



UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Thomas Appéré

Thèse dirigée par **M. Bernard Schmitt**

préparée au sein de **l'Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble**
et de **l'Ecole Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Cycle actuel de l'eau sur Mars : étude des dépôts saisonniers de l'hémisphère nord par télédétection hyperspectrale (OMEGA/Mars Express)

Thèse soutenue publiquement le **10 juillet 2012**,
devant le jury composé de :

M. François Forget

Directeur de recherche, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Université Paris 6, Président

M. Patrick Pinet

Directeur de recherche, Institut de Recherche en Astrophysique et Planétologie, Université de Toulouse, Rapporteur

M. Franck Montmessin

Chargé de recherche, Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, Rapporteur

M. Yves Langevin

Directeur de recherche, Institut d'Astrophysique Spatiale, Université Paris-Sud 11, Examinateur

M. Stéphane Le Mouélic

Ingénieur de recherche, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, Université de Nantes, Examinateur

M. Bernard Schmitt

Directeur de recherche, Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble, Université Joseph Fourier, Directeur de thèse



“Ils enfilèrent leurs tenues et sortirent pour avoir la simple certitude qu’ils avaient bien marché sur le pôle nord de Mars. Ann et Simon forèrent la glace pour extraire un autre échantillon. Nadia s’éloignait, en faisant une spirale, de leur véhicule. La plaine était d’un blanc rougeâtre, l’horizon à quatre kilomètres de là. Trop proche. Le sentiment d’étrangeté lui revint, comme dans les dunes noires : cet horizon rétréci, cette gravité légère, comme dans un rêve, ce monde qui paraissait grand et ne l’était pas... Et elle se tenait exactement sur son pôle nord. [...] Le verre polarisant de sa visière transformait l’éclat terrible du soleil sur la glace en un arc-en-ciel de points cristallins. Il ne faisait pas froid. En levant la main, paume ouverte, elle sentit le souffle de la brise. Une longue ligne rouge et gracieuse courait sur l’horizon, comme une longitude matérialisée. Elle sourit. Le soleil était entouré d’une auréole délicate de glace qui effleurait l’horizon. La glace se sublimait à partir de la calotte et montait en luisant vers le ciel, alimentant l’auréole en cristaux. Le sourire de Nadia se fit plus radieux et elle imprima l’empreinte de ses bottes dans le pôle nord de Mars.” (*Mars La Rouge*, Kim Stanley Robinson)

Remerciements

Je tiens tout d'abord à adresser un immense merci à BERNARD SCHMITT qui m'a assuré tout au long de ces quatre années de stage et de thèse des conditions de travail et d'épanouissement scientifiques excellentes. J'ai particulièrement apprécié sa grande rigueur scientifique, son approche intuitive des phénomènes physiques et ses explications toujours très pédagogiques. Sans oublier sa disponibilité (même durant la période chaotique de la fusion LPG-LAOG), la grande liberté qu'il m'a accordée dans mes travaux de recherche et ses corrections minutieuses du manuscrit de thèse. Merci aussi de m'avoir permis d'assister à autant de conférences internationales. Ce fut l'occasion de faire de nombreuses rencontres qui se sont concrétisées à plusieurs reprises par des collaborations, mais aussi de découvrir des villes et des pays où j'avais toujours rêvé d'aller (l'Alaska !). En m'ouvrant sa porte dès le stage de Master 2, Bernard m'a permis de réaliser un rêve d'enfant : explorer la planète Mars et ses fabuleux mystères.

FRANCK MONTMESSIN et PATRICK PINET reçoivent toute ma gratitude pour avoir accepté le rôle de rapporteurs de cette thèse qui, je l'admet, est un peu épaisse ! Mes remerciements s'adressent aussi à FRANÇOIS FORGET, YVES LANGEVIN et STÉPHANE LE MOUÉLIC pour leur participation au jury et les questions très intéressantes soulevées lors la soutenance. C'est avec grand plaisir que je continuerai de travailler avec François sur le cycle actuel de l'eau sur Mars et avec Stéphane sur le monde fascinant de Titan.

Un grand merci à SYLVAIN DOUTÉ avec qui j'ai passé de nombreuses heures à discuter transfert radiatif et imagerie hyperspectrale mais aussi glaciologie et géologie martiennes. Je le remercie tout particulièrement pour sa réactivité lors de la fièvre des derniers mois de thèse, quand je lui soumettais sans cesse de nouveaux cubes OMEGA à corriger des effets atmosphériques ! Notre collaboration se poursuivra naturellement pendant mon post-doc pour une inversion (titanesque) des observations VIMS.

Je remercie également AYMERIC SPIGA, grand manitou des modèles atmosphériques méso-échelle. Ses simulations des vents catabatiques polaires ont été déterminantes pour interpréter les observations OMEGA. Merci aussi pour toutes ses explications en météorologie.

Parmi les personnes avec qui j'ai travaillé au sein du laboratoire, je tiens à remercier chaleureusement ANTOINE POMMEROL pour m'avoir initié à l'utilisation des données OMEGA et à IDL pendant mon stage de M2, pour m'avoir coaché pour mon premier talk en conférence international et pour notre collaboration franco-suisse sur l'étude cryptique des neiges polaires martiennes avec CRISM. Un grand merci également à PIERRE BECK pour m'avoir appris à utiliser les SIG et pour ses remarques toujours très pertinentes lors de

mes présentations et séminaires. Je remercie aussi mon compagnon de route martien XAVIER CEAMANOS qui, en plus d'être devenu un ami précieux, m'a beaucoup appris autant en télédétection hyperspectrale qu'en gastronomie catalane. Merci aussi à CYRIL GRIMA avec qui j'ai pu partager ma passion pour Mars et les jeux de plateaux comme Space Hulk. Il me tarde que tu reviennes en France pour qu'on élimine du genestealer ! Je remercie également du fond du cœur FLORENCE GRISOLLE pour son soutien durant cette thèse et ses attentions avant mon départ, comme le calendrier personnalisé offert à la soutenance et la petite maquette de Mars et son martien qui trône désormais sur mon bureau du CEA. Veille bien sur Poupoule, et interdit de la cryopéger dans un slab de CO₂ !

Si ces quatre années de stage et de thèse me laissent un excellent souvenir, c'est aussi grâce à l'ensemble du personnel du LPG puis de l'équipe Planéto. Parmi les permanents du laboratoire, je souhaiterais en particulier citer : AKILA MOKHTARI, BÉATRICE PIBARET, VALÉRIE CHOPIN et STÉPHANE DI CHIARO pour leur aide administrative de tous les jours, sans quoi je n'aurais jamais réussi à partir en mission, LILIANE pour sa gentillesse, PIERRE VOLKE pour ses connaissances si précieuses en informatique (je retiens une place pour un baptême de parapente lorsque je repasserai par Grenoble - en échange d'un kouign-amann !), OLIVIER BRISSAUD, ODILE DUTUIT, CHANTAL LATHUILLÈRE qui m'a gentiment prêté ses cartes d'Alaska, ROLAND THISSEN et VÉRONIQUE VUITTON qui m'ont initié à la chimie des tholins (il faudra que je reprenne des cours maintenant que je travaille sur Titan !), WLODEK KOFMAN et ALAIN HÉRIQUE, ERIC QUIRICO qui m'a permis de trouver mes premiers TD de monitorat, MATHIEU BARTHELEMY pour son enthousiasme communicatif et ses cours d'escalade, JEAN LILENSTEN pour m'avoir encadré lors de mon premier stage de planétologie (je sais que tu aurais bien aimé que j'intègre ton équipe mais désolé, c'est plus fort que moi, je préfère les surfaces planétaires aux hautes atmosphères !), SONIA ZINE, LAURÈNE FLANDINET et LYDIE BONAL pour sa bonne humeur de tous les jours, pour m'avoir forcé à faire des randonnées pendant la période de rédaction et m'avoir hébergé pendant les jours qui ont précédé la soutenance. Un grand merci à vous tous pour votre soutien pendant la période difficile de mon arrêt maladie.

Au laboratoire se sont également succédées plusieurs générations de stagiaires, thésards, post-doc, ATER et CDD, qui sont devenus autant d'amis. Je tiens en particulier à remercier (dans le désordre) : HÉLÈNE MÉNAGER, ma co-bureau pendant trois ans pour le meilleur comme pour le pire, AXEL BAZIN, fin cuisinier bio qui a succédé à Hélène et a vécu en direct la période éprouvante de la rédaction du mémoire (merci de m'avoir initié au kung-fu ! - dommage qu'on n'ait pas eu plus de temps, j'aurais bien aimé apprendre le maniement du sabre), JEAN-YVES BONNET, farouche défenseur de l'appartenance de Nantes à la Bretagne (si vous n'êtes pas d'accord, gare à votre scalp !), ALEXANDRE RATAJCZAK, co-bureau en stage de M2 et avec qui j'ai alors dû batailler dur pour garder le siège à accoudoirs, GAËL CESSATEUR, collègue ingénieur, fan de Metal et partenaire de PS3, NICOLAS BLIND qui manie aussi bien les franges d'interférences, les objectifs photographiques et les vélos tout-terrain, ULYSSE MARBOEUF pour nos discussions politiques animées, ALEXANDRE GARENNE, toujours de bonne humeur, YANN BERQUIN qui intègre et dérive plus vite que son ombre, STEPHANO CORNELLI pour son excellent risotto, DAVID BERNARD, grand fan comme moi de Nightwish, Epica et autres groupes de Metal symphonique, LUDOVIC LÉAU-MERCIER pour toutes ses astuces en informatique (je te dois certainement encore quelques

crêpes !), GUILLAUME GRONOFF, spécialiste interplanétaire de la contrepétrie, FRÉDÉRIC SCHMIDT, mon grand frère OMEGA qui s'est chargé des dépôts saisonniers sud pour que je m'occupe de ceux du nord, JÉRÉMIE MOUGINOT qui m'a dépanné de nombreuses fois en IDL, FRANÇOIS-RÉGIS ORTHOUS-DAUNAY, PHILIPPE BOLLARD, ADRIEN TAVERNIER, ALIX GUILLOT et mon stagiaire et padawan OLIVIER AURIACOMBE.

Les congrès ont été l'occasion de rencontrer de très nombreux thésards et post-doc dispersés dans toute la France, l'Europe voire plus, que je tiens à remercier pour les discussions scientifiques passionnantes et les soirées passées ensemble. Je pense à MARION MASSÉ, passionnée par les glaciers terrestres comme extraterrestres et qui m'a offert en exclusivité ses recettes de cuisine pour traiter les différentes données de télédétection martiennes, ANTOINE SÉJOURNÉ et JEAN-BAPTISTE MADELEINE alias Alpha et Bravo, mes compagnons réalisateurs-producteurs-scénaristes-acteurs du film Mars Mission Carotte (<http://www.youtube.com/watch?v=eiR4wT1HsYQ>), une expérience inoubliable !, MATHIEU VINCENDON, la tête dans les nuages (de poussière) mais les pieds sur Terre et qui m'a bien aidé à comprendre les arcanes des données OMEGA, CÉDRIC PILORGET, spécialiste des pschitt ! martiens, ANOUCK ODY avec qui j'ai visité Vienne de jour comme de nuit, JESSICA FLAHAUT, toujours en vadrouille à l'autre bout de la planète, HAROLD CLÉNET et nos réunions de martiens rhône-alpins, PATRICK THOLLOT, talentueux journaliste scientifique, SUSAN CONWAY, toujours très enthousiaste à l'idée de discuter de géomorphologie martienne, ANYA PORTYANKINA, grande prêtresse de la glace de CO₂, SARAH HORST, épatale planétologue et exobiologiste (s'il y a de la vie sur Titan, c'est elle qui le découvrira !) devenue une amie précieuse, LAETITIA LE DEIT, DAMIEN LOIZEAU, GWENAËL JOUANNIC, JENNIFER FERNANDO et OLIVIER POCH qui m'a proposé alors que j'étais en classe prépa à Lorient de m'occuper de la galerie d'images de son site Orbit-Mars, début d'une amitié qui se poursuit aujourd'hui.

Un grand merci également aux membres des clubs d'astronomie de Grenoble et de ses environs, en particulier à JAK, THIERRY, ERIC, PIERRE et BERNADETTE qui m'ont fait le plaisir de venir assister à ma soutenance.

Je n'oublie pas mon groupe d'amis de Bretagne, GAËL, YOX, ROMAIN et ALEXIS qui se souviennent que j'imprimaïs des sites entiers sur Mars au CDI du lycée Lesage, mais aussi CHARLÈNE, SOPHIE et JULIEN, SÉVERINE et JÉRÔME, JA, EMILIE et GIJS, et MÉLANIE.

Pour finir, un grand merci à toute ma famille qui m'a encouragée durant toutes ces années. Merci à ma marraine MIMI et à JACQUELINE, ALAIN et LAËTITIA qui m'ont fait la surprise de venir de Paris pour assister à ma soutenance de thèse ! Un immense merci à mes parents qui m'ont toujours soutenu dans mes choix de parcours et m'ont épaulé dans les moments difficiles. Merci pour votre soutien moral pendant ces trois années de thèse et pour les corrections orthographiques et grammaticales de l'intégralité de mon mémoire. Merci aussi à mon petit frère FRANÇOIS qui a brillamment décroché son diplôme d'ingénieur quelques jours avant que je devienne docteur. Enfin je remercie AURÉLIE, mon équilibre dans cette vie trépidante de chercheur. Les périodes de télétravail à Ploërmel m'ont donné un avant-goût de notre future vie à deux, et il me tarde que nous puissions enfin habiter ensemble.

Ami lecteur de remerciements, il est maintenant temps de décoller pour les régions polaires et glacées de la planète Mars. Bon voyage !

Table des matières

Remerciements	iii
Introduction	1
1 Les dépôts saisonniers, acteurs principaux du climat actuel de Mars	3
1.1 Historique de l'exploration de Mars	3
1.1.1 Premières observations	3
1.1.2 L'ère des missions spatiales	7
1.1.3 Les missions à venir	15
1.2 Caractéristiques de la planète Mars	16
1.2.1 Taille et orbite	16
1.2.2 Géomorphologie et composition de la surface	19
1.2.3 Atmosphère et climat actuel	23
1.3 Le cycle du CO ₂	28
1.3.1 Bilan énergétique et GCM	28
1.3.1.1 Bilan énergétique	28
1.3.1.2 Les modèles de circulation générale	31
1.3.2 Caractérisation des dépôts saisonniers de CO ₂ par télédétection	34
1.3.2.1 Evolution temporelle de l'extension spatiale des dépôts saisonniers	34
1.3.2.2 Masse, épaisseur, densité	40
1.3.2.3 Mode de déposition	43
1.3.2.4 La région cryptique	46
1.3.3 La glace permanente de CO ₂ australe	49
1.4 Le cycle de l'eau	52
1.4.1 Les différents réservoirs d'eau	52
1.4.1.1 Vapeur d'eau	52
1.4.1.2 Nuages de glace d'eau	54

1.4.1.3	Dépôts saisonniers de glace d'eau	55
1.4.1.4	Calottes permanentes	58
1.4.1.5	Glace en sous-sol	62
1.4.1.6	Régolithe hydraté	64
1.4.2	Echange entre les réservoirs d'eau et modélisation du cycle actuel de l'eau sur Mars	65
1.4.3	Interactions surface/atmosphère dans la région polaire nord	67
1.4.4	Problématique de la thèse	71
2	Données et méthodes	73
2.1	Introduction à l'imagerie hyperspectrale et données utilisées	73
2.1.1	La spectroscopie en réflectance	74
2.1.1.1	Absorption et diffusion de la lumière	74
2.1.1.2	Interaction entre le rayonnement solaire incident et la surface	78
2.1.1.3	Effets perturbateurs de l'atmosphère	86
2.1.1.4	Géométrie d'acquisition et grandeurs radiométriques utiles	88
2.1.2	Spectro-imageurs et images hyperspectrales	91
2.1.3	L'imageur hyperspectral OMEGA	92
2.1.3.1	Spectroscopie	93
2.1.3.2	Imagerie	94
2.1.3.3	Modes d'observation	95
2.1.3.4	Problèmes instrumentaux	96
2.1.3.5	Base de données OMEGA à l'IPAG	96
2.1.4	L'instrument CRISM	97
2.1.5	Autres jeux de données utilisés	98
2.1.5.1	Les données TES	98
2.1.5.2	Les données THEMIS	100
2.1.5.3	Les images MOC	101
2.1.5.4	Les images HiRISE	101
2.1.5.5	Les données altimétriques MOLA	101
2.2	Méthodologie d'analyse des données	102
2.2.1	Outils utilisés	102
2.2.1.1	Les logiciels ENVI et IDL	102
2.2.1.2	La suite logicielle ArcGIS	102
2.2.1.3	Le logiciel de modélisation du transfert radiatif Spectrimag	103

2.2.2	Schéma d'analyse des données	105
2.2.2.1	Les critères spectraux	105
2.2.2.2	Correction des effets atmosphériques	107
2.2.2.3	Inversion des propriétés physico-chimiques de la surface à partir d'images hyperspectrales	109
3	Evolution hivernale et printanière de la distribution spatiale des dépôts saisonniers de l'hémisphère nord de Mars	113
3.1	Données et méthodes d'analyse	114
3.1.1	Jeu de données OMEGA considéré	114
3.1.2	Données TES	115
3.1.3	Données THEMIS	117
3.1.4	Paramètres spectraux pertinents pour l'étude des dépôts saisonniers nord	117
3.1.4.1	Facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$	117
3.1.4.2	Identification de la position des bandes d'absorption des glaces de CO_2 et H_2O	119
3.1.4.3	Profondeur de la bande à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace de H_2O	119
3.1.4.4	Profondeur de la bande à $1,429 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2	121
3.1.5	Impact des aérosols et de la photométrie des glaces sur la réflectance et les profondeurs de bande	125
3.1.6	Cartographie des paramètres spectraux sélectionnés	128
3.1.7	Analyse de séries temporelles d'observations : ré-échantillonnage des données sur une grille géographique commune et contraintes sur la géométrie d'acquisition	129
3.2	Evolution temporelle de la distribution spatiale des glaces de CO_2 et H_2O	130
3.2.1	Description générale des cartes	139
3.2.1.1	Cartes d'albédo	139
3.2.1.2	Cartes de la glace de CO_2	141
3.2.1.3	Cartes de la glace de H_2O	142
3.2.2	Détermination de la limite des dépôts saisonniers	145
3.2.2.1	Limite albédo	145
3.2.2.2	Limite de la glace de CO_2	148
3.2.2.3	Limite de la glace de H_2O	149
3.2.2.4	Compilation des différentes limites	150
3.2.3	Comparaison de l'évolution temporelle de la limite albédo sur plusieurs années martiennes	151

3.2.4	Asymétrie du retrait des dépôts saisonniers nord	152
3.2.5	Comparaison entre les différentes limites	154
3.3	Evolution temporelle de la stratigraphie des dépôts saisonniers nord	160
3.3.1	Plateau de Gemina Lingula	161
3.3.1.1	Evolution temporelle des paramètres spectraux et de la température de la surface	161
3.3.1.2	Obtention des constantes optiques de la poussière utilisées lors de l'inversion des paramètres physiques de la surface .	164
3.3.1.3	Inversion des propriétés physico-chimiques des condensats saisonniers	169
3.3.1.4	Evolution printanière des dépôts saisonniers sur le plateau de Gemina Lingula	193
3.3.2	Plaines de l'hémisphère nord	203
3.3.2.1	Evolution temporelle des paramètres spectraux et de la température de la surface	203
3.3.2.2	Inversion des propriétés physico-chimiques des condensats saisonniers	205
3.3.2.3	Evolution des dépôts saisonniers dans les plaines de l'hémisphère nord	215
3.3.3	Remontées tardives de la signature de la glace de CO ₂	217
3.4	Scénario d'évolution hivernale et printanière des dépôts saisonniers nord . .	217
3.5	Conclusion	222
4	Evolution locale de la stratigraphie des dépôts saisonniers de l'hémisphère nord de Mars	225
4.1	Localisation géographique des remontées tardives de la signature spectrale de la glace de CO ₂	226
4.2	Etude de la région de Rupes Tenuis	227
4.2.1	Description de la zone d'étude	227
4.2.2	Observations OMEGA	229
4.2.2.1	Evolution temporelle des paramètres spectraux et de la température de la surface	229
4.2.2.2	Evolution temporelle de la répartition spatiale des paramètres spectraux	231
4.2.3	Interprétation des observations OMEGA	236
4.2.3.1	Prédominance de la signature de la glace de CO ₂ sur l'escarpement et LICS	236
4.2.3.2	Evolution des dépôts saisonniers pendant la deuxième moitié du printemps	250

4.3 Etude de la région de Olympia Undae	251
4.3.1 Description de la zone d'étude	251
4.3.2 Observations OMEGA	252
4.3.2.1 Evolution temporelle des paramètres spectraux et de la température de la surface	252
4.3.2.2 Evolution temporelle de la répartition spatiale des paramètres spectraux	255
4.3.3 Interprétation des observations OMEGA	259
4.3.4 Apport des observations CRISM et HiRISE	262
4.3.4.1 Données et méthodes d'analyse	262
4.3.4.2 Evolution temporelle de la répartition spatiale des paramètres spectraux	264
4.3.4.3 Interprétation des observations CRISM	269
4.3.4.4 Comparaison avec les observations OMEGA	274
4.4 Etude statistique des disparitions précoces et remontées tardives de la signature spectrale de la glace de CO ₂	275
4.4.1 Méthode de détection automatique des LICS et EDCS	275
4.4.2 Résultats	279
4.4.3 Discussion	281
4.5 Conclusion	285
Conclusion générale et perspectives	287
Annexes	292
A Méthode de correction des effets atmosphériques pour l'observation des surfaces minérales et glacées	293
A.1 Paramétrisation du couplage entre gaz et aérosols	293
A.2 Détermination conjointe de l'opacité des aérosols et de l'albédo lambertien de la surface	294
A.3 Validation de la méthode	296
B Détermination de la température d'équilibre de la glace de H₂O par un bilan énergétique local	301
B.1 Expression du bilan énergétique local de la glace de H ₂ O	301
B.2 Mise en évidence des grandeurs dépendant de la température de la glace de H ₂ O	302
B.3 Calcul du flux incident absorbé par la glace de H ₂ O	303

C Répartition spatiale des dépôts saisonniers pendant l'hiver et le printemps nord : mosaïques RVB visible et proche-infrarouge 309

Liste des publications et communications relatives à la thèse 353

Introduction

Mars est une planète désertique, à l'atmosphère très ténue, où règne une température d'environ -60°C en moyenne. C'est une planète aride, où l'eau en surface n'est stable qu'à l'état solide et uniquement dans les régions polaires. Pourtant, le paysage martien porte les traces tant morphologiques que chimiques et minérales de la présence d'eau liquide dans un lointain passé. La structure stratifiée de ses calottes polaires témoigne de variations climatiques importantes dans un passé plus récent. Comprendre comment l'hydrosphère martienne a évolué pour aboutir à son état actuel est au centre des problématiques scientifiques concernant la planète rouge. Cette question oriente très largement les programmes d'exploration des différentes agences spatiales. L'étude du cycle actuel de l'eau sur Mars a pour objectif une meilleure compréhension de ses climats passés.

Le climat actuel de Mars est caractérisé par un cycle saisonnier de condensation/sublimation de son atmosphère de CO₂ alternativement dans les hémisphères nord et sud. Ce cycle provoque des variations de près de 30% de la pression atmosphérique. La vapeur d'eau, présente à l'état de trace dans l'atmosphère martienne, est au cœur d'un cycle saisonnier couplé à celui du CO₂. Un givre d'eau se condense en automne dans les régions polaires puis se recouvre en hiver d'un manteau de glace de CO₂ contaminée en glace d'eau et en poussière ; ces dépôts saisonniers se subliment au printemps.

D'abord observés depuis la Terre, les condensats de CO₂ ont été étudiés pendant plusieurs années martiennes par les multiples sondes en orbite autour de Mars. Imagerie visible, spectroscopie en infrarouge thermique, spectroscopie neutrons ont entre autres été utilisées pour déterminer l'évolution saisonnière de l'étendue spatiale des dépôts de CO₂, leur épaisseur et leur mode de déposition. Des processus atypiques tels que des geysers de gaz carbonique et de poussière ont également été observés. L'étude des condensats de H₂O est plus récente, en particulier parce qu'on ne peut pas distinguer les glaces de CO₂ et H₂O dans la gamme visible du spectre électromagnétique. Seules les mesures en infrarouge thermique ont permis de mettre en évidence un anneau de glace d'eau entourant les condensats de CO₂ au printemps. De ce fait, les modèles de circulation générale qui simulent le cycle de l'eau sont principalement ajustés à partir de la variation saisonnière de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique et de la distribution spatiale des nuages de glace d'eau. Le rôle des condensats de H₂O, pourtant au centre de ce cycle, est resté jusqu'à présent peu contraint faute de données observationnelles suffisantes.

La sonde européenne Mars Express, en orbite autour de Mars depuis 2003, embarque à son bord l'imageur hyperspectral OMEGA. Cet instrument est capable de différencier les glaces de CO₂ et H₂O grâce à leurs signatures spectrales proche infrarouge. Il offre ainsi

la possibilité de cartographier leur distribution spatiale respective et leur abondance, et de déterminer la texture de ces glaces (taille de grains, épaisseur, stratigraphie). Mon travail de thèse a consisté à exploiter le vaste jeu de données OMEGA pour apporter de nouvelles contraintes observationnelles au rôle des dépôts saisonniers de glace d'eau dans le cycle actuel de l'eau sur Mars. Mes recherches ont porté sur les condensats nord, plus riches en glace d'eau que leur analogue sud.

Le premier chapitre de cette thèse présente le contexte scientifique du travail réalisé. Une première partie est consacrée à l'histoire de l'exploration martienne, l'accent étant mis sur la progression des connaissances relatives aux cycles du CO₂ et de l'eau. La seconde partie décrit les caractéristiques principales de la planète Mars, son histoire géologique et son climat actuel. L'état actuel des connaissances relatives au cycle du CO₂ est présenté dans une troisième partie. Enfin, la quatrième partie est consacrée au cycle de l'eau et détaille les différents réservoirs d'eau. Les échanges entre la surface et l'atmosphère dans la région polaire nord, thème central de cette thèse, font l'objet d'une attention particulière. La problématique est exposée à la fin de ce chapitre.

Le deuxième chapitre est consacré à la description des données utilisées dans cette étude et des méthodes d'analyse employées. Le principe de la spectroscopie en réflectance est exposé dans un premier temps, ainsi que la mise en œuvre de cette technique pour l'étude des surfaces planétaires. Puis une description des données de spectro-imagerie obtenues par l'instrument OMEGA est proposée, suivie d'une présentation des jeux de données complémentaires utilisés. Enfin, une dernière partie détaille la méthodologie d'analyse des données.

Le troisième chapitre présente une étude globale de l'évolution hivernale et printanière des dépôts saisonniers nord. Dans un premier temps, des cartes des signatures spectrales des glaces de CO₂ et H₂O sont réalisées du solstice d'hiver au solstice d'été. La comparaison entre les distributions spatiales des glaces permet de rendre compte de la position et de l'extension de l'anneau de glace d'eau au cours de l'hiver et du printemps. L'évolution de la stratigraphie des dépôts saisonniers est ensuite analysée par une inversion de leurs propriétés physiques au moyen d'un modèle de transfert radiatif. Les résultats obtenus permettent d'élaborer un scénario d'évolution hivernale et printanière des dépôts saisonniers nord.

Le quatrième chapitre s'intéresse à l'évolution locale de la stratigraphie des condensats nord. Cette étude fait suite à l'observation de modifications soudaines des signatures des glaces de CO₂ et H₂O dans les dépressions spirales et les escarpements de la calotte permanente nord, et au niveau du champ de dunes circumpolaires. La comparaison avec les prévisions d'un modèle météorologique méso-échelle et certaines observations de l'imageur hyperspectral CRISM montre que cette évolution est probablement le résultat de l'activité météorologique intense ayant lieu au printemps.

Ce travail aboutit à une conclusion générale sur le rôle des dépôts saisonniers de glace d'eau dans le cycle actuel de l'eau sur Mars et sur l'influence de l'activité météorologique sur les condensats saisonniers. Les perspectives envisagées pour poursuivre cette recherche sont finalement exposées.

Chapitre 1

Les dépôts saisonniers, acteurs principaux du climat actuel de Mars

Sommaire

1.1 Historique de l'exploration de Mars	3
1.1.1 Premières observations	3
1.1.2 L'ère des missions spatiales	7
1.1.3 Les missions à venir	15
1.2 Caractéristiques de la planète Mars	16
1.2.1 Taille et orbite	16
1.2.2 Géomorphologie et composition de la surface	19
1.2.3 Atmosphère et climat actuel	23
1.3 Le cycle du CO₂	28
1.3.1 Bilan énergétique et GCM	28
1.3.2 Caractérisation des dépôts saisonniers de CO ₂ par télédétection	34
1.3.3 La glace permanente de CO ₂ australe	49
1.4 Le cycle de l'eau	52
1.4.1 Les différents réservoirs d'eau	52
1.4.2 Echange entre les réservoirs d'eau et modélisation du cycle actuel de l'eau sur Mars	65
1.4.3 Interactions surface/atmosphère dans la région polaire nord	67
1.4.4 Problématique de la thèse	71

1.1 Historique de l'exploration de Mars

1.1.1 Premières observations

Dieu de la guerre pour les hommes de l'Antiquité, Mars a longtemps intrigué les astronomes par sa couleur rougeâtre et son mouvement rétrograde sur la voûte céleste. Johannes Kepler perce les mystères de cette trajectoire en 1609, prouvant définitivement que le Soleil est au centre du système solaire. A la même époque, Galilée pointe sa lunette vers Mars

et observe un petit disque dont une partie n'est pas éclairée par la lumière solaire, déduisant par là-même sa forme sphérique. Mars n'est plus un simple astre dans le ciel, elle est devenue une planète à part entière.

Christiaan Huygens complète en 1659 la découverte de Galilée par l'observation d'une structure sombre à la surface du disque martien. En voyant cette tache se déplacer, il note le 1^{er} décembre que « la rotation de Mars paraît s'effectuer comme celle de la Terre en 24 de nos heures ». L'astronome Giovanni Domenico Cassini affine cette mesure pendant l'opposition ¹ de mars 1666 en donnant une période de rotation de 24 heures et quarante minutes. La valeur est très proche de celle retenue actuellement, soit 24 heures, 39 minutes et 35 secondes.

La première observation d'une calotte martienne est faite par Huygens ² durant l'opposition de septembre 1672. Son dessin montre la calotte permanente sud et une région sombre, vraisemblablement Syrtis Major. Giacomo Filippo Maraldi, le neveu de Cassini, réalise entre 1672 et 1719 des campagnes d'observation de Mars durant chaque opposition. Il remarque des variations temporelles de l'apparence de la calotte polaire sud mais ne fait pas d'interprétation quant à la nature du matériau qui la compose, notant seulement qu'il y a eu « un changement physique dans la nature de la matière qui forme la clarté. » Il observe également que la calotte polaire sud n'est pas centrée sur l'axe de rotation de la planète.

En 1784, Friedrich William Herschel ³, compositeur et astronome germano-britannique, utilise une nouvelle génération de télescopes pour observer et décrire minutieusement les variations saisonnières des calottes polaires martiennes (voir figure 1.1). Il émet l'hypothèse que ces taches polaires brillantes sont composées de glace et de neige d'eau (Herschel, 1784). Il mesure l'inclinaison de l'axe de rotation de Mars, ou obliquité, à $28^{\circ}42'$, une valeur proche de celle utilisée aujourd'hui, $25^{\circ}11'$. L'obliquité de Mars étant proche de celle de la Terre, ses saisons doivent être analogues aux nôtres, bien que deux fois plus longues. Partant du principe que les mêmes causes doivent avoir les mêmes effets, Herschel suppose donc que le recul saisonnier des glaces polaires est dû à l'effet de l'insolation solaire. Il observe des bandes claires éphémères à la surface du disque martien qu'il attribue à raison à la présence de nuages. L'absence d'occultation des étoiles au bord du disque planétaire lui permet de diagnostiquer la finesse de l'atmosphère. Ses observations renforcent l'idée d'une planète Mars similaire à la Terre, alimentant le concept de la pluralité des mondes défendu dès 1600 par Giordano Bruno.

Grâce au perfectionnement des instruments d'astronomie, l'engouement pour l'observation de la planète augmente. Les astronomes allemands Wilhelm Beer et Johann H. von Mädler notent la taille différente des deux calottes permanentes et réalisent en 1841 la première carte de Mars. Par la suite, de nombreux observateurs dressent à leur tour des cartes de la planète, mais les noms donnés aux structures observées dépendent beaucoup de

1. L'opposition correspond au moment où les deux planètes sont au plus proche. Cette configuration se reproduit approximativement tous les 2 ans et 2 mois.

2. Un croquis de Cassini effectué pendant l'opposition de 1666 pourrait laisser penser qu'il est l'auteur de la première observation des calottes polaires martiennes. Son dessin montre en effet une tache blanche à chaque pôle. Mais cette observation est peu convaincante car deux taches similaires sont dessinées au niveau des limbes ouest et est.

3. Herschel est resté célèbre pour avoir découvert la planète Uranus en 1781.

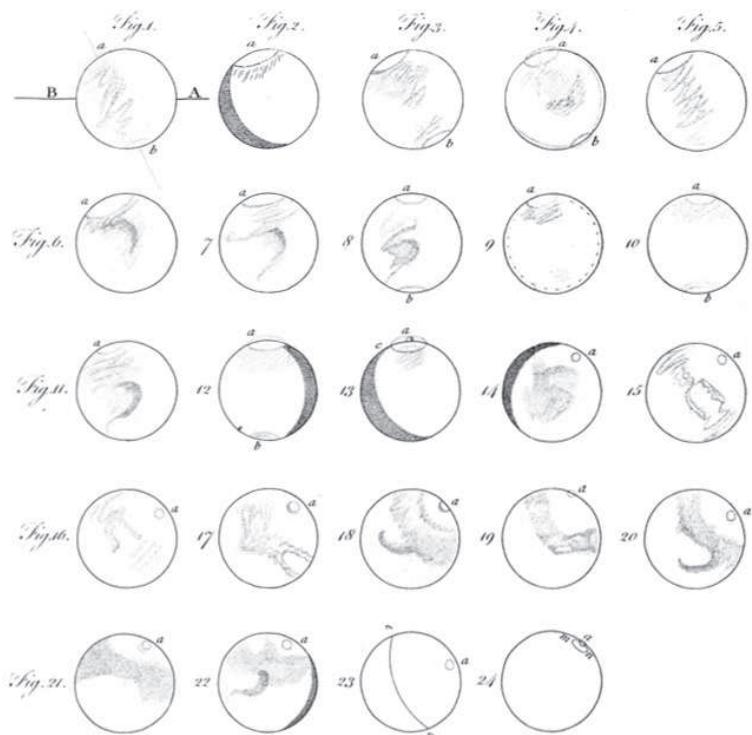


FIGURE 1.1 – Les variations d'apparence du disque martien par Herschel. Cette figure est extraite de son article paru dans le journal anglais « Philosophical Transactions » en mars 1784.

l'observateur en question ! La nomenclature inventée en 1877 par Giovanni Virginio Schiaparelli, directeur de l'observatoire de Milan, restera cependant dans l'histoire. Basée sur les noms attribués dans l'Antiquité aux régions du pourtour méditerranéen, elle est toujours en vigueur aujourd'hui¹. Entre 1877 et 1888, Schiaparelli observe de longues lignes droites sombres reliant des étendues appelées mers, comme sur la Lune. Il les nomme *canali* ce qui signifie chenaux en italien mais est improprement traduit par canaux, évoquant inévitablement l'idée de structures artificielles : la grande controverse sur les canaux martiens est née. L'histoire enflamme l'imagination d'un brillant et riche américain, Percival Lowell, qui fait construire l'observatoire de Flagstaff, dans les montagnes de l'Arizona. En juin 1894, il observe le recul printanier de la calotte saisonnière sud et note la présence d'un anneau sombre entourant les dépôts brillants, interprété comme un océan antarctique ([Lowell, 1894b](#)). Il rapporte plus tard la disparition de cet océan et une augmentation associée de l'albédo, due selon lui à l'assèchement du sol mis à nu ([Lowell, 1894a](#)). En 1900, il a référencé plus de 400 canaux ! Il développe une théorie rocambolesque qu'il défend jusqu'à sa mort en 1916 : ces canaux sont les composants d'un vaste système d'irrigation mis en place par les Martiens pour lutter contre une sécheresse grandissante. La seule source d'eau liquide nécessaire à ses habitants serait située au pôle, au moment où la glace fond ; les canaux d'irrigation permettraient de transporter la précieuse eau des pôles vers l'équateur (voir figure 1.2). La théorie de Lowell devient très populaire et alimente l'imagination des

1. La carte dressée en 1877 par Schiaparelli est proche des standards modernes, « la première carte géographique comprenant les plus petits objets visibles au télescope et micrométriquement mesurés ». Il mesure à l'aide d'un micromètre la position en longitude et latitude de 62 points distinguables sur Mars.

romanciers. Ainsi paraît en 1898 *La Guerre des mondes*, un des chefs d'œuvres de Herbert G. Wells.



FIGURE 1.2 – L'aspect de la surface de Mars tel que l'imaginait Percival Lowell. Au premier plan, on aperçoit les glaces polaires, d'où les canaux tirent leur source (crédit image : Chesley Bonestell).

Pourtant, dès le début du siècle, plusieurs astronomes nient l'existence des canaux et les interprétations de Lowell. Alors que ce dernier avance que la température de Mars est « aussi confortable que le sud de l'Angleterre » ([Lowell, 1907](#)), Alfred R. Wallace estime que la température à la surface est sous le point de solidification de l'eau. Reprenant une idée d'Arthur C. Ranyard et George J. Stoney, il propose que les calottes polaires pourraient être constituées de glace de CO₂ au lieu de glace de H₂O ([Wallace, 1907](#)). Le travail de Vincenzo Cerulli ([Cerulli, 1898](#)) et d'Eugène Antoniadi ([Antoniadi, 1909](#)) met en évidence la nature illusoire des canaux. L'œil établit une cohérence là où il n'y en a pas, et voit des alignements à partir de points vaguement alignés. Mais on trouvera encore en 1964 des publications sur l'origine des canaux dans des revues scientifiques.

Progressivement se développe l'étude de Mars avec les moyens modernes de l'astrophysique (spectroscopes, polariscopes, radiomètres). L'absence d'océans est prouvée dès 1894 par William H. Pickering ([Pickering, 1894](#)). En notant que les régions sombres de Mars ne polarisent pas la lumière réfléchie, il en déduit qu'elles ne sont pas recouvertes d'eau, mais les attribue à tort à de la végétation. La technique de polarimétrie est également employée pour détecter et suivre des formations nuageuses à hautes latitudes. Les nuages polarisent en effet fortement la lumière au contraire des calottes polaires. On rapporte ainsi la présence de nuages dans les régions polaires en automne et hiver nord, et leur disparition au printemps ([Focas, 1961](#)). Des nuages sont également observés ailleurs sur la planète : brouillard se formant au limbe matinal, nuages blanchâtres apparaissant en fin d'après-midi et nuages persistants au-dessus des régions d'Elysium, Nix Olympica et Tharsis. On suppose à raison que ces derniers sont des nuages orographiques se formant au-dessus de reliefs élevés.

La première mesure quantitative de la température de Mars est réalisée en 1924 par deux équipes : Donald H. Menzel, William W. Coblenz et C. O. Lampland à l'observatoire

Lowell à Flagstaff ([Menzel et al. , 1925](#)), et Edison Pettit et Seth B. Nicholson au mont Wilson en Californie ([Pettit & Nicholson, 1925](#)). En utilisant un thermocouple, les deux équipes déterminent une température maximale atteignant 20°C à 30°C dans les régions sombres et une température minimale au pôle sud de -50°C à -70°C. Ils suggèrent que la neige carbonique ne se condense pas sur Mars car dans les faibles conditions de pression, il faudrait que la température soit d'au moins -100°C. Si la température maximale est correctement déterminée, ce n'est pas le cas de la température minimale, qui est d'environ -130°C sur la calotte polaire sud de Mars, recouverte en permanence d'une dizaine de mètres de glace carbonique.

Les premiers arguments spectroscopiques datent des années 1860-1870. Tour à tour, on affirme puis conteste la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère martienne. Ainsi, la détection de vapeur d'eau relatée par l'astronome français Jules Janssen en 1867, très certainement due à une contribution terrestre, est contredite par W. W. Campbell quelques années plus tard, qui estime qu'il y a « moins de vapeur d'eau dans l'atmosphère de Mars que dans la fine couche d'air sec au-dessus du mont Whitney » ([Campbell, 1909](#)). Il faut attendre 1963 pour qu'Audouin Dollfus obtienne une détection positive correcte ([Dollfus, 1963](#)), une découverte confirmée la même année par Hyron Spinrad, Guido Münch et Lewis D. Kaplan ([Spinrad et al. , 1963](#)). Ces derniers déterminent la valeur de 14 μm précipitables d'eau¹ pour l'atmosphère de Mars, contre 45 μm pour Dollfus, à comparer aux 1000 μm précipitables d'eau dans les déserts les plus arides de la Terre. En 1948, Gerard P. Kuiper montre à raison que le spectre de la calotte permanente nord de Mars ressemble plus à celui de neige d'eau ordinaire qu'à un spectre de neige carbonique.

Obtenir la composition exacte de l'atmosphère de Mars et la pression à sa surface s'avère tout aussi périlleux. Ainsi, [de Vaucouleurs \(1950\)](#) conclut que « azote et argon sont les constituants principaux de l'atmosphère martienne » et que la pression à la surface vaut « 85 ± 4 mbar ». L'atmosphère de Mars est en fait constituée de quelques millibars de CO₂. [Spinrad et al. \(1963\)](#) estimate une pression partielle de CO₂ à 4,2 millibars et la pression totale à la surface à moins de 25 millibars. Loin de l'image que Lowell en donnait, Mars est en fait une planète aride à l'atmosphère très raréfiée.

1.1.2 L'ère des missions spatiales

Au début des années 1960, la conquête spatiale bat son plein. L'Union Soviétique lance en 1960 la sonde **Marsnik 1** à destination de Mars, moins de 3 ans après Spoutnik 1. Mais la sonde n'atteint pas l'orbite terrestre. Sur les 9 missions soviétiques suivantes, seules les sondes **Mars 1** et **Zond 2** survolent la planète rouge respectivement en 1963 et 1965. Ce sont les premières sondes humaines à approcher Mars, mais aucune donnée n'est obtenue.

L'année 1965 marque le début de l'exploration effective de Mars avec le survol à 9850 km d'altitude de **Mariner 4**, lancée par les américains. Les 22 photographies envoyées par la sonde entraînent une grande déception : là où on s'attendait à trouver de la végétation et des canaux, il n'y a que des plaines constellées de cratères ([Branigan, 1965](#)) . Mars semble plus proche de la Lune que de la Terre ! L'analyse de deux occultations radio permet

1. La quantité d'eau précipitable correspond à l'épaisseur équivalente d'eau liquide obtenue si l'intégralité de la vapeur d'eau atmosphérique condensait à la surface.

d'estimer une pression atmosphérique de 4 à 6 millibars. Grâce aux mesures de la pression partielle de CO₂ déterminée par [Spinrad et al.](#) (1963), on en déduit que l'atmosphère de Mars est composée à 95% de CO₂. [Leighton & Murray \(1966\)](#) remettent à jour l'hypothèse de dépôts saisonniers composés de glace de CO₂ qui se sublimeraient au printemps.

Les sondes suivantes, **Mariner 6 et 7**, survolent Mars quelques jours seulement après les premiers pas de l'homme sur la Lune, en juillet 1969. Les photographies obtenues montrent de nouveau les terrains cratérisés de l'hémisphère sud, mais aussi le bord glacé de la calotte saisonnière sud. Le radiomètre infrarouge à bord de Mariner 7 mesure la température de ces dépôts saisonniers : 150 K, la température de la glace de CO₂ en équilibre avec son gaz à ces faibles pressions atmosphériques ([Neugebauer et al.](#), 1969, 1971). Herr et Pimentel confirment que les dépôts saisonniers sont composés de glace de CO₂ à partir d'arguments spectroscopiques à 3 μm ([Herr & Pimentel, 1969](#)). La même équipe montre la présence de nuages de CO₂ dans la haute atmosphère avec la bande à 4,3 μm ([Herr & Pimentel, 1970](#)). Dans la foulée, le premier Modèle de Circulation Générale (GCM¹) martien voit le jour ([Leovy & Mintz, 1969](#)). Adapté d'un modèle terrestre, il inclut déjà le processus de condensation du CO₂.

En 1971, deux sondes américaines et deux sondes soviétiques partent à destination de Mars. La sonde américaine **Mariner 8** s'échoue dans l'Atlantique mais **Mariner 9** est correctement mise en orbite martienne en novembre 1971. A son arrivée, la planète est au beau milieu de la plus grande tempête de poussière jamais observée jusqu'à ce jour, qui voile entièrement sa surface. La sonde est mise en veille en attendant que la poussière retombe. Ce n'est pas le cas des sondes soviétiques **Mars 2 et 3** qui, une fois en orbite martienne, photographient en vain une planète entièrement voilée. Leurs instruments fournissent tout de même des données sur la température de la surface, la pression atmosphérique, la variation de l'humidité, le contenu en poussière de la tempête et l'environnement atmosphérique à haute altitude. Le radiomètre infrarouge mesure une température de 150 K au niveau des régions polaires nord, température de condensation du CO₂. Chacun des 2 orbiteurs largue un atterrisseur en pleine tempête de poussière. L'atterrisseur de Mars 2 s'écrase mais celui de Mars 3 atterrit en douceur, devenant le premier engin humain à se poser sur Mars. Cependant, les transmissions sont coupées 20 secondes après l'atterrissement pour une raison demeurée inconnue².

Une fois la tempête finie, la sonde Mariner 9 est réactivée. Elle effectue une cartographie complète de la surface, avec plus de 7000 clichés. C'est une nouvelle planète qui est révélée. Nix Olympica est en fait un volcan gigantesque, de plus de 25 km de haut et 600 km de large ; on le renomme Olympus Mons. Un canyon de 4800 km de long est découvert, nommé Valles Marineris en l'honneur de la sonde. Plus étonnant encore, on observe d'anciens lits de rivières asséchés, témoignant du passé aqueux de la planète. Mariner 9 est sans doute la sonde qui a le plus révolutionné notre conception de la planète.

A ces découvertes s'ajoutent l'observation d'une épaisse séquence de couches stratifiées entourant la calotte permanente sud, témoin de changements climatiques passés. Grâce

1. Un GCM, acronyme de *General Circulation Model*, est une simulation informatique de la circulation atmosphérique d'une planète à l'échelle globale. La section [1.3.1.2](#) détaille ce type de simulation.

2. D'après certaines rumeurs d'origine soviétique, le parachute de Mars 3 serait tout simplement retombé sur la sonde et son antenne...

au spectromètre infrarouge embarqué, on montre que de la glace de CO₂ persiste toute l'année sur cette calotte ([Paige et al., 1990](#)). Pendant les 349 jours de sa mission, Mariner 9 permet également d'étudier en détail l'atmosphère de Mars et son activité actuelle : pression atmosphérique, variation saisonnière de la quantité de vapeur d'eau, composition des aérosols de poussière, nuages de cristaux de glace d'eau, et suivi succinct du retrait printanier des dépôts saisonniers nord (voir figure 1.3).



FIGURE 1.3 – Mosaïque en fausses couleurs de plusieurs clichés pris par Mariner 9 à la fin du printemps nord ($L_s=65^\circ$). En bas de l'image, on distingue Olympus Mons, les 3 principaux volcans du dôme de Tharsis et la portion ouest de Valles Marineris, Noctis Labyrinthus. En haut de l'image apparaît la calotte permanente nord recouverte des dépôts saisonniers de glace de CO₂ (crédit : NASA/JPL/Daniel Machácek).

Pour répondre au succès rencontré par les Américains, l'Union Soviétique décide de lancer en 1973 deux orbiteurs (**Mars 4 et 5**) et deux atterriseurs (**Mars 6 et 7**) à destination de Mars. Mais quelques semaines avant le lancement, on se rend compte que ces quatre sondes sont équipées d'un composant défectueux. Il est trop tard pour y remédier et le lancement est maintenu. Mars 4 et 7 se perdent dans l'espace. Mars 6 parvient à atterrir mais rompt le contact. La sonde transmet des données pendant la descente mais elles se révèlent inexploitables. Enfin, Mars 5 se met en orbite avec succès mais devient muette après une vingtaine d'orbites. Elle aura tout de même fourni des données sur la composition de la

surface grâce à des mesures d'inertie thermique, de polarimétrie et de spectrométrie gamma. Les spectromètres infrarouge et ultraviolet transmettent également des informations sur l'atmosphère martienne. Mais la quantité d'informations collectées par les quatre sondes soviétiques ne représente qu'un tout petit pourcentage des données rassemblées par l'unique sonde américaine Mariner 9. Les soviétiques décident donc d'abandonner l'exploration de Mars pour se consacrer à celle de Vénus, où ils rencontreront beaucoup plus de succès.

Après la réussite de la mission Mariner 9, les américains décident de poser un module à la surface de Mars. Deux vaisseaux Viking identiques sont lancés en 1975, chacun comprenant un orbiteur et un atterrisseur. Une fois la mise en orbite effectuée, chaque orbiteur se livre à une reconnaissance détaillée des sites d'atterrissement préalablement sélectionnés. Les atterrisseurs (*lander* en anglais) sont ensuite largués et se posent à la surface de Mars sans encombre, un véritable exploit technique. Le lander **Viking 1** atterrit dans la plaine de Chryse Planitia le 20 juillet 1976 et le lander **Viking 2** dans la plaine d'Utopia Planitia le 3 septembre 1976. Pour la première fois de l'histoire, on peut contempler le paysage martien depuis sa surface : un panorama désertique à la couleur orangée, constellé de roches volcaniques et surplombé d'un ciel jaunâtre (voir figure 1.4).

L'objectif principal des deux atterrisseurs est de rechercher la présence de vie mais aucun résultat concluant ne pourra être obtenu (Klein *et al.*, 1976). En complément des mesures de composition du sol et de l'atmosphère, les atterrisseurs renvoient des données météorologiques inestimables. Pression atmosphérique, température, vitesse et intensité du vent sont ainsi mesurées jour après jour au cours de leur mission de 3 ans martiens. Ces données sont toujours utilisées aujourd'hui pour ajuster les GCM martiens. En particulier, les variations saisonnières de la pression atmosphérique témoignent du cycle de déposition et sublimation de glace de CO₂ alternativement dans l'hémisphère nord et sud. L'atterrisseur Viking 2, posé par 48° Nord, est également le témoin de la condensation de givre au cours de l'hiver nord (voir figure 1.4). Ce givre correspond à l'extrême sud des dépôts saisonniers nord (Snyder, 1979) et se compose de glace d'eau (Svitek & Murray, 1990).

Les orbiteurs Viking fournissent une importante quantité de données sur les propriétés de la surface et de l'atmosphère de Mars. L'instrument MAWD (Mars Atmospheric Water Detectors) permet de suivre l'évolution saisonnière de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique à l'échelle de la planète. On découvre alors le cycle saisonnier de transport de la vapeur d'eau. Grâce à l'instrument IRTM (Infrared Thermal Mappers), on cartographie l'albédo, la température et l'inertie thermique de l'ensemble de la surface de Mars. IRTM confirme avec MAWD que la calotte résiduelle nord est composée de glace d'eau en été alors que la calotte résiduelle sud est recouverte de glace de CO₂. Les deux orbiteurs observent des terrains stratifiés à la fois aux pôles nord et sud. Des études sont également menées sur l'évolution temporelle de la répartition spatiale des dépôts saisonniers nord et sud, à partir des données visible et infrarouge. Elles montrent que les condensats saisonniers nord restent circulaires au cours de leur retrait printanier, et sont centrés sur le pôle géographique (James, 1979, 1982), alors que les condensats sud sont asymétriques durant leur retrait (James *et al.*, 1979).

Après 15 ans d'absence sur la scène martienne, l'Union Soviétique lance en 1988 deux sondes à destination de la planète rouge, avec pour mission principale l'étude de Phobos. Il s'agit de déterminer l'origine de cette lune, astéroïde capturé par Mars ou morceau de

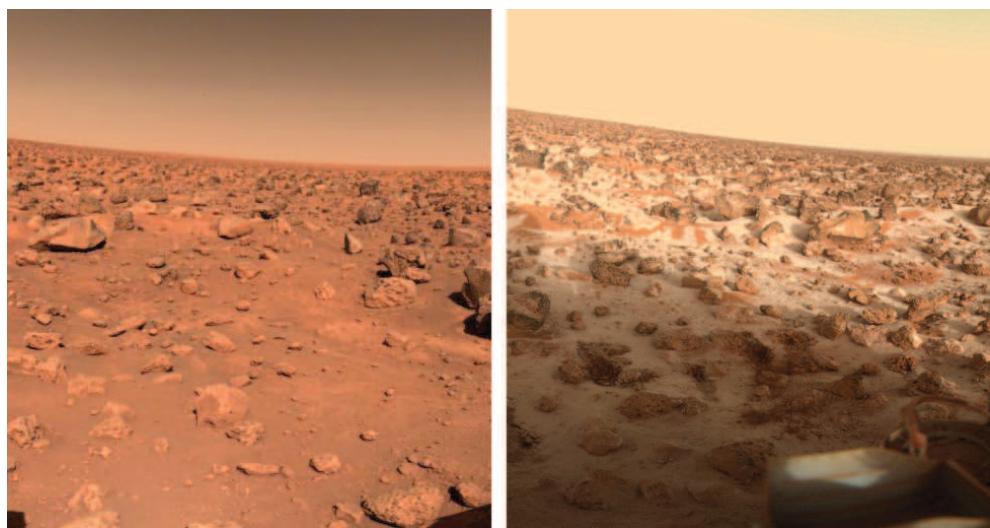


FIGURE 1.4 – Gauche : la plaine d’Utopia Planitia en été photographiée par l’atterrisseur Viking 2, posé par 47,67°N/134,28°E. Droite : la même région en hiver est couverte d’un givre d’eau d’environ 0,1 mm d’épaisseur. L’horizon est légèrement incliné car l’un des pieds de la sonde est malencontreusement posé sur un caillou (crédit : NASA/JPL).

la planète éjecté lors d'une collision. S'il s'avère que Phobos est un astéroïde, alors son étude apportera des informations primordiales sur le rôle de ces briques constitutrices des planètes. Le contact avec la sonde **Phobos 1** est perdu pendant le trajet Terre-Mars en raison d'une erreur humaine. **Phobos 2** parvient quant à elle à se placer en orbite martienne en janvier 1989 et commence à observer Mars. Mais lors de la phase cruciale de la mission, le survol rapproché de Phobos et la libération de deux atterriseurs, le contact avec la sonde est perdu. Malgré tout, de nombreux résultats significatifs ont été collectés pendant les 52 jours passés en orbite martienne. En particulier, l'imageur multispectral ISM, fourni par la France, cartographie la composition minéralogique de Phobos et des régions équatoriales de Mars. ISM est le précurseur de l'instrument OMEGA, outil principal des investigations menées dans cette thèse.

Côté américain, il faut attendre 17 ans après Viking avant de voir repartir une mission, **Mars Observer**. Cette sonde ambitieuse d'un milliard de dollars doit faire progresser considérablement notre connaissance de la planète Mars. Mais le contact avec la sonde est perdu en 1993 alors qu'elle se prépare pour l'insertion orbitale. Cet échec préfigure un changement de la stratégie américaine d'exploration de Mars, faite de missions plus fréquentes, plus légères et moins coûteuses. La charge utile de Mars Observer sera redistribuée dans trois nouvelles sondes, Mars Global Surveyor, Mars Climate Orbiter et Mars Odyssey.

Les missions **Mars Global Surveyor** (MGS) et **Mars Pathfinder** lancées en 1996 amorcent la révolution stratégique américaine. La sonde MGS se place en orbite en septembre 1997. Initialement prévue pour durer deux ans, la mission reste opérationnelle dix années pendant lesquelles sont notamment cartographiés le champ de gravité de la planète, les anomalies magnétiques, les propriétés thermiques et minéralogiques du sol et la topographie de la planète. Ces dernières données, acquises avec une précision verticale de 30 cm, servent toujours de référence. L'instrument MOC (Mars Orbiter Camera) cartographie

la planète dans les longueurs d'onde visibles à une résolution pouvant atteindre 1 mètre par pixel. L'orbite polaire de la sonde la rend particulièrement adaptée pour étudier les hautes latitudes martiennes. La caméra MOC permet ainsi de suivre la répartition spatiale des dépôts saisonniers nord et sud sur plusieurs années martiennes (James & Cantor, 2001; Benson & James, 2005) (voir figure 1.5). Des phénomènes inattendus sont découverts ; on observe notamment l'apparition de taches sombres sur des terrains recouverts de glace carbonique saisonnière, qu'on interprète par un processus de geysers de poussière (Kieffer *et al.*, 2006). L'instrument TES (Thermal Emission Spectrometer) complète les photographies de MOC en mesurant entre autres la température de brillance de la surface, ce qui permet de déterminer la nature du matériau présent à la surface (Kieffer & Titus, 2001).



FIGURE 1.5 – Les dépôts saisonniers nord photographiés par la caméra MOC au début du printemps ($L_s=17^\circ$). On distingue la calotte permanente en haut de l'image. Cette photographie témoigne de l'activité actuelle de la planète : outre la déposition et la sublimation du givre de CO_2 , des nuages surplombent le pourtour des dépôts saisonniers et de puissantes tempêtes de poussière soufflent sur les plaines (crédit : NASA/JPL/MSSS).

Le 4 juillet 1997, la sonde Mars Pathfinder se pose dans le lit de la vallée de débâcle Ares Vallis. C'est avant tout un démonstrateur technologique qui teste l'utilisation d'airbags pour l'atterrissement et l'imagerie 3D pour les déplacements du robot mobile, ou rover¹. Au cours de la mission, le petit rover Sojourner parcourt 100 mètres, réalise l'analyse chimique de roches et du sol² tandis que la station fixe procède à des relevés météorologiques.

Si Mars Global Surveyor et Mars Pathfinder sont un succès, ce n'est pas le cas de la mission russe **Mars 96** qui, ne parvenant pas à quitter l'orbite terrestre, tombe dans l'océan Pacifique. Très ambitieuse, cette mission était la mieux équipée jamais lancée à

1. Ces technologies seront réutilisées pour la conception des Mars Exploration Rovers.

2. L'analyse des roches a été réalisée par un APXS (Alpha Particle X-Ray Spectrometer). Cet instrument sonde une profondeur de quelques microns seulement. Il analyse donc à la fois la roche et la couche de poussière qui la recouvre, ce qui pose un sérieux problème dans l'interprétation des résultats. Pour remédier à ce problème, une brosse destinée à enlever la poussière sera ajoutée à la panoplie d'instruments des Mars Exploration Rovers.

destination de Mars, transportant une multitude d'instruments scientifiques ainsi que deux atterriseurs et deux pénétrateurs. Les copies de certains instruments européens embarqués à bord seront réutilisées sur la sonde européenne Mars Express. L'échec de Mars 96 entraîne une sévère perte de prestige vis-à-vis de l'astronautique russe.

Trois ans plus tard, 1999 est une année désastreuse pour l'agence spatiale américaine, qui perd en l'espace de quelques semaines quatre sondes : **Mars Climate Orbiter**¹, **Mars Polar Lander** et deux pénétrateurs nommés **Deep Space 2**. Une partie des instruments de Mars Climate Orbiter sera installée à bord de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter, tandis que Mars Polar Lander renaîtra de ses cendres sous la forme de l'atterrisseur Phoenix. La NASA se concentre sur un programme d'exploration plus progressif et lance en 2001 la sonde **Mars Odyssey**. La mission est un succès ; les spectromètres à neutrons déterminent la composition chimique de la surface, complétant ainsi les observations succinctes des sondes Mars 5 et Phobos 2. Ils révèlent surtout la présence de glace d'eau dans le premier mètre du sous-sol des régions localisées au-dessus de 60° de latitude (Feldman *et al.*, 2002). Ces instruments permettent également d'estimer l'épaisseur des dépôts saisonniers nord et sud pendant leur formation et leur retrait saisonnier (Litvak *et al.*, 2005). Mars Odyssey est en outre doté d'une caméra fonctionnant dans l'infrarouge thermique, THEMIS. Grâce à sa résolution spatiale de 100 mètres par pixel, l'instrument complète les observations effectuées par TES à bord de MGS.

En 2003, l'Agence Spatiale Européenne (ESA) place à son tour une sonde en orbite autour de Mars : **Mars Express**. Elle a pour mission d'étudier la composition du sous-sol, de la surface, de l'atmosphère et de l'ionosphère de la planète à l'aide de 7 instruments. Elle comporte également un module d'atterrissement avec qui le contact est malheureusement perdu avant d'atteindre la surface. Parmi les instruments de Mars Express, OMEGA (Observatoire de la Minéralogie, de l'Eau, des Glaces et de l'Atmosphère), un imageur hyperspectral fonctionnant dans les gammes du visible et de l'infrarouge proche, cartographie la composition de la surface à une échelle allant de 300 m à 5 km (l'instrument OMEGA est détaillé dans la partie 2.1.3). La grande majorité des résultats de cette thèse sont issus des données de cet instrument. Les données recueillies montrent la présence de phyllosilicates (des argiles) et de sulfates à la surface, minéraux formés en présence d'eau liquide, ce qui permet de préciser l'histoire de Mars (Bibring *et al.*, 2006) (voir la partie 1.2.2). On découvre également avec OMEGA que la calotte permanente sud est en fait principalement composée de glace de H₂O, recouverte par une couche de glace de CO₂ d'une dizaine de mètres d'épaisseur (Bibring *et al.*, 2004b). L'évolution estivale de la glace d'eau composant la surface de la calotte permanente nord est également estimée (Langevin *et al.*, 2005b), ainsi que le recul printanier des dépôts saisonniers sud (Langevin *et al.*, 2007; Douté *et al.*, 2007). L'instrument MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) est le premier radar sondeur en orbite autour de Mars. Il permet entre autres d'estimer l'épaisseur et le volume des calottes permanentes (Plaut *et al.*, 2007) et de montrer qu'au-delà de 50° de latitude, l'équivalent d'une calotte de glace est stocké dans le pergélisol (Mouginot *et al.*, 2010).

1. Dans le cas de Mars Climate Orbiter, les constructeurs fournirent les performances des moteurs de correction de trajectoire en « libre-force », mais les ingénieurs les interprétaient comme des poussées en newtons. La sonde ne s'inséra donc pas en orbite à 120 km, mais à 57 km d'altitude, ce qui provoqua sa désintégration.

La même année, la NASA lance deux rovers à destination de Mars. Les **Mars Exploration Rovers** reprennent le système d'atterrissement à base d'airbags de Pathfinder qui a fait ses preuves. Baptisés Spirit et Opportunity, les rovers se posent respectivement le 3 janvier 2004 au fond du cratère Gusev et le 25 janvier 2004 dans la plaine de Meridiani¹. Véritables robots géologues, ils brossent, creusent et analysent les roches qu'ils rencontrent. Les résultats obtenus témoignent du passé aqueux de la planète. Prévus pour durer 90 jours, les performances des rovers dépassent toutes les espérances. Spirit parcourt en tout 7,5 km, gravissant au passage une colline de 83 m de hauteur. Le contact est perdu avec le rover en mars 2010. Opportunity est toujours en activité et a parcouru jusqu'à présent plus de 30 km. Au cours de sa mission, le rover a collectionné l'exploration des cratères : Eagle (22 m de diamètre) où il s'est posé, Endurance (130 m), Victoria (730 m) et Endeavour (22 km) dont Opportunity analyse actuellement le rempart, particulièrement intéressant car il recèle des affleurements d'argiles. Une nouvelle étape de l'exploration spatiale in-situ a été franchie avec ces deux rovers ; obtenir des photographies depuis la surface de Mars est devenu naturel, presque banal. On ne se rend plus compte de l'exploit technique réalisé par les ingénieurs du Jet Propulsion Laboratory, qui ont conçu les rovers et les dirigent sur la planète rouge.

En 2006, la NASA place la sonde **Mars Reconnaissance Orbiter** (MRO) en orbite martienne. Cette sonde emporte 11 instruments de pointe, dont plusieurs complètent les instruments à bord de Mars Express. Ainsi, le spectro-imageur CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) travaille dans une gamme de longueurs d'onde quasiment identique à OMEGA, mais à une résolution spatiale bien plus élevée, 18 m par pixel. Cela permet de détecter des affleurements peu étendus et d'affiner notre connaissance des processus saisonniers. Le radar SHARAD (Mars SHAllow RADar sounder) sonde des profondeurs moins importantes que MARSIS mais à une résolution spatiale et verticale beaucoup plus élevée. SHARAD a permis de découvrir que les couches stratifiées visibles sur le flanc des calottes permanentes se poursuivent à l'intérieur (Seu *et al.*, 2007), ce qui contribue à affiner le scénario de formation des dépressions spirales de la calotte permanente nord (Smith & Holt, 2010). La caméra MARCI (Mars Color Imager), remplaçante de la caméra MOC, cartographie les dépôts saisonniers au cours de leur recul printanier (Cantor *et al.*, 2010). Enfin, la caméra HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) prend des clichés de la surface de Mars à la résolution impressionnante de 25 cm par pixel. Les images HiRISE permettent de détailler les processus saisonniers pour le moins exotiques qui se produisent au niveau des dépôts saisonniers nord et sud (Hansen *et al.*, 2010b) (voir figure 1.6).

Alors que ses prédécesseurs se sont tous posés près de l'équateur ou à moyenne latitude, la sonde américaine **Phœnix** atterrit le 26 mai 2008 par 68° Nord, au-delà du cercle arctique martien. Sa mission est de déterminer le potentiel d'habitabilité du sol de la région polaire nord. Doté d'un bras articulé muni d'une pelle, Phœnix creuse une tranchée et révèle la présence de glace d'eau sous une dizaine de centimètres de sable, confirmant les observations

1. Le rover Opportunity a fortuitement atterri au milieu d'un petit cratère où, pour la première fois, des roches sédimentaires sont exposées. L'analyse de ces roches révèlera qu'elles sont constituées de sels de sulfate hydraté (Christensen *et al.*, 2004a). Sur Terre, ce type de dépôts se forme au fond de lacs peu profonds, en particulier lorsque l'évaporation concentre les minéraux dissous. Le site de Terra Meridiani a probablement connu une histoire comparable (McLennan *et al.*, 2005)

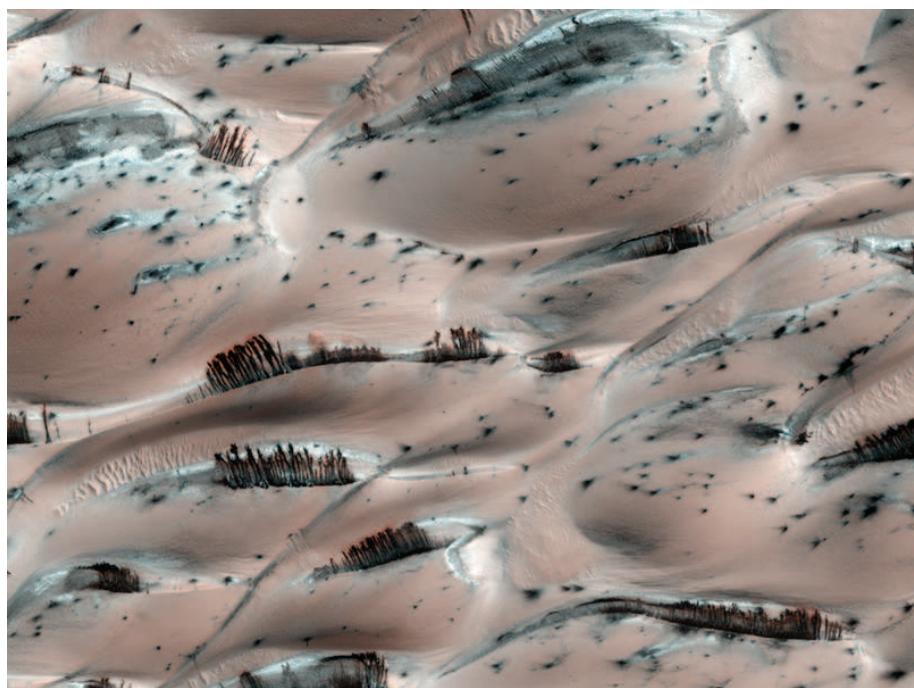


FIGURE 1.6 – Image HiRISE montrant les dunes circumpolaires nord recouvertes de glace de CO₂ au printemps. Tandis que la glace carbonique se sublime, la poussière apparaît sous forme de coulées et de taches sur le flanc des dunes (crédit : NASA/JPL/Université d'Arizona).

réalisées par la sonde Mars Odyssey (Smith *et al.*, 2009). La composition du sol est analysée à l'aide d'un laboratoire miniature ; le sol a un pH quasiment neutre (7,7), contient des carbonates et d'autres sels formés vraisemblablement en présence d'eau. L'atterrisseur mène également des relevés météorologiques, observant une augmentation de la couverture nuageuse et la formation de givre de H₂O vers la fin de sa mission, peu avant le début de l'automne nord.

1.1.3 Les missions à venir

Le prochain rover à destination de Mars est le **Mars Science Laboratory**, baptisé Curiosity. Il est actuellement en route pour la planète rouge et s'y posera en août 2012. Sa mission principale est de déterminer les conditions d'habitabilité passée de la planète. Il atterrira au niveau du cratère Gale, un site riche en minéraux hydratés (argiles, phyllosilicates) afin d'en préciser la géologie. En novembre 2011, l'agence spatiale russe devait se relancer dans l'exploration martienne avec la sonde **Phobos-Grunt**. Sa mission ambitieuse était de se poser sur la lune Phobos, d'en extraire un échantillon et de le ramener sur Terre. La sonde emportait également le micro-satellite chinois **Yinghuo 1** qui devait étudier l'interaction entre l'atmosphère martienne et le vent solaire. Malheureusement, la sonde n'a pas réussi à quitter l'orbite terrestre. En 2013, la NASA prévoit d'envoyer le satellite **MAVEN** (Mars Atmosphere and Volatile Evolution Mission), dont la mission sera d'étudier l'atmosphère de Mars et de préciser le rôle de l'échappement atmosphérique sur l'évolution du climat martien. Enfin, l'ESA travaille sur un rover, **ExoMars**, qui de-

vrait partir en 2018. Démonstrateur technologique avant tout, il mènera également des expériences d'exobiologie.

Un retour d'échantillons s'inscrit logiquement dans cette exploration de Mars. D'après le programme Aurora de l'ESA, la mission **Mars Sample Return** devrait être lancée à l'horizon 2025. Mais il y a fort à parier que le projet subira des retards étant données les contraintes économiques que subissent actuellement les agences spatiales. L'homme ira-t-il ensuite sur Mars ? Si on peut envisager ce voyage avec les technologies actuelles, le projet est extraordinairement cher et nécessite la collaboration de plusieurs pays. Le 15 avril 2010, le président Obama a annoncé la ligne directrice pour l'exploration spatiale future : d'abord une mission habitée vers un astéroïde, en 2025, puis vers Mars, en 2035. L'avenir de l'exploration habitée du système solaire dépendra surtout de l'avenir économique et politique des pays concernés.

Au fil des siècles, Mars est passée d'astre rouge errant à planète à part entière, dont l'étude comparative avec la Terre permet d'en apprécier la spécificité. L'exploration martienne est loin d'être un long fleuve tranquille. Sur la vingtaine de missions soviétiques et russes, seules quatre ont été très partiellement réussies. Le succès des nombreuses missions américaines ne doit pas faire oublier cinq échecs majeurs. Mais la persévérance des agences spatiales a permis de développer des sondes toujours plus robustes et performantes, qui jour après jour nous aident à comprendre l'histoire présente et passée de la planète Mars. La communauté des scientifiques martiens forme aujourd'hui une grande famille pluridisciplinaire composée de géologues, de météorologues, d'exobiologistes, de glaciologues...

Cet historique a été établi à partir de plusieurs sources. L'excellent ouvrage de Camille Flammarion, *La planète Mars et ses conditions d'habitabilité* (Flammarion, 1909) détaille l'ensemble des observations de la planète Mars effectuées entre le 17^e et le début du 20^e siècle. L'historien William Sheehan résume ces observations et les étend aux débuts de l'exploration spatiale (Sheehan, 1996). Son ouvrage est disponible sur Internet. Les explications exhaustives disponibles sur le site internet <http://www.nirgal.net>, créé par Philippe Labrot, ont également été une source de documentation.

1.2 Caractéristiques de la planète Mars

1.2.1 Taille et orbite

Mars est la quatrième planète du système solaire par ordre de distance croissante au Soleil, après Mercure, Vénus et la Terre. Comme l'ensemble des objets du système solaire, ces planètes se sont formées il y a 4,5 milliards d'années suite à l'effondrement gravitationnel de la nébuleuse protosolaire. Accrétées à partir d'un matériau relativement homogène, les quatre planètes telluriques ont suivi des évolutions divergentes aboutissant à une grande diversité de surfaces et d'atmosphères. La compréhension des causes et des modalités de ces évolutions est un thème central de la planétologie.

Le tableau 1.1 donne les principaux éléments de comparaison entre Mars et la Terre. Avec un rayon moyen de 3390 km, la planète rouge est presque deux fois plus petite que notre planète bleue, mais sa surface est pratiquement égale à celle des terres émergées

de la Terre. Une journée martienne, appelée sol, ne dure que 39 minutes et 35 secondes de plus qu'une journée terrestre. L'obliquité de Mars, c'est-à-dire l'angle d'inclinaison de son axe de rotation par rapport à la perpendiculaire au plan de son orbite, est proche de l'obliquité terrestre, permettant l'existence de saisons qui nous sont familières. Mars effectue une révolution autour du Soleil en 669 sols, à une distance moyenne de 227,9 millions de kilomètres. A une telle distance du Soleil, l'éclairement intégré sur l'ensemble du spectre solaire est d'environ 600 W m^{-2} , soit environ la moitié de l'éclairement solaire reçu par la Terre. L'albédo moyen de Mars étant de 0,25, sa température d'équilibre est d'environ 210 K (-63°C).

Si l'orbite de la Terre est quasiment circulaire (excentricité de 0,019), celle de Mars est relativement elliptique (excentricité de 0,093). La durée et l'intensité des saisons en sont affectées de telle sorte que l'été austral est plus court et plus chaud que l'été boréal. Le flux solaire incident atteignant le sommet de l'atmosphère martienne est ainsi 40% plus intense au solstice d'été sud qu'au solstice d'été nord. Pour des raisons pratiques, dates et saisons sont conventionnellement exprimées en terme de longitude solaire aréocentrique L_s . Il s'agit de la mesure angulaire de la position de Mars sur son orbite, l'origine étant fixée à l'équinoxe de printemps nord (voir figure 1.7).

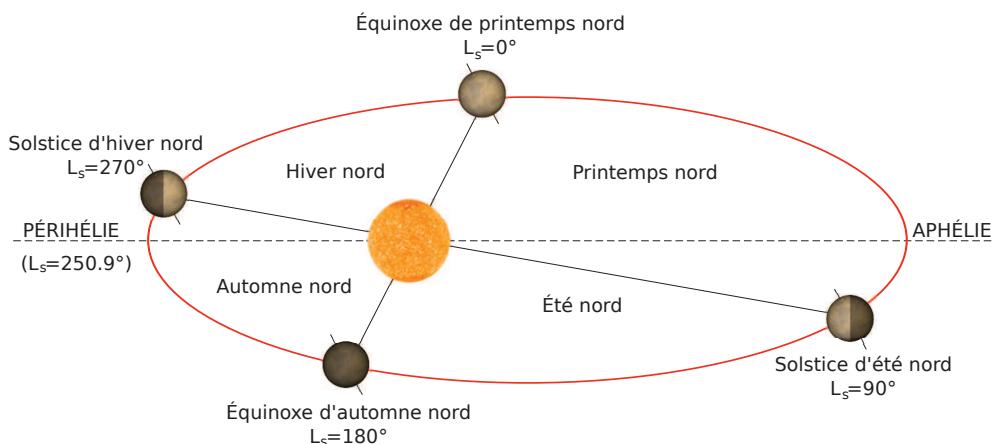


FIGURE 1.7 – Principaux paramètres de l'orbite martienne. L'excentricité de l'orbite sur le schéma est exagérée. Les saisons sont indiquées pour l'hémisphère nord. Dates et saisons sont repérées par la longitude solaire aréocentrique L_s qui est l'angle parcouru sur l'orbite depuis l'équinoxe de printemps de l'hémisphère nord.

L'obliquité de Mars et l'excentricité de son orbite varient au cours des temps géologiques suivant des cycles appelés cycles de Milankovitch. Dans le cas de la Terre, ces cycles sont associés à des changements climatiques importants. Par exemple, le dernier maximum glaciaire sur Terre s'est déclenché il y a 21000 ans par un changement d'un peu plus d'un demi degré de l'obliquité. Alors que l'axe de rotation de la Terre est stabilisé par la présence d'un satellite naturel massif (Laskar *et al.*, 1993), l'axe de rotation de Mars oscille régulièrement de plusieurs dizaines de degrés (Laskar *et al.*, 2004b) (voir figure 1.8). Ces fortes variations d'obliquité entraînent d'importantes variations de la répartition de l'éclairement solaire selon la latitude et par là-même des changements climatiques intenses (Laskar *et al.*, 2002; Forget *et al.*, 2006a; Madeleine *et al.*, 2009).

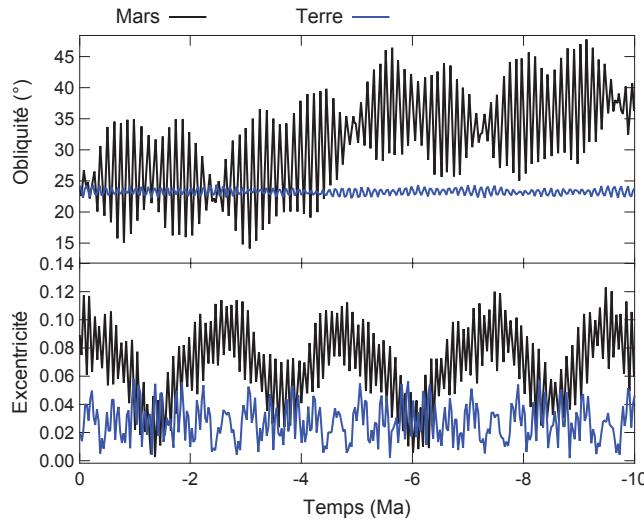


FIGURE 1.8 – Comparaison de l'évolution des paramètres orbitaux de Mars et de la Terre au cours des 10 derniers millions d'années. Au-delà, les projections sont chaotiques. Les paramètres martiens sont extraits de Laskar *et al.* (2002). Ceux de la Terre ont été obtenus avec le modèle de Laskar *et al.* (2004a). Notez que ces courbes peuvent être calculées via <http://www.imcce.fr/Equipes/ASD/insola/earth/online/index.php>.

	Mars	Terre
Paramètres orbitaux		
Distance moyenne au Soleil (10^6 km)	227,9 (1,52 UA)	149,6 (1 UA)
Excentricité	0,093	0,017
Longitude solaire du périhélie	251°	281°
Obliquité	25,19°	23,93°
Durée du jour (s)	88775	86400
Durée de l'année (sols/jours terrestres)	668,6/686,98	365,24
Paramètres de surface		
Rayon équatorial (km)	3396	6378
Gravité en surface (m s^{-2})	3,72	9,81
Constante solaire moyenne (W m^{-2})	589	1367
Albédo planétaire	0,25	0,306
Température d'équilibre T_e (K)	210	256
Températures de surface (K)	140–300	210–325
Composition atmosphérique moyenne		
CO ₂	95,00%	0,03 %
N ₂	2,70%	78,10%
Ar	1,60%	0,93%
O ₂	0,13%	20,90%
H ₂ O	0,03%	1,00%
Paramètres atmosphériques		
Pression de surface moyenne (hPa)	6,1	1013
Densité atmosphérique moyenne (kg.m^{-3})	0,02	1,217
Masse molaire moyenne (g.mol^{-1})	43,49	27,8
Hauteur d'échelle (km)	10,8	7,5

TABLE 1.1 – Quelques caractéristiques de la planète Mars et de son atmosphère, comparées à la Terre (Zurek *et al.*, 1992; Read & Lewis, 2004).

1.2.2 Géomorphologie et composition de la surface

A l'heure actuelle, Mars est un désert froid et aride, au climat hyper-continental, où l'eau en surface n'est stable qu'à l'état solide et uniquement dans les régions polaires. Pourtant, de nombreux réseaux fluviatiles ont été mis en évidence dans les hauts plateaux de l'hémisphère sud, témoins d'un climat passé où l'eau liquide était stable à la surface. Mars est jalonnée de multiples édifices volcaniques, tels les volcans de Tharsis s'élevant tous à plus de 10 km au-dessus des plaines environnantes (voir Figure 1.9). La planète est également marquée de structures tectoniques comme Valles Marineris, gigantesque rift de 3500 km de long, 300 km de large et jusqu'à 7000 m de profondeur. Si Mars est actuellement quasiment inactive, elle a connu dans un lointain passé une activité géologique intense qui a sculpté sa surface. Afin de comprendre la morphologie et la composition actuelle de la surface de la planète, il est nécessaire de se plonger dans son histoire.

Les terrains martiens sont datés selon une chronologie constituée de trois principales ères, et basée sur leur taux de cratérisation (Scott & Carr, 1978; Hartmann & Neukum, 2001). Ces trois ères sont désignées, de la plus ancienne à la plus récente, sous les noms de Noachien (de -4,5 à - 3,7 milliards d'années), Hespérien (de -3,7 à -3 milliards d'années) et Amazonien (de -3 milliards d'années à nos jours), d'après le nom de régions martiennes les plus représentatives de chacune de ces unités (Noachis Terra, Hesperia Planum et Amazonias Planitia, voir figure 1.9). Parallèlement à cette diversité morphologique, la surface martienne présente une variété minéralogique révélée par les spectro-imageurs OMEGA et CRISM. Ces instruments ont notamment mis en évidence des argiles et des sulfates, minéraux formés en présence d'eau liquide mais dans des conditions différentes d'acidité. La figure 1.10 montre leur distribution à l'échelle de la planète. A partir de cette étude minéralogique, Bibring *et al.* (2006) proposent un nouveau découpage de la chronologie martienne en trois unités, le Phyllosien, le Theiikien et le Sidérikiens. Le bref résumé de l'histoire martienne présenté dans cette thèse est basé sur l'échelle classique, Noachien, Hespérien, Amazonien, mais telle qu'elle a été définie dans (Carr & Head, 2010) où sont prises en compte les découvertes les plus récentes en terme de morphologie et de minéralogie.

Le Noachien (4,5 - ~3,7 Ga) : Mars se forme il y a 4,5 milliards d'années par accrétion de planétésimaux. Durant les premières dizaines de millions d'années qui suivent, elle se différencie en une croûte, un manteau et un noyau (Foley *et al.* , 2005; Debaille *et al.* , 2007). Le bombardement primordial intense efface la plupart de l'activité géologique de cette époque. L'un des uniques témoins de ces événements cataclysmiques serait l'immense dépression du Nord de la planète, formée par un impact géant (Nimmo *et al.* , 2008). Cette dichotomie topographique sépare les basses plaines de l'hémisphère nord (altitude moyenne de -4 km) des hauts plateaux de l'hémisphère sud (altitude moyenne de +2km) (voir figure 1.9). Des anomalies magnétiques ont été détectées au niveau des terrains cratérisés de l'hémisphère sud, les plus anciens de la planète, indiquant l'existence d'un champ magnétique à cette époque primitive (Acuna *et al.* , 1998). L'absence de champ magnétique résiduel au fond des bassins d'impact Hellas et Argyre Planitia indique que la dynamo martienne était arrêtée au moment de leur formation, estimée entre 4,1 et 3,8 milliards d'années suivant qu'on considère un déclin progressif du bombardement ou un pic tardif (Carr & Head,

2010). Ce bombardement tardif, le « Late Heavy Bombardment », serait du à la migration des planètes géantes vers l'intérieur du système solaire (Morbidelli *et al.*, 2010).

De nombreux indices géomorphologiques indiquent que de l'eau liquide était présente en surface au Noachien. Des vallées ramifiées, de structure dendritique et de longueur souvent supérieure à 500 km, sont réparties de façon homogène sur les hauts plateaux de l'hémisphère sud. Ces vallées sont majoritairement interprétées par l'écoulement d'eau liquide, une hypothèse renforcée par l'observation de deltas à l'embouchure de certaines vallées (Fassett & Head, 2005). Des lacs ont probablement occupé les régions topographiquement basses comme les cratères. L'hypothèse de la présence d'un océan dans l'hémisphère boréal a régulièrement été avancée au cours des dernières décennies, basée sur des observations géomorphologiques de possibles lignes de rivage (Parker *et al.*, 1993; Head *et al.*, 1999; Clifford & Parker, 2001; Perron *et al.*, 2007). Elle est restée longtemps controversée en l'absence d'observations de compositions chimique et minéralogique particulières dans ces régions. Une récente étude des données MARSIS apporte toutefois un argument de poids en faveur de la présence passée d'un océan boréal (Mouginot *et al.*, 2012). Les faibles valeurs de la constante diélectrique du sous-sol des basses plaines de l'hémisphère nord mesurées par MARSIS témoignent de la présence de sédiments très poreux ou d'une large concentration de glace d'eau, deux possibilités qui renvoient à l'existence dans un passé lointain d'une importante masse d'eau chargée en sédiments autour du pôle nord de Mars.

La détection de phyllosilicates au niveau des terrains datant du Noachien confirme la présence d'eau liquide stable à cette époque (Poulet *et al.*, 2005; Bibring *et al.*, 2006; Murchie *et al.*, 2009; Carter *et al.*, 2010) (voir figure 1.10). Les phyllosilicates observés, smectites (riches en magnésium et en fer) et montmorillonites (riches en aluminium) sont en effet les produits de l'altération plus ou moins prolongée de basaltes par de l'eau liquide alcaline. Ces indices géomorphologiques et minéralogiques indiquent que le climat martien était plus doux et l'atmosphère plus dense au Noachien.

Le volcanisme au Noachien est concentré au niveau de Tharsis. La surrection de ce dôme entraîne probablement le remplissage du bassin boréal. Les matériaux produits par le volcanisme sont constitués de roches volcaniques primaires, principalement du basalte riche en orthopyroxène avec différentes quantités d'olivine (Poulet *et al.*, 2005; Bibring *et al.*, 2006). La stratigraphie des terrains datant du Noachien indique qu'une couche de roches volcaniques non altérées par l'eau recouvre les phyllosilicates, ceux-ci ayant été excavés par des impacts ou exposés sous forme d'affleurements par érosion. Le Phyllosien, période de formation des phyllosilicates, s'est donc achevé avant la fin du Noachien. Un changement climatique drastique a eu lieu, le climat chaud et humide évoluant vers un climat froid et sec. Cette transition est vraisemblablement due à un amincissement de l'atmosphère, entraînant une baisse de la pression et de l'effet de serre, et par conséquent de la température. Les conditions environnementales ne permettent la stabilité de l'eau que sous forme de glace souterraine, présente toujours à l'heure actuelle aux hautes et moyennes latitudes. La perte du champ magnétique actif, entraînant un échappement atmosphérique accéléré, a probablement contribué à cette transition climatique (Chassefière *et al.*, 2007). Le bombardement tardif a également pu participer à l'érosion de l'atmosphère (Brain & Jakosky, 1998; Solomon & Head, 2007). Le rôle exact de ces différents processus reste cependant à élucider.

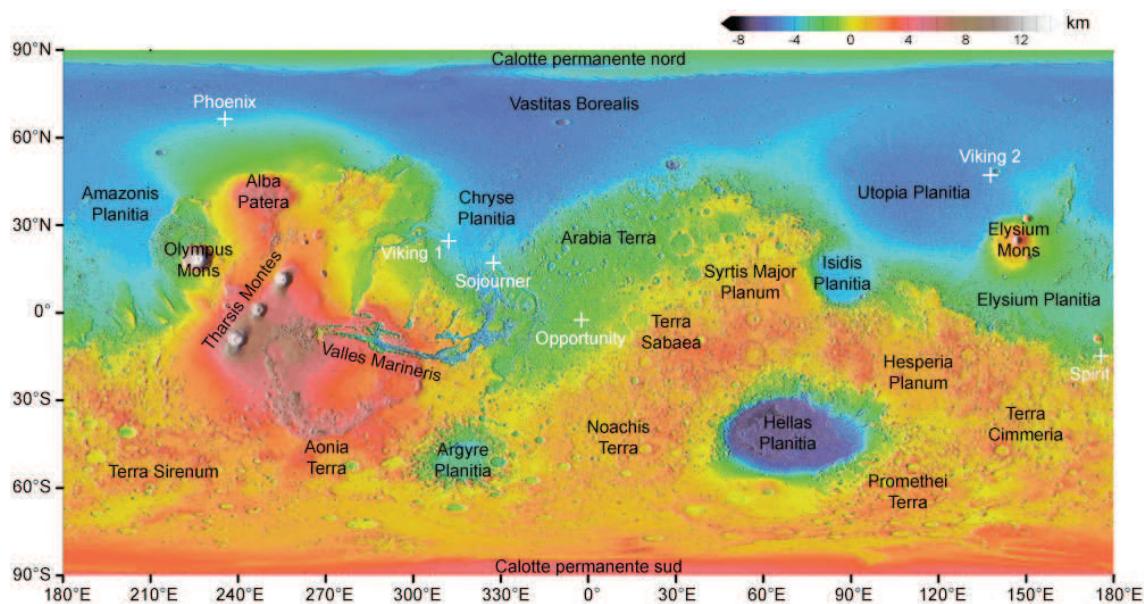


FIGURE 1.9 – Carte topographique de la surface de Mars réalisée par l'altimètre MOLA à bord de Mars Global Surveyor. Les principales régions sont indiquées, ainsi que la position des *landers* et *rovers*.

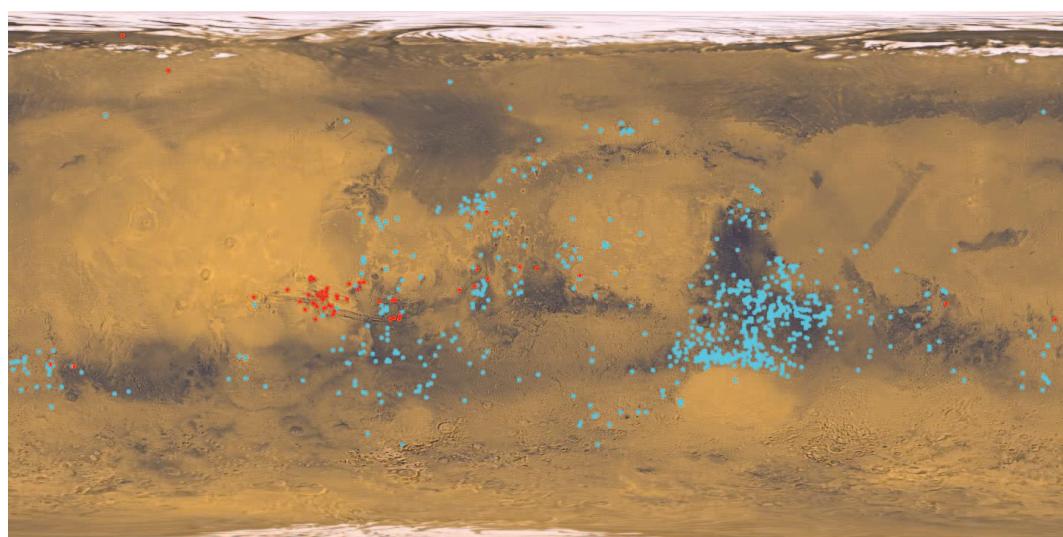


FIGURE 1.10 – Répartition des phyllosilicates (points bleus) et des sulfates (points rouges) détectés jusqu'à présent à la surface de Mars, superposée sur une mosaïque couleur de la planète réalisée par les sondes Viking. D'après Carter *et al.* (2011) et Massé (2010).

L'Hespérien (~3,7 - 3,0 Ga) : Alors que le bombardement diminue nettement à l'Hespérien, le volcanisme se poursuit et façonne près de 30% de la surface de la planète (Carr & Head, 2010). Les principaux centres volcaniques sont le plateau de Tharsis, Elysium Mons et Syrtis Major (voir figure 1.9). Les contraintes exercées par le poids de Tharsis entraînent la formation de nombreux rifts et fossés d'effondrement, dont le gigantesque Valles Marineris.

Les vallées ramifiées typiques du Noachien laissent place à d'imposantes vallées de débâcle rectilignes et à fond plat, larges de 10 à 100 km et d'une longueur atteignant 2000 km. La plupart s'est déversée dans la plaine de Chryse Planitia. Leur formation serait due à l'interaction de remontées magmatiques avec des accumulations de glace souterraine, provoquant le relâchement épisodique et catastrophique d'une grande quantité d'eau (Gulick, 1998). Cependant, ce scénario nécessite une perméabilité extrêmement grande du régolithe martien (Carr, 1996) et souffre de l'absence d'altération aqueuse au sein des vallées de débâcle. Un mode de formation alternatif proposé par certains auteurs consiste en l'écoulement d'une lave très peu visqueuse (Leverington, 2004, 2011).

L'abondance d'olivine dans les terrains datant de l'Hespérien (Bandfield *et al.*, 2000) montre que les conditions environnementales restent globalement sèches à cette période, l'olivine étant très sensible à l'altération aqueuse (Stopar *et al.*, 2006). La détection d'épais dépôts de sulfates indique néanmoins que les roches volcaniques ont localement subies une altération aqueuse. Ces dépôts de sels sulfatés sont répartis sur plusieurs régions, majoritairement au sein de Valles Marineris, dans la région de Terra Meridiani et dans les dunes circumpolaires boréales (Gendrin *et al.*, 2005; Langevin *et al.*, 2005a; Squyres *et al.*, 2006; Massé *et al.*, 2010, 2012) (voir figure 1.10). L'analyse la plus précise de leur composition a été réalisée in-situ par le rover Opportunity. Les modes de formation envisagés font intervenir l'altération de matériaux volcaniques par des circulations de fluides acides ou l'évaporation d'une eau très acide et riche en soufre, celui-ci ayant été injecté dans l'atmosphère de Mars par la forte activité volcanique. La période de formation des sulfates, nommée Theikien (de *theikos*, sulfate en grec), couvrirait une grande partie de l'Hespérien (Bibring *et al.*, 2006).

D'importantes quantités de glace se déposent en surface à l'Hespérien. Dans la région de Dorsa Argentae, ces dépôts s'étendaient sur une surface environ deux fois plus grande que celle actuellement couverte par la calotte permanente sud (Head & Pratt, 2001).

L'Amazonien (~3,0 Ga - actuel) : Bien que l'Amazonien regroupe les deux tiers de l'histoire martienne, les changements géologiques à la surface sont relativement modestes par rapport aux périodes précédentes. Les processus d'impact, de tectonique et de volcanisme diminuent très fortement, rendant par conséquent plus évidente l'activité du vent et de la glace. Le volcanisme, dix fois moindre qu'à l'Hespérien, est centré principalement sur Tharsis et Elysium (Tanaka *et al.*, 2003). La relative jeunesse de ces massifs volcaniques, quelques dizaines de millions d'années, suggère que Mars serait encore active épisodiquement (Berman & Hartmann, 2002; Neukum *et al.*, 2004).

De très rares vallées ramifiées et vallées de débâcle sont datées de l'Amazonien. Le climat reste vraisemblablement froid et sec, assez semblable à celui qui règne actuellement.

Toutefois, des ravines de taille kilométrique observées aux moyennes latitudes (30° - 60°) semblent témoigner de l'écoulement ponctuel d'eau liquide à la surface (Malin *et al.*, 2006). Plus connues sous le terme anglais de *gullies*, l'origine de leur formation est controversée. Certaines hypothèses font intervenir la présence d'un aquifère proche de la subsurface et sa déstabilisation soudaine. Cependant, l'observation de gullies au niveau du pic central de certains cratères rend peu probable ce mode de formation. Il paraît plus vraisemblable que ces gullies résultent de la fonte de glace déposée pendant les périodes de haute obliquité (Costard *et al.*, 2002).

Les variations d'obliquité associées aux cycles de Milankovitch donnent lieu à des changements climatiques tout au long de l'histoire de Mars. Au cours de l'Amazonien, ils se traduisent par la formation de glaciers aux tropiques (Forget *et al.*, 2006a; Madeleine *et al.*, 2009), dont les empreintes sont toujours visibles actuellement (Neukum *et al.*, 2004; Head & Marchant, 2008). Les calottes permanentes de glace d'eau se forment aux pôles à cette période, leur stratification témoignant des variations climatiques de l'époque (Herkenhoff *et al.*, 2007).

L'effet du vent devient omniprésent avec l'apparition de champs de dunes sur la majorité des surfaces martiennes. Les vents catabatiques contribuent vraisemblablement à sculpter la calotte permanente nord (Cutts, 1973; Howard, 1978; Howard *et al.*, 1982; Howard, 2000; Ng & Zuber, 2006; Smith & Holt, 2010). La poussière contenue dans la calotte est altérée en sulfates tel que le gypse (Massé *et al.*, 2010). Les vents transportent cette poussière hors de la calotte, qui prend part à la formation du vaste champ de dunes circumpolaires (Cutts *et al.*, 1976).

L'altération minéralogique semble réduite à la formation d'oxydes de fer anhydres par le peroxyde H_2O_2 présent dans l'atmosphère martienne (Bibring *et al.*, 2006). Il se forme une pellicule de rouille très fine qui donne à Mars sa couleur rouge (voir figure 1.10). Les terrains sombres de la planète correspondent aux régions basaltiques les moins altérées, couvrant par endroits toute la chaîne de cristallisation fractionnée (Christensen *et al.*, 2005). La diversité compositionnelle du sol martien se traduit par une variabilité spatiale de l'albédo et de l'inertie thermique de la surface, constituant des « îlots thermiques » en forte interaction avec la dynamique atmosphérique.

1.2.3 Atmosphère et climat actuel

L'atmosphère martienne est très ténue (pression de surface 100 fois plus faible que sur Terre) et principalement composée de CO_2 . Sa composition la rend transparente aux longueurs d'onde du visible, 1% seulement du rayonnement solaire incident étant absorbé par le CO_2 atmosphérique avant d'atteindre la surface martienne (Savijarvi, 1991). Cette dernière est chauffée par absorption du rayonnement solaire et se refroidit en émettant dans l'infrarouge thermique. Une partie du flux radiatif émis par la surface est absorbée par l'atmosphère, principalement dans la bande à $15\ \mu m$ du CO_2 . Bien que l'atmosphère soit constituée à 95% de CO_2 , l'effet de serre produit, c'est-à-dire la part du rayonnement infrarouge absorbée par l'atmosphère et ré-émise vers la surface, est très faible ($\sim 5\ K$) en raison de la faible pression et de l'étroitesse de la bande d'absorption/émission du CO_2 à $15\ \mu m$. La température moyenne de la surface de Mars, $220\ K$ ($-53^{\circ}C$), est donc proche

de sa température d'équilibre, loin du cas extrême de Vénus où l'effet de serre s'élève à environ 500 K.

Le sol martien a une très faible inertie thermique comparée à la Terre et ses océans. Par conséquent, la surface (hors des calottes polaires¹) est quasiment à l'équilibre radiatif, un cas bien différent de l'environnement terrestre ([Spiga, 2011](#)). Ce phénomène est amplifié par la ténuité de l'atmosphère, fortement réactive aux changements de température. Cela se traduit par des variations très importantes de la température de surface à l'échelle du cycle saisonnier comme à l'échelle du cycle diurne. La différence de température entre le jour et la nuit peut ainsi fréquemment atteindre 100 K. Ce climat « hyper-continental » s'exprime également par un contraste thermique notable entre les deux hémisphères. Alors que sur Terre la basse atmosphère est généralement plus chaude sous les tropiques qu'aux pôles, la température de surface martienne est généralement maximale dans les régions polaires de l'hémisphère d'été et décroît continument du pôle d'été au pôle d'hiver. Seule exception : proche des équinoxes, on retrouve une répartition de type terrestre, avec des températures minimales aux pôles (voir figure 1.11).

La structure verticale de l'atmosphère martienne a été analysée in-situ lors de la descente des modules d'atterrissement et à distance au moyen d'instruments embarqués. En dessous de 60 km, la structure thermique de l'atmosphère est principalement contrainte par l'absorption du rayonnement infrarouge provenant de la surface (troposphère martienne). La température décroît en fonction de l'altitude à raison de $2,5 \text{ K km}^{-1}$, contre $6,5 \text{ K km}^{-1}$ sur Terre. Cependant, la hauteur d'échelle atmosphérique, 10,8 km, est comparable à celle de la Terre, la faible gravité martienne étant contrebalancée par la masse molaire relativement élevée du CO₂. L'atmosphère martienne contenant de très faibles quantités d'oxygène (0,13%), les sous-produits issus de sa photo-dissociation sont également très rares, en particulier l'ozone. Ainsi, Mars ne possède pas de stratosphère, siège sur Terre d'un réchauffement par absorption des ultraviolets par l'ozone. Toutefois, la décroissance thermique se stabilise entre 60 et 100 km grâce à l'absorption du rayonnement solaire proche infrarouge par le CO₂. A partir de 80 km d'altitude environ, les collisions entre molécules sont si faibles que l'équilibre thermodynamique local n'est plus vérifié. Au-delà de 120 km s'étend la thermosphère où la température augmente avec l'altitude, dominée par le chauffage ultra-violet, la conduction moléculaire et l'émission infrarouge à 15 μm ([González-Galindo *et al.*, 2005](#)).

Comme sur Terre, les régimes de vents dominants sont régis par les contrastes thermiques et la rotation de la planète. La dépendance en latitude de l'insolation entraîne des gradients latitudinaux de température, et donc de densité atmosphérique. Les masses d'air chaudes s'élèvent en altitude pour migrer vers les régions froides afin d'équilibrer le gradient, formant une cellule convective dite cellule de Hadley. La rotation de la planète engendre une force de Coriolis qui dévie cette circulation, déclenchant des vents d'est en ouest à haute altitude dans l'hémisphère d'hiver. Près de la surface, la déviation de la circulation atmosphérique engendre des vents analogues aux alizés terrestres. Cette cellule de Hadley se déplace en latitude suivant les saisons avec une brève période de transition autour des équinoxes durant laquelle le mouvement de la cellule s'inverse ; deux cellules se

1. Composées principalement de glace d'eau, les calottes polaires ont une forte inertie thermique, de l'ordre de $1500 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1/2} \text{ K}^{-1}$.

forment temporairement au moment de cette transition (voir figure 1.11). Cette circulation moyenne est fortement modulée à l'échelle de la journée par des vents de pente proche de la surface, dits anabatiques et catabatiques, ainsi que par la propagation d'ondes de marée thermique.

S'ils sont suffisamment forts, ces vents érodent la surface et soulèvent des poussières. Les plus fines d'entre elles ($0,1$ à $10\ \mu\text{m}$) partent en suspension dans l'atmosphère. Ces aérosols minéraux, riches en oxyde de fer, donnent au ciel martien sa couleur orangée¹. Ils influencent considérablement le climat, par absorption et diffusion du rayonnement solaire et émission dans l'infrarouge thermique. La poussière atmosphérique constitue ainsi la principale source de chauffage diabatique de l'atmosphère (Gierasch & Goody, 1972). L'augmentation de l'opacité atmosphérique résultant de la présence de poussières tend à refroidir la surface le jour, mais leur émission infrarouge réchauffe la surface la nuit ; la poussière atmosphérique réduit donc les contrastes thermiques diurnes.

Ce sont principalement les nombreuses tempêtes locales quotidiennes qui soulèvent la poussière martienne et l'injecte dans l'atmosphère. Ces tempêtes sont observées à toutes les échelles. Très localement, des tornades de poussière nommées « dust devils » sillonnent les plaines martiennes au cours de l'après-midi, lorsque la température de surface est maximale et permet une ascendance d'air chaud la plus intense (voir figure 1.12). De manière plus régionale, on observe des tempêtes aux hautes et moyennes latitudes et au bord des dépôts saisonniers, où le contraste de température entre la glace carbonique et la surface dégivrée engendre de puissantes brises thermiques (Cantor *et al.*, 2001). Enfin, ces tempêtes peuvent prendre une ampleur globale au cours du printemps et de l'été austral, recouvrant la planète pendant plusieurs mois.

Ce cycle des poussières est couplé aux cycles du CO₂ et de l'eau. Ceux-ci étant décrits en détail dans la partie suivante, la présentation qui suit se veut volontairement succincte. Les espèces CO₂ et H₂O peuvent se trouver sous formes gazeuse et solide dans l'environnement martien. Chaque hiver, l'atmosphère se condense du pôle jusqu'à environ 45° de latitude, puis la glace carbonique formée se sublime au printemps. A ce cycle de condensation/sublimation correspond une composante de la circulation atmosphérique non négligeable, le « flux de condensation » (Pollack *et al.*, 1990). Condensation et sublimation créent respectivement des zones de dépression et haute pression qui modifient constamment la circulation. Jusqu'à 25% de l'atmosphère se condense pendant l'hiver austral, un phénomène sans équivalent terrestre mais qu'on retrouve sur Triton, le plus gros satellite de Neptune (Ingersoll, 1990) et probablement aussi sur Pluton.

Bien que la vapeur d'eau ne soit présente qu'à l'état de trace dans l'atmosphère martienne (moins de 100 μm précipitables), elle est au cœur d'un cycle saisonnier complexe organisé autour de plusieurs réservoirs. En automne et en hiver, la vapeur d'eau se condense sous forme de givre aux hautes et moyennes latitudes, qui se sublime au printemps. En été, la calotte permanente nord se sublime à son tour et une partie de la vapeur d'eau relâchée est transportée dans l'hémisphère sud. La vapeur d'eau se condense sur des noyaux de poussière pour former des nuages d'une grande diversité, qu'on observe principalement dans les tropiques et aux hautes latitudes.

1. Suivant la quantité de poussières en suspension dans l'atmosphère, le ciel martien passe par toute une gamme de couleurs : jaune, orange, rose saumon ou beige pâle.

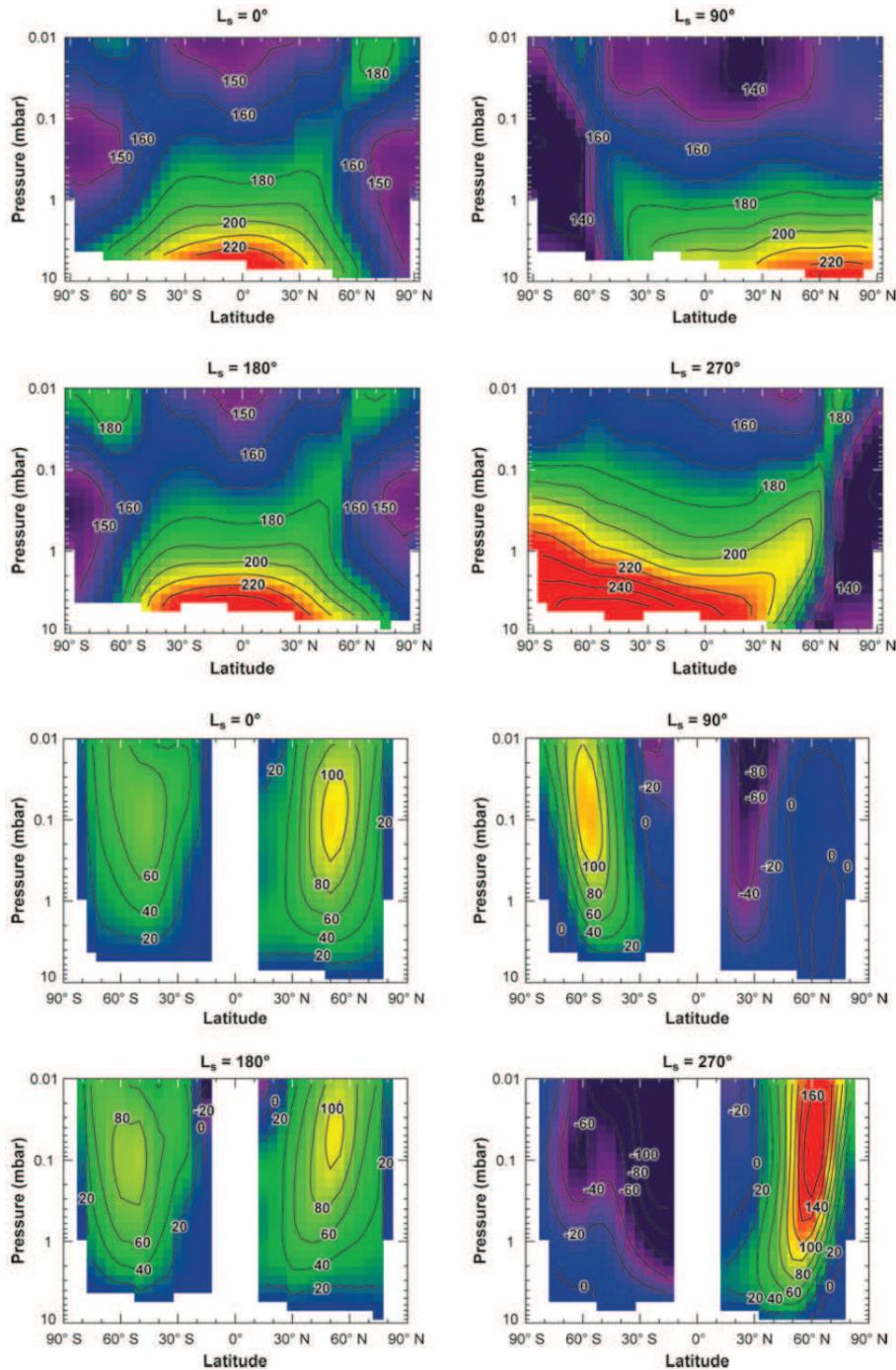


FIGURE 1.11 – Température atmosphérique (en haut) et vents zonaux (en bas) à 14 h en fonction de la latitude et de la pression, pour quatre longitudes solaires. Le sommet des figures, à 1 Pa, correspond à une altitude d'environ 65 km au-dessus de la surface. Les données de température ont été obtenues par l'instrument TES à bord de Mars Global Surveyor. Les vents zonaux sont déduits de l'équation du vent thermique. L'unique cellule de Hadley aux solstices se dédouble aux équinoxes. Notez aux quatre saisons le réchauffement adiabatique induit par les branches descendantes des cellules de Hadley. Les latitudes polaires sont le siège de températures extrêmement basses en hiver, favorables à la condensation du CO₂ atmosphérique. Image extraite de (Smith, 2008).

