composites ont été réalisées à partir d’observations OMEGA en géométrie nadir, acquises pendant l’été de l’hémisphère Nord de l’année MY 27 ($L_s = 98^\circ\text{--}132^\circ$), lorsque la réponse de la voie C était nominale, *i.e.*, de l’orbite 923 à 1223 (Jouglet et al., 2009). On observe sur les panneaux (e) et (f) la présence d’une structure en anneau (ouvert) entre 68°N et 76°N (identifié par la suite sous le nom d’anneau boréal à $3\ \mu\text{m}$, ou $3\ \mu\text{m}$ northern ring) : cette structure est spécifique aux critères *narrow* $3\ \mu\text{m}$ BD et $4\ \mu\text{m}$ BD. Comme on peut le constater, l’apparition de cette région n’est pas corrélée avec une variation de l’albédo de la surface bien qu’elle ne soit observée que pour des régions d’albédo élevé (a). On note également une quasi anticorrélation avec les bandes à $1,9\ \mu\text{m}$ (b) et $2,4\ \mu\text{m}$ (d) qui sont essentiellement observées dans les terrains les plus sombres. La distribution du critère *wide* $3\ \mu\text{m}$ IBD est également présentée dans le panneau (c) pour comparaison.

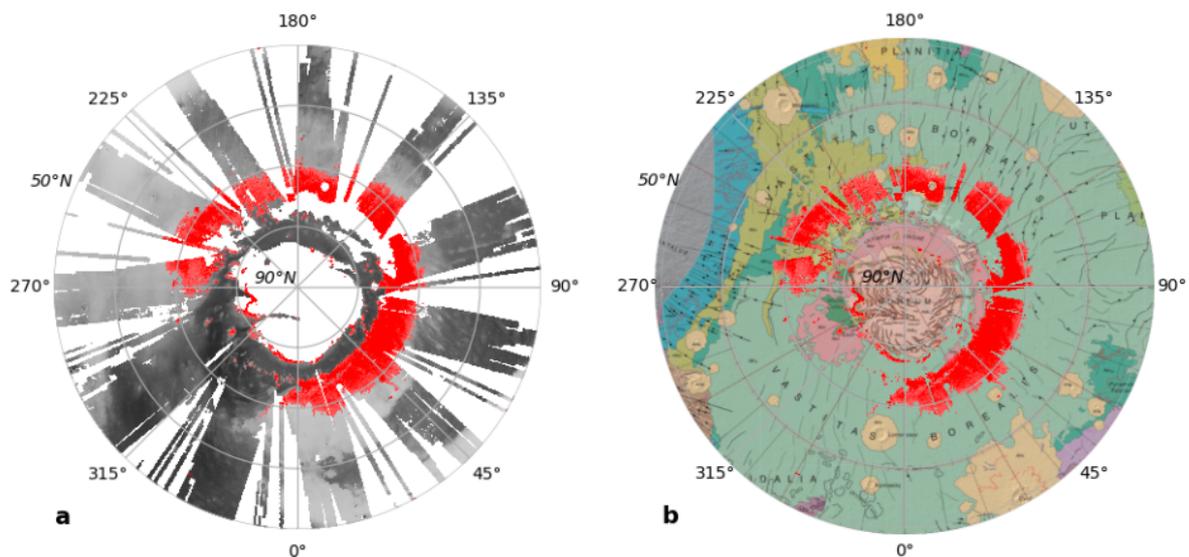


FIG. 5.4 : Superposition de l’anneau boréal à 3 μm , défini comme la région présentant une valeur du critère *narrow* 3 μm BD supérieure ou égale à 0,27 (en rouge), sur (a) une carte de la réflectance de la surface à 2,26 μm , et (b) une carte géologique des régions Nord de Mars issue de (Tanaka et al., 2005). On observe que la bande à 3 μm étroite est présente sur deux principales unités géologiques datées du jeune Amazonien (cf. Tanaka et al. (2005) pour la légende des unités géologiques).

Étant donné que les rapports spectraux sont calculés à partir de spectres acquis à une dizaine de degrés de latitude d’écart, la présence de ces bandes de vapeur d’eau dans les spectres est cohérente avec l’augmentation latitudinale de la quantité de vapeur d’eau caractéristique du périhélie martien, période pendant laquelle de la vapeur d’eau est relâchée dans l’atmosphère par la sublimation de la calotte saisonnière (e.g., Smith, 2006 ; Melchiorri et al., 2007 ; Trokhimovskiy et al., 2015a).

On notera également que l’angle d’incidence de la lumière solaire augmente au fur et à mesure que l’on se dirige vers le pôle, ce qui entraîne des longueurs de trajet dans l’atmosphère plus importantes pour les spectres acquis à plus hautes latitudes, et renforce donc les différences visibles dans rapports. En outre, les bandes à 1,9 μm et 2,4 μm sont observées dans le cas de divers minéraux hydratés étant donné qu’elles résultent des vibrations d’étirement et de flexion des molécules de H_2O et des groupes $-\text{OH}$ (Gendrin et al., 2005 ; Bishop, 2019). Cependant, la cartographie de ces bandes d’absorption dans les régions polaires Nord (cf. figure 5.3, panneaux b & d) ainsi que leurs profils en latitude dans les régions brillantes (cf. figure 5.5) montrent que leurs intensités tendent à augmenter avec la latitude, mais sans toutefois être corrélées avec l’anneau boréal à 3 μm . De plus, les régions qui présentent la plus forte absorption à 1,9 μm et 2,4 μm ne sont pas non plus situées dans l’anneau (cf. figure 5.3 ainsi que Poulet et al. (2008)).

5.1.4 Comparaison avec l’hémisphère Sud

La figure 5.6 présente également un rapport typique des régions polaires Sud (spectre bleu). Aucune bande à 3 μm étroite n’ayant été détectée dans l’hémisphère Sud lors de la cartographie globale de la signature sur l’ensemble de la planète, les localisations des spectres utilisés pour calculer le rapport ($\sim 74^\circ\text{S}$ sur $\sim 62^\circ\text{S}$, spectre bleu) ont été choisies pour se rapprocher le plus possible des conditions d’observation de la signature dans l’hémisphère Nord en termes d’albédo et de latitude. Ce rapport

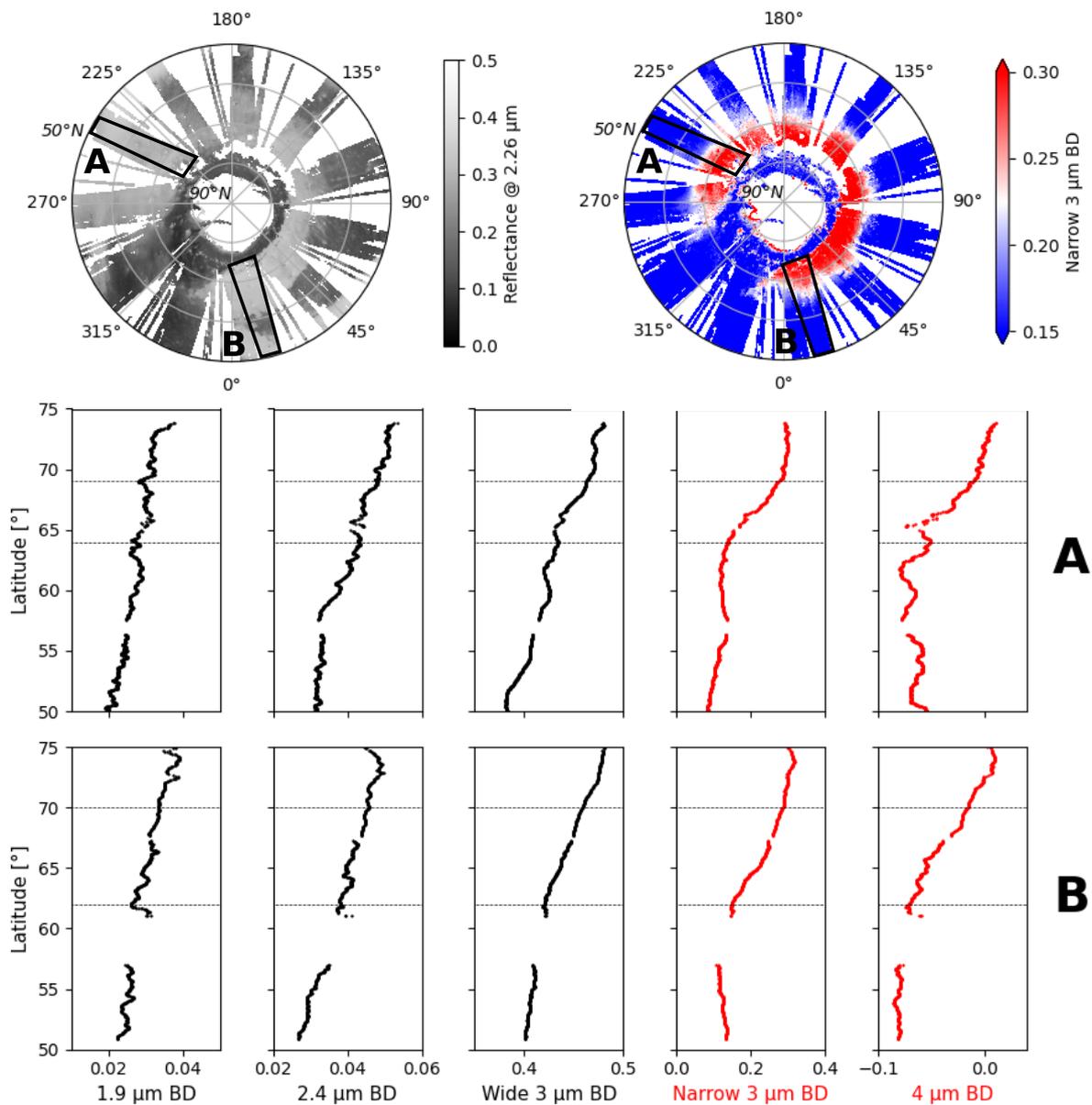


FIG. 5.5 : Variations latitudinales des critères 1,9 μm BD, 2,24 μm BD, *wide* 3 μm IBD, *narrow* 3 μm BD et 4 μm BD entre 50°N et 75°N, pour deux régions claires repérées sur les cartes d'albédo et du critère *narrow* 3 μm BD présentées en haut de la figure. **A :** cubes OMEGA #3 & #4 de l'orbite 979, $L_s = 105^\circ$, MY 27, heure locale ~ 15 h, longitude $\sim 230^\circ\text{E} - 243^\circ\text{E}$ (cf. [figure 5.1](#)). **B :** cubes OMEGA #2 & #3 de l'orbite 941, $L_s = 100^\circ$, MY 27, heure locale ~ 15 h, longitude $\sim 5^\circ\text{W} - 20^\circ\text{E}$. Chaque point des profils est moyenné sur la longitude (*i.e.*, les lignes de l'image), en ne considérant que les pixels dont la réflectance à 2,26 μm est comprise entre 0,3 et 0,35 afin d'éviter que des effets d'albédo se mélangent aux effets latitudinaux; les profils sont ensuite lissés à l'aide d'une moyenne glissante.

On observe sur le panneau A que si les bandes à 1,9 μm , 2,4 μm et 3 μm large présentent une augmentation continue entre 50°N et 75°N (profils noirs), la bande à 3 μm étroite présente un profil en deux parties avec une profondeur de bande autour de $\sim 0,12$ en dessous de 64°N qui passe à $\sim 0,3$ au-delà de 69°N; une évolution similaire avec deux paliers est également observée pour la bande d'absorption à 4 μm . Concernant la région du panneau B, on observe une variation moins brutale entre les deux paliers pour la bande à 3 μm étroite, la transition entre les deux régimes s'étalant entre $\sim 62^\circ\text{N}$ et $\sim 70^\circ\text{N}$.

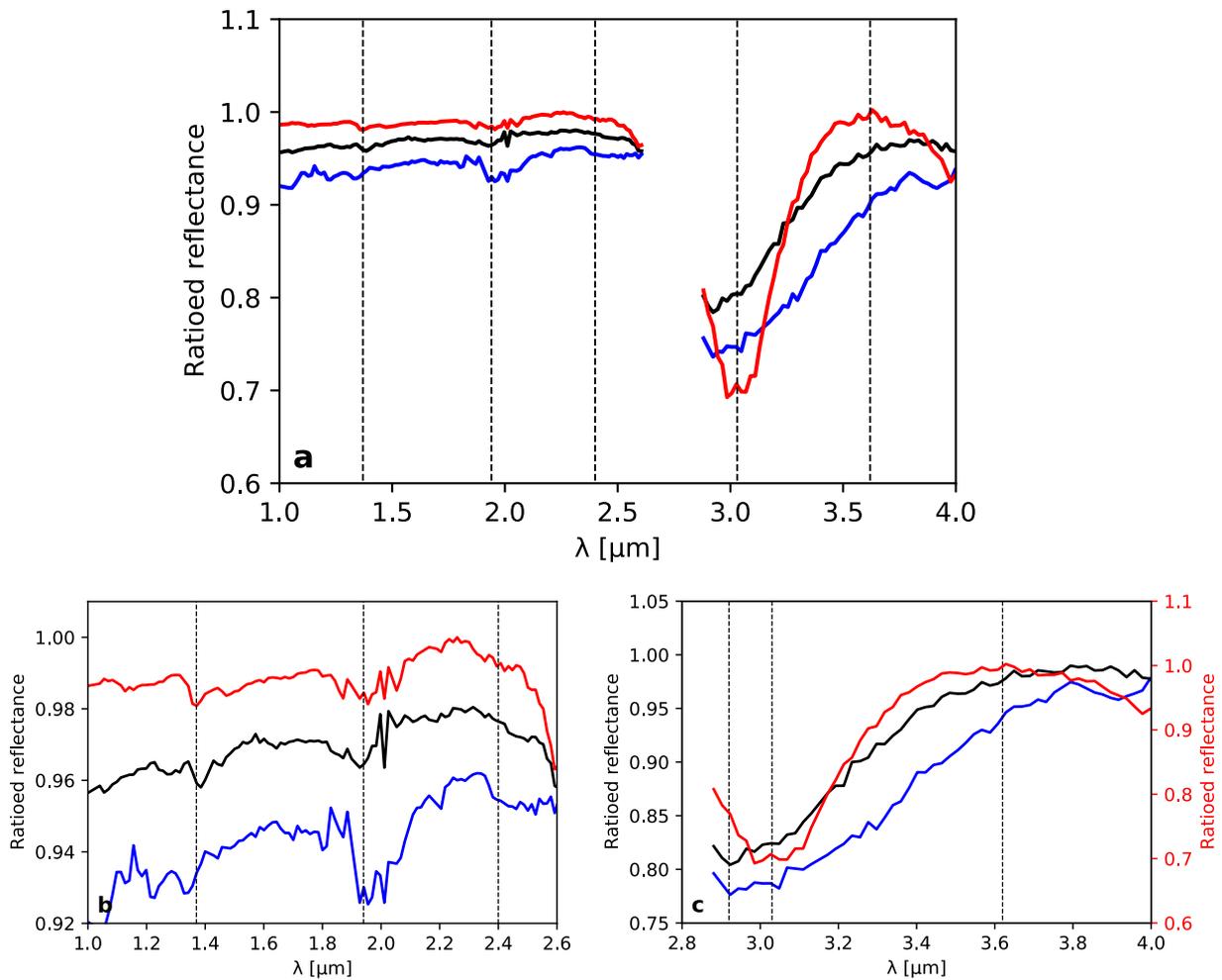


FIG. 5.6 : a. Comparaison entre un rapport spectral typique de la signature de l'anneau boréal à 3 μm identifié dans cette étude (rouge), un rapport obtenu en dehors de l'anneau (entre 60°N et 50°N, noir), et un rapport réalisé dans les terrains clairs de l'hémisphère Sud (entre 74°S et 62°S, bleu). Les lignes noires en pointillés correspondent aux longueurs d'onde de 1,37, 1,94, 2,4, 3,03 et 3,62 μm . Le spectre rouge est une moyenne de 4 rapports spectraux pris le long de l'anneau (longitudes $\sim 15^\circ\text{E} / 135^\circ\text{E} / 240^\circ\text{E} / 265^\circ\text{E}$); chacun étant obtenu en divisant la moyenne de 200 spectres d'une région claire à $\sim 70^\circ\text{N}$ par celle d'une région de même albédo à $\sim 60^\circ\text{N}$; ces spectres sont ensuite normalisés par leur réflectance à 2,26 μm avant d'être moyennés pour obtenir le spectre final. Le spectre noir est une moyenne de 3 rapports spectraux pris à différentes longitudes ($\sim 15^\circ\text{E} / 240^\circ\text{E} / 265^\circ\text{E}$); chacun étant obtenu en divisant la moyenne de 200 spectres d'une région claire à $\sim 60^\circ\text{N}$ par celle d'une région de même albédo à $\sim 50^\circ\text{N}$. Le spectre bleu est une moyenne de 2 rapports spectraux pris à différentes longitudes ($\sim 140^\circ\text{E} / 205^\circ\text{E}$); chacun étant obtenu en divisant la moyenne de 200 spectres d'une région claire à $\sim 74^\circ\text{S}$ par celle d'une région de même albédo à $\sim 62^\circ\text{S}$.

b. & c. Zooms sur les signatures des voies respectivement C & L.

Sur les panneaux (a) & (b), les spectres noir et bleu ont subi un offset pour la lisibilité. Sur le panneau (c), l'échelle de l'axe des ordonnées du spectre rouge a été ajustée indépendamment pour plus de clarté.

spectral confirme que la forme de la bande spectrale observée sur l’anneau boréal à 3 μm est spécifique aux hautes latitudes nordiques : on constate en effet que le maximum d’absorption de la bande 3 μm dans le spectre bleu se situe à $\lambda \sim 2,9 \mu\text{m}$ comme pour le spectre noir, et qu’aucune absorption à 4 μm n’est visible.

On peut également remarquer la présence de plusieurs signatures spectrales dans la gamme 1–2,6 μm dans l’hémisphère Sud, qui diffèrent de celles observées dans les spectres acquis dans les régions du Nord. Ce sujet ne sera pas abordé ici mais est discuté dans [Poulet et al. \(2008\)](#) et [Carter et al. \(2016\)](#).

5.1.5 Stabilité temporelle

Afin d’étudier la stabilité de la détection de la présence de la bande à 3 μm étroite, et plus généralement de l’anneau boréal à 3 μm , nous avons recherché de possibles variations temporelles de cette signature, en fonction de l’année, de la saison, du jour ou de l’heure locale au moment de l’observation.

En raison de l’orbite de Mars Express et de nos restrictions appliquées sur les angles d’émergence et d’incidence (cf. [sous-section 4.3.2](#)), toutes les observations utilisées ici pour générer les cartes lors de l’été boréal martien de MY 27 ont été acquises en milieu d’après-midi (vers 15 h). La [figure 5.7](#) présente des profils en latitude dérivés à partir de 5 observations OMEGA successives acquises au niveau de la région du site d’atterrissage de *Phoenix* sur ~ 15 jours ($L_s \sim 105^\circ\text{--}112^\circ$). On constate que mis à part quelques légères variations dues à des effets spatiaux (les longitude couvertes par les différentes observations n’étant pas exactement les mêmes), le profil du critère *narrow 3 μm BD* reste stable avec le L_s .

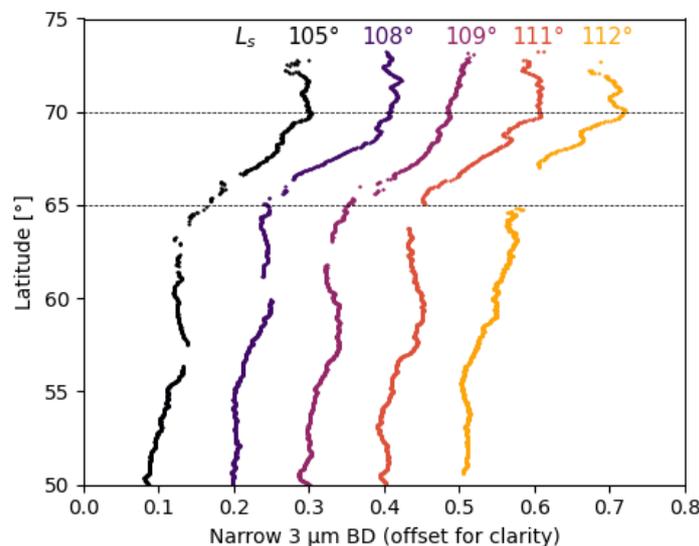


FIG. 5.7 : Profils de l’évolution en latitude du critère *narrow 3 μm BD* (décalés pour la lisibilité) obtenus à partir de 5 observations de la région du site d’atterrissage de *Phoenix* à différents L_s (orbites 979, 1001, 1012, 1023 & 1034). Chaque point est le résultat d’une moyenne sur les longitudes (*i.e.*, les lignes de l’image) entre 235°E et 240°E , en ne prenant en compte que les pixels avec une réflectance à $2,26 \mu\text{m}$ comprise entre 0,3 et 0,35 pour s’affranchir d’effets d’albédo qui pourraient venir se mélanger aux tendances latitudinales des estimateurs. Enfin, les profils sont ensuite lissés via une moyenne glissante.

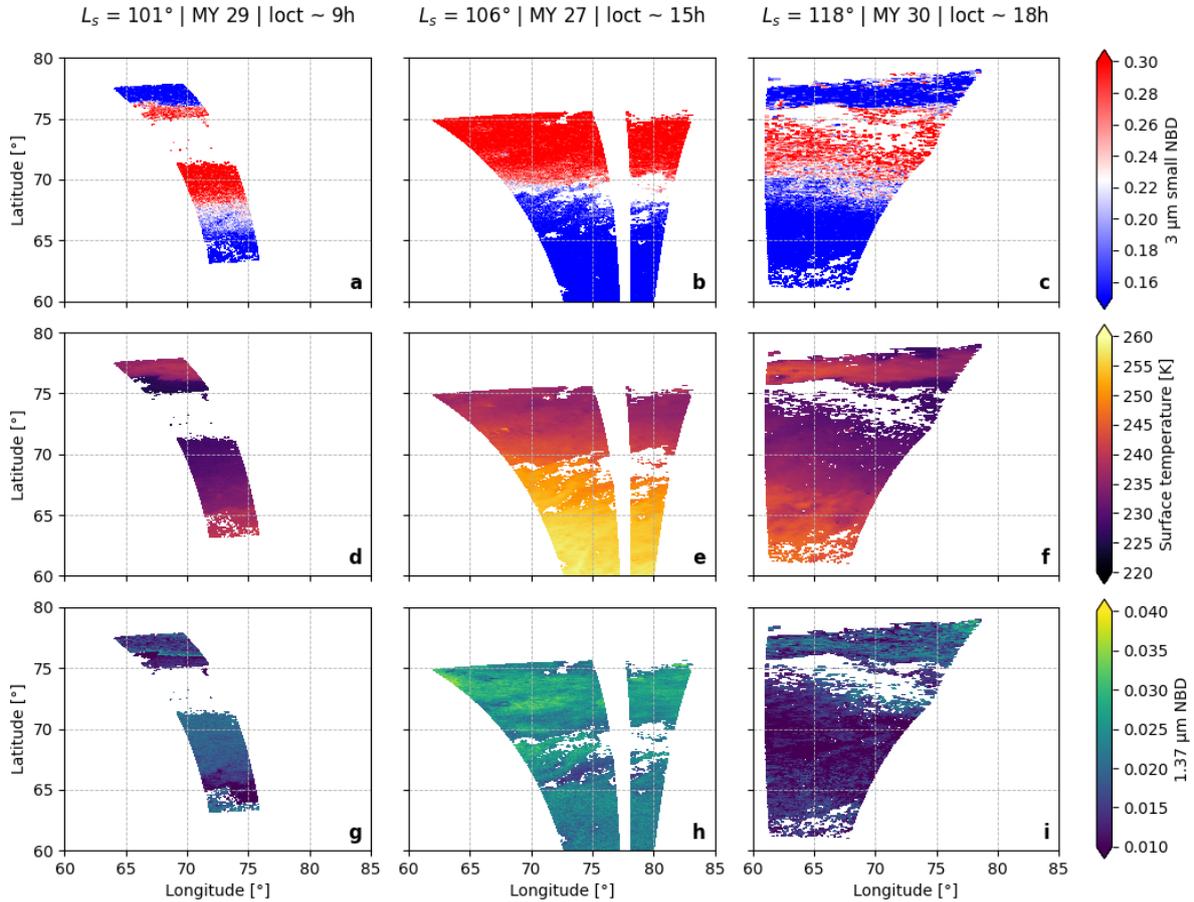


FIG. 5.8 : Comparaison de trois observations OMEGA de la même région acquises pour différentes heures locales : (a, d & g) le matin avec le cube #1 de l'orbite 5842, (b, e & h) en milieu d'après-midi avec le cube #3 de l'orbite 988, et (c, f & i) en début de soirée avec le cube #4 de l'orbite 8359; ces trois cubes ont été acquis durant l'été de l'hémisphère Nord sur trois années martiennes différentes (MY 27, 29 & 30). Les panneaux (a, b & c) présentent la distribution du critère *narrow* $3\ \mu\text{m}$ BD, les panneaux (d, e & f) présentent la température de la surface au moment de l'observation déterminée lors de la correction de la composante thermique du spectre (cf. [sous-section 4.2.2](#)), et les panneaux (g, h & i) présentent l'intensité du critère $1,37\ \mu\text{m}$ BD, utilisée comme indication de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. On observe que la distribution de la bande à $3\ \mu\text{m}$ étroite est stable à la fois en fonction de l'heure locale mais également de l'année, et ne semble pas corrélée ni à la température de la surface, ni à la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. Cela favorise donc l'hypothèse d'un composant de surface stable comme origine de la signature de l'anneau, par rapport à de l'eau adsorbée ou tout autre phénomène relié à l'atmosphère avec une dynamique rapide.

Nous avons également comparé les mesures prises en milieu d'après-midi (~ 15 h) à des observations OMEGA acquises le matin (~ 9 h) et le soir (~ 18 h) sur différentes années martiennes (MY 28 à 30). Les observations du matin et du soir impliquent des différences dans la géométrie d'observation, essentiellement en termes d'angle d'incidence : les comparer rigoureusement n'est donc pas trivial. Toutefois, comme on peut le voir sur la [figure 5.8](#), on n'observe pas de variation significative dans la distribution spatiale de l'intensité de la bande à $3 \mu\text{m}$ étroite (*i.e.*, de la position de l'anneau), ni en fonction de l'heure, ni de l'année d'observation. Cela, en dépit des variations notables de la température de surface au moment de l'observation (déterminée lors de la correction de la composante thermique des spectres tel que décrit dans la [sous-section 4.2.2](#)), mais aussi de la quantité de vapeur présente dans l'atmosphère (déduite de l'intensité de la bande à $1,37 \mu\text{m}$).

Ainsi, les contraintes observationnelles disponibles suggèrent qu'à la fois la distribution spatiale et la forme spectrale de cette signature spécifique à $3 \mu\text{m}$ sont stables dans le temps.

5.2 Quelle origine pour l'anneau boréal à $3 \mu\text{m}$?

5.2.1 Potentiels biais atmosphériques

Les observations OMEGA de la surface acquises en géométrie nadir étant obtenues à travers l'atmosphère, les constituants atmosphériques pourraient être à l'origine d'une modification de la profondeur ou de la forme de la bande à $3 \mu\text{m}$. Trois contributeurs atmosphériques sont susceptibles d'affecter les photons dans cette gamme de longueur d'onde : la vapeur d'eau, les nuages de glace d'eau/le brouillard, et la poussière.

En raison de la sublimation des glaces d'eau et de CO_2 des régions polaires, la concentration de l'atmosphère en vapeur d'eau est à son plus haut niveau pendant l'été boréal près de la calotte polaire, avec une augmentation progressive en fonction de la latitude ([Smith, 2004, 2006](#)). Un rapport spectral entre les hautes et basses latitudes pourrait donc mettre en évidence une plus grande quantité de vapeur d'eau, comme discuté dans la [sous-section 5.1.3](#). Cependant, [Jougllet et al. \(2007\)](#) a démontré que l'impact de la vapeur d'eau atmosphérique sur la bande à $3 \mu\text{m}$ observée était négligeable, compte tenu de la profondeur des absorptions générées par les quantités de vapeur d'eau présentes.

La poussière atmosphérique est connue pour modifier significativement la profondeur de la bande à $3 \mu\text{m}$ ([Audouard et al., 2014](#)), mais elle n'est cependant pas associée à une signature spectrale étroite à $3 \mu\text{m}$ telle que celle observée ici ([Vincendon et al., 2009](#)). De plus, la quantité de poussière dans l'atmosphère, sa variabilité et son impact sur les spectres de surface ont été étudiés en détail à partir d'observations OMEGA acquises à hautes latitudes pendant l'été de l'hémisphère Nord de MY27 ([Vincendon et al., 2007](#)) : la profondeur optique de la poussière diminue d'un facteur 2–3 entre le solstice et le milieu de l'été de l'hémisphère Nord pour atteindre la faible valeur de $\sim 0,3$ pour laquelle aucun impact majeur sur la bande $3 \mu\text{m}$ n'est attendu ([Audouard et al., 2014](#)). D'ailleurs, nous n'observons pas de modification majeure de la signature spectrale détectée sur cette période de forte évolution de la profondeur optique (cf. [figure 5.7](#)). Ainsi, il semble donc très peu probable que la signature spectrale observée au niveau de l'anneau puisse être expliquée par la présence de poussière atmosphérique.

Si la vapeur d'eau et la poussière atmosphérique peuvent donc être écartées en toute confiance, la glace d'eau atmosphérique peut également générer une absorption spectrale forte et relativement mince autour de $3 \mu\text{m}$ ([Vincendon et al., 2011](#) ; [Stcherbinine et al., 2020](#)). Une attention toute particulière a donc été portée à l'identification et l'élimination des nuages de glace d'eau par la combinaison des critères de glace d'eau $1,5 \mu\text{m}$ BD et ICI (cf. [sous-section 4.3.3](#)). Néanmoins, la bande à $3 \mu\text{m}$ étant plus forte que celle à $1,5 \mu\text{m}$, certains nuages de glace d'eau ténus pourraient passer entre les mailles du filet tout en affectant la bande à $3 \mu\text{m}$; nous illustrons le possible effet de tels nuages sur la [figure 5.9](#) avec un rapport

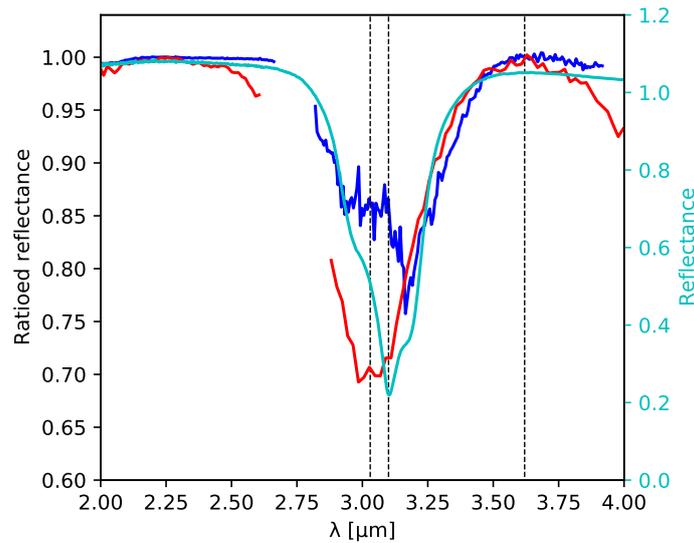


FIG. 5.9 : Comparaison entre le rapport spectral typique associé à l’anneau boréal à 3 μm (spectre rouge, cf. [figure 5.6](#) pour plus de détails) et des spectres typiques associés à la présence de particules de glace d’eau de faibles tailles. Le spectre bleu foncé est un rapport spectral CRISM mettant en évidence la signature d’un nuage de glace (adapté de [Vincendon et al. \(2011\)](#)), et le spectre cyan correspond à la réflectance d’un film de glace d’eau cristalline de 0,74 μm d’épaisseur mesurée pour une température de 145 K ([Trota, 1996](#)), téléchargé via SSHADE ([Schmitt et al., 2018](#); [Schmitt & Trota, 1996](#)). Les lignes noires en pointillés correspondent aux longueurs d’onde 3,03, 3,1 et 3,62 μm .

On observe que les positions des bandes d’absorption diffèrent selon les spectres : autour de 3,03 μm pour la bande à 3 μm étroite, et entre 3,1 et 3,2 μm pour les signatures de glace d’eau atmosphérique ou de surface. De plus, de tels petits cristaux de glace d’eau, vierges de signature d’absorption à 1,5 ou 2 μm (voir aussi [Vincendon et al. \(2011\)](#)), ne présentent pas non plus d’absorption à 4 μm , contrairement à notre spectre rouge.

spectral typique d’un nuage de glace d’eau martien obtenu à partir de données CRISM ([Vincendon et al., 2011](#)). On constate qu’une signature de glace d’eau atmosphérique à 3 μm d’intensité comparable à celle observée au niveau de l’anneau s’accompagne d’autres absorptions plus faibles à 1,5 et 2 μm qui ne sont pas observées au niveau de l’anneau boréal à 3 μm (cf. [figure 5.6](#)). En outre, la bande d’absorption à 3 μm due aux nuages de glace d’eau diffère de la bande étroite à 3 μm observée ici : l’absorption de la glace piquant à $\sim 3,1\text{--}3,2$ μm au lieu de 3,03 μm . Les nuages de glace d’eau avec des cristaux de très petite taille ($r_{\text{eff}} \sim 0,1$ μm), tels que ceux fréquemment observés à haute altitude ([Stcherbinine et al., 2020](#); [Luginin et al., 2020](#); [Liuzzi et al., 2020](#)), peuvent produire une bande d’absorption relativement étroite à 3 μm sans signature significative à 1,5 ou 1,9 μm ([Vincendon et al., 2011](#), figure 4); cependant, de tels nuages ne présentent pas de bande d’absorption à 4 μm et leur signature à 3 μm est cette fois encore centrée sur $\sim 3,1$ μm au lieu de 3,03 μm . Dans l’ensemble, les propriétés spectrales observées ne peuvent donc pas facilement être expliquées par la glace d’eau atmosphérique. En outre, comme mentionné dans la [sous-section 5.1.5](#), la distribution spatiale ainsi que la profondeur de la bande étroite à 3 μm sont stables sur plusieurs observations acquises en milieu d’après-midi à quelques degrés de L_s d’intervalle (cf. [figure 5.7](#)), et ne présentent pas non plus de variations majeures entre des observations acquises le matin (~ 9 h) et le soir (~ 18 h) (cf. [sous-section 5.1.5](#)); alors que l’on pourrait s’attendre à une certaine variabilité temporelle de la part de nuages de glace d’eau ([Szantai et al., 2021](#)).

5.2.2 Glace d'eau en surface

La signature étroite à $3\ \mu\text{m}$ de l'anneau identifié dans cette étude n'est observée qu'au-delà d'une limite claire en latitude située à $\sim 68^\circ\text{N}$; et, comme on peut le voir sur la [figure 5.9](#), cette bande d'absorption à $3\ \mu\text{m}$ présente, au premier ordre, quelques similitudes avec des spectres de glace d'eau. La glace d'eau atmosphérique ayant déjà été écartée (cf. [sous-section 5.2.1](#)), il est intéressant d'étudier également l'implication potentielle de la glace d'eau de surface.

Sous ces latitudes ($> 68^\circ\text{N}$), la glace pérenne en sous-surface du pergélisol est relativement proche de la surface de la planète ([Bandfield & Feldman, 2008](#)) et a d'ailleurs pu être exposée par le bras robotique de *Phoenix* en creusant une tranchée de quelques centimètres dans le sol ([Arvidson et al., 2009](#)). Cependant, la distribution du pergélisol dans les régions polaires ([Bandfield & Feldman, 2008](#), figure 8) ne correspond pas à la zone couverte par l'anneau boréal à $3\ \mu\text{m}$; notamment entre $\sim 200^\circ\text{E}$ et 270°E , région où le pergélisol reste très proche de la surface jusqu'à 50°N tandis que la transition spectrale vers la zone de l'anneau se produit autour de 68°N (cf. [sous-section 5.1.1](#)). De plus, la glace d'eau enterrée même à quelques centimètres seulement sous la surface, ne serait pas détectée par OMEGA qui ne peut sonder que la surface optique (*i.e.*, les premières centaines de micromètres). Lorsque de la glace d'eau souterraine a été exposée dans une tranchée creusée par le bras robotique de *Phoenix*, celle-ci s'est rapidement sublimée ([Arvidson et al., 2009](#)), démontrant l'instabilité du pergélisol en surface. Cependant, des affleurements exposant localement le pergélisol à la surface de Mars ont été signalés dans les moyennes latitudes Nord, sur des pentes orientées vers le pôle ([Dundas et al., 2018](#); [Harish et al., 2020](#); [Dundas et al., 2021](#)). La taille de ces affleurements est inférieure à la résolution spatiale d'OMEGA, et on peut s'attendre, considérant l'évolution de la profondeur du pergélisol avec la latitude ([Bandfield & Feldman, 2008](#)), à ce que de telles expositions des glaces de sous-surface soient plus fréquentes dans les hautes latitudes nordiques, bien que [Dundas et al. \(2021\)](#) ait montré que cela ne semble pas être le cas pour le type d'affleurements qu'ils ont analysé. Néanmoins, nous avons essayé de simuler la signature spectrale qu'OMEGA observerait en regardant de tels affleurements du pergélisol non résolus spatialement (cf. [figure 5.10](#)). Pour cela, nous avons simulé l'impact d'un mélange spatial entre un spectre de glace d'eau pérenne observé par OMEGA en bordure de la calotte polaire Nord (taille des particules $\sim 1\text{--}10\ \mu\text{m}$) et un spectre typique des hautes latitudes Nord utilisé pour la [figure 5.6](#) (acquis en milieu d'après-midi pendant l'été, sans glace détectée en surface). On observe que même pour quelques % de couverture par de la glace d'eau, les rapports spectraux présentent des bandes d'absorption à $1,5$ et $2\ \mu\text{m}$ d'intensités comparables à celle de l'absorption à $3\ \mu\text{m}$, ainsi qu'une pente spectrale bleue dans la gamme $1\text{--}4\ \mu\text{m}$. Cependant, ni la pente spectrale bleue, ni une absorption suffisante à $1,5\ \mu\text{m}$ ou $2\ \mu\text{m}$ par rapport à l'intensité de la signature à $3\ \mu\text{m}$ ne sont présentes dans l'anneau boréal à $3\ \mu\text{m}$. Dans l'ensemble, ces considérations spatiales et spectrales ne favorisent pas l'hypothèse d'affleurements du pergélisol non résolus spatialement pour expliquer la présence de l'anneau.

De la glace d'eau à faible granulométrie issue de dépôts saisonniers pourrait également persister en surface tout au long de l'été, par exemple dans certaines zones ombragées non résolues. En effet, on sait que des dépôts de glace d'eau saisonnière sont présents et stables sur des pentes ombragées orientées vers les pôles en dehors des calottes saisonnières (Nord ou Sud) ([Carrozzo et al., 2009](#); [Vincendon et al., 2010](#)), et de la glace d'eau a été observée en surface dans la région de *Phoenix* même pendant l'été boréal ([Seelos et al., 2008](#); [Cull et al., 2010](#)). En outre, la présence de givre de glace d'eau se formant pendant la nuit et demeurant jusqu'au petit matin a également été observée à la fois par la *Camera 2* du *Viking Lander 2*, le *Surface Stereo Imager* (SSI) de l'atterrisseur *Phoenix* et les observations orbitales CRISM de la région à partir de $L_s \sim 109^\circ$ ([Cull et al., 2010](#)). Cependant, jusqu'à $L_s \sim 109^\circ$, la surface du site d'atterrissage de *Phoenix* est vierge de glace tout au long de la journée ([Cull et al., 2010](#)). Nos observations ont été réalisées en milieu d'après-midi ($\sim 15\ \text{h}$) sur la période $L_s = 98^\circ\text{--}137^\circ$, or aucune trace de glace d'eau en surface n'a été observée pendant les heures de l'après-midi sous les latitudes de *Phoenix* entre $L_s \sim 55^\circ$ et $L_s \sim 156^\circ$ ([Cull et al., 2010](#)), à l'exception quelques patches de glace d'eau

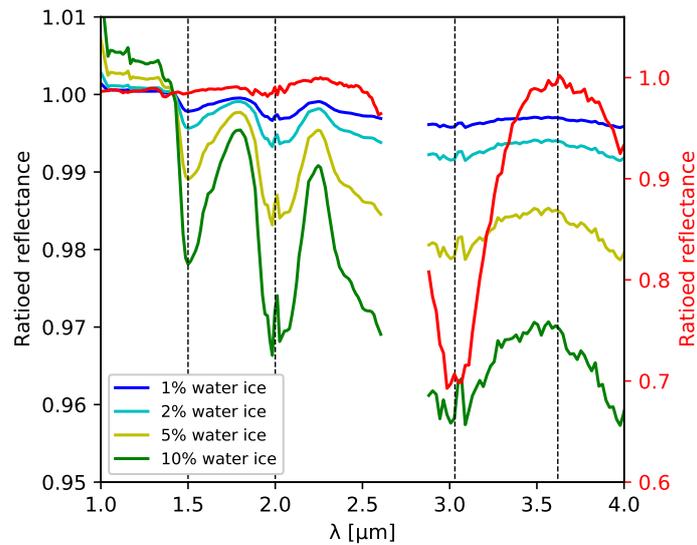


FIG. 5.10 : Rapports de spectres simulant un mélange spatial entre un spectre OMEGA de glace d'eau et un spectre de référence des régions Nord acquis en dehors de l'anneau boréal à 3 μm ($\sim 63^\circ\text{N} / 241^\circ\text{E}$) pour différentes quantités de glace d'eau, avec le spectre de référence en question; comparés au rapport spectral typique de l'anneau boréal à 3 μm (spectre rouge, cf. [figure 5.6](#) pour plus de détails). Le spectre de glace d'eau utilisé est une moyenne de 9 pixels en bordure de la calotte polaire Nord (orbite 965, cube #2, $\sim 83^\circ\text{N} / 133^\circ\text{E}$). Les lignes noires en pointillés correspondent aux longueurs d'onde 1,5, 2,0, 3,03 et 3,62 μm . On observe que même pour de faibles quantités de glace d'eau (1–2 % de la surface couverte), des bandes d'absorption à 1,5 et 2 μm apparaissent clairement dans les rapports, de même qu'une pente spectrale bleue.

pérennes bien connus dans des cratères. De plus, les observations de patches de glace d'eau ou de givre, présents dans l'ombre des pentes orientées vers les pôles ou des cratères réalisées avec les instruments CRISM ou OMEGA ([Carrozzo et al., 2009](#); [Vincendon et al., 2010](#); [Harish et al., 2020](#)), présentent une absorption à 1,5 μm de quelques % ainsi qu'une signature plus importante encore à 2 μm ; or, aucune de ces caractéristiques n'est détectée dans notre cas. De très petites particules de glace d'eau sont nécessaires pour produire une bande à 3 μm sans contrepartie détectable à 1,5 μm : en effet, un chemin optique long de seulement 4 μm dans la glace est supposé être suffisant pour qu'OMEGA détecte la présence de ladite glace via le critère de la bande à 1,5 μm selon [Vincendon et al. \(2010\)](#). La [figure 5.9](#) illustre les propriétés spectrales d'un film de glace d'eau de 0,74 μm d'épaisseur mesuré à 145 K extrait de [Schmitt & Trotta \(1996\)](#), et les compare à la signature spectrale étroite à 3 μm identifiée dans notre étude. On observe que même si la largeur des deux bandes d'absorption à 3 μm est similaire, il existe un décalage entre leurs positions respectives avec un pic à 3,03 μm pour la signature de l'anneau contre 3,13 μm pour la signature de la glace d'eau. De plus, le spectre de la glace est également dépourvu de l'absorption à 4 μm observée dans les données OMEGA.

Ainsi, plusieurs problèmes apparaissent dans nos tentatives d'expliquer la signature spectrale de l'anneau boréal à 3 μm par de la glace d'eau en surface, qu'elle soit composée de gros ou petits cristaux.

5.2.3 Eau adsorbée en surface

L'adsorption de l'eau en surface des minéraux, présentée dans la [section 1.4](#), fait référence à des liaisons de faible énergie entre les molécules d'eau et une surface minérale qui peuvent se produire par des échanges avec la vapeur atmosphérique (Joulet et al., 2007; Milliken et al., 2007). Comme discuté dans la [sous-section 1.4.2](#), il a été suggéré que ce type d'eau adsorbée en surface pourrait être la principale explication de l'augmentation de la bande à 3 μm dans les hautes latitudes (Joulet et al., 2007; Poulet et al., 2008, 2010), bien que cette interprétation ait été remise en question par la suite (Audouard et al., 2014).

L'augmentation de la signature spectrale à 3 μm liée au phénomène d'adsorption de l'eau s'accompagne généralement d'une augmentation de la bande à 1,9 μm (Pommerol et al., 2009; Beck et al., 2015). Cependant, nous observons que les bandes à 3 μm étroite et à 4 μm identifiées dans cette étude au niveau de l'anneau boréal à 3 μm sont anti-corrélées avec les zones où la bande à 1,9 μm est la plus intense (cf. [figure 5.3](#)). De plus, le rapport spectral typique de l'anneau ne présente pas de bande à 1,9 μm significative (cf. [figure 5.6](#)), bien que la plage 1,8–2,1 μm puisse abriter une bande d'absorption peu profonde (< 1%). Dans tous les cas, cela ne favorise pas l'hypothèse de l'eau adsorbée.

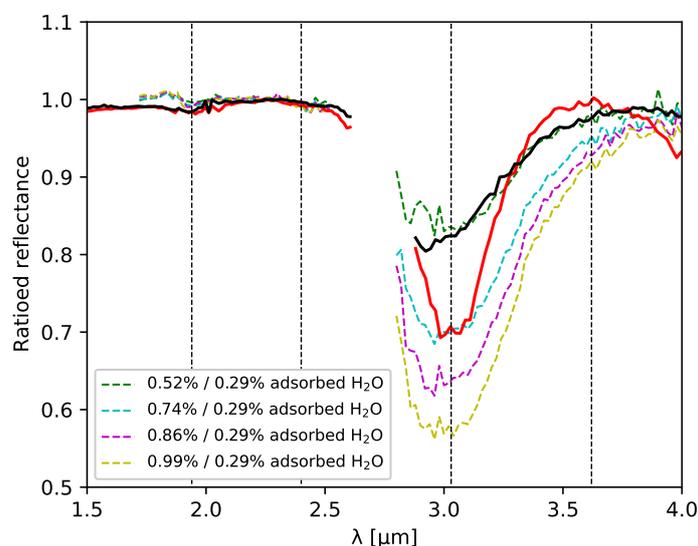


FIG. 5.11 : Comparaison entre les rapports spectraux OMEGA des hautes latitudes et des rapports de spectres acquis en laboratoire pour différents niveaux d'eau adsorbée sur un même matériau. Le rapport spectral caractéristique de l'anneau boréal à 3 μm (spectre rouge) et celui obtenu en dehors de l'anneau, entre 50°N et 60°N (spectre noir, cf. [figure 5.6](#) pour plus de détails), sont comparés aux spectres en pointillés colorés, correspondant à des rapports de spectres acquis avec le même échantillon de tuf volcanique pour différentes quantités d'eau adsorbée (Pommerol et al., 2009), téléchargés sur SSHADE (Schmitt et al., 2018; Pommerol & Schmitt, 2007). Les lignes noires en pointillés correspondent aux longueurs d'onde 1,94, 2,4, 3,03 et 3,62 μm .

Comparaisons spectrales

Nous comparons dans la [figure 5.11](#) le rapport spectral de l'anneau boréal à 3 μm avec les rapports spectraux d'un échantillon de tuf volcanique pour différents niveaux d'hydratation, réalisés à partir des données de Pommerol et al. (2009). Cet échantillon a été choisi car, contrairement à d'autres minéraux, il ne présente pas une forte absorption à 1,9 μm bien qu'une variation de la bande à 3 μm soit nettement

visible, ce qui se rapproche donc de notre cas ; nous avons cependant pris soin de vérifier que le comportement spectral de l'eau adsorbée autour de 3 μm pour cet échantillon était similaire à celui des autres échantillons présentés dans Pommerol et al. (2009). On constate cependant que la forme de la signature spectrale associée à l'augmentation de la quantité d'eau adsorbée ne se compare pas bien avec le rapport spectral de l'anneau boréal à 3 μm . En effet, on peut voir que la bande à 3 μm associée à l'adsorption de l'eau est significativement plus large que notre signature étroite à 3 μm , et que les spectres d'adsorption sont incapables de reproduire la chute de la réflectance entre 3,7 et 4 μm . La signature spectrale de l'anneau boréal à 3 μm semble donc dépendre d'un autre processus, et l'eau adsorbée ne semble pas être la principale cause de l'augmentation de la large bande à 3 μm avec la latitude, du moins pour les régions au-delà de 68°N.

D'un autre côté, on observe que le rapport spectral obtenu au sud de l'anneau boréal à 3 μm (*i.e.*, entre 50°N et 60°N) présente une correspondance raisonnable avec la forme de la bande à 3 μm de l'eau adsorbée (cf. figure 5.11), ainsi qu'une petite bande à 1,9 μm qui est également compatible avec l'eau adsorbée (cf. figure 5.6). L'évolution spectrale observée entre 50°N et 60°N pourrait donc révéler une augmentation de la quantité d'eau adsorbée avec la latitude pour les régions au sud de l'anneau. Cependant, le minimum de la bande à 3 μm se situe à $\sim 2,9 \mu\text{m}$ dans le rapport en question, ce qui n'est pas exactement comparable avec la signature de l'eau adsorbée. De plus, comme discuté précédemment dans la sous-section 1.4.2, l'hypothèse de l'eau adsorbée est difficile à concilier avec les températures nécessaires pour libérer l'eau du matériau de la surface qui ont été mesurées par Phoenix (Smith et al., 2009), ainsi qu'avec l'absence de variabilité temporelle de la bande à 3 μm (Audouard et al., 2014). En outre, le fait qu'une telle augmentation des quantités d'eau adsorbée ne serait pas observée aux latitudes plus élevées sous lesquelles se situe l'anneau est également déroutant. Par ailleurs, une augmentation progressive de la quantité de minéraux hydratés avec la latitude résulterait également en un tel rapport spectral avec des bandes d'absorption à 1,9 et 3 μm de formes comparables (Jouglet et al., 2007 ; Beck et al., 2015). Ainsi, le rapport spectral obtenu au sud de l'anneau boréal à 3 μm pourrait donc plutôt indiquer la présence d'une augmentation de l'hydratation au sein des minéraux ou des phases amorphes dans les régions au sud de l'anneau.

Co-évolution des bandes à 1,9 et 3 μm dans les régions Nord

Tendances globales Comme on a pu le voir sur la figure 5.3b, si la bande à 1,9 μm est particulièrement intense au niveau des régions circumpolaires riches en minéraux hydratés (Langevin et al., 2005a ; Horgan et al., 2009 ; Massé et al., 2012), elle est également largement présente, bien que dans une moindre mesure, dans l'ensemble des régions polaires au-delà de $\sim 60^\circ\text{N}$ (ainsi que dans l'hémisphère Sud, bien que cela ne soit pas traité dans cette étude) (Poulet et al., 2008 ; Jouglet, 2008). En outre, on constate sur la figure 5.5 qu'entre 50°N et 75°N, la profondeur de la bande à 1,9 μm augmente progressivement avec la latitude ; et ce, indépendamment de l'albédo de la surface (voir aussi Jouglet, 2008). Cette augmentation avec la latitude coïncide avec celle de la large bande à 3 μm martienne déjà observée depuis 2007 (Jouglet et al., 2007 ; Audouard et al., 2014).

Comme discuté précédemment, cette co-évolution des bandes à 1,9 et 3 μm étant observée lors de l'augmentation de la quantité d'eau adsorbée dans un échantillon (Pommerol et al., 2009 ; Beck et al., 2015), cela peut donc être interprété en faveur de l'hypothèse de l'adsorption comme origine de l'augmentation de l'hydratation des sols avec la latitude observée par OMEGA (Jouglet et al., 2007 ; Poulet et al., 2010). Toutefois, la bande à 1,9 μm est également une signature associée à la présence de minéraux hydratés, il s'agit même généralement du principal critère pour les détecter, l'identification plus précise se faisant à l'aide des autres signatures d'absorption plus faibles (*e.g.*, Langevin et al., 2005a ; Gendrin et al., 2005 ; Poulet et al., 2005 ; Loizeau et al., 2007 ; Poulet et al., 2008 ; Horgan et al., 2009 ; Massé et al., 2012). En particulier, dans les régions polaires Nord, les sulfates sont à l'origine des plus importantes signatures à 1,9 μm observées ; la signature est très intense au niveau des principaux dépôts et s'affaiblit

dans les zones moins riches en sulfates (Langevin et al., 2005a; Horgan et al., 2009; Massé et al., 2012). Ainsi, comme cela a déjà été mentionné plus haut, l'augmentation de la concentration en minéraux hydratés avec la latitude pourrait également être à l'origine de l'évolution observée pour ces deux bandes (Audouard et al., 2014). En outre, une combinaison de ces deux effets est également à envisager.

La région de *Vastitas Borealis* Si la tendance globale à grande échelle est l'évolution conjointe des bandes à 1,9 et 3 μm avec la latitude, des discordances peuvent apparaître localement. En effet, on constate par exemple sur la [figure 5.3](#) que la région de *Vastitas Borealis* ($\sim 270^\circ\text{E}$ – 360°E / 70°N – 80°N), région non incluse dans l'anneau boréal à 3 μm (cf. [sous-section 5.1.2](#)), présente de plus fortes signatures à 1,9 μm que le reste de la surface sous les mêmes latitudes, mais également une bande à 3 μm faible, de même que son degré d'hydratation estimé (Joulet et al., 2007; Milliken et al., 2007; Audouard et al., 2014). Cependant, cette région est sensiblement plus sombre que ses voisines aux mêmes latitudes, ce qui rend difficile une comparaison de l'intensité de la bande à 3 μm entre elles (Pommerol & Schmitt, 2008b).

Toutefois, comme on peut le voir sur la [figure 5.12](#), même pour des valeurs d'albédo similaire dans cette région sombre, l'évolution des bandes à 1,9 et 3 μm n'est pas nécessairement corrélée. On observe d'ailleurs sur les panneaux (b & c) une anticorrélation entre celles-ci, mise en évidence par le spectre noir de la [figure 5.12d](#) présentant un rapport entre des spectres moyens acquis en deux zones différentes de la région; on a effet dans le même temps, une intensification de la signature à 3 μm et une diminution de la profondeur de la bande à 1,9 μm . Cette région étant riche en minéraux hydratés, en particulier en sulfates (Horgan et al., 2009; Massé et al., 2012), ces variations de l'intensité de la bande à 1,9 μm peuvent être la conséquence de variations locales de la concentration en minéraux; toutefois, l'anticorrélation avec la bande à 3 μm peut également suggérer un changement dans la nature de la surface observée.

Comparaison à des régions riches en minéraux hydratés

Au-delà de la simple présence de co-augmentation des bandes à 1,9 et 3 μm , l'évolution des bandes l'une par rapport à l'autre peut également être porteuse d'information (Beck et al., 2015). En effet, dans le cas de l'augmentation de la concentration d'un minéral en surface, on s'attend à observer une augmentation proportionnelle de l'ensemble des signatures associées (mélange spatial). Cependant, comme on peut le voir sur la [figure 5.13b](#) issue de Beck et al. (2015), dans le cas de l'augmentation du niveau d'hydratation d'un matériau (par exemple par adsorption de l'eau atmosphérique), l'évolution de la profondeur de la bande à 1,9 μm par rapport à celle de la bande à 3 μm varie en fonction du matériau considéré.

Ainsi, nous nous sommes intéressés à l'évolution de l'intensité des bandes à 1,9 et 3 μm dans des régions riches en minéraux hydratés, identifiées lors de précédentes études utilisant les données OMEGA, afin de comparer ces résultats à l'évolution observée dans les terrains des hautes latitudes Nord.

Les régions Nord La [figure 5.13](#) présente les variations des bandes à 1,9 et 3 μm dans les régions Nord, entre 50°N et 75°N , ainsi que dans la zone couverte par l'anneau boréal à 3 μm . Afin de limiter les effets d'albédo sur la profondeur mesurée de la bande à 3 μm , seuls les pixels dans une certaine gamme d'albédo à 2,26 μm sont considérés dans les panneaux c & d; on constate en effet une légère différence entre ces deux panneaux, témoignant de l'impact de l'albédo sur ces distributions. Dans l'ensemble, l'allure de l'évolution entre les deux bandes à 1,9 et 3 μm entre 50°N et 75°N est très similaire à celle observée au niveau de l'anneau (panneau a).