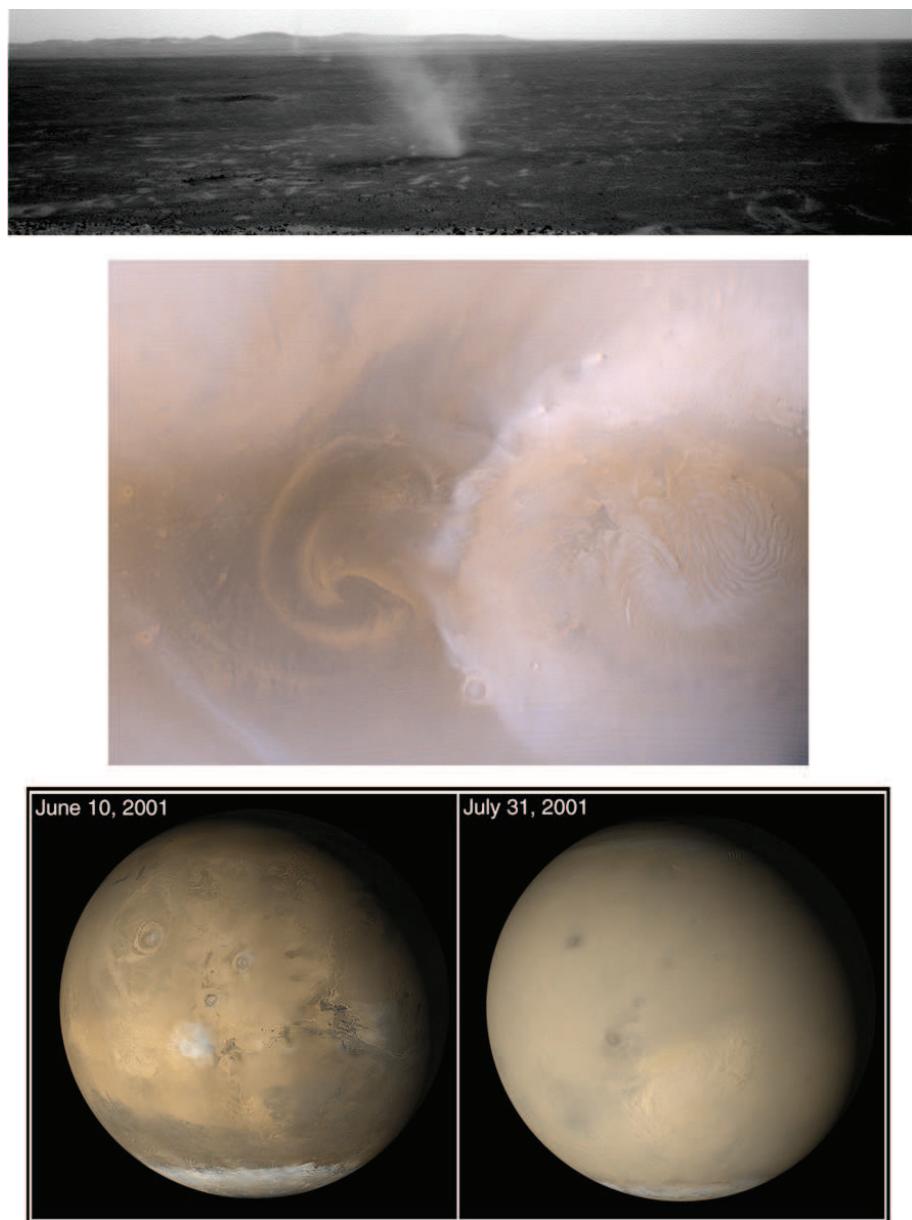


FIGURE 1.12 – Des tempêtes de poussière à toutes les échelles. Haut : Dust devils se déplaçant au fond du cratère de Gusev, photographiés depuis le sommet d'une colline par le rover Spirit à 12h25 heure locale le 8 août 2005. Milieu : tempête de poussière soulevée par les vents violents soufflant en bordure des dépôts saisonniers nord, photographiée par la caméra MOC à bord de MGS le 29 août 2000. Bas : observations de la planète Mars par la caméra MOC en juin 2001 (photo de gauche), alors que l'atmosphère est encore claire, et en juillet 2001, alors qu'une tempête globale recouvre Mars. Cette tempête s'est déclenchée à la fin du mois de juin et a obscurci la planète jusqu'à la fin du mois de septembre.

1.3 Le cycle du CO₂

Du fait de leur fort pouvoir réfléchissant et de leur extension, jusqu'à 45° de latitude, les dépôts saisonniers martiens sont facilement observables au télescope et constituent l'aspect le plus visible du cycle saisonnier sur Mars. Leur récession printanière est identifiée dès 1784 par Herschel (voir l'historique en partie 1.1.1) et dès lors, on considère que ces dépôts sont constitués de glace d'eau. Il faut attendre les mesures de pression par la sonde Mariner 4 et les travaux de modélisation de [Leighton & Murray \(1966\)](#) pour comprendre qu'ils sont composés de glace carbonique.

Dans une première partie est présentée la physique du bilan énergétique durant les phases d'accumulation et d'ablation des dépôts saisonniers, puis les modèles de circulation générale qui reproduisent le climat martien à partir de cette physique. La seconde partie est consacrée à la caractérisation des dépôts saisonniers par télédétection : évolution temporelle de leur extension spatiale, détermination de leur masse, épaisseur et densité, mode de déposition et évolution microphysique. Une région particulière des dépôts saisonniers sud, la région cryptique, est décrite, ainsi que les phénomènes qui s'y déroulent. Enfin, nous évoquons les questions liées à la présence d'une calotte permanente sud de glace carbonique.

1.3.1 Bilan énergétique et GCM

1.3.1.1 Bilan énergétique

La quantité de CO₂ qui se condense puis se sublime est contrôlée par le bilan local d'énergie. Exprimons ce bilan durant les phases d'accumulation et d'ablation des dépôts saisonniers.

Phase d'accumulation : En automne et en hiver, lorsque les régions polaires sont éclairées par un Soleil rasant puis plongées dans la nuit permanente, la température descend jusqu'au point de condensation du CO₂. Le CO₂ atmosphérique se condense à la surface, fournissant à l'interface solide-gaz la chaleur latente nécessaire pour la maintenir à la température de condensation. Le bilan local d'énergie au niveau de l'interface solide-gaz s'écrit alors :

$$(1 - A)F_{Incident}^{\downarrow} + F_{Adv}^{\downarrow} + F_{Cond} + F_{CO_2} = F_{IR}^{\uparrow} \quad (1.1)$$

Détaillons chacun des termes de cette équation :

- $(1 - A)F_{Incident}^{\downarrow}$ correspond au flux incident absorbé par la glace carbonique, avec A l'albédo de la glace (convolué par le flux solaire) et $F_{Incident}^{\downarrow}$ le flux solaire et atmosphérique incident. Ce flux se décline en plusieurs termes : l'insolation solaire directe, l'insolation solaire indirecte diffusée par les aérosols atmosphériques et l'émission thermique de l'atmosphère suite à son chauffage par le Soleil. La phase d'accumulation se produisant lorsque le Soleil est très bas sur l'horizon, puis pendant la nuit polaire, ce terme est généralement négligeable devant les autres flux.

- F_{Adv}^\downarrow est le flux d'énergie apportée à la glace par l'advection de chaleur venue des basses latitudes par la circulation atmosphérique. Les modèles de circulation générale permettent d'estimer ce flux, dont le rôle est relativement mineur dans la région du pôle mais probablement important près du bord des dépôts saisonniers, pouvant atteindre 30 W.m⁻² (Pollack *et al.*, 1990), (Hourdin *et al.*, 1995), (Forget & Pollack, 1996).
- F_{Cond} correspond au flux échangé avec le sous-sol par conduction. Il est de deux types : le flux géothermique et l'onde de chaleur annuelle. Le flux géothermique provient de la dégradation naturelle des éléments radioactifs contenus dans la croûte de Mars. Il est très faible, de l'ordre de 15 à 45 mW.m⁻² (Clifford, 1993). L'onde de chaleur annuelle correspond à la chaleur successivement accumulée pendant les saisons chaudes puis restituée pendant les saisons froides par le sous-sol. Pendant la phase d'accumulation des condensats saisonniers, ce terme est positif puisque le sous-sol est plus chaud que la surface. Dépendant principalement de l'inertie thermique de la surface, ce flux est faible dans les régions minérales poussiéreuses mais élevé sur la calotte permanente nord de glace d'eau, où il peut atteindre 30 W.m⁻². Sur la calotte permanente sud, recouverte en permanence de glace carbonique, le flux de conduction est presque nul puisque la température est maintenue à la température de condensation du CO₂ toute l'année.
- F_{CO_2} correspond au flux de chaleur latente donnée par le gaz à la glace lors de la condensation du CO₂. Ce terme s'écrit :

$$F_{CO_2} = L_{CO_2} \frac{dm_{CO_2}}{dt} \quad (1.2)$$

Avec $L_{CO_2} = 5.9 \cdot 10^5$ J.kg⁻¹ la chaleur latente de sublimation du CO₂ et m_{CO_2} la masse surfacique de glace carbonique, en kg.m⁻². F_{CO_2} est positif lors de la condensation et négatif lors de la sublimation.

- F_{IR}^\uparrow est le flux d'émission en infrarouge thermique de la glace carbonique. C'est ce déficit radiatif qui provoque la condensation du CO₂, tous les autres termes correspondant à des gains d'énergie. Il s'écrit :

$$F_{IR}^\uparrow = \varepsilon \sigma T_{CO_2}^4 \quad (1.3)$$

Avec $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ W.m^{-2.K⁻⁴ la constante de Stefan-Boltzmann. ε désigne l'émissivité de la glace carbonique. Ce paramètre mesure le rapport entre le flux thermique rayonné par la glace et celui que rayonnerait un corps noir à la même température. Un corps noir théorique a une émissivité de 1, tandis que les matériaux naturels ont une émissivité inférieure à 1. L'émissivité hémisphérique d'un corps dépend de la longueur d'onde et est reliée à la réflectance bi-hémisphérique spectrale $r_h(\lambda)$ de ce corps par la loi de Kirchhoff : $\varepsilon(\lambda) = r_h(\lambda)$. Ainsi, un corps qui absorbe fortement de l'énergie radiative à une longueur d'onde donnée la ré-émettra fortement à cette même longueur d'onde. La réflectance bi-hémisphérique dépendant entre autres de}

la taille des grains composant le matériau, il en est de même pour l'émissivité. La température de condensation du CO₂ est contrôlée par la pression atmosphérique via la loi de pression de vapeur saturante (voir figure 1.13). La pression atmosphérique est déterminée par l'altitude de la surface, le cycle de pression saisonnier et les effets météorologiques (voir partie 1.3.1.2).

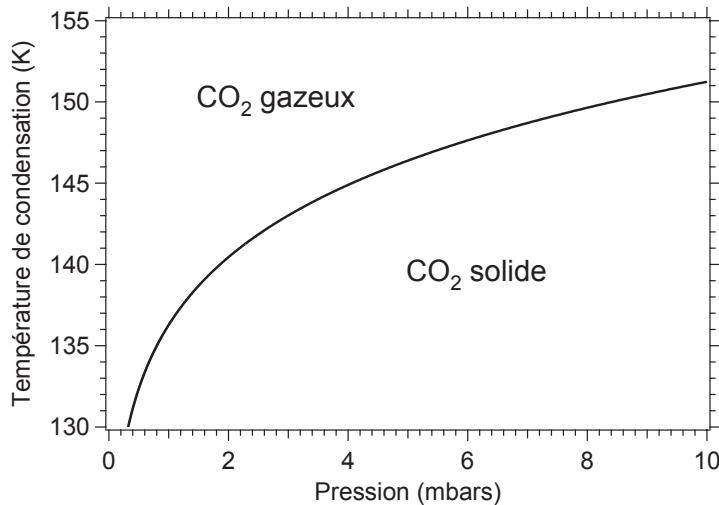


FIGURE 1.13 – Température de condensation du CO₂ dans les conditions martiennes de pression.

La taux de condensation de glace carbonique se déduit des équations 1.1 et 1.2 :

$$\frac{dm_{CO_2}}{dt} = (F_{IR}^\uparrow - F_{Adv}^\downarrow - F_{Cond} - (1 - A)F_{Incident}^\downarrow) \frac{1}{L_{CO_2}} \quad (1.4)$$

Les flux ont été classés par ordre décroissant de magnitude.

Phase d'ablation : Au retour du soleil au printemps, la glace ne peut évacuer toute l'énergie solaire reçue par émission thermique. Elle se sublime, libérant ainsi de la chaleur latente. Le bilan local d'énergie au niveau de l'interface solide-gaz s'écrit alors :

$$(1 - A)F_{Incident}^\downarrow + F_{Adv}^\downarrow + F_{Cond} = F_{IR}^\uparrow - F_{CO_2} \quad (1.5)$$

Cette équation est similaire à l'équation 1.1. Par souci de clarté, le terme F_{CO_2} a été placé dans le membre de droite, parmi les pertes, puisqu'il est négatif lors de la sublimation.

L'importance relative de chacun des flux se trouve modifiée par rapport à la phase d'accumulation. Le flux solaire direct et indirect domine, suivi du flux de chaleur échangé avec le sous-sol puis du flux d'advection atmosphérique. Le flux émis en infrarouge thermique par la glace carbonique reste quant à lui pratiquement inchangé puisque qu'il ne dépend que de la température de la glace, fonction de la pression atmosphérique.

De la même façon qu'en phase d'accumulation, le taux de sublimation de glace carbonique s'écrit :

$$\frac{dm_{CO_2}}{dt} = (-(1 - A)F_{Incident}^\downarrow + F_{IR}^\uparrow - F_{Cond} - F_{Adv}^\downarrow) \frac{1}{L_{CO_2}} \quad (1.6)$$

Cette équation est similaire à l'équation 1.4 mais la magnitude relative de chaque terme a changé.

Aparté sur la nomenclature utilisée : Depuis les premières observations de Mars depuis la Terre, on a qualifié les taches polaires brillantes de calottes (*cap* en anglais), distinguant les **calottes saisonnières** des calottes permanentes, aussi appelées calottes résiduelles ou calottes polaires. Or les calottes saisonnières ne sont pas des calottes à proprement parler. En effet, une calotte est un glacier de grande dimension¹, dénomination adaptée pour les calottes permanentes mais pas pour les accumulations de glace carbonique dont la persistance est saisonnière. Il serait donc plus approprié de qualifier les calottes saisonnières de **condensats saisonniers**. Cependant, si nous avons jusqu'ici discuté d'une condensation directe de CO₂ au sol, l'accumulation de glace carbonique peut également se faire par précipitation de neige de CO₂ (ce processus est détaillé en partie 1.3.2.3). J'ai donc choisi d'utiliser le terme de **dépôts saisonniers**, englobant à la fois la glace condensée directement au sol et issue de la précipitation de neige. Il m'arrivera occasionnellement d'employer le terme de condensats saisonniers afin d'éviter de lourdes répétitions. J'ai essayé de proscrire au maximum le terme de calotte saisonnière, inadapté.

1.3.1.2 Les modèles de circulation générale

Un modèle de circulation générale (GCM²) est une simulation informatique de la circulation atmosphérique d'une planète à l'échelle globale, incluant la physique de l'écoulement des masses d'air, du transfert radiatif, des changements d'états des gaz en présence ainsi que d'autres phénomènes physico-chimiques. Sur Terre, les GCMs sont des outils essentiels à la fois pour la prévision météorologique et pour l'étude du climat. [Leovy & Mintz \(1969\)](#) ont été les premiers à adapter un GCM terrestre à la planète Mars. Par la suite, plusieurs laboratoires ont développé leur propre GCM : la NASA Ames en Californie ([Pollack et al., 1990](#); [Haberle et al., 1993](#)), le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) à Paris ([Hourdin et al., 1993](#); [Forget et al., 1999](#)), l'Université d'Oxford ([Lewis et al., 1996](#)) et le Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) à Princeton ([Wilson & Hamilton, 1996](#)).

Au cours de ma thèse, je me suis principalement intéressé aux résultats fournis par le GCM du LMD. Ce modèle, comme celui de la NASA Ames, est structuré en deux parties, distinctes du point de vue informatique ([Forget, 1996](#)) :

- La partie **dynamique** qui calcule les transports atmosphériques de matière et d'énergie. Cela passe par une discréttisation spatiale et temporelle des équations primitives de la météorologie, une version simplifiée des équations générales de l'hydrodynamique des fluides. Le modèle est formulé en différences finies sur une grille régulière

1. On distingue les calottes glaciaires des calottes polaires. Le National Snow and Ice Data Center définit une calotte glaciaire comme un glacier de grande dimension mais dont la superficie ne dépasse pas 50000 km², tandis que la superficie d'une calotte polaire, ou Inlandsis, dépasse 50000 km².

2. Les GCMs sont de plus en plus appelés Modèles de Climat Global.

de 64×48 mailles horizontales, soit $3,75^\circ$ en latitude pour $5,625^\circ$ en longitude, ce qui correspond à des mailles de côté ~ 220 km aux moyennes latitudes. La grille verticale est divisée en 25 niveaux, le dernier niveau étant situé à 80 km. Pour obtenir une représentation fine de la couche limite, les trois premiers niveaux sont placés respectivement à 4 m, 19 m et 44 m. La discrétisation temporelle se fait selon un schéma de type explicite et centré : l'état au pas suivant est calculé à partir de l'état précédent en ajoutant deux fois la variation calculée à l'état présent.

- La partie **physique** qui calcule les bilans d'énergie. Deux types d'échange sont simulés : d'une part les échanges physiques réels entre l'atmosphère et le monde extérieur (interaction atmosphère rayonnement, échanges thermiques avec le sol, condensation/sublimation, ...), et d'autre part les échanges entre les échelles spatiales et temporelles effectivement traitées par les équations discrétisées et les échelles inférieures (concernant principalement la diffusion verticale turbulente et la convection). Tous ces échanges ne font interagir que des points situés dans une même maille horizontale, sur une même verticale du modèle.

Une bonne manière de tester un GCM est de comparer ses prédictions du cycle annuel de pression de surface avec les mesures in-situ. La pression de surface martienne a été mesurée en quatre lieux différents, par les atterrissseurs Viking 1, Viking 2, Mars Pathfinder et Phoenix. Les missions Viking ont fourni la couverture temporelle la plus complète, avec un enregistrement de pression pendant plus de trois années martiennes par l'atterrisseur Viking 1 et de presque deux années martiennes pour l'atterrisseur Viking 2 (Hess *et al.*, 1980; Tillman *et al.*, 1993) (voir figure 1.14).

Ces mesures mettent en évidence plusieurs phénomènes se produisant à des échelles de temps différentes (Hourdin *et al.*, 1995; Tillman *et al.*, 1993). Les variations journalières sont dominées par le signal des ondes de marée thermique et les variations sur plusieurs jours montrent le passage d'ondes baroclines¹, dès l'automne de l'hémisphère nord jusqu'au printemps. Les variations à l'échelle saisonnière sont quant à elles reliées au cycle de condensation/sublimation des dépôts de CO₂, alternativement dans l'hémisphère nord et sud, contrôlé par le bilan local d'énergie décrit dans la partie précédente. Ce cycle induit des variations de la pression de surface de près de 30% (Hourdin *et al.*, 1995). En comparaison, les variations terrestres sont de l'ordre de 5% et ne résultent que de l'influence météorologique des variations de température locale.

Le cycle annuel de pression est asymétrique, avec un minimum plus marqué pendant l'hiver sud que pendant l'hiver nord. Cette asymétrie est la conséquence directe de l'excentricité de l'orbite de Mars. Les hivers sud étant plus longs que les hivers nord, une plus grande quantité de CO₂ se condense pendant les hivers sud. De ce fait, la pression de surface est minimale au milieu de l'hiver sud et maximale à la fin du printemps sud, lorsque les dépôts saisonniers ont disparu de l'hémisphère sud pour se recon denser dans l'hémisphère nord.

Comme le montre la figure 1.15, les GCMs reproduisent correctement le cycle annuel

1. Les ondes baroclines, ou ondes planétaires, sont des mouvements ondulatoires de grande longueur d'onde initiés par la variation de la force de Coriolis avec la latitude, et qui font le tour de la planète en quelques jours.

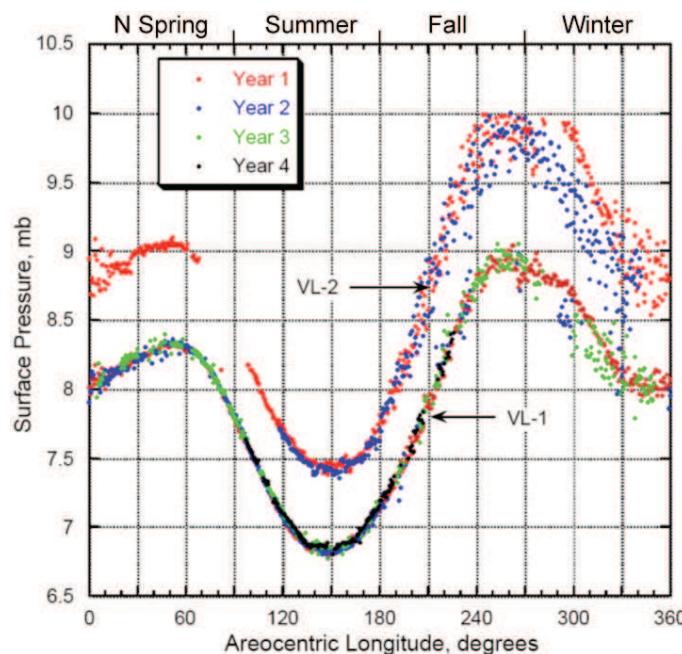


FIGURE 1.14 – Pression de surface mesurée par les atterriseurs Viking 1 ($22,27^{\circ}\text{N}/312,05^{\circ}\text{E}$) pendant 2245 sols, soit plus de trois années martiennes, et Viking 2 ($47,67^{\circ}\text{N}/134,28^{\circ}\text{E}$) pendant 1050 sols, soit presque deux années martiennes. Les différentes années sont indiquées en couleur. La différence entre les deux courbes est principalement orographique, c'est-à-dire due à la différence d'altitude entre les deux sondes. Les variations saisonnières sont dues au cycle de condensation/sublimation du CO₂. L'effet des ondes baroclines s'exprime à l'échelle de quelques jours martiens tandis que les variations diurnes sont dues aux ondes de marée thermique. Image extraite de Haberle (2002).

de pression. Seule l'augmentation de pression pendant l'été sud, entre $L_s=270^{\circ}$ et 330° , correspondant à la tempête de poussière globale de 1977 (Hourdin *et al.*, 1993), n'est pas reproduite par le scénario standard. Ce saut de pression peut néanmoins être très bien simulé par le modèle de circulation générale à condition d'imposer une atmosphère plus poussiéreuse, en accord avec les observations réalisées pendant les tempêtes.

Il est important de noter que cette simulation n'inclut volontairement pas le signal des ondes baroclines. Ce signal peut s'avérer particulièrement significatif en automne et en hiver à la latitude où se trouve l'atterrisseur Viking 2, comme le montre la grande dispersion des points à ces saisons sur la figure 1.15.

Il faut également souligner que les GCMs ont gagné en complexité au fil des années. Si au début des années 90 les GCMs simulaient correctement le cycle annuel de pression, il était nécessaire de fixer des valeurs irréalistes pour l'émissivité et l'albédo des condensats de CO₂ (Pollack *et al.*, 1993; Hourdin *et al.*, 1995). Un ajustement correct de la courbe de pression était ainsi obtenu avec une émissivité de 0,48 au nord et de 0,7 au sud alors que l'instrument IRTM à bord de Viking a mesuré des valeurs d'émissivité plutôt proches de l'unité (Forget *et al.*, 1998). L'ajout du processus de précipitation de neige de CO₂ permet de reproduire le cycle annuel de pression avec des émissivités correctes de l'ordre de 0,95 et un albédo constant de 0,5, tout en simulant correctement la distribution des zones de faible émission (voir partie 1.3.2.3).

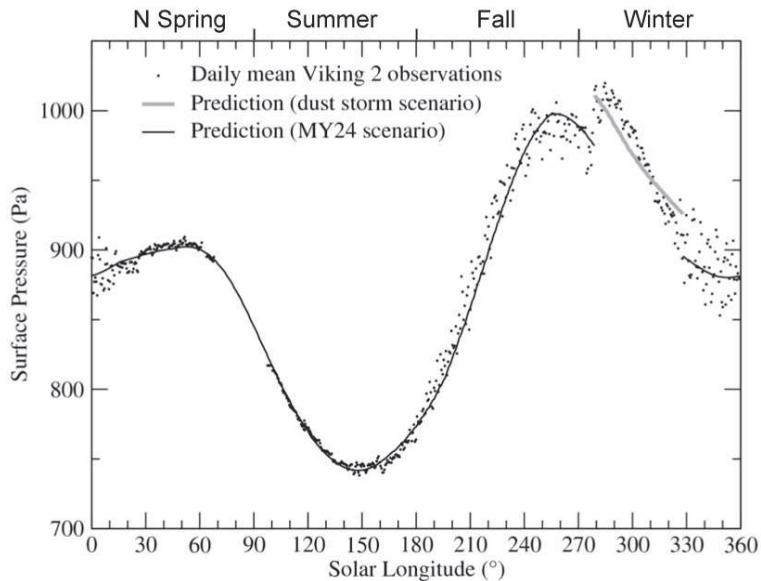


FIGURE 1.15 – Cycle annuel de la pression de surface mesurée par l'atterrisseur Viking 2. Les points représentent la moyenne journalière des mesures du capteur de pression. Le saut de pression se produisant entre $L_s=270^\circ$ et 330° résulte de l'effet dynamique de la tempête de poussière globale de 1977 (Hourdin *et al.*, 1993). La ligne noire correspond à la prédition du GCM du LMD, en supposant un scénario standard pour la poussière martienne, ajusté d'après les observations de l'instrument TES entre 1999 et 2001. La ligne grise épaisse correspond quant à elle à une simulation effectuée avec une opacité des poussières beaucoup plus grande. Image extraite de Forget *et al.* (2007).

1.3.2 Caractérisation des dépôts saisonniers de CO₂ par télédétection

1.3.2.1 Evolution temporelle de l'extension spatiale des dépôts saisonniers

Bien avant l'arrivée des premières sondes spatiales, de nombreux observateurs ont suivi depuis la Terre l'évolution de l'extension des dépôts saisonniers martiens, dans le domaine visible du spectre. Seule la récession des condensats peut être observée puisque la phase d'accumulation se produit en grande partie pendant la nuit polaire lorsque, par définition, les régions polaires de Mars ne font pas face au Soleil et donc à la Terre. Les observations se font pendant les oppositions, lorsque la Terre et Mars sont au plus près. La récession des condensats nord se produisant lorsque Mars est proche de l'aphélie de son orbite, elle est plus difficile à observer que celle des condensats sud. Antoniadi (1930) et Fischbacher *et al.* (1969)

ont compilé la plupart des premières observations télescopiques. La récession des dépôts saisonniers nord a ensuite été décrite par Capen & Capen (1970), Dollfus (1973), James *et al.* (1987b) et Iwasaki *et al.* (1979, 1982, 1984, 1987, 1999), tandis que celle des dépôts sud a été décrite par James & Lumme (1982); James *et al.* (1987a, 1990) et Iwasaki *et al.* (1986, 1987, 1989, 1990). Le télescope spatial Hubble a également suivi la récession des dépôts saisonniers nord (Cantor *et al.*, 1998) et sud (James *et al.*, 1996). Ces observations depuis la Terre ont montré la répétabilité du cycle des dépôts saisonniers, telle qu'exprimée par l'évolution temporelle de leur extension spatiale.

L'arrivée des sondes spatiales, à commencer par Mariner 7, a permis d'acquérir des

données bien plus précises sur la répartition spatiale des dépôts saisonniers. Les images obtenues lors du survol de Mariner 7 ont révélé l'irrégularité de la bordure des condensats sud au printemps, due à la présence abondante de cratères dont la paroi exposée au nord garde le givre carbonique plus longtemps (Veverka & Goguen, 1973). Mariner 9 a observé la fin du recul des dépôts saisonniers sud (Sharp *et al.*, 1971), puis succinctement le recul des dépôts saisonniers nord depuis $L_s=40^\circ$ jusqu'au solstice d'été (Soderblom *et al.*, 1973). Les orbiteurs Viking ont suivi le recul printanier complet des deux calottes saisonnières, mais l'orbite des deux sondes ne leur a permis d'observer les condensats nord que sur une petite gamme de longitude à chaque passage (James, 1979, 1982). Néanmoins, ces observations ont mis en évidence la principale différence entre les condensats nord et sud : l'extension visible des condensats sud recule de façon très asymétrique par rapport au pôle géographique alors que la récession des condensats nord est symétrique (James, 1979; James *et al.*, 1979; James, 1982; James *et al.*, 1992). La configuration orbitale des sondes suivantes sera choisie pour couvrir les régions polaires de façon plus globale et régulière, en les faisant passer à environ 3° des pôles à chaque orbite. Les instruments des sondes Mars Global Surveyor (MGS), Mars Express et Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) ont ainsi fourni l'essentiel des données permettant de caractériser l'évolution temporelle de l'extension des dépôts saisonniers.

La phase d'accumulation des dépôts saisonniers se produisant en grande partie pendant la nuit polaire, seuls les instruments fonctionnant dans l'infrarouge thermique sont capables de capturer les condensats dans leur ensemble. Ainsi, les spectromètres PFS (Mars Express) et TES (MGS) ont observé que la progression des condensats sud commence à la fin de l'été et se fait de façon symétrique par rapport au pôle géographique, à une vitesse latitudinale régulière (Giuranna *et al.*, 2007; Titus, 2005, 2009). Les dépôts atteignent une extension maximale de 40°S entre $L_s=70^\circ$ et 90° . À cette période, le CO₂ se condense au fond des bassins d'Hellas et d'Argyre, jusqu'à 30°S , rendant asymétrique la distribution des dépôts saisonniers. La pression au fond de ces bassins est plus élevée qu'au niveau des plaines environnantes : d'après la loi de Clausius-Clapeyron, la température de condensation du CO₂ y est donc plus élevée, ce qui permet une condensation à plus basse latitude (voir partie 1.3.1).

L'instrument TES a également observé la formation des dépôts saisonniers nord. L'accumulation de glace commence à $L_s=179^\circ$ sur la calotte permanente nord, et les condensats progressent de façon assez symétrique par rapport au pôle, leur limite se situant environ 10° de latitude au sud de la limite de la nuit polaire (Titus, 2005, 2009). Ils atteignent une extension maximale de 53°N vers $L_s=270^\circ\text{-}300^\circ$ (Kieffer & Titus, 2001). On notera que l'extension maximale des dépôts saisonniers nord est plus faible que celle des dépôts sud, pour la simple raison que l'hiver nord dure moins longtemps que l'hiver sud.

La phase de récession des dépôts saisonniers a été amplement observée à la fois par les caméras fonctionnant dans le visible, par les imageurs hyperspectraux visible et proche infrarouge et par les spectromètres fonctionnant en infrarouge thermique. La différence majeure entre les condensats nord et sud est l'asymétrie très marquée des condensats sud lors de leur recul, comparée à des condensats nord beaucoup plus symétriques. Cette asymétrie se traduit par l'apparition à $L_s=200^\circ$ d'une région sombre au sein des dépôts saisonniers sud. Elle s'étend rapidement jusqu'à couvrir à $L_s=220^\circ$ une grande partie des

régions entre 60°E et 210°E (James *et al.*, 2001) (voir figure 1.16). On pourrait croire que les dépôts saisonniers se sont totalement retirés de cette région mais il n'en est rien : la température de surface mesurée par l'instrument TES indique qu'elle est toujours couverte de glace carbonique (Kieffer *et al.*, 2000). Ce comportement étrange lui a valu d'être baptisée « région cryptique ¹ » (Kieffer *et al.*, 2000). Dans cette région, la glace carbonique est compacte et recouverte de poussière, ainsi que l'indiquent les spectres obtenus dans le proche infrarouge (Langevin *et al.*, 2006). Elle est le théâtre de phénomènes très particuliers que nous détaillerons en partie 1.3.2.4.

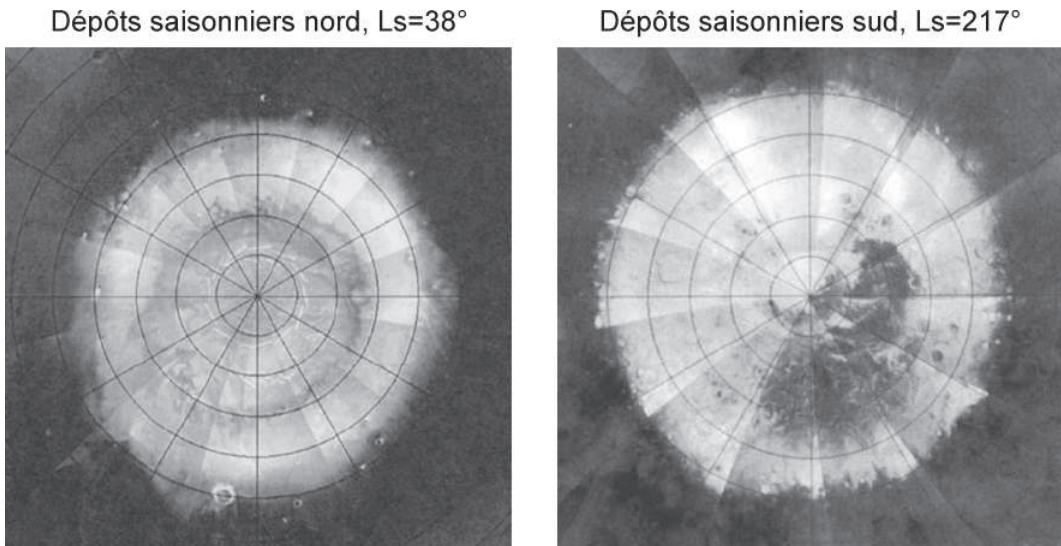


FIGURE 1.16 – Photographies des dépôts saisonniers nord (gauche) et sud (droite) réalisées par la caméra MOC à bord de la sonde Mars Global Surveyor, pendant la première moitié du printemps (d'après James & Cantor (2001) et James *et al.* (2001)). Alors que les condensats nord ont une apparence plutôt symétrique par rapport au pôle, les condensats sud sont nettement asymétriques, marqués par la présence d'une région sombre en leur sein, la région cryptique. Les cercles d'isolatitude sont séparés de 5°. Le méridien 0° est situé en bas de l'image de gauche et en haut de l'image de droite.

Les données acquises par l'instrument TES pendant le recul des dépôts saisonniers sud indiquent que la température de surface est stable à ~ 145 K tant que la glace carbonique est présente en surface, puis augmente soudainement lors de la disparition du givre, pour atteindre la température du sol dégivré à l'équilibre radiatif (voir figure 1.17 a). A partir de cette courbe de température, Kieffer *et al.* (2000) ont défini une date dite « crocus », acronyme de « Cap Recession indicate CO₂ has Ultimately Sublimated », du nom des premières fleurs qui apparaissent au printemps peu de temps après que la neige ait fondu. La date crocus est définie comme le L_s du point d'infexion de la courbe de température de surface en fonction du temps, ajustée par une fonction arctangente. Une ligne crocus est également définie ; elle relie tous les points ayant une date crocus similaire. Cette ligne crocus représente l'extension spatiale des dépôts saisonniers à une date donnée. La figure 1.17 b montre la variation de cette extension au cours du printemps, avec la localisation des

1. Au début du siècle dernier, le caractère particulier de cette région intrigait déjà les astronomes. Ainsi, Antoniadi fit l'hypothèse qu'elle correspondait à un lac polaire, qu'il nomma *Depression Magna* (Antoniadi, 1930).

secteurs cryptiques et anticryptiques tels que définis par Schmidt *et al.* (2010). Jusqu'à $L_s=235^\circ$, le recul de cette limite thermique se fait de façon symétrique par rapport au pôle. La limite dans les longueurs d'onde du visible est par contre asymétrique du fait de l'émergence de la région cryptique (James *et al.*, 2001). Après $L_s=235^\circ$, la récession de la limite thermique des dépôts saisonniers est asymétrique par rapport au pôle, avec un recul plus rapide dans le secteur cryptique. Une région claire, la région des Montagnes de Mitchel¹, se détache de la partie principale des dépôts saisonniers vers $L_s=238^\circ$ (James *et al.*, 2001). La récession est achevée à $L_s=317^\circ$ (Kieffer *et al.*, 2000).

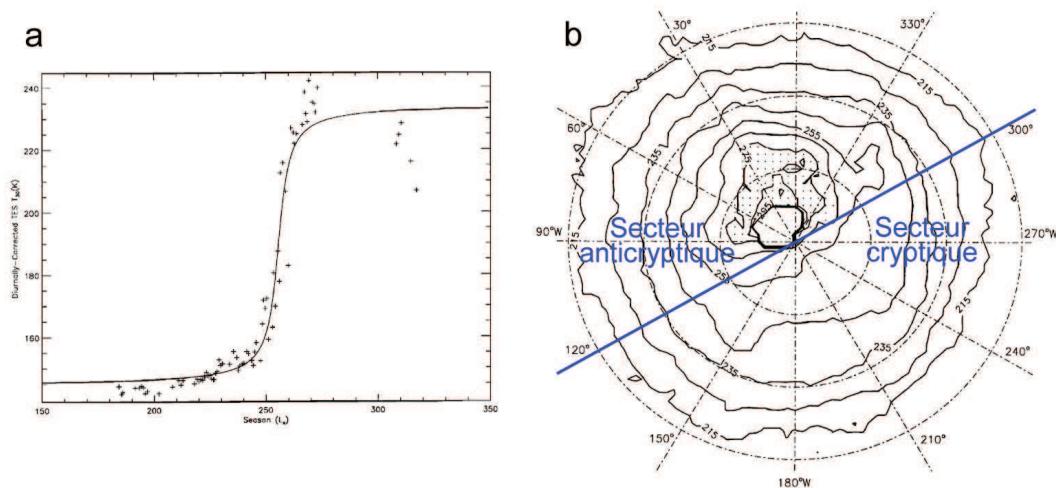


FIGURE 1.17 – a : Evolution de la température de surface observée par TES en fonction du temps. La date crocus correspond au point d'inflexion de cette courbe. b : Evolution spatiale et temporelle de la ligne crocus des condensats sud. La ligne bleue sépare les secteurs cryptique et anticryptique, tels que définis par Schmidt *et al.* (2010). Les cercles d'isolatitude sont séparés de 5°. Figures d'après (Kieffer *et al.*, 2000).

Ces observations sont en accord avec celles réalisées par les imageurs hyperspectraux OMEGA, à bord de Mars Express, et CRISM, à bord de MRO (Langevin *et al.*, 2007; Douté *et al.*, 2007; Schmidt *et al.*, 2009; Brown *et al.*, 2010). Ces instruments sont capables de détecter la glace de CO₂ par ses signatures proche-infrarouge. La répartition spatiale de la glace carbonique obtenue par OMEGA et CRISM suit la même évolution temporelle que celle observée par TES. A l'aide d'un modèle de bilan de masse de glace de CO₂, Schmidt *et al.* (2009) montrent que l'asymétrie de la récession est due à une asymétrie d'albédo, la récession étant accélérée dans la région la plus sombre.

Au contraire des condensats sud, les condensats nord restent assez circulaires pendant leur récession printanière et reculent à une vitesse latitudinale globalement constante (James & Cantor, 2001). Néanmoins, dans deux secteurs de longitude, la répartition du givre s'écarte de cette symétrie. Entre 300°E et 30°E, le givre persiste systématiquement plus longtemps. C'est une région de basse altitude ; du fait de la pression plus élevée qu'aux alentours, la température de sublimation du CO₂ y est plus élevée. Entre 240°E et 270°E, le givre se sublime au contraire plus vite. La région est à plus haute altitude, la tempé-

1. Les Montagnes de Mitchel tiennent leur nom du directeur de l'observatoire de Cincinnati qui les a observé pendant l'opposition de 1845 (Mitchel, 1846). En réalité, ce ne sont pas des montagnes mais simplement une région dont la pente est inclinée vers le pôle.

rature de sublimation du CO₂ y est donc plus faible. Par ailleurs, c'est une zone où se produisent de nombreuses tempêtes (Hollingsworth *et al.*, 1996), sources d'advection de chaleur réduisant la condensation en automne et augmentant la sublimation au printemps.

L'instrument TES a été utilisé pour suivre la température de surface et l'albédo bolométrique des régions polaires nord pendant la récession des condensats (Kieffer & Titus, 2001). La montée de la température de surface n'est pas aussi rapide qu'au sud : environ 10° de L_s séparent la date du point d'inflexion de la date à laquelle la température dépasse 165 K. Les auteurs associent cette montée de température plus lente à l'inertie thermique de la surface plus importante au nord qu'au sud et à la distance au Soleil plus grande. Kieffer & Titus (2001) observent également un anneau d'albédo élevé suivre en hiver et au printemps la limite des condensats de glace carbonique. La température de cet anneau, intermédiaire entre la glace de CO₂ et le sol dégivré, suggère qu'il est composé de glace de H₂O. Cette composition est confirmée plus tard par l'instrument OMEGA (Schmitt *et al.*, 2005; Bibring *et al.*, 2005). Nous reviendrons plus en détail sur cet anneau de glace d'eau dans la partie 1.4 consacrée au cycle de H₂O. L'instrument TES observe la disparition finale de la glace carbonique saisonnière vers L_s=78° sur la calotte permanente nord, ce qui est confirmé par OMEGA (Bibring *et al.*, 2005).

L'exceptionnelle durée de vie de quatre années martiennes de la sonde MGS a permis de suivre le cycle des dépôts saisonniers sur autant d'années, fournissant une base de données très précieuse pour étudier la variabilité interannuelle de ce cycle. Par ailleurs, la caméra MARCI, à bord de la sonde MRO, a pris en 2006 le relais de la caméra MOC, permettant de poursuivre le suivi des dépôts saisonniers dans les longueurs d'onde visible du spectre. Cette comparaison est particulièrement intéressante car une tempête de poussière globale a enveloppé la planète pendant la deuxième année martienne d'observations de MGS, en 2001 (Smith *et al.*, 2002), et pendant la première année d'observations de MARCI, en 2007 (Smith, 2009) ; il est donc possible d'étudier l'effet du contenu en poussière atmosphérique sur le cycle des dépôts saisonniers. Benson & James (2005) décrivent la variabilité interannuelle des récessions nord et sud telle qu'observée par la caméra MOC entre les années martiennes 24 et 26¹, tandis que l'article de Cantor *et al.* (2010) est consacré à la comparaison de la récession des dépôts saisonniers nord entre les années 28 et 29, d'après les données MOC puis MARCI. Différentes techniques sont utilisées pour déterminer la limite des dépôts saisonniers à un intervalle de L_s donné. Dans le cas des dépôts saisonniers nord, globalement symétriques par rapport au pôle géographique, James & Cantor (2001) et Benson & James (2005) repèrent visuellement la position d'environ cent points répartis à égale distance sur la limite des condensats. La latitude moyenne du bord des dépôts saisonniers est ainsi calculée à un intervalle de L_s donné. Dans le cas des dépôts saisonniers sud, plus asymétriques, ces points sont utilisés pour déterminer le rayon et le centre des condensats, d'après la technique décrite par James & Lumme (1982).

La comparaison interannuelle indique que la variabilité est plus forte dans le cas des dépôts saisonniers nord, même si elle ne dépasse pas 1° à 2° de latitude (Benson & James, 2005) (voir figure 1.18). Les tempêtes de poussière globale des années martiennes 25 (en 2001, voir figure 1.12) et 28 se sont produites pendant l'automne nord. La poussière at-

1. La numérotation des années martiennes a été définie par Clancy *et al.* (2000). L'année martienne 1 commence le 11 avril 1955, date de l'équinoxe de printemps sur Mars (L_s=0°).

mosphérique, en réchauffant le vortex polaire nord, peut donc avoir affecté le taux de condensation du CO₂. Une augmentation de la poussière déposée en même temps que la glace de CO₂ peut également augmenter la vitesse de sublimation au printemps. Si le recul plus rapide des dépôts saisonniers nord pendant l'année martienne 29 est en accord avec ce raisonnement (Cantor *et al.*, 2010), ce n'est pas le cas de la récession de l'année 26, où le givre persiste plus longtemps lors du printemps qui suit la tempête de poussière (voir figure 1.18). Par ailleurs, la similarité entre les courbes de récession des dépôts saisonniers sud indique que la tempête de poussière de l'année martienne 25 a été sans effet sur l'extension des condensats. Bonev *et al.* (2003) proposent que dans le cas des condensats sud, la diminution du flux visible due à l'augmentation de l'opacité atmosphérique est compensée par une augmentation du flux émis en infrarouge par la poussière atmosphérique. L'impact des tempêtes de poussière sur l'extension des dépôts saisonniers n'est donc pas encore clairement établi.

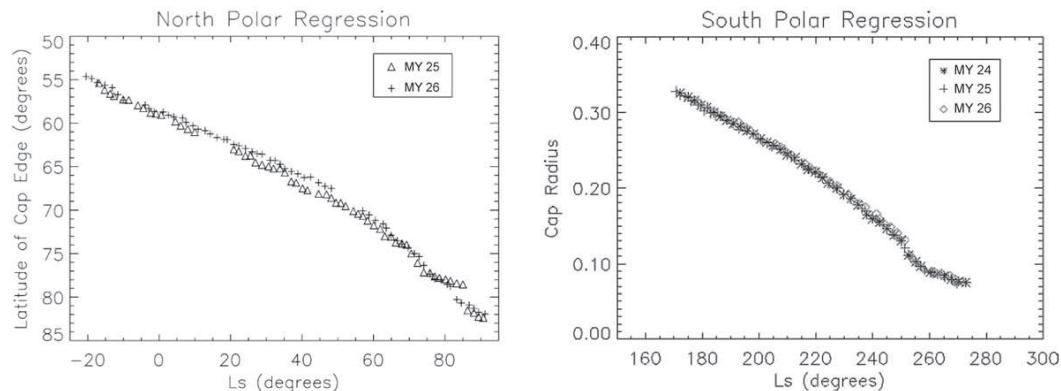


FIGURE 1.18 – Comparaison des courbes de récession des dépôts saisonniers nord (gauche) et sud (droite) des années martiennes 24 à 26. Dans le cas des condensats sud, leur rayon (sans dimension) est tracé en fonction du L_s. Figures extraites de Benson & James (2005).

Ces courbes de récession printanière ont été comparées à celles obtenues depuis la Terre et par les sondes Viking. Les observateurs terrestres ont mentionné un plateau dans la courbe de récession des dépôts saisonniers nord vers la mi-printemps, la limite du bord des condensats stagnant à 65° pendant plusieurs semaines avant de recommencer à reculer (Capen & Capen, 1970; Iwasaki *et al.*, 1979, 1982, 1999). Ce plateau a également été observé par les sondes Viking (James, 1979). Cependant, ce plateau n'est observé ni par MOC (James & Cantor, 2001; Benson & James, 2005), ni par MARCI (Cantor *et al.*, 2010), ni d'ailleurs par le télescope spatial (Cantor *et al.*, 1998). Dans le cas des dépôts saisonniers sud, James *et al.* (2001) rapportent que la récession pendant l'année martienne 24 est plus rapide que pendant l'année martienne 12, cartographiée par l'orbiteur Viking 2.

La détermination précise de la limite des condensats pendant les phases d'accumulation et de retrait apporte des contraintes importantes aux GCM. Au premier ordre, les GCM reproduisent l'extension spatiale des dépôts saisonniers en la moyennant sur la longitude (Lewis *et al.*, 1999). Par contre, les asymétries longitudinales ne sont pas prises en compte, comme celles des condensats sud. La raison à cela est la faible résolution spatiale des GCM, faisant quelques degrés de latitude. Par ailleurs, les GCM supposent que l'albédo et

l'émissivité des dépôts saisonniers sont constants spatialement et temporellement, ce qui n'est pas le cas comme nous avons pu le constater. La prochaine génération de GCM devra donc inclure la variabilité locale des propriétés des dépôts saisonniers.

1.3.2.2 Masse, épaisseur, densité

Plusieurs méthodes permettent de mesurer l'évolution saisonnière de la masse des dépôts de CO₂ :

Déformation du géoïde martien : L'accumulation des dépôts saisonniers puis leur sublimation entraîne une redistribution de la masse de CO₂ entre l'atmosphère et la surface. En particulier, l'aplatissement du géoïde diminue lors de l'accumulation de glace carbonique dans les régions polaires puis augmente lors de la sublimation des condensats. Cette déformation du géoïde engendre une variation du champ de gravité de Mars, qui a pu être évaluée en suivant l'orbite de la sonde MGS. Il est possible ensuite de calculer la variation temporelle de la masse des dépôts saisonniers (Smith *et al.*, 2001b; Yoder *et al.*, 2003; Karatekin *et al.*, 2006; Smith *et al.*, 2009a).

Flux de neutrons et spectroscopie gamma : En mesurant les variations saisonnières des flux de neutrons et de photons gamma s'échappant de la surface martienne, les instruments GRS (Gamma Ray Spectrometer), NS (Neutron Spectrometer) et HEND (High Energy Neutron Detector) à bord de la sonde américaine Mars Odyssey ont permis de déterminer les variations saisonnières de la masse des condensats par unité de surface, ou densité de colonne, puis leur masse totale en prenant en compte la surface couverte (Feldman *et al.*, 2003; Mitrofanov *et al.*, 2003; Kelly *et al.*, 2006; Prettyman *et al.*, 2009; Litvak *et al.*, 2005, 2007).

La variation spatiale et temporelle de la masse surfacique des dépôts saisonniers est présentée en figure 1.19 a et b. Ces valeurs sont tracées par intervalle de 10° de latitude car l'empreinte au sol des instruments HEND, NS et GRS est de l'ordre de 600 km¹. On remarque tout d'abord qu'à un instant donné, la densité de colonne augmente en allant vers le pôle. De plus, le pic d'accumulation de glace carbonique se produit plus tard lorsqu'on se déplace vers le pôle : lorsque la limite des dépôts saisonniers commence à reculer au début du printemps, la glace de CO₂ continue de s'accumuler au pôle. L'hiver sud durant plus longtemps que l'hiver nord, la masse surfacique accumulée au pôle sud est plus importante que celle accumulée au pôle nord. Ces courbes ont été obtenues par l'instrument HEND (Litvak *et al.*, 2005). On obtient des résultats comparables avec les instruments GRS (Kelly *et al.*, 2006) et NS (Prettyman *et al.*, 2004, 2009).

En multipliant ces mesures de densité de colonne par la surface couverte par les condensats, on obtient leur masse totale. La figure 1.19 c montre la variation temporelle de la masse des dépôts saisonniers nord et sud obtenue par l'instrument GRS (Kelly *et al.*, 2006) et une comparaison avec les prédictions du GCM de la NASA Ames (Haberle *et al.*, 1999).

1. Du fait de cette très faible résolution spatiale, l'extension spatiale des dépôts saisonniers observée par les spectromètres neutron et gamma n'offre pas de comparaison pertinente avec l'extension observée par les imageurs visible et les spectromètres infrarouge.

L'accord est particulièrement bon pour les dépôts saisonniers nord, alors que le GCM prédit légèrement plus de glace carbonique déposée dans l'hémisphère sud. HEND mesure une masse maximale de $(6,3 \pm 0,2) \times 10^{15}$ kg pour les dépôts saisonniers sud, plus en accord avec les prédictions du GCM ([Litvak et al. , 2006](#)). Notons que puisque les GCM reproduisent correctement la courbe de pression de surface mesurée par les atterriseurs Viking, ils prédisent également correctement la masse de condensats déposée au cours du cycle du CO₂, même si la distribution locale n'est pas forcément reproduite avec fidélité. Les estimations de la masse des condensats obtenues par mesure de la déformation du géoïde martien sont en accord avec les observations neutron et gamma ([Smith et al. , 2001b; Yoder et al. , 2003; Karatekin et al. , 2006; Smith et al. , 2009a](#)). A partir des données obtenues par l'instrument OMEGA et d'un modèle de bilan de masse de glace de CO₂, [Schmidt et al. \(2010\)](#) montre que la masse totale de glace carbonique sublimée dans l'hémisphère sud est de $(5,6 \pm 1,3) \times 10^{15}$ kg, ce qui est compatible avec les résultats précédents. Il montre également que la masse de CO₂ condensée dans le secteur anticryptique est 22%±9% plus importante que dans le secteur cryptique, ce qui pourrait avoir une incidence sur la position de la calotte permanente sud (voir partie [1.3.3](#)).

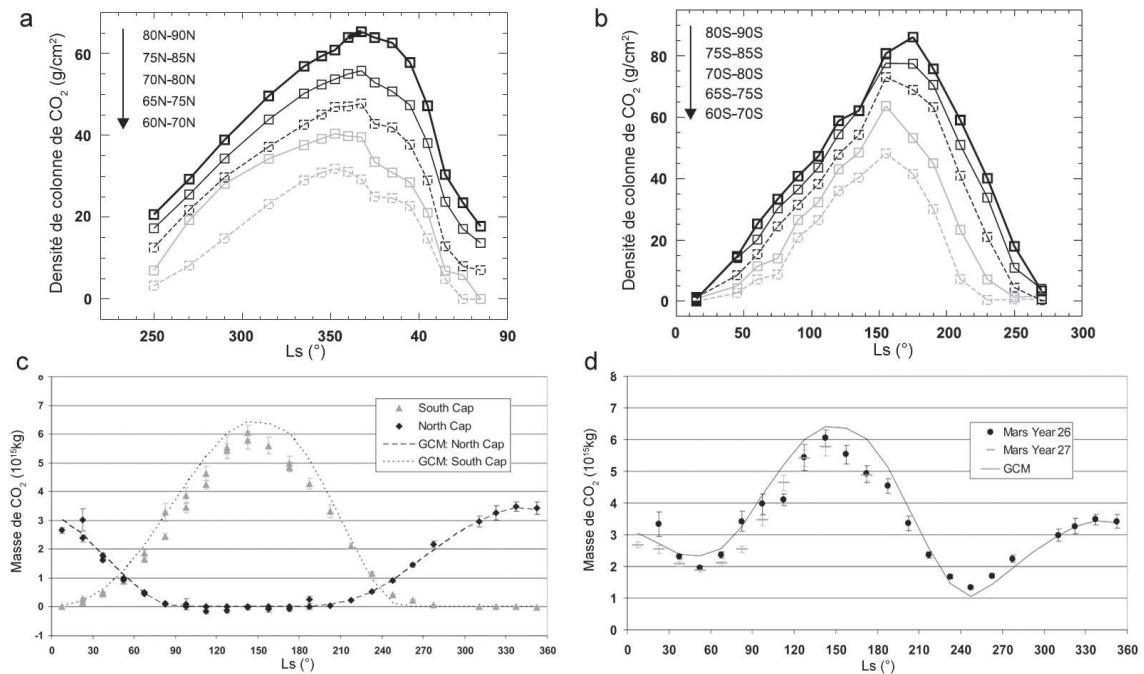


FIGURE 1.19 – Evolution hivernale et printanière de la densité de colonne de glace carbonique pour plusieurs bandes de latitude de l'hémisphère nord (a) et sud (b) de Mars, obtenue grâce aux mesures de l'instrument HEND (d'après [Litvak et al. \(2005\)](#)) ; c : Evolution saisonnière de la masse des dépôts saisonniers nord et sud obtenue grâce aux mesures de l'instrument GRS et comparaison aux prédictions du GCM de la NASA Ames ([Haberle et al. , 1999](#)) ; d : Evolution saisonnière de la masse totale des dépôts saisonniers pendant les années martiennes 26 (points) et 27 (traits) et comparaison aux prédictions du GCM (d'après [Kelly et al. \(2006\)](#)).

L'évolution saisonnière de la masse totale des dépôts saisonniers est comparée entre les années martiennes 26 et 27 (figure 1.19 d) La masse maximale de CO₂ condensé en surface

correspond à 22% de l'atmosphère martienne. La variabilité interannuelle est très faible, ce qui est également observé par l'instrument NS ([Prettyman et al. , 2009](#)). Le suivi de la sonde MGS pendant les 4 années martiennes de sa mission montre lui aussi que la variabilité interannuelle est quasi nulle ([Smith et al. , 2009a](#)). Les auteurs rapportent néanmoins que la masse de la calotte permanente nord semble augmenter d'année en année tandis que celle de la calotte permanente sud diminue, ce qui serait en accord avec les figures d'ablation « Swiss Cheese » observées sur le sommet de la calotte (voir partie [1.3.3](#)). Cependant, les spectres infrarouges acquis au début de l'été nord montrent que la glace carbonique saisonnière s'est complètement sublimée ([Langevin et al. , 2005b](#)).

[Prettyman et al. \(2009\)](#) ont récemment présenté une méthode de déconvolution qui permet d'augmenter la résolution spatiale des spectromètres neutrons. Des variations de masse surfacique à plus petite échelle spatiale sont dès lors observables. Ainsi, [Prettyman et al. \(2009\)](#) rapportent que la densité de colonne des condensats atteint environ 72 g.cm^{-2} au pôle nord et 95 g.cm^{-2} au pôle sud. L'auteur mentionne également que les condensats saisonniers nord sont asymétriques pendant leur accumulation, favorisée dans la région d'Acidalia située à plus basse altitude que les plaines environnantes. Ils sont par contre symétriques pendant leur recul. Les dépôts saisonniers sud sont asymétriques pendant les phases de condensation et de sublimation, avec une accumulation plus importante de glace carbonique sur la calotte permanente sud.

L'évolution spatiale et temporelle de l'épaisseur des dépôts saisonniers a été déterminée par l'altimètre laser MOLA, à bord de MGS, par comparaison avec la mesure d'altitude en été. La résolution verticale est de l'ordre de 10 cm et peut descendre à 2 cm près des pôles, où la densité d'observations est très forte. L'épaisseur des dépôts saisonniers augmente linéairement de $\sim 60^\circ$ de latitude jusqu'au pôle, où elle atteint 1 m, voire localement 2 m ([Smith et al. , 2001b; Aharonson et al. , 2004](#)). Ce dernier auteur a décomposé en séries de Fourier la variation temporelle de l'altitude de la surface. Il montre que l'épaisseur des condensats saisonniers nord est répartie de façon plutôt symétrique par rapport au pôle, alors que la répartition est asymétrique dans l'hémisphère sud, avec une épaisseur plus importante sur la calotte permanente sud. Cependant, [Jian & Ip \(2009\)](#) calculent à partir du même jeu de données une épaisseur maximale équivalente dans les secteurs anticryptique et cryptique, avec une disparition de la glace saisonnière plus rapide dans ce dernier secteur.

En combinant ces mesures à celles de la masse des dépôts saisonniers déduite de la déformation du géoïde, [Smith et al. \(2001b\)](#) obtiennent une densité $0,91 \pm 0,23 \text{ g.cm}^{-3}$. A partir des informations plus précises fournies par l'instrument HEND, [Aharonson et al. \(2004\)](#) proposent la valeur de $0,5 \pm 0,1 \text{ g.cm}^{-3}$ tandis que [Litvak et al. \(2007\)](#) calculent une densité de $0,4 \text{ g.cm}^{-3}$ dans le cas où l'épaisseur au pôle sud est de 2,5 m, et de $1,25 \text{ g.cm}^{-3}$ pour une épaisseur de 0,9 m. On peut noter que ces densités sont inférieures à celle de la glace carbonique, $1,56 \text{ g.cm}^{-3}$. Une densité de $0,4 \text{ g.cm}^{-3}$ implique que 25% seulement de l'espace est occupé par la glace, ce qui correspondrait à des dépôts saisonniers sous forme de neige carbonique.

1.3.2.3 Mode de déposition

Quand à la fin de l'été, la température de surface des régions polaires martiennes descend sous le point de condensation du CO₂, le CO₂ atmosphérique se condense à la surface. Si la concentration en gaz non condensables (principalement N₂ et Ar) est non négligeable, un gradient de diffusion de CO₂ se forme dans une petite couche au-dessus de la surface. Il se forme alors des cristaux de glace de CO₂ orientés dans le sens du gradient de diffusion (Titus *et al.*, 2001). De tels cristaux ont été obtenus expérimentalement par Kieffer (1968, 1970b). Ce processus de croissance en présence d'un gradient de diffusion génère les cristaux de givre d'eau qu'on peut observer sur Terre, les matins froids d'hiver (Titus *et al.*, 2001).

Lorsque l'abondance en gaz non condensables est négligeable, de telle sorte qu'il n'y a pas de gradient de diffusion du gaz condensable, le CO₂ se condense sous forme d'une couche épaisse compacte, nommée *slab* en anglais. Ce mode de formation est privilégié lorsque la quantité de gaz entre le site de condensation et le milieu émettant faiblement (l'espace) est importante ; de grands parcours optiques¹ dans la glace sont alors nécessaires pour que son émissivité soit suffisamment grande en-dehors des bandes dans lesquelles le gaz absorbe le rayonnement. Dans ce cas, la perte radiative est émise depuis l'intérieur du solide. Supposons que des cristaux poussent à la surface de cette couche compacte : comme il n'y a pas de gradient de diffusion de CO₂ gazeux, ces cristaux ne peuvent croître que par refroidissement conductif pour évacuer leur chaleur latente de condensation. Hors la conductivité de ces cristaux est faible comparée à celle de la couche sous-jacente, qui va croître à leur dépend. La couche de glace formée aura donc une surface lisse (Titus *et al.*, 2001). La formation d'une telle couche dense a été reproduite expérimentalement par Kieffer (1968, 1970b), mais par refroidissement conductif et non refroidissement radiatif comme c'est le cas sur Mars. Eluszwickiewicz *et al.* (2005) précisent qu'une croissance épitaxiale est peu probable en conditions naturelles et que la couche de glace formée sera polycristalline ; la croissance épitaxiale nécessite en effet un substrat très lisse alors que la surface martienne est généralement rugueuse et poussiéreuse.

L'observation de grands parcours optiques dans les dépôts saisonniers martiens a confirmé ce mode privilégié de formation. Kieffer (1970b) puis Larson & Fink (1972) et Calvin (1990) ont ainsi suggéré des parcours centimétriques à décimétriques dans la glace carbonique saisonnière d'après l'analyse de spectres acquis depuis la Terre et l'orbite de Mars. James *et al.* (1979) a observé sur les images Viking que la calotte permanente sud semble être visible à travers les condensats saisonniers, suggérant qu'ils sont transparents, ce qui implique de grands parcours optiques dans la glace.

Plus récemment, les instruments TES et OMEGA ont permis de préciser la répartition spatiale des dépôts saisonniers sous forme de couche compacte par l'analyse de leur signature spectrale. Pendant les hivers nord et sud, de grands parcours optiques sont observés au niveau des dépôts saisonniers situés en dehors de la nuit polaire (Titus *et al.*, 2001; Langevin *et al.*, 2007). Au Sud, cela correspond à une couche de CO₂ de 20 à 50 cm d'épaisseur très peu contaminée par de la poussière (Langevin *et al.*, 2007). Lorsque le

1. Le parcours optique correspond à la distance moyenne entre deux centres diffusants, et n'est pas nécessairement égal à la taille des grains composant la glace.

Soleil éclaire à nouveau le pôle sud, la calotte permanente est recouverte de glace carbonique dense et transparente (Kieffer *et al.*, 2000; Langevin *et al.*, 2007), confirmant les observations de James *et al.* (1979). Au printemps sud, la région cryptique est elle aussi recouverte de dépôts denses¹ (Kieffer *et al.*, 2000; Langevin *et al.*, 2006, 2007). Dans l'hémisphère nord, seul le champ de dunes circumpolaires est couvert d'une couche dense de glace carbonique au printemps (Kieffer & Titus, 2001) ; le comportement de cette région se rapproche de celui de la région cryptique sud (voir partie 1.3.2.4).

Si la condensation de glace carbonique sous forme d'une couche compacte est avérée, ce n'est pas le seul mode de déposition. En effet, la densité des dépôts saisonniers atteindrait par endroits $0,4 \text{ g.cm}^{-3}$, bien en-dessous de la densité de la glace carbonique, $1,56 \text{ g.cm}^{-3}$. Avec une densité aussi faible, les dépôts seraient sous forme de neige plutôt que de glace compacte. Certaines observations des régions polaires pendant la nuit permanente effectuées par les instruments IRIS (Mariner 9), IRTM (Viking) et TES (MGS) attesteraient d'une déposition de neige carbonique. Ces trois spectromètres ont mis en évidence des zones très localisées dans l'espace et dans le temps ayant des températures de brillance inférieures à 135 K, alors que la température de condensation du CO₂ est de l'ordre de 145-150 K dans les conditions de pression martienne. Ces zones ont été nommées « zones de faible émission » par Forget *et al.* (1995). Plusieurs hypothèses permettent d'expliquer leur occurrence :

- Enrichissement en gaz non condensables : localement, aux endroits où la condensation de CO₂ est la plus intense, les mouvements atmosphériques n'arriveraient plus à compenser l'appauvrissement en CO₂. La pression partielle de cette molécule diminuerait alors que le rapport de mélange des gaz non condensables augmenterait. D'après la loi de pression de vapeur saturante, cela entraînerait une diminution de la température de la glace carbonique (voir partie 1.3.1). Cette hypothèse, proposée par Kieffer *et al.* (1977), est peu probable car elle impliquerait de forts gradients horizontaux et verticaux du poids moléculaire moyen de l'atmosphère, une situation très instable (Hess, 1979). Cependant, elle a été remise à l'ordre du jour depuis la détection par l'instrument GRS d'un enrichissement de l'atmosphère en argon pendant la nuit polaire (Sprague *et al.*, 2004). Ce processus a depuis été modélisé par GCM (Forget *et al.*, 2006b).
- Faible émissivité des dépôts saisonniers : des études en laboratoire (Ditteon & Kieffer, 1979; Warren, 1986; Hansen, 1997) et au moyen de modèle de transfert radiatif (Warren *et al.*, 1990) ont montré que la taille des grains influence fortement l'émissivité de la glace carbonique dans l'infrarouge thermique. Des grains de quelques millimètres en surface induiraient une émissivité suffisamment basse pour que la température de brillance soit compatible avec les observations IRIS, IRTM et TES.
- Présence de nuages de glace carbonique : d'après Hunt (1980), des particules de CO₂ d'une dizaine de microns en suspension dans l'atmosphère rétrodiffuseraient efficacement le rayonnement thermique vers la surface qui l'absorberait. La température

1. Hugh Kieffer précise que les futurs explorateurs martiens auront intérêt à s'équiper de patins à glace pour explorer cette couche saisonnière de glace compacte et lisse !

de brillance observée serait alors inférieure à la température réelle de la surface et compatible avec les températures de brillance observée par IRIS, IRTM et TES.

Cependant, [Forget et al. \(1995\)](#) ont montré que des particules de CO₂ de 10 μm ne seraient pas stables dans l'atmosphère et précipiteraient. Pour qu'un nuage de glace carbonique reste en suspension dans l'atmosphère, il faut qu'il soit composé de particules inférieures à 5 μm. Or les propriétés radiatives de telles particules ne permettent pas de reproduire la signature spectrale des zones de faible émission observée par IRIS. Un nuage de glace carbonique ne permet donc pas d'expliquer les zones de faible émission.

Par contre, on peut reproduire les spectres observés par des particules atmosphériques de CO₂ plus grosses, de l'ordre de 20 μm, contaminées par des particules de poussière ou de glace de H₂O de 1 μm. La taille de ces particules de CO₂ leur permet de rétrodiffuser efficacement le rayonnement émis par la surface. Par ailleurs, la glace de H₂O absorbe et réemet efficacement le rayonnement thermique. La température des particules de CO₂ atmosphériques est inférieure à celle de la glace carbonique en surface du fait de la pression plus faible. Les particules de H₂O vont donc émettre efficacement cette faible température de brillance vers l'espace. La taille de telles particules de CO₂ ne leur permet pas de rester en suspension dans l'atmosphère, elles vont précipiter à la surface en grossissant pendant leur chute. Or [Forget et al. \(1995\)](#) reproduisent également la signature spectrale des zones de faible émission par un dépôt de particules de CO₂ de 2 mm contaminées par de l'eau et de la poussière. On peut donc expliquer ces zones de faible émission par des précipitations de neige carbonique pendant la nuit polaire, qui forment un dépôt de neige carbonique fraîche en surface ([Forget et al. , 1995](#)).

Plusieurs observations viennent appuyer cette hypothèse. D'une part, les périodes de forte opacité atmosphérique, comme les tempêtes de poussière, sont suivies d'une occurrence accrue des zones de faible émission ([Forget et al. , 1995; Kieffer & Titus, 2001; Cornwall & Titus, 2009](#)). La forte émissivité des aérosols de poussière leur permet de refroidir efficacement l'atmosphère, entraînant une augmentation du taux de condensation de CO₂ atmosphérique. Par modélisation du bilan radiatif, [Pollack et al. \(1990\)](#) ont ainsi montré que si on augmente l'opacité des aérosols de poussière de 0 à 5, on passe d'un régime de condensation au sol à un régime de condensation quasi exclusivement dans l'atmosphère. De plus, les particules de poussière comme les particules de glace d'eau peuvent servir de noyaux de nucléation, facilitant la condensation du CO₂ atmosphérique ([Glandorf et al. , 2002](#)). Enfin, l'altimètre laser MOLA a observé des nuages dans la nuit permanente des régions polaires nord et sud, très vraisemblablement composés de glace carbonique ([Ivanov & Muhleman, 2001](#)). Certains échos laser ont la forme de filaments descendant des nuages, ce qui correspondrait à l'observation directe de précipitation de neige carbonique ([Colaprete & Toon, 2002](#)).

Si la signature spectrale des zones de faible émission ne permet pas de distinguer la neige atmosphérique de la neige en surface, leur répartition spatiale permet par contre de faire cette distinction. Les observations TES indiquent que la majorité des zones de faible émission est corrélée à la topographie, se produisant au niveau des cratères ou des pentes des calottes permanentes ([Titus et al. , 2001; Cornwall & Titus, 2009, 2010](#)). Les auteurs de ces études suggèrent qu'on est alors en présence de neige carbonique en surface ou proche de la surface, formée par refroidissement adiabatique lors de la montée des masses d'air le long

des pentes. Certaines zones de faible émission ont la forme d'une traînée s'étendant du côté à l'abri du vent des cratères, suggérant un transport éolien de neige (Thomas & Veverka, 1979) ou une condensation de CO₂ dans une onde de gravité générée par la présence du cratère (Titus *et al.*, 2001). Les zones de faible émission non corrélées à la topographie sont quant à elles plus étendues et associées à une supersaturation¹ de l'atmosphère vers 15 km (Eluszkiewicz *et al.*, 2008). Elles correspondraient donc à des tempêtes de neige (Titus *et al.*, 2001).

Si les zones de faible émission apparaissent fréquemment dans la nuit permanente des régions polaires nord et sud, elles ne persistent que quelques jours, voire quelques semaines (Titus *et al.*, 2001; Cornwall & Titus, 2009, 2010). Eluszkiewicz *et al.* (2005) émettent l'hypothèse que les particules de CO₂ déposées en surface vont rapidement fusionner ensemble pour minimiser leur énergie de surface, aboutissant à une couche peu poreuse contenant de petits pores sphériques qui disparaîtront par migration et densification. Une autre hypothèse est que le CO₂ atmosphérique se condense directement sur ces petits grains, formant des grains plus gros (Forget & Pollack, 1996). Cela expliquerait pourquoi on ne voit plus de zones de faible émission lorsque le Soleil éclaire à nouveau les régions polaires.

Titus *et al.* (2001) rapporte que dans l'hémisphère nord, le maximum d'occurrence des zones de faible émission se produit à la fin de l'automne. Les dépôts de neige carbonique ne représentent alors qu'environ 10% de la surface couverte par les dépôts saisonniers. Le mode de déposition privilégié est donc une condensation de CO₂ directement au sol. Mais les dépôts de neige carbonique, de part leur faible émissivité, ont un effet important sur le bilan radiatif. Ils peuvent ainsi réduire de 10 à 20% le taux de condensation du CO₂ (Forget & Pollack, 1996). Le phénomène de précipitation de neige carbonique a été implémenté dans un GCM et permet de reproduire le cycle saisonnier de pression Viking sans avoir à forcer la valeur d'émissivité de la glace carbonique à une valeur artificiellement basse (Forget *et al.*, 1998).

1.3.2.4 La région cryptique

De nombreux auteurs ont rapporté qu'à l'exception de la région cryptique, l'albédo des dépôts saisonniers nord et sud augmente avec l'insolation au printemps (Paige, 1985; Kieffer *et al.*, 2000; Kieffer & Titus, 2001; James & Cantor, 2001; James *et al.*, 2001; Langevin *et al.*, 2007). L'étude des spectres acquis dans le proche infrarouge et dans l'infrarouge thermique montre que ce phénomène est dû à une diminution de la taille des grains de glace carbonique (Kieffer & Titus, 2001; Langevin *et al.*, 2007).

La région cryptique, qui fait exception à cette tendance générale, présente deux caractéristiques à priori contradictoires : un albédo faible, signalant la présence de poussière, et une température proche de 140 K, indiquant la présence de glace carbonique. Deux hypothèses ont été avancées pour expliquer cette situation (Kieffer *et al.*, 2000) :

- Une couche de poussière recouvrirait la glace carbonique. Elle serait suffisamment mince pour être à la température du CO₂ mais suffisamment épaisse pour imposer un albédo faible.

1. On parle de supersaturation lorsque la température de l'atmosphère est inférieure à la température de condensation du CO₂ à la pression considérée.

- La glace carbonique serait très transparente, de telle sorte que les photons des gammes visible et proche infrarouge atteignent le sol sous-jacent. La glace de CO₂ imposerait ainsi la température de 140 K tandis que l'albédo serait contrôlé par le substrat.

L'observation de grands parcours optiques dans la glace par l'instrument TES plaide en faveur de l'hypothèse d'une glace transparente (Kieffer *et al.*, 2000). Cependant, les spectres acquis par les instruments OMEGA et CRISM indiquent que la glace de CO₂, bien qu'étant compacte, est rapidement recouverte d'une mince couche de poussière (Langevin *et al.*, 2006, 2007; Brown *et al.*, 2010). Par ailleurs, la caméra MOC a observé des structures d'albédo très intriguantes au niveau de la région cryptique (Malin *et al.*, 1998; Malin & Edgett, 2001). Au lever du Soleil, des taches sombres constellent les dépôts saisonniers et leur nombre augmente rapidement. Des traînées sombres partent de ces taches. Des structures en forme d'araignée, les « spiders », sont observables à la fois en été et en hiver, lorsque la région est recouverte de glace carbonique (Piqueux *et al.*, 2003) (voir figure 1.20). Ces observations ont été complétées par celles de l'imageur multispectral THEMIS à bord de Mars Odyssey, qui a montré que les taches et traînées sombres sont à la température du CO₂ (Kieffer *et al.*, 2006; Kieffer, 2007). Par la suite, la caméra HiRISE a photographié cette « zoologie » de structures à la résolution de 25 cm par pixel (Hansen *et al.*, 2010b; Thomas *et al.*, 2010) (voir figure 1.20).

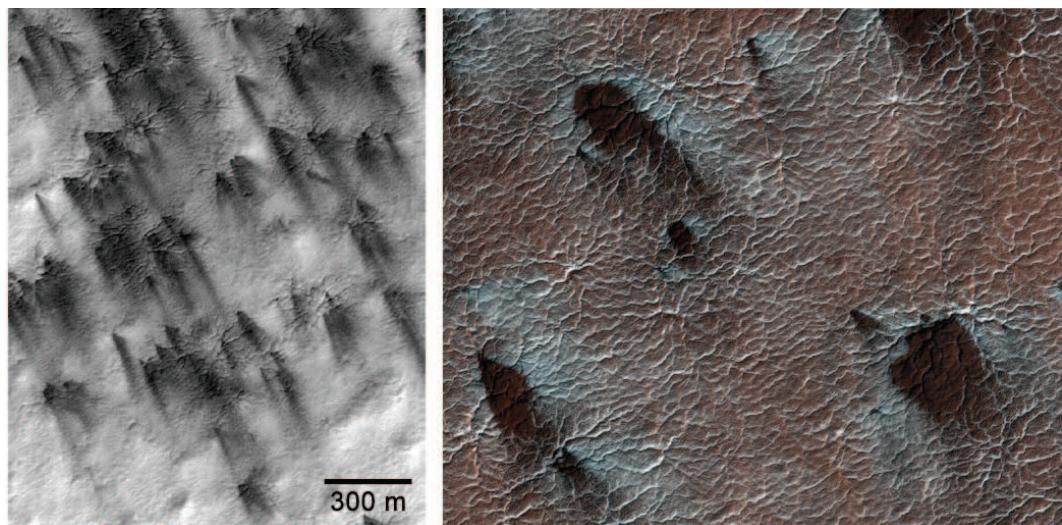


FIGURE 1.20 – Gauche : observation MOC acquise à L_s 208° par 85.4°S / 257.1°O (d'après Piqueux *et al.* (2003)). Elle montre que les traînées de poussière prennent leur origine au niveau des « spiders ». Certaines traînées de poussière ont une forme en V, ce qui indique que le vent a changé de direction pendant leur formation. Droite : observation HiRISE acquise à L_s 200° par 86.4°S / 99.0°E, d'une largeur d'environ 1 km (d'après Portyankina *et al.* (2010)). Des traînées de poussière recouvrent la couche de glace carbonique. Celle-ci, partiellement transparente, laisse entrevoir le substrat qui prend une couleur rougeâtre. Si la couche de CO₂ était totalement transparente, on ne pourrait pas distinguer les traînées de poussière. Les zones brillantes entourant les traînées de poussière pourraient correspondre à du givre de CO₂ fraîchement condensé (Thomas *et al.*, 2010) ou à de la poussière partiellement enfouie dans la glace (Pommerol *et al.*, 2011).

Un scénario proposé par Kieffer (2000) puis modélisé par Kieffer (2007) permet d'expli-

quer l'origine de ces structures et concilie les deux hypothèses avancées pour rendre compte du faible albédo de la région cryptique (voir figure 1.21). Au lever du Soleil, la majeure partie de l'insolation est absorbée par les grains de poussière inclus dans la glace de CO₂. Les grains de poussière chauffent, formant autour d'eux une bulle de gaz carbonique¹, et s'enfoncent dans la glace qui peu à peu se nettoie et devient transparente. Lorsque l'insolation atteint le substrat, celui-ci se réchauffe et entraîne une sublimation basale de la couche de glace. La pression augmente sous cette couche jusqu'à ce qu'elle casse en son point le plus fragile, expulsant un geyser de CO₂ sous pression. En convergeant vers la porte de sortie, le CO₂ sous pression creuse le sol, générant les structures aranéiformes. Le geyser de CO₂ entraîne avec lui de la poussière qui se dépose à la surface de la glace, formant des traînées sombres orientées dans la direction du vent.

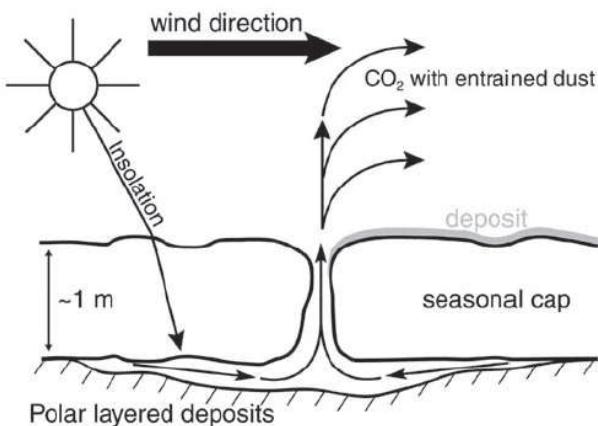


FIGURE 1.21 – Illustration du scénario permettant d'expliquer la formation des « spiders », des geysers et des traînées de poussière. Image extraite de Piqueux *et al.* (2003).

Plus la poussière contamine la surface de la couche de glace, moins l'énergie solaire parvient à sa base, diminuant l'efficacité du processus de geysers. Les observations OMEGA et CRISM indiquent que dès le début du printemps, la couche de glace carbonique est recouverte de poussière, le maximum de contamination étant atteint vers $L_s=230^\circ$ (Langewein *et al.*, 2006, 2007; Brown *et al.*, 2010). Par ailleurs, des taches sombres recouvrent déjà les dépôts saisonniers alors qu'ils ne sont éclairés que par un Soleil rasant Aharonson *et al.* (2004). Cela suggère que le phénomène de geysers commencerait dans la nuit polaire. Aharonson *et al.* (2004) et Kieffer (2007) proposent que la sublimation basale est initiée par l'onde de chaleur saisonnière, la chaleur accumulée par le sous-sol en été étant relâchée en hiver. Cependant, Pilorget *et al.* (2011) montrent que cette contribution est négligeable et ne permet pas d'expliquer l'occurrence de geysers pendant la nuit polaire. L'explication pourrait se trouver dans la rugosité à petite échelle de la surface (Pilorget *et al.*, 2011; Pommerol *et al.*, 2011). Lorsque le Soleil est rasant, les pentes exposées vers l'équateur

1. On appelle ce processus un « effet de serre à l'état solide », dont le principe est le même que l'effet de serre atmosphérique. La glace de CO₂ a des bandes d'absorption très étroites dans les gammes visible et proche infrarouge, mais elle absorbe fortement le rayonnement thermique. La majorité du rayonnement solaire pénètre donc à l'intérieur de la glace carbonique jusqu'à se faire absorber par un grain de poussière. Celui-ci communique par conduction ou ré-émet l'énergie absorbée en rayonnement thermique qui est absorbé par la glace de CO₂, entraînant sa sublimation. Le dépôt d'énergie ne se fait donc pas en surface mais à l'intérieur de la couche de glace carbonique.

reçoivent beaucoup plus d'énergie que les terrains plats. Le processus de nettoyage de la glace se produisant rapidement (Portyankina *et al.*, 2010), la glace sur ces pentes va rapidement devenir transparente et la sublimation basale pourra commencer. Par ailleurs, la rugosité de la surface peut favoriser la présence de points de rupture dans la couche de glace (Pommerol *et al.*, 2011). Le processus de geysers serait donc initié avec un Soleil rasant au niveau des pentes exposées vers l'équateur.

Pour quelle raison la glace est-elle préférentiellement transparente dans la région cryptique ? Certains auteurs ont cherché une corrélation avec la nature du terrain, mais sans résultat (Kieffer *et al.*, 2000). Une étude climatique à l'aide d'un GCM suggère que l'explication réside dans le mode d'accumulation des dépôts saisonniers (Colaprete *et al.*, 2005). L'étude montre que la région polaire sud de Mars est divisée en deux secteurs climatiques distincts : la présence des bassins d'Hellas et d'Argyre génère une onde stationnaire, avec une zone de haute pression dans la région cryptique et une zone de basse pression dans l'hémisphère opposé. L'atmosphère dans la zone de basse pression est plus souvent supersaturée, la précipitation de neige carbonique y est donc plus fréquente. A l'inverse, le mode d'accumulation privilégié dans la région cryptique est la condensation directe en surface, qui permet à une glace dense et transparente de se former. L'instrument PFS à bord de Mars Express a confirmé cette dichotomie climatique par des mesures de température atmosphérique (Giuranna *et al.*, 2008).

Les dépôts saisonniers nord possèdent eux aussi leur région cryptique. Si au sud, aucune corrélation évidente n'apparaît entre sa localisation et la nature du terrain, la région cryptique nord est corrélée avec le champ de dunes circumpolaires sombres (Kieffer & Titus, 2001). Comme au sud, la région cryptique nord se couvre de taches et de traînées sombres au printemps, mais leur densité est plus faible qu'au sud (Piqueux & Christensen, 2008). La raison à cela pourrait être la distance au Soleil entre le printemps nord et sud : Mars étant située plus loin du Soleil pendant le printemps nord, la région cryptique nord reçoit moins d'énergie et la sublimation basale est moins intense (Piqueux & Christensen, 2008).

La caméra HiRISE a permis de suivre en détail l'évolution des traînées sombres se formant sur le flanc des dunes de l'erg polaire nord (Hansen *et al.*, 2010a, 2011) (voir figure 1.6). La poussière sort de la couche de glace carbonique au sommet de la dune, puis « coule » progressivement le long du flanc de la dune. Ce phénomène entraîne une érosion progressive du sommet de la dune, pouvant atteindre 10 m au cours d'une saison (Hansen *et al.*, 2011), analogue au procédé de formation des « spiders » au sud.

1.3.3 La glace permanente de CO₂ australe

A la fin du printemps nord, les dépôts saisonniers de glace carbonique disparaissent entièrement et révèlent une calotte permanente de glace d'eau, comme l'indiquent les mesures de température effectuées par l'instrument IRTM à bord de la sonde Viking (Kieffer *et al.*, 1976). Ce même instrument a montré que la glace de CO₂ est par contre présente toute l'année au sommet de la calotte permanente sud (Kieffer, 1979). Or la calotte permanente sud se situe à plus haute altitude que la calotte permanente nord. Par conséquent, la pression atmosphérique y est plus faible et la température d'équilibre de la glace de CO₂ aussi : il y a moins d'émission thermique pour contrebalancer l'insolation. L'effet de

l'altitude impose donc une stabilité plus faible de la glace carbonique au sud, ce qui est contradictoire avec les observations (Murray & Malin, 1973). Cependant, dès lors que de la glace de CO₂ est présente en été au pôle sud, sa très faible inertie thermique empêche toute progression d'une onde de chaleur. Au Nord en revanche, la forte inertie thermique de la glace d'eau permet de stocker une grande quantité d'énergie qui remonte à la surface en hiver. La présence de glace de CO₂ au pôle sud induit donc une forte boucle de rétroaction positive qui permet dans une certaine mesure sa stabilité d'une année sur l'autre (Jakosky & Haberle, 1990).

En 1969, Barker *et al.* (1970) observent depuis la Terre une concentration accrue en vapeur d'eau dans l'atmosphère au-dessus du pôle sud. Jakosky & Barker (1984) suggèrent que la glace de CO₂ ne constitue qu'une fine couche recouvrant une calotte de glace d'eau et que cette année-là, la couche de CO₂ a complètement disparu. Bien qu'on n'ait jamais observé directement la disparition totale de la couche de glace carbonique, plusieurs observations ont confirmé le fait que la calotte permanente sud est majoritairement constituée de glace d'eau. L'instrument THEMIS a observé des températures compatibles avec de la glace d'eau au bord de la calotte permanente sud (Titus *et al.*, 2003) et les images hyperspectrales acquises par l'instrument OMEGA indiquent que ces régions sont constituées de glace d'eau très poussiéreuse (Bibring *et al.*, 2004b; Douté *et al.*, 2007).

Les observations à haute résolution spatiale de la calotte permanente sud révèlent sa texture très singulière : une myriade de dépressions circulaires sont percées à travers la couche de CO₂ (Thomas *et al.*, 2000). Cette texture a été baptisée « Gruyère suisse », ou *Swiss cheese* en anglais. Les dépressions, d'une dizaine de mètres de profondeur (Prettyman *et al.*, 2004; Thomas *et al.*, 2005; Mouginot *et al.*, 2009), mettent à jour la calotte permanente d'eau (Byrne & Ingersoll, 2003; Bibring *et al.*, 2004b) (voir figure 1.22, image du haut). L'analyse de ces dépressions sur plusieurs années martiennes indique que leurs flancs reculent de plusieurs mètres par année martienne (Malin *et al.*, 2001; Thomas *et al.*, 2005, 2009) (voir figure 1.22, images du bas). Cependant, le sommet de la couche de glace carbonique, d'albédo élevé, serait plutôt en accumulation. On peut donc supposer qu'une partie du CO₂ libéré par l'ablation des flancs des dépressions se recondense sur la surface en amont. Il est néanmoins difficile de savoir si ce cycle est fermé ou si une fraction non négligeable du CO₂ s'échappe dans l'atmosphère. On ne peut donc pas encore prédire avec certitude le destin du *Swiss cheese*.

Pour quelle raison la calotte permanente sud est-elle à ce point décentrée par rapport au pôle géographique ? L'explication pourrait être la même que celle qui rend compte de la localisation de la région cryptique. L'accumulation de glace carbonique par précipitation est plus fréquente dans le secteur anticryptique, auquel appartient la calotte permanente sud, que dans la région cryptique. Le CO₂ déposé par précipitation est sous forme de petits grains, conférant à la calotte permanente sud un fort albédo qui limite sa sublimation au printemps et en été (Colaprete *et al.*, 2005). Jakosky & Haberle (1990) ont en effet montré qu'une faible diminution de l'albédo de la calotte permanente sud entraînerait la disparition de la couche de CO₂ en été. Par ailleurs, la précipitation de neige carbonique s'ajoutant à la condensation directe sur la calotte permanente sud, la masse de CO₂ accumulée y serait plus importante qu'au niveau de la région cryptique (Giuranna *et al.*, 2008). L'asymétrie climatique engendrée par la présence des bassins d'Hellas et d'Argyre

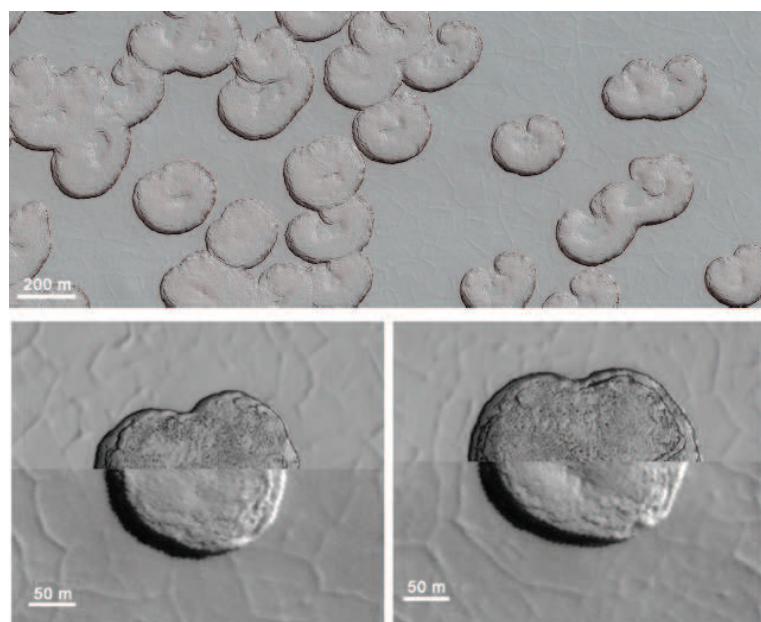


FIGURE 1.22 – Haut : texture en *Swiss cheese* de la calotte permanente sud observée par la caméra HiRISE (MRO) à $L_s=285^\circ$ (image PSP_004687_0930). La couche de glace de CO₂ correspond au terrain relativement lisse, marqué de structures polygonales. La glace d'eau affleure au fond des dépressions. Le Soleil éclaire la scène depuis le bas de l'image. Bas : érosion du *Swiss cheese*. La partie supérieure des deux images est extraite de l'image HiRISE PSP_005517_0930, acquise à $L_s=323^\circ$ pendant l'année martienne 28, tandis que la partie inférieure est extraite de l'image MOC M09-00609, acquise à $L_s=237^\circ$ pendant l'année martienne 24. Le Soleil éclaire les scènes depuis la gauche de l'image. Le flanc des dépressions circulaires a reculé d'une quinzaine de mètres entre ces deux observations. Image extraite de [Thomas et al. \(2009\)](#).

serait donc responsable de la position décentrée de la calotte permanente sud de CO₂.

La présence de glace de CO₂ permanente permet de tamponner la pression atmosphérique ([Leighton & Murray, 1966](#)). Si une perturbation du système {atmosphère-calotte} entraîne une accumulation nette de glace carbonique, la baisse de la pression atmosphérique résultante empêche cette accumulation de se poursuivre. Inversement, une ablation nette de la glace de CO₂ permanente entraîne une augmentation de la pression atmosphérique qui retarde la sublimation. Le système {atmosphère-calotte} aura donc tendance à converger vers un état de pression atmosphérique d'équilibre. Ce paramètre est crucial à l'échelle des temps géologiques car il contrôle en partie la présence d'eau à l'état liquide à la surface de Mars. Cependant, cet effet tampon n'est possible que dans le cas où le réservoir de glace carbonique est suffisamment important. En effet, la disparition de la glace de CO₂ permanente ne permettrait plus de réguler la pression atmosphérique. Or actuellement, le volume de la couverture permanente de glace carbonique est d'environ 380 km³, soit moins de 3% de la masse totale de l'atmosphère martienne ([Thomas et al. , 2009](#)). L'effet tampon est donc fortement remis en cause.

Cependant, d'autres réservoirs de CO₂ peuvent être présents sur Mars. Des clathrates hydrates de CO₂ enfouis dans les calottes permanentes pourraient rester stables même pour une obliquité de 60° ([Jakosky et al. , 1995](#)). Des études thermiques et mécaniques montrent

toutefois qu'ils ne constituaient qu'une partie très minoritaire des calottes permanentes (Mellon, 1996; Nye *et al.*, 2000). Les carbonates forment également une source potentielle de CO₂, même si on n'en a détecté que de très faibles quantités à la surface de Mars (Morris *et al.*, 2010). Récemment, des chercheurs ont découvert grâce aux données du radar Shara (MRO) un réservoir de glace carbonique situé dans le sous-sol des régions polaires sud (Phillips *et al.*, 2011). Le volume de ce réservoir équivaut à 30 fois celui de la couverture superficielle de CO₂ de la calotte permanente sud, soit 90% de la masse atmosphérique actuelle. Lorsque l'obliquité de Mars était plus marquée, ce réservoir devait être présent dans l'atmosphère et le climat résultant différent de celui qu'on connaît à l'heure actuelle.

1.4 Le cycle de l'eau

Bien que la vapeur d'eau soit un composant minoritaire de l'atmosphère martienne, elle est au cœur d'un cycle saisonnier organisé autour de plusieurs réservoirs. Nous commencerons par détailler ces réservoirs d'eau et leur éventuelle variabilité saisonnière. Puis nous décrirons les échanges entre ces réservoirs et leur modélisation au moyen de GCMs. Une attention toute particulière sera portée aux interactions surface/atmosphère dans la région polaire nord de Mars.

1.4.1 Les différents réservoirs d'eau

1.4.1.1 Vapeur d'eau

Depuis sa détection par Dollfus (1963) et Spinrad *et al.* (1963), la vapeur d'eau a été l'objet de nombreuses observations télescopiques dans une vaste gamme du spectre électromagnétique. Fouchet *et al.* (2007) dresse une bibliographie exhaustive de ces différentes études. Suite aux premières mesures de l'abondance de vapeur d'eau depuis l'orbite de Mars par l'instrument IRIS (Mariner 9) (Conrath *et al.*, 1973), les instruments MAWD (Viking) ont dressé un tableau de son évolution spatiale au cours d'une année martienne (Jakosky & Farmer, 1982). Ces observations montrent qu'en moyenne annuelle, la quantité intégrée de vapeur d'eau sur une colonne atmosphérique, ou densité de colonne de vapeur d'eau, est de l'ordre de 10 microns précipitables. La vapeur d'eau est plus abondante dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, atteignant un maximum d'environ 130 microns précipitables au-dessus des régions polaires nord peu après le solstice d'été. Des mesures par les sondes Phobos (Rosenqvist *et al.*, 1992) et Mars Pathfinder (Titov *et al.*, 1999) sont venues compléter ces premières observations.

La description la plus complète du cycle de la vapeur d'eau atmosphérique et de sa variabilité interannuelle a été fournie par les observations TES (MGS), acquises pendant trois années martiennes (Smith, 2002, 2004). La figure 1.23 présente le résultat de ces mesures. La densité de colonne de vapeur d'eau obtenue par TES suit la même évolution annuelle que celle observée par MAWD. Toutefois, TES observe un maximum relatif au-dessus des régions polaires sud en été, absent des données MAWD car ces régions étaient alors mas-

quées par une importante tempête de poussière¹ (Jakosky & Farmer, 1982). Les données TES n'indiquent quasiment pas de variabilité interannuelle du cycle de la vapeur d'eau. Notons tout de même que TES a obtenu des valeurs globalement plus faibles que MAWD, le maximum mesuré par TES pendant l'été nord étant de $75 \mu\text{m}$ précipitables contre $130 \mu\text{m}$ précipitables pour MAWD. Cette différence pourrait indiquer une variabilité interannuelle à l'échelle de la dizaine d'années martiennes. Cependant, les densités de colonne obtenues par MAWD ont récemment été revues à la baisse, en prenant en compte une nouvelle base de données spectroscopique et la distribution verticale non homogène de la vapeur d'eau (Fedorova *et al.*, 2010). Si la nouvelle estimation du maximum pendant l'été nord est cette fois compatible avec les données TES, l'abondance en vapeur d'eau globale obtenue par MAWD est plus faible d'un facteur 1,5 à 2 par rapport aux données TES. La nature de cette différence n'est pas claire et il est pour l'instant risqué de conclure sur une variabilité interannuelle entre les missions Viking et MGS.

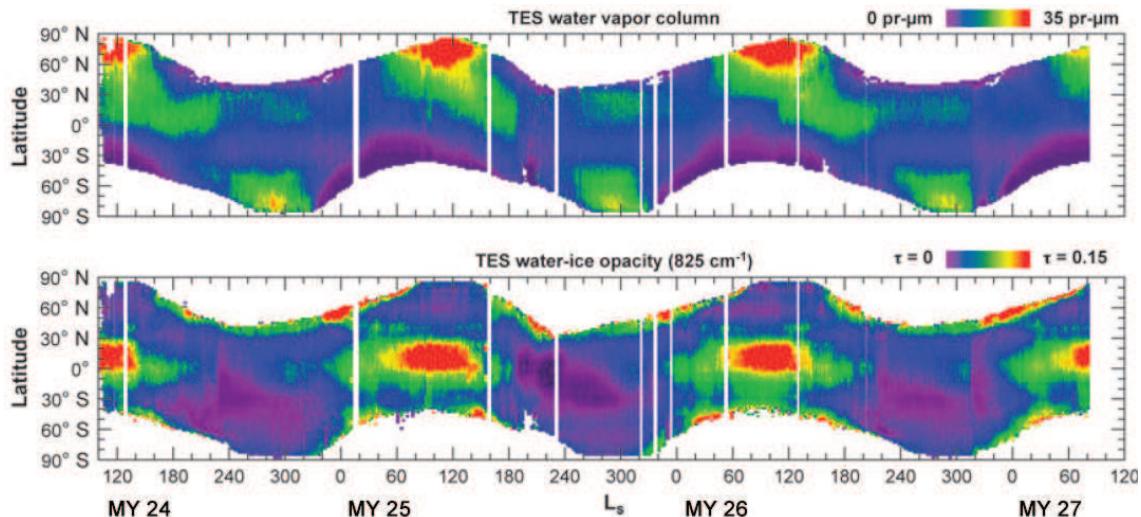


FIGURE 1.23 – Densité de colonne de vapeur d'eau (haut) et opacité des nuages de glace d'eau (bas) sur trois années martiennes en fonction de la latitude. Ces figures ont été obtenues en moyennant les mesures selon la longitude. Notez la répétabilité du cycle de la vapeur d'eau et des nuages, ce dernier étant caractérisé par deux maxima locaux : la ceinture de nuages tropicaux en été et le *polar hood* proche du bord des condensats saisonniers. Figure extraite de Smith (2008).

Les sondes Mars Express et MRO ont continué le suivi de la vapeur d'eau atmosphérique. A bord de Mars Express, l'instrument PFS observe la vapeur d'eau dans l'infrarouge thermique tandis que les instruments OMEGA et SPICAM l'observent dans le proche-infrarouge. L'évolution spatio-temporelle de l'abondance en vapeur d'eau obtenue par ces trois instruments est sensiblement la même que celle obtenue par TES (Fouchet *et al.*, 2007; Melchiorri *et al.*, 2007; Fedorova *et al.*, 2006). Les différences observées seraient inhérentes aux techniques de détection utilisées, celles travaillant dans l'infrarouge proche

1. MAWD détectait la vapeur d'eau par son absorption à $1.38 \mu\text{m}$, longueur d'onde fortement affectée par la diffusion par les aérosols de poussière (Fedorova *et al.*, 2004). TES détectait par contre la vapeur d'eau par ses bandes rotationnelles à environ $30 \mu\text{m}$ et n'était donc pas affecté par la poussière atmosphérique.

étant plus sensibles à l'effet des aérosols (Fouchet *et al.*, 2007). A bord de la sonde MRO, le suivi de la vapeur d'eau est effectué par les instruments CRISM (proche-infrarouge) (Smith *et al.*, 2009b) et MCS (infrarouge thermique). Ils fournissent eux aussi des abondances en vapeur d'eau comparables à celles obtenues jusqu'à présent par les autres instruments.

1.4.1.2 Nuages de glace d'eau

La présence de nuages de glace d'eau dans le ciel martien est connu depuis longtemps et a fait l'objet de nombreuses observations télescopiques depuis la Terre (Martin *et al.*, 1992). L'occurrence, la morphologie et les propriétés physiques de ces nuages ont été précisées par les multiples sondes en orbite et à la surface de Mars grâce à des techniques très variées, allant de l'imagerie visible au lidar (Smith, 2008). On a observé toute une variété de nuages de glace d'eau, comme des brouillards matinaux, des nuages orographiques au-dessus des édifices volcaniques, de vastes *polar hoods*¹ couvrant les régions polaires de l'hiver au printemps et une ceinture de nuages tropicaux se formant entre $L_s=40^\circ\text{-}140^\circ$ (printemps et été nord) (Kahn, 1984; Pearl *et al.*, 2001; Wang & Ingersoll, 2002). Les observations du spectromètre TES mettent particulièrement en évidence les *polar hoods* et la ceinture équatoriale de nuages (voir figure 1.23). L'extension et l'opacité du *polar hood* de l'hémisphère nord sont plus importantes que ceux de son homologue au sud (Smith, 2004). C'est l'une des raisons pour lesquelles il est plus difficile d'observer le début du recul printanier des dépôts saisonniers nord depuis la Terre (James *et al.*, 1992).

Les nuages se forment lorsque la température atmosphérique descend sous le point de condensation de la glace d'eau à une pression partielle de vapeur d'eau donnée. La distribution verticale des nuages de glace d'eau est donc majoritairement contrôlée par les conditions de saturation de l'atmosphère, qui fluctuent fortement de façon journalière et saisonnière. Pendant l'été sud, très sec, on peut ainsi trouver des nuages à plus de 50 km d'altitude alors que pendant l'été nord, plus humide, des brouillards nocturnes se forment près de la surface. Les atterriseurs à la surface de Mars ont été des témoins privilégiés de ces brouillards. D'astucieuses observations nocturnes de la lune Phobos par l'atterrisseur Viking 2 ont permis de déterminer, à $L_s=130^\circ$ (milieu de l'été nord), la présence d'un brouillard s'étendant sur 400 m au-dessus de la surface (Pollack *et al.*, 1977). A la même saison, l'atterrisseur Phoenix a observé grâce à son lidar la formation d'un brouillard nocturne aux caractéristiques similaires (Whiteway *et al.*, 2009). Ce brouillard est surmonté d'une couche de nuages descendant progressivement vers la surface au cours de la nuit et qui donne lieu à des précipitations de cristaux de glace d'eau en forme de bâtonnets d'environ 35 μm , similaires aux cristaux composant les cirrus terrestres (Whiteway *et al.*, 2004; Gallagher *et al.*, 2005) (voir figure 1.24).

La taille des grains de glace d'eau composant les nuages est plus généralement déterminée en étudiant leurs propriétés diffusives et leur absorption dans l'infrarouge proche et thermique. On distingue deux populations (Clancy *et al.*, 2003) : des aérosols de 1 à 2 μm , observés dans des brumes de haute altitude et dans les *polar hoods*, et des aérosols de 3 à 4 μm composant préférentiellement les nuages de la ceinture équatoriale.

1. *Polar hood* signifie « capuche polaire » en français.

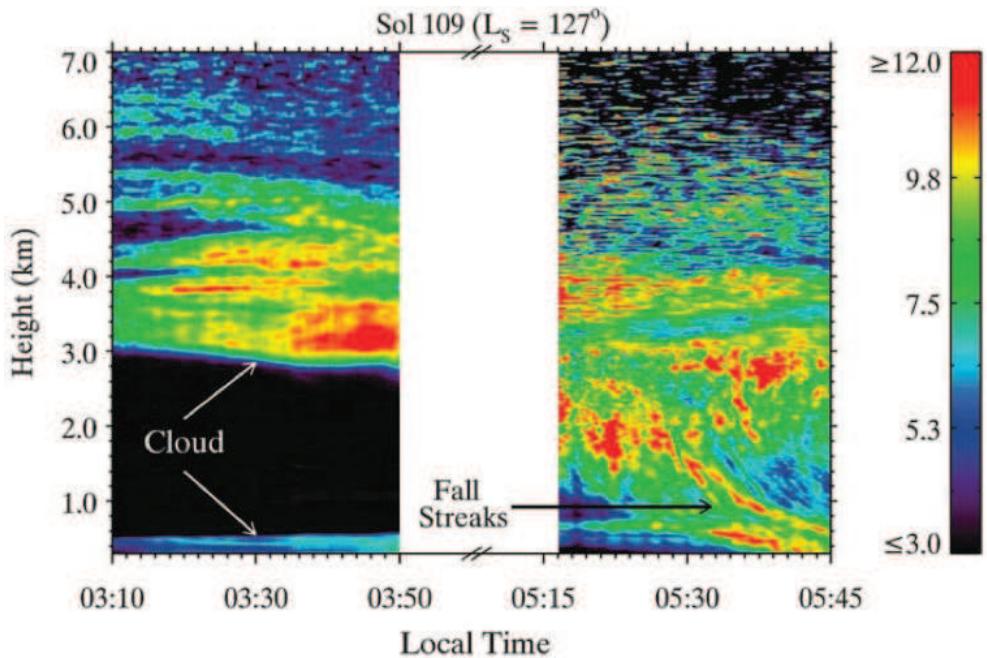


FIGURE 1.24 – Coefficient de rétrodiffusion lidar en fonction de l'altitude et de l'heure locale, obtenu par Phœnix au sol 109 de sa mission ($L_s=127^\circ$). Sur l'image de gauche, un brouillard proche de la surface est surmonté d'une couche de nuages dont la base se situe vers 3 km d'altitude. Ces nuages se rapprochent de la surface au cours de la nuit puis donnent lieu à des précipitations de neige (*fall streaks*). Figure extraite de Whiteway *et al.* (2009).

Alors que sur Terre, la chaleur latente libérée lors de la condensation des nuages est l'un des grands moteurs de la dynamique atmosphérique, elle est négligeable devant l'effet de l'insolation solaire sur Mars (Zurek *et al.*, 1992). Ces auteurs ont ainsi calculé que si l'ensemble de la vapeur d'eau martienne condensait en nuages, la température atmosphérique n'augmenterait que d'un dixième de Kelvin. Les nuages de glace d'eau jouent malgré tout un rôle particulièrement important dans le cycle actuel de l'eau sur Mars. Ils sont capables de mobiliser l'eau sur de grandes distances (Montmessin *et al.*, 2004) et d'altérer la circulation globale de la vapeur d'eau (Clancy *et al.*, 1996). Les aérosols de glace d'eau se formant par condensation autour d'un noyau poussiéreux nettoient l'atmosphère et déposent de la glace d'eau et de la poussière à la surface des régions polaires (Pearl *et al.*, 2001). Ils ont un effet radiatif important, augmentant l'émissivité de l'atmosphère comme le font les aérosols de poussière (Forget *et al.*, 1995). Par ailleurs, le suivi du déplacement des nuages permet de déterminer la direction du vent, une information utile pour contraindre les GCMs (Montmessin *et al.*, 2004).

1.4.1.3 Dépôts saisonniers de glace d'eau

Dans leur article démontrant que les dépôts saisonniers sont très majoritairement composés de glace de CO₂, Leighton & Murray (1966) suggèrent qu'ils contiennent également de la glace de H₂O. A 150 K, température approximative à laquelle le CO₂ condense dans les conditions martiennes de pression, la pression de vapeur saturante de H₂O est d'environ

10^{-7} mbar. Cela équivaut à une densité de colonne de vapeur d'eau d'environ 10^{-3} microns précipitables, soit 4 ordres de grandeur de moins que l'abondance typique de vapeur d'eau dans l'atmosphère martienne (Jakosky & Farmer, 1982; Smith, 2004). La vapeur d'eau présente dans la couche atmosphérique proche de la surface sera donc piégée par les dépôts de CO₂ en formation.

Par ailleurs, la température de solidification de la glace d'eau est supérieure à celle de la glace de CO₂ dans les conditions martiennes de pression et de composition atmosphérique. On a donc suggéré que la formation d'un givre d'eau précède la déposition de la glace de CO₂. Kieffer (1970a) propose également qu'un anneau de glace d'eau se forme autour des condensats de CO₂ lors de leur retrait.

La preuve de la présence de glace d'eau dans les dépôts saisonniers a d'abord été obtenue par des observations depuis la Terre dans l'infrarouge proche. Des spectres des condensats saisonniers nord acquis pendant la deuxième moitié du printemps par Moroz (1964) puis Clark & McCord (1982) montrent une forte signature de glace d'eau. L'absence de signature de glace de CO₂ dans ces spectres conduit les auteurs à suggérer que les dépôts saisonniers sont uniquement composés de glace d'eau à cette période de l'année martienne. Cependant, des expériences en laboratoire menées par Kieffer (1970b) montrent qu'une contamination de la glace de CO₂ par seulement 0,2 % en masse de glace d'eau est suffisante pour masquer la signature spectrale du CO₂. On peut également la masquer en ajoutant 7 mg/cm² de glace de H₂O sur de la glace de CO₂ pure. Kieffer (1970a) suggère donc que l'absence de signature de glace de CO₂ ne garantit pas que les condensats sont uniquement composés de glace d'eau. Les observations dans l'infrarouge thermique effectuées plus tard lui donneront raison : la température des dépôts saisonniers est celle de la glace carbonique pendant la deuxième moitié du printemps nord (Kieffer & Titus, 2001). Ces premiers spectres attestent donc d'une contamination de la glace saisonnière de CO₂ par de la glace d'eau.

Les premières observations des condensats sud au printemps donnent des résultats plus ambigus. Larson & Fink (1972) rapportent que les spectres en infrarouge proche obtenus depuis la Terre ne présentent pas de signature de glace d'eau. Ils en concluent que la contamination en glace d'eau ne dépasse pas 15 microns précipitables, soit 1,5 mg/cm². Cependant, la signature de la glace d'eau est clairement visible au bord des dépôts saisonniers sud lors de leur survol par les sondes Mariner 6 et 7 (Pimentel *et al.*, 1974).

Quelques années plus tard, l'atterrisseur Viking 2, posé par 48°N, observe la déposition d'un givre en surface qui persiste pendant plus de 250 jours martiens (Jones *et al.*, 1979) (voir figure 1.4). On l'associe à la bordure extérieure des dépôts saisonniers. Mais la question de la composition de ce givre se pose : CO₂ ou H₂O ? (Guinness *et al.*, 1979; Jones *et al.*, 1979). Le bilan d'énergie effectué par Hart & Jakosky (1986) démontre que si de la glace carbonique peut se former pendant la nuit à la latitude de l'atterrisseur Viking 2, elle se sublimerait très rapidement dès que le Soleil se lève ; le givre observé est donc composé de glace d'eau. Les auteurs estiment son épaisseur à environ 10 microns. Avec l'augmentation de l'insolation à la fin de l'hiver, le givre se sublime dans les zones exposées au Soleil et se recondense dans les ombres des rochers, où son épaisseur peut atteindre 200 microns (Svitek & Murray, 1990). A la sublimation finale du givre correspond un pic de vapeur d'eau atmosphérique (Svitek & Murray, 1990).

Le spectromètre TES et la caméra hyperspectrale THEMIS équipant les sondes suivantes fonctionnent dans le visible et l'infrarouge thermique. Si on ne peut pas faire la différence entre la glace de CO₂ et la glace de H₂O dans la gamme visible du spectre, leur signature thermique permet pas contre de les distinguer du fait de leur température de solidification/sublimation différente. On observe ainsi qu'à l'échelle de la région polaire nord, le givre d'eau commence probablement à se déposer à L_s~164°, précédant de 15° de L_s l'accumulation de la glace de CO₂ (Kieffer & Titus, 2001). Les auteurs montrent également que les dépôts saisonniers nord de CO₂ sont entourés du solstice d'hiver au solstice d'été par un anneau brillant de température intermédiaire entre la glace de CO₂ et le sol dégivré. La température de cet anneau est compatible avec la présence de glace d'eau (Kieffer & Titus, 2001). A l'aide de l'instrument THEMIS, Wagstaff *et al.* (2008) étudient la répartition spatiale de cet anneau au cours du printemps, rapportant que son extension passe de 3° à 7° de latitude entre le début et la fin du printemps.

Les données proche infrarouge acquises par l'instrument OMEGA confirment sans ambiguïté que cet anneau est composé de glace d'eau (Schmitt *et al.*, 2005; Bibring *et al.*, 2005) (voir figure 1.25). Par ailleurs, la signature spectrale des dépôts saisonniers nord est dominée par la glace d'eau à partir de L_s ~ 45° (Schmitt *et al.*, 2005), confirmant les observations de Moroz (1964). Ces spectres printaniers indiquent que la glace de CO₂ est contaminée par 0,05% à 0,5% en masse de glace d'eau (Schmitt *et al.*, 2005). Au début de l'été nord, la signature spectrale de la calotte permanente nord passe de celle de petits grains de glace d'eau de moins 100 microns à celle de grains de glace d'eau d'environ 1 mm (Langevin *et al.*, 2005b). Ce changement est trop rapide pour pouvoir être expliqué par un métamorphisme de la glace d'eau (Kieffer, 1990). Il correspond à la sublimation finale du givre saisonnier d'eau, révélant les gros grains composant la glace d'eau permanente de la calotte nord. Le même comportement spectral est observé sur le Groenland (Nolin, 1998).

Contrairement aux condensats nord, aucun anneau de glace d'eau n'entoure les condensats sud lors de leur retrait (Langevin *et al.*, 2007). Par ailleurs, la signature spectrale des dépôts saisonniers sud est dominée par la glace de CO₂ pendant une grande partie de la récession. Les images hyperspectrales OMEGA montrent toutefois que le bassin d'Hellas se recouvre de givre d'eau en hiver et que la glace de H₂O contamine les dépôts saisonniers de CO₂ vers l'équinoxe de printemps, à hauteur de moins de 0,05% en masse (Langevin *et al.*, 2007). La présence d'environ 0,01% en masse de glace d'eau est également observée au début de l'été sur la calotte résiduelle de CO₂.

Enfin, l'atterrisseur Phoenix, posé par 68° de latitude nord, photographie les premiers dépôts de givre d'eau vers L_s=112° tôt le matin (Smith *et al.*, 2009). Ces dépôts se subliment au cours de la journée mais leur stabilité augmente jusqu'à la fin de la mission à L_s=149°. Des observations de l'imageur hyperspectral CRISM acquises au niveau du site d'atterrissement de Phoenix confirment que le givre d'eau recouvre durablement la surface à partir de L_s~154° (Cull *et al.*, 2010b). Phoenix ne survivra pas assez longtemps pour voir la glace de CO₂ se déposer, les données de spectroscopie en infrarouge thermique indiquant que cette déposition commence vers L_s=179° (Kieffer & Titus, 2001).

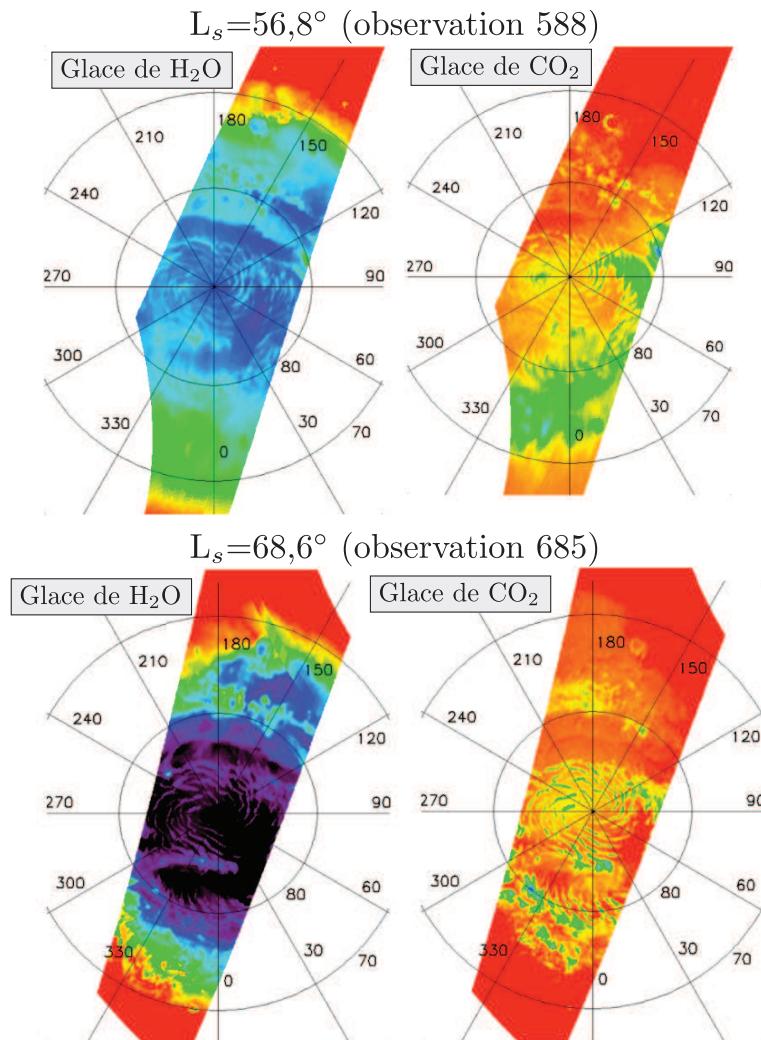


FIGURE 1.25 – Profondeur des bandes à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace de H_2O (à gauche) et à $1,43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 (à droite) pour deux observations OMEGA acquises pendant le printemps de l'année martienne 27, à L_s $56,8^\circ$ (haut) et L_s $68,6^\circ$ (bas). Les profondeurs de bande augmentent du rouge au noir avec une échelle de couleur arc-en-ciel. La signature spectrale de la glace de H_2O s'étend plus au sud que celle de la glace de CO_2 : un anneau de glace d'eau entoure les dépôts saisonniers nord riches en CO_2 . Figure extraite de Schmitt *et al.* (2005).

1.4.1.4 Calottes permanentes

A l'instar des pôles terrestres hébergeant l'Antarctique et le Groenland, les régions polaires martiennes sont chacune le siège d'un édifice glaciaire appelé calotte polaire. Les premières images de ces calottes transmises par les sondes Mariner 9 et Viking révèlent leur structure stratifiée. Elle consiste en une alternance de couches de glace d'eau quasi-horizontales et isochrones plus ou moins riches en poussière (Cutts, 1973), les couches les plus fines faisant environ 10 cm (Herkenhoff *et al.*, 2007). Ce mille-feuilles de glace et de poussière garde l'enregistrement des variations climatiques ayant marqué l'Amazonien, période à laquelle ces dépôts se sont formés (Carr & Head, 2010). Le volume de ces ca-

lettes polaires a pu être déterminé grâce aux radars sondeurs MARSIS (Mars Express) et SHARAD (MRO) : environ 1,14 et 1,60 millions de km³ respectivement au nord et au sud (Plaut *et al.*, 2007; Grima *et al.*, 2009). Prises ensemble, les calottes polaires martiennes ont un volume équivalent à celui de la calotte polaire du Groenland, 2,6 millions de km³. Présentons les caractéristiques respectives de ces deux calottes.

La calotte permanente nord : Cet édifice glaciaire nommé Planum Boreum repose dans la partie la plus basse du bassin de Vastitas Borealis. D'un diamètre de 1300 km, il s'élève à plus de 2700 m des plaines environnantes (Zuber *et al.*, 1998). Une vallée nommée Chasma Boreale (500 km, 50 km de large, 1 à 2 km de profondeur) isole du dôme principal un lobe nommé Gemina Lingula. La calotte permanente nord est composée de deux unités géologiques distinctes :

1. L'unité basale (BU pour *Basal Unit* en anglais). C'est une formation d'1 km d'épaisseur qui repose directement sur Vastitas Borealis. Les sondages radar effectués par les instruments SHARAD et MARSIS montrent que la base de cette unité est remarquablement plate, indiquant une épaisseur de la lithosphère supérieure à 300 km (Phillips *et al.*, 2008). Ces sondages montrent également que l'unité basale ne s'étend pas sur toute la surface occupée par la calotte polaire (Phillips *et al.*, 2008; Putzig *et al.*, 2009) (voir figure 1.26). Les quelques affleurements de l'unité basale révèlent qu'elle est constituée de couches de glace presque pure interstratifiées à des dépôts de sédiments sombres (Herkenhoff *et al.*, 2007). On pense que l'érosion de cette unité est à l'origine du plus vaste champ de dunes du Système Solaire, Olympia Undae, s'étendant sur 2×10^5 km².
2. Les dépôts stratifiés polaires (NPLD pour *North Polar Layered Deposits* en anglais). Ils forment la partie supérieure de la calotte. Constitués de glace d'eau pure à plus de 95 % (Grima *et al.*, 2009), ces dépôts sont incisés par des dépressions de plusieurs centaines de mètres de profondeur, agencées en spirale autour du pôle (voir figure 1.26). Le processus invoqué pour expliquer leur origine fait intervenir une ablation de la face exposée à l'équateur par le vent cabatique, qui dépose le matériau érodé sur la face exposée au pôle (Howard *et al.*, 1982). Ces dépressions offrent une coupe naturelle sur la stratification des NPLD (voir figure 1.27). Alors que nous avons mentionné une pureté de la glace des NPLD supérieure à 95 %, la surface de ces coupes naturelles est très poussiéreuse. Cet aspect est dû à une couche de poussière s'accumulant en surface des NPLD lors de leur ablation.

Au sommet des dépôts stratifiés repose une couche de glace résiduelle d'épaisseur métrique (Herkenhoff *et al.*, 2002; Byrne *et al.*, 2008b). Cette surface est une alternance de creux et de bosses espacés d'une dizaine de mètres (Thomas *et al.*, 2000) (voir figure 1.27). L'instrument OMEGA indique que cette couche est composée de gros grains de glace d'eau très pauvres en poussière (Langevin *et al.*, 2005b). L'observation de gros grains tout au long de l'été nord témoignerait d'une ablation nette de la calotte permanente (Byrne, 2009). Cependant, Kieffer & Titus (2001), Calvin & Titus (2008) et Byrne *et al.* (2008b) rapportent que l'albédo de certaines régions de la calotte reste élevé quasiment tout l'été, ce qui pourrait correspondre localement à une accumulation nette de glace d'eau. On peut voir l'une de ces régions, dénommée

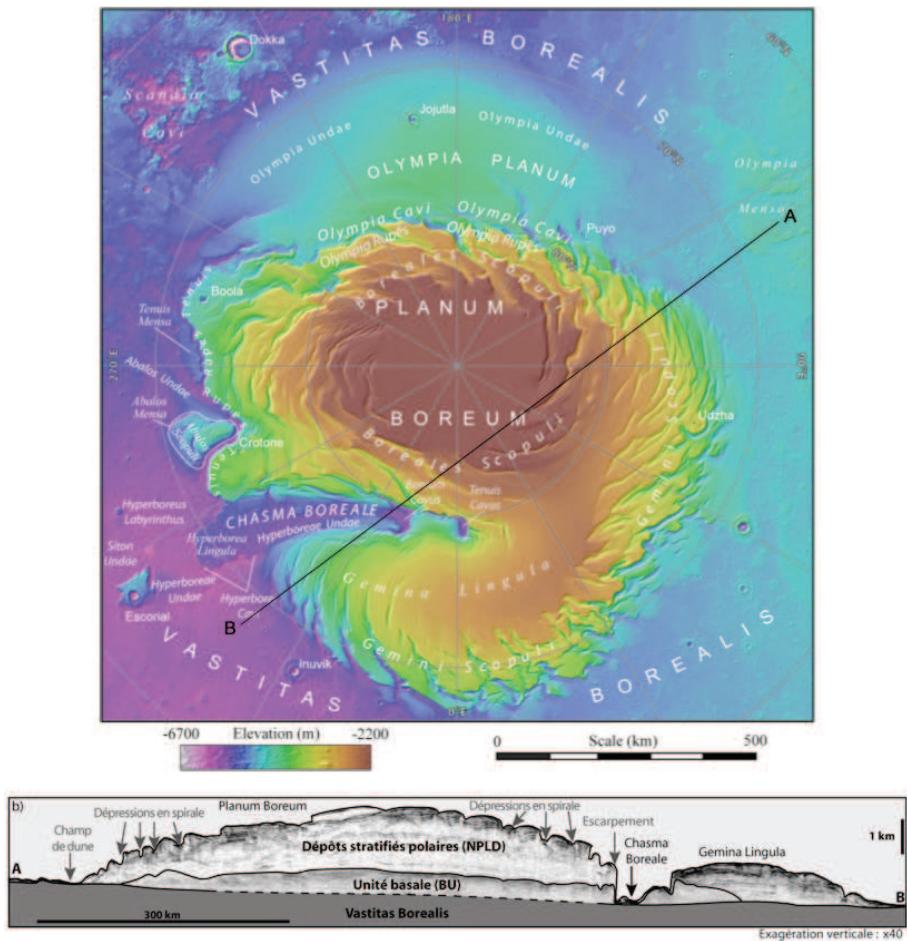


FIGURE 1.26 – Haut : topographie de la calotte permanente nord obtenue par l'altimètre laser MOLA. Image extraite de Tanaka *et al.* (2008). Bas : coupe interprétative la calotte basée sur les données du radar SHARAD. Image extraite de Massé *et al.* (2010), d'après Putzig *et al.* (2009).

« Vostok », sur la figure 1.27. L'extension latérale de cette couche de glace résiduelle fluctue légèrement d'une année martienne à l'autre (Malin & Edgett, 2001; Hale *et al.*, 2005) mais ces variations sont réversibles à l'échelle de quelques années (Byrne *et al.*, 2008b).

La calotte permanente sud : Si les images prises dans le visible laissent penser que la calotte sud est beaucoup moins étendue que la calotte nord, il n'en est rien. La structure de fort albédo qu'on voit sur les images correspond à la calotte résiduelle de glace de CO₂, présentée en partie 1.3.3. Cette calotte résiduelle repose sur des dépôts stratifiés riches en glace d'eau (Plaut *et al.*, 2007) et beaucoup plus vastes, masqués par une couche de poussière. Le radar MARSIS a révélé leur étendue (voir figure 1.28).

Ces dépôts de glace constituent la calotte permanente sud, nommée Planum Australis. Elle s'étend au sommet du plateau caractérisé austral et recouvre en partie le bassin d'impact de Promethei Planum. Du fait de la dichotomie d'altitude entre les hémisphères nord et sud, sa base est située 6 km plus haut que la calotte permanente nord. Elle est constituée

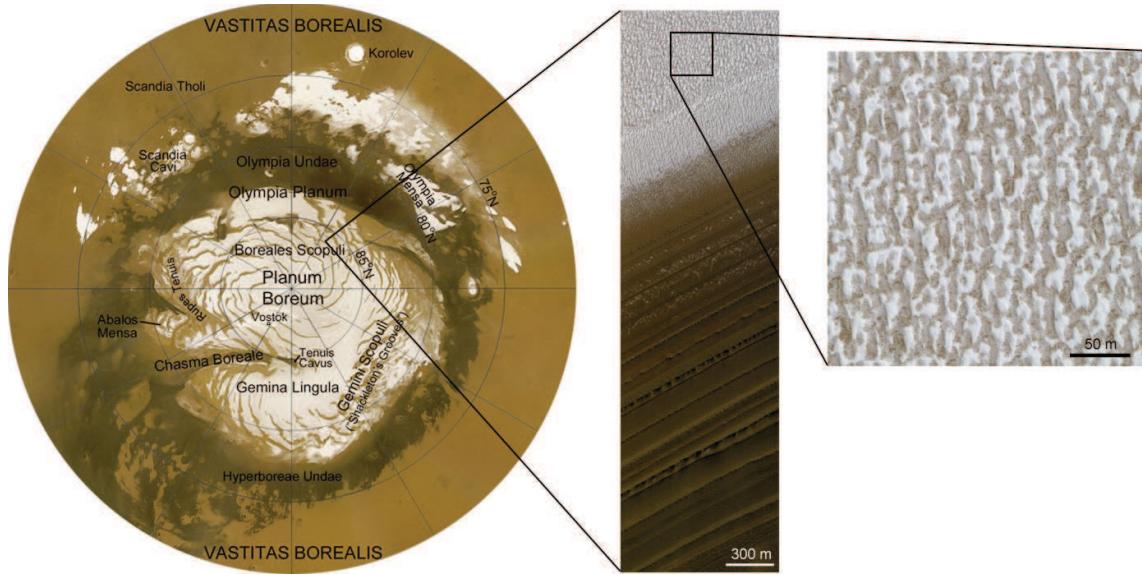


FIGURE 1.27 – Mosaïque de la région polaire nord obtenue par la caméra MARCI pendant l'été de l'année martienne 29 (image extraite de [Cantor et al. \(2010\)](#)). Un premier zoom est effectué sur une dépression spirale, mettant en évidence l'alternance des couches de glace plus ou moins poussiéreuses des dépôts stratifiés. L'altitude décroît de haut en bas de l'image, acquise par l'instrument HiRISE (image [ESP_018598_2745](#)). Un zoom sur cette image montre la texture en creux et bosses de la surface de la couche de glace résiduelle.

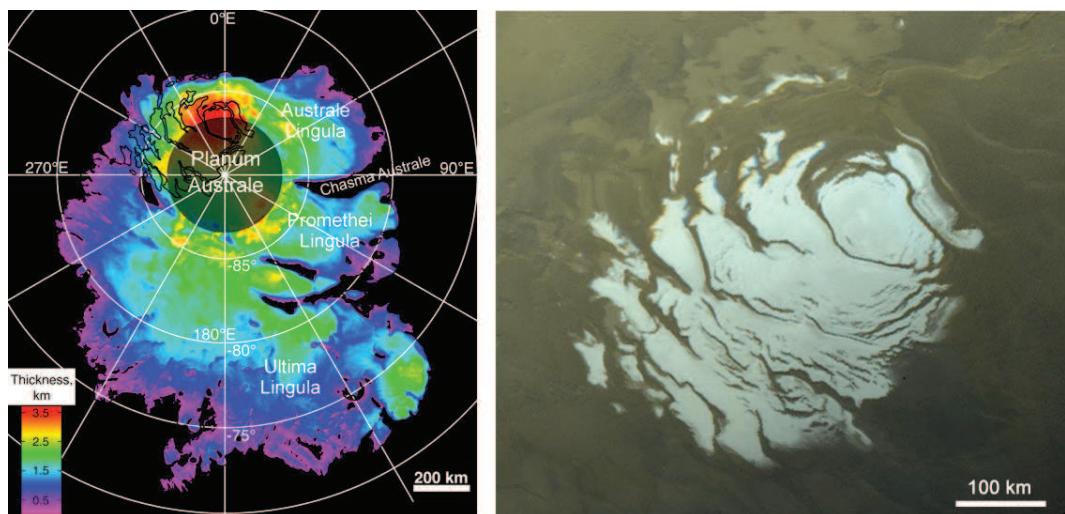


FIGURE 1.28 – Gauche : carte de l'épaisseur de la calotte permanente sud obtenue par le radar sondeur MARSIS (Mars Express). Le contour de la calotte résiduelle sud est dessiné en noir (d'après [Plaut et al. \(2007\)](#)). Droite : photo de la calotte résiduelle de CO₂ prise par l'orbiteur Viking 2 pendant l'été sud, à $L_s=341^\circ$. Image extraite de [Herkenhoff & Murray \(1990\)](#).

d'un dôme dont l'épaisseur maximale est de 3700 m, asymétrique par rapport au pôle, avec un étalement vers l'équateur sous la forme d'un plateau large et aplati, Ultima Lingula. Ce dôme est incisé par une large vallée, Chasma Australis, dont les dimensions sont similaires à Chasma Boreale. On ne trouve pas d'équivalent de l'unité basale nord dans la calotte

permanente sud. Une autre différence est la faible présence de dunes à proximité de Planum Australe. Par contre, la surface de la calotte polaire sud est dominée par des dépressions en forme de spirale dont l'origine reste discutée (Howard, 2000; Grima *et al.*, 2011).

1.4.1.5 Glace en sous-sol

De nombreuses observations attestent de la présence de glace à différentes profondeurs sous la surface martienne. Aux hautes latitudes ($\sim 60^\circ - 80^\circ$), la morphologie de surface est caractérisée par des réseaux de polygones, comparables en taille et en forme aux polygones des régions arctiques de la Terre (Malin & Edgett, 2001; Mangold, 2005). Ces terrains polygonaux sont le résultat de la contraction thermique d'un sol gelé, ou pergélisol, due aux variations saisonnières de la température.

Les spectromètres gamma et neutron de la sonde Mars Odyssey, capables de mesurer l'abondance en hydrogène dans le premier mètre sous la surface, ont confirmé la présence d'un pergélisol au-delà de 60° de latitude dans les deux hémisphères (Boynton *et al.*, 2002; Feldman *et al.*, 2002; Mitrofanov *et al.*, 2002) (voir figure 1.29). Sous une fine couche de sédiment anhydre repose de la glace d'eau pure à plus de 70 %. La couche de régolithe sec isole la glace de l'atmosphère, permettant sa stabilité tout au long de l'année. Les mesures d'inertie thermique par les instruments TES et THEMIS corroborent la présence de glace dans le sous-sol des régions à hautes latitudes (Bandfield & Feldman, 2008).

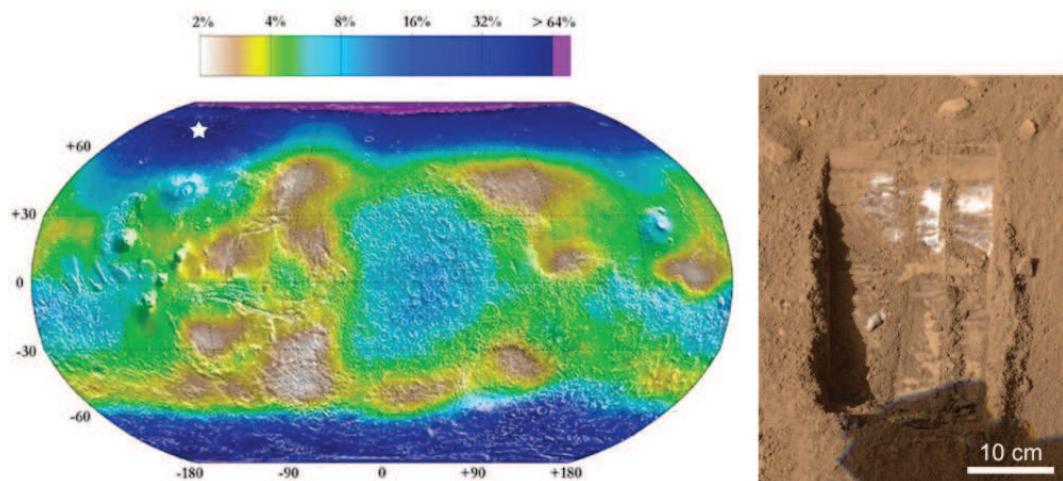


FIGURE 1.29 – Gauche : carte de la teneur en eau dans le premier mètre sous la surface martienne. Ces valeurs ont été obtenues par l'instrument GRS à bord de Mars Odyssey. L'étoile indique la position de l'atterrisseur Phœnix. Figure d'après Feldman *et al.* (2004). Droite : une tranchée creusée par Phœnix a révélé la présence de glace d'eau quasiment pure sous environ 7 cm de sédiment anhydre (crédit : NASA/JPL/University of Arizona).

Cette glace d'eau souterraine a été observée in-situ par l'atterrisseur Phœnix, posé par $68,2^\circ\text{N}/234,3^\circ\text{E}$. Doté d'une pelle, le robot a révélé la présence de glace quasiment pure sous une couche de quelques centimètres de sol anhydre (Smith *et al.*, 2009b) (voir figure 1.29). Exposée à l'air libre, la glace d'eau n'était pas stable à cette période de l'année et Phœnix a pu suivre sa sublimation progressive.

Le radar MARSIS, capable de sonder des profondeurs plus importantes que les spectromètres neutron et gamma, a récemment montré que le pergélisol s'étend sur au moins 60 m sous la surface (Mouginot *et al.*, 2010) et descend jusqu'à $\sim 45^\circ$ de latitude dans l'hémisphère nord. Cela correspond à un volume de glace de $\sim 10^6 \text{ km}^3$, soit l'équivalent d'une calotte polaire. Par ailleurs, Byrne *et al.* (2009) ont détecté de la glace d'eau excavée par des impacts très récents vers 43°N . A cette latitude, la glace est stable sous une couche de sédiments d'un mètre d'épaisseur environ. Il est possible que le pergélisol se poursuive à plus basse latitude sous une couche de sédiments plus épaisse.

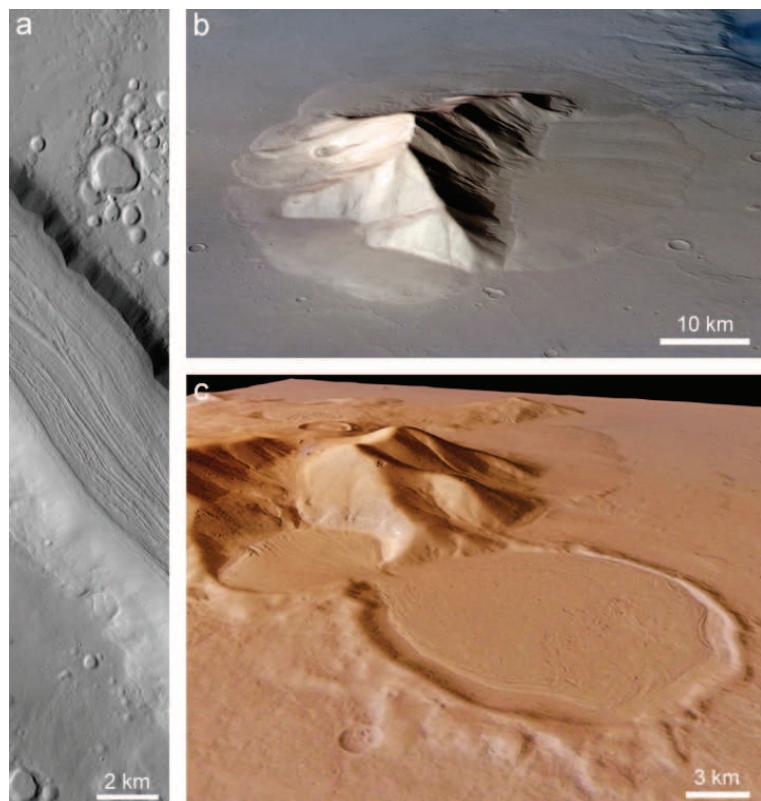


FIGURE 1.30 – Exemples de morphologies glaciaires observées aux moyennes latitudes. a : Une vallée de la région d'Arabia Terra couverte de stries ressemblant à des moraines, photographiée par la caméra HiRISE (image PSP_008598_2155). b : Un tablier de débris lobés, ou LDA, entourant une montagne à l'est du bassin d'Hellas. c : Un possible glacier rocheux ayant flué par gravité du petit cratère au grand cratère, en contrebas (crédit : ESA/DLR/FU Berlin/G. Neukum).

En complément de ce pergélisol, on dénombre dans les zones équatoriales et tropicales différentes morphologies indiquant que la glace d'eau était stable en surface dans le passé. On trouve ainsi à moyenne latitude des vallées dont le fond plat est parcouru de stries dans le sens de la longueur (voir figure 1.30). Cette morphologie rappelle celle des glaciers sur Terre, où les débris de roches provenant des versants forment des moraines qui sont entraînées par le glacier (Head *et al.*, 2006). On observe également des tabliers de débris lobés, ou *Lobate Debris Aprons* (LDA) en anglais, situés à la base de falaises escarpées entre 30° et 50° de latitude dans les deux hémisphères (Squyres, 1979) (voir figure 1.30). Ils sont interprétés comme de la glace d'eau pure recouverte d'un manteau superficiel de

débris rocheux (Mangold & Allemand, 2001; Bourgeois *et al.*, 2008). Cette déduction a été confirmée par les sondages radar de SHARAD qui ont déterminé une épaisseur d'environ 50 cm pour la couche rocheuse superficielle (Holt *et al.*, 2008; Plaut *et al.*, 2009).

Enfin, on observe à moyennes et basses latitudes des glaciers rocheux, en particulier sur les flancs ouest des volcans de Tharsis. Leur formation est compatible avec les simulations climatiques martiennes effectuées dans le cas d'une haute obliquité (Forget *et al.*, 2006a; Madeleine *et al.*, 2009). Ces modèles proposent que l'air, beaucoup plus chargé en vapeur d'eau qu'actuellement, était entraîné par les vents d'ouest sur les pentes ascendantes des volcans où il subissait un brusque refroidissement adiabatique, provoquant la condensation de glace et sa précipitation au sol. Des morphologies typiquement glaciaires ont récemment été détectées dans d'autres régions de l'équateur, comme au sein de Valles Marineris (Mège & Bourgeois, 2010).

Ces différentes structures montrent que la glace s'est déposée aux moyennes et basses latitudes dans le passé. Les conditions de stabilité de la glace ayant ensuite changé, la glace s'est sublimée et la poussière préalablement incluse dans la glace s'est concentrée en surface, formant ce qu'on appelle sur Terre un « till de sublimation ». Ce till, en isolant la glace de l'atmosphère, a pu la préserver jusqu'à aujourd'hui comme c'est le cas dans les tabliers de débris lobés.

1.4.1.6 Régolithe hydraté

Le régolithe martien est un réservoir potentiellement important d'eau en raison de la présence de minéraux hydratés. Cette hydratation est soit structurelle, les molécules de H₂O étant intégrées au réseau cristallin, soit le résultat d'un équilibre adsorption/désorption de molécules de H₂O en surface des minéraux ou dans des sites particuliers. L'eau de structure, présente par exemple dans les phyllosilicates et les sulfates, ne participe pas au cycle actuel de l'eau sur Mars car sa libération nécessite la destruction de la structure du minéral. L'eau adsorbée par les minéraux est par contre échangeable avec l'atmosphère.

L'instrument OMEGA a montré que les spectres des surfaces minérales martiennes présentent tous une bande d'absorption à 3 μm, associée à l'hydratation des premiers millimètres du régolithe. Jouget *et al.* (2007) et Milliken *et al.* (2007) proposent une estimation de la quantité d'eau piégée par adsorption sur les minéraux, de 2 % à 15 % en masse en allant de l'équateur vers les hautes latitudes (voir figure 1.31). L'augmentation de la teneur en eau est particulièrement marquée à partir de 50°N, en accord avec les données neutrons caractérisant le contenu en glace d'eau du sous-sol. Cela pourrait indiquer que l'hydratation du régolithe résulte d'un équilibre entre le pergélisol et la vapeur d'eau atmosphérique (Milliken *et al.*, 2007). Par ailleurs, ces auteurs observent une variation saisonnière du contenu en eau des minéraux de l'ordre de quelques pourcents. Cette variation saisonnière est également mise en évidence par les données neutrons fournies par l'instrument HEND (Kuzmin *et al.*, 2007).

Un important travail expérimental et de modélisation a été mené depuis plusieurs décennies afin de mieux cerner le rôle du régolithe dans le cycle de l'eau. Pommerol *et al.* (2009) proposent une bibliographie exhaustive de ces travaux. Parmi les études expérimentales récentes, l'une d'entre elles suggère que la bande d'absorption à 3 μm est en fait

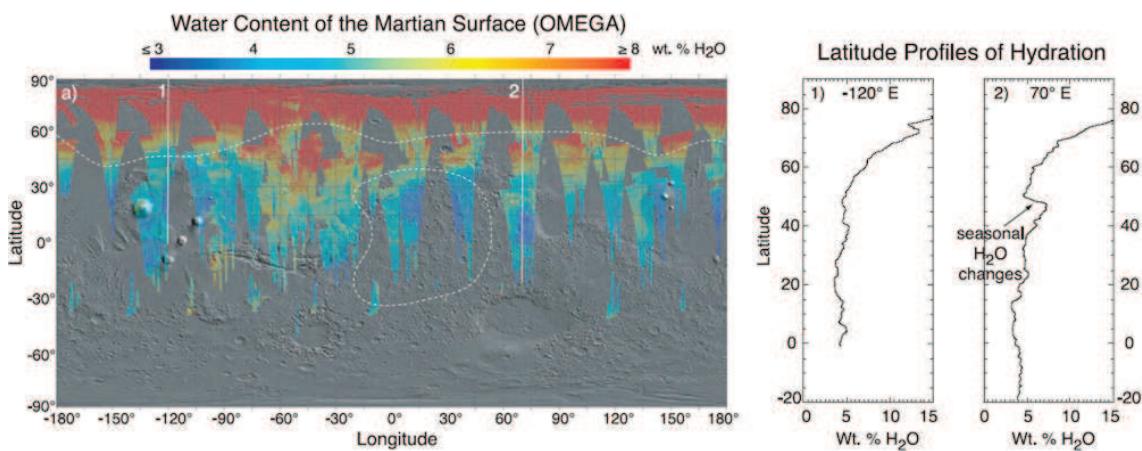


FIGURE 1.31 – Carte du contenu en eau du régolithe martien, à l'échelle des premiers grains. Les contours blancs pointillés délimitent les régions où de grandes quantités d'hydrogène ont été détectées dans le sous-sol par l'instrument GRS, correspondant à un pergélisol aux hautes latitudes et probablement à des minéraux hydratés dans la région d'Arabia Terra, à basses latitudes (Feldman *et al.*, 2004). Les profils latitudinaux de l'hydratation de la surface sont tracés pour deux longitudes différentes. Ils mettent en évidence l'augmentation de l'hydratation de la surface à partir de 50°N ainsi que des variations saisonnières de cette hydratation. Image extraite de Milliken *et al.* (2007).

majoritairement due à la présence de groupements hydroxyles –OH (Pommerol *et al.*, 2012). On trouve ce type de groupement dans les oxydes et hydroxydes de fer, présents abondamment à la surface de Mars et lui conférant sa couleur rouille (Bibring *et al.*, 2006). L'absorption à 3 μm par l'eau adsorbée n'aurait un effet qu'au second ordre. L'adsorption d'eau sur les minéraux ne serait donc pas un phénomène global et serait quasiment absente des régions équatoriales et tropicales. Par contre, les variations saisonnières de la profondeur de la bande à 3 μm indiqueraient bien des variations de la quantité d'eau adsorbée. Il n'empêche que les oxydes et hydroxydes de fer martiens jouent probablement un rôle prépondérant dans le cycle journalier et saisonnier de l'eau. En effet, présents sur Mars sous forme de grains d'une taille inférieure au micron (Morris *et al.*, 2006) ils ont une grande surface spécifique d'adsorption associée à une cinétique d'adsorption rapide (Pommerol *et al.*, 2009; Beck *et al.*, 2010).

1.4.2 Echange entre les réservoirs d'eau et modélisation du cycle actuel de l'eau sur Mars

Le cycle annuel de l'eau est majoritairement dominé par la condensation/sublimation de glace d'eau aux moyennes et hautes latitudes. Cet échange saisonnier entre atmosphère et surface affecte considérablement le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, qui varie entre moins de 5 et plus de 60 μm précipitables entre hiver et été (voir figure 1.23).

Le cycle de l'eau est également caractérisé par une asymétrie d'abondance en vapeur d'eau entre les deux hémisphères : en moyenne annuelle, l'hémisphère nord contient deux fois plus de vapeur d'eau que l'hémisphère sud. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer cette asymétrie. La première hypothèse repose sur l'asymétrie du cycle

du CO₂. Comme nous l'avons expliqué en partie 1.3, la glace de CO₂ s'accumule plus longtemps dans l'hémisphère sud que dans l'hémisphère nord du fait d'un hiver plus long dans l'hémisphère sud. Le flux de sublimation résultant du recul des dépôts saisonniers est donc plus intense dans l'hémisphère sud. Ce flux de sublimation transporterait de la vapeur d'eau dans l'hémisphère opposé. James (1985) a donc suggéré que l'asymétrie du flux de sublimation expliquerait qu'il y ait plus de vapeur d'eau dans l'hémisphère nord.

La seconde hypothèse repose sur la nature différente des deux calottes permanentes. La calotte nord expose en été une surface de glace d'eau, qui constitue une source importante de vapeur d'eau. La calotte sud est par contre recouverte en permanence de glace carbonique, piégeant toute vapeur d'eau présente dans la couche d'atmosphère proche de la surface. Il existe toutefois des zones affleurantes de glace d'eau mais leur surface est très nettement inférieure à celle de la calotte permanente nord (Bibring *et al.*, 2004b).

Une troisième hypothèse est basée sur la configuration orbitale de Mars. La planète est proche de l'aphélie de son orbite lors de l'été dans l'hémisphère nord. Les températures atmosphériques sont donc plus faibles pendant l'été nord que pendant l'été sud. Par conséquent, les nuages se forment à plus basse altitude pendant l'été nord. Clancy *et al.* (1996) ont suggéré que la ceinture équatoriale de nuages se formant pendant l'été nord bloque la vapeur d'eau sous la branche de retour de la cellule de Hadley, l'empêchant ainsi de passer dans l'hémisphère sud. Pendant l'été sud, plus chaud, les nuages se condensent à plus haute altitude et la vapeur d'eau est libre de passer dans l'hémisphère nord via la cellule de Hadley. Ce mécanisme, appelé « effet Clancy », pourrait expliquer qu'il y a plus de vapeur d'eau dans l'hémisphère nord.

Les GCMs ont été mis à contribution pour tester ces hypothèses et évaluer l'importance des différents réservoirs d'eau. Houben *et al.* (1997) ont réalisé la première modélisation du cycle de l'eau à l'aide d'un GCM. Leur modèle reproduit correctement le cycle de l'eau de manière qualitative sans avoir besoin d'un régolithe actif, c'est-à-dire sans que le régolithe n'interagisse avec l'atmosphère. Les auteurs confirment que le cycle de l'eau est largement dominé par la condensation/sublimation des dépôts saisonniers de glace d'eau et par la sublimation de la calotte permanente nord. Le cycle n'est pas fermé en ce sens où il y a une perte nette d'eau sous forme de glace sur la calotte permanente sud ; le modèle prévoit ainsi une accumulation annuelle de 0,1 à 1 mm de glace d'eau sur la calotte permanente sud. Les auteurs montrent que l'asymétrie du flux de sublimation des dépôts de CO₂ n'est pas à même d'expliquer l'asymétrie d'abondance en vapeur d'eau entre les hémisphères nord et sud. Cependant, le cycle modélisé n'est quantitativement pas en accord avec les observations : il simule un cycle de l'eau deux fois trop humide.

Richardson *et al.* (2002) ont enquêté sur le rôle des nuages dans le cycle de l'eau. Leur modèle reproduit correctement les variations spatiales et temporelles de l'abondance en vapeur d'eau mais uniquement dans le cas où la taille des particules de glace d'eau composant les nuages est fixée à environ 20 µm, une taille bien supérieure à celle observée. Cette divergence a été corrigée par Montmessin *et al.* (2004) qui ont reproduit le cycle de l'eau avec des particules de glace d'une taille comprise entre 1 et 10 µm. La stratégie employée par Montmessin *et al.* (2004) pour y parvenir est de laisser le modèle calculer la taille des particules de glace alors que Richardson *et al.* (2002) imposaient cette taille en entrée du modèle.

Le modèle de Montmessin *et al.* (2004) simule correctement l'occurrence des *polar hoods* et de la ceinture équatoriale de nuages. Il prévoit un *polar hood* plus intense dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, en accord avec les observations. Cette différence viendrait d'un transport tourbillonnaire de la vapeur d'eau plus important au nord qu'au sud. Les auteurs montrent que l'effet Clancy joue un rôle déterminant dans le cycle de l'eau en limitant le flux de vapeur d'eau vers l'hémisphère sud. La vapeur d'eau serait donc stockée préférentiellement dans l'hémisphère dont l'été se produit près de l'aphélie.

Le rôle du régolithe et de la glace présente sous la surface n'est pas encore clairement établi. Si Richardson & Wilson (2002) et Montmessin *et al.* (2004) concluent que le régolithe ne joue qu'un rôle mineur dans le cycle de l'eau, Böttger *et al.* (2005) affirment au contraire qu'un régolithe actif est nécessaire, en particulier pour reproduire la variabilité journalière de l'abondance en vapeur d'eau. De même, la glace présente en sous-sol n'est pas prise en compte dans les modélisations de Richardson & Wilson (2002) et Montmessin *et al.* (2004) alors que Böttger *et al.* (2005) montrent que le sous-sol de la région polaire nord s'enrichit en glace d'une année sur l'autre. Le trop grand nombre d'inconnues dans les processus d'échange simulés ainsi que la forte paramétrisation des modèles rendent les résultats très dépendants des hypothèses réalisées. Isoler le rôle du régolithe et de la glace en sous-sol est un enjeu des futurs travaux de modélisation.

1.4.3 Interactions surface/atmosphère dans la région polaire nord

Focalisons nous maintenant sur les interactions surface/atmosphère dans la région polaire nord. Comme on peut le constater sur la figure 1.23, la région polaire nord est la source principale de vapeur d'eau entre $L_s=40^\circ$ et 150° . Il est crucial de déterminer la contribution respective des dépôts saisonniers de glace d'eau, de la calotte permanente et du régolithe pendant cette période. Les dépôts saisonniers de H_2O ne constituent une source de vapeur d'eau qu'à partir du moment où la glace de CO_2 accumulée en automne et en hiver s'est sublimée. Si la sublimation de la glace d'eau saisonnière est totale, alors la calotte permanente est en ablation nette. Si par contre une partie des dépôts saisonniers de glace d'eau persiste tout l'été sur la calotte, alors celle-ci est en accumulation nette. Déterminer l'évolution actuelle de la calotte est essentiel pour pouvoir interpréter l'histoire climatique enregistrée dans les dépôts stratifiés.

L'accumulation saisonnière de glace d'eau sur la calotte permanente nord se décline en plusieurs contributions. Elle commence à la fin de l'été lorsque la diminution de l'insolation rend possible la condensation de givre d'eau. Les GCMs prédisent que cette condensation commence vers $L_s=150^\circ$ (Richardson & Wilson, 2002; Montmessin *et al.*, 2004). La forte concentration de vapeur d'eau à cette période combinée à la diminution de la température atmosphérique entraîne la formation des nuages constituant le *polar hood* (Montmessin *et al.*, 2004). Puis la glace de CO_2 se dépose sur la calotte à partir de $L_s=180^\circ$ (Kieffer & Titus, 2001), piégeant sous forme de glace la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. En automne et en hiver, le vortex polaire s'étend peu à peu vers le sud, limitant le transport de vapeur d'eau vers la calotte (Richardson & Wilson, 2002; Montmessin *et al.*, 2004). Le *polar hood* est alors confiné au bord des dépôts saisonniers. Seuls de longs nuages en forme de spirale atteignent le pôle (Wang & Ingersoll, 2002). Capables de transporter de l'eau

sur de grandes distances, ces nuages pourraient jouer un rôle substantiel en apportant de l'eau à la calotte (Montmessin *et al.*, 2004). Au printemps, le vortex polaire se contracte, permettant à la vapeur d'eau de revenir vers le pôle où elle sera piégée par la glace de CO₂. Cette contraction du vortex polaire est associée à une hausse de l'activité tourbillonnaire au bord des dépôts saisonniers et à une intensification du *polar hood*.

Houben *et al.* (1997) ont proposé un mécanisme permettant à la glace d'eau déposée en dehors de la calotte permanente de la rejoindre au cours du recul printanier des dépôts saisonniers. Comme on l'a vu en partie 1.4.1.3, un anneau de glace d'eau entoure les dépôts saisonniers de CO₂ au printemps. Houben *et al.* (1997) proposent que la vapeur d'eau libérée par la sublimation de l'anneau de glace d'eau soit transportée vers le nord par des ondes baroclines puis se recondense sur la glace de CO₂ qui constitue un piège froid. Au fur et à mesure du retrait des dépôts saisonniers, la vapeur d'eau se rapproche ainsi de la calotte jusqu'à l'atteindre à la fin du printemps. Ce « retour de l'eau à l'état quasi-solide » est rendu possible par une intense activité d'instabilités baroclines au bord des dépôts saisonniers (Leovy, 1973; Barnes, 1981). Le front chaud de ces ondes est dirigé vers le pôle et le front froid vers l'équateur. Or les masses d'air chaudes ont une capacité plus importante à emmagasiner de la vapeur d'eau. Le front chaud des ondes baroclines est donc à même de transporter la vapeur d'eau relâchée par l'anneau de glace d'eau vers l'intérieur des dépôts saisonniers de CO₂.

Ce scénario a depuis été conforté par des observations et des modélisations climatiques (Richardson & Wilson, 2002; Montmessin *et al.*, 2004). Bass & Paige (2000) notent que si la vapeur d'eau libérée par la sublimation de l'anneau de glace d'eau s'échappait directement dans l'atmosphère, le pic d'abondance en vapeur d'eau devrait se produire de plus en plus tard à latitude croissante. Or ce pic se produit vers L_s=100° quelque soit la latitude, au moment où la température de la calotte permanente dépasse 200 K. Bass & Paige (2000) en déduisent que la majeure partie de la vapeur d'eau issue de la sublimation de l'anneau de glace d'eau se recondense à plus haute latitude sur la glace de CO₂ et rejoint ainsi de proche en proche la calotte permanente. De ce fait, la glace d'eau saisonnière n'est libérée dans l'atmosphère qu'au moment où les dépôts saisonniers de CO₂ se subliment définitivement et que la température de la calotte est libre de monter.

Titus & Kieffer (2003) observent ensuite avec TES qu'un anneau brillant se forme à l'intérieur des dépôts saisonniers de CO₂ à partir de L_s=45°, qu'ils attribuent à la condensation de vapeur d'eau sur le CO₂. Une observation PFS acquise à L_s=69° indique quant à elle un maximum d'abondance en vapeur d'eau au bord des dépôts saisonniers de CO₂, associé au relâchement de vapeur d'eau par l'anneau de glace d'eau (Fouchet *et al.*, 2007). Les données TES permettent de préciser l'évolution temporelle de la distribution spatiale de ce maximum d'abondance : c'est un véritable anneau de vapeur d'eau large d'environ 5° de latitude qui entoure les dépôts saisonniers nord au printemps (Pankine *et al.*, 2010) (voir figure 1.32). Cet anneau de vapeur d'eau surplombe l'anneau de glace d'eau, on l'associe donc naturellement à la sublimation de la glace d'eau. Au cours du printemps, l'abondance en vapeur d'eau augmente au nord et au sud des dépôts saisonniers, ce qui indique un transport de vapeur d'eau depuis l'anneau vers l'intérieur et l'extérieur des dépôts saisonniers. Cette observation conforte donc le mécanisme proposé par Houben *et al.* (1997). Notons toutefois que contrairement à ce que proposaient Bass & Paige (2000), une partie non né-

gligeable de la vapeur d'eau issue de la sublimation de l'anneau de glace d'eau parvient à s'échapper dans l'atmosphère sans se recondenser sur la glace de CO₂. Mais Pankine *et al.*

(2010) remarquent que le régolithe peut contribuer à l'augmentation de l'abondance en vapeur d'eau en dehors des dépôts saisonniers. Il n'est cependant pas possible de distinguer la vapeur d'eau issue du régolithe de celle extraite des dépôts saisonniers avec les données TES.

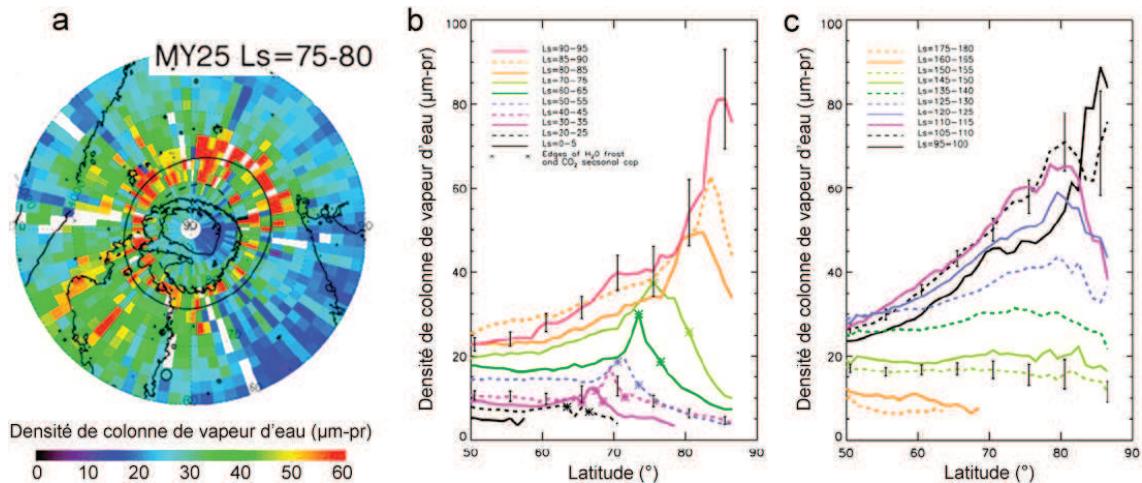


FIGURE 1.32 – Mise en évidence par l'instrument TES d'un anneau de vapeur d'eau entourant les dépôts saisonniers nord lors de leur retrait. a : Carte en projection polaire de la densité de colonne de vapeur d'eau obtenue pour L_s=75°-80°. La topographie MOLA est indiquée par des lignes de niveau espacées d'un 1 km. La limite des condensats de CO₂ et de H₂O est représentée respectivement en trait pointillé et en trait plein. Ces limites sont extraites de Titus (2009). b et c : Moyennes longitudinales de la densité de colonne de vapeur d'eau pendant le printemps (b) et l'été (c) de l'année martienne 25. Sur la figure b, les étoiles indiquent la limite des condensats de CO₂ et de H₂O, la limite de la glace de H₂O étant celle située à la latitude la plus basse. Figures d'après Pankine *et al.* (2010).

Pankine *et al.* (2010) comparent également un profil latitudinal d'abondance en vapeur d'eau obtenu par TES approximativement à la même longitude et au même moment que PFS. Les abondances mesurées par TES au niveau de l'anneau de vapeur d'eau sont deux fois plus élevées que celles mesurées par PFS. La différence pourrait venir de l'heure locale des observations, 12h pour TES et 19h pour PFS, suggérant une variabilité journalière (Pankine *et al.*, 2010). Une telle variabilité a déjà été observée par de nombreux auteurs, attribuée dans certains cas à la condensation de givre d'eau en surface et dans d'autres à l'adsorption d'eau par le régolithe (Flasar & Goody, 1976; Jakosky *et al.*, 1997; Formisano *et al.*, 2001; Melchiorri *et al.*, 2009). Une contribution de la circulation atmosphérique n'est pas exclue.

L'augmentation brutale de la température de surface de la calotte permanente à L_s~78° indique la disparition définitive de la glace de CO₂ (Kieffer & Titus, 2001). La glace d'eau saisonnière accumulée sur la calotte est alors libre de se sublimer. L'instrument OMEGA a suivi l'évolution de la signature spectrale de la calotte permanente entre L_s=93° et L_s=127°. La signature du givre saisonnier formé de grains de glace faisant moins de 100 μm cède la place à celle de la glace permanente de la calotte, avec des grains d'environ 1 mm (Langevin

et al., 2005b). C'est à cette période que les instruments MAWD et TES observent une abondance maximale de vapeur d'eau au-dessus et aux alentours de la calotte permanente (voir figure 1.32).

La vapeur d'eau libérée par la sublimation du givre saisonnier est transportée en-dehors de la calotte par la circulation atmosphérique. Il est intéressant de noter que le transport atmosphérique simulé par les premiers modèles 2D n'était pas assez efficace pour extraire la vapeur d'eau de la calotte ; on attribuait dès lors les fortes abondances en vapeur d'eau autour de la calotte à la désorption du régolithe (Haberle & Jakosky, 1990). Les GCMs 3D ont depuis montré que la circulation atmosphérique est capable de reproduire les abondances observées sans avoir besoin d'un régolithe actif (Richardson & Wilson, 2002; Montmessin *et al.*, 2004; Böttger *et al.*, 2005).

Grâce aux données TES, Pankine *et al.* (2009) ont révélé que la vapeur d'eau ne s'échappe pas de façon uniforme autour de la calotte. La distribution spatiale de la vapeur d'eau varie sur des échelles d'environ 100 km en moins de 10 sols entre $L_s=80^\circ$ et 140° . Les auteurs interprètent cette variabilité par des bouffées de vapeur d'eau produites par un taux de sublimation irrégulier sur la calotte. L'évolution temporelle de la température de la surface n'est pas à même d'expliquer cette irrégularité. Par contre, le vent peut augmenter significativement le taux de sublimation de la glace en réduisant localement l'humidité, comme l'ont montré Chittenden *et al.* (2008) par des travaux expérimentaux. Les simulations mésoéchelles de Tyler & Barnes (2005) prévoient à $L_s=120^\circ$ une variabilité journalière de 8 m/s de la vitesse du vent proche de la surface, le taux de sublimation résultant variant d'environ 8 μm précipitables par sol.

Alors que la majeure partie du givre d'eau saisonnier se sublime au début de l'été, certaines régions de la calotte conservent leur couverture en givre plus longtemps que d'autres. OMEGA a ainsi observé une persistance locale de la signature spectrale du givre d'eau jusqu'à $L_s=127^\circ$ (Langevin *et al.*, 2005b). Ces signatures sont attribuées à des accumulations locales de petits grains d'eau, l'équivalent des congères. Le suivi de l'albédo de la calotte permanente permet également de repérer ce givre persistant (Kieffer & Titus, 2001; Calvin & Titus, 2008; Byrne *et al.*, 2008b; Cantor *et al.*, 2010). Des régions de la calotte restent ainsi brillantes quasiment tout l'été, plusieurs années martiennes de suite. L'albédo élevé de ces régions leur permet de maintenir une température de brillance plus faible que le reste de la calotte. Elles jouent probablement le rôle de piège froid pour la vapeur d'eau, au même titre que la glace de CO₂ au printemps. La condensation de vapeur d'eau leur permet de maintenir un albédo élevé, initiant une boucle de rétroaction positive qui favorise la persistance de ces accumulations locales de givre (Kieffer & Titus, 2001).

Certaines régions de la calotte ont un comportement plus erratique, fait d'augmentation et de diminution d'albédo (Hale *et al.*, 2005; Calvin & Titus, 2008; Cantor *et al.*, 2010). Ce comportement est généralement associé à la condensation/sublimation de givre d'eau et/ou à la déposition/ablation d'une couche de poussière sur la calotte permanente. Il faut toutefois être attentif à l'effet des aérosols de poussière, qui réduisent le contraste spectral entre les zones sombres et les zones brillantes (Langevin *et al.*, 2005b; Vincendon *et al.*, 2007). Une variation de l'opacité de la poussière atmosphérique serait à même d'expliquer certaines des variations d'albédo observées (Vincendon *et al.*, 2007).

La température de la calotte permanente est maximale vers $L_s=100^\circ$ - 110° (Bass &

Paige, 2000; Kieffer & Titus, 2001; Calvin & Titus, 2008) puis diminue progressivement jusqu'à atteindre la température de condensation de la vapeur d'eau. Les GCMs prédisent que cette condensation commence vers $L_s=150^\circ$ (Richardson & Wilson, 2002; Montmessin et al., 2004). La formation du givre d'eau devrait s'accompagner d'une augmentation de l'albédo. Cependant, les études disponibles rapportent dans l'ensemble que l'albédo de la calotte a tendance à diminuer à la fin de l'été (Kieffer & Titus, 2001; Byrne et al., 2008b; Cantor et al., 2010). Cette diminution de l'albédo pourrait être due à l'allongement des ombres, le Soleil étant de plus en plus bas sur l'horizon (Byrne et al., 2008b). Par ailleurs, l'opacité de l'atmosphère augmente progressivement à partir de $L_s \sim 150^\circ$ avec le déclenchement de plus en plus de tempêtes de poussière à proximité de la calotte (Cantor et al., 2010), prélude à la formation du *polar hood*. L'impact combiné de l'allongement des ombres et de l'augmentation de l'opacité atmosphérique masquerait donc la déposition du givre d'eau. Seuls Bass & Paige (2000) observent une augmentation de l'albédo apparent de la calotte à partir de $L_s=150^\circ$ mais qui pourrait bien être la conséquence de la formation de nuages de glace d'eau. Kieffer & Titus (2001) rapportent quant à eux une augmentation de l'albédo des régions polaires nord vers $L_s=164^\circ$. Ils précisent cependant que cette observation ne permet pas de faire la différence entre la déposition d'un givre en surface et la formation de nuages car les températures de la surface et de l'atmosphère sont toutes deux suffisamment basses pour que la vapeur d'eau se condense.

D'après l'ensemble de ces observations, on peut en conclure que l'accumulation maximale de givre d'eau sur la calotte permanente est atteinte vers $L_s=78^\circ$, juste avant que les dépôts de glace de CO₂ ne se subliment définitivement. La glace d'eau saisonnière a disparu de la majeure partie de la calotte à $L_s \sim 130^\circ$, permettant la sublimation de la calotte permanente. Cette sublimation est possible jusqu'à $L_s \sim 150^\circ$ puis la vapeur d'eau se condense sur la calotte. Pendant une période d'environ 20 ° de L_s , la calotte permanente nord constituerait donc une source majeure de vapeur d'eau, ce qui indique qu'elle serait à l'heure actuelle en ablation nette. Cependant, certaines régions de la calotte restant couvertes de givre tout l'été pourraient constituer des zones d'accumulation nette.

1.4.4 Problématique de la thèse

Les dépôts saisonniers de glace de CO₂ et d'eau jouent un rôle majeur dans le climat actuel de Mars. Leur cycle de condensation/sublimation contrôle en grande partie les variations de la pression atmosphérique et de l'humidité. Ils participent vraisemblablement à l'évolution présente des calottes permanentes. Ils constituent donc un sujet d'étude particulièrement important.

Grâce aux observations menées depuis la Terre et l'orbite de Mars, une connaissance approfondie des condensats de CO₂ a pu être obtenue. L'avancée et le retrait de leur extension spatiale ont été suivis sur plusieurs années martiennes et on a déterminé comment varient leur masse, épaisseur et densité en fonction de la latitude et des saisons. L'ensemble de ces données est utilisé pour ajuster les GCMs.

L'étude des condensats d'eau est plus récente. On sait que les dépôts saisonniers de CO₂ sont contaminés par de la glace d'eau et qu'ils sont entourés au printemps nord par un anneau de glace d'eau. Une partie de la vapeur d'eau issue de la sublimation de cet

anneau se recondense probablement à plus haute latitude, sur la glace de CO₂. Pendant l'été nord, on a observé que la persistance du givre d'eau sur la calotte permanente varie localement. Un important travail de quantification reste maintenant à accomplir afin de déterminer :

- L'étendue et la quantité de givre d'eau déposée à partir de la fin de l'été, avant que le CO₂ ne commence à se condenser,
- Le contenu en eau de la glace de CO₂ saisonnière,
- L'étendue et la quantité de glace d'eau subsistant après la sublimation de la glace de CO₂ : anneau de glace d'eau au printemps et givre d'eau recouvrant les calottes permanentes en été,
- La quantité d'eau relâchée dans l'atmosphère par la sublimation du givre d'eau en fonction de la latitude et du temps,
- La quantité de vapeur d'eau échangée entre le régolithe et l'atmosphère et l'étendue de la zone où se font ces échanges.

Les modèles climatiques bénéficieront de ces éléments. En effet, la validation des GCMs reproduisant le cycle de l'eau doit actuellement se contenter d'une comparaison avec les observations atmosphériques : abondance en vapeur d'eau et répartition des nuages. Déterminer comment évolue avec le temps la distribution spatiale des dépôts saisonniers de glace d'eau apportera de nouvelles et fortes contraintes aux GCMs.

Le mécanisme de retour de l'eau à l'état quasi-solide, prédit par les modèles et attesté par plusieurs observations, reste également à quantifier. La source mobile de vapeur d'eau que constitue l'anneau de glace d'eau est au cœur de ce mécanisme. Il faut donc déterminer :

- La quantité de vapeur d'eau issue de la sublimation de l'anneau qui s'échappe vers l'équateur,
- La quantité de vapeur d'eau issue de la sublimation de l'anneau qui se recondense à plus haute latitude et qui de proche en proche rejoint la calotte permanente nord.

Ces éléments permettront aussi de faire progresser notre connaissance de la microphysique des processus printaniers : évolution saisonnière de la texture des glaces de CO₂ et d'eau (épaisseur, taille de grains, rugosité), ségrégation entre la glace de CO₂ et la glace d'eau, ségrégation entre la glace d'eau et le substrat minéral, recondensation de la vapeur d'eau sur la glace de CO₂. Par ailleurs, la détermination du contenu en poussière des glaces de CO₂ et d'eau aidera à faire le lien avec le cycle de la poussière.

L'enjeu de ce travail est à la fois d'approfondir notre compréhension du rôle des dépôts saisonniers de glace d'eau dans le cycle actuel de l'eau sur Mars et de déterminer leur implication dans l'évolution présente des calottes permanentes. Ces éléments sont essentiels pour pouvoir interpréter l'histoire climatique enregistrée dans les dépôts stratifiés.

Chapitre 2

Données et méthodes

Sommaire

2.1	Introduction à l'imagerie hyperspectrale et données utilisées	73
2.1.1	La spectroscopie en réflectance	74
2.1.2	Spectro-imageurs et images hyperspectrales	91
2.1.3	L'imageur hyperspectral OMEGA	92
2.1.4	L'instrument CRISM	97
2.1.5	Autres jeux de données utilisés	98
2.2	Méthodologie d'analyse des données	102
2.2.1	Outils utilisés	102
2.2.2	Schéma d'analyse des données	105

2.1 Introduction à l'imagerie hyperspectrale et données utilisées

La télédétection spatiale regroupe l'ensemble des techniques permettant de déterminer les caractéristiques de la surface et de l'atmosphère de la Terre ou d'un autre corps céleste au moyen d'un engin spatial évoluant à distance de la cible étudiée. C'est une technique relativement récente qui a pris son essor dans les années 50, lorsque la Guerre Froide prit la forme d'une course à l'espace. La télédétection spatiale peut être active ou passive : active lorsqu'on éclaire artificiellement l'astre avant d'enregistrer le signal renvoyé, et passive lorsqu'on mesure simplement l'énergie naturelle émise ou réfléchie par cet astre. La première catégorie, qui comprend notamment les radars, n'entre pas dans le cadre de notre étude. Cette thèse est basée sur la spectro-imagerie, technique de télédétection passive qui, comme son nom l'indique, associe les avantages de l'imagerie et de la spectroscopie. C'est un outil d'étude privilégié des surfaces planétaires qui permet d'identifier les propriétés physiques des milieux sondés par leur signature spectrale, d'en dresser une cartographie et d'en faire un suivi temporel.

Dans un premier temps, je présente le principe de la spectroscopie en réflectance puis le fonctionnement des spectro-imageurs et la structure des données générées par ces instruments. Je détaille ensuite les données de spectro-imagerie utilisées pendant cette thèse.

2.1.1 La spectroscopie en réflectance

La spectroscopie nous renseigne sur l'interaction différentielle en longueur d'onde du rayonnement électromagnétique avec la matière. Son champ d'action s'étend sur un domaine de fréquences considérables, des ondes radios aux photons gamma. Limitons dès à présent notre étude aux domaines visible et proche-infrarouge du spectre (de 0,4 à 5 μm), gammes de longueurs d'onde sondées par les spectro-imageurs étudiés dans cette thèse.

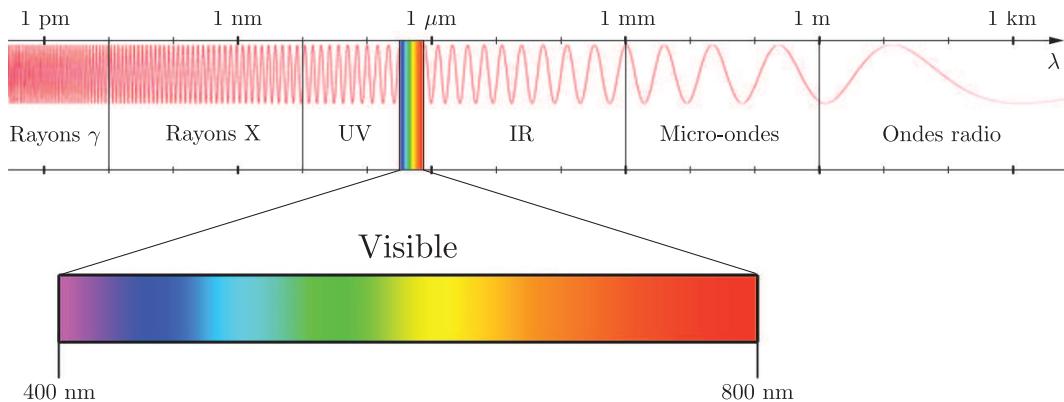


FIGURE 2.1 – Grands domaines de longueur d'onde du spectre électromagnétique. Le domaine du visible correspond aux longueurs d'onde perçues par l'œil humain.

La spectro-imagerie est basée sur la technique dite de spectroscopie en réflectance. Elle consiste à analyser le flux solaire reçu par le capteur après qu'il a interagi avec les milieux planétaires. Dans le cas de l'observation de la surface martienne, le rayonnement solaire rencontre d'abord l'atmosphère composée de gaz et d'aérosols, ensuite la surface puis une nouvelle fois l'atmosphère. L'interaction du rayonnement avec ces milieux va se faire selon deux processus physiques : l'absorption et la diffusion. Commençons par décrire succinctement ces processus. J'expliquerai ensuite comment l'interaction entre le rayonnement incident et la surface produit le signal en réflectance porteur des informations nous intéressant dans cette thèse. Puis nous verrons comment l'atmosphère perturbe ce signal.

2.1.1.1 Absorption et diffusion de la lumière

Absorption : L'absorption est le processus par lequel le rayonnement incident est capturé par le milieu rencontré. L'énergie du rayonnement absorbé modifie l'énergie interne du milieu, par exemple en augmentant sa température. En retour, le milieu émet un rayonnement décalé à plus grande longueur d'onde.

Dans la gamme UV-visible, les énergies mises en jeu permettent des transitions électroniques, migration d'un électron d'une orbitale à l'autre. Dans l'infrarouge proche, l'absorption est principalement due aux vibrations moléculaires. A l'état gazeux, les molécules se comportent comme des oscillateurs anharmoniques dont les fréquences de vibration dépendent des masses des atomes constitutifs et de la force des liaisons. Pour une molécule composée de N atomes, les modes de vibration fondamentaux sont au nombre de $3N-5$ si elle est linéaire, $3N-6$ dans le cas contraire. La molécule de CO_2 , linéaire et symétrique,

possède ainsi quatre modes de vibration fondamentaux, le mode ν_2 étant dégénéré (voir figure 2.2). La molécule H₂O admet en revanche trois modes fondamentaux de vibration ν_1 , ν_2 et ν_3 . L'absorption est également due aux harmoniques des vibrations fondamentales aux fréquences multiples, beaucoup plus énergétiques, aux combinaisons de vibrations fondamentales, et, de façon secondaire, à des combinaisons avec les vibrations cristallines du solide. La mise en rotation des molécules contribue aussi à l'absorption du rayonnement électromagnétique en ajoutant au spectre de vibration une structure fine de raies régulièrement espacées. Cette structure rotationnelle est généralement absente dans les solides.

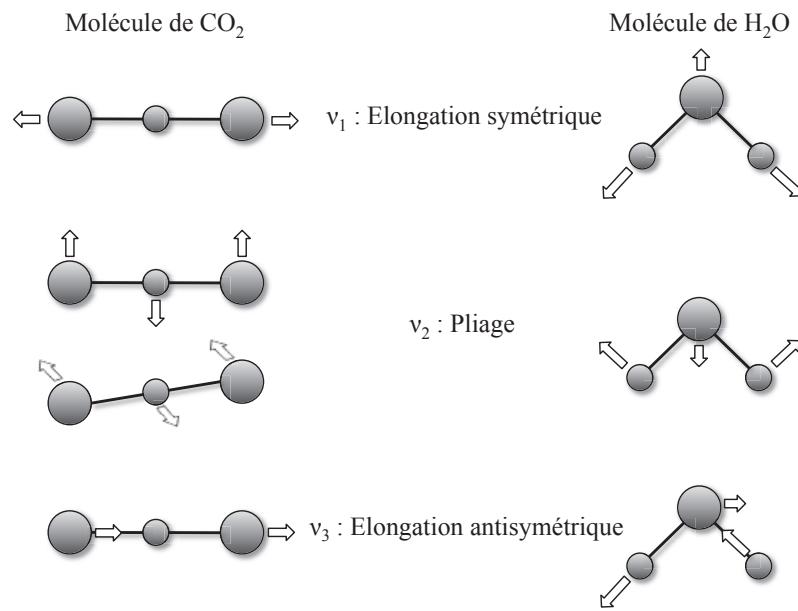


FIGURE 2.2 – Les modes de vibration fondamentaux des molécules de CO₂ et H₂O. D'après Shriver & Atkins (1999).

L'absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère martienne se fait principalement par le CO₂, gaz le plus abondant et possédant de nombreuses bandes d'absorption dans le spectre proche-infrarouge. Schématisons l'atmosphère par une succession de couches horizontales homogènes en densité et composition, la densité diminuant d'une couche à l'autre lorsqu'on s'élève en altitude. Lorsque la longueur d'onde du rayonnement incident est telle qu'une absorption est possible, l'intensité du rayonnement décroît avec la distance parcourue dans l'une de ces couches homogènes d'après la loi de Beer-Lambert. Cette relation empirique s'écrit :

$$I(x) = I_0 e^{-\alpha x} \quad (2.1)$$

où I_0 est l'intensité du rayonnement solaire au sommet de la couche, $I(x)$ l'intensité du rayonnement après un parcours x dans la couche et α le coefficient d'absorption de la couche. α dépend notamment de la densité de molécules absorbantes dans la couche considérée et de leur section efficace d'absorption. Les quantités I , I_0 et α dépendent de la longueur d'onde ; cette dépendance est éludée dans l'équation 2.1 par souci de simplification de l'écriture. Le produit αx est la **profondeur optique** τ (ou épaisseur optique, ou opacité)

de la couche d'atmosphère. On dit que la couche est **optiquement mince** à une longueur d'onde donnée lorsque l'opacité τ à cette longueur d'onde est inférieure à 1 ; on peut alors considérer qu'on est encore dans un régime linéaire d'absorption, avec au maximum une seule interaction par photon en moyenne. Lorsque l'opacité est supérieure à 1, on dit que la couche est **optiquement épaisse**.

On caractérise généralement l'atmosphère par son spectre de transmission qui donne en fonction de la longueur d'onde la fraction du rayonnement solaire parvenant à traverser l'atmosphère. La figure 2.3 montre un spectre de transmission atmosphérique typique calculé pour un parcours vertical aller-retour à la résolution spectrale de l'instrument OMEGA. On remarque qu'aux alentours de $2,7\ \mu\text{m}$, $2,8\ \mu\text{m}$ et $4,3\ \mu\text{m}$, la transmission atmosphérique est nulle, le rayonnement étant totalement absorbé par le CO_2 gazeux avant d'atteindre la surface. La transmission atmosphérique varie principalement avec l'altitude de la surface : plus l'altitude est basse, plus la couche d'atmosphère traversée est importante et plus la transmission atmosphérique dans une bande d'absorption est faible.

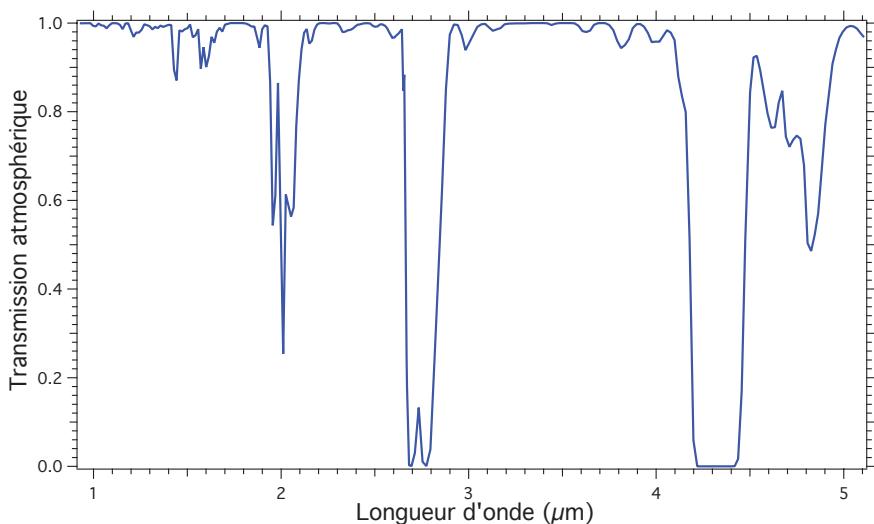


FIGURE 2.3 – Spectre de transmission atmosphérique typique dans le cas d'un trajet vertical aller-retour dans l'atmosphère pour la gamme proche-infrarouge. Ce spectre est donné à la résolution spectrale de l'instrument OMEGA.

Examinons maintenant l'absorption du rayonnement proche-infrarouge par les solides moléculaires cristallins. L'organisation périodique des molécules au sein du réseau cristallin a plusieurs conséquences sur le spectre d'absorption. On observe un décalage en fréquence des modes de vibration entre les phases gazeuse et solide ainsi qu'un élargissement des bandes d'absorption. Des sous-structures font également leur apparition. Je reviendrai plus en détail sur l'absorption par les glaces de CO_2 et H_2O dans la partie suivante.

Diffusion : La diffusion est le processus par lequel le rayonnement électromagnétique subit une déviation de sa direction de propagation sans perte d'énergie. Dans un milieu comportant des diffuseurs, on parle de diffusion simple quand le rayonnement interagit avec un seul diffuseur et de diffusion multiple lorsque le rayonnement interagit avec plusieurs diffuseurs à la suite. On distingue trois régimes de diffusion qui dépendent du rapport entre

la taille des particules diffusantes et la longueur d'onde du rayonnement incident :

- **La diffusion Rayleigh** se produit lorsque les particules sont petites devant la longueur d'onde. Dans le cas des longueurs d'onde du rayonnement solaire, ce processus concerne les molécules atmosphériques. L'intensité de la lumière diffusée est proportionnelle à λ^{-4} : les courtes longueurs d'onde sont plus diffusées que les grandes. De plus, la diffusion Rayleigh est presque isotrope, en étant deux fois plus forte vers l'avant et l'arrière qu'à 90° (voir figure 2.4). Cela signifie qu'une part importante de l'énergie associée aux courtes longueurs d'onde est redistribuée dans toutes les directions alors que l'énergie associée aux grandes longueurs d'onde l'est beaucoup moins. Ce processus explique ainsi la couleur bleue du ciel sur Terre. Par ailleurs, la diffusion est d'autant plus marquée que les éléments diffusants sont nombreux. L'espace, pratiquement dépourvu de molécules, apparaît donc obscur.
- **La diffusion de Mie** concerne les particules dont la taille est proche de la longueur d'onde. Elle s'applique par exemple aux aérosols atmosphériques de poussière et de glace ainsi qu'à la poussière déposée en surface. L'intensité de la lumière diffusée varie de façon assez complexe avec la longueur d'onde ; des oscillations sont en particulier créées par des interférences entre les ondes traversant la particule et les ondes diffractées aux abords de la particule. Elle est beaucoup plus anisotrope que la diffusion Rayleigh : plus les particules sont grosses, plus la diffusion se fait vers l'avant (voir figure 2.4). La théorie de Mie permet toutefois de prendre en compte la diffusion due à une particule sphérique isolée quelle que soit sa taille.
- **La diffusion non sélective** concerne les particules dont la taille est très supérieure à la longueur d'onde. C'est le cas des grains de glace présents en surface, dont la taille varie entre la dizaine de microns et plusieurs centimètres. La diffusion non sélective s'applique de la manière à toutes les longueurs d'onde. Il y a alors simplement réflexion et réfraction de la lumière, phénomènes régis par les lois de l'optique géométrique.

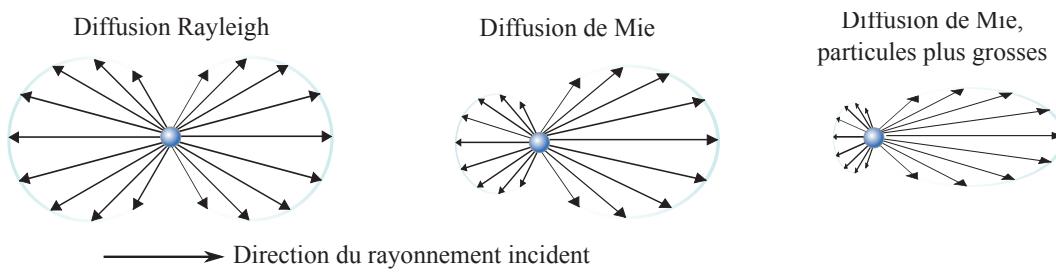


FIGURE 2.4 – La diffusion Rayleigh concerne les molécules et les très petites particules. Pour des particules d'une taille proche de la longueur d'onde, la diffusion de Mie s'applique. Cette diffusion se fait préférentiellement vers l'avant ; plus les particules sont grosses, plus le lobe de diffusion vers l'avant est étroit et intense. Pour des particules dont la taille est très supérieure à la longueur d'onde, la diffusion s'inscrit dans le cadre de l'optique géométrique.

Il peut également y avoir diffraction du rayonnement solaire incident par les milieux granulaires présents en surface. Ce phénomène se traduit par une interférence entre les

ondes diffusées par chaque point d'un grain du milieu. Cependant, il est généralement considéré dans les modèles de transfert radiatif que la proximité entre les grains empêche la construction de ces interférences à l'exception des milieux très poreux qui ne sont pas considérés ici ([Hapke, 1993](#)). Bien que ce point soit encore fortement débattu (e.g. [Zhang & Voss \(2011\)](#)) et extrêmement difficile à évaluer dans les modèles, le phénomène de diffraction du rayonnement dans les milieux granulaires sera négligé dans les modèles de transfert radiatif que j'utilisera (voir partie [2.2.1.3](#)).

2.1.1.2 Interaction entre le rayonnement solaire incident et la surface

La surface martienne se présente sous la forme d'un milieu granulaire compact, soit minéral pour le régolithe, soit glacé pour les dépôts permanents et saisonniers de glaces de CO₂ et H₂O. Ce milieu granulaire est composé de solides moléculaires cristallins organisés en grains dont la taille est généralement très supérieure à la longueur d'onde du rayonnement solaire : de plusieurs dizaines de microns pour le givre d'eau à plusieurs dizaines de centimètres pour les grains de glace carbonique. Comme je viens de l'indiquer, l'interaction entre le rayonnement incident et ce milieu granulaire peut être étudiée dans le cadre de l'optique géométrique.

Considérons un rayon solaire se propageant dans l'atmosphère martienne d'indice de réfraction n_1 et rencontrant la surface d'un grain de glace d'indice de réfraction n_2 , supérieur à n_1 . Au niveau de cette interface optique, le rayon incident est en partie réfléchi et réfracté (voir figure [2.5](#)). Les lois de Snell-Descartes rendent compte quantitativement de ce phénomène : l'angle de réflexion θ'_1 est égal à l'angle d'incidence θ_1 et l'angle de réfraction θ_2 est relié à l'angle d'incidence θ_1 par la relation :

$$n_1 \sin \theta_1 = n_2 \sin \theta_2 \quad (2.2)$$

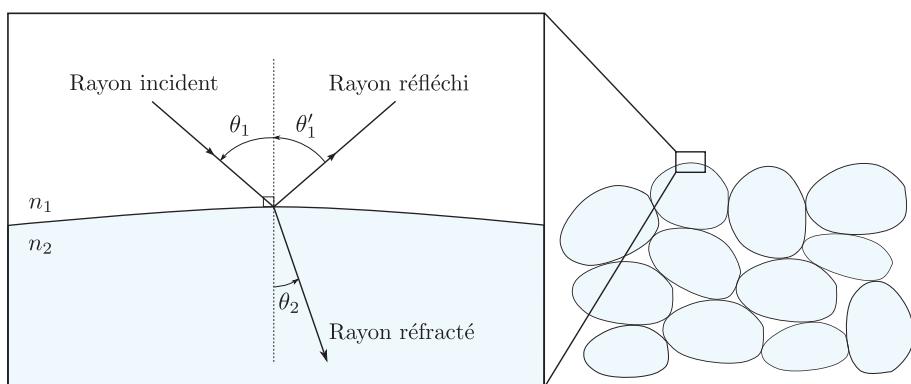


FIGURE 2.5 – Réflexion et réfraction du rayon incident à l'interface optique que constitue la surface d'un grain de glace.

Par ailleurs, les directions d'incidence, de réflexion, de réfraction et la normale à la surface du grain sont coplanaires. Le rayonnement réfracté se propage à l'intérieur du grain de glace où il peut être absorbé par la matière. L'indice de réfraction complexe $\tilde{n}(\lambda)$ permet de relier les phénomènes de réfraction et d'absorption. Il s'écrit :

$$\tilde{n}(\lambda) = n(\lambda) + ik(\lambda) \quad (2.3)$$

$n(\lambda)$ est la partie réelle de l'indice de réfraction, responsable de la déviation du rayon lumineux à la traversée de l'interface optique. Il est égal au rapport des vitesses de propagation de la lumière dans le vide et dans le milieu. $k(\lambda)$ est la partie imaginaire de l'indice de réfraction ; il caractérise le pouvoir absorbant du milieu. n et k sont appelées les **constantes optiques** ou indices optiques du milieu. La théorie de Mie permet de relier ces constantes optiques aux sections efficaces de diffusion et d'absorption.

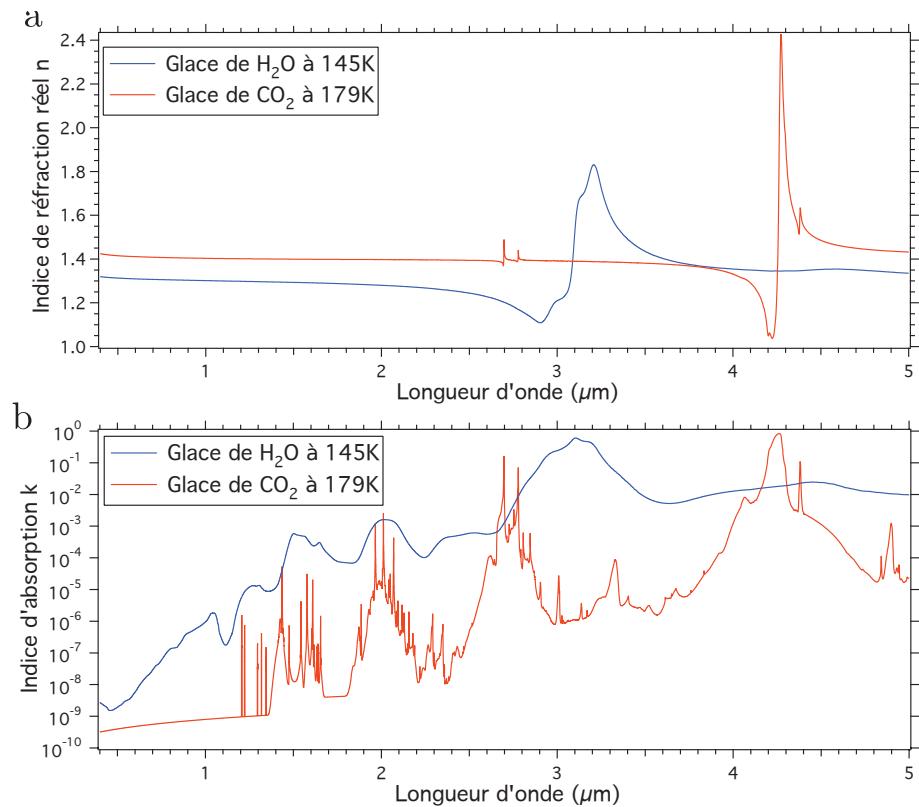


FIGURE 2.6 – Constantes optiques des glaces de CO₂ et H₂O dans les gammes visible et proche-infrarouge. a : Indice de réfraction réel n ; b : Indice d'absorption k . Ces données sont issues de spectres en transmission de cristaux obtenus par [Grundy & Schmitt \(1998\)](#) et [Schmitt *et al.* \(1998\)](#) pour la glace de H₂O et par [Quirico & Schmitt \(1997\)](#) et [Schmitt *et al.* \(1998\)](#) pour la glace de CO₂.

La figure 2.6 présente une comparaison des constantes optiques des glaces de CO₂ et H₂O. On retiendra tout d'abord que pour les deux types de glace, l'indice d'absorption k augmente de plusieurs ordres de magnitude lorsqu'on se déplace du visible au proche-infrarouge. En d'autres termes, les glaces de CO₂ et H₂O sont transparentes dans le visible mais de plus en plus opaques dans l'infrarouge proche. Nous remarquons ensuite que les coefficients d'extinction des glaces de CO₂ et H₂O varient différemment avec la longueur d'onde : $k(\lambda)$ s'organise en larges bandes pour la glace de H₂O et en une structure de raies relativement étroites pour la glace de CO₂. Cette différence trouve son origine dans les liaisons hydrogènes qui s'établissent entre les molécules d'eau. Enfin, signalons que

la partie réelle de l'indice de réfraction varie brutalement au voisinage d'une absorption intense.

La décroissance de l'intensité du rayonnement réfracté lors de son parcours dans le grain suit la loi de Beer-Lambert (voir équation 2.1). Le coefficient d'absorption α du matériau traversé est relié à la partie imaginaire de l'indice de réfraction k par la relation :

$$\alpha(\lambda) = \frac{4\pi k(\lambda)}{\lambda} \quad (2.4)$$

La partie du rayonnement qui parvient à sortir du grain est dite transmise. Par réflexions et transmissions multiples, le rayonnement incident va ainsi se propager dans le milieu granulaire jusqu'à en sortir en étant partiellement absorbé. Le rayonnement dit diffusé se compose du rayonnement réfléchi à la surface des grains de surface et du rayonnement qui s'est propagé à l'intérieur du milieu granulaire et qui en est ressorti. On appelle **réflectance bidirectionnelle**, ou facteur de réflectance, le rapport entre l'intensité du rayonnement sortant du milieu granulaire et l'intensité du rayonnement incident. Un **spectre en réflectance** caractérise l'interaction différentielle en longueur d'onde du rayonnement avec le milieu traversé. On définit le continuum comme l'enveloppe du spectre en réflectance sur lequel les bandes d'absorption se superposent. Leur position et leur intensité dépendent de la composition chimique du milieu traversé via son indice d'absorption $k(\lambda)$. Le phénomène d'absorption est fortement non-linéaire :

- Dans les zones spectrales de moyenne à forte absorption, le rayonnement est totalement absorbé dans les premiers grains et les bandes sont saturées (flèche rouge sur la figure 2.7).
- Dans les zones de faible absorption, le rayonnement pénètre dans la surface et sa traversée de nombreux grains renforce son absorption (flèches vertes).
- Dans les zones de très faible absorption, le rayonnement pénètre très profondément mais ressort presque intégralement (flèche bleue).

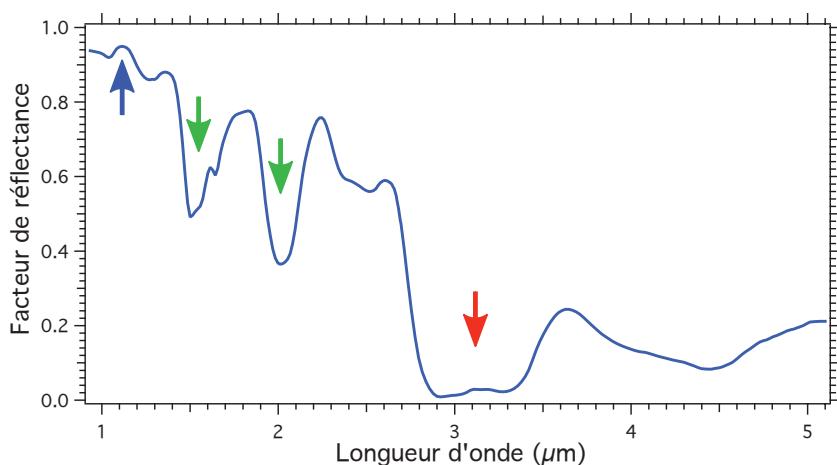


FIGURE 2.7 – Spectre en réflectance d'une couche de glace d'eau composée de grains de 20 μm modélisé grâce au logiciel de transfert radiatif Spectrimag décrit en partie 2.2.1.3. La surface est éclairée de façon collimatée sous un angle de 60° par rapport à la verticale et l'observation se fait au nadir. Les flèches indiquent différentes zones spectrales d'absorption, à chacune correspond une profondeur donnée de pénétration du rayonnement.

Si la composition du milieu constraint la position des bandes d'absorption, la forme d'un spectre en réflectance est contrôlée par plusieurs paramètres :

La granulométrie : La taille des grains influence fortement le spectre en réflectance car elle définit le parcours entre deux interfaces diffusantes. Lorsqu'on observe un matériau ayant un indice d'absorption non nul, comme la glace de CO₂ ou H₂O à certaines longueurs d'onde, la probabilité qu'un photon entrant dans un grain soit absorbé augmente avec la taille des grains car le photon doit parcourir un trajet plus grand pour sortir du grain. Cela se traduit par une augmentation de la profondeur des bandes d'absorption du matériau sur son spectre en réflectance. A contrario, si les grains sont petits, les photons peuvent être réfléchis sur les interfaces et ressortir des grains vers l'extérieur avec une faible probabilité d'être absorbés. Une diminution de la taille des grains s'accompagne donc d'une augmentation de la réflectance apparente de la surface. La figure 2.8 illustre l'effet de la taille de grains sur le spectre en réflectance de la glace de H₂O. On notera qu'au fond de la bande d'absorption à 3 μm, le facteur de réflectance est de l'ordre de 1 à 3% alors que la bande est saturée. Le flux au fond de cette bande correspond aux photons qui se sont uniquement réfléchis à la surface de la première couche de grains.

Les conditions d'éclairement et d'observation : Suivant sa texture, la surface peut avoir une réflectance constante ou au contraire très variable suivant l'angle selon laquelle on l'observe. On distingue deux cas limites : une surface lambertienne et une surface spéculaire. Dans le cas d'une surface lambertienne, également dite « de Lambert », la lumière est réfléchie de manière uniforme dans toutes les directions. La luminance¹ que perçoit un observateur d'une surface lambertienne est donc indépendante de la direction d'observation et ne dépend que de l'intensité du rayonnement atteignant la surface. Par conséquent, la réflectance d'une surface lambertienne est constante quels que soient les angles d'éclairement et d'observation. En conditions naturelles, certaines surfaces approchent ce comportement limite en cas de mélange granulaire où la diffusion multiple domine. A l'opposé, une surface parfaitement lisse réfléchit la lumière de manière spéculaire, comme un miroir. Le rayonnement incident est réfléchi dans une seule direction avec un angle opposé à l'angle d'incidence. Les surfaces réelles ont une fonction photométrique intermédiaire entre ces deux cas limites. Cette fonction peut notamment dépendre de l'échelle spatiale à laquelle on observe la surface. Prenons le cas d'une surface rugueuse représentée par une distribution de facettes spéculaires aléatoirement orientées. Si le champ de vue de l'observateur est inférieur à la dimension d'une facette, la surface apparaîtra spéculaire comme dans l'encadré de la figure 2.5. Si par contre le champ de vue englobe un nombre important de facettes, la surface sera proche d'une surface lambertienne.

La réflectance d'une surface réelle dépend également de l'angle sous lequel elle est éclairée. Suivant l'angle sous lequel les photons atteignent la surface, ils pénètrent plus ou moins profondément dans le milieu granulaire. Des photons parvenant à la surface sous une incidence rasante ne vont interagir qu'avec les grains de la première couche avant de ressortir tandis que des photons arrivant dans le milieu sous une incidence proche de la normale

1. La luminance correspond à la puissance lumineuse reçue dans la direction d'observation par unité de surface et d'angle solide, voir partie 2.1.1.4.

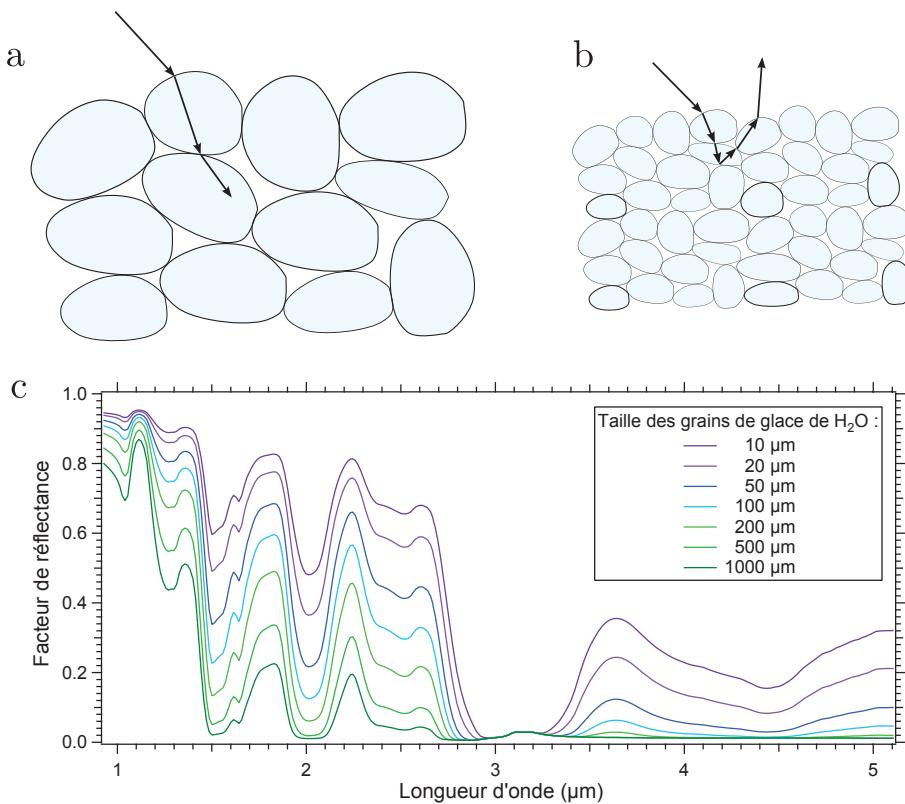


FIGURE 2.8 – Effet de la taille des grains constituant le milieu rencontré. Figure "a" comparée à la figure "b" : plus les grains sont petits et plus les photons ont une probabilité élevée de ressortir du milieu par réflexion sur les faces externes et internes des grains avant d'être absorbés. c : Modélisation du spectre en réflectance d'une couche de glace de H_2O avec le logiciel de transfert radiatif Spectrimag. La surface est éclairée de façon collimatée sous un angle de 60° par rapport à la verticale et l'observation se fait au nadir. La taille des grains de glace de H_2O est représentative de celle qu'on observe à la surface de Mars. Une augmentation de la taille des grains se traduit par une diminution de la réflectance, un élargissement des bandes d'absorption et une augmentation de leur profondeur.

vont pénétrer beaucoup plus profondément. La probabilité qu'ils soient ensuite absorbés sera plus importante. La réflectance de la surface d'un milieu granulaire augmente donc avec l'angle d'incidence zénithal (angle entre la direction d'éclairage et la normale à la surface, voir partie 2.1.1.4). Cette augmentation est d'autant plus importante dans la direction opposée à la direction d'incidence, formant le lobe de diffusion avant. Ce phénomène a pour effet de modifier le niveau de réflectance du continuum et la profondeur des bandes d'absorption.

La représentation de surface : Les milieux granulaires présents en surface comportent généralement plusieurs corps chimiques. Dans le cadre de notre étude, ces corps sont les glaces de CO_2 et H_2O et la poussière martienne. La représentation de surface définit la façon dont ces corps sont agencés à la surface. Cet agencement peut se faire de différentes manières et à différentes échelles spatiales : de l'échelle du grain à celle de la zone spatialement résolue par l'instrument d'observation. Les signatures spectrales de chacun des corps chimiques

purs sont mélangées d'une façon différente suivant le type d'agencement. Détaillons ces différents assemblages :

- **Mélange intime chimique** : il s'agit d'un assemblage de corps chimiques à une échelle inférieure à celle du grain. Les clathrates, composés cristallins de CO₂ et H₂O, sont un exemple de mélange chimique intime qu'on pourrait trouver sur Mars. Les constantes optiques du matériau issu de cet assemblage sont généralement très différentes des constantes optiques propres à chaque corps chimique pur, l'assemblage entraînant une modification des fréquences de vibration des molécules. Ce type de mélange intime n'a pas été étudié dans cette thèse.
- **Mélange intime granulaire** : il s'agit d'un assemblage de grains de propriétés physiques différentes (composition, taille et forme des grains) au sein d'un même milieu granulaire (voir figure 2.9a). Le libre parcours moyen des photons dans ce mélange¹ est supérieur à la taille d'un grain de telle sorte que le rayonnement interagisse avec plusieurs grains de propriétés différentes sur son trajet optique. Le spectre résultant est une combinaison non-linéaire des spectres des différents corps purs rencontrés.
- **Mélange stratifié** : il s'agit d'une superposition de couches horizontales, chaque couche étant un milieu granulaire (voir figure 2.9b)). L'épaisseur de chaque couche est inférieure au libre parcours moyen des photons. Le rayonnement peut ainsi se propager dans plusieurs couches. Le spectre résultant est une combinaison non-linéaire des spectres des différents corps purs rencontrés.
- **Mélange géographique subpixel** : il s'agit d'une juxtaposition horizontale de plusieurs milieux granulaires à une échelle spatiale inférieure à la zone recouverte par un pixel de l'instrument d'observation (voir figure 2.9c)). Le libre parcours moyen des photons est très inférieur à la taille horizontale des différents milieux. Ainsi, un photon n'interagit qu'avec un seul type de milieu avant d'être absorbé ou de ressortir et d'atteindre le capteur. Le spectre résultant est une combinaison linéaire des spectres des différents milieux granulaires pondérés de la surface qu'ils occupent au sein du pixel. Ces milieux granulaires peuvent eux-même être sous forme d'un mélange intime granulaire ou stratifié.

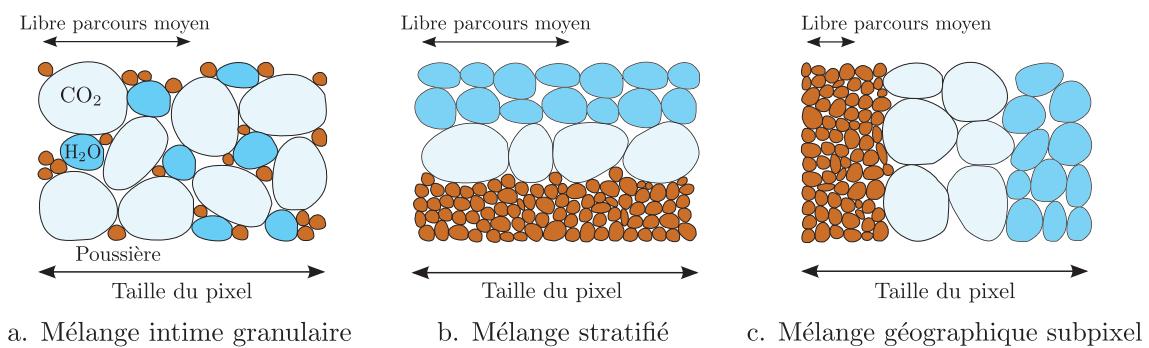


FIGURE 2.9 – Schéma des différents types d'assemblage : mélange intime granulaire (a), mélange stratifié (b) et mélange géographique subpixel (c). Les signatures spectrales des corps chimiques purs rencontrés se combinent d'une façon différente suivant le type d'assemblage.

1. Le libre parcours moyen des photons est le trajet optique moyen parcouru par les photons avant d'être absorbé ou de ressortir du milieu.

Pour illustrer l'importance de la représentation de surface, j'ai modélisé avec le logiciel Spectrimag les spectres en réflectance de trois types de mélange de glaces de CO₂ et H₂O : mélange intime granulaire (figure 2.10a), mélange stratifié (figure 2.10b) et mélange géographique subpixel (figure 2.10c). J'ai choisi des tailles de grains représentatives de celles rencontrées au niveau des dépôts saisonniers nord pendant leur retrait : 1 cm pour la glace de CO₂ et 200 µm pour la glace de H₂O. Les spectres correspondent à une surface éclairée de façon collimatée sous un angle de 60° par rapport à la verticale et observée au nadir.

Dans le cas du mélange intime granulaire (figure 2.10a) sont indiqués à la fois le pourcentage en nombre de grains et le pourcentage massique de la glace de H₂O. Ces pourcentages sont très dissemblables en raison de l'écart de taille, d'un facteur 50, entre les grains de glace de CO₂ et H₂O. Même lorsque la glace de H₂O représente 95 % des grains du mélange, son pourcentage massique n'atteint que 0,009 %. C'est à partir de cette proportion que la signature de la glace d'eau commence à apparaître dans le spectre en réflectance, particulièrement à 1,5 μm. L'augmentation de la proportion de glace d'eau s'accompagne d'un accroissement de la profondeur de ses bandes d'absorption. Lorsque le pourcentage massique de glace d'eau atteint 0,94 % (99,95 % en nombre de grains), la signature de la glace de CO₂ a quasiment disparu aux longueurs d'onde inférieures à 2,5 μm mais est toujours clairement visible entre 2,5 et 4 μm. Au-delà d'une proportion massique de glace d'eau de 0,94 %, la forme du spectre évolue peu ; on note surtout la diminution générale du niveau de réflectance avec un creusement des bandes de la glace d'eau et la disparition totale de la signature de la glace de CO₂. Cette évolution spectrale montre clairement le caractère non-linéaire de la combinaison des spectres de corps purs dans le cas d'un mélange intime granulaire.

La poussière martienne en mélange intime granulaire avec la glace, qu'elle soit de CO₂ ou de H₂O, a pour effet de faire diminuer le niveau de réflectance du continuum et de réduire le contraste spectral. La gamme visible du spectre est la plus sensible à la présence de poussière car celle-ci y absorbe fortement la lumière au contraire des glaces.

Etudions maintenant le cas du mélange stratifié (figure 2.10b). Une couche d'épaisseur variable de grains de glace de H_2O de diamètre 200 μm recouvre une couche optiquement épaisse de grains de glace de CO_2 de diamètre 1 cm. Il peut sembler surprenant que pour les premiers spectres, l'épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau soit inférieure à la taille des grains de glace. Le logiciel de transfert radiatif Spectrimag calcule en fait les propriétés radiatives de la couche de glace d'eau à partir d'une épaisseur optique. L'épaisseur métrique e donnée en entrée du modèle est convertie en épaisseur optique τ par la relation suivante, obtenue par Hapke (1993) à partir de calculs statistiques :

$$\tau = -N \frac{\ln(1-\gamma)}{\gamma} <\sigma> e \quad (2.5)$$

où N est le nombre de grains par unité de volume, γ la compacité de la couche granulaire définie comme le volume de matériau par unité de volume total et $\langle \sigma \rangle$ la section efficace d'extinction du matériau. Comment dès lors visualiser une couche de glace d'eau lorsque son épaisseur optique est telle que l'épaisseur métrique correspondante est inférieure à la taille des grains ? La solution la plus probante est de considérer que les grains de glace

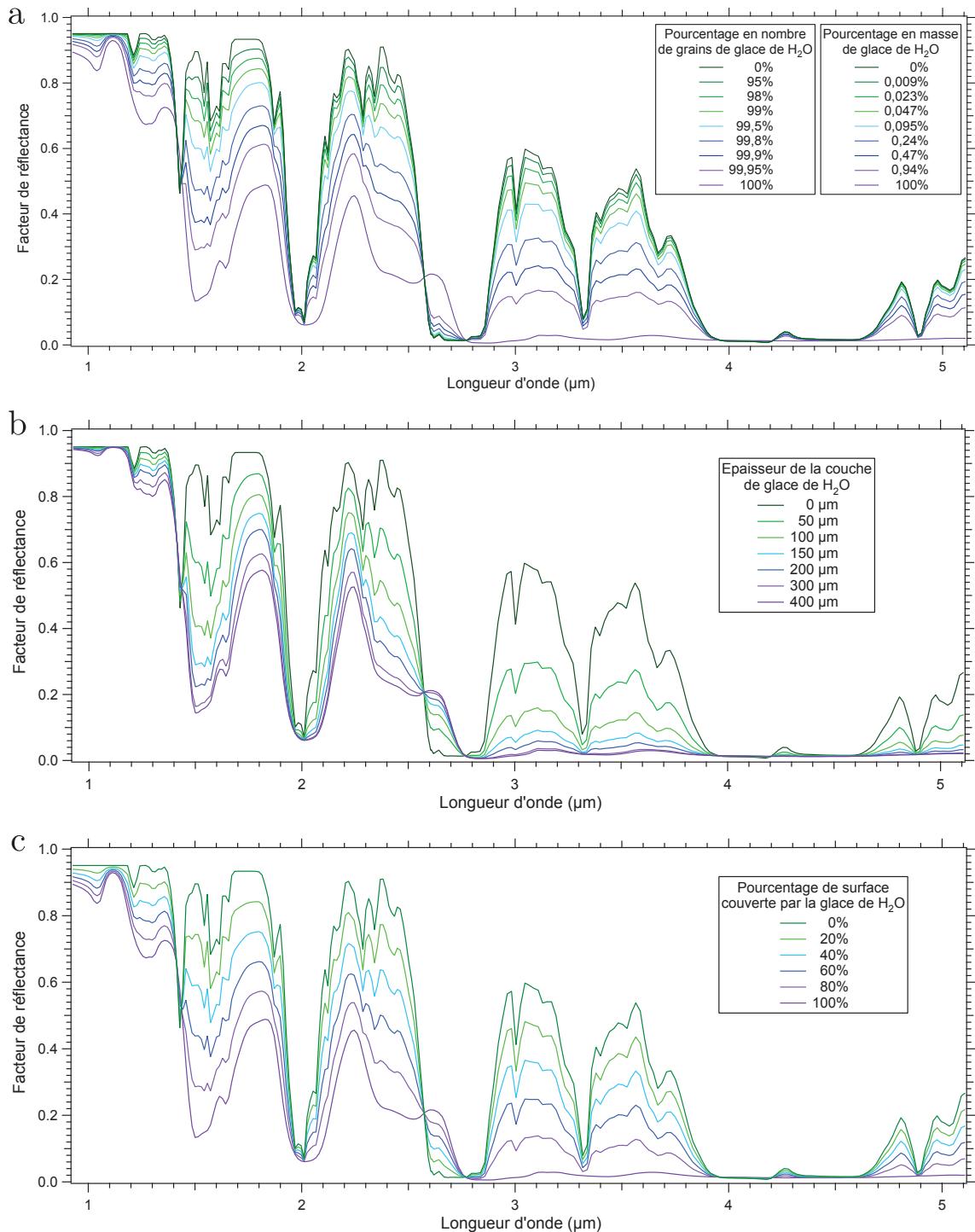


FIGURE 2.10 – Modélisation de spectres en réflectance de mélanges de glaces de CO_2 et H_2O . Les tailles de grains choisies sont de 1 cm pour la glace de CO_2 et de 200 μm pour la glace de H_2O . Les spectres correspondent à une surface éclairée de façon collimatée sous un angle de 60° par rapport à la verticale et observée au nadir. Les configurations adoptées sont les suivantes : mélange intime granulaire (a), mélange stratifié avec une couche de glace de H_2O sur une couche de glace de CO_2 (b) et mélange géographique subpixel (c).

d'eau ne recouvrent pas la surface uniformément. Dans ce cas, la fraction de la surface couverte par les grains est simplement égale à e/d où d est le diamètre des grains et $e \leq d$.

La signature spectrale de la glace de CO₂ est quasiment masquée par une couche de glace d'eau de 200 μm d'épaisseur. Une telle couche est fortement diffusive, la plupart des photons sortant du milieu avant d'avoir interagi avec la glace de CO₂. Au-delà de 400 μm, la couche de glace d'eau est optiquement épaisse, la signature de la glace de CO₂ étant donc absente du spectre.

Enfin, la figure 2.10c montre les spectres en réflectance d'un mélange géographique subpixel entre une zone recouverte de glace de CO₂ (grains de 1 cm) et une autre recouverte de glace de H₂O (grains de 200 μm), ces deux milieux étant optiquement épais. Les signatures spectrales des deux corps purs se combinent linéairement pour former le spectre en réflectance, la contribution de chaque corps pur étant pondérée par la surface qu'il occupe au sein du mélange spatial.

L'agencement des corps purs en surface détermine donc la contribution relative de leur signature spectrale au spectre en réflectance observé. L'absence de la signature d'un composant chimique n'implique pas son absence en surface ; il peut simplement être masqué par un autre composant. La présence ou l'absence de la signature d'un composant dépend simplement du trajet optique des photons dans le milieu granulaire. Une couche fortement diffusive en surface suffit à masquer la signature spectrale du composant sous-jacent.

La représentation de surface est fonction de la résolution spatiale de l'instrument d'observation. Un mélange géographique subpixel peut être résolu en un mélange intime granulaire par un instrument de résolution spatiale plus élevée. Les imageurs hyperspectraux OMEGA et CRISM illustrent ce changement d'échelle spatiale : la résolution d'OMEGA varie de 300 m à 5 km par pixel tandis que CRISM observe la surface à une résolution de 15 m par pixel. Ces deux instruments sont donc parfaitement complémentaires.

La forme des bandes d'absorption dépend également de la température des corps chimiques en présence. Ce phénomène a été étudié en laboratoire dans le cas de la glace de H₂O par [Grundy & Schmitt \(1998\)](#) qui montrent que la forme de la bande d'absorption à 1,65 μm est particulièrement sensible aux changements de température. A partir d'observations acquises par l'instrument OMEGA, [Vincendon et al. \(2007\)](#) ont notamment mis en évidence ce phénomène au niveau d'un dôme de glace remplissant le fond d'un cratère des régions polaires nord de Mars. Du début à la fin de l'été, la température de sa surface diminue de 225 K à 180 K, les spectres OMEGA évoluant en accord avec les mesures de [Grundy & Schmitt \(1998\)](#). Par contre, la température de la glace de CO₂, contrôlée par la pression atmosphérique, ne varie pas suffisamment dans les conditions martiennes pour que l'effet de la température sur les bandes d'absorption soit notable.

2.1.1.3 Effets perturbateurs de l'atmosphère

Bien que l'atmosphère de Mars soit beaucoup plus ténue que celle de la Terre, sa composition dominée par le dioxyde de carbone implique la présence de nombreuses bandes d'absorption, parfois fortes, dans la gamme proche-infrarouge du spectre (voir figure 2.3). Ces bandes d'absorption se superposent souvent aux structures spectrales de la surface.

En particulier, l'absorption par le CO₂ en phase gazeuse se fait à des longueurs d'onde légèrement décalées par rapport à la phase solide et certaines bandes d'absorption du CO₂ gazeux se trouvent juxtaposées aux bandes de la glace carbonique. Il faut en tenir compte pour déterminer la profondeur réelle des bandes d'absorption de la glace carbonique, soit en corrigeant les spectres en réflectance obtenus par l'instrument de la contribution atmosphérique, soit en développant des évaluateurs de profondeur de bande adaptés. Par ailleurs, l'atmosphère est optiquement épaisse dans certaines zones du spectre proche-infrarouge, en particulier vers 2,7 et 4,3 μm, masquant la signature des corps présents en surface.