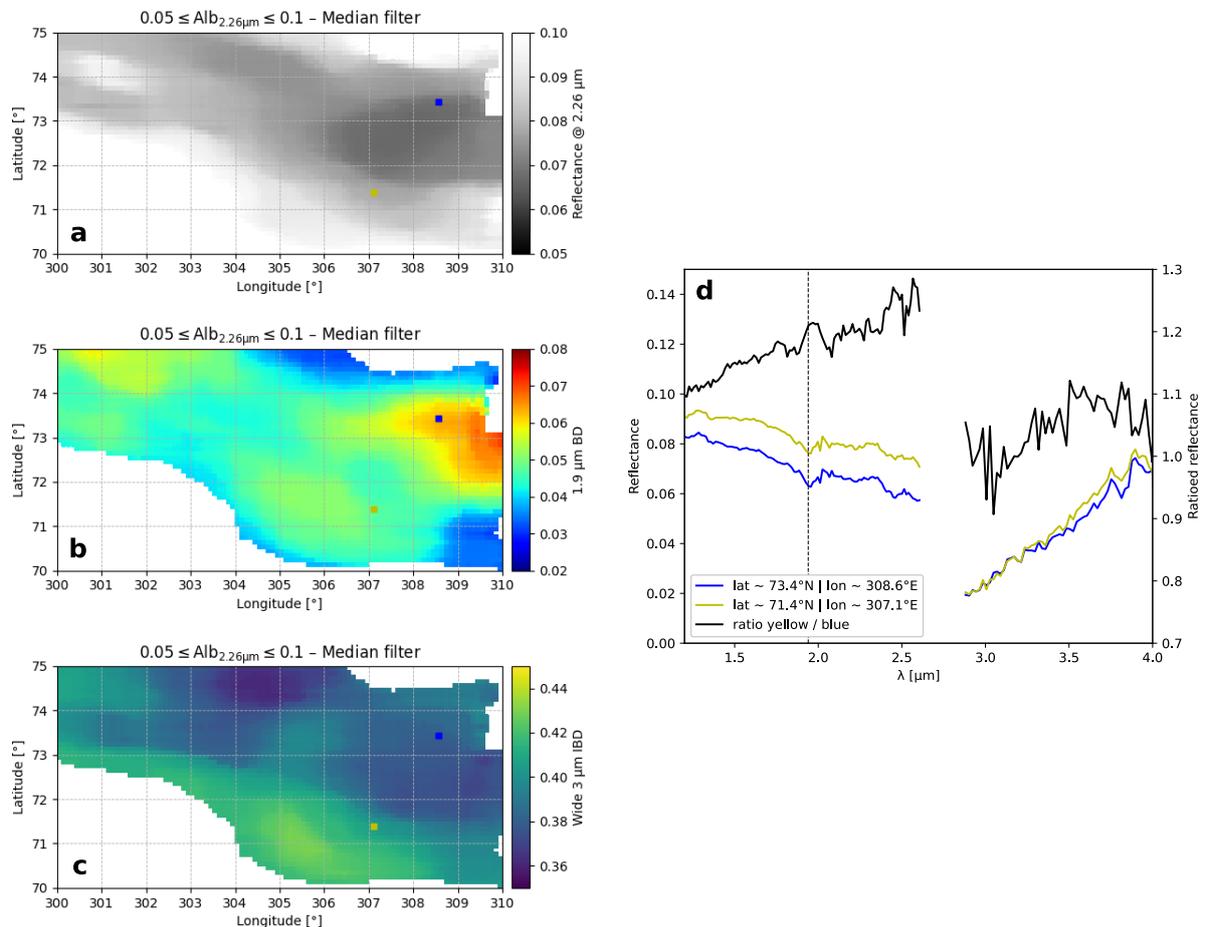


FIG. 5.12 : Étude de la région sombre de *Vastitas Borealis* dans les hautes latitudes Nord.

a, b & c. Cartes composites lissées par un filtre médian de (a) la réflectance à $2,26 \mu\text{m}$, ainsi que des critères (b) $1,9 \mu\text{m}$ BD et (c) *wide* $3 \mu\text{m}$ IBD, sur une portion de la région de *Vastitas Borealis*. Afin de s'affranchir des effets d'albédo, seuls les pixels dont la réflectance est comprise entre 0,05 et 0,1 sont pris en compte ici. Les carrés jaunes et bleus indiquent la position des régions dont proviennent les spectres du panneau (d).

d. Les spectres jaune et bleu sont issus de deux zones entre lesquelles l'évolution des bandes à $1,9$ et $3 \mu\text{m}$ est anticorrélée, moyennés sur 9 pixels. Le spectre noir représente le rapport du spectre jaune sur le spectre bleu, mettant en évidence la différence d'intensité de ces deux bandes entre ces régions. La ligne noire en pointillés correspond à la longueur d'onde $1,94 \mu\text{m}$.

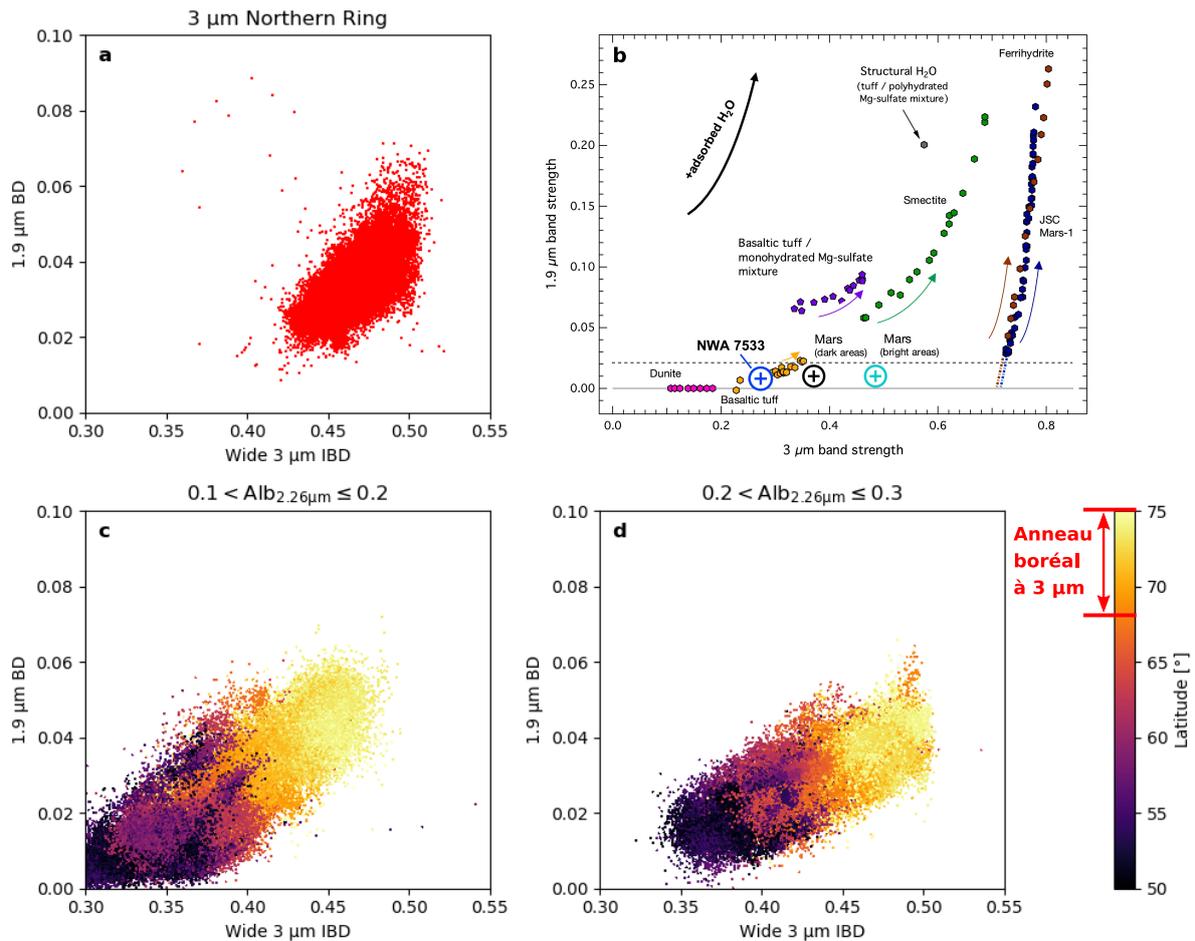


FIG. 5.13 : **a.** Évolution de la profondeur de la bande à 1,9 μm en fonction de celle à 3 μm dans la région de l’anneau boréal à 3 μm . **b.** Variations de l’intensité de la bande à 1,9 μm en fonction de celle à 3 μm lors de l’adsorption d’eau sur des échantillons de différents minéraux, figure extraite de Beck et al. (2015). **c & d.** Évolution de la profondeur de la bande à 1,9 μm en fonction de celle à 3 μm et de la latitude, pour deux gammes de valeurs de la réflectance à $\lambda = 2,26 \mu\text{m}$: (c) 0,1–0,2 et (d) 0,2–0,3.

La région de Mawrth Vallis Similairement, la figure 5.14 présente la comparaison de l’évolution des bandes à 1,9 et 3 μm dans deux zones de la région de *Mawrth Vallis* : l’une au niveau d’un ancien delta riche en phyllosilicates (Poulet et al., 2005; Loizeau et al., 2007), et l’autre dans une zone légèrement à côté, d’albédo similaire, utilisée comme témoin. On observe que pour la région témoin (en bleu), l’intensité de la bande à 3 μm varie entre 0,325 et 0,4 sans que cela n’impacte la bande à 1,9 μm qui reste sous le seuil des 2 %. Cette variation de la bande à 3 μm est ici due aux différents albédos présents sur la surface considérée.

La situation est différente pour la région contenant les phyllosilicates (en rouge) : on observe alors la présence de deux comportements distincts dans l’évolution des bandes. En effet, si une partie des points se répartit selon le même schéma que celui mentionné précédemment (variation de la bande à 3 μm sans contrepartie de la bande à 1,9 μm), une autre population présente une évolution conjointe de l’intensité de ces deux signatures spectrales; la profondeur de la bande à 1,9 μm variant alors entre 0,2 et 0,6 tandis que l’IBD à 3 μm passe de 0,4 à 0,46. La zone en question incluant des terrains avec et sans phyllosilicates, les deux populations observées rendent bien compte de cette dichotomie. Ainsi, on constate donc par cet exemple que dans des régions équatoriales, associées à une hydratation moyenne

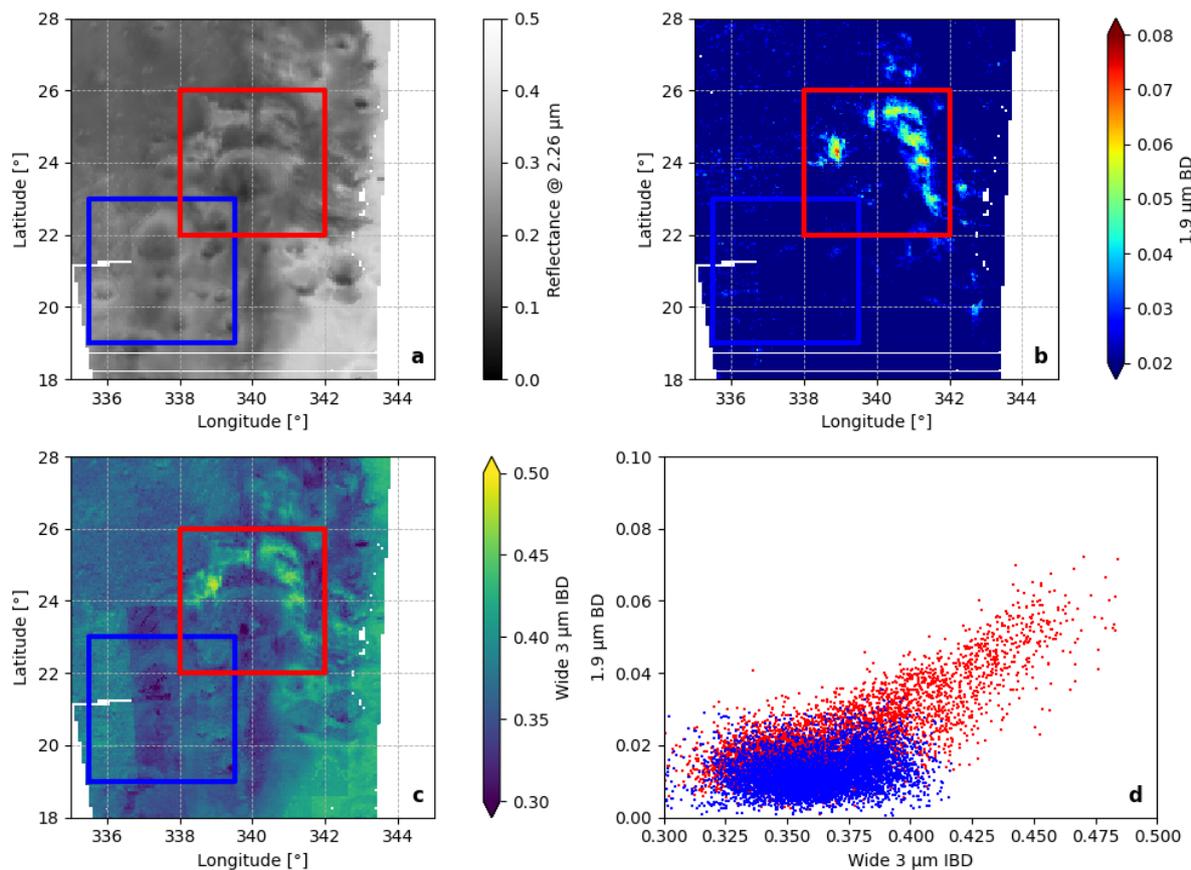


FIG. 5.14 : a, b & c. Cartes composites obtenues à partir d'observations OMEGA de la région de *Mawrth Vallis* (cf. Jouglet, 2008, tableau IV-2) représentant (a) la réflectance à 2,26 μm , ainsi que les critères (b) 1,9 μm BD, et (c) *wide* 3 μm IBD.

d. Profondeur de la bande à 1,9 μm en fonction de celle de la bande à 3 μm , pour une région contenant des phyllosilicates (rouge) et une région n'en contenant pas (bleu) (Poulet et al., 2005; Loizeau et al., 2007).

des sols plus faible que ce qui a pu être observé dans les hautes régions Nord (Audouard et al., 2014), la présence de minéraux hydratés se traduit bien par co-augmentation des bandes à 1,9 et 3 μm en fonction de la concentration en minéraux dans le pixel considéré.

Cette partie de l'étude demeure préliminaire, et les résultats de la co-évolution des bandes à 1,9 et 3 μm ne permettent pas de conclure avec certitude sur la nature de l'hydratation dans les hautes latitudes Nord, ni même, à ce niveau, de différencier le comportement de l'anneau boréal à 3 μm de celui observé dans les plus basses latitudes. Toutefois, la tendance observée dans les régions Nord (anneau inclus; cf. figure 5.13, panneaux a, c & d) semble plus se rapprocher de ce qui a pu être observé au niveau de la région riche en minéraux hydratés de *Mawrth Vallis* (cf. figure 5.14d) que du comportement attendu pour une augmentation de la quantité d'eau adsorbée (cf. figure 5.13b; Beck et al. (2015)).

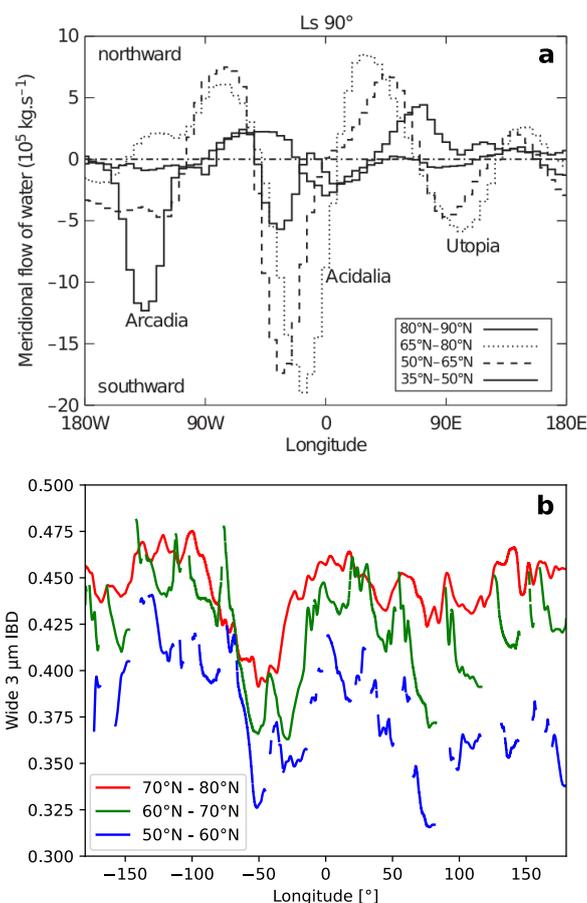


FIG. 5.15 : Comparaison des variations en longitude des bandes à 1,9 et 3 μm avec les couloirs atmosphériques de vapeur d'eau.

a. Advection de la vapeur d'eau issue de la calotte polaire Nord durant l'été boréal, figure extraite de [Montmessin et al. \(2017\)](#).

b. Variations longitudinales de la profondeur de la large bande à 3 μm , moyennées sur différentes bandes en latitude.

Lien avec les couloirs atmosphériques de vapeur d'eau ?

En 2014, l'absence de variabilité temporelle dans les niveaux d'hydratation de la surface martienne, observée sur plusieurs années par OMEGA, a conduit [Audouard et al. \(2014\)](#) à écarter l'hypothèse de l'eau adsorbée précédemment favorisée ([Joulet et al., 2007](#) ; [Poulet et al., 2010](#)) pour une explication impliquant une eau plus fortement liée aux minéraux. Néanmoins, une certaine variabilité spatiale de l'intensité de la bande à 3 μm , et subséquentement du niveau d'hydratation de la surface déduit ([Joulet et al., 2007](#) ; [Milliken et al., 2007](#) ; [Audouard et al., 2014](#)), est observée en fonction de la longitude pour une même gamme de latitudes (cf. [figure 5.3c](#)).

La [figure 5.15b](#) présente donc les variations longitudinales de la profondeur de la bande à 3 μm moyennées sur des bandes de 10° en latitude, l'idée étant de comparer ces variations avec la distribution de « couloirs » de vapeur d'eau atmosphériques présents à cette période de l'année ([Montmessin et al., 2017](#)). Ces couloirs correspondent à la circulation dans l'atmosphère de la vapeur d'eau relâchée par la sublimation de la calotte polaire Nord durant l'été boréal, et sont représentés sur la [figure 5.15a](#), extraite de [Montmessin et al. \(2017\)](#). On observe une oscillation de l'intensité de la bande à 3 μm avec la longitude, avec notamment une forte diminution de l'IBD au niveau de la région de *Vastitas Borealis*.

Toutefois, ces variations ne correspondent pas exactement à la position des couloirs atmosphériques de vapeur d'eau; au contraire même, les zones où la bande à 3 μm est la plus faible sont les plus proches des régions les plus chargées en vapeur (la vapeur venant principalement de la calotte Nord, les flux Nord-Sud sont donc les plus humides). Ainsi, les signatures d'hydratation de la surface dans les régions Nord ne semblent pas affectées par les variations longitudinales de quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère durant l'été boréal.

5.2.4 Sels

Comme nous l'avons vu dans les sections précédentes, la signature spectrale identifiée au niveau de l'anneau boréal à 3 μm ne semble pas être associée à des phénomènes atmosphériques, la présence de glaces ou d'eau adsorbée. Par conséquent, elle doit donc être liée à une quelconque modification des propriétés physiques et/ou chimiques de la surface dans cette région.

Les études de la minéralogie des régions polaires Nord ont révélé que les plus grandes quantités de minéraux hydratés détectables dans le proche infrarouge semblent être situées dans les régions à faible albédo entourant la calotte polaire pérenne (Langevin et al., 2005a; Poulet et al., 2008; Massé et al., 2010, 2012); régions qui présentent également une forte densité de champs de dunes (Tanaka & Hayward, 2008; Massé et al., 2012). Ces minéraux hydratés des régions polaires ont été principalement identifiés comme des sulfates de calcium, et plus spécifiquement du gypse (Langevin et al., 2005a; Horgan et al., 2009; Massé et al., 2010, 2012), la plus forte concentration étant située dans le gisement d'*Olympia Undae* (Langevin et al., 2005a). La famille des perchlorates fournit également des candidats alternatifs pour les signatures spectrales typiques observées sous ces latitudes (Massé et al., 2010; Hanley et al., 2015). Bien que ces terrains à faible albédo ne soient pas inclus dans la zone couverte par l'anneau boréal à 3 μm (voir la discussion précédente), cela indique toutefois que les sulfates (en particulier les sulfates de calcium) et possiblement les perchlorates, sont des espèces abondantes et répandues dans les régions polaires Nord. L'atterrisseur *Phoenix*, situé pour sa part à l'intérieur de l'anneau boréal à 3 μm , a également réalisé des mesures indiquant que des sulfates (notamment des sulfates de magnésium), et dans une moindre mesure des perchlorates, sont présents dans la composition du sol martien des hautes latitudes, avec des concentrations typiques de quelques % en masse (Boynton et al., 2009; Hecht et al., 2009; Smith et al., 2009; Toner et al., 2014).

Comparaison aux spectres de différents sulfates & perchlorates

Dans un premier temps, la signature typique de l'anneau boréal à 3 μm obtenue précédemment (cf. figure 5.6) est comparée avec les spectres de divers sels de perchlorate (cf. figure 5.16). On observe que les échantillons anhydres sont dépourvus de bandes d'absorption dans les longueurs d'onde inférieures à 2,6 μm , comme cela est le cas dans la signature spectrale de l'anneau boréal à 3 μm , mais présentent une forme spectrale très différente aux plus grandes longueurs d'onde et sont dépourvus d'une bande à 3 μm réellement marquée. D'un autre côté, les sels de perchlorates hydratés présentent une forte bande à 3 μm , mais celle-ci est centrée à 2,8–2,9 μm et accompagnée d'autres signatures spectrales, en particulier à des longueurs d'onde plus courtes; ce qui est à nouveau peu compatible avec la signature spectrale de l'anneau.

L'absorption à 4 μm observée dans nos spectres OMEGA présente certaines similitudes avec l'aile la plus bleue de la large absorption à 4,4–4,7 μm des sulfates, due à une harmonique des modes de vibrations de SO_4 (Bishop et al., 2014; Bishop, 2019). La signature spectrale de l'anneau boréal à 3 μm est comparée dans la figure 5.17 avec des spectres OMEGA typiques de zones précédemment identifiées comme riches en sulfates : *Olympia Undae* (Langevin et al., 2005a) et *Terra Meridiani* (Gendrin et al., 2005). Ces sulfates hydratés sont associés à de fortes bandes d'absorption à 1,9 et 2,4 μm qui ne sont

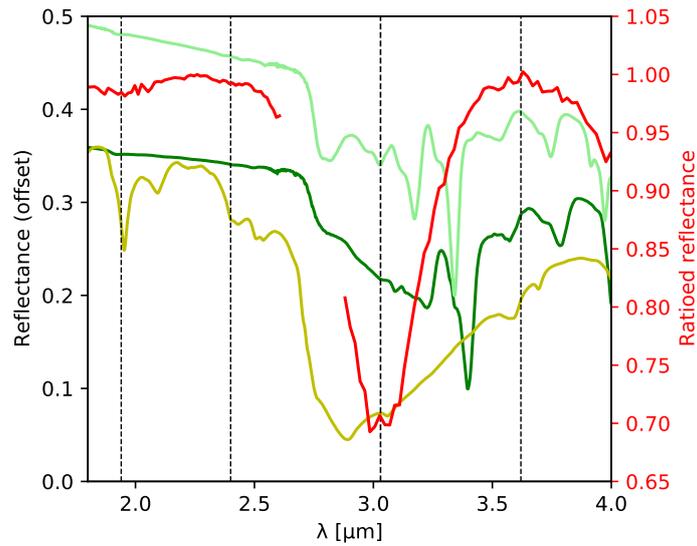


FIG. 5.16 : Comparaison entre la signature typique associée à l’anneau boréal à 3 μm (spectre rouge, cf. [figure 5.6](#) pour plus de détails) et différents spectres de perchlorates acquis en laboratoire : des échantillons synthétiques anhydres de KClO_4 (spectre vert foncé, JB983, mis à l’échelle par un facteur 3 et décalé verticalement pour la lisibilité) et de NaClO_4 (vert clair, JB982, mis à l’échelle par un facteur 3 et décalé verticalement pour la lisibilité), ainsi qu’un sel terrestre naturel issu du désert de l’Atacama au Chili en jaune (JBE47), avec des particules de tailles inférieures à 125 μm . Ces spectres issus de la base de données RELAB ont été téléchargés via la *PDS spectral library* ([Milliken, 2020](#)). Les lignes noires en pointillés correspondent aux longueurs d’onde 1,94, 2,9, 3,03 et 3,62 μm .

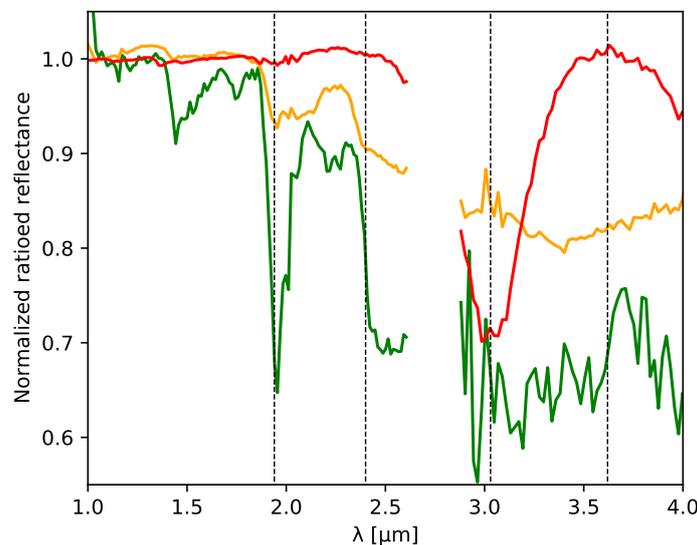


FIG. 5.17 : Comparaison entre la signature typique associée à l’anneau boréal à 3 μm (spectre rouge, cf. [figure 5.6](#) pour plus de détails) et celles de régions martiennes précédemment identifiées comme riches en sulfates : *Terra Meridiana* (spectre orange, $\sim 1,7^\circ\text{N} / 0,1^\circ\text{W}$ divisé par $\sim 0,5^\circ\text{N} / 0,4^\circ\text{E}$) et *Olympia Undae* (spectre vert, $\sim 80,1^\circ\text{N} / 244,1^\circ\text{E}$ divisé par $\sim 77,4^\circ\text{N} / 68,9^\circ\text{E}$). Les lignes noires en pointillés correspondent aux longueurs d’onde 1,94, 2,9, 3,03 et 3,62 μm . On constate que la signature spectrale de l’anneau n’est nullement comparable aux spectres OMEGA de sulfates martiens issus de régions identifiées dans de précédentes études ([Langevin et al., 2005a](#); [Gendrin et al., 2005](#)).

pas clairement observées dans le spectre de l'anneau (cf. [figure 5.6](#)), et ils ne reproduisent pas non plus convenablement la signature à 3 μm de l'anneau, avec une bande plus large et un maximum d'absorption décalé vers les plus grandes longueurs d'onde.

L'absence de signature significative dans la gamme spectrale 1–2,5 μm peut suggérer un sulfate faiblement hydraté ([Bishop et al., 2014](#)). De tels sulfates sont connus pour être présents sur Mars : une petite quantité d'anhydrite (sulfate de calcium anhydre) ayant été détectée dans le cratère *Gale* par MSL ([Bish et al., 2013](#)). La [figure 5.18](#) présente donc une comparaison entre la signature typique de l'anneau boréal à 3 μm et deux échantillons d'anhydrite. La forme de la bande à 4 μm , la profondeur relative des bandes à 3 et 4 μm , et l'é étroitesse de la bande à 3 μm peuvent être reproduites par un des échantillons d'anhydrites ; cependant, le minimum de la bande à 3 μm de cet échantillon n'est pas situé à la même longueur d'onde que dans notre spectre de l'anneau (2,9 μm au lieu de 3,03 μm). Ce dernier est également comparé à un autre échantillon d'anhydrite contenant des contaminants mineurs ([Bishop et al., 2014](#)) : cela diminue la qualité globale de l'ajustement, mais on peut constater qu'une contamination subtile de ce sulfate par d'autres composants minéraux déplace le minimum de la bande à 3 μm vers les plus grandes longueurs d'onde, nous rapprochant ainsi de signature observée au niveau de l'anneau.

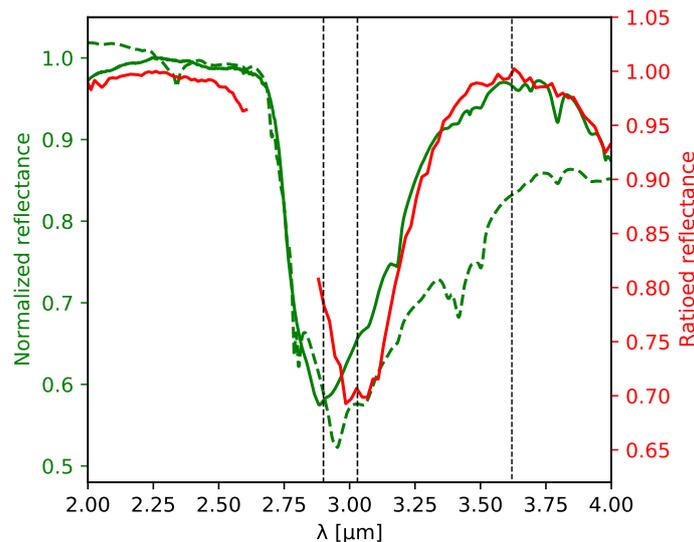


FIG. 5.18 : Comparaison entre la signature typique associée à l'anneau boréal à 3 μm (spectre rouge, cf. [figure 5.6](#) pour plus de détails) et les spectres RELAB de deux échantillons d'anhydrite, un sulfate de calcium anhydre (spectres verts) : GDS42 (trait plein) et JB641A (pointillés). Ces spectres issus de la base de données RELAB ont été téléchargés via l'*USGS spectral library* ([Kokaly et al., 2017](#)) et la *PDS spectral library* ([Milliken, 2020](#)). Les lignes noires en pointillés correspondent aux longueurs d'onde 2,9, 3,03 et 3,62 μm .

On constate que le spectre de l'échantillon GDS42 reproduit remarquablement bien l'absorption à 4 μm , l'absence de signatures spectrales autour de 2 μm et le caractère étroit de la bande à 3 μm ; toutefois, cette bande à 3 μm est centrée sur 2,9 μm , ce qui ne correspond pas à la signature de l'anneau. L'échantillon JB641A, pour sa part, ne présente pas d'absorption à 4 μm ni une bande étroite à 3 μm , mais sa bande à 3 μm (bien que plus large) est centrée sur $\lambda \sim 3,0 \mu\text{m}$, similairement à ce que l'on peut observer au niveau de l'anneau.

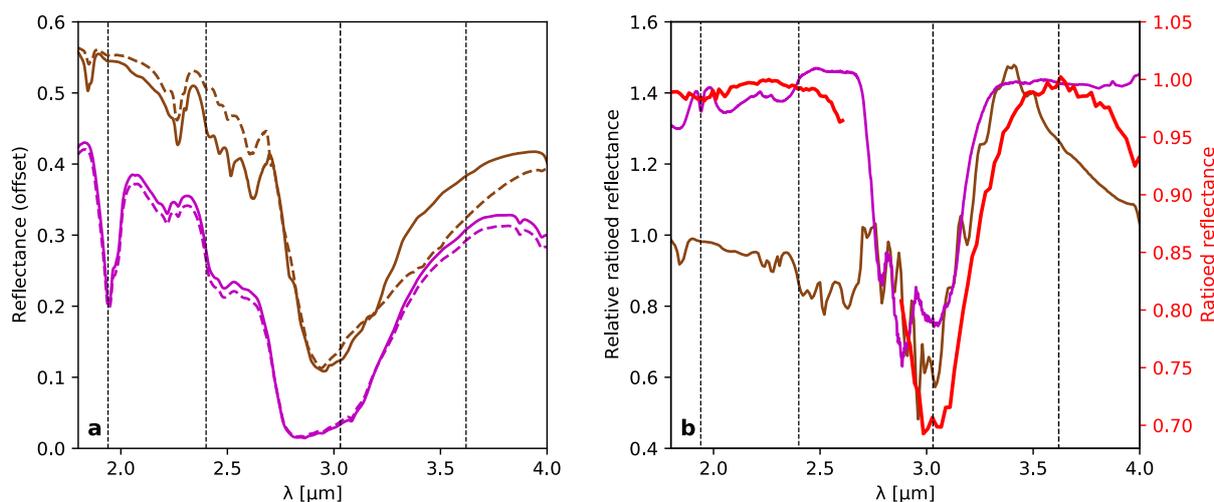


FIG. 5.19 : a. Spectres RELAB de jarosite (spectres marron, décalés verticalement de 0,1 pour la lisibilité) issus de deux régions différentes : Rublev (trait plein, JBA78) et St Léger (pointillés, JB701); ainsi que de gypse (spectres violets, JBE64) pour deux tailles de grains : $< 45 \mu\text{m}$ (trait plein) et $45\text{--}90 \mu\text{m}$ (pointillés). Ces spectres issus de la base de données RELAB ont été téléchargés via la *PDS spectral library* (Milliken, 2020).

b. Rapports des spectres de jarosite (spectre marron, Rublev / St Léger) et de gypse (violet, $< 45 \mu\text{m}$ / $45\text{--}90 \mu\text{m}$, mis à l'échelle par un facteur 4 pour la lisibilité), comparés à la signature typique associée à l'anneau boréal à $3 \mu\text{m}$ (spectre rouge, cf. figure 5.6 pour plus de détails). On constate que les deux rapports de spectres de sulfates présentent une bande à $3 \mu\text{m}$ relativement étroite qui peut être comparée à la signature de l'anneau, ainsi que, pour le spectre marron, une absorption à $4 \mu\text{m}$.

Les lignes noires en pointillés correspondent aux longueurs d'onde $2,9$, $3,03$ et $3,62 \mu\text{m}$.

Vers un effet de la taille des grains et/ou du niveau d'hydratation ?

Des études réalisées sur la distribution du gypse à travers les champs de dunes circumpolaires des régions Nord ont mis en évidence la présence de processus éoliens qui ont pu disperser le gypse dans toute cette zone à partir de quelques réservoirs localisés (Horgan et al., 2009; Massé et al., 2012). Sachant cela, on peut imaginer que les plus petits grains auraient pu être transportés plus loin encore et s'accumuler dans la zone brillante au-delà des champs de dunes; les zones brillantes sur Mars correspondant généralement à des régions recouvertes par de fines particules de poussière, l'érosion des couches superficielles y étant moins efficace. Exposés à des conditions moins polaires et plus chaudes, les grains de gypse auraient pu subir une dessiccation pour former de la bassanite, voire dans un second temps de l'anhydrite (Poitras et al., 2018). Alternativement, une telle dessiccation pourrait également se produire directement à la source, facilitant la fracturation et produisant des grains plus petits et donc plus aisément transportables par les vents. Ces grains de sulfates desséchés auraient ensuite pu être transportés par les vents plus loin que les grains de gypse, plus gros.

Afin d'explorer cette hypothèse, la figure 5.19 présente deux spectres de gypse obtenus pour deux tailles de grain différentes. Alors que le spectre de gypse en lui-même n'offre qu'un piètre ajustement avec le spectre de l'anneau, le rapport entre le spectre de l'échantillon à petits grains et celui de l'échantillon à plus gros grains fournit un candidat relativement satisfaisant pour reproduire l'étroite bande à $3 \mu\text{m}$ de l'anneau. Cela semble ainsi indiquer que la réduction de la taille des grains d'un sulfate de calcium peut produire l'évolution spectrale observée à $3 \mu\text{m}$ au niveau de l'anneau boréal. La signature à $4 \mu\text{m}$ étant cependant absente du rapport des deux échantillons de gypse, la réduction de la taille des grains ne semble donc pas être suffisante. De plus, cette interprétation nécessiterait que des sulfates

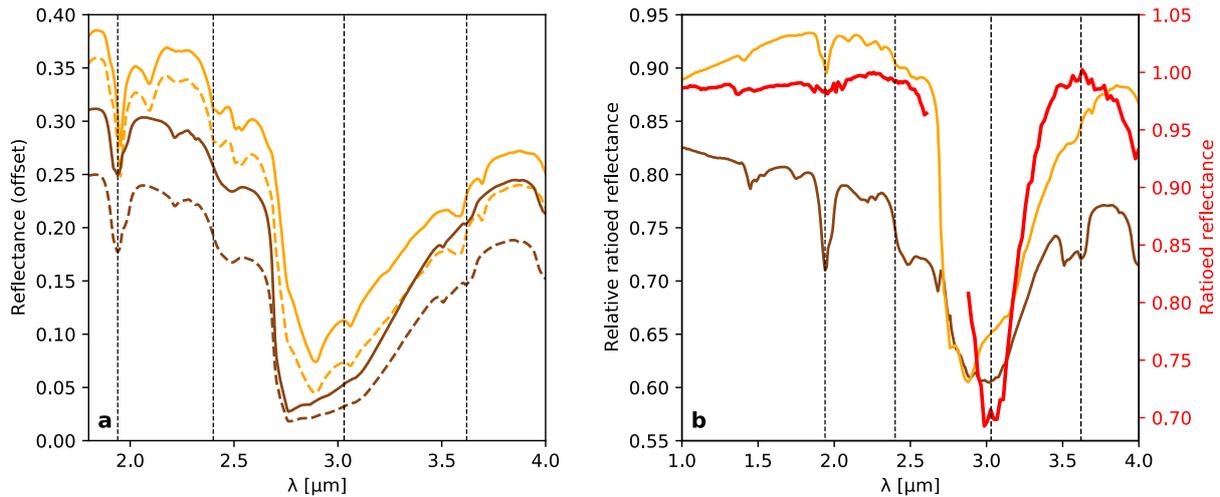


FIG. 5.20 : a. Spectres RELAB de sels de perchlorates naturels provenant du désert de l'Atacama au Chili. En orange, les spectres de deux différents échantillons composé de grains de tailles $< 125 \mu\text{m}$ (trait plein : JBE47; pointillés : JBE48); et en marron les spectres d'un troisième échantillon (JBE49) pour deux gammes de tailles de particules : $< 125 \mu\text{m}$ (trait plein) et $125\text{--}250 \mu\text{m}$ (pointillés). Ces spectres issus de la base de données RELAB ont été téléchargés via la *PDS spectral library* (Milliken, 2020).

b. Comparaison entre la signature typique associée à l'anneau boréal à $3 \mu\text{m}$ (spectre rouge, cf. figure 5.6 pour plus de détails) et des rapports de spectres de perchlorates calculés à partir des spectres présentés dans le panneau (a). En orange : le rapport des spectres des deux premiers échantillons avec des grains de tailles inférieures à $125 \mu\text{m}$ (JBE47 / JBE48); la présence d'une absorption à $1,9 \mu\text{m}$ dans ce rapport semble indiquer une différence en termes de niveau d'hydratation entre les deux échantillons. Et en marron : le rapport entre le spectre avec des grains de tailles entre 125 et $250 \mu\text{m}$ et celui des grains de tailles $< 125 \mu\text{m}$ de l'échantillon JBE49.

Les lignes noires en pointillés correspondent aux longueurs d'onde $2,9$, $3,03$ et $3,62 \mu\text{m}$.

de calcium avec des grains plus gros soient présents au sud de la zone identifiée, car notre spectre est un rapport entre 70°N et 63°N , alors que des preuves observationnelles de la présence de gypse ont été obtenues essentiellement dans les régions les plus au pôle. Vers le sud, comme nous l'avons vu dans la sous-section 5.2.3, les terrains situés entre $\sim 50^\circ\text{N}$ et $\sim 65^\circ\text{N}$ présentent effectivement une intensification avec la latitude des signatures spectrales d'hydratation à $1,9$ et $3 \mu\text{m}$ qui peuvent être liées à une augmentation de la quantité de phases hydratées dans le matériau de surface, telles que des minéraux hydratés. Cela pourrait indiquer que les sols au sud de l'anneau contiennent effectivement plus de phases altérées par rapport aux latitudes équatoriales, comme cela a été proposé précédemment (cf. sous-section 1.4.3). L'anneau boréal à $3 \mu\text{m}$ correspondrait alors à une délimitation en latitude au-delà de laquelle ces phases sont modifiées d'une nouvelle façon.

Bien qu'une simple modification de la taille des grains ne semble pas à même d'expliquer toutes les signatures spectrales observées (notamment la bande à $4 \mu\text{m}$, cf. paragraphe précédent), on pourrait toutefois imaginer que, si de faibles quantités de sulfates sont déjà présentes au sud de l'anneau, l'augmentation de la latitude pourrait modifier le niveau d'hydratation de ces sulfates et produire les signatures spectrales observées dans les rapports. Pour tester cette hypothèse, nous comparons dans la figure 5.19b notre spectre typique de l'anneau à un rapport de deux échantillons de jarosite provenant de deux endroits différents sur Terre. La jarosite est un sulfate de potassium et de fer hydraté, détecté sur Mars par le rover *Opportunity* (Klingelhöfer et al., 2004) et qui peut se former dans des conditions glaciaires (Niles et al., 2020). Les deux échantillons sont décrits comme un mélange de jarosite avec des

tailles de grains similairement inférieures à 45 μm ; toutefois, l'un des deux échantillons semble plus hydraté étant donné qu'il présente une bande de 1,9 μm plus profonde que son homologue. En divisant entre eux les spectres de ces deux échantillons, on obtient un spectre qui présente certaines similitudes avec notre observation de l'anneau : on observe en effet à la fois une bande étroite à 3 μm centrée sur la longueur d'onde appropriée ainsi qu'une diminution autour de 4 μm . Cet exemple illustre le fait qu'une augmentation du degré d'hydratation de sulfates peut donner lieu à un rapport spectral se rapprochant de nos observations. Or, des quantités mineures de sulfates anhydres (anhydrite) ayant été détectés dans le sol martien même sous des latitudes équatoriales (Bish et al., 2013), des traces de sulfates faiblement hydratés pourraient donc déjà être présentes dans les régions au sud de notre anneau.

Par ailleurs, nous avons également calculé dans la figure 5.20 les rapports spectraux entre les échantillons de perchlorates discutés précédemment avec la figure 5.16. Bien qu'aucun de ces rapports ne fournisse à lui seul une explication satisfaisante pour la signature de l'anneau, ils illustrent une nouvelle fois le fait que le rapport de spectres de sels provenant de différents échantillons peut générer des bandes à 3 μm qui reproduisent certaines des caractéristiques (étroitesse ou position du centre de la bande) de la signature de l'anneau boréal à 3 μm . Comme l'indiquent les mesures de *Phoenix*, la teneur globale du sol en sels sous ces latitudes résulte probablement d'un mélange de diverses espèces (Boynnton et al., 2009; Hecht et al., 2009; Smith et al., 2009; Toner et al., 2014), ce qui pourrait expliquer pourquoi aucun des spectres ou des rapports utilisés ici dans nos comparaisons ne permet de reproduire parfaitement la forme spectrale observée avec OMEGA; ceux-ci provenant en effet tous d'échantillons relativement purs. L'anneau boréal à 3 μm pourrait ainsi résulter d'une modification globale de l'hydratation d'un mélange de divers sels contaminants dans le matériau de surface.

Proposition de deux scénarios possibles

Dans l'ensemble, bien que le mécanisme exact responsable de la signature spectrale de l'anneau ne soit pas définitivement identifié, les contraintes observationnelles disponibles pointent vers une contribution possible de sels, notamment des sulfates mais aussi éventuellement des perchlorates, dans un contexte de changement d'état d'hydratation et/ou de modification de la taille des grains; les scénarios de formation putatifs mentionnés dans les paragraphes précédents sont résumés et schématisés dans la figure 5.21. Étant donné que l'anneau boréal à 3 μm que nous avons observé est associé aux couches superficielles de la surface et recouvre différentes unités géologiques datées du début de l'Amazonien (cf. sous-section 5.1.2), nous observons probablement le résultat d'un processus d'altération relativement récent. Ce processus peut même être encore en cours actuellement, et lié d'une manière ou d'une autre à la calotte glaciaire saisonnière (Audouard et al., 2014) qui recouvre la région chaque hiver, bien que cette association ne soit pas si claire puisque la calotte en question s'étend jusqu'à des latitudes plus méridionales que la limite de l'anneau, jusqu'à près de 50°N (Appéré et al., 2011). D'un autre côté, cette modification de la surface peut également être liée à une échelle de temps plus longue, les hautes latitudes de Mars étant actuellement recouvertes d'un manteau dont on pense qu'il a été déposé lors des glaciations ayant eu lieu au cours du dernier million d'années (Head et al., 2003). Dans les deux hémisphères, ce manteau riche en glace serait uniformément présent sous les latitudes polaires au-delà de $\sim 60^\circ\text{N/S}$, tout en n'ayant été que partiellement préservé dans les régions plus proches de l'équateur (Head et al., 2003). Sur Terre, la formation de sulfates pouvant être observée par interaction avec de la glace d'eau, ce type de mécanisme a été proposé pour la formation de sulfates observés sur Mars, tant dans les hautes latitudes Nord (Massé et al., 2010) que près de l'équateur (Niles & Michalski, 2009); soit par formation authigénique au sein de la glace, soit en association avec la condensation et la précipitation de la glace atmosphérique (Massé et al., 2010). Des signatures spectrales largement répandues potentiellement reliées à des sulfates ont été observées dans les latitudes polaires de l'hémisphère Sud (Poulet et al., 2008; Wray et al., 2009; Ackiss & Wray, 2014; Carter et al., 2016), et des signatures spectrales largement répandues et potentiellement liées à une altération limitée par de l'eau ont été ob-

servées dans des hautes latitudes Nord dans cette étude (cf. sous-section 5.2.3 ainsi que le paragraphe précédent) mais également dans des études précédentes (Wyatt et al., 2004; Michalski et al., 2005; Horgan & Bell, 2012). L'anneau boréal à 3 μm identifié au-delà de ~ 65°N pourrait ainsi être la conséquence de la modification d'une contamination plus large par des sulfates. Cette modification pourrait par exemple consister en une augmentation du niveau d'hydratation survenant une fois un seuil en latitude franchi dans l'hémisphère Nord où la quantité de vapeur d'eau et la pression atmosphérique sont les plus élevées (cf. figure 5.21b).

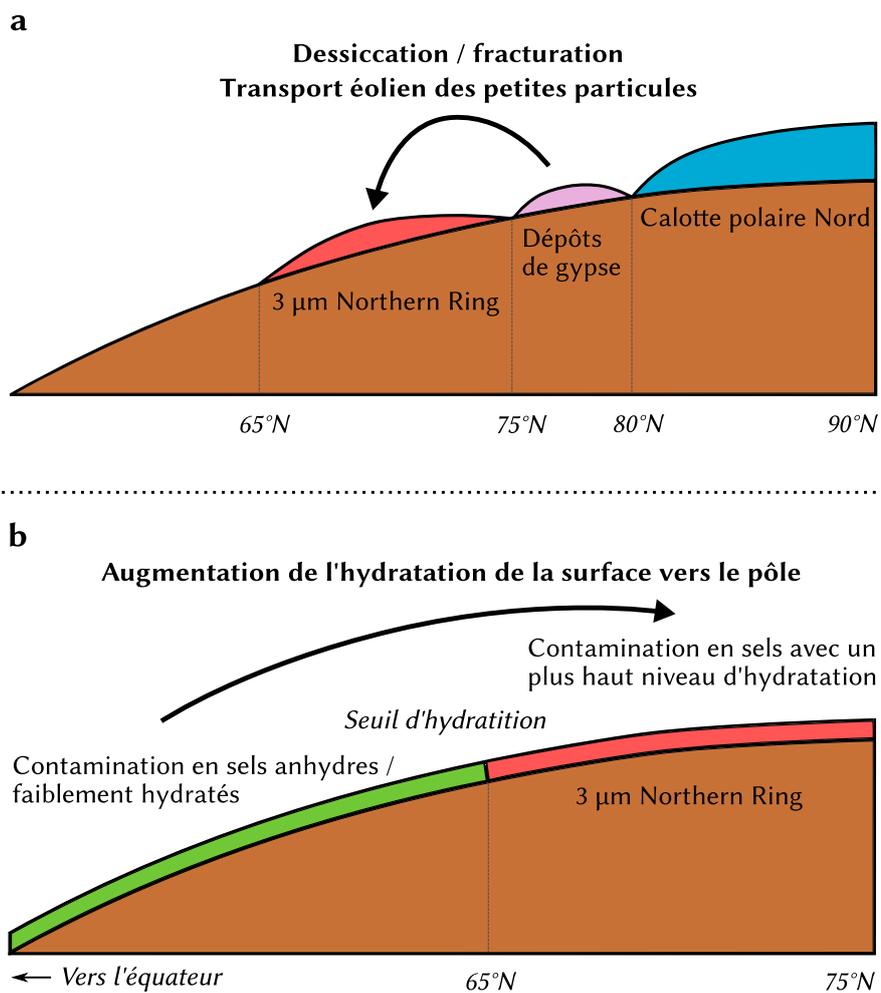


FIG. 5.21 : Schémas de deux mécanismes possibles pour la formation de l'anneau boréal à 3 μm.

a. Transport de sels hydratés depuis les régions polaires vers de plus basses latitudes via des processus éoliens, impliquant des possibles phénomènes de fracturation et de dessiccation au niveau de la source ou du site d'arrivée.

b. Présence d'un seuil en latitude à ~ 65°N marquant la distinction entre deux niveaux d'hydratation de sels présents en surface (sulfates et/ou perchlorates), avec une hydratation plus importante au niveau de l'anneau.

5.2.5 Synthèse des différentes pistes explorées

Dans ce chapitre, nous rapportons et caractérisons la détection d'une nouvelle signature spectrale à 3 μm observée dans les données de l'instrument OMEGA. Cette bande d'absorption, qui diffère de la large bande à 3 μm généralement observée sur l'ensemble de la surface martienne, est caractérisée par une bande d'absorption profonde et relativement étroite centrée sur 3,03 μm , et couplée à une absorption à 4 μm large mais moins intense, bien que toutefois significative. En outre, cette signature spectrale semble être spécifique aux régions claires situées aux hautes latitudes Nord ; plus précisément, celle-ci n'a été détectée que dans une large zone en forme d'anneau ouvert entourant la calotte permanente Nord entre $\sim 68^\circ\text{N}$ et $\sim 76^\circ\text{N}$ et s'étendant de $\sim 0^\circ\text{E}$ à $\sim 315^\circ\text{E}$. Cette zone, comprenant notamment le site d'atterrissage de la sonde *Phoenix*, a été dénommée « anneau boréal à 3 μm » (ou « 3 μm northern ring ») dans cette étude.

Une étude détaillée des caractéristiques de la signature spectrale observée au niveau de cet anneau (forme de la bande à 3 μm , association avec d'autres bandes d'absorption, variabilité/stabilité temporelle) a conduit à écarter l'atmosphère et la glace d'eau comme origines possibles de la signature observée. Par ailleurs, ces propriétés spectrales ne peuvent pas non plus être expliquées par une simple augmentation de la quantité d'eau adsorbée, faiblement liée aux minéraux.

L'anneau boréal semble donc posséder une signature de surface spécifique et probablement liée à une modification des propriétés physiques ou chimiques de surfaces non glacées. L'anneau se situe au nord de terrains où l'on observe une augmentation latitudinale progressive du niveau d'hydratation de surface (déduit de l'évolution des bandes à 1,9 et 3 μm). Cependant, en dépit de l'observation de signatures caractéristiques d'une hydratation des sols dans les terrains sombres proches de l'anneau et situés sous des latitudes similaires, sa signature n'est pas corrélée avec la présence d'autres signatures dans la gamme spectrale 1–2,5 μm .

Les premières comparaisons effectuées avec des spectres issus de bibliothèques spectrales publiques suggèrent que des sels, notamment des sulfates et éventuellement des perchlorates, pourraient participer à la signature observée au niveau de l'anneau. Les comparaisons les plus prometteuses ont été obtenues avec de l'anhydrite (un sulfate de calcium anhydre) ou avec des rapports entre des spectres de sulfates et/ou perchlorates différant par une modification de l'hydratation ou de la taille des grains. À partir de ces résultats, nous proposons deux scénarios hypothétiques pour expliquer cette observation : le premier implique le transport éolien et la dessiccation des dépôts de gypse précédemment identifiés près de la calotte polaire Nord ; tandis que le second repose sur la présence en très faibles quantités de sels au sein de sols et dont le niveau d'hydratation est modifié à partir d'un seuil en latitude situé autour de $\sim 65^\circ\text{N}$. Dans ces deux cas, l'anneau boréal à 3 μm pourrait mettre en évidence des mécanismes polaires de formation ou d'altération des sels se produisant sur Mars, en lien avec la présence de glace d'eau.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Au fil des pages de ce manuscrit, nous avons présenté les travaux réalisés et résultats obtenus durant ces trois années de thèse effectuées depuis octobre 2018 dans les équipes *Planéto* du LATMOS, et *Système solaire et systèmes planétaires* de l'IAS. Cette thèse, centrée sur l'étude de la bande à 3 μm martienne, s'est articulée autour de deux axes majeurs : les nuages de glace d'eau et l'hydratation des hautes latitudes Nord. Nous résumons ici les principaux résultats obtenus pour chacun de ces sujets.

Dynamique des nuages de glace d'eau

La première partie de cette thèse a été consacrée à l'utilisation des données infrarouges acquises en occultation solaire par l'instrument ACS-MIR pour étudier les nuages de glace d'eau présents dans l'atmosphère martienne. Ce travail a été réalisé au sein de l'équipe responsable de l'instrument et du traitement des données, ce qui a permis d'utiliser dès octobre 2018 les premières données acquises par ACS depuis le début de sa campagne scientifique au printemps 2018. Avec une orbite accomplie toutes les deux heures par TGO, ce jeu de données est d'une grande richesse pour le suivi temporel de l'atmosphère martienne et ses composants.

Afin d'étudier la signature à 3 μm des nuages de glace d'eau, nous avons mis en place une procédure de traitement visant à extraire le continuum spectral entre 3,1 et 3,45 μm en s'affranchissant des fines raies d'absorption des espèces gazeuses ainsi que des effets instrumentaux affectant les différents ordres de diffraction présents dans les données. À l'aide d'un algorithme d'inversion verticale, ces spectres de transmission acquis à différentes altitudes ont été convertis en spectres de coefficient d'extinction pour chacune des couches de l'atmosphère observées. Puis la comparaison de ces spectres obtenus à des modèles d'extinction de particules de glace d'eau et de poussière de différentes tailles a donné lieu à la mise en place de critères permettant dans le même temps de détecter la présence de nuages de glace d'eau, et de contraindre la taille des cristaux les composant.

Cela a permis d'obtenir des profils verticaux de nuages tout au long d'une année martienne entre 80°N et 80°S, et ainsi d'étudier les variations des caractéristiques des nuages de glace d'eau en fonction de la saison ainsi que de la latitude. Les résultats majeurs obtenus sont les suivants :

1. la quasi-omniprésence de ces nuages en début et fin de journée (périodes pouvant être observées par occultation solaire), en particulier de brumes ténues composées de très petits cristaux ($r_{\text{eff}} \leq 0,1 \mu\text{m}$) au sommet des profils, au-dessus de la poussière ;
2. l'augmentation de l'altitude des nuages pendant l'été de l'hémisphère considéré ;
3. l'augmentation de l'altitude des nuages au niveau de l'équateur ;
4. la présence de particules de tailles $r_{\text{eff}} \geq 1,5 \mu\text{m}$ jusqu'à 55 km d'altitude au niveau de l'équateur, même en dehors d'une tempête de poussière.

En outre, au cours de l'été 2018, soit peu après le début des mesures ACS-MIR, s'est développée sur Mars une tempête de poussière d'ampleur planétaire, comme il n'en survient que toutes les 3 à 4 années martiennes ; ce qui a constitué l'opportunité unique de pouvoir pour la première fois étudier l'impact d'un tel phénomène sur les nuages de glace d'eau. Cette étude a mis en évidence l'élévation de $\sim 10 \text{ km}$ en moyenne des particules de glace d'eau atmosphériques par rapport à une année classique, avec des

nuages observés jusqu'à 100 km d'altitude au début de la tempête. Cette élévation de l'altitude moyenne des nuages s'accompagne d'une diminution de la taille moyenne des cristaux. Toutefois, a également été détectée durant la tempête la présence de nuage à gros cristaux de glace d'eau ($r_{\text{eff}} \sim 1,5\text{--}2 \mu\text{m}$) à des altitudes jamais observées jusqu'alors (entre 50 et 70 km).

La signature à 3 μm de la surface dans les régions Nord

La seconde partie de la thèse, dans la continuité des travaux menés par Denis Jouglet puis Joachim Audouard à l'IAS, a porté sur l'étude de la bande à 3 μm de la surface à partir des données OMEGA, en particulier dans les régions polaires où une forte augmentation de l'hydratation a été précédemment observée. Comme dans le cas d'ACS, cette thèse s'est effectuée au sein de l'équipe pilotant l'instrument. OMEGA étant en opération depuis janvier 2004, de nombreux outils et méthodes écrits en langage IDL étaient déjà disponibles pour le traitement et l'analyse des données au cours de la mission. Toutefois, un nouveau module Python 3 a été développé comme solution alternative au cours de cette thèse ; il comprend une réimplémentation des routines IDL existantes, ainsi que de nouveaux outils de visualisation, spécialement développés pour les données OMEGA.

Cette étude a pris un tournant important lors de la détection d'une nouvelle signature à 3 μm apparaissant dans les hautes latitudes Nord au niveau de la région du site d'atterrissage de la sonde *Phoenix*. Cette signature, caractérisée par une bande d'absorption relativement étroite et centrée sur 3,03 μm n'est observée que dans les terrains clairs des hautes latitudes Nord, au sein d'une structure en croissant entourant la calotte permanente Nord entre $\sim 68^\circ\text{N}$ et $\sim 76^\circ\text{N}$, et s'étendant de $\sim 0^\circ\text{E}$ à $\sim 315^\circ\text{E}$; cette zone a été identifiée sous le terme d'*anneau boréal à 3 μm* (ou « 3 μm northern ring »). On a pu constater que cette signature était stable dans le temps, écartant ainsi une possible origine atmosphérique, et corrélée à une large bande d'absorption à $\sim 4 \mu\text{m}$ mais sans contrepartie observable dans la gamme spectrale 1–2,5 μm . Afin d'identifier l'origine de cette signature, les spectres OMEGA obtenus ont été comparés à ceux disponibles dans des bibliothèques spectrales publiquement accessibles, ainsi qu'à des spectres de minéraux et de glaces acquis par OMEGA, en se basant sur les résultats de précédentes études sur le sujet.

Ces comparaisons ont conduit à écarter l'hypothèse d'une contamination en glace d'eau, ainsi que celle d'une simple augmentation de la quantité d'eau adsorbée en surface, pour favoriser une altération des propriétés physiques ou chimiques de la surface dans cette région. En effet, les résultats obtenus suggèrent que des sels (en particulier des sulfates ou des perchlorates) pourraient participer à la signature observée au niveau de l'anneau. Par ailleurs, si aucun des spectres bruts utilisés dans nos comparaisons n'a permis de reproduire avec exactitude la signature spectrale caractéristique de l'anneau, des rapports entre différents spectres d'un même matériau pour différents niveaux d'hydratation ou différentes tailles de grains, semblent plus prometteurs. De ces résultats ont émergé deux scénarios putatifs pour expliquer cet anneau : le premier est basé sur la dessiccation et le transport éolien de sulfates de calcium depuis les dépôts de gypse bien connus en bordure de la calotte, les plus petits grains pouvant être plus facilement transportés vers le Sud ; tandis que le second repose sur la présence de faibles quantités de sels dans les sols des hautes latitudes Nord, et dont le niveau d'hydratation serait modifié à partir d'un seuil en latitude, correspondant à la limite méridionale de l'anneau. Dans les deux cas, les processus à l'origine de l'anneau boréal à 3 μm se sont produits relativement récemment à l'échelle géologique (la formation de l'anneau est datée de l'Amazonien) et pourraient résulter d'une action de la glace d'eau.

Perspectives

Les résultats et méthodes développés dans cette thèse ouvrent la voie à de futures études, tant pour les aspects atmosphériques que surfaciques.

ACS-MIR et TGO sont encore pleinement opérationnels et en mesure de continuer leur mission d'observation; ainsi, les futures données permettront de continuer le suivi et la caractérisation des nuages de glace d'eau martiens, et en particulier de mettre en place des comparaisons inter-annuelles. La distribution verticale des particules de glace d'eau dans l'atmosphère ainsi que leurs tailles sont également des éléments importants pour la modélisation du climat martien dans les modèles climatiques. Au cours de cette thèse, nous nous sommes concentrés sur l'exploitation et l'analyse des données; toutefois, des échanges avec les modèles, pour confronter les prédictions aux observations, seraient extrêmement intéressants.