Il faut ajouter à cela la présence de microscopiques particules minérales et de nuages de fins cristaux d'H₂O qui dérivent au-dessus des surfaces martiennes à des altitudes variées. Ces aérosols diffusent surtout la lumière vers l'avant. Ils ont un impact notable sur la morphologie des spectres en réflectance :

1. Les aérosols réduisent le contraste photométrique et spectral de la surface observée ([Clancy & Lee, 1991](#)) : les surfaces sombres apparaissent plus claires et les surfaces claires plus sombres lorsqu'elles sont surplombées par une couche d'aérosols. La transition se situe à une réflectance apparente de ~0,3 ([Vincendon et al., 2007](#)). L'éclaircissement apparent des surfaces sombres vient du fait qu'une partie des photons est diffusée vers l'espace par les aérosols et atteint l'instrument en orbite sans avoir interagi avec la surface. L'assombrissement apparent des surfaces claires est moins intuitif et résulte du processus suivant : la lumière interceptée par les aérosols est plus favorablement diffusée à grands angles d'émergence. La réflectance apparente d'une surface claire observée au nadir s'en trouve diminuée. L'augmentation de la réflectance du fond des bandes d'absorption se traduit par une diminution du contraste spectral comme l'illustre la figure [2.11](#).
2. La lumière est plus intensément diffusée à courte longueur d'onde qu'à grande longueur d'onde. De ce fait, la diffusion par les aérosols ajoute une pente au spectre en réflectance de telle sorte que la réflectance diminue avec la longueur d'onde. Cet effet est particulièrement notable au-dessus des surfaces minérales.
3. La diffusion par les aérosols mélange les signatures spectrales de surfaces avoisinantes. Un instrument en orbite récolte les photons provenant de l'élément de surface observé mais également des zones adjacentes quand la diffusion par les aérosols dirige les photons dans la ligne de visée de l'instrument. Ces photons représentent couramment la moitié des photons que l'instrument mesure. Au total, 90% des photons provenant de la surface sont initialement émis dans un rayon de 15 km autour du point observé quand l'opacité des aérosols est de 0,6 et leur hauteur d'échelle de 11,5 km, valeur standard lorsque les aérosols sont bien mélangés au gaz ([Vincendon, 2008](#)). Ce phénomène devra être pris en compte lors de l'étude de zones présentant de fortes inhomogénéités spatiales sur des distances de l'ordre de la dizaine de kilomètres : la signature spectrale d'un pixel peut être contaminée par celle des pixels adjacents. Concrètement, cela se traduit par une réduction de la résolution spatiale de l'instrument.
4. Suivant l'angle d'incidence du rayonnement, la diffusion par les aérosols augmente ou diminue le parcours des photons dans l'atmosphère. Cela modifie l'intensité des

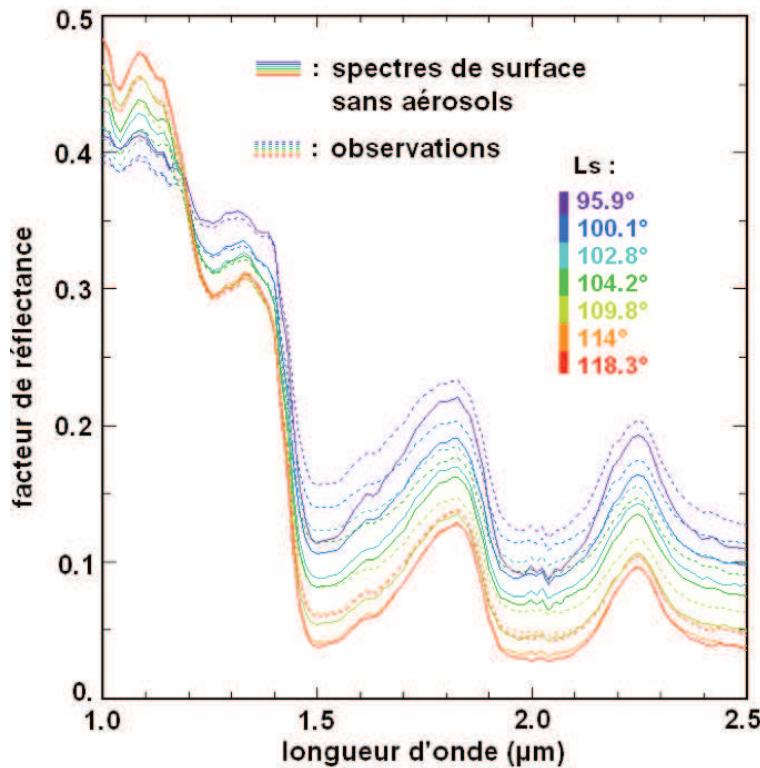


FIGURE 2.11 – Observations OMEGA d'un dôme de glace au centre d'un cratère de la région polaire nord. Les spectres en trait plein et en trait pointillé correspondent respectivement aux observations avant et après correction de l'effet des aérosols. D'après [Vincendon \(2008\)](#).

bandes d'absorption par les gaz atmosphériques par rapport à un trajet dans une atmosphère dénuée d'aérosols. Par exemple, lorsqu'on observe les régions polaires, le rayonnement atteint l'atmosphère sous une forte incidence zénithale. Diffusés vers l'avant par les aérosols, les photons vont préférentiellement sortir de l'atmosphère avant d'avoir atteint la surface. L'absorption moyenne par les gaz atmosphériques est ainsi inférieure à celle obtenue pour un trajet dans une atmosphère dénuée d'aérosols.

5. La surface est éclairée à la fois par le rayonnement solaire collimaté et par un rayonnement diffusé provenant de toutes les directions de l'hémisphère supérieur. Cela a pour conséquence d'atténuer le comportement anisotrope des surfaces non-lambertiennes.
6. Lorsque la couche d'aérosols est optiquement épaisse comme c'est le cas lors des tempêtes globales de poussière, il n'est plus possible d'observer la surface. L'instrument mesure dans ce cas la réflectance d'une couche d'aérosols de profondeur très élevée. Cette réflectance vaut $\sim 0,45$ entre 1 et $2,6 \mu\text{m}$ ([Vincendon, 2008](#)).

Des outils ont été développés par plusieurs équipes pour corriger les spectres en réflectance de ces effets atmosphériques perturbateurs. Ils sont présentés en partie [2.2.2.2](#).

2.1.1.4 Géométrie d'acquisition et grandeurs radiométriques utiles

La figure [2.12](#) représente un schéma simple de la géométrie du problème de télédétection. Elle est définie par trois angles :

- **L'angle d'incidence solaire zénithal** θ_i ou angle d'éclairement est l'angle entre la direction d'illumination du Soleil et la normale à la surface.
- **L'angle d'émergence zénithal** θ_e ou angle d'observation est l'angle entre la direction d'observation et la normale à la surface. On parle d'une observation **nadir** lorsque celle-ci est effectuée à $\theta_e = 0$.
- **L'azimuth relatif** φ est l'angle entre les projections des directions du Soleil et de l'instrument dans le plan orthogonal à la normale à la surface.

La géométrie d'acquisition peut également s'exprimer en remplaçant dans ce triplet l'azimuth relatif par **l'angle de phase** g qui correspond à l'angle entre les directions d'éclairement et d'observation. Il se calcule ainsi : $\cos g = \cos \theta_i \cos \theta_e + \sin \theta_i \sin \theta_e \cos \varphi$. Cet angle est utile lorsqu'on étudie les processus de diffusion par les matériaux en surface ou les aérosols atmosphériques.

Enfin, **la masse d'air traversée** (*AM* pour *airmass* en anglais) correspond au parcours géométrique dans l'atmosphère selon les directions d'incidence et d'émergence de telle sorte que :

$$AM = \frac{1}{\cos \theta_i} + \frac{1}{\cos \theta_e} \quad (2.6)$$

La masse d'air traversée ne peut pas être inférieure à 2, cas extrême où l'instrument observe la surface au nadir et où le Soleil éclaire la surface à $\theta_i=0^\circ$. Elle augmente avec les angles d'incidence et d'émergence zénithaux. Au-delà d'une certaine masse d'air traversée, les effets atmosphériques impactent fortement le signal mesuré par l'instrument. Ce paramètre est donc critique dans notre étude car les régions polaires de Mars sont généralement éclairées à de grands angles d'incidence zénithaux.

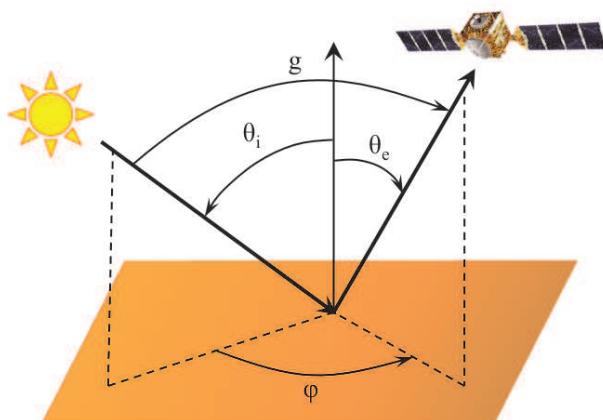


FIGURE 2.12 – Schéma de la géométrie d'acquisition en télédétection des surfaces planétaires.

Nous pouvons maintenant définir les grandeurs radiométriques utiles dans cette étude. Les détecteurs d'un instrument de télédétection observent une surface donnée sous un certain angle solide porté par la direction d'observation. La puissance lumineuse reçue par ces détecteurs est transformée en données numériques (DN pour *digital numbers*), directement reliées à la sensibilité de l'instrument. Un traitement informatique d'étalonnage convertit

ces données en unité de luminance (*radiance* ou *intensity* en anglais) par application de la fonction de transfert instrumentale. La **luminance** correspond à la puissance lumineuse reçue dans la direction d'observation par unité de surface et d'angle solide ; elle est notée $I(\theta_i, \theta_e, g)$ et s'exprime en $[W.m^{-2}.sr^{-1}]$.

Afin de déterminer les propriétés de réflectance de la surface étudiée, il faut s'affranchir des caractéristiques de la source, le Soleil en l'occurrence. Pour cela, on divise la luminance mesurée par l'instrument par l'**éclairement solaire collimaté** atteignant la surface. Cet éclairement est égal à $F(\theta_i) \cos \theta_i$ où $F(\theta_i)$ est l'éclairement solaire traversant le plan perpendiculaire à la direction incidente. On obtient la **réflectance bidirectionnelle** de la surface, ou **facteur de réflectance** :

$$RF(\theta_i, \theta_e, g) = \frac{I(\theta_i, \theta_e, g)}{F(\theta_i) \cos \theta_i} \quad (2.7)$$

Précisons que nous utilisons ici la définition physique de la réflectance bidirectionnelle. [Hapke \(1993\)](#) propose une autre définition telle que la réflectance bidirectionnelle est le rapport de $I(\theta_i, \theta_e, g)$ sur $\pi F(\theta_i)$.

Le facteur de réflectance est égal à 1 lorsque la surface se comporte de façon parfaitement lambertienne à une géométrie d'éclairement et d'observation donnée. Dans le cas d'une surface diffusant fortement la lumière vers l'avant, comme par exemple la neige de H₂O ([Dumont et al. , 2010](#)), il dépasse l'unité lorsque l'azimuth avoisine 180°. Plus on se rapproche du comportement d'une surface spéculaire, plus le facteur de réflectance augmente dans la direction spéculaire et diminue dans les autres directions.

Ces grandeurs sont dites « spectrales » lorsque seule la puissance lumineuse monochromatique de l'intervalle $[\lambda, \lambda + d\lambda]$ est considérée. En particulier, un spectre en réflectance correspond à la discrétisation en longueur d'onde du facteur de réflectance.

Mentionnons également la **fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle** ou **BRDF** pour *Bidirectional Reflectance Distribution Function*. Un spectrophotogoniomètre permet de mesurer la BRDF des matériaux sur une gamme discrète de géométries. Le laboratoire dispose d'un tel instrument. Il a permis de mesurer la BRDF de minéraux hydratés, analogues de minéraux martiens, par [Pommerol & Schmitt \(2008a,b\)](#) et d'échantillons de neige de H₂O de taille de grains variable par [Dumont et al. \(2010\)](#).

En télédétection planétaire, il n'est toutefois pas possible d'obtenir directement la BRDF d'une surface car la lumière naturelle n'est pas collimatée, elle inclut le rayonnement solaire direct et diffusé. Le seul paramètre accessible est la réflectance hémisphérique-directionnelle où le rayonnement incident a été intégré sur l'ensemble de l'hémisphère supérieur.

Enfin, l'**albédo bolométrique** ou albédo bi-hémisphérique correspond à la puissance totale (intégrée en longueur d'onde) réfléchie par une surface dans toutes les directions rapportée à la puissance totale interceptée provenant de toutes les directions. Cette grandeur est particulièrement importante pour déterminer le bilan énergétique d'un objet. L'albédo bolométrique varie entre 0 pour une surface parfaitement absorbante et 1 pour une surface parfaitement réfléchissante.

2.1.2 Spectro-imageurs et images hyperspectrales

Spectro-imageurs : Un spectro-imageur embarqué à bord d'un avion, d'un satellite ou d'une sonde spatiale mesure le flux lumineux provenant d'une surface planétaire à différentes longueurs d'onde. Il comporte un système optique comme un télescope, un dispositif de sélection des longueurs d'onde qui peut être un prisme ou un réseau de dispersion et un dispositif d'enregistrement numérique du flux lumineux, généralement de type CCD (*Charge Coupled Device*). Les spectro-imageurs embarqués fonctionnent de deux façons différentes¹ (voir figure 2.13) :

- Mode *whisk-broom* : un dispositif de balayage (rotation d'un miroir) provoque le déplacement linéaire du point visé par le système optique perpendiculairement à la trajectoire de la sonde, ce qui constitue une ligne de l'image. L'enchaînement des lignes s'effectue en exploitant la vitesse relative de la plateforme par rapport à l'objet observé. La lumière provenant du point visé est dispersée en longueur d'onde et enregistrée par une barrette de détecteurs.
- Mode *push-broom* : seul le déplacement de la plateforme par rapport à la scène est nécessaire pour former l'image. La ligne observée par le système optique est dispersée en longueur d'onde et enregistrée sur une matrice de détecteurs. Ce mode de fonctionnement est plus récent que le mode *whisk-broom*.

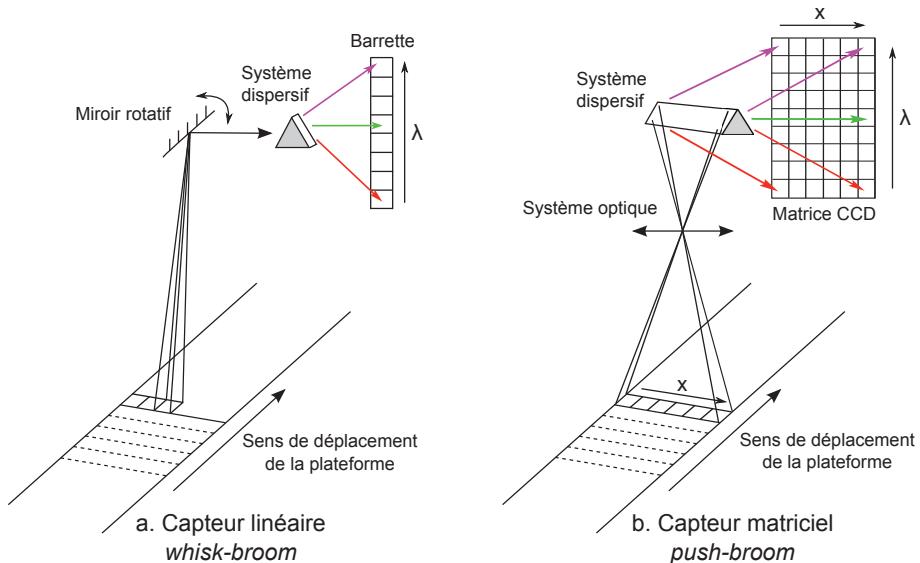


FIGURE 2.13 – Modes de fonctionnement des spectro-imageurs. a : Mode *whisk-broom*, l'image est construite pixel par pixel. b : Mode *push-broom*, l'image est construite ligne par ligne. Les détecteurs de la barrette et les colonnes de la matrice enregistrent le signal dispersé en longueur d'onde provenant respectivement du point et de la ligne observés.

A la différence d'un imageur simple, le temps d'intégration d'un spectro-imageur doit permettre d'enregistrer le signal dans chacune des longueurs d'onde souhaitées. Afin d'obtenir un spectre complet, autant de détecteurs que de longueurs d'onde sont nécessaires,

1. Un troisième mode de fonctionnement, encore en cours de développement, consiste à enregistrer l'image hyperspectrale directement sur une matrice 3D. Ce sera le cas de SWIFT, projet de spectromètre miniature développé à l'Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble.

chacun étant positionné en face de la gamme de longueurs d'onde qui lui a été assignée. Un plus grand nombre de longueurs d'onde nécessite un temps d'intégration plus long pour chaque pixel. Or l'instrument se déplace pendant la mesure : un compromis doit donc être trouvé entre étendue spectrale, résolution spectrale, résolution spatiale et rapport signal sur bruit.

Il existe plusieurs types de spectro-imageurs. Un imageur multispectral se contente d'une dizaine de canaux de longueurs d'onde, généralement larges et nettement séparés. Un imageur hyperspectral comporte plusieurs dizaines à centaines de canaux contigus et étroits. C'est un outil privilégié pour l'identification, la caractérisation, la cartographie et le suivi temporel des unités formant les surfaces planétaires. Plusieurs sondes dédiées à l'exploration du système solaire ont donc été dotées de ce type d'instrument. Citons par exemple :

- ISM à bord de la sonde Phobos 2 (IKI) (1989), premier spectro-imageur à observer Mars.
- NIMS à bord de la sonde Galileo (NASA) (1990-2003) qui explora Jupiter et ses satellites de glace.
- OMEGA à bord de la sonde Mars Express (ESA) (2003-toujours en fonctionnement), présenté dans la partie 2.1.3.
- VIRTIS à bord de la sonde Vénus Express (ESA) (2006-toujours en fonctionnement).
- VIMS à bord de la sonde Cassini (NASA) (2005-toujours en fonctionnement) dédiée à l'exploration de Saturne et de son système.
- CRISM à bord de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter (NASA) (2006-toujours en fonctionnement).
- VIRTIS à bord de la sonde Rosetta (ESA) qui atteindra la comète Churyumov - Gerasimenko en 2014.

Images hyperspectrales : Une image hyperspectrale ou cube hyperspectral est la compilation d'images prises à des longueurs d'onde données. La figure 2.14 illustre son organisation. C'est un produit à trois dimensions : deux dimensions sont spatiales et la troisième est spectrale. Un élément du plan spatial est appelé **pixel**. L'image formée par un ensemble de pixels est appelée **canal spectral**. On appelle **spectel** un élément de la dimension spectrale. Un ensemble de spectels forme un **spectre**. A chaque pixel d'une image acquise à une longueur d'onde donnée correspond un spectre et réciproquement, à chaque longueur d'onde sondée correspond une image.

2.1.3 L'imageur hyperspectral OMEGA

L'instrument OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) est un imageur hyperspectral visible et proche-infrarouge embarqué à bord de la sonde Mars Express, en orbite autour de Mars depuis décembre 2003. Il a été développé à l'IAS (Institut d'Astrophysique Spatiale, Orsay) sous la supervision de Jean-Pierre Bibring, en collaboration avec le LESIA (Laboratoire d'Etudes Spatiales et d'Instrumentation en Astrophysique, Paris/Meudon), l'IFSI (Istituto di Fisica dello Spazio Interplanetario, Rome)

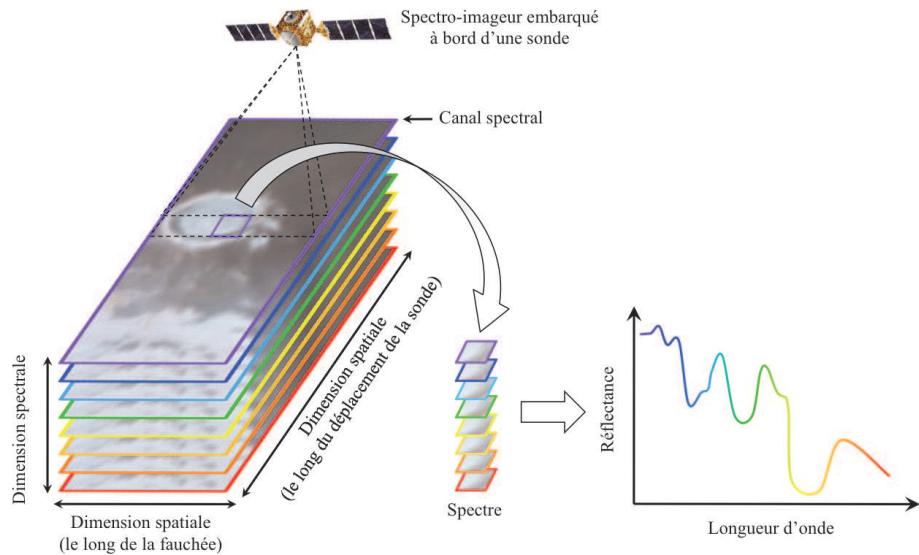


FIGURE 2.14 – Organisation d'une image hyperspectrale. Image inspirée de [Ceamanos \(2011\)](#).

et l'IKI (Institute for Space Research, Moscou). Les caractéristiques techniques de l'instrument sont détaillées dans la documentation de l'ESA relative à Mars Express ([Bibring et al., 2004a](#)). Je présente ici succinctement les caractéristiques de l'instrument dont la connaissance sera utile par la suite.

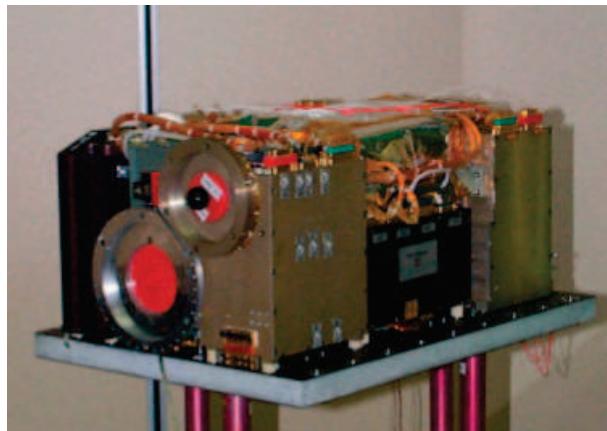


FIGURE 2.15 – Le spectromètre imageur OMEGA (poids de 29 kg). Il dispose d'un canal visible et d'un canal proche-infrarouge permettant l'acquisition d'images hyperspectrales entre 0,38 et 5,1 μm . Chaque canal est constitué d'un télescope et d'un dispositif optique concentrant les rayons lumineux sur une matrice CCD pour le canal visible et sur deux détecteurs linéaires InSb pour le canal infrarouge.

2.1.3.1 Spectroscopie

L'instrument OMEGA contient deux canaux de longueurs d'onde : le canal VNIR (Visible and Near-InfraRed) opère entre 0,38 et 1,05 μm et le canal SWIR (Short Wavelength InfraRed) entre 0,93 et 5,1 μm . Ce dernier est divisé en deux spectromètres à réseaux, cha-

cun dispersant la lumière sur une barrette linéaire de 128 détecteurs. Ces sous-ensembles instrumentaux du canal SWIR sont appelés voie C et voie L. Ces deux voies couvrent respectivement les gammes spectrales : 0,93 - 2,73 μm et 2,55 - 5,1 μm . Le spectre SWIR complet comprend donc $128 \times 2 = 256$ éléments de longueur d'onde ou spectels. Les caractéristiques spectrales des trois voies d'OMEGA sont détaillées dans le tableau 2.1.

Canal spectral	VNIR	SWIR	
Mode de fonctionnement	<i>Push-broom</i>	<i>Whisk-broom</i>	
Voie	V	C	L
Domaine spectral (μm)	0,38 à 1,05	0,93 à 2,73	2,55 à 5,1
Nombre de spectels	96 ou 144	128	128
Résolution spectrale (nm)	7 ou 4,5	13	20

TABLE 2.1 – Caractéristiques des détecteurs de l'instrument d'OMEGA.

Comme toute mesure physique, les données OMEGA sont bruitées. Ce bruit a plusieurs origines :

- Le bruit de signal qui correspond à l'incertitude statistique sur le nombre de photons détectés. A une détection de N photons correspond un bruit de signal de \sqrt{N} .
- Le bruit thermique, affectant les spectels dont la longueur d'onde est supérieure à $\sim 4\mu\text{m}$.
- Le bruit de lecture qui provient du circuit électronique effectuant la lecture du signal mesuré. Pour les données OMEGA, ce bruit est constant et vaut 1,85 DN (*Digital Number*).

Le rapport signal sur bruit des données OMEGA est dominé par le bruit de lecture et s'écrit (Signal en DN)/1,85. Il augmente donc linéairement avec le flux solaire et l'albédo de la surface. Dans des conditions d'observation standard, le rapport signal sur bruit est supérieur à 100 sur toute la gamme spectrale. La figure 2.16 montre ce rapport dans le cas où les conditions d'observation sont les moins favorables : il reste malgré tout supérieur à 50 sur la majorité des voies V et C.

2.1.3.2 Imagerie

La sonde Mars Express a une orbite elliptique et quasiment polaire (inclinaison de 86,6°). Au mouvement Nord/Sud de la sonde correspond la dimension verticale de l'image qui varie entre 300 et 20000 pixels. La dimension horizontale est créée par la mesure de plusieurs pixels, entre 16 et 128, perpendiculairement à la direction de déplacement de la sonde. La voie V fonctionnant en mode *push-broom*, les pixels de la dimension horizontale de l'image sont acquis simultanément. Par contre, les voies C et L doivent balayer la direction perpendiculaire au déplacement de la sonde de manière à acquérir l'image pixel par pixel. Comme la sonde progresse sur son orbite elliptique au cours du balayage, la largeur du balayage est ajustée pour que les lignes formées par les balayages successifs se suivent sans vide.

Du fait de l'ellipticité de son orbite, Mars Express observe la surface depuis différentes altitudes. Le champ de vue de l'instrument étant constant (1,2 mrad par élément de détecteur), la dimension des pixels au sol varie selon l'altitude de la sonde : de 360 mètres

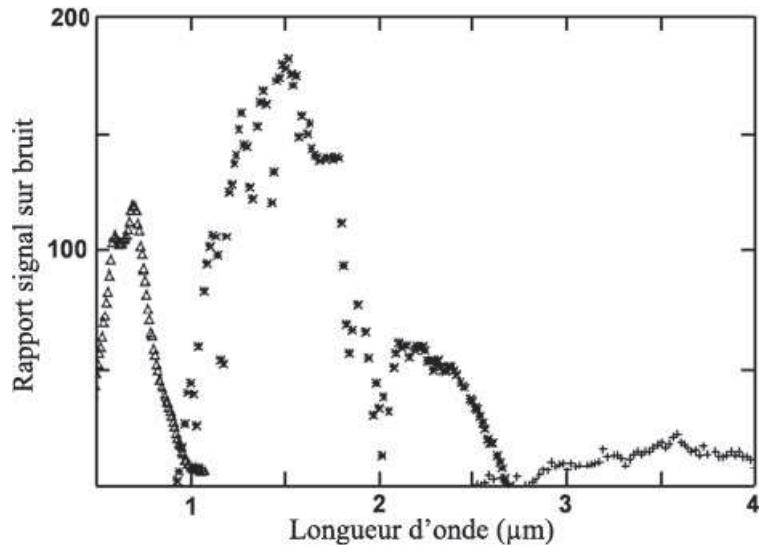


FIGURE 2.16 – Rapport signal sur bruit de l'instrument OMEGA en fonction de la longueur d'onde dans le cas d'une région sombre (albédo $\sim 0,18$ à $1,08 \mu\text{m}$) observée à grand angle d'incidence (80°) alors que Mars est proche de l'aphélie. Image extraite de Langevin *et al.* (2007).

au périhélie à 4,8 km lorsque la sonde se trouve à 4000 km d'altitude. Cette variation de l'altitude de la sonde a une incidence sur la largeur du balayage pour les détecteurs C et L. En effet, plus la sonde est proche de la surface, plus elle se déplace rapidement et plus la taille des pixels est petite. Les balayages doivent donc être courts pour conserver l'absence de vide entre les lignes. Quatre largeurs d'observations sont donc implémentées selon l'altitude de la sonde : 16 pixels (sonde au périhélie), 32 pixels, 64 pixels et 128 pixels (altitudes supérieures à 1400 km).

L'orbite elliptique de Mars Express évolue avec le temps. Ainsi, son périhélie précessse dans le sens inverse du mouvement de la sonde de telle sorte qu'il s'est déplacé de 435° après une année martienne. Cela permet d'observer toutes les latitudes sur une grande gamme de résolution spatiale. Par ailleurs, le plan de l'orbite de la sonde tourne en résonance légèrement décalée avec la rotation martienne afin que toutes les longitudes soient observées. Au début de la mission, une résonance 13 : 4 a été adoptée : le satellite parcourt 13 orbites pendant 4 jours martiens, la 14^e orbite se situant à une longitude proche de la première orbite. Après les 100 premières orbites (février 2004), une résonance 11 : 3 a été implantée et maintenue jusqu'en mars 2007. Entre avril 2007 et septembre 2009, on est passé à une résonance de 18 : 5 puis de 7 : 2 à partir d'octobre 2009. Le léger décalage entre la rotation du plan de l'orbite de la sonde et la rotation de la planète permet son observation à différentes heures locales, la seule contrainte étant que les observations doivent s'effectuer lorsque la surface est éclairée.

2.1.3.3 Modes d'observation

Le mode d'observation nominal d'OMEGA est la visée nadir. L'angle d'émergence est nul au centre de l'image et s'écarte de $\pm 10^\circ$ lorsqu'on s'approche des bords. Lorsque l'alti-

tude de la sonde est supérieure à 4500 km, les observations de la surface sont effectuées en mode inertiel, ou dérive trois axes. La surface est alors observée à des angles d'émergence pouvant dépasser 45°. Deux autres modes d'observation, dédiés à l'étude de l'atmosphère, ont également été implémentés : l'observation de l'atmosphère au-dessus du limbe de la planète (angle d'émergence égal à 90°) et l'observation de la surface sur une grande gamme d'angles d'émergence. Ce dernier mode est nommé EPF pour *Emission Phase Function*. Il se déroule de la façon suivante : Mars Express observe un élément de surface en amont de sa trajectoire avec un angle d'émergence élevé (80°), continue à le pointer en diminuant l'émergence à mesure de sa progression puis augmente à nouveau l'émergence une fois l'élément de surface dépassé. Ce mode d'observation a été simplifié sur l'instrument CRISM où c'est l'instrument qui tourne par rapport à la sonde et non plus la sonde qui tourne sur elle-même.

2.1.3.4 Problèmes instrumentaux

Si la réponse photométrique de la voie C est particulièrement stable en fonction du temps, la réponse de la voie L fluctue fortement. La calibration effectuée à bord montre en effet que pendant des périodes de plusieurs semaines, la voie L enregistre un signal jusqu'à 60% plus faible que le signal attendu. L'origine exacte de ce problème n'a pas été déterminée clairement. Une méthode empirique a été développée par [Jouget et al. \(2009\)](#) afin d'établir une fonction instrumentale adaptée à chaque orbite.

On a également constaté qu'à mesure que la mission progresse, plusieurs spectels des détecteurs d'OMEGA ont cessé de fonctionner correctement, notamment après avoir été frappés par des rayons cosmiques. Ces spectels peuvent être « chauds », fournissant une valeur erratique, ou « morts » auquel cas la valeur fournie est systématiquement nulle. Environ 9 canaux spectraux sont perdus chaque année.

Le mode d'observation le plus large (128 pixels) a commencé à présenter un problème à partir de l'orbite 511 : une ligne sur deux de l'image est extrêmement bruitée pour les colonnes 81 à 96. Cette perturbation n'affecte pas uniformément la dimension spectrale : le problème s'observe par séries de 4 spectels espacées de 16 spectels. A partir de l'orbite 2124, il s'étend aux colonnes 65 à 128. Son origine proviendrait de l'électronique de lecture de l'instrument.

Enfin, le cryorefroidisseur de la voie C est tombé en panne en août 2010, conduisant à l'interruption des observations dans cette gamme de longueurs d'onde.

2.1.3.5 Base de données OMEGA à l'IPAG

Les données brutes obtenues par l'OMEGA sont stockées à l'IAS puis rapatriées sur un serveur de l'Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble (IPAG). Des données annexes renseignant sur le référencement spatial des observations, leur calibration et la géométrie d'observation sont également fournies. Les données brutes sont calibrées à l'IPAG à l'aide de routines fournies par l'IAS ainsi que d'éléments développés au laboratoire comme la co-registration des voies C et L. Une correction atmosphérique des observations est menée au cas par cas et détaillée en annexe A. Les produits générés sont indexés par des noms du

type ORBXXXX_Y_Z_V0#.AAA avec : XXXX le numéro de l'orbite de Mars Express pour laquelle l'observation a été acquise, Y le numéro de la séquence sur cette orbite, Z le canal spectral¹, # le numéro de la version de calibration et AAA le produit en question. La version de calibration la plus récente est la numéro 4 ; elle inclut en particulier la correction spécifique de la voie L développée par Jouget *et al.* (2009). Les produits générés et utiles à notre étude sont les suivants :

- REF : cube hyperspectral en facteur de réflectance. L'angle d'incidence utilisé dans le calcul du facteur de réflectance est pris par rapport à la normale au géoïde martien. Si la surface présente localement une pente, l'angle d'incidence et donc le facteur de réflectance sont incorrects.
- GEO : cube de données auxiliaires contenant les coordonnées géographiques des pixels, les angles d'incidence, d'émergence et de phase et la topographie MOLA ré-échantillonnée à la résolution spatiale de l'observation OMEGA.
- ATM : cube hyperspectral de transmission atmosphérique dans le cas d'un trajet vertical aller-retour. Il est calculé par un modèle de transfert radiatif ligne par ligne ne considérant que l'absorption par les gaz. Composition, pression et température atmosphériques sont issues de la *Mars Climate Database*.
- TAUT : cube hyperspectral contenant les valeurs du facteur β de couplage radiatif entre gaz et aérosols et de l'opacité estimée des aérosols. La méthode utilisée pour obtenir ces quantités est décrite dans l'annexe A.
- RAC : cube hyperspectral en facteur de réflectance corrigé des absorptions atmosphériques par les gaz.
- SER : cube hyperspectral en facteur de réflectance corrigé des effets des gaz et des aérosols.

Les cubes hyperspectraux sont enregistrés au format PDS (norme *Planetary Data System*) ce qui permet de les utiliser très facilement avec les logiciels IDL et ENVI grâce aux routines de traitement des données PDS développées au laboratoire.

2.1.4 L'instrument CRISM

L'instrument CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) est un imageur hyperspectral visible et proche-infrarouge embarqué à bord de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), en orbite autour de Mars depuis 2006 Murchie *et al.* (2007). Il contient deux détecteurs fonctionnant en mode *push-broom* : le détecteur VNIR couvre la gamme spectrale 0,362 - 1,053 μm et le détecteur IR couvre la gamme spectrale 1,002 - 3,920 μm . Ces deux détecteurs sont des matrices CCD de 640×480 pixels. L'instrument CRISM couvre donc un domaine spectral comparable à OMEGA (0,38 - 5,10 μm) mais avec un meilleur échantillonnage : 544 canaux contre 352 pour OMEGA. Ces canaux sont séparés de 6,55 nm, soit un espacement deux fois plus faible que pour l'instrument OMEGA. La résolution spectrale de CRISM est de 8 nm pour le détecteur VNIR et de 10 à 15 nm pour le détecteur IR. La résolution spatiale de CRISM est également meilleure que

1. Noté S pour *Short*, faisant référence au canal visible et L pour *Long*, en référence au canal infrarouge, assemblage des voies C et L.

celle d'OMEGA. Elle atteint au maximum 18 m/pixel contre 360 m/pixel pour OMEGA. Les images CRISM font environ 11 km de côté.

L'instrument CRISM a deux modes de fonctionnement :

- Le mode non ciblé (*untargeted mode*) multispectral : le système optique reste fixe et seuls 72 des 544 canaux sont utilisés. Un traitement informatique dégrade les données acquises à une résolution spatiale de 180 m/pixel. Ce mode est utilisé pour sélectionner des cibles intéressantes qui feront l'objet d'une étude plus poussée en mode ciblé. Les données acquises dans le mode non ciblé n'ont pas été considérées dans cette thèse.
- Le mode ciblé (*targeted mode*) hyperspectral : le système optique pivote pour suivre la cible, enregistrant 10 images avant et après l'image centrale. Cette séquence d'images est appelée une EPF (*Emission Phase Function*). Ce mode de fonctionnement constitue l'une des principales innovations de l'instrument CRISM. L'image centrale peut être enregistrée à la résolution spatiale maximale de 18 m/pixel (observations *Full Resolution Targeted* ou FRT) ou dégradée à la résolution de 36 m/pixel (observations *Half Resolution Long* et *Half Resolution Short*, ou HRL et HRS). En mode ciblé, les 544 canaux spectraux sont utilisés.

Les données acquises par les instruments OMEGA et CRISM sont très complémentaires. La résolution spatiale plus faible d'OMEGA permet de réaliser des études à une échelle régionale. Chacun de ses pixels couvrant une surface importante, la signature spectrale enregistrée correspond généralement à un mélange spatial de plusieurs constituants. L'instrument CRISM permet de résoudre ce mélange spatial à une échelle locale et à une meilleure résolution spectrale qu'OMEGA.

2.1.5 Autres jeux de données utilisés

2.1.5.1 Les données TES

L'instrument TES (Thermal Emission Spectrometer) était embarqué à bord de la sonde Mars Global Surveyor (MGS) et a fonctionné pendant toute la durée de la mission, des années martiennes 24 (mars 1999) à 28 (novembre 2006). TES était composé de trois appareils : un interféromètre fonctionnant dans l'infrarouge thermique, de 5,8 à 50 μm , un bolomètre visible et proche-infrarouge intégrant le flux lumineux entre 0,3 et 2,9 μm et un bolomètre thermique intégrant le flux lumineux entre 5,1 et 150 μm (Christensen *et al.*, 2001). L'ensemble de ces appareils a permis d'obtenir des informations sur la surface de Mars : son albédo a été mesuré par le bolomètre visible et proche-IR tandis que les instruments fonctionnant dans l'infrarouge thermique ont déterminé sa température, sa composition et son inertie thermique à une résolution d'environ 3 km/pixel. Des données sur l'atmosphère ont également été obtenues, comme l'opacité des aérosols de poussière et de glace et la structure thermique de l'atmosphère.

Au cours de ma thèse, j'ai utilisé les données d'inertie thermique et de température de la surface. L'inertie thermique d'un matériau représente sa résistance à un changement de température. Elle s'exprime en $[J.m^{-1}.K^{-1}.s^{-1/2}]$. Plus un matériau a une forte inertie thermique, plus il est capable d'emmagasiner de la chaleur. Sur Mars, la glace d'eau a

la particularité d'avoir une forte inertie thermique alors que celle des surfaces minérales est généralement faible. Les cartes d'inertie thermique réalisées grâce aux données TES par [Mellon et al. \(2000\)](#) et [Putzig et al. \(2005\)](#) pendant l'été nord m'ont donc permis de différencier les substrats glacés telle que la calotte permanente nord des substrats minéraux. Précisons que les cartes d'albédo réalisées par la caméra MOC (MGS) dans le domaine visible du spectre permettent généralement de faire la différence entre ces deux unités géologiques ; toutefois, lorsque la glace contient une forte quantité de poussière ou qu'une fine couche de poussière recouvre la glace, il n'est plus possible de distinguer les zones glacées des zones minérales sur les cartes d'albédo. Cette distinction est alors toujours possible sur les cartes d'inertie thermique, du moment que la couche de poussière n'est pas trop épaisse.

A partir de la luminance spectrale $B(\lambda, T_b)$ émise par la surface et mesurée par l'interféromètre de TES est calculée la température de brillance T_b de la surface par application de la loi de Planck :

$$B(\lambda, T_b) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp\left(\frac{hc}{\lambda k T_b}\right) - 1} \quad (2.8)$$

où $h = 6,62617 \cdot 10^{-34}$ J.s est la constante de Planck, $c = 299792458$ m.s⁻¹ est la vitesse de la lumière dans le vide et $k = 1,38066 \cdot 10^{-23}$ J.K⁻¹ est la constante de Boltzmann. La température de brillance de la surface est reliée à sa température cinétique T_c par la relation :

$$B(\lambda, T_b) = \varepsilon(\lambda) B(\lambda, T_c) \quad (2.9)$$

où ε est l'émissivité spectrale de la surface. [Kieffer et al. \(2000\)](#) et [Kieffer & Titus \(2001\)](#) ont choisi d'utiliser les températures de brillance à 18 et 30 μm¹ pour mesurer la température cinétique de la surface lorsque celle-ci est recouverte de glace de CO₂ car son émissivité est élevée à ces longueurs d'onde. Par ailleurs, l'influence de la poussière atmosphérique est minimale aux alentours de 18 μm. T_{30} , la température de brillance à 30 μm, présente quant à elle le meilleur rapport signal sur bruit aux basses températures. Pour cette raison, j'ai choisi d'utiliser T_{30} pour suivre les variations de la température de la surface lorsque celle-ci est recouverte par les dépôts saisonniers nord. Les données de luminance spectrale acquises par l'instrument TES de l'année martienne 24 à 27 sont disponibles sur le site « TES Data Tool » à l'adresse http://tes.asu.edu/data_tool/.

Le bolomètre thermique de TES permet lui aussi d'estimer la température de la surface. Cette température bolométrique est toutefois plus sensible à la température de l'atmosphère que T_{18} et T_{30} . Lorsque la surface est couverte de glace de CO₂, sa température est fixée à la température de sublimation de la glace de CO₂, ~150 K dans les conditions martiennes de pression. L'atmosphère est alors plus chaude que la surface. Ce comportement s'inverse lorsque la glace de CO₂ a totalement disparu ([Kieffer et al. , 2000](#); [Kieffer & Titus, 2001](#)). J'ai donc privilégié l'utilisation de T_{30} par rapport à la température bolométrique.

1. Précisons que les températures de brillance à 18 et 30 μm ne sont pas issues de la mesure de la luminance dans un seul canal spectral mais sur un intervalle de plusieurs canaux spectraux contigus afin d'augmenter le rapport signal sur bruit.

2.1.5.2 Les données THEMIS

L'instrument THEMIS (Thermal Emission Imaging System) est un imageur multispectral embarqué à bord de la sonde Mars Odyssey, toujours en fonctionnement. Il possède cinq canaux dans le visible et le proche-infrarouge, entre 0,42 et 0,86 μm , et neuf canaux dans l'infrarouge thermique, entre 6,8 et 14,9 μm . Les images dans le visible sont acquises à une résolution spatiale allant de 18 à 35 m/pixel alors que les images en infrarouge thermique, obtenues de jour comme de nuit, sont acquises à la résolution de 100 m/pixel (Christensen *et al.*, 2004b). Ces images multispectrales permettent d'analyser les propriétés physiques de la surface : réflectance dans le visible, composition, inertie thermique et température. Les données en infrarouge thermique THEMIS ont l'avantage d'être à bien meilleure résolution spatiale que les données TES (100 m/pixel contre 3 km/pixel), permettant une analyse plus locale. Par contre, TES offre une couverture temporelle meilleure que THEMIS. Au cours de ma thèse, j'ai donc utilisé les données TES pour suivre l'évolution temporelle de la température de la surface d'une région donnée tandis que les données THEMIS m'ont permis d'étudier comment varie spatialement la température de la surface à une date donnée.

On peut télécharger les plans de température de brillance de la surface sur le site « THMPROC » <http://thmproc.mars.asu.edu>. Cependant, Wagstaff *et al.* (2008) expliquent que les températures calculées ne sont correctes que sur les régions dépourvues de glace en surface. Le problème vient de la géométrie d'acquisition dans les régions polaires nord. Les images THEMIS infrarouge, très longues, couvrent à la fois les terrains dégivrés et les terrains couverts de glace. La calibration en température est effectuée une fois l'image acquise, la plupart du temps au-dessus des régions dégivrées. La variation importante de température entre régions dégivrées et régions couvertes de glace de CO₂ n'est pas bien prise en compte, ce qui entraîne un décalage d'environ +25 K sur les régions couvertes par les dépôts saisonniers.

Wagstaff *et al.* (2008) proposent une calibration empirique ajustée pour pouvoir obtenir des températures correctes à partir des données THEMIS brutes (données EDR, *Experimental Data Record*). Il s'agit d'utiliser les valeurs brutes de flux obtenues dans le canal à 12,57 μm . Ce canal a le meilleur rapport signal sur bruit et est sensible à la température de la surface. La relation proposée par les auteurs pour relier les données brutes à la température de brillance est la suivante :

$$T_b = 101,85 \times \ln(x) - 223,3 \quad (2.10)$$

avec $x = (DN - o \times g) \times \frac{g}{16}$

où o est le courant de décalage de l'instrument et g son gain, quantités fournies dans l'entête de chaque observation. J'ai appliqué cette relation sur les données EDR projetées afin d'obtenir des plans de température de brillance géoréférencés que j'ai ensuite inclus dans le SIG du laboratoire (voir partie 2.2.1.2).

2.1.5.3 Les images MOC

La caméra MOC (Mars Observer Camera) était embarquée à bord de la sonde Mars Global Surveyor (MGS). Elle était constituée de trois caméras différentes fonctionnant toutes en mode *push-broom* dans la gamme visible du spectre (Malin *et al.*, 1992; Malin & Edgett, 2001). La première caméra (*MOC Narrow Angle Camera*) observait la surface avec un champ de vue étroit et une résolution spatiale élevée, de 1,4 m/pixel. Les images acquises par cette caméra font 3 à 25 km de côté. Les deux autres caméras (*MOC Wide Angle Cameras*) avaient un grand angle d'ouverture (objectif *fisheye*), permettant ainsi l'acquisition d'images à une résolution spatiale plus faible mais couvrant une surface plus élevée. Les images à moyenne résolution (\sim 250 m/pixel) font plusieurs centaines de kilomètres de côté et les images à basse résolution (au minimum 7,5 km/pixel) couvrent toute la planète. Ces images ont permis de suivre le retrait des dépôts saisonniers nord et sud pendant quatre années martiennes. Dans cette thèse, j'ai principalement utilisé les courbes de retrait des condensats nord obtenues par James & Cantor (2001) et Benson & James (2005), ainsi que l'atlas des régions polaires nord réalisé par Caplinger & Malin (2001) à partir des images MOC à moyenne résolution obtenues en été.

2.1.5.4 Les images HiRISE

La caméra HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) est embarquée à bord de la sonde MRO. Elle acquiert des images d'environ 6 km de large à une résolution spatiale maximale de 25 cm/pixel, fournissant à ce jour les images les plus précises de la surface martienne (McEwen *et al.*, 2007). La partie centrale de ces images, d'environ 1,2 km de large, est obtenue dans 3 canaux spectraux centrés à 500 nm, 700 nm et 900 nm, ce qui permet de représenter la surface en fausses couleurs. La très grande résolution spatiale de cet instrument permet une étude géomorphologique détaillée d'une surface donnée. Il est cependant nécessaire d'utiliser les images à plus basse résolution mais couvrant une surface plus grande, comme les images MOC, pour situer les images HiRISE dans leur contexte régional.

2.1.5.5 Les données altimétriques MOLA

L'instrument MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) était un altimètre laser embarqué à bord de la sonde MGS. Il a permis d'obtenir la topographie complète de la surface de Mars. En pratique, l'instrument émettait une impulsion laser à 1,064 μ m et le temps mis pour parcourir l'aller-retour entre la sonde et la surface permettait de calculer son altitude. La précision verticale de la mesure est estimée à 1 m (Smith *et al.*, 2001a). Près de 671 millions de points de mesure ont ainsi été acquis. Leur interpolation a permis d'établir des modèles numériques de terrain (MNT) à différentes résolutions spatiales. L'orbite de MGS étant quasiment polaire, la densité de points est plus importante aux pôles qu'à l'équateur. La résolution horizontale des MNT est au maximum de 460 m/pixel à l'équateur et de 115 m/pixel aux pôles.

2.2 Méthodologie d'analyse des données

2.2.1 Outils utilisés

2.2.1.1 Les logiciels ENVI et IDL

Le logiciel de télédétection ENVI est dédié à l'analyse et au traitement de données géospatiales. Il permet de visualiser très facilement des cubes hyperspectraux individuels, d'explorer les signatures spectrales des pixels de l'image et d'effectuer un certain nombre d'opérations mathématiques simples sur ces cubes : calcul de la profondeur de bandes d'absorption, rapport de spectres, ... Des fonctionnalités supplémentaires comme l'analyse en composantes principales du cube sont également disponibles. J'ai donc utilisé ce logiciel pour étudier des observations OMEGA et CRISM présentant un intérêt particulier et pour mettre en place des stratégies d'analyse des cubes hyperspectraux.

Lorsqu'on souhaite traiter un grand jeu de données, il est nécessaire de développer des outils complémentaires. Le logiciel IDL est particulièrement adapté à cet usage. Des routines ont été créées au laboratoire pour lire les cubes hyperspectraux PDS. Il est ensuite facile d'appliquer les opérations voulues en utilisant les fonctions de calcul disponibles sous IDL. Ces opérations ont par exemple consisté à calculer la profondeur de plusieurs bandes d'absorption sur un jeu d'observations OMEGA couvrant plusieurs saisons martiennes puis à projeter en projection polaire les produits générés afin de réaliser des cartes. Le stockage hiérarchisé des données OMEGA au laboratoire permet d'automatiser les calculs afin qu'ils soient réalisés successivement sur un grand jeu de données. Il est ainsi fréquent de traiter plusieurs centaines de giga-octets de données en quelques heures. L'utilisation de serveurs de calcul puissants est nécessaire. Cependant, l'optimisation des algorithmes revêt une importance plus grande encore. C'est alors le plus souvent l'espace de stockage des produits générés qui devient le facteur limitant.

2.2.1.2 La suite logicielle ArcGIS

Un **Système d'Information Géographique** (SIG ou GIS en anglais) est un système d'information permettant d'organiser, de visualiser et de traiter des données spatialement référencées. Ces données peuvent être de deux types : vectorielles (format vecteur) ou matricielles (format raster). Au format vecteur, les objets sont représentés par des points, des lignes ou des polygones. On les appelle des *shapefiles*. Une table attributaire de métadonnées est associée à chacun de ces éléments. Au format raster, les objets sont des fichiers images, grilles rectangulaires de pixels.

Le laboratoire s'est équipé en 2007 de la suite logicielle ArcGIS, commercialisée par ESRI, pour mettre en place un SIG martien. Ce SIG regroupe les données utilisées au laboratoire : OMEGA, CRISM, SPICAM, MARSIS et SHARAD ainsi que des données complémentaires : imagerie MOC, topographie MOLA, inertie thermique TES... téléchargées sur le site PIGWAD (*Planetary Interactive GIS on the Web Analyzable Database*) de l'USGS (*United States Geological Survey*). ArcGIS est divisé en plusieurs interfaces :

- **ArcMap** permet de visualiser les données géoréférencées dans le système de projection souhaité. La possibilité de superposer plusieurs couches de données facilite

leur comparaison. Le mode « Mise en page » permet de concevoir et de créer une carte et d'y ajouter différents éléments graphiques comme une échelle ou une grille de latitude/longitude.

- **ArcCatalog** est un outil de gestion des données et de leurs propriétés dans l'arborescence de l'ordinateur.
- **ArcToolbox** offre une multitude d'outils de traitement des données comme la conversion d'un format à un autre, le géopositionnement à la main d'une image ou l'analyse spatiale et statistique des données.
- **ArcScene** permet de visualiser des données en 3D. Il prend en entrée un modèle numérique de terrain, comme la topographie mesurée par MOLA, HRSC ou HiRISE.

Une tâche couramment effectuée sur ArcGIS est la recherche d'observations couvrant une zone géographique et/ou un intervalle temporel donné. Les empreintes au sol (*footprint* en anglais) des observations OMEGA ont été créées sous la forme de shapefiles polygonaux à l'aide d'une procédure développée par plusieurs doctorants m'ayant précédé. A chaque polygone correspond une table attributaire qui contient des informations sur l'observation associée (L_s de l'acquisition par exemple). Il est ainsi possible d'interroger la base de données de *footprints* sur des critères spatiaux et/ou temporels.

2.2.1.3 Le logiciel de modélisation du transfert radiatif Spectrimag

Les modèles de transfert radiatif ont pour objectif de résoudre les équations fondamentales de l'électromagnétisme décrivant l'interaction de la lumière avec les milieux planétaires afin de calculer le champ de luminance résultant et par là-même le facteur de réflectance. [Chandrasekhar \(1960\)](#) propose une « Equation du Transfert Radiatif » (ETR) qui exprime la conservation de l'énergie électromagnétique en présence de phénomènes d'absorption et de diffusion simple et multiple du rayonnement. Cette ETR n'est toutefois valable que dans le cas des milieux dits ténus, où les grains sont séparés par des distances supérieures à plusieurs fois la longueur d'onde du rayonnement. Elle s'applique donc aux atmosphères mais pas aux surfaces. Pour traiter le cas des surfaces, deux stratégies sont principalement employées. La première consiste en une approche semi-empirique de l'ETR au cas des milieux granulaires denses. La seconde utilise la méthode du lancer de rayons. Décrivons succinctement quelques modèles basés sur l'une ou l'autre de ces approches.

Modèle de Hapke (Hapke, 1981, 1993, 2002) : ce modèle est le plus utilisé en télédétection planétaire. Il s'agit d'une adaptation semi-empirique de l'ETR au cas des surfaces denses. Le modèle prend en compte le caractère discret d'un milieu granulaire en le considérant comme un empilement de mono-couches de grains. Ces derniers sont pseudo-sphériques, d'un diamètre équivalent d et aléatoirement orientés et positionnés. Les monocouches sont séparées par une distance moyenne $L \approx d$. Ce modèle est bidirectionnel, calculant la réflectance pour les angles d'illumination et de visée donnés en entrée.

Notons qu'il faut lui fournir une fonction de phase qui décrit la façon dont la lumière est diffusée par un volume unitaire. Les fonctions de phase les plus couramment employées sont celles dites d'Henyey-Greenstein ([Henyey & Greenstein, 1941](#)) qui représentent un ou deux lobes de diffusion. Dans le cas d'une diffusion à un lobe, la fonction de phase ne

dépend que d'un seul paramètre, g , qui définit l'anisotropie de la diffusion : diffusion vers l'arrière, diffusion isotrope ou diffusion vers l'avant. Pour une diffusion à 2 lobes, la fonction de phase dépend de 2 ou 3 paramètres.

Le modèle de Hapke se base sur les lois de l'optique géométrique. La taille des particules constituant le milieu granulaire doit donc rester grande par rapport à la longueur d'onde du rayonnement. Cette contrainte empêche de simuler le transfert radiatif dans les milieux composés de particules micrométriques, pourtant fréquents sur les surfaces planétaires.

Modèle de Shkuratov (Shkuratov et al. , 1999) : c'est un modèle analytique unidimensionnel simplifié. Il présente l'avantage de pouvoir être inversé afin de déterminer à partir d'un spectre en réflectance l'indice d'absorption k du matériau observé. Il faut toutefois fournir au modèle l'indice réel du matériau, la porosité de la surface et une estimation de la taille des grains. J'ai utilisé ce modèle pour obtenir les constantes optiques de la poussière martienne que j'inclus ensuite dans les dépôts saisonniers de glace.

Modèles de lancers de rayons : ces modèles consistent à simuler le trajet d'une multitude de rayons lumineux dans le milieu granulaire par des méthodes dites de Monte Carlo. Cette approche, difficilement inversible, est utilisée principalement pour étudier la gamme de validité des modèles analytiques.

Spectrimag, le modèle de transfert radiatif utilisé au laboratoire (Douté & Schmitt, 1998) : ce modèle est très semblable au modèle de Hapke (1981, 1993). Il apporte à ce dernier plusieurs améliorations et permet notamment le traitement des milieux stratifiés. Une simplification de la formulation semi-analytique du transfert radiatif et sa paramétrisation permettent notamment de réduire le temps de calcul. Le modèle de Douté & Schmitt (1998) offre également la possibilité d'introduire une anisotropie empirique pour les diffusions multiples alors que celles-ci sont considérées isotropes dans le modèle de Hapke (1993). Notons que Hapke (2002) a amélioré son modèle initial en prenant justement en compte cette anisotropie des diffusions multiples. En pratique, j'ai toujours considéré une diffusion isotrope à tous les ordres de diffusion.

En résumé, le modèle de transfert radiatif Spectrimag utilisé au laboratoire simule le spectre en réflectance d'un milieu granulaire ou compact, stratifié ou non, illuminé et observé sous une géométrie donnée. Il est simplement nécessaire de donner en entrée du modèle les constantes optiques des matériaux présents dans le milieu. Les spectres sont simulés à haute résolution spectrale puis convolués à la résolution souhaitée, par exemple celle des instruments OMEGA ou CRISM. Le logiciel génère au final des bases spectrales agencées sous forme de cubes hyperspectraux qu'on peut donc facilement explorer avec ENVI. Le logiciel s'inscrivait initialement dans l'environnement ISIS (*Integrated Software for Imagers and Spectrometers*) de l'USGS qui permettait notamment la création des cubes. La refonte du système informatique du laboratoire au cours de ma thèse a rendu obsolète l'utilisation de l'environnement ISIS. J'ai donc réécrit en langage IDL la partie du logiciel Spectrimag relative à l'écriture des cubes hyperspectraux.

L'utilisation de Spectrimag est facilitée par une interface graphique multi-fenêtres écrite en langage IDL. L'utilisateur y définit les composants présents, les géométries d'illumination

et de visée, les caractéristiques du capteur (gamme, échantillonnage et fonction de réponse spectrale) prises en compte lors de la convolution spectrale du spectre synthétique, la représentation de surface (mélange intime granulaire, stratifié ou géographique sub-pixel) et indique les paramètres libres avec lesquels il veut travailler. Ces paramètres sont les suivants :

- Dans le cas d'un mélange intime granulaire, la proportion massique ou en nombre de grains des composants présents,
- La taille des grains,
- La porosité du milieu,
- Le paramètre d'anisotropie g de la fonction d'Heney-Greenstein,
- Dans le cas d'un mélange stratifié, l'épaisseur métrique ou optique (opacité) des différentes couches,
- Dans le cas d'un mélange géographique sub-pixel, la proportion surfacique de chaque pôle.

Au cours des nombreuses séries de modélisations que j'ai effectuées au cours de ma thèse, j'ai fait varier l'ensemble de ces paramètres à l'exception de la compacité du milieu et du paramètre d'anisotropie g . La densité des dépôts saisonniers a été obtenues par plusieurs auteurs à partir des mesures de la masse et de l'épaisseur des condensats. [Smith et al. \(2001b\)](#) proposent la valeur de $0,91 \pm 0,23 \text{ g.cm}^{-3}$, [Aharonson et al. \(2004\)](#) obtiennent une densité de $0,5 \pm 0,1 \text{ g.cm}^{-3}$ et [Litvak et al. \(2007\)](#) rapportent une densité allant de $0,4 \text{ g.cm}^{-3}$ à $1,25 \text{ g.cm}^{-3}$. Sachant que la densité de la glace carbonique est de $1,56 \text{ g.cm}^{-3}$, la conversion de ces mesures en compacité donne des résultats allant de 25% à 80%. Une compacité intermédiaire de 50% a été choisie pour les modélisations. Le paramètre d'anisotropie g a été fixé à 0 (diffusion isotrope) en l'absence d'information sur ce paramètre.

2.2.2 Schéma d'analyse des données

Les images hyperspectrales regroupent chacune des milliers de spectres dont on souhaite extraire de l'information sur la composition physico-chimique de la surface. Au cours de cette thèse, j'ai principalement utilisé deux techniques pour obtenir cette information : la méthode des critères spectraux et l'inversion des spectres par modélisation du transfert radiatif.

2.2.2.1 Les critères spectraux

Une première technique d'analyse des données hyperspectrales consiste à déterminer la profondeur des bandes d'absorption d'intérêt au moyen de critères spectraux ([Clark & Roush, 1984](#)). C'est de loin la méthode la plus employée dans la communauté planétologique (e.g., [Pelkey et al. \(2007\)](#)) car elle ne nécessite pas de traitement sophistiqué des données. Ces critères spectraux sont basés sur le rapport R entre la réflectance au fond de la bande d'absorption et la réflectance du continuum si cette bande était absente. Cette dernière valeur peut être estimée de deux manières (Figure 2.17) :

- soit en prenant simplement la réflectance du continuum adjacent à la bande d'absorption (Figure 2.17a). Le rapport R s'écrit dans ce cas :

$$R = \frac{RF(\lambda_2)}{RF(\lambda_1)} \quad (2.11)$$

où $RF(\lambda_1)$ est la réflectance du continuum et $RF(\lambda_2)$ est la réflectance au fond de la bande.

- soit en se basant sur la réflectance des deux épaulements de la bande, $RF(\lambda_1)$ et $RF(\lambda_3)$, pondérée par la distance des épaulements au centre de la bande (Figure 2.17b). Cette pondération peut se faire sous forme d'un facteur multiplicatif, le rapport R s'écrivant :

$$R = \frac{RF(\lambda_2)}{\frac{\lambda_3 - \lambda_2}{\lambda_3 - \lambda_1} \cdot RF(\lambda_1) + \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{\lambda_3 - \lambda_1} \cdot RF(\lambda_3)} \quad (2.12)$$

La pondération peut également être mise sous la forme d'un exposant :

$$R = \left(\frac{RF(\lambda_2)}{RF(\lambda_1)^{\frac{\lambda_3 - \lambda_2}{\lambda_3 - \lambda_1}} \cdot RF(\lambda_3)^{\frac{\lambda_2 - \lambda_1}{\lambda_3 - \lambda_1}}} \right) \quad (2.13)$$

Les résultats obtenus sont très similaires.

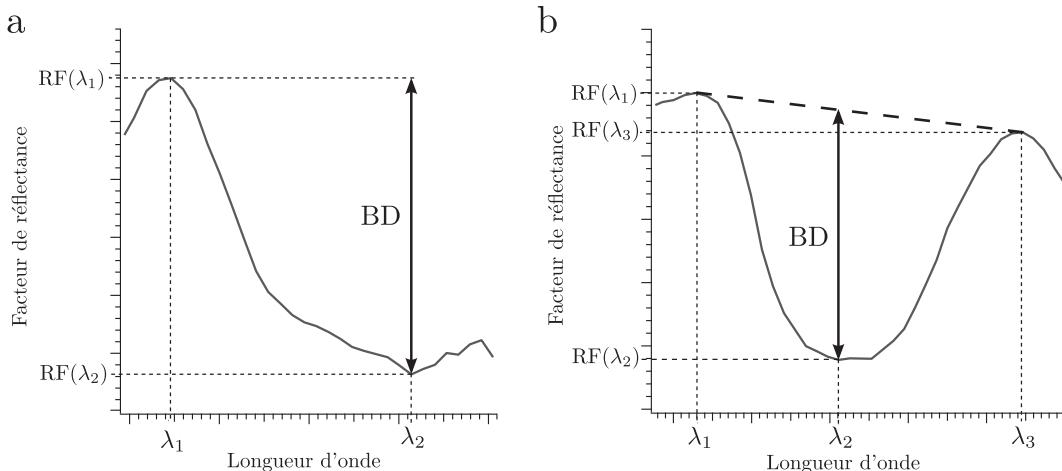


FIGURE 2.17 – Définition des critères spectraux. a : La réflectance du continuum si la bande était absente est prise égale à $RF(\lambda_1)$; b : La réflectance du continuum si la bande était absente est obtenue à partir des réflectances $RF(\lambda_1)$ et $RF(\lambda_3)$ pondérées par la distance de ces canaux au centre de la bande.

La profondeur de bande BD , pour *Band Depth* en anglais, est donnée par $BD = 1 - R$. Elle est sans unité et varie entre 0 et 1.

La méthode des critères spectraux présente certaines restrictions :

- Lorsqu'une bande d'absorption est peu intense, la détermination de sa profondeur est très sensible au bruit. On peut réduire cet effet en prenant la moyenne des canaux adjacents pour chaque terme du rapport.
- Lorsque des bandes d'absorption se chevauchent, il est nécessaire de recourir à des approches délicates pour extraire la profondeur de chaque bande. De telles stratégies

ont été mises en pratique dans le chapitre 3, en partie 3.1.4.4.

Quelle information nous apporte cette profondeur de bande ? Comme on a pu le constater dans la partie 2.1.1.2, la profondeur d'une bande d'absorption dépend de plusieurs paramètres. Si le composant chimique responsable de l'absorption est sous forme d'une couche pure à la surface, la profondeur de bande dépend de l'épaisseur de cette couche tant qu'elle est optiquement fine à la longueur d'onde de l'absorption. Elle dépend aussi de la taille des grains du composant. Si ce dernier est mélangé à d'autres corps chimiques, de façon intime ou géographique, la profondeur de la bande dépend de surcroît de l'abondance de chaque composant dans le mélange.

La présence en soit de la bande d'absorption dans le spectre est déjà une information intéressante : elle indique que le rayonnement a interagi avec le composant responsable de l'absorption lors de son parcours dans les premiers millimètres voire centimètres de la surface. Le calcul de la profondeur d'une bande donnée est une méthode simple qu'on peut appliquer de façon automatisée sur un grand jeu de données. Elle permet ainsi de cartographier la présence d'un composant donné dans la proche surface et d'extraire du jeu de données les observations intéressantes.

L'interprétation des variations spatiales et temporelles de la profondeur de bande est ensuite très dépendante de la représentation de surface. La profondeur d'une bande d'absorption varie également avec le contenu en aérosols de l'atmosphère. A ce stade, il est donc nécessaire dans un premier temps de corriger les spectres des effets atmosphériques pour ensuite les comparer à des libraires de spectres synthétiques issus d'un modèle de transfert radiatif afin d'extraire des informations plus quantitatives sur le milieu sondé.

2.2.2.2 Correction des effets atmosphériques

Toute analyse précise de la signature spectrale de la surface requiert au préalable de corriger le spectre des effets d'absorption et diffusion atmosphériques. Au cours des dernières années, plusieurs techniques ont été développées pour y parvenir. La plus couramment utilisée est celle dite du « volcano scan » ([Langevin et al. , 2005a](#)). En divisant un spectre acquis au-dessus du sommet du volcan Olympus Mons par un autre spectre acquis à sa base, plus de 25 km d'altitude plus bas, on obtient un spectre de transmission atmosphérique aller-retour de référence. Les spectres utilisés dans le ratio sont acquis quasiment simultanément à une période où l'opacité des aérosols de poussière et de glace est minimale afin de minimiser leur effet sur le spectre de transmission de référence. On met ensuite ce spectre de référence à l'échelle du spectre qu'on souhaite corriger de telle manière que, après division par le spectre de référence mis à l'échelle, l'albédo lambertien de la surface soit le même à une longueur d'onde située hors des bandes d'absorption du CO₂ gazeux (typiquement 1,89 μm) et à une longueur d'onde située dans une bande du CO₂ gazeux (typiquement 2,01 μm). Cette technique, initialement développée pour corriger les données OMEGA ([Langevin et al. , 2005a](#)), a ensuite été améliorée et adaptée aux données CRISM par [McGuire et al. \(2009\)](#). Malheureusement, cette technique ne corrige pas les effets des aérosols et ne fonctionne pas sur les surfaces composées de glace de CO₂ car les signatures atmosphériques et de surface se superposent alors dans la région autour de 2 μm.

Des méthodes ont ensuite été développées pour corriger les effets des aérosols au-dessus des surfaces minérales et glacées. [Vincendon et al. \(2007\)](#) proposent un modèle de transfert radiatif dans une atmosphère poussiéreuse basée sur des méthodes Monte Carlo. Ce modèle permet d'évaluer l'épaisseur optique des aérosols à partir de plusieurs observations nadir OMEGA acquises à des angles d'éclairement très différents. Il est ensuite possible d'obtenir la signature de la surface corrigée des effets des aérosols. Cette technique, qui fonctionne sur les surfaces minérales et glacées, repose toutefois sur l'hypothèse que l'épaisseur optique des aérosols est restée constante entre les différentes observations.

Les mêmes auteurs proposent une seconde technique pour évaluer l'opacité des aérosols au-dessus des régions couvertes de glace de CO₂ ([Vincendon et al. , 2008](#)). La bande d'absorption à 2,64 μm de la glace de CO₂ est saturée lorsque cette glace est pure (non contaminée en poussière ou en glace d'eau) et composée de gros cristaux (voir figure 2.10). Le signal mesuré par OMEGA dans cette bande saturée ne provient alors que de la diffusion de la lumière par les aérosols. Dans ce cas, une unique observation est nécessaire pour évaluer l'opacité des aérosols et corriger le spectre de surface de leurs effets. ([Vincendon et al. , 2008](#)) ont appliqué cette technique aux observations des dépôts saisonniers sud et de la calotte permanente sud. Cette technique est toutefois restreinte aux régions couvertes de glace de CO₂ pure.

Enfin, [Douté et al. \(2011\)](#) propose une méthode originale de correction des effets des gaz et aérosols atmosphériques permettant d'obtenir l'opacité des aérosols et la réflectance de la surface à partir d'une unique observation. Elle s'applique sur les surfaces minérales, les surfaces recouvertes de glace d'eau mélangée ou non à de la poussière et les surfaces couvertes de glace de CO₂ suffisamment pure. Une description détaillée de cette méthode est proposée en annexe A. Je l'utilise pour corriger les observations OMEGA présentant un intérêt particulier. Précisons les limitations de cette méthode :

1. Elle ne permet pas de détecter une couche d'aérosols détachée, c'est-à-dire une perturbation d'opacité localisée à une altitude donnée et se rajoutant au profil de distribution verticale standard de l'opacité.
2. Elle considère que les aérosols ne sont composés que de particules de poussière. De ce fait, si un nuage de glace d'eau est présent au-dessus de la scène, la méthode ne corrige l'effet de l'absorption par les cristaux de glace d'eau du nuage. Cette absorption est néanmoins minime comparée à l'absorption par la glace d'eau en surface.
3. Elle ne permet pour l'instant que de corriger les spectres entre 1 et 2,7 μm.
4. Elle n'est à priori pas applicable sur les surfaces composées de glace de CO₂ contaminée par de la glace d'eau et de la poussière. Lorsque la glace de CO₂ est pure, la méthode utilisée est celle de [Vincendon et al. \(2008\)](#) : la bande d'absorption à 2,64 μm de la glace de CO₂ est saturée dans ces conditions et le signal mesuré par OMEGA dans cette bande saturée ne provient que de la diffusion de la lumière par les aérosols et de quelques pourcents de réflexion de surface. Si la glace de CO₂ est mélangée à de la glace d'eau et/ou de la poussière, la bande à 2,64 μm n'est plus saturée (voir figure 2.10). L'opacité est alors surestimée par rapport à sa valeur réelle et la correction de l'effet des aérosols trop importante.

Cette dernière limitation est particulièrement handicapante car les dépôts saisonniers nord ont la particularité d'être beaucoup plus contaminés en glace d'eau que leur homologue sud. J'ai réfléchi à plusieurs alternatives :

- Utiliser une procédure statistique comme celle proposée par Bin Luo *et al.* (2010) mais ce type d'algorithme est encore à l'état de prototype.
- Trouver des paires d'observations acquises à des géométries très différentes puis appliquer la méthode de Vincendon *et al.* (2007). De telles observations sont cependant très rares pendant la première moitié du printemps nord. Il faut de surcroît faire l'approximation assez forte que la surface n'a pas évolué entre ces deux observations.
- Extrapoler la valeur d'opacité déterminée sur les surfaces minérales ou couvertes de glace d'eau aux régions couvertes par la glace de CO₂ contaminée par la glace d'eau et la poussière. Il faut cependant faire l'hypothèse que l'opacité est la même sur l'ensemble des dépôts saisonniers. Or elle peut s'avérer très variable spatialement et temporellement comme l'ont observé au nord et au sud Tamppari *et al.* (2008), Vincendon *et al.* (2008) et Cantor *et al.* (2010). La figure A.3 illustre ainsi la variabilité spatiale de l'opacité atmosphérique dans la région polaire sud, la valeur estimée au niveau des régions minérales étant notablement différente de celle mesurée au-dessus des dépôts saisonniers sud.

J'ai décidé d'utiliser la méthode de Douté *et al.* (2011) sur les surfaces de glace de CO₂ contaminée en glace d'eau et poussière car les solutions alternatives ne permettent pas d'obtenir une correction atmosphérique plus précise.

2.2.2.3 Inversion des propriétés physico-chimiques de la surface à partir d'images hyperspectrales

A chaque pixel d'une image hyperspectrale correspond un spectre, vecteur $\mathbf{y} = (y_1, \dots, y_m)$ dont chaque composante est associée à un canal du capteur, m étant le nombre total de canaux. La morphologie de ce spectre est conditionnée par de multiples paramètres comme la composition chimique de la surface, sa granulométrie, sa texture et son état physique, ce que j'ai illustré en partie 2.1.1.2. Un modèle de transfert radiatif permet de déterminer le spectre \mathbf{y} correspondant au jeu de paramètres physiques $\mathbf{x} = (x_1, \dots, x_n)$. C'est ce qu'on appelle le problème direct. D'un point de vue mathématique, cela revient à établir la relation fonctionnelle $\mathbf{y} = F(\mathbf{x})$. Le **problème inverse**, qui s'écrit $\mathbf{x} = F^{-1}(\mathbf{y})$, consiste à déduire du spectre observé \mathbf{y} la valeur des paramètres physiques \mathbf{x} . C'est un problème complexe dont la résolution peut s'avérer difficile pour deux raisons au moins : (i) le problème peut posséder des solutions multiples, un même spectre \mathbf{y} étant alors obtenu avec différentes valeurs des paramètres \mathbf{x} , et (ii) la détermination de la valeur de \mathbf{x} peut nécessiter d'explorer un espace des paramètres extrêmement vaste¹. La grande dimensionnalité de l'espace des observables (les spectres) et des paramètres empêche donc généralement une résolution analytique du problème inverse. Les approches courantes pour résoudre ce problème peuvent être classées en trois catégories principales (pour plus de détails et des

1. Il faut aussi tenir compte de l'adéquation du modèle de transfert radiatif par rapport à la réalité. Le problème peut ainsi converger vers des solutions différentes de la réalité.

comparaisons entre les méthodes, se référer à [Kimes *et al.* \(2000\)](#) et [Bernard-Michel *et al.* \(2009\)](#) :

1. **Les algorithmes d'optimisation** : ces méthodes consistent déterminer la valeur des paramètres \mathbf{x} minimisant une fonction coût qui exprime la similarité entre le spectre observé \mathbf{y} et le spectre simulé $F(\mathbf{x})$. Cette fonction coût peut être par exemple la somme quadratique de la différence entre les deux spectres à chaque longueur d'onde. La minimisation de la fonction coût correspond dans ce cas à la méthode dite des moindres carrés. Ces algorithmes d'optimisation partent généralement d'une estimation des paramètres \mathbf{x} puis cherchent leur valeur optimale par un processus itératif. Elles sont très coûteuses numériquement car elles inversent le modèle indépendamment pour chaque nouveau spectre. Cela empêche leur utilisation pour l'inversion d'une image composée de plusieurs centaines de milliers de spectres. Par ailleurs, il peut arriver que le processus de minimisation de la fonction coût tombe dans un minimum local avec pour conséquence une solution instable. La stabilité de la solution nécessite en effet que la valeur des paramètres \mathbf{x} change peu pour de faibles fluctuations du spectre observé. On considère donc que les algorithmes d'optimisation ne fournissent pas forcément une solution unique mais plusieurs solutions décrites par une densité de probabilité.
2. **Les algorithmes utilisant une approche LUT/k-NN** : le principe de ces méthodes est de remplacer de longs calculs par la simple consultation d'une base de données. Une base de spectres synthétiques (*Look-Up Tables* (LUT) en anglais) est générée par un modèle de transfert radiatif pour de multiples combinaisons des valeurs des paramètres. Chaque spectre \mathbf{y} de l'image hyperspectrale est alors comparé aux spectres de la bibliothèque afin de trouver ceux qui lui ressemblent le plus, c'est-à-dire les k plus proches voisins (*k-NearestNeighbors* en anglais). Les paramètres \mathbf{x} correspondant en sont ensuite déduits. La recherche des k-NN peut se faire par exemple par la méthode des moindres carrés. On gagne considérablement en vitesse de calcul car il est plus simple de retrouver une valeur en mémoire que de conduire un calcul complexe. Ces méthodes présentent par contre l'inconvénient de la multiplicité des solutions.
3. **Les algorithmes d'apprentissage** : dans cette approche, on suppose qu'il existe une relation fonctionnelle $\mathbf{x} = F^{-1}(\mathbf{y})$ reliant observables et paramètres. Un modèle de transfert radiatif est utilisé pour générer une bibliothèque de spectres synthétiques pour de multiples combinaisons des valeurs des paramètres. De cette bibliothèque est déduite la relation fonctionnelle F^{-1} . L'avantage de cette approche est qu'une fois cette relation établie, elle peut être utilisée sur un grand nombre de spectres et, à fortiori, d'images hyperspectrales pour lesquelles le modèle physique considéré est valide. La méthode GRSIR ([Bernard-Michel *et al.*, 2009](#)) est un algorithme d'apprentissage développé dans le cadre d'une collaboration entre l'IPAG et l'INRIA (ANR Vahiné). Il procède par une régression inverse par tranche régularisée : les observables sont projetées dans un espace de vecteurs à plus faible dimension où la régression entre \mathbf{x} et \mathbf{y} est réalisée.

Une comparaison entre les méthodes k-NN et GRSIR a été menée par [Bernard-Michel *et al.* \(2009\)](#) sur des données synthétiques puis sur des données réelles OMEGA. La base

de données synthétiques utilisée est une bibliothèque de spectres en facteur de réflectance générée grâce au logiciel Spectrimag pour un mélange intime de grains de glace de CO₂ et H₂O et de poussière minérale. Les paramètres physiques sont les proportions et les tailles moyennes des grains de ces constituants. La figure 2.18a compare l'estimation de la proportion de glace de CO₂ par les méthodes k-NN (gauche) et GRSIR (droite). La dispersion des valeurs estimées est plus faible dans le cas de la méthode GRSIR. La méthode k-NN fournit néanmoins des résultats corrects. Les données réelles analysées sont des observations OMEGA de la région polaire sud. La figure 2.18b montre les cartes d'estimation de la proportion de poussière contenue dans la glace de la calotte permanente sud par les méthodes k-NN (gauche) et GRSIR (droite). Les valeurs estimées sont du même ordre de grandeur pour les deux méthodes mais on note que GRSIR fournit une carte plus lisse et plus détaillée que la méthode k-NN.

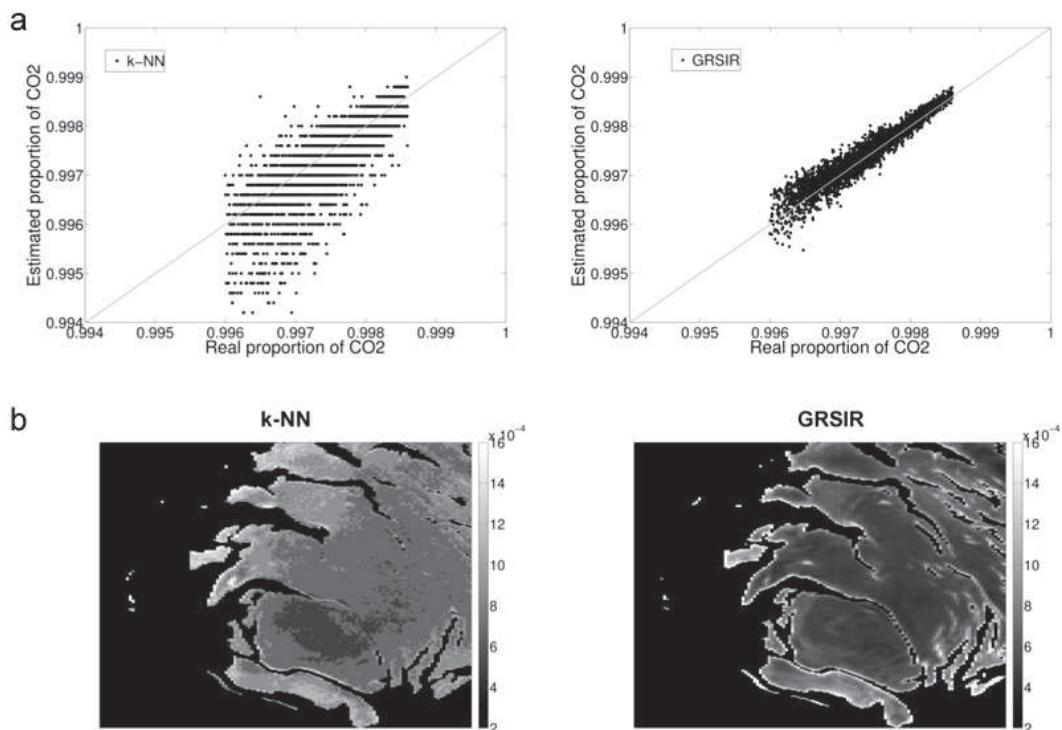


FIGURE 2.18 – Comparaison entre les méthodes k-NN et GRSIR. a : Estimation de la proportion de glace de CO₂ en fonction de sa proportion réelle par la méthode k-NN (gauche) et GRSIR (droite). b : Estimation de la proportion de poussière contenue dans la calotte permanente sud de Mars par la méthode k-NN (gauche) et GRSIR (droite). Figures extraite de [Bernard-Michel *et al.* \(2009\)](#).

La méthode GRSIR semble donc plus performante que la méthode k-NN. Néanmoins, son utilisation sur une série d'images OMEGA des dépôts saisonniers nord aurait nécessité une phase de développement appropriée n'entrant pas dans les objectifs principaux de cette thèse. J'ai donc utilisé la méthode k-NN pour inverser les propriétés physico-chimiques de la surface à partir des observations OMEGA. C'est une méthode simple à mettre en œuvre qui permet d'obtenir une estimation correcte des paramètres physiques caractérisant la surface.

Chapitre 3

Evolution hivernale et printanière de la distribution spatiale des dépôts saisonniers de l'hémisphère nord de Mars

Sommaire

3.1	Données et méthodes d'analyse	114
3.1.1	Jeu de données OMEGA considéré	114
3.1.2	Données TES	115
3.1.3	Données THEMIS	117
3.1.4	Paramètres spectraux pertinents pour l'étude des dépôts saisonniers nord	117
3.1.5	Impact des aérosols et de la photométrie des glaces sur la réflectance et les profondeurs de bande	125
3.1.6	Cartographie des paramètres spectraux sélectionnés	128
3.1.7	Analyse de séries temporelles d'observations : ré-échantillonnage des données sur une grille géographique commune et contraintes sur la géométrie d'acquisition	129
3.2	Evolution temporelle de la distribution spatiale des glaces de CO₂ et H₂O	130
3.2.1	Description générale des cartes	139
3.2.2	Détermination de la limite des dépôts saisonniers	145
3.2.3	Comparaison de l'évolution temporelle de la limite albédo sur plusieurs années martiennes	151
3.2.4	Asymétrie du retrait des dépôts saisonniers nord	152
3.2.5	Comparaison entre les différentes limites	154
3.3	Evolution temporelle de la stratigraphie des dépôts saisonniers nord	160
3.3.1	Plateau de Gemina Lingula	161
3.3.2	Plaines de l'hémisphère nord	203
3.3.3	Remontées tardives de la signature de la glace de CO ₂	217

3.4 Scénario d'évolution hivernale et printanière des dépôts saisonniers nord	217
3.5 Conclusion	222

Avant l'arrivée de la sonde Mars Express avec à son bord l'instrument OMEGA, le suivi des dépôts saisonniers reposait essentiellement sur l'analyse des changements d'albédo et de température de surface (James & Cantor, 2001; James *et al.*, 2001; Kieffer *et al.*, 2000; Kieffer & Titus, 2001; Wagstaff *et al.*, 2008). L'imageur hyperspectral OMEGA permet de cartographier la distribution spatiale des glaces de CO₂ et H₂O et de déterminer leurs propriétés physiques grâce à leurs signatures spectrales dans l'infrarouge proche. Les observations OMEGA ont ainsi permis de suivre le retrait des dépôts saisonniers sud (Langevin *et al.*, 2007; Schmidt *et al.*, 2009) et de préciser les caractéristiques de la région cryptique (Langevin *et al.*, 2006). Au Nord, les observations OMEGA montrent que la glace de CO₂ est plus contaminée en glace d'eau qu'au Sud (Schmitt *et al.*, 2005) et qu'un anneau de glace d'eau entoure la glace riche en CO₂ au cours du retrait printanier des dépôts saisonniers (Schmitt *et al.*, 2005; Bibring *et al.*, 2005).

Le but de cette étude est de cartographier la répartition spatiale des glaces de CO₂ et H₂O au cours de l'hiver et du printemps nord. L'un des intérêts majeurs est d'obtenir l'évolution de la position et de l'extension de l'anneau de glace d'eau, importante source mobile de vapeur d'eau.

La première partie de ce chapitre s'attache à décrire les données utilisées et les méthodes d'analyse employées. Dans une seconde partie sont présentées les cartes de répartition des glaces. Les limites de leur extension respective sont déterminées puis comparées entre elles. Une comparaison est également menée avec les résultats obtenus par d'autres instruments. La troisième partie est consacrée à l'étude de la stratigraphie des dépôts saisonniers nord au cours du printemps. Enfin, la quatrième partie propose un scénario d'évolution hivernale et printanière des dépôts saisonniers nord.

Cette étude a fait l'objet d'une publication en 2011 (Appéré *et al.*, 2011) : « Winter and spring evolution of northern seasonal deposits on Mars from OMEGA on Mars Express » (T. Appéré *et al.*, *Journal of Geophysical Research*, **116**, E05001).

3.1 Données et méthodes d'analyse

3.1.1 Jeu de données OMEGA considéré

L'étude du retrait des dépôts saisonniers nord nécessite un jeu de données acquis de façon régulière et couvrant une surface suffisamment grande pour permettre une analyse synoptique de la répartition des glaces. Depuis janvier 2004, l'instrument OMEGA a suivi trois cycles de retrait des dépôts saisonniers nord. Je me référerai à ces retraits en terme d'année martienne (MY). Le retrait de 2004, qui a eu lieu pendant l'hiver de l'année martienne 26 et le printemps de l'année martienne 27, sera ainsi nommé « retrait de MY 26-27 ». Ce retrait n'a été couvert que de façon sporadique par l'instrument. Par contre, la couverture temporelle est régulière pour les retraits de MY 27-28 (2006) et MY 28-29 (2008). La configuration orbitale de Mars Express est toutefois différente entre ces deux

campagnes d'observations. Pendant la première partie du printemps de MY 28, l'altitude de Mars Express est supérieure à 4000 km, permettant à OMEGA d'observer une grande surface à chaque survol des régions polaires nord. L'altitude de la sonde se situe par contre vers 1000 km pendant le printemps de MY 29, la couverture au sol étant alors quatre fois plus faible. Mon choix s'est donc porté sur le suivi du retrait de MY 27-28.

Les précédentes campagnes d'observations des dépôts saisonniers nord, notamment par l'instrument TES, ont montré que leur extension spatiale commence à diminuer vers L_s 320° (Kieffer & Titus, 2001). L'instrument OMEGA a pu observer les dépôts saisonniers dès L_s 280°, juste après le solstice d'hiver. A cette période, les dépôts saisonniers nord sont à leur extension maximale. De l'hiver au début du printemps, l'altitude de la sonde Mars Express grimpe progressivement de 500 km à 10500 km, la résolution spatiale passant de 600 m à 12,6 km par pixel. Puis au cours du printemps, l'altitude de la sonde diminue pour rejoindre le niveau 500 km vers $L_s \sim 95^\circ$, juste après le solstice d'été. Le givre saisonnier est alors confiné sur la calotte permanente nord (Langevin *et al.*, 2007).

Parmi les observations comprises entre L_s 280° et 95°, je n'ai conservé que celles qui couvrent au moins en partie les régions situées au nord de 30°N. Ainsi j'étends la couverture observationnelle au-delà de l'extension maximale des dépôts saisonniers nord tout en me limitant à un nombre raisonnable d'observations. 1080 observations OMEGA respectent ces critères temporels et spatiaux. Parmi ces observations, 20 sont inexploitables car elles ne contiennent que du bruit. J'ai à disposition 1060 observations OMEGA pour suivre le retrait de MY 27-28 des dépôts saisonniers nord.

3.1.2 Données TES

Les données TES ont permis de suivre l'évolution temporelle de la température de la surface au niveau de régions présentant un intérêt particulier. L'idéal serait d'utiliser les températures de surface acquises la même année martienne que les données OMEGA étudiées, c'est-à-dire lors du retrait de MY 27-28 des dépôts saisonniers nord. Cependant, seul le bolomètre en infrarouge thermique était opérationnel pendant cette période. Or les données de température bolométrique sont sensibles à la température atmosphérique, occasionnant un décalage systématique par rapport à la température de la surface (voir figure 3.1) . Par ailleurs, les données de température bolométrique obtenues pendant le retrait de MY 27-28 sont très espacées dans le temps. Par conséquent, elles ne permettent pas d'étudier de façon adaptée l'évolution temporelle de la température de la surface des régions d'intérêt.

Mon choix s'est donc porté sur les données de température obtenues lors des années martiennes précédentes. Les données obtenues par l'interféromètre en infrarouge thermique lors du retrait de MY 24-25 sont les mieux échantillonnées dans le temps et permettent de calculer la température de brillance à 30 μm, T_{30} , qui donne la température cinétique de la surface. Le risque est de s'exposer à des variations inter-annuelles. Les études publiées jusqu'à présent indiquent néanmoins que le retrait des dépôts saisonniers nord présente peu de variabilité inter-annuelle que ce soit dans la gamme visible ou thermique du spectre (Benson & James, 2005; Titus, 2005, 2009). Par ailleurs, pour chaque région d'intérêt étudiée, j'ai systématiquement comparé l'évolution de la température bolométrique obtenue

pendant les années martiennes 25 et 28 (voir par exemple la figure 3.1). Dans tous les cas, la température évolue de façon similaire. Par conséquent, les données de température de brillance T_{30} acquises pendant l'année martienne 25 sont représentatives de l'évolution de la température de la surface pendant l'année martienne 28.

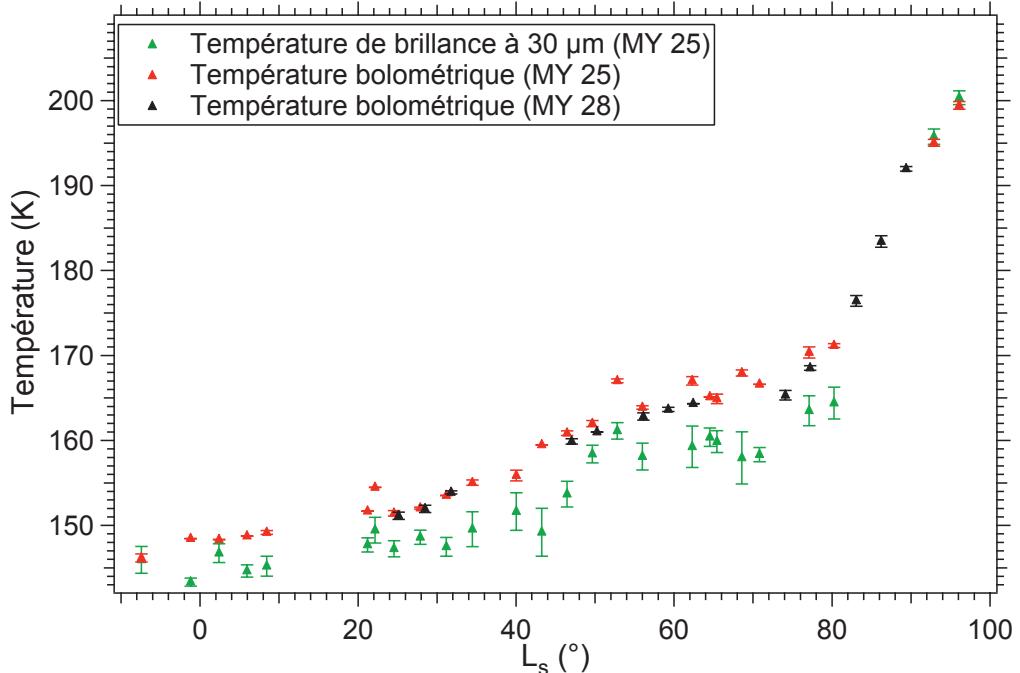


FIGURE 3.1 – Comparaison entre les données de température de brillance à $30 \mu\text{m}$ acquises pendant l'année martienne 25 (triangles verts), de température bolométrique acquises pendant l'année martienne 25 (triangles rouges) et de température bolométrique acquises pendant l'année martienne 28 (triangles noirs) par l'instrument TES. Ces données ont été obtenues sur une région de 500 km^2 du plateau de Gemina Lingula (calotte permanente nord). Les barres d'erreur indiquent la dispersion des valeurs de température au sein de la région étudiée (résolution spatiale de TES : $\sim 3 \text{ km/pixel}$). Une interprétation détaillée de ces courbes de température est proposée en partie 3.3.1.1. A ce stade de l'étude, il faut juste savoir que la glace de CO_2 disparaît progressivement de la surface jusqu'à disparaître totalement à $L_s \sim 90^\circ$. Tant que la glace de CO_2 est présente en surface, la température de l'atmosphère est supérieure à la température de la surface. La température bolométrique est sensible à la température atmosphérique au contraire de la température de brillance à $30 \mu\text{m}$ qui indique la température de la surface. De ce fait, les données acquises pendant l'année martienne 25 montrent un décalage quasi systématique entre la température bolométrique et la température de brillance à $30 \mu\text{m}$. La température bolométrique évolue de façon identique pendant les années martiennes 25 et 28. La température de brillance à $30 \mu\text{m}$ obtenue pendant l'année martienne 25 est donc représentative de la température de la surface pendant l'année martienne 28.

Un deuxième produit utilisé dans cette étude et dérivé des données TES est la ligne crocus. Elle relie tous les points ayant une date crocus similaire. Rappelons que dans l'hémisphère sud, la date crocus est définie comme le L_s du point d'inflexion de la courbe de température de surface en fonction du temps, ajustée par une fonction arctangente (Kieffer *et al.*, 2000). Dans l'hémisphère nord, la montée de la température de surface n'est pas

aussi rapide qu'au sud : environ 10° de L_s séparent la date du point d'inflexion de la date à laquelle la température dépasse 165 K. Pour l'hémisphère nord, [Kieffer & Titus \(2001\)](#) ont choisi de définir la date crocus comme le L_s pour lequel la température de la surface dépasse 165 K. La montée lente de la température de la surface est vraisemblablement due à un mélange spatial sub-pixel de terrains à des températures différentes, en l'occurrence des terrains couverts par de la glace de CO₂ et d'autres par de la glace de H₂O, chacun à sa température de sublimation.

Les lignes crocus sont fournies par Timothy Titus sous forme de séries de sinus et cosinus. Ces fonctions jouent le rôle de filtre passe-bas permettant de supprimer les artefacts à haute fréquence qui résultent d'une acquisition des données TES sur seulement 12 longitudes par jour ([Titus, 2009](#)). Ces fonctions prennent également en compte une interpolation temporelle des données TES, offrant la possibilité de calculer la position de la ligne crocus à n'importe quel L_s .

De l'année martienne 24 à 27, la ligne crocus a été construite à partir des données de température de brillance à 30 μm . Pendant le retrait de MY 27-28, seules les données de température bolométrique sont disponibles. Or ces données sont sensibles à la température atmosphérique, plus élevée que la température de la surface couverte de glace de CO₂. Il en résulte une ligne crocus systématiquement décalée vers le nord par rapport aux lignes crocus des années précédentes. Ce décalage n'ayant pu être corrigé, j'ai décidé de pas utiliser la ligne crocus de MY 27-28. A la place, j'ai considéré la moyenne des lignes crocus obtenues les trois années martiennes précédentes. La variabilité inter-annuelle est très faible : à une longitude et un L_s donnés, la différence latitudinale moyenne entre les trois lignes crocus est de $0,6^\circ$. Cette base de travail est donc appropriée.

3.1.3 Données THEMIS

Les images en infrarouge thermique THEMIS m'ont permis d'obtenir la distribution spatiale de la température de la surface pour les régions d'intérêt à une date donnée. Ces images présentent l'avantage d'avoir été acquises la même année que les données OMEGA que j'analyse, c'est-à-dire pendant le printemps de l'année martienne 28. Elles viennent ainsi compléter les séries temporelles de température de surface TES acquises pendant l'année martienne 25.

A partir des mesures de température de surface par l'instrument THEMIS, [Wagstaff et al. \(2008\)](#) ont déterminé comment évolue la position et l'extension de l'anneau de glace d'eau pendant le printemps de l'année martienne 27. J'ai inclus leurs résultats afin de les comparer à ce qu'on obtient grâce aux observations OMEGA.

3.1.4 Paramètres spectraux pertinents pour l'étude des dépôts saisonniers nord

3.1.4.1 Facteur de réflectance à 1,08 μm

Historiquement, les dépôts saisonniers ont été détectés depuis la Terre grâce à leur réflectance élevée dans la gamme visible du spectre, contrastant avec la réflectance plus

faible des régions dégivrées. C'est dans cette gamme de longueurs d'onde que l'instrument MOC a obtenu une base de données extrêmement vaste, imageant la planète Mars et notamment ses dépôts saisonniers nord grâce à deux caméras grand angle pendant quatre années martiennes (années martiennes 25 à 28). En 2006, la caméra MARCI a pris le relais de la caméra MOC en poursuivant le suivi du retrait des dépôts saisonniers nord dans la gamme visible du spectre. Les données OMEGA peuvent être avantageusement utilisées pour compléter l'étude de la variabilité inter-annuelle de ce retrait. Il s'agit de cartographier le facteur de réflectance mesuré dans le continuum. Ce paramètre est de surcroît très sensible au degré de contamination en poussière de la glace.

A première vue, la solution la plus pertinente pour effectuer cette étude serait de travailler avec un spectre de la voie visible d'OMEGA pour rester dans la même gamme spectrale que MOC et MARCI. J'ai cependant choisi d'utiliser les données mesurées par un spectre situé dans la voie C, voie proche-infrarouge à « basse » longueur d'onde, pour deux raisons : d'une part, la résolution spatiale des voies infrarouges est plus élevée que celle de la voie visible et d'autre part, l'effet de la diffusion par les aérosols, qu'ils soient de poussière ou de glace, est moins important dans l'infrarouge que dans le visible. Parmi les spectres situés dans le continuum, celui à $1,08 \mu\text{m}$ possède un rapport signal sur bruit élevé ; il a notamment été utilisé par [Langevin et al. \(2007\)](#) pour étudier le retrait des dépôts saisonniers sud. J'ai donc choisi ce spectre pour cartographier le facteur de réflectance dans le continuum.

Dans le cas d'une surface formée de petits grains de glace pure, la réflectance dans le visible et dans l'infrarouge proche est élevée en-dehors des bandes d'absorption. Si cette glace est contaminée par de la poussière, ce qui est généralement le cas des dépôts saisonniers martiens, la réflectance est plus faible dans le visible que dans le continuum du proche infrarouge. A cela s'ajoute la diffusion par les aérosols plus importante dans le visible que dans le proche infrarouge. Seules des variations relatives de réflectance pourront donc être comparées entre les données MOC, MARCI et OMEGA. Par contre, la distribution spatiale des dépôts saisonniers est la même en utilisant les longueurs d'onde visibles et à $1,08 \mu\text{m}$. Il est par conséquent tout à fait correct de comparer la répartition des dépôts saisonniers observée par MOC à $\sim 0,6 \mu\text{m}$ et par OMEGA à $1,08 \mu\text{m}$.

Comme on l'a vu en partie [2.1.1.4](#), le facteur de réflectance est indépendant des directions d'éclairement et d'observation dans le cas d'une surface parfaitement lambertienne. Cependant, les glaces et la neige ne se comportent pas comme des réflecteurs lambertiens ([Warren, 1982](#); [Li et al. , 2007](#); [Dumont et al. , 2010](#)). Lorsque la glace est compacte et sa surface lisse, elle peut réfléchir la lumière de façon spéculaire. L'albédo de la neige, milieu fortement diffusant, augmente avec l'angle d'incidence zénithal. Un pic important de diffusion vers l'avant est un autre effet non-lambertien observé sur les neiges terrestres ([Dumont et al. , 2010](#)). Lorsqu'on constate des variations du facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$ dans le jeu de données OMEGA, il est donc important de préciser si elles sont uniquement dues à un changement physique de la surface ou si elles viennent d'un effet photométrique. Par ailleurs, l'absorption et la diffusion par les aérosols peuvent altérer de façon significative la signature de la surface ([Vincendon et al. , 2007](#)), comme on l'a vu en partie [2.1.1.3](#). Cet effet se fait particulièrement ressentir à grand angle d'éclairement car les photons doivent parcourir un trajet important dans l'atmosphère avant d'atteindre la surface. C'est notam-

ment le cas quand on observe les régions polaires de Mars. L'impact des aérosols et de la photométrie des glaces est précisé en partie 3.1.5.

3.1.4.2 Identification de la position des bandes d'absorption des glaces de CO₂ et H₂O

Des spectres en réflectance de glace de CO₂ (figure 3.2a) et de glace de H₂O (figure 3.2b) ont été modélisés à l'aide du logiciel de transfert radiatif Spectrimag à partir des constantes optiques obtenues par Quirico & Schmitt (1997); Grundy & Schmitt (1998); Schmitt *et al.* (1998). Ils permettent d'identifier la position des principales bandes d'absorption des glaces de CO₂ et H₂O observées dans la gamme et à la résolution spectrale de l'instrument OMEGA. La figure 3.2c montre en noir un spectre en réflectance typique des condensats riches en glace de CO₂, obtenu par OMEGA au début du printemps au niveau de la calotte permanente nord. La courbe grise sur cette même figure est un spectre en réflectance acquis au niveau de la bordure méridionale des dépôts saisonniers, zone recouverte de glace d'eau. La position des bandes d'absorption gazeuse et solide est indiquée.

Les tableaux 3.1 et 3.2 dressent la liste des principales bandes d'absorption des glaces de H₂O et CO₂ dans la gamme spectrale d'OMEGA. La position réelle de chaque bande est indiquée ainsi que la position des spectres d'OMEGA à même de sonder ces bandes.

Principales bandes d'absorption de la glace de H ₂ O dans la gamme spectrale d'OMEGA		
Position réelle (μm)	Spectre le plus proche (μm)	Remarques
1,250	1,256	Uniquement observable pour des grains d'une taille supérieure à 10 μm (Grundy & Schmitt, 1998).
1,503	1,500	Sature pour des grains d'environ 1 mm (Grundy & Schmitt, 1998).
1,647	1,644	Sa forme est sensible à la température de la glace (Grundy & Schmitt, 1998).
2,016	2,011	Sature pour des grains de quelques centaines de microns (Grundy & Schmitt, 1998).
2,515	2,514	
3,105	3,110	Sature pour des grains de quelques microns (Grundy & Schmitt, 1998). Très sensible à l'hydratation minérale (Jouget <i>et al.</i> , 2007; Milliken <i>et al.</i> , 2007; Pommerol & Schmitt, 2008b,a).

TABLE 3.1 – Position des principales bandes d'absorption de la glace de H₂O dans la gamme spectrale d'OMEGA d'après Grundy & Schmitt (1998); Schmitt *et al.* (1998). La position des spectres les plus proches du fond de chaque bande est indiquée.

3.1.4.3 Profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O

Bien que la glace de CO₂ soit le constituant majoritaire des dépôts saisonniers nord et sud, je commence par présenter le paramètre spectral relatif à la glace de H₂O car il est ensuite utilisé dans l'élaboration du paramètre spectral relatif à la glace de CO₂.

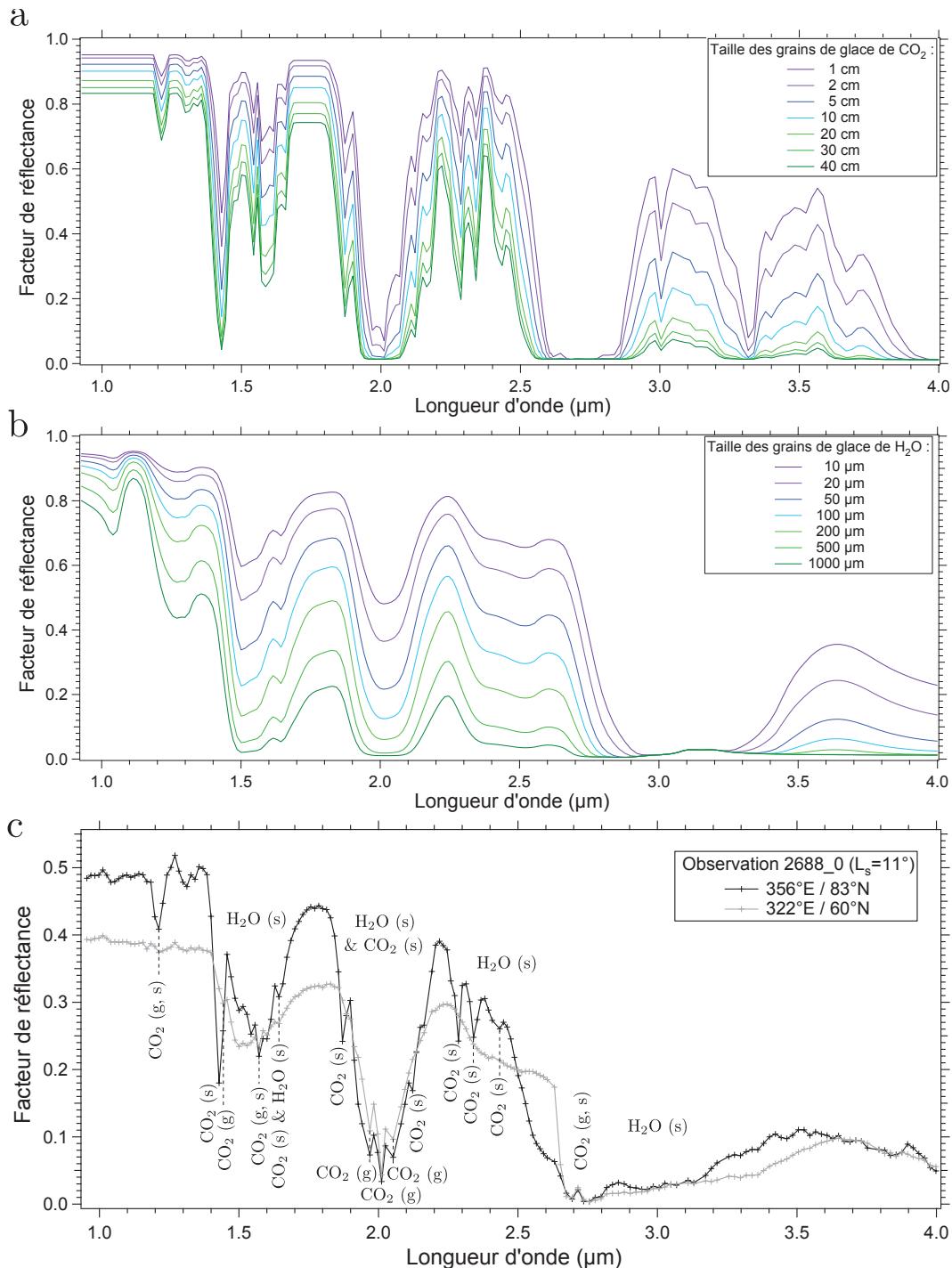


FIGURE 3.2 – Identification des bandes d'absorption des glaces de CO₂ et H₂O dans la gamme spectrale proche-infrarouge d'OMEGA. Les longueurs d'onde supérieures à 4 μm ne sont pas affichées car l'atmosphère est optiquement épaisse vers 4,3 μm et aucune information spectrale utile ne peut être obtenue sur la surface. a : Spectres en réflectance de glace de CO₂ modélisés grâce au logiciel Spectrimag pour une taille de grains variant entre 1 cm et 40 cm. La surface est éclairée sous une incidence de 60° et observée au nadir. b : Spectres en réflectance de glace de H₂O modélisés grâce au logiciel Spectrimag, sous la même géométrie que pour la glace de CO₂, et pour une taille de grains variant entre 10 μm et 1000 μm. c : Spectres en réflectance obtenu par OMEGA à L_s~11° au niveau de la calotte permanente nord (courbe noire) et de la bordure des dépôts saisonniers (courbe grise). La position des principales bandes d'absorption gazeuse (g) et solide (s) est indiquée.

La glace de H₂O possède plusieurs larges bandes d'absorption dans la gamme spectrale d'OMEGA. Les bandes les plus marquées sont situées à 1,5 μm, 2 μm et 3 μm (voir figure 3.2a). La bande à 3 μm sature dès que le parcours des photons dans la glace dépasse quelques microns. Des parcours plus longs sont nécessaires pour saturer les bandes à 2 μm (quelques centaines de microns) et à 1,5 μm (~1 mm) (Grundy & Schmitt, 1998). La taille des grains de glace d'eau présents en surface varie entre quelques dizaines de microns pour le givre et environ 1 mm pour la glace pérenne de la calotte nord (Schmitt *et al.*, 2005; Langevin *et al.*, 2005b). La bande à 3 μm n'est donc pas la plus adaptée pour étudier la taille des grains de la glace d'eau. Elle est par contre très sensible à l'hydratation minérale (Jouget *et al.*, 2007; Milliken *et al.*, 2007; Pommerol & Schmitt, 2008b,a). Aux alentours de 2 μm se chevauchent la bande d'absorption de la glace d'eau et les fortes bandes d'absorption du CO₂ sous forme gazeuse et solide. La bande d'absorption à 1,5 μm est donc clairement la plus adaptée pour étudier les dépôts saisonniers de glace d'eau. La gamme spectrale couverte par cette bande bénéficie de surcroît d'un rapport signal sur bruit optimal (voir figure 2.16). On notera également que le centre de cette bande d'absorption n'est chevauchée que par de très faibles bandes d'absorption du CO₂ solide et gazeux.

J'ai évalué la profondeur de la bande d'absorption à 1,5 μm de la glace d'eau grâce à l'estimateur proposé par Langevin *et al.* (2007) :

$$BD_{H_2O}(1,500\mu m) = 1 - \frac{\mathbf{RF}(1,500\mu m)}{\mathbf{RF}(1,385\mu m)^{0.7} \times \mathbf{RF}(1,772\mu m)^{0.3}} \quad (3.1)$$

où BD signifie *Band Depth*, profondeur de bande en français. Les spectres à 1,385 et 1,772 μm, situés en-dehors de la bande d'absorption de la glace d'eau, servent de points d'appui pour le continuum. L'incertitude sur cette profondeur de bande est estimée à ±0,005 unité de réflectance.

3.1.4.4 Profondeur de la bande à 1,429 μm de la glace de CO₂

Plusieurs bandes d'absorption de la glace de CO₂ se succèdent dans la gamme spectrale d'OMEGA. La bande étroite à 1,435 μm n'est saturée que lorsque le parcours des photons dans la glace dépasse 20 cm. Le spectre le plus proche du fond de cette bande, à 1,429 μm¹, est situé à proximité du maximum de la fonction photométrique d'OMEGA (voir figure 2.16). Cette bande possède donc un très bon rapport signal sur bruit. Pour ces raisons, Langevin *et al.* (2007) s'en sont servi pour étudier l'évolution des dépôts saisonniers sud. Je l'utilise moi aussi pour détecter la glace de CO₂.

La bande d'absorption à 1,429 μm intersecte la bande d'absorption du CO₂ atmosphérique à 1,443 μm. Elle repose par ailleurs dans l'aile à courte longueur d'onde de la bande d'absorption de la glace d'eau à 1,5 μm. Afin de minimiser l'effet de ces structures, Langevin *et al.* (2007) ont mis au point un estimateur de profondeur de bande spécifique :

$$R_{CO_2} = \frac{\mathbf{RF}(1,429\mu m)}{\mathbf{RF}(1,385\mu m)^{0.5} \times \mathbf{RF}(1,443\mu m)^{0.5}} \quad (3.2)$$

1. Par abus de langage, je me réfère par la suite à la « bande d'absorption à 1,429 μm » bien que l'absorption soit théoriquement maximale à 1,435 μm.

Principales bandes d'absorption de la glace de CO ₂ dans la gamme spectrale d'OMEGA		
Position réelle (μm)	Spectel le plus proche (μm)	Remarques
1,207	1,213	
1,435	1,429	Sature pour des grains d'une taille supérieure à 20 cm (Quirico & Schmitt, 1997 ; Schmitt et al., 1998). Spectel adjacent à la bande du CO ₂ gazeux à 1,443 μm .
1,543	1,543	
1,578	1,572	Superposée à une bande du CO ₂ gazeux.
1,654	1,658	
1,873	1,871	
1,966	1,969	Superposée à une bande du CO ₂ gazeux.
2,012	2,011	Superposée à une bande du CO ₂ gazeux.
2,070	2,067	Superposée à une bande du CO ₂ gazeux.
2,117	2,122	
2,291	2,287	
2,350	2,341	
2,432	2,435	
2,622	2,618	Sature pour des grains de quelques centaines de microns (Quirico & Schmitt, 1997 ; Schmitt et al., 1998).
2,697	2,694	Sature pour des grains de quelques centaines de microns (Quirico & Schmitt, 1997 ; Schmitt et al., 1998). Superposée à une bande du CO ₂ gazeux, saturée dans l'atmosphère martienne.
2,778	2,777	Sature pour des grains de quelques centaines de microns (Quirico & Schmitt, 1997 ; Schmitt et al., 1998). Superposée à une bande du CO ₂ gazeux, saturée dans l'atmosphère martienne.
3,008	3,006	
3,327	3,318	
3,675	3,670	
4,066	4,059	
4,259	4,260	Superposée à une bande du CO ₂ gazeux, saturée dans l'atmosphère martienne.
4,380	4,379	Superposée à une bande du CO ₂ gazeux, saturée dans l'atmosphère martienne.
4,898	4,902	Superposée à une bande du CO ₂ gazeux.

TABLE 3.2 – Position des principales bandes d'absorption de la glace de CO₂ dans la gamme spectrale d'OMEGA d'après [Quirico & Schmitt \(1997\)](#); [Schmitt et al. \(1998\)](#). La position des spectels les plus proches du fond de chaque bande est indiquée.

La ligne de base de cet estimateur est composée des spectels à 1,385 et 1,443 μm . Le spectel à 1,385 μm se situe sur le bord de la bande d'absorption de la glace d'eau à 1,5 μm tandis que le spectel à 1,443 μm repose dans l'aile à courte longueur d'onde de cette large bande. R_{CO_2} étant un quotient de facteurs de réflectance, $(1 - R_{CO_2})$ est équivalent à une profondeur de bande. $(1 - R_{CO_2})$ est très proche de 0 dans le cas de spectres de glace d'eau pure observés et modélisés, l'adjonction de grandes quantités de glace d'eau a donc un impact mineur sur cet estimateur ([Langevin et al., 2007](#)).

Le spectel à 1,443 μm se situe dans l'aile à grande longueur d'onde de la bande d'ab-

sorption à $1,429 \mu\text{m}$, $(1 - R_{CO_2})$ sous-estime donc l'intensité de cette bande. Pour évaluer son intensité réelle, il faut s'affranchir de l'absorption atmosphérique à $1,443 \mu\text{m}$. Langevin *et al.* (2007) proposent pour cela de diviser le spectre présentant les signatures des glaces de CO_2 et H_2O par un second spectre où la signature de la glace de CO_2 est absente et où la profondeur de la bande à $1,5 \mu\text{m}$ est la même que pour le premier spectre. Ces deux spectres doivent être choisis dans des régions situées à la même altitude afin que l'absorption à $1,443 \mu\text{m}$ par le CO_2 atmosphérique soit la même. Ce rapport de spectres permet de redresser la ligne de base courbée par l'absorption par la glace d'eau et d'éliminer l'effet de l'absorption atmosphérique. J'ai suivi cette méthode pour estimer la profondeur réelle de la bande d'absorption à $1,429 \mu\text{m}$. La figure 3.3 illustre son application. Ce travail a été effectué pour 8 valeurs de $(1 - R_{CO_2})$ différentes, espacées de façon à parcourir l'intervalle de valeurs prises par $(1 - R_{CO_2})$ dans le jeu de données étudié.

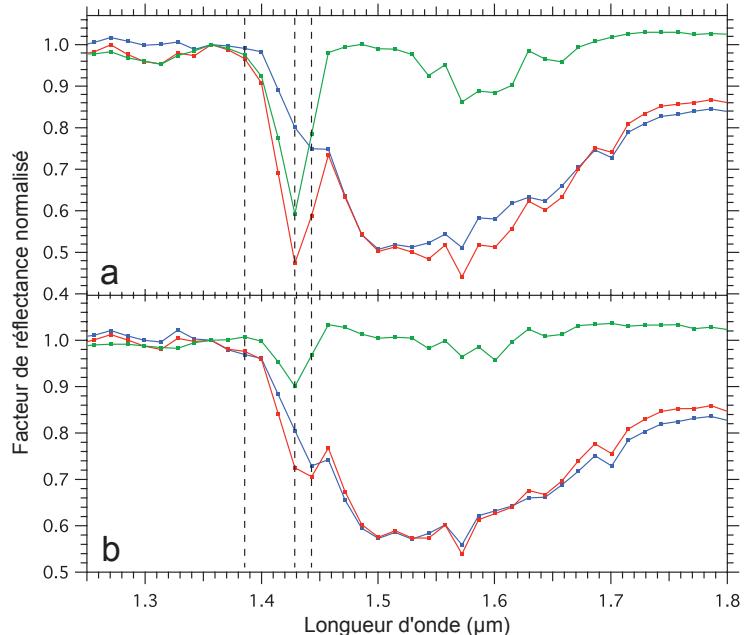


FIGURE 3.3 – Evaluation de la profondeur de bande à $1,429 \mu\text{m}$. (a) Le spectre rouge a été extrait dans une région couverte de glace de CO_2 peu contaminée par de la glace de H_2O . Le spectre bleu ne présente aucune signature de glace de CO_2 et la profondeur de la bande à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace de H_2O est la même que pour le spectre rouge. Les spectres rouge et bleu ont été extraits dans des régions situées à la même altitude de sorte que l'absorption par le CO_2 atmosphérique à $1,443 \mu\text{m}$ soit la même. Les deux spectres sont normalisés à la valeur du facteur de réflectance à $1,357 \mu\text{m}$. Le spectre vert est obtenu en divisant le spectre rouge par le spectre bleu. Il permet d'estimer la profondeur réelle de la bande à $1,429 \mu\text{m}$, 0,408 dans ce cas. (b) Même procédure, le spectre rouge ayant cette fois été extrait dans une région couverte de glace de CO_2 contenant relativement plus de glace de H_2O . La profondeur réelle de la bande à $1,429 \mu\text{m}$ est estimée ici à 0,120. Ces valeurs sont en accord avec celles fournies par l'estimateur $BD_{CO_2}(1,429 \mu\text{m})$ lorsqu'on l'applique aux spectres rouges : 0,410 dans le cas "a" et 0,110 dans le cas "b". Les lignes verticales pointillées indiquent la position des spectres utilisés par cet estimateur : $1,385 \mu\text{m}$, $1,429 \mu\text{m}$ et $1,443 \mu\text{m}$.

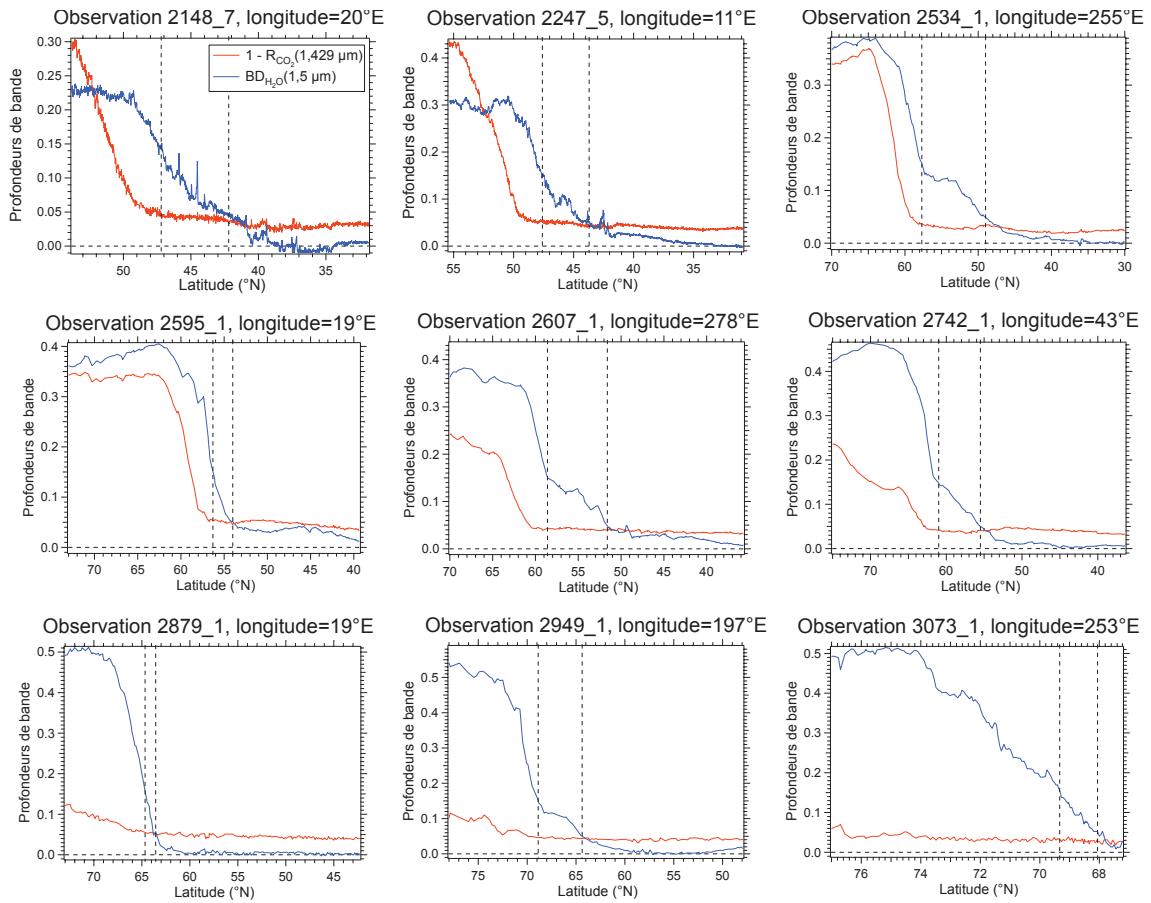


FIGURE 3.4 – Evaluation de la valeur prise par $(1 - R_{CO_2})$ lorsqu'il n'y a pas d'absorption par la glace de CO_2 , valeur que j'appelle le niveau zéro du CO_2 . Les profils latitudinaux de $(1 - R_{CO_2})$ et de $BD_{H_2O}(1,500\mu m)$ sont tracés pour 9 observations OMEGA différentes. La longitude correspondant à chaque profil est indiquée à côté du nom de l'observation OMEGA. Le niveau zéro du CO_2 est évalué lorsque $BD_{H_2O}(1,500\mu m)$ est inférieure à 0,15 et supérieure à 0,05 de façon à ne considérer que les régions adjacentes aux dépôts saisonniers. Pour chaque profil, les lignes pointillées marquent les bornes de l'intervalle de latitude dans lequel la valeur moyenne du niveau zéro du CO_2 est évaluée.

Un point qui a également retenu notre attention est la valeur prise par $(1 - R_{CO_2})$ lorsqu'il n'y a pas d'absorption par la glace de CO_2 . Un estimateur correct de la profondeur de bande à $1,429 \mu m$ doit retourner une valeur nulle lorsque c'est le cas. J'ai analysé des profils latitudinaux de $(1 - R_{CO_2})$ pour différentes observations OMEGA acquises en hiver et au printemps (voir figure 3.4). Ils montrent que $(1 - R_{CO_2})$ diminue progressivement à mesure qu'on se déplace vers le Sud jusqu'à atteindre une valeur approximativement constante et positive que j'appelai le niveau zéro du CO_2 . J'ai analysé en parallèle l'évolution latitudinale de la profondeur de la bande d'absorption à $1,5 \mu m$ de la glace d'eau. Pour la majeure partie des observations, le niveau zéro du CO_2 est atteint lorsque la signature de la glace d'eau à $1,5 \mu m$ est inférieure à 0,15. Plus au sud, dans les régions où le givre a totalement disparu, les valeurs de $(1 - R_{CO_2})$ sont parfois assez fluctuantes. Une variation de la minéralogie de la surface ou une modification de l'opacité atmosphérique peuvent expliquer ce comportement. Ces valeurs ne m'intéressent pas dans la mesure où je

cherche à estimer la valeur du niveau zéro à proximité immédiate de la bordure des dépôts saisonniers. Seules les régions où la signature de la glace d'eau à $1,5 \mu\text{m}$ est supérieure à 0,05 sont donc retenues. En définitive, j'ai défini le niveau zéro du CO_2 comme la valeur moyenne de $(1 - R_{\text{CO}_2})$ dans les régions où la signature de la glace d'eau varie entre 0,05 et 0,15. La valeur moyenne de ce niveau zéro sur l'ensemble des observations OMEGA vaut $0,04 \pm 0,015$ unité de réflectance.

Finalement, un ajustement linéaire des 8 profondeurs de bande réelles à $1,429 \mu\text{m}$ et du niveau zéro du CO_2 a été effectué (voir figure 3.5). On obtient l'estimateur suivant pour la profondeur de la bande d'absorption à $1,429 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 :

$$BD_{\text{CO}_2}(1,429 \mu\text{m}) = 1,225.(1 - R_{\text{CO}_2}) - 0,044 \quad (3.3)$$

L'incertitude sur cette profondeur de bande est estimée à $\pm 0,01$ unité de réflectance.

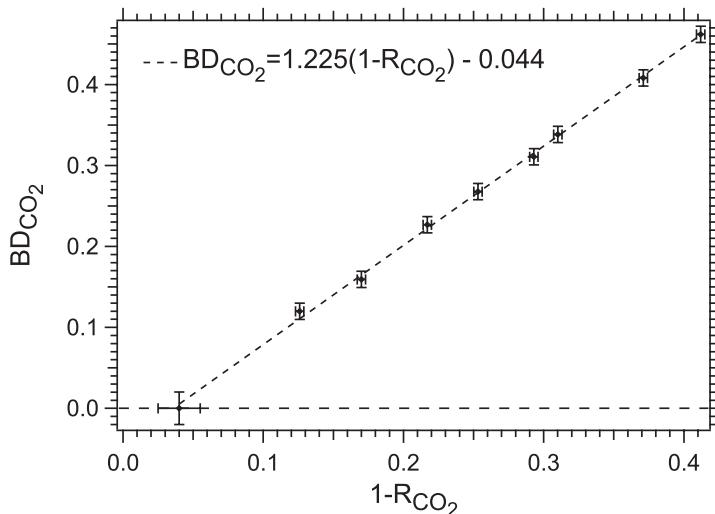


FIGURE 3.5 – Corrélation entre la profondeur de bande réelle $BD_{\text{CO}_2}(1,429 \mu\text{m})$ et les valeurs correspondantes de $(1 - R_{\text{CO}_2})$.

3.1.5 Impact des aérosols et de la photométrie des glaces sur la réflectance et les profondeurs de bande

La présence d'aérosols de poussière au-dessus de la scène observée réduit son contraste spectral et modifie sa réflectance apparente (Vincendon *et al.*, 2007). Cet effet se fait particulièrement ressentir à grand angle d'incidence, lorsque les photons doivent traverser une grande quantité d'aérosols avant d'atteindre la surface. L'observation des régions nord de Mars ne peut se faire qu'à angle d'incidence élevé, celui-ci dépassant 80° lorsqu'on se situe près de l'équinoxe de printemps. A cette période, les dépôts saisonniers s'étendent jusqu'à $\sim 60^\circ$ de latitude nord, l'angle d'incidence varie donc de 30° suivant qu'on observe la bordure des condensats ou le pôle nord. Il est par conséquent important d'évaluer l'effet des aérosols sur les paramètres spectraux sélectionnés avant de conclure qu'une variation de ces paramètres est due à une modification de la surface.

Pour y parvenir, j'ai étudié l'influence de l'angle d'incidence lors de l'observation d'une région homogène de $13 \text{ km} \times 13 \text{ km}$ située sur la calotte permanente nord à $247,4^\circ\text{E}/81,6^\circ\text{N}$. J'ai sélectionné deux observations successives de cette région acquises sous un angle d'incidence respectivement de $60,1^\circ$ et $68,6^\circ$ et en mode nadir (angle d'émergence nul). La région est recouverte par des condensats brillants ($\text{RF}(1,08 \mu\text{m}) > 0,55$) au moment des observations ($L_s \sim 67^\circ$). L'augmentation de l'angle d'incidence s'accompagne d'une diminution de 12% du facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$ et d'une diminution de 12 % de la profondeur de bande à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace d'eau. La profondeur de bande à $1,43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 diminue également mais la variation observée est inférieure à l'incertitude sur la profondeur de cette bande. L'augmentation de l'angle d'incidence se traduit donc par une réduction du contraste spectral et une diminution de la réflectance apparente de la surface. Ce comportement est caractéristique d'une diffusion du flux incident par les aérosols de poussière. A priori, la photométrie non-lambertiennne de la surface ne joue ici qu'un rôle négligeable car elle induirait un comportement inverse : la réflectance d'une surface granulaire observée au nadir augmente lorsqu'on augmente l'angle d'incidence (Dumont *et al.*, 2010), la diffusion en surface étant alors privilégiée par rapport à la diffusion en volume.

L'effet de la photométrie de la surface peut s'exprimer de façon plus notable lorsque les observations sont faites à un angle d'émergence non nul. Les surfaces glacées n'étant pas lambertiennes, leur réflectance et les profondeurs des bandes d'absorption dépendent de l'angle sous lequel la surface est observée. La diffusion de la lumière par les aérosols introduit aussi une dépendance de ce type. La plupart des observations OMEGA utilisées dans cette étude ont été acquises en mode nadir. Les colonnes centrales de ces images sont donc obtenues à un angle d'émergence nul et cet angle augmente lorsqu'on se déplace vers les bords de l'image. Dans le cas des images larges de 128 pixels, l'angle d'émergence atteint environ 10° sur les bords de l'image. Les effets non-lambertiens de la surface et l'impact des aérosols sont négligeables dans cette gamme de conditions d'observation. Cependant, un certain nombre d'observations a été acquis en mode inertiel entre $L_s = 350^\circ$ et $L_s = 66^\circ$. Dans ce mode d'acquisition, l'angle d'émergence varie entre 0° et 90° . Seuls les pixels acquis à un angle d'émergence inférieur à 55° ont été conservés car au-delà, des problèmes de projection des données apparaissent. Cet angle limite reste toutefois suffisamment élevé pour que la photométrie de la surface et la diffusion par les aérosols jouent un rôle notable. J'ai donc étudié l'influence de l'angle d'observation sur les paramètres spectraux sélectionnés.

J'ai choisi deux observations successives d'une région homogène de $13 \text{ km} \times 13 \text{ km}$ située sur Olympia Planitia à $121,2^\circ\text{E}/82,9^\circ\text{N}$. Ces observations ont été acquises sous un angle d'émergence respectivement de $0,7^\circ$ et $45,1^\circ$ avec dans les deux cas un angle d'incidence d'environ 65° . L'azimut de la seconde observation est de 106° . La région est recouverte par des condensats brillants ($\text{RF}(1,08 \mu\text{m}) > 0,55$) au moment des observations ($L_s \sim 51^\circ$). L'augmentation de l'angle d'émergence s'accompagne d'une augmentation de 14% du facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$ et d'une diminution de 9% de la profondeur de bande à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace d'eau. La variation de la profondeur de bande à $1,43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 est inférieure à l'incertitude sur cette profondeur de bande. L'azimut de l'observation hors nadir étant de 106° , on est dans le cas d'une diffusion latérale. Or la diffusion par les aérosols se fait très majoritairement dans un cône de $\sim 20^\circ$ centré sur la direction spéculaire (azimuth= 180°) (Wolff *et al.*, 2009). Par conséquent, la variation des paramètres

spectraux est vraisemblablement due à la photométrie de la surface. L'augmentation de la réflectance aux grands angles d'émergence est le résultat d'une forte diffusion latérale par les particules de glace en surface. Cette diffusion en surface limite le parcours des photons dans la glace donc leur absorption. [Bonnefoy \(2001\)](#) a observé une augmentation similaire de la réflectance aux grands angles d'émergence pour un azimuth comparable dans le cas d'une poudre de soufre de taille de grains $40\text{ }\mu\text{m}$.

Il est intéressant de noter que [Cantor *et al.* \(2010\)](#) ont observé la même dépendance de la réflectance avec l'angle d'émergence sur une surface glacée de la calotte permanente, cette fois en été ($L_s=134^\circ$). Les auteurs mentionnent que les angles d'incidence et de phase varient peu entre les différentes observations étudiées ; on en déduit que l'azimut des observations hors nadir est relativement proche de 90° , comparable à l'azimut de 106° de l'observation hors nadir que j'ai étudié précédemment. [Cantor *et al.* \(2010\)](#) constatent donc une dépendance similaire de la réflectance avec l'angle d'émergence dans des conditions d'observation comparables aux nôtres, en dépit de la nature différente de la glace en surface (glace de CO_2 au printemps, glace de H_2O en été).

La plupart des observations OMEGA ne sont pas acquises dans des conditions d'observation aussi extrêmes. Les géométries d'éclairement et d'observation ne contrôlent donc pas les principales variations de réflectance et de profondeurs de bande observées. Cependant, lorsque l'un de ces paramètres spectraux varie, j'ai vérifié qu'il n'y a pas de corrélation avec la géométrie d'acquisition avant de conclure à une modification de la surface.

Corriger l'effet des aérosols sur l'ensemble du jeu de données OMEGA est une tâche très complexe. La comparaison de deux observations rapprochées faites à des géométries d'acquisition différentes, comme celles que je viens de présenter, permet d'extraire à une date donnée et sur une région donnée l'opacité des aérosols d'après la méthode proposée par [Vincendon *et al.* \(2007\)](#). Cette méthode repose cependant sur l'hypothèse que ni l'opacité des aérosols ni la surface n'ont varié entre les deux observations. La méthode développée au laboratoire permet quant à elle d'évaluer l'opacité des aérosols sur des observations individuelles mais ses conditions d'application ne sont pas respectées lorsque la glace de CO_2 est contaminée par de la glace d'eau, ce qui est systématiquement le cas dans les régions polaires nord. L'opacité des aérosols est alors surévaluée et la correction qui en découle est incorrecte. Cette méthode est néanmoins utilisée pour corriger au premier ordre des observations OMEGA d'intérêt avant leur inversion.

Par conséquent, j'ai décidé de réaliser des séquences temporelles de mosaïques sans corriger l'effet des aérosols. Une contrainte sur l'angle d'incidence a toutefois été imposée : seuls les pixels acquis à un angle d'incidence inférieur à 87° ont été conservés. Au delà, la réflectance apparente de la surface augmente de façon soudaine. Le flux diffusé par les aérosols domine alors largement celui réfléchi par la surface, proportionnel à $\cos(i)$. Les mosaïques réalisées sont relativement homogènes même lorsque deux images acquises à des angles d'incidence différents se superposent. Cette approche est donc une base de départ correcte pour étudier le retrait des dépôts saisonniers nord en hiver et au printemps.

3.1.6 Cartographie des paramètres spectraux sélectionnés

J'ai calculé les trois paramètres spectraux sélectionnés (facteur de réflectance à 1,08 μm , profondeur de la bande d'absorption à 1,429 μm de la glace de CO₂, profondeur de la bande d'absorption à 1,5 μm de la glace de H₂O) sur les 1060 observations OMEGA acquises entre L_s 280° et 95° et respectant les critères de géométrie d'acquisition précisés précédemment : angle d'incidence zénithal inférieur à 87 ° et angle d'émergence zénithal inférieur à 55 °. Comme je l'ai fait remarquer en partie 2.1.3.4, le mode d'observation le plus large (128 pixels) est affecté depuis l'orbite 511 par un problème instrumental. Une ligne sur deux de l'image est extrêmement bruitée des colonnes 81 à 96. Ce problème s'est étendu aux colonnes 65 à 128 à partir de l'orbite 2124. Une manière de contourner partiellement le problème est de dérésoudre spatialement l'image en remplaçant chaque ligne corrompue par la moyenne des lignes adjacentes (lignes précédente et suivante). Même si cette technique ne permet pas de retrouver l'information perdue par les lignes corrompues, elle offre un avantage esthétique certain. Les résultats obtenus sont corrects lorsqu'on applique cette technique aux plans du facteur de réflectance à 1,08 μm (voir figure 3.6). Corriger les plans des signatures des glaces de CO₂ et H₂O est plus complexe. En effet, la parité des lignes affectées varie suivant le spectre considéré. Il faut donc corriger les canaux spectraux indépendamment les uns des autres avant de calculer les rapports de bande. Mais même en procédant ainsi, je n'ai pas réussi à améliorer l'aspect des plans des signatures des glaces de CO₂ et H₂O. L'information contenue dans ces 64 dernières colonnes reste malgré tout intéressante en ce qui concerne la répartition spatiale des glaces ; je les ai donc conservées. Les spectres correspondant à ces colonnes ne sont toutefois pas suffisamment propres pour être inversés par transfert radiatif.

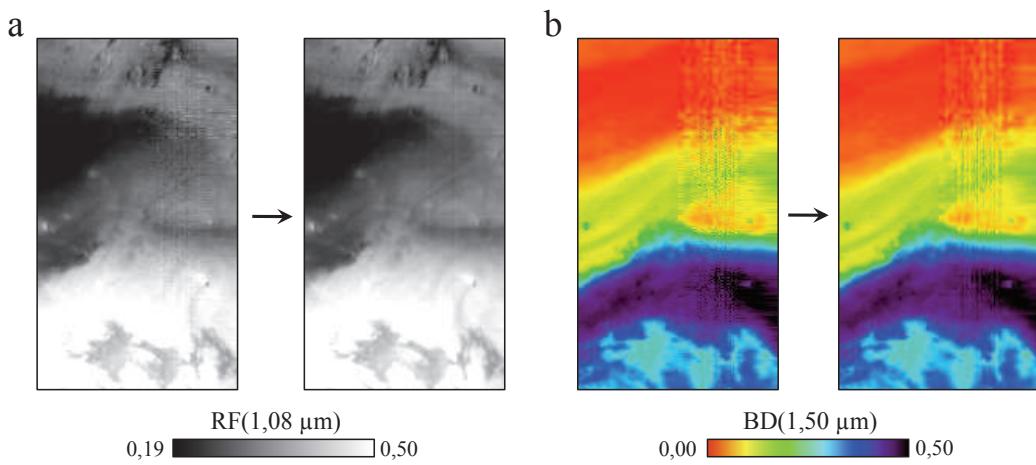


FIGURE 3.6 – Traitement des 64 dernières colonnes des images larges de 128 pixels. Un exemple est donné sur une partie de l'observation 2871_1. Pour ces colonnes, une ligne sur deux est très bruitée. Elle est remplacée par la moyenne des lignes précédente et suivante. a : Cette technique donne des résultats probants pour le plan du facteur de réflectance à 1,08 μm . b : Même en traitant indépendamment chaque canal spectral avant de calculer les rapports de bande, la technique ne permet pas d'améliorer l'aspect du plan de la signature de la glace de H₂O. Il en est de même pour le plan de la glace de CO₂, non présenté ici.

Les plans du facteur de réflectance à $1,08\text{ }\mu\text{m}$ et des signatures des glaces de CO_2 et H_2O ont ensuite été projetés en projection polaire afin de produire des fichiers dits « geotiffs » à l'aide d'une routine que j'ai écrite en langage IDL. Puis les geotiffs sont organisés par intervalle de longitude solaire dans des catalogues de rasters créés sous ArcCatalog. Les intervalles de longitude solaire ont été choisis de telle sorte que la couverture spatiale des régions polaires nord soit maximale dans chaque intervalle sans que la situation des dépôts saisonniers ait substantiellement changé. Ces intervalles s'étendent ainsi sur $0,4^\circ$ à 10° de L_s suivant la densité temporelle d'observations. Ces catalogues sont ensuite ouverts sous ArcMap afin d'afficher et d'enregistrer des mosaïques de chaque paramètre spectral. Ces cartes sont présentées sur les figures 3.7 à 3.14.

Trois contours ont été ajoutés sur ces cartes, correspondant à trois types de limite :

1. La ligne crocus TES, définie dans l'infrarouge thermique (voir partie 3.1.2). Pour chaque carte, j'ai calculé une ligne crocus moyenne pour le L_s du milieu de chaque intervalle de L_s . Ces lignes crocus sont représentées par une ligne pointillée blanche sur les cartes de glace de CO_2 .
2. La limite CO_2 obtenue à partir des plans de profondeur de bande de la glace de CO_2 ,
3. La limite H_2O obtenue à partir des plans de profondeur de bande de la glace de H_2O .

La façon exacte dont ces deux dernières limites ont été calculées est décrite en partie 3.2.2.

3.1.7 Analyse de séries temporelles d'observations : ré-échantillonnage des données sur une grille géographique commune et contraintes sur la géométrie d'acquisition

Plusieurs régions présentant un intérêt particulier (ROIs pour *Regions Of Interest* en anglais) ont été analysées en traçant l'évolution temporelle des 3 paramètres spectraux dans ces régions. Pour faciliter cette tâche, j'ai ré-échantillonné pour chaque observation OMEGA les données relatives à ces 3 paramètres spectraux sur une grille géographique commune générée par une partition de Mars en cellules quadrilatérales d'égale surface. La partition utilisée se nomme HEALPix pour « Hierarchical Equal Area and iso-Latitude Pixelisation » (<http://healpix.jpl.nasa.gov>) créée par Gorski *et al.* (2005). La grille sphérique utilisée est formée de 786432 cellules de surface individuelle environ égale à 182 km^2 . Il suffit ensuite de tracer l'évolution temporelle des 3 paramètres spectraux pour la cellule correspondant au ROI qu'on souhaite analyser.

J'ai mentionné en partie 3.1.5 que les aérosols et la photométrie des glaces pouvaient entraîner des variations de 10 à 15 % des paramètres spectraux utilisés suivant la géométrie d'acquisition des observations. Afin de limiter ces effets sur les séries temporelles étudiées, je n'ai conservé que les observations acquises pour une masse d'air traversée (*airmass*) inférieure à 6 (angle d'incidence zénithal inférieur à $78,5^\circ$ en observation nadir). Par ailleurs, lorsque l'angle d'incidence ou d'émergence zénithal varie de plus de 15° entre deux observations successives ($\Delta L_s < 2^\circ$), je n'ai conservé que l'observation acquise dans la géométrie la plus favorable (angle d'incidence ou d'émergence zénithal le plus faible). Ces choix offrent

un bon compromis entre un impact modéré des aérosols et de la photométrie des glaces et un échantillonnage temporel satisfaisant des données.

3.2 Evolution temporelle de la distribution spatiale des glaces de CO₂ et H₂O

Cette première partie de l'étude est consacrée à la description de l'étendue spatiale des glaces de CO₂ et H₂O au cours de l'hiver et du printemps nord. L'évolution temporelle de leur bordure est analysée et permet de déterminer la position et l'extension de l'anneau de glace d'eau au cours du temps.

Les cartes 3.7 à 3.14 donnent l'évolution temporelle de la distribution spatiale des dépôts saisonniers nord en terme de facteur de réflectance à 1,08 μm, profondeur de la bande à 1,429 μm de la glace de CO₂ et profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O. Il est important de rappeler que la profondeur d'une bande d'absorption d'un type de glace n'est reliée à la quantité de glace présente en surface que si cette glace est optiquement fine à la longueur d'onde où l'absorption a lieu. Lorsque la glace est optiquement épaisse à cette longueur d'onde, la profondeur de bande dépend du parcours des photons dans la glace entre deux diffusions, ce qu'on assimile généralement à la taille des grains de glace. Si on est en présence d'un mélange intime entre plusieurs types de glace ou entre de la glace et de la poussière, la profondeur de bande de la glace considérée dépend de la proportion de chaque constituant dans le mélange. Les cartes de profondeur de bande fournissent donc une information qualitative sur la répartition des glaces de CO₂ et H₂O mais, dans la plupart des cas, ne renseignent pas sur la quantité/l'épaisseur de glace présente en surface.

Par la suite, les cartes des profondeurs de bande des glaces de CO₂ et H₂O seront simplement nommées « cartes de la glace de CO₂ » et « cartes de la glace de H₂O ». Les cartes du facteur de réflectance à 1,08 μm seront quant à elles nommées « cartes d'albédo ».

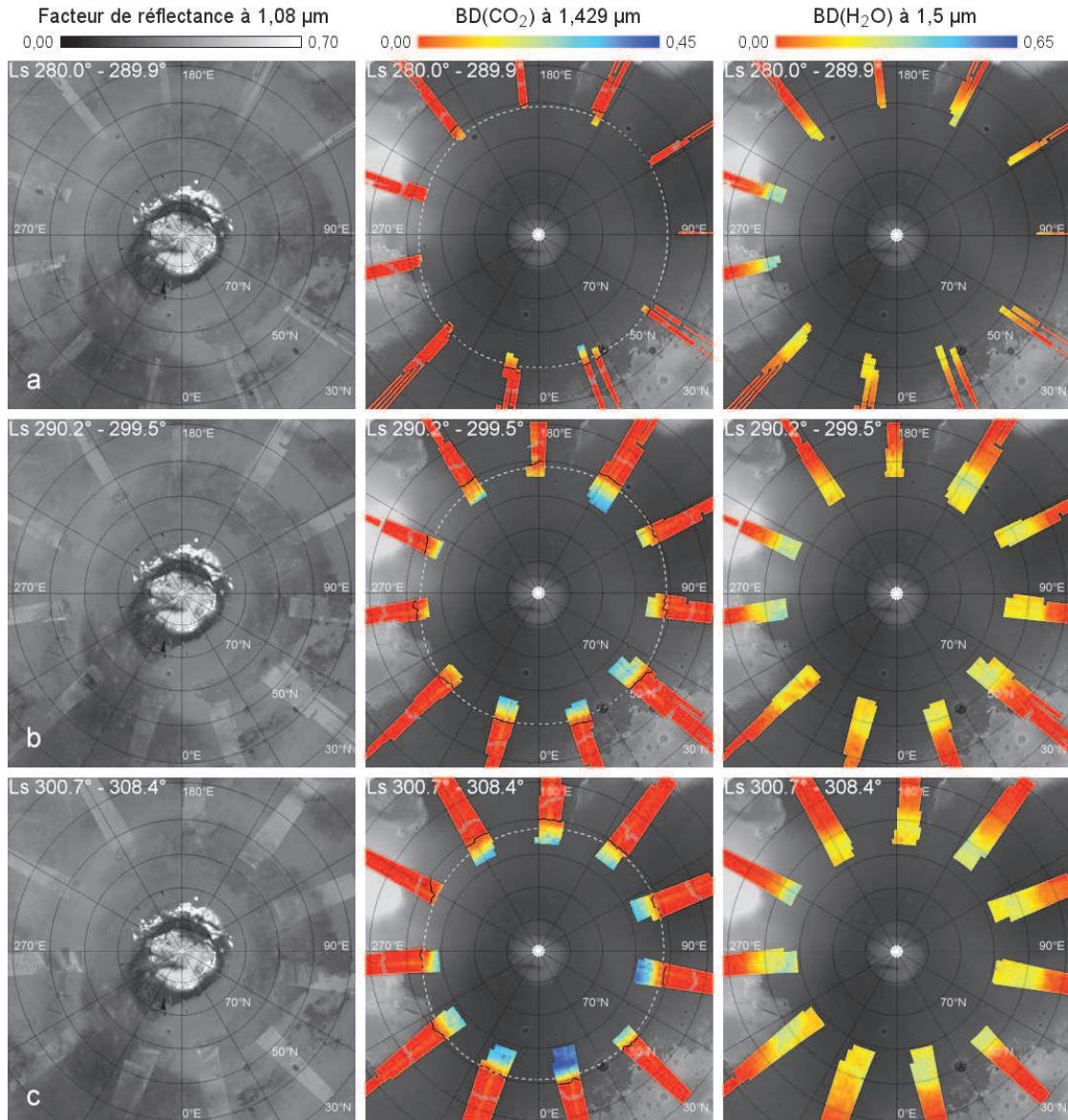


FIGURE 3.7 – Evolution des dépôts saisonniers nord en terme de facteur de réflectance à 1,08 μm (colonne de gauche), profondeur de la bande d'absorption à 1,429 μm de la glace de CO₂ (colonne du milieu) et profondeur de la bande d'absorption à 1,500 μm de la glace de H₂O (colonne de droite) pour trois séries d'observations : (a) L_s 280,0°-289,9°, (b) L_s 290,2°-299,5° et (c) 300,7°-308,4°. L'arrière-plan des cartes d'albédo OMEGA correspondent aux données d'albédo MOC acquises en été (Caplinger & Malin, 2001) tandis que les cartes des glaces de CO₂ et H₂O sont superposées à la topographie MOLA où l'altitude varie de -5500 m (noir) à 3500 m (blanc) (Zuber *et al.*, 1998). Trois contours ont été ajoutés aux cartes de la glace de CO₂ : le contour noir correspond à la limite de la glace de CO₂, le contour bleu à la limite de la glace de H₂O et le contour pointillé blanc à la ligne crocus TES, moyennée sur 3 années martiennes et calculé pour le L_s du milieu de chaque intervalle de L_s.

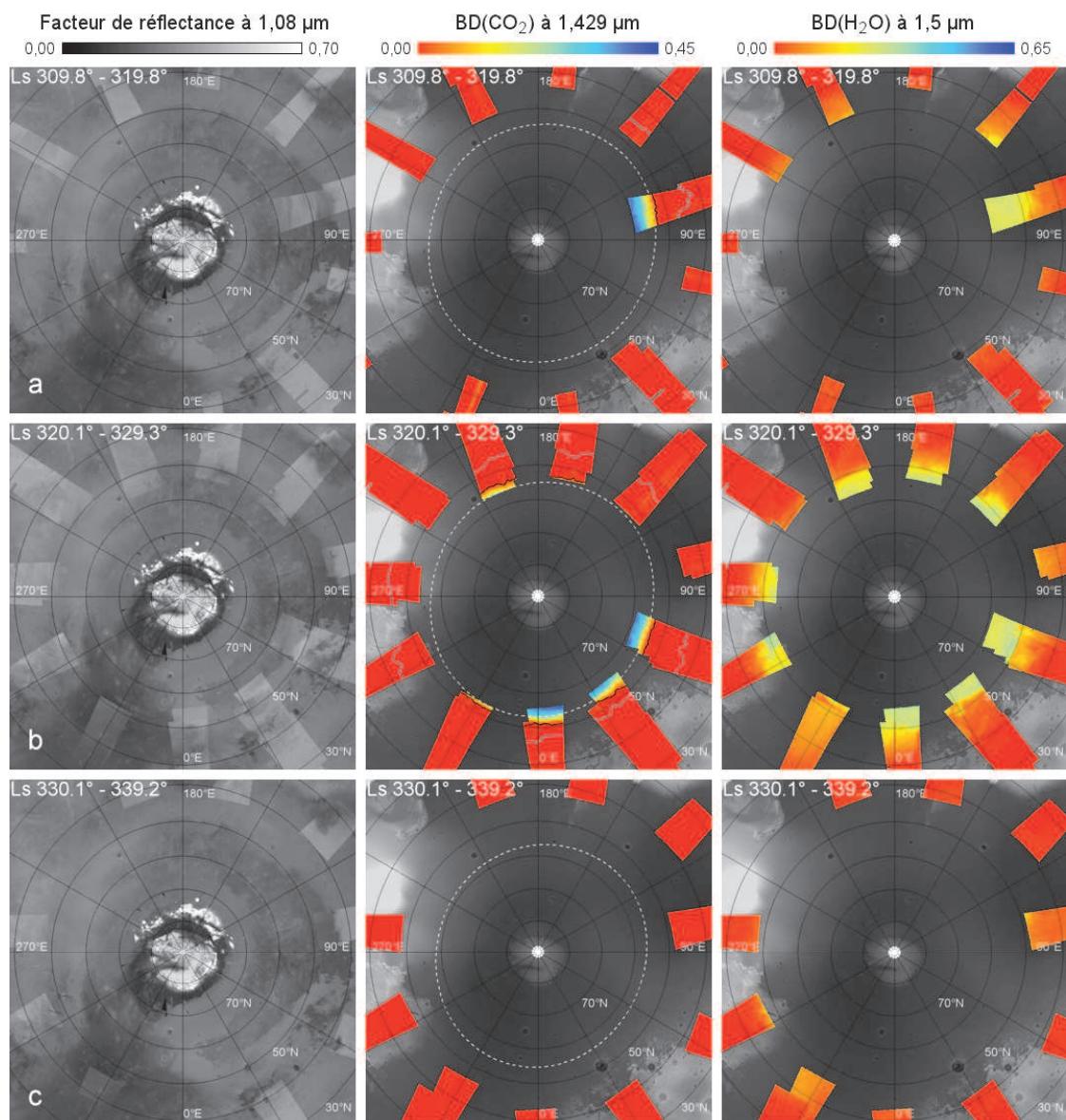


FIGURE 3.8 – Même légende que pour la figure 3.7 mais pour (a) L_s 309,8°-319,8°, (b) L_s 320,1°-329,3° et (c) 330,1°-339,2°.

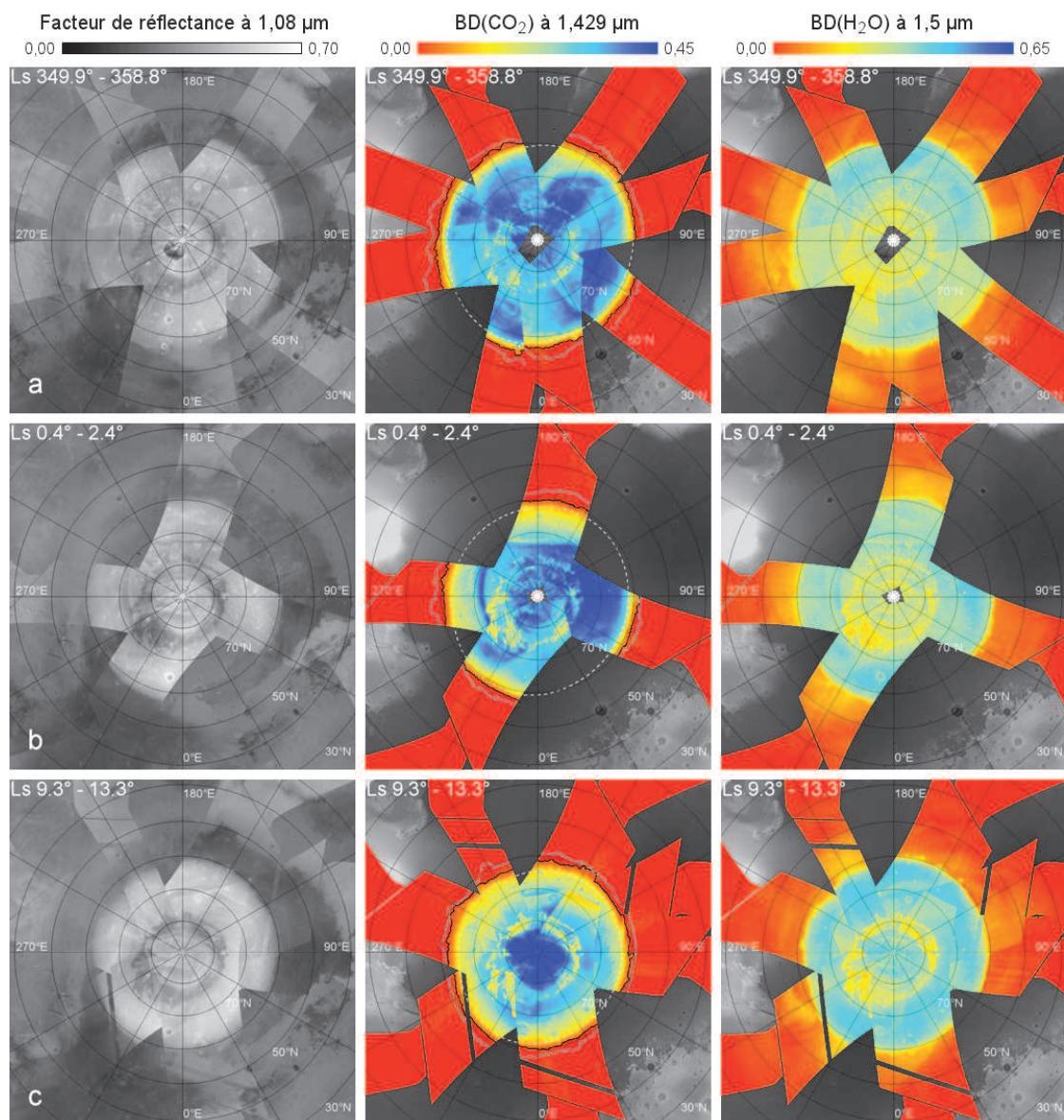


FIGURE 3.9 – Même légende que pour la figure 3.7 mais pour (a) L_s 349,9°-358,8°, (b) L_s 0,4°-2,4° et (c) 9,3°-13,3°.

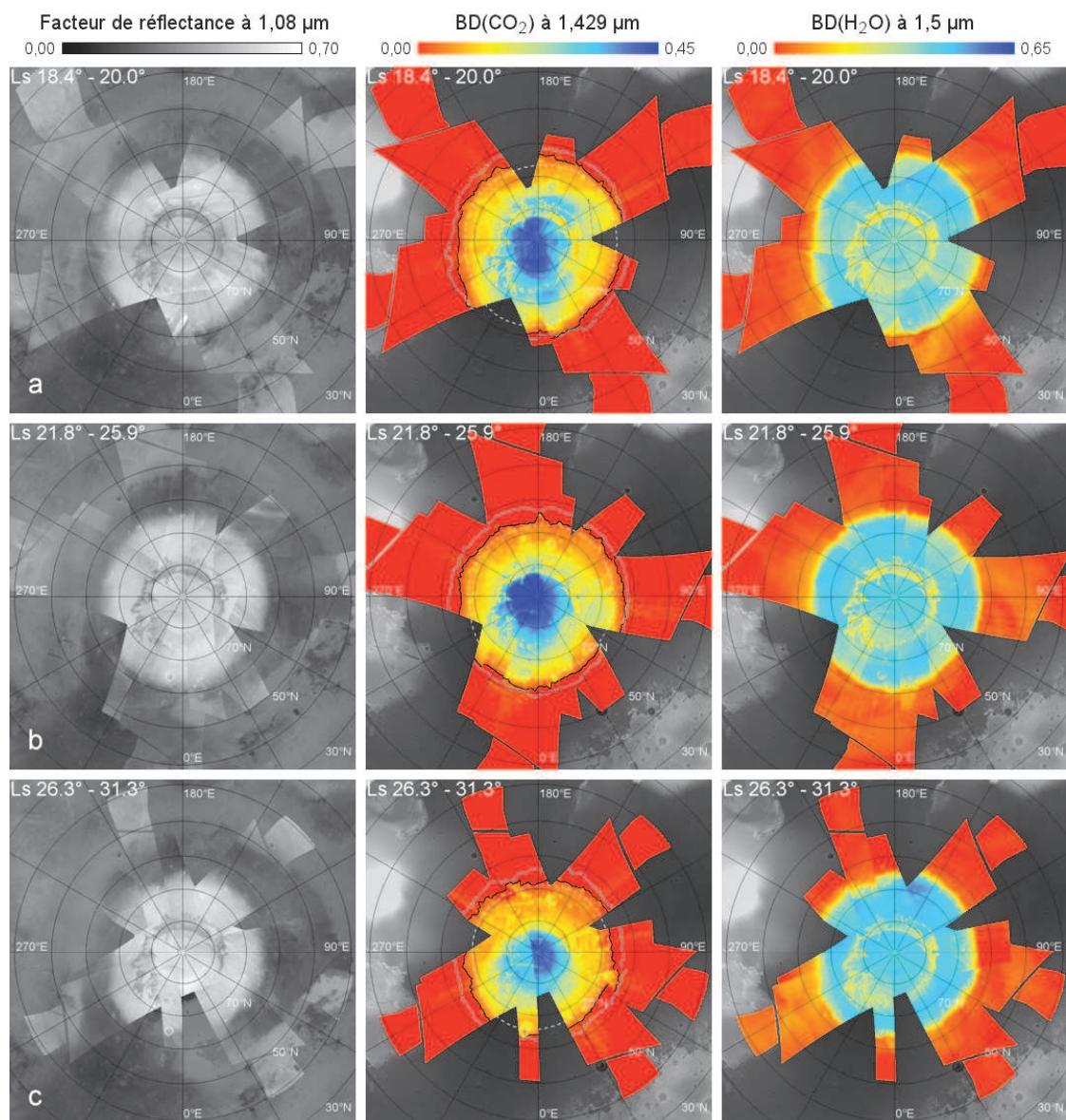


FIGURE 3.10 – Même légende que pour la figure 3.7 mais pour (a) L_s 18,4°-20,0°, (b) L_s 21,8°-25,9° et (c) 26,3°-31,3°.

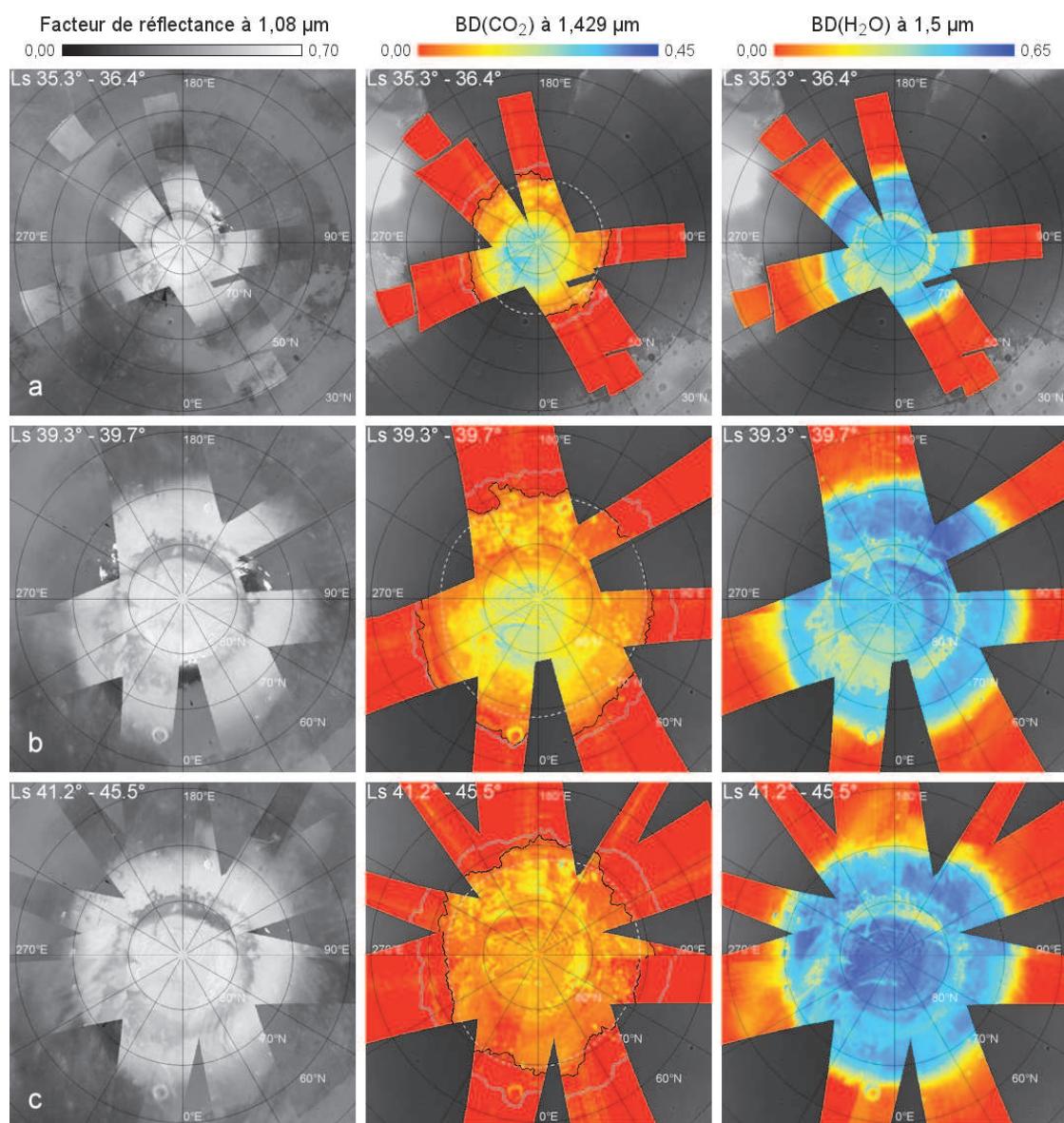


FIGURE 3.11 – Même légende que pour la figure 3.7 mais pour (a) L_s 35,3°-36,4°, (b) L_s 39,3°-39,7° et (c) 41,2°-45,5°.

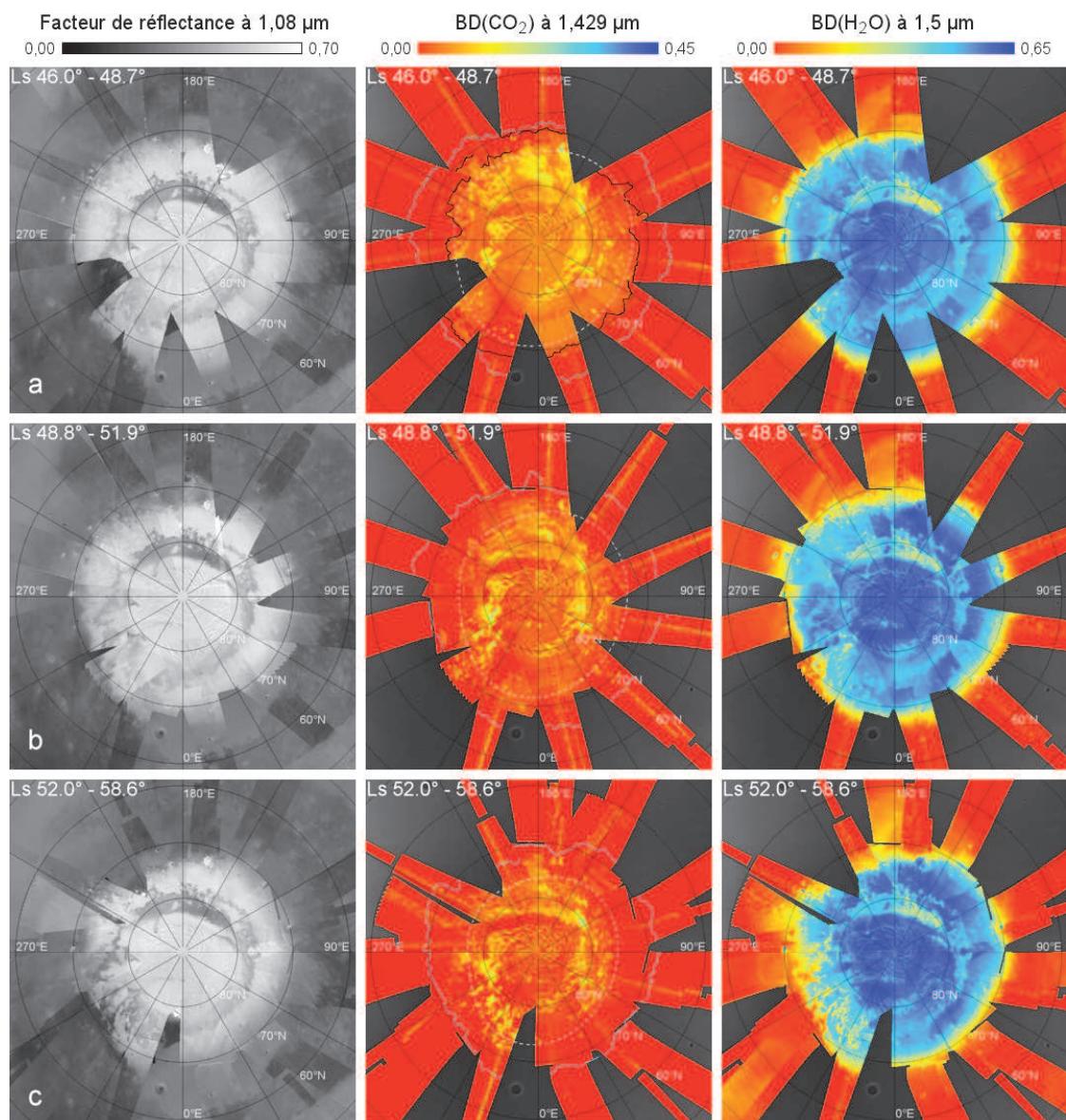


FIGURE 3.12 – Même légende que pour la figure 3.7 mais pour (a) L_s 46,0°-48,7°, (b) L_s 48,8°-51,9° et (c) 52,0°-58,6°.

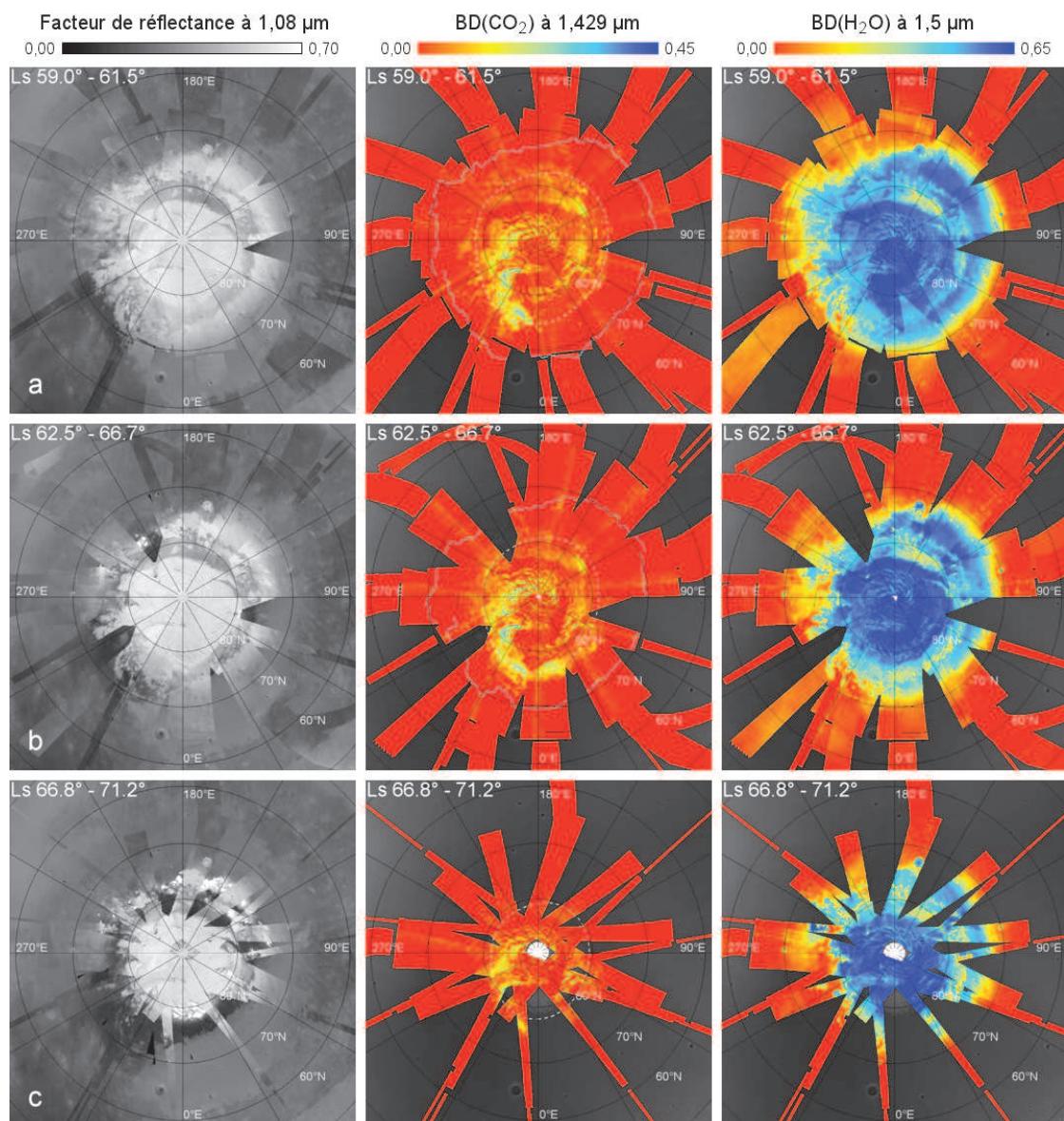


FIGURE 3.13 – Même légende que pour la figure 3.7 mais pour (a) L_s 59,0°-61,5°, (b) L_s 62,5°-66,7° et (c) 66,8°-71,2°.

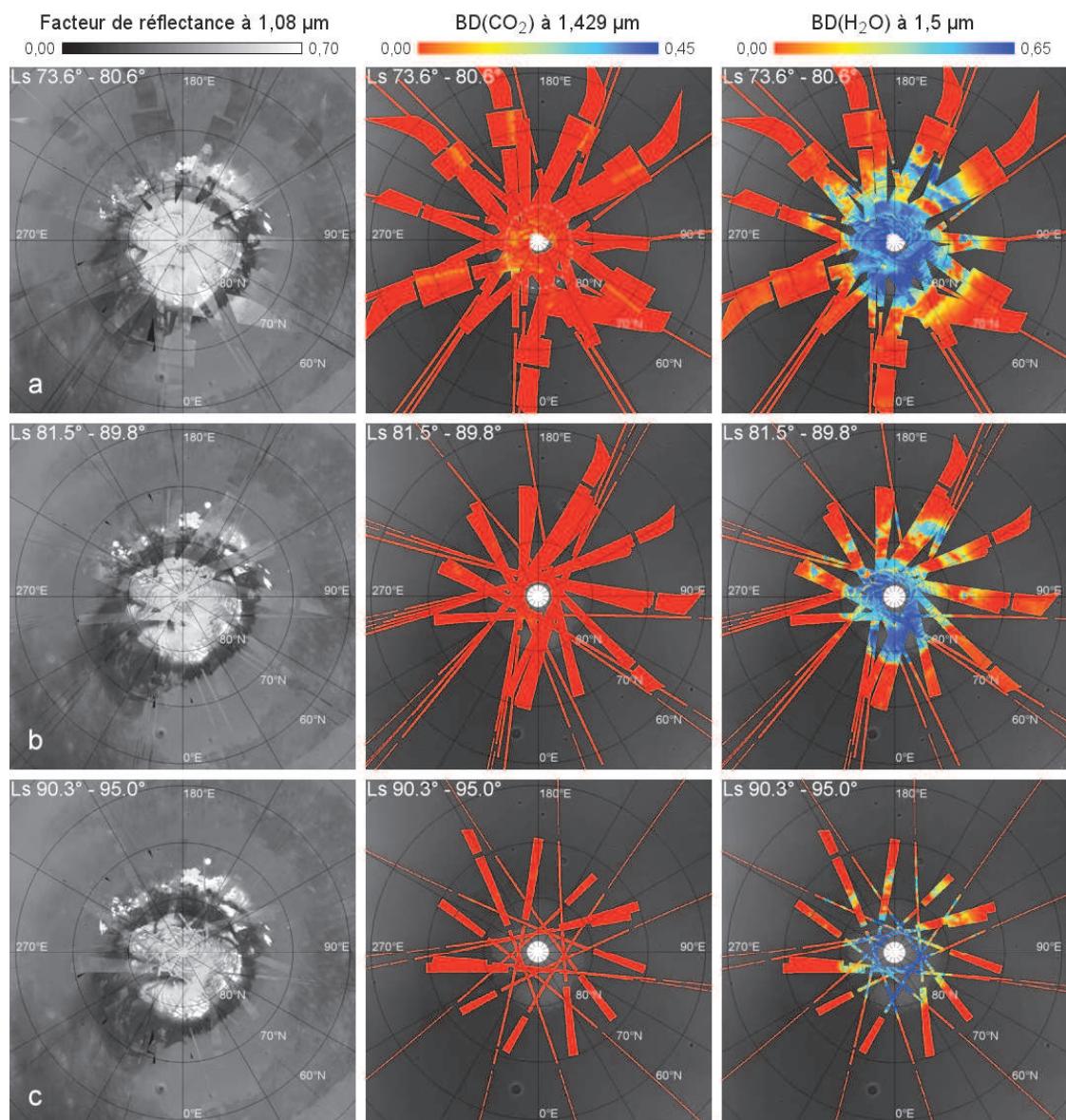


FIGURE 3.14 – Même légende que pour la figure 3.7 mais pour (a) L_s 73,6°-80,6°, (b) L_s 81,5°-89,8° et (c) 90,3°-95,0°.

3.2.1 Description générale des cartes

3.2.1.1 Cartes d'albédo

Intéressons-nous tout d'abord aux cartes réalisées entre L_s 280° à 340° (figures 3.7 à 3.8). Les dépôts saisonniers sont clairement identifiables sur les cartes des glaces de CO₂ et de H₂O par leur signature non nulle. Par contre, ils ne sont pas visibles sur les cartes d'albédo : aucun contraste d'albédo n'est observé à la transition entre les régions recouvertes de givre et les régions dégivrées. Cette configuration surprenante est illustrée sur la figure 3.15. La figure 3.15a montre la distribution de la signature de la glace de CO₂. On constate que les régions situées au nord de 50°N sont recouvertes de glace de CO₂ alors que les régions au sud de cette latitude ne le sont pas. Pourtant, aucune transition d'albédo n'est observée à 50°N sur la figure 3.15b. De plus, la transition nette d'albédo observée en été à 54°N entre une région claire et une autre sombre (figure 3.15c) est toujours observée en hiver alors que la surface est recouverte de glace. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette configuration :

1. La glace présente en hiver est transparente à 1 μm. Cette hypothèse permet d'expliquer l'absence de transition d'albédo entre les régions couvertes de glace et les régions dégivrées. Elle permet aussi et surtout d'expliquer que la transition d'albédo visible en été est toujours visible en hiver.
2. La glace de CO₂ est ségrégée à l'échelle sub-pixel avec un sol dégivré. Cette hypothèse nécessite cependant la condition suivante : la proportion de surface couverte par la glace ne varie pas avec la latitude. Dans ce cas, l'albédo du mélange géographique subpixel glace/sol déglacé suit la variation spatiale d'albédo observée en été avec un contraste toutefois moindre.

La deuxième hypothèse est cependant peu probable car on s'attend plutôt à ce que la proportion de surface couverte par la glace augmente avec la latitude et donc que l'albédo de la surface augmente avec la latitude. Or ce n'est pas ce qu'on observe en hiver. Par conséquent, l'hypothèse la plus probable est que la glace hivernale est transparente à 1 μm.

On pourrait toutefois prétexter que les données acquises à 1 μm par OMEGA ne sont pas forcément comparables à celles obtenues à 0,6 μm par MOC. J'ai réalisé des cartes du facteur de réflectance à 0,603 μm à partir des données de la voie visible d'OMEGA. Que ce soit à 1 μm ou à 0,603 μm, aucun contraste d'albédo n'est observé à la transition entre les surfaces recouvertes de glace et les surfaces déglacées. La comparaison entre les données d'albédo MOC et OMEGA est donc valable.

La présence de givre transparent est observée jusqu'à L_s 329°. Entre L_s 329° et 349°, les régions recouvertes de glace de CO₂ n'ont pas été cartographiées par l'instrument OMEGA. Puis sur l'observation suivante, acquise à L_s 350°, les dépôts saisonniers ont un albédo plus élevé que les terrains dégivrés (voir figure 3.9). Les propriétés optiques de la glace de CO₂ ont donc évolué entre L_s 329° et L_s 350°. Ce contraste d'albédo entre les condensats et les régions adjacentes s'observe dès L_s 343° sur une mosaïque d'images MOC acquises pendant l'année martienne 24 (James & Cantor, 2001, figure 1a). La modification des propriétés

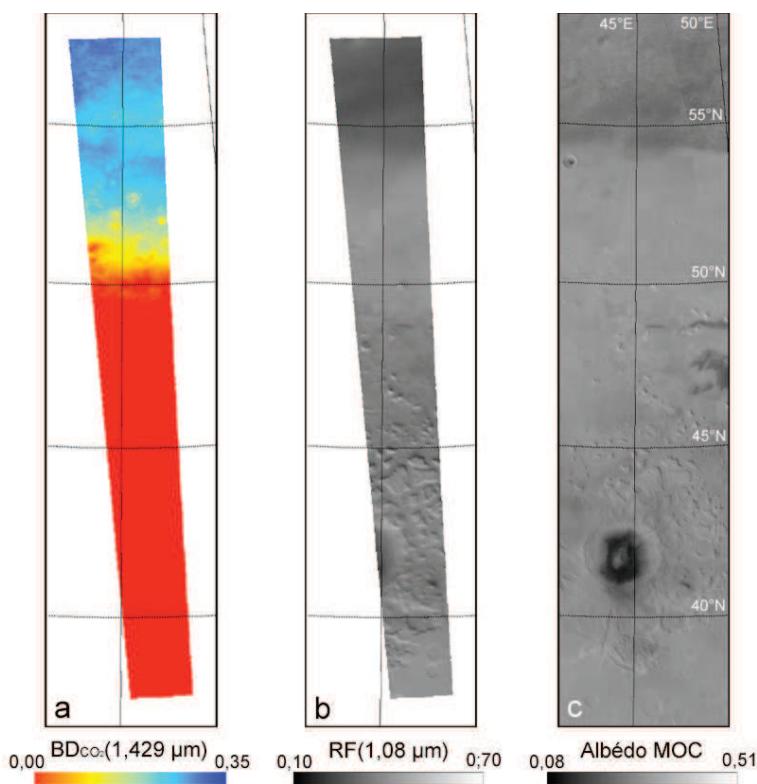


FIGURE 3.15 – Observation de givre partiellement transparent pendant l'hiver nord. a : Profondeur de la bande d'absorption à 1,429 μm de la glace de CO₂ pour l'observation OMEGA 2210_7 (L_s 299,5°). b : Facteur de réflectance à 1,08 μm pour la même observation. c : Albédo de la région en été mesuré par la caméra MOC (Caplinger & Malin, 2001). Aucun contraste d'albédo n'est observé à la transition entre les régions couvertes de glace de CO₂ et les régions dégivrées. La transition d'albédo observée en été à ~54°N est toujours visible en hiver, suggérant que la glace saisonnière est partiellement transparente à 1,08 μm.

physiques de la glace carbonique a par conséquent eu lieu entre L_s 329° et L_s 343° si on suppose l'absence de variabilité interannuelle entre les années martiennes 24 et 27, une hypothèse appuyée par les observations TES des dépôts saisonniers effectuées plusieurs années de suite (Titus, 2009).

De L_s 350° à L_s 95°, l'évolution des dépôts saisonniers en terme d'albédo est quasiment la même que celle observée par James & Cantor (2001), Kieffer & Titus (2001) et Benson & James (2005) en 2000 et 2002. A première vue, les dépôts saisonniers apparaissent remarquablement circulaires et uniformes de L_s 350° à L_s 50° (figures 3.9a à 3.12b). On note tout de même quelques structures sortant de cette uniformité : le champ de dunes circumpolaires sombres, aussi appelé erg polaire et entourant la calotte permanente nord, des cratères dont le rempart est recouvert d'un givre brillant et des traînées d'albédo élevé partant des cratères et s'étendant d'ouest en est. Ces traînées brillantes sont localisées dans le secteur de longitude 210°E-300°E, une zone réputée pour être le théâtre d'une forte activité d'ondes baroclines (Hollingsworth *et al.*, 1995, 1996). Pendant l'année martienne 24, ces structures d'albédo élevé avaient déjà été repérées au même endroit par l'instrument MOC (James & Cantor, 2001).

Après L_s 350°, la variabilité spatiale estivale de l'albédo du régolithe n'apparaît pas à travers la glace : elle est optiquement épaisse dans les gammes visible et proche-infrarouge. Seul l'erg polaire se démarque par son albédo faible. Le comportement de cette région est dit « cryptique » car elle est à une température proche de la glace de CO₂ (~150 K) et pourtant son albédo est presque aussi faible que celui du sol sous-jacent (Kieffer *et al.*, 2000). Le givre recouvrant ce champ de dunes est donc partiellement transparent (Kieffer & Titus, 2001; Piqueux & Christensen, 2008) ou recouvert de poussière.

James & Cantor (2001) rapportent qu'à un L_s donné, l'albédo des dépôts saisonniers augmente du pôle vers la bordure des condensats. Ils associent cette tendance à une augmentation de l'albédo avec l'éclaircissement, comportement déjà observé sur les données Viking par Paige (1985). Les mosaïques d'albédo OMEGA ne font pas état d'un tel comportement.

Entre L_s 50° et 67°, les dépôts saisonniers sont beaucoup moins circulaires (figures 3.12c à 3.13b). Ils prennent une forme polygonale, observée auparavant par la sonde Mariner 9 (Soderblom *et al.*, 1973), par le télescope spatial Hubble (Cantor *et al.*, 1998) et par l'instrument MOC à L_s~60° (James & Cantor, 2001). Notons toutefois que ce qui apparaissait sur les observations Hubble comme des bords rectilignes connectés par des angles francs est résolu en une forme plus irrégulière par les instruments OMEGA et MOC. Entre L_s 62° et 67° (figure 3.13b), la forme des dépôts saisonniers est moins polygonale mais toujours irrégulière. Puis après L_s 67° (figure 3.13c), la couverture géographique d'OMEGA est trop faible pour qu'on puisse analyser correctement la forme des condensats.

L'albédo des dépôts saisonniers nord augmente lors de leur retrait. Ce comportement a pour la première fois été observé par Paige (1985) puis lors des retraits de 1990 à 1997 par Cantor *et al.* (1998) et enfin en 2000 et 2002 par James & Cantor (2001) et Kieffer & Titus (2001). Plusieurs processus ont été proposés pour expliquer cet éclaircissement : une diminution de la taille des grains combinée à une décroissance de l'opacité des aérosols (Langevin *et al.*, 2007), un nettoyage du contenu en poussière de la glace (Cantor *et al.*, 1998) ou un effet photométrique de la glace. Ce dernier phénomène n'est cependant pas à même d'expliquer l'amplitude de la variation d'albédo. Un éclaircissement similaire est observé au niveau des dépôts saisonniers sud ; il est attribué à l'enfoncement des particules de poussière dans la glace par « effet de serre à l'état solide », un phénomène présenté en partie 1.3.2.4 : les grains de poussière absorbent le rayonnement solaire, le ré-émettent en un rayonnement thermique ou communiquent leur chaleur à la glace, ce qui entraîne la sublimation de la glace carbonique autour des grains et permet leur enfouissement (Kieffer, 2007; Portyankina *et al.*, 2010).

3.2.1.2 Cartes de la glace de CO₂

Le suivi de la distribution spatiale des glaces de CO₂ et H₂O donne une vision plus détaillée de l'évolution des dépôts saisonniers. De L_s 280° à 350°, seul le bord des condensats est observé (figure 3.8 à 3.9). Après L_s 350°, on dispose d'une couverture quasi-complète de la distribution spatiale des glaces.

Dans son extension maximale, la glace de CO₂ descend jusqu'à 49°N à L_s 289°. Sa distribution spatiale est majoritairement circulaire au début de la récession puis elle devient

moins régulière de L_s 40° à 50°. Après L_s 50°, la signature de la glace de CO₂ est de plus en plus éparse jusqu'à sa disparition complète à $L_s \sim 80^\circ$ (figure 3.14).

La signature de la glace de CO₂ n'est pas distribuée de façon aussi uniforme que l'albédo. On observe de fortes variations spatiales de cette signature entre L_s 350° et L_s 2,5° (figures 3.9a et b). Des structures linéaires sont visibles vers 150°E à L_s 350°, conséquence vraisemblable de la présence de nuages d'aérosols en altitude qui réduisent les profondeurs de bande. Sur l'erg polaire, la signature de la glace de CO₂ est plus faible qu'aux alentours entre L_s 350° et L_s 13° (figures 3.9a à c). Hormis cette région particulière, on observe en général une augmentation de la signature de la glace de CO₂ lorsqu'on se déplace vers la calotte polaire nord à un L_s donné, de L_s 10° à 40°. Après L_s 40°, ce comportement disparaît.

De $L_s \sim 40^\circ$ à $L_s \sim 70^\circ$, la signature de la glace de CO₂ réapparaît soudainement à des endroits où elle avait pourtant disparu. Prenons l'exemple d'une région située à 350°E/75°N : la signature de la glace de CO₂ est absente à L_s 50° mais de nouveau observée à L_s 60° (figure 3.13a). Ce comportement bien particulier fait l'objet du chapitre 4. A l'exception de ces régions, la profondeur de la bande de la glace de CO₂ diminue au cours du printemps.

3.2.1.3 Cartes de la glace de H₂O

La distribution spatiale de la signature de la glace d'eau peut être divisée en deux catégories principales :

1. La première catégorie correspond à une zone coïncidant avec la distribution spatiale des dépôts saisonniers en terme d'albédo. La signature de la glace d'eau y est toujours supérieure à 0,15. Appelons cette catégorie « Zone à profondeur de bande élevée » ou HBDA pour *High Band Depth Area*.
2. La seconde catégorie est une vaste zone qui entoure la première catégorie. Dans cette zone, la signature de la glace d'eau n'excède pas 0,15. Appelons-la « Zone à faible profondeur de bande » ou LBDA pour *Low Band Depth Area*.

La signature de la glace d'eau est globalement uniforme dans la HBDA, bien plus que la signature de la glace de CO₂. Elle est néanmoins plus faible au niveau de l'erg polaire. L'extension spatiale de la HBDA suit la même évolution temporelle que la distribution spatiale des dépôts saisonniers en terme d'albédo : elle est circulaire de L_s 280° à L_s 50° puis bien moins régulière ensuite. A partir de $L_s \sim 90^\circ$, le givre d'eau est confiné sur la calotte permanente nord. On observe une augmentation de la profondeur de bande de la glace d'eau dans la HBDA au cours du printemps.

La LBDA descend à une latitude relativement basse, jusqu'à 30°N. Son extension varie sur des échelles de temps très courtes comme en témoigne la comparaison entre les figures 3.10 et 3.11. Vers 300°E, sa limite sud passe ainsi de ~40°N à ~57°N entre les deux figures. La LBDA correspond très vraisemblablement à la détection de glace d'eau dans des nuages. Comme je l'ai signalé en partie 1.4.1.2, un *polar hood* surplombe la bordure des dépôts saisonniers en hiver et au printemps. Cette ceinture polaire de nuages a été observée de façon exhaustive par les caméras MOC (Wang & Ingersoll, 2002), MARCI (Cantor *et al.*,

2010) et le spectromètre TES (Kieffer & Titus, 2001; Tamppari *et al.*, 2008). Son occurrence a également été modélisée au moyen de GCMs (Richardson *et al.*, 2002; Montmessin *et al.*, 2004). Les nuages du *polar hood* se forment vers L_s 160°, recouvrant ~95% des régions situées entre 60°N et 75°N à L_s 185° (Kieffer & Titus, 2001; Wang & Ingersoll, 2002). L'extension du vortex polaire en automne et en hiver limite le transport de vapeur d'eau vers le nord, le *polar hood* restant confiné en bordure des dépôts saisonniers (Montmessin *et al.*, 2004). Les nuages suivent au printemps le recul des condensats, s'étendant sur plusieurs degrés de latitude au-dessus des régions dégivrées (Christensen & Zurek, 1984; James & Cantor, 2001; Wang & Ingersoll, 2002; Tamppari *et al.*, 2008; Cantor *et al.*, 2010).

J'ai réalisé un composite couleur RVB (Rouge, Vert, Bleu) à partir de données de la voie visible d'OMEGA acquises à L_s 35° pour faire ressortir ces nuages de glace d'eau (figure 3.16). J'ai sélectionné le spectre à 699,7 nm en guise de canal rouge, à 535,9 nm pour le canal vert et à 476,0 nm pour le canal bleu. Les particules de glace d'eau composant les nuages du *polar hood* ont une taille de l'ordre du micron (Clancy *et al.*, 2003), comparable à celle des aérosols de poussière. La diffusion par ces particules atmosphériques se fait dans le régime de Mie, l'intensité de la lumière diffusée étant proportionnelle à λ^{-1} . La lumière sera donc diffusée de façon plus importante à courte longueur d'onde : les nuages apparaîtront bleutés sur la mosaïque RVB. Une technique similaire a été utilisée par James (1985), Cantor *et al.* (2001) et Wang & Ingersoll (2002) pour faire ressortir les nuages sur des données d'imagerie visible.

Les nuages de glace d'eau sont indiqués par des flèches sur la figure 3.16. La signature spectrale de ces nuages dans l'infrarouge proche permet également de les distinguer du givre présent en surface. La figure 3.17 montre deux spectres extraits de l'observation 2871_1 (L_s=35,4°). Le spectre rouge a été acquis dans la LBDA, à 300°E/60°N, au niveau de ce qui se présente comme un nuage de glace d'eau sur la mosaïque RVB. Le spectre bleu a quant à lui été acquis à 90°E/65°N, une zone où aucun nuage ne semble présent au moment de l'observation ; la signature de la glace d'eau témoigne ici de la présence de givre d'eau en surface. Les deux spectres ont été corrigés de l'effet des gaz et des aérosols de poussière par la méthode présentée en annexe A. L'intensité de la bande à 1,5 μm de la glace d'eau est légèrement plus forte dans le cas du spectre de givre d'eau et la bande à 2 μm légèrement plus large. Cependant, la différence principale entre les deux spectres est observée dans la voie L, au-delà de 3 μm : l'aile droite de la bande à 3 μm, entre 3,4 et 3,6 μm, est beaucoup plus inclinée dans le cas du spectre du nuage. Une telle signature spectrale atteste de l'interaction des photons avec des particules de glace d'eau micrométriques (Langevin *et al.*, 2007; Madeleine *et al.*, 2012). Les cristaux présents dans les nuages ont justement une taille comprise entre 1 et 4 μm (Clancy *et al.*, 2003), alors que la taille des grains de glace d'eau présents en surface varie entre quelques dizaines de microns et plusieurs centaines de microns (Schmitt *et al.*, 2005; Langevin *et al.*, 2005b). La signature de la glace d'eau dans la LBDA témoigne donc de la présence de nuages de glace d'eau autour des dépôts saisonniers. Il n'est cependant pas exclu que la signature de la glace d'eau dans la partie nord de la LBDA corresponde à une absorption par un givre en surface. La LBDA disparaît vers L_s 70°. Cela concorde avec les observations TES attestant d'un morcellement progressif du *polar hood* à L_s~75° (Tamppari *et al.*, 2008).

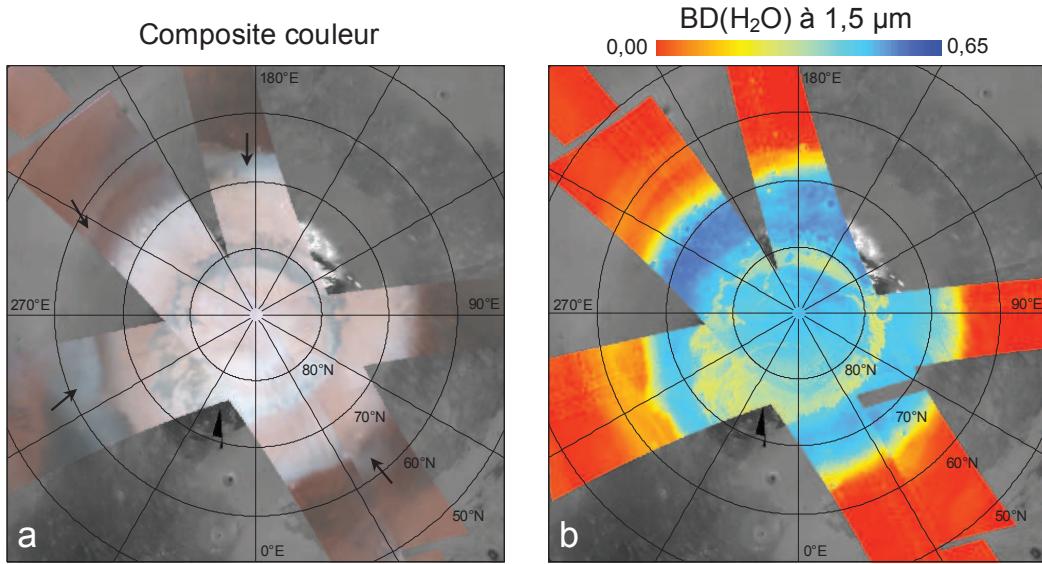


FIGURE 3.16 – Observation de nuages de glace d'eau dans les voies visible et infrarouge d'OMEGA entre L_s 35,3° et 36,4°. a : Mosaïque RVB créée à partir des spectres à 699,7 nm (rouge), 535,9 nm (vert) et 476,0 nm (bleu) de la voie visible d'OMEGA. Les flèches indiquent la position de nuages de glace d'eau s'étendant au sud de la bordure des dépôts saisonniers. (b) Mosaïque de la profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace d'eau. Les nuages sont caractérisés par une profondeur de bande à 1,5 μm inférieure à 0,15 et une signature spécifique à 3 μm .

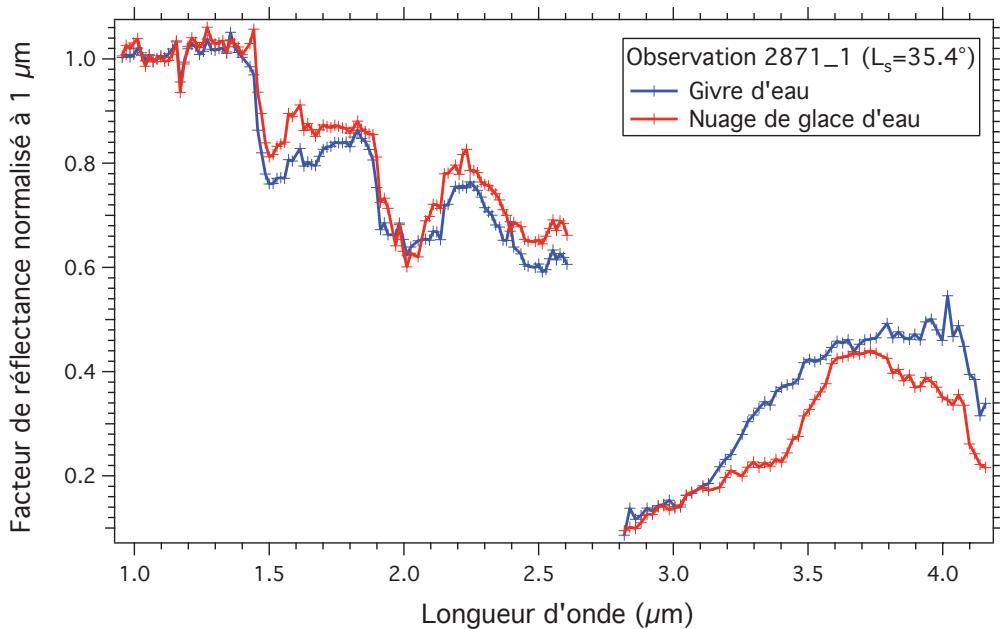


FIGURE 3.17 – Comparaison entre la signature spectrale des nuages de glace d'eau et du givre d'eau présent en surface. Les deux spectres ont été extraits de l'observation 2871_1 ($L_s=35,4^\circ$). Le spectre rouge a été acquis à 300°E/60°N, au niveau d'un nuage de glace d'eau. Le spectre bleu a été acquis à 90°E/65°N, une zone dépourvue de nuage mais couverte de givre d'eau. Les deux spectres, corrigés de l'effet des gaz et des aérosols, ont été normalisés à 1 μm .

3.2.2 Détermination de la limite des dépôts saisonniers

Les limites des dépôts saisonniers nord en terme d'albédo, de glace de CO₂ et de glace de H₂O ont été déterminées à partir du jeu de données OMEGA. Elles ont ensuite été comparées d'une part avec les limites albédo extraites des données MOC et MARCI puis avec les limites en infrarouge thermique extraites des données TES et THEMIS.

Les figures 3.18 et 3.19 montrent deux types d'évolution latitudinale différentes de la signature de la glace d'eau et illustrent comment ont été déterminées les limites albédo, CO₂ et H₂O.

3.2.2.1 Limite albédo

Le suivi le plus complet du retrait des dépôts saisonniers nord a été réalisé par la caméra MOC. L'instrument a ainsi fourni pendant trois années martiennes des cartes de la distribution spatiale des condensats au cours de leur retrait, régulièrement espacées dans le temps. Les auteurs ayant travaillé sur ces données ont déterminé manuellement la limite des dépôts saisonniers en repérant visuellement la position d'environ cent points répartis à égale distance sur leur bordure (James & Cantor, 2001; Benson & James, 2005). L'évolution temporelle de la latitude moyenne des condensats a ainsi été obtenue sur trois années martiennes. Un travail similaire a été effectué par Cantor *et al.* (2010) sur les observations couvrant le printemps de l'année martienne 29. J'ai adopté une technique quasiment similaire pour pouvoir comparer les données d'albédo OMEGA aux données d'imagerie MOC et MARCI. La procédure utilisée se déroule de la façon suivante :

1. Pour chaque observation OMEGA, un programme IDL extrait des profils latitudinaux d'albédo espacés de 0,3° de longitude. Ces profils sont lissés au moyen d'un filtre passe-bas de façon à supprimer l'effet du bruit sur la mesure et les variations d'albédo à haute fréquence spatiale.
2. Pour chacun de ces profils, le programme détermine la latitude à laquelle l'albédo passe sous un seuil donné. Cette recherche est menée sur une série de plusieurs seuils différents de façon à encadrer les variations d'albédo au niveau de la transition entre les régions couvertes de glace et les terrains déglacés. On obtient ainsi pour chaque observation OMEGA des contours d'iso-albédo.
3. Ces contours sont importés sous ArcGIS sous la forme de shapefiles « points » et superposés aux cartes d'albédo.
4. On sélectionne manuellement le contour qui suit visuellement au plus près la bordure des dépôts saisonniers.

Par exemple, la limite albédo est située à 43,0°E/62,5°N sur la figure 3.18 et à 19,0°E/65,0°N sur la figure 3.19. Comme on peut le remarquer, la position de cette limite ne correspond pas à la latitude à laquelle l'albédo cesse de décroître. La limite albédo est une limite déterminée visuellement, elle dépend donc de la capacité de l'œil humain à distinguer des contrastes de luminosité. J'ai néanmoins choisi cette technique pour que la comparaison avec les données MOC et MARCI soit valide.

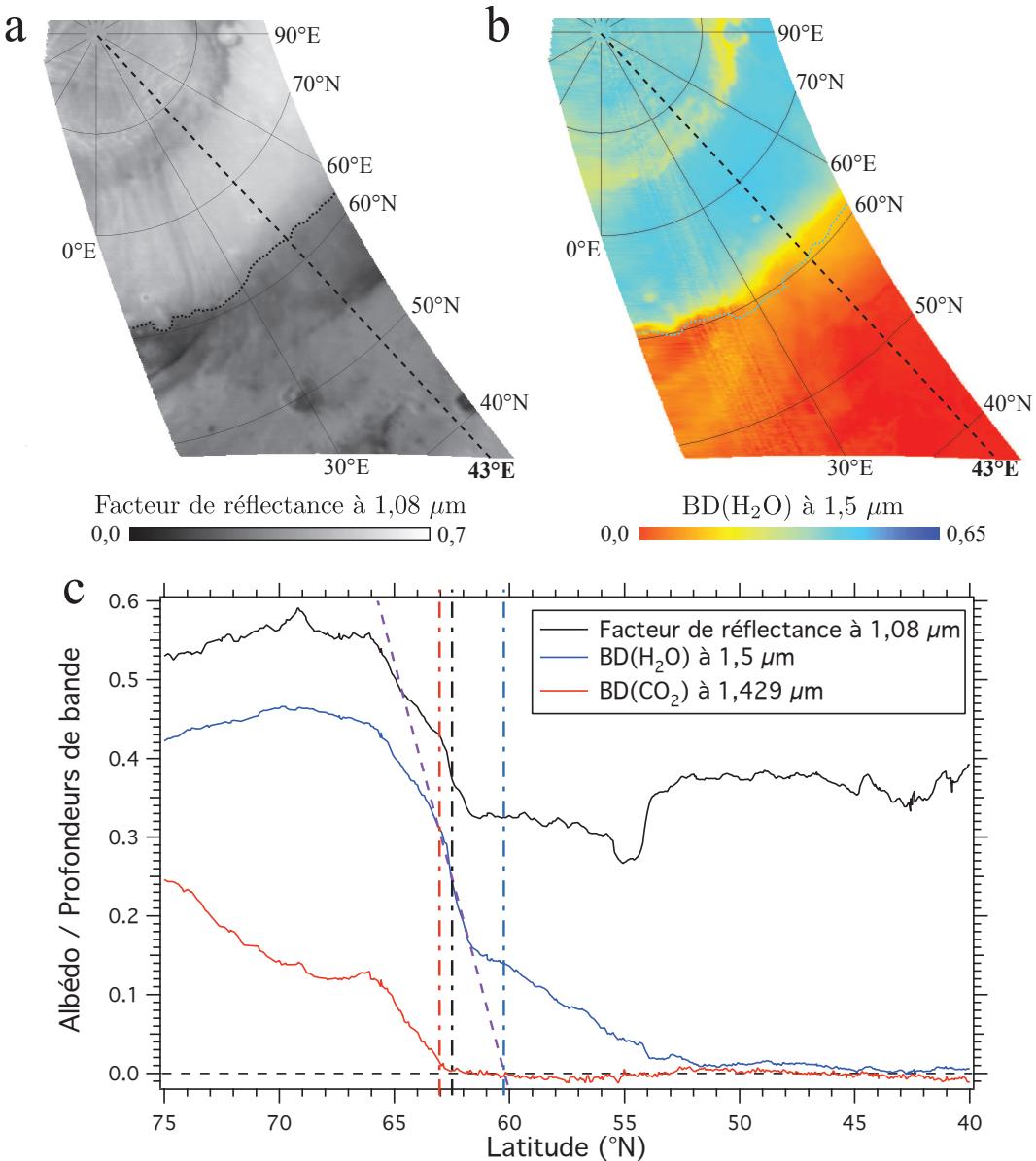


FIGURE 3.18 – Analyse de l'observation OMEGA 2742_1 acquise à L_s 18,7 °. (a) Facteur de réflectance à 1,08 μm. (b) Profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O. (c) Profils latitudinaux le long de la longitude 43°E du facteur de réflectance à 1,08 μm (courbe noire), de la profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O (courbe bleue) et de la profondeur de la bande à 1,429 μm de la glace de CO₂ (courbe rouge). La droite violette en tirets est un ajustement linéaire de la forte décroissance de la signature de la glace d'eau. Son intersection avec l'axe des abscisses donne la latitude de la limite de la glace d'eau, à 60,2°N (ligne verticale bleue en tirets et pointillés). La latitude de la limite albédo déterminée visuellement, 62,5°N, est indiquée par une ligne verticale noire en tirets et pointillés. La latitude de la limite de la glace de CO₂, 63,1°N, est déterminée de façon automatique et indiquée par une ligne verticale rouge en tirets et pointillés. Les limites H₂O et albédo sont tracées sous forme de courbes en pointillés sur les figures "a" et "b".

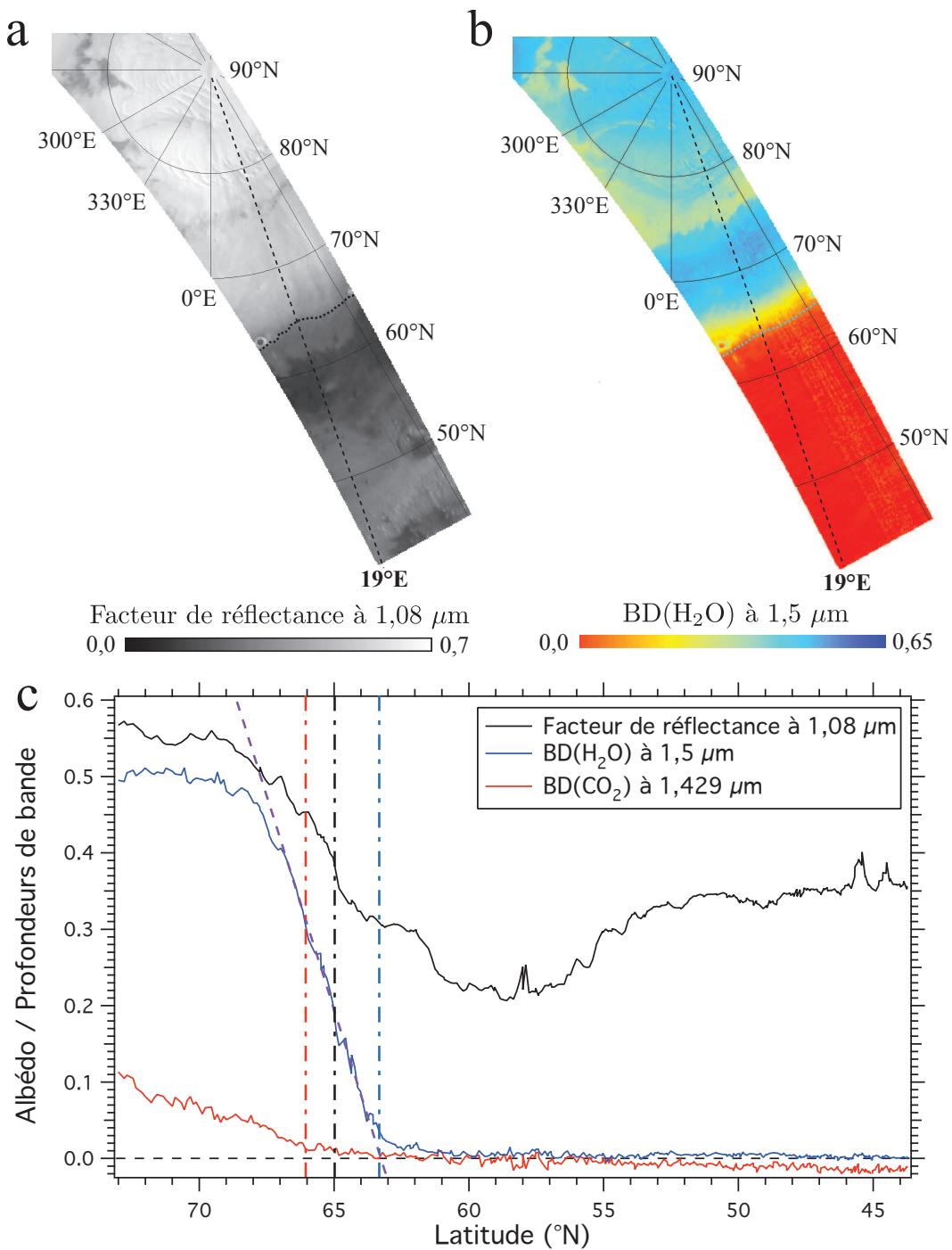


FIGURE 3.19 – Analyse de l’observation OMEGA 2879_1 acquise à L_s 36,4 °. La légende est la même que pour la figure 3.18. Les profils latitudinaux sont ici tracés le long de la longitude 19°E. La limite de la glace d’eau se situe à 63,3°N, la limite albédo à 65,0°N et la limite de la glace de CO₂ à 66,1°N.

Lorsque les dépôts saisonniers recouvrent une surface claire, le contraste entre les surfaces glacées et déglacées est faible. Il est alors plus difficile de situer précisément la position de la bordure des condensats. Dans de telles situations, des mosaïques couleur réalisées à partir des données de la voie visible d'OMEGA ont été utilisées. L'attribution des canaux rouge, vert et bleu est la même qu'en partie 3.2.1.3. Sur ces mosaïques couleur, les surfaces dégivrées apparaissent plus rouges que les dépôts saisonniers ce qui permet de situer plus facilement la bordure des condensats. Cependant, les images acquises dans les longueurs d'onde de la gamme visible sont plus sensibles à la diffusion par les aérosols que celles obtenues dans l'infrarouge proche. C'est la raison principale pour laquelle ces mosaïques ont précédemment été utilisées pour identifier des nuages de glace d'eau. Par conséquent, la détermination de la bordure des condensats s'avère confuse lorsqu'un nuage surplombe cette bordure. Les mosaïques couleur n'ont donc été utilisées que lorsque cela s'avérait nécessaire, c'est-à-dire lorsque le contraste entre terrains glacés et surfaces dégivrées était très faible à $1 \mu\text{m}$. L'incertitude sur la détermination de la limite albédo est estimée à $\pm 0,5^\circ$ de latitude.

De L_s 280° à 340° , l'albédo des dépôts saisonniers est similaire à celui du sol dégivré dans les longueurs d'onde du visible et de l'infrarouge proche si bien qu'il n'est pas possible d'identifier la bordure des dépôts saisonniers sur les cartes albédo pendant cette période. La position de la bordure a été déterminée de L_s 350° à L_s 67° . Passée cette date, la couverture spatiale d'OMEGA est trop faible pour obtenir de façon fiable la position de la bordure des condensats.

3.2.2.2 Limite de la glace de CO₂

La formule 3.3 qui donne la profondeur de la bande à $1,429 \mu\text{m}$ de la glace de CO₂ est ajustée de façon à ce qu'en moyenne, cette profondeur soit nulle au niveau des régions où la signature de la glace de CO₂ est absente. Cependant, ce niveau zéro fluctue de $\pm 0,015$ d'une observation à l'autre. Un niveau zéro moyen sur l'ensemble du jeu de données OMEGA n'est donc pas un paramètre pertinent pour évaluer localement la latitude du bord des condensats de CO₂. Il est préférable de se baser sur le niveau zéro calculé individuellement pour chaque observation.

La procédure utilisée pour déterminer la limite de la glace de CO₂ se déroule de la façon suivante :

1. Pour chaque observation OMEGA, un programme IDL extrait des profils latitudinaux de la signature de la glace de CO₂ espacés de $0,3^\circ$ de longitude. Ces profils sont lissés au moyen d'un filtre passe-bas de façon à supprimer l'effet du bruit sur la mesure et les variations de la signature de la glace de CO₂ à haute fréquence spatiale.
2. Pour chacun de ces profils, le programme détermine la latitude à laquelle la signature de la glace de CO₂ passe sous le niveau zéro local augmenté de $0,015$. Ce décalage de $0,015$ permet de s'affranchir d'éventuelles fluctuations de la valeur calculée pour la profondeur de la bande à $1,429 \mu\text{m}$ dans les terrains entourant les dépôts saisonniers de CO₂.

La limite de la glace de CO₂ évaluée par cette méthode se situe ainsi à $43,0^\circ\text{E}/63,1^\circ\text{N}$ sur la figure 3.18 et à $19,0^\circ\text{E}/66,1^\circ\text{N}$ sur la figure 3.19. L'incertitude sur la détermination

de cette limite est estimée à $\pm 0,3^\circ$ de latitude. A partir de $L_s 49^\circ$, la distribution de la signature de la glace de CO₂ est de plus en plus morcelée. La bordure des dépôts saisonniers de CO₂ n'a donc pas été évaluée après cette date. La limite de la glace de CO₂ est tracée en noir sur les cartes de la glace de CO₂.

3.2.2.3 Limite de la glace de H₂O

Les figures 3.18 et 3.19 présentent deux types différents d'évolution latitudinale de la profondeur de bande de la glace de H₂O. Dans les deux cas, passé une certaine latitude, la signature de la glace de H₂O décroît lorsqu'on se déplace vers le Sud. Cette décroissance se fait en deux étapes sur la figure 3.18 : forte dans un premier temps puis plus modérée ensuite. Ces deux étapes de décroissance de la signature de la glace d'eau correspondent aux deux catégories de profondeur de bande identifiées en partie 3.2.1.3 : HBDA (forte profondeur de bande) et LBDA (faible profondeur de bande). La LBDA apparaît clairement sur la figure 3.18b comme une zone jaune-orangée. Cette zone est associée à une absorption du rayonnement par des nuages de glace d'eau. La signature de la glace d'eau cesse de décroître lorsqu'on a atteint le bord sud de cette zone et que l'abondance de cristaux de glace d'eau dans la colonne atmosphérique est trop basse pour signer à 1,5 μm .

Sur la figure 3.19, la décroissance de la signature de la glace d'eau se fait par contre de façon régulière, en une seule étape. On ne voit aucune LBDA, aucun nuage de glace d'eau entourer les dépôts saisonniers. On peut donc raisonnablement supposer que la latitude à laquelle la signature de la glace d'eau cesse de décroître correspond à la bordure des dépôts saisonniers de glace d'eau, vers 63°N.

Revenons à la figure 3.18. On peut faire l'hypothèse que si aucun nuage n'était présent au-dessus de la bordure des dépôts saisonniers, la décroissance de la signature de la glace d'eau se ferait de façon régulière, comme sur la figure 3.19. Par conséquent, la stratégie suivante a été adoptée pour déterminer la latitude du bord des dépôts saisonniers de glace d'eau :

1. Pour chaque observation OMEGA, un programme IDL extrait des profils latitudinaux de la signature de la glace de H₂O espacés de 0,3° de longitude. Ces profils sont lissés au moyen d'un filtre passe-bas de façon à supprimer l'effet du bruit sur la mesure et les variations de la signature de la glace de H₂O à haute fréquence spatiale.
2. La dérivée de ces profils par rapport à la latitude est calculée pour chaque profil latitudinal. Cette dérivée est maximale là où la pente du profil est la plus forte.
3. Autour de la latitude où la dérivée est maximale, le profil est ajusté par une droite. Cette droite est la ligne violette sur les figures 3.18 et 3.19.
4. L'intersection de cette droite avec le niveau de profondeur de bande nul donne la latitude de la bordure des dépôts saisonniers de glace d'eau.

Cette technique fonctionne aussi bien pour une décroissance en une étape qu'en deux étapes de la signature de la glace d'eau. La limite de la glace de H₂O évaluée par cette méthode se situe ainsi à 43,0°E/60,2°N sur la figure 3.18 et à 19,0°E/63,3°N sur la figure 3.19. L'erreur sur la détermination de cette limite est estimée à $\pm 0,5^\circ$ de latitude. Cette

limite a été calculée de L_s 280° à L_s 67°. Passée cette date, la couverture spatiale d'OMEGA est trop faible pour effectuer une évaluation correcte. La limite de la glace d'eau est tracée en bleu sur les cartes de la glace de CO₂.

3.2.2.4 Compilation des différentes limites

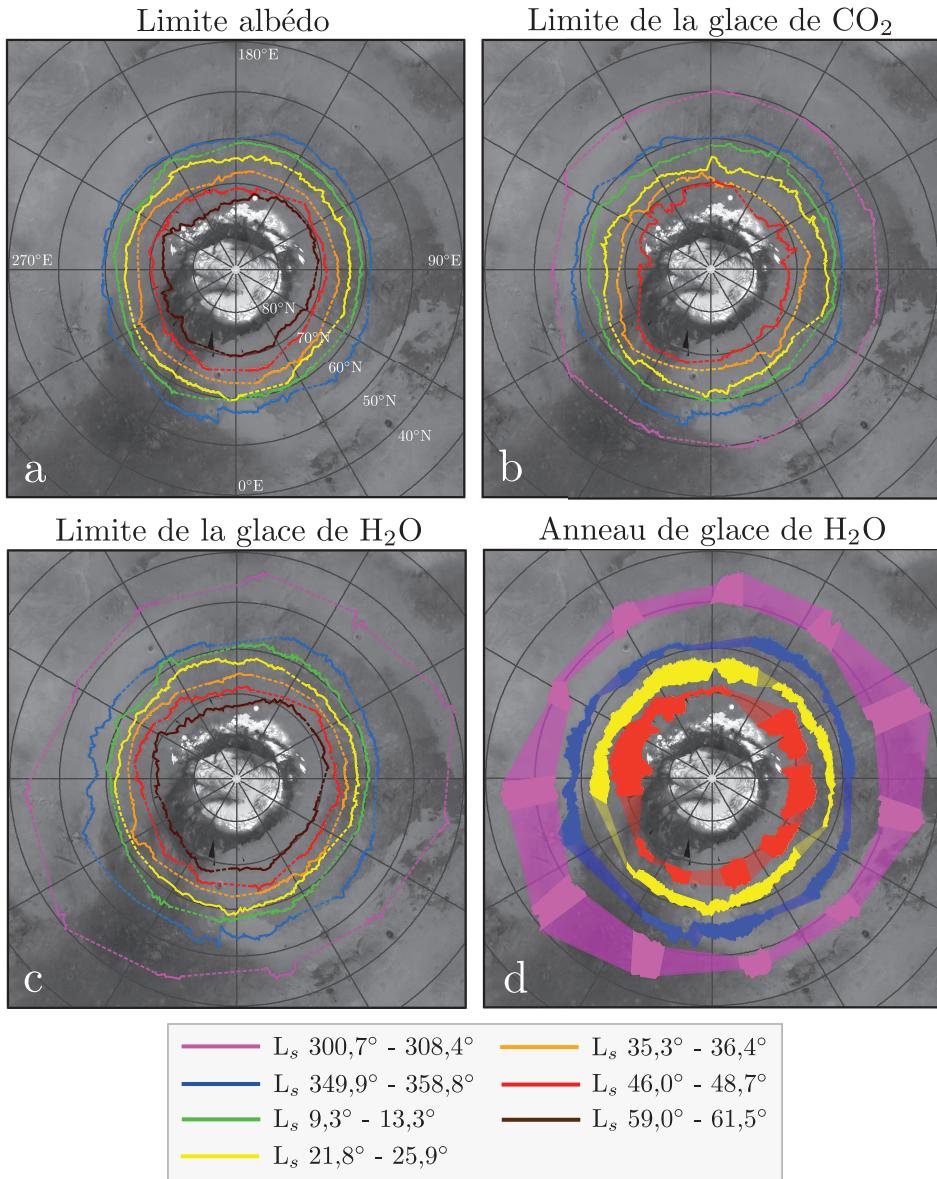


FIGURE 3.20 – Limite albédo (a), limite de la glace de CO₂ (b) et limite de la glace de H₂O (c) obtenues pour 7 intervalles de longitude solaire. Aucune limite albédo n'est tracée pour l'intervalle L_s 300,7°-308,4° car il n'est pas possible d'identifier la bordure des dépôts saisonniers sur les cartes albédo avant L_s 350°. A partir de L_s 50°, la distribution spatiale de la signature spectrale de la glace de CO₂ est trop morcelée pour pouvoir définir sa bordure. La position et l'extension de l'anneau de glace d'eau est illustrée pour 4 intervalles de longitude solaire (d). Les limites en traits pointillés et les zones en transparence correspondent à une absence d'observations OMEGA.