Par ailleurs, la mise en évidence de l'anneau boréal à $3\ \mu\text{m}$ a montré qu'au-delà de la simple étude de l'intensité de la bande à $3\ \mu\text{m}$, la caractérisation de sa forme spectrale pouvait aussi s'avérer riche d'informations, et permettre une distinction entre régions qui, pourtant, ne présentent pas de différence significative au niveau des autres bandes d'absorption dans la région $1\text{--}2,5\ \mu\text{m}$. Ainsi, il pourrait être intéressant d'étendre cette méthodologie à l'ensemble de la surface martienne, et, en mettant en place des critères adaptés, d'identifier et caractériser les différentes formes spectrales typiques de la bande à $3\ \mu\text{m}$ martienne en fonction des régions de la planète.

Enfin, la nature de l'anneau boréal à $3\ \mu\text{m}$ observé à l'aide des données OMEGA n'ayant pas encore été fermement identifiée (quoique différentes pistes soient envisagées), cela ouvre naturellement la porte à des analyses complémentaires. D'une part, bien qu'aucune signature n'ait pu être détectée dans la gamme spectrale $1\text{--}2,5\ \mu\text{m}$ au niveau de l'anneau, on pourrait imaginer utiliser des observations à haute résolution CRISM pour investiguer cette région. Mais surtout, des protocoles expérimentaux pourraient être mis en place pour tester les hypothèses des différents scénarios proposées, en particulier via des mesures en laboratoire d'échantillons de sels (sulfates et perchlorates essentiellement) pour différentes tailles de grains et différents niveaux d'hydratation.

A large, stylized red letter 'A' is centered on the page. The letter is composed of two main vertical strokes that meet at a sharp point at the top. The base of the letter is wide and tapers slightly towards the center. Four horizontal red bars are positioned around the letter: two above the top point and two below the base, one on each side. The word 'Annexes' is written in a bold, black, sans-serif font across the middle of the letter's stem.

Annexes

Le module python OMEGA-Py

A.1	Description générale	159
A.2	Lecture des fichiers binaires	160
A.3	Correction des données	162
A.4	Visualisation des données	163
A.5	Gestion du jeu de données	164
A.6	Évolutions futures	165



FIG. A.1 : Logo du projet OMEGA-Py.

A.1 Description générale

OMEGA-Py – Python tools for OMEGA data est un module développé en Python 3 et dédié à l'utilisation des données de l'instrument OMEGA de la sonde Mars Express, il est pensé comme une alternative à l'utilisation des routines IDL historiques du *SOFT 10*. D'abord uniquement disponible à l'IAS, il a été rendu publiquement accessible via la plateforme GitHub en mars 2021 à l'adresse suivante : <https://github.com/AStcherbinine/omegapy>.

Jusqu'à la version 2.0, une licence IDL était toutefois toujours nécessaire pour la lecture des fichiers binaires et la génération des données de niveau 1B. En effet, une version modifiée de la routine *readomega.pro* du *SOFT 10* était utilisée pour cette partie via le module *pIDLy*¹, qui permet d'exécuter du code IDL dans une instance Python et d'en extraire les données. Depuis la version 2.0 déployée en octobre 2020, l'ensemble de ces routines IDL a été intégralement réimplémenté en Python, ce qui permet au module d'être désormais totalement indépendant de la disponibilité d'une licence IDL.

¹<https://github.com/anthonyjsmith/pIDLy>

A.2 Lecture des fichiers binaires

OMEGA-Py permet de lire les fichiers binaires *.QUB* & *.NAV* des observations stockées selon les standards du format PDS sur les serveurs de l'IAS ainsi que du PSA² et de générer les données de niveau 1B avec spectres de réflectance selon la procédure décrite dans la sous-section 4.2.1. Le module est conçu en programmation orientée objet (POO), ainsi, l'importation se fait via l'appel à la méthode `__init__` de la classe `OMEGAdata`, dont les arguments sont détaillés ci-dessous :

```

1 OMEGAdata(
2     obs,          # str | Identifiant de l'observation OMEGA, ex: '0967_3'
3     empty=False, # bool | Si `True`, renvoie un objet vide
4     data_path=_omega_py_path, # str | Chemin vers les fichiers binaires
5     corrV=True,   # bool | Correction des données de la voie V
6     corrL=True,   # bool | Correction des données de la voie L
7     disp=True    # bool | Affichage d'informations lors de la lecture
8 )

```

Contrairement à la version IDL, il n'est pas nécessaire de renseigner l'identifiant exact de l'observation recherchée (sous la forme *ORBNNN_x*). Dans le cas où plusieurs fichiers pourraient correspondre, les différentes possibilités sont affichées dans la console et il est demandé à l'utilisateur de choisir en entrant un chiffre (cf. figure A.2). En outre, si le comportement par défaut est d'afficher dans la console différentes informations au cours du processus de réduction (comme cela est le cas dans la version IDL), il est possible de désactiver cet affichage via l'argument `disp` (cf. figure A.3); ce qui peut notamment être appréciable pour un meilleur contrôle de l'affichage lors d'une boucle sur plusieurs observations avec une barre de progression par exemple.

```

In [2]: omega = OMEGAdata('0967')
7 files found :
 1 : /data2/opt/geomeg/data/product/ORB0967_0.QUB
 2 : /data2/opt/geomeg/data/product/ORB0967_1.QUB
 3 : /data2/opt/geomeg/data/product/ORB0967_2.QUB
 4 : /data2/opt/geomeg/data/product/ORB0967_3.QUB
 5 : /data2/opt/geomeg/data/product/ORB0967_4.QUB
 6 : /data2/opt/geomeg/data/product/ORB0967_5.QUB
 7 : /data2/opt/geomeg/data/product/ORB0967_6.QUB

Enter the corresponding number to select one filename :
>>> 4

Computing OMEGA observation ORB0967_3
core:      128    352    596  cbyte:    2
suffix:    1      7      0  sbyte:    4
 0 or less IR: 173073
negative pixels VIS: 12402
anomalous pixels VIS: 100
saturated pixels VIS: 100
spikes VIS: 3385

Computing data extraction and correction... [done]

```

FIG. A.2 : Importation d'une observation OMEGA, dans un cas de fichier indéterminé, et avec affichage des informations (type *SOFT 10*).

Par ailleurs, les longueurs d'onde sont ici automatiquement réordonnées par ordre croissant, et les spectres sont « nettoyés », comme lors de l'utilisation de la routine `clean_spec.pro`. Ainsi, à partir du tableau des spectels `ic` (généré dans le `readomega`), les recouvrements spectraux entre les voies sont retirés, de même que les spectels corrompus. Ce faisant, il n'est donc plus possible de repérer

²<https://archives.esac.esa.int/psa/#!Table%20View/OMEGA=instrument>

```
In [4]: omega = OMEGAdat('0967_3', disp=False)
In [5]:
```

FIG. A.3 : Importation d'une observation OMEGA en mode *non-verbeux*, avec affichage des informations désactivé.

les longueurs d'onde par l'indice de leur spectel, c'est pourquoi le module inclut deux fonctions de recherche dans un tableau, permettant d'identifier l'indice associé à une longueur d'onde donnée.

```
1 import omegapy.useful_functions as uf
2
3 i_lam = uf.where_closer(1.085, omega.lam)
4 i_lam1, i_lam2 = uf.where_closer_array([1.085, 2.26], omega.lam)
```

La programmation orientée objet permet une gestion facilitée de plusieurs observations en simultané : chaque objet `OMEGAdat` contient l'ensemble des données de l'observation, qui sont accessibles via les différents attributs de la classe (se référer à la documentation de la classe pour une liste complète des attributs). On notera que la représentation d'un objet `OMEGAdat` dans la console Python fournit déjà un certain nombre d'informations permettant d'identifier l'observation et ses caractéristiques (identifiant, version d'*OMEGA-Py* utilisée pour la réduction, L_s , année martienne, qualité des données, application des différentes corrections), comme on peut le voir sur la [figure A.4](#).

```
In [3]: omega
Out[3]:

      OMEGA/MEx observation ORB0967_3 - (v2)

      Ls = 103.5° - MY 27

      Cube quality : 3
      Thermal correction : False
      Atmospheric correction : False

      Corrupted 128 pixels cube
```

FIG. A.4 : Représentation d'un objet `OMEGAdat` dans la console Python.

En outre, dans le cas où l'utilisateur aurait besoin d'accéder à l'ensemble des informations contenues dans les en-têtes (ou *headers*) des fichiers binaires associés à une observation précédemment chargée, il est possible d'y accéder via les deux méthodes ci-dessous :

```
1 omega = OMEGAdat('0967_3')
2 header_qub = omega.get_header_qub() # En-tête du fichier .QUB associé
3 header_nav = omega.get_header_nav() # En-tête du fichier .NAV associé
```

Les informations sont alors renvoyées sous la forme de dictionnaires.

Enfin, autre nouveauté d'*OMEGA-Py*, il est également possible de ne pas appliquer les corrections des voies V et/ou L (via les arguments `corrV` & `corrL`) afin d'accélérer l'importation des données 1B dans le cas où ces voies ne seraient pas utilisées.

A.3 Correction des données

OMEGA-Py inclut également nativement des fonctions permettant de corriger les données des composantes thermiques et atmosphériques, selon les méthodes décrites en [sous-section 4.2.2](#), ainsi que dans les thèses de Denis Jouglet ([Jouglet, 2008](#)) et Joachim Audouard ([Audouard, 2014](#)).

Correction atmosphérique

Deux méthodes sont disponibles pour la correction de la composante atmosphérique dans les données à partir du spectre obtenu par volcano-scan (*atmorap*). La différence entre les deux méthodes réside dans le calcul de l'exposant α de l'équation (4.5).

1. La première méthode, utilisée ici, correspond à celle décrite dans la [sous-section 4.2.2](#) : on cherche à ajuster la correction pour que les valeurs de la réflectance à 1,93 et 2,01 μm soient égales. Ce qui revient à calculer α d'après la formule donnée par l'équation (4.7). Ce calcul pouvant se faire en travaillant directement sur les tableaux, cette correction est extrêmement rapide.
2. La seconde méthode, moins utilisée, consiste à ajuster la valeur de l'exposant α de telle sorte que le spectre de réflectance corrigé soit le plus « plat » possible entre 1,93 et 2,00 μm . Cela nécessitant un calcul de minimisation, le temps de calcul est plus important que pour la première méthode.

La correction de la composante atmosphérique d'une observation OMEGA déjà chargée se fait via l'appel des fonctions suivantes :

```
1 | omega_corr_atm = corr_atm(omega)      # Méthode 1
2 | omega_corr_atm2 = corr_atm2(omega)  # Méthode 2
```

Correction thermique

De même, deux méthodes sont également disponibles pour le retrait de la composante thermique de surface dans les spectres. Cependant, seule la première méthode (celle utilisée dans le cadre des travaux de thèse) a été optimisée avec une possibilité de parallélisation.

1. Comme cela a été décrit dans la [sous-section 4.2.2](#), la réflectance à 5 μm est estimée théoriquement à partir de celle à 2,4 μm , à partir de spectres typiques des régions sombres et brillantes de Mars issus de [Calvin \(1997\)](#). Pour cette méthode, il est possible d'utiliser la parallélisation pour accélérer le temps de calcul. Par exemple, sur la machine *mex-omegi* de l'IAS, il est possible d'effectuer la correction de l'ensemble d'une observation en moins d'une minute avec 15 processus, contre la dizaine de minutes nécessaire sans cela.
2. Dans le cas des observations pour lesquelles les données de la voie C ne sont pas disponibles, il est également possible d'utiliser la seconde méthode de correction (décrite dans [Audouard \(2014\)](#)), qui consiste à ajuster directement la température et la réflectance à 5 μm .

La correction de la composante thermique d'une observation OMEGA déjà chargée se fait via l'appel des fonctions suivantes :

```
1 | omega_corr_therm = corr_therm(omega, npool=15) # Méthode 1 avec 15 processus simultanés
2 | omega_corr_therm2 = corr_therm2(omega)        # Méthode 2
```

Dans la fonction `corr_therm`, l'argument `npool` contrôle le nombre de processus lancés en simultanés (valeur par défaut = 1). La parallélisation se fait à l'aide du module `multiprocessing`³.

Corrections thermique & atmosphérique simultanées

Pour corriger à la fois de la contribution thermique et de l'absorption atmosphérique (*i.e.*, pour l'analyse de données de la voie L), on peut également utiliser la fonction `corr_therm_atm` qui permet de corriger les spectres de ces deux composantes. On notera que seules les méthodes 1 des corrections thermique & atmosphérique présentées précédemment ont été implémentées ici.

```
1 | omega_corr = corr_therm_atm(omega, npool=15)
```

A.4 Visualisation des données

Affichage interactif

Afin de faciliter la visualisation et l'exploration des données hyperspectrales, le module propose des fonctions d'affichage spécifiquement adaptées, dont en particulier la fonction d'affichage interactif `show_omega_interactif_v2`. Celle-ci permet d'afficher dans une figure une carte, soit à partir de la réflectance à une longueur d'onde donnée, soit à partir d'un critère haut-niveau précédemment calculé (*e.g.*, une profondeur de bande); puis, en cliquant avec la souris sur différents pixels de l'image, d'afficher les spectres correspondants dans une seconde figure (cf. [figure A.5](#)).

Il est possible d'utiliser la touche `Ctrl` du clavier pour superposer plusieurs spectres, ainsi que de se déplacer dans les pixels de l'image via les flèches du clavier.

```
1 | # Importation des fonctions du module OMEGA-Py
2 | import omegapy.omega_data as od
3 | import omegapy.omega_plots as op
4 | # Importation du module matplotlib
5 | import matplotlib.pyplot as plt
6 | plt.ion() # Activation du mode interactif de matplotlib
7 |
8 | # Chargement et correction des données
9 | omega = od.OMEGAdata('0979_3')
10 | omega_corr = od.corr_therm_atm(omega, npool=15)
11 |
12 | # Optionnel - Création d'un masque sur les données
13 | # (non inclus dans le module)
14 | mask = omega_mask(omega_corr, *args) # masque des pixels à retirer
15 | lam_mask = lambda_mask(omega.lam, *args) # masque des spectels à retirer
16 |
17 | # Affichage interactif
18 | op.show_omega_interactif_v2(omega_corr, lam=2.26, vmin=0, vmax=0.5,
19 |     mask=mask, lam_mask=lam_mask, cmap='Greys_r',
20 |     negatives_longitudes=False, autoyscale=False, polar=False)
```

On mentionnera également l'existence de la fonction `plot_psp`, qui permet de tracer dans une nouvelle figure des spectres affichés par `show_omega_interactif_v2`, ainsi que d'effectuer des rapports spectraux entre eux.

Pour plus de détails sur les options et l'utilisation des fonctions d'affichage, on se référera à la documentation des fonctions.

³<https://docs.python.org/fr/3/library/multiprocessing.html>

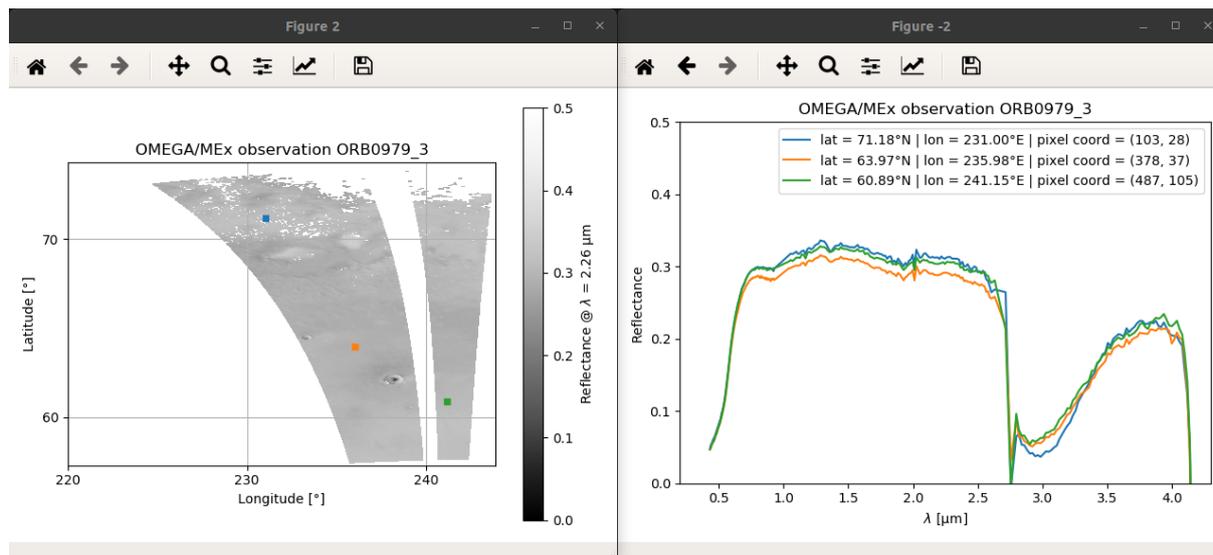


FIG. A.5 : Exemple d'utilisation de la fonction d'affichage interactif `show_omega_interactif_v2`. En cliquant sur un pixel de l'image à gauche, le spectre correspondants s'affiche sur la figure de droite. En maintenant la touche *Ctrl* enfoncée, on peut superposer les spectres, comme cela est le cas sur la figure.

Génération de cartes composites

OMEGA-Py permet également de générer des cartes composites à partir d'une liste d'observations (*i.e.*, d'objets `OMEGAdatA`), et, le cas échéant, d'une liste des cartes haut-niveau associées (*e.g.*, cartes de profondeur de bande). Les données sont alors projetées et échantillonnées sur une grille latitude / longitude dont la résolution est choisie par l'utilisateur, puis affichée selon la projection choisie. L'ensemble des figures présentées dans le [chapitre 5](#) (*e.g.*, [figures 5.1](#) & [5.3](#)) ont été réalisées ainsi.

A.5 Gestion du jeu de données

Comme on a pu le voir, il est aisé de manipuler simultanément différentes observations OMEGA, et d'appliquer les corrections adéquates; le nombre d'observation pouvant être chargées simultanément dépend de la capacité de la mémoire de la machine.

Pour ne pas avoir à appliquer à chaque fois la réduction voire la correction des données, *OMEGA-Py* fournit des fonctions permettant de sauvegarder et charger des objets `OMEGAdatA` : `autosave_omega` & `autoload_omega`.

En outre, le module inclut également des *getters* permettant de récupérer automatiquement des informations d'une liste d'objets `OMEGAdatA`, afin de faciliter la mise en place de filtrage sur les observations.

Enfin, *OMEGA-Py* propose également une réimplémentation (avec quelques améliorations) de la routine IDL `find_cube.pro`, permettant de rechercher les observations d'une région donnée (cf. [figure A.6](#)).

```

In [9]: cubes_list = find_cube(lon0=234, lat0=68, cmin=923, cmax=1223, out=True)
orbit  x    y    dmin  altMEx  inci  emer  phas  loct  Ls  MY
ORB0928_0  13  1312  3.40  5882.4  61.68  55.01  75.18  17.14  98.55  27
ORB0965_0  29  1193  3.68  6184.8  72.66  61.29  77.74  19.01  103.19  27
ORB0979_3  35  231  1.01  1782.8  52.16  3.46  55.31  15.13  104.97  27
ORB0987_0  9  699  0.89  5471.9  72.86  60.25  77.56  19.06  105.98  27
ORB0991_0  58  784  0.88  6342.4  81.84  59.56  80.65  21.04  106.48  27
ORB1001_3  53  372  0.76  1609.2  52.02  1.51  53.36  15.00  107.76  27
ORB1002_0  7  815  1.18  6388.2  81.79  61.11  83.53  20.97  107.88  27
ORB1012_3  63  439  0.65  1527.6  51.96  0.51  52.35  14.93  109.16  27
ORB1023_3  75  504  0.77  1450.1  51.93  0.67  51.31  14.86  110.57  27
ORB1034_3  88  567  0.11  1378.1  51.93  1.95  50.28  14.79  111.98  27
ORB1047_1  96  46  0.66  3750.4  81.36  3.27  79.15  3.49  113.65  27
ORB1058_1  84  23  2.04  3587.3  81.78  2.54  80.15  3.44  115.07  27
ORB1065_0  0  1871  11.83  4440.1  88.69  29.94  87.30  1.02  115.97  27
ORB1069_1  77  18  2.05  3436.9  82.16  1.65  81.36  3.40  116.49  27

```

FIG. A.6 : Exemple d'utilisation de la fonction `find_cube` pour identifier les observations disponibles de la région du site d'atterrissage de *Phoenix* (234°E / 68°N) entre les orbites 923 et 1223.

A.6 Évolutions futures

À la fin de cette thèse, le module *OMEGA-Py* n'est pas officiel, n'ayant pas subi un processus de validation par l'équipe de l'instrument. Toutefois, cela est actuellement à l'étude grâce à John Carter (PI d'OMEGA), Yves Langevin et Brigitte Gondet ; l'objectif étant à terme de pouvoir proposer cet outil via l'équipe OMEGA. Cette étape pourra nécessiter de redéfinir certains paramètres d'entrée et sortie, mais plusieurs autres points d'amélioration ont également été considérés pour les prochaines versions.

- Prise en charge automatique des fichiers téléchargés depuis le PDS (lettres en minuscules), seul le format PSA (lettres en majuscules) étant reconnu pour l'instant.
- Possibilité de télécharger les données via le serveur FTP du PSA.
- Possibilité d'utiliser un spectre autre que *atmorap* pour la correction atmosphérique, en fournissant son propre spectre.
- Optimisation de la personnalisation des fonctions d'affichage.
- Ajout d'un bouton permettant de changer la longueur d'onde de la réflectance affichée lors de l'affichage interactif d'une observation.
- Clarifier et simplifier l'utilisation des fonctions de correction thermique & atmosphérique avec une seule fonction générique, prenant en argument les différents choix de l'utilisateur sur le type de correction souhaité.
- Proposer des options de filtrage dans `find_cube`.

Liste des publications et participation à des conférences et séminaires

B

B.1 Publications dans des revues à comité de lecture	167
B.2 Communications dans des conférences internationales (1 ^{er} auteur)	167
B.2.1 Présentations orales	167
B.2.2 Posters	168
B.3 Présentations lors de réunions de l'équipe ACS	168
B.4 Autres présentations orales	168

B.1 Publications dans des revues à comité de lecture

- **A. Stcherbinine**, M. Vincendon, F. Montmessin, P. Beck (2021). Identification of a new spectral signature at 3 μm over Martian northern high latitudes : implications for surface composition. *Icarus*, 369, 114627, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2021.114627>.
- **A. Stcherbinine**, M. Vincendon, F. Montmessin, M. J. Wolff, O. Korablev, A. Fedorova, et al. (2020). Martian water ice clouds during the 2018 global dust storm as observed by the ACS-MIR channel onboard the Trace Gas Orbiter. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 125, e2019JE006300, <https://doi.org/10.1029/2019JE006300>.
- M. Vincendon, C. Pilorget, J. Carter, **A. Stcherbinine** (2019). Observational evidence for a dry dust-wind origin of Mars seasonal dark flows. *Icarus*, 325, 115-127, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.02.024>.

B.2 Communications dans des conférences internationales (1^{er} auteur)

B.2.1 Présentations orales

- Martian Aerosols in the 3 μm Spectral Range, During and Outside the 2018 Global Dust Event Based on the TGO/ACS-MIR Channel. *9th International Conference on Mars*, Pasadena, 22–25 juillet 2019, [abstract 6097](#).
- The behaviour of Martian Aerosols in the 3 μm spectral range, during and outside the 2018 global dust event based on the TGO/ACS-MIR channel. *21st EGU General Assembly*, Vienne, 7–12 avril 2019, [abstract 13656](#).

B.2.2 Posters

- Evidence of an Additional North Polar Component in the Martian 3 Microns Water Band Observed by OMEGA. *52nd LPSC*, Virtual Conference, 15–19 mars 2021. [abstract 1423](#).
- Martian surface aqueous alteration from the study of the combined evolution of the 1.9 and 3 microns band with OMEGA. *EPSC Virtual Meeting*, 21 septembre – 9 octobre 2020, [EPSC2020-738](#).
- On the Origin of the Increase of the Surface Aqueous Alteration in the Martian Polar Regions. *51st LPSC*, Houston, 16–20 mars 2020. [abstract 1969](#).

B.3 Présentations lors de réunions de l'équipe ACS

- *12th ACS SWT*, Virtual meeting, avril 2021 : Water ice clouds retrievals with the MIR channel over one Martian Year.
- *Joint ACS/NOMAD SWT*, Paris, février 2020 : Martian water ice clouds during the 2018 GDE as observed by ACS-MIR.
- *Joint ACS and SPICAM/V SWT*, Poros, juin 2019 : Martian aerosols in the 3 micron range during and outside the 2018 global dust storm as observed by the ACS-MIR channel.
- *8th ACS SWT*, Suzdal, février 2019 : Water ice clouds monitoring using the MIR channel.

B.4 Autres présentations orales

- Evidence of a new component in the Martian 3 μm water band under North polar latitudes. *Conférence Elbereth 2021*, Virtual Conference, 8-12 février 2021.
- The Martian 3 microns band : from clouds to surface aqueous alteration. *Séminaire équipe planéto IPAG*, Grenoble, 19 octobre 2020.
- Water ice clouds in the Martian atmosphere during the 2018 Global Dust Storm. *Conférence Elbereth 2020*, Paris, 26-28 février 2020.
- Martian aerosols monitoring with the EXOMARS-TGO/ACS-MIR infrared spectrometer. *Conférence Elbereth 2019*, Paris, 20-22 février 2019.

Autres activités durant la thèse

C.1 Enseignement	169
C.2 Formation doctorale	169
C.3 Vulgarisation	170
C.4 Autres activités	170

C.1 Enseignement

Durant mes trois années de thèse, j'ai pu effectuer un service d'enseignement de 174,5 heures équivalent TD (HETD) au sein du Département de Physique de l'UFR Sciences de l'Université Paris-Sud, devenue Université Paris-Saclay à partir de janvier 2020. Ces enseignements dont le détail est fourni ci-après, ont été effectués auprès d'étudiants de L3 et de M1, allant du cours magistral aux TP.

J'ai notamment eu la responsabilité de co-gérer les TP d'observation à la coupole de M1 en 2020-2021, en binôme avec Cateline Lantz, Astronome-adjointe à l'IAS.

- Cours-TD Physique EAU et Physique SENS en L3 Science, Éducation Médiation (SEM) : 75 HETD
- TP d'optique *Speckle* du M1 de Physique Fondamentale : 24 HETD
- TP d'observation astronomique à la coupole dans le cadre de l'option astrophysique de M1 (Physique Fondamentale, Physique et Applications, ENS Paris-Saclay) : 52,5 HETD
- Projets libres de L3 à la coupole : 12 HETD

S'ajoutent à cela 11 HETD consacrées à des activités de gestion et de maintenance de la coupole d'astronomie de l'Université, qui a été déménagée du bâtiment 470 vers le bâtiment 625 (dit \hbar) durant l'été 2019.

C.2 Formation doctorale

Au cours de ma thèse, j'ai participé à différentes formations

- Éthique de la recherche et intégrité scientifique
- Les bases pour le doctorant-Enseignant débutant (7 h)
- Préparer l'après-thèse (15 h)
- L'habitabilité des systèmes planétaires (20 h)
- École thématique en ligne : *Planets, exoplanets and their systems in a broad and multidisciplinary context* (70 h)

C.3 Vulgarisation

Attaché à la diffusion de la science vers le grand public, j'ai également profité de ces années de thèse pour participer à différentes activités de médiation scientifique.

- Live YouTube « Du Big Bang aux Big Bands » dans la nuit du 3 au 4 juillet 2021 : participation à la modération du chat et réponse aux questions des internautes.
- Live CNES pour l'atterrissage du rover Perseverance de la NASA le 18 février 2021 : réponse aux questions des internautes sur le serveur Discord dédié du CNES & CNRS.
- Intervention dans le cadres des stages de 3^{èmes} à l'IAS (décembre 2018 & 2019 + février 2019 & 2020) : « Les doctorants », 1h30 de discussion entre les élèves et 2-3 doctorants du laboratoire.
- Intervention dans les classes de CM2 de l'école Jules Ferry de Teyran (Hérault) en décembre 2019 : présentation et discussion sur les objets de l'Univers.
- Transit de Mercure du 11 novembre 2019 à Orsay : renfort pour l'atelier « Construisez votre propre spectroscopie » et encadrement d'observations du Soleil.
- Événement « Face à l'Univers » dans le cadre des 80 ans du CNRS à Gif-sur-Yvette (septembre 2019) : animation d'un atelier pour les enfants « Construisez votre propre spectroscopie ».
- Fête de la Science 2018 & 2019 à l'IAS : animation d'un atelier pour les enfants « Construisez votre propre spectroscopie », à destination des groupes scolaires et du grand public.

C.4 Autres activités

- Membre du comité d'organisation de la Conférence Elbereth ¹ 2020 & 2021

¹<https://conference-elbereth.obspm.fr>

Article : *Martian Water Ice Clouds During the 2018 Global Dust Storm as Observed by the ACS-MIR Channel Onboard the Trace Gas Orbiter, JGR-Planets (2020)*

D

Cette partie présente l'article sur les résultats de l'étude sur les nuages de glace d'eau durant la tempête de poussière globale martienne de l'été 2018. Cet article a été publié dans la revue *Journal of Geophysical Research : Planets* en mars 2020, et fait partie de la section spéciale *Studies of the 2018/Mars Year 34 Planet-Encircling Dust Storm* ([Guzewich et al., 2020](#)).



Special Section:

Studies of the 2018/Mars Year 34 Planet-Encircling Dust Storm

Key Points:

- Monitoring of Martian water ice clouds and derivation of vertical profiles of particle size using the 3- μm spectral band
- Observation of mesospheric water ice clouds at altitudes greater than 90 km during the MY 34 GDS
- Evidence of water ice particles larger than 1.5 μm between 50 and 70 km during the GDS

Correspondence to:

A. Stcherbinine,
aurelien.stcherbinine@ias.u-psud.fr

Citation:

Stcherbinine, A., Vincendon, M., Montmessin, F., Wolff, M. J., Korablev, O., Fedorova, A., et al. (2020). Martian water ice clouds during the 2018 global dust storm as observed by the ACS mid-infrared channel onboard the Trace Gas Orbiter. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 125, e2019JE006300. <https://doi.org/10.1029/2019JE006300>

Received 3 DEC 2019

Accepted 14 FEB 2020

Accepted article online 3 MAR 2020

Corrected 17 MAY 2020

This article was corrected on 17 MAY 2020. See the end of the full text for details.

Martian Water Ice Clouds During the 2018 Global Dust Storm as Observed by the ACS-MIR Channel Onboard the Trace Gas Orbiter

A. Stcherbinine^{1,2}, M. Vincendon¹, F. Montmessin², M. J. Wolff³, O. Korablev⁴, A. Fedorova⁴, A. Trokhimovskiy⁴, A. Patrakeev⁴, G. Lacombe², L. Baggio², and A. Shakun⁴

¹Institut d'Astrophysique Spatiale, Université Paris-Saclay, CNRS, Orsay, France, ²LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, Sorbonne Université, CNRS, Guyancourt, France, ³Space Science Institute, Boulder, CO, USA, ⁴Space Research Institute (IKI), Moscow, Russia

Abstract The Atmospheric Chemistry Suite (ACS) instrument onboard the ExoMars Trace Gas Orbiter (TGO) European Space Agency-Roscosmos mission began science operations in March 2018. ACS Mid-InfraRed (MIR) channel notably provides solar occultation observations of the Martian atmosphere in the 2.3- to 4.2- μm spectral range. Here, we use these observations to characterize water ice clouds before and during the MY 34 Global Dust Storm (GDS). We developed a method to detect water ice clouds with mean particle size $\leq 2 \mu\text{m}$ and applied it to observations gathered between $L_s = 165^\circ$ and $L_s = 243^\circ$. We observe a shift in water ice cloud maximum altitudes from about 60 km before the GDS to above 90 km during the storm. These very high altitude, small-sized ($r_{\text{eff}} \leq 0.3 \mu\text{m}$) water ice clouds are more frequent during MY 34 compared to non-GDS years at the same season. Particle size frequently decreases with altitude, both locally within a given profile and globally in the whole data set. We observe that the maximum altitude at which a given size is observed can increase during the GDS by several tens of kilometers for certain sizes. We notably notice some large water ice particles ($r_{\text{eff}} \geq 1.5 \mu\text{m}$) at surprisingly high altitudes during the GDS (50–70 km). These results suggest that GDS can significantly impact the formation and properties of high-altitude water ice clouds as compared to the usual perihelion dust activity.

Plain Language Summary In this article, we use data from the Atmospheric Chemistry Suite infrared spectrometer onboard the European Space Agency-Roscosmos ExoMars Trace Gas Orbiter mission to study water ice clouds in the Martian atmosphere. More specifically, we aim to characterize the evolution of their altitude, geographic distribution, and microphysical properties before and during the planet-wide dust storm that occurred during the summer of 2018. In particular, we developed a method to simultaneously detect the water ice clouds and constrain their particle size using simulated spectra of water ice. We observe that the maximal altitude of the clouds increased from 60 km to above 90 km during the storm. Most high-altitude clouds have small particle sizes (lower than 0.3 μm) as expected from the low pressure at such altitude. However, we also observe for the first time large (larger than 1.5 μm) water ice particles at unusually high altitude (higher than 60 km), uniquely during the storm. This suggests that the increased atmospheric activity associated with global dust storm significantly impacts water ice cloud formation.

1. Introduction

Since the first spectroscopic detection by Mariner 9 (Hanel et al., 1972), water ice clouds have been extensively studied because of their connection to the Martian water cycle (Clancy et al., 1996, 2017; Guzewich & Smith, 2019; Madeleine et al., 2012; Smith et al., 2013). Clouds scatter and absorb incoming solar radiation, thus impacting atmospheric structure and temperature. As a result, water ice cloud particles can modify the global circulation of the Martian atmosphere (Wilson et al., 2008). Clouds are also a major actor in the inter-hemispheric water exchange (Clancy et al., 1996). As the evolution of our understanding of the Martian climate shows an increasing role of water ice clouds, there is a growing need to better characterize the properties of water ice aerosols in order to better understand and model Mars climate and weather (Montmessin et al., 2004; Navarro et al., 2014; Richardson, 2002). Recent studies have notably reveal how more precise vertical representation of water-related atmospheric phenomena may impact water cycle modeling

(Vals et al., 2018). Precise observational constraints about the actual microphysical properties of clouds as a function of altitude, notably particle size, are thus of interest to better characterize the whole water cycle.

Planetary-scale storms, characterized by widespread lifting and transport of dust particles, modify the thermodynamics and circulation of the Martian atmosphere on a global scale and subsequently affect the water cycle. While regional dust storms are recurrent phenomena on Mars, few of them evolve into events that encircle the whole planet to become global dust storms (hereafter “GDSs”). Such events are erratic, with an average of one occurrence every three to four Martian years (Clancy et al., 2000; Kass et al., 2016; Zurek & Martin, 1993). The first two GDSs of the 21st century occurred 6 Earth years apart, in 2001 and 2007, corresponding to Martian Years (hereafter “MY”) 25 and 28 (e.g., Wang & Richardson, 2015). Two large (regional) dust storms developed in 2018 (MY 34): one in the northern hemisphere starting at $L_s = 181^\circ$ and the other in the southern hemisphere at $L_s = 188^\circ$. They subsequently merged to become a GDS at $L_s = 193^\circ$, lasting until $L_s = 250^\circ$ (Guzewich et al., 2019; Sánchez-Lavega et al., 2019; Smith, 2019). This GDS occurred near the northern fall equinox; however, it should be noted that there is no unique timing for the onset and development of GDSs on Mars. For instance, the MY 28 GDS occurred significantly later, at the end of the so-called storm season (from $L_s = 260^\circ$ to $L_s = 310^\circ$) (Wang & Richardson, 2015). This variability implies that a variety of scenarios dictate the formation of GDSs, requiring individual assessments of GDSs.

The MY 28 dust storm has been shown to have profoundly influenced the water vapor atmospheric distribution, elevating water well above the troposphere (>60 km) (Fedorova et al., 2018) while pushing up the hygropause altitude (Heavens et al., 2018). A rapid increase of the H_2O and HDO abundances at altitudes between 40 and 80 km (Vandaele et al., 2019) was observed during MY 34 storm and recently reproduced in a GCM simulation (Neary et al., 2019). This large augmentation of the high-altitude water content is believed to boost hydrogen, or nearly equivalently, water escape from Mars (Chaffin et al., 2017; Fedorova et al., 2020; Heavens et al., 2018). However, the formation of clouds impacts the ability of water (or hydrogen) to escape as it confines (in theory) a significant fraction of water below the cloud level. Thus, understanding the extent to which high-altitude water vapor condenses to form clouds during GDSs is important in assessing the possible propagation pathways of water vapor up to the exobase (Neary et al., 2019). Because water vapor can exist in a supersaturated state in the Martian atmosphere (Maltagliati et al., 2011) and has been observed in a large amount during the MY 34 GDS (Fedorova et al., 2020), simply supposing that the freezing point can be used to set the limits where water is free to be mobilized, is likely to be problematic. The availability of condensation nuclei, supplied by the ubiquitous atmospheric dust particles, and possibly by interplanetary dust particles and micrometeoritic smoke that aggregates as entering the Martian atmosphere (Crismani et al., 2017; Hartwick et al., 2019); Plane et al., 2018, is another key factor controlling the potential for water ice clouds. It has for example been shown by a number of studies (Michelangeli et al., 1993) that the occurrence of supersaturation is anti-correlated to the availability of condensation nuclei. The condensation nuclei themselves are expected to be much more abundant during GDS, including with larger sizes (e.g., Clancy et al., 2010; Lemmon et al., 2019; Wolff & Clancy, 2003), which may impact how and when water ice clouds form. It is however difficult to predict the distribution and properties of condensation nuclei at high altitude during GDS, which additionally modify the thermal structure of the atmosphere. In this complex situation, accumulating observational constraints about the actual behavior of water ice at high altitude during GDS is required to provide further constraints on the fate of high-altitude water vapor during these events.

The ExoMars Trace Gas Orbiter (TGO), ESA-Roscosmos Atmospheric Chemistry Suite (ACS), and Nadir and Occultation for Mars Discovery (NOMAD) instruments started their science operation phase in March 2018 (Korablev et al., 2018, 2019; Vandaele et al., 2019, 2018), before the MY 34 GDS. The ACS Mid-Infrared (MIR) channel is a crossed-dispersion echelle spectrometer dedicated to solar occultation (hereafter, “SO”): each observation covers a ~ 300 -nm wide spectral interval selected between 2.3 and 4.2 μm . This interval is set by rotating the spectrometer secondary grating (i.e., the diffraction order separation) to align the interval of interest with the detector. The cross-dispersion aspect provides from 10 to 21 diffraction orders (spectral segments) stacked on top of each other. The separation between consecutive orders is only dependent on the number of orders displayed at once and thus on the secondary grating position. Thirteen different positions can be employed to completely sample the full accessible spectral range of the instrument. With the 2-hr orbital period of TGO and the performing of SO in the mid-infrared, ACS and NOMAD provide a totally new and huge data set of vertical profiles of the atmospheric extinction (Korablev et al., 2018; Vandaele et al., 2018). We are using the ACS-MIR channel to study the extinction

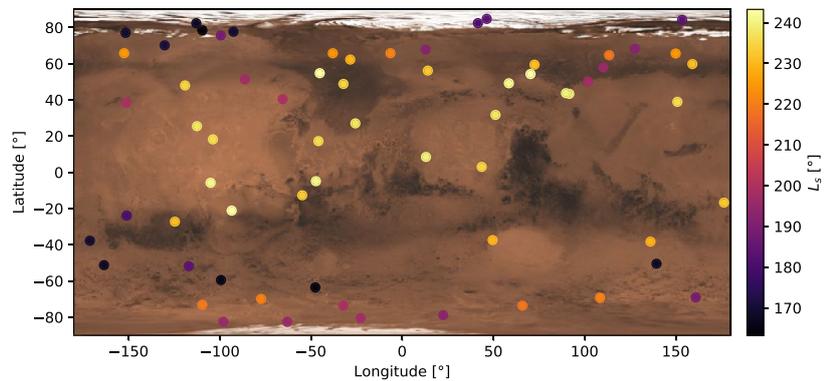


Figure 1. Spatial and time distribution of the 65 ACS-MIR observations used in this study.

properties of the Martian airborne particles in the 3- μm spectral region, which possesses a distinct diagnostic capability to identify the O-H stretching signature, whether it is due to water ice absorption or bound water in dust. In the case of water ice, the depth and shape of the feature depend on both the abundance and the particle size of water ice (Clancy et al., 2019; Guzewich et al., 2014; Vincendon et al., 2011). The ACS-MIR occultation data in this spectral range give us complementary information to those derived from previous limb and nadir scattered light observations by OMEGA (Bibring et al., 2004; Vincendon et al., 2011) and CRISM (Clancy et al., 2019; Guzewich et al., 2014; Murchie et al., 2007). We focus here on the use of the water ice absorption feature during the MY 34 GDS that offer a relevant framework for a further characterization of the interactions between water and dust during extreme dust events.

2. Data Analysis

In order to study the 3- μm water ice absorption band, we use the instrument configuration centered on the 3.1- to 3.4- μm spectral range corresponding to the 12th secondary grating position. Figure 1 presents the spatial and temporal distribution of the position 12 ACS-MIR observations used in this study, covering a temporal range from $L_s = 165^\circ$ to $L_s = 243^\circ$. However, due to the SO geometry, observations only occur in the periods near local times of 06:00 a.m. and 06:00 p.m.

2.1. Continuum Extraction

Every ACS-MIR observation is composed of ~ 20 spectral segments individually exhibiting broad instrumental shapes that generally prevent contiguous segments from matching precisely in their overlapping wavelength intervals (cf. Figure 2) due to instrumental effects (Korablev et al., 2018; Trokhimovskiy et al., 2015). As the aerosol property derivation is intrinsically dependent of the continuum behavior, we have adopted a method to extract the continuum across all displayed fraction orders, taking into account this spectral shape of each order. This allows us to derive the continuum shape across the 3- to 3.4- μm range.

In order to do this, we have chosen to fit the 200 centered spectral points of each diffraction order with a second-degree polynomial and use an iterative method to remove the gas absorption bands that tend to bias the continuum values represented by the fitted polynomial. After the first iteration, for each diffraction order, we determine the standard deviation of the transmission values of the considered spectral points σ , and we consider that all the points with transmission lower than the polynomial fit by at least σ (i.e., $\text{Tr}(\lambda) < (\text{fit}(\lambda) - \sigma)$) are affected by some gas absorption. So we remove these points as they tend to underestimate the actual continuum. In a second step, we perform the same filtering method from a polynomial fit on each diffraction order for the remaining wavelengths (i.e., the 200 centered points without the ones with transmission values lower than $(\text{fit} - \sigma)$). Finally, we perform a third fit to the continuum and then only retain the fitted transmission value at the center point of each fitted order (cf. Figure 2b). As a result, the complete spectrum has an effective spectral resolution of one point per diffraction order, which corresponds to a spectral resolution of $\sim 1\text{--}2$ nm. This is a much smaller number of points than the ACS-MIR native sampling but is sufficient to capture the general shape of the continuum used in the next sections for solid particles characterization. Next, we estimate the uncertainties of the data as the sum of the standard deviation of the difference between the data and the polynomial fit for each order (*random uncertainties*), and the maximal gap between the polynomial fit of the order and the extracted continuum (1 point per order),

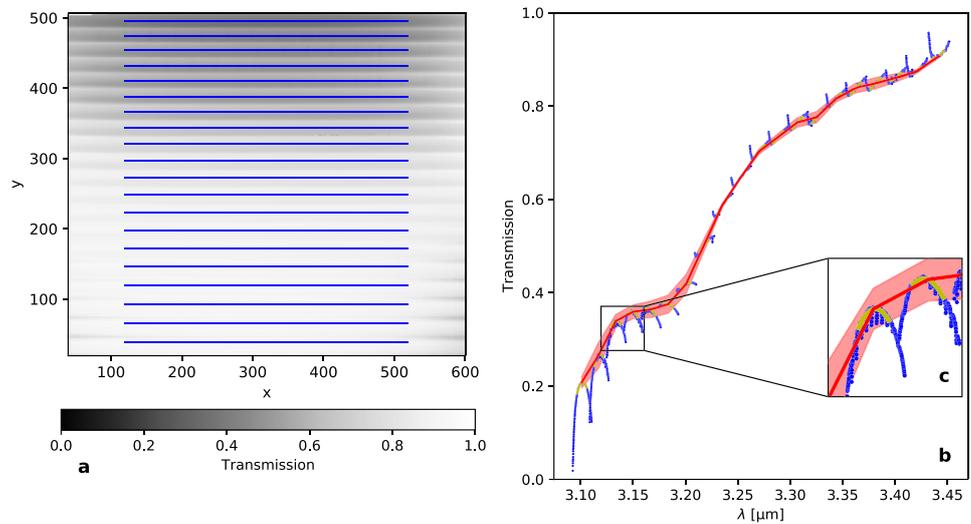


Figure 2. Extraction of the spectral continuum. (a) Reduced calibrated image of the ACS-MIR detector containing 20 diffraction orders along the y axis. For each order, the wavelength varies along the x axis. Each blue line corresponds to the detector pixels used to obtain the spectrum of one diffraction order. (b) Correction steps for the extraction of the spectral continuum. In blue the initial data, in yellow the polynomial fit of the 200 points from the center of each order (after the third iteration), and in red the extracted continuum (with the associated uncertainties in the red shadowed region). (c) Zoom on two diffraction orders.

linearly interpolated between each diffraction order (*systematic uncertainties* due to the curvature of the diffraction orders; see Figure 2c). Additionally, in the following, we do not consider the outer regions of the spectra in order to avoid detector edge effects, that is, the spectels corresponding to 3.10, 3.12, and 3.44 μm .

2.2. Haze Top Determination

Using this extracted continuum at each observed tangent point, we can determine the haze top altitude for each observation. We define haze top as the highest altitude at which aerosols can be sensed along the line of sight. We calculate haze top by finding the first altitude for which the transmission is greater than a defined threshold $(1 - \epsilon)$. ϵ introduces the consideration of the artificial non-steady nature of the measured transmission as it approaches unity at high altitude. We observe empirically that this transition occurs above transmissions around 0.99. We have thus selected a conservative value of $\epsilon = 0.02$ for this threshold. An example is provided in Figure 3.

2.3. The 3- μm Band Monitoring

The 3- μm absorption feature corresponds to the OH/H₂O absorption. We quantify the depth of this feature as a function of altitude using an integrated band depth (IBD) method (Calvin, 1997; Jouglet et al., 2007).

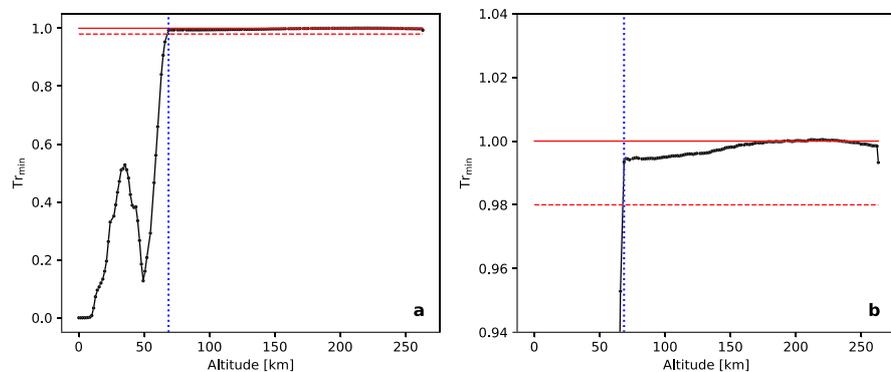


Figure 3. Haze top determination. (a) Example of transmission spectra as a function of altitude. The red lines correspond respectively to transmission levels of 1 (solid line) and 0.98 (dashed line). (b) Zoom on the plateau reached for transmissions greater than about 0.99. A conservative threshold of 0.98 corresponding to $\epsilon = 0.02$ has been selected to calculate the haze top altitude shown by the blue dotted line (69 km in this example).

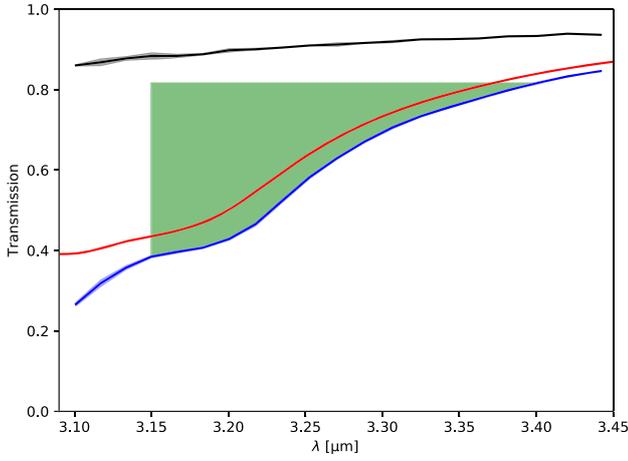


Figure 4. Calculation of the 3- μm integrated band depth (IBD), which can be used as a first-order proxy for the presence of some water ice clouds. In blue, we show an example of ACS-MIR position 12 spectra, showing a strong 3- μm absorption band. In green is shown the measurement of the 3- μm absorption using the IBD method (cf. equation (1)) with $\lambda_1 = 3.15 \mu\text{m}$ and $\lambda_2 = 3.4 \mu\text{m}$. This spectrum is compared to the theoretical transmission of 0.5- μm spherical water ice particles in red (see section 3.1) and in black, another example of ACS-MIR spectra with a low 3- μm band, and presumably no water ice.

This approach computes the mean depth of transmission between two selected wavelengths (see equation (1) and Figure 4).

$$\text{IBD}(\text{Tr}, \lambda_1, \lambda_2) = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} [\text{Tr}(\lambda_2) - \text{Tr}(\lambda)] d\lambda. \quad (1)$$

2.4. Extinction Coefficient Determination

In order to retrieve the extinction profile and properties of the aerosols, we employ a vertical inversion algorithm based on the onion-peeling method (Goldman & Saunders, 1979), from the total optical depth τ (i.e., as integrated along the line of sight). The result is the extinction coefficient k_{ext} as a function of altitude. Then, we can compute the opacity of a cloud by integrating the extinction coefficient along a vertical line between the boundary altitudes detected for the cloud (see the following sections for a description of the water ice cloud identification).

For each altitude level i , the optical depth is given by:

$$\tau_i(\lambda) = \sum_{j=i}^N 2 \times \underbrace{\left(\sqrt{R_{j+1}^2 - R_i^2} - \sqrt{R_j^2 - R_i^2} \right)}_{A_{i,j}} k_{\text{ext},j}(\lambda), \quad (2)$$

which we can rewrite in a matrix manner:

$$\tau = A k_{\text{ext}}. \quad (3)$$

The transfer matrix A is upper triangular, so it is invertable, and we can write:

$$k_{\text{ext}} = A^{-1} \tau, \quad (4)$$

that is,

$$k_{\text{ext},i} = \sum_{j=i}^N (A^{-1})_{i,j} \tau_j. \quad (5)$$

Then, according to BIMP et al. (2008), as $\tau = -\log(\text{Tr})$ and k_{ext} given as a function of τ in (5), we have the uncertainties on the optical depth values (6) and their propagation to the extinction coefficient k_{ext} throughout the vertical inversion given by (7).

$$\Delta\tau(\lambda) = \frac{\Delta\text{Tr}(\lambda)}{\text{Tr}(\lambda)}, \quad (6)$$

$$\Delta(k_{\text{ext},i}) = \sqrt{\sum_{j=i}^N (A^{-1})_{i,j}^2 (\Delta\tau_j)^2}. \quad (7)$$

Notation

N The number of atmospheric layers.

Tr_i The measured transmission value at the i th altitude.

τ_i The optical depth observed at the i th altitude (integrated along the line of sight).

$k_{\text{ext},i}$ The extinction coefficient of the i th atmospheric layer.

R_i The radius of the sphere corresponding to the bottom altitude of the i th atmospheric layer, that is, the altitude of the bottom of the layer added to the Martian radius.

Figure 5 presents several examples of retrieved vertical profiles of the extinction coefficient k_{ext} from ACS-MIR observations before and during the MY 34 GDS. We can already notice the presence of one or several detached layers in some profiles, which are located at various altitudes. We also observe strong spectral variability between observations, with some layers having a distinctive signature when comparing the

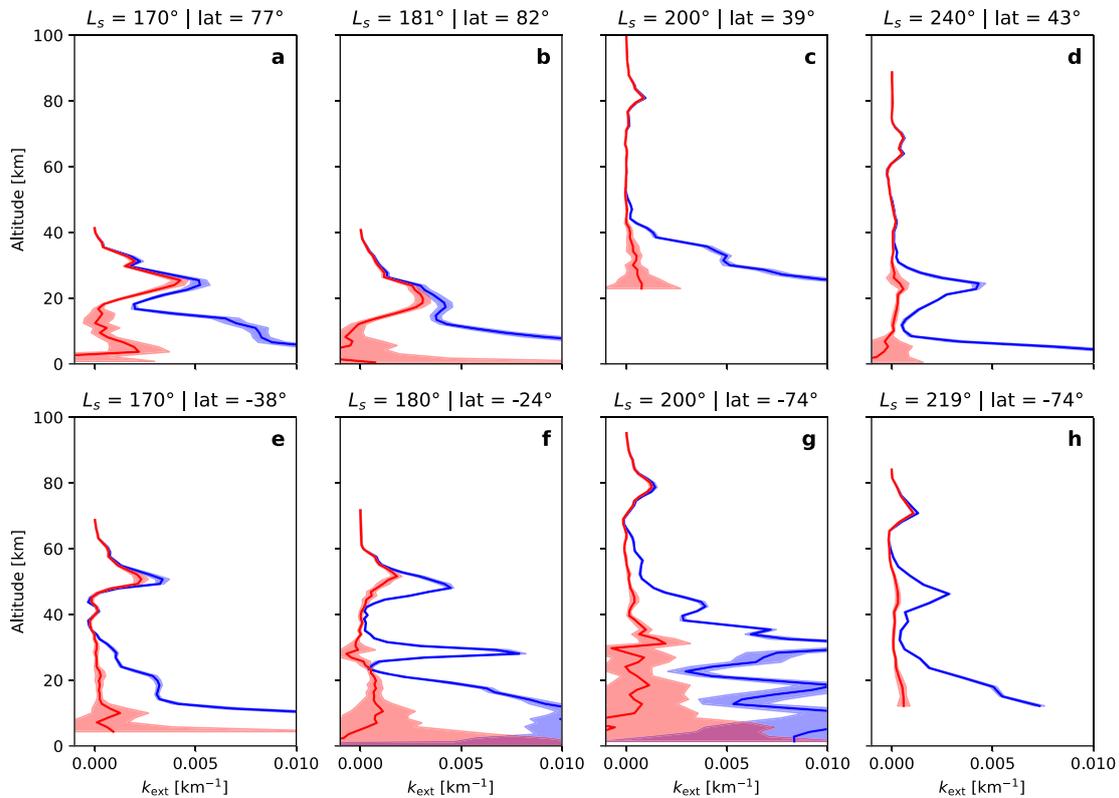


Figure 5. Typical extinction coefficient vertical profiles retrieved from different ACS-MIR observations. In blue the extinction coefficient at 3.2 μm , which provides a proxy for the overall particle (dust and ice) profile. In red the difference between the extinction coefficient at 3.2 and 3.4 μm , which provides a proxy for the presence of band depth associated with small-grained water ice. We can see layers with various behavior, some typical of the presence of small-grained water ice (e.g., e at about 50 km) and some interpreted as resulting from either large-grained water ice or dust (e.g., d at 20 km). See section 4 for discussion. The shadow regions show the uncertainties on the k_{ext} values.

transmissions at 3.2 and 3.4 μm (compare, e.g., blue and red profiles in Figures 5a and 5d). We will discuss in the next section how this spectral behavior can be modeled to derive information about the presence and properties of water ice clouds.

3. Water Ice Cloud Modeling

3.1. Model and Hypothesis

In order to identify water ice clouds, and constrain their particle sizes, we have computed the wavelength dependence of the extinction coefficient of pure water ice and dust layers of various particle sizes (Figure 6). These extinction coefficients are calculated using a public domain Mie code (Toon & Ackerman, 1981) and assuming a gamma size distribution (Hansen & Travis, 1974) with an effective variance of 0.1 (e.g., Wolff et al., 2017, and references contained within).

We can see in Figure 6 that the spectral properties of water ice and dust differ significantly in most cases and that there is a strong dependence of the spectral shape on particle size for water ice. This is not true when water ice particle sizes become greater than about 3 μm : for such sizes, the absorption becomes quite flat in the 3.1- to 3.5- μm range whatever the particle size and it is even not possible to differentiate water ice from dust. Particle size lower than 0.1 μm has similar k_{ext} spectra corresponding to the Rayleigh diffusion regime. As a consequence, we do not make any distinction between water ice particles with radii of 0.1 μm and lower.

In the following, we fit our retrieved extinction coefficient from ACS data to these models for pure water ice or dust layers in order to identify and characterize water ice-rich layers composed of particles lower than $\sim 2 \mu\text{m}$, as results suggesting larger water ice particles are eliminated in the filtering process due to possible confusion with dust (see section 3.3). Layers not identified as such can correspond to either dust-dominated or large-grained water ice layers.

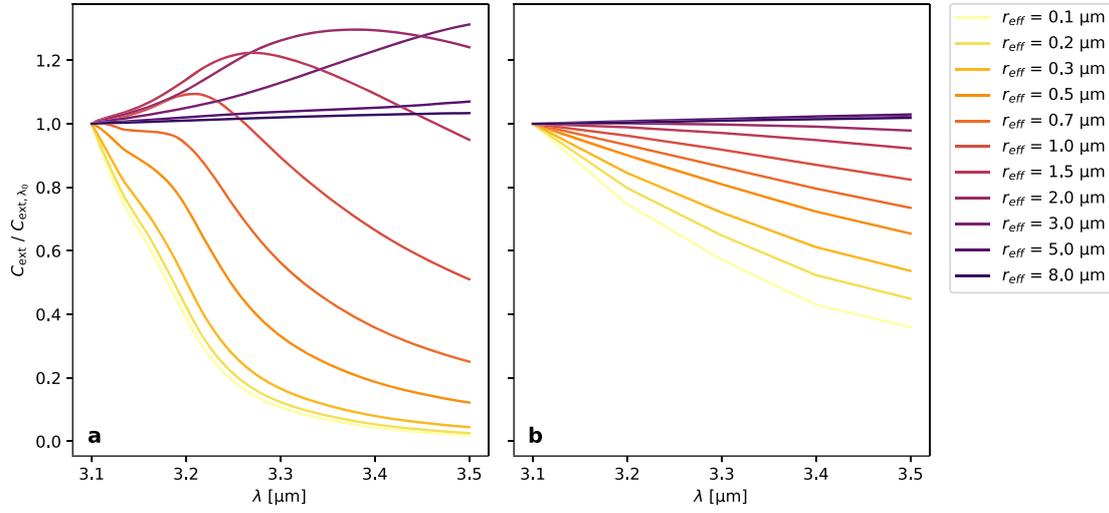


Figure 6. Water ice and dust models. (a) Simulated extinction opacity spectra $C_{\text{ext}}(\lambda)$ for water ice spherical particles of different sizes, normalized at $\lambda_0 = 3.1 \mu\text{m}$. (b) Same plot for dust spherical particles. For particles with $r_{\text{eff}} > 3 \mu\text{m}$, we cannot distinguish between water ice and dust signature in this spectral window.