La figure 3.20 regroupe les trois différentes types de limite obtenues pour 7 intervalles de longitude solaire. La position et l'extension de l'anneau de glace d'eau sont également représentés. L'anneau de glace d'eau est délimité au nord par la limite de la glace de CO₂ et au sud par la limite de la glace de H₂O. Ces cartes illustrent la distribution circulaire des dépôts saisonniers nord de L_s 350° à 50°, puis leur forme moins régulière dès L_s 50° en terme de limite CO₂ et à L_s 60° en terme de limites albédo et H₂O. On note que la limite de la glace de H₂O est nettement asymétrique vers L_s 305°, s'étendant à plus basse latitude vers 110°E et 310°E qu'aux autres longitudes. A cette période, la limite de la glace de CO₂ est beaucoup plus circulaire. L'anneau de glace d'eau est ainsi asymétrique vers L_s 305° et s'étend sur 5° à 10° de latitude au sud des dépôts saisonniers riches en CO₂. Son extension se réduit vers L_s 355° et sa distribution est plus circulaire. Puis son extension augmente jusqu'à L_s 50°. L'évolution de ces limites sont discutées plus en détail dans la partie 3.2.5.

3.2.3 Comparaison de l'évolution temporelle de la limite albédo sur plusieurs années martiennes

La latitude du bord des condensats en terme d'albédo a été moyennée suivant les longitudes pour chaque carte obtenue entre L_s 350° et L_s 67°. On obtient ainsi l'évolution temporelle de la limite albédo déterminée à partir des données OMEGA. J'ai reporté sur un même graphique cette courbe et les courbes équivalentes obtenues à partir des données MOC et MARCI (voir figure 3.21).

Le retrait des dépôts saisonniers pendant le printemps de l'année martienne 28 a été observé à la fois par les instruments OMEGA et MOC. On s'attend donc à obtenir des courbes de récession similaires. C'est effectivement le cas, les différences observées étant inférieures aux incertitudes sur la mesure de la bordure des dépôts. Cette similitude valide la méthode employée pour déterminer la latitude de la bordure des dépôts.

De manière générale, on obtient un bon accord entre les cinq courbes de récession ce qui témoigne d'une faible variabilité inter-annuelle du retrait printanier des dépôts saisonniers nord. Notons toutefois que la courbe obtenue à partir des données MOC pendant l'année martienne 26 est systématiquement décalée vers le Sud, ce décalage pouvant atteindre jusqu'à 2° de latitude. La couverture en givre était donc plus importante pendant l'année martienne 26.

Les observateurs terrestres ont mentionné un plateau dans la courbe de récession des dépôts saisonniers nord vers la mi-printemps, la limite du bord des condensats stagnant à 65°N pendant plusieurs semaines avant de recommencer à reculer (Capen & Capen, 1970; Iwasaki *et al.*, 1979, 1982, 1999). Ce plateau a également été observé par les sondes Viking (James, 1979). Cependant, ce plateau n'est observé ni par OMEGA, ni par MOC, ni par MARCI. James & Cantor (2001) ont suggéré que la présence de ce plateau dans les premières courbes de récession pouvait être la conséquence d'un échantillonnage restreint des longitudes, le plateau ne concernant peut-être qu'un secteur de longitudes particulier. Mais sur les données OMEGA, MOC et MARCI, aucun secteur de longitude ne présente de plateau dans la courbe de récession. La raison de la présence de ce plateau dans les premières courbes de récession n'est donc pas encore clairement établie.

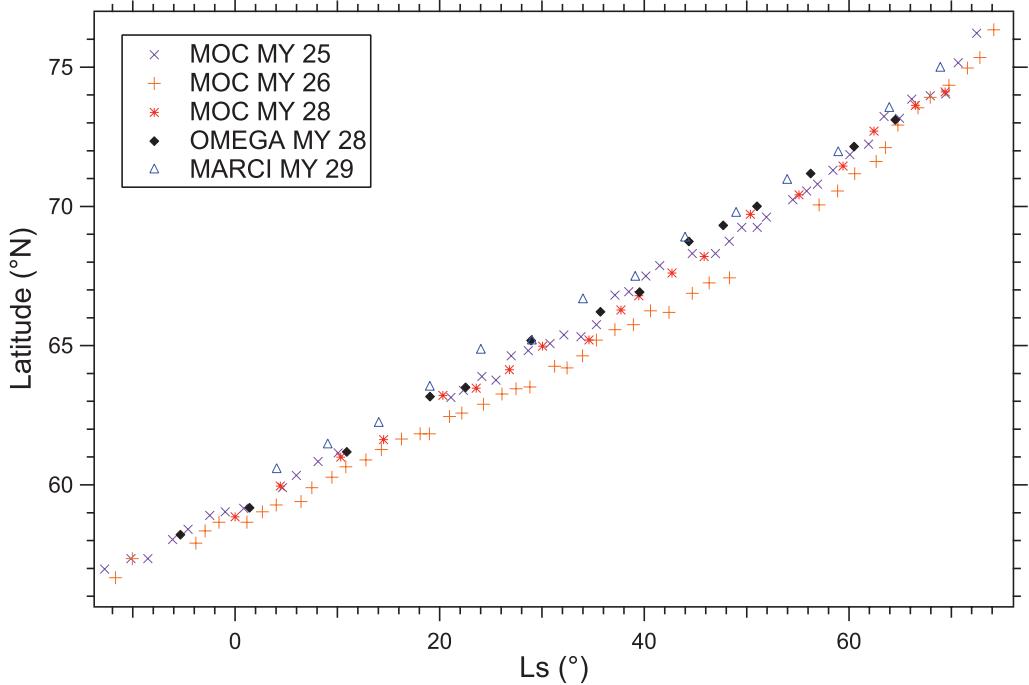


FIGURE 3.21 – Retrait des dépôts saisonniers nord observé par MOC pendant le printemps de l'année martienne 25 (croix violettes), 26 (signes « plus » orange) et 28 (étoiles rouges), par OMEGA pendant l'année martienne 28 (diamants noirs) et par MARCI pendant l'année martienne 29 (triangles bleus). La latitude moyenne du bord des dépôts saisonniers en terme d'albédo est tracée en fonction de la longitude solaire.

En traçant la latitude moyenne de la limite albédo en fonction du nombre de jours martiens écoulés depuis l'équinoxe de printemps, on obtient la vitesse moyenne de recul des dépôts saisonniers : $0,11^\circ$ de latitude par jour martien ce qui correspond à environ 6,2 km par jour martien. Ce résultat est en accord avec les observations effectuées les années martiennes précédentes.

3.2.4 Asymétrie du retrait des dépôts saisonniers nord

Bien que les dépôts saisonniers nord paraissent circulaires au début de leur retrait, la latitude de leur bordure varie avec la longitude. La bordure des condensats recule ainsi plus lentement qu'en moyenne dans le secteur de longitude 330°E - 30°E et plus rapidement dans le secteur 210°E - 270°E , quel que soit le type de limite considéré (albédo, CO_2 ou H_2O) (voir figure 3.20). Une asymétrie similaire a été observée sur les données MOC acquises pendant les retraits de MY 24-25 et MY 25-26, pour les mêmes secteurs de longitude (James & Cantor, 2001; Benson & James, 2005). La figure 3.22 illustre cette asymétrie avec les courbes de récession de la limite de la glace de CO_2 pour les secteurs de longitude 210°E - 270°E et 330°E - 30°E . Le décalage spatial entre les deux courbes est de $\sim 3,2^\circ$ de latitude et le décalage temporel correspondant de $\sim 15^\circ$ de L_s , soit environ 32 jours martiens.

Les données d'altimétrie MOLA montrent qu'à l'échelle des régions polaires nord, les secteurs de longitude 330°E - 30°E et 210°E - 270°E sont respectivement à plus basse et plus haute altitude que la moyenne régionale (Zuber *et al.*, 1998). Une altitude plus basse se

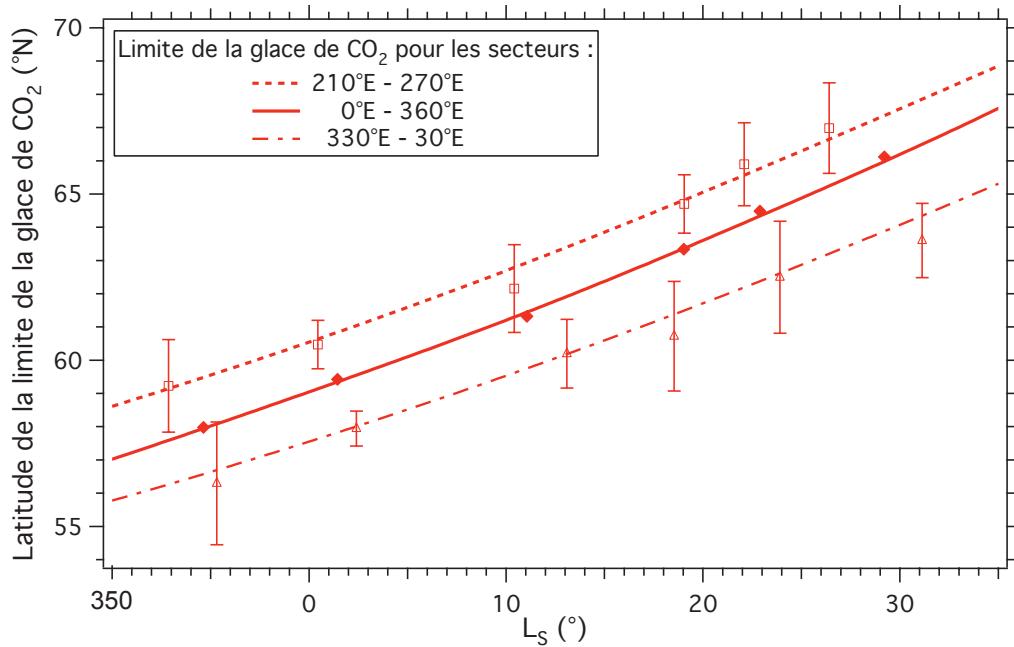


FIGURE 3.22 – Asymétrie du retrait hivernal et printanier des dépôts saisonniers nord. La limite de la glace de CO₂ est tracée pour les secteurs de longitude 210°E-270°E (courbe en pointillés) et 330°E-30°E (courbe en tirets et pointillés). La courbe en trait plein correspond à la limite de la glace de CO₂ moyennée suivant toutes les longitudes. Les barres d'erreur correspondent à une dispersion des valeurs de latitude de $\pm 2\sigma$ dans chaque secteur de longitude.

traduit par une pression plus élevée donc une température de condensation du CO₂ plus élevée en vertu de la loi de pression de vapeur saturante du CO₂. Ainsi en hiver, le flux thermique infrarouge émis par la glace de CO₂, plus élevé, est compensé par un flux de condensation plus intense. A une latitude donnée, la quantité de glace de CO₂ déposée en hiver est donc plus importante à basse altitude ce qui explique l'asymétrie observée. Ce résultat est confirmé par les données neutrons qui montrent une condensation hivernale accrue de glace de CO₂ vers 330°E, dans la région d'Acidalia Planitia ([Prettyman et al., 2009](#)).

La condensation du CO₂ dans le secteur de longitude 210°E-270°E pourrait également être influencée par la configuration météorologique de la région. De nombreuses tempêtes se produisent dans cette zone ([Hollingsworth et al., 1996](#)), sources d'advection de chaleur réduisant la condensation en automne et en hiver et augmentant la sublimation au printemps.

D'autres paramètres pourraient également jouer un rôle. Par exemple, l'albédo des dépôts saisonniers sud contrôle leur distribution spatiale lors de leur recul printanier. En particulier, l'asymétrie de la récession est due à une asymétrie d'albédo, la récession étant accélérée dans la région la plus sombre ([Schmidt et al., 2009](#)). Une analyse statistique des paramètres impliqués dans l'équilibre radiatif contrôlant la condensation et la sublimation de la glace permettrait de définir précisément l'importance relative de chaque paramètre.

3.2.5 Comparaison entre les différentes limites

La figure 3.23 montre l'évolution temporelle des limites albédo, CO₂, H₂O et de la ligne crocus TES moyennées suivant les longitudes. L'évolution de la position et de l'extension de l'anneau de glace d'eau déterminées par Wagstaff *et al.* (2008) à partir des données THEMIS y a été ajoutée. La comparaison de ces différentes limites apporte une multitude d'informations sur la récession des dépôts saisonniers nord.

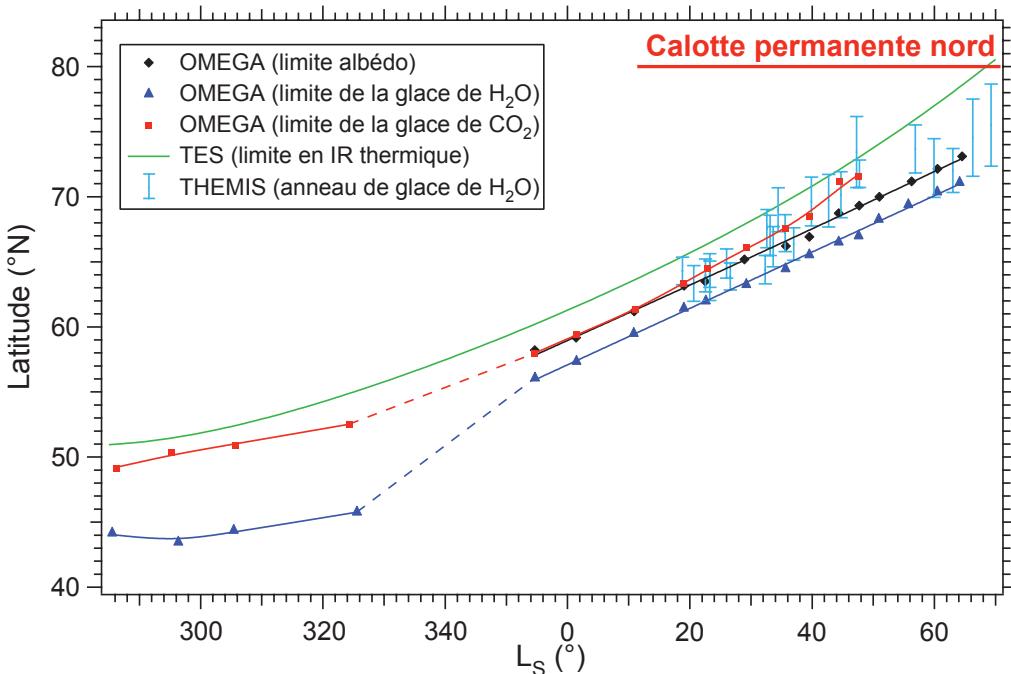


FIGURE 3.23 – Evolution hivernale et printanière de la bordure des dépôts saisonniers nord en terme d'albédo (diamants noirs), de glace de H₂O (triangles bleus) et de glace de CO₂ (carrés rouges) d'après les données OMEGA obtenues pendant l'hiver de l'année martienne 27 et le printemps de l'année martienne 28. Ces limites sont comparées à la ligne crocus TES (moyenne des années martiennes 25 à 27 représentée par une courbe verte) et aux observations de l'anneau de glace d'eau faites par THEMIS pendant le printemps de l'année martienne 27 (barres bleues claires). Toutes les limites ont été moyennées en longitude. Aucune limite CO₂ n'est tracée après $L_s \sim 50^{\circ}$: à partir de cette date, la distribution spatiale de la signature de la glace de CO₂ est trop morcelée pour qu'on puisse définir sa bordure méridionale. Entre L_s 325° et 355°, les limites des glaces de CO₂ et H₂O sont tracées en pointillés en raison de l'absence de données pendant cette période. La latitude moyenne de la bordure de la calotte permanente nord, environ 80°N, est représentée par une ligne horizontale rouge.

Tout d'abord, on remarque que la limite de la glace de H₂O est systématiquement située au sud de la limite de la glace de CO₂. Cela implique qu'un anneau de glace d'eau entoure les dépôts saisonniers riches en CO₂ en hiver et au printemps. La présence de cet anneau a d'abord été mise en évidence par les mesures TES dans les gammes visible et infrarouge thermique (Kieffer & Titus, 2001) puis par l'instrument OMEGA au début de la mission Mars Express (Schmitt *et al.*, 2005; Bibring *et al.*, 2005).

De L_s 280° à 330°, l'anneau de glace d'eau est très étendu : il descend localement jusqu'à

40°N et s'étend sur environ 6° de latitude. Cet anneau de glace d'eau hivernal correspond au givre d'eau observé par l'atterrisseur Viking 2, posé par 48°N (Jones *et al.*, 1979; Hart & Jakosky, 1986). Les clichés acquis par l'atterrisseur indiquent que le givre recouvre uniformément la surface jusqu'à $L_s \sim 325^\circ$ (Jones *et al.*, 1979). Il est suffisamment fin pour que le substrat sous-jacent lui donne une teinte rougeâtre, on estime donc son épaisseur à environ 10 μm (Hart & Jakosky, 1986; Svitek & Murray, 1990). L'observation OMEGA 2374_6 couvre justement le site d'atterrissement de Viking 2 à $L_s = 326,1^\circ$. La figure 3.24b montre le spectre extrait au niveau du site d'atterrissement, corrigé de l'effet des gaz et des aérosols. La signature de la glace d'eau est clairement visible à 1,5 et 2 μm mais relativement peu intense par rapport à celle qu'on peut observer plus au nord au milieu du printemps. Le niveau du continuum à 1 μm est relativement faible pour de la glace, indiquant une forte contribution de la poussière. De plus, la forme du spectre dans la voie L est celle d'une poussière glacée ou éventuellement hydratée. Par conséquent, ce spectre témoigne de la présence en surface de glace d'eau poussiéreuse, ce qui corrobore aux observations in-situ de l'atterrisseur Viking 2 à la même période mais à plusieurs années martiennes d'écart. On pourrait reproduire ce spectre soit sous forme d'un mélange intime granulaire entre de la glace d'eau et de la poussière, ou d'un mélange stratifié où une couche de glace d'eau optiquement fine recouvre le substrat poussiéreux, ou encore d'un mélange géographique subpixel entre de la glace d'eau et de la poussière. Une étude complémentaire sera nécessaire pour déterminer quelle représentation de surface est la plus adaptée.

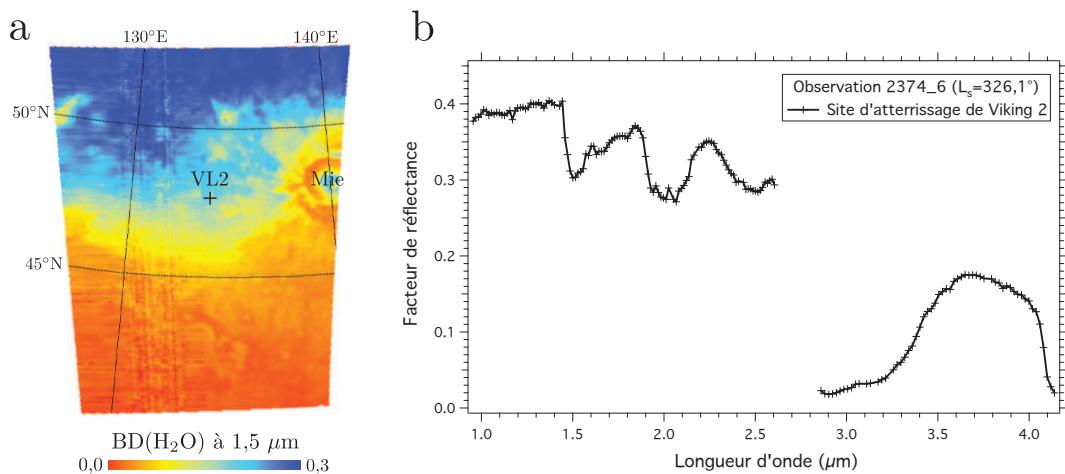


FIGURE 3.24 – Observation OMEGA 2374_6 acquise à $L_s = 326,1^\circ$. a : Profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace d'eau. La position du site d'atterrissement de Viking 2 (47,67°N/134,28°E) est indiqué par une croix. b : Spectre acquis au niveau du site d'atterrissement de Viking 2.

Après $L_s 325^\circ$, l'augmentation de l'insolation solaire entraîne la sublimation intense du givre recouvrant le site d'atterrissement de Viking 2 et le morcellement de sa répartition en surface (Jones *et al.*, 1979; Svitek & Murray, 1990). Une partie de la vapeur d'eau issue de la sublimation du givre se recondense dans l'ombre des rochers, l'épaisseur du givre pouvant y atteindre 100 à 200 μm (Svitek & Murray, 1990). Le givre disparaît définitivement du site d'atterrissement de Viking 2 vers $L_s 360^\circ$. Les données OMEGA indiquent que la bordure méridionale de l'anneau de glace d'eau atteint la latitude du site d'atterrissement de Viking 2

vers L_s 330-340°. D'après les photographies de l'atterrisseur Viking 2, le givre d'eau subsiste localement en surface pendant encore 20° de L_s mais sa signature spectrale devient trop faible pour qu'OMEGA puisse la détecter.

A L_s 350°, l'anneau de glace d'eau ne s'étend plus que sur $2,0 \pm 0,8^\circ$ de latitude. Puis à partir de L_s 20°, la limite de la glace de CO₂ recule plus vite que celle de la glace de H₂O, entraînant un élargissement de l'anneau. Son extension atteint $\sim 4,6^\circ$ de latitude à L_s 50°. A partir de L_s 50°, la distribution de la signature de la glace de CO₂ est de plus en plus morcelée ; elle disparaît dans plusieurs régions où ne subsiste que la signature de la glace de H₂O. Il est par conséquent difficile de définir la limite intérieure de l'anneau de glace d'eau à partir de cette date.

Comparons l'évolution de l'extension de cet anneau avec les données recueillies par les instruments TES et THEMIS. A partir des données TES, [Kieffer & Titus \(2001\)](#) et [Titus \(2005, 2009\)](#) rapportent que l'anneau de glace d'eau s'étend sur $\sim 3^\circ$ de latitude au printemps de l'année martienne 25, une extension comparable à celle observée par OMEGA pendant le printemps de l'année martienne 28. Il faut toutefois noter que ces auteurs utilisent une définition différente de l'anneau : ils considèrent qu'il s'étend de la ligne crocus TES à la limite albédo des dépôts saisonniers. L'anneau de glace d'eau tel que le définissent ces auteurs s'étend ainsi sur $\sim 2,5^\circ$ au cours du printemps de l'année martienne 28, une extension comparable à celle observée pendant le printemps de l'année martienne 25. Ce résultat est en accord avec la similitude des limites albédo des années martiennes 25 et 28 (voir figure 3.21) et avec la faible variabilité inter-annuelle de la ligne crocus TES. Il est important de noter que l'anneau défini par [Kieffer & Titus \(2001\)](#) et [Titus \(2005, 2009\)](#) est décalé d'environ 2° de latitude au nord de la limite de la glace d'eau, bordure externe de l'anneau d'après notre définition.

L'anneau de glace d'eau a également été observé sur les données de température de brillance THEMIS. [Wagstaff et al. \(2008\)](#) décrivent l'évolution temporelle de sa position et de son extension pendant le printemps de l'année martienne 27. Leurs mesures ont été ajoutées à la figure 3.23 sous la forme de barres verticales bleues claires. De L_s 20° à L_s 38°, les résultats obtenus grâce aux données THEMIS sont en accord avec ceux que j'obtiens avec OMEGA, à l'exception de quelques détections THEMIS nettement décalées au nord des détections OMEGA vers $L_s \sim 35^\circ$. Puis, entre L_s 40° et 57°, les détections THEMIS sont systématiquement décalées d'environ 3° de latitude au nord des détections OMEGA. La largeur de l'anneau reste toutefois équivalente entre les deux jeux de données. Il faut savoir que les détections THEMIS présentées sur la figure 3.23 sont obtenues pour des observations spécifiques couvrant un intervalle restreint de longitudes alors que les limites OMEGA sont moyennées sur l'ensemble des longitudes. Cela pourrait expliquer le décalage spatial entre les détections THEMIS et OMEGA. Après L_s 60°, la limite sud de l'anneau détecté par THEMIS est de nouveau en accord avec la limite de la glace d'eau obtenue par OMEGA. Les jeux de données THEMIS et OMEGA fournissent donc des résultats similaires en ce qui concerne l'évolution temporelle de l'extension de l'anneau de glace d'eau mais la position moyenne de l'anneau diverge entre les deux instruments, probablement à cause d'une couverture spatiale différente.

Comparons à présent les limites albédo et H₂O des dépôts saisonniers obtenues grâce aux données OMEGA. On remarque que la limite albédo est systématiquement décalée

d'environ 2° de latitude au nord de la limite de la glace de H₂O. Pourtant, l'analyse des profils latitudinaux présentés en figure 3.19 montre clairement que l'albédo et la profondeur de bande de la glace d'eau cessent de décroître à la même latitude, ~63°N. L'origine de ce décalage vient simplement de l'utilisation de deux méthodes différentes pour extraire ces limites : la limite albédo est déterminée visuellement et l'œil, sensible aux contrastes de luminosité, situe la transition entre terrains clairs et sombres aux 3/4 environ de la décroissance latitudinale de l'albédo. La limite de la glace d'eau correspond quant à elle à la disparition totale de la signature de la glace d'eau. Par conséquent, la glace d'eau détectée au sud de la limite albédo offre un faible contraste visuel avec le sol déglacé. Cette glace d'eau est probablement poussiéreuse et ségrégée spatialement avec un sol déglacé à l'échelle sub-pixel. Ce type de mélange spatial, photographié in-situ par l'atterrisseur Viking 2 en hiver (Jones *et al.*, 1979), a également été observé à de multiples reprises au printemps par la caméra MOC (voir par exemple Malin & Edgett, 2001, figure 44b) puis à plus haute résolution spatiale par la caméra HiRISE. La figure 3.25 illustre ainsi le mélange spatial entre la glace d'eau et le sol déglacé observé par la caméra HiRISE à 234,0°E/67,8°N et $L_s=44,7^\circ$ pendant l'année martienne 29, soit l'année martienne suivante de celle que j'étudie avec OMEGA. Si on suppose, à priori à juste titre, que la variabilité interannuelle est faible, alors cette observation est localisée au niveau de la bordure méridionale de l'anneau de glace d'eau (voir figure 3.11c).

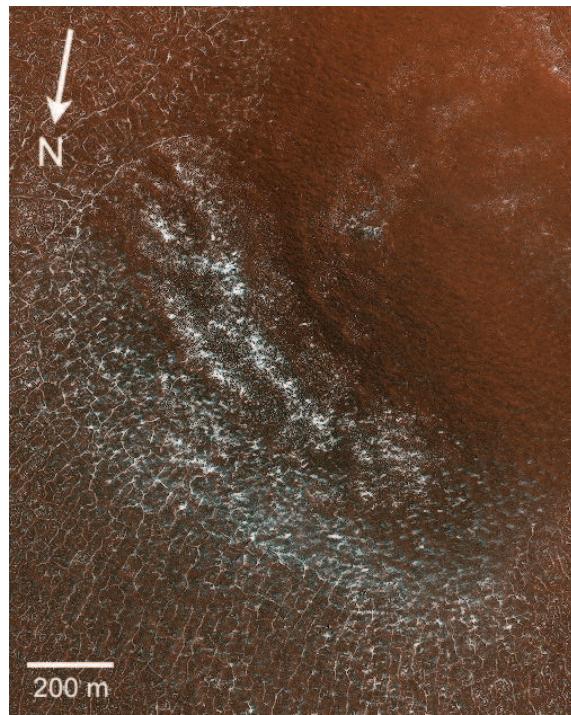


FIGURE 3.25 – Ségrégation spatiale entre des zones couvertes de givre et d'autres dégivrées (image HiRISE PSP_007642_2480, 234,0°E/67,8°N, $L_s=44,7^\circ$). Le givre persiste préférentiellement dans les infractuosités (creux du sol polygonal, petites buttes) exposées au nord.

Les limites albédo et CO₂ des dépôts saisonniers sont superposées jusqu'à L_s 20° puis la limite de la glace de CO₂ recule plus vite que la limite albédo. Jusqu'à L_s 20°, l'anneau

de glace d'eau n'est constitué que de glace d'eau poussiéreuse ségrégée avec un sol déglacé. Puis l'anneau se compose à la fois de cette zone de glace poussiéreuse, d'une largeur constante d'environ 2° de latitude, et d'une zone brillante au nord dont l'extension augmente progressivement jusqu'à atteindre environ 2° de latitude à $L_s = 50^\circ$. Nous verrons dans la partie suivante que cette observation a une implication sur l'évolution de la stratigraphie des dépôts saisonniers nord.

Enfin, la limite de la glace de CO₂ est systématiquement située au sud de la ligne crocus TES. Le décalage est de ~2° de latitude jusqu'à $L_s = 20^\circ$ puis il se réduit au fur et à mesure que la limite de la glace de CO₂ progresse de plus en plus vite vers le nord. Ce décalage entre la limite CO₂ et la ligne crocus TES ne doit pas être interprété comme une variabilité interannuelle de l'extension de la glace de CO₂. En effet, ces deux limites ne correspondent pas à la même quantité de glace de CO₂ en surface. Le seuil de température définissant la ligne crocus TES est fixé à 165 K soit environ 15 K au-dessus de la température de sublimation de la glace de CO₂ dans les conditions martiennes de pression régnant à cette période de l'année, de l'ordre de 9 mbar entre $L_s = 0^\circ$ et 70° (Hess *et al.*, 1980). La mesure d'une température de brillance de la surface de 165 K implique nécessairement que la glace de CO₂ est mélangée spatialement avec un autre composant de température d'équilibre plus élevée : de la glace d'eau ou un sol déglacé. Il est peu probable qu'on soit en présence d'un mélange spatial entre de la glace de CO₂ et un sol déglacé car les régions situées au niveau de la ligne crocus TES ont le même albédo que celui des dépôts saisonniers reposant sur la calotte permanente nord. Il est par contre très probable que la surface corresponde à un mélange spatial entre des zones couvertes par de la glace de CO₂ et d'autres par de la glace d'eau.

La connaissance des températures d'équilibre des glaces de CO₂ et H₂O au niveau de la ligne crocus TES permet de calculer la fraction f_{CO_2} de surface couverte par la glace de CO₂. En effet, on a :

$$\sigma \cdot T_{30}^4 = f_{CO_2} \cdot \varepsilon_{CO_2} \cdot \sigma \cdot T_{CO_2}^4 + (1 - f_{CO_2}) \cdot \varepsilon_{H_2O} \cdot \sigma \cdot T_{H_2O}^4 \quad (3.4)$$

ce qui donne :

$$f_{CO_2} = \frac{T_{30}^4 - \varepsilon_{H_2O} \cdot T_{H_2O}^4}{\varepsilon_{CO_2} \cdot T_{CO_2}^4 - \varepsilon_{H_2O} \cdot T_{H_2O}^4} \quad (3.5)$$

où T_{30} est la température de brillance de la surface à 30 μm mesurée par TES et égale à 165 K au niveau de la ligne crocus TES, T_{CO_2} et T_{H_2O} la température cinétique respectivement de la glace de CO₂ et H₂O et ε_{CO_2} et ε_{H_2O} l'émissivité à 30 μm respectivement de la glace de CO₂ et H₂O. A partir du modèle de transfert radiatif Spectrimag et des constantes optiques de la glace de CO₂ obtenues expérimentalement par Schmitt *et al.* (1998), la réflectance nadir-hémisphérique de la glace de CO₂ a été modélisée pour différentes tailles de grains puis son émissivité hémisphérique en a été déduite par application de la loi de Kirchhoff en supposant la surface lambertienne (voir figure 3.26). Rappelons que ces « tailles de grains » correspondent en fait au libre parcours moyen des photons dans la glace de CO₂ entre deux diffusions. La taille caractéristique des grains de glace de CO₂ présents dans les dépôts saisonniers est de l'ordre de 30 cm (voir partie 3.3.1.3), l'émissivité

de la couche de glace valant dans ce cas 0,97 à 30 μm. L'émissivité hémisphérique de la glace de H₂O a été calculée par Warren *et al.* (1990) et est donnée en figure 3.26b. La glace d'eau saisonnière étant constituée de grains de quelques centaines de microns, l'émissivité à 30 μm vaut alors environ 0,99. Même si la glace de CO₂ est contaminée par la glace d'eau, son émissivité reste proche de l'unité. J'ai donc considéré par la suite que l'émissivité des glaces de CO₂ et H₂O est égale à 1.

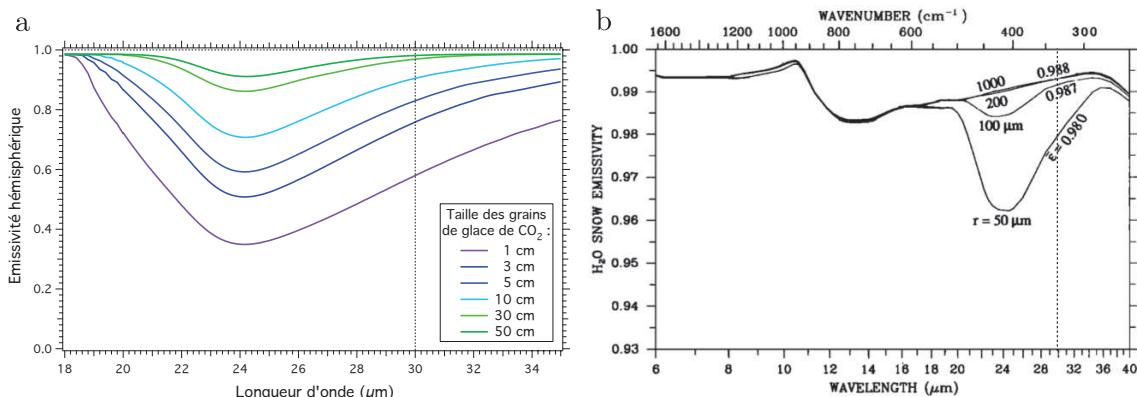


FIGURE 3.26 – a : Emissivité hémisphérique d'une couche de glace de CO₂ pour plusieurs tailles de grains. b : Emissivité hémisphérique d'une couche de glace d'eau pour plusieurs tailles de grains (figure extraite de Warren *et al.* (1990)).

La température de la glace de CO₂ peut facilement être obtenue à partir de la pression de surface grâce à la loi de pression de vapeur saturante de la glace de CO₂ (voir figure 1.13). La pression de surface est extraite de la Mars Climate Database, base de données climatiques calculée et diffusée par le Laboratoire de Météorologie Dynamique (voir <http://www-mars.lmd.jussieu.fr>, (Forget *et al.* , 1999, 2006c)). La température de la glace d'eau a été déterminée grâce à un modèle de bilan énergétique local détaillé en annexe B. Le modèle prend en entrée l'albédo bolométrique de la glace, relié au facteur de réflectance à 1 μm par une loi empirique (voir équation B.13), et la pression partielle de vapeur d'eau au niveau de la surface extraite de la MCD¹. Les flux d'advection atmosphérique et de conduction ont été considérés comme négligeables devant l'insolation solaire. Les prendre en compte ne modifierait que de quelques kelvins la température de la glace d'eau.

La fraction de surface couverte par la glace de CO₂ au niveau de la ligne crocus TES a été déterminée de L_s=350° à L_s=45°. La figure 3.27 donne l'évolution temporelle de ce pourcentage de couverture (diamants noirs). La température des glaces de CO₂ (carrés rouges) et H₂O (triangles bleus) est également donnée. Les barres d'erreur correspondent à une dispersion de $\pm 2\sigma$ de la valeur de ces grandeurs suivant les longitudes. Cette figure montre que les températures des glaces de CO₂ et H₂O sont relativement constantes, respectivement à 150 K et 190 K. Le pourcentage de surface couverte par la glace de CO₂ au niveau de la ligne crocus TES reste donc relativement constant à ~71%. Par conséquent, la ligne crocus TES n'indique pas la disparition de la glace de CO₂ en surface mais la montée de la température provoquée par une ségrégation entre les glaces de CO₂ et H₂O.

1. La MCD ne fournit pas directement la pression partielle de vapeur mais le rapport de mélange de vapeur d'eau au niveau de la surface, en [mol/mol]. En multipliant ce rapport de mélange par la pression de surface, donnée par la MCD, on obtient la pression partielle de vapeur d'eau à la surface.

Par contre, la limite CO₂ obtenue avec les données OMEGA correspond à la disparition quasi-totale de la glace de CO₂ en surface, ce qui explique le décalage spatial (ou temporel) entre ces deux limites.

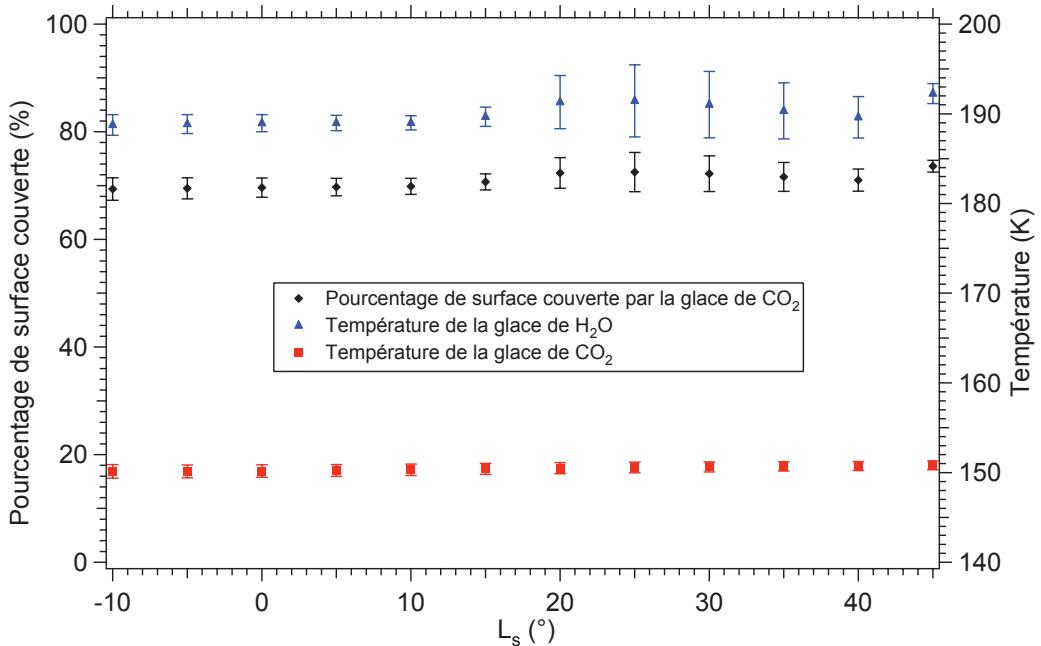


FIGURE 3.27 – Evolution temporelle de la fraction de surface couverte par la glace de CO₂ au niveau de la ligne crocus TES (diamants noirs), de la température de la glace de CO₂ (carrés rouges) et de la température de la glace de H₂O (triangles bleus). Les barres d'erreurs correspondent à une dispersion de $\pm 2\sigma$ de la valeur de ces grandeurs suivant les longitudes.

3.3 Evolution temporelle de la stratigraphie des dépôts saisonniers nord

Cette seconde partie montre que la formation d'une couche de glace d'eau sur les condensats de CO₂ est responsable de l'augmentation de l'extension de l'anneau de glace d'eau et du morcellement de la signature spectrale de la glace de CO₂. L'évolution temporelle des propriétés physiques de cette couche de glace d'eau est déterminée dans deux régions différentes.

Un point particulièrement intriguant est l'augmentation de l'étendue de la partie nord, brillante, de l'anneau de glace d'eau à partir de $L_s = 20^{\circ}$. L'analyse des cartes de la glace de CO₂ indique que ce phénomène est corrélé au retrait plus rapide de la surface couverte par la signature de la glace de CO₂, conduisant à son morcellement à $L_s = 50^{\circ}$. En particulier, la signature de la glace de CO₂ disparaît dans plusieurs régions situées au nord de la limite crocus TES, comme sur le plateau de Gemina Lingula et sur Olympia Planum (voir figure 3.28). La température de la surface y est inférieure ou égale à 165 K, caractéristique de la présence en abondance de glace de CO₂, et pourtant sa signature spectrale est absente.

Afin d'étudier plus en détail ce phénomène, je me suis tout d'abord intéressé à l'évolution saisonnière des condensats sur le plateau de Gemina Lingula.

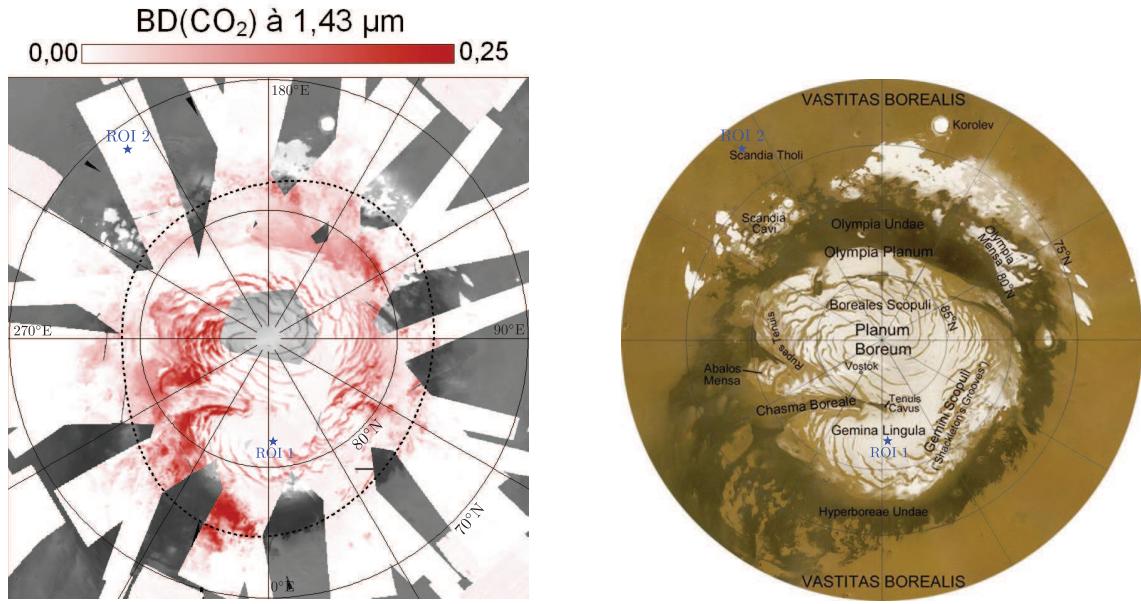


FIGURE 3.28 – Gauche : carte de la profondeur de la bande à $1,43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 pour l'intervalle de L_s $59,0^{\circ}$ - $61,5^{\circ}$. Le contour en pointillés noirs indique la position de la ligne crocus TES à L_s 60° . Droite : mosaïque de la région polaire nord obtenue par la caméra MARCI pendant l'été de l'année martienne 29 et permettant de situer les unités mentionnées dans le texte (image extraite de [Cantor et al. \(2010\)](#)). La position des deux régions d'intérêt étudiées est indiquée.

3.3.1 Plateau de Gemina Lingula

3.3.1.1 Evolution temporelle des paramètres spectraux et de la température de la surface

J'ai tracé l'évolution temporelle des 3 paramètres spectraux dans une région de 182 km^2 située au sommet du plateau de Gemina Lingula, par $1,1^{\circ}\text{E}/82,5^{\circ}\text{N}$, à un endroit où la couverture observationnelle d'OMEGA est optimale (ROI 1 sur la figure 3.28). Cette série temporelle, présentée en figure 3.29, a été obtenue suite au ré-échantillonnage des plans des 3 paramètres spectraux sur une grille géographique commune (voir partie 3.1.7). J'ai ajouté sur ce graphique l'évolution temporelle de la température de brillance T_{30} mesurée par l'instrument TES pendant l'année martienne 25. Cette température de brillance indique la température cinétique de la surface lorsque son émissivité est proche de l'unité, ce qui est le cas pour la taille des grains de glace de CO_2 et H_2O des dépôts saisonniers nord.

On observe dans cette région d'intérêt la diminution progressive de la signature spectrale de la glace de CO_2 jusqu'à sa disparition complète à L_s 60° , soit environ 20° de L_s avant que la température de la surface n'augmente brutalement. La signature spectrale de la glace d'eau et le facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}^1$ évoluent de façon moins régulière.

1. Le facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$ est nommé albédo par la suite par souci de simplicité.

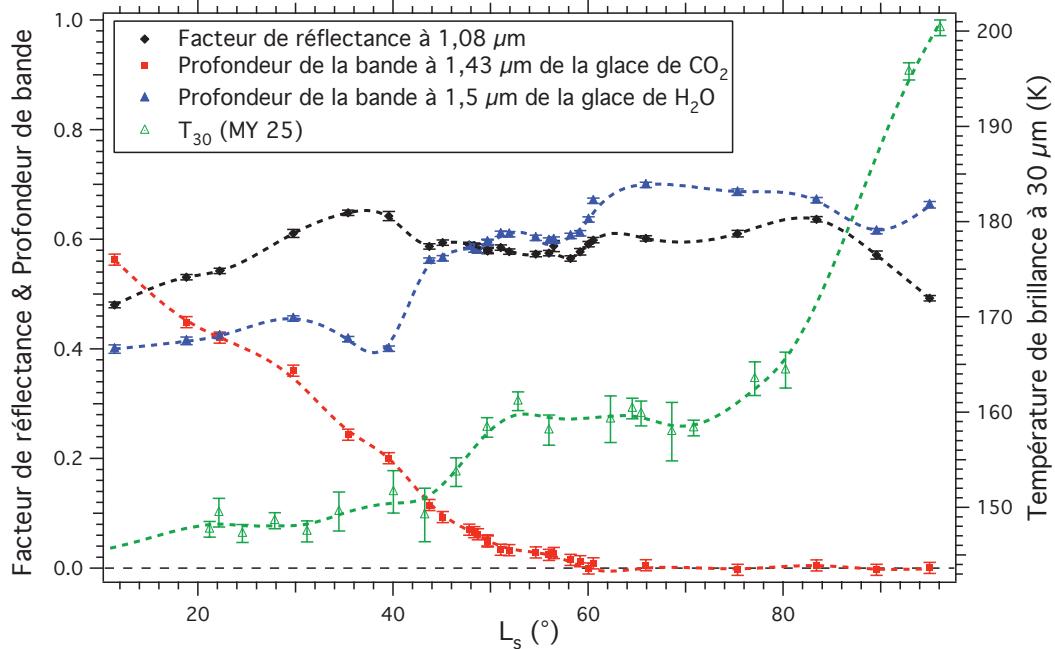


FIGURE 3.29 – **Plateau de Gemina Lingula.** Evolution temporelle du facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$ (diamants noirs), de la profondeur de la bande d'absorption à $1,43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 (carrés rouges), de la profondeur de la bande d'absorption à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace de H_2O (triangles bleus) et de la température de brillance à $30 \mu\text{m}$ (triangles verts) dans une région de 182 km^2 située au sommet du plateau de Gemina Lingula. A une date donnée, la dispersion des valeurs des 3 paramètres spectraux dans la région d'intérêt est généralement inférieure à l'incertitude sur la détermination de ces paramètres, indiquée par les barres d'erreur. Par contre, la dispersion des valeurs de température de brillance au sein de la région est plus importante que l'erreur sur l'estimation de cette température. L'évolution temporelle de chaque grandeur est ajustée par une fonction spline qui a pour but de guider visuellement le lecteur.

D'une manière générale, on observe une augmentation de ces quantités entre $L_s 11^\circ$ et 66° , $\text{BD}(1,5 \mu\text{m})$ passant de 0,4 à 0,7 et $\text{RF}(1,08 \mu\text{m})$ de 0,5 à 0,6. Cette évolution est toutefois perturbée par la décroissance puis l'augmentation brutale de la signature de la glace d'eau vers $L_s 40^\circ$ tandis qu'à la même période, l'albédo augmente légèrement puis diminue. Les deux paramètres spectraux sont relativement stables jusqu'à $L_s 58^\circ$ où ils augmentent légèrement, de +0,10 pour $\text{BD}(1,5 \mu\text{m})$ et +0,03 pour $\text{RF}(1,08 \mu\text{m})$. De $L_s 66^\circ$ à 84° , les deux paramètres sont de nouveau stables. Puis l'albédo diminue de -0,14 entre $L_s 84^\circ$ et 95° tandis que la signature de la glace d'eau diminue puis revient à sa valeur précédente. La température de brillance T_{30} est plus ou moins constante à $\sim 149 \text{ K}$ jusqu'à $L_s 44^\circ$ où elle augmente. Elle se stabilise à $\sim 160 \text{ K}$ à $L_s 53^\circ$, restant approximativement à cette valeur jusqu'à $L_s 71^\circ$. Passée cette date, la température augmente fortement, atteignant 200 K à $L_s 96^\circ$.

A $L_s 60^\circ$, lorsque la signature spectrale de la glace de CO_2 disparaît, la température de la surface est d'environ 160 K. Comme en partie précédente, j'ai calculé à quelle fraction de surface occupée par la glace de CO_2 cette température correspond. Il faut pour cela déterminer la température des glaces de CO_2 et H_2O . La pression de surface donnée par la

MCD à cette date et à l'altitude de la région d'intérêt est de 8,11 mbar, ce qui correspond à une température de la glace de CO₂ de 149,7 K. Le modèle de bilan énergétique local présenté en annexe B permet de calculer la température de la glace d'eau. Il requiert en entrée l'albédo bolométrique de la surface dans le visible et l'infrarouge proche, calculé à partir de l'observation 3073_3 acquise à L_s 60,5° et corrigée des absorptions atmosphériques et de l'effet des aérosols ; on obtient un albédo bolométrique de 0,46. Il faut également lui préciser la pression partielle de vapeur d'eau en surface à cette date. La valeur estimée par la MCD est de 4.10⁻³ mbar. J'ai négligé le flux de conduction pour la raison suivante : à L_s 60°, la glace de CO₂, isotherme, est présente en surface depuis plus de 2/3 d'une année martienne ; elle a donc très vraisemblablement consommé toute l'énergie saisonnière accumulée en été dans le sous-sol. Le flux d'advection atmosphérique a également été négligé : il peut être important près de la bordure des dépôts saisonniers mais celle-ci est située à 14° de latitude au sud de la région d'intérêt à cette date, soit à plus de 800 km. La température de la glace d'eau obtenue dans ces conditions est de 206,2 K. Grâce à l'équation 3.5, on obtient une fraction de surface couverte par la glace de CO₂ de 88 %. François Forget du LMD m'a signalé que la valeur de pression partielle de vapeur d'eau en surface donnée dans la MCD est légèrement surestimée. J'ai refait le calcul en considérant une valeur de pression partielle de vapeur d'eau dix fois plus faible : j'obtiens une température de la glace d'eau de 192,9 K et une fraction de surface couverte par la glace de CO₂ de 82,7 %. Dans tous les cas, une température de surface de 160 K indique que la glace de CO₂ recouvre la majorité de la surface à L_s 60°. Pourtant, sa signature spectrale est absente. J'en ai conclu que la glace de CO₂ est recouverte par une couche optiquement épaisse constituée soit de poussière, soit de glace d'eau, les deux composants mineurs inclus dans la glace de CO₂.

L'ajout d'une couche de poussière sur la glace de CO₂ réduirait fortement l'albédo de la surface or celui-ci a tendance à augmenter au printemps sur Gemina Lingula. A L_s 60°, il est égal à 0,6 contre 0,4 pour une couche optiquement épaisse de poussière atmosphérique comme celle qui recouvre les terrains minéraux clairs de Mars (Christensen, 1986). Par ailleurs, ajouter une couche de poussière optiquement épaisse sur la glace de CO₂ masquerait la signature de la glace d'eau incluse dans les dépôts saisonniers. Or on observe une signature intense de la glace d'eau à L_s 60° avec une profondeur de la bande à 1,5 μm de 0,65. Un masquage de la glace de CO₂ par une couche optiquement épaisse de glace d'eau est par contre tout à fait compatible avec les observations de la forte signature de la glace d'eau et d'un albédo élevé. Les modélisations effectuées au chapitre 2, en partie 2.1.1.2, montrent d'ailleurs qu'une couche de 400 μm d'épaisseur composée de grains de glace d'eau de 200 μm de diamètre est suffisante pour masquer totalement la signature de la glace de CO₂. On peut imaginer deux scénarios pour expliquer la formation de cette couche de glace d'eau :

1. Au début du printemps, l'insolation solaire est suffisante pour permettre la sublimation de la glace de CO₂ saisonnière mais pas celle des grains de glace d'eau qu'elle contient. Les grains de glace d'eau libérés à la sublimation de la glace de CO₂ restent en surface, formant progressivement une couche optiquement épaisse.
2. La vapeur d'eau issue de la sublimation de l'anneau de glace d'eau à plus basse latitude est transportée vers le nord par la circulation atmosphérique et se recondense sur la glace de CO₂, formant progressivement une couche optiquement épaisse.

Ce deuxième scénario rejoint celui proposé par Houben *et al.* (1997). Comme je l'ai indiqué dans le premier chapitre, les simulations GCM confirment que la circulation atmosphérique est à même de transporter la vapeur d'eau vers le pôle grâce à une occurrence importante d'ondes baroclines au printemps en bordure des dépôts saisonniers (Richardson & Wilson, 2002; Montmessin *et al.*, 2004). Les observations TES témoignent par ailleurs d'une augmentation de l'abondance en vapeur d'eau au nord de l'anneau de glace d'eau au printemps, indiquant un transport de vapeur d'eau vers l'intérieur des dépôts saisonniers (Pankine *et al.*, 2010).

Il devrait être possible de distinguer lequel des deux scénarios est à l'œuvre en analysant la taille des grains composant la couche supérieure de glace d'eau. En effet, si le premier scénario est privilégié, alors les grains de glace d'eau composant la couche auront le même diamètre que ceux contenus dans la glace de CO₂, de l'ordre de la centaine à quelques centaines de microns (Schmitt *et al.*, 2005; Langevin *et al.*, 2005b). Par contre, si la couche de glace d'eau est issue de la condensation de vapeur d'eau, les grains la composant auront un diamètre plus petit, probablement de l'ordre de la dizaine de microns. Cette estimation se base sur les résultats de Bass & Paige (2000) qui reproduisent l'augmentation d'albédo de la calotte permanente nord à la fin de l'été par la condensation d'un givre d'eau de 10 à 50 microns d'épaisseur. Par ailleurs, Hart & Jakosky (1986) estiment que l'épaisseur du givre d'eau condensé au niveau du site d'atterrissement de Viking 2 est de l'ordre de 10 microns.

A ce stade de l'étude, il s'agit de quantifier l'évolution des propriétés physico-chimiques des dépôts saisonniers au cours du printemps en terme de stratigraphie, de pourcentage massique de chaque composant et de leur taille de grains. Il faut pour cela modéliser le transfert radiatif dans les dépôts saisonniers afin de créer des bibliothèques de spectres synthétiques qu'on compare ensuite aux spectres OMEGA.

3.3.1.2 Obtention des constantes optiques de la poussière utilisées lors de l'inversion des paramètres physiques de la surface

Le modèle de transfert radiatif utilisé pour inverser les spectres OMEGA a besoin de connaître les constantes optiques des matériaux présents en surface, c'est-à-dire celles de la glace de CO₂, de la glace de H₂O et de la poussière. Les indices réels et imaginaires n et k des glaces de CO₂ et H₂O sont calculés à partir de spectres en transmission mesurés en laboratoire à basse température, à 179 K pour la glace de CO₂ et 145 K pour la glace de H₂O (Quirico & Schmitt, 1997; Grundy & Schmitt, 1998; Schmitt *et al.*, 1998). Une telle méthode expérimentale ne peut être employée pour obtenir les constantes optiques de la poussière polaire martienne car elle se compose d'un assemblage de plusieurs minéraux dont on ne connaît pas exactement la composition. Par ailleurs, il est intrinsèquement difficile d'obtenir des spectres en transmission de très bonne qualité avec la plupart des minéraux car cela nécessite des couches homogènes fines et larges pour les mesures. Pour ces raisons, la spectroscopie en réflectance est généralement utilisée pour obtenir les constantes optiques des minéraux.

Des méthodes empiriques permettent d'estimer numériquement l'indice imaginaire k , ou coefficient d'extinction, du matériau composant le milieu granulaire observé à partir de son

spectre en réflectance (Shkuratov *et al.*, 1999). Elles requièrent toutefois une connaissance préalable de son indice réel n , de la porosité q du milieu et du parcours optique des photons entre deux diffusions, d , qu'on assimile au diamètre des grains. Cette méthode a été utilisée par Douté *et al.* (2007) pour obtenir les constantes optiques de la poussière recouvrant les terrains polaires sud de Mars. J'ai adopté la même stratégie.

Il s'agit tout d'abord de sélectionner un spectre en réflectance caractéristique de la poussière présente dans les dépôts saisonniers. Détaillons pour cela les mécanismes suivant lesquels la poussière se retrouve piégée dans les dépôts saisonniers :

1. Les grains de sable et de poussière en surface jouent le rôle de noyau de nucléation pour la condensation des glaces de CO₂ et H₂O (Wall, 1981).
2. Les particules de poussière atmosphérique jouent également le rôle de noyau de nucléation pour la condensation des cristaux de glace d'eau (Montmessin *et al.*, 2002). La précipitation de ces cristaux sur les dépôts saisonniers conduit à la sédimentation simultanée de poussière et de glace d'eau. Ce mécanisme a été proposé à plusieurs reprises pour expliquer les faibles quantités de poussière atmosphérique observées au-dessus des dépôts saisonniers (Kieffer & Titus, 2001; Newman *et al.*, 2002b; Neumann *et al.*, 2003; Montmessin *et al.*, 2006).
3. De la poussière injectée dans l'atmosphère par des tempêtes sédimente ensuite sur la glace saisonnière (Kieffer, 1990).

A l'exception des grains de sable et de poussière composant le substrat et qui contaminent la base des dépôts de glace, la poussière contenue dans les dépôts saisonniers a une origine atmosphérique. Les terrains clairs de Mars sont généralement supposés être recouverts de poussière atmosphérique (Christensen, 1986), avec un spectre quasiment plat dans l'infrarouge proche (entre 1 et 2,6 μm) et une réflectance à 1 μm de l'ordre de 0,4. Un spectre en réflectance d'un de ces terrains permettrait d'obtenir l'indice imaginaire de la poussière atmosphérique. Cependant, la poussière recouvrant ces terrains clairs est très probablement peu hydratée comparée à celle présente dans les dépôts saisonniers de glace. En effet, les particules de poussière atmosphérique qui jouent le rôle de noyau de nucléation pour la glace d'eau sont fortement hydratées par un mécanisme d'adsorption des molécules d'eau à la surface des minéraux. Or l'adsorption d'eau se signale par une bande en absorption à 3 μm. L'effet de l'adsorption se manifeste au second ordre, la présence de la bande à 3 μm étant liée d'abord à la celle de groupements hydroxyles –OH (Pommerol *et al.*, 2012), qu'on trouve dans les oxydes et hydroxydes de fer présents abondamment à la surface de Mars et qui expliquerait la détection de la bande à 3 μm sur l'ensemble des surfaces minérales martiennes. Pour un minéral considéré, la profondeur de la bande à 3 μm augmente avec la quantité d'eau adsorbée, d'autant plus que le minéral contient initialement peu de groupements hydroxyles dans sa structure cristalline (Pommerol *et al.*, 2009).

Pour reproduire correctement l'indice imaginaire de la poussière présente dans la glace, particulièrement dans la bande à 3 μm, il faut trouver un terrain recouvert de poussière atmosphérique hydratée. Lorsque les dépôts saisonniers se retirent, ils laissent en surface la poussière qu'ils piégeaient. Libérée de sa gangue de glace, cette poussière va perdre progressivement son hydratation sous l'action de l'insolation solaire. Les terrains aux abords

immédiats des dépôts saisonniers sont donc sans doute recouvert de poussière hydratée. L'observation OMEGA 2879_1, acquise à L_s 36,4° et analysée en partie 3.2.2.3, couvre le bord des dépôts saisonniers. Sur cette observation, aucun nuage de glace d'eau ne surplombe les surfaces minérales, la forme de la bande à 3 μm de ces surfaces est uniquement contrainte par la composition du substrat et son éventuelle hydratation. L'observation a été corrigée des absorptions atmosphériques et de l'effet des aérosols sur la voie C et de la contribution de l'émission thermique sur la voie L. La technique pour procéder à cette dernière correction a été initialement mise au point par Erard (2001) puis appliquée aux données OMEGA par Jouget *et al.* (2007). J'ai utilisé les algorithmes écrits par Antoine Pommerol au cours de sa thèse pour effectuer cette correction de l'émission thermique (Pommerol, 2008).

Trois spectres ont été acquis à des latitudes différentes afin d'étudier une éventuelle variation de l'état d'hydratation du substrat (voir figure 3.30). La région 1, la plus au nord, est située à \sim 60 km de la limite méridionale de la glace d'eau, la région 2 à \sim 340 km de cette limite et la région 3 à \sim 600 km. L'opacité des aérosols atmosphériques est globalement constante et égale à 0,35 au-dessus de ces trois régions. La température de la surface, déterminée lors de la correction de l'émission thermique, est de 240 K au niveau de la région 1 et de 250 K au niveau des deux autres régions. Les données obtenues entre 2,6 et 2,85 μm et au-delà de 4 μm ne sont pas représentées car l'atmosphère est majoritairement optiquement épaisse à ces longueurs d'onde.

Les trois spectres obtenus ne présentent que de très faibles différences. On observe une légère variation du niveau du continuum dans la voie C. Il est intéressant de constater que la bande à 3 μm est plus creusée pour le spectre issu de la région 1. La figure 3.30c montre le ratio entre les différents spectres ; cela permet de faire ressortir les subtiles variations entre eux. Les ratios entre le spectre de la région 1 et les deux autres spectres confirme que la bande à 3 μm est plus intense au niveau de la région 1. Par contre, la bande à 3 μm a la même intensité au niveau des régions 2 et 3. Si on fait l'hypothèse que la composition du substrat est la même pour ces 3 régions, donc que la variation de la forme de la bande à 3 μm n'est due qu'à une variation de la quantité d'eau adsorbée, alors cela indique que l'adsorption d'eau en surface est plus importante dans la région 1 que dans les deux autres régions, ce qui confirme l'hypothèse d'un gradient latitudinal de la quantité d'eau adsorbée en surface. La bande à 3 μm étant identique dans les régions 2 et 3, l'adsorption d'eau en surface y est vraisemblablement nulle, les molécules d'eau s'étant désorbées sous l'effet de l'insolation solaire. Précisons que l'absence de correction de l'effet des aérosols dans la voie L ne peut pas expliquer les différences entre les spectres : l'opacité des aérosols étant la même au-dessus des trois régions, on aurait les mêmes différences relatives entre les spectres une fois la correction effectuée.

Les terrains situés entre la région 1 et la limite de la glace d'eau sont sans doute plus hydratés que le sol de la région 1 mais la bande d'absorption de la glace d'eau à 1,5 μm est faiblement présente dans leur signature spectrale, indiquant qu'il reste de la glace d'eau en surface. Cette glace est sans doute présente dans les zones d'ombre et les pentes moins bien éclairées de la surface et/ou sous forme d'un sol gelé, la glace liant les grains du sol entre eux. Le spectre en réflectance de ces terrains n'est donc pas représentatif d'un sol uniquement couvert de poussière hydratée.

Il faut tout de même noter que la faible variation de la bande à 3 μm observée sur la

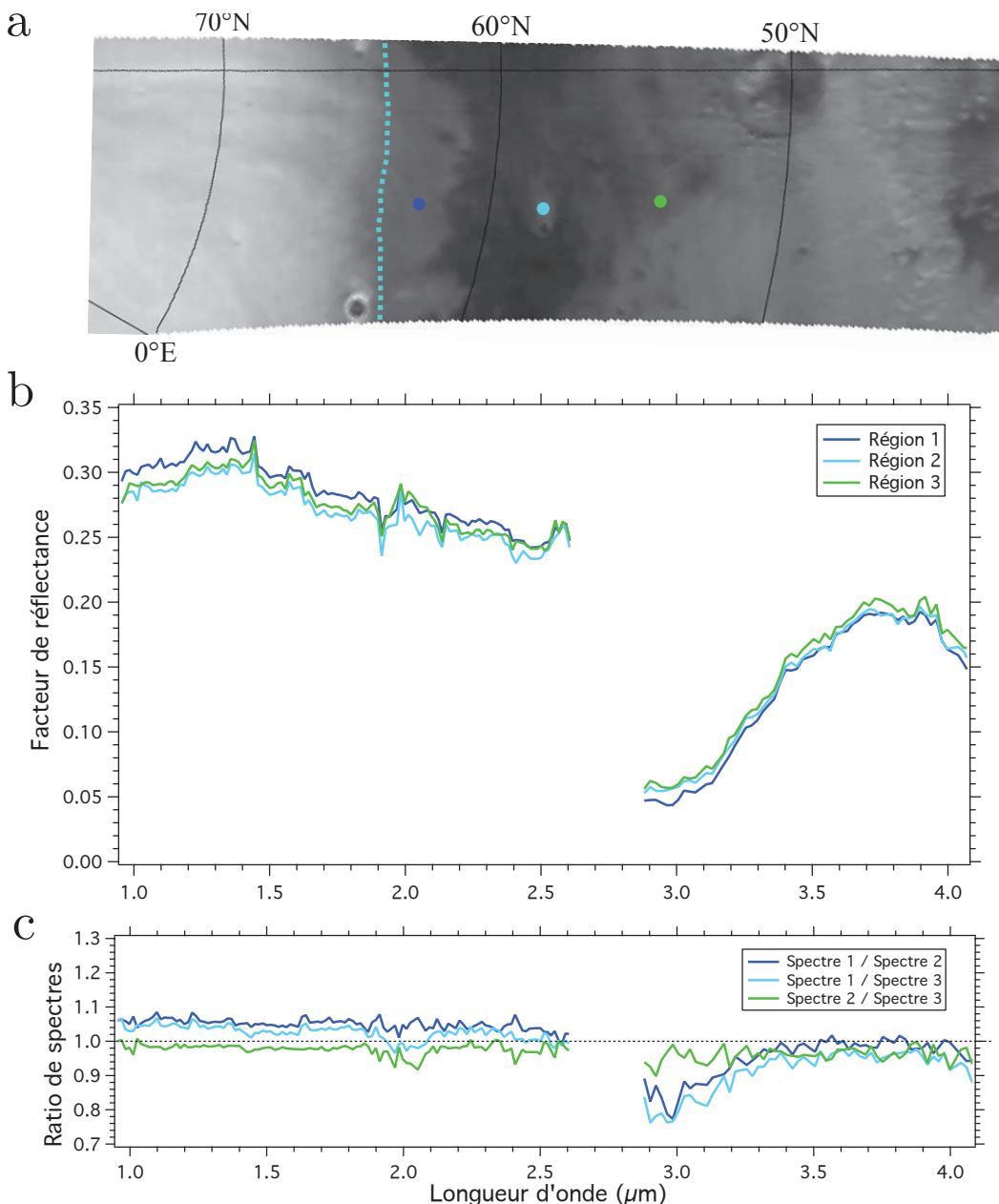


FIGURE 3.30 – Evolution latitudinale de l'adsorption de la surface - observation OMEGA 2879_1 (L_s 36,4°). a : Position des trois régions d'où sont extraits les spectres. La ligne pointillée bleue indique la limite de la glace d'eau. b : Spectres en réflectance de la surface de chacune des trois régions. c : Ratio entre les spectres en réflectance.

figure 3.30c pourrait aussi être due à la présence résiduelle d'une infime quantité de glace. La position de la signature additionnelle autour de 3,0 μm fait pencher plutôt pour de l'eau adsorbée, sans qu'il soit possible de trancher étant donné le faible rapport signal sur bruit de la signature résiduelle.

J'ai fait l'hypothèse que le spectre en réflectance de la région 1 est représentatif de la poussière mélangée à la glace des dépôts saisonniers. Ce spectre ne peut pas être reproduit avec les constantes optiques d'analogues de sol martien, comme par exemple celles de la

palagonite utilisées par Hansen (2005) pour modéliser les spectres PFS des dépôts saisonniers sud. Cela renforce l'importance d'extraire les constantes optiques de la poussière à partir d'un spectre de la surface martienne. L'indice imaginaire k de la poussière a été obtenu par la méthode de Shkuratov *et al.* (1999) en faisant les hypothèses suivantes :

1. La poussière recouvrant la région 1 n'est constituée que d'un seul minéral.
2. L'indice réel n de cette poussière est indépendant de la longueur d'onde et est égal à 1,9, l'indice réel de l'olivine (Henning *et al.*, 1999). La formulation de Kramers-Kronig permettrait d'estimer le couple (n , k) de façon itérative mais la gamme spectrale disponible (0,95-4,0 μm) est trop restreinte pour y parvenir.
3. La porosité q est fixée à 50 %, une valeur typique des poudres minérales fines (Hargraves *et al.*, 1999).
4. Le diamètre d des grains est fixé à 10 μm . Cette valeur est inférieure à la borne supérieure de la distribution en taille des particules éoliennes déposées en surface, distribution estimée à partir des données des atterrissageurs Viking et Pathfinder (Hargraves *et al.*, 1999). Plus récemment, les mesures transmises par l'atterrisseur Phoenix ont permis d'évaluer la distribution en taille des grains composant le sol des plaines de l'hémisphère nord. Cette distribution est bimodale avec un mode pour les particules d'un diamètre inférieur à 10 μm , éoliennes, et l'autre mode pour les grains d'un diamètre compris entre 20 et 100 μm . Un diamètre de 10 μm correspond aux particules de poussière éoliennes les plus grosses donc les plus susceptibles de précipiter et d'être piégées dans les dépôts saisonniers pendant leur formation.
5. La poussière recouvrant la région 1 se comporte comme un réflecteur lambertien.

La résolution analytique des équations données par Shkuratov *et al.* (1999) permet d'obtenir l'indice imaginaire k de la poussière à chaque longueur d'onde du spectre OMEGA de la région 1. Les variations de k sont lissées par une fonction spline. A partir des constantes optiques ainsi estimées, plusieurs spectres en réflectance de la poussière sont modélisés pour différents diamètres des grains grâce au logiciel Spectrimag. Le meilleur ajustement du spectre de la région 1 est obtenu pour une taille de grains de 16 μm (voir figure 3.31). On remarque que ce n'est pas le diamètre qui avait été considéré en entrée de la méthode de Shkuratov *et al.* (1999), conséquence directe de la différence entre ce modèle analytique et celui bien plus complet de Douté & Schmitt (1998). Une étude de sensibilité de l'estimation de l'indice k en fonction des paramètres libres n , d et q a été menée par Douté *et al.* (2007). Elle montre que l'indice k n'est sensible au choix de l'indice n et de la porosité q que dans la bande à 3 μm . Cela n'a que très peu de conséquence sur la modélisation des spectres des glaces saisonnières car dans la majorité des cas, les signatures spectrales du CO₂ et de la glace de H₂O dominent entre 3 et 4 μm . Par contre, l'indice k est fortement sensible au choix du diamètre des grains de poussière. Douté *et al.* (2007) ont calculé plusieurs jeux de constantes optiques de poussière pour différentes tailles de grain en entrée. Puis ils ont modélisé une série de spectres synthétiques de mélanges granulaires {CO₂+H₂O+poussière} avec ces jeux de constantes optiques. Le pourcentage massique de la poussière contenue dans le mélange granulaire est le paramètre le plus sensible au choix du jeu de constantes optiques de la poussière ; on ne peut l'évaluer qu'à un facteur ± 2 près.

La taille des grains de la poussière et son pourcentage massique dans un mélange granulaire sont par conséquent des paramètres peu contraints lors de l'inversion des spectres.

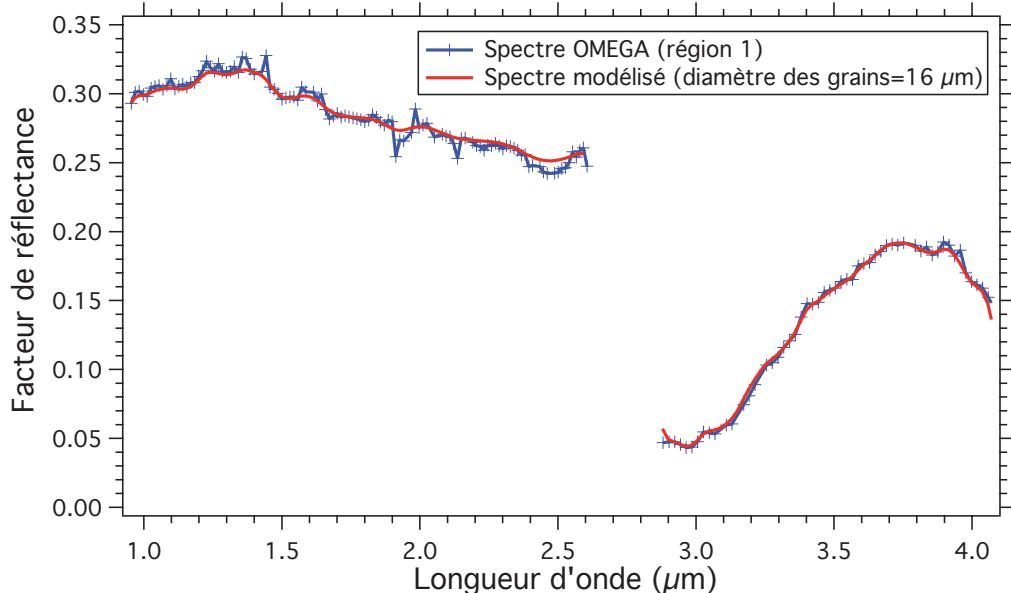


FIGURE 3.31 – Ajustement du spectre OMEGA de la région 1 par un spectre modélisé à l'aide des constantes optiques extraites par la méthode de Shkuratov *et al.* (1999). Le meilleur ajustement est obtenu pour une taille des grains de poussière de 16 μm .

3.3.1.3 Inversion des propriétés physico-chimiques des condensats saisonniers

J'ai sélectionné plusieurs spectres en réflectance OMEGA permettant d'échantillonner les différents stades de l'évolution printanière des dépôts saisonniers sur le plateau de Gemina Lingula. Ces spectres, regroupés sur la figure 3.32, sont extraits des observations suivantes :

- L'observation 2688_0, acquise à $L_s=11,5^\circ$, donne la signature spectrale des dépôts saisonniers au début du printemps. J'ai fait l'hypothèse que la couche de glace de CO₂ n'est pas encore recouverte de glace d'eau à cette période.
- Les observations 2827_1 ($L_s=29,8^\circ$), 2904_1 ($L_s=39,6^\circ$) et 2937_1 ($L_s=43,7^\circ$) échantillonnent la diminution progressive de la signature de la glace de CO₂.
- L'observation 3073_3 ($L_s=60,5^\circ$) est acquise au moment où la signature de la glace de CO₂ vient de disparaître.
- L'observation 3354_1 ($L_s=95,0^\circ$) donne la signature spectrale de la surface au début de l'été, lorsque la forte augmentation de température indique que la glace de CO₂ disparaît définitivement de la surface.

Chaque spectre a été corrigé de l'absorption par les gaz et des effets des aérosols au moyen de la procédure décrite en annexe A. Le tableau 3.3 détaille les géométries d'acquisition de ces spectres ainsi que l'opacité estimée au-dessus de la scène.

Des bibliothèques de spectres synthétiques ont ensuite été générées à l'aide du logiciel Spectrimag pour la géométrie d'acquisition de chaque spectre OMEGA. Le modèle physique

Numéro d'observation	L_s	Heure locale	Incidence	Emergence	Azimuth	Opacité estimée des aérosols
2688_0	11,5°	13H	77,7°	19,4°	74,8°	0,18
2827_1	29,8°	12H	70,4°	8,5°	142,2°	0,19
2904_1	39,6°	11H	66,9°	8,8°	140,9°	0,23
2937_1	43,7°	11H	65,6°	7,5°	171,4°	0,12
3073_3	60,5°	14H	61,2°	5,0°	148,4°	0,24
3354_1	95,0°	3H	69,6°	4,4°	108,4°	0,20

TABLE 3.3 – Numéro d'observation, date, heure locale et géométrie d'acquisition de chaque spectre OMEGA utilisé dans l'étude des condensats saisonniers du plateau de Gemina Lingula. L'opacité des aérosols estimée à l'aide de la méthode de correction atmosphérique est également donnée.

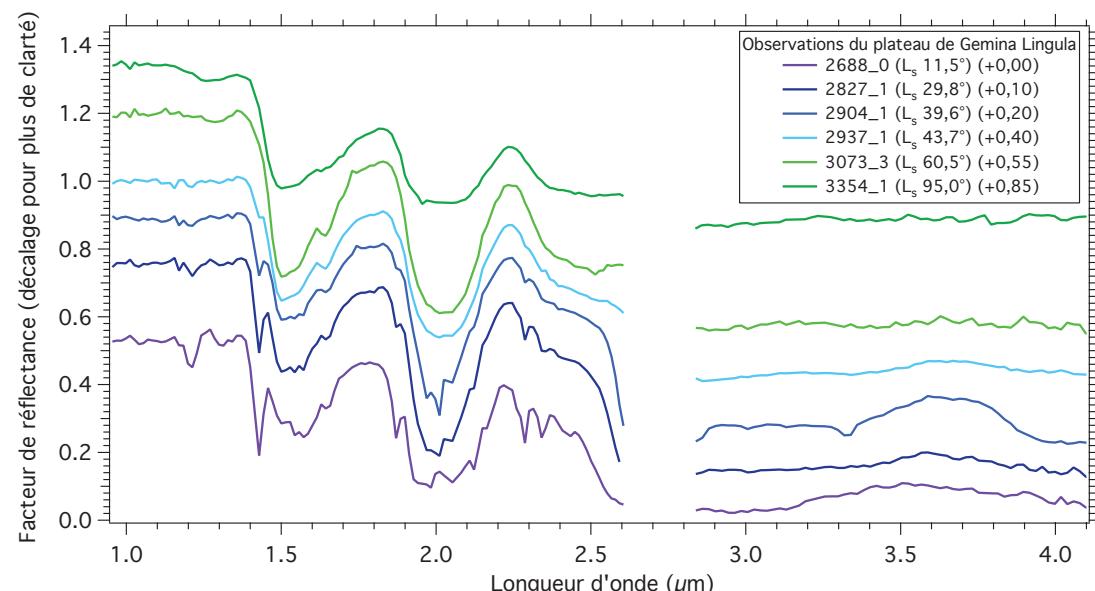


FIGURE 3.32 – Spectres en réflectance OMEGA acquis au niveau de plateau de Gemina Lingula et corrigés de l'absorption par les gaz et des effets des aérosols. Un décalage vertical a été appliqué pour plus de clarté ; il est indiqué pour chaque spectre sur la figure.

choisi pour représenter l'agencement des corps en surface est adapté à la situation. En particulier, le choix d'un mélange géographique subpixel dépend de la température de surface mesurée par TES. Une température de l'ordre de 150 K indique que la glace de CO₂ recouvre de façon homogène la surface, ce qui est le cas jusqu'à $L_s \sim 44^\circ$, date approximative de l'acquisition de l'observation 2937_1. Jusqu'à cette observation incluse, j'ai considéré qu'on peut représenter la couche de dépôts saisonniers par un mélange intime granulaire de glace de CO₂ contaminée en glace d'eau et poussière recouvrant de façon homogène la surface. Ce mélange granulaire est éventuellement recouvert par une fine couche de glace d'eau venant masquer la signature de la glace de CO₂, d'épaisseur suffisamment faible pour qu'elle soit maintenue par conduction/convection¹ à la température de la glace de CO₂.

1. Il est probable que le passage du flux de sublimation de la glace de CO₂ à travers la couche de glace d'eau soit le processus le plus efficace pour la refroidir.

Une température supérieure à 150 K signale que la glace de CO₂ ne recouvre plus la surface de façon homogène. Des terrains recouverts uniquement de glace d'eau, à sa propre température d'équilibre, ont fait leur apparition à une échelle spatiale inférieure à celle d'un pixel OMEGA. C'est le cas de l'observation 3073_3 pour laquelle j'ai calculé dans la partie précédente qu'environ 85% de la surface sont recouverts par de la glace de CO₂. Pour cette observation, j'ai choisi de représenter les dépôts saisonniers par un mélange géographique subpixel entre 2 pôles : (i) un mélange intime granulaire de glace de CO₂ contaminée en glace d'eau et poussière et (ii) un mélange intime granulaire de glace d'eau contaminée en poussière. Ce mélange géographique est recouvert d'une couche de glace d'eau masquant la signature de la glace de CO₂.

Dans le cas de l'observation 3354_1 ($L_s=95^\circ$), la température de surface a atteint environ 200 K. L'albédo bolométrique de la surface calculé à partir du spectre OMEGA obtenu dans les gammes visible et proche infrarouge est de 0,38 et la pression partielle de vapeur d'eau fournie par la MCD de l'ordre de 2 Pa. Le modèle calcule une température d'équilibre de la glace d'eau de 202 K, indiquant que la glace de CO₂ a disparu de la surface à $L_s 95^\circ$. Pour cette observation, j'ai représenté la surface par un mélange stratifié composé d'une couche de glace d'eau saisonnière contaminée en poussière reposant sur la glace pérenne de la calotte permanente nord.

Chaque bibliothèque de spectres synthétiques échantillonne les paramètres du modèle physique sur une gamme de valeurs réalistes. Les intervalles de variation des paramètres ont été définis grâce à des expériences « manuelles » de modélisation ayant permis d'évaluer grossièrement la valeur optimale de chaque paramètre. On cherche parmi ces spectres synthétiques le plus proche voisin du spectre OMEGA par la méthode des moindres carrés. Pour cela, on calcule la distance suivante entre chaque spectre synthétique \mathbf{s}^s et le spectre OMEGA \mathbf{s}^0 :

$$\phi(\mathbf{s}^0, \mathbf{s}^s) = \frac{\sum_{\lambda} w_{\lambda} (s_{\lambda}^0 - s_{\lambda}^s)^2}{\sum_{\lambda} w_{\lambda}} \quad (3.6)$$

s_{λ}^0 et s_{λ}^s correspondent au facteur de réflectance à la longueur d'onde λ du spectre OMEGA et du spectre synthétique. Pour prendre en compte le fait que certains spectres contiennent plus d'information que d'autres, comme ceux situés au niveau des bandes d'absorption des glaces, on leur attribue un poids w_{λ} . Ce poids permet aussi d'exclure les spectres pour lesquels la correction atmosphérique est imparfaite. En pratique, j'ai exclu lors du calcul de ϕ les spectres situés au fond de la bande à 2 μm, ceux compris entre 2,6 et 2,85 μm et ceux situés au-delà de 4 μm¹.

Le spectre synthétique pour lequel la distance ϕ est minimale correspond au **plus proche voisin** du spectre OMEGA. Les paramètres correspondant à ce spectre synthétique définissent à priori le modèle physique représentatif du milieu en surface. Cependant, étant donné la multiplicité des paramètres libres du modèle (entre 3 et 4 suivant la représentation de surface), plusieurs jeux de paramètres peuvent donner lieu à de faibles valeurs de ϕ . J'ai considéré que le plus proche voisin du spectre OMEGA correspond à un minimum local

1. Les spectres « chauds » ou « morts » sont automatiquement mis de côté lors de la génération des cubes OMEGA effectuée au laboratoire.

de ϕ puis j'ai mené une étude de sensibilité afin d'évaluer la présence d'autres minima locaux. Pour cela, j'ai fixé la valeur de 2 paramètres et j'ai calculé la distance ϕ entre les spectres synthétiques répondant à ce critère et le spectre OMEGA ; la distance minimale est conservée en mémoire. Puis j'ai fait varier la valeur d'un des 2 paramètres et calculé une nouvelle distance minimale. J'ai procédé ainsi pour toutes les combinaisons possibles des 2 paramètres dans la bibliothèque. On obtient un plan des valeurs minimales de ϕ en fonction des 2 paramètres considérés. Il permet de repérer la présence des minima locaux. J'ai évalué la qualité de l'ajustement du spectre OMEGA par les spectres synthétiques correspondant aux minima et conservé celui pour lequel l'ajustement me semble optimal. Ces plans du minimum de ϕ permettent également d'estimer l'incertitude sur la détermination de la valeur optimale des paramètres. Les résultats obtenus pour les différents spectres OMEGA sont présentés ci-dessous.

Observation 2688_0 : La température de 150 K mesurée par TES sur le plateau de Gemina Lingula au moment de cette observation indique qu'on peut représenter les dépôts saisonniers par un mélange intime granulaire de glace de CO₂ contaminée en glace de H₂O et poussière. J'ai fait l'hypothèse qu'en ce début de printemps, la glace de CO₂ est à nu, c'est-à-dire que la glace d'eau n'a pas encore commencé à la recouvrir. Les données MOLA indiquent que la couche de glace saisonnière est épaisse d'environ 80 cm à L_s 10° à la latitude de Gemina Lingula ([Smith et al. , 2001b; Aharonson et al. , 2004](#)). J'ai supposé que le mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière} est optiquement épais pour cette épaisseur d'une part pour simplifier le problème et d'autre part pour réduire la vitesse de calcul :

- Considérer une couche optiquement fine nécessiterait de prendre en compte le substrat. Sur le plateau de Gemina Lingula, il est composé de glace d'eau de grains millimétriques ([Langevin et al. , 2005b](#)) très probablement recouverte d'une couche de givre d'eau déposée en automne, avant que la glace de CO₂ ne condense. L'épaisseur exacte de cette couche de givre et la taille des grains la composant sont inconnues, ils s'ajouteraient donc aux nombreux paramètres libres du problème.
- Lorsqu'on suppose que le mélange est optiquement épais, le logiciel Spectrimag utilise une paramétrisation du transfert radiatif qui réduit considérablement le temps de calcul. Par contre, le traitement d'un mélange stratifié nécessite le calcul complet du transfert radiatif à l'aide du moteur DISORT et les calculs sont beaucoup plus longs.

Cette hypothèse de couche optiquement épaisse est testée et vérifiée par la suite.

Une bibliothèque de spectres synthétiques de mélanges granulaires {CO₂+H₂O+poussière} a été générée en faisant varier pas à pas les paramètres physiques suivants : proportion massique de poussière, proportion massique de glace de H₂O, taille des grains de glace de H₂O et taille des grains de glace de CO₂. J'ai conservé la taille des grains de poussière constante et égale à 16 µm, valeur permettant de reproduire le spectre obtenu en bordure des dépôts saisonniers sur l'observation 2879_1 (voir partie [3.3.1.2](#)). La proportion massique de glace de CO₂ est le complémentaire à 1 de la somme des proportions massiques de glace de H₂O et de poussière. La porosité du mélange granulaire a été fixée à 50%, moyenne des différentes valeurs mesurées jusqu'à présent ([Smith et al. , 2001b; Aharonson et al. , 2004; Litvak et al. , 2007](#)) (voir partie [2.2.1.3](#)). Le paramètre d'anisotropie g de la fonction d'Heney-Greenstein a été fixé à 0 (diffusion isotrope) en l'absence d'information sur ce

paramètre. Le tableau 3.4 regroupe les paramètres libres de la simulation, leur intervalle de variation et les pas d'échantillonnage.

Paramètres libres	Intervalle de variation	Pas d'échantillonnage
Proportion massique de poussière	0,002 - 0,015 wt%	0,001 wt%
Proportion massique de glace de H ₂ O	0,010 - 0,100 wt%	0,005 wt%
Taille des grains de glace de H ₂ O	100 - 800 μm	50 μm
Taille des grains de glace de CO ₂	10 - 50 cm	5 cm

TABLE 3.4 – Paramètres libres de la bibliothèque de spectres synthétiques destinée à reproduire le spectre extrait de l'observation 2688_0. Les intervalles de variation de ces paramètres et les pas d'échantillonnage sont également indiqués.

Le spectre extrait de l'observation 2688_0 a été corrigé des effets atmosphériques par la méthode adaptée aux glaces de CO₂ pure. Or ce spectre présente clairement la signature de la glace de H₂O. Comme je l'ai expliqué en partie 2.2.2.2, la correction effectuée surestime probablement l'opacité et l'effet des aérosols, le contraste spectral se trouvant ainsi réhaussé de façon trop importante. Cela se traduit par un continuum sans doute trop élevé avec pour conséquence une proportion massique de poussière sous-estimée. Afin d'évaluer l'erreur ainsi induite sur la proportion massique de poussière, j'ai cherché parmi les spectres synthétiques de la bibliothèque générée d'une part les plus proches voisins du spectre OMEGA corrigé des effets atmosphériques {gaz+aérosols}, noté spectre OMEGA SER, et d'autre part les plus proches voisins du spectre OMEGA corrigé uniquement des absorptions atmosphériques, noté spectre OMEGA RAC.

Il s'est avéré qu'aucun des spectres synthétiques de la bibliothèque ne permet de reproduire correctement la partie du spectre OMEGA située dans la voie L, au-delà de 2,85 μm, tandis que la voie C est correctement ajustée. Par conséquent, je n'ai cherché le plus proche voisin du spectre OMEGA que sur la voie C, les poids w_λ dans l'équation 3.6 étant fixés à 0 pour les spectres de la voie L. Dans la voie C, j'ai attribué un poids de 1 pour la majeure partie des spectres à l'exception de ceux situés dans la bande à 2 μm où j'ai fixé le poids à 0 car ils sont très sensibles à la correction atmosphérique. L'accent a été mis sur l'intensité des bandes d'absorption à 1,429 μm de la glace de CO₂ et à 1,500 μm de la glace de H₂O en attribuant un poids trois fois plus important aux spectres correspondants.

La figure 3.33 montre le spectre OMEGA SER 2688_0 et son plus proche voisin obtenu par la méthode des moindres carrés. La figure 3.34 illustre l'évolution de la valeur minimale de la distance ϕ entre le spectre OMEGA et les spectres synthétiques en fonction des différents paramètres libres. De même, les figures 3.35 et 3.36 montrent les résultats obtenus lors de l'inversion du spectre OMEGA RAC. Le tableau 3.5 résume les paramètres physiques des spectres synthétiques optimaux issus de cette inversion.

Spectre OMEGA	P _{CO₂}	P _{H₂O}	P _{poussière}	D _{CO₂}	D _{H₂O}	D _{poussière}
Spectre SER	99,954	0,040	0,006	30 cm	350 μm	16 μm
Spectre RAC	99,957	0,035	0,008	35 cm	300 μm	16 μm

TABLE 3.5 – Paramètres physiques correspondant aux spectres synthétiques les plus proches des spectres OMEGA SER et RAC 2688_0. Le modèle physique est un mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière}. P_X correspond à la proportion massique du composant X et D_X au diamètre des grains du composant X.

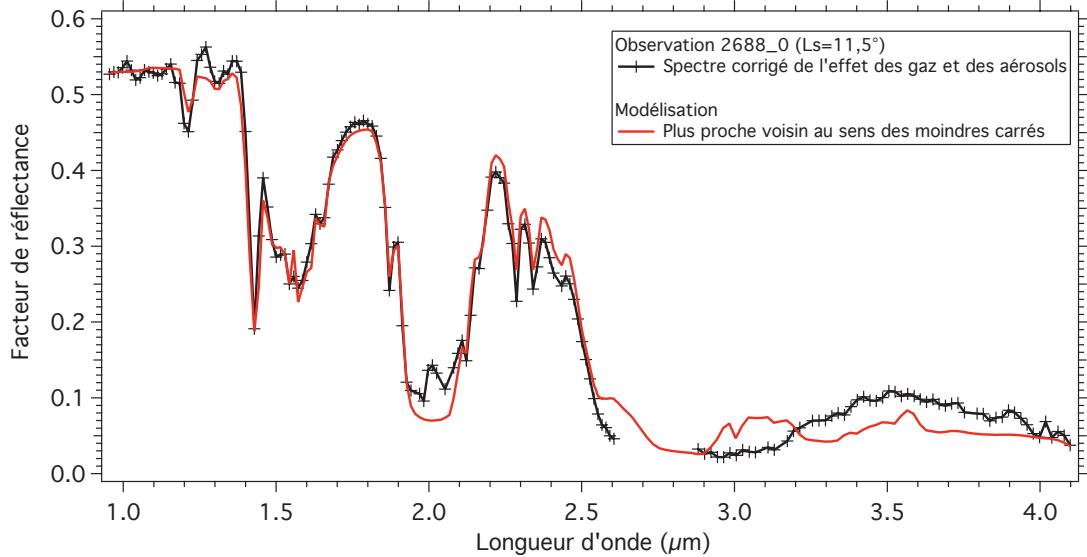


FIGURE 3.33 – Le spectre noir correspond au spectre OMEGA extrait de l’observation 2688_0 ($L_s=11,5^\circ$) corrigée de l’effet des gaz et des aérosols (spectre SER). Le spectre rouge est le spectre synthétique le plus proche du spectre OMEGA.

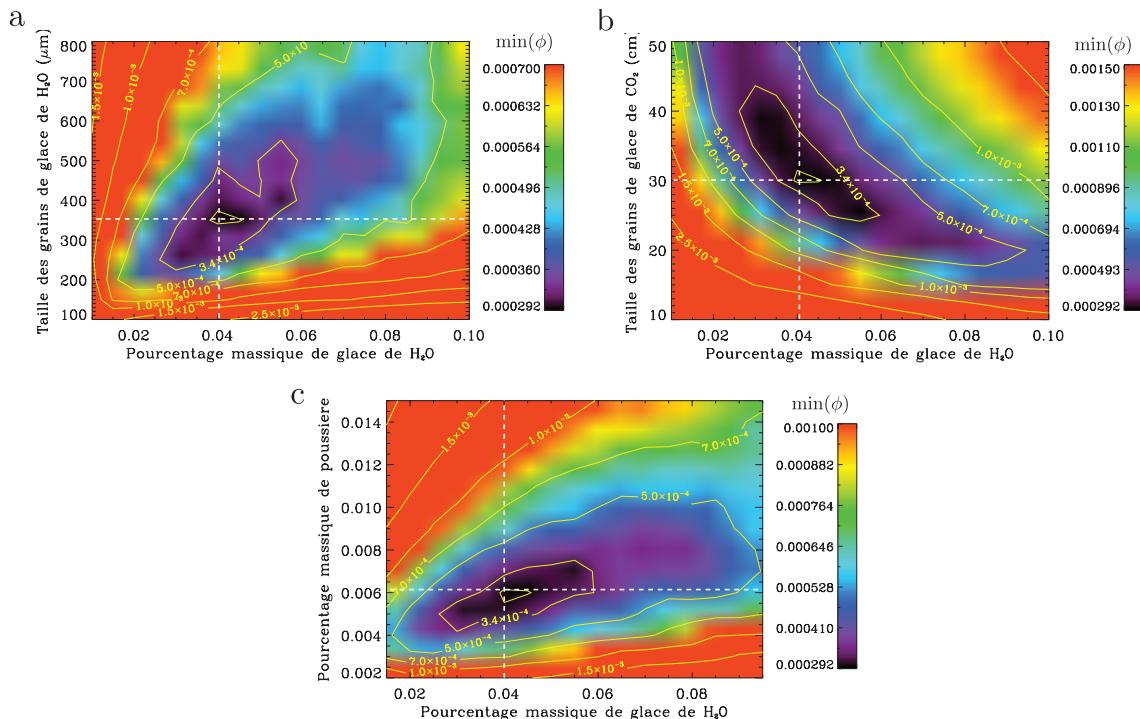


FIGURE 3.34 – Plan de la distance minimale entre le spectre OMEGA SER 2688_0 et les spectres synthétiques lorsqu’on fait varier les combinaisons de : (a) pourcentage massique de glace d’eau et taille de grains de glace d’eau, (b) pourcentage massique de glace d’eau et taille de grains de glace de CO_2 et (c) pourcentage massique de glace d’eau et pourcentage massique de poussière. Les traits pointillés blancs donnent la position du plus proche voisin au sens des moindres carrés du spectre SER. Le contour central sans label correspond à la valeur 3.10^{-4} .

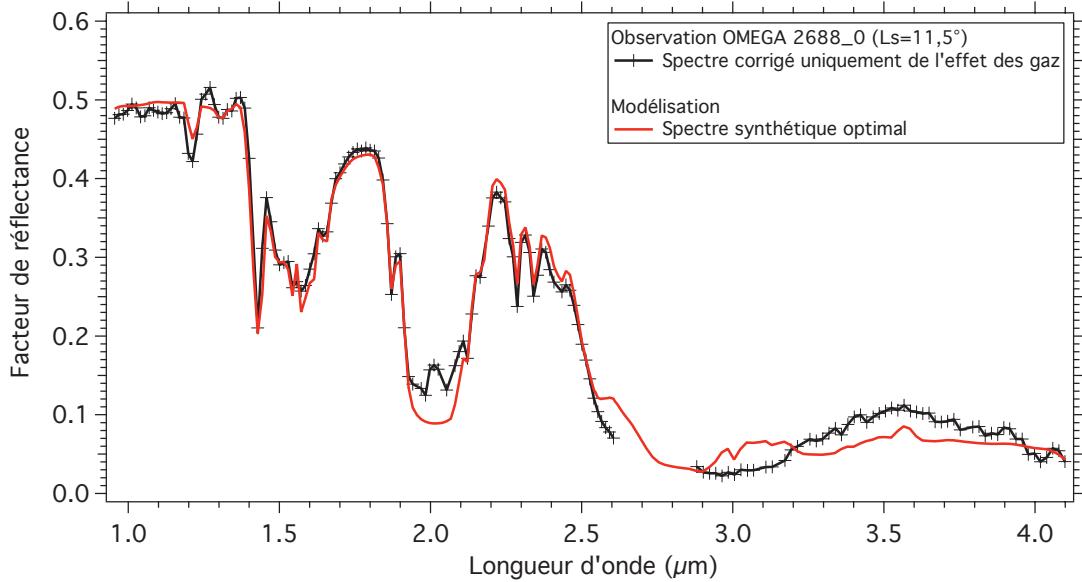


FIGURE 3.35 – Même légende que pour la figure 3.33 mais le spectre OMEGA 2688_0 est uniquement corrigé de l'absorption par les gaz (spectre RAC).

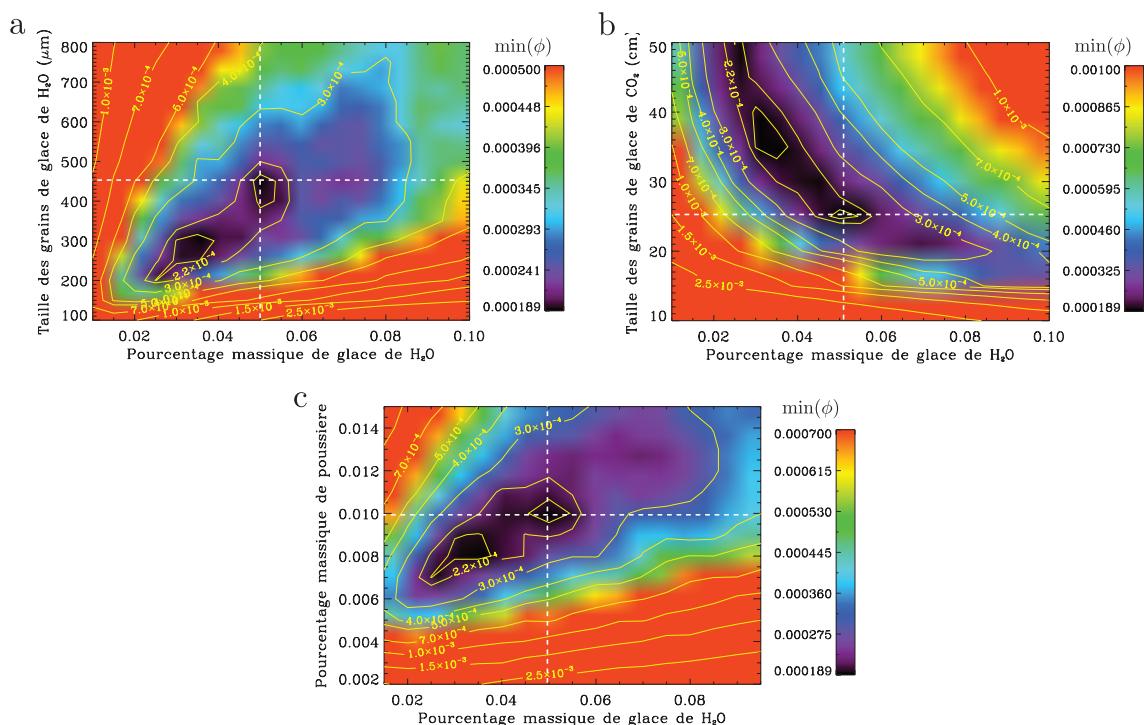


FIGURE 3.36 – Même légende que pour la figure 3.34 mais dans le cas du spectre OMEGA RAC 2688_0. Le contour sans label des deux minima correspond à la valeur 2.10^{-4} .

Dans le cas de l'inversion du spectre SER, la figure 3.34 permet de constater qu'il n'y a pas d'autre minimum local que celui associé au plus proche voisin qui, rappelons-le, correspond au minimum absolu de la fonction ϕ . Par contre, dans le cas de l'inversion du spectre RAC (figure 3.34), on remarque l'existence d'un deuxième minimum local associé à la configuration suivante : 99,957 wt% de glace de CO₂ (grains de 35 cm) + 0,035 wt% de glace de H₂O (grains de 300 μm) + 0,008 wt% de poussière (grains de 16 μm). Le spectre synthétique issu de ce second minimum permet d'obtenir un meilleur ajustement du spectre OMEGA RAC que le spectre « plus proche voisin ». La configuration associée à ces spectres synthétiques optimaux (plus proche voisin pour le spectre SER, second minimum local pour le spectre RAC) est donnée dans le tableau 3.5. Je reviendrai plus loin sur l'incertitude associée à la détermination de ces jeux de paramètres optimaux.

L'ajustement des spectres OMEGA SER et RAC par les spectres synthétiques retenus est particulièrement bon aux longueurs d'onde inférieures à 2,6 μm (figures 3.33 et 3.35). On reproduit correctement le niveau du continuum vers 1 μm , l'intensité de la bande d'absorption de la glace de CO₂ à 1,429 μm ainsi que celle de la bande d'absorption de la glace de H₂O à 1,500 μm . Il subsiste toutefois des divergences, notamment pour certaines bandes de la glace de CO₂ dont l'intensité simulée est trop faible. C'est le cas des bandes à 1,213 μm , à 1,871 μm et du doublet 2,287-2,34 μm . La bande de la glace d'eau à 2,5 μm n'est pas assez profonde et on reproduit mal la chute de réflectance à 2,6 μm . En parcourant les spectres synthétiques de la bibliothèque, j'ai remarqué qu'il est possible d'ajuster la bande à 2,5 μm en augmentant la taille des grains de glace d'eau et son pourcentage massique mais la bande de la glace d'eau à 1,500 μm est alors trop profonde. Cette différence entre les spectres synthétiques et les spectres OMEGA se visualise notamment sur la pente du spectre, définie comme la droite passant par les épaulements à 1,8 et 2,2 μm de la bande d'absorption à 2 μm de la glace d'eau. Cette pente est systématiquement plus importante sur les spectres OMEGA que sur les spectres synthétiques. Cette divergence pourrait trouver son origine dans une correction atmosphérique imparfaite, comme l'absence de prise en compte des aérosols de glace d'eau. Ces aérosols absorbent en effet une partie du rayonnement dans la bande à 2,5 μm . La différence de pente des spectres pourrait aussi indiquer une distribution bimodale des tailles de grains de glace d'eau, paramètre qui n'est pas pris en compte dans le modèle de transfert radiatif.

La différence la plus notable entre spectres synthétiques et spectres OMEGA est observée dans la voie L, au-delà de 2,85 μm : aucun spectre synthétique ne permet de reproduire correctement les spectres OMEGA dans cette gamme spectrale. Alors que les signatures de la glace de CO₂ sont clairement identifiables entre 2,9 et 3,7 μm sur les spectres synthétiques, la forme du spectre OMEGA rappelle plutôt celle de glace d'eau poussiéreuse, avec une forte bande à 3 μm . Cette bande intense indique que la majeure partie de l'absorption dans la voie L se fait dans les premières couches de grains de la surface. Il est donc probable qu'au moment de l'observation OMEGA, à $L_s=11,5^\circ$, une fine couche de glace d'eau recouvre déjà la glace riche en CO₂. J'ai essayé sans succès de reproduire la signature spectrale dans la voie L avec un mélange stratifié composé d'un mélange {CO₂+H₂O+poussière} surmonté d'une couche de glace d'eau poussiéreuse. Il se peut que ce problème traduise une limitation du modèle de transfert radiatif à reproduire des couches de glace très fines, d'épaisseur inférieure à la dizaine de microns. L'impact de

cette couche de glace d'eau est cependant beaucoup moins important dans la voie C que dans la voie L. Par conséquent, on peut faire confiance aux paramètres du modèle physique permettant de reproduire la voie C des spectres OMEGA.

Evaluons à présent l'incertitude sur la détermination des jeux de paramètres optimaux. Le spectre OMEGA SER est distant de son plus proche voisin de $2,9 \cdot 10^{-4}$. La comparaison visuelle de spectres synthétiques issus de la bibliothèque m'ont permis de constater que lorsque la distance ϕ est supérieure à $\sim 3,4 \cdot 10^{-4}$, l'ajustement du spectre OMEGA n'est plus correct. L'analyse de la figure 3.34 fournit ainsi les incertitudes suivantes sur les paramètres optimaux :

- $0,030 \text{ wt\%} \leq \text{Pourcentage massique de glace de H}_2\text{O} \leq 0,055 \text{ wt\%}$
- $0,005 \text{ wt\%} \leq \text{Pourcentage massique de poussière} \leq 0,007 \text{ wt\%}$
- $250 \mu\text{m} \leq \text{Taille des grains de glace de H}_2\text{O} \leq 450 \mu\text{m}$
- $25 \text{ cm} \leq \text{Taille des grains de glace de CO}_2 \leq 40 \text{ cm}$

Ajoutons que la proportion de poussière souffre de surcroît d'une incertitude supplémentaire due à celle sur la taille des grains la composant (voir partie 3.3.1.2).

Dans le cas du spectre RAC, la distance avec le spectre synthétique optimal est de $1,9 \cdot 10^{-4}$. C'est à partir d'une distance ϕ de $\sim 2,2 \cdot 10^{-4}$ que l'ajustement du spectre OMEGA n'est plus correct, ce qui se traduit par les incertitudes suivantes sur les paramètres optimaux (voir figure 3.36) :

- $0,025 \text{ wt\%} \leq \text{Pourcentage massique de glace de H}_2\text{O} \leq 0,055 \text{ wt\%}$
- $0,007 \text{ wt\%} \leq \text{Pourcentage massique de poussière} \leq 0,011 \text{ wt\%}$
- $250 \mu\text{m} \leq \text{Taille des grains de glace de H}_2\text{O} \leq 450 \mu\text{m}$
- $25 \text{ cm} \leq \text{Taille des grains de glace de CO}_2 \leq 50 \text{ cm}$

L'incertitude sur la taille des grains de glace de CO_2 se prolonge probablement à une valeur de l'ordre de 60 cm ; une bibliothèque couvrant ces tailles de grains permettrait de le préciser.

Il est intéressant de noter sur les figures 3.34 et 3.36 que les combinaisons de paramètres donnant lieu aux plus faibles distances ϕ sont organisées de façon relativement linéaire. Ainsi, dans le cas d'un faible pourcentage massique de glace d'eau, la distance ϕ est minimale pour de faibles tailles de grains de glace d'eau. Au contraire, lorsque le pourcentage massique de glace d'eau est grand, la distance ϕ est minimale pour les grandes tailles de grains de glace d'eau. Cela implique probablement qu'une quantité comme le pourcentage en nombre de grains de glace d'eau reste approximativement constant selon les différentes configurations optimales. Je n'ai toutefois pas poussé mes investigations plus avant sur ce point.

J'ai supposé préalablement à la génération de la bibliothèque de spectres synthétiques que le mélange granulaire $\{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$ est optiquement épais. Afin de vérifier cette hypothèse, j'ai modélisé le spectre en réflectance d'un mélange stratifié tel que :

- La couche inférieure ou substrat est composée de glace d'eau optiquement épaisse. La modélisation a été effectuée pour trois tailles de grains : 50, 300 et 1000 microns. La signature spectrale de la glace d'eau varie fortement pour ces différents diamètres.

- La couche supérieure est un mélange granulaire $\{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$; sa configuration est celle du plus proche voisin du spectre OMEGA SER. L'épaisseur de ce mélange granulaire varie entre 10 et 80 cm.

Tant que le mélange granulaire $\{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$ est optiquement fin, la signature spectrale de la surface varie en fonction de la taille des grains du substrat de glace d'eau. Une fois que le mélange granulaire est optiquement épais, la réflectance de la surface est indépendante de la nature du substrat. Comme il est expliqué dans le chapitre 2 en partie 2.1.1.2, les photons sondent une profondeur plus faible dans les bandes d'absorption. Ainsi, le passage du régime optiquement fin à optiquement épais est atteint pour une épaisseur plus faible au fond des bandes d'absorption. Dans le cas de figure qui nous intéresse, le mélange granulaire $\{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$ devient optiquement épais au fond des bandes d'absorption de la glace de CO_2 et H_2O lorsque la couche fait 40 cm d'épaisseur et dans le continuum entre les bandes d'absorption lorsque la couche fait 60 cm d'épaisseur. Les données MOLA indiquant que la couche de glace saisonnière est épaisse d'environ 80 cm à $L_s = 10^\circ$ à la latitude de Gemina Lingula, l'hypothèse d'un mélange granulaire optiquement épais est correcte. Cette hypothèse reste d'ailleurs valide pour le fond des bandes d'absorption jusqu'à $L_s \sim 50^\circ$, date à laquelle l'épaisseur de la couche de glace de CO_2 devient inférieure à 40 cm (Smith *et al.*, 2001b; Aharonson *et al.*, 2004).

Le spectre RAC, non corrigé de l'effet des aérosols, se distingue principalement du spectre SER par un continuum à 1 μm plus faible de 0,04. Lors de l'inversion des paramètres physiques optimaux, cette différence se traduit en particulier par une proportion de poussière plus importante d'environ 30% (voir tableau 3.5). Les autres paramètres physiques varient également mais c'est principalement la proportion de poussière qui est affectée. En effet, la comparaison des figures 3.34c et 3.36c montrent un décalage notable du puits du minimum de ϕ vers les grandes proportions de poussière. Ce puits reste par contre au même endroit sur les autres figures.

La proportion massique de poussière est un paramètre mal contraint du fait de l'incertitude sur la taille des grains la composant (voir partie 3.3.1.2). J'ai décidé pour les observations OMEGA suivantes de travailler uniquement sur les spectres OMEGA SER, corrigés de l'effet des gaz et des aérosols. L'incertitude sur la correction des aérosols se traduira par une incertitude sur la proportion massique de poussière au maximum de 50%.

Observation 2827_1 : Comparé au spectre précédent, extrait de l'observation 2688_0, le spectre de l'observation 2827_1 montre une diminution de la signature de la glace de CO_2 au profit de celle de la glace de H_2O . J'associe cette évolution spectrale à la formation progressive d'une croûte de glace de H_2O sur la glace riche en CO_2 . De ce fait, j'ai représenté les dépôts saisonniers par un mélange stratifié composé d'un mélange intime granulaire de glace de CO_2 contaminée en glace d'eau et poussière surmonté d'une couche de glace d'eau. Les caractéristiques du mélange granulaire $\{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$ sont celles du plus proche voisin du spectre SER 2688_0. J'ai considéré que la porosité de la couche supérieure de glace d'eau est de 50%. Une bibliothèque de spectres synthétiques a été générée en faisant varier pas à pas l'épaisseur et la taille des grains de glace d'eau composant la couche supérieure. Il s'est avéré qu'il n'est pas possible de reproduire le spectre extrait de l'observation 2827_1 en maintenant constant la taille des grains de glace de CO_2 à

30 cm : lorsqu'on parvient à ajuster le niveau du continuum, la profondeur de la bande d'absorption de la glace de CO₂ à 1,429 μm est systématiquement trop faible. J'ai donc considéré ce paramètre comme libre et fait varier sa valeur dans la bibliothèque. Le tableau 3.6 regroupe les paramètres libres de la simulation, leur intervalle de variation et les pas d'échantillonnage.