3.2. Water Ice Particle Size Retrieving Method

As the extinction opacity C_{ext} is proportional to k_{ext} , we try to fit our ACS-MIR k_{ext} data with the modeled C_{ext} spectra. To do this, we consider the extinction coefficient as a function of the wavelength λ , the effective radius r_{eff} , and a scalar factor $\alpha > 0$ (cf. equation (8)), where α is related to the number of particles that have scattered the light and $C_{\text{ext}}^{\text{interp}}$ is interpolated from the input models, using a bivariate spline approximation. The distinction between k_{ext} and C_{ext} is just a matter of normalization $\left(\frac{C_{\text{ext}}(\lambda, r_{\text{eff}})}{C_{\text{ext}}(\lambda_0, r_{\text{eff}})} = \frac{k_{\text{ext}}(\lambda, r_{\text{eff}})}{k_{\text{ext}}(\lambda_0, r_{\text{eff}})}\right)$. However, we decide to leave α as a free parameter to get rid of the choice of normalization wavelength λ_0 .

$$k_{\text{ext}}(\lambda, r_{\text{eff}}, \alpha) = \alpha C_{\text{ext}}^{\text{interp}}(\lambda, r_{\text{eff}}). \quad (8)$$

Then, in order to avoid the problem of the presence of local minima for r_{eff} in the *least-square* fitting algorithm, we generate models on a grid of radii of $0.01 \mu\text{m}$ between 0.1 and $8 \mu\text{m}$, and for each one, we retrieve the optimal value of α using the *Trust Region Reflective algorithm* implemented in the `scipy.optimize.curve_fit()` Python function (Virtanen et al., 2019). Thus, we obtain the best fit for each particle size, which we compare in a second time, by computing a χ^2 from the data and the model, as defined in equation (9) (Bevington & Robinson, 1992). This allows us to find the global minimum of χ^2 as a function of the particle size and derive the associated r_{eff} with this “best fit.”

$$\chi^2(r_{\text{eff}}) = \sum_{i=1}^N \frac{(\text{data}_i - \text{model}_{r_{\text{eff}}, i})^2}{\sigma_i^2}. \quad (9)$$

Finally, we use the reduced chi-square χ_v^2 defined in equation (10), as a measure of the goodness of the fit (Bevington & Robinson, 1992). In theory, a model is considered to be a good approximation of the data when $\chi_v^2 \leq 1$.

$$\chi_v^2(r_{\text{eff}}) = \frac{1}{N-2} \sum_{i=1}^N \frac{(\text{data}_i - \text{model}_{r_{\text{eff}}, i})^2}{\sigma_i^2} = \frac{\chi^2}{\nu}. \quad (10)$$

Notation

- data_i The i th spectel of the k_{ext} spectra from the ACS-MIR observation.
- $\text{model}_{r_{\text{eff}}, i}$ The i th spectel of the model extinction spectra for a particle size of r_{eff} .
- σ_i The uncertainty on the value of data_i .
- N The number of spectral points in the considered spectrum.
- ν The number of degrees of freedom ($\nu = N - p$).

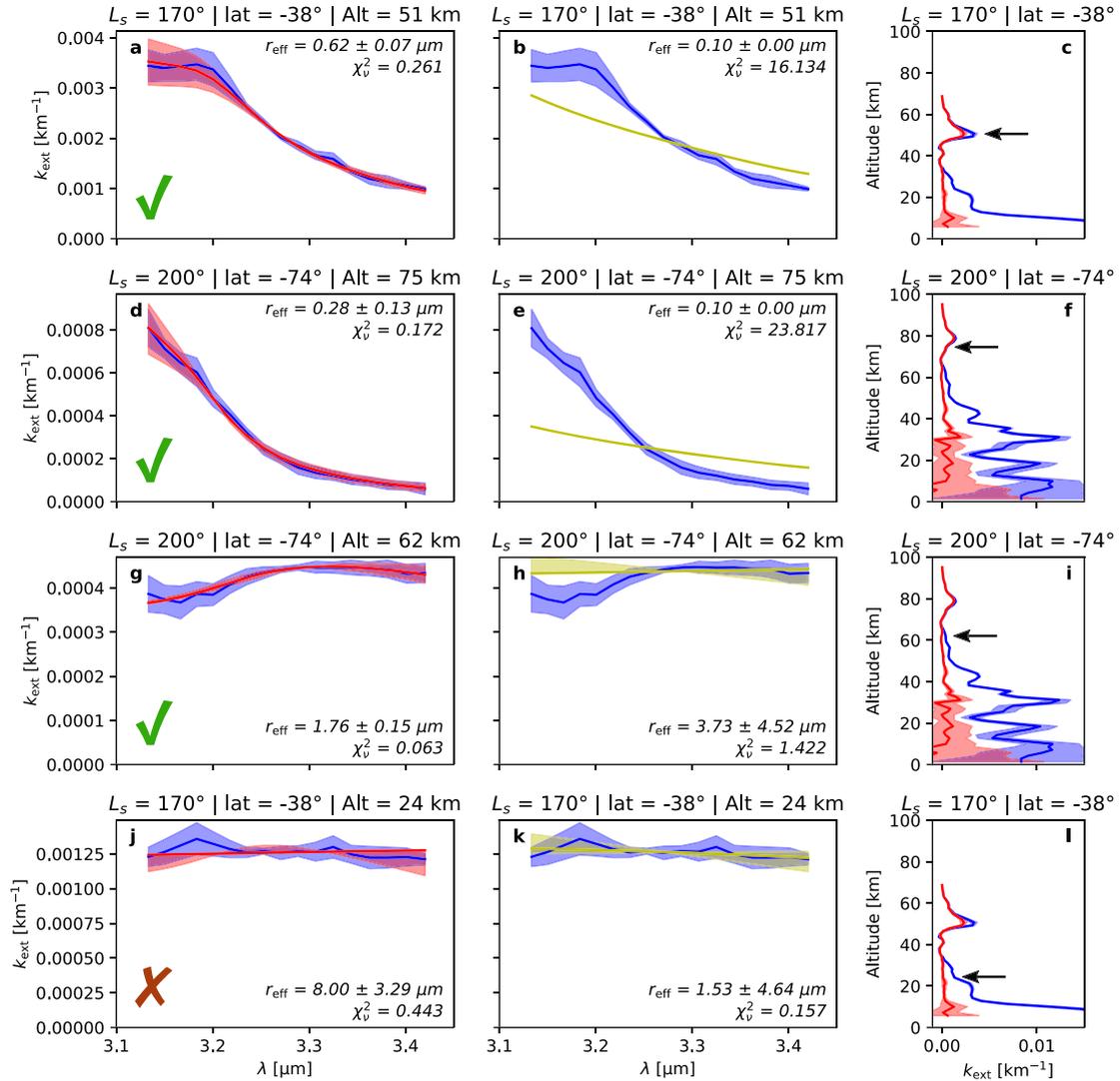


Figure 7. Water ice cloud identification and particle size retrievals from ACS-MIR k_{ext} spectra. The first two columns show the results of the fitting algorithm using the water ice model (a, d, g, j) or the dust model (b, e, h, k). The blue area represents the ACS-MIR spectra, while the red and yellow lines represent respectively the best fit using the water ice and dust models. Panels (c), (f), (i), and (l) show for each observation (line) the associated k_{ext} vertical profile (in blue the extinction coefficient at 3.2 μm and in red the difference between the extinction coefficient at 3.2 and 3.4 μm). The black arrows indicate the altitude of the extracted spectrum. We observe that even if all the presented spectra can be reproduced by our water ice model, the fourth case (j) remains ambiguous as the dust model is also able to provide a acceptable fit (k). Thus, we will accept the three first fits (a), (d), and (g), while the fit (j) will be rejected by the filtering process.

p The number of fitting parameters (here $p = 2$).

Then, in order to quantify the uncertainties for the retrieved particles size, we search for the r_{eff} of all the models that will pass our filtering criteria (cf. section 3.3) during the fitting process of an ACS-MIR spectrum and verify $\chi_{v, \text{ice}}^2 \leq (2\chi_{v, \text{ice}, \text{min}}^2 + 1)$, where $\chi_{v, \text{ice}, \text{min}}^2$ is the minimal value of $\chi_{v, \text{ice}}^2$ (i.e., associated with the optimal r_{eff} value). This last criterion that essentially affects low $\chi_{v, \text{ice}}^2$ values was added to take into account the goodness of the optimal fit in the uncertainties estimation. As all these models can be considered as acceptable, they will define the uncertainties range of the fit. In other words, the optimal r_{eff} corresponds to the model with the lower $\chi_{v, \text{ice}}^2$ value, and the lower (respectively upper) bounds for the particle size uncertainties corresponds to the minimal (respectively maximal) value of r_{eff} in the set of models that prove equation (11) along with $\chi_{v, \text{ice}}^2 \leq (2\chi_{v, \text{ice}, \text{min}}^2 + 1)$.

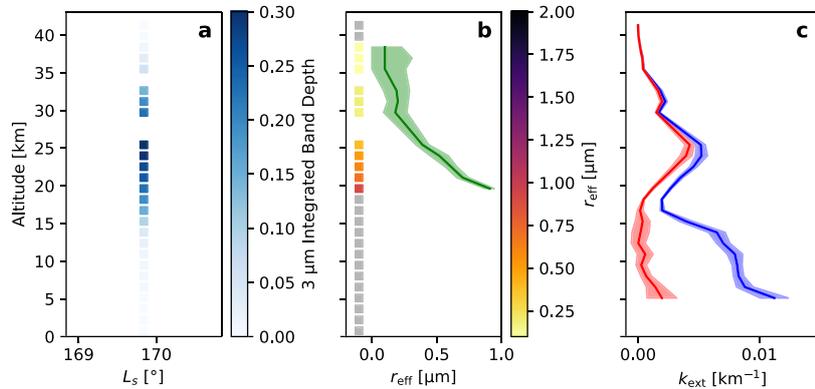


Figure 8. Vertical profile of a water ice cloud ($L_s = 169.8^\circ$, $\text{lat} = 77^\circ\text{N}$, $\text{lon} = 152^\circ\text{W}$), showing the vertical variations of the (a) IBD, (b) particle size, and (c) the extinction coefficient (with in blue the extinction coefficient at $3.2 \mu\text{m}$ and in red the difference between the extinction coefficient at 3.2 and $3.4 \mu\text{m}$). We observe that the IBD criterion detects the same water ice cloud as the fitting methodology and that the size of the water ice particles of the cloud decreases as the altitude increases (b): from $1.2 \mu\text{m}$ at 18 km to $0.2 \mu\text{m}$ at 31 km .

3.3. Filtering of Dust/Ice Ambiguous Cases

We identify water ice clouds by correlating extinction coefficient spectral behavior compatible with water ice and incompatible with dust. To do that, we experimentally determined χ^2 thresholds that we present in the following. Thus, to be classified unambiguously as a water ice cloud detection, a layer needs to have a $\chi_v^2 \leq 9$ for water ice and also a lower quality fit to dust. We then apply the previously described fitting algorithm also for dust and not only for water ice. We eliminate all those observations that the water ice models don't improve the χ_v^2 by at least a factor 4, as well as the ones that it is possible to fit a dust spectra with a $\chi_v^2 \leq 1$. That is to say, we only consider the fits that verify the condition (11). This last criterion was added as a safeguard and is relevant in the case of a fit associated to a low χ_v^2 value, where even if $\chi_{v, \text{dust}}^2 \geq 4\chi_{v, \text{ice}}^2$, the dust model still provides a good fit of the data that we cannot ignore.

$$\left(\chi_{v, \text{ice}}^2 \leq 9\right) \& \left(\chi_{v, \text{ice}}^2 \leq \frac{\chi_{v, \text{dust}}^2}{4}\right) \& \left(\chi_{v, \text{dust}}^2 > 1\right). \quad (11)$$

In addition, we also remove the fits whose error bars exceed a pre-defined threshold of $0.35 \mu\text{m}$. An example of such a fit is found in Figure 7j. However, in most cases, such poorly constrained fits were already eliminated through the dust-fitting test (Figure 7k).

After this multi-step filtering process, we note that retrieved particle sizes never exceed $2 \mu\text{m}$; in essence, the fits indicating sizes between 2 and $8 \mu\text{m}$ have been removed, which was expected as the extinction coefficient is not diagnostic of water ice in that size range, as discussed previously. As a consequence, it is appropriate to consider that our method makes it possible to identify and characterize water ice-rich layers with mean particle size of $\sim 2 \mu\text{m}$ maximum. Other layers can correspond to either dust-dominated or large-grained water ice layers.

4. Results and Discussion

4.1. The 3- μm Atmospheric Absorption

The atmospheric 3- μm IBD can be used to obtain a quick look at water ice clouds in our data set. It is also of interest in itself as orbital observations of Mars surface have to account for atmospheric 3- μm contribution to deliver information about surface hydration (Audouard et al., 2014; Jouglet et al., 2007). As illustrated in Figure 8, the 3- μm IBD matches at first order the more elaborated water ice detection scheme presented in section 3. Actually, the 3- μm IBD captures only small-grained ($r_{\text{eff}} \leq 1 \mu\text{m}$) water ice clouds according to modeling results presented in Figure 6, but this corresponds to typically 90% of detected clouds here (see Figures 13 and 15). In addition, the IBD does not capture thin clouds that produce a tenuous absorption, whatever their grain size. Thus, thin layers (normal integrated layer optical depth lower than 0.01) that can be observed at very high altitudes ($\geq 90 \text{ km}$) are not always discernible with IBD figures. Beside these slight differences, the IBD criteria thus illustrate the overall water ice pattern and provide a proxy for the optical

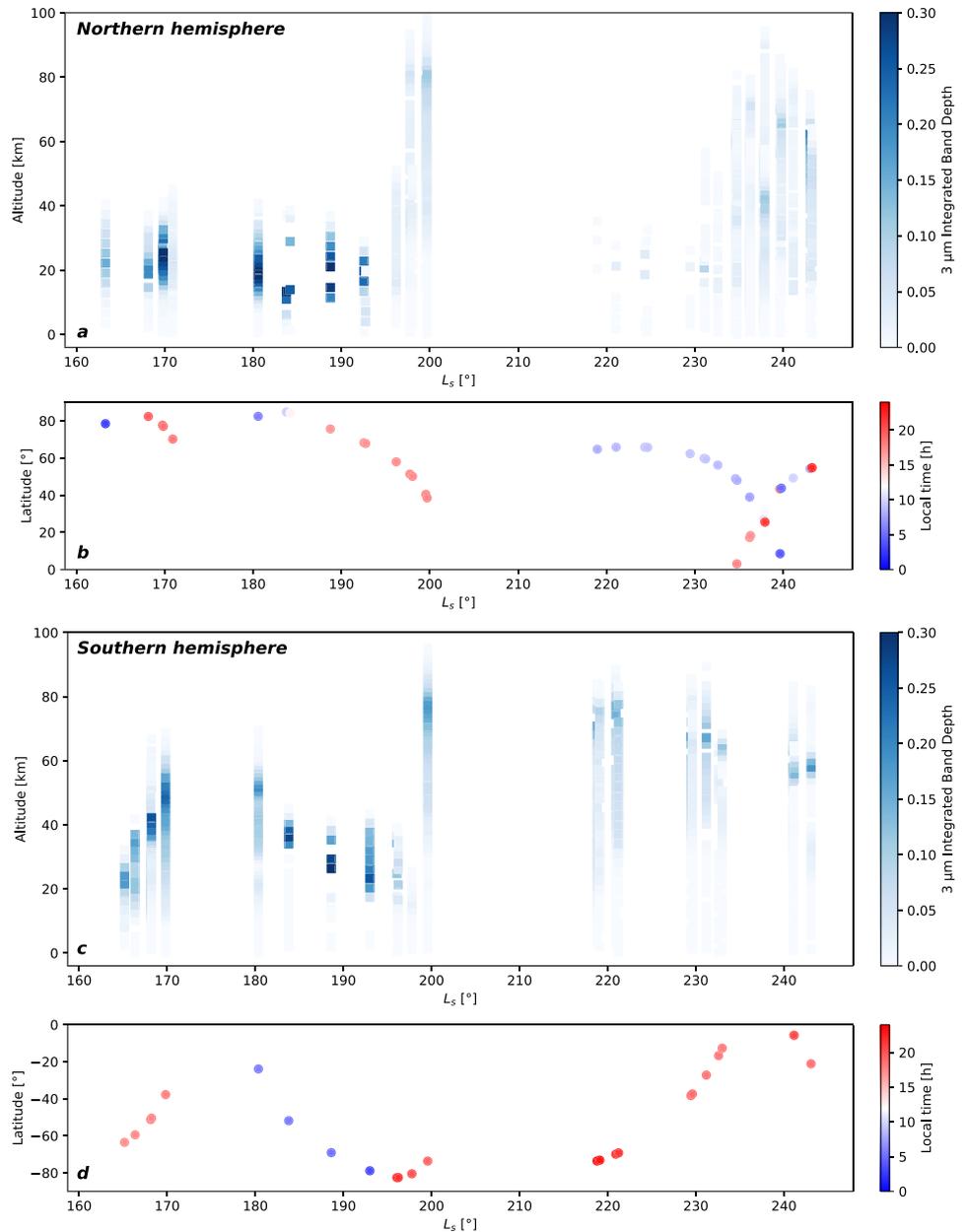


Figure 9. The 3- μm water ice absorption band (IBD) monitoring from the ACS-MIR channel in the Martian (a) northern and (c) southern hemispheres, before and during the 2018 GDS (MY 34). Latitude and local time of observations are indicated in panels (b) and (d).

thickness of clouds. We have illustrated the overall behavior of water ice clouds using Figure 9 where the 3- μm IBD variations are represented from $L_s = 165^\circ$ to $L_s = 243^\circ$ in the (a) northern and (c) southern hemispheres.

We observe in Figure 9 that some vertical profiles corresponding to observations acquired at close L_s and are so overlapping in the figure can manifest notable differences in the 3- μm IBD criterion. This probably reflects actual variations between profiles, associated with longitudinal variations of the water ice clouds (Smith, 2004; Wolff et al., 2019), as illustrated in Table 1. Local time differences (Szantai et al., 2019) may also contribute to the variability (Table 1), although the data set is not yet extensive enough to properly delineate local time effects.

Table 1
Identification of Consecutive Observations With and Without 3- μ m Atmospheric Absorption Using the IBD, Showing the Local Aspect of Our Observed Clouds (See the Vertical IBD Profiles in Figure 9)

L_s	Latitude	Longitude	Local time	Observation
168.1°	51°S	163°W	17h39	No IBD
168.2°	50°S	139°E	17h40	IBD \sim 0.25 at 40 km
192.6°	68°N	28°E	17h09	IBD \sim 0.26 at 20 km
192.7°	68°N	3°E	17h09	No IBD
229.4°	38°S	136°E	18h53	IBD \sim 0.18 at 65 km
229.6°	37°S	50°E	18h52	No IBD
243.1°	54°N	70°E	07h50	IBD \sim 0.22 at 60 km
243.3°	55°N	45°W	22h10	No IBD

Note. The first three examples are associated with significant variations in longitude, while the last example also shows strong local time variations.

4.2. Cloud Monitoring

Using the method presented in section 3, we can both detect the presence of water ice cloud layers in the Martian atmosphere and retrieve their particle size (see discussion in section 4.5). Figure 10 presents the resulting vertical profiles of water ice particles from $L_s = 165^\circ$ to $L_s = 243^\circ$ in the northern and southern hemispheres. This overview reveals two main trends in our data set. First, we detect water ice clouds in most observations. In more detail, in our data set of 65 ACS-MIR grating position-12 observations, 11 of them have no water ice cloud detection; that is, 83% of our profiles show at least one detection of water ice. Non-detections are localized in time and places: 45% of our non-detections are located at the onset of the GDS ($193^\circ \leq L_s \leq 198^\circ$, five observations), and the other 55% are located during the GDS ($219^\circ \leq L_s \leq 231^\circ$, six observations) but correspond to low haze top altitude beyond the northern limit of the GDS (see detailed discussion in section 4.4). Second, we observe the presence of two distinct types of vertical profiles that correspond to the two periods separated by the sudden onset of the GDS at $L_s \sim 195\text{--}200^\circ$ (Guzewich et al., 2019). Two main cloud characteristics differ between these two periods: the vertical extent and the water ice cloud opacity. Most of the detected clouds are between 10 and 70 km before the onset of the GDS, while cloud altitudes typically extend higher between 60 and about 90 km afterward. Figure 12 shows the vertical profiles of k_{ext} at 3.4 μm (i.e., the opacity per km). As 3.4 μm is on the edge of the 3- μm water ice band (Vincendon et al., 2011), it provides an estimator of the global atmospheric opacity, whereas the opacity at 3.2 μm is strongly increased by the presence of water ice clouds. We observe that the water ice cloud opacity at 3.2 μm (vertically integrated along the cloud) typically goes from 0.01 to 0.05 before the GDS but falls to a few 10^{-3} for the mesospheric clouds during the GDS, with $k_{\text{ext}}(\lambda = 3.2 \mu\text{m}) \sim 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ around 90 km (and $k_{\text{ext}}(\lambda = 3.4 \mu\text{m}) \sim 10^{-5} \text{ km}^{-1}$). We discuss in more detail the distribution and properties of clouds during these two periods in the next two sections.

4.3. Before the GDS ($L_s < 195^\circ$)

Before the dust storm, we observe the presence of water ice clouds in most profiles, with altitudes ranging from 11 to 44 km in the northern hemisphere and between 17 and 69 km in the southern hemisphere, which is consistent with previous observations (Smith et al., 2013). Thus, clouds are found below the mesosphere for most of the cases. However, the latitude coverage of available observations in the North and in the South are not equivalent (cf. Figure 10): northern observations prior to the GDS are restricted to polar latitudes $\geq 68^\circ$.

During this period, we indeed observe a latitude dependence of the haze top altitude that increases closer to the equator (up to ~ 70 km at 24°S) and decreases when moving towards polar latitudes (down to ~ 40 km at 80°N or 60°S); see also Figure 11a. This trend is consistent with the expected haze top behavior (Forget et al., 1999; Heavens et al., 2011; Jaquin et al., 1986; Montmessin et al., 2006; Smith et al., 2013). However, the lack of data around the equatorial latitudes before the GDS (no observations between 20°S and 60°N ; see Figure 11a) prevents us to get access to the latitude of the maximum haze top altitude.

Water ice clouds are detected in the upper parts of most profiles, but some profiles also include lower detached layers (e.g., Figure 5f at 30 km) that are not detected by either the fitting process or the IBD

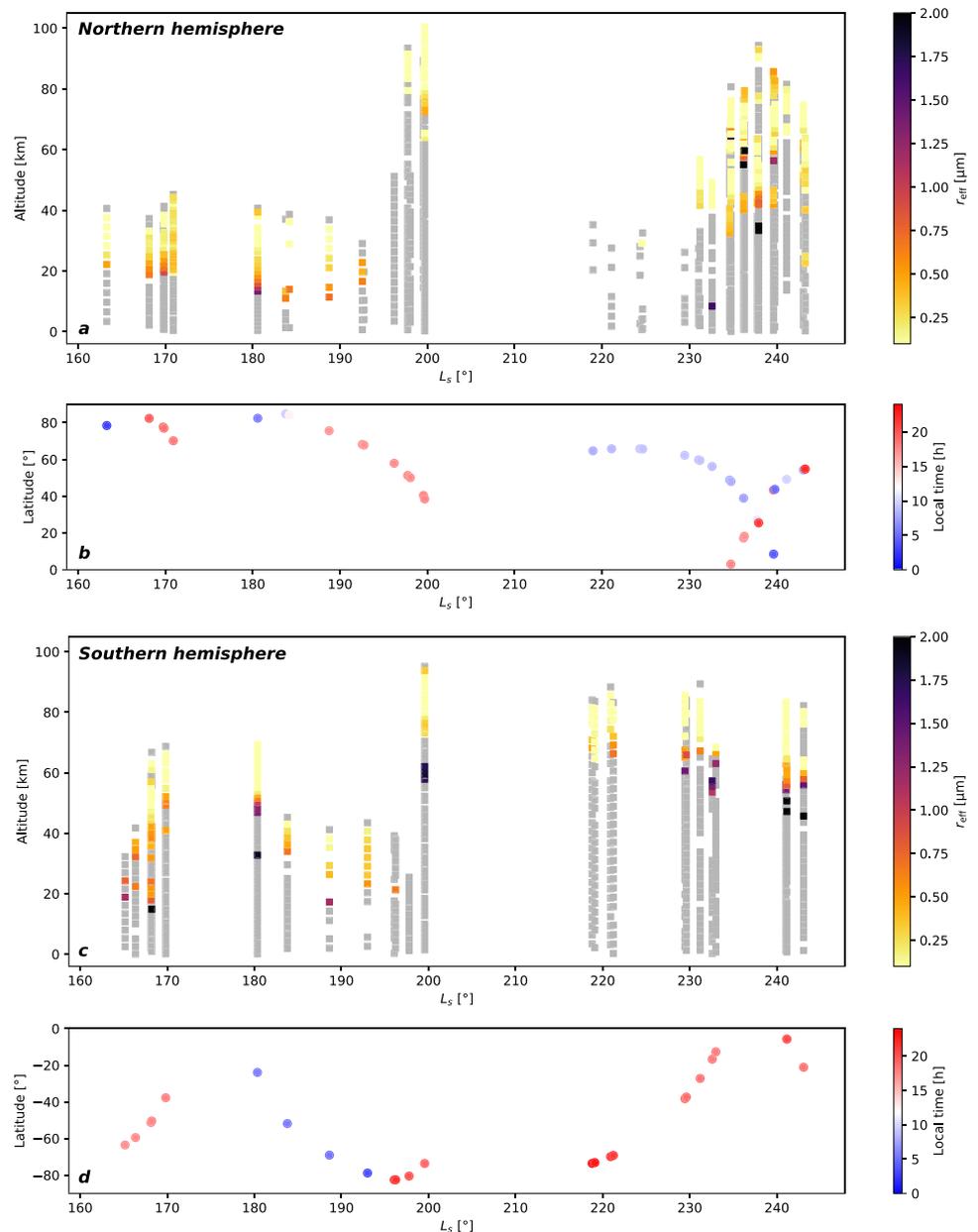


Figure 10. Vertical profiles of the retrieved size of the water ice particles in the Martian (a) northern and (c) southern hemispheres, before and during the MY 34 GDS. In gray the observations without water ice detection. Latitude and local time of the observations are indicated in panels (b) and (d).

(as the k_{ext} at 3.2 and 3.4 μm is similar). Thus, these layers are likely be either composed primarily of dust or by $>2\text{-}\mu\text{m}$ water ice particles (cf. section 3.3). This suggests that water ice appears to frequently cap the dust layer in our solar longitude range (Smith et al., 2013). Note however that larger-grained water ice clouds can also be present at lower altitude (Wolff & Clancy, 2003) but remain undetected here due to a lack of a clear signature in our spectral range (as discussed previously). Nevertheless, the altitude distribution of the detected water ice clouds follows a similar latitudinal trend as the haze top itself: the average altitude of cloud detection prior the dust storm increases equatorward (cf. Figure 11b), as previously noticed by Kleinböhl et al. (2009) and Smith et al. (2013).

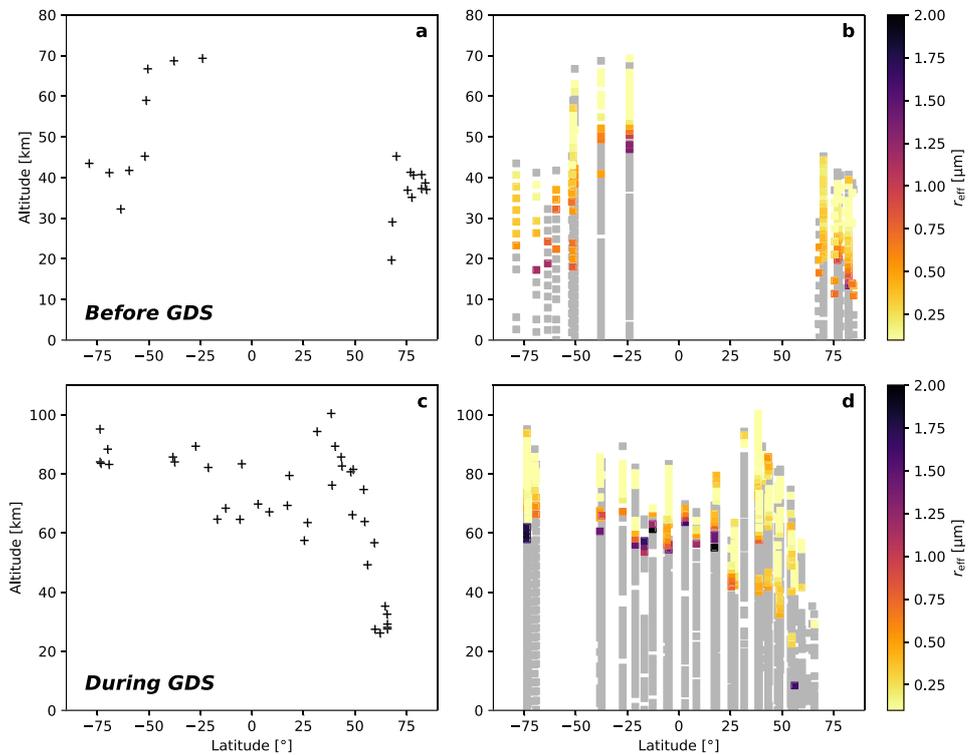


Figure 11. (a) The altitude of the haze top as a function of latitude for the observations before the MY 34 GDS ($163^\circ \leq L_s \leq 195^\circ$). We observe a latitude dependence of the haze top that increases equatorwards in the southern hemisphere. Unfortunately, all the observations of the northern hemisphere during this period are concentrated at high latitudes. (b) The vertical profiles of r_{eff} as a function of latitude for the same observations. In the southern hemisphere, we observe that the water ice cloud altitude seems to follow the same latitudinal trend of the haze top in the equatorial region. (c, d) Same as (a) and (b) but during the MY 34 GDS ($199^\circ \leq L_s \leq 244^\circ$).

4.4. During the GDS ($L_s > 200^\circ$)

Around $L_s = 200^\circ$, there is a sudden increase in the altitudes of both the haze top (up to 100 km) and the water ice clouds (≥ 90 km), while geographical coordinates remain essentially the same (83°S and 58°N at $L_s = 196^\circ$ and 74°S and 39°N at $L_s = 200^\circ$). These behaviors are combined with a decrease of the measured IBD values (cf. Figure 9). We note that the above behavior appears to be relatively uniform around the planet (i.e., both zonally and meridionally). Specifically, in the southern hemisphere, even though the observed latitude varies from 74°S to 5°S between $L_s = 219^\circ$ and $L_s = 241^\circ$, one does not see a change in both the haze top altitude and the maximal altitude of the water ice clouds; in agreement with the simulations presented in Neary et al. (2019, Figure 3). We nonetheless identify a temporal trend likely related to the progressive decay of the dust storm (Guzewich et al., 2019): From $L_s = 220^\circ$ to $L_s = 243^\circ$, the lower altitude of the detected water ice clouds in the southern hemisphere decreases from 68 to 54 km (cf. Figure 10) and the main $3\text{-}\mu\text{m}$ atmospheric absorption (i.e., the maximum of IBD for a given profile) decreases from 75 to 58 km (cf. Figure 9). Regardless that the haze top altitude remains at $\sim 85\text{--}90$ km, and the latitude goes successively towards and from the equator. Nevertheless, we note a slight North/South asymmetry during the dust storm that is represented by the smaller number of high-altitude water ice clouds in the northern hemisphere (see Figures 11c and 11d).

Ice clouds are detected at very high altitudes in the mesosphere during this period, up to ≥ 80 km at the beginning of the GDS. A few profiles show robust water detections at altitudes above 90 km, up to 100 km maximum at $L_s \sim 200^\circ$ (cf. Figure 14c). These high-altitude water ice clouds are observed only at the beginning of the GDS. High-altitude water ice clouds can also be seen during non-dust GDS years, when they occur during the storm season (Clancy et al., 2019; Vincendon et al., 2011). However, high-cloud altitudes are nearly systematic in our observations during the peak phase of the GDS (cf. Figure 10), while such altitudes are less typical during non-GDS years (Clancy et al., 2019). Moreover, peak cloud altitudes are slightly

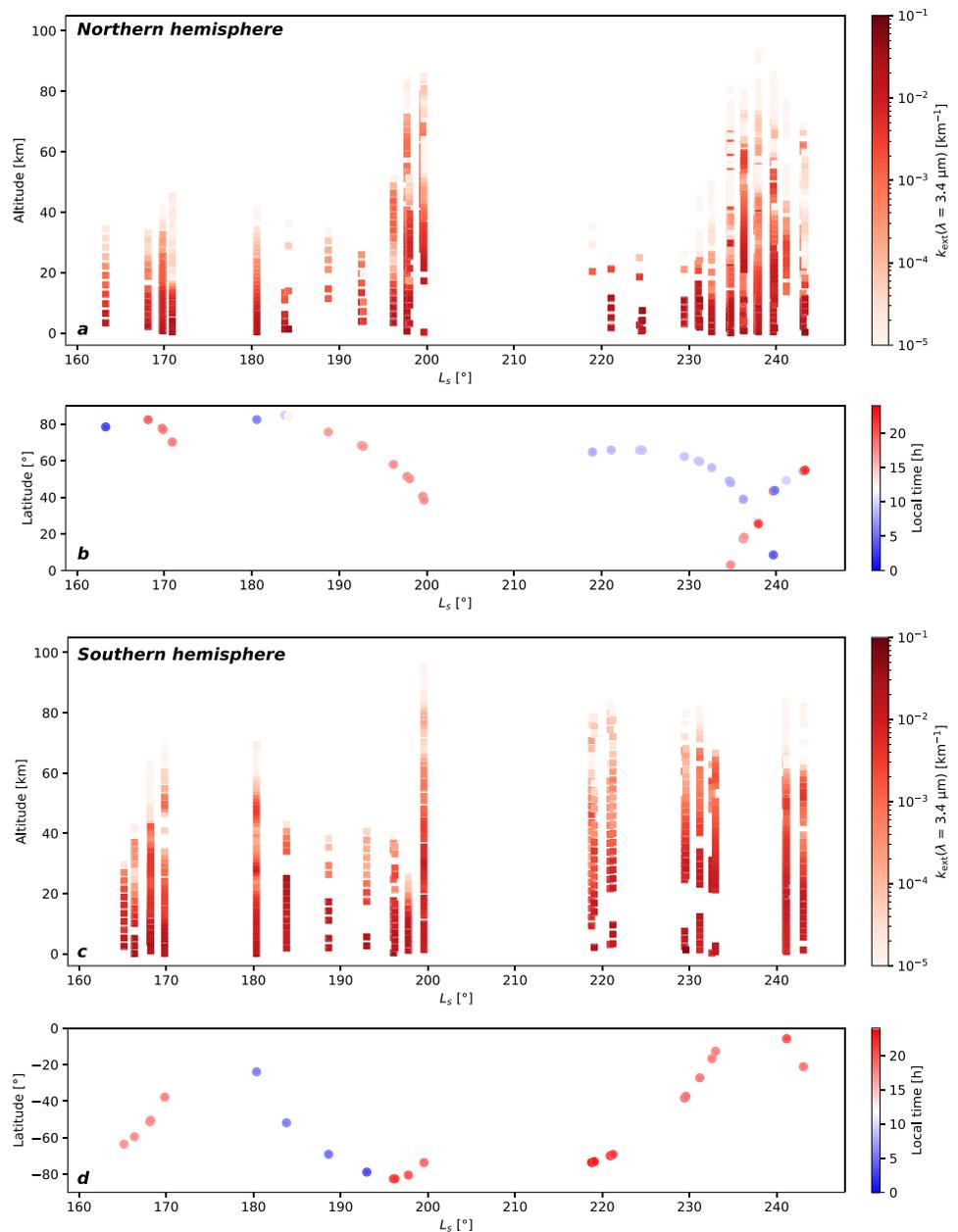


Figure 12. Vertical profiles of the measured opacity ($k_{\text{ext}} = d\tau/dz$) at $3.4 \mu\text{m}$ in the Martian (a) northern and (c) southern hemispheres, before and during the MY 34 GDS. Latitude and local time of the observations are indicated in panels (b) and (d).

higher during the onset of the GDS than reported in non-GDS years. Indeed, models (Neary et al., 2019) showed that GDSs are expected to slightly increase the average and maximum altitude of water ice clouds, which is consistent with our observations. The sharp increase in water ice cloud altitude observed during the GDS indeed confirms that this water ice cloud increase is directly connected to dust storm activity. The large-scale dust storm probably facilitates the formation of high-altitude water ice clouds through increase in the altitude of both water vapor and condensation nuclei. This increase of water ice altitude during the GDS is indeed consistent with the recently reported increase of water vapor at higher altitudes (Fedorova et al., 2018; Neary et al., 2019).

Table 2
Properties of Profiles Located Outside the GDS Beyond Its Northern Limit at $L_s \sim 225^\circ$

L_s	Latitude	Longitude	Local time	Haze top altitude (km)
219.0°	65°N	113°E	08h14	35.3
221.1°	66°N	6°W	08h38	27.5
224.3°	66°N	38°W	09h07	28.1
224.6°	66°N	152°W	09h09	29.2
224.7°	66°N	150°E	09h09	32.5
229.5°	62°N	28°W	09h16	26.2
231.1°	60°N	159°E	09h06	27.4

Note. With a mean haze top altitude of 30 km, that is, 50 km lower than other measurements during the same period, these observations can no longer be considered as part of the GDS. These low haze top observations are located at latitudes greater than 60° with some longitudinal variability. This latitude thus correspond to the northern maximum extent of the GDS at that time, in agreement with MCS measurements (Kass et al., 2019).

We still observe a North/South latitudinal asymmetry during the GDS. In the northern hemisphere, seven observation in Figure 11c exhibit low haze top altitudes during the GDS. The haze top is between 26 and 36 km, that is, ~ 50 km below the altitudes measured during the dust storm for most of the other profiles. Actually, these profiles were taken at high northern latitude (60°N–66°N) during the decay of the dust storm ($L_s = 221$ – 231°) at longitudes of $\sim 25^\circ$ W (Acidalia Planitia) and $\sim 155^\circ$ E (Utopia Planitia); see Table 2. This suggests that 60°N represents the northern extent of the dust storm activity in these regions from $L_s \sim 220^\circ$, which is in agreement with MCS measurements (Kass et al., 2019). The scheme is different for the southern hemisphere, with high haze top altitudes (>80 km) observed during the GDS up to the polar regions (73°S).

4.5. Particle Size

We observe that the particle size decreases on average with increasing altitude (cf. Figure 13), as previously reported by Clancy et al. (2019). This global trend is also apparent in the majority of individual profiles: particle size is observed to decrease with altitude within a given cloud as we can see in Figure 14. This is true regardless of the average altitude of the considered cloud (cf. Figure 14). The distribution of particle size as a function of altitude is globally shifted to higher altitudes during the GDS (cf. Figure 13); that is, a given size of particles can go higher in the atmosphere during the GDS. Clancy et al. (2019) also observe a similar trend during non-GDS years, with a given class of particle size that increases in altitude during the perihelion season ($L_s = 180$ – 340°).

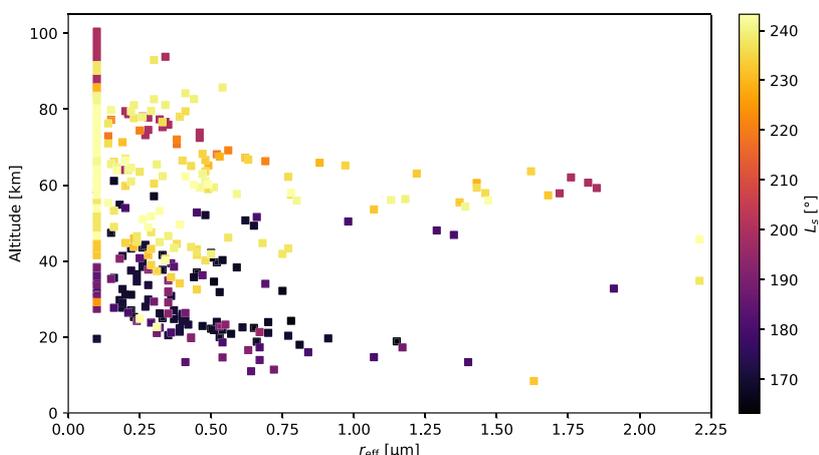


Figure 13. Distribution of the water ice particles size, as a function of the observed altitude and the solar longitude. During the dust storm ($L_s \geq 200^\circ$), the altitude of the water ice clouds increases, and they are mostly composed by smaller particles than before the dust storm (see also Figure 15).

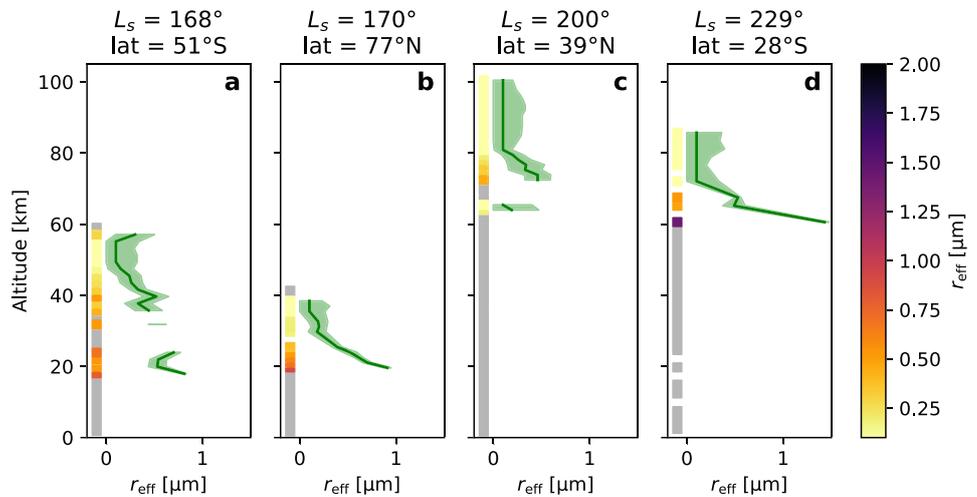


Figure 14. Typical vertical profiles of water ice cloud particle size (a, b) before and (c, d) during the GDS. Each panel represents the same profile in two manners: first the vertical line on the left where r_{eff} is represented using a color scale (same as Figure 10) and second the green lines with r_{eff} on the x axis and the uncertainties shown by the shadowed regions. We observe that the size of the water ice particles of the cloud decreases as the altitude increases, regardless of the mean altitude of the cloud. The GDS is characterized by a shift in altitude of the particle size distribution (~ 30 km higher; see profile (c) compared to (a) and (b)), along with a decrease of particles with size between 0.5 and 1 μm (cf. Figure 15). But some GDS profiles show evidence of larger-grained layers ($>1 \mu\text{m}$) as we can see at 60 km in profile (d).

While trends can be identified on a global scale, some variability is also evident, as seen in Figure 15. As the main cloud altitude increases, water ice particles become distinctly smaller in the storm, with a median effective radius of 0.28 μm before the dust storm and $\leq 0.1 \mu\text{m}$ during it. This narrower range of smaller particles, with a strong peak for $r_{\text{eff}} \leq 0.2 \mu\text{m}$, is typical of the mesospheric clouds (Clancy et al., 2019, Figure 12).

Additionally, we also observe the appearance of a small population of larger water ice particles, with $r_{\text{eff}} \geq 1.5 \mu\text{m}$, at surprisingly high altitude (between 55 and 64 km) in view of previous observations and studies (e.g., below 40–50 km for Guzewich & Smith, 2019). Their identification as water ice particles is robust; that is, attempts to fit using dust properties are unable to reproduce the observed wavelength dependence of the derived k_{ext} (cf. Figure 16). However, we have to keep in mind that our understanding of the spectral behavior of the Martian dust still needs to be improved, in particular about the hydration properties. Nevertheless, even updated dust optical properties are not expected to be able to reproduce the spectral bump observed

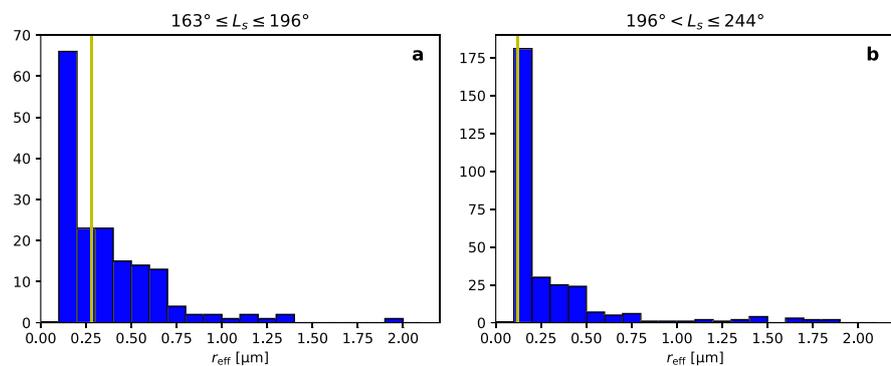


Figure 15. Distribution of the retrieved water ice particles sizes (a) before and (b) during the MY 34 GDS. The yellow lines represent the median size for each distribution, respectively (a) 0.28 μm and (b) 0.1 μm . We observe that during the dust storm, we detect a fewer proportion of particle with a size between 0.5 and 1 μm , as most of our detection suggests sizes lower than 0.5 μm , with a strong peak at 0.1 μm . However, because we do not derive particles sizes lower than 0.1 μm , the median r_{eff} value during the GDS must be considered as $\leq 0.1 \mu\text{m}$ as more than half of our retrievals indicate sizes on the lower bounds of the models.

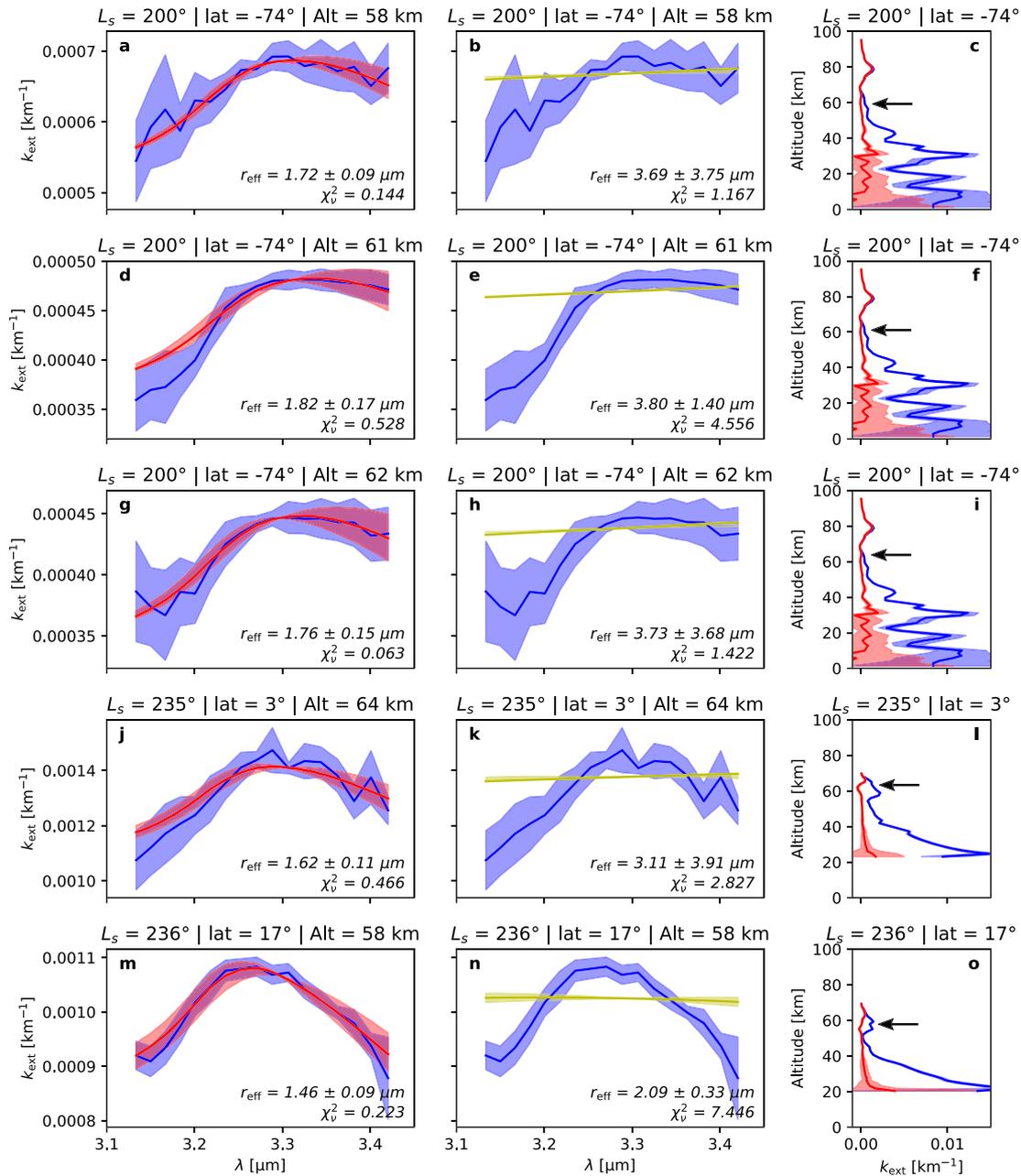


Figure 16. Big water ice particles ($r_{\text{eff}} \geq 1.5 \mu\text{m}$) during the GDS. The two first columns shows the results of the fitting algorithm using the water ice model (a, d, g, j, m) or the dust model (b, e, h, k, n). The blue area represents the ACS-MIR spectra, while the red and yellow lines represent respectively the best fit using the water ice and dust models. Panels (c), (f), (i), (l), and (o) show for each observation (line) the associated k_{ext} vertical profile (in blue the extinction coefficient at $3.2 \mu\text{m}$ and in red the difference between the extinction coefficient at 3.2 and $3.4 \mu\text{m}$). The black arrows indicate the altitude of the big particle observation. We can see in this figure that the detection of these large water ice particles is robust, as the full-dust model is not able to reproduce the observed spectra, especially the bump of extinction coefficient with the wavelength.

in Figure 16, as large water ice particles can do (cf. Figure 6). These detections are found below smaller water ice particles (cf. Figure 16, third column). Although turbulence during dust storms is expected to enable the lifting of larger particles, the exact mechanism by which these large-grained water ice clouds form or are brought to high altitude remains to be investigated. In addition to turbulence, condensation nuclei properties could also play a role (Gooding, 1986; Hartwick et al., 2019; Michelangeli et al., 1993; Montmessin et al., 2004). One possibility is that these particles are not primarily composed of water ice but could host a

relatively large dusty core. Incidentally, large dust particles have been reported from the surface during this GDS, (Lemmon et al., 2019), which could play a role as condensation nuclei for the water ice. Clancy et al. (2010) indeed observed during a previous GDS (2001) that large dust particles can propagate to high altitude (sizes between 1 and 2 μm above 70 km).

5. Conclusion

In this paper, we present our analyses of the Martian water ice clouds in the period before and during the MY 34 GDS using ACS infrared SO observations. This novel observational geometry in the mid-infrared allows us to monitor the 3- μm water ice absorption band and subsequently constrain the sizes of the detected water ice particles. Indeed, the shape of the wavelength profile of the 3- μm absorption band is a sensitive function of the particle size. The sensitivity of this feature combined with the high resolution of ACS-MIR allows us to derive useful constraints on the particle size distribution of the clouds between $r_{\text{eff}} \leq 0.1$ and 2 μm . Moreover, the temporal range of this data set, from $L_s = 165^\circ$ to $L_s = 243^\circ$, offers an unique opportunity to observe the impact of such a dust storm on the distribution and composition of the water ice clouds in the Martian atmosphere.

The main results are summarized below:

1. Using the ACS-MIR data set, we have developed of a method to identify water ice clouds, measure their opacity, and estimate their particle size. The method makes it possible to identify cloud for particle size smaller than 2 μm .
2. We have derived vertical profiles of water ice cloud opacity and average particle size before and during the MY 34 GDS (from $L_s = 165^\circ$ to $L_s = 243^\circ$).
3. We detect water ice clouds in most of the observations across the planet except during the onset of the GDS (four fifths of our profiles show at least one detection of water ice, and half of the non-detections are located within the onset of the GDS).
4. We retrieve very high haze top altitudes during the GDS, notably at solar longitudes close to the onset with evidence for mesospheric clouds at altitudes ≥ 90 km and even up to 100 km for the maximum haze top altitude. This suggests that GDS may elevates peak haze altitudes by 10 to 20 km compared to the typical perihelion storm season values.
5. We observe that there is a general trend of decreasing particle size with altitude for the whole data set and more specifically that the particle size within a given cloud/profile also decreases with altitude, typically from 1 to 2 μm at the bottom of the cloud down to less than 0.2 μm at the top.
6. We note a decrease in the mean water ice particle size during the GDS, with a median r_{eff} of 0.3 μm for water ice particles before the storm that become ≤ 0.1 μm during the dust storm. This is related to an increase of the average altitude of clouds during the GDS, with a higher proportion of mesospheric, small-grained water ice clouds.
7. Finally, we observe evidence for large water ice particles ($r_{\text{eff}} \sim 1.5\text{--}2$ μm) at unexpectedly high altitudes during the GDS (between 50 and 70 km).

To conclude, this study shows that the MY 34 GDS has impacted the water ice cloud distribution, with more frequent cloud detections at very high altitudes up to above 90 km, along with evidence of unexpected particles with radii ≥ 1.5 μm up to 70 km.

Acknowledgments

ExoMars is a space mission of ESA and Roscosmos. The ACS experiment is led by IKI Space Research Institute in Moscow. The project acknowledges funding by Roscosmos and CNES. Science operations of ACS are funded by Roscosmos and ESA. Science support in IKI is funded by the Federal Agency for Scientific Organizations (FANO). M. J. W. acknowledges the support of the D'Alembert Fellowship Program. Raw ACS data are available on the ESA PSA at <https://archives.esac.esa.int/psa/#!Table%20View/ACS=instrument>. Derived opacity and particles sizes can be found at <https://doi.org/10.17632/w7yff8r97s.1>.

References

- Audouard, J., Poulet, F., Vincendon, M., Milliken, R. E., Jouglet, D., Bibring, J.-P., et al. (2014). Water in the Martian regolith from OMEGA/Mars Express. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *119*, 1969–1989. <https://doi.org/10.1002/2014JE004649>
- BIMP, IEC, IFCC, ILAC, ISO, IUPAC, IUPAP, & OIML (2008). JCGM 100: Evaluation of measurement data—Guide to the expression of uncertainty in measurement (Tech. Rep.). JCGM.
- Bevington, P. R., & Robinson, D. K. (1992). *Data reduction and error analysis for the physical sciences* (2nd ed.). New York: McGraw-Hill Inc.
- Bibring, J.-P., Soufflot, A., Berthé, M., Langevin, Y., Gondet, B., Drossart, P., et al. (2004). OMEGA: Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité. *ESA Publication Division*, *1240*, 37–49.
- Calvin, W. M. (1997). Variation of the 3- μm absorption feature on Mars: Observations over eastern Valles Marineris by the Mariner 6 infrared spectrometer. *Journal of Geophysical Research*, *102*(E4), 9097–9107. <https://doi.org/10.1029/96JE03767>
- Chaffin, M. S., Deighan, J., Schneider, N. M., & Stewart, A. I. F. (2017). Elevated atmospheric escape of atomic hydrogen from Mars induced by high-altitude water. *Nature Geoscience*, *10*, 174–178. <https://doi.org/10.1038/ngeo2887>
- Clancy, R. T., Grossman, A. W., Wolff, M. J., James, P. B., Rudy, D. J., Billawala, Y. N., et al. (1996). Water vapor saturation at low altitudes around Mars aphelion: A key to Mars climate? *Icarus*, *122*(1), 36–62. <https://doi.org/10.1006/icar.1996.0108>

- Clancy, R. T., Sandor, B. J., Wolff, M. J., Christensen, P. R., Smith, M. D., Pearl, J. C., et al. (2000). An intercomparison of ground-based millimeter, MGS TES, and Viking atmospheric temperature measurements: Seasonal and interannual variability of temperatures and dust loading in the global Mars atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, *105*(E4), 9553–9571.
- Clancy, R. T., Sandor, B., Wolff, M., Lefvre, F., Navarro, T., Smith, M., et al. (2017). The distribution of Mars water vapor versus altitude, season, and latitude as derived from global comparisons of CRISM retrieved and LMD GCM simulated O₂(¹g) dayglow profiles, *The Mars atmosphere: Modelling and observation* (pp. 3203). Granada, Spain.
- Clancy, R. T., Wolff, M. J., Smith, M. D., Kleinböhl, A., Cantor, B. A., Murchie, S. L., et al. (2019). The distribution, composition, and particle properties of Mars mesospheric aerosols: An analysis of CRISM visible/near-IR limb spectra with context from near-coincident MCS and MARCI observations. *Icarus*, *328*, 246–273. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.03.025>
- Clancy, R. T., Wolff, M. J., Whitney, B. A., Cantor, B. A., Smith, M. D., & McConnochie, T. H. (2010). Extension of atmospheric dust loading to high altitudes during the 2001 Mars dust storm: MGS TES limb observations. *Icarus*, *207*(1), 98–109. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.10.011>
- Crismani, M. M. J., Schneider, N. M., Plane, J. M. C., Evans, J. S., Jain, S. K., Chaffin, M. S., et al. (2017). Detection of a persistent meteoric metal layer in the Martian atmosphere. *Nature Geoscience*, *10*, 401–404. <https://doi.org/10.1038/ngeo2958>
- Fedorova, A., Bertaux, J.-L., Betsis, D., Montmessin, F., Korablev, O., Maltagliati, L., & Clarke, J. (2018). Water vapor in the middle atmosphere of Mars during the 2007 global dust storm. *Icarus*, *300*, 440–457. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2017.09.025>
- Fedorova, A., Montmessin, F., Korablev, O., Luginin, M., Trokhimovskiy, A., Belyaev, D. A., et al. (2020). Stormy water on Mars: The distribution and saturation of atmospheric water during the dusty season. *Science*, *367*, 297–300. <https://doi.org/10.1126/science.aay9522>
- Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., et al. (1999). Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km. *Journal of Geophysical Research*, *104*(E10), 24,155–24,175. <https://doi.org/10.1029/1999JE001025>
- Goldman, A., & Saunders, R. S. (1979). Analysis of atmospheric infrared spectra for altitude distribution of atmospheric trace constituents I. Method of analysis. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, *21*(2), 155–161. [https://doi.org/10.1016/0022-4073\(79\)90027-X](https://doi.org/10.1016/0022-4073(79)90027-X)
- Gooding, J. L. (1986). Martian dust particles as condensation nuclei: A preliminary assessment of mineralogical factors. *Icarus*, *66*(1), 56–74. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(86\)90006-0](https://doi.org/10.1016/0019-1035(86)90006-0)
- Guzewich, S. D., Lemmon, M., Smith, C. L., Martínez, G., de Vicente Retortillo, Á., Newman, C. E., et al. (2019). Mars Science Laboratory observations of the 2018/Mars year 34 global dust storm. *Geophysical Research Letters*, *46*, 71–79. <https://doi.org/10.1029/2018GL080839>
- Guzewich, S. D., & Smith, M. D. (2019). Seasonal variation in Martian water ice cloud particle size. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *124*, 636–643. <https://doi.org/10.1029/2018JE005843>
- Guzewich, S. D., Smith, M. D., & Wolff, M. J. (2014). The vertical distribution of Martian aerosol particle size: Vertical profile of Mars aerosol size. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *119*, 2694–2708. <https://doi.org/10.1002/2014JE004704>
- Hanel, R., Conrath, B., Hovis, W., Kunde, V., Lowman, P., Maguire, W., et al. (1972). Investigation of the Martian environment by infrared spectroscopy on Mariner 9. *Icarus*, *17*(2), 423–442. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(72\)90009-7](https://doi.org/10.1016/0019-1035(72)90009-7)
- Hansen, J. E., & Travis, L. D. (1974). Light scattering in planetary atmospheres. *Space Science Reviews*, *16*(4), 527–610. <https://doi.org/10.1007/BF00168069>
- Hartwick, V. L., Toon, O. B., & Heavens, N. G. (2019). High-altitude water ice cloud formation on Mars controlled by interplanetary dust particles. *Nature Geoscience*, *12*(7), 516–521. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0379-6>
- Heavens, N. G., Kleinböhl, A., Chaffin, M. S., Halekas, J. S., Kass, D. M., Hayne, P. O., et al. (2018). Hydrogen escape from Mars enhanced by deep convection in dust storms. *Nature Astronomy*, *2*(2), 126–132. <https://doi.org/10.1038/s41550-017-0353-4>
- Heavens, N. G., Richardson, M. I., Kleinböhl, A., Kass, D. M., McCreese, D. J., Abdou, W., et al. (2011). The vertical distribution of dust in the Martian atmosphere during northern spring and summer: Observations by the Mars Climate Sounder and analysis of zonal average vertical dust profiles. *Journal of Geophysical Research*, *116*, E04003. <https://doi.org/10.1029/2010JE003691>
- Jaquin, F., Gierasch, P., & Kahn, R. (1986). The vertical structure of limb hazes in the Martian atmosphere. *Icarus*, *68*(3), 442–461. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(86\)90050-3](https://doi.org/10.1016/0019-1035(86)90050-3)
- Jouglet, D., Poulet, F., Milliken, R. E., Mustard, J. F., Bibring, J.-P., Langevin, Y., et al. (2007). Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA: 1. Analysis of the 3 μm hydration feature. *Journal of Geophysical Research*, *112*, E08S06. <https://doi.org/10.1029/2006JE002846>
- Kass, D. M., Kleinböhl, A., McCreese, D. J., Schofield, J. T., & Smith, M. D. (2016). Interannual similarity in the Martian atmosphere during the dust storm season. *Geophysical Research Letters*, *43*, 6111–6118. <https://doi.org/10.1002/2016GL068978>
- Kass, D. M., Schofield, J. T., Kleinböhl, A., McCreese, D. J., Heavens, N. G., Shirley, J. H., & Steele, L. J. (2019). Mars Climate Sounder observation of Mars' 2018 global dust storm. *Geophysical Research Letters*, *43*, 6111–6118. <https://doi.org/10.1002/2016GL068978>
- Kleinböhl, A., Schofield, J. T., Kass, D. M., Abdou, W. A., Backus, C. R., Sen, B., et al. (2009). Mars Climate Sounder limb profile retrieval of atmospheric temperature, pressure, and dust and water ice opacity. *Journal of Geophysical Research*, *114*, E10006. <https://doi.org/10.1029/2009JE003358>
- Korablev, O., Montmessin, F., Trokhimovskiy, A., Fedorova, A. A., Shakun, A. V., Grigoriev, A. V., et al. (2018). The Atmospheric Chemistry Suite (ACS) of three spectrometers for the ExoMars 2016 Trace Gas Orbiter. *Space Science Reviews*, *214*, 7. <https://doi.org/10.1007/s11214-017-0437-6>
- Korablev, O., Vandaele, A. C., Montmessin, F., Fedorova, A. A., Trokhimovskiy, A., Forget, F., et al. (2019). No detection of methane on Mars from early ExoMars Trace Gas Orbiter observations. *Nature*, *568*, 517–520. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1096-4>
- Lemmon, M. T., Guzewich, S. D., McConnochie, T., Vicente-Retortillo, A., Martínez, G., Smith, M. D., et al. (2019). Large dust aerosol sizes seen during the 2018 Martian global dust event by the Curiosity rover. *Geophysical Research Letters*, *46*, 9448–9456. <https://doi.org/10.1029/2019GL084407>
- Madeleine, J.-B., Forget, F., Spiga, A., Wolff, M. J., Montmessin, F., Vincendon, M., et al. (2012). Aphelion water-ice cloud mapping and property retrieval using the OMEGA imaging spectrometer onboard Mars Express: OMEGA analysis of Mars water ice clouds. *Journal of Geophysical Research*, *117*, E00J07. <https://doi.org/10.1029/2011JE003940>
- Maltagliati, L., Montmessin, F., Fedorova, A., Korablev, O., Forget, F., & Bertaux, J.-L. (2011). Evidence of water vapor in excess of saturation in the atmosphere of Mars. *Science*, *333*(6051), 1868–1871. <https://doi.org/10.1126/science.1207957>
- Michelangeli, D. V., Toon, O. B., Haberle, R. M., & Pollack, J. B. (1993). Numerical simulations of the formation and evolution of water ice clouds in the Martian atmosphere. *Icarus*, *102*(2), 261–285. <https://doi.org/10.1006/icar.1993.1048>
- Montmessin, F., Forget, F., Rannou, P., Cabane, 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*, E10004. <https://doi.org/10.1029/2004JE002284>

- Montmessin, F., Quémerais, E., Bertaux, J. L., Korablev, O., Rannou, P., & Lebonnois, S. (2006). Stellar occultations at UV wavelengths by the SPICAM instrument: Retrieval and analysis of Martian haze profiles. *Journal of Geophysical Research*, *111*, E09S09. <https://doi.org/10.1029/2005JE002662>
- Murchie, S., Arvidson, R., Bedini, P., Beisser, K., Bibring, J.-P., Bishop, J., et al. (2007). Compact reconnaissance imaging spectrometer for Mars (CRISM) on Mars reconnaissance orbiter (MRO). *Journal of Geophysical Research*, *112*, E05S03. <https://doi.org/10.1029/2006JE002682>
- Navarro, T., Forget, F., Millour, E., & Greybush, S. J. (2014). Detection of detached dust layers in the Martian atmosphere from their thermal signature using assimilation. *Geophysical Research Letters*, *41*, 6620–6626. <https://doi.org/10.1002/2014GL061377>
- Neary, L., Daerden, F., Aoki, S., Whiteway, J., Clancy, R. T., Smith, M., et al. (2019). Explanation for the increase in high altitude water on Mars observed by NOMAD during the 2018 global dust storm. *Geophysical Research Letters*, *46*. <https://doi.org/10.1029/2019GL084354>
- Plane, J. M. C., Carrillo-Sanchez, J. D., Mangan, T. P., Crismani, M. M. J., Schneider, N. M., & Määttä, A. (2018). Meteoric metal chemistry in the Martian atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *123*, 695–707. <https://doi.org/10.1002/2017JE005510>
- Richardson, M. I. (2002). Water ice clouds in the Martian atmosphere: General circulation model experiments with a simple cloud scheme. *Journal of Geophysical Research*, *107*(E9), 5064. <https://doi.org/10.1029/2001JE001804>
- Sánchez-Lavega, A., del Río-Gaztelurrutia, T., Hernández-Bernal, J., & Delcroix, M. (2019). The onset and growth of the 2018 Martian global dust storm. *Geophysical Research Letters*, *46*, 6101–6108. <https://doi.org/10.1029/2019GL083207>
- Smith, M. D. (2004). Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999–2003. *Icarus*, *167*(1), 148–165. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2003.09.010>
- Smith, M. D. (2019). THEMIS observations of the 2018 Mars global dust storm. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *124*, 2929–2944. <https://doi.org/10.1029/2019JE006107>
- Smith, M. D., Wolff, M. J., Clancy, R. T., Kleinböhl, A., & Murchie, S. L. (2013). Vertical distribution of dust and water ice aerosols from CRISM limb-geometry observations. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *118*, 321–334. <https://doi.org/10.1002/jgre.20047>
- Szantai, A., Audouard, J., Forget, F., Olsen, K. S., Gondet, B., Millour, E., et al. (2019). Martian cloud climatology and life cycle extracted from Mars Express OMEGA spectral images. arXiv e-prints, arXiv:1904.06422.
- Toon, O. B., & Ackerman, T. P. (1981). Algorithms for the calculation of scattering by stratified spheres. *Applied Optics*, *20*(20), 3657. <https://doi.org/10.1364/AO.20.003657>
- Trokhimovskiy, A., Korablev, O., Ivanov, Y. S., Siniyavsky, I. I., Fedorova, A., Stepanov, A. V., et al. (2015). Middle-infrared echelle cross-dispersion spectrometer ACS-MIR for the ExoMars Trace Gas Orbiter, In *Infrared remote sensing and instrumentation XXIII* (Vol. 9608, pp. 960808). San Diego, CA. <https://doi.org/10.1117/12.2190359>
- Vals, M., Forget, F., Spiga, A., & Millour, E. (2018). Impact of the refinement of the vertical resolution on the simulation of the water cycle by the Martian LMD Global Climate Model. In (Vol. 12, p. EPSC2018-847).
- Vandaele, A. C., Korablev, O., Daerden, F., Aoki, S., Thomas, I. R., Altieri, F., et al. NOMAD Science Team, & ACS Science Team (2019). Martian dust storm impact on atmospheric H₂O and D/H observed by ExoMars Trace Gas Orbiter. *Nature*, *568*, 521–525.
- Vandaele, A. C., Lopez-Moreno, J.-J., Patel, M. R., Bellucci, G., Daerden, F., Ristic, B., et al. (2018). NOMAD, an integrated suite of three spectrometers for the ExoMars Trace Gas mission: Technical description, science objectives and expected performance. *Space Science Reviews*, *214*(5), 80. <https://doi.org/10.1007/s11214-018-0517-2>
- Vincendon, M., Pílorget, C., Gondet, B., Murchie, S., & Bibring, J.-P. (2011). New near-IR observations of mesospheric CO₂ and H₂O clouds on Mars. *Journal of Geophysical Research*, *116*, E00J02. <https://doi.org/10.1029/2011JE003827>
- Virtanen, P., Gommers, R., Oliphant, T. E., Haberland, M., Reddy, T., Cournapeau, D., et al. Contributors, SciPy 1.0 (2019). SciPy 1.0—Fundamental algorithms for scientific computing in Python. arXiv:1907.10121 [physics].
- Wang, H., & Richardson, M. I. (2015). The origin, evolution, and trajectory of large dust storms on Mars during Mars years 24–30 (1999–2011). *Icarus*, *251*, 112–127. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.10.033>
- Wilson, R. J., Lewis, S. R., Montabone, L., & Smith, M. D. (2008). Influence of water ice clouds on Martian tropical atmospheric temperatures. *Geophysical Research Letters*, *35*, L07202. <https://doi.org/10.1029/2007GL032405>
- Wolff, M. J., & Clancy, R. T. (2003). Constraints on the size of Martian aerosols from Thermal Emission Spectrometer observations. *Journal of Geophysical Research*, *108*(E9), 5097. <https://doi.org/10.1029/2003JE002057>
- Wolff, M. J., López-Valverde, M., Madeleine, J.-B., Wilson, R. J., Smith, M. D., Fouchet, T., & Delory, G. T. (2017). Radiative process: Techniques and applications. In R. M. Haberle (Ed.), *The atmosphere and climate of Mars* (pp. 76–105). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139060172.006>
- Wolff, M. J., Clancy, R. T., Haberle, R. M., Forget, F., Cantor, B. A., & Malin, M. C. (2019). Mapping water ice clouds on Mars with MRO/MARCI. *Icarus*, *332*, 24–49. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.05.041>
- Zurek, R. W., & Martin, L. J. (1993). Interannual variability of planet-encircling dust storms on Mars. *Journal of Geophysical Research*, *98*(E2), 3247–3259. <https://doi.org/10.1029/92JE02936>

Erratum

In the originally published version of this article, several instances of text were incorrectly typeset and a URL to a data set was not resolving. The following have since been corrected and this version may be considered the authoritative version of record.

In section 4, there were degree symbols missing from the text.

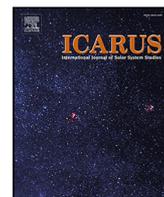
In the figure captions, the numbering of figures was updated to match the in-text references to the figures.

In the acknowledgements, the link to the ACS data was updated.

Article : *Identification of a new spectral signature at 3 μm over Martian northern high latitudes : implications for surface composition*, Icarus (2021)

E

Cette partie présente l'article détaillant l'identification et la caractérisation de l'anneau boréal à 3 μm . Cet article a été accepté pour publication dans le journal *Icarus* en juillet 2021, et publié en novembre 2021 ([Stcherbinine et al., 2021](#)).



Research Paper

Identification of a new spectral signature at 3 μm over Martian northern high latitudes: Implications for surface composition

Aurélien Stcherbinine ^{a,b,*}, Mathieu Vincendon ^a, Franck Montmessin ^b, Pierre Beck ^c

^a Institut d'Astrophysique Spatiale, Université Paris-Saclay, CNRS, Orsay, France

^b LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, Sorbonne Université, CNRS, Guyancourt, France

^c Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble, Université Grenoble Alpes, CNRS, Saint-Martin d'Heres, France



ARTICLE INFO

Keywords:

Mars
Surface hydration
IR spectroscopy
OMEGA
North polar regions

ABSTRACT

Mars northern polar latitudes are known to harbor an enhanced 3 μm spectral signature when observed from orbit. This may indicate a greater amount of surface adsorbed or bound water, although it has not yet been possible to easily reconcile orbital observations with ground measurements by Phoenix. Here we re-analyzed OMEGA/Mars Express observations acquired during the Northern summer to further characterize this 3 μm absorption band increase. We identify the presence of a new specific spectral signature composed of an additional narrow absorption feature centered at 3.03 μm coupled with an absorption at $\lambda \geq 3.8 \mu\text{m}$. This signature is homogeneously distributed over a high-albedo open ring surrounding the circumpolar low-albedo terrains between $\sim 68^\circ\text{N}$ and 76°N and $\sim 0^\circ\text{E}$ and 270°E . This location includes the Phoenix landing site. This feature shows no time variability and can be confidently attributed to a seasonally stable surface component. All together, the stability, spectral shape and absence of significant correlation with other signatures in the 1–2.5 μm range discard interpretations relying on water ice or easily exchangeable adsorbed water. Sulfates, notably anhydrite, provide interesting comparisons to several sections of the spectrum. Analogies with Earth samples also show that the spectral signature could result from a latitudinal modification of the hydration state and/or grains size of salts contaminants. While the exact full spectral shape cannot be easily reproduced, plausible explanations to this observation seem to involve geologically recent water alteration at high northern latitudes.

1. Introduction

Mars ubiquitous wide 3 μm spectral absorption has been first identified using ground observations and associated with the presence of hydrated minerals at the surface of the red planet (Sinton, 1967). This feature was then observed from orbit by e.g. Mariner and Phobos missions (Pimentel et al., 1974; Bibring et al., 1990). The 3 μm variability over the surface was attributed to either difference in absorbed water content, or compositional variations (Murchie et al., 2000). The first global mapping of this spectral signature was obtained through observations of the Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA) instrument (Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007). Either superficial adsorbed water independent of composition, bound structural water within minerals, intermediate cases (e.g., water stored in the interlayer regions of phyllosilicates), or a mix of these possibilities, were considered to explain this feature (Milliken et al., 2007). Irrelevant of its origin, as this spectral feature is mainly associated with OH/H₂O, this 3 μm band was used to estimate a water

weight % content of the surface (Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007). These studies reveal that the water content of the Martian soil increases poleward by a factor greater than two, with the highest levels reached in the northern latitudes (≥ 8 wt. % H₂O, up to 10% to 15%). While the absolute value of this weight % is model-dependent (Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007; Liu et al., 2020), the relative increase corresponds to a robust latitudinal trend of the band depth. This polar increase of hydration was mainly attributed to an increase of superficial weakly bound adsorbed water (Jouglet et al., 2007; Poulet et al., 2008, 2010). This interpretation was notably supported by a tentative identification of seasonal variations of the 3 μm band depth, suggestive of exchanges between the surface and the atmosphere (Jouglet et al., 2007).

In-situ measurements from the Phoenix lander offered observational “ground truth” constraints about the water content of soils at northern polar latitudes. Phoenix reported the detection of various minerals that

* Correspondence to: IAS, bât. 121, Univ. Paris-Saclay 91405 Orsay Cedex, France.

E-mail address: aurelien.stcherbinine@ias.u-psud.fr (A. Stcherbinine).

URL: <http://aurelien.stcherbinine.net> (A. Stcherbinine).

<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2021.114627>

Received 22 April 2021; Received in revised form 28 June 2021; Accepted 16 July 2021

Available online 24 July 2021

0019-1035/© 2021 Elsevier Inc. All rights reserved.

may indicate a past water alteration process such as carbonates (2%–5%) and perchlorates (< 1%), but an overall soil water content of 1%–2% only (Boynnton et al., 2009; Hecht et al., 2009; Smith et al., 2009; Poulet et al., 2010; Sutter et al., 2012) which is well below the value of 10%–11% retrieved using OMEGA data at 3 μm (Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007; Audouard et al., 2014). Both measurements were argued to be reconcilable if we consider that the 3 μm feature is due to superficial adsorbed water contained within the first few hundred micrometers sampled by OMEGA, and not in the first centimeters sampled by Phoenix (Poulet et al., 2010). However, water from samples heated by Phoenix was not released at low, adsorbed water-compatible temperatures (Smith et al., 2009). Observed temperatures of about 300 °C and 700 °C are compatible with the presence of several hydrous minerals or phases within soils (Smith et al., 2009). In the absence of a significant amount of adsorbed water, the discrepancy between OMEGA and Phoenix measurements may thus be related to either the presence of a very superficial hydrated coating with tightly bound – and not adsorbed – water, or to an improper association between 3 μm band depth/shape and water %.

In-situ measurements of the soil water content were also obtained at equatorial latitudes by the Mars Sample Laboratory (MSL) rover Curiosity. Various instruments (the Sample Analysis of Mars, SAM, the Chemistry and Mineralogy, CheMin, and the Chemistry Camera, ChemCam) lead to the conclusion that most of the water (about 2%) contained in the martian regolith at MSL landing site is likely not weakly bound adsorbed water, but rather more strongly bound water within the amorphous phase (Leshin et al., 2013; Bish et al., 2013; Meslin et al., 2013). Based on these results, Meslin et al. (2013) suggested that the spatial variations of the surface water content observed from orbit may be partly related to the variations of abundances of hydrated amorphous components.

A reassessment of the 3 μm band in the OMEGA dataset then similarly questioned the interpretation of this band by adsorbed water (Audouard et al., 2014): using a larger dataset and applying a stricter atmospheric filtering on the data, these authors did not confirm the seasonal variations previously reported from OMEGA data at northern high latitudes. Moreover, the surface 3 μm feature was found to be extremely stable with respect to changes in relative humidity. It was then suggested that the 3 μm band at high northern latitudes is also not linked with adsorbed water, and that the increased 3 μm band may be related to a specific polar alteration process involving ice and modifying the amount of tightly bound water within minerals or amorphous phases (Audouard et al., 2014).

Another piece of the puzzle came from laboratory measurements on analogs and meteorites: these measurements revealed that increasing the amount of adsorbed water usually creates an absorption feature at 1.9 μm in addition to the one at 3 μm , while this 1.9 μm band is not observed over most of Mars unlike the ubiquitous 3 μm band, suggesting again that the Martian 3 μm band may not be related to adsorbed water (Pommerol et al., 2009; Pommerol et al., 2011; Beck et al., 2015). Note however that under northern polar latitudes, above 60° N, the 1.9 μm band is observed almost everywhere, with an increasing latitudinal trend similarly to the 3 μm feature (Poulet et al., 2008), which is this time consistent with the hydrated water interpretation for the 3 μm polar increase (Poulet et al., 2008). As in other context (i.e., at lower latitudes), the 1.9 μm band is also an indicator of the presence of hydrated minerals such as phyllosilicates (Poulet et al., 2005), the presence of this 1.9 μm may also suggest a specific widespread presence of hydrated minerals at high northern latitudes. Actually, the presence of hydrated minerals such as phyllosilicates or sulfates also leads to a significant co-increase of the 1.9 μm and 3 μm bands (Jouglet et al., 2007, figure 10).

Remote observations of the high northern latitudes of Mars indeed reveal the presence of other spectral features related to hydrated minerals, in particular sulfates, suggesting the presence of water alteration (Langevin et al., 2005a; Poulet et al., 2008; Massé et al., 2012;

Carter et al., 2016). These identifications are based on features located in the 1 to 2.5 μm wavelength range. Near-IR data first revealed an area about $\sim 240^\circ$ E and $\sim 85^\circ$ N with strong signatures compatible with calcium-rich hydrated sulfates such as gypsum (Langevin et al., 2005a). Note that it has been reported afterward that perchlorates can display similar spectral signatures (Hanley et al., 2015). Weaker signatures of these sulfates (and possibly perchlorates) have then been observed all over the norther circumpolar dune fields surrounding the perennial cap (Massé et al., 2010, 2012). Another candidate for some OMEGA hydration features observed at high northern latitudes is zeolites (Poulet et al., 2010). Large areas of the northern high latitudes actually possess a distinct spectral shape in OMEGA data which may be related to some sort of widespread water-limited alteration (Horgan and Bell, 2012). Such a widespread limited weathering potentially producing hydrated phases may also explain data collected by the Thermal Emission Spectrometer (Wyatt et al., 2004; Michalski et al., 2005).

If hydrated phases concentration within soil is low, such as expected from a limited weathering, then they may not be easily identified in remote observations. Some low-abundance minerals that have been detected through in-situ measurements at northern high latitudes, as e.g. Mg-perchlorates and carbonates at the Phoenix landing site (Boynnton et al., 2009; Hecht et al., 2009) have not yet been detected by orbital observations. This may be due to orbital detection threshold limitations that can be up to 6% for carbonates (Jouglet et al., 2007; Poulet et al., 2010) or to the effect of dust coating which masks underlying materials (Vincendon et al., 2015). Similarly, the hydrated amorphous phase observed by Curiosity (Leshin et al., 2013; Bish et al., 2013; Meslin et al., 2013) is not identified from orbit. This further suggests that low amount of hydrated minerals or amorphous hydrated phases may be widely distributed at high latitudes, without being easily identifiable by OMEGA and the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM), notably within the most widely used 1 to 2.5 μm spectral range. They could however take part in the spectral shape and deepness of the 3 μm H₂O/OH feature, which shows up more rapidly compared to features in the 1 to 2.5 μm range (e.g. Bishop, 2019).

Overall, northern latitudes show complex spectral behaviors related to hydrated mineralogy and/or adsorbed water, some of which are still not uniquely interpreted nor related to lander observations. In this study, we re-analyze OMEGA observations of the north polar regions of Mars to further constrain the origin of the polar increase of the 3 μm feature.

2. Dataset and methods

2.1. OMEGA data

The OMEGA experiment onboard the Mars Express orbiter is a visible and near-infrared imaging spectrometer composed of three different channels covering the 0.38–5.1 μm spectral range, respectively called “V” (0.38–1.05 μm), “C” (0.93–2.73 μm) and “L” (2.55–5.1 μm) channels (Bibring et al., 2004). Observations of the Martian surface using the three channels were conducted from 2004 to 2010. Additional observations are still ongoing with limited spectral coverage, but in this study, we will only deal with pre-2010 measurements. It corresponds to a dataset of 9646 hyperspectral cubes covering most of the Martian surface with a typical spatial sampling of 1 km, varying from 350 m to 5 km depending on the position of Mars-Express on its elliptical orbit. Repeated observations of the same region have been frequently obtained over the mission, in particular at high latitudes where time sampling can be about 10° of L_s (Langevin et al., 2005b, 2007) thanks to the quasi-polar orbit of Mars Express.

While the response of the C channel remains stable from 2004 to 2010, the onboard calibration (OBC) of OMEGA reveals that the L channel response has significantly varied over the mission (Jouglet

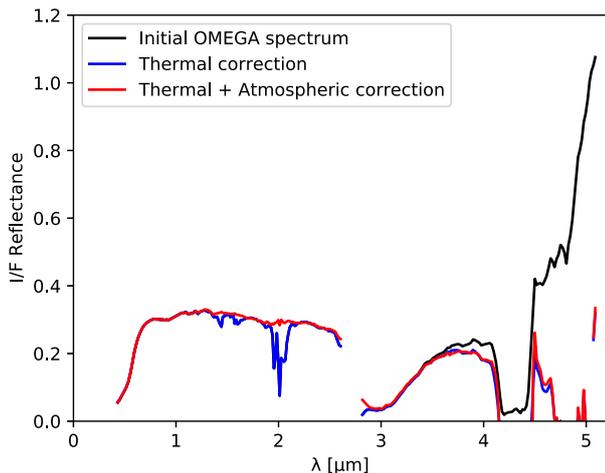


Fig. 1. Thermal and atmospheric corrections steps applied to OMEGA spectra in this study. The black spectrum is an example of initial OMEGA reflectance spectrum (averaged over 9 pixels), the blue spectrum is corrected from the thermal component, and the red one is also corrected from the atmospheric absorption. See text for details. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

et al., 2009). In this paper, we use the adapted instrument transfer function (ITF) that accounts for these variations, as described in Jouglet et al. (2009). Most of our study will however focus on data acquired during MY 27 northern summer (from orbits 923 to 1224, i.e. over L_s 98°–137°), a timeframe over which the ITF was nominal.

As the thermal emission from the planet is of importance for wavelengths larger than 3 μm , we remove this thermal component from each OMEGA data cube using the method described in Jouglet et al. (2007), and thereafter used in other studies based on OMEGA observations (e.g. Audouard et al., 2014). This method relies on the comparison between the observed reflectance at 5 μm , where thermal emission dominates for temperatures greater than about 200 K, and the reflectance at 2.4 μm where the thermal contribution is negligible. We first estimate the theoretical thermal-free reflectance at 5 μm using the measured reflectance at 2.4 μm , assuming a typical spectral shape extracted from Erard and Calvin (1997). We then calculate the appropriate thermal additional contribution that reproduces the observed reflectance at 5 μm . This thermal contribution can then be removed at all wavelengths assuming Planck law. An example is shown in Fig. 1.

We also correct the OMEGA spectra from the atmospheric gas absorption using the method described in Langevin et al. (2005a) and Jouglet et al. (2007). Each OMEGA spectrum is divided by a transmission spectrum of the martian atmosphere computed from a comparison between the base and the top of Olympus Mons, that is scaled to the appropriated atmospheric column height using the 2 μm atmospheric CO_2 absorption band (Fig. 1).

OMEGA data are processed using a Python module developed for this study (“OMEGA-Py”), freely available on GitHub at <https://github.com/AStcherbinine/omegapy>. This module notably includes a re-implementation of the most recent release (“SOFT10”) of the official OMEGA software (IDL routines) available with OMEGA data. It also contains several additional data reduction functions such as build-in atmospheric and thermal corrections (using the methods described above), and graphic tools including interactive visualization of the data or generation of composite OMEGA maps.

2.2. Data filtering

OMEGA has provided a large number of observations: we can thus apply strong filtering on the dataset while keeping a near global coverage of the polar regions. This data filtering is based on criteria

established and detailed in previous studies (e.g. Langevin et al., 2007; Poulet et al., 2007; Ody et al., 2012; Vincendon et al., 2015) that are summarized below.

- To prevent possible effects related to viewing geometry (Pommerol and Schmitt, 2008a), we restrict our study to near-nadir pixels (emergence angle $< 10^\circ$) with an incidence angle $< 70^\circ$.
- As the OMEGA IR detector has been designed and calibrated to operate at temperatures below 80 K, we remove the observation lines that have been acquired with higher temperatures.
- Depending on the hyperspectral cube number, some lines at the beginning and the end of the images have to be removed as they are used for instrument calibration or are usually corrupted (see the OMEGA software *SOFT10_readme.txt* documentation file available on the PSA at <ftp://psa.esac.esa.int/pub/mirror/MARS-EXPRESS/OMEGA/MEX-M-OMEGA-2-EDR-FLIGHT-EXT7-V1.0/SOFTWARE/> for more details).
- Near-saturation of some pixels can occur when observing a surface element brighter than expected (e.g., sun-lighted tilted surfaces). Similarly to the higher quality level criteria defined in Vincendon et al. (2015), we use a conservative threshold of 500 DN for the spectel #40 (corresponding to $\lambda = 1.486 \mu\text{m}$), and reject pixels with lower value to prevent non-linearity effects.
- An instrumental issue perturbs 128 pixels wide observations from orbit 513 to 3283 (see OMEGA software *SOFT10_readme.txt* file) as columns #81 to #96 present 44 corrupted wavelengths. Even if it is possible to recover part of the information, we decided to remove these columns from the study to focus on the more reliable part of the images. Between orbits 2124 and 3283, an additional random noise also affects columns #68 to #128, which are also removed from our study.
- The 3 μm band is very sensitive to the presence of water ice at the surface or in the atmosphere (Vincendon et al., 2011). We remove all pixels with a water ice 1.5 μm absorption (see Table 1) $> 1\%$. We also compute the ice cloud index (ICI) defined in Langevin et al. (2007) as the ratio of the reflectance at $\lambda = 3.40 \mu\text{m}$ over the reflectance at $\lambda = 3.53 \mu\text{m}$ to detect the presence of clouds and remove pixels with an ICI < 0.8 (Audouard et al., 2014).

In addition, 3 μm band depth estimators are known to exhibit a strong dependency to the surface albedo (Jouglet et al., 2007; Pommerol and Schmitt, 2008b), so a specific attention should be taken when comparing regions of different albedo. Thus, in the following, we usually apply restrictions on the value of the reflectance at $\lambda = 2.26 \mu\text{m}$ when studying the spatial evolution of a given criterion.

2.3. Band depth estimators

The spectral estimators used and developed in this study are summarized in Table 1, with their explicit formula.

We first consider three band depths estimators derived from previous studies at 1.5 μm (water ice), 1.9 μm (hydrated minerals or adsorbed water) and 3 μm . For the 1.5 μm and 1.9 μm band depth (BD), we compute the absorption at the center of the band relatively to a continuum defined linearly between two reference points at the extremities of the band. Wavelengths are selected to avoid atmospheric absorption (see Section 2.1). E.g., this is why the reflectance at 1.93 μm is used in the computation of the 1.9 μm BD instead of the reflectance at 1.94 μm (Langevin et al., 2005a). For the quantification of the absorption related to the full 3 μm band observed everywhere on Mars, we have computed the 3 μm normalized integrated band depth under a continuum defined linearly between 2.35 μm and 3.7 μm , as described in Jouglet et al. (2007). This band depth is hereafter referred as the wide 3 μm BD.

We have then defined three new estimators which appeared necessary during the development of this study. A new estimator focus

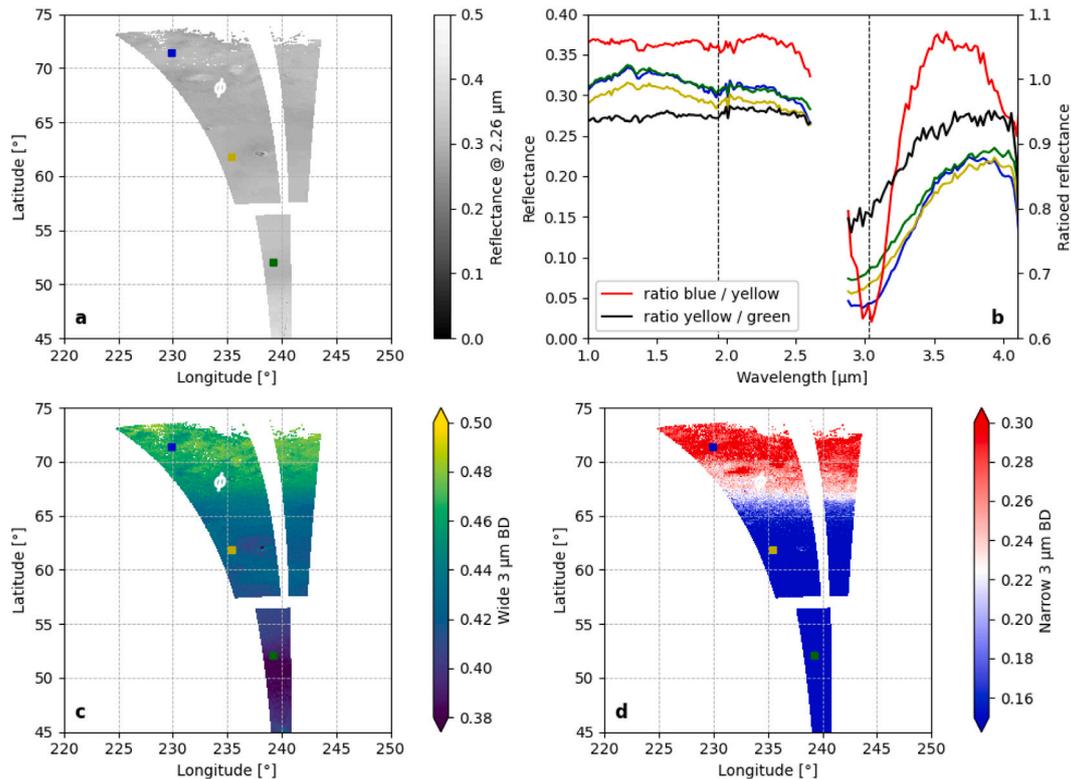


Fig. 2. Maps of OMEGA cubes #3 & #4 from orbit 979 ($L_s = 105^\circ$, local time ~ 3 p.m.) showing the surface reflectance at $2.26 \mu\text{m}$ (a), the wide $3 \mu\text{m}$ BD (c) and the narrow $3 \mu\text{m}$ BD (d). The white “ ϕ ” indicates the position of the Phoenix lander. The blue, yellow, and green spectra of the panel (b) are averaged on a square of 3×3 pixels whose position is indicated by the colored squares on panels (a), (c) & (d). Two ratios of these spectra are also shown on panel (b) in red and black. Dotted lines on panel (b) correspond to wavelengths of 1.94 and $3.03 \mu\text{m}$. We observe on panel (b) that the evolution between 60° N and 70° N (red ratio) is very different from the one between 50° N and 60° N (black ratio) with a narrow signature centered around $3 \mu\text{m}$, which results in a shift of the position of the maximum of absorption of the widespread Martian $3 \mu\text{m}$ band from $2.9 \mu\text{m}$ (yellow & green lines) to $3.0 \mu\text{m}$ (blue line). We also observe an absorption at $\lambda > 3.6 \mu\text{m}$ specific to the red ratio and associated blue spectrum. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 1

Spectral estimators used in this study. $R(\lambda)$ is the reflectance $I/F\cos(i)$ (corrected from both atmospheric and thermal contributions) at the given wavelength λ in μm , and $\bar{R}(\lambda_1, \dots, \lambda_n)$ is the average reflectance from the n spectels corresponding to wavelengths $\lambda_1, \dots, \lambda_n$. For the wide $3 \mu\text{m}$ BD, $Cont(\lambda)$ is the used spectral continuum defined linearly between $2.35 \mu\text{m}$ and $3.7 \mu\text{m}$, and N_λ is the number of spectels between $2.9 \mu\text{m}$ and $3.7 \mu\text{m}$.

Description	Spectral indice
$1.5 \mu\text{m}$ BD (Poulet et al., 2007)	$1 - \frac{R(1.50) + R(1.51)}{R(1.30) + R(1.71)}$
$1.9 \mu\text{m}$ BD (Langevin et al., 2005b)	$1 - \frac{R(1.93)}{0.74R(1.86) + 0.26R(2.14)}$
$2.4 \mu\text{m}$ BD	$1 - \frac{R(2.43, 2.45, 2.46)}{R(2.27, 2.29, 2.30)}$
Wide $3 \mu\text{m}$ BD (Jouglet et al., 2007)	$1 - \frac{1}{N_\lambda} \sum_{\lambda=2.9\mu\text{m}}^{3.7\mu\text{m}} \frac{R(\lambda)}{Cont(\lambda)}$
	where $Cont(\lambda) = R(2.35) + \left(\frac{R(3.7) - R(2.35)}{1.35} \right) (\lambda - 2.35)$
Narrow $3 \mu\text{m}$ BD	$1 - \frac{\bar{R}(2.96, 3.01, 3.03)}{0.67\bar{R}(2.88, 2.90, 2.92) + 0.33\bar{R}(3.19, 3.21, 3.23)}$
$4 \mu\text{m}$ BD	$1 - \frac{\bar{R}(3.94, 3.96)}{\bar{R}(3.69, 3.71, 3.73)}$

on the central part of the $3 \mu\text{m}$ band: it makes it possible to locate a narrow sub-feature within the wide $3 \mu\text{m}$ band. It is called hereafter the *narrow* $3 \mu\text{m}$ BD: the absorption is computed at $3.0 \mu\text{m}$ relatively to a continuum whose reference points are taken at 2.9 and $3.2 \mu\text{m}$ instead of 2.9 and $3.7 \mu\text{m}$ for the usual, previously used wide $3 \mu\text{m}$ BD. Indeed, as the usual wide $3 \mu\text{m}$ feature is almost linear between 2.9 and $3.2 \mu\text{m}$, this criterion traces the concavity in this spectral range related to the presence of the narrow $3 \mu\text{m}$ band (cf. Fig. 2b). As most wavelengths used for this criterion are localized around the bottom of the $3 \mu\text{m}$ band, reflectance values are low due to the strong absorption,

and we average 3 consecutive wavelengths (see Table 1) to increase the signal-to-noise ratio (SNR).

Another spectral feature identified during this work is located at about $4 \mu\text{m}$. In the case of this $4 \mu\text{m}$ band, as we can only see one part of the band because of the strong atmospheric absorption for wavelength larger than $4.06 \mu\text{m}$, we compute a new $4 \mu\text{m}$ BD estimator using a linear continuum equals to the average reflectance value at $\sim 3.7 \mu\text{m}$.

Finally, we will also explore possible correlations with another minor band at $2.4 \mu\text{m}$ for which a new estimator has also been developed, using the calculation principles of the $4 \mu\text{m}$ BD (Table 1).

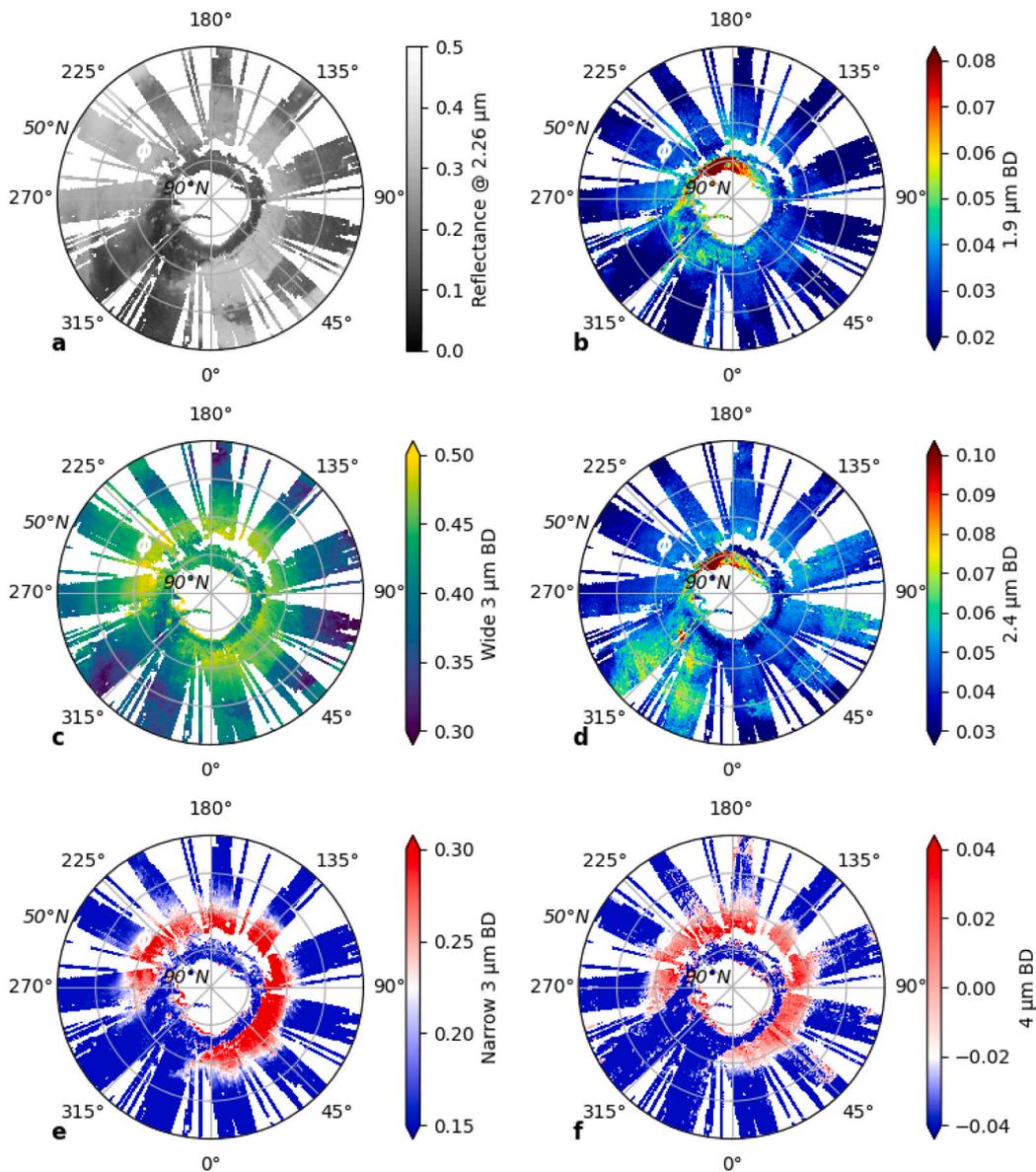


Fig. 3. Maps of the martian north polar regions, showing the surface reflectance at 2.26 μm (a), the 1.9 μm BD (b) the wide 3 μm BD (c), the 2.4 μm BD (d), the narrow 3 μm BD (e) and the 4 μm BD (f). The white “ ϕ ” indicates the position of the Phoenix lander. These composite maps are assembled from OMEGA nadir observations during the northern summer of MY 27 ($L_s = 98^\circ - 132^\circ$), when the response of the C-channel is nominal, i.e. from orbit 923 to 1223 (Jouglet et al., 2009). We observe on panels (e) and (f) the presence of an open ring structure between 68°N and 76°N (referred to the 3 μm northern ring): this surface distribution is specific to the narrow 3 μm BD and 4 μm BD criteria. This region is not correlated with surface albedo variations although it occurs only in bright albedo terrains (a). It is nearly anti-correlated with the 1.9 μm (b) and 2.4 μm (d) absorption features that tend to be observed mainly in dark terrains. The wide 3 μm BD is also shown for comparison in panel (c).

3. Results

3.1. Phoenix landing site area

As discussed in Section 1, Phoenix provided unique ground truth measurements in the north polar region that can be compared to information derived from orbital data.

Fig. 2 illustrates the evolution of surface spectral reflectance over a latitudinal band covering a relatively uniform bright albedo area and crossing the Phoenix landing site at 234° E/68° N. We can see that the wide 3 μm BD progressively increases with latitude, as previously reported (Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007). In panel (b) of the same figure, we show spectra from three different latitudes (52° N, 62° N & 72° N). We can see that the spectral modifications are not progressive with latitudes, in particular between 2.8 and 4.0 μm . Indeed, we observe that the shape of the northern spectrum differs from

the two others (blue versus yellow and green on Fig. 2): the maximum of absorption of the 3 μm band is shifted from $\sim 2.9 \mu\text{m}$ to $\sim 3.0 \mu\text{m}$, and a decrease of the reflectance is observed beyond $\sim 3.8 \mu\text{m}$. This difference of behavior is enhanced in the spectral ratios (Fig. 2b): while the ratio obtained south of Phoenix (black) reveals an increase of the 3 μm band with a typical band shape similar to the actual band prior rationing (minimum at $\lambda \ll 2.9 \mu\text{m}$), the ratio obtained poleward, over the Phoenix area (red), exhibits a strong but narrow absorption band centered on $\lambda \sim 3.03 \mu\text{m}$ (hereafter referred as the narrow 3 μm band) along with a wide shallow absorption band starting at $\lambda \sim 3.6 \mu\text{m}$.

We have then mapped the spatial distribution of this narrow 3 μm band in the surroundings of Phoenix using the new associated spectral criteria defined in Table 1 and Section 2.3. This mapping (Fig. 2d) reveals that this band is observed only above 68° N. The transition

between the area without signature ($< 66^\circ$ N) toward that with the signature ($> 68^\circ$ N) is abrupt, which is very different from the progressive latitudinal gradient observed for the wide $3\ \mu\text{m}$ band (Fig. 2c).

3.2. Spatial distribution

Outside the Phoenix landing site region, we computed the narrow $3\ \mu\text{m}$ BD over the whole OMEGA dataset that contains observations with the 3 channels operating (i.e. up to orbit 8485 and the loss of the C channel) to map the spatial distribution of the newly identified signature at $\lambda \sim 3.03\ \mu\text{m}$. It turns out that the signature is only present in the north polar regions. Fig. 3 shows composite maps of the northern hemisphere (down to 50° N), and we observe on panels (e) and (f) that the narrow $3\ \mu\text{m}$ band is spread over an open ring, crescent-shaped area around the North pole. This open ring area, hereafter referred as the $3\ \mu\text{m}$ northern ring or ring, corresponds to bright regions at latitudes comprised between $\sim 68^\circ$ N and 76° N and longitudes between $\sim 0^\circ$ E and 270° E. The lower (southern) transition to the ring can occur in bright terrains, without changes in terms of surface albedo. Between 30° E and 115° E, the transition is located close to the frontier with low-albedo terrains. The upper (northern) limit of the ring (around 76° N) corresponds to the delimitation between the high-albedo northern terrains and the dark regions around the perennial north polar cap (cf Fig. 4a). Similarly, no detection has been observed in the southward extension of this low-albedo region in Vastitas Borealis, between 280° E and 360° E, while latitudes are comparable to the $3\ \mu\text{m}$ northern ring area. The new detection thus seems to require two conditions for observation: bright albedo and latitudes greater than $\sim 68^\circ$ N.

Fig. 4 shows the spatial distribution of the detection (narrow $3\ \mu\text{m}$ BD values larger than 0.27) over a map of geological units from Tanaka et al. (2005). We observe that it is spread across two main Early Amazonian geological units (referred as Vastitas Borealis marginal and interior units in Tanaka et al., 2005). This suggests that the signature is associated with the superficial composition of the soil overlying both units (OMEGA sensing depth is a few hundreds of micrometers only).

We show in Fig. 5 latitudinal profiles of band depth averages between 45° N and 75° N for two areas crossing the $3\ \mu\text{m}$ northern ring (“A” and “B”). Four spectral estimators are shown: wide $3\ \mu\text{m}$ BD, $1.9\ \mu\text{m}$ BD, narrow $3\ \mu\text{m}$ BD, and $4\ \mu\text{m}$ BD. The values of spectral estimators are averaged over longitude (i.e. image lines), considering only the pixels with a surface reflectance at $2.26\ \mu\text{m}$ between 0.3 and 0.35 to avoid possible interference due to albedo variations. We observe that the wide $3\ \mu\text{m}$ BD and $1.9\ \mu\text{m}$ BD continuously increase with the latitude. On the other hand, both the narrow $3\ \mu\text{m}$ and $4\ \mu\text{m}$ bands present an abrupt increasing step from low to higher values over a few degrees of latitude only.

Actually, as shown in Fig. 3, the spatial distribution of the $4\ \mu\text{m}$ band is similar to that of the narrow $3\ \mu\text{m}$ one. We can see that the correlation between both is excellent. This strongly suggests that both are connected, i.e. that the phenomena ongoing over the $3\ \mu\text{m}$ northern ring is responsible for both absorption features.

3.3. Correlation with other spectral features

We have averaged several latitudinal spectral ratios ($\sim 70^\circ$ N over $\sim 63^\circ$ N) extracted all around the $3\ \mu\text{m}$ northern ring to isolate the mean spectral signature of this newly detected area (see red spectrum in Fig. 6).

We first compare this signature with another spectral ratio taken south of the ring ($\sim 60^\circ$ N over $\sim 50^\circ$ N). This ratio shows that the $3\ \mu\text{m}$ increase from $\sim 50^\circ$ N to $\sim 60^\circ$ N has a different spectral shape compared to that observed at northern latitudes over the ring. We observe that the main differences between these two spectral ratios reside in the $2.8 - 4\ \mu\text{m}$ spectral range. The increase of absorption at $3\ \mu\text{m}$ is noticeably larger between 63° N and 70° N than between 50° N and 60° N, while the latitudinal range is smaller, suggesting

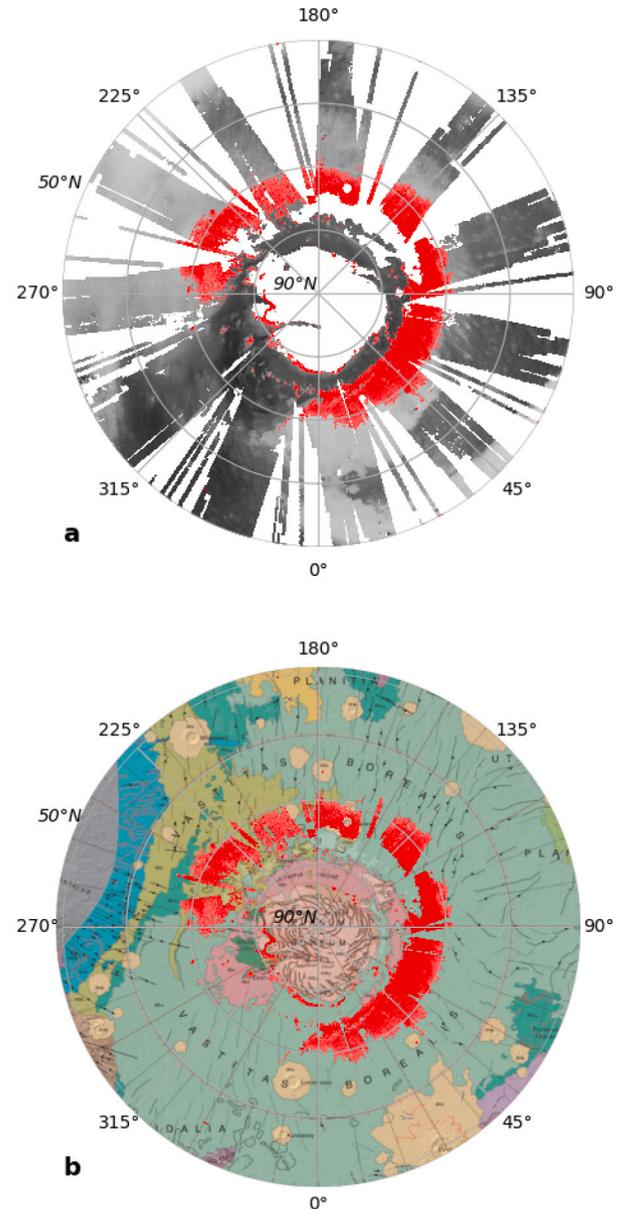


Fig. 4. Overplot of the $3\ \mu\text{m}$ northern ring, defined as the region displaying a narrow $3\ \mu\text{m}$ BD larger than 0.27 (red) over a map of the surface reflectance at $\lambda = 2.26\ \mu\text{m}$ (a), and a geological map of the Martian north regions from Tanaka et al. (2005) (b). We observe that the narrow $3\ \mu\text{m}$ signature is distributed over two main geological units dated Early Amazonian (see Tanaka et al., 2005 for the geological units legend). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

an enhancement of the $3\ \mu\text{m}$ increase over the ring. As previously discussed for the Phoenix region (Section 3.1), we observe again that the spectral shape between both also significantly differs. Over the $3\ \mu\text{m}$ northern ring, we observe a narrow absorption centered on $3.03\ \mu\text{m}$ along with what may be the beginning of a wide absorption at wavelengths larger than $4\ \mu\text{m}$ (starting at $\lambda \sim 3.6\ \mu\text{m}$). Southward, we observe a wider $3\ \mu\text{m}$ absorption centered at $\lambda \sim 2.9\ \mu\text{m}$ and no $4\ \mu\text{m}$ absorption (cf Fig. 6c).

Having a closer look at the $1 - 2.6\ \mu\text{m}$ spectral range, we can observe the presence of some very small absorption features (typically about one percent of absorption in the ratios). The main features that can be identified in the red spectrum are localized at 1.37 , 1.9 , 2.4 and $2.6\ \mu\text{m}$. The $1.37\ \mu\text{m}$ and $2.6\ \mu\text{m}$ band are associated with atmospheric

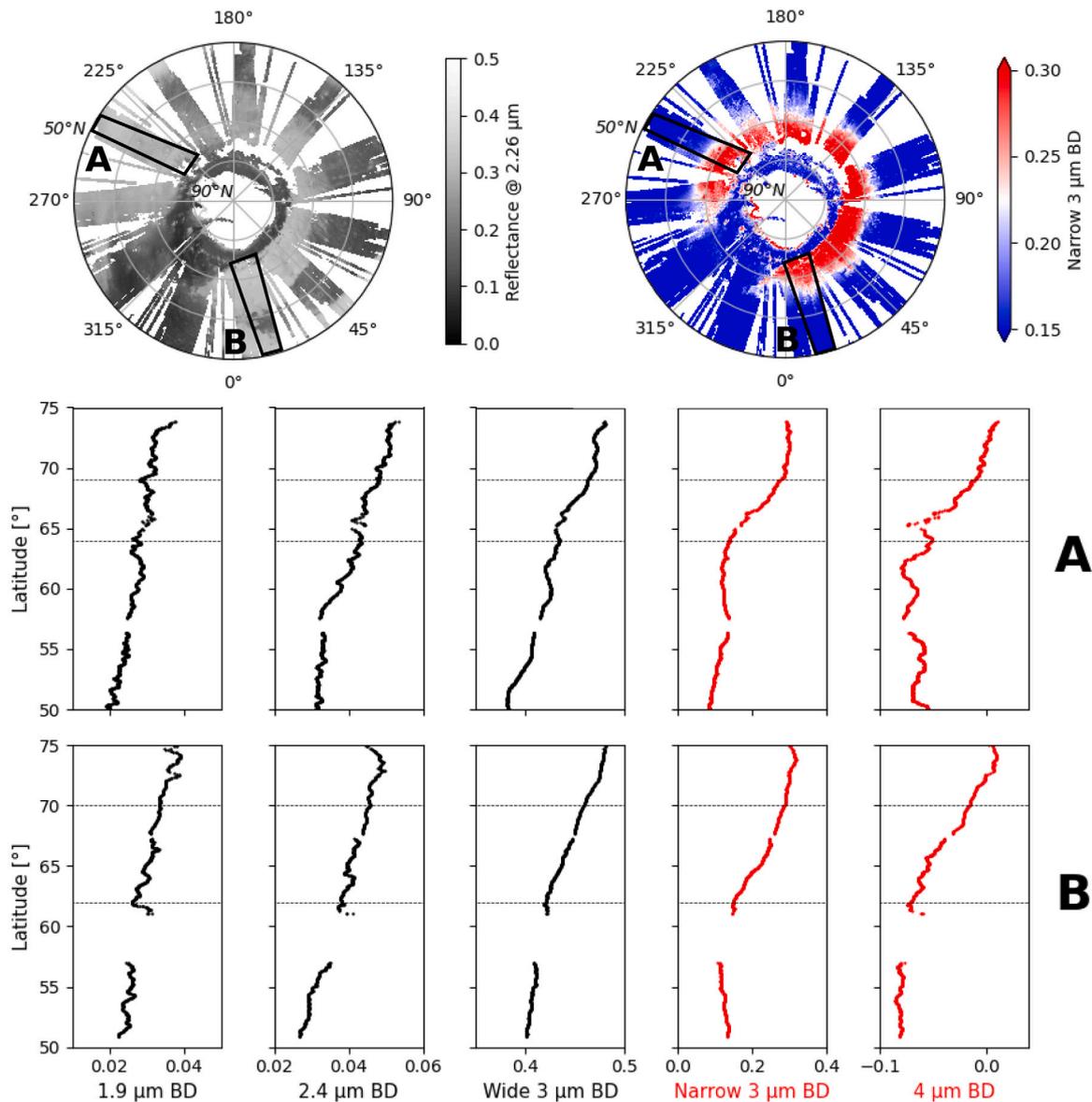


Fig. 5. Latitudinal variations of the 1.9 μm BD, 2.24 μm BD, wide 3 μm BD, narrow 3 μm BD and 4 μm BD between 50° N and 75° N, from two bright regions identified on the albedo and narrow 3 μm BD maps. A: OMEGA cubes 3 & 4 of orbit 979, $L_s = 105^\circ$, MY 27, local time $\sim 15\text{h}$, longitude $\sim 230^\circ\text{E} - 243^\circ\text{E}$ (see Fig. 2). B: OMEGA cubes 2 & 3 of orbit 941, $L_s = 100^\circ$, MY 27, local time $\sim 15\text{h}$, longitude $\sim 5^\circ\text{W} - 20^\circ\text{E}$. Each point is averaged in longitude (image lines), considering only the pixels with a surface reflectance at 2.26 μm between 0.3 and 0.35 to avoid albedo effects in the latitudinal trends of the band depth estimators. Profiles are then smoothed using a moving average. We observe on panel A that if the 1.9 μm , 2.4 μm and wide 3 μm bands show a continuous increase between 50° N and 75° N (black lines), the narrow 3 μm band behaves differently with a step profile: the narrow 3 μm BD ~ 0.12 below 64° N, and jump to ~ 0.3 above 69° N. And a similar two-component trend is also observed for the 4 μm band. For the region of panel B, we observe a less sharp evolution between the two narrow 3 μm band populations, as the transition between the two regimes occurs from $\sim 62^\circ\text{N}$ to $\sim 70^\circ\text{N}$.

water vapor (Encrenaz et al., 2005). As we compute spectral ratio across about ten degrees of latitude, the presence of these water vapor bands in the spectra is consistent with the latitudinal increase of the water vapor content characteristic of this season during which water vapor is released from the cap (e.g. Smith, 2006; Melchiorri et al., 2007; Trokhimovskiy et al., 2015). Note also that the solar incidence angle increases as we go poleward, which results in longer atmospheric path lengths that strengthens differences in ratios. The 1.9 μm and 2.4 μm bands are observed for various hydrated minerals as they result from the stretching and bending vibrations of H_2O molecules and -OH groups (Gendrin et al., 2005; Bishop, 2019). However, the mapping of these absorption bands in the North polar regions (Fig. 3b&d) and their latitudinal profiles in the bright regions (Fig. 5) show that their intensity tends to increase with latitude, but without being correlated to the 3 μm northern ring. In addition, regions that exhibit the strongest

absorption at 1.9 μm and 2.4 μm are not located in the ring either (see Fig. 3 and also Poulet et al., 2008).