Paramètres libres	Intervalle de variation	Pas d'échantillonnage
Taille des grains de glace de H ₂ O (couche supérieure)	10 - 320 μm	10 μm
Epaisseur de la couche supérieure de glace de H ₂ O	0 - 400 μm	10 μm
Taille des grains de glace de CO ₂ (couche inférieure)	2 - 50 cm	2 cm

TABLE 3.6 – Paramètres libres de la bibliothèque de spectres synthétiques destinée à reproduire les spectres extraits des observations 2827_1 à 2937_1. Les intervalles de variation de ces paramètres et les pas d'échantillonnage sont également indiqués.

Comme dans le cas de l'observation 2688_0, il n'a pas été possible de reproduire la partie du spectre OMEGA située dans la voie L avec les spectres de la bibliothèque. Je n'ai donc cherché les plus proches voisins du spectre OMEGA que sur la voie C, fixant les poids w_λ à 0 pour les spectres de la voie L. Les poids des spectres de la voie C sont identiques à ceux choisis lors de l'analyse de l'observation 2688_0 : un poids de 1 pour la majeure partie des spectres, de 0 pour ceux situés dans la bande à 2 μm et de 3 pour ceux compris entre 1,429 μm et 1,600 μm.

La figure 3.37 montre le spectre OMEGA SER et son plus proche voisin obtenu par la méthode des moindres carrés. La figure 3.38 illustre l'évolution de la valeur minimale de la distance ϕ entre le spectre OMEGA et les spectres synthétiques en fonction des différents paramètres libres. Le tableau 3.7 résume les paramètres physiques du spectre synthétique optimal issus de cette inversion.

La figure 3.38 permet de constater qu'il n'y a pas d'autre minimum local que celui correspondant au plus proche voisin. Ce spectre synthétique ajuste particulièrement bien le spectre OMEGA de 1 à 2,5 μm (figure 3.37). La profondeur des différentes bandes d'absorption est correctement reproduite ainsi que le niveau du continuum à 1 μm. Entre 1,25 et 1,4 μm, le facteur de réflectance du spectre synthétique est légèrement plus faible que celui du spectre OMEGA. En d'autres termes, la signature de la glace d'eau est plus marquée sur le spectre synthétique à ces longueurs d'onde. Cela peut venir du fait qu'on considère que la couche supérieure est composée exclusivement de glace d'eau. En ajoutant une faible proportion de poussière, on pourrait atténuer la signature de la glace d'eau entre 1,2 et 1,4 μm. Cependant, cette signature serait également atténuée dans les autres bandes d'absorption, ce qui nécessiterait de considérer des grains d'une taille légèrement supérieure à celle obtenue pour le plus proche voisin.

On remarque par contre que le spectre synthétique ne reproduit pas du tout la chute de réflectance au-delà de 2,5 μm. Dans la voie L, l'ajustement est meilleur que celui obtenu auparavant sur le spectre OMEGA 2688_0 dans le sens où, cette fois, on ajuste correctement le spectre OMEGA au-delà de 3,5 μm. Une forte différence subsiste cependant entre

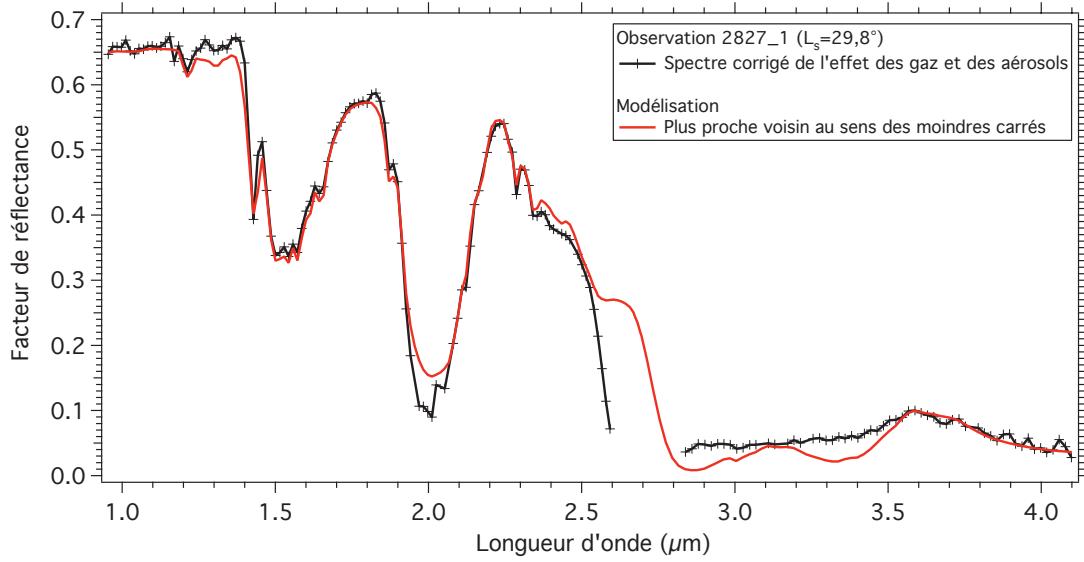


FIGURE 3.37 – Même légende que pour la figure 3.33 mais pour le spectre OMEGA SER 2827_1 ($L_s=29,8^\circ$).

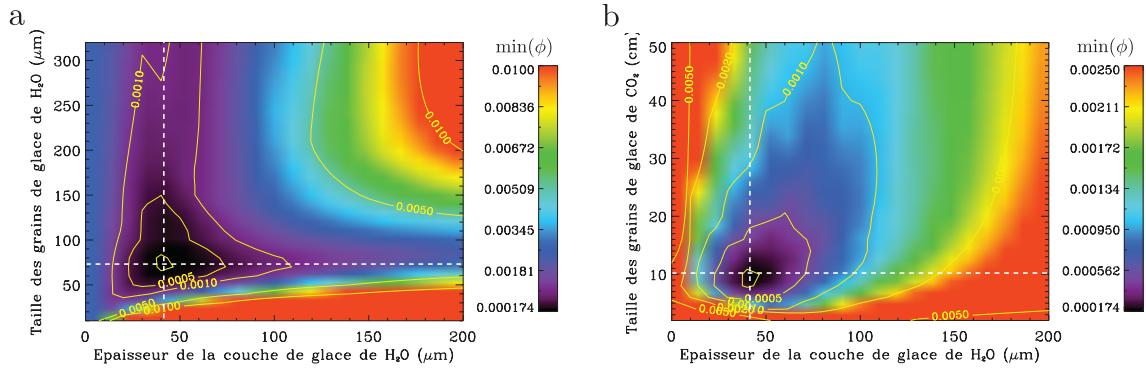


FIGURE 3.38 – Plan de la distance minimale entre le spectre OMEGA SER 2827_1 et les spectres synthétiques lorsqu'on fait varier les combinaisons de : (a) épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau et taille de grains de glace d'eau de cette couche et (b) épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau et taille de grains de glace de CO_2 de la couche inférieure. Les traits pointillés blancs donnent la position du plus proche voisin au sens des moindres carrés du spectre SER. Le contour central sans label correspond à la valeur 2.10^{-4} .

Couche supérieure			Couche inférieure					
$P_{\text{H}_2\text{O}}$	$D_{\text{H}_2\text{O}}$	Epaisseur	P_{CO_2}	$P_{\text{H}_2\text{O}}$	$P_{\text{poussière}}$	D_{CO_2}	$D_{\text{H}_2\text{O}}$	$D_{\text{poussière}}$
100	70 μm	40 μm	99,954	0,040	0,006	10 cm	350 μm	16 μm

TABLE 3.7 – Paramètres physiques correspondant au spectre synthétique plus proche voisin du spectre OMEGA SER 2827_1. Le modèle physique est un mélange granulaire $\{\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}+\text{poussière}\}$ surmonté d'une couche de glace de H_2O . P_X correspond à la proportion massique du composant X et D_X au diamètre des grains du composant X .

2,85 et 3,5 μm vu que l'on réutilise les caractéristiques déduites pour la couche inférieure, mis à part la taille des grains de glace de CO₂.

Estimons à présent l'incertitude sur le jeu de paramètres optimaux. Une étude de sensibilité a été menée en comparant visuellement des spectres synthétiques correspondant à différentes combinaisons de paramètres. Il s'avère que la profondeur de la bande de la glace de CO₂ est particulièrement sensible à l'épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau. Or la qualité de l'ajustement dépend fortement de la capacité du spectre synthétique à reproduire l'intensité de cette bande. L'incertitude sur l'épaisseur de la couche de glace d'eau est donc faible, de l'ordre de $\pm 10 \mu\text{m}$. Dans le cas de la taille des grains de glace d'eau composant la couche supérieure, on obtient un ajustement correct pour des grains d'une taille comprise entre 60 et 90 μm . L'incertitude sur la taille des grains de glace de CO₂ est quant à elle de $\pm 2 \text{ cm}$.

Observation 2904_1 : La recherche du plus proche voisin du spectre SER extrait de cette observation s'est faite à partir de la bibliothèque générée pour l'observation précédente. J'ai fixé les poids w_λ à 0 pour les spectres de la voie L, qu'on ne parvient toujours pas à ajuster. Dans la voie C, un poids de 1 a été attribué à la majeure partie des spectres, de 0 pour ceux situés dans la bande à 2 μm et de 5 pour ceux compris entre 1,429 μm et 1,600 μm .

La figure 3.39 montre le spectre OMEGA SER et son plus proche voisin obtenu par la méthode des moindres carrés. La figure 3.40 illustre l'évolution la valeur minimale de la distance ϕ entre le spectre OMEGA et les spectres synthétiques en fonction des différents paramètres libres. Le tableau 3.8 résume les paramètres physiques du spectre synthétique optimal issus de cette inversion.

On constate sur la figure 3.40 qu'il n'y a pas d'autre minimum local que celui associé au plus proche voisin. Entre 1 et 2,6 μm , les convergences et divergences en terme d'ajustement du spectre OMEGA par le spectre synthétique plus proche voisin sont les mêmes que pour le spectre OMEGA précédent (figure 3.39). Dans la voie L, l'ajustement est moins bon que précédemment. Le spectre OMEGA présente clairement la signature en double bosse de la glace de CO₂ tandis que le spectre synthétique est caractérisé par celle de la glace de H₂O. La signature proéminente de la glace de CO₂ sur le spectre OMEGA indique que des grains de glace de CO₂ sont situés dans les premières couches de grains de la surface. La représentation de surface choisie pour cette observation ne serait donc pas adaptée. Un mélange intime granulaire {CO₂+H₂O+poussière} avec une assez forte contamination en glace d'eau serait sans doute plus à même d'ajuster la voie L tout en conservant une forte signature de glace d'eau dans la voie C. Une autre possibilité serait d'ajouter une fine condensation de glace de CO₂ à la surface de la couche de glace d'eau. Je n'ai toutefois pas poussé plus en avant mes investigations sur ce point.

Comme pour l'observation précédente, l'ajustement du spectre OMEGA dans la voie C par les spectres synthétiques est très sensible à l'épaisseur de la couche de glace d'eau, dont j'estime l'incertitude à $\pm 10 \mu\text{m}$. L'ajustement est également très sensible à la taille des grains de glace d'eau, déterminée à $\pm 10 \mu\text{m}$. La taille des grains de glace de CO₂ permettant d'ajuster le spectre OMEGA est comprise entre 10 et 16 cm.

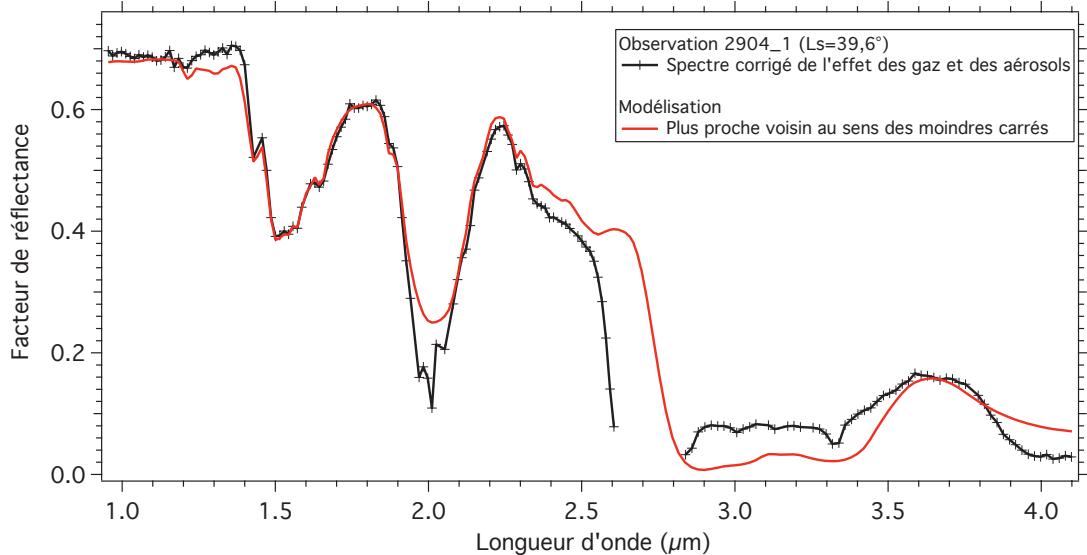


FIGURE 3.39 – Même légende que la figure 3.33 mais pour le spectre OMEGA SER 2904_1 ($L_s=39,6^\circ$).

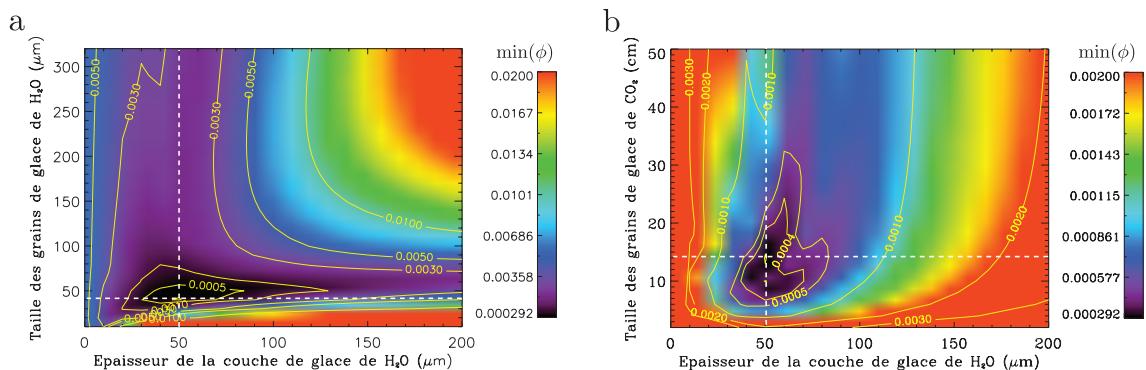


FIGURE 3.40 – Même légende que la figure 3.38 mais dans le cas du spectre OMEGA SER 2904_1. Le contour central sans label correspond à la valeur 4.10^{-4} dans le cas de la figure a et à la valeur 3.10^{-4} dans le cas de la figure b.

Couche supérieure			Couche inférieure					
$P_{\text{H}_2\text{O}}$	$D_{\text{H}_2\text{O}}$	Epaisseur	P_{CO_2}	$P_{\text{H}_2\text{O}}$	$P_{\text{poussière}}$	D_{CO_2}	$D_{\text{H}_2\text{O}}$	$D_{\text{poussière}}$
100	40 μm	50 μm	99,954	0,040	0,006	14 cm	350 μm	16 μm

TABLE 3.8 – Même légende que pour le tableau 3.7 mais pour le plus proche voisin du spectre OMEGA SER 2904_1.

Observation 2937_1 : La bibliothèque de spectres synthétiques générée pour inverser le spectre de l'observation 2827_1 a de nouveau été utilisée. Il est cette fois possible de simuler correctement le spectre OMEGA dans la voie L. J'ai fixé les poids w_λ à 1 dans cette voie. Les spectres dans la voie C se sont vus attribuer les mêmes poids que précédemment.

La figure 3.41 montre le spectre OMEGA SER et son plus proche voisin obtenu par la méthode des moindres carrés. La figure 3.42 illustre l'évolution la valeur minimale de la distance ϕ entre le spectre OMEGA et les spectres synthétiques en fonction des différents paramètres libres. Le tableau 3.9 résume les paramètres physiques du spectre synthétique optimal issus de cette inversion.

Couche supérieure			Couche inférieure					
P _{H₂O}	D _{H₂O}	Epaisseur	P _{CO₂}	P _{H₂O}	P _{poussière}	D _{CO₂}	D _{H₂O}	D _{poussière}
100	100 μm	100 μm	99,954	0,040	0,006	50 cm	350 μm	16 μm

TABLE 3.9 – Même légende que pour le tableau 3.7 mais pour le plus proche voisin du spectre OMEGA SER 2937_1.

La figure 3.42 permet de constater qu'il n'y a pas d'autre minimum local que celui associé au plus proche voisin. Il est probable que l'intervalle de taille de grains de glace de CO₂ n'est pas assez large pour sonder le minimum absolu de la distance ϕ . Cependant, nous verrons plus loin que la nécessité de considérer de si grandes tailles de grains de CO₂ (≥ 50 cm) n'a pas forcément de réalité physique.

Entre 1 et 2,6 μm , les convergences et divergences en terme d'ajustement du spectre OMEGA par le spectre synthétique plus proche voisin sont globalement les mêmes que pour les deux spectres OMEGA précédents (figure 3.41). On note que le spectre synthétique s'ajuste mal à 1,443 μm . Ce spectre est situé au niveau d'une bande atmosphérique pour laquelle la correction n'est pas forcément optimale, bien qu'on constate que la correction atmosphérique est très bonne au fond de la bande à 2 μm . La chute de réflectance à 2,6 μm du spectre OMEGA est moins importante que dans le cas des deux spectres OMEGA précédents, mais le spectre synthétique ne parvient toujours pas à la reproduire. Il est possible que cette divergence récurrente témoigne d'un problème dans les constantes optiques de la glace d'eau utilisées à cette longueur d'onde.

La partie du spectre OMEGA située dans la voie L est très bien ajustée. Dans cette gamme spectrale, les divergences observées lors des modélisations précédentes n'apparaissent plus. La croûte de glace d'eau est donc maintenant optiquement épaisse à ces longueurs d'onde.

L'incertitude sur la détermination du jeu de paramètres optimaux a été déterminée en comparant plusieurs spectres synthétiques. Il s'avère que lorsque la distance ϕ au spectre OMEGA SER est supérieure à $\sim 4 \cdot 10^{-4}$, l'ajustement du spectre OMEGA n'est plus correct. En analysant la figure 3.42, on obtient que l'épaisseur de la couche de glace d'eau est déterminée à $\pm 20 \mu\text{m}$ et la taille des grains de glace d'eau à $\pm 10 \mu\text{m}$. La taille des grains de glace de CO₂ serait quant à elle obtenue à ± 20 cm mais cette incertitude est imprécise car on ne dispose pas de la distribution du minimum de la distance ϕ au-delà d'une taille de grains de glace de CO₂ de 50 cm. Par ailleurs, la figure 3.43 montre que la variation de la taille des grains de glace de CO₂ permet principalement d'ajuster le niveau

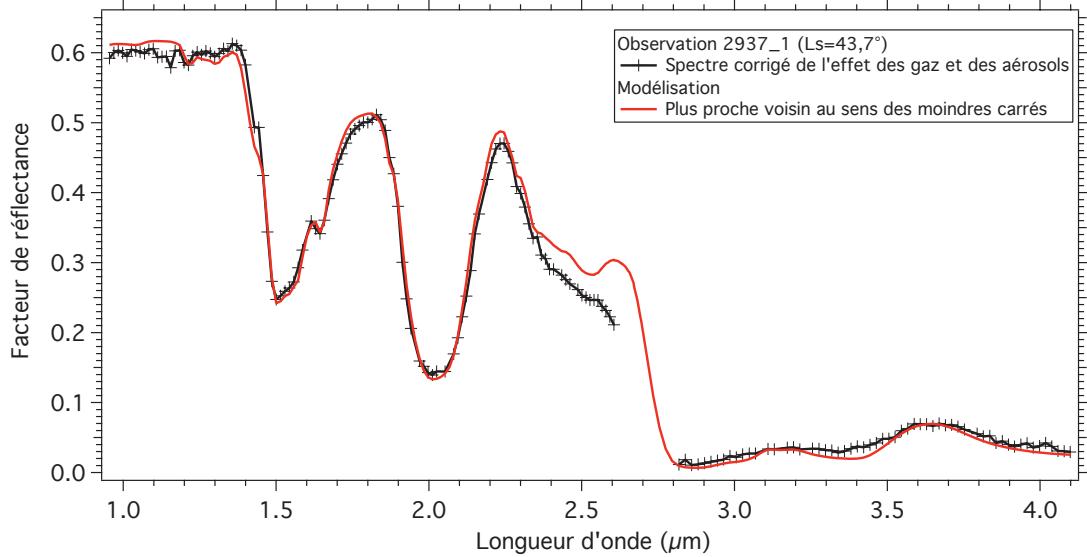


FIGURE 3.41 – Même légende que la figure 3.33 mais pour le spectre OMEGA SER 2937_1 ($L_s=43,7^\circ$).

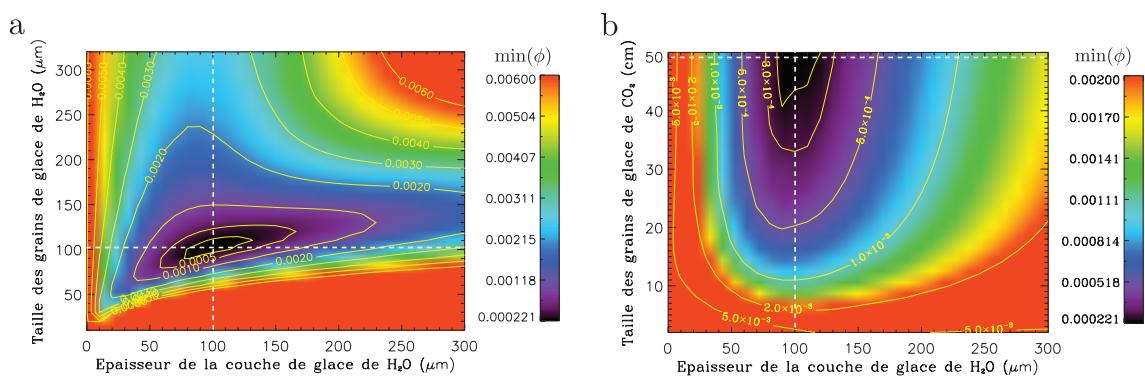


FIGURE 3.42 – Même légende que la figure 3.38 mais dans le cas du spectre OMEGA SER 2937_1. Le contour central sans label correspond à la valeur 3.10^{-4} dans le cas de la figure a et à la valeur $2.5.10^{-4}$ dans le cas de la figure b.

du continuum et les ailes des bandes de la glace d'eau, longueurs d'onde pour lesquelles la couche de glace d'eau est encore optiquement fine. La forme de la bande à $1,429\ \mu\text{m}$ de la glace de CO₂ ne varie que légèrement. Il serait possible d'obtenir un effet similaire en ajoutant de la poussière dans la couche supérieure de glace d'eau tout en maintenant la taille des grains de glace de CO₂ à 10 cm. La valeur optimale donnée pour la taille des grains de glace de CO₂ est donc à considérer avec précaution.

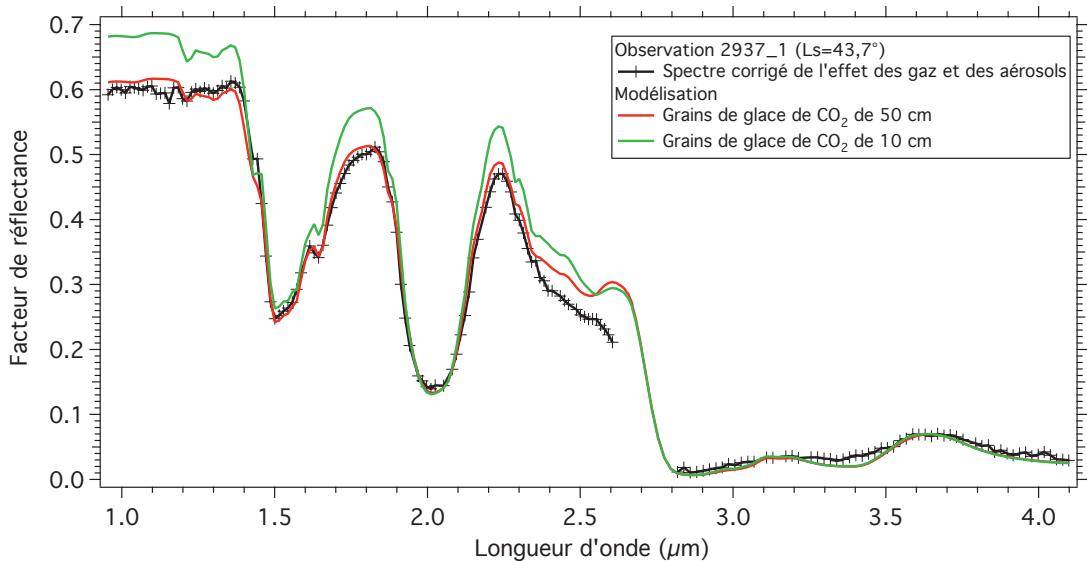


FIGURE 3.43 – Le spectre rouge est le spectre synthétique plus proche voisin du spectre OMEGA 2937_1. Le spectre vert est le spectre synthétique correspondant à la même configuration exceptée une taille de grains de glace de CO₂ de 10 cm au lieu de 50 cm.

Observation 3073_3 : La température de 160 K mesurée par l'instrument TES à la longitude solaire de cette observation indique qu'environ 85% de la surface est recouverte par de la glace riche en CO₂, les 15% restant étant couverts par de la glace d'eau à sa température d'équilibre radiatif. La signature proche-infrarouge de la glace de CO₂ absente du spectre signale qu'une couche de glace d'eau optiquement épaisse à la longueur d'onde des bandes d'absorption de la glace de CO₂ recouvre la surface. La représentation de surface adoptée est donc un mélange stratifié avec une couche supérieure de glace d'eau et une couche inférieure constituée d'un mélange géographique subpixel entre 2 pôles : (i) un mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière} de composition similaire à celle utilisée jusqu'à présent et (ii) un mélange granulaire {H₂O+poussière} tel que les proportions relatives et les tailles de grains de ces composants sont celles du mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière}. J'ai en effet considéré que lorsque la glace de CO₂ achève de se sublimer, la glace d'eau et la poussière subsistant en surface conservent leur proportion relative et leur taille de grains.

Je suppose la couche inférieure optiquement épaisse pour simplifier le problème. Cette hypothèse est probablement fausse car les données MOLA indiquent que la couche de glace de CO₂ est épaisse d'environ 25 cm à cette période, épaisseur pour laquelle le mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière} est optiquement fin dans le continuum et les bandes d'absorption. Cependant, la couche supérieure de glace d'eau est optiquement épaisse dans

la majeure partie du spectre, à l'exception peut-être du continuum vers $1 \mu\text{m}$. L'approximation faite n'a donc que peu d'influence sur les résultats.

Les paramètres libres de la bibliothèque générée sont les mêmes que ceux considérés dans le cas de l'observation 2827_1 : épaisseur de la couche de glace d'eau, taille des grains la constituant et taille des grains de glace de CO_2 de la couche inférieure. Leur gamme de variation et les pas d'échantillonnage sont également les mêmes. Les poids w_λ ont été fixés à 1 dans toute la gamme spectrale à l'exception de la bande à $1,5 \mu\text{m}$ où ils ont été fixés à 5.

La figure 3.44 montre le spectre OMEGA SER et son plus proche voisin obtenu par la méthode des moindres carrés. La figure 3.45 illustre l'évolution de la valeur minimale de la distance ϕ entre le spectre OMEGA et les spectres synthétiques en fonction des différents paramètres libres. Le tableau 3.10 résume les paramètres physiques du spectre synthétique optimal issus de cette inversion.

La figure 3.45 permet de constater qu'il n'y a pas d'autre minimum local que celui associé au plus proche voisin. Comme pour l'observation précédente, on ne visualise pas le minimum absolu de la distance ϕ dans le cas de la taille des grains de glace de CO_2 . Entre 1 et $2,6 \mu\text{m}$, les convergences et divergences en terme d'ajustement du spectre OMEGA par le spectre synthétique plus proche voisin sont globalement les mêmes que pour les spectres OMEGA précédents (figure 3.44). La bande à $2 \mu\text{m}$ du spectre synthétique est légèrement moins profonde que celle du spectre OMEGA. Cette divergence peut simplement venir d'une incertitude sur la méthode de correction atmosphérique. La chute de réflectance à $2,6 \mu\text{m}$ observée sur les spectres OMEGA précédents est remplacée par une légère augmentation de la réflectance. La forme du spectre synthétique à $2,6 \mu\text{m}$ est donc cette fois comparable à celle du spectre OMEGA, malgré un décalage entre les deux spectres. Enfin, la partie du spectre OMEGA dans la voie L est parfaitement reproduite.

La comparaison de plusieurs spectres synthétiques répartis autour du plus proche voisin indiquent que l'ajustement du spectre OMEGA est incorrect lorsque la distance ϕ est supérieure à $4,5 \cdot 10^{-4}$. Cela correspond à une incertitude sur l'épaisseur de la couche de glace d'eau de $\pm 70 \mu\text{m}$ et de $\pm 20 \mu\text{m}$ pour la taille des grains de glace d'eau. La taille optimale des grains de glace de CO_2 est mal contrainte, évaluée à $\pm 32 \text{ cm}$. Cependant, comme il a été précisé auparavant, il devrait être possible de reproduire le spectre OMEGA en maintenant constant la taille des grains de glace de CO_2 à une valeur comprise entre 10 et 30 cm et en ajoutant de la poussière dans la couche supérieure de glace d'eau, moyennant un ajustement de la taille des grains de glace d'eau la composant.

Observation 3354_1 : La température de la surface à la date de cette observation, $\sim 200 \text{ K}$, indique que la glace de CO_2 s'est totalement sublimée. Par ailleurs, (Langevin *et al.*, 2005b) ont montré que la glace d'eau saisonnière est encore présente à la surface de la calotte permanente nord au début de l'été. J'ai donc représenté la surface par un mélange stratifié où la couche de glace d'eau saisonnière, contaminée en poussière, repose sur la glace d'eau pérenne de la calotte permanente nord. Pour contraindre ce modèle physique, j'ai déterminé les caractéristiques physiques du substrat de glace d'eau pérenne en inversant un spectre acquis au milieu de l'été précédent la campagne d'observation étudiée. L'observation

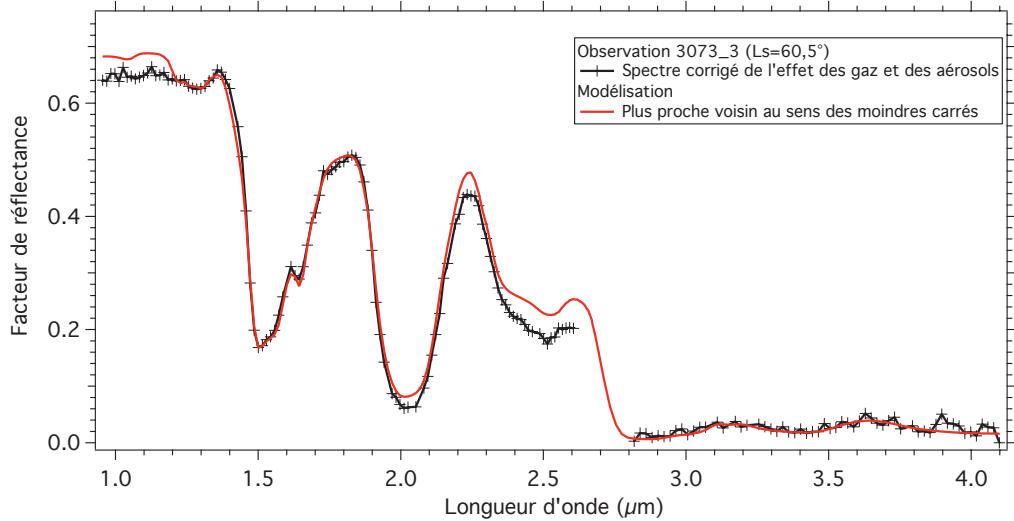


FIGURE 3.44 – Même légende que la figure 3.33 mais pour le spectre OMEGA SER 3073_3 ($L_s=60,5^\circ$).

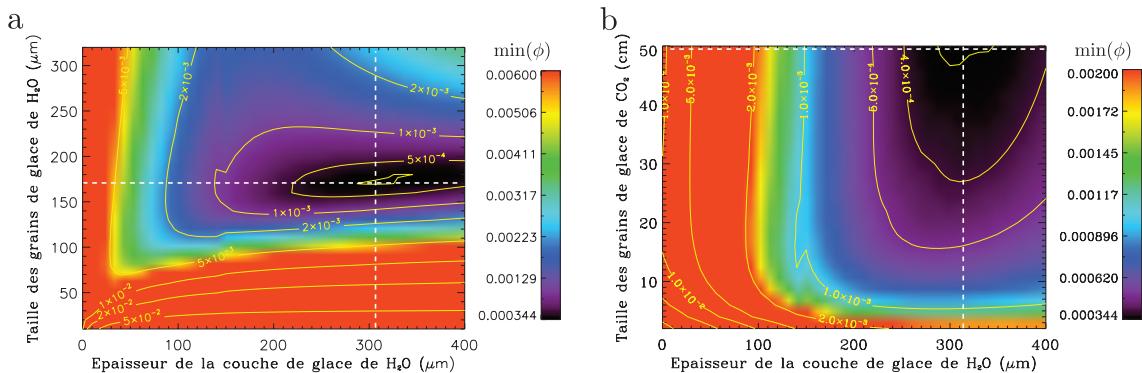


FIGURE 3.45 – Même légende que la figure 3.38 mais dans le cas du spectre OMEGA SER 3073_3. Le contour central sans label correspond à la valeur $3,5 \cdot 10^{-4}$ pour les figures a et b.

Couche supérieure			Couche inférieure						
P_{H_2O}	D_{H_2O}	Epaisseur	f_{geo}	D_{CO_2}	f_{geo}	P_{H_2O}	$P_{poussière}$	D_{H_2O}	$D_{poussière}$
100	170 μm	310 μm	85	50 cm	15	87	13	350 μm	16 μm

TABLE 3.10 – Paramètres physiques correspondant au spectre synthétique plus proche voisin du spectre OMEGA SER 3073_3. Le modèle physique est un mélange géographique subpixel entre un mélange granulaire $\{CO_2 + H_2O + poussière\}$ et un mélange granulaire $\{H_2O + poussière\}$, le tout surmonté d'une couche de glace de H_2O . f_{geo} correspond à la fraction spatiale couverte par le mélange granulaire considéré, P_X à la proportion massive du composant X et D_X au diamètre des grains du composant X . La composition du mélange granulaire $\{CO_2 + H_2O + poussière\}$ est similaire à celle des modélisations précédentes, seul est indiqué le diamètre des grains de glace de CO_2 .

1157_2 couvre justement le plateau de Gemina Lingula à $L_s=128,1^\circ$, soit au milieu de l'été de l'année martienne 27. Le spectre obtenu au niveau de la région d'intérêt présente les caractéristiques d'une glace d'eau aux grains millimétriques avec des bandes saturées à 1,5 et 2 μm , signalant que le givre saisonnier ne recouvre plus la surface (Langevin *et al.*, 2005b). Le spectre a été corrigé uniquement de l'effet de l'absorption par les gaz, le calcul de l'opacité n'ayant pas convergé¹. J'ai considéré la surface comme un mélange granulaire intime optiquement épais entre de la glace d'eau et de la poussière. Une bibliothèque de spectres synthétiques a été générée en faisant varier la proportion massique de poussière et la taille des grains de glace d'eau. Le tableau 3.11 donne les intervalles de variation et les pas d'échantillonnage de ces paramètres libres.

Paramètres libres	Intervalle de variation	Pas d'échantillonnage
Proportion massique de glace de poussière	0 - 10 wt%	0,5 wt%
Taille des grains de glace de H_2O	1000 - 3000 μm	10 μm

TABLE 3.11 – Paramètres libres de la bibliothèque de spectres synthétiques destinée à reproduire le spectre extrait de l'observation 1157_2. La surface est représentée par un mélange intime granulaire entre de la glace d'eau et de la poussière. Les intervalles de variation des paramètres libres et les pas d'échantillonnage sont également indiqués.

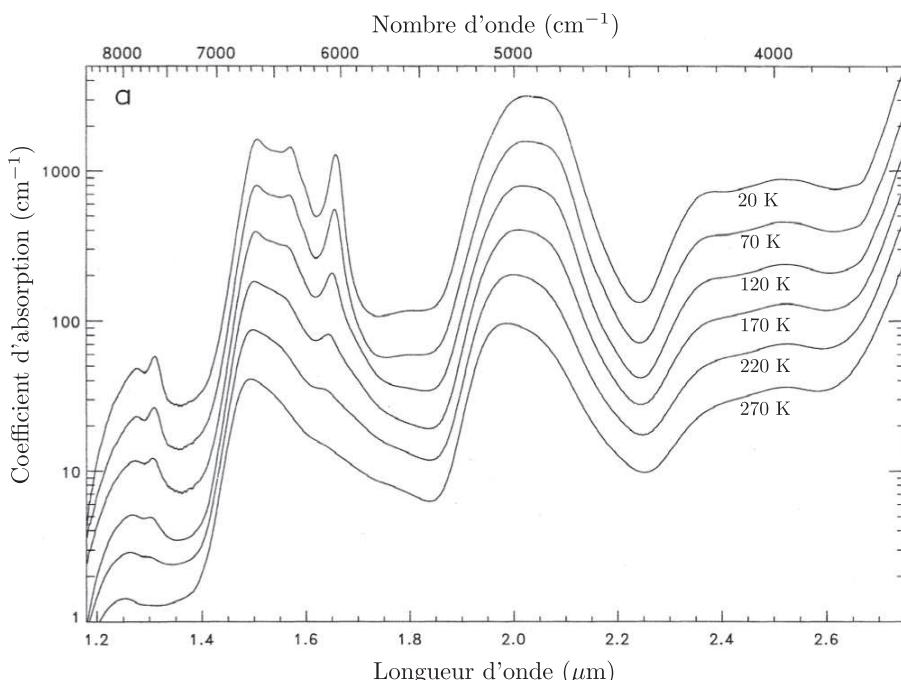


FIGURE 3.46 – Dépendance en température du coefficient d'absorption de la glace d'eau. Les spectres ont été obtenus tous les 50 K de 20 à 270 K. L'axe des ordonnées donne des valeurs exactes pour le spectre à 270 K, les autres spectres étant décalés par puissances successives de 2. Figure d'après Grundy & Schmitt (1998).

Il est important de signaler que cette bibliothèque a été générée en utilisant les constantes

1. La procédure de correction de l'effet des aérosols essaye d'ajuster la forme de la bande à 2 μm de la glace d'eau par un polynôme. Or la forme de cette bande, saturée pour le spectre considéré, est assez éloignée de celle d'un polynôme. Cela pourrait expliquer que le calcul de l'opacité n'ait pas convergé.

optiques de la glace d'eau à 210 K, la température moyenne de la calotte mesurée par TES au milieu de l'été (Calvin & Titus, 2008). Ces constantes optiques ont été obtenues expérimentalement par Grundy & Schmitt (1998). Le jeu de constantes optiques à 145 K utilisé jusque-là ne permet pas de reproduire le spectre de la glace d'eau pérenne car les constantes optiques de la glace d'eau, en particulier le coefficient d'absorption, sont fortement dépendantes de sa température. La figure 3.46 illustre cette dépendance avec les spectres du coefficient d'absorption de la glace d'eau obtenus tous les 50 K de 20 K à 270 K. Notez que l'axe des ordonnées donne des valeurs exactes pour le spectre à 270 K, les autres spectres étant décalés par puissances successives de 2. On observe un décalage en longueur d'onde des bandes d'absorption et une réduction de leur intensité, voire leur disparition dans le cas de la bande à 1,65 μm .

Un poids unité a été attribué à la majeure partie des spectres des voies C et L. L'accent a été mis sur la bande à 1,5 μm avec un poids de 3 pour les spectres situés entre 1,43 et 1,79 μm . La figure 3.47 montre le spectre OMEGA RAC extrait de l'observation 1157_2 et son plus proche voisin obtenu par la méthode des moindres carrés. La figure 3.48 illustre l'évolution de la distance ϕ entre le spectre OMEGA et les spectres synthétiques en fonction des différentes combinaisons de paramètres.

La figure 3.48 permet de constater que le plus proche voisin est le seul minimum local. Le spectre synthétique correspondant s'ajuste plutôt bien au spectre OMEGA (figure 3.47). L'intensité des bandes d'absorption à 1,04 et 1,25 μm est correctement reproduite. On note toutefois que le fond de la bande à 1,04 μm sur le spectre synthétique est légèrement décalé en longueur d'onde par rapport au spectre OMEGA ; cela pourrait indiquer que la glace d'eau n'est pas exactement à 210 K. La forme des bandes à 1,5 μm , 2 μm et 2,5 μm est correctement reproduite mais leur intensité est légèrement surestimée. Rappelons que le spectre OMEGA n'est pas corrigé de l'effet des aérosols, qui réduit le contraste spectral. Une fois corrigé de cet effet, les bandes d'absorption à 1,5, 2 et 2,5 μm seront plus profondes sur le spectre OMEGA. Le léger décalage observé pour l'instant au fond des bandes du spectre synthétique n'est donc pas un réel problème. Dans la voie L, on observe un décalage entre les deux spectres vers 3,1-3,2 μm . Il faut savoir qu'au-delà de 2,6 μm , les constantes optiques de la glace d'eau à 210 K ne sont pas disponibles. Je les ai donc substituées par celles obtenues à 145 K. Cela pourrait expliquer le décalage observé. Il pourrait aussi venir du jeu de constantes optiques de la poussière. La poussière présente dans la calotte est probablement plus hydratée que celle dont ont été extraites les constantes optiques, et sa bande à 3 μm plus profonde, ce qui expliquerait le décalage à 3,1-3,2 μm .

Une comparaison entre les spectres synthétiques jouxtant le plus proche voisin montre que l'ajustement n'est plus correct lorsque la distance ϕ est supérieure à 1.10^{-4} . Le jeu de paramètres optimal est donné avec une incertitude de $\pm 0,5 \text{ wt\%}$ sur la proportion massique de poussière et de $\pm 200 \mu\text{m}$ sur la taille des grains de glace d'eau.

Cette inversion permet de constater que la glace d'eau pérenne est constituée de gros grains d'environ 2 millimètres et qu'elle est très pure avec seulement 1 wt% de poussière. On notera que Langevin *et al.* (2005b) obtiennent des tailles de grains de glace d'eau deux fois plus faibles. Cette différence vient probablement du fait que les auteurs utilisent un modèle de transfert radiatif basé sur le modèle analytique de Shkuratov *et al.* (1999), moins précis que le modèle bidirectionnel de Douté & Schmitt (1998).

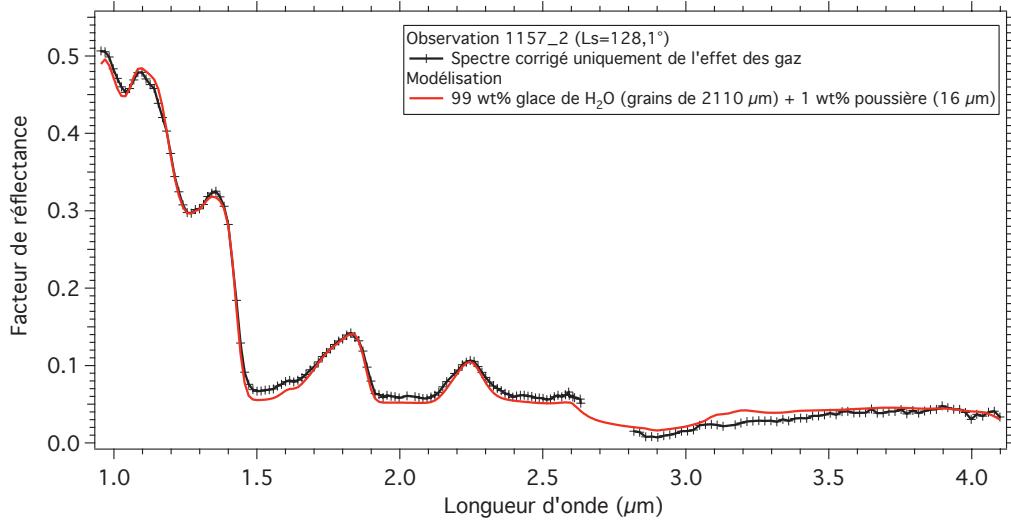


FIGURE 3.47 – Le spectre noir correspond au spectre OMEGA extrait de l’observation 1157_2 ($L_s=128,1^\circ$) corrigée uniquement de l’effet des gaz (spectre RAC). Le spectre rouge est son plus proche voisin obtenu par la méthode des moindres carrés. Il correspond à un mélange granulaire entre 99 wt% de glace d’eau (grains de $2110\ \mu\text{m}$) et 1 wt% de poussière (grains de $16\ \mu\text{m}$).

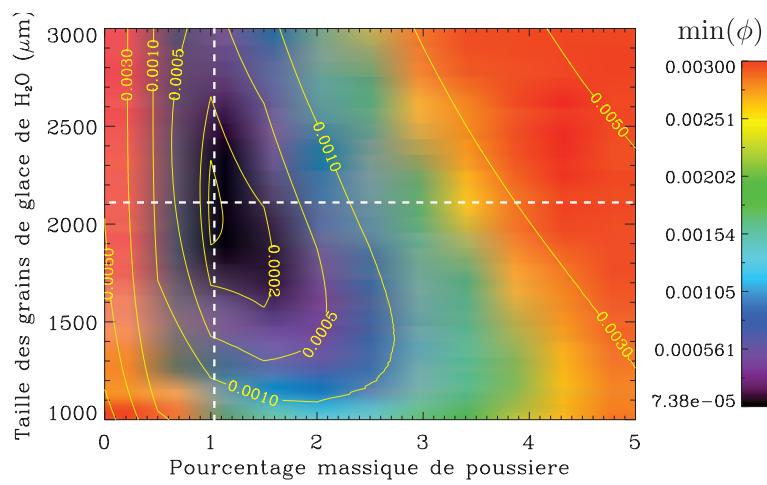


FIGURE 3.48 – Plan de la distance minimale entre le spectre OMEGA RAC 1157_2 et les spectres synthétiques lorsqu’on fait varier les combinaisons de proportion massique de poussière et de taille de grains de glace d’eau. Le contour central sans label correspond à la valeur 1.10^{-4} .

Une bibliothèque de spectres synthétiques a ensuite été générée afin de reproduire le spectre OMEGA 3354_1. La surface a été représentée par un mélange stratifié où la couche de glace d'eau saisonnière, contaminée en poussière, repose sur la glace d'eau pérenne de la calotte permanente nord. La composition de cette glace d'eau pérenne vient d'être déterminée ; les paramètres libres du modèle sont l'épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau, la taille des grains la composant et le degré de contamination en poussière. Le tableau 3.12 donne les intervalles de variation et les pas d'échantillonnage de ces paramètres libres.

Paramètres libres	Intervalle de variation	Pas d'échantillonnage
Taille des grains de glace de H ₂ O (couche supérieure)	100 - 700 μm	50 μm
Proportion massique de poussière (couche supérieure)	0 - 10 wt%	1 wt%
Epaisseur de la couche supérieure de glace de H ₂ O	100 - 1400 μm	50 μm

TABLE 3.12 – Paramètres libres de la bibliothèque de spectres synthétiques destinée à reproduire le spectre extrait de l'observation 3354_1. Les intervalles de variation de ces paramètres et les pas d'échantillonnage sont également indiqués.

Précisons que les constantes optiques utilisées pour la glace d'eau sont celles obtenues expérimentalement à 200 K, la température mesurée par TES au niveau du plateau de Gemina Lingula à L_s 95°. Un poids unité a été attribué à la majeure partie des spectres des voies C et L. L'accent a été mis sur la bande à 1,5 μm avec un poids de 5 pour les spectres situés entre 1,43 et 1,79 μm. La figure 3.49 montre le spectre OMEGA RAC¹ extrait de l'observation 3354_1 et son plus proche voisin obtenu par la méthode des moindres carrés. La figure 3.50 illustre l'évolution de la distance ϕ entre le spectre OMEGA et les spectres synthétiques en fonction des différentes combinaisons de paramètres. Le tableau 3.13 résume les paramètres physiques du spectre synthétique optimal issus de cette inversion.

La figure 3.49 montre que l'ajustement du spectre OMEGA par son plus proche voisin est plutôt correct bien que les bandes de la glace d'eau à 1,25 μm, 1,5 μm et 2 μm soient trop profondes. Un meilleur ajustement devrait pouvoir s'obtenir avec une taille de grains intermédiaire entre 400 et 450 μm. On note que la pente du spectre entre les épaulements de la bande à 2 μm est plus importante sur le spectre OMEGA que sur le spectre synthétique. Si on parvient à augmenter cette pente, le fond de la bande à 2,5 μm devrait mieux s'ajuster au spectre OMEGA. Dans la voie L, l'ajustement est correct jusqu'à 3,3 μm puis le facteur de réflectance du spectre synthétique est trop élevé. Cependant, le faible niveau de réflectance à ces longueurs d'onde est associé à un faible rapport signal sur bruit qui pourrait expliquer les différences observées.

On remarque sur la figure 3.50 que si la taille des grains de glace d'eau et la proportion massique de poussière sont bien contraintes, ce n'est pas le cas de l'épaisseur de la couche de glace d'eau. En effet, le minimum de la distance ϕ s'étend sur une grande partie de la gamme de variation de l'épaisseur de la couche. La raison en est que la configuration

1. Bien qu'on soit parvenu à obtenir l'opacité des aérosols sur la calotte permanente à la date de l'observation, la correction de l'effet des aérosols n'a pas convergé au niveau de la région d'intérêt. Il sera néanmoins possible d'effectuer cette correction en extrapolant la valeur d'opacité à la région d'intérêt.

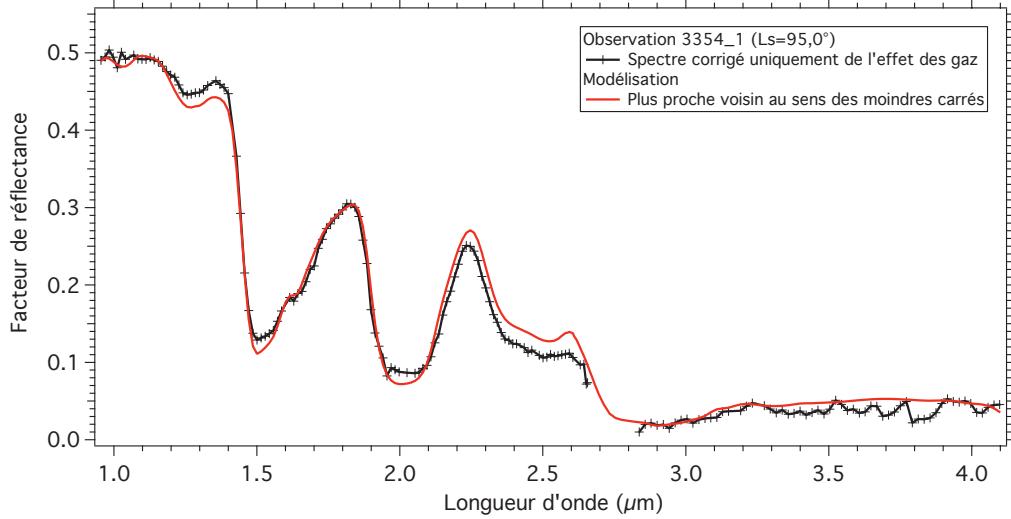


FIGURE 3.49 – Même légende que la figure 3.33 mais pour le spectre OMEGA RAC 3354_1 ($L_s=95,0^\circ$).

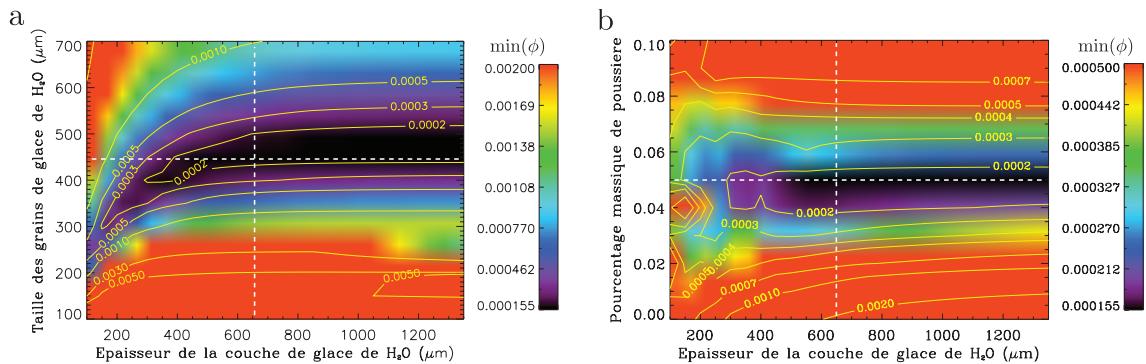


FIGURE 3.50 – Plan de la distance minimale entre le spectre OMEGA RAC 3354_1 et les spectres synthétiques lorsqu'on fait varier les combinaisons de : (a) épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau et taille de grains de glace d'eau de cette couche et (b) épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau et pourcentage massique de poussière dans cette couche. Les traits pointillés blancs donnent la position du plus proche voisin au sens des moindres carrés du spectre RAC.

Couche supérieure					Couche inférieure			
P_{H_2O}	$P_{\text{poussière}}$	D_{H_2O}	$D_{\text{poussière}}$	Epaisseur	P_{H_2O}	$P_{\text{poussière}}$	D_{H_2O}	$D_{\text{poussière}}$
95	5	450 μm	16 μm	650 μm	99	1	2110 μm	16 μm

TABLE 3.13 – Paramètres physiques correspondant au spectre synthétique plus proche voisin du spectre OMEGA RAC 3354_1. Le modèle physique est un mélange stratifié entre deux couches de glace d'eau contaminée en poussière. P_X correspond à la proportion massique du composant X et D_X au diamètre des grains du composant X .

optimale obtenue correspond à une couche quasiment optiquement épaisse. Les spectres synthétiques associés aux épaisseurs plus grandes ne varient pratiquement pas, si ce n'est que la bande à $1,25 \mu\text{m}$ est légèrement moins profonde. Le jeu de paramètres optimaux ne fournit donc que la valeur minimale de l'épaisseur de la couche. Une comparaison avec les spectres synthétiques jouxtant le plus proche voisin montre que cette valeur minimale est déterminée à $\pm 200 \mu\text{m}$. La taille de grains de glace d'eau est quant à elle déterminée à $\pm 50 \mu\text{m}$ et la proportion de poussière à $\pm 1 \text{ wt \%}$.

3.3.1.4 Evolution printanière des dépôts saisonniers sur le plateau de Gemina Lingula

Synthétisons à présent les résultats obtenus. Au début du printemps ($L_s=11,5^\circ$), le plateau de Gemina Lingula est recouvert d'une couche de glace très riche en CO₂ (~99,954 wt%) et contaminée en glace de H₂O (~0,04 wt%) et en poussière (~0,006 wt%). Cette couche de glace est épaisse d'environ 80 cm et opaque dans l'infrarouge proche. La taille des grains de glace de CO₂ est de l'ordre de 30 cm. Rappelons que ce n'est pas à proprement parlé la taille des grains mais le libre parcours moyen des photons dans la glace entre deux diffusions, dues aux interfaces glace/air et aux particules contaminantes. La glace de CO₂ est probablement présente sous forme de polycristaux dont la taille des monocristaux est beaucoup plus modeste. La réflexion de la lumière à l'interface entre ces monocristaux est très faible car ils ont quasiment le même indice optique réel, ce qui se traduit par de longs parcours optiques dans la glace. Des parcours similaires ont été observés par Kieffer *et al.* (2000) et Langevin *et al.* (2006, 2007) dans les dépôts saisonniers sud en hiver et au printemps. Ils signalent que la glace est vraisemblablement sous forme d'une couche dense, ou *slab*. La glace d'eau mélangée à la glace de CO₂ est présente sous forme de grains d'environ 350 μm , une taille similaire à celle mesurée par Douté *et al.* (2007) dans les terrains riches en glace d'eau bordant la calotte permanente sud.

Au fur et à mesure qu'on progresse dans le printemps, la signature de la glace de CO₂ diminue jusqu'à disparaître. Ce comportement est associé à la formation d'une couche de glace d'eau sur la glace riche en CO₂. Le tableau 3.14 résume l'évolution au cours du temps de l'épaisseur et de la taille des grains de glace d'eau composant cette couche.

L_s	Epaisseur de la couche de glace d'eau	Taille des grains de glace d'eau
29,8°	40 \pm 10 μm	70 \pm 10 μm
39,6°	50 \pm 10 μm	40 \pm 10 μm
43,7°	100 \pm 20 μm	100 \pm 10 μm
60,5°	310 \pm 70 μm	170 \pm 20 μm
95,0°	650 \pm 200 μm	450 \pm 50 μm

TABLE 3.14 – Epaisseur de la couche de glace d'eau et taille des grains la composant en fonction du temps.

A $L_s 29,8^\circ$, la couche de glace d'eau est épaisse de 40 μm et composée de grains de 70 μm . Une épaisseur inférieure à la taille des grains se traduit par une couverture non-uniforme de la surface par la glace (voir partie 2.1.1.2). Dans le cas présent, environ 60% de la surface est couverte par des grains de glace d'eau de 70 μm . Précédemment, en partie

3.3.1.1., j'ai proposé que la couche supérieure de glace d'eau se forme soit par accumulation des grains de glace d'eau piégés dans la glace de CO₂ et libérés à sa sublimation, soit par condensation de vapeur d'eau. Dans le premier cas, les grains de glace d'eau composant la couche ont la taille des grains contenus dans la glace riche en CO₂, soit environ 350 µm. Dans le second cas, les grains ont un diamètre plus petit, de l'ordre de la dizaine de microns. La valeur de 70 µm obtenue à L_s 29,8° est intermédiaire entre ces deux tailles. La couche de glace d'eau, très fine, est vraisemblablement à la température de la glace de CO₂, environ 150 K. A cette température, il est peu probable que les grains de 350 µm se fragmentent en plus petits grains ou que les grains de 10 µm fusionnent en grains plus gros. Par conséquent, la valeur de 70 µm témoigne probablement d'une distribution de grains de deux tailles différentes, 10 µm et 350 µm. Idéalement, il aurait fallu considérer la couche supérieure comme un mélange intime granulaire entre ces deux types de grains de glace d'eau. Cette configuration sera testée dans des travaux futurs. On peut tout de même obtenir une information sur l'évolution temporelle de la proportion entre les deux types de grains. En effet, on observe à partir de L_s 39,6° une augmentation de la taille des grains de la couche de glace d'eau, de 40 µm à 170 µm. Cela indique que la proportion de gros grains augmente au dépend de la proportion de petits grains.

Entre L_s 11,5° et 29,8°, la taille des grains de glace de CO₂, ou plus exactement le libre parcours des photons dans la glace de CO₂ entre deux diffusions, passe de 30 cm à 10 cm. Une diminution semblable a été rapportée par [Cull et al. \(2010a\)](#) au niveau du site d'atterrissement de Phœnix, la taille équivalente des grains de glace de CO₂ passant de 20 cm à L_s 11° à 6 cm à L_s 26,5°. Cette évolution est associée à la fracturation de la glace de CO₂ en grains plus petits.

De L_s 29,8° à 39,6°, l'épaisseur de la couche de glace d'eau augmente de 10 µm mais la taille des grains la composant diminue de 30 µm. Cela indiquerait que la proportion de petits grains de 10 µm provenant de la condensation de vapeur d'eau augmente au dépend des gros grains de 350 µm, libérés à la sublimation de la glace de CO₂. En d'autres termes, cette évolution témoignerait d'un épisode de condensation de vapeur d'eau sur Gemina Lingula. On a vu sur la figure [3.29](#) montrant l'évolution temporelle des signatures des glaces que ce phénomène est associé à une décroissance de la signature de la glace d'eau et à une faible augmentation du facteur de réflectance à 1,08 µm. La figure [3.51](#) illustre l'extension du phénomène à l'échelle de la calotte permanente nord. Elle montre d'une part les cartes de la signature de la glace d'eau à 1,5 µm de L_s 26,3° à 45,5° et d'autre part les mosaïques RVB créées à partir de 3 spectres du canal visible (voir partie [3.2.1.3](#)) pour les mêmes intervalles de L_s. L'étoile noire indique la position de la région d'intérêt étudiée sur Gemina Lingula. On remarque en comparant les figures [3.51](#) a et b que la diminution de la signature de la glace d'eau affecte l'ensemble du plateau de Gemina Lingula, de 320°E à 60°E. Le phénomène est également observé sur une région située plus à l'ouest, vers 240°E/82°N. La figure [3.51](#) c permet de constater que quelques degrés de L_s plus tard, la signature de la glace d'eau a augmenté sur l'ensemble de la calotte pour atteindre une valeur globalement homogène. L'analyse des mosaïques RVB montrent qu'aux endroits où la signature de la glace d'eau diminue, la surface apparaît plus blanche, i.e. le facteur de réflectance est plus important dans les trois canaux. A L_s 41,2°-45,5°, la calotte a repris une teinte homogène rosâtre.

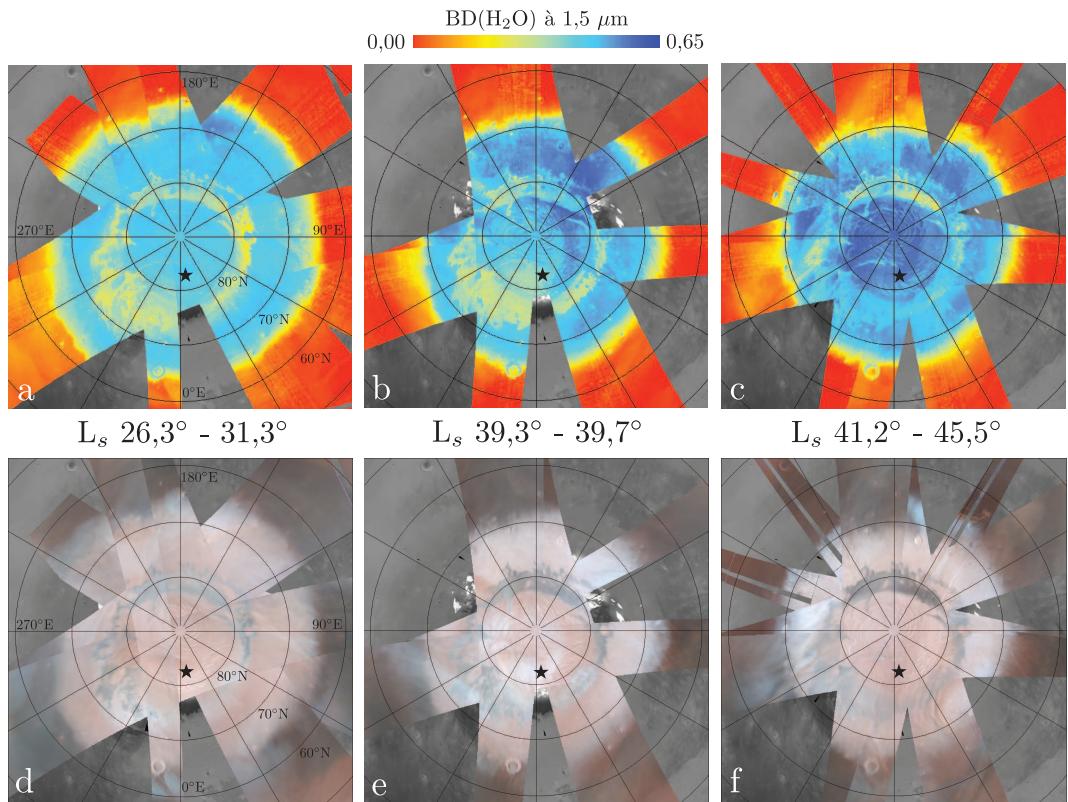


FIGURE 3.51 – Possible observation d'une condensation de vapeur d'eau sur la calotte permanente nord. Figures a à c : profondeur de la bande d'absorption de la glace d'eau à $1,5 \mu\text{m}$ pour les intervalles de L_s $26,3^{\circ}$ - $31,3^{\circ}$ (a), $39,3^{\circ}$ - $39,7^{\circ}$ (b) et $41,2^{\circ}$ - $45,5^{\circ}$ (c). Figures d à f : mosaïques RVB créées à partir des spectres à $699,7 \text{ nm}$ (rouge), $535,9 \text{ nm}$ (vert) et $476,0 \text{ nm}$ (bleu) de la voie visible d'OMEGA. L'étoile noire indique la position de la région d'intérêt sur Gemina Lingula.

Il ne faut pas oublier que la méthode de correction atmosphérique ne prend pas en compte les aérosols de glace d'eau, composés de particules de taille micrométrique. La présence d'un nuage au-dessus d'une surface couverte de glace d'eau entraîne la diminution de la signature apparente de la glace. Le phénomène observé entre L_s $29,8^{\circ}$ et $39,6^{\circ}$ pourrait donc être lié à la présence de nuages au-dessus de la scène et non à la condensation de petits cristaux de glace d'eau en surface. Cependant, les zones où la signature de la glace d'eau diminue sont fortement corrélées à la position des plateaux de la calotte permanente nord (voir figure 3.51b). On distingue notamment les dépressions spirales de la calotte, creusées entre les plateaux, avec une signature de glace d'eau plus importante. Or les nuages surplombant les dépôts saisonniers ne sont généralement pas aussi bien corrélés spatialement aux structures topographiques. L'hypothèse d'une condensation de vapeur d'eau paraît donc plus probable que la présence de nuages.

A l'aide des observations de la luminance de la surface à $1,064 \mu\text{m}$ par l'instrument MOLA, [Byrne et al. \(2008b\)](#) ont rapporté une augmentation similaire de la réflectance de la surface entre L_s 15° et 40° au cours de 3 années martiennes successives. Les auteurs attribuent ce phénomène à la précipitation de fins cristaux de glace de CO_2 en surface, un processus prédit par les modélisations atmosphériques de [Colaprete et al. \(2008\)](#). Cette ex-

plication pourrait être compatible avec l'observation d'une signature proéminente de glace de CO₂ entre 2,8 et 4 μm sur le spectre extrait de l'observation 2904_1 (voir figure 3.39). Une telle couche, fortement diffuse, entraînerait de plus la diminution de la signature de la glace d'eau à 1,5 μm. La modélisation de spectres en réflectance d'une couche riche en glace de CO₂, surmontée éventuellement d'une couche de grains de glace d'eau, et recouverte de fins cristaux de glace de CO₂ permettra de vérifier ou d'infirmer cette hypothèse.

De L_s 39,6° à 60,5°, l'épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau augmente progressivement ainsi que la taille des grains qui la compose. Cet accroissement de la taille équivalente des grains indique que la proportion de gros grains de 350 μm, libérés à la sublimation de la glace de CO₂, s'accentue au dépend de la proportion de petits grains issus de la condensation de vapeur d'eau. A L_s 60,5°, la couche de glace d'eau, d'une épaisseur d'environ 310 μm, est opaque dans l'infrarouge proche. Il n'est alors plus possible d'estimer comment évolue son épaisseur. La figure 3.52 montre que cette configuration stratigraphique est valable sur toute la largeur du plateau de Gemina Lingula. Les plans du facteur de réflectance à 1,08 μm et des signatures des glaces de CO₂ et H₂O sont issus de l'observation 3117_3, acquise à L_s 65,9°. Les mesures de température de surface proviennent des jeux de données TES et THEMIS. Les bandes de température à relativement basse résolution spatiale correspondent aux mesures TES obtenues pendant l'année martienne 25. L'observation THEMIS en infrarouge thermique I19921004, superposée aux données TES, a été acquise la même année martienne que les données OMEGA, à L_s 64,8°. La température de la surface du plateau de Gemina Lingula est relativement homogène, de l'ordre de 160 K. Ces mesures de température effectuées pendant 2 années martiennes différentes confirment la répétabilité de l'évolution des températures de surface d'une année martienne à l'autre.

Le calcul de la température d'équilibre de la glace d'eau effectué grâce au modèle de bilan énergétique présenté en annexe B indique que la glace de CO₂ disparaît définitivement de la surface de Gemina Lingula vers L_s=95°. La surface de glace d'eau pérenne, très pure et constituée de grains d'environ 2 mm, est alors recouverte d'une couche de glace d'eau saisonnière épaisse d'au moins 650 μm. La taille des grains de cette couche, de l'ordre de 450 μm, indique qu'elle est majoritairement constituée des grains de glace d'eau auparavant piégés dans la glace de CO₂. Cette couche va progressivement se sublimer au cours de l'été. L'absence d'observation entre L_s 95° et 136° empêche malheureusement de suivre cette évolution. Par contre, la couverture temporelle des observations effectuées l'année martienne précédente (MY 27) est plus complète et permet de mener à bien cette étude. Langevin *et al.* (2005b) décrivent ainsi l'évolution de la couche de glace saisonnière sur une région de la calotte située environ 300 km à l'est de la région que j'étudie. Les observations montrent que la signature spectrale du givre saisonnier cède progressivement la place au spectre de la glace d'eau pérenne, les spectres n'évoluant quasiment plus à partir de L_s 120° ce que les auteurs associent à la sublimation finale du givre d'eau saisonnier. Ils excluent la possibilité d'un métamorphisme du givre d'eau qui conduirait à une croissance de la taille des grains. Le changement spectral observé s'opère en seulement un mois, un temps à priori trop court pour permettre aux grains de grossir de plusieurs centaines de microns d'après le modèle de métamorphisme de Kieffer (1990). Comme la vapeur d'eau ne recommence à se condenser qu'à partir de L_s~150°, la calotte permanente serait actuellement en phase

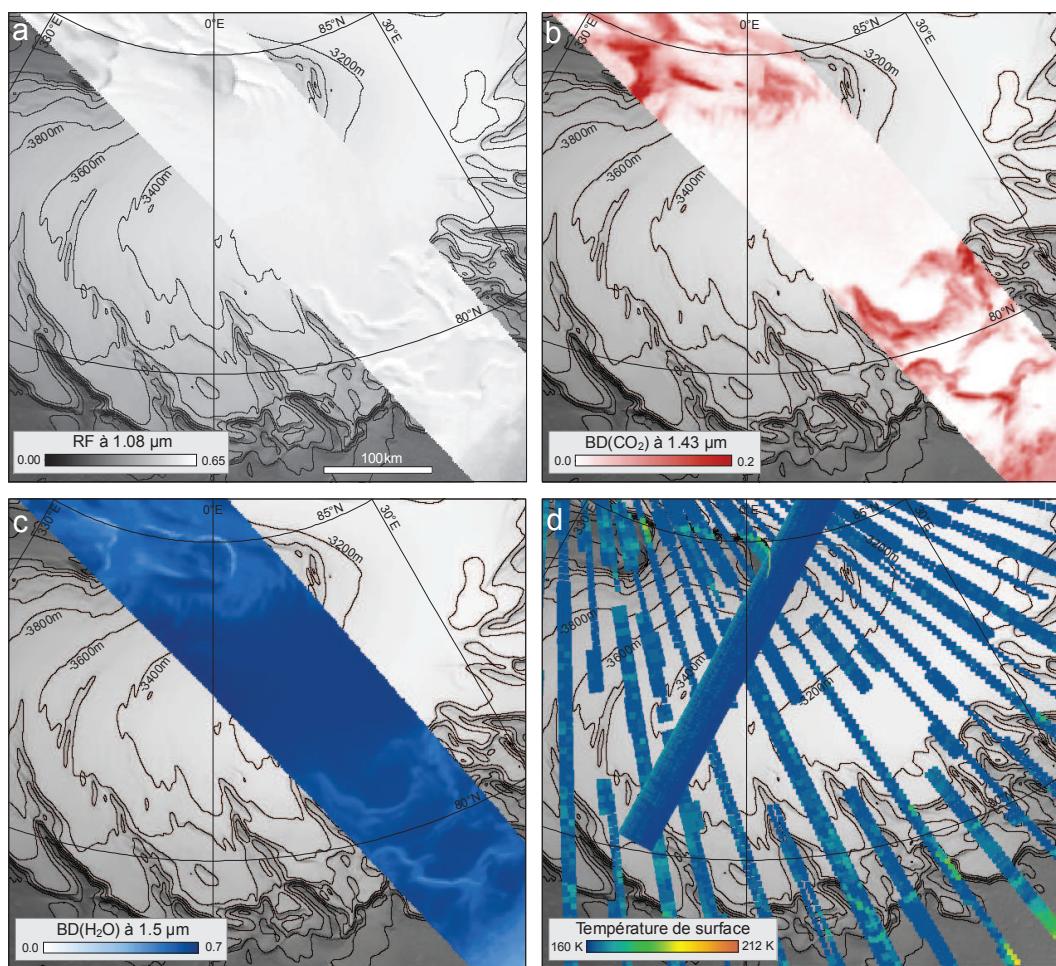


FIGURE 3.52 – Plans du facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$ (a), de la profondeur de la bande d'absorption à $1,43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 (b) et de la profondeur de la bande d'absorption à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace d'eau (c) dans le cas de l'observation 3117_3 ($L_s = 65,9^\circ$). d : température de surface mesurée par l'instrument TES pendant l'année martienne 25 et par l'instrument THEMIS pendant l'année martienne 28, à $L_s = 64,8^\circ$ (observation I19921004). Ces observations sont superposées à la topographie MOLA.

d'ablation nette.

La première observation estivale qui suit la campagne d'observations printanières de l'année martienne 28 et qui couvre la région de Gemina Lingula a été acquise à $L_s = 136,2^\circ$ (observation 3670_1). Une partie de cette observation intersecte celle obtenue l'année précédente à $L_s = 128,1^\circ$, utilisée pour inverser les propriétés physiques de la glace d'eau pérenne. Il est intéressant de comparer les spectres acquis 2 années martiennes de suite au même endroit et quasiment à la même date (figure 3.53). Les différences spectrales pourraient indiquer la persistance plus tardive de givre lors d'une année martienne. Précisons que ces spectres n'ont pas été corrigés de l'effet des aérosols. De $0,95$ à $1,1 \mu\text{m}$, la réflectance du spectre bleu (MY 28) est très légèrement inférieure à celle du spectre noir (MY 27). Puis les 2 spectres sont similaires jusqu'à $1,4 \mu\text{m}$. De $1,4$ à $2,63 \mu\text{m}$, les bandes d'absorption de la glace d'eau sont moins profondes sur le spectre bleu. Dans la voie L, les 2 spectres sont de nouveau similaires. La différence spectrale observée peut simplement être due à

l'effet des aérosols. Les 2 observations sont acquises à moins de 6° du nadir mais l'angle d'éclairement est plus important dans le cas de l'observation 3670_1 (68° contre 63° pour l'observation 1157_2). De ce fait, la masse d'air traversée est plus grande pour l'observation 3670_1 et l'effet des aérosols également si on considère que l'opacité est la même au-dessus de la scène. La réduction du contraste spectral par les aérosols va dans le sens de la différence observée entre les 2 spectres. Une correction atmosphérique complète des spectres permettra de déterminer s'il subsiste des différences pouvant être due à une variation de la texture de la surface, comme par exemple une taille de grains différente liée à la persistance préférentielle de givre l'une des deux années. Une telle variabilité interannuelle pourrait témoigner de l'alternance de phases d'accumulation et d'ablation de la calotte.

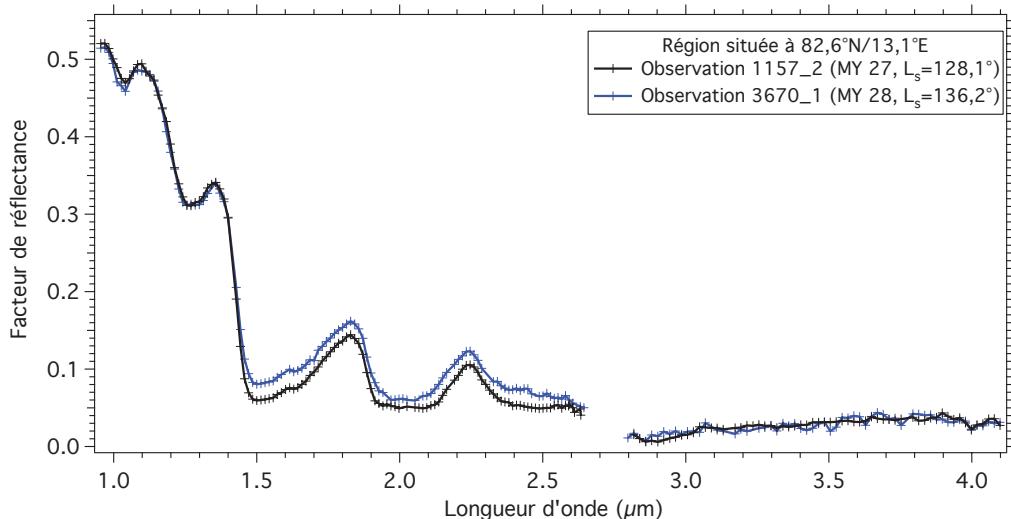


FIGURE 3.53 – Comparaison entre deux spectres acquis sur le plateau de Gemina Lingula, par $82,6^\circ\text{N}/13,1^\circ\text{E}$, respectivement lors de l'année martienne 27 et 28. Le spectre noir est issu de l'observation 1157_2 (L_s $128,1^\circ$) et le spectre bleu de l'observation 3670_1 (L_s $136,2^\circ$).

L'inversion des spectres OMEGA acquis au printemps sur le plateau de Gemina Lingula a permis de déterminer l'évolution de l'épaisseur de la couche de glace d'eau et la taille équivalente des grains composant cette couche, mais pas quelle quantité exacte de glace provient respectivement de la condensation de vapeur d'eau et de la libération de glace d'eau à la sublimation de la glace de CO_2 . Une méthode indépendante m'a permis d'y parvenir, en utilisant le jeu de données neutrons. Grâce aux mesures de la variation temporelle du flux de neutrons en provenance de la surface, on peut déterminer comment fluctue la densité de colonne de la glace de CO_2 en fonction des saisons. En particulier, [Prettyman et al. \(2009\)](#) ont présenté une méthode de déconvolution spatiale qui permet d'augmenter la résolution spatiale des mesures neutrons. La figure 3.54 illustre l'évolution temporelle de la densité de colonne de glace de CO_2 obtenue par ces auteurs pour 6 bandes de latitude couvrant les régions polaires nord.

Ces courbes permettent d'estimer la masse surfacique de glace de CO_2 sublimée au cours du temps. Par ailleurs, l'inversion des propriétés physiques des dépôts saisonniers au début du printemps, à L_s 11° , m'a permis de déterminer que la glace de H_2O y est

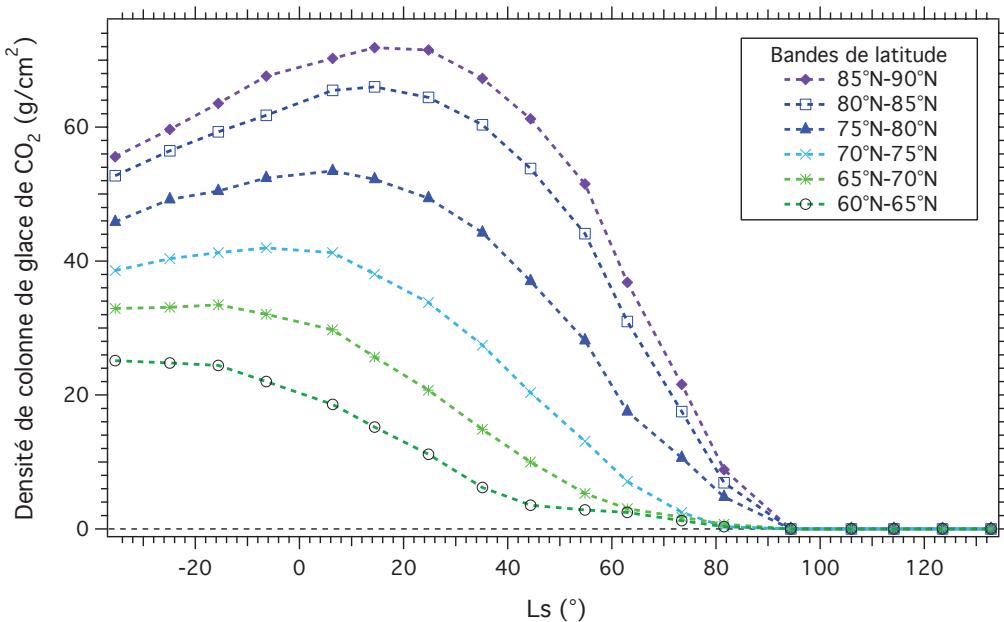


FIGURE 3.54 – Evolution de la densité de colonne de glace de CO_2 en fonction de la longitude solaire pour 6 bandes de latitude (les données sont moyennées suivant les longitudes). Ces mesures ont été obtenues par l'instrument Neutron Spectrometer. Figure d'après [Pettitman *et al.* \(2009\)](#).

présente à hauteur de $0,04^{+0,015}_{-0,010}\text{wt\%}$. En multipliant ce pourcentage massique par la masse surfacique de glace de CO_2 sublimée, on obtient la masse surfacique de glace d'eau libérée à la sublimation de la glace de CO_2 . Dans le cas présent, j'ai considéré la courbe de densité de colonne de glace de CO_2 mesurée au niveau de la bande de latitude 80°N-85°N, qui couvre la région d'intérêt étudiée. La masse surfacique maximale de glace de CO_2 y est de 66 g/cm^2 . Pour la longitude solaire des différentes observations OMEGA étudiées, j'ai calculé la masse surfacique de glace d'eau relâchée à la sublimation de la glace de CO_2 . J'ai converti ces valeurs en épaisseur en les divisant par la densité volumique de la glace d'eau, $0,9167 \text{ g/cm}^3$ puis en les multipliant par un facteur 2 pour prendre en compte une porosité de 50 % de la couche supérieure. Rappelons qu'une porosité de 50% avait été fixée lors de la création des bibliothèques de spectres synthétiques. L'incertitude sur cette valeur d'épaisseur de glace d'eau relâchée se calcule à partir de l'incertitude de $^{+0,015}_{-0,010}\text{wt\%}$ sur le pourcentage massique de glace d'eau contenu dans les dépôts saisonniers à $L_s = 11^\circ$. La figure 3.55 présente l'évolution temporelle de l'épaisseur de glace d'eau libérée (triangles rouges), de l'épaisseur totale de glace d'eau (carrés noirs) et de l'épaisseur de glace d'eau condensée (étoiles bleues), obtenue en faisant la différence entre les deux précédentes épaisseurs.

On constate qu'aux incertitudes de mesures près, l'épaisseur totale de la couche est supérieure ou égale à l'épaisseur de glace d'eau libérée par la sublimation de la glace de CO_2 . La quantité de glace d'eau condensée, systématiquement minoritaire par rapport à celle libérée quand la glace de CO_2 se sublime, semble augmenter en fonction du temps à partir de $L_s = 44^\circ$, mais il faut considérer cette évolution avec prudence étant donné les incertitudes élevées. Cette augmentation serait en accord avec un accroissement de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique disponible au fur et à mesure que l'anneau de

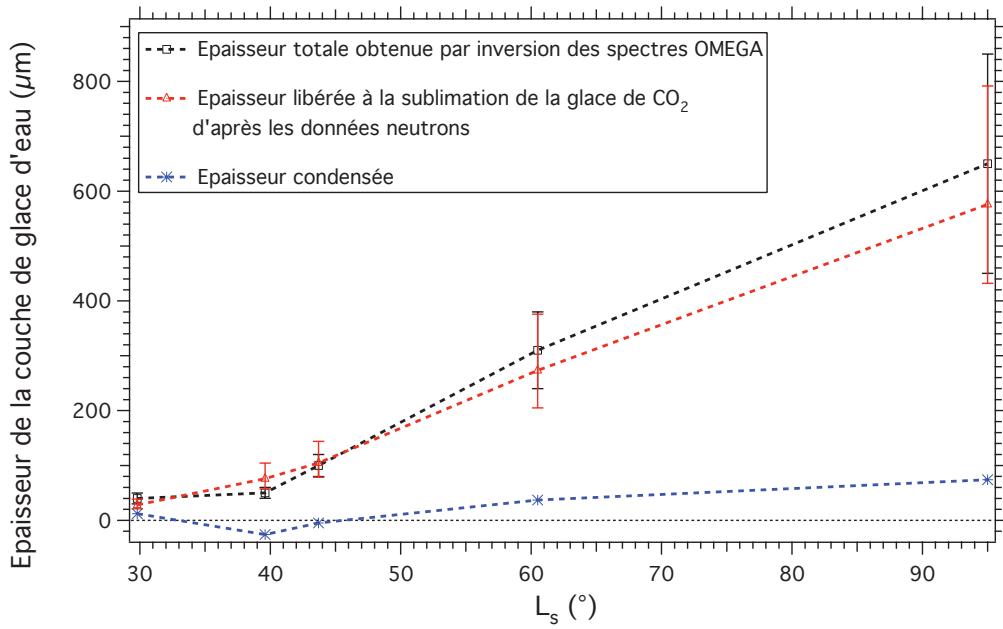


FIGURE 3.55 – Evolution de l'épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau et de ses différentes contributions en fonction de la longitude solaire. Sont représentées l'épaisseur totale de la couche évaluée par inversion des spectres OMEGA (carrés noirs), l'épaisseur de glace d'eau libérée à la sublimation de la glace de CO₂ estimée grâce aux données neutrons (triangles rouges) et l'épaisseur de glace d'eau issue de la condensation de vapeur d'eau (étoiles bleues).

glace d'eau se rapproche de la calotte permanente, accroissement rapporté par Pankine *et al.* (2010). Le rapport entre la quantité de glace d'eau libérée et condensée semble augmenter légèrement en fonction du temps, ce qui serait compatible avec l'observation d'un accroissement de la taille équivalente des grains composant la couche de glace d'eau. On en conclut que la couche supérieure de glace d'eau se compose majoritairement de grains d'environ 350 μm qui, une fois libérés de leur gangue de glace de CO₂, s'accumulent en surface de la glace de CO₂ en sublimation. Une amélioration de la précision de ce calcul nécessiterait d'utiliser l'évolution de la densité de colonne de glace de CO₂ déterminée par les mesures neutrons au niveau de Gemina Lingula au lieu de la moyenne zonale. Une seconde voie serait d'améliorer la modélisation de la couche d'eau en utilisant une distribution bi-modale de taille de grains.

Une information complémentaire, à l'échelle subpixel, sur l'évolution de la répartition des dépôts saisonniers à la surface de Gemina Lingula est fournie par la courbe de température de surface. On a constaté que cette température passe de 149 K à environ 160 K entre L_s 44° et 53° puis stagne à 160 K jusqu'à L_s 71°. Les calculs de bilan énergétique ont montré qu'une température de 160 K correspond à une couverture d'environ 85% de la surface par la glace de CO₂. Il paraît étonnant que la couverture en CO₂ passe de 100% à 85% de L_s 44° à 53° puis n'évolue plus avant L_s 71°. L'explication pourrait résider dans la texture rugueuse de la surface de la calotte permanente, alternance de creux et de bosses hautes de 20 cm à 2 mètres et espacés d'une dizaine de mètres (Thomas *et al.* , 2000; Herkenhoff *et al.* , 2002; Byrne *et al.* , 2008a). La figure 3.56 illustre le scénario d'évolution

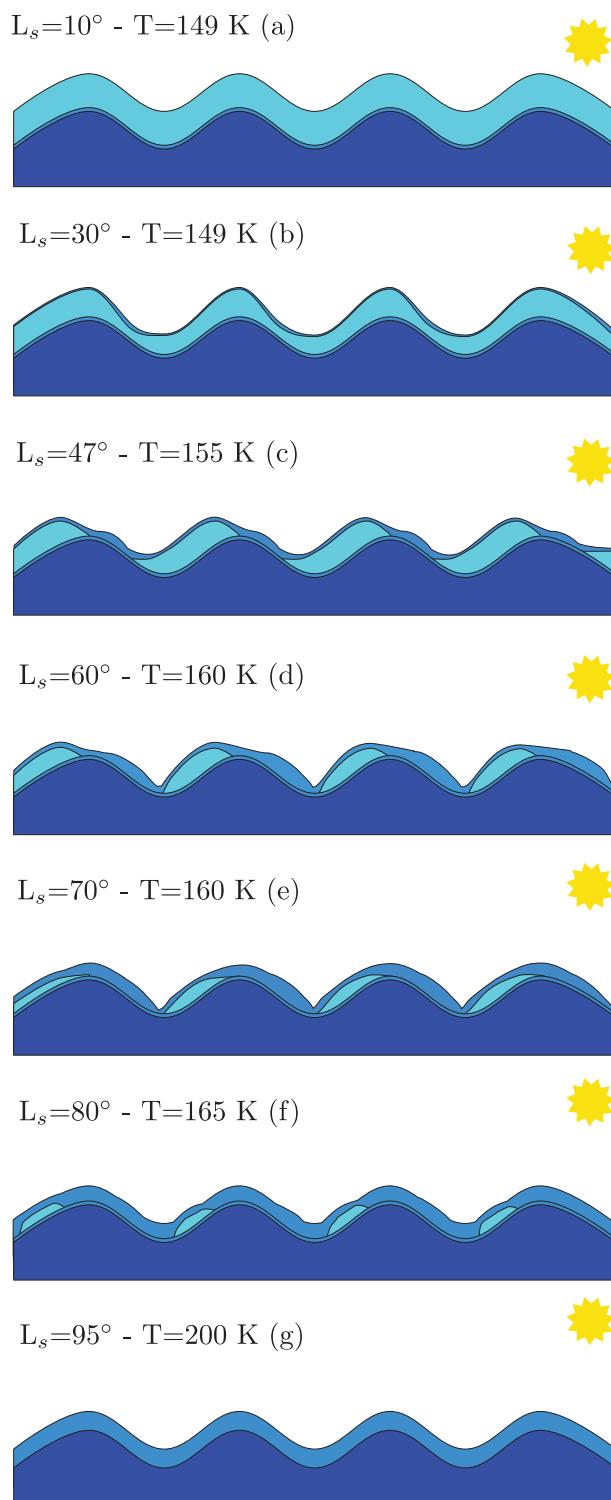


FIGURE 3.56 – Possible scénario d'évolution des dépôts saisonniers sur le plateau de Gemina Lingula présenté sous la forme de coupes à différentes longitudes solaires. L'échelle horizontale est de l'ordre de 50 m. L'échelle verticale n'est pas respectée pour plus de clarté. En bleu foncé est représentée la glace d'eau pérenne de la calotte permanente nord, en bleu la glace d'eau saisonnière et en bleu ciel la glace de CO₂ contaminée en glace d'eau et en poussière. La température indiquée est celle mesurée par l'instrument TES à une résolution spatiale de 3 kilomètres par pixel, qui ne résout pas le mélange des températures de la glace de CO₂ et H₂O.

proposé. Une fine couche de givre d'eau commence par recouvrir la calotte permanente. Puis la glace de CO₂ contaminée en glace d'eau et poussière se dépose uniformément à la surface en automne et en hiver, lorsque le Soleil est sous l'horizon. Les dépôts saisonniers conservent cette structure jusqu'au début du printemps, lorsque le Soleil se lève sur les régions polaires (figure 3.56a) et que la glace de CO₂ commence à se sublimer. Cette sublimation est plus rapide sur la face exposée au Sud des bosses que sur la face exposée au Nord (figure 3.56b) mais la température observée à l'échelle spatiale de TES reste à 149 K tant que toute la surface est recouverte de glace de CO₂. Une couche de glace d'eau se forme progressivement à la surface des dépôts saisonniers par accumulation de la glace d'eau libérée à la sublimation de la glace de CO₂ et de la vapeur d'eau piégée sur la glace de CO₂. Vers L_s 44°, la glace de CO₂ commence à disparaître des faces exposées au Sud et la température se met à augmenter (figure 3.56c). A L_s 53°, la glace de CO₂ a totalement disparu des faces exposées au Sud ; la température observée par TES reste à 160 K tant que les faces exposées au Nord conservent une couverture homogène en glace de CO₂ (figure 3.56d et e). Dans le même temps, la couche supérieure de glace d'eau devient optiquement épaisse et masque la signature proche infrarouge de la glace de CO₂. Puis la glace de CO₂ disparaît progressivement des faces exposées au Nord et la température augmente de nouveau (3.56f). A L_s 95°, la glace de CO₂ a totalement disparu de la surface (figure 3.56g) et la température mesurée par TES est celle de la glace d'eau à l'équilibre radiatif. Enfin, la couche de glace d'eau saisonnière qui subsiste en surface se sublime progressivement au cours de l'été.

La disparition de la signature proche infrarouge de la glace de CO₂ alors que la température indique la présence abondante de cette glace en surface est un phénomène observé sur plusieurs régions de la calotte permanente nord. Par contre, il se produit plus rarement dans les plaines de l'hémisphère nord. La croûte de glace d'eau n'a vraisemblablement pas le temps d'être suffisamment épaisse pour masquer la glace de CO₂ avant que celle-ci ne disparaîsse définitivement de la surface. Il existe toutefois une exception : en bordure de la limite de la glace de CO₂, on observe à partir de L_s 20° un accroissement vers le nord de l'étendue de l'anneau de glace d'eau (figure 3.23). Il est très probable que ce phénomène soit lié à la formation de la couche de glace d'eau. Afin de caractériser plus en détail ce processus, j'ai étudié l'évolution saisonnière des dépôts saisonniers dans une région des plaines de l'hémisphère nord, à 585 km du site d'atterrissement de Phœnix.

3.3.2 Plaines de l'hémisphère nord

3.3.2.1 Evolution temporelle des paramètres spectraux et de la température de la surface

La région d'intérêt étudiée se situe dans les plaines de l'hémisphère nord, par 216,8°E / 71,8°N, et couvre une surface de 182 km² (ROI 2 sur la figure 3.28). Distante d'environ 585 km du site d'atterrissement de Phoenix, elle est constituée de terrains polygonaux indiquant la présence d'un sol gelé, ou pergélisol (Tanaka *et al.*, 2005). La figure 3.57 montre l'évolution temporelle des 3 paramètres spectraux et de la température de brillance à 30 μm dans cette région au cours du printemps de l'année martienne 28. On peut diviser cette évolution en deux parties. La première partie, de L_s 0° à 30°, est caractérisée par la montée lente de la température de la surface à l'échelle spatiale de TES de 149 K à 161 K. Pendant cette période, la signature de la glace de CO₂ décroît fortement, de 0,38 à 0,07. Cette diminution est corrélée à une augmentation de la signature de la glace d'eau (+0,13) et du facteur de réflectance à 1,08 μm (+0,17), nommé albédo par la suite par souci de simplicité. La seconde partie de l'évolution consiste en une forte augmentation de la température de la surface de 161 K à 235 K entre L_s 30° et 80°. Dans le même temps, la signature de la glace de CO₂ diminue doucement jusqu'à disparaître vers L_s 50°. La signature de la glace d'eau diminue fortement après L_s 40°, disparaissant peu après L_s 61°. L'albédo chute lui aussi fortement, passant de 0,58 à 0,22 entre L_s 30° et 80°.

De la même manière que sur le plateau de Gemina Lingula, la montée de la température de surface entre L_s 0° à 30°, associée à un fort albédo et une forte signature de glace d'eau, est due à la diminution de la fraction de surface couverte par la glace de CO₂. Grâce au modèle de bilan énergétique local présenté en annexe A, j'ai calculé que la température de surface de 161 K mesurée à L_s~30° correspond à un mélange spatial entre 78% de la surface couverte par de la glace de CO₂ à 150,8 K et 22% de la surface couverte par de la glace de H₂O à 187,4 K. L'albédo bolométrique de la surface dans le visible et le proche infrarouge a été calculé à partir de l'observation 2839_1, acquise à L_s 31,3° et corrigée de l'effet des gaz et des aérosols : il est de 0,41. J'ai négligé le flux de conduction pour la même raison que lors de l'étude thermique de Gemina Lingula : la glace de CO₂, présente en surface depuis plusieurs mois, a très vraisemblablement consommé toute l'énergie accumulée par le sous-sol en été. Le flux d'advection atmosphérique est également négligeable devant l'insolation solaire. La pression partielle de vapeur d'eau fournie par la MCD est de l'ordre de 1,3.10⁻⁷ mbar ; une erreur d'un ordre de grandeur sur cette pression n'influe pas sur la détermination de la température de la glace d'eau car pour une pression aussi basse, on est quasiment dans un régime de sublimation sous vide.

La montée de la signature de la glace d'eau entre L_s 0° et 30° est probablement en partie due à l'augmentation de la surface couverte par la glace d'eau. Cependant, la forte diminution de la signature de la glace de CO₂ ne s'explique pas uniquement par la ségrégation spatiale entre la glace riche en CO₂ et la glace d'eau. Les signatures spectrales sont mélangées linéairement dans ce type de configuration ; à L_s 30°, la profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ vaudrait donc ~78% de sa valeur à L_s 0°. Or elle n'en vaut que 17%. La formation d'une couche de glace d'eau sur la glace riche en CO₂ contribue donc vraisemblablement à la diminution de la signature de la glace de CO₂. Elle pourrait

aussi participer à la montée de l'albédo de la surface.

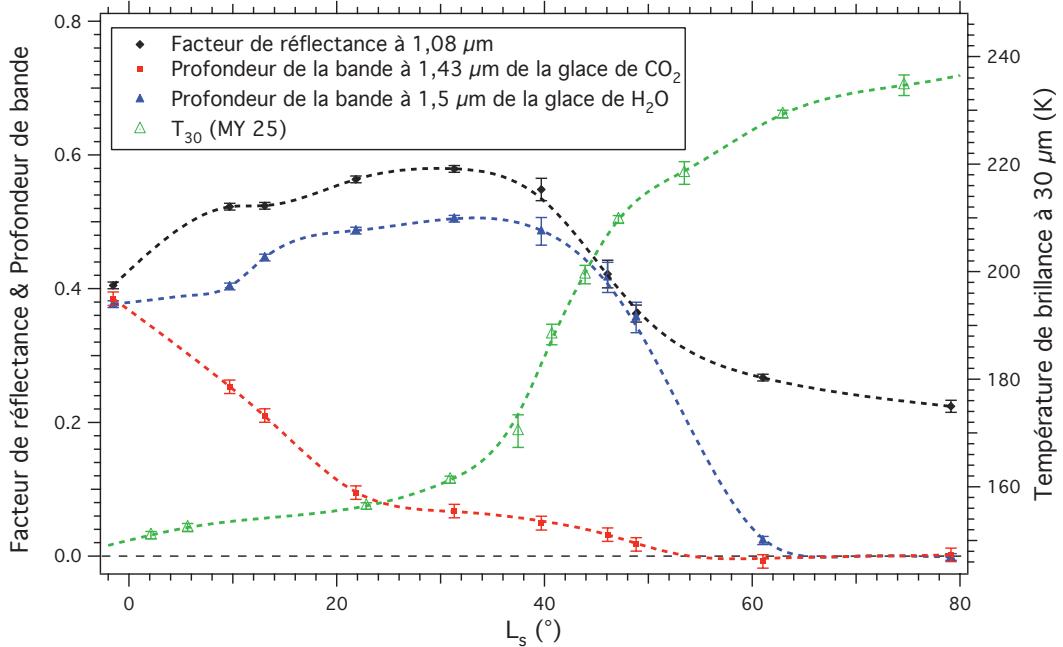


FIGURE 3.57 – **Plaines de l'hémisphère nord.** Evolution temporelle du facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$ (diamants noirs), de la profondeur de la bande d'absorption à $1,43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 (carrés rouges), de la profondeur de la bande d'absorption à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace de H_2O (triangles bleus) et de la température de brillance à $30 \mu\text{m}$ (triangles verts) dans une région de 182 km^2 située dans les plaines de l'hémisphère nord, à 585 km du site d'atterrissement de Phœnix. A une date donnée, la dispersion des valeurs des 3 paramètres spectraux dans la région d'intérêt est généralement inférieure à l'incertitude sur la détermination de ces paramètres, indiquée par les barres d'erreur. Par contre, la dispersion des valeurs de température de brillance au sein de la région est plus importante que l'erreur sur l'estimation de cette température. L'évolution temporelle de chaque grandeur est ajustée par une fonction spline qui a pour but de guider visuellement le lecteur.

A partir de $L_s 30^\circ$, la forte montée de la température de la surface est corrélée à une diminution des signatures des glaces de CO_2 et H_2O et de l'albédo. On peut expliquer ce comportement par l'apparition de terrains totalement dégivrés occupant une surface croissante. Leur albédo plus faible que celui de la glace résulte en une diminution de l'albédo à l'échelle spatiale de l'instrument OMEGA. La région d'intérêt est alors divisée en trois types de terrains : les terrains recouverts de glace riche en CO_2 , probablement surmontés d'une fine couche de glace d'eau, ceux recouverts de glace d'eau poussiéreuse et les terrains totalement dégivrés, dont la température augmente rapidement sous l'effet de l'insolation. La diminution de la surface couverte par les glaces de CO_2 et H_2O explique la chute de leur signature spectrale.

La signature de la glace de CO_2 disparaît vers $L_s 50^\circ$, soit parce que la glace de CO_2 a totalement disparu de la surface, soit par que sa signature est masquée par une couche optiquement épaisse de glace d'eau. La température de la surface est alors de 215 K. Le modèle de bilan énergétique local permet de déterminer la température du sol dégivré, de la glace de CO_2 et de la glace d'eau, mais pas leur proportion surfacique respective : il

manque pour cela une équation supplémentaire. Il est de toute façon très probable que la glace de CO₂ s'est totalement sublimée d'ici L_s 55°. Seule la glace d'eau recouvre alors de façon morcelée la surface.

La limite de la glace de H₂O, présentée en partie 3.2.2.3, atteint la région étudiée vers L_s 60°, ce qui coïncide avec la quasi-disparition de la signature de la glace de H₂O à cette date. La faible signature observée vers L_s 61° pourrait correspondre à une fine pellicule de glace d'eau poussiéreuse recouvrant la surface, préférentiellement dans les zones à l'ombre comme les tranchées séparant les polygones, ou sous forme d'un sol gelé, la glace d'eau liant les grains du sol entre eux. Il est également possible qu'elle soit associée à la présence d'un nuage de glace d'eau surplombant la scène.

A L_s 80°, le sol est totalement dégivré. Il est probable qu'une faible quantité d'eau soit restée adsorbée en surface (voir partie 3.3.1.2). Les molécules d'eau vont se désorber progressivement sous l'effet de l'insolation solaire.

3.3.2.2 Inversion des propriétés physico-chimiques des condensats saisonniers

Afin de quantifier l'évolution des propriétés physiques des dépôts saisonniers recouvrant cette région, en particulier de la couche de glace d'eau se formant sur la glace de CO₂, plusieurs spectres OMEGA ont été extraits puis inversés grâce au modèle de transfert radiatif disponible au laboratoire. Le tableau 3.15 détaille les géométries d'acquisition de ces spectres ainsi que l'opacité au-dessus de la scène. Dans le cas de l'observation 2593_1, l'opacité est fortement surestimée en raison d'une importante contamination de la glace de CO₂ en poussière. Cette observation a donc été uniquement corrigée de l'effet des gaz atmosphériques.

Numéro d'observation	L _s	Heure locale	Incidence	Emergence	Azimuth	Opacité estimée des aérosols
2593_1	358,5°	10H	74,5°	16,5°	65,3°	-
2700_0	13,1°	9H	71,9°	6,1°	100,5°	0,46
2839_1	31,3°	8H	67,9°	21,4°	111,8°	0,49

TABLE 3.15 – Numéro d'observation, date, heure locale et géométrie d'acquisition de chaque spectre OMEGA utilisé dans l'étude des condensats saisonniers déposés sur les plaines de l'hémisphère nord. L'opacité des aérosols estimée à l'aide de la méthode de correction atmosphérique est également donnée.

Comme lors de l'étude du plateau de Gemina Lingula, le modèle physique choisi lors de la génération des bibliothèques de spectres synthétiques dépend principalement de la température de la surface. La température de 149 K mesurée par TES à la longitude solaire de l'observation 2593_1 indique que la surface est recouverte de façon homogène par de la glace de CO₂. La surface a donc été représentée par un mélange intime granulaire de glace de CO₂ contaminée en glace de H₂O et poussière. Dans le cas des observations 2700_0 et 2839_1, la température respectivement de 154 et 161 K indique qu'une partie de la surface est recouverte exclusivement de glace d'eau poussiéreuse. Un mélange géographique subpixel entre un mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière} et un mélange granulaire {H₂O+poussière} est alors adopté. Je suppose dans le cas de l'observation 2593_1 que la

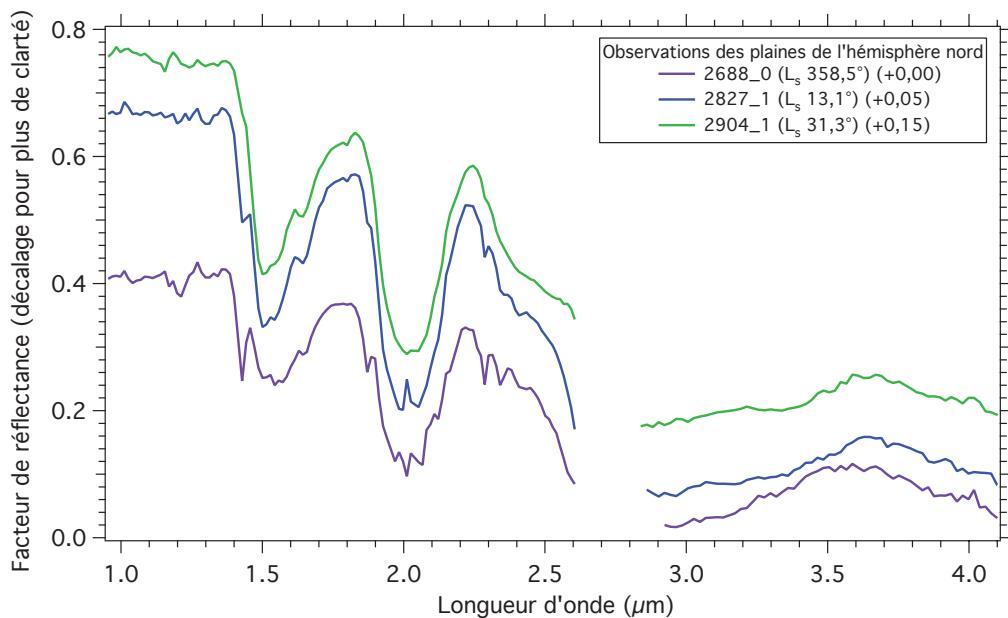


FIGURE 3.58 – Spectres en réflectance OMEGA acquis dans les plaines de l'hémisphère nord, à 585 km du site d'atterrissement de Phoenix, et corrigés de l'absorption par les gaz et des effets des aérosols. Un décalage vertical a été appliqué pour plus de clarté; il est indiqué pour chaque spectre sur la figure.

glace de CO_2 est à nu, c'est-à-dire qu'elle n'est pas encore recouverte par une fine couche de glace d'eau. Pour les deux autres observations, je considère qu'une couche de glace d'eau s'est formée et un modèle de mélange stratifié est donc adopté.

Je n'ai pas cherché à inverser les spectres acquis après L_s 35° car le modèle physique représentant la surface est très peu contraint en raison du nombre important de paramètres libres. Le modèle géographique subpixel doit en effet tenir compte de l'apparition de zones totalement dégivrées. Par ailleurs, l'épaisseur des dépôts saisonniers est relativement faible à cette période, de l'ordre de quelques centimètres (Cull *et al.*, 2010a), ce qui nécessite de considérer la glace comme optiquement fine et son épaisseur comme un paramètre libre. Finalement, les paramètres libres du modèle sont les suivants :

1. La fraction de surface couverte par la glace riche en CO_2 ,
2. La fraction de surface couverte par la glace d'eau poussiéreuse. Celle couverte par le sol dégivré est le complémentaire à 1 de ces deux fractions,
3. L'épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau,
4. La taille des grains de glace d'eau composant la couche supérieure,
5. L'épaisseur optique du pôle géographique $\{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$,
6. L'épaisseur optique du pôle géographique $\{\text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$.
7. La taille des grains de glace de CO_2 du pôle géographique $\{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$.

On peut évaluer la fraction de surface couverte par chaque type de terrain en faisant l'hypothèse assez forte que les deux types de glace ont le même albédo. Comme l'albédo mesuré à l'échelle spatiale d'OMEGA est une combinaison linéaire de l'albédo des 3 types

de terrains, cela permet d'obtenir la fraction de surface couverte par le sol dégivré. A partir de la mesure de la température de la surface et d'une évaluation de celle des trois types de terrains grâce au modèle de bilan énergétique, la fraction couverte par chaque terrain peut être obtenue. Cependant, le problème reste malgré tout peu constraint. Par conséquent, je me suis focalisé dans cette thèse sur la formation de la couche de glace d'eau jusqu'à $L_s=31,3^\circ$. Les résultats des inversions obtenus pour les 3 spectres OMEGA sont présentés ci-dessous.

Observation 2593_1 : La surface est représentée par un mélange intime granulaire de glace de CO₂ contaminée en glace de H₂O et poussière, en accord avec la température de 149 K mesurée par TES à la longitude solaire de l'observation ($L_s=358,5^\circ$). En comparant les ombres des rochers en été et au printemps sur les images HiRISE acquises au niveau du site d'atterrissement de Phoenix, [Cull et al. \(2010a\)](#) ont déterminé une valeur minimale de l'épaisseur des dépôts saisonniers. Cette épaisseur est de $33,6 \pm 1$ cm à $L_s=3^\circ$. L'observation 2593_1 est obtenue $4,5^\circ$ de L_s plus tôt, à $L_s=358,5^\circ$, et la région étudiée est située plus au Nord que le site d'atterrissement de Phoenix (ROI à $71,8^\circ\text{N}$ tandis que Phoenix s'est posé à $68,2^\circ\text{N}$). L'épaisseur des dépôts saisonniers dans la région étudiée est donc supérieure à 33,6 cm. J'ai fait l'hypothèse que le mélange {CO₂+H₂O+poussière} est optiquement épais pour cette épaisseur. Cette hypothèse est testée et vérifiée par la suite.

La recherche du plus proche voisin du spectre OMEGA 2593_1 a d'abord été effectuée dans la bibliothèque de spectres synthétiques générée pour l'étude du spectre 2688_0. Cependant, il s'est avéré qu'aucun spectre de cette bibliothèque ne permet de reproduire correctement le spectre OMEGA. En particulier, les plans du minimum de la distance ϕ montrent que les valeurs parcourues du pourcentage massique de poussière ne permettent pas d'atteindre la valeur optimale de ce paramètre. Une nouvelle bibliothèque a donc été générée en étendant l'intervalle de variation du pourcentage massique de poussière à un maximum de 0,034 wt% au lieu de 0,015 wt%. Les poids w_λ ont été fixés à 0 dans la voie L, dans la bande à 2 μm et dans les bandes atmosphériques où la correction est mal contrainte. L'accent a été mis sur l'intensité des bandes d'absorption à 1,429 μm de la glace de CO₂ et à 1,500 μm de la glace de H₂O avec un poids de 3 pour les spectres correspondants.