3.4. Comparison with the Southern hemisphere

Fig. 6 also presents a typical ratio from the southern polar regions (blue spectrum). As no narrow 3 μm band has been detected in the Southern hemisphere during mapping, the location of the used spectra to calculate the ratio ($\sim 74^\circ\text{S}$ over $\sim 62^\circ\text{S}$, blue spectrum) were chosen to be as close as possible to the conditions of observation of the signature in the Northern hemisphere in terms of albedo and latitude. This spectral ratio confirms that the spectral band shape observed over the 3 μm northern ring is specific to the northern high latitudes: we can see that the maximum of absorption of the 3 μm band occurs at $\sim 2.9 \mu\text{m}$ as for the black spectrum, and that there is no absorption at 4 μm .

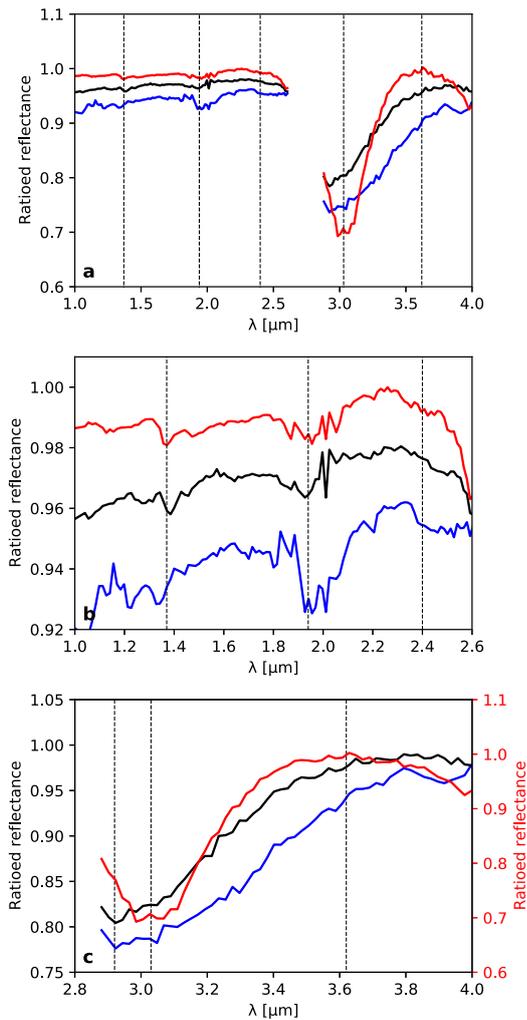


Fig. 6. (a) A typical averaged spectral ratio corresponding to the 3 μm northern ring identified in this study (red) is compared to a ratio obtained outside the ring between 50° N and 60° N (black), and to a ratio from southern bright terrains between 62° S and 74° S (blue). Black dotted lines correspond to wavelengths of 1.37, 1.94, 2.4, 3.03, and 3.62 μm . The red spectrum is the average of 4 ratioed spectra taken along the narrow 3 μm northern ring (longitudes $\sim 15^\circ\text{E}/135^\circ\text{E} / 240^\circ\text{E}/265^\circ\text{E}$). Each one is the ratio of the average of 200 spectra in a bright region at latitude $\sim 70^\circ\text{N}$ over a similar region in albedo at the same longitude and at latitude $\sim 63^\circ\text{N}$, then normalized to the reflectance at 2.26 μm before averaging ratios from different longitudes. The black spectrum is the average of 3 spectra acquired at different longitudes ($\sim 15^\circ\text{E}/240^\circ\text{E}/265^\circ\text{E}$). Each one is the ratio of 200 pixels from a bright region at $\sim 60^\circ\text{N}$ over a region with a similar albedo at the same longitude at $\sim 50^\circ\text{N}$. The blue spectrum is the average of 2 spectra acquired at different longitudes ($\sim 140^\circ\text{E}/205^\circ\text{E}$). Each one is the ratio of 200 pixels from a bright region at $\sim 74^\circ\text{N}$ over a region with a similar albedo at the same longitude at $\sim 62^\circ\text{N}$. (b) & (c) Zooms on the signatures of the C and L channels respectively. On panels (a) & (b) the blue and black spectra have been offset for clarity. On the panel (c) the y-scale of the red spectrum has been adjusted independently for clarity. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

We can notice that several absorption features are present in the 1 – 2.6 μm spectral range in the southern hemisphere, and that they also differ from the north. This will not be discussed here, but information can be found in Poulet et al. (2008) and Carter et al. (2016).

3.5. Time stability

We have looked for time variations of this signature, as a function of year, season, day, or hour.

Due to the Mars Express orbit and our restrictions applied on the emergence and incidence angle (cf Section 2.2), all the observations

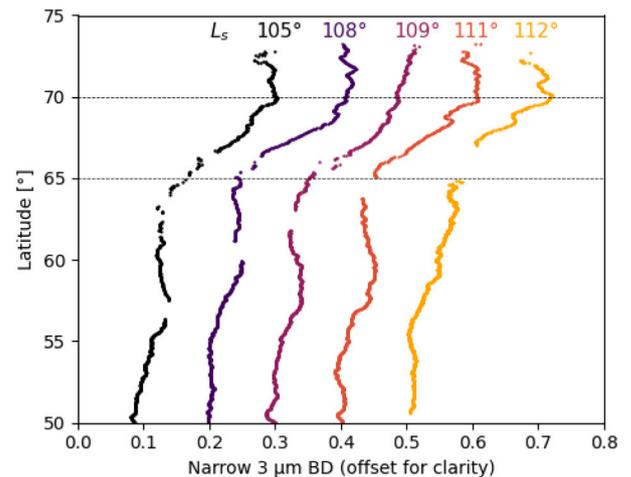


Fig. 7. Profiles of the latitudinal evolution of the narrow 3 μm BD (offset for clarity) from several observations of the Phoenix landing site region at different L_s (orbits 0979, 1001, 1012, 1023 & 1034). Each point is averaged in longitude between 235° E and 240° E (image lines), considering only the pixels with a surface reflectance at 2.26 μm between 0.3 and 0.35 to avoid albedo effects in the latitudinal trends of the band depth estimators. Profiles are then smoothed using a moving average.

used here to compute maps from the Martian northern summer of MY 27 have been acquired in the middle of the afternoon (around 3 p.m.). Fig. 7 shows latitude profiles above the Phoenix landing region derived with 5 successive OMEGA observations taken over ~ 15 days (L_s 105°– 112°). We can see that apart from some small variations due to longitudinal spatial discrepancies between the observations, the narrow 3 μm BD profile remains stable.

We have also compared OMEGA observations acquired in the morning (~ 9 a.m.) and evening (~ 6 p.m.) over different Martian Years (MY 28 to 30). Morning and evening observations imply differences in the observation geometry, essentially in terms of incidence angle: comparing both is not trivial. We did not identify significant variation in the narrow 3 μm BD criteria, despite a wide amplitude in parameters varying with time such as surface temperature.

Overall, available observational constraints suggest that the spatial distribution and spectral shape of this signature are stable with time.

4. Discussion

4.1. Potential atmospheric biases

OMEGA observations of the surface are obtained through the atmosphere. Atmospheric constituents could create an absorption at 3 μm or a modification of the 3 μm band depth or shape. There are three possible atmospheric contributors in this wavelength range: water vapor, water ice clouds/fog, and dust.

Water vapor concentration is at its highest value during northern summer close to the polar cap, with a latitudinal gradient (Smith, 2004, 2006). A spectral ratio between high and low latitudes could thus highlight more water vapor, as discussed in Section 2.3. However, the impact of water vapor on the 3 μm band was previously shown to be negligible considering the expected depth of water vapor features (Jouglet et al., 2007).

Atmospheric dust is known to modify significantly the depth of the 3 μm feature (Audouard et al., 2014). Dust is however not associated with a narrow 3 μm spectral feature such as observed here (Vincendon et al., 2009). Moreover, the amount of dust in the atmosphere, its variability, and its impact on surface spectra has been studied in details for the MY27 northern summer OMEGA observations of the high latitudes (Vincendon et al., 2007): the optical depth of dust decreases by a factor of 2–3 from the summer solstice to mid-summer to reach a

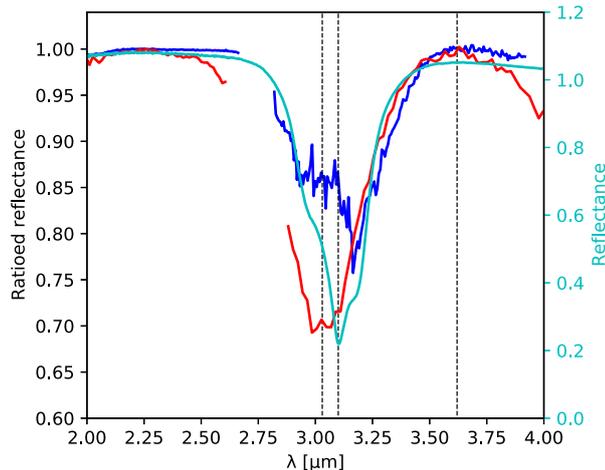


Fig. 8. Comparison between the typical spectral ratio associated with the 3 μm northern ring identified in this study (red, see Fig. 6 for details) and typical small-grained ice transmission spectra. A spectral ratio of a Martian water ice cloud obtained with CRISM is shown in dark blue (adapted from Vincendon et al., 2011), and a spectrum of a 0.74 μm thick film of crystalline water ice measured under a temperature of 145K (cyan) from Trotta (1996), available on SSHADE (Schmitt et al., 2018; Schmitt and Trotta, 1996), is shown in light blue. We observe that the position of the absorption band differs between the spectra: about 3.03 μm for the narrow 3 μm BD, and between 3.1 and 3.2 μm for the small-grained atmospheric or surface water ice. In addition, such small-grained water ice with no weak signatures at 1.5 and 2 μm (see also Vincendon et al., 2011) does not present any 4 μm absorption either, unlike our red spectrum. Black dotted lines correspond to wavelengths of 3.03, 3.1, and 3.62 μm . (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

low value of about 0.3 for which we do not expect any major impact on the 3 μm band (Audouard et al., 2014). Additionally, we do not observe any major modification of the detected spectral feature over that period of changing optical depth (Fig. 7). Overall, it thus seems highly unlikely that the observed spectral feature over the ring can be explained by atmospheric dust.

While water vapor and atmospheric dust can be confidently discarded, atmospheric water ice can create a strong and relatively thin spectral absorption near 3 μm (Vincendon et al., 2011; Stcherbinine et al., 2020). A particular attention was therefore paid to remove water ice clouds through the combination of the 1.5 μm BD and ICI water ice criteria (see Section 2.2). Nevertheless, as the 3 μm band is stronger than the 1.5 μm , some thin water ice clouds modifying the 3 μm band could remain unfiltered. We illustrate this possible effect on Fig. 8 with a typical water ice cloud spectral ratio derived on Mars with CRISM data (Vincendon et al., 2011). We can see that a 3 μm atmospheric water ice signature with a significant depth comes with other fainter features at 1.5 μm and 2 μm that are not observed over the 3 μm northern ring (Fig. 6). In addition, the 3 μm absorption feature due to water ice clouds differs from the observed narrow 3 μm band, as ice absorption peaks at $\sim 3.1 - 3.2 \mu\text{m}$. Water ice clouds with smaller particle sizes ($r_{\text{eff}} \sim 0.1 \mu\text{m}$), such as those observed frequently at high altitude (Stcherbinine et al., 2020; Luginin et al., 2020; Liuzzi et al., 2020), may produce a narrower 3 μm absorption band without significant signatures at 1.5 or 1.9 μm (Vincendon et al., 2011, figure 4). However, such clouds do not have a 4 μm absorption feature and their 3 μm absorption is centered on $\sim 3.1 \mu\text{m}$ instead of 3.03 μm . Overall, observed spectral properties are thus not easily explained by atmospheric water ice. Additionally, as mentioned in Section 3.5, the spatial distribution and depth of the narrow 3 μm signature are stable over several mid-afternoon observations taken a few degrees of L_s apart (cf Fig. 7) and do not show major variation between morning ($\sim 9 \text{ a.m.}$) and evening ($\sim 6 \text{ p.m.}$) observations (Section 3.5), while water ice clouds could be expected to vary (Szantai et al., 2021).

4.2. Exposed surface water ice

The discovery of a northern polar ring, reported here, is only observed poleward of a clear boundary located at $\sim 68^\circ \text{ N}$. Its additional 3 μm band is frequently linked with water and presents some first-order similarities with water ice (Fig. 6). As atmospheric water ice has been discarded previously, it is worth investigating the potential implication of surface water ice.

At such latitudes, the perennial subsurface ice of the permafrost is close to the surface (Bandfield and Feldman, 2008) and was exposed by the Phoenix robotic arm did (Arvidson et al., 2009) after digging the ground. However, the permafrost distribution in the polar regions (Bandfield and Feldman, 2008, Figure 8) does not match the area detected here, especially between $\sim 200^\circ \text{ E}$ and 270° E , where the permafrost remains very close to the surface down to 50° N , while the spectral transition toward the ring-shaped area occurs around 68° N (see Section 3.1). Actually, water ice buried a few cm below the surface would be missed by OMEGA as it can only sense the first few micrometers. When some subsurface water ice was exposed in a trench dug by the Phoenix robotic arm, observations showed that it quickly sublimated (Arvidson et al., 2009), so permafrost is unstable at the surface. However, local exposure of pergelisol outcrops have been reported in the northern mid-latitudes on pole-facing slopes (Dundas et al., 2018; Harish et al., 2020; Dundas et al., 2021). These are subpixel compared to OMEGA resolution, and we could expect such subsurface ice exposures to be more frequent in the northern high latitudes. Dundas et al. (2021) however show that it is not the case for the type of exposure they analyzed. Nevertheless, we have tried to simulate the spectral signature that OMEGA would have observed by looking at such subpixel permafrost exposures (Fig. 9). We simulated the impact of a spatial mix between an observed spectrum of perennial water ice (particle sizes $\sim 1 - 10 \mu\text{m}$) and a typical ice-free high latitude spectrum from Fig. 6. We observe that even for a few percent of water ice coverage, the spectral ratios exhibit 1.5 μm and 2 μm absorption bands with intensities comparable to the 3 μm absorption, along with a bluer spectral slope in the 1 – 4 μm range. However, neither the blue spectral slope nor sufficient 1.5 μm or 2 μm absorption compared to the intensity of the 3 μm feature are present in the 3 μm northern ring. Overall, these spatial and spectral considerations contradict a subpixel permafrost exposures explanation.

Small-grained seasonal surface water ice could also persist throughout summer, e.g. in some subpixel shadowed areas. Seasonal water ice is known to be present and stable over shadowed pole-facing slopes earlier and later in the season compared to the seasonal cap (Carrozzo et al., 2009; Vincendon et al., 2010), and some surface water ice patches have been observed in the Phoenix region even during the northern summer (Seelos et al., 2008; Cull et al., 2010). Additionally, the presence of water ice frost that forms during nighttime and remains in the early morning has also been observed by the Viking Lander 2 Camera 2, the Phoenix lander Surface Stereo Imager (SSI) and CRISM observations of the region from $L_s \sim 109^\circ$ (Cull et al., 2010). Up to $L_s \sim 109^\circ$ the Phoenix landing site exposed surface is however ice-free throughout the day (Cull et al., 2010). Our observations were performed in the mid-afternoon ($\sim 3 \text{ p.m.}$) from $L_s 98^\circ$ to 137° , and no surface water ice have been observed during the afternoon hours under Phoenix latitudes between $L_s \sim 55^\circ$ and $L_s \sim 156^\circ$ (Cull et al., 2010), except well-known perennial patches of water ice in craters. Additionally, observations of water ice or frost in the shadows of pole-facing slopes or craters with CRISM or OMEGA (Carrozzo et al., 2009; Vincendon et al., 2010; Harish et al., 2020) exhibit a 1.5 μm absorption of a few percent depth along with a stronger 2 μm absorption feature, while we do not detect these features. Very small water ice particles are needed to produce a 3 μm band without detectable feature at $\lambda = 1.5 \mu\text{m}$: an optical path length of only 4 μm within ice is supposed to be sufficient for OMEGA to detect ice at $\lambda = 1.5 \mu\text{m}$ according to Vincendon et al. (2010). We show in Fig. 8 the spectral properties of

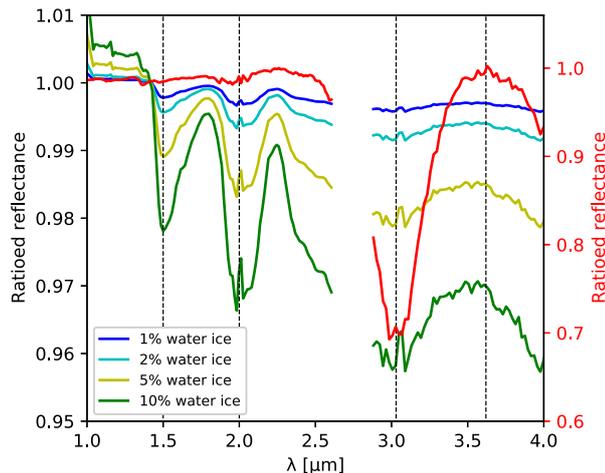


Fig. 9. Ratios of spectra simulated with a spatial mix between an OMEGA water ice spectrum and a reference spectrum below the 3 μm northern ring ($\sim 63^\circ \text{N}$ / 241°E) for various amount of water ice, over the same reference spectrum, compared to the typical spectral ratio of the 3 μm northern ring (red, see Fig. 6 for details). The water ice spectrum is an average of 9 spectra of the edge of the North polar cap (cube 0965_2, $\sim 83^\circ \text{N}/133^\circ \text{E}$). We observe that even for small amounts of surface water ice within the observed region (1%–2%), noticeable 1.5 μm and 2 μm absorption band appears in the spectral ratio, along with a blueish spectral slope. Black dotted lines correspond to wavelengths of 1.5, 2.0, 3.03, and 3.62 μm . (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

a 0.74 μm -thick surface water ice measured at 145K from Schmitt and Trotta (1996) compared to the spectral signature identified here. We observe that even if the width of the two 3 μm absorption bands are similar, there is a mismatch between their respective positions with a peak at 3.03 μm compared to 3.13 μm for the water ice signature. The ice spectrum also lacks the 4 μm absorption observed in OMEGA data.

Thus, several issues challenge our attempts to explain the spectral feature of the 3 μm northern ring with surface ice, either as large- or small-grained.

4.3. Adsorbed water

Water adsorption refers to weak bonds between water molecules and a mineral surface, that can occur (Milliken et al., 2007) through exchanges with atmospheric vapor (Jouglet et al., 2007). As discussed in Section 1, it has been suggested that adsorbed water may be the main explanation for the high latitude increase of the 3 μm band (Jouglet et al., 2007; Poulet et al., 2008, 2010), although this interpretation has been questioned (Audouard et al., 2014).

The increase of the 3 μm spectral feature related to the water adsorption process comes generally along with an increase of the 1.9 μm band (Pommerol et al., 2009, figure 16 and Beck et al., 2015). However, we observe that the narrow 3 μm and the 4 μm bands identified in this study over the 3 μm northern ring are anti-correlated with the areas where the 1.9 μm band is high (Fig. 3). Additionally, the spectral ratio typical of the detected area does not contain a significant 1.9 μm band (Fig. 6), although the 1.8 – 2.1 μm range may contain a shallow absorption ($< 1\%$). This does not favor the adsorbed water hypothesis.

We compare in Fig. 10 the spectral ratio of the 3 μm northern ring to spectral ratios of a Volcanic tuff sample with different levels of hydration from Pommerol et al. (2009). This sample was chosen because it does not present a strong absorption at 1.9 μm , but a variation of the 3 μm band. We have however checked that the spectral behavior of adsorbed water estimated with this sample was typical of other samples presented in Pommerol et al. (2009). We can see that the adsorbed water spectral shape does not compare well with the spectral ratio of the 3 μm northern ring. Indeed, we can see that the 3 μm

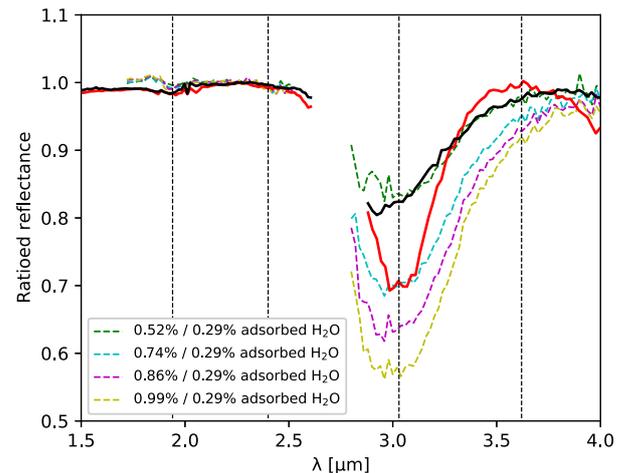


Fig. 10. Comparison between high latitude OMEGA spectral ratios and ratios of laboratory materials with different amount of adsorbed water. The spectral ratio identified in this study over the 3 μm northern ring (red solid line) and the ratio obtained outside the 3 μm northern ring between 50°N and 60°N (black solid line) (see Fig. 6 for details) are compared to colored dotted spectra corresponding to ratios of spectra acquired on the same Volcanic tuff sample at different amounts of adsorbed H_2O from Pommerol et al. (2009) and available on SSHADE (Schmitt et al., 2018; Pommerol and Schmitt, 2007). Black dotted lines correspond to wavelengths of 1.94, 2.4, 3.03, and 3.62 μm . (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

band associated with water adsorption is significantly wider than the narrow 3 μm absorption and that the adsorption spectra are unable to reproduce the decrease of reflectance between 3.7 and 4 μm . The 3 μm northern ring spectral signature thus seems to be related to another process, and adsorbed water does not seem to be the main explanation for the 3 μm band increase observed poleward 68°N .

On the other hand, we observe that the spectral ratio obtained southward of the 3 μm northern ring, that is between 50°N and 60°N , provides a reasonable 3 μm shape match with adsorbed water (Fig. 10), along with a small 1.9 μm band that is also consistent with adsorbed water (Fig. 6). The observed spectral evolution between 50°N and 60°N may thus reveal an increase in the amount of adsorbed water south of the ring. However, the observed minimum of the 3 μm band is at $\sim 2.9 \mu\text{m}$ in the observed ratio, which is not comparable to adsorbed water. Additionally, as discussed previously (Section 1), adsorbed water is difficult to reconcile with the temperatures required to release the water from the soil measured by Phoenix (Smith et al., 2009) and the lack of temporal variability of the 3 μm band (Audouard et al., 2014). The fact that such an increase of adsorbed water would not be observed at the higher latitudes of the ring is also puzzling. Alternatively, an increasing amount of hydrated minerals with latitude would also result in such a spectral ratio with 3 μm and 1.9 μm bands of comparable shapes (Jouglet et al., 2007; Beck et al., 2015). The spectral ratio obtained southward of the 3 μm northern ring may thus indicate the presence of an enhanced hydration within minerals or amorphous phases south of the ring.

4.4. Surface salts

As discussed in previous sections, the spectral signature identified over the 3 μm northern ring does not seem to be associated with atmospheric, icy or adsorbed water phenomena. Consequently, it must relate to some sort of modification of the physical and/or chemical properties of the surface.

Studies of the mineralogy of the north polar regions have revealed that the highest amounts of hydrated minerals detectable in the near-IR seem to be located in the low-albedo regions surrounding the

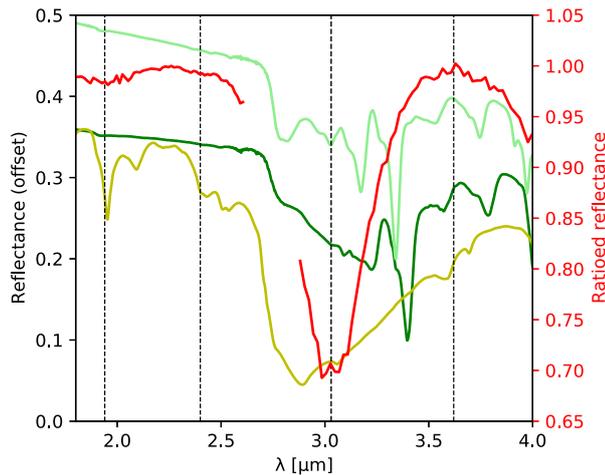


Fig. 11. Comparison between the typical spectral ratio associated with the 3 μm northern ring band (red, see Fig. 6 for details) with laboratory spectra of various perchlorates: synthetic anhydrous samples of KClO_4 (dark green, JB983, rescaled by a factor 3 and offset for clarity) and NaClO_4 (light green, JB982, rescaled by a factor 3 and offset for clarity); and a natural salt from the Atacama desert in Chile in yellow (JBE47), with particles sizes lower than 125 μm . Black dotted lines correspond to wavelengths of 1.94, 2.9, 3.03, and 3.62 μm . RELAB spectra downloaded from the PDS spectral library (Milliken, 2020). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

perennial polar cap (Langevin et al., 2005a; Poulet et al., 2008; Massé et al., 2010, 2012). This area also presents a high density of dune fields (Tanaka and Hayward, 2008; Massé et al., 2012). These polar hydrated minerals have been mostly identified as Ca-sulfates, and more specifically gypsum (Langevin et al., 2005a; Horgan et al., 2009; Massé et al., 2010, 2012). The highest concentration is located in the Olympia Undae deposit (Langevin et al., 2005a). Perchlorates are an alternative candidate for the spectral shapes typical of these latitudes (Massé et al., 2010; Hanley et al., 2015). While these low albedo terrains are not included in the area of the 3 μm northern ring (see previous discussion), this indicates that sulfates, in particular Ca-sulfates, and possibly perchlorates, are abundant and widespread in the northern polar regions. The Phoenix lander is on the contrary located within the 3 μm northern ring. Phoenix also provided indication that sulfates (notably Mg-sulfates) and, with lower concentrations, perchlorates, participate in the composition of high altitude soils with typical concentrations of a few weight % (Boynton et al., 2009; Hecht et al., 2009; Smith et al., 2009; Toner et al., 2014).

We first compare our signature with spectra from various perchlorate salts in Fig. 11. Anhydrous samples are featureless at wavelengths lower than 2.6 μm , similarly to the 3 μm northern ring spectral signature, but with a very different spectral shape at longer wavelengths devoid of a marked 3 μm band. On the other hand, hydrated perchlorate salts do have a strong 3 μm band but centered at 2.8–2.9 μm and accompanied with other features notably at shorter wavelengths, which is again poorly compatible with the 3 μm northern ring spectral signature.

The observed 4 μm absorption in our OMEGA spectra shows some similarities with the bluer wing of the wide 4.4 – 4.7 μm absorption of sulfates due to SO_4 vibrations harmonic (Bishop et al., 2014; Bishop, 2019). We compare in Fig. 12 the spectral signature of the 3 μm northern ring with typical OMEGA spectra of previously identified sulfates-rich areas: Olympia Undae (Langevin et al., 2005b) and Terra Meridiani (Gendrin et al., 2005). These hydrated sulfates are associated with strong 1.9 and 2.4 μm absorption bands not clearly observed in the 3 μm northern ring spectrum. They also provide a poor fit of the 3 μm band, with a wider shape and a band center shifted toward longer wavelengths.

The lack of any significant signature in the 1 – 2.5 μm spectral range may suggest a weakly-hydrated sulfate (Bishop et al., 2014).

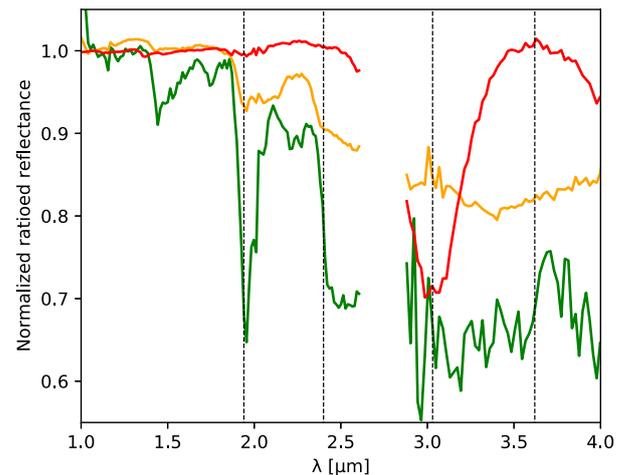


Fig. 12. Comparison between the typical spectral ratio associated with the 3 μm northern ring (red, see Fig. 6 for details) and ratios obtained over areas previously identified by OMEGA as sulfates-rich at Terra Meridiani (orange, $\sim 1.7^\circ \text{N} / 0.1^\circ \text{W}$ over $\sim 0.5^\circ \text{N} / 0.4^\circ \text{E}$) and in the north polar region of Olympia Undae (green, $\sim 80.1^\circ \text{N} / 244.1^\circ \text{E}$ over $\sim 77.4^\circ \text{N} / 68.9^\circ \text{E}$). The ring spectrum is not comparable to previously reported OMEGA sulfates spectra. Black dotted lines correspond to wavelengths of 1.94, 2.9, 3.03, and 3.62 μm . (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Such sulfates are known to be present on Mars since a small amount of anhydrite has been detected in Gale Crater by MSL (Bish et al., 2013). We compare the spectrum identified in this study over the 3 μm northern ring to anhydrite in Fig. 13. The 4 μm band shape, the relative depth of the 4 and 3 μm bands, and the narrow 3 μm band width can be reproduced by the anhydrite sample. However, the 3 μm band minimum in this anhydrite sulfate sample is not located at the same wavelength as in our observed spectrum. The spectrum of the 3 μm northern ring is also compared to another anhydrite sample that contains minor admixtures (Bishop et al., 2014): this lowers the overall quality of the fit, but we can see that a subtle contamination of this sulfate by other mineral components shifts the minimum of the 3 μm band to longer wavelengths, bringing it closer to our observation.

Studies of the distribution of gypsum across the north circumpolar dune field showed evidence for eolian processes that may have scattered the gypsum away from a few dune field reservoirs (Horgan et al., 2009; Massé et al., 2012). The smallest grains could have been transported further away, and could have accumulated in the bright area, as bright areas on Mars usually correspond to areas where erosion of fines and dust is less efficient. Exposed to southern, warmer conditions, gypsum grains could have undergone desiccation toward bassanite and then even to anhydrite (Poitras et al., 2018). Alternatively, such desiccation could have occurred at the source and could have then facilitated fracturing, producing smaller and wind transportable grains. These desiccated sulfate grains could have been transported further away by winds compared to larger gypsum grains.

We compare in Fig. 14 two gypsum spectra obtained for two different grain sizes. While the gypsum spectrum in itself provides a poor fit to our observed spectrum, the ratio of the small grain size over the larger grain size provides a relatively satisfactory explanation for the narrow 3 μm band of the ring. This may indicate that reducing the grain size of calcium-sulfates can produce the spectral evolution observed at the 3 μm northern ring. The 4 μm feature is however absent of the gypsum ratio of two sizes, so reducing the size does not seem to be enough. Additionally, this interpretation would require calcium sulfates with larger grains to be present southward of the identified area, as our spectrum is a ratio between 70°N and 63°N , while observational evidence for gypsum have been obtained essentially poleward. Southward, as discussed in Section 4.3, terrains located between $\sim 50^\circ \text{N}$

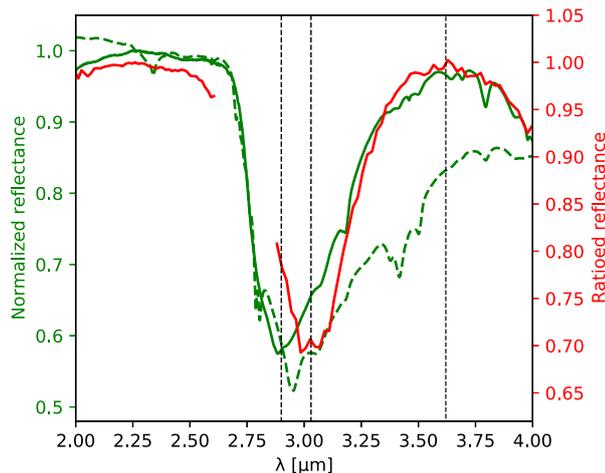


Fig. 13. Comparison between the typical spectral ratio associated with the 3 μm northern ring (red, see Fig. 6 for details) and RELAB spectra (green) of Ca-sulfate anhydrite (solid line: GDS42; dashed line: JB641 A). The GDS42 anhydrite provide a satisfactory fit of the 4 μm absorption, the lack of absorption in the $\sim 2 \mu\text{m}$ spectral range, and the narrowness of the 3 μm band, but with a band minimum at $\sim 2.9 \mu\text{m}$ that is not comparable to the ring. The JB641 A anhydrite does not have a 4 μm feature nor a narrow 3 μm band, but its 3 μm band is centered on $\lambda \sim 3.0 \mu\text{m}$ similarly to the ring. Black dotted lines correspond to wavelengths of 2.9, 3.03, and 3.62 μm . RELAB spectra downloaded from the USGS spectral library (Kokaly et al., 2017) and PDS spectral library (Milliken, 2020). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

and $\sim 65^\circ \text{N}$ do show enhanced hydration spectral features at 1.9 μm and 3 μm that may be related to hydrated phases such as hydrated minerals. This could indicate that soils south of the 3 μm northern ring actually contain more altered phases compared to equatorial latitudes, as previously proposed (see Section 1). The 3 μm northern ring would then correspond to a latitude transition beyond which these phases are modified.

While a sole modification of the grain size does not seem to explain all observed features (notably, the 4 μm band, see previous paragraph), one could imagine that, if low amount of sulfates are already present south of the 3 μm northern ring, increasing the latitude can modify the hydration level of sulfates and produce the observed spectral features in ratios. To test this hypothesis, we compare in Fig. 14b our observation to a ratio of two samples of jarosite from two different locations on Earth. Jarosite is a hydrous sulfate of potassium and ferric iron detected on Mars by the Opportunity rover (Klingelhöfer et al., 2004) which may form under icy conditions (Niles et al., 2020). Both samples are described as jarosite mixture with similar grain sizes lower than 45 μm . One of the two samples appears more hydrated from the 1.9 μm band depth. Ratioing the spectra of these two samples results in a spectral shape that presents some similarities with our observation, with both a narrow 3 μm band centered at the appropriate wavelength and a decrease toward 4 μm . This example illustrates that increasing the amount of hydration of sulfates may result in a spectral ratio consistent with our observations. Actually, there are indications that soils contain minor amounts of anhydrous sulfates (anhydrite) even at equatorial latitudes (Bish et al., 2013), so trace amount of lowly hydrated sulfates may already be present southward of the ring.

We also computed in Fig. 15 spectral ratios between the perchlorates samples discussed previously in Fig. 11. While none of these ratios provide a satisfactory explanation on his own, they illustrate again that ratioing salts spectra from different samples may result in 3 μm bands that share some of the characteristics (narrowness or band center) of the 3 μm northern ring. As indicated by Phoenix measurements, the salts content of soil at these latitudes probably results from a mixture of various species (Boynton et al., 2009; Hecht et al., 2009; Smith et al., 2009; Toner et al., 2014), which could explain why none of

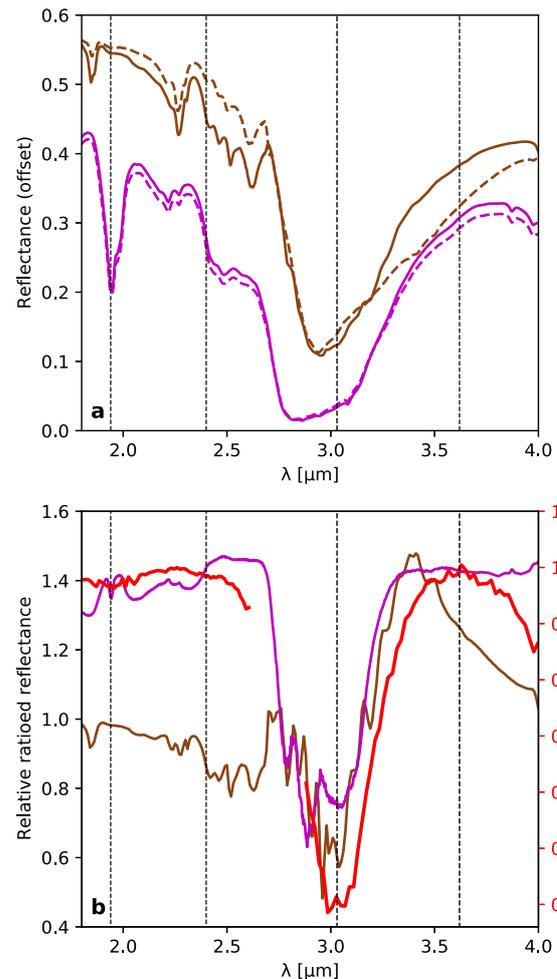


Fig. 14. (a) RELAB spectra of Jarosite (brown, offset of 0.1 for clarity) from two different places: Rublev (solid line, JBA78) and St Leger (dashed line, JB701); and spectra of Gypsum (purple, JBE64) for two grain size: $< 45 \mu\text{m}$ (solid line) and 45–90 μm (dashed line). (b) Brown: ratio of jarosites (Rublev over St Leger); Purple: ratio of gypsum ($< 45 \mu\text{m}$ over 45–90 μm rescaled by a factor 4 for clarity); Red: spectral ratio associated with the 3 μm northern ring. Both sulfates ratios exhibit a narrow 3 μm band that can be compared to that of the ring, along with an absorption at 4 μm for the brown spectrum. Black dotted lines correspond to wavelengths of 1.94, 2.4, 3.03, and 3.62 μm . RELAB spectra downloaded from the PDS spectral library (Milliken, 2020). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the spectra or ratios used here for comparison perfectly explain the observed spectral shape, as they are each inherited from relatively pure samples. The 3 μm northern ring may then result from a modification of the hydration of a mixture of various salts contaminants in the soils.

Overall, while the exact mechanism responsible for the spectral signature of the ring is not firmly identified, available constraints point toward a possible contribution of salts, notably sulfates, but also possibly perchlorates, in a context of hydration state change and/or grain size change. We summarize the putative formation scenarios mentioned in the previous paragraphs in Fig. 16. As our observed 3 μm northern ring is superficial and overlays different geological units dated from early-Amazonian (cf Section 3.2), we are probably observing a relatively recent process. This process may be currently acting and somehow related to the seasonal ice cap (Audouard et al., 2014) that cover the area every winter, although this association is not clear as the cap extent at southern latitudes, down to near 50°N (Appéré et al., 2011). Alternatively, this modification of the surface may be related to a longer timescale. Mars high latitudes are currently covered by a mantle that is thought to have been deposited during past glaciations

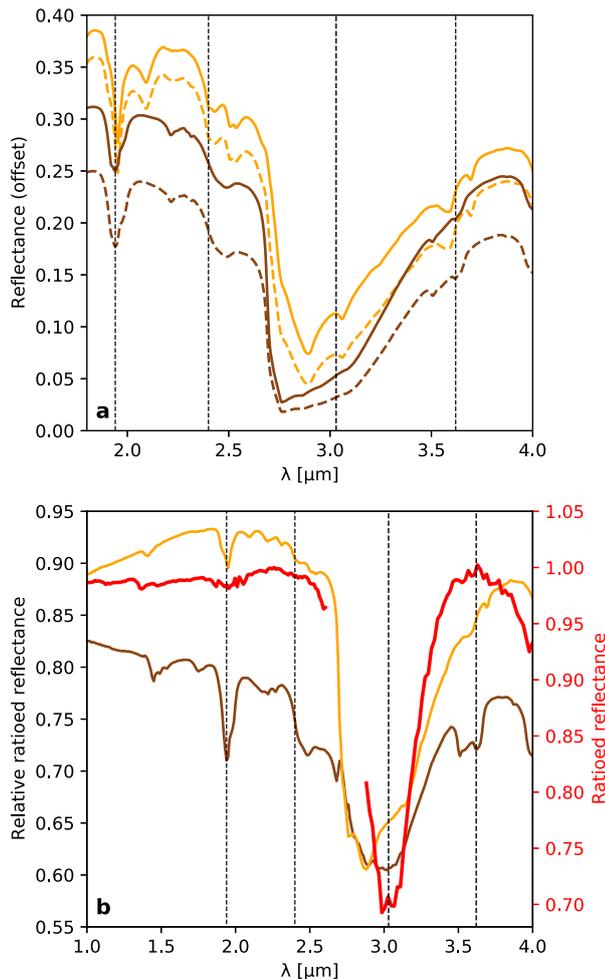


Fig. 15. (a) RELAB spectra of natural perchlorate salts from the Atacama desert in Chile. In orange, two different samples with particles sizes lower than 125 μm (dashed line JBE47, solid line JBE48). In brown, a third sample (JBE49) for two ranges of particle sizes: lower than 125 μm (solid line), and between 125 and 250 μm (dashed line). (b) Comparison between the typical spectral ratio associated with the 3 μm northern ring band (red, see Fig. 6 for details) and perchlorate salts ratios calculated using the laboratory spectra shown in panel (a). Orange: ratio of two natural samples with particles sizes lower than 125 μm (JBE47/JBE48); the presence of the 1.9 μm band in the ratio may indicate an hydration level difference between both. Brown: ratio of the 125–250 μm over the < 125 μm size for the JBE49 sample. Black dotted lines correspond to wavenumbers of 1.94, 2.9, 3.03, and 3.62 μm. RELAB spectra downloaded from the PDS spectral library (Milliken, 2020). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

over the last million years (Head et al., 2003). In both hemispheres, this ice-rich mantle is considered to be present and uniform poleward ~ 60°, while being only partially preserved equatorward (Head et al., 2003). Sulfates formation can be associated with ice on Earth and this has been proposed as an explanation for sulfates formation on Mars at high northern latitudes (Massé et al., 2010) or near the equator (Niles and Michalski, 2009), either through authigenic formation within ice or associated with atmospheric ice condensation and precipitation (Massé et al., 2010). Widespread spectral features possibly related to sulfates have been observed at high southern latitudes (Poulet et al., 2008; Wray et al., 2009; Ackiss and Wray, 2014; Carter et al., 2016), and widespread spectral signatures potentially linked with limited water alteration have been observed at high northern latitudes in this study (see Section 4.3 and previous paragraph) and previously (Wyatt et al., 2004; Michalski et al., 2005; Horgan and Bell, 2012). The 3 μm northern ring identified in this study north of ~ 65° N may then highlight a modification of such a widespread sulfates contamination. This modification

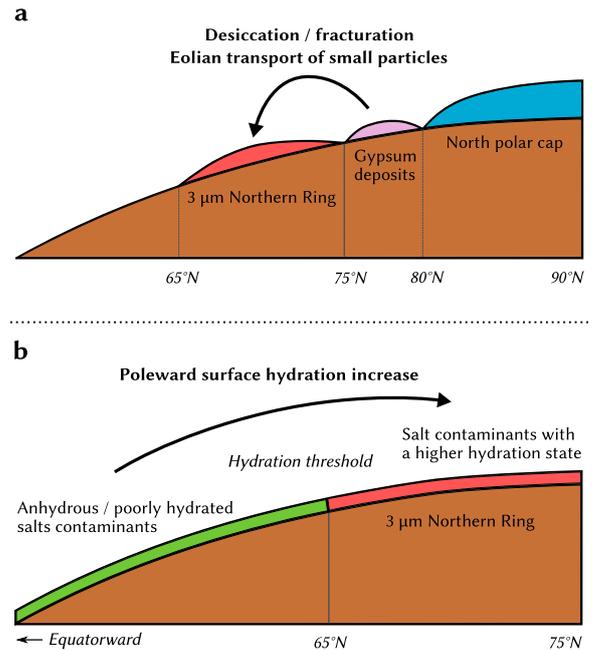


Fig. 16. Schematic drawings of two possible scenarios for the formation of the 3 μm northern ring. (a) Hydrated salts from the northern regions are transported to lower latitudes through eolian processes with a possible contribution of fracturation and desiccation either at source or arrival site. (b) A ~ 65° N latitude threshold separates two hydration states of salts (sulfates and/or perchlorates) contaminants within soils, with more hydration over the 3 μm northern ring.

could be a hydration state increase occurring once a latitude threshold is crossed in the northern hemisphere where the amount of water vapor and the overall atmospheric pressure are higher (see Fig. 16b).

5. Conclusion

In this paper, we report and characterize the detection of a new spectral feature defined by a deep and relatively narrow 3 μm band, centered at 3.03 μm, that differs from the usual Mars 3 μm band, coupled with a shallow but significant wide 4 μm feature. This spectral signature appears to be specific to the bright regions located at high northern latitudes. More precisely, the detection occurs over a wide, open ring area surrounding the cap between ~ 68° N and ~ 76° N and extending from ~ 0° E to ~ 315° E. This area includes the Phoenix landing site and is referred as the “3 μm northern ring” in this study.

A detailed study of the spectral properties observed in this ring (3 μm band shape, association with other spectral features, time variability) leads to rule out atmospheric and water-ice explanations. The spectral properties cannot be explained by an increase in the amount of weakly bound adsorbed water either.

The ring appears to possess a specific surface signature that may relate to some sort of modification of the physical or chemical properties of the ice-free soils. The ring occurs north of terrains where a progressive latitudinal increase of surface hydration (1.9 μm and 3.0 μm bands) is observed. The spectral signature of the ring does however not correlate with signatures in the 1 – 2.5 μm spectral range, despite the presence of specific hydrated signatures at similar latitudes in nearby dark terrains.

First comparisons with spectra from libraries suggest that salts, notably sulfates, and possibly perchlorates, may play a role. The most promising comparisons are obtained with the anhydrous Cal-sulfate anhydrite or with ratios of sulfates and/or perchlorates spectra suggestive of an hydration or a grain size modification. In this context we propose two hypothetical scenarios to explain this observation.

This first one involves aeolian transport and dessication of the gypsum deposits previously identified near the north polar cap. The second relies on the presence of trace amounts of salts within soils which hydration level is modified on each side of a latitudinal threshold at $\sim 65^\circ$ N. Within both frameworks, the 3 μm northern ring could highlight ice-related formation or modification pathways of salts on Mars.

Data availability

The OMEGA/MEx data are freely available on the ESA PSA at <https://archives.esac.esa.int/psa/#!Table%20View/OMEGA=instrument>. The source code of the OMEGA-Py Python module is freely available on GitHub at <https://github.com/ASTcherbinine/omegapy>. Laboratories spectra were downloaded from the USGS spectral library (Kokaly et al., 2017), the PDS spectral library (Milliken, 2020) and SSHADE (Schmitt et al., 2018).

Acknowledgments

We thank A. Pommerol and B. Bultel for their constructive reviews that improve the quality of the manuscript.

References

- Ackiss, S.E., Wray, J., 2014. Occurrences of possible hydrated sulfates in the southern high latitudes of Mars. *Icarus* 243, 311–324. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2014.08.016>.
- Appéré, T., Schmitt, B., Langevin, Y., Douté, S., Pommerol, A., Forget, F., Spiga, A., Gondet, B., Bibring, J.P., 2011. Winter and spring evolution of northern seasonal deposits on Mars from OMEGA on Mars Express. *J. Geophys. Res.* 116 (E5), <http://dx.doi.org/10.1029/2010JE003762>.
- Arvidson, R.E., Bonitz, R.G., Robinson, M.L., Carsten, J.L., Volpe, R.A., Trebilcock, A., Mellon, M.T., Chu, P.C., Davis, K.R., Wilson, J.J., Shaw, A.S., Greenberger, R.N., Siebach, K.L., Stein, T.C., Cull, S.C., Goetz, W., Morris, R.V., Ming, D.W., Keller, H.U., Lemmon, M.T., Sizemore, H.G., Mehta, M., 2009. Results from the mars phoenix lander robotic arm experiment. *J. Geophys. Res. Planets* 114 (E1), <http://dx.doi.org/10.1029/2009JE003408>.
- Audouard, J., Poulet, F., Vincendon, M., Milliken, R.E., Jouglet, D., Bibring, J.P., Gondet, B., Langevin, Y., 2014. Water in the Martian regolith from OMEGA/Mars Express. *J. Geophys. Res. Planets* 119 (8), 1969–1989. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JE004649>.
- Bandfield, J.L., Feldman, W.C., 2008. Martian high latitude permafrost depth and surface cover thermal inertia distributions. *J. Geophys. Res.* 113 (E8), <http://dx.doi.org/10.1029/2007JE003007>.
- Beck, P., Pommerol, A., Zanda, B., Remusat, L., Lorand, J., Göpel, C., Hewins, R., Pont, S., Lewin, E., Quirico, E., Schmitt, B., Montes-Hernandez, G., Garenne, A., Bonal, L., Proux, O., Hazemann, J., Chevrier, V., 2015. A Noachian source region for the “black beauty” meteorite, and a source lithology for Mars surface hydrated dust? *Earth Planet. Sci. Lett.* 427, 104–111. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.033>.
- Bibring, J.P., Combes, M., Langevin, Y., Cara, C., Drossart, P., Encrenaz, T., Erard, S., Forni, O., Gondet, B., Ksanfomaliti, L., Lellouch, E., Masson, P., Moroz, V., Rocard, F., Rosenqvist, J., Sotin, C., Soufflot, A., 1990. ISM observations of Mars and Phobos: first results. In: *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, Vol. 20, pp. 461–471.
- Bibring, J.P., Soufflot, A., Berthé, M., Langevin, Y., Gondet, B., Drossart, P., Bouyé, M., Combes, M., Semery, A., Bellucci, G., Formisano, V., Moroz, V., Kottsov, V., Bonello, G., Erard, S., Forni, O., Gendrin, A., Manaud, N., Poulet, F., Poulleau, G., Encrenaz, T., Fouchet, T., Melchiorri, R., Altieri, F., Ignatiev, N., Titov, D., Zasova, L., Coradini, A., Capacionni, F., Ceroni, P., Fonti, S., Mangold, N., Pinet, P., Schmitt, B., Sotin, C., Hauber, E., Hoffmann, H., Jaumann, R., Keller, U., Arvidson, R., Mustard, J., Forget, F., 2004. OMEGA: observatoire pour la Minéralogie, l'eau, les glaces et l'Activité. *ESA Publ. Div.* 1240, 37–49.
- Bish, D.L., Blake, D.F., Vaniman, D.T., Chipera, S.J., Morris, R.V., Ming, D.W., Treiman, A.H., Sarrazin, P., Morrison, S.M., Downs, R.T., Achilles, C.N., Yen, A.S., Bristow, T.F., Crisp, J.A., Morookian, J.M., Farmer, J.D., Rampe, E.B., Stolper, E.M., Spanovich, N., MSL Science Team, 2013. X-ray diffraction results from mars science laboratory: mineralogy of rocknest at gale crater. *Science* 341 (6153), 1238932. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1238932>.
- Bishop, J.L., 2019. Visible and near-infrared reflectance spectroscopy: laboratory spectra of geologic materials. In: Bishop, J.L., Bell, J.F., Moersch, J.E. (Eds.), *Remote Compositional Analysis*, first ed. Cambridge University Press, pp. 68–101. <http://dx.doi.org/10.1017/9781316888872.006>.
- Bishop, J.L., Lane, M.D., Dyar, M.D., King, S.J., Brown, A.J., Swayze, G.A., 2014. Spectral properties of Ca-sulfates: gypsum, bassanite, and anhydrite. *Ame. Mineral.* 99 (10), 2105–2115. <http://dx.doi.org/10.2138/am-2014-4756>.
- Boynton, W.V., Ming, D.W., Kounaves, S.P., Young, S.M.M., Arvidson, R.E., Hecht, M.H., Hoffman, J., Niles, P.B., Hamara, D.K., Quinn, R.C., Smith, P.H., Sutter, B., Catling, D.C., Morris, R.V., 2009. Evidence for calcium carbonate at the mars phoenix landing site. *Science* 325 (5936), 61–64. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1172768>.
- Carozzo, F., Bellucci, G., Altieri, F., D'Aversa, E., Bibring, J.P., 2009. Mapping of water frost and ice at low latitudes on Mars. *Icarus* 203 (2), 406–420. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2009.05.020>.
- Carter, J., Gondet, B., Massé, M., Vincendon, M., Pilorget, C., 2016. The south polar sulfates of Mars. In: *Sixth International Conference on Mars Polar Science and Exploration*, Vol. 1926, p. 6063.
- Cull, S., Arvidson, R.E., Morris, R.V., Wolff, M., Mellon, M.T., Lemmon, M.T., 2010. Seasonal ice cycle at the mars phoenix landing site: 2. postlanding CRISM and ground observations. *J. Geophys. Res. Planets* 115 (E5), <http://dx.doi.org/10.1029/2009JE003410>.
- Dundas, C.M., Bramson, A.M., Ojha, L., Wray, J.J., Mellon, M.T., Byrne, S., McEwen, A.S., Putzig, N.E., Viola, D., Sutton, S., Clark, E., Holt, J.W., 2018. Exposed subsurface ice sheets in the martian mid-latitudes. *Science* 359 (6372), 199–201. <http://dx.doi.org/10.1126/science.aao1619>.
- Dundas, C.M., Mellon, M.T., Conway, S.J., Daubar, I.J., Williams, K.E., Ojha, L., Wray, J.J., Bramson, A.M., Byrne, S., McEwen, A.S., Posiolova, L.V., Speth, G., Viola, D., Landis, M.E., Morgan, G.A., Pathare, A.V., 2021. Widespread exposures of extensive clean shallow ice in the midlatitudes of Mars. *J. Geophys. Res. Planets* 126 (3), e2020JE006617. <http://dx.doi.org/10.1029/2020JE006617>.
- Encrenaz, T., Melchiorri, R., Fouchet, T., Drossart, P., Lellouch, E., Gondet, B., Bibring, J.P., Langevin, Y., Titov, D., Ignatiev, N., Forget, F., 2005. A mapping of martian water sublimation during early northern summer using OMEGA/Mars Express. *Astron. Astrophys.* 441 (3), L9–L12. <http://dx.doi.org/10.1051/0004-6361:200500171>.
- Erard, S., Calvin, W., 1997. New composite spectra of Mars, 0.4–5.7 μm . *Icarus* 130 (2), 449–460. <http://dx.doi.org/10.1006/icar.1997.5830>.
- Gendrin, A., Mangold, N., Bibring, J.P., Langevin, Y., Gondet, B., Poulet, F., Bonello, G., Quantin, C., Mustard, J., Arvidson, R., Le Mouélic, S., 2005. Sulfates in martian layered terrains: The OMEGA/Mars Express View. *Science* 307, 1587–1591. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1109087>.
- Hanley, J., Chevrier, V.F., Barrows, R.S., Swaffler, C., Altheide, T.S., 2015. Near- and mid-infrared reflectance spectra of hydrated oxychlorine salts with implications for Mars. *J. Geophys. Res. Planets* 120 (8), 1415–1426. <http://dx.doi.org/10.1002/2013JE004575>.
- Harish, Vijayan, S., Mangold, N., Bhardwaj, A., 2020. Water-ice exposing scarps within the northern midlatitude craters on Mars. *Geophys. Res. Lett.* 47 (14), e2020GL089057. <http://dx.doi.org/10.1029/2020GL089057>.
- Head, J.W., Mustard, J.F., Kreslavsky, M.A., Milliken, R.E., Marchant, D.R., 2003. Recent ice ages on Mars. *Nature* 426 (6968), 797–802. <http://dx.doi.org/10.1038/nature02114>.
- Hecht, M.H., Kounaves, S.P., Quinn, R.C., West, S.J., Young, S.M.M., Ming, D.W., Catling, D.C., Clark, B.C., Boynton, W.V., Hoffman, J., DeFlores, L.P., Gospodnova, K., Kapit, J., Smith, P.H., 2009. Detection of perchlorate and the soluble chemistry of martian soil at the phoenix lander site. *Science* 325 (5936), 64–67. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1172466>.
- Horgan, B.H., Bell, J.F., Dobrea, E.Z.N., Cloutis, E.A., Bailey, D.T., Craig, M.A., Roach, L.H., Mustard, J.F., 2009. Distribution of hydrated minerals in the north polar region of Mars. *J. Geophys. Res. Planets* 114 (E1), <http://dx.doi.org/10.1029/2008JE003187>.
- Horgan, B., Bell, III, J.F., 2012. Widespread weathered glass on the surface of Mars. *Geology* 40 (5), 391–394. <http://dx.doi.org/10.1130/G32755.1>.
- Jouglet, D., Poulet, F., Bibring, J.P., Langevin, Y., Gondet, B., 2007. Search for carbonates on Mars with the OMEGA/Mars express data. In: *Seventh International Conference on Mars*, Vol. 1353, p. 3153.
- Jouglet, D., Poulet, F., Langevin, Y., Bibring, J.P., Gondet, B., Vincendon, M., Berthe, M., 2009. OMEGA long wavelength channel: data reduction during non-nominal stages. *Planet. Space Sci.* 57 (8–9), 1032–1042. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2008.07.025>.
- Jouglet, D., Poulet, F., Milliken, R.E., Mustard, J.F., Bibring, J.P., Langevin, Y., Gondet, B., Gomez, C., 2007. Hydration state of the martian surface as seen by mars express OMEGA: 1. analysis of the 3 μm hydration feature. *J. Geophys. Res. Planets* 112 (E8), <http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002846>.
- Klingelhöfer, G., Morris, R.V., Bernhardt, B., Schröder, C., Rodionov, D.S., de Souza, P.A., Yen, A., Gellert, R., Evlanov, E.N., Zubkov, B., Foh, J., Bonnes, U., Kankeleit, E., Gütlich, P., Ming, D.W., Renz, F., Wdowiak, T., Squyres, S.W., Arvidson, R.E., 2004. Jarosite and hematite at meridiani planum from opportunity's Mössbauer Spectrometer. *Science* 306 (5702), 1740–1745. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1104653>.
- Kokaly, R.F., Clark, R.N., Swayze, G.A., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Pearson, N.C., Wise, R.A., Benzel, W.M., Lowers, H.A., Driscoll, R.L., Klein, A.J., 2017. USGS Spectral library version 7. In: *USGS Spectral Library Version 7. USGS Numbered Series 1035*, U.S. Geological Survey, Reston, VA, p. 68. <http://dx.doi.org/10.3133/ds1035>.

- Langevin, Y., Bibring, J.P., Montmessin, F., Forget, F., Vincendon, M., Douté, S., Poulet, F., Gondet, B., 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: OMEGA-SOUTH SEASONAL CAP OF MARS. *J. Geophys. Res. Planets* 112 (E8), <http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002841>.
- Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.P., Gondet, B., 2005a. Sulfates in the north polar region of mars detected by OMEGA/Mars Express. *Science* 307 (5715), 1584–1586. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1109091>.
- Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.P., Schmitt, B., Douté, S., Gondet, B., 2005b. Summer evolution of the north polar cap of Mars as observed by OMEGA/Mars Express. *Science* 307 (5715), 1581–1584. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1109438>.
- Leshin, L.A., Mahaffy, P.R., Webster, C.R., Cabane, M., Coll, P., Conrad, P.G., Archer, P.D., Atreya, S.K., Brunner, A.E., Buch, A., Eigenbrode, J.L., Flesch, G.J., Franz, H.B., Freissinet, C., Glavin, D.P., McAdam, A.C., Miller, K.E., Ming, D.W., Morris, R.V., Navarro-González, R., Niles, P.B., Owen, T., Pepin, R.O., Squyres, S., Steele, A., Stern, J.C., Summons, R.E., Sumner, D.Y., Sutter, B., Szopa, C., Teinturier, S., Trainer, M.G., Wray, J.J., Grotzinger, J.P., Team, M.S., 2013. Volatile, isotope, and organic analysis of martian fines with the mars curiosity rover. *Science* 341 (6153), <http://dx.doi.org/10.1126/science.1238937>.
- Liu, Y., Stachurski, F., Liu, Z., Zou, Y., 2020. Quantitative assessment of water content and mineral abundances at gale crater on Mars with orbital observations. *Astron. Astrophys.* 637, A79. <http://dx.doi.org/10.1051/0004-6361/201937045>.
- Liuzzi, G., Villanueva, G.L., Crismani, M.M.J., Smith, M.D., Mumma, M.J., Daerden, F., Aoki, S., Vandaele, A.C., Clancy, R.T., Erwin, J., Thomas, I., Ristic, B., Lopez-Moreno, J.J., Bellucci, G., Patel, M.R., 2020. Strong variability of martian water ice clouds during dust storms revealed from exomars trace gas orbiter/NOMAD. *J. Geophys. Res. Planets* 125 (4), e2019JE006250. <http://dx.doi.org/10.1029/2019JE006250>.
- Luginin, M., Fedorova, A., Ignatiev, N., Trokhimovskiy, A., Shakun, A., Grigoriev, A., Patrakeev, A., Montmessin, F., Korablev, O., 2020. Properties of water ice and dust particles in the atmosphere of mars during the 2018 global dust storm as inferred from the atmospheric chemistry suite. *J. Geophys. Res. Planets* 125 (11), e2020JE006419. <http://dx.doi.org/10.1029/2020JE006419>.
- Massé, M., Bourgeois, O., Le Mouélic, S., Verpoorter, C., Le Deit, L., Bibring, J., 2010. Martian polar and circum-polar sulfate-bearing deposits: sublimation tills derived from the north polar cap. *Icarus* 209 (2), 434–451. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2010.04.017>.
- Massé, M., Bourgeois, O., Le Mouélic, S., Verpoorter, C., Spiga, A., Le Deit, L., 2012. Wide distribution and glacial origin of polar gypsum on Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.* 317–318, 44–55. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.035>.
- Melchiorri, R., Encrenaz, T., Fouchet, T., Drossart, P., Lellouch, E., Gondet, B., Bibring, J.P., Langevin, Y., Schmitt, B., Titov, D., Ignatiev, N., 2007. Water vapor mapping on Mars using OMEGA/Mars Express. *Planet. Space Sci.* 55 (3), 333–342. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2006.05.040>.
- Meslin, P.Y., Gasnault, O., Forni, O., Schroder, S., Cousin, A., Berger, G., Clegg, S.M., Lasue, J., Maurice, S., Sautter, V., Le Mouélic, S., Wiens, R.C., Fabre, C., Goetz, W., Bish, D., Mangold, N., Ehlmann, B., Lanza, N., Harri, A.M., Anderson, R., Rampe, E., McConnochie, T.H., Pinet, P., Blaney, D., Leveille, R., Archer, D., Barraclough, B., Bender, S., Blake, D., Blank, J.G., Bridges, N., Clark, B.C., DeFlores, L., Delapp, D., Dromart, G., Dyar, M.D., Fisk, M., Gondet, B., Grotzinger, J., Herkenhoff, K., Johnson, J., Lacour, J.L., Langevin, Y., Leshin, L., Lewin, E., Madsen, M.B., Melikechi, N., Mezzacappa, A., Mischna, M.A., Moores, J.E., Newsom, H., Ollila, A., Perez, R., Renno, N., Sirven, J.-B., Tokar, R., de la Torre, M., d’Uston, L., Vaniman, D., Yingst, A., MSL Science Team, 2013. Soil diversity and hydration as observed by chemcam at gale crater, Mars. *Science* 341 (6153), 1238670. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1238670>.
- Michalski, J.R., Kraft, M.D., Sharp, T.G., Williams, L.B., Christensen, P.R., 2005. Mineralogical constraints on the high-silica martian surface component observed by TES. *Icarus* 174 (1), 161–177. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2004.10.022>.
- Milliken, R., 2020. RELAB Spectral library bundle. <http://dx.doi.org/10.17189/1519032>.
- Milliken, R.E., Mustard, J.F., Poulet, F., Jouglet, D., Bibring, J.P., Gondet, B., Langevin, Y., 2007. Hydration state of the martian surface as seen by mars express OMEGA: 2. H₂O content of the surface. *J. Geophys. Res. Planets* 112 (E8), <http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002853>.
- Murchie, S., Kirkland, L., Erard, S., Mustard, J., Robinson, M., 2000. Near-infrared spectral variations of martian surface materials from ISM imaging spectrometer data. *Icarus* 147 (2), 444–471. <http://dx.doi.org/10.1006/icar.2000.6446>.
- Niles, P.B., Delmonte, B., Baccolo, G., Snead, C., Keller, L., Michalski, J., 2020. Mechanisms for jarosite formation at cryogenic temperatures on Mars. In: *Lunar and Planetary Science Conference*, p. 2700.
- Niles, P.B., Michalski, J., 2009. Meridiani planum sediments on Mars formed through weathering in massive ice deposits. *Nat. Geosci.* 2 (3), 215–220. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo438>.
- Ody, A., Poulet, F., Langevin, Y., Bibring, J.P., Bellucci, G., Altieri, F., Gondet, B., Vincendon, M., Carter, J., Manaud, N., 2012. Global maps of anhydrous minerals at the surface of Mars from OMEGA/MEX: OMEGA/MEX MINERALOGICAL MAPS OF MARS. *J. Geophys. Res. Planets* 117 (E11), n/a–n/a. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JE004117>.
- Pimentel, G.C., Forney, P.B., Herr, K.C., 1974. Evidence about hydrate and solid water in the Martian surface from the 1969 Mariner infrared spectrometer. *J. Geophys. Res.* 79, 1623–1634. <http://dx.doi.org/10.1029/JB079i011p01623>.
- Poitras, J., Cloutis, E., Salvatore, M., Mertzman, S., Applin, D., Mann, P., 2018. Mars analog minerals’ spectral reflectance characteristics under martian surface conditions. *Icarus* 306, 50–73. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2018.01.023>.
- Pommerol, A., Beck, P., Schmitt, B., Montes-Hernandez, G., Quirico, E., 2011. Deciphering the hydration state of the martian surface from near-infrared spectroscopy. In: *Lunar and Planetary Science Conference*, p. 1890.
- Pommerol, A., Schmitt, B., 2007. Near-IR bidirectional reflection spectra ($i = 0^\circ/e = 30^\circ$) of volcanic tuff with different amounts of adsorbed H₂O at -30°C . p. 21 spectra. http://dx.doi.org/10.26302/SSHADE/EXPERIMENT_BS_20191231_001.
- Pommerol, A., Schmitt, B., 2008a. Strength of the H₂O near-infrared absorption bands in hydrated minerals: Effects of measurement geometry. *J. Geophys. Res. Planets* 113 (E12), <http://dx.doi.org/10.1029/2008JE003197>.
- Pommerol, A., Schmitt, B., 2008b. Strength of the H₂O near-infrared absorption bands in hydrated minerals: Effects of particle size and correlation with albedo. *J. Geophys. Res. Planets* 113 (E10), <http://dx.doi.org/10.1029/2007JE003069>.
- Pommerol, A., Schmitt, B., Beck, P., Brissaud, O., 2009. Water sorption on martian regolith analogs: thermodynamics and near-infrared reflectance spectroscopy. *Icarus* 204 (1), 114–136. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2009.06.013>.
- Poulet, F., Arvidson, R., Bibring, J.P., Gondet, B., Jouglet, D., Langevin, Y., Morris, R., 2010. Mineralogy of the phoenix landing site from OMEGA observations and how that relates to in situ phoenix measurements. *Icarus* 205 (2), 712–715. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2009.10.007>.
- Poulet, F., Bibring, J.P., Mustard, J.F., Gendrin, A., Mangold, N., Langevin, Y., Arvidson, R.E., Gondet, B., Gomez, C., 2005. Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature* 438 (7068), 623–627. <http://dx.doi.org/10.1038/nature04274>.
- Poulet, F., Gomez, C., Bibring, J.P., Langevin, Y., Gondet, B., Pinet, P., Bellucci, G., Mustard, J., 2007. Martian surface mineralogy from observatoire pour la Minéralogie, l’eau, les glaces et l’Activité on board the mars express spacecraft (OMEGA/MEX): Global mineral maps. *J. Geophys. Res. Planets* 112 (E8), <http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002840>.
- Poulet, F., Langevin, Y., Boubin, G., Jouglet, D., Bibring, J.P., Gondet, B., 2008. Spectral variability of the martian high latitude surfaces. *Geophys. Res. Lett.* 35 (20), <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL035450>.
- Schmitt, B., Bolland, P., Albert, D., Garenne, A., Gorbacheva, M., Bonal, L., Volcke, P., the SSHADE Partner’s Consortium, 2018. SSHADE: “solid spectroscopy hosting architecture of databases and expertise”. <http://dx.doi.org/10.26302/SSHADE>.
- Schmitt, B., Trotta, F., 1996. Mid-IR transmission spectra of crystalline H₂O ice at different temperatures (145 K to 17 K). p. 4 spectra. http://dx.doi.org/10.26302/SSHADE/EXPERIMENT_BS_20120924_001.
- Seelos, K.D., Arvidson, R.E., Cull, S.C., Hash, C.D., Heet, T.L., Guinness, E.A., McGuire, P.C., Morris, R.V., Murchie, S.L., Parker, T.J., Roush, T.L., Seelos, F.P., Wolff, M.J., 2008. Geomorphologic and mineralogical characterization of the northern plains of Mars at the phoenix mission candidate landing sites. *J. Geophys. Res.* 113, E00A13. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JE003088>.
- Sinton, W., 1967. On the composition of martian surface materials. *Icarus* 6 (1–3), 222–228. [http://dx.doi.org/10.1016/0019-1035\(67\)90018-8](http://dx.doi.org/10.1016/0019-1035(67)90018-8).
- Smith, M.D., 2004. Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999–2003. *Icarus* 167 (1), 148–165. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2003.09.010>.
- Smith, M.D., 2006. TES atmospheric temperature, aerosol optical depth, and water vapor observations 1999–2004. In: *Mars Atmosphere Modelling and Observations*. p. 211.
- Smith, P.H., Tamppari, L.K., Arvidson, R.E., Bass, D., Blaney, D., Boynton, W.V., Carswell, A., Catling, D.C., Clark, B.C., Duck, T., DeJong, E., Fisher, D., Goetz, W., Gunnlaugsson, H.P., Hecht, M.H., Hipkin, V., Hoffman, J., Hviid, S.F., Keller, H.U., Kounaves, S.P., Lange, C.F., Lemmon, M.T., Madsen, M.B., Markiewicz, W.J., Marshall, J., McKay, C.P., Mellon, M.T., Ming, D.W., Morris, R.V., Pike, W.T., Renno, N., Stauffer, U., Stoker, C., Taylor, P., Whiteway, J.A., Zent, A.P., 2009. H₂O at the phoenix landing site. *Science* 325 (5936), 58–61. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1172339>.
- Stcherbinine, A., Vincendon, M., Montmessin, F., Wolff, M.J., Korablev, O., Fedorova, A., Trokhimovskiy, A., Patrakeev, A., Lacombe, G., Baggio, L., Shakun, A., 2020. Martian water ice clouds during the 2018 global dust storm as observed by the ACS-MIR channel onboard the trace gas orbiter. *J. Geophys. Res. Planets* 125 (3), e2019JE006300. <http://dx.doi.org/10.1029/2019JE006300>.
- Sutter, B., Boynton, W., Ming, D., Niles, P., Morris, R., Golden, D., Lauer, H., Fellows, C., Hamara, D., Mertzman, S., 2012. The detection of carbonate in the martian soil at the phoenix landing site: A laboratory investigation and comparison with the thermal and evolved gas analyzer (TEGA) data. *Icarus* 218 (1), 290–296. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2011.12.002>.
- Szantai, A., Audouard, J., Forget, F., Olsen, K.S., Gondet, B., Millour, E., Madeleine, J.B., Pottier, A., Langevin, Y., Bibring, J.P., 2021. Martian cloud climatology and life cycle extracted from Mars express OMEGA spectral images. *Icarus* 353, 114101. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2020.114101>.
- Tanaka, K.L., Hayward, R.K., 2008. Mars’ north circum-polar dunes: distribution, sources, and migration history. In: *Planetary Dunes Workshop*, pp. 69–70.

- Tanaka, K.L., Skinner, J.A., Hare, T.M., 2005. Geologic Map of the Northern Plains of Mars. USGS Numbered Series 2888, U.S. Geological Survey, p. 32. <http://dx.doi.org/10.3133/sim2888>.
- Toner, J., Catling, D., Light, B., 2014. Soluble salts at the phoenix lander site, Mars: A reanalysis of the wet chemistry laboratory data. *Geochim. Cosmochim. Acta* 136, 142–168. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2014.03.030>.
- Trokhimovskiy, A., Fedorova, A., Korablev, O., Montmessin, F., Bertaux, J.L., Rodin, A., Smith, M.D., 2015. Mars' water vapor mapping by the SPICAM IR spectrometer: five martian years of observations. *Icarus* 251, 50–64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2014.10.007>.
- Trotta, F., 1996. *Détermination Des Constantes Optiques de Glaces Dans l'infrarouge Moyen et Lointain : Application Aux Grains Du Milieu Interstellaire et Des Enveloppes Circumstellaires (these de doctorat.)*. Grenoble 1.
- Vincendon, M., Audouard, J., Altieri, F., Ody, A., 2015. Mars express measurements of surface albedo changes over 2004–2010. *Icarus* 251, 145–163. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2014.10.029>.
- Vincendon, M., Forget, F., Mustard, J., 2010. Water ice at low to midlatitudes on Mars. *J. Geophys. Res. Planets* 115 (E10), <http://dx.doi.org/10.1029/2010JE003584>.
- Vincendon, M., Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.P., Gondet, B., 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. *J. Geophys. Res. Planets* 112 (E8), E08S13. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002845>, [arXiv:1103.0384](https://arxiv.org/abs/1103.0384).
- Vincendon, M., Langevin, Y., Poulet, F., Pommerol, A., Wolff, M., Bibring, J.P., Gondet, B., Jouglet, D., 2009. Yearly and seasonal variations of low albedo surfaces on Mars in the OMEGA/MEx dataset: Constraints on aerosols properties and dust deposits. *Icarus* 200 (2), 395–405. <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2008.12.012>, [arXiv:1103.3426](https://arxiv.org/abs/1103.3426).
- Vincendon, M., Pilorget, C., Gondet, B., Murchie, S., Bibring, J.P., 2011. New near-IR observations of mesospheric CO₂ and H₂O clouds on Mars. *J. Geophys. Res.* 116, <http://dx.doi.org/10.1029/2011JE003827>.
- Wray, J.J., Murchie, S.L., Squyres, S.W., Seelos, F.P., Tornabene, L.L., 2009. Diverse aqueous environments on ancient Mars revealed in the southern highlands. *Geology* 37 (11), 1043–1046. <http://dx.doi.org/10.1130/G30331A.1>.
- Wyatt, M.B., McSween, J., Tanaka, K.L., Head, I., 2004. Global geologic context for rock types and surface alteration on Mars. *Geology* 32 (8), 645. <http://dx.doi.org/10.1130/G20527.1>.

LISTE DES FIGURES

1.1	Photographie de Mars par la sonde Viking Orbiter	10
1.2	Carte de l'altimétrie de Mars	11
1.3	Carte de l'âge des terrains martiens (Tanaka et al., 2014)	13
1.4	Évolution de la position des pôles martiens avec la formation des volcans de Tharsis (Bouley et al., 2016)	14
1.5	Échelles des temps géologiques martiens (Royer, 2020)	15
1.6	Dunes martiennes vues par HiRISE	17
1.7	Saisons martiennes	18
1.8	Cratère <i>Jezero</i> HRSC	20
1.9	Carte des détections de minéraux hydratés sur Mars (Carter et al., 2018)	21
1.10	Carte des minéraux hydratés dans les régions Nord (Horgan et al., 2009)	22
1.11	Carte des canaux martiens par G. V. Schiaparelli	25
1.12	Panoramas martiens par <i>Perseverance</i>	26
1.13	Diagramme de phases P-T de l'eau (Haberle et al., 2001)	27
1.14	Évolution visuelle de RSL dans le cratère <i>Palikir</i> (Stillman et al., 2014)	28
1.15	Calottes polaires martiennes H ₂ O (Bibring et al., 2004a; Langevin et al., 2005b)	30
1.16	Glace d'eau dans un cratère (HRSC) et affleurement du pergélisol (Dundas et al., 2021)	31
1.17	Givre martien de <i>Viking 2</i> et pergélisol exposé par <i>Phoenix</i>	32
1.18	Modes de vibration de la molécule d'eau (Stomp et al., 2007)	33
1.19	Spectres de l'hydratation à 3 μm pour différents matériaux (Pommerol et al., 2009)	34
1.20	Hydratation de la surface : adsorption vs eau de structure	35
1.21	Carte de l'hydratation de la surface martienne (Audouard et al., 2014)	36
1.22	Dépendance en latitude de l'hydratation de la surface martienne (Audouard et al., 2014)	38
1.23	Mars et son atmosphère photographiées par la sonde Viking 1	40
1.24	Observations de l'atmosphère martienne par l'instrument TES entre MY24 et MY27 (Smith, 2006)	42
1.25	Mars GDS MY 25 (2001) vue par Hubble	43
1.26	Nuages photographiés par Curiosity au-dessus du Mont Mercou	45
2.1	Photographie du canal MIR d'ACS	52
2.2	Extraction du continuum des données ACS-MIR	53
2.3	Illustration des modes d'observation « standard » et « deux positions » d'ACS-MIR	53
2.4	Carte de la distribution spatiale et temporelle des observations ACS-MIR utilisées	57
2.5	Détermination de l'altitude maximale des particules atmosphériques	60
2.6	Filtrage des observations ACS-MIR selon la stabilité de la transmission à haute altitude	61
2.7	Schéma de la méthode de l'inversion verticale en « pelures d'oignon »	62
2.8	Profils typiques en extinction ACS-MIR	64
2.9	Calcul IBD 3 μm ACS-MIR	65
2.10	Variations du coefficient d'extinction d'une sphère de glace d'eau en fonction du paramètre de taille d'après la théorie de Mie	66
2.11	Modèles de spectres en extinction de poussière et glace d'eau	67
2.12	Identification et caractérisation de nuages de glace d'eau par les spectres ACS-MIR	69
3.1	Profils verticaux IBD / r_{eff} / k_{ext} d'une observation de nuage de glace d'eau avec ACS-MIR	74

3.2	Profils IBD 3 μm avant / après la tempête de MY 34	76
3.3	Profils r_{eff} avant / après la tempête de MY 34	80
3.4	Profils k_{ext} avant / après la tempête de MY 34	81
3.5	Comparaison de la dépendance en latitude de l'altitude des nuages et de la koniorpause avant et pendant la tempête de poussière planétaire de MY 34	82
3.6	Carte de la koniorpause pendant la tempête globale de MY 34	84
3.7	Profils typiques r_{eff} avant / pendant la tempête planétaire de MY 34	86
3.8	Distribution de la taille des cristaux dans les nuages en fonction de l'altitude MY 34	87
3.9	Distributions de la taille des cristaux dans les nuages de glace d'eau avant et pendant la tempête de poussière planétaire de MY 34	87
3.10	Observation de gros cristaux de glace d'eau à haute altitude durant la tempête globale de MY 34	88
3.11	Distribution des observations ACS-MIR du jeu de données complet (lat / L_s)	91
3.12	Profils verticaux des nuages sur l'année MY 35 avec filtrage en latitude	92
3.13	Profils verticaux des nuages pendant la tempête de poussière locale de MY 35	93
3.14	Évolution de la distribution en latitude des nuages en fonction du L_s	95
3.15	Taille des cristaux de glace d'eau en fonction de l'altitude pour différentes gammes de L_s	96
3.16	Comparaison profils r_{eff} GDS MY 34 vs même période sans tempête (MY 35)	98
3.17	Taille des cristaux de glace d'eau en fonction de l'altitude pendant la GDS MY34 vs pendant la même période sans tempête (MY 35)	99
4.1	Photographie du modèle de vol d'OMEGA	104
4.2	Schéma d'un cube hyperspectral (Ody, 2012)	105
4.3	Acquisition de données en mode « whiskbroom » (Bibring et al., 2004b)	106
4.4	Géométrie d'observation OMEGA (Audouard, 2014)	107
4.5	Évolution des niveaux de calibration d'OMEGA au cours de la mission (Audouard, 2014)	109
4.6	Spectre de l'atmosphère martienne OMEGA	111
4.7	Spectre de l'atmosphère martienne OMEGA – Bande du CO_2 à 2 μm	111
4.8	Spectres typiques « clair » et « sombre » de Mars (Erard & Calvin, 1997)	113
4.9	Correction d'un spectre OMEGA	114
4.10	Colonnes corrompues en mode 128	117
4.11	Illustration des critères spectraux utilisés pour l'étude des données OMEGA	120
5.1	Étude de la région du site d'atterrissage de <i>Phoenix</i>	125
5.2	Comparaison des critères de position du maximum d'absorption et <i>narrow 3 μm BD</i>	126
5.3	Cartographie des régions Nord avec différents critères spectraux	128
5.4	Superposition de l'anneau à 3 μm sur une carte d'albédo, et une carte géologique (Tanaka et al., 2005)	129
5.5	Profils en latitudes des critères <i>narrow 3 μm BD</i> et al. pour deux orbites OMEGA	130
5.6	Comparaison de spectres typiques OMEGA anneau boréal 3 μm / régions Nord / hémisphère Sud	131
5.7	Profils du critère <i>narrow 3 μm BD</i> à différents L_s	132
5.8	Comparaison d'observations matin / après-midi / soirée en bordure de l'anneau	133
5.9	Comparaison du spectre de l'anneau avec de la glace d'eau de surface & nuages	135
5.10	Simulation d'un mélange spatial de glace d'eau dans les spectres OMEGA	137
5.11	Comparaison du spectre de l'anneau avec de l'eau adsorbée (Pommerol et al., 2009)	138
5.13	Évolution des bandes à 1,9 et 3 μm dans les régions Nord	142
5.14	Évolution des bandes à 1,9 et 3 μm dans la région de <i>Mawrth Vallis</i>	143
5.15	Comparaison des variations en longitude de la bande à 3 μm avec les couloirs atmosphériques de vapeur d'eau (Montmessin et al., 2017)	144
5.16	Comparaison avec des perchlorates anhydres	146

5.17	Comparaison avec des signatures de sulfates observés par OMEGA	146
5.18	Comparaison avec des spectres d'anhydrite	147
5.19	Comparaison avec des spectres de sulfates – Hydratation et taille de grains	148
5.20	Comparaison avec des spectres de perchlorates – Hydratation et taille de grains	149
5.21	Schémas de deux mécanismes possibles pour la formation de l'anneau boréal à 3 μm	151
A.1	Logo du projet OMEGA-Py.	159
A.2	Importation verbeuse d'une observation	160
A.3	Importation non verbeuse d'une observation	161
A.4	Représentation d'un objet OMEGAdat a	161
A.5	Affichage interactif d'une observation	164
A.6	Exemple d'utilisation de la fonction <code>f ind_cube</code>	165

LISTE DES TABLEAUX

1.1	Caractéristiques des planètes telluriques du Système Solaire	12
2.1	Configurations d'observation ACS-MIR	54
2.2	Notations utilisées dans les équations de l'inversion verticale	63
2.3	Notations ajustement des modèles sur les données ACS-MIR	68
3.1	Superposition de profils avec et sans signature à 3 μm – Illustration du caractère local des nuages.	75
3.2	Observations au-delà de la limite Nord de la tempête de MY 34	85
4.1	Notations utilisées dans les équations de la correction des données OMEGA	112
4.2	Critères spectraux OMEGA	119

LISTE DES ABRÉVIATIONS ET ACRONYMES

Instruments spatiaux

ACS	Atmospheric Chemistry Suite (<i>spectromètre infrarouge de TGO</i>)
CaSSIS	Colour and Stereo Surface Imaging System (<i>caméra haute résolution de TGO</i>)
CRISM	Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (<i>spectro-imageur visible-infrarouge de MRO</i>)
HiRISE	High-Resolution Imaging Science Experiment (<i>caméra haute résolution de MRO</i>)
HRSC	High-Resolution Stereo Camera (<i>caméra haute résolution de MEx</i>)
MARSIS	Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (<i>radar de MEx</i>)
MCS	Mars Climate Sounder (<i>spectromètre infrarouge de MRO</i>)
MGS	Mars Global Surveyor (<i>orbiteur de la NASA</i>)
MER	Mars Exploration Rover (<i>rovers Opportunity & Spirit de la NASA</i>)
MEX	Mars Express (<i>orbiteur de l'ESA</i>)
MIR	Middle InfraRed (<i>canal d'ACS</i>)
MOLA	Mars Orbiter Laser Altimeter (<i>altimètre laser de MGS</i>)
MRO	Mars Reconnaissance Orbiter (<i>orbiteur de la NASA</i>)
MSL	Mars Science Laboratory (<i>rover Curiosity de la NASA</i>)
MSR	Mars Sample Return (<i>future mission de retour d'échantillons martiens ESA-NASA</i>)
NIR	Near InfraRed (<i>canal d'ACS</i>)
NOMAD	Nadir and Occultation for Mars Discovery (<i>spectromètre infrarouge de TGO</i>)
OMEGA	Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (<i>spectro-imageur visible-infrarouge de MEx</i>)
SAM	Sample Analysis at Mars (<i>ensemble d'instruments d'analyse d'échantillons de MSL</i>)
TES	Thermal Emission Spectrometer (<i>spectromètre infrarouge de MGS</i>)
TGO	Trace Gas Orbiter (<i>orbiteur ESA-Roscosmos</i>)
TIRVIM	Thermal InfraRed in honor of Professor Vassily Ivanovich Moroz (<i>canal d'ACS</i>)

Laboratoires et institutions

CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
CNES	Centre National d'Études Spatiales
ESA	European Space Agency
ESAC	European Space Astronomy Center
IAS	Institut d'Astrophysique Spatiale
IKI	Institut Kosmicheskikh Issledovanyi (<i>i.e.</i> , Russian Space Research Institute)
LATMOS	Laboratoire Atmosphères, Milieux et Observations Spatiales
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
NASA	National Aeronautics and Space Administration

Autres acronymes

ADU	Analog-to-Digital Units
BD	Band Depth (<i>i.e.</i> , profondeur de bande)
GCM	General Climate Model
GDS / GDE	Global Dust Storm / Global Dust Event (<i>i.e.</i> , tempête de poussière planétaire)
DN	Digital Numbers
IBD	Integrated Band Depth (<i>i.e.</i> , profondeur de bande intégrée)
MGCM	Martian General Climate Model
MY	Martian Year
PSA	Planetary Science Archive
PSF	Point Spread Function (<i>i.e.</i> , fonction d'étalement du point)
RSL	Recurring Slope Lineae (<i>i.e.</i> , les écoulements sombres récurrents de Mars)
SO	Solar Occultation (<i>i.e.</i> , occultation solaire)

BIBLIOGRAPHIE

- Ackiss, S. E. & Wray, J. 2014. Occurrences of Possible Hydrated Sulfates in the Southern High Latitudes of Mars, *Icarus*, 243, 311. doi:10.1016/j.icarus.2014.08.016
- Alday, J., Trokhimovskiy, A., Irwin, P. G. J., et al. 2021. Isotopic Fractionation of Water and Its Photolytic Products in the Atmosphere of Mars, *Nature Astronomy*, 1. doi:10.1038/s41550-021-01389-x
- Alsaeed, N. R. & Jakosky, B. M. 2019. Mars Water and D/H Evolution From 3.3 Ga to Present, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 124, 3344. doi:10.1029/2019JE006066
- Andrews-Hanna, J. C. 2012. The Formation of Valles Marineris : 1. Tectonic Architecture and the Relative Roles of Extension and Subsidence, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 117. doi:10.1029/2011JE003953
- Appéré, T., Schmitt, B., Langevin, Y., et al. 2011. Winter and Spring Evolution of Northern Seasonal Deposits on Mars from OMEGA on Mars Express, *Journal of Geophysical Research*, 116. doi:10.1029/2010JE003762
- Arvidson, R. E., Bonitz, R. G., Robinson, M. L., et al. 2009. Results from the Mars Phoenix Lander Robotic Arm Experiment, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114. doi:10.1029/2009JE003408
- Astronomer Royal. 1877. Physical Observations of Mars, Made at the Royal Observatory, Greenwich, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 38, 34. doi:10.1093/mnras/38.1.34a
- Audouard, J. 2014, PhD thesis, Université Paris-Sud XI
- Audouard, J., Poulet, F., Vincendon, M., et al. 2014. Water in the Martian regolith from OMEGA/Mars Express, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 119, 1969. doi:10.1002/2014JE004649
- Bandfield, J. L. & Feldman, W. C. 2008. Martian High Latitude Permafrost Depth and Surface Cover Thermal Inertia Distributions, *Journal of Geophysical Research*, 113. doi:10.1029/2007JE003007
- Barlow, N. 2008, *Mars : An Introduction to Its Interior, Surface and Atmosphere*, Cambridge Planetary Science, Cambridge : Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511536069
- Barnes, J. R., Haberle, R. M., Wilson, R. J., et al. 2017, in *The Atmosphere and Climate of Mars*, ed. F. Forget, M. D. Smith, R. T. Clancy, R. W. Zurek, & R. M. Haberle, Cambridge Planetary Science, Cambridge : Cambridge University Press, 229–294. doi:10.1017/9781139060172.009
- Beck, P., Pommerol, A., Schmitt, B., & Brissaud, O. 2010. Kinetics of Water Adsorption on Minerals and the Breathing of the Martian Regolith, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 115. doi:10.1029/2009JE003539
- Beck, P., Pommerol, A., Zanda, B., et al. 2015. A Noachian Source Region for the “Black Beauty” Meteorite, and a Source Lithology for Mars Surface Hydrated Dust ?, *Earth and Planetary Science Letters*, 427, 104. doi:10.1016/j.epsl.2015.06.033
- Bell, J. F., McSween, H. Y., Crisp, J. A., et al. 2000. Mineralogic and Compositional Properties of Martian Soil and Dust : Results from Mars Pathfinder, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 105, 1721. doi:10.1029/1999JE001060

- Benson, J. L., Kass, D. M., & Kleinböhl, A. 2011. Mars' North Polar Hood as Observed by the Mars Climate Sounder, *Journal of Geophysical Research*, 116. doi:10.1029/2010JE003693
- Benson, J. L., Kass, D. M., Kleinböhl, A., et al. 2010. Mars' South Polar Hood as Observed by the Mars Climate Sounder, *Journal of Geophysical Research*, 115. doi:10.1029/2009JE003554
- Bevington, P. R. & Robinson, D. K. 1992, *Data reduction and error analysis for the physical sciences - Second edition*, NEW YORK, N.Y. 10020 : McGraw-Hill Inc
- Bhattacharya, J. P., Payenberg, T. H. D., Lang, S. C., & Bourke, M. 2005. Dynamic River Channels Suggest a Long-Lived Noachian Crater Lake on Mars, *Geophysical Research Letters*, 32. doi:10.1029/2005GL022747
- Bibring, J.-P., Combes, M., Langevin, Y., et al. 1990. ISM Observations of Mars and PHOBOS - First Results, in *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, Vol. 20, 461–471
- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gendrin, A., et al. 2005. Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations, *Science*, 307, 1576. doi:10.1126/science.1108806
- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Mustard, J. F., et al. 2006. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data, *Science*, 312, 400. doi:10.1126/science.1122659. Publisher : American Association for the Advancement of Science Section : Research Article
- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Poulet, F., et al. 2004a. Perennial Water Ice Identified in the South Polar Cap of Mars, *Nature*, 428, 627. doi:10.1038/nature02461
- Bibring, J.-P., Soufflot, A., Berthé, M., et al. 2004b. OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, *ESA Publication Division*, 1240, 37
- Biemann, K. & Lavoie, J. M. 1979. Some Final Conclusions and Supporting Experiments Related to the Search for Organic Compounds on the Surface of Mars, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84, 8385. doi:10.1029/JB084iB14p08385
- BIMP, IEC, IFCC, et al. 2008, JCGM 100 : Evaluation of Measurement Data - Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement, Tech. rep., JCGM
- Bish, D. L., Blake, D. F., Vaniman, D. T., et al. 2013. X-Ray Diffraction Results from Mars Science Laboratory : Mineralogy of Rocknest at Gale Crater, *Science*, 341, 1238932. doi:10.1126/science.1238932
- Bishop, J. L. 2019, in *Remote Compositional Analysis*, 1st edn., ed. J. L. Bishop, J. F. Bell III, & J. E. Moersch, Cambridge University Press, 68–101. doi:10.1017/9781316888872.006
- Bishop, J. L., Dobreá, E. Z. N., McKeown, N. K., et al. 2008. Phyllosilicate Diversity and Past Aqueous Activity Revealed at Mawrth Vallis, Mars, *Science*, 321, 830. doi:10.1126/science.1159699
- Bishop, J. L., Lane, M. D., Dyar, M. D., et al. 2014. Spectral Properties of Ca-Sulfates : Gypsum, Bassanite, and Anhydrite, *American Mineralogist*, 99, 2105. doi:10.2138/am-2014-4756
- Bishop, J. L., Loizeau, D., McKeown, N. K., et al. 2013. What the Ancient Phyllosilicates at Mawrth Vallis Can Tell Us about Possible Habitability on Early Mars, *Planetary and Space Science*, 86, 130. doi:10.1016/j.pss.2013.05.006
- Blaney, D. L. & McCord, T. B. 1989. An Observational Search for Carbonates on Mars, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 94, 10159. doi:10.1029/JB094iB08p10159

- Böttger, H., Lewis, S., Read, P., & Forget, F. 2005. The Effects of the Martian Regolith on GCM Water Cycle Simulations, *Icarus*, 177, 174. doi:10.1016/j.icarus.2005.02.024
- Bouley, S., Baratoux, D., Matsuyama, I., et al. 2016. Late Tharsis Formation and Implications for Early Mars, *Nature*, 531, 344. doi:10.1038/nature17171
- Bouley, S., Baratoux, D., Paulien, N., Missenard, Y., & Saint-Bézar, B. 2018. The Revised Tectonic History of Tharsis, *Earth and Planetary Science Letters*, 488, 126. doi:10.1016/j.epsl.2018.02.019
- Bouley, S. & Craddock, R. A. 2014. Age Dates of Valley Network Drainage Basins and Subbasins within Sabae and Arabia Terrae, Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 119, 1302. doi:10.1002/2013JE004571
- Boynton, W. V., Ming, D. W., Kounaves, S. P., et al. 2009. Evidence for Calcium Carbonate at the Mars Phoenix Landing Site, *Science*, 325, 61. doi:10.1126/science.1172768
- Brass, G. W. 1980. Stability of Brines on Mars, *Icarus*, 42, 20. doi:10.1016/0019-1035(80)90237-7
- Brown, A. J., Byrne, S., Tornabene, L. L., & Roush, T. 2008. Louth Crater : Evolution of a Layered Water Ice Mound, *Icarus*, 196, 433. doi:10.1016/j.icarus.2007.11.023
- Bruno, G. 1584, *De l'infinito, universo e mondi*, Stampato in Venetia
- Bultel, B., Viennet, J., Poulet, F., Carter, J., & Werner, S. C. 2019. Detection of Carbonates in Martian Weathering Profiles, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 124, 989. doi:10.1029/2018JE005845
- Cabrol, N. A. & Grin, E. A. 1999. Distribution, Classification, and Ages of Martian Impact Crater Lakes, *Icarus*, 142, 160. doi:10.1006/icar.1999.6191
- Cabrol, N. A. & Grin, E. A. 2001. The Evolution of Lacustrine Environments on Mars : Is Mars Only Hydrologically Dormant?, *Icarus*, 149, 291. doi:10.1006/icar.2000.6530
- Calvin, W. M. 1997. Variation of the 3- μ m absorption feature on Mars : Observations over eastern Valles Marineris by the Mariner 6 infrared spectrometer, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 102, 9097. doi:10.1029/96JE03767
- Carr, M. H. 2012. The Fluvial History of Mars, *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 370, 2193. doi:10.1098/rsta.2011.0500
- Carr, M. H. & Head, J. W. 2003. Oceans on Mars : An Assessment of the Observational Evidence and Possible Fate, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 108. doi:10.1029/2002JE001963
- Carr, M. H. & Head, J. W. 2010. Geologic History of Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, 294, 185. doi:10.1016/j.epsl.2009.06.042
- Carrozzo, F., Bellucci, G., Altieri, F., D'Aversa, E., & Bibring, J.-P. 2009. Mapping of Water Frost and Ice at Low Latitudes on Mars, *Icarus*, 203, 406. doi:10.1016/j.icarus.2009.05.020
- Carter, J. 2011, PhD thesis, Université Paris Sud - Paris XI
- Carter, J., Gondet, B., Massé, M., Vincendon, M., & Pilorget, C. 2016. The South Polar Sulfates of Mars, in Sixth International Conference on Mars Polar Science and Exploration, Vol. 1926, 6063
- Carter, J., Loizeau, D., Mangold, N., Poulet, F., & Bibring, J.-P. 2015a. Widespread Surface Weathering on Early Mars : A Case for a Warmer and Wetter Climate, *Icarus*, 248, 373. doi:10.1016/j.icarus.2014.11.011

- Carter, J., Poulet, F., Bibring, J.-P., Mangold, N., & Murchie, S. 2013. Hydrated minerals on Mars as seen by the CRISM and OMEGA imaging spectrometers : Updated global view, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 118, 831. doi:10.1029/2012JE004145
- Carter, J., Poulet, F., Bibring, J.-P., & Murchie, S. 2010. Detection of Hydrated Silicates in Crustal Outcrops in the Northern Plains of Mars, *Science*, 328, 1682. doi:10.1126/science.1189013
- Carter, J., The OMEGA/Mars Express, & CRISM/MRO Teams. 2018. A New View of Mars Aqueous Alteration : First Results from The Mars Orbital Catalogue of Chemical Alteration Signatures (MOCCAS), in European Planetary Science Congress, Vol. 12, EPSC2018–49
- Carter, J., Viviano-Beck, C., Loizeau, D., Bishop, J., & Le Deit, L. 2015b. Orbital Detection and Implications of Akaganéite on Mars, *Icarus*, 253, 296. doi:10.1016/j.icarus.2015.01.020
- Chaffin, M. S., Deighan, J., Schneider, N. M., & Stewart, A. I. F. 2017. Elevated atmospheric escape of atomic hydrogen from Mars induced by high-altitude water, *Nature Geoscience*, 10, 174. doi:10.1038/ngeo2887
- Chevrier, V., Poulet, F., & Bibring, J.-P. 2007. Early Geochemical Environment of Mars as Determined from Thermodynamics of Phyllosilicates, *Nature*, 448, 60. doi:10.1038/nature05961
- Clancy, R. T., Grossman, A. W., Wolff, M. J., et al. 1996. Water Vapor Saturation at Low Altitudes around Mars Aphelion : A Key to Mars Climate?, *Icarus*, 122, 36. doi:10.1006/icar.1996.0108
- Clancy, R. T., Montmessin, F., Benson, J., et al. 2017a, in *The Atmosphere and Climate of Mars*, ed. F. Forget, M. D. Smith, R. T. Clancy, R. W. Zurek, & R. M. Haberle, Cambridge Planetary Science, Cambridge : Cambridge University Press, 76–105. doi:10.1017/9781139060172.005
- Clancy, R. T., Sandor, B., Wolff, M., et al. 2017b. The Distribution of Mars Water Vapor Versus Altitude, Season, and Latitude as Derived from Global Comparisons of CRISM Retrieved and LMD GCM Simulated O₂(¹Δ_g) Dayglow Profiles, *The Mars Atmosphere : Modelling and observation*, 3203
- Clancy, R. T. & Sandor, B. J. 1998. CO₂ Ice Clouds in the Upper Atmosphere of Mars, *Geophysical Research Letters*, 25, 489. doi:10.1029/98GL00114
- Clancy, R. T., Sandor, B. J., Wolff, M. J., et al. 2000. An intercomparison of ground-based millimeter, MGS TES, and Viking atmospheric temperature measurements : Seasonal and interannual variability of temperatures and dust loading in the global Mars atmosphere, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 105, 9553. doi:10.1029/1999JE001089
- Clancy, R. T., Wolff, M. J., & Christensen, P. R. 2003. Mars aerosol studies with the MGS TES emission phase function observations : Optical depths, particle sizes, and ice cloud types versus latitude and solar longitude, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 108. doi:10.1029/2003JE002058
- Clancy, R. T., Wolff, M. J., Smith, M. D., et al. 2019. The distribution, composition, and particle properties of Mars mesospheric aerosols : An analysis of CRISM visible/near-IR limb spectra with context from near-coincident MCS and MARCI observations, *Icarus*, 328, 246. doi:10.1016/j.icarus.2019.03.025
- Clancy, R. T., Wolff, M. J., Whitney, B. A., et al. 2010. Extension of atmospheric dust loading to high altitudes during the 2001 Mars dust storm : MGS TES limb observations, *Icarus*, 207, 98. doi:10.1016/j.icarus.2009.10.011
- Clifford, S. M. & Parker, T. J. 2001. The Evolution of the Martian Hydrosphere : Implications for the Fate of a Primordial Ocean and the Current State of the Northern Plains, *Icarus*, 154, 40. doi:10.1006/icar.2001.6671

- Condit, C. D. 1978. Distribution and Relations of 4- to 10-Km-Diameter Craters to Global Geologic Units of Mars, *Icarus*, 34, 465. doi:10.1016/0019-1035(78)90038-6
- Conway, S. J., Hovius, N., Barnie, T., et al. 2012. Climate-Driven Deposition of Water Ice and the Formation of Mounds in Craters in Mars' North Polar Region, *Icarus*, 220, 174. doi:10.1016/j.icarus.2012.04.021
- Craddock, R. A. & Howard, A. D. 2002. The Case for Rainfall on a Warm, Wet Early Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 107, 21. doi:10.1029/2001JE001505
- Crismani, M. M. J., Schneider, N. M., Plane, J. M. C., et al. 2017. Detection of a persistent meteoric metal layer in the Martian atmosphere, *Nature Geoscience*, 10, 401. doi:10.1038/ngeo2958
- Cull, S., Arvidson, R. E., Morris, R. V., et al. 2010. Seasonal Ice Cycle at the Mars Phoenix Landing Site : 2. Postlanding CRISM and Ground Observations, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 115. doi:10.1029/2009JE003410
- Dickeson, Z. I. & Davis, J. M. 2020. Martian Oceans, *Astronomy & Geophysics*, 61, 3.11. doi:10.1093/astrogeo/ataa038
- Dundas, C. M. 2019. Martian Slopes : Going Downhill Everywhere, in Ninth International Conference on Mars, Vol. 2089, 6309
- Dundas, C. M. 2020. An Aeolian Grainflow Model for Martian Recurring Slope Lineae, *Icarus*, 343, 113681. doi:10.1016/j.icarus.2020.113681
- Dundas, C. M., Bramson, A. M., Ojha, L., et al. 2018. Exposed subsurface ice sheets in the Martian mid-latitudes, *Science*, 359, 199. doi:10.1126/science.aao1619
- Dundas, C. M., McEwen, A. S., Diniega, S., et al. 2019. The Formation of Gullies on Mars Today, *Geological Society, London, Special Publications*, 467, 67. doi:10.1144/SP467.5
- Dundas, C. M., Mellon, M. T., Conway, S. J., et al. 2021. Widespread Exposures of Extensive Clean Shallow Ice in the Mid-Latitudes of Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, n/a, e2020JE006617. doi:https://doi.org/10.1029/2020JE006617
- Dyar, M. D., Hibbitts, C. A., & Orlando, T. M. 2010. Mechanisms for Incorporation of Hydrogen in and on Terrestrial Planetary Surfaces, *Icarus*, 208, 425. doi:10.1016/j.icarus.2010.02.014
- Ehlmann, B. L., Anderson, F. S., Andrews-Hanna, J., et al. 2016. The Sustainability of Habitability on Terrestrial Planets : Insights, Questions, and Needed Measurements from Mars for Understanding the Evolution of Earth-like Worlds, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 121, 1927. doi:10.1002/2016JE005134
- Ehlmann, B. L. & Edwards, C. S. 2014. Mineralogy of the Martian Surface, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42, 291. doi:10.1146/annurev-earth-060313-055024
- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Fassett, C. I., et al. 2008a. Clay Minerals in Delta Deposits and Organic Preservation Potential on Mars, *Nature Geoscience*, 1, 355. doi:10.1038/ngeo207
- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Murchie, S. L., et al. 2011. Subsurface Water and Clay Mineral Formation during the Early History of Mars, *Nature*, 479, 53. doi:10.1038/nature10582
- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Murchie, S. L., et al. 2008b. Orbital Identification of Carbonate-Bearing Rocks on Mars, *Science*, 322, 1828. doi:10.1126/science.1164759

- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Swayze, G. A., et al. 2009. Identification of hydrated silicate minerals on Mars using MRO-CRISM : Geologic context near Nili Fossae and implications for aqueous alteration, *Journal of Geophysical Research*, 114, E00D08. doi:10.1029/2009JE003339
- Encrenaz, T., Melchiorri, R., Fouchet, T., et al. 2005. A Mapping of Martian Water Sublimation during Early Northern Summer Using OMEGA/Mars Express, *Astronomy & Astrophysics*, 441, L9. doi:10.1051/0004-6361:200500171
- Erard, S. & Calvin, W. 1997. New Composite Spectra of Mars, 0.4–5.7 Mm, *Icarus*, 130, 449. doi:10.1006/icar.1997.5830
- Farmer, C. B., Davies, D. W., Holland, A. L., Laporte, D. D., & Doms, P. E. 1977. Mars : Water Vapor Observations from the Viking Orbiters, *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 82, 4225. doi:10.1029/JS082i028p04225
- Fassett, C. I. & Head, J. W. 2005. Fluvial Sedimentary Deposits on Mars : Ancient Deltas in a Crater Lake in the Nili Fossae Region, *Geophysical Research Letters*, 32. doi:10.1029/2005GL023456
- Fassett, C. I. & Head, J. W. 2008a. The Timing of Martian Valley Network Activity : Constraints from Buffered Crater Counting, *Icarus*, 195, 61. doi:10.1016/j.icarus.2007.12.009
- Fassett, C. I. & Head, J. W. 2008b. Valley Network-Fed, Open-Basin Lakes on Mars : Distribution and Implications for Noachian Surface and Subsurface Hydrology, *Icarus*, 198, 37. doi:10.1016/j.icarus.2008.06.016
- Fassett, C. I. & Head, J. W. 2011. Sequence and Timing of Conditions on Early Mars, *Icarus*, 211, 1204. doi:10.1016/j.icarus.2010.11.014
- Fedorova, A., Bertaux, J.-L., Betsis, D., et al. 2018. Water vapor in the middle atmosphere of Mars during the 2007 global dust storm, *Icarus*, 300, 440. doi:10.1016/j.icarus.2017.09.025
- Fedorova, A., Korablev, O., Bertaux, J.-L., et al. 2006. Mars Water Vapor Abundance from SPICAM IR Spectrometer : Seasonal and Geographic Distributions, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 111. doi:10.1029/2006JE002695
- Fedorova, A. A., Montmessin, F., Korablev, O., et al. 2020. Stormy water on Mars : The distribution and saturation of atmospheric water during the dusty season, *Science*, eaay9522. doi:10.1126/science.aay9522
- Feldman, W. C., Bandfield, J. L., Diez, B., et al. 2008. North to south asymmetries in the water-equivalent hydrogen distribution at high latitudes on Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 113. doi:10.1029/2007JE003020
- Feldman, W. C., Boynton, W. V., Tokar, R. L., et al. 2002. Global Distribution of Neutrons from Mars : Results from Mars Odyssey, *Science*, 297, 75. doi:10.1126/science.1073541
- Feldman, W. C., Prettyman, T. H., Maurice, S., et al. 2004. Global distribution of near-surface hydrogen on Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 109. doi:10.1029/2003JE002160
- Flammarion, C. 1862, *La pluralité des mondes habités : étude où l'on expose les conditions d'habitabilité des terres célestes, discutées au point de vue de l'astronomie et de la physiologie*, Mallet-Bachelier (Paris)
- Flammarion, C. 1892, *La planète Mars*, Gauthier-Villars
- Flammarion, C. 1909, *La planète Mars et ses conditions d'habitabilité : Observations faites de 1890 à 1901*, Vol. 2, Gauthier-Villars

- Fontenelle, B. d. 1686, *Entretiens sur la pluralité des mondes*, Vve C. Blageart (Paris)
- Forget, F. 1998, in *Solar System Ices : Based on Reviews Presented at the International Symposium "Solar System Ices" Held in Toulouse, France, on March 27–30, 1995*, ed. B. Schmitt, C. De Bergh, & M. Festou, *Astrophysics and Space Science Library*, Dordrecht : Springer Netherlands, 477–507. doi :10.1007/978-94-011-5252-5_20
- Forget, F., Byrne, S., Head, J. W., Mischna, M. A., & Schörghofer, N. 2017, in *The Atmosphere and Climate of Mars*, ed. R. M. Haberle, R. T. Clancy, F. Forget, M. D. Smith, & R. W. Zurek, *Cambridge Planetary Science*, Cambridge : Cambridge University Press, 497–525. doi :10.1017/9781139060172.016
- Forget, F., Haberle, R. M., Montmessin, F., Levrard, B., & Head, J. W. 2006. Formation of Glaciers on Mars by Atmospheric Precipitation at High Obliquity, *Science*, 311, 368. doi :10.1126/science.1120335
- Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., et al. 1999. Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 104, 24155. doi :10.1029/1999JE001025
- Forget, F., Levrard, B., Montmessin, F., et al. 2005. Mars Water Ice and Carbon Dioxide Seasonal Polar Caps : GCM Modeling and Comparison with Mars Express Omega Observations, in *Lunar and Planetary Science Conference XXXVI*, Vol. 36
- Formisano, V., Maturilli, A., Giuranna, M., D'Aversa, E., & Lopez-Valverde, M. A. 2006. Observations of Non-LTE Emission at 4–5 Microns with the Planetary Fourier Spectrometer Aboard the Mars Express Mission, *Icarus*, 182, 51. doi :10.1016/j.icarus.2005.12.022
- Forsberg-Taylor, N. K., Howard, A. D., & Craddock, R. A. 2004. Crater Degradation in the Martian Highlands : Morphometric Analysis of the Sinus Sabaeus Region and Simulation Modeling Suggest Fluvial Processes, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 109. doi :10.1029/2004JE002242
- Frey, H. V. 2006. Impact Constraints on, and a Chronology for, Major Events in Early Mars History, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 111. doi :10.1029/2005JE002449
- Frey, H. V., Frey, E. L., Hartmann, W. K., & Tanaka, K. L. T. 2003. Evidence for Buried "Pre-Noachian" Crust Pre-Dating the Oldest Observed Surface Units on Mars, in *Lunar and Planetary Science Conference*, ed. S. Mackwell & E. Stansbery, *Lunar and Planetary Science Conference*, 1848
- Frey, H. V., Roark, J. H., Shockey, K. M., Frey, E. L., & Sakimoto, S. E. H. 2002. Ancient Lowlands on Mars, *Geophysical Research Letters*, 29, 22. doi :10.1029/2001GL013832
- Gendrin, A., Mangold, N., Bibring, J.-P., et al. 2005. Sulfates in Martian Layered Terrains : The OMEGA/Mars Express View, *Science*, 307, 1587. doi :10.1126/science.1109087
- Gierasch, P. J. & Goody, R. M. 1972. The Effect of Dust on the Temperature of the Martian Atmosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29, 400. doi :10.1175/1520-0469(1972)029<0400:TEODOT>2.0.CO;2
- Goetz, W., Bertelsen, P., Binau, C. S., et al. 2005. Indication of Drier Periods on Mars from the Chemistry and Mineralogy of Atmospheric Dust, *Nature*, 436, 62. doi :10.1038/nature03807
- Goldman, A. & Saunders, R. 1979. Analysis of atmospheric infrared spectra for altitude distribution of atmospheric trace constituents—I. Method of analysis, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 21, 155. doi :10.1016/0022-4073(79)90027-X

- Gooding, J. L. 1978. Chemical Weathering on Mars Thermodynamic Stabilities of Primary Minerals (and Their Alteration Products) from Mafic Igneous Rocks, *Icarus*, 33, 483. doi :10.1016/0019-1035(78)90186-0
- Gooding, J. L. 1986. Martian dust particles as condensation nuclei : A preliminary assessment of mineralogical factors, *Icarus*, 66, 56. doi :10.1016/0019-1035(86)90006-0
- Goudge, T. A., Aureli, K. L., Head, J. W., Fassett, C. I., & Mustard, J. F. 2015a. Classification and Analysis of Candidate Impact Crater-Hosted Closed-Basin Lakes on Mars, *Icarus*, 260, 346. doi :10.1016/j.icarus.2015.07.026
- Goudge, T. A., Mustard, J. F., Head, J. W., Fassett, C. I., & Wiseman, S. M. 2015b. Assessing the Mineralogy of the Watershed and Fan Deposits of the Jezero Crater Paleolake System, Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 120, 775. doi :10.1002/2014JE004782
- Greeley, R. & Schneid, B. D. 1991. Magma Generation on Mars : Amounts, Rates, and Comparisons with Earth, Moon, and Venus, *Science*, 254, 996. doi :10.1126/science.254.5034.996
- Gronoff, G., Arras, P., Baraka, S., et al. 2020. Atmospheric Escape Processes and Planetary Atmospheric Evolution, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 125, e2019JA027639. doi :10.1029/2019JA027639
- Grott, M., Morschhauser, A., Breuer, D., & Hauber, E. 2011. Volcanic Outgassing of CO₂ and H₂O on Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 391. doi :10.1016/j.epsl.2011.06.014
- Guzewich, S. D., Fedorova, A. A., Kahre, M. A., & Toigo, A. D. 2020. Studies of the 2018/Mars Year 34 Planet-Encircling Dust Storm, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 125, e2020JE006700. doi :10.1029/2020JE006700
- Guzewich, S. D., Lemmon, M., Smith, C. L., et al. 2019. Mars Science Laboratory Observations of the 2018/Mars Year 34 Global Dust Storm, *Geophysical Research Letters*, 46, 71. doi :10.1029/2018GL080839
- Guzewich, S. D. & Smith, M. D. 2019. Seasonal Variation in Martian Water Ice Cloud Particle Size, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 124, 636. doi :10.1029/2018JE005843
- Haberle, R. M. 1998. Early Mars Climate Models, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 103, 28467. doi :10.1029/98JE01396
- Haberle, R. M., Clancy, R. T., Forget, F., Smith, M. D., & Zurek, R. W. 2017, *The Atmosphere and Climate of Mars*, Cambridge Planetary Science, Cambridge University Press. doi :10.1017/9781139060172
- Haberle, R. M., McKay, C. P., Schaeffer, J., et al. 2001. On the Possibility of Liquid Water on Present-Day Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106, 23317. doi :10.1029/2000JE001360
- Haberle, R. M., Murphy, J. R., & Schaeffer, J. 2003. Orbital Change Experiments with a Mars General Circulation Model, *Icarus*, 161, 66. doi :10.1016/S0019-1035(02)00017-9
- Haberle, R. M., Pollack, J. B., Barnes, J. R., et al. 1993. Mars Atmospheric Dynamics as Simulated by the NASA Ames General Circulation Model : 1. The Zonal-Mean Circulation, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 98, 3093. doi :10.1029/92JE02946
- Hamilton, V. E., McSween, H. Y., & Hapke, B. 2005. Mineralogy of Martian Atmospheric Dust Inferred from Thermal Infrared Spectra of Aerosols, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 110. doi :10.1029/2005JE002501

- Hanel, R., Conrath, B., Hovis, W., et al. 1972. Investigation of the Martian environment by infrared spectroscopy on Mariner 9, *Icarus*, 17, 423. doi:10.1016/0019-1035(72)90009-7
- Hanley, J., Chevrier, V. F., Barrows, R. S., Swaffler, C., & Altheide, T. S. 2015. Near- and mid-infrared reflectance spectra of hydrated oxychlorine salts with implications for Mars, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 120, 1415. doi:10.1002/2013JE004575
- Hansen, J. E. & Travis, L. D. 1974. Light scattering in planetary atmospheres, *Space Science Reviews*, 16, 527. doi:10.1007/BF00168069
- Harish, Vijayan, S., & Mangold, N. 2021. Evidence for Fluvial and Glacial Activities within Impact Craters That Excavated into a Noachian Volcanic Dome on Mars, *Icarus*, 361, 114397. doi:10.1016/j.icarus.2021.114397
- Harish, Vijayan, S., Mangold, N., & Bhardwaj, A. 2020. Water-Ice Exposing Scarps Within the Northern Midlatitude Craters on Mars, *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL089057. doi:10.1029/2020GL089057
- Hartmann, W. K. 1966. Martian Cratering, *Icarus*, 5, 565. doi:10.1016/0019-1035(66)90071-6
- Hartmann, W. K. 1999. Martian Cratering VI : Crater Count Isochrons and Evidence for Recent Volcanism from Mars Global Surveyor, *Meteoritics & Planetary Science*, 34, 167. doi:10.1111/j.1945-5100.1999.tb01743.x
- Hartmann, W. K. 2005. Martian Cratering 8 : Isochron Refinement and the Chronology of Mars, *Icarus*, 174, 294. doi:10.1016/j.icarus.2004.11.023
- Hartmann, W. K. & Berman, D. C. 2000. Elysium Planitia Lava Flows : Crater Count Chronology and Geological Implications, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 105, 15011. doi:10.1029/1999JE001189
- Hartmann, W. K., Malin, M., McEwen, A., et al. 1999. Evidence for Recent Volcanism on Mars from Crater Counts, *Nature*, 397, 586. doi:10.1038/17545
- Hartmann, W. K. & Neukum, G. 2001. Cratering Chronology and the Evolution of Mars, in *Chronology and Evolution of Mars*, ed. R. Kallenbach, J. Geiss, & W. K. Hartmann, Space Sciences Series of ISSI, Dordrecht : Springer Netherlands, 165–194. doi:10.1007/978-94-017-1035-0_6
- Hartwick, V. L., Toon, O. B., & Heavens, N. G. 2019. High-altitude water ice cloud formation on Mars controlled by interplanetary dust particles, *Nature Geoscience*, 12, 516. doi:10.1038/s41561-019-0379-6
- Hays, L. E., Graham, H. V., Des Marais, D. J., et al. 2017. Biosignature Preservation and Detection in Mars Analog Environments, *Astrobiology*, 17, 363. doi:10.1089/ast.2016.1627
- Head, J. W., Kreslavsky, M. A., & Pratt, S. 2002. Northern Lowlands of Mars : Evidence for Widespread Volcanic Flooding and Tectonic Deformation in the Hesperian Period, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 107, 3. doi:10.1029/2000JE001445
- Head, J. W., Mustard, J. F., Kreslavsky, M. A., Milliken, R. E., & Marchant, D. R. 2003. Recent Ice Ages on Mars, *Nature*, 426, 797. doi:10.1038/nature02114
- Head, J. W., Neukum, G., Jaumann, R., et al. 2005. Tropical to Mid-Latitude Snow and Ice Accumulation, Flow and Glaciation on Mars, *Nature*, 434, 346. doi:10.1038/nature03359
- Heavens, N. G., Kleinböhl, A., Chaffin, M. S., et al. 2018. Hydrogen escape from Mars enhanced by deep convection in dust storms, *Nature Astronomy*, 2, 126. doi:10.1038/s41550-017-0353-4