La figure 3.59 montre le spectre OMEGA RAC 2593_1 et son plus proche voisin obtenu par la méthode des moindres carrés. La figure 3.60 illustre l'évolution de la valeur minimale de la distance ϕ entre le spectre OMEGA et les spectres synthétiques en fonction des différents paramètres libres. Le tableau 3.16 résume les paramètres physiques du spectre synthétique optimal issus de cette inversion.

Spectre OMEGA	P _{CO₂}	P _{H₂O}	P _{poussière}	D _{CO₂}	D _{H₂O}	D _{poussière}
Spectre RAC	99,916	0,060	0,024	35 cm	250 μm	16 μm

TABLE 3.16 – Paramètres physiques correspondant au spectre synthétique le plus proche du spectre OMEGA RAC 2593_1. Le modèle physique est un mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière}. P_X correspond à la proportion massique du composant X et D_X au diamètre des grains du composant X.

La figure 3.60 permet de constater qu'il existe un minimum local autre que celui associé

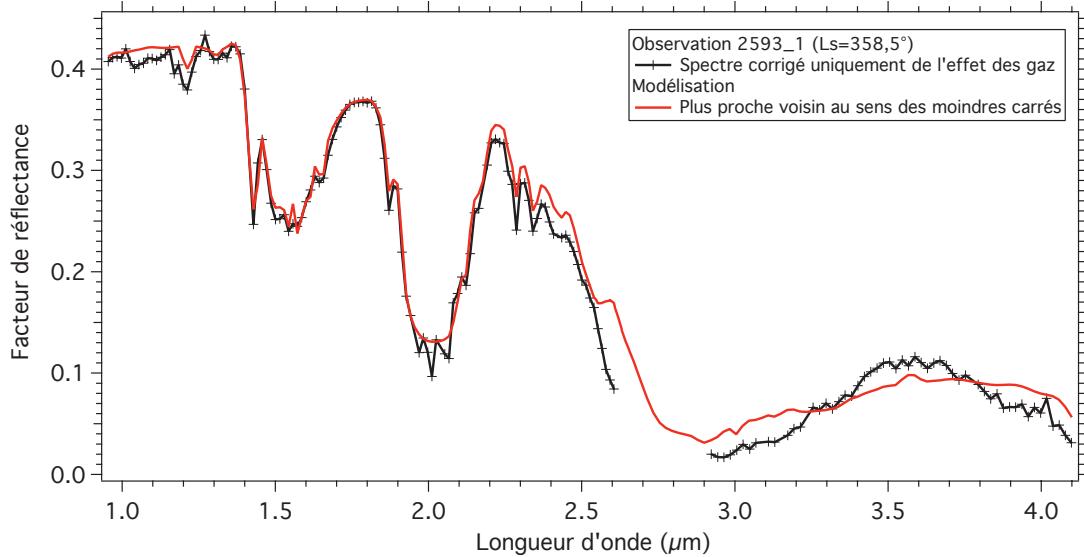


FIGURE 3.59 – Le spectre noir correspond au spectre OMEGA extrait de l’observation 2593_1 ($L_s=358,5^\circ$) corrigé uniquement de l’effet des gaz (spectre RAC). Le spectre rouge est le spectre synthétique le plus proche du spectre OMEGA.

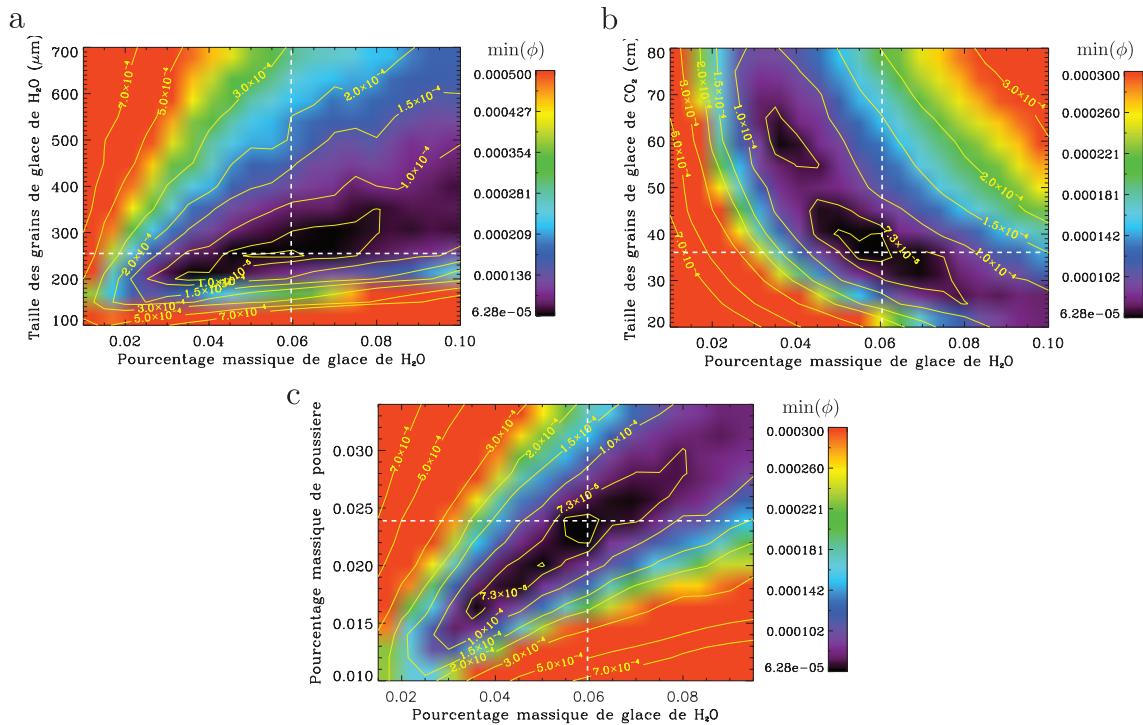


FIGURE 3.60 – Plan de la distance minimale entre le spectre OMEGA RAC 2593_1 et les spectres synthétiques lorsqu’on fait varier les combinaisons de : (a) pourcentage massique de glace d’eau et taille de grains de glace d’eau, (b) pourcentage massique de glace d’eau et taille de grains de glace de CO_2 et (c) pourcentage massique de glace d’eau et pourcentage massique de poussière. Les traits pointillés blancs donnent la position du plus proche voisin au sens des moindres carrés du spectre RAC. Le contour central sans label correspond à la valeur $6.5 \cdot 10^{-5}$.

au plus proche voisin pour la configuration suivante : 99,930 wt% de glace de CO₂ (grains de 60 cm) + 0,050 wt% de glace de H₂O (grains de 300 µm) + 0,020 wt% de poussière (grains de 16 µm). Cependant, le spectre synthétique correspondant à ce deuxième minimum local ne permet pas d'obtenir un meilleur ajustement que celui associé au plus proche voisin que je considère comme le spectre synthétique optimal.

On obtient un ajustement correct du spectre OMEGA RAC aux longueurs d'onde inférieures à 2,55 µm (figure 3.59). Le niveau du continuum entre 0,95 et 1,36 µm est correctement reproduit. Cependant, une possible faible bande d'absorption présente sur le spectre OMEGA à 1,04 µm est absente du spectre synthétique. Cette signature peut aussi être un résidu de la calibration instrumentale ou simplement du bruit. La profondeur des bandes d'absorption de la glace d'eau à 1,5 et 2 µm et de la bande d'absorption à 1,429 µm est relativement bien reproduite, bien que légèrement trop faible. C'est également le cas des autres bandes de la glace de CO₂ à 1,213 µm, à 1,871 µm, 2,287 et 2,34 µm. La bande de la glace d'eau à 2,5 µm n'est pas assez profonde ; on note de nouveau que la pente du spectre entre les deux épaulements de la bande à 2 µm est plus importante sur le spectre OMEGA que sur le spectre synthétique. La chute de réflectance à 2,6 µm est également mal reproduite.

Alors que le spectre synthétique plus proche voisin du spectre OMEGA 2688_0 présente clairement la signature de la glace de CO₂ dans la voie L (voir figure 3.33), cette signature est ici absente. Cela s'explique par la présence plus importante de poussière dans la glace (0,024 wt% contre 0,006 wt%) qui masque la signature de la glace de CO₂. On ne parvient toutefois pas à reproduire la forme exacte du spectre OMEGA dans la voie L. En particulier, la bande à 3 µm est plus creusée sur le spectre OMEGA, signe d'une interaction forte avec la glace d'eau dans les premiers grains de la surface. Comme expliqué précédemment, cette divergence peut être due au fait qu'une fine couche d'eau recouvre déjà la glace de CO₂ en cet fin d'hiver. Lorsque l'épaisseur de cette couche est trop faible, le modèle de transfert radiatif ne parvient pas à reproduire correctement son effet. Un enrobage des grains de poussière par de la glace d'eau, configuration qui n'est pas prise en compte dans le modèle de transfert radiatif, pourrait également expliquer cette bande à 3 µm plus profonde. Ces divergences dans la voie L ne concernent cependant que l'interaction avec les premiers grains de la surface. On peut donc faire confiance à la configuration du spectre synthétique permettant de reproduire assez bien le spectre OMEGA dans la voie C.

Estimons à présent l'incertitude sur la détermination du jeu de paramètres optimaux. Le plus proche voisin correspond à une distance de 6,3.10⁻⁵ entre le spectre synthétique et le spectre OMEGA. Une comparaison avec les spectres synthétiques de la bibliothèque bordant le plus proche voisin montre que l'ajustement n'est correct que lorsque la distance ϕ est inférieure à 7,3.10⁻⁵. L'analyse de la figure 3.60 fournit ainsi les incertitudes suivantes sur les paramètres optimaux :

- 0,035 wt% ≤ Pourcentage massique de glace de H₂O ≤ 0,080 wt%
- 0,016 wt% ≤ Pourcentage massique de glace de poussière ≤ 0,030 wt%
- 200 µm ≤ Taille des grains de glace de H₂O ≤ 350 µm
- 25 cm ≤ Taille des grains de glace de CO₂ ≤ 45 cm

Le spectre OMEGA inversé n'est corrigé que de l'effet des gaz. Par conséquent, la proportion massique de poussière déterminée surévalue sa proportion réelle car elle prend

en compte l'influence des aérosols de poussière sur le spectre OMEGA. La proportion massique de poussière du jeu de paramètres optimaux est donc une borne maximale. Cette proportion, 0,024 wt%, est trois fois plus importante que celle obtenue dans le cas de l'inversion du spectre OMEGA RAC 2688_0. Les dépôts saisonniers recouvrant les plaines de l'hémisphère nord contiennent ainsi nettement plus de poussière que ceux déposés sur le plateau de Gemina Lingula.

J'ai supposé préalablement à la génération de la bibliothèque de spectres synthétiques que le mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière} est optiquement épais. Afin de vérifier cette hypothèse, j'ai utilisé une procédure similaire à celle employée dans le cas de l'étude du spectre OMEGA 2688_0 (voir partie 3.3.1.3) : j'ai modélisé le spectre en réflectance d'un mélange stratifié tel que :

- La couche inférieure ou substrat est composée de poussière, modélisée pour deux tailles de grains : 16 et 100 microns. Le niveau du continuum dans la voie C varie fortement entre ces deux tailles de grains.
- La couche supérieure est un mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière} ; sa configuration est celle du plus proche voisin du spectre OMEGA RAC. L'épaisseur de ce mélange granulaire est de 34 cm, l'épaisseur minimale mesurée par [Cull et al. \(2010a\)](#) au niveau du site d'atterrissement de Phœnix à L_s 3°.

Lorsque le mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière} est optiquement fin, la signature spectrale de la surface varie en fonction de la taille des grains du substrat de poussière. Ce n'est pas le cas ici, la couche de glace riche en CO₂ est donc optiquement épaisse à la date de l'observation. Dans le cas de l'observation 2688_0, nous avions constaté que la couche de glace riche en CO₂ représentative des dépôts saisonniers est optiquement fine à partir de 40 cm d'épaisseur. La plus forte concentration de poussière dans le cas présent explique que la couche reste optiquement épaisse pour des épaisseurs inférieures.

Observation 2700_0 : La température de 154 K mesurée par l'instrument TES à la longitude solaire de cette observation correspond à une surface couverte à 92% par de la glace riche en CO₂ et à 8% par de la glace de H₂O. La profondeur de la bande d'absorption à 1,429 μm a diminué de près de moitié depuis l'observation 2593_1 (voir figure 3.57). La dilution de la signature de la glace de CO₂ par le mélange spatial ne permet vraisemblablement pas d'expliquer cette forte diminution ; une couche de glace d'eau, composée de grains relâchés à la sublimation de la glace de CO₂ et de vapeur d'eau piégée recouvre probablement la surface de la glace de CO₂. La représentation de surface adoptée est donc un mélange stratifié avec une couche supérieure de glace d'eau et une couche inférieure constituée d'un mélange géographique subpixel entre 2 pôles : (i) un mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière} de composition similaire à celle utilisée jusqu'à présent et (ii) un mélange granulaire {H₂O+poussière} tel que les proportions relatives et les tailles de grains de ces composants sont celles du mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière}. J'ai en effet considéré que lorsque la glace de CO₂ achève de se sublimer, la glace d'eau et la poussière subsistant en surface conservent leur proportion relative et leur taille de grains. Je suppose la couche inférieure optiquement épaisse pour simplifier le problème. Son épaisseur physique est d'au moins 21 cm, l'épaisseur mesurée par [Cull et al. \(2010a\)](#) au niveau du site d'atterrissement de Phœnix à L_s=11°. Cette hypothèse est testée et vérifiée par la suite.

Les paramètres libres de la bibliothèque générée sont les mêmes que ceux considérés dans le cas de l'observation 2827_1 : épaisseur de la couche de glace d'eau, taille des grains la constituant et taille des grains de glace de CO₂ de la couche inférieure. Comme pour l'observation précédente, il n'a pas été possible de reproduire la partie du spectre OMEGA située dans la voie L avec les spectres de la bibliothèque. Je n'ai donc cherché les plus proches voisins du spectre OMEGA que sur la voie C, fixant les poids w_λ à 0 pour les spectres de la voie L. Les poids des spectres de la voie C sont identiques à ceux choisis lors de l'analyse de l'observation 2593_1 : un poids de 1 pour la majeure partie des spectres, de 0 pour ceux situés dans la bande à 2 μm et de 3 pour ceux compris entre 1,429 μm et 1,600 μm.

La figure 3.61 montre le spectre OMEGA SER et son plus proche voisin obtenu par la méthode des moindres carrés. La figure 3.62 illustre l'évolution de la valeur minimale de la distance ϕ entre le spectre OMEGA et les spectres synthétiques en fonction des différents paramètres libres. Le tableau 3.17 résume les paramètres physiques du spectre synthétique optimal issus de cette inversion.

Couche supérieure			Couche inférieure						
P _{H₂O}	D _{H₂O}	Epaisseur	f _{geo}	D _{CO₂}	f _{geo}	P _{H₂O}	P _{poussière}	D _{H₂O}	D _{poussière}
100	130 μm	70 μm	92	4 cm	8	71	29	250 μm	16 μm

TABLE 3.17 – Paramètres physiques correspondant au spectre synthétique plus proche voisin du spectre OMEGA SER 2700_0. Le modèle physique est un mélange géographique subpixel entre un mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière} et un mélange granulaire {H₂O+poussière}, le tout surmonté d'une couche de glace de H₂O. f_{geo} correspond à la fraction spatiale couverte par le mélange granulaire considéré, P_X à la proportion massique du composant X et D_X au diamètre des grains du composant X. La composition du mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière} est similaire à celle du spectre synthétique ajustant le spectre OMEGA 2593_1, seul est indiqué le diamètre des grains de glace de CO₂.

On constate sur la figure 3.62 qu'il n'y a pas d'autre minimum local que celui correspondant au plus proche voisin. Ce spectre synthétique ajuste particulièrement bien le spectre OMEGA de 1 à 2,5 μm (figure 3.61). La profondeur des différentes bandes d'absorption est correctement reproduite ainsi que le niveau du continuum à 1 μm. Il existe toutefois plusieurs divergences. Le facteur de réflectance du spectre synthétique est légèrement plus faible que celui du spectre OMEGA entre 1,25 et 1,4 μm. En d'autres termes, la signature de la glace d'eau est plus marquée sur le spectre synthétique à ces longueurs d'onde. Comme je l'ai expliqué dans le cas de l'étude de Gemina Lingula, cette différence vient très probablement du fait qu'on considère que la couche supérieure de glace d'eau ne contient pas de poussière. L'ajout d'une faible proportion de poussière permettrait d'atténuer la signature de la glace d'eau entre 1,25 et 1,4 μm. Par ailleurs, la bande à 2,5 μm de la glace d'eau est trop peu intense sur le spectre synthétique. La chute de réflectance au-delà de 2,5 μm sur le spectre OMEGA est également mal reproduite. Dans la voie L, on observe un écart assez important entre les 2 spectres. La nécessité de considérer des grains de glace de CO₂ de 6 cm pour reproduire la bande à 1,429 μm accentue la signature du CO₂ dans la voie L. La couche supérieure de glace d'eau ne parvient pas à masquer cette signature.

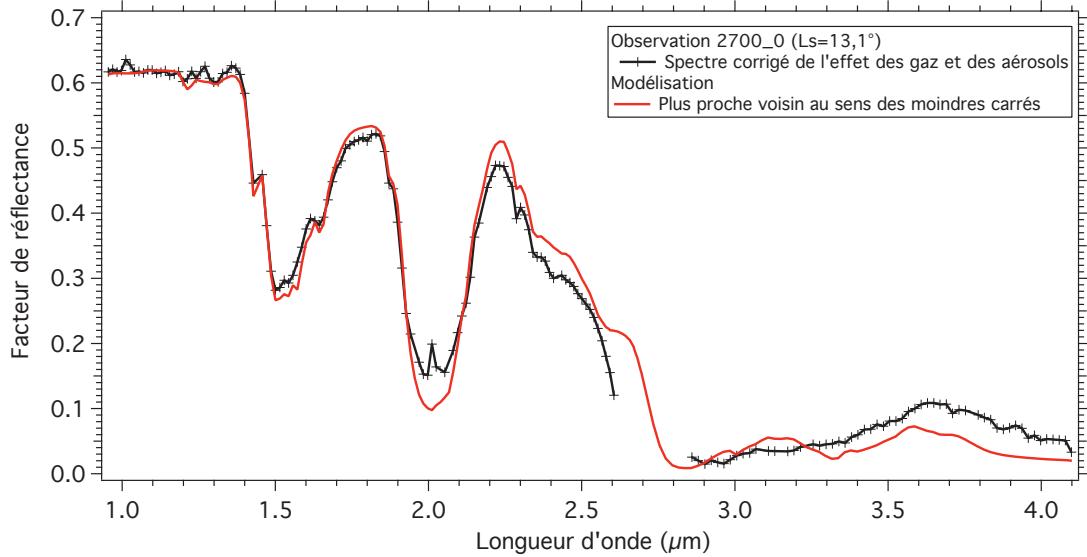


FIGURE 3.61 – Même légende que pour la figure 3.59 mais pour le spectre OMEGA SER 2700_0 ($L_s=13,1^\circ$).

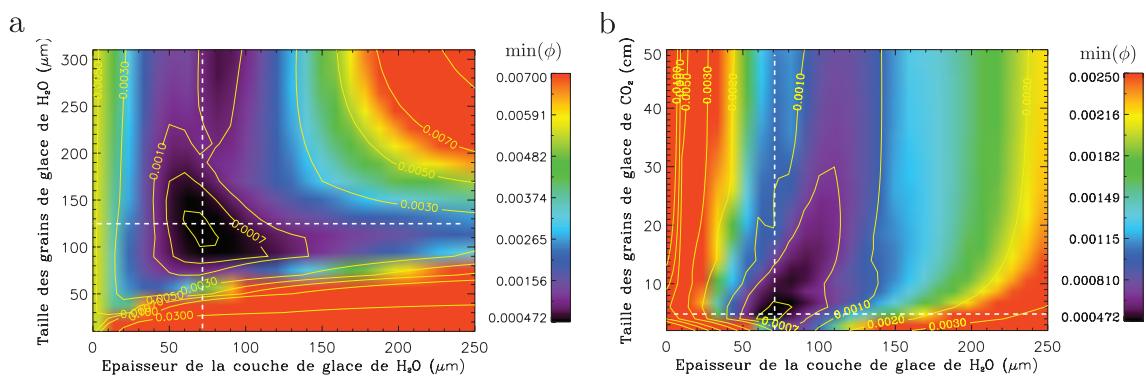


FIGURE 3.62 – Plan de la distance minimale entre le spectre OMEGA SER 2700_0 et les spectres synthétiques lorsqu'on fait varier les combinaisons de : (a) épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau et taille de grains de glace d'eau de cette couche et (b) épaisseur de la couche supérieure de glace d'eau et taille de grains de glace de CO_2 de la couche inférieure. Les traits pointillés blancs donnent la position du plus proche voisin au sens des moindres carrés du spectre SER. Le contour central sans label correspond à la valeur 5.10^{-4} .

En ajoutant de la poussière dans cette couche, éventuellement enrobée de glace d'eau, il serait peut-être possible d'améliorer l'ajustement du spectre OMEGA.

La distance ϕ entre le spectre synthétique plus proche voisin et le spectre OMEGA est de $4,7 \cdot 10^{-4}$. A partir d'une distance de $5 \cdot 10^{-4}$, l'ajustement n'est plus correct, ce qui se traduit par une incertitude de $\pm 10 \mu\text{m}$ sur l'épaisseur de la couche de glace d'eau, de $\pm 20 \mu\text{m}$ sur la taille des grains composant cette couche et de $\pm 2 \text{ cm}$ sur la taille des grains de glace de CO₂ composant la couche inférieure.

Afin de savoir si la couche riche en glace de CO₂ est bien optiquement épaisse à la date de l'observation, j'ai suivi la même procédure que celle utilisée pour l'observation précédente. J'ai considéré cette fois que la couche de glace de CO₂ est épaisse de 21 cm et constitué de grains de 4 cm. Le spectre en réflectance du mélange stratifié reste le même lorsqu'on fait varier la taille des grains de poussière du substrat. La couche riche en glace de CO₂ est donc bien optiquement épaisse à la date de l'observation.

Observation 2839_1 : La température de 161 K mesurée par l'instrument TES à la longitude solaire de cette observation correspond à une surface couverte à 78% par de la glace riche en CO₂ et à 22% par de la glace de H₂O. D'après l'étude de Cull *et al.* (2010a), l'épaisseur minimale des dépôts saisonniers est estimée à 8,3 cm au niveau du site d'atterrissement de Phoenix à $L_s=29^\circ$. Des tests ont été effectués pour un mélange stratifié où une couche de CO₂+H₂O+poussière d'épaisseur 8 cm repose sur un substrat minéral. La composition du mélange CO₂+H₂O+poussière est celle du plus proche voisin du spectre 2593_1 avec toutefois une taille de grains de glace de CO₂ comprise entre 2 et 8 cm. Dans tous les cas, cette couche riche en glace de CO₂ est optiquement fine. L'hypothèse de couche optiquement épaisse n'est donc plus valable pour cette observation. Une nouvelle bibliothèque de spectres synthétiques a été générée en considérant cette fois le mélange granulaire {CO₂+H₂O+poussière} optiquement fin et épais de 8 cm. L'observation 3225_1 couvre la région étudiée en été et donne la signature spectrale du substrat de poussière. On peut reproduire cette signature avec les constantes optiques de poussière obtenues sur l'observation 2879_1 en considérant que la taille des grains est de 18 μm .

Le poids des spectres a été fixé à 1 de 0,95 à 1,6 μm et à 0 ensuite car aucun spectre de la bibliothèque ne permet de reproduire correctement la signature spectrale pour les longueurs d'onde supérieures à 1,6 μm : un décalage est systématiquement observé au niveau du continuum. La figure 3.63 montre le spectre OMEGA SER et son plus proche voisin obtenu par la méthode des moindres carrés. La figure 3.64 illustre l'évolution la valeur minimale de la distance ϕ entre le spectre OMEGA et les spectres synthétiques en fonction des différents paramètres libres. Le tableau 3.18 résume les paramètres physiques du spectre synthétique optimal issus de cette inversion.

On constate sur la figure 3.64 qu'il n'y a pas d'autre minimum local que celui correspondant au plus proche voisin. Il semble que dans le cas de la taille des grains de glace de CO₂, le minimum absolu de la distance ϕ soit atteint pour des valeurs supérieures à celles de l'intervalle de variation. Cependant, ces valeurs seraient irréalistes car elles dépasseraient l'épaisseur de la couche de glace. Le spectre synthétique associé au plus proche voisin reproduit correctement le niveau du continuum vers 1 μm et la profondeur de la bande de la

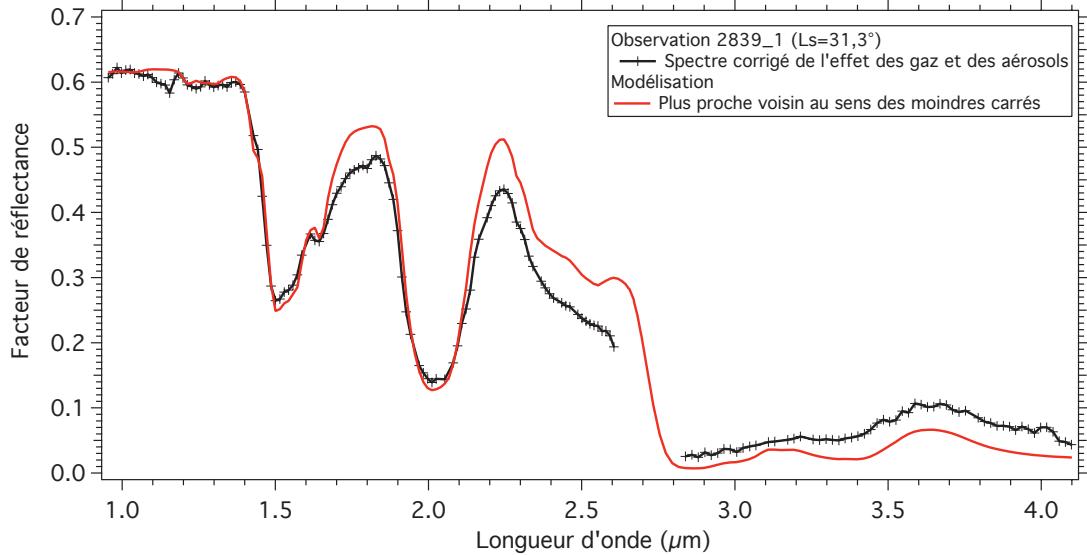


FIGURE 3.63 – Même légende que pour la figure 3.59 mais pour le spectre OMEGA SER 2839_1 ($L_s=31,3^\circ$).

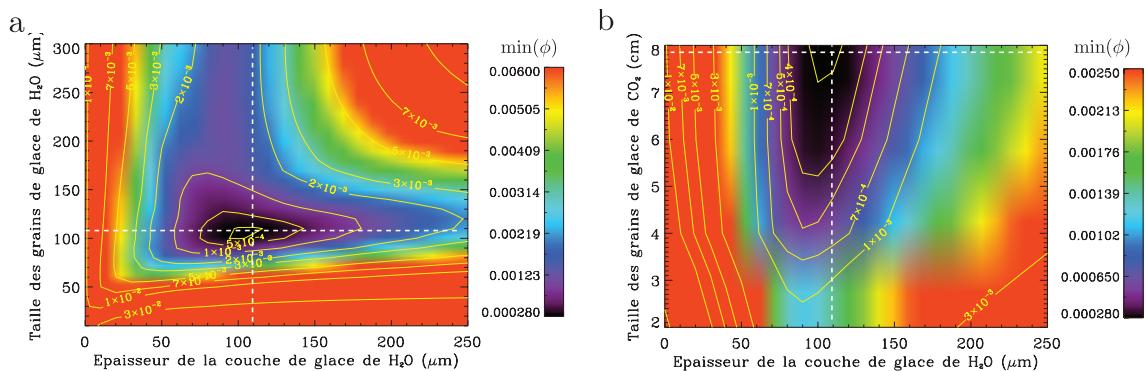


FIGURE 3.64 – Même légende que pour la figure 3.62 mais dans le cas du spectre OMEGA SER 2839_1. Le contour central sans label correspond à la valeur $3,7 \cdot 10^{-4}$.

Couche supérieure			Couche inférieure						
P_{H_2O}	D_{H_2O}	Epaisseur	f_{geo}	D_{CO_2}	f_{geo}	P_{H_2O}	$P_{poussière}$	D_{H_2O}	$D_{poussière}$
100	110 μm	110 μm	78	8 cm	22	71	29	250 μm	16 μm

TABLE 3.18 – Paramètres physiques correspondant au spectre synthétique plus proche voisin du spectre OMEGA SER 2839_1. Le modèle physique est une couche de poussière constituée de grains de 18 μm surmontée d'un mélange géographique subpixel entre un mélange granulaire $\{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$ et un mélange granulaire $\{\text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$, le tout surmonté d'une couche de glace de H_2O . L'épaisseur du mélange granulaire $\{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$ est de 8 cm et le mélange granulaire $\{\text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$ est supposé optiquement épais. f_{geo} correspond à la fraction spatiale couverte par le mélange granulaire considéré, P_X à la proportion massique du composant X et D_X au diamètre des grains du composant X . La composition du mélange granulaire $\{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{poussière}\}$ est similaire à celle du spectre synthétique ajustant le spectre OMEGA 2593_1, seul est indiqué le diamètre des grains de CO_2 .

glace de H_2O à $1,5 \mu\text{m}$. L'intensité de la bande de la glace de CO_2 à $1,43 \mu\text{m}$ est légèrement surestimée. Le spectre synthétique ajuste correctement le fond de la bande à $2 \mu\text{m}$ mais la réflectance de ses épaulements est trop importante. La bande à $2,5 \mu\text{m}$ de la glace d'eau est également mal ajustée. Dans la voie L, le spectre synthétique reproduit relativement bien la forme du spectre OMEGA mais son niveau de réflectance est systématiquement trop faible. La divergence observée entre $1,6$ et $2,6 \mu\text{m}$ trouve peut-être en partie son origine dans les constantes optiques de la glace d'eau utilisées. La modélisation est effectuée à partir des constantes optiques obtenues à 145 K . Or 22% de la surface sont recouverts de glace d'eau à 187 K au moment de cette observation. Les constantes optiques à cette température font état d'un coefficient d'absorption plus important dans le continuum entre les bandes. Utiliser des constantes optiques adaptées permettrait donc de résoudre en partie le problème. Il peut aussi s'agir de la composition du substrat. On considère qu'il n'est composé que de poussière or il est probable qu'une couche de glace d'eau se soit déposée avant la glace de CO_2 en automne. Cette couche de glace d'eau pourrait fournir l'absorption manquante entre $1,6$ et $2,6 \mu\text{m}$.

Une comparaison entre les spectres synthétiques bordant celui associé au plus proche voisin montre que l'incertitude sur la taille des grains de glace d'eau composant la couche supérieure est de $\pm 10 \mu\text{m}$. L'épaisseur de cette couche est déterminée à $^{+20}_{-10} \mu\text{m}$. Enfin, la taille des grains de glace de CO_2 est évaluée à $\pm 2 \text{ cm}$.

3.3.2.3 Evolution des dépôts saisonniers dans les plaines de l'hémisphère nord

A la fin de l'hiver ($L_s=358,5^\circ$), la région étudiée dans les plaines de l'hémisphère nord est recouverte d'une couche de glace très riche en CO_2 ($\sim 99,916 \text{ wt\%}$) contaminée en glace de H_2O ($\sim 0,06 \text{ wt\%}$) et en poussière ($\sim 0,024 \text{ wt\%}$). La proportion de poussière est trois fois plus importante que dans les condensats déposés sur le plateau de Gemina Lingula. La couche de glace est épaisse de plus de 30 cm (Cull *et al.*, 2010a). Le parcours optique dans les grains de CO_2 est de l'ordre de 35 cm , du même ordre de grandeur que l'épaisseur physique de la couche. Des parcours optiques similaires ont été mesurés sur le plateau de Gemina Lingula au début du printemps (voir partie précédente) et au niveau du site d'atterrissement de Phoenix à $L_s 344^\circ$ (Cull *et al.*, 2010a).

La glace d'eau mélangée à la glace de CO_2 est présente sous forme de grains d'environ $250 \mu\text{m}$, une taille similaire aux incertitudes près à celle mesurée sur le plateau de Gemina Lingula. Cull *et al.* (2010a) obtiennent un résultat similaire pour les condensats déposés au niveau du site d'atterrissement de Phœnix (grains de glace d'eau de $100\text{-}200 \mu\text{m}$).

A $L_s=13,1^\circ$, le parcours optique dans les grains de glace de CO_2 a chuté à 4 cm , une évolution probablement due à la fracturation des grains de glace de CO_2 sous l'effet de leur sublimation (Titus *et al.*, 2001). Cull *et al.* (2010a) observent une décroissance similaire de la taille des grains bien que se produisant plus tard, à $L_s 26,5^\circ$. Cependant, les modélisations présentées par les auteurs surestiment l'intensité des bandes de la glace de CO_2 , leurs résultats doivent donc être considérés avec précaution.

L'épaisseur moyenne de la couche de glace riche en CO_2 est de l'ordre de 20 cm à $L_s 13,1^\circ$ et descend à environ 8 cm à $L_s 31,3^\circ$. Cependant, la glace carbonique ne recouvre pas uniformément la surface et les facettes les plus exposées au rayonnement solaire perdent

rapidement leur couverture de glace de CO₂. A ces endroits, seule subsiste la glace d'eau poussiéreuse. Elle couvre 8% de la surface à L_s 13,1° puis 22% à L_s 31,3°.

Une couche de glace d'eau se forme peu à peu sur la glace de CO₂. Son épaisseur passe de 70 à 110 μm entre L_s 13,1° et 31,3° tandis que la taille des grains la constituant passe de 130 à 110 μm. Rappelons que cette couche est probablement formée de grains de deux tailles différentes : des grains d'environ 250 μm libérés à la sublimation de la glace de CO₂ et des grains d'environ 10 μm issus de la condensation de vapeur d'eau. La diminution observée de la taille équivalente des grains de la couche indique que la proportion de petits grains de givre augmente au dépend des gros grains de 250 μm. En d'autres termes, une condensation de vapeur d'eau a eu lieu entre L_s 13° et 31°. Ce phénomène est corrélé au rapprochement de l'anneau de glace d'eau, dont la limite nord se situe à 530 km de la région d'intérêt à L_s 13° puis à 250 km à L_s 31°. La densité de colonne de vapeur d'eau atmosphérique est alors de 10 microns précipitables au-dessus de l'anneau de glace d'eau (Pankine *et al.*, 2010). Une partie de cette vapeur d'eau a pu être entraînée vers le nord par la circulation atmosphérique pour se condenser sur la glace de CO₂.

La limite nord de l'anneau de glace d'eau atteint la région d'intérêt vers L_s 50°. Il est probable que la quantité de vapeur d'eau condensée continue d'augmenter entre L_s 30 ° et 50°. Cependant, la multiplicité des paramètres libres du modèle physique est telle qu'il est très difficile d'estimer les caractéristiques physiques de la couche supérieure de glace d'eau après L_s=35°.

La quantité de glace d'eau relâchée à la sublimation de la glace de CO₂ a été estimée à partir des mesures neutrons présentées en partie 3.3.1.4, figure 3.54. J'ai considéré la moyenne des courbes obtenues dans les bandes de latitude 65°N-70°N et 70°N-75°N ; vers 70°N, la masse surfacique maximale de glace de CO₂ est de l'ordre de 36 g/cm². L'inversion des propriétés physiques des dépôts saisonniers à la fin de l'hiver m'a permis de déterminer que la glace d'eau y est présente à hauteur de 0,06^{+0,020}_{-0,025} wt%. En multipliant ce pourcentage massique par la masse surfacique de glace de CO₂ sublimée, on obtient la masse surfacique de glace d'eau libérée à la sublimation de la glace de CO₂. Ces valeurs sont converties en épaisseur en les divisant par la densité volumique de la glace d'eau puis en les multipliant par un facteur 2 pour prendre en compte une porosité de 50 % de la couche supérieure. A L_s 13°, l'épaisseur de glace d'eau ainsi obtenue est de 51⁺¹⁷₋₂₁ μm, ce qui est du même ordre de grandeur que l'épaisseur de glace d'eau issue de l'inversion, 70 ±10 μm. Par contre, on obtient à L_s 31° une épaisseur de glace d'eau relâchée de 170⁺⁵⁷₋₇₁ μm, très supérieure à l'épaisseur issue de l'inversion, 110⁺²⁰₋₁₀ μm. Du fait des fortes barres d'erreur sur l'estimation de l'épaisseur de glace d'eau relâchée, cette différence est toutefois à considérer avec précaution. Il est possible que la vapeur d'eau condensée masque la glace d'eau relâchée à la sublimation de la glace de CO₂. On peut aussi envisager qu'entre L_s 13° et 31°, la croûte de glace d'eau ait été érodée par les brises thermiques déclenchées par le contraste thermique entre les terrains recouverts de glace et les terrains dégivrés. D'après les modélisations de Haberle *et al.* (1979), ces vents peuvent atteindre une vitesse de 20 m/s près de la surface au milieu du printemps. Greeley *et al.* (1980) ont déterminé par des études en soufflerie que des vents de 50 m/s sont nécessaires pour mobiliser des grains de sable de 100 μm. La cohésion entre la couche de glace d'eau et la glace de CO₂ en sublimation est probablement assez faible ; on peut supposer que les particules de glace d'eau sont « portées » par le flux

de sublimation. La puissance des brises thermiques est donc probablement suffisante pour éroder la couche de glace d'eau.

Les mesures neutrons permettent d'évaluer que lorsque la glace de CO₂ disparaît définitivement de la surface, la couche de glace d'eau libérée est épaisse de $470_{-200}^{+150}\mu\text{m}$. Cette épaisseur est plus faible que celle obtenue sur le plateau de Gemina Lingula. Elle dépend de la densité de colonne maximale de glace de CO₂ condensée, qui décroît en allant vers le Sud, et du pourcentage massique de glace d'eau dans les dépôts saisonniers, qui, d'après les inversions effectuées, augmente en allant vers le Sud. L'incertitude sur ce dernier paramètre est toutefois importante. Si on considère pour l'instant qu'il évolue peu avec la latitude, alors l'épaisseur de la couche de glace d'eau libérée à la sublimation de la glace de CO₂ décroît avec la latitude.

Cette étude des condensats saisonniers déposés sur les plaines de l'hémisphère nord montre qu'une couche de glace d'eau se forme sur la glace de CO₂ en sublimation. Elle est responsable de la forte décroissance de la signature spectrale de la glace de CO₂ au cours du printemps jusqu'à la masquer totalement peu avant que la glace de CO₂ ne disparaîsse définitivement de la surface. En supposant que la proportion massique de glace d'eau contenue dans les dépôts saisonniers varie peu avec la latitude, la quantité totale de glace d'eau relâchée à la sublimation de la glace de CO₂ augmente avec la latitude. Plus on se situe au nord et plus la croûte de glace d'eau est susceptible de masquer la signature de la glace de CO₂. L'augmentation apparente de l'extension de l'anneau de glace d'eau à partir de L_s 20° est donc provoquée par la formation de la couche de glace d'eau sur la glace de CO₂ en sublimation. Cette couche devient optiquement épaisse juste avant la disparition totale de la glace de CO₂.

3.3.3 Remontées tardives de la signature de la glace de CO₂

Entre L_s~40° et 70°, la signature de la glace de CO₂ augmente soudainement par endroits. Ce comportement se produit principalement sur le champ de dunes circumpolaires et au niveau des dépressions spirales et des escarpements de la calotte permanente nord. J'ai montré précédemment que la formation d'une couche de glace d'eau sur la glace de CO₂ en sublimation est responsable de la disparition de sa signature spectrale. Les remontées tardives de la signature de la glace de CO₂ sont donc probablement dues à la dispersion ou à la sublimation de la couche de glace d'eau. Une recondensation de glace de CO₂ est également possible mais semble peu probable à cette période de l'année. Les modalités exactes de ce processus sont analysées dans le chapitre suivant.

3.4 Scénario d'évolution hivernale et printanière des dépôts saisonniers nord

L'évolution temporelle de la distribution spatiale des dépôts saisonniers en terme d'albédo et de profondeur de bande a été analysée. Une étude complémentaire a été menée sur l'évolution de la stratigraphie des condensats au printemps. A partir de ces résultats, un scénario d'évolution hivernale et printanière des dépôts saisonniers nord est proposé en figure 3.65.

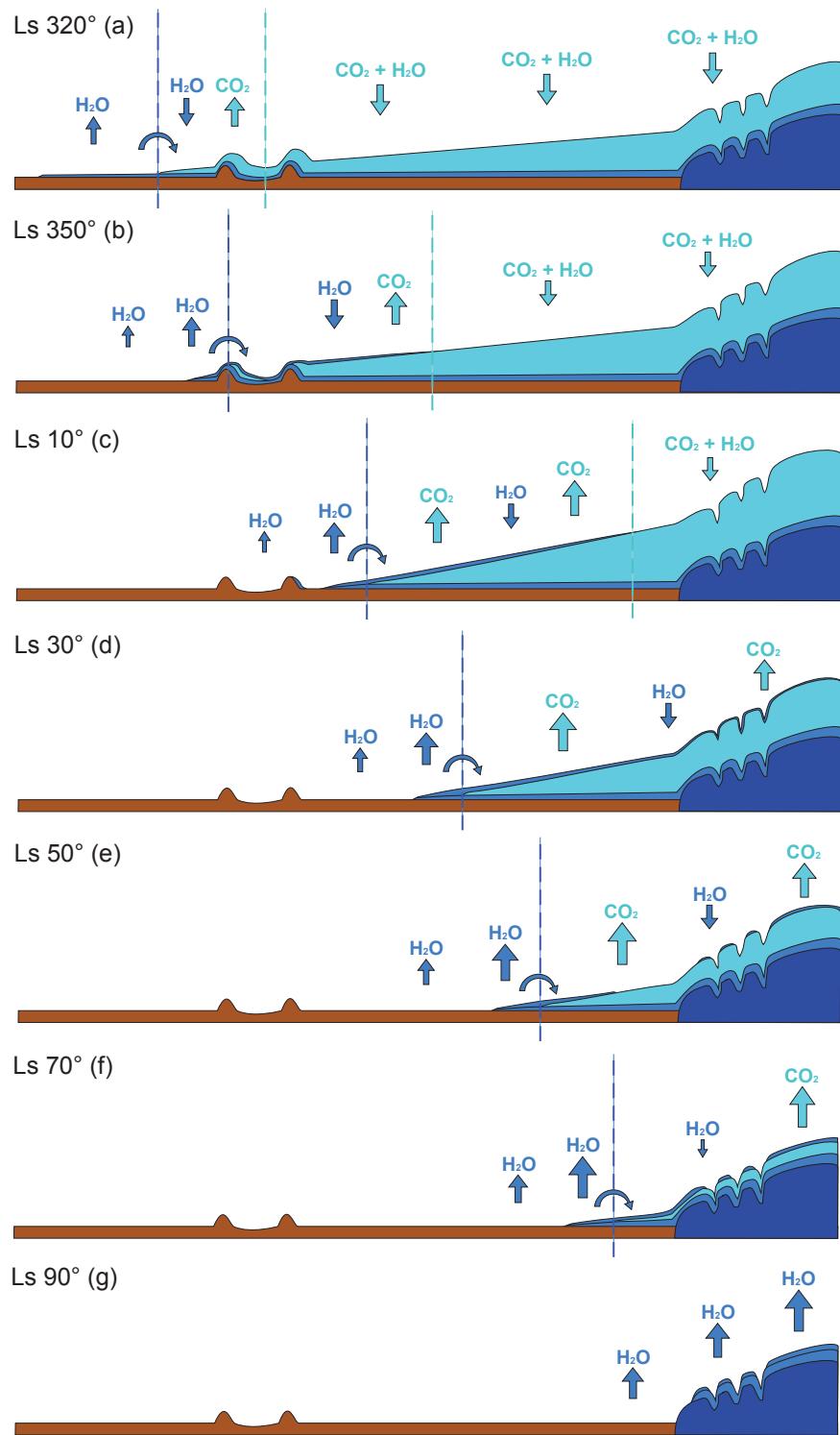


FIGURE 3.65 – Possible scénario d'évolution hivernale et printanière des dépôts saisonniers nord présenté sous la forme de coupes latitudinales à différentes longitudes solaires. L'échelle verticale n'est pas respectée pour plus de clarté. En bleu foncé est représentée la glace d'eau pérenne de la calotte permanente nord (à droite), en bleu la glace d'eau saisonnière et en bleu ciel la glace de CO_2 contaminée en glace d'eau et en poussière. La transition entre condensation et sublimation de la glace de CO_2 est matérialisée par une ligne verticale pointillée bleu ciel et par une ligne bleue pour la glace de H_2O . Pour ne pas alourdir le schéma, les nuages et brouillards qui surplombent le bord des dépôts saisonniers jusqu'à $\text{L}_s \sim 70^\circ$ ne sont pas représentés.

La figure 3.65a représente les dépôts saisonniers peu de temps après qu'ils aient commencé à reculer, à $L_s \sim 320^\circ$. Ils sont composés de deux couches : une couche inférieure de glace d'eau et une couche supérieure de glace de CO₂ contaminée en glace d'eau et poussière. Cette stratification est le résultat des différentes étapes de condensation qui ont eu lieu en automne et en hiver. La première étape est une condensation de givre d'eau en surface pendant la nuit, le givre se sublimant totalement pendant la journée. Les atterrissageurs Phoenix (Smith *et al.*, 2009) et Viking 2 (Jones *et al.*, 1979) ont été les témoins privilégiés de la condensation de ce givre. Elle s'accompagne de la formation de brouillard dans les 700 premiers mètres au-dessus de la surface (Whiteway *et al.*, 2009). Une couche de nuages surplombe ce brouillard et donne lieu à la précipitation de cristaux de glace d'eau de quelques dizaines de microns, similaires aux cristaux composant les cirrus terrestres (Gallagher *et al.*, 2005). A une latitude donnée, la date à laquelle le givre commence à se condenser dépend de la pression partielle de vapeur d'eau dans la couche d'atmosphère proche de la surface. Ainsi, la condensation commence d'abord sur la calotte permanente, où la pression partielle de vapeur d'eau est maximale, puis s'étend aux plaines alentours. Dans un second temps, quand le Soleil est suffisamment bas sur l'horizon, le givre d'eau persiste toute la journée, ce qu'a pu observer l'atterrisseur Viking 2 (Jones *et al.*, 1979). A ce stade, le taux d'accumulation de glace d'eau devrait augmenter en raison de la rétro-action positive de l'albédo de surface sur le bilan énergétique : du fait de son albédo élevé, le givre absorbe peu d'énergie solaire et compense par une condensation plus importante. L'épaisseur de ce givre a été estimée à environ 10 μm au niveau du site d'atterrissement de Viking 2 (Hart & Jakosky, 1986). Ce givre se diffuse probablement partiellement dans les premières couches de la surface par un processus de sublimation-condensation, une partie de l'eau pouvant aussi s'adsorber sur les minéraux (Beck *et al.*, 2010). Il est ainsi possible qu'une fine couche de sol gelé se forme, la glace liant les grains du sol entre eux. La diffusion de vapeur d'eau et la condensation en profondeur vont avoir lieu si le gradient thermique vertical devient négatif au cours de la journée. A partir des mesures d'inertie thermique TES, Kuzmin *et al.* (2009) ont estimé que dans la bande de latitude 40°N-50°N, la quantité de glace d'eau saisonnière présente dans les 10 premiers centimètres du sol est de l'ordre de 4 à 17 % volumiques en hiver.

Puis le bilan énergétique autorise la température de la surface à descendre sous le point de condensation du CO₂. La glace de CO₂ se condense à la surface suivant un cycle journalier de condensation/sublimation, piégeant de la glace d'eau et de la poussière en très faibles proportions (quelques centièmes de pourcents massiques). Dans les régions plongées dans la nuit polaire et jusqu'à 5°-10° au sud du terminateur, la condensation se produit de façon continue à un taux déterminé principalement par l'émission thermique de la glace de CO₂ et par le flux de conduction de chaleur en provenance du sous-sol (Forget *et al.*, 1999; Lewis *et al.*, 1999). La fine couche de givre d'eau déposée en automne est alors figée à la température de la glace de CO₂, stoppant la diffusion de vapeur d'eau dans le régolithe. Notons que la condensation initiale de ce givre d'eau, qui augmente l'albédo de la surface et favorise la décroissance de sa température, permet probablement une condensation de glace de CO₂ plus précoce que si le givre d'eau était absent. Le résultat de cette phase de condensation est une couche de glace riche en CO₂ dont l'épaisseur atteint environ 1 m au sommet de la calotte permanente nord (Smith *et al.*, 2001b; Aharonson *et al.*, 2004) et

qui décroît avec la latitude jusqu'à la limite de condensation vers 50°N. Cette glace de CO₂ repose sur une couche de givre d'eau déposée en automne et dont l'épaisseur varie avec la latitude. Au début de l'automne, le flux de condensation du givre d'eau est maximal sur la calotte permanente, mais cette région est la première à se couvrir de glace de CO₂. Le givre d'eau y atteint probablement une épaisseur comprise entre une dizaine et une centaine de microns. Dans les régions entourant les dépôts saisonniers riches en CO₂, comme au niveau du site d'atterrissement de Viking 2 (48°N), la couche de givre d'eau a plus de temps pour s'épaissir mais la pression partielle de vapeur d'eau y est plus faible. De ce fait, l'épaisseur du givre d'eau condensé est de l'ordre de 10 µm. Ce givre d'eau est lui-même superposé à quelques millimètres d'un sol gelé.

Les études menées jusqu'à présent ont montré que le CO₂ se condense majoritairement sous forme d'une couche dense et transparente (Kieffer, 1970a; Kieffer *et al.*, 2000; Titus *et al.*, 2001; Langevin *et al.*, 2007). Des précipitations de neige carbonique participent également à la formation de la couche de glace de CO₂ à hauteur d'environ 10% Titus *et al.* (2001). A partir de modèles physiques du métamorphisme de glace de CO₂, Eluszkiwicz *et al.* (2005) suggèrent que ces particules de CO₂ précipitées vont rapidement fusionner ensemble pour minimiser leur énergie de surface pourvue que leur taille soit inférieure à 10 µm, aboutissant à une couche non poreuse polycristalline. Les observations OMEGA exposées dans cette thèse suggèrent que la glace de CO₂ est transparente vers L_s 329°, confirmant qu'elle est présente sous forme d'une couche dense en hiver. Cependant, cette glace de CO₂ n'est plus transparente à L_s 350°, suggérant qu'un changement dans les propriétés optiques de la glace est survenu entre L_s 329° et 350°. Au fur et à mesure que la glace de CO₂ se sublime, elle se fracture en grains plus petits (Titus *et al.*, 2001) pour lesquels le libre parcours moyen est de quelques centimètres. Ce phénomène a été observé dans les plaines de l'hémisphère nord et sur le plateau de Gemina Lingula. La couche devient ainsi plus diffusante et son albédo plus élevé que celui des plaines dégivrées. On note toutefois qu'à L_s 358°, les condensats saisonniers déposés dans les plaines sont optiquement épais et pourtant le libre parcours moyen dans la glace de CO₂ est élevé, de l'ordre de 35 cm. Il est donc probable que l'augmentation initiale de l'albédo des dépôts saisonniers et la perte de leur transparence soit dues à la formation précoce d'une fine couche de givre d'eau sur la glace de CO₂.

La couche de glace d'eau située dans la partie gauche de la figure 3.65a correspond au givre d'eau épais d'une dizaine de microns photographié par l'atterrisseur Viking 2 et qui s'étend jusqu'à 6° de latitude au sud de la limite de la glace de CO₂. L'augmentation progressive de l'insolation solaire au bord des dépôts saisonniers entraîne la sublimation de la glace de CO₂. Le taux de sublimation décroît avec la latitude, la condensation de CO₂ étant toujours effective à haute latitude. La transition entre condensation et sublimation est indiquée par une ligne pointillée bleue claire. Etant donné que la température d'équilibre radiatif de la glace d'eau est supérieure à celle de la glace de CO₂, la glace d'eau reste stable à plus basse latitude que la glace de CO₂, si toutefois la pression partielle de vapeur d'eau est supérieure à sa pression de saturation. Une partie de la vapeur d'eau issue de la sublimation de la glace d'eau est transportée au-dessus de la glace de CO₂ et condense en surface (flèche bleue dirigée vers la droite). La limite entre condensation et sublimation de la glace d'eau est représentée par une ligne pointillée bleue.

Entre L_s 320° et 350°, l'augmentation de l'insolation solaire en journée et le raccourcissement de la durée de la nuit entraîne le recul et le rétrécissement de la zone couverte par le givre d'eau saisonnier. Un morcellement de la répartition du givre en surface a ainsi été observé à partir de L_s 325° par l'atterrisseur Viking 2. L'anneau de glace d'eau ne s'étend alors plus que sur 2° de latitude (figure 3.65b). Cet anneau est composé du sol gelé et de deux couches de glace d'eau : le givre d'eau déposé en automne et la glace d'eau relâchée à la sublimation de la glace de CO₂. Plus au nord, la glace de CO₂ se recouvre progressivement d'une couche de glace d'eau issue de deux contributions : (i) les grains de glace d'eau libérés au fur et à mesure de la sublimation de la glace de CO₂ et s'accumulant en surface et (ii) la vapeur d'eau provenant de la sublimation de l'anneau et de la désorption du sol, transportée vers le nord par la circulation atmosphérique et piégée à la surface de la glace de CO₂. Ce deuxième processus correspond au scénario de « retour de l'eau à l'état quasi-solide » proposé par Houben *et al.* (1997). L'occurrence importante d'instabilités baroclines en bordure des dépôts saisonniers favorise le transport de la vapeur d'eau au-dessus de la glace de CO₂ (Richardson & Wilson, 2002; Montmessin *et al.*, 2004). Ce scénario est appuyé par les observations d'un anneau de vapeur d'eau surplombant l'anneau de glace au printemps, l'augmentation de la quantité de vapeur d'eau au nord de l'anneau indiquant un transport de vapeur d'eau vers le nord (Pankine *et al.*, 2010).

Les fortes variations de l'inclinaison de la surface, comme au niveau des cratères, conduisent à une ségrégation spatiale entre les glaces de CO₂ et H₂O (figure 3.65b). Les faces exposées au nord conservent plus longtemps leur couverture de glace de CO₂ tandis que les faces exposées au sud ne sont plus couvertes que de glace d'eau poussiéreuse. Une fois que la glace de CO₂ a complètement disparu, la ségrégation se fait cette fois entre les faces exposées au nord recouvertes de glace d'eau et les faces exposées au sud totalement dégivrées (figure 3.65c). Ce type de ségrégation se produit à différentes échelles spatiales, de l'échelle régionale lorsque l'inclinaison du terrain varie sur de grandes distances, à l'échelle locale comme c'est le cas sur la surface bosselée du plateau de Gemina Lingula ou sur les terrains polygonaux des plaines de l'hémisphère nord.

La condensation de CO₂ s'arrête vers L_s 30° et l'intégralité des dépôts saisonniers de glace de CO₂ est alors en sublimation (figure 3.65d). La croûte de glace d'eau reposant sur la glace de CO₂ s'épaissit de plus en plus pour deux raisons. D'une part, la quantité de glace d'eau relâchée à la sublimation de la glace de CO₂ augmente avec la latitude si on considère que la proportion massique de glace d'eau dans les dépôts saisonniers est constante avec la latitude, ce qui semble être le cas d'après les inversions effectuées. D'autre part, la densité de colonne de vapeur d'eau dans l'anneau entourant les dépôts saisonniers augmente au cours du printemps, passant de 15 microns précipitables à $L_s \sim 30^\circ$ à 50 microns précipitables à $L_s \sim 80^\circ$ (Pankine *et al.*, 2010). De plus en plus de vapeur d'eau peut donc s'accumuler en surface de la glace de CO₂ au cours du temps. Il en résulte un masquage de la signature de la glace de CO₂ en bordure des dépôts saisonniers et un élargissement progressif de l'anneau de glace d'eau à partir de L_s 20°. Il est important de signaler que je définis l'anneau de glace d'eau comme les terrains contigus à la limite de la signature de la glace de CO₂ et dans lesquels la signature de la glace d'eau est détectée. Cependant, les régions situées au sud de la limite de la glace de CO₂ peuvent encore être recouvertes de glace de CO₂ puisque sa signature peut être masquée par une couche optiquement épaisse

de glace d'eau. Après L_s 20°, l'anneau de glace d'eau est donc composé d'un anneau sud formé de glace d'eau poussiéreuse et d'un anneau nord où une couche optiquement épaisse de glace d'eau repose sur la glace de CO₂ en sublimation.

Après L_s 50°, l'épaississement de la couche de glace d'eau entraîne la disparition de la signature de la glace de CO₂ à l'intérieur même des régions polaires, comme sur le plateau de Gemina Lingula. La distribution de la signature de la glace de CO₂ est alors morcelée et la structure en anneau des régions n'affichant que la signature de la glace d'eau est rompue. Puis la couche supérieure de glace d'eau est érodée localement (figure 3.65e) et la signature de la glace de CO₂ réapparaît soudainement. Cette remontée tardive de la signature de la glace de CO₂ se produit préférentiellement au niveau des dépressions spirales et des escarpements de la calotte permanente ainsi que sur le champ de dunes circumpolaires. Les modalités précises de ce processus, observé jusqu'à L_s 70° (figure 3.65f), sont analysées dans le chapitre suivant. Aux endroits où ce processus n'a pas lieu, comme sur les plateaux de la calotte permanente nord, la glace de CO₂ continue de se sublimer jusqu'à disparition complète tout en restant masquée sous une couche d'environ 600 μm de glace d'eau. La glace de CO₂ disparaît définitivement des régions polaires nord vers L_s 90°.

La dernière étape de l'évolution des dépôts saisonniers nord est la sublimation de la glace d'eau poussiéreuse restante, issue de trois sources différentes de glace d'eau : le givre d'eau déposé en automne, la glace d'eau incluse dans la glace de CO₂ lors de sa condensation et la vapeur d'eau piégée sur la glace de CO₂ lors du retrait des dépôts saisonniers. La sublimation de la glace d'eau saisonnière déposée sur la calotte permanente nord, détaillée par Langevin *et al.* (2005b), donne lieu à la forte augmentation de la teneur en vapeur d'eau atmosphérique observée par Bass & Paige (2000) et Pankine *et al.* (2010) ; la densité de colonne de vapeur d'eau atteint un maximum de 80±10 microns précipitables à $L_s\sim 90^\circ$ (Pankine *et al.*, 2010). Une question très importante est de savoir si le budget annuel de la glace d'eau est positif ou négatif sur la calotte permanente nord. Un budget positif indiquerait que la calotte est en accumulation tandis qu'un budget négatif signalerait qu'elle perd de la masse d'année en année. D'après les données OMEGA, le givre a totalement disparu de la surface de Gemina Lingula vers L_s 130°, puis la condensation du givre reprend vers L_s 150°. Ce plateau serait donc en ablation. Dans d'autres régions de la calotte, notamment celles où la couche de glace d'eau est érodée au cours du printemps, le givre saisonnier disparaît probablement plus tôt de la surface. Ce processus pourrait témoigner d'une variabilité spatiale de l'ablation de la calotte. Cette question est étudiée dans le chapitre suivant.

3.5 Conclusion

La différence principale entre les dépôts saisonniers nord et sud est la quantité de glace d'eau qu'ils contiennent. Dans les dépôts saisonniers sud, la glace d'eau est présente en trop faible proportion pour former un anneau et contaminer efficacement la surface de la glace de CO₂. La glace d'eau joue par contre un rôle très important dans le cycle des dépôts saisonniers nord. En particulier, l'anneau de glace d'eau constitue une source majeure de vapeur d'eau à basse latitude dès la fin de l'hiver. Cette source locale est très probablement sous-estimée et spatialement diluée dans les modèles de circulation générale (GCMs). Glace

et vapeur d'eau ont un comportement très dynamique au printemps, de la sublimation de l'anneau à la recondensation de vapeur d'eau sur la glace de CO₂. Une molécule d'eau est probablement sujette à une série de sublimations/recondensations au cours du retrait des dépôts saisonniers jusqu'à ce qu'elle s'échappe vers le sud ou qu'elle atteigne la calotte permanente nord. L'inversion des spectres OMEGA a permis d'évaluer la proportion de glace d'eau contenue dans les dépôts saisonniers et l'épaisseur de la couche de glace d'eau qui se forme sur la glace de CO₂ en sublimation. Cette couche atteint 600 μm d'épaisseur sur la calotte permanente nord au début de l'été. Il reste à quantifier la proportion exacte de glace d'eau issue de la recondensation de vapeur d'eau afin de mieux contraindre les échanges surface/atmosphère lors du retour de l'eau sur la calotte permanente. Pour cela, il faudra modéliser de nouveaux spectres synthétiques en considérant une distribution bimodale de taille de grains pour la couche supérieure de glace d'eau : des grains de quelques centaines de microns libérés à la sublimation de la glace de CO₂ et des grains d'une dizaine de microns issus de la recondensation de vapeur d'eau sur la glace de CO₂. La connaissance de la position de l'anneau de la glace d'eau au cours du printemps et des flux de volatils entre la surface et l'atmosphère permettra certainement de mieux contraindre les GCMs et d'améliorer notre compréhension du cycle de l'eau sur Mars.

Chapitre 4

Evolution locale de la stratigraphie des dépôts saisonniers de l'hémisphère nord de Mars

Sommaire

4.1	Localisation géographique des remontées tardives de la signature spectrale de la glace de CO₂	226
4.2	Etude de la région de Rupes Tenuis	227
4.2.1	Description de la zone d'étude	227
4.2.2	Observations OMEGA	229
4.2.3	Interprétation des observations OMEGA	236
4.3	Etude de la région de Olympia Undae	251
4.3.1	Description de la zone d'étude	251
4.3.2	Observations OMEGA	252
4.3.3	Interprétation des observations OMEGA	259
4.3.4	Appart des observations CRISM et HiRISE	262
4.4	Etude statistique des disparitions précoces et remontées tardives de la signature spectrale de la glace de CO₂	275
4.4.1	Méthode de détection automatique des LICS et EDCS	275
4.4.2	Résultats	279
4.4.3	Discussion	281
4.5	Conclusion	285

La cartographie de la répartition spatiale des glaces de CO₂ et H₂O au cours du printemps nord a permis de mettre en évidence deux phénomènes particuliers : la disparition précoce de la signature spectrale de la glace de CO₂ et sa remontée tardive. La formation d'une couche de glace d'eau à la surface de la glace de CO₂ en sublimation permet de rendre compte du premier phénomène. L'évolution de l'épaisseur de cette couche a été quantifiée sur le plateau de Gemina Lingula et dans les plaines de l'hémisphère nord. Ce chapitre est consacré à l'étude du second phénomène, la remontée soudaine et tardive de la signature de la glace de CO₂.

La première partie de ce chapitre met en évidence que ce phénomène se produit principalement sur deux unités géologiques distinctes, la calotte permanente nord et le champ de dunes circumpolaires. Deux régions caractéristiques de ces unités ont été sélectionnées pour une étude spécifique : la région de Rupes Tenuis fait l'objet de la deuxième partie du chapitre et la région de Olympia Undae est analysée dans une troisième partie. Enfin, la quatrième partie est dédiée à la caractérisation des disparitions précoces et remontées soudaines de la signature de la glace de CO₂ à l'échelle de la région polaire nord.

4.1 Localisation géographique des remontées tardives de la signature spectrale de la glace de CO₂

La figure 4.1 se compose de 5 mosaïques de la profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂, obtenues entre L_s 39,3° et 66,7°. C'est pendant cette période que se produisent les principaux épisodes de remontée de la signature spectrale de la glace de CO₂ ; ce phénomène est mentionné par la suite sous l'acronyme de LICS pour *Late Increase of the CO₂ ice Signature*. Sur ces cartes, les flèches indiquent l'emplacement des principaux LICS. Les différentes flèches ont été regroupées sur une mosaïque de la région polaire nord obtenue par MARCI en été (figure 4.1f). On met ainsi en évidence le fait que les LICS se produisent principalement dans deux unités géologiques distinctes :

1. La calotte permanente nord (flèches bleues),
2. Le champ de dunes sombres circumpolaires (flèches noires).

Une unité supplémentaire correspond au cratère Korolev, où un LICS survient vers L_s 41° (flèche verte). La majorité des LICS se produit donc sur deux substrats de nature très différente. La surface de la calotte permanente nord est constituée d'une couche d'épaisseur métrique de glace d'eau très pauvre en poussière (Herkenhoff *et al.*, 2002; Langevin *et al.*, 2005b). Son albédo et son inertie thermique sont parmi les plus élevés des terrains martiens. Les dépôts stratifiés, alternance de couches de glace et de poussière, affleurent au niveau des dépressions spirales qui découpent la surface de la calotte. L'albédo y est plus faible mais l'inertie thermique reste élevée. A contrario, les dunes polaires ont l'albédo et l'inertie thermique les plus faibles de tous les champs de dunes martiens (Thomas & Weitz, 1989; Herkenhoff & Vasavada, 1999). D'après les mesures du contenu en hydrogène effectuées par le spectromètre neutron de Mars Odyssey, ces dunes sont probablement constituées de dépôts nivéo-éoliens cémentés alternant des couches de glace et de sable et surmontés d'une couche de sable plus mobile (Feldman *et al.*, 2008).

Cette dichotomie compositionnelle de la nature du substrat sur lequel les LICS se produisent suggère de procéder à une analyse séparée des LICS se produisant sur chaque terrain. Dans un premier temps, je me suis intéressé aux LICS ayant lieu sur la calotte en me focalisant sur une région située au pied de l'escarpement Rupes Tenuis ; un LICS s'y produit vers L_s 50°. Puis j'ai étudié une région du champ de dunes de Olympia Undae où un LICS a lieu à L_s 45°.

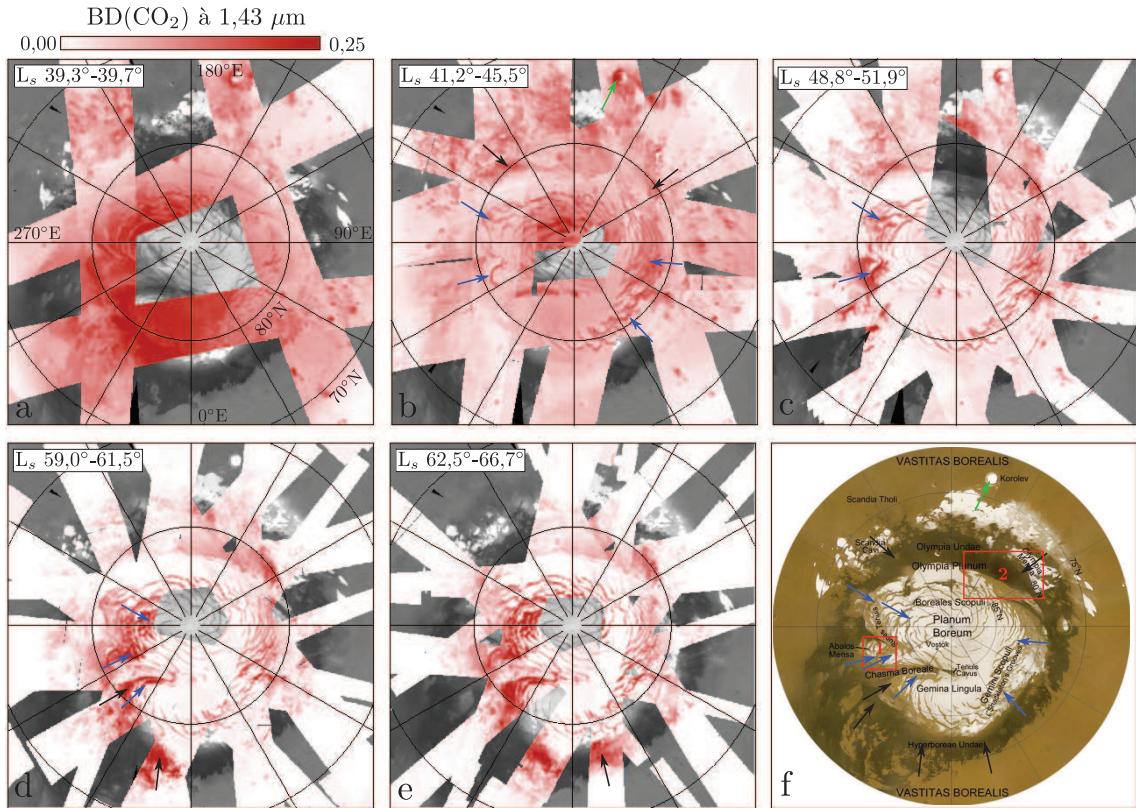


FIGURE 4.1 – Figures a à e : mosaïques de la profondeur de la bande à $1,43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 réalisées pour les intervalles de L_s suivants : (a) $L_s 39,3^\circ-39,7^\circ$, (b) $L_s 41,2^\circ-45,5^\circ$, (c) $L_s 48,8^\circ-51,9^\circ$, (d) $L_s 59,0^\circ-61,5^\circ$, (e) $L_s 62,5^\circ-66,7^\circ$. Les flèches indiquent la position des remontées tardives de la signature de la glace de CO_2 (LICS). Ces flèches sont noires pour les LICS sur le champ de dunes, bleues pour les LICS sur la calotte permanente nord et verte pour le LICS dans le cratère Korolev. La figure f est une mosaïque de la région polaire nord obtenue par la caméra MARCI en été (image extraite de [Cantor *et al.* \(2010\)](#)) sur laquelle ont été superposées les différentes flèches. Les rectangles rouges indiquent l'emplacement des deux régions étudiées.

4.2 Etude de la région de Rupes Tenuis

4.2.1 Description de la zone d'étude

La région de Rupes Tenuis est située au bord de la calotte permanente nord, vers $290^\circ\text{E}/81^\circ\text{N}$. La figure 4.2a présente la topographie de cette région et la figure 4.2b une coupe interprétative extraite de [Tanaka *et al.* \(2008\)](#). La partie principale de la calotte permanente est nommée Boreales Scopuli. Rupes Tenuis fait référence à l'escarpement qui découpe à cet endroit le bord de la calotte. L'inclinaison de cet escarpement est de l'ordre de 10° . Sur environ 1000 m de dénivelé, il expose l'unité basale constituée de couches de glace presque pure interstratifiées à des dépôts de sédiments sombres (unité ABrt) et datée du début de l'Amazonien ([Herkenhoff *et al.*, 2007; Tanaka *et al.*, 2008](#)). L'unité basale est recouverte par des dépôts stratifiés de glace et de poussière (unité ABB1). Ces dépôts sont caractérisés par une stratification plus fine et régulière que celle de l'unité basale et

une concentration très pauvre en poussière (généralement inférieure à 5 %) (Grima *et al.*, 2009). Ils sont datés du milieu à la fin de l'Amazonien (Tanaka *et al.*, 2008). Une couche de glace très pure, d'épaisseur métrique, surplombe ces dépôts stratifiés (unité ABb3).

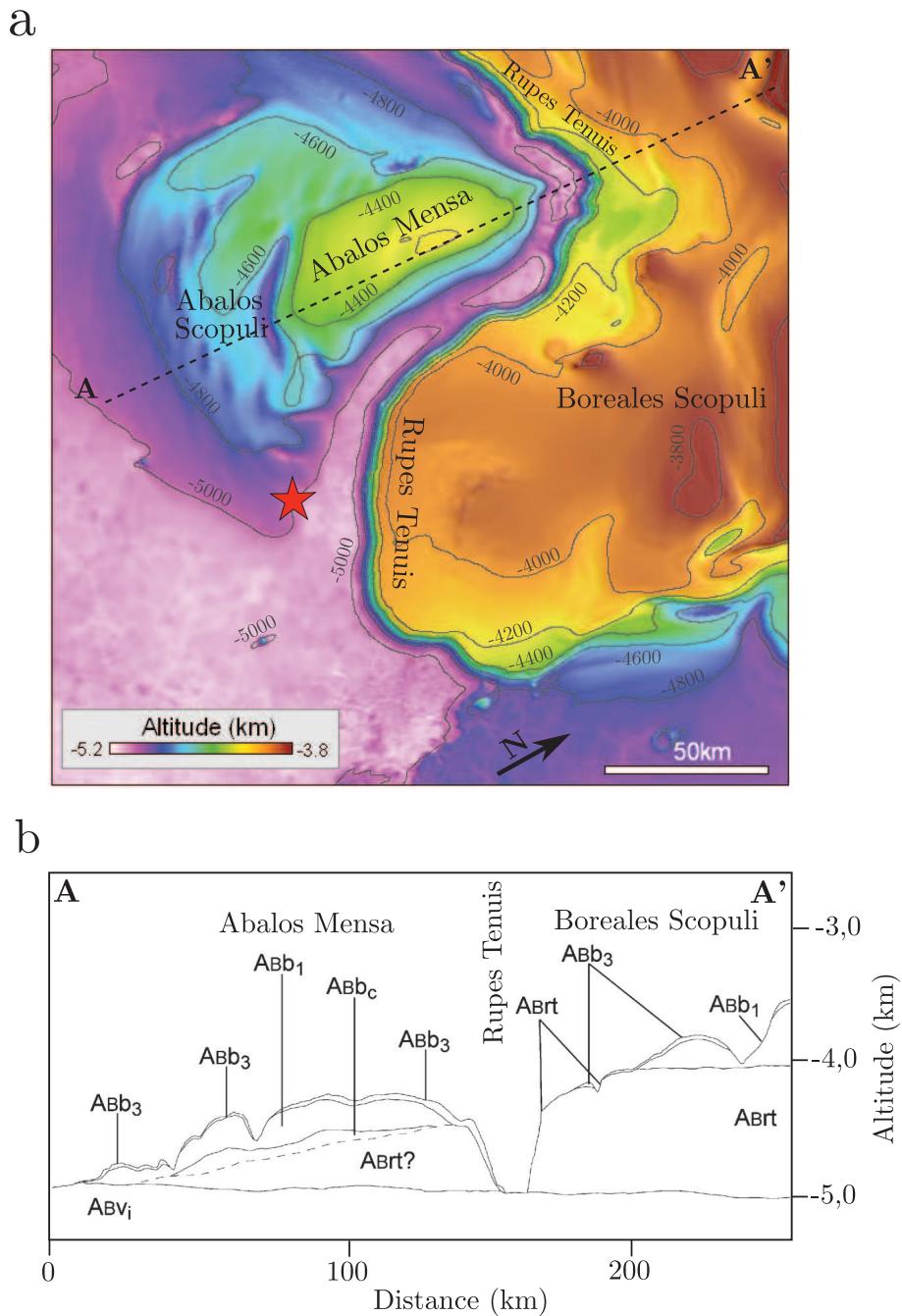


FIGURE 4.2 – Figure a : carte topographique de la région de Rupes Tenuis réalisée à partir des données de l'altimètre laser MOLA à 512 pixels par degré (Zuber *et al.*, 1998). Les lignes de niveau sont tracées tous les 200 m. L'étoile rouge indique la position de la région d'intérêt étudiée dans la partie suivante. Au segment A-A' correspond la coupe interprétative présentée en figure b et extraite de Tanaka *et al.* (2008).

Au Sud de cet escarpement se trouve une butte nommée Abalos Mensa, large de 180

km et haute de 900 m. Son profil topographique est asymétrique, le versant est étant plus pentu que le versant ouest. La stratigraphie de cette butte de glace est vraisemblablement la même que celle de Rupes Tenuis (Tanaka *et al.*, 2008). Deux hypothèses principales ont été proposées pour expliquer l'origine de la dépression séparant Abalos Mensa de Boreales Scopuli. La première suggère qu'elle résulte de la fonte de la glace sous l'action d'une source de chaleur géothermique (Garvin *et al.*, 2000; Fishbaugh & Head, 2002; Hovius *et al.*, 2008). Les auteurs associent les morphologies coniques observées dans la région à des structures volcaniques. Cependant, ces structures présentent des affleurements de glace correspondant à la même unité que Rupes Tenuis (ABrt) (Tanaka *et al.*, 2008). Or l'épisode de volcanisme proposé est nécessairement plus récent que l'unité basale. Il est donc étonnant que ces affleurements de glace aient persisté malgré l'activité volcanique. La seconde hypothèse fait intervenir une érosion éolienne. Au fur et à mesure du dépôt des couches de glace, le vent catabatique descendant le long de la calotte induit l'ablation de la glace sur les pentes face à l'équateur et le dépôt de cette glace sur les pentes face au pôle. Ce processus expliquerait la formation des dépressions spirales de la calotte et des escarpements comme Rupes Tenuis (Cutts, 1973; Howard, 1978; Howard *et al.*, 1982; Howard, 2000; Ng & Zuber, 2006; Smith & Holt, 2010).

4.2.2 Observations OMEGA

4.2.2.1 Evolution temporelle des paramètres spectraux et de la température de la surface

La figure 4.3 montre l'évolution temporelle des 3 paramètres spectraux (facteur de réflectance à 1,08 μm, profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂, profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O) extraits des observations OMEGA dans une zone de 182 km² localisée à 292,1°E/80,7°N (étoile rouge sur la figure 4.2). Cette zone, très peu inclinée, est située à environ 20 km au sud de l'escarpement Rupes Tenuis, dans la dépression séparant Abalos Mensa de la calotte. L'évolution temporelle de la température de brillance à 30 μm, T₃₀, est également représentée. Cette température de brillance indique la température cinétique de la surface lorsque son émissivité est proche de l'unité, ce qui est le cas pour la taille des grains de glace de CO₂ et H₂O des dépôts saisonniers nord.

On peut diviser l'évolution temporelle de la signature de la glace de CO₂ en 6 étapes :

1. De L_s 10° à 25°, la signature de la glace de CO₂ fluctue de ±0,03 tandis qu'on observe une augmentation de la signature de la glace de H₂O (+0,08) et du facteur de réflectance à 1,08 μm, ou albédo (+0,09). La température de la surface augmente légèrement de 148 à 153 K.
2. Entre L_s 25° et 45°, la signature de la glace de CO₂ chute fortement (-0,33). Cette décroissance est d'abord associée à une très faible augmentation de la signature de la glace de H₂O (+0,02) entre L_s 25° et 37° tandis que l'albédo continue d'augmenter au même rythme que précédemment. Puis, de L_s 40° à 45°, la signature de la glace de H₂O augmente fortement (+0,12) tandis que l'albédo diminue légèrement et se stabilise à ∼0,6. La température de la surface augmente à un rythme constant jusqu'à atteindre 160 K à L_s 47°.

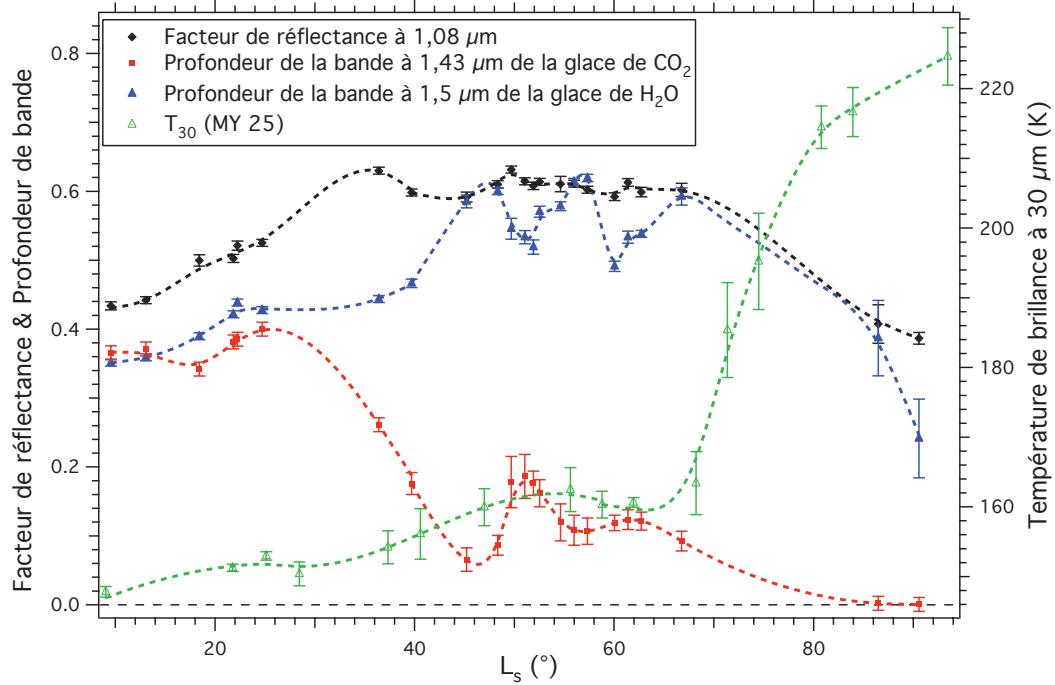


FIGURE 4.3 – Evolution temporelle du facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$ (diamants noirs), de la profondeur de la bande d'absorption à $1,43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 (carrés rouges), de la profondeur de la bande d'absorption à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace de H_2O (triangles bleus) et de la température de brillance à $30 \mu\text{m}$ (triangles verts) dans une région de 182 km^2 située à environ 20 km en aval de l'escarpement Rupes Tenuis. A une date donnée, la dispersion des valeurs des 3 paramètres spectraux dans la région d'intérêt est généralement inférieure à l'incertitude sur la détermination de ces paramètres, indiquée par les barres d'erreur. Par contre, la dispersion des valeurs de température de brillance au sein de la région est plus importante que l'erreur sur l'estimation de cette température. L'évolution temporelle de chaque grandeur est ajustée par une fonction spline ayant pour but de guider visuellement le lecteur.

3. La signature de la glace de CO_2 augmente soudainement de +0,09 entre $L_s = 48,2^\circ$ et $49,7^\circ$ jusqu'à atteindre 0,19 à $L_s = 51^\circ$. Cette augmentation est corrélée à une diminution de la signature de la glace de H_2O (-0,07). L'albédo reste stable à ~0,61 jusqu'à $L_s = 67^\circ$. On ne dispose pas de mesure de la température de surface entre $L_s = 48,2^\circ$ et $49,7^\circ$ mais on peut raisonnablement supposer qu'elle reste stable à environ 160 K étant donné les mesures suivantes.
4. On observe une décroissance de la signature de la glace de CO_2 entre $L_s = 51^\circ$ et 57° (-0,08). Elle est corrélée à une augmentation de la signature de la glace de H_2O (+0,10). La température de surface reste stable à environ 160 K.
5. De $L_s = 57^\circ$ à 60° , la signature de la glace de CO_2 augmente légèrement (+0,01) tandis que la signature de la glace de H_2O diminue fortement (-0,13). La température de surface reste stable à environ 160 K.
6. La signature de la glace de CO_2 diminue à partir de $L_s = 61^\circ$ jusqu'à disparaître définitivement entre $L_s = 67^\circ$ et 86° . La signature de la glace de H_2O augmente jusqu'à $L_s = 67^\circ$ à albédo constant puis diminue très fortement en même temps que l'albédo. La

diminution des trois paramètres spectraux est associée à une forte augmentation de la température de la surface, de 160 K à plus de 220 K.

Cette dernière étape est similaire à celle observée entre $L_s = 30^\circ$ et 80° dans les plaines de l'hémisphère nord, à 72°N (voir partie 3.3.2.1). La décroissance des trois paramètres spectraux associée à une forte augmentation de la température résulte très vraisemblablement de la diminution de la surface couverte par les dépôts saisonniers de glace de CO_2 et H_2O .

La caractéristique principale de la région d'intérêt de Rupes Tenuis est la remontée de la signature de la glace de CO_2 à $L_s = 49,7^\circ$. Elle est corrélée à une forte diminution de la signature de la glace de H_2O et se produit à albédo constant. La température de la surface est de l'ordre de 160 K, ce qui indique que la glace de CO_2 recouvre la majeure partie de la surface au moment du LICS.

4.2.2.2 Evolution temporelle de la répartition spatiale des paramètres spectraux

Une étude complémentaire consiste à analyser comment se distribuent spatialement les signatures des glaces et de l'albédo et comment ces distributions évoluent au cours du printemps. Pour cela, une série d'observations OMEGA a été sélectionnée de façon à échantillonner les étapes clés de l'évolution temporelle de la région de Rupes Tenuis (figures 4.4 et 4.5). Le géopositionnement des observations OMEGA a été réalisé en se basant sur les coordonnées géographiques fournies dans le cube GEO. Cependant, lorsque la précision de ce positionnement n'est pas suffisante, des décalages spatiaux affectent les données OMEGA. J'ai ainsi constaté des décalages atteignant 15 km entre deux observations. Chaque image a donc été recalée individuellement sous ArcGIS par rapport à la topographie MOLA. Il se trouve que l'escarpement de Rupes Tenuis est aisément identifiable sur les plans du facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$, non corrigé de la pente et de son orientation, car dans ce cas la variation de réflectance est contrôlée par l'éclairement de la pente : suivant l'heure locale de l'observation, l'escarpement sera plus ou moins éclairé et apparaîtra plus ou moins brillant (comparer par exemple sur la figure 4.4 les plans d'albédo de l'observation 2949_1, acquise à 12H30, et 2974_1, acquise à 9H30). En prenant comme référence l'escarpement Rupes Tenuis, les plans d'albédo ont été recalés sous ArcGIS par rapport à la topographie MOLA puis le géopositionnement a été appliqué aux plans des signatures des glaces de CO_2 et H_2O . Des lignes de niveau, espacées verticalement de 500 m, ont été superposées aux observations afin de localiser l'escarpement Rupes Tenuis et Abalos Mensa. Décrivons à présent ces observations :

1. L'observation 2905_1 permet de constater que les signatures des glaces de CO_2 et H_2O sont spatialement homogènes à $L_s = 39,7^\circ$. Rappelons qu'à cette date, la signature de la glace de CO_2 est en diminution dans la zone étudiée précédemment, en aval de l'escarpement. Un léger écart à l'homogénéité est observé au niveau de l'escarpement, avec une signature de glace de CO_2 plus faible et une signature de glace de H_2O plus forte. Par ailleurs, la réflectance est plus forte au niveau de l'escarpement. Comme il a été précisé auparavant, l'escarpement apparaît plus brillant parce qu'il est plus exposé au Soleil (angle d'incidence solaire plus faible). Le versant est d'Abalos Mensa

paraît par contre plus sombre car il reçoit l'éclairement solaire avec une plus forte incidence. La zone sombre en haut de l'image correspond à un champ de dunes.

2. L'observation 2949_1 montre qu'à $L_s=45,2^\circ$, la signature de la glace de CO₂ est très faible sur la scène à l'exception de l'escarpement Rupes Tenuis et du flanc sud-ouest d'Abalos Mensa. La signature de la glace de H₂O est anti-corrélée à celle de la glace de CO₂, avec une signature plus faible sur l'escarpement que sur le plateau et la plaine en contrebas.
3. La configuration des signatures spectrales a peu changé sur l'observation 2974_1 ($L_s=48,3^\circ$), bien que la signature des glaces de CO₂ et H₂O ait légèrement augmenté sur le versant sud d'Abalos Mensa. Cette faible variation pourrait être due à un changement de l'opacité des aérosols entre les deux observations. Le choix d'inclure cette observation a été motivé par le fait qu'elle est acquise à une heure locale différente de la précédente.
4. L'observation 2985_1 ($L_s=49,7^\circ$) correspond au LICS observé sur la figure 4.3. De nouveau, on constate une anti-corrélation entre les signatures des glaces de CO₂ et H₂O. Une comparaison entre les observations 2974_1 et 2985_1 montre que la signature de la glace de CO₂ augmente au niveau de l'escarpement et en aval de celui-ci. On note que la signature de la glace de CO₂ est absente du versant est d'Abalos Mensa tandis que la signature de la glace de H₂O y est plus forte qu'aux alentours. Cette remontée de la signature de la glace de CO₂ ne peut pas être due à une diminution de l'opacité des aérosols car si c'était le cas, la signature de la glace d'eau augmenterait elle aussi.
5. La répartition spatiale des signatures des glaces de CO₂ et H₂O a peu changé sur l'observation 3047_1 ($L_s=57,3^\circ$) par rapport à l'observation précédente. La signature de la glace de CO₂ reste plus importante sur l'escarpement et dans la dépression séparant Rupes Tenuis d'Abalos Mensa. La signature de la glace de CO₂ s'est globalement atténuée tandis que celle de la glace de H₂O a augmenté.
6. L'observation 3069_2 ($L_s=60^\circ$) se caractérise par une forte diminution de la signature de glace de H₂O sur toute la scène. Cette signature reste plus faible au niveau de l'escarpement. La signature de la glace de CO₂ varie peu par rapport à l'observation précédente. Elle augmente légèrement sur la partie de l'escarpement située la plus à l'est.
7. A $L_s=66,8^\circ$ (observation 3124_2), la signature de la glace de H₂O a globalement retrouvé la valeur qu'elle avait à $L_s=57,3^\circ$. Alors que la signature de la glace de CO₂ était systématiquement plus forte au niveau de l'escarpement, elle a cette fois quasiment disparu, tandis que la signature de la glace de H₂O reste faible à cet endroit. Comme à $L_s=49,7^\circ$ (observation 2985_1), la signature de la glace de CO₂ est absente du versant est d'Abalos Mensa alors que la signature de la glace de H₂O est maximale sur ce versant. On observe une forte augmentation de la signature de la glace de CO₂ dans la partie droite de l'image.
8. La série d'observations 3318_0, 3340_0 et 3340_1 ($L_s=90,6^\circ$ à $93,3^\circ$) signale la disparition totale de la signature de la glace de CO₂ sur la scène, tandis que la signature de la glace de H₂O s'est fortement atténuée (notez que l'échelle des valeurs

de la signature de la glace de H₂O va cette fois de 0,0 à 0,7 et non plus de 0,3 à 0,7). Cette signature est non nulle sur le plateau en amont de Rupes Tenuis et sur Abalos Mensa mais nulle sur l'escarpement et au fond de la dépression séparant Abalos Mensa de la calotte.

En résumé, cette série d'observations montre que les signatures des glaces de CO₂ et H₂O sont anti-corrélées dans la région de Rupes Tenuis au printemps. A partir de L_s=45,2° (observation 2949_1), la signature de la glace de CO₂ est systématiquement plus forte au niveau de l'escarpement Rupes Tenuis que sur le plateau en amont et la plaine en contrebas. A L_s=49,7° (observation 2985_1), une forte augmentation de la signature de la glace de CO₂ est observée au niveau de l'escarpement et en aval de celui-ci, corrélée à une forte diminution de la signature de la glace de H₂O. La signature de la glace de CO₂ est systématiquement nulle sur le flanc est d'Abalos Mensa tandis que la signature de la glace de H₂O y reste forte. La signature des deux glaces disparaît de l'escarpement Rupes Tenuis entre L_s 66,8° et 90,6°.

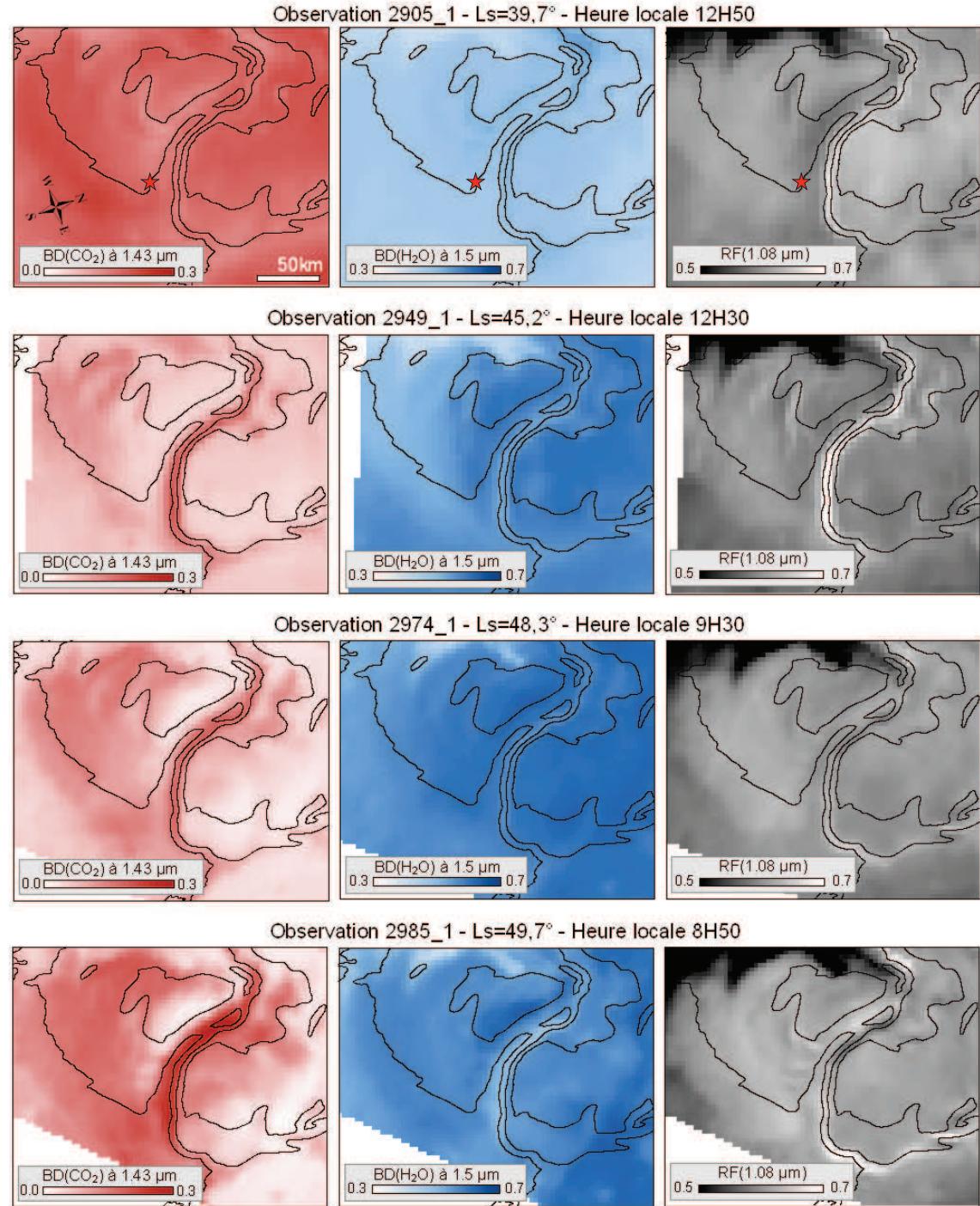


FIGURE 4.4 – Evolution des dépôts saisonniers nord au niveau du site de Rupes Tenuis en terme de profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ (colonne de gauche), profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O (colonne du milieu) et facteur de réflectance à 1,08 μm (colonne de droite) pour 4 observations OMEGA acquises entre L_s 39,7° et 49,7°. L'étoile rouge indique la position de la région d'intérêt pour laquelle les paramètres spectraux et la température de surface sont tracés sur la figure 4.3. La topographie est indiquée par des lignes de niveau espacées de 500 m.

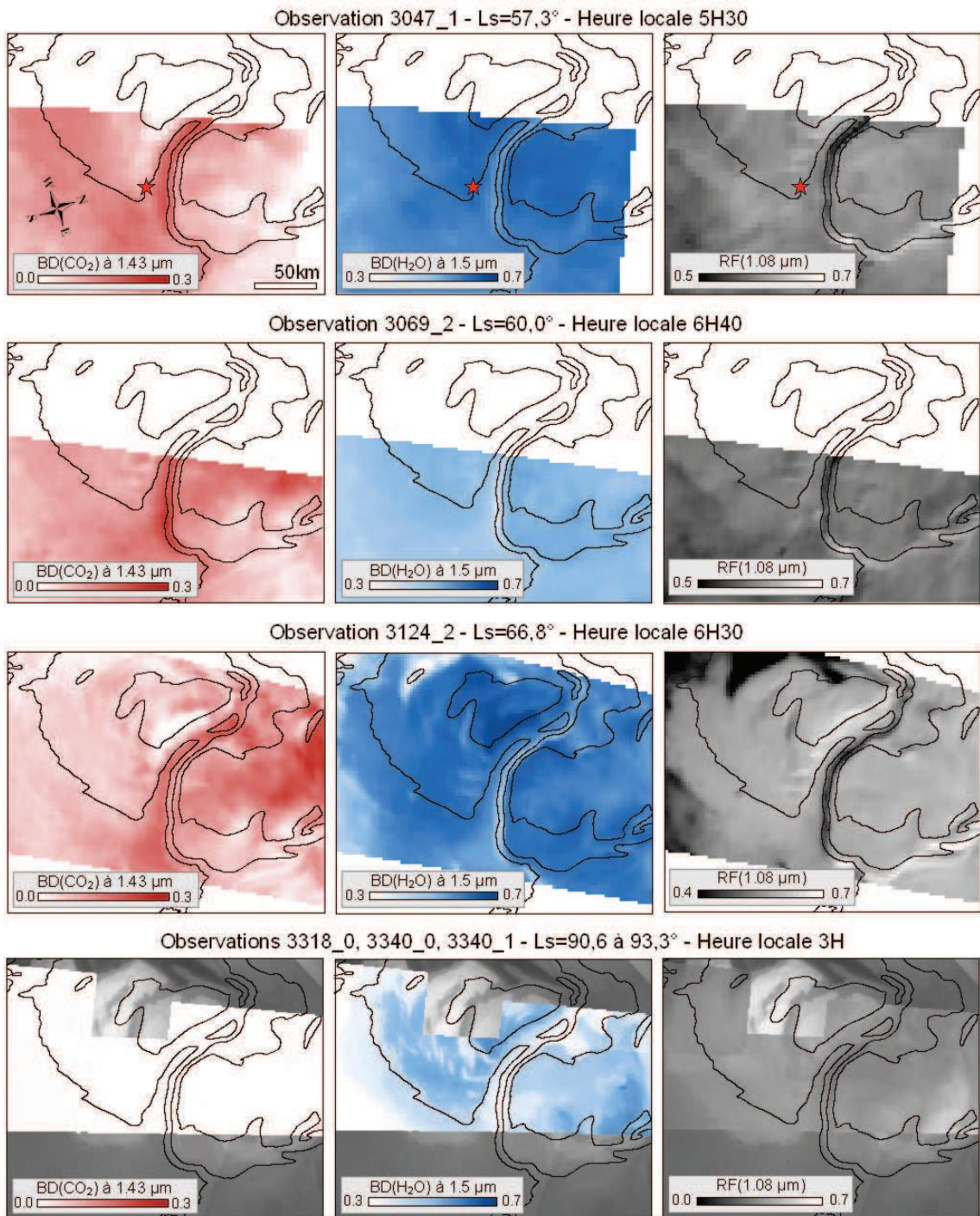


FIGURE 4.5 – Même légende que pour la figure 4.4 mais les observations OMEGA sont acquises entre L_s 57.3° et 93.3° . Notez que pour les deux dernières observations, l'intervalle de valeurs du facteur de réflectance à $1.08 \mu\text{m}$ a été élargi pour s'adapter à la dynamique de l'image. C'est également le cas pour la profondeur de la bande à $1.5 \mu\text{m}$ de la glace de H_2O dans le cas de la dernière observation.

4.2.3 Interprétation des observations OMEGA

4.2.3.1 Prédominance de la signature de la glace de CO₂ sur l'escarpement et LICS

Les observations OMEGA montrent que la région de Rupes Tenuis est le théâtre d'une évolution bien particulière des signatures des glaces au printemps, soulevant en particulier deux questions :

1. Pourquoi la signature de la glace de CO₂ est-elle plus importante au niveau de l'escarpement à partir de $L_s=45^\circ$?
2. Quel processus est responsable de l'augmentation de la signature de la glace de CO₂ au niveau de l'escarpement et en aval de celui-ci à $L_s=49,7^\circ$?

A $L_s 45,2^\circ$, (observation 2949_1), on observe sur le plateau et les plaines en contrebas une très faible signature de glace de CO₂ et une forte signature de glace de H₂O. L'albédo est élevé et vaut environ 0,6. La température de la surface est de l'ordre de 160 K ce qui indique que la glace de CO₂ recouvre une majeure partie de la surface. Cette situation n'est pas sans rappeler celle observée au niveau du plateau de Gemina Lingula vers $L_s 60^\circ$ (voir partie 3.3.1.1) : la couche de glace riche en CO₂ est encore épaisse de plusieurs dizaines de centimètres mais sa signature spectrale est masquée par une fine couche de glace de H₂O, formée en partie des grains de glace d'eau relâchés à la sublimation de la glace de CO₂ et de vapeur d'eau condensée en surface. On peut donc raisonnablement supposer que la stratigraphie des dépôts saisonniers est similaire dans la région de Rupes Tenuis : la signature de la glace de CO₂ est partiellement masquée par une couche de glace d'eau. Pour expliquer la prédominance de la signature de la glace de CO₂ au niveau de l'escarpement, on peut émettre plusieurs hypothèses :

1. La couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂ a la même épaisseur sur toute la scène. La prédominance de la signature de la glace de CO₂ sur l'escarpement est due à un effet photométrique, conséquence du fait que l'angle d'incidence du rayonnement solaire est différent entre les zones inclinées et les zones planes.
2. La couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂ a la même épaisseur sur toute la scène. Sur l'escarpement, une recondensation de glace de CO₂ explique que la signature de la glace de CO₂ y est plus intense.
3. L'épaisseur de la couche de glace d'eau est plus faible sur l'escarpement que sur le plateau, masquant moins efficacement la signature de la glace de CO₂. L'activité éolienne ou une insolation plus forte sur la pente expliquerait que la couche de glace d'eau soit plus fine à cet endroit.

Ces différentes hypothèses ont été testées l'une après l'autre afin de déterminer laquelle est la plus probable.

Effet photométrique : Supposons que la couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂ ait une épaisseur similaire sur toute la scène. L'angle zénithal solaire vu par une surface inclinée est modifié par rapport à celui vu par une surface plane. Cet angle dépend

de l'heure locale de l'observation. Plaçons nous dans le cas de l'observation 2949_1, acquise à 12H30 heure locale. L'escarpement faisant globalement face au sud, l'angle d'incidence du rayonnement par rapport à la normale à sa surface est plus faible qu'au niveau du plateau en amont et des plaines en contrebas. Cet angle d'incidence a été calculé sous ArcGIS en se basant sur la topographie MOLA. Il est de 55° sur l'escarpement et de 65° sur le plateau. Comme on l'a expliqué au chapitre 2 en partie 2.1.1.2, la profondeur de pénétration du rayonnement dans un matériau granulaire dépend de l'angle d'incidence de ce rayonnement. Plus il atteint la surface sous une incidence rasante et moins il pénètre profondément dans le matériau. Dans le cas présent, le rayonnement pénètre plus profondément dans la couche supérieure de glace d'eau au niveau de l'escarpement que du plateau. Par conséquent, la probabilité que le rayonnement parvienne à la couche de glace de CO₂ sous-jacente avant de ressortir du matériau est plus importante au niveau de l'escarpement que du plateau. Ce phénomène pourrait expliquer la prédominance de la signature de la glace de CO₂ au niveau de l'escarpement pour l'observation 2949_1.

Cependant, cet effet photométrique devrait s'accompagner d'une forte variation de la signature de la glace de CO₂ avec l'angle d'incidence, donc avec l'heure locale d'acquisition de l'observation. Or la signature de la glace de CO₂ est identique au niveau de l'escarpement entre les observations 2949_1 et 2974_1, pourtant acquises à 3H d'écart. On remarque en particulier que la section ouest de l'escarpement, dans la partie supérieure des plans d'albédo, est particulièrement brillante sur l'observation 2949_1 (angle d'incidence local de 55°) mais beaucoup moins éclairée sur l'observation 2974_1 (angle d'incidence local de 70°). L'angle d'incidence a fortement varié à cet endroit et pourtant la signature de la glace de CO₂ reste inchangée. Par conséquent, la signature de la glace de CO₂ ne dépend que très peu de l'angle d'incidence et le phénomène proposé n'est pas à même d'expliquer la prédominance de la signature de la glace de CO₂ au niveau de l'escarpement.

Recondensation de glace de CO₂ : Supposons de nouveau que la scène soit recouverte par une couche d'égale épaisseur de glace d'eau mais qu'au niveau de l'escarpement, de la glace de CO₂ se soit recondensée sur la glace d'eau. Pour que cette condensation soit possible, il faut que la pression atmosphérique soit supérieure à la pression de vapeur saturante de la glace de CO₂ à sa température d'équilibre, prescrite par la loi de Clausius-Clapeyron. Calculons d'abord la surpression à exercer pour que la sublimation de la glace de CO₂ s'arrête. Il faut pour cela établir le bilan énergétique local de la glace carbonique de façon similaire au bilan présenté en annexe B. A L_s=45°, à midi heure locale et à la latitude de Rupes Tenuis, le flux incident absorbé par la glace de CO₂ est de 90,3 W.m⁻² si on considère que l'albédo bolométrique de la surface est de 0,6. La pression atmosphérique fournie par la MCD est de 9,98 mbar, ce qui correspond à une température d'équilibre de la glace carbonique de 151 K. Le flux d'émission thermique est alors de 29,6 W.m⁻² en supposant l'émissivité de la glace de CO₂ égale à 1. Le flux de chaleur latente dû à la sublimation de la glace de CO₂ est donné par la différence entre le flux incident absorbé et le flux d'émission thermique; il est égal à 60,7 W.m⁻². En le divisant par la chaleur latente de la glace de CO₂ à 151 K, 5,97.10⁵ J.kg⁻¹, on obtient un taux de sublimation de glace carbonique de 1,02.10⁻⁴ kg.m⁻².s⁻¹, soit environ 9 kg.m⁻² par jour martien. En considérant que la couche de glace de CO₂ est compacte (densité de 1560 kg.m⁻³), cela

correspond à environ 5,8 mm de glace de CO₂ sublimée par jour. Grâce à la formule :

$$\frac{dm_{CO_2}}{dt} = (P_{CO_2} - P_{sat}(T_{CO_2})) \sqrt{\frac{M_{CO_2}}{2\pi RT_{CO_2}}}$$

issue de la théorie de la cinétique des gaz (Lide, 1990) (voir annexe B), on convertit ce taux de sublimation en différence de pression, égale à 4,3.10⁻² Pa. Le gaz au-dessus de la glace de CO₂ est donc à une pression de 4,3.10⁻² Pa inférieure à la pression de vapeur saturante de la glace de CO₂ à 151 K pour permettre sa sublimation. En appliquant une surpression qui annule cette différence de pression, on stoppe la sublimation de la glace de CO₂. Appliquer une surpression plus importante entraîne la condensation de glace de CO₂. La température de la glace de CO₂ augmente ensuite progressivement jusqu'à atteindre la température d'équilibre pour la pression exercée et la condensation s'arrête.

La variabilité journalière de la pression atmosphérique martienne est dominée par l'activité des ondes baroclines dont la période est de l'ordre de 2 à 5 jours (Hourdin *et al.*, 1993). Au niveau du site d'atterrissement de Viking 2, la variabilité de pression engendrée par le passage de ces ondes est de l'ordre de 2 Pa au printemps (Hourdin *et al.*, 1995). Le GCM du LMD prévoit une variabilité journalière de l'ordre de 1 à 2 Pa à 80°N au début du printemps. Cette surpression est largement suffisante pour permettre la condensation de glace de CO₂. L'épaisseur de la couche formée dépend de la durée de l'épisode de surpression et du temps mis par la température de la glace à atteindre un nouvel équilibre. La glace de CO₂ reprend ensuite sa sublimation. Cependant, il me semble peu probable que cette onde barocline engende une condensation de glace de CO₂ uniquement au niveau de l'escarpement. Ce phénomène météorologique se produit à une échelle relativement vaste, la glace de CO₂ devrait se condenser tant sur le plateau que sur l'escarpement.

Par ailleurs, la formation d'une couche de glace de CO₂ à la surface des dépôts saisonniers devrait se signaler spectroscopiquement. La figure 4.6a compare deux spectres extraits de l'observation 2949_1 : le spectre bleu a été acquis dans la plaine en aval de l'escarpement et le spectre rouge au niveau de l'escarpement. Cette observation a été corrigée de l'effet des gaz et des aérosols. Précisons que la réflectance du spectre rouge a été ajustée pour prendre en compte l'angle d'incidence réel du rayonnement atteignant la pente, sans quoi son continuum serait supérieur à celui du spectre bleu. Les 2 spectres affichent une signature très marquée de glace d'eau. La signature de la glace de CO₂ est clairement visible à 1,429 μm, 2,287 μm et 2,341 μm sur le spectre rouge mais quasiment absente du spectre bleu ; seul un résidu est visible à 1,429 μm. Par contre, les 2 spectres sont très similaires dans la voie L, au-delà de 2,8 μm. L'absorption très forte dans cette gamme spectrale indique que le rayonnement pénètre très peu profondément dans la glace, sondant uniquement les premières couches de grains. Si de la glace de CO₂ fraîchement condensée recouvraila glace d'eau de telle sorte à se signaler spectroscopiquement dans la voie C, elle devrait également apparaître dans la voie L. C'est ce que démontre la figure 4.6b. Elle présente le résultat d'une modélisation du transfert radiatif dans un mélange stratifié où une couche de glace de CO₂ d'épaisseur et de taille de grains variables recouvre une couche de glace de H₂O optiquement épaisse dont les grains font 150 μm. Cette dernière taille de grains a été choisie arbitrairement ; elle est représentative de la taille moyenne des grains de glace d'eau recouvrant les dépôts saisonniers riches en CO₂. Le choix d'une taille de grains différente de

plusieurs dizaines de microns ne changerait pas nos conclusions. A l'heure actuelle, la taille des grains de glace de CO₂ issue d'une recondensation printanière est très mal contrainte. Thomas *et al.* (2011) ont modélisé grâce à un code de dynamique des fluides le processus de geyser de gaz carbonique et de poussière. Lors de l'expulsion de gaz carbonique pur à travers une couche de glace carbonique compacte, le gaz subit une détente adiabatique et se refroidit très fortement. On est alors en condition de super-saturation et une condensation est possible. Mais ces conditions ne sont vérifiées que pendant un laps de temps très court (0,2 s) et les grains de glace de CO₂ formés seraient de taille sub-micronique. Lorsqu'on ajoute de la poussière au geyser, celle-ci entraîne le gaz froid dans sa chute et la condensation est possible pendant une période plus longue, les grains pouvant atteindre une taille plus importante, sans doute de quelques microns. Dans le cas présent, la condensation de glace de CO₂ sur l'escarpement ne serait pas due à une chute de température mais à une hausse de pression. La glace de CO₂ pourrait alors condenser sous forme d'une couche compacte présentant de grands parcours optiques. Du fait de ces incertitudes, j'ai choisi une taille de grains et une épaisseur variant entre 10 µm et 1 cm.

Les premières modélisations ont été réalisées en considérant que l'épaisseur de la couche de glace de CO₂ est égale à la taille des grains la constituant. Avec une couche de grains de glace de CO₂ de 10 µm, la réflectance du continuum dans la voie L atteint un niveau d'environ 0,4 (spectre rouge sur la figure 4.6b). Le flux dans cette voie est uniquement due à la réflexion des photons sur la première interface atmosphère/glace rencontrée car une fois que les photons ont atteint la couche de glace d'eau, ils sont absorbés. On peut calculer le coefficient de réflexion de la glace de CO₂ à partir des lois de Fresnel. En prenant un indice de réfraction de 1,4 pour la glace de CO₂ à 150 K (Seiber *et al.*, 1971) et de 1 pour l'atmosphère de Mars, on obtient un coefficient de réflexion de 4%. Si on considère qu'une réflexion sur une deuxième interface est possible, le coefficient de réflexion total est de 8%. Cette valeur est bien plus faible que le niveau de réflectance