- Heavens, N. G., McCleese, D. J., Richardson, M. I., et al. 2011a. Structure and Dynamics of the Martian Lower and Middle Atmosphere as Observed by the Mars Climate Sounder : 2. Implications of the Thermal Structure and Aerosol Distributions for the Mean Meridional Circulation, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 116. doi:10.1029/2010JE003713
- Heavens, N. G., Richardson, M. I., Kleinböhl, A., et al. 2011b. The vertical distribution of dust in the Martian atmosphere during northern spring and summer : Observations by the Mars Climate Sounder and analysis of zonal average vertical dust profiles, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 116. doi:10.1029/2010JE003691
- Hecht, M. H., Kounaves, S. P., Quinn, R. C., et al. 2009. Detection of Perchlorate and the Soluble Chemistry of Martian Soil at the Phoenix Lander Site, *Science*, 325, 64. doi:10.1126/science.1172466
- Herr, K. C. & Pimentel, G. C. 1970. Evidence for Solid Carbon Dioxide in the Upper Atmosphere of Mars, *Science*, 167, 47. doi:10.1126/science.167.3914.47
- Hess, S. L., Henry, R. M., & Tillman, J. E. 1979. The Seasonal Variation of Atmospheric Pressure on Mars as Affected by the South Polar Cap, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84, 2923. doi:10.1029/JB084iB06p02923
- Hill, C. A. & Polyak, V. J. 2020. A Karst Hydrology Model for the Geomorphic Evolution of Grand Canyon, Arizona, USA, *Earth-Science Reviews*, 208, 103279. doi:10.1016/j.earscirev.2020.103279
- Horgan, B. & Bell, J. F., I. 2012. Widespread weathered glass on the surface of Mars, *Geology*, 40, 391. doi:10.1130/G32755.1
- Horgan, B. H., Bell, J. F., Dobrea, E. Z. N., et al. 2009. Distribution of hydrated minerals in the north polar region of Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114. doi:10.1029/2008JE003187
- Hu, R., Kass, D. M., Ehlmann, B. L., & Yung, Y. L. 2015. Tracing the Fate of Carbon and the Atmospheric Evolution of Mars, *Nature Communications*, 6, 10003. doi:10.1038/ncomms10003
- Hutchins, K. S., Jakosky, B. M., & Luhmann, J. G. 1997. Impact of a Paleomagnetic Field on Sputtering Loss of Martian Atmospheric Argon and Neon, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 102, 9183. doi:10.1029/96JE03838
- Hynek, B. M., Beach, M., & Hoke, M. R. T. 2010. Updated Global Map of Martian Valley Networks and Implications for Climate and Hydrologic Processes, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 115. doi:10.1029/2009JE003548
- Inada, A., Richardson, M. I., McConnochie, T. H., et al. 2007. High-Resolution Atmospheric Observations by the Mars Odyssey Thermal Emission Imaging System, *Icarus*, 192, 378. doi:10.1016/j.icarus.2007.07.020
- Irwin, R. P., Maxwell, T. A., Howard, A. D., Craddock, R. A., & Leverington, D. W. 2002. A Large Paleolake Basin at the Head of Ma'adim Vallis, Mars, *Science*, 296, 2209. doi:10.1126/science.1071143
- Irwin, III, R. P., Craddock, R. A., & Howard, A. D. 2005. Interior Channels in Martian Valley Networks : Discharge and Runoff Production, *Geology*, 33, 489. doi:10.1130/G21333.1
- Ivanov, B. A. 2001. Mars/Moon Cratering Rate Ratio Estimates, *Space Science Reviews*, 96, 87. doi:10.1023/A:1011941121102
- Jakosky, B. M., Brain, D., Chaffin, M., et al. 2018. Loss of the Martian Atmosphere to Space : Present-Day Loss Rates Determined from MAVEN Observations and Integrated Loss through Time, *Icarus*, 315, 146. doi:10.1016/j.icarus.2018.05.030

- James, P. B., Bell, J. F., Clancy, R. T., et al. 1996. Global Imaging of Mars by Hubble Space Telescope during the 1995 Opposition, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 101, 18883. doi:10.1029/96JE01605
- Jaquin, F., Gierasch, P., & Kahn, R. 1986. The vertical structure of limb hazes in the Martian atmosphere, *Icarus*, 68, 442. doi:10.1016/0019-1035(86)90050-3
- Johnson, C. L. & Phillips, R. J. 2005. Evolution of the Tharsis Region of Mars : Insights from Magnetic Field Observations, *Earth and Planetary Science Letters*, 230, 241. doi:10.1016/j.epsl.2004.10.038
- Jouglet, D. 2008, PhD thesis, Université Paris-Sud XI
- Jouglet, D., Poulet, F., Langevin, Y., et al. 2009. OMEGA long wavelength channel : Data reduction during non-nominal stages, *Planetary and Space Science*, 57, 1032. doi:10.1016/j.pss.2008.07.025
- Jouglet, D., Poulet, F., Milliken, R. E., et al. 2007. 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 : Planets*, 112. doi:10.1029/2006JE002846
- Kahn, R. 1984. The Spatial and Seasonal Distribution of Martian Clouds and Some Meteorological Implications, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 89, 6671. doi:10.1029/JA089iA08p06671
- Kahre, M. A., Murphy, J. R., Newman, C. E., et al. 2017, in *The Atmosphere and Climate of Mars*, ed. F. Forget, M. D. Smith, R. T. Clancy, R. W. Zurek, & R. M. Haberle, Cambridge Planetary Science, Cambridge : Cambridge University Press, 295–337. doi:10.1017/9781139060172.010
- Kass, D., Schofield, J., Kleinböhl, A., et al. 2019. Mars Climate Sounder observation of Mars' 2018 global dust storm, *Geophysical Research Letters*. doi:10.1029/2019GL083931
- Kass, D. M., Kleinböhl, A., McCleese, D. J., Schofield, J. T., & Smith, M. D. 2016. Interannual similarity in the Martian atmosphere during the dust storm season : DUST SEASON INTERANNUAL SIMILARITIES, *Geophysical Research Letters*, 43, 6111. doi:10.1002/2016GL068978
- Kelly, N. J., Boynton, W. V., Kerry, K., et al. 2006. Seasonal Polar Carbon Dioxide Frost on Mars : CO₂ Mass and Columnar Thickness Distribution, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 111. doi:10.1029/2006JE002678
- Kieffer, H. H. 1979. Mars South Polar Spring and Summer Temperatures : A Residual CO₂ Frost, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84, 8263. doi:10.1029/JB084iB14p08263
- Kieffer, H. H., Chase, S. C., Martin, T. Z., Miner, E. D., & Palluconi, F. D. 1976. Martian North Pole Summer Temperatures : Dirty Water Ice, *Science*, 194, 1341. doi:10.1126/science.194.4271.1341
- Kieffer, H. H. & Titus, T. N. 2001. TES Mapping of Mars' North Seasonal Cap, *Icarus*, 154, 162. doi:10.1006/icar.2001.6670
- Klein, H. P. 1977. The Viking Biological Investigation : General Aspects, *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 82, 4677. doi:10.1029/JS082i028p04677
- Kleinböhl, A., Schofield, J. T., Kass, D. M., et al. 2009. Mars Climate Sounder Limb Profile Retrieval of Atmospheric Temperature, Pressure, and Dust and Water Ice Opacity : MCS RETRIEVALS, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114, n/a. doi:10.1029/2009JE003358
- Kley, D., Stone, E. J., Henderson, W. R., et al. 1979. In Situ Measurements of the Mixing Ratio of Water Vapor in the Stratosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36, 2513. doi:10.1175/1520-0469(1979)036<2513:SMOTMR>2.0.CO;2

- Klingelhöfer, G., Morris, R. V., Bernhardt, B., et al. 2004. Jarosite and Hematite at Meridiani Planum from Opportunity's Mössbauer Spectrometer, *Science*, 306, 1740. doi:10.1126/science.1104653
- Knollenberg, R., Travis, L., Tomasko, M., et al. 1980. The Clouds of Venus : A Synthesis Report, *Journal of Geophysical Research : Space Physics*, 85, 8059. doi:10.1029/JA085iA13p08059
- Kokaly, R. F., Clark, R. N., Swayze, G. A., et al. 2017, USGS Spectral Library Version 7, USGS Numbered Series 1035, U.S. Geological Survey, Reston, VA. doi:10.3133/ds1035
- Korablev, O., Montmessin, F., Trokhimovskiy, A., et al. 2018. The Atmospheric Chemistry Suite (ACS) of Three Spectrometers for the ExoMars 2016 Trace Gas Orbiter, *Space Science Reviews*, 214, 7. doi:10.1007/s11214-017-0437-6
- Korablev, O., Vandaele, A. C., Montmessin, F., et al. 2019. No detection of methane on Mars from early ExoMars Trace Gas Orbiter observations, *Nature*, 568, 517. doi:10.1038/s41586-019-1096-4
- Kring, D. A. & Cohen, B. A. 2002. Cataclysmic Bombardment throughout the Inner Solar System 3.9–4.0 Ga, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 107, 4. doi:10.1029/2001JE001529
- Langevin, Y., Bibring, J.-P., Montmessin, F., et al. 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 : OMEGA-SOUTH SEASONAL CAP OF MARS, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112. doi:10.1029/2006JE002841
- Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.-P., & Gondet, B. 2005a. Sulfates in the North Polar Region of Mars Detected by OMEGA/Mars Express, *Science*, 307, 1584. doi:10.1126/science.1109091
- Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.-P., et al. 2005b. Summer Evolution of the North Polar Cap of Mars as Observed by OMEGA/Mars Express, *Science*, 307, 1581. doi:10.1126/science.1109438
- Laskar, J., Correia, A. C. M., Gastineau, M., et al. 2004. Long Term Evolution and Chaotic Diffusion of the Insolation Quantities of Mars, *Icarus*, 170, 343. doi:10.1016/j.icarus.2004.04.005
- Laskar, J., Joutel, F., & Robutel, P. 1993. Stabilization of the Earth's Obliquity by the Moon, *Nature*, 361, 615. doi:10.1038/361615a0
- Lauro, S. E., Pettinelli, E., Caprarelli, G., et al. 2021. Multiple Subglacial Water Bodies below the South Pole of Mars Unveiled by New MARSIS Data, *Nature Astronomy*, 5, 63. doi:10.1038/s41550-020-1200-6
- Leask, E. K., Ehlmann, B. L., Dundar, M. M., Murchie, S. L., & Seelos, F. P. 2018. Challenges in the Search for Perchlorate and Other Hydrated Minerals With 2.1- μ m Absorptions on Mars, *Geophysical Research Letters*, 45, 12,180. doi:10.1029/2018GL080077
- Lefèvre, F., Bertaux, J.-L., Clancy, R. T., et al. 2008. Heterogeneous Chemistry in the Atmosphere of Mars, *Nature*, 454, 971. doi:10.1038/nature07116
- Lemmon, M. T., Guzewich, S. D., McConnochie, T., et al. 2019. Large Dust Aerosol Sizes Seen During the 2018 Martian Global Dust Event by the Curiosity Rover, *Geophysical Research Letters*. doi:10.1029/2019GL084407
- Lemmon, M. T., Wolff, M. J., Bell, J. F., et al. 2015. Dust Aerosol, Clouds, and the Atmospheric Optical Depth Record over 5 Mars Years of the Mars Exploration Rover Mission, *Icarus*, 251, 96. doi:10.1016/j.icarus.2014.03.029
- Leovy, C. 2001. Weather and Climate on Mars, *Nature*, 412, 245. doi:10.1038/35084192

- Leshin, L. A., Mahaffy, P. R., Webster, C. R., et al. 2013. Volatile, Isotope, and Organic Analysis of Martian Fines with the Mars Curiosity Rover, *Science*, 341. doi:10.1126/science.1238937
- Lewis, K. W. & Aharonson, O. 2006. Stratigraphic Analysis of the Distributary Fan in Eberswalde Crater Using Stereo Imagery, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 111. doi:10.1029/2005JE002558
- Lillis, R. J., Frey, H. V., & Manga, M. 2008. Rapid Decrease in Martian Crustal Magnetization in the Noachian Era : Implications for the Dynamo and Climate of Early Mars, *Geophysical Research Letters*, 35. doi:10.1029/2008GL034338
- Liu, Y., Stachurski, F., Liu, Z., & Zou, Y. 2020. Quantitative Assessment of Water Content and Mineral Abundances at Gale Crater on Mars with Orbital Observations, *Astronomy & Astrophysics*, 637, A79. doi:10.1051/0004-6361/201937045
- Liuzzi, G., Villanueva, G. L., Crismani, M. M. J., et al. 2020. Strong Variability of Martian Water Ice Clouds During Dust Storms Revealed From ExoMars Trace Gas Orbiter/NOMAD, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 125, e2019JE006250. doi:10.1029/2019JE006250
- Loizeau, D., Mangold, N., Poulet, F., et al. 2007. Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112. doi:https://doi.org/10.1029/2006JE002877
- Lowell, P. 1894. Mars. (Illustrated), *Popular Astronomy*, 2, 1
- Lowell, P. 1896. *Mars.*, London, Bombay : Longmans, Green, and Co.
- Luginin, M., Fedorova, A., Ignatiev, N., et al. 2020. Properties of Water Ice and Dust Particles in the Atmosphere of Mars During the 2018 Global Dust Storm as Inferred From the Atmospheric Chemistry Suite, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 125, e2020JE006419. doi:10.1029/2020JE006419
- Lundin, R., Barabash, S., Andersson, H., et al. 2004. Solar Wind-Induced Atmospheric Erosion at Mars : First Results from ASPERA-3 on Mars Express, *Science*, 305, 1933. doi:10.1126/science.1101860
- Määttänen, A., Listowski, C., Montmessin, F., et al. 2013. A Complete Climatology of the Aerosol Vertical Distribution on Mars from MEx/SPICAM UV Solar Occultations, *Icarus*, 223, 892. doi:10.1016/j.icarus.2012.12.001
- Madeleine, J.-B., Forget, F., Spiga, A., et al. 2012. Aphelion water-ice cloud mapping and property retrieval using the OMEGA imaging spectrometer onboard Mars Express : OMEGA ANALYSIS OF MARS WATER ICE CLOUDS, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 117, n/a. doi:10.1029/2011JE003940
- Mahaffy, P. R., Webster, C. R., Atreya, S. K., et al. 2013. Abundance and Isotopic Composition of Gases in the Martian Atmosphere from the Curiosity Rover, *Science*, 341, 263. doi:10.1126/science.1237966
- Malin, M. C. & Edgett, K. S. 2000. Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars, *Science*, 288, 2330. doi:10.1126/science.288.5475.2330
- Malin, M. C. & Edgett, K. S. 2003. Evidence for Persistent Flow and Aqueous Sedimentation on Early Mars, *Science*, 302, 1931. doi:10.1126/science.1090544
- Maltagliati, L., Montmessin, F., Fedorova, A., et al. 2011a. Evidence of Water Vapor in Excess of Saturation in the Atmosphere of Mars, *Science*, 333, 1868. doi:10.1126/science.1207957
- Maltagliati, L., Titov, D. V., Encrenaz, T., et al. 2011b. Annual Survey of Water Vapor Behavior from the OMEGA Mapping Spectrometer Onboard Mars Express, *Icarus*, 213, 480. doi:10.1016/j.icarus.2011.03.030

- Mangold, N., Poulet, F., Mustard, J. F., et al. 2007. Mineralogy of the Nili Fossae Region with OMEGA/Mars Express Data : 2. Aqueous Alteration of the Crust, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112. doi:10.1029/2006JE002835
- Margulis, L., Mazur, P., Barghoorn, E. S., et al. 1979. The Viking Mission : Implications for Life on Mars, *Journal of Molecular Evolution*, 14, 223. doi:10.1007/BF01732380
- Marsden, D. & Lingenfelter, R. E. 2003. Solar Activity and Cloud Opacity Variations : A Modulated Cosmic Ray Ionization Model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60, 626. doi:10.1175/1520-0469(2003)060<0626:SAACOV>2.0.CO;2
- Martin, P. E., Farley, K. A., Archer, P. D., et al. 2020. Reevaluation of Perchlorate in Gale Crater Rocks Suggests Geologically Recent Perchlorate Addition, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 125, e2019JE006156. doi:10.1029/2019JE006156
- Massé, M. 2010, Theses, Université de Nantes
- Massé, M., Bourgeois, O., Le Mouélic, S., et al. 2010. Martian polar and circum-polar sulfate-bearing deposits : Sublimation tills derived from the North Polar Cap, *Icarus*, 209, 434. doi:10.1016/j.icarus.2010.04.017
- Massé, M., Bourgeois, O., Le Mouélic, S., et al. 2012. Wide distribution and glacial origin of polar gypsum on Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318, 44. doi:10.1016/j.epsl.2011.11.035
- Matsuyama, I. & Manga, M. 2010. Mars without the Equilibrium Rotational Figure, Tharsis, and the Remnant Rotational Figure, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 115. doi:10.1029/2010JE003686
- McCauley, J. F., Carr, M. H., Cutts, J. A., et al. 1972. Preliminary Mariner 9 Report on the Geology of Mars, *Icarus*, 17, 289. doi:10.1016/0019-1035(72)90003-6
- McCleese, D. J., Heavens, N. G., Schofield, J. T., et al. 2010. Structure and Dynamics of the Martian Lower and Middle Atmosphere as Observed by the Mars Climate Sounder : Seasonal Variations in Zonal Mean Temperature, Dust, and Water Ice Aerosols, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 115. doi:10.1029/2010JE003677
- McEwen, A. S., Ojha, L., Dundas, C. M., et al. 2011. Seasonal Flows on Warm Martian Slopes, *Science*, 333, 740. doi:10.1126/science.1204816
- McEwen, A. S., Schaefer, E. I., Dundas, C. M., et al. 2021. Mars : Abundant Recurring Slope Lineae (RSL) Following the Planet-Encircling Dust Event (PEDE) of 2018, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 126, e2020JE006575. doi:10.1029/2020JE006575
- Melchiorri, R., Encrenaz, T., Fouchet, T., et al. 2007. Water Vapor Mapping on Mars Using OMEGA/Mars Express, *Planetary and Space Science*, 55, 333. doi:10.1016/j.pss.2006.05.040
- Mellon, M. T., Arvidson, R. E., Sizemore, H. G., et al. 2009. Ground Ice at the Phoenix Landing Site : Stability State and Origin, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114. doi:10.1029/2009JE003417
- Melosh, H. J. & Vickery, A. M. 1989. Impact Erosion of the Primordial Atmosphere of Mars, *Nature*, 338, 487. doi:10.1038/338487a0
- Meslin, P.-Y., Gasnault, O., Forni, O., et al. 2013. Soil Diversity and Hydration as Observed by ChemCam at Gale Crater, Mars, *Science*, 341, 1238670. doi:10.1126/science.1238670
- Michalski, J. R., Kraft, M. D., Sharp, T. G., Williams, L. B., & Christensen, P. R. 2005. Mineralogical constraints on the high-silica martian surface component observed by TES, *Icarus*, 174, 161. doi:10.1016/j.icarus.2004.10.022

- Michalski, J. R., Onstott, T. C., Mojzsis, S. J., et al. 2018. The Martian Subsurface as a Potential Window into the Origin of Life, *Nature Geoscience*, 11, 21. doi:10.1038/s41561-017-0015-2
- Michelangeli, D. V., Toon, O. B., Haberle, R. M., & Pollack, J. B. 1993. Numerical Simulations of the Formation and Evolution of Water Ice Clouds in the Martian Atmosphere, *Icarus*, 102, 261. doi:10.1006/icar.1993.1048
- Mie, G. 1908. Beiträge Zur Optik Trüber Medien, Speziell Kolloidaler Metallösungen, *Annalen der Physik*, 330, 377. doi:10.1002/andp.19083300302
- Milliken, R. 2020. RELAB Spectral Library Bundle. doi:10.17189/1519032
- Milliken, R., Swayze, G., Arvidson, R., et al. 2008. Opaline Silica in Young Deposits on Mars, *Geology*, 36, 847. doi:10.1130/G24967A.1
- Milliken, R. E., Mustard, J. F., Poulet, F., et al. 2007. Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA : 2. H₂O content of the surface, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112. doi:10.1029/2006JE002853
- Millour, E., Forget, F., Spiga, A., et al. 2018. The Mars Climate Database (version 5.3), in From Mars Express to ExoMars, 68
- Milton, D. J. 1973. Water and Processes of Degradation in the Martian Landscape, *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 78, 4037. doi:10.1029/JB078i020p04037
- Montmessin, F., Bertaux, J.-L., Quémerais, E., et al. 2006a. Subvisible CO₂ Ice Clouds Detected in the Mesosphere of Mars, *Icarus*, 183, 403. doi:10.1016/j.icarus.2006.03.015
- Montmessin, F., Forget, F., Rannou, P., Cabane, 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 : Planets*, 109. doi:10.1029/2004JE002284
- Montmessin, F., Gondet, B., Bibring, J.-P., et al. 2007a. Hyperspectral imaging of convective CO₂ ice clouds in the equatorial mesosphere of Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112. doi:10.1029/2007JE002944
- Montmessin, F., Haberle, R. M., Forget, F., et al. 2007b. On the Origin of Perennial Water Ice at the South Pole of Mars : A Precession-Controlled Mechanism ?, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112. doi:10.1029/2007JE002902
- Montmessin, F., Korabiev, O. I., Trokhimovskiy, A., et al. 2021. A Stringent Upper Limit of 20 Pptv for Methane on Mars and Constraints on Its Dispersion Outside Gale Crater, *Astronomy & Astrophysics*. doi:10.1051/0004-6361/202140389
- Montmessin, F., Quémerais, E., Bertaux, J. L., et al. 2006b. Stellar occultations at UV wavelengths by the SPICAM instrument : Retrieval and analysis of Martian haze profiles, *Journal of Geophysical Research*, 111. doi:10.1029/2005JE002662
- Montmessin, F., Rannou, P., & Cabane, M. 2002. New Insights into Martian Dust Distribution and Water-Ice Cloud Microphysics, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 107, 4. doi:10.1029/2001JE001520
- Montmessin, F., Smith, M. D., Langevin, Y., Mellon, M. T., & Fedorova, A. 2017, in The Atmosphere and Climate of Mars, ed. F. Forget, M. D. Smith, R. T. Clancy, R. W. Zurek, & R. M. Haberle, Cambridge Planetary Science, Cambridge : Cambridge University Press, 338–373. doi:10.1017/9781139060172.011

- Moore, J. M. & Howard, A. D. 2005. Large Alluvial Fans on Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 110. doi:10.1029/2004JE002352
- Morbidelli, A., Petit, J.-M., Gladman, B., & Chambers, J. 2001. A Plausible Cause of the Late Heavy Bombardment, *Meteoritics & Planetary Science*, 36, 371. doi:10.1111/j.1945-5100.2001.tb01880.x
- Morgan, A. M., Howard, A. D., Hopley, D. E. J., et al. 2014. Sedimentology and Climatic Environment of Alluvial Fans in the Martian Saheki Crater and a Comparison with Terrestrial Fans in the Atacama Desert, *Icarus*, 229, 131. doi:10.1016/j.icarus.2013.11.007
- Morris, R. V., Ruff, S. W., Gellert, R., et al. 2010. Identification of Carbonate-Rich Outcrops on Mars by the Spirit Rover, *Science*, 329, 421. doi:10.1126/science.1189667
- Murchie, S., Kirkland, L., Erard, S., Mustard, J., & Robinson, M. 2000. Near-Infrared Spectral Variations of Martian Surface Materials from ISM Imaging Spectrometer Data, *Icarus*, 147, 444. doi:10.1006/icar.2000.6446
- Murchie, S. L., Mustard, J. F., Ehlmann, B. L., et al. 2009. A Synthesis of Martian Aqueous Mineralogy after 1 Mars Year of Observations from the Mars Reconnaissance Orbiter, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114. doi:10.1029/2009JE003342
- Mustard, J. F. 2005. Olivine and Pyroxene Diversity in the Crust of Mars, *Science*, 307, 1594. doi:10.1126/science.1109098
- Mustard, J. F., Murchie, S. L., Pelkey, S. M., et al. 2008. Hydrated Silicate Minerals on Mars Observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM Instrument, *Nature*, 454, 305. doi:10.1038/nature07097
- Navarro, T., Forget, F., Millour, E., & Greybush, S. J. 2014. Detection of detached dust layers in the Martian atmosphere from their thermal signature using assimilation, *Geophysical Research Letters*, 41, 6620. doi:10.1002/2014GL061377
- Neary, L., Daerden, F., Aoki, S., et al. 2019. Explanation for the increase in high altitude water on Mars observed by NOMAD during the 2018 global dust storm, *Geophysical Research Letters*. doi:10.1029/2019GL084354
- Neukum, G., Jaumann, R., Hoffmann, H., et al. 2004. Recent and Episodic Volcanic and Glacial Activity on Mars Revealed by the High Resolution Stereo Camera, *Nature*, 432, 971. doi:10.1038/nature03231
- Neukum, G. & Wise, D. U. 1976. Mars : A Standard Crater Curve and Possible New Time Scale, *Science*, 194, 1381. doi:10.1126/science.194.4272.1381
- Newman, C. E., Lewis, S. R., & Read, P. L. 2005. The Atmospheric Circulation and Dust Activity in Different Orbital Epochs on Mars, *Icarus*, 174, 135. doi:10.1016/j.icarus.2004.10.023
- Niles, P. B., Delmonte, B., Baccolo, G., et al. 2020. Mechanisms for Jarosite Formation at Cryogenic Temperatures on Mars, in Lunar and Planetary Science Conference, Lunar and Planetary Science Conference, 2700
- Niles, P. B. & Michalski, J. 2009. Meridiani Planum sediments on Mars formed through weathering in massive ice deposits, *Nature Geoscience*, 2, 215. doi:10.1038/ngeo438
- Nimmo, F., Hart, S. D., Korycansky, D. G., & Agnor, C. B. 2008. Implications of an Impact Origin for the Martian Hemispheric Dichotomy, *Nature*, 453, 1220. doi:10.1038/nature07025

- Nimmo, F. & Tanaka, K. 2004. Early Crustal Evolution of Mars, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 133. doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122637
- Ody, A. 2012, PhD thesis, Université Paris Sud - Paris XI
- Ody, A., Poulet, F., Langevin, Y., et al. 2012. Global Maps of Anhydrous Minerals at the Surface of Mars from OMEGA/MEx : OMEGA/MEX MINERALOGICAL MAPS OF MARS, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 117, n/a. doi:10.1029/2012JE004117
- Ojha, L., Wilhelm, M. B., Murchie, S. L., et al. 2015. Spectral evidence for hydrated salts in recurring slope lineae on Mars, *Nature Geoscience*, 8, 829. doi:10.1038/ngeo2546
- Olsen, K. S., Lefèvre, F., Montmessin, F., et al. 2021a. The Vertical Structure of CO in the Martian Atmosphere from the ExoMars Trace Gas Orbiter, *Nature Geoscience*, 14, 67. doi:10.1038/s41561-020-00678-w
- Olsen, K. S., Trokhimovskiy, A., Montabone, L., et al. 2021b. Seasonal Reappearance of HCl in the Atmosphere of Mars during the Mars Year 35 Dusty Season, *Astronomy & Astrophysics*, 647, A161. doi:10.1051/0004-6361/202140329
- Orosei, R., Lauro, S. E., Pettinelli, E., et al. 2018. Radar Evidence of Subglacial Liquid Water on Mars, *Science*, 361, 490. doi:10.1126/science.aar7268
- Owen, T., Biemann, K., Rushneck, D. R., et al. 1977. The Composition of the Atmosphere at the Surface of Mars, *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 82, 4635. doi:10.1029/JS082i028p04635
- Owen, T., Maillard, J. P., de Bergh, C., & Lutz, B. L. 1988. Deuterium on Mars : The Abundance of HDO and the Value of D/H, *Science*, 240, 1767. doi:10.1126/science.240.4860.1767
- Peale, S. J. 1973. Water and the Martian W Cloud, *Icarus*, 18, 497. doi:10.1016/0019-1035(73)90159-0
- Phillips, R. J., Zuber, M. T., Solomon, S. C., et al. 2001. Ancient Geodynamics and Global-Scale Hydrology on Mars, *Science*, 291, 2587. doi:10.1126/science.1058701
- Pieri, D. 1976. Distribution of Small Channels on the Martian Surface, *Icarus*, 27, 25. doi:10.1016/0019-1035(76)90182-2
- Pimentel, G. C., Forney, P. B., & Herr, K. C. 1974. Evidence about Hydrate and Solid Water in the Martian Surface from the 1969 Mariner Infrared Spectrometer, *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 79, 1623. doi:10.1029/JB079i011p01623
- Piqueux, S., Buz, J., Edwards, C. S., et al. 2019. Widespread Shallow Water Ice on Mars at High Latitudes and Midlatitudes, *Geophysical Research Letters*, 46, 14290. doi:10.1029/2019GL083947
- Plane, J. M. C., Carrillo-Sanchez, J. D., Mangan, T. P., et al. 2018. Meteoric Metal Chemistry in the Martian Atmosphere, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 123, 695. doi:10.1002/2017JE005510
- Poitras, J., Cloutis, E., Salvatore, M., et al. 2018. Mars Analog Minerals' Spectral Reflectance Characteristics under Martian Surface Conditions, *Icarus*, 306, 50. doi:10.1016/j.icarus.2018.01.023
- Pollack, J. B., Kasting, J. F., Richardson, S. M., & Poliakov, K. 1987. The Case for a Wet, Warm Climate on Early Mars, *Icarus*, 71, 203. doi:10.1016/0019-1035(87)90147-3
- Pommerol, A., Beck, P., Schmitt, B., Montes-Hernandez, G., & Quirico, E. 2011. Deciphering the Hydration State of the Martian Surface from Near-Infrared Spectroscopy, in Lunar and Planetary Science Conference, Lunar and Planetary Science Conference, 1890

- Pommerol, A. & Schmitt, B. 2007, Near-IR Bidirectional Reflection Spectra ($I=0^\circ/E=30^\circ$) of Volcanic Tuff with Different Amounts of Adsorbed H₂O at -30°C . doi :10.26302/SSHADE/EXPERIMENT_BS_20191231_001
- Pommerol, A. & Schmitt, B. 2008a. Strength of the H₂O Near-Infrared Absorption Bands in Hydrated Minerals : Effects of Measurement Geometry, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 113. doi :10.1029/2008JE003197
- Pommerol, A. & Schmitt, B. 2008b. Strength of the H₂O Near-Infrared Absorption Bands in Hydrated Minerals : Effects of Particle Size and Correlation with Albedo, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 113. doi :10.1029/2007JE003069
- Pommerol, A., Schmitt, B., Beck, P., & Brissaud, O. 2009. Water Sorption on Martian Regolith Analogs : Thermodynamics and near-Infrared Reflectance Spectroscopy, *Icarus*, 204, 114. doi :10.1016/j.icarus.2009.06.013
- Poulet, F., Arvidson, R., Bibring, J.-P., et al. 2010. Mineralogy of the Phoenix landing site from OMEGA observations and how that relates to in situ Phoenix measurements, *Icarus*, 205, 712. doi :10.1016/j.icarus.2009.10.007
- Poulet, F., Bibring, J.-P., Mustard, J. F., et al. 2005. Phyllosilicates on Mars and Implications for Early Martian Climate, *Nature*, 438, 623. doi :10.1038/nature04274
- Poulet, F., Gomez, C., Bibring, J.-P., et al. 2007. Martian surface mineralogy from Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité on board the Mars Express spacecraft (OMEGA/MEx) : Global mineral maps, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 112. doi :https://doi.org/10.1029/2006JE002840
- Poulet, F., Gross, C., Horgan, B., et al. 2020. Mawrth Vallis, Mars : A Fascinating Place for Future In Situ Exploration, *Astrobiology*, 20, 36
- Poulet, F., Langevin, Y., Boubin, G., et al. 2008. Spectral variability of the Martian high latitude surfaces, *Geophysical Research Letters*, 35. doi :10.1029/2008GL035450
- Quantin, C., Allemand, P., Mangold, N., & Delacourt, C. 2004. Ages of Valles Marineris (Mars) Landslides and Implications for Canyon History, *Icarus*, 172, 555. doi :10.1016/j.icarus.2004.06.013
- Raney, W. 2014. A Pre-21st Century History of Ideas on the Origin of the Grand Canyon, *Geosphere*, 10, 233. doi :10.1130/GES00960.1
- Rice, M. S., Gupta, S., Treiman, A. H., et al. 2017. Geologic Overview of the Mars Science Laboratory Rover Mission at the Kimberley, Gale Crater, Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 122, 2. doi :10.1002/2016JE005200
- Richardson, M. I. 2002. Water ice clouds in the Martian atmosphere : General circulation model experiments with a simple cloud scheme, *Journal of Geophysical Research*, 107. doi :10.1029/2001JE001804
- Roberts, J. H. & Zhong, S. 2007. The Cause for the North-South Orientation of the Crustal Dichotomy and the Equatorial Location of Tharsis on Mars, *Icarus*, 190, 24. doi :10.1016/j.icarus.2007.03.002
- Rodin, A., Korablev, O., & Moroz, V. 1997. Vertical Distribution of Water in the Near-Equatorial Troposphere of Mars : Water Vapor and Clouds, *Icarus*, 125, 212. doi :10.1006/icar.1996.5602
- Royer, C. 2020, PhD thesis, Université Paris-Saclay

- Sagan, C., Veverka, J., Fox, P., et al. 1972. Variable Features on Mars : Preliminary Mariner 9 Television Results, *Icarus*, 17, 346. doi:10.1016/0019-1035(72)90005-X
- Scheller, E. L., Ehlmann, B. L., Hu, R., Adams, D. J., & Yung, Y. L. 2021. Long-Term Drying of Mars by Sequestration of Ocean-Scale Volumes of Water in the Crust, *Science*, 372, 56. doi:10.1126/science.abc7717
- Scherf, M. & Lammer, H. 2020. Did Mars Possess a Dense Atmosphere During the First ~400 Million Years?, *Space Science Reviews*, 217, 2. doi:10.1007/s11214-020-00779-3
- Schmidt, F., Andrieu, F., Costard, F., Kocifaj, M., & Meresescu, A. G. 2017. Formation of Recurring Slope Lineae on Mars by Rarefied Gas-Triggered Granular Flows, *Nature Geoscience*, 10, 270. doi:10.1038/ngeo2917
- Schmidt, F., Douté, S., Schmitt, B., et al. 2009. Albedo Control of Seasonal South Polar Cap Recession on Mars, *Icarus*, 200, 374. doi:10.1016/j.icarus.2008.12.014
- Schmidt, F., Schmitt, B., Douté, S., et al. 2010. Sublimation of the Martian CO₂ Seasonal South Polar Cap, *Planetary and Space Science*, 58, 1129. doi:10.1016/j.pss.2010.03.018
- Schmitt, B., Bollard, P., Albert, D., et al. 2018, SSHADE : "Solid Spectroscopy Hosting Architecture of Databases and Expertise". doi:10.26302/SSHADE
- Schmitt, B. & Trotta, F. 1996, Mid-IR Transmission Spectra of Crystalline Ih H₂O Ice at Different Temperatures (145K to 17K). doi:10.26302/SSHADE/EXPERIMENT_BS_20120924_001
- Scott, D. H. & Carr, M. H. 1978. Geologic Map of Mars, *IMAP*. doi:10.3133/i1083
- Seelos, K. D., Arvidson, R. E., Cull, S. C., et al. 2008. Geomorphologic and Mineralogic Characterization of the Northern Plains of Mars at the Phoenix Mission Candidate Landing Sites, *Journal of Geophysical Research*, 113, E00A13. doi:10.1029/2008JE003088
- Sharp, R. P. & Malin, M. C. 1975. Channels on Mars, *GSA Bulletin*, 86, 593. doi:10.1130/0016-7606(1975)86<593:COM>2.0.CO;2
- Sinton, W. 1967. On the composition of martian surface materials, *Icarus*, 6, 222. doi:10.1016/0019-1035(67)90018-8
- Sleep, N. H. 1994. Lithospheric Thinning by Midplate Mantle Plumes and the Thermal History of Hot Plume Material Ponded at Sublithospheric Depths, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99, 9327. doi:10.1029/94JB00240
- Smith, D. E., Zuber, M. T., Frey, H. V., et al. 2001. Mars Orbiter Laser Altimeter : Experiment Summary after the First Year of Global Mapping of Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106, 23689. doi:10.1029/2000JE001364
- Smith, M. D. 2002. The Annual Cycle of Water Vapor on Mars as Observed by the Thermal Emission Spectrometer, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 107, 25. doi:10.1029/2001JE001522
- Smith, M. D. 2004. Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999–2003, *Icarus*, 167, 148. doi:10.1016/j.icarus.2003.09.010
- Smith, M. D. 2006. TES Atmospheric Temperature, Aerosol Optical Depth, and Water Vapor Observations 1999-2004, in *Mars Atmosphere Modelling and Observations*, 211
- Smith, M. D. 2019. Local time variation of water ice clouds on Mars as observed by THEMIS, *Icarus*, 333, 273. doi:10.1016/j.icarus.2019.06.009

- Smith, M. D., Bougher, S. W., Encrenaz, T., Forget, F., & Kleinböhl, A. 2017, in *The Atmosphere and Climate of Mars*, ed. F. Forget, M. D. Smith, R. T. Clancy, R. W. Zurek, & R. M. Haberle, Cambridge Planetary Science, Cambridge : Cambridge University Press, 42–75. doi:10.1017/9781139060172.004
- Smith, M. D., Wolff, M. J., Clancy, R. T., Kleinböhl, A., & Murchie, S. L. 2013. Vertical distribution of dust and water ice aerosols from CRISM limb-geometry observations : CRISM LIMB AEROSOLS, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 118, 321. doi:10.1002/jgre.20047
- Smith, P. H., Tamppari, L. K., Arvidson, R. E., et al. 2009. H₂O at the Phoenix Landing Site, *Science*, 325, 58. doi:10.1126/science.1172339
- Soderblom, L. A., Condit, C. D., West, R. A., Herman, B. M., & Kreidler, T. J. 1974. Martian Planetwide Crater Distributions : Implications for Geologic History and Surface Processes, *Icarus*, 22, 239. doi:10.1016/0019-1035(74)90175-4
- Solomon, S. C., Aharonson, O., Aurnou, J. M., et al. 2005. New Perspectives on Ancient Mars, *Science*, 307, 1214. doi:10.1126/science.1101812
- Squyres, S. W., Arvidson, R. E., Blaney, D. L., et al. 2006a. Rocks of the Columbia Hills, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 111. doi:10.1029/2005JE002562
- Squyres, S. W., Grotzinger, J. P., Arvidson, R. E., et al. 2004. In Situ Evidence for an Ancient Aqueous Environment at Meridiani Planum, Mars, *Science*, 306, 1709. doi:10.1126/science.1104559
- Squyres, S. W., Knoll, A. H., Arvidson, R. E., et al. 2006b. Two Years at Meridiani Planum : Results from the Opportunity Rover, *Science*, 313, 1403. doi:10.1126/science.1130890
- Stcherbinine, A., Vincendon, M., Montmessin, F., & Beck, P. 2021. Identification of a New Spectral Signature at 3 Mm over Martian Northern High Latitudes : Implications for Surface Composition, *Icarus*, 369, 114627. doi:10.1016/j.icarus.2021.114627
- Stcherbinine, A., Vincendon, M., Montmessin, F., et al. 2020. Martian Water Ice Clouds During the 2018 Global Dust Storm as Observed by the ACS-MIR Channel Onboard the Trace Gas Orbiter, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 125, e2019JE006300. doi:10.1029/2019JE006300
- Stillman, D. E., Bue, B. D., Wagstaff, K. L., et al. 2020. Evaluation of Wet and Dry Recurring Slope Lineae (RSL) Formation Mechanisms Based on Quantitative Mapping of RSL in Garni Crater, Valles Marineris, Mars, *Icarus*, 335, 113420. doi:10.1016/j.icarus.2019.113420
- Stillman, D. E., Michaels, T. I., Grimm, R. E., & Hanley, J. 2016. Observations and Modeling of Northern Mid-Latitude Recurring Slope Lineae (RSL) Suggest Recharge by a Present-Day Martian Briny Aquifer, *Icarus*, 265, 125. doi:10.1016/j.icarus.2015.10.007
- Stillman, D. E., Michaels, T. I., Grimm, R. E., & Harrison, K. P. 2014. New Observations of Martian Southern Mid-Latitude Recurring Slope Lineae (RSL) Imply Formation by Freshwater Subsurface Flows, *Icarus*, 233, 328. doi:10.1016/j.icarus.2014.01.017
- Stomp, M., Huisman, J., Stal, L. J., & Matthijs, H. C. P. 2007. Colorful Niches of Phototrophic Microorganisms Shaped by Vibrations of the Water Molecule, *The ISME Journal*, 1, 271. doi:10.1038/ismej.2007.59
- Stone, S. W., Yelle, R. V., Benna, M., et al. 2020. Hydrogen Escape from Mars Is Driven by Seasonal and Dust Storm Transport of Water, *Science*, 370, 824. doi:10.1126/science.aba5229
- Strom, R. G., Malhotra, R., Ito, T., Yoshida, F., & Kring, D. A. 2005. The Origin of Planetary Impactors in the Inner Solar System, *Science*, 309, 1847. doi:10.1126/science.1113544

- Sutter, B., Boynton, W., Ming, D., et al. 2012. The Detection of Carbonate in the Martian Soil at the Phoenix Landing Site : A Laboratory Investigation and Comparison with the Thermal and Evolved Gas Analyzer (TEGA) Data, *Icarus*, 218, 290. doi:10.1016/j.icarus.2011.12.002
- Szantai, A., Audouard, J., Forget, F., et al. 2021. Martian cloud climatology and life cycle extracted from Mars Express OMEGA spectral images, *Icarus*, 353, 114101. doi:10.1016/j.icarus.2020.114101
- Sánchez-Lavega, A., Río-Gaztelurrutia, T. d., Hernández-Bernal, J., & Delcroix, M. 2019. The Onset and Growth of the 2018 Martian Global Dust Storm, *Geophysical Research Letters*, 46, 6101. doi:10.1029/2019GL083207
- Tanaka, K., Robbins, S., Fortezzo, C., Skinner, J., & Hare, T. 2014. The Digital Global Geologic Map of Mars : Chronostratigraphic Ages, Topographic and Crater Morphologic Characteristics, and Updated Resurfacing History, *Planetary and Space Science*, 95, 11. doi:10.1016/j.pss.2013.03.006
- Tanaka, K. L. 1986. The Stratigraphy of Mars, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 91, E139. doi:10.1029/JB091iB13p0E139
- Tanaka, K. L. & Hayward, R. K. 2008. Mars' North Circum-Polar Dunes : Distribution, Sources, and Migration History, in *Planetary Dunes Workshop*, 69–70
- Tanaka, K. L., Skinner, J. A., & Hare, T. M. 2005. Geologic Map of the Northern Plains of Mars, USGS Numbered Series 2888, U.S. Geological Survey. doi:10.3133/sim2888
- Thollot, P., Mangold, N., Ansan, V., et al. 2012. Most Mars Minerals in a Nutshell : Various Alteration Phases Formed in a Single Environment in Noctis Labyrinthus, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 117. doi:10.1029/2011JE004028
- Thomas, P., Veverka, J., Lee, S., & Bloom, A. 1981. Classification of Wind Streaks on Mars, *Icarus*, 45, 124. doi:10.1016/0019-1035(81)90010-5
- Titov, D. V. 2002. Water Vapour in the Atmosphere of Mars, *Advances in Space Research*, 29, 183. doi:10.1016/S0273-1177(01)00568-3
- Titus, T. N., Byrne, S., Colaprete, A., et al. 2017, in *The Atmosphere and Climate of Mars*, ed. F. Forget, M. D. Smith, R. T. Clancy, R. W. Zurek, & R. M. Haberle, Cambridge Planetary Science, Cambridge : Cambridge University Press, 374–404. doi:10.1017/9781139060172.012
- Titus, T. N., Kieffer, H. H., & Christensen, P. R. 2003. Exposed Water Ice Discovered near the South Pole of Mars, *Science*, 299, 1048. doi:10.1126/science.1080497
- Toner, J., Catling, D., & Light, B. 2014. Soluble Salts at the Phoenix Lander Site, Mars : A Reanalysis of the Wet Chemistry Laboratory Data, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 136, 142. doi:10.1016/j.gca.2014.03.030
- Toon, O. B. & Ackerman, T. P. 1981. Algorithms for the calculation of scattering by stratified spheres, *Applied Optics*, 20, 3657. doi:10.1364/AO.20.003657
- Toon, O. B., B. Pollack, J., & Sagan, C. 1977. Physical Properties of the Particles Composing the Martian Dust Storm of 1971–1972, *Icarus*, 30, 663. doi:10.1016/0019-1035(77)90088-4
- Tosca, N. J. & Knoll, A. H. 2009. Juvenile Chemical Sediments and the Long Term Persistence of Water at the Surface of Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 379. doi:10.1016/j.epsl.2009.07.004

- Trokhimovskiy, A., Fedorova, A., Korablev, O., et al. 2015a. Mars' Water Vapor Mapping by the SPICAM IR Spectrometer : Five Martian Years of Observations, *Icarus*, 251, 50. doi :10.1016/j.icarus.2014.10.007
- Trokhimovskiy, A., Korablev, O., Ivanov, Y. S., et al. 2015b. Middle-infrared echelle cross-dispersion spectrometer ACS-MIR for the ExoMars Trace Gas Orbiter, in Proceedings of SPIE, ed. M. Strojnik Scholl & G. Páez, San Diego, California, United States, 960808. doi :10.1117/12.2190359
- Trotta, F. 1996, These de doctorat, Grenoble 1
- Turbet, M., Tran, H., Pirali, O., et al. 2019. Far Infrared Measurements of Absorptions by CH₄ + CO₂ and H₂ + CO₂ Mixtures and Implications for Greenhouse Warming on Early Mars, *Icarus*, 321, 189. doi :10.1016/j.icarus.2018.11.021
- Vals, M. 2019, PhD thesis, Sorbonne Université
- Vals, M., Forget, F., Spiga, A., & Millour, E. 2018. Impact of the refinement of the vertical resolution on the simulation of the water cycle by the martian LMD Global Climate Model, *European Planetary Science Congress*, 12, EPSC2018
- Vandaele, A. C., Korablev, O., Daerden, F., et al. 2019. Martian Dust Storm Impact on Atmospheric H₂O and D/H Observed by ExoMars Trace Gas Orbiter, *Nature*, 568, 521. doi :10.1038/s41586-019-1097-3
- Vandaele, A. C., Lopez-Moreno, J.-J., Patel, M. R., et al. 2018. NOMAD, an Integrated Suite of Three Spectrometers for the ExoMars Trace Gas Mission : Technical Description, Science Objectives and Expected Performance, *Space Science Reviews*, 214. doi :10.1007/s11214-018-0517-2
- Villanueva, G. L., Mumma, M. J., Novak, R. E., et al. 2015. Strong Water Isotopic Anomalies in the Martian Atmosphere : Probing Current and Ancient Reservoirs, *Science*, 348, 218. doi :10.1126/science.aaa3630
- Vincendon, M., Audouard, J., Altieri, F., & Ody, A. 2015. Mars Express Measurements of Surface Albedo Changes over 2004–2010, *Icarus*, 251, 145. doi :10.1016/j.icarus.2014.10.029
- Vincendon, M., Forget, F., & Mustard, J. 2010. Water ice at low to midlatitudes on Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 115. doi :10.1029/2010JE003584
- Vincendon, M., Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.-P., & Gondet, B. 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 : Planets*, 112. doi :10.1029/2006JE002845
- Vincendon, M., Langevin, Y., Poulet, F., et al. 2009. Yearly and Seasonal Variations of Low Albedo Surfaces on Mars in the OMEGA/MEx Dataset : Constraints on Aerosols Properties and Dust Deposits, *Icarus*, 200, 395. doi :10.1016/j.icarus.2008.12.012
- Vincendon, M., Pilorget, C., Carter, J., & Stcherbinine, A. 2019a. Observational evidence for a dry dust-wind origin of Mars seasonal dark flows, *Icarus*, 325, 115. doi :10.1016/j.icarus.2019.02.024
- Vincendon, M., Pilorget, C., Carter, J., & Stcherbinine, A. 2019b. The Rise and Fall of RSL, in Ninth International Conference on Mars, Vol. 2089, 6087
- Vincendon, M., Pilorget, C., Gondet, B., Murchie, S., & Bibring, J.-P. 2011. New near-IR observations of mesospheric CO₂ and H₂O clouds on Mars, *Journal of Geophysical Research*, 116. doi :10.1029/2011JE003827

- Virtanen, P., Gommers, R., Oliphant, T. E., et al. 2019. SciPy 1.0—Fundamental Algorithms for Scientific Computing in Python, *arXiv :1907.10121 [physics]*
- Wang, H. & Fisher, J. A. 2009. North Polar Frontal Clouds and Dust Storms on Mars during Spring and Summer, *Icarus*, 204, 103. doi:10.1016/j.icarus.2009.05.028
- Wang, H. & Ingersoll, A. P. 2002. Martian Clouds Observed by Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 107, 8. doi:10.1029/2001JE001815
- Wang, H. & Richardson, M. I. 2015. The origin, evolution, and trajectory of large dust storms on Mars during Mars years 24–30 (1999–2011), *Icarus*, 251, 112. doi:10.1016/j.icarus.2013.10.033
- Warren, A. O., Kite, E. S., Williams, J.-P., & Horgan, B. 2019. Through the Thick and Thin : New Constraints on Mars Paleopressure History 3.8 – 4 Ga from Small Exhumed Craters, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 124, 2793. doi:10.1029/2019JE006178
- Weiss, B. P., Fong, L. E., Vali, H., Lima, E. A., & Baudenbacher, F. J. 2008. Paleointensity of the Ancient Martian Magnetic Field, *Geophysical Research Letters*, 35. doi:10.1029/2008GL035585
- Werner, S. C. 2008. The Early Martian Evolution—Constraints from Basin Formation Ages, *Icarus*, 195, 45. doi:10.1016/j.icarus.2007.12.008
- Wernicke, L. J. & Jakosky, B. M. 2021. Martian Hydrated Minerals : A Significant Water Sink, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 126, e2019JE006351. doi:10.1029/2019JE006351
- Wetherill, G. W. & Inaba, S. 2000. Planetary Accumulation with a Continuous Supply of Planetesimals, *Space Science Reviews*, 92, 311. doi:10.1023/A:1005211732138
- Wilson, R. J., Lewis, S. R., Montabone, L., & Smith, M. D. 2008. Influence of water ice clouds on Martian tropical atmospheric temperatures, *Geophysical Research Letters*, 35. doi:10.1029/2007GL032405
- Wilson, S. A., Grant, J. A., Howard, A. D., & Buczkowski, D. L. 2018. The Nature and Origin of Deposits in Uzboi Vallis on Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 123, 1842. doi:10.1029/2017JE005508
- Wilson, S. A., Morgan, A. M., Howard, A. D., & Grant, J. A. 2021. The Global Distribution of Craters With Alluvial Fans and Deltas on Mars, *Geophysical Research Letters*, 48, e2020GL091653. doi:10.1029/2020GL091653
- Wiscombe, W. 1979, Mie Scattering Calculations : Advances in Technique and Fast, Vector-Speed Computer Codes, Tech. rep., UCAR/NCAR. doi:10.5065/D6ZP4414
- Wolff, M. J. & Clancy, R. T. 2003. Constraints on the size of Martian aerosols from Thermal Emission Spectrometer observations, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 108. doi:10.1029/2003JE002057
- Wolff, M. J., Clancy, R. T., Kahre, M. A., et al. 2019. Mapping water ice clouds on Mars with MRO/MARCI, *Icarus*, 332, 24. doi:10.1016/j.icarus.2019.05.041
- Wolff, M. J., Lopéz-Valverde, M., Madeleine, J.-B., et al. 2017, Radiative Process : Techniques and Applications, Cambridge University Press, 76–105. doi:10.1017/9781139060172.006
- Wordsworth, R., Kalugina, Y., Lokshtanov, S., et al. 2017. Transient Reducing Greenhouse Warming on Early Mars, *Geophysical Research Letters*, 44, 665. doi:10.1002/2016GL071766

- Wray, J. J., Murchie, S. L., Bishop, J. L., et al. 2016. Orbital Evidence for More Widespread Carbonate-Bearing Rocks on Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 121, 652. doi :10.1002/2015JE004972
- Wray, J. J., Murchie, S. L., Squyres, S. W., Seelos, F. P., & Tornabene, L. L. 2009. Diverse Aqueous Environments on Ancient Mars Revealed in the Southern Highlands, *Geology*, 37, 1043. doi :10.1130/G30331A.1
- Wyatt, M. B., McSween, Harry Y., J., Tanaka, K. L., & Head, James W., I. 2004. Global geologic context for rock types and surface alteration on Mars, *Geology*, 32, 645. doi :10.1130/G20527.1
- Zurek, R. W. & Martin, L. J. 1993. Interannual variability of planet-encircling dust storms on Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 98, 3247. doi :10.1029/92JE02936

Titre : Étude des signatures aqueuses martiennes par spectroscopie infrarouge : des nuages à l'altération des régions polaires

Mots clés : Mars, Spectroscopie infrarouge, Surface, Altération, Atmosphère, Nuages

Résumé : Sur Mars, la signature infrarouge majeure de la surface consiste en une large bande d'absorption à 3 μm . Étant principalement associée à la présence de molécules H_2O ou de groupes $-\text{OH}$, cette signature témoigne de la présence de glace d'eau ainsi que du niveau d'hydratation des sols ; elle est observée aussi bien en surface qu'au sein de l'atmosphère qui contient nuages et poussières. Dans cette thèse, nous utilisons le jeu de données issu des 15 ans d'observations de l'Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA), ainsi que de nouvelles mesures fournies depuis le printemps 2018 par l'Atmospheric Chemistry Suite (ACS) à bord du Trace Gas Orbiter (TGO) pour étudier cette signature à 3 μm .

Arrivé en orbite martienne en 2004 à bord de la sonde Mars Express, le spectro-imageur OMEGA a cartographié l'intégralité de la surface de la planète entre 0,35 et 5,1 μm . Cela a permis d'identifier et de caractériser les glaces et minéraux présents à la surface de la planète, mais également de déterminer le niveau d'hydratation des sols, dérivé de la profondeur de la bande à 3 μm . Dans les régions polaires, OMEGA a ainsi révélé une impor-

tante augmentation de l'hydratation de la surface, mais la nature de cette hydratation fait encore débat. À partir de l'analyse de l'évolution la bande à 3 μm dans les données OMEGA, nous avons pu mettre en évidence la présence d'une nouvelle signature d'absorption étroite centrée sur 3 μm , spécifique, aux régions polaires Nord et distribuée le long d'une structure en anneau autour de la calotte permanente. Cette signature pourrait être reliée à la présence de sulfates et indiquerait l'action d'un phénomène d'altération des sols relativement récent dans les hautes latitudes, impliquant potentiellement une action de la glace d'eau.

Parallèlement, les observations en occultation solaire d'ACS nous ont permis d'utiliser la bande à 3 μm atmosphérique pour détecter et caractériser les nuages de glace d'eau martiens, ainsi que leur évolution spatiale et temporelle sur une année martienne. En particulier, nous avons pu pour la première fois étudier précisément l'impact d'une tempête de poussière planétaire martienne sur les particules de glace d'eau atmosphériques, et mettre en évidence la présence de nuages à grosses particules à des altitudes jamais observées jusqu'alors.

Title : Study of Martian aqueous signatures by infrared spectroscopy : from clouds to polar regions alteration

Keywords : Mars, Infrared spectroscopy, Surface, Alteration, Atmosphere, Clouds

Abstract : On Mars, the major infrared signature of the surface consists of a broad absorption band at 3 μm . It is mainly associated with the presence of H_2O molecules or $-\text{OH}$ groups and provides insight about the presence of water ice and the hydration level of soils. It is observed both at the surface and in the atmosphere which contains clouds and dust. In this thesis, we use the 15 years dataset of the Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA), as well as new measurements provided since spring 2018 by the Atmospheric Chemistry Suite (ACS) onboard the Trace Gas Orbiter (TGO) to study this 3 μm signature.

The OMEGA/Mars Express imaging spectrometer reached Mars in 2004 to map the entire surface of the planet between 0.35 and 5.1 μm . This allowed the identification and characterization of ice and minerals, and also the determination of the soil hydration level as derived from the depth of the 3 μm band. In the polar regions, OMEGA revealed

a significant increase of surface hydration, but the nature of this hydration is still debated. From the analysis of the evolution of the 3 μm band in the OMEGA data, we were able to highlight the presence of a new narrow signature centered on 3 μm , specific to the north polar regions and distributed along a ring-shaped structure around the perennial north polar cap. This spectral feature could be related to sulfates and may indicate the action of a relatively recent soil alteration phenomenon in the northern high latitudes, potentially involving water ice.

Concurrently, ACS solar occultation observations allowed us to use the 3 μm atmospheric band to detect and characterize the Martian water ice clouds, as well as their spatial and temporal evolution over a Martian year. In particular, we were able for the first time to precisely study the impact of a Martian planetary dust storm on atmospheric water ice particles, and to highlight the presence of large-grained clouds at altitudes that have never been observed before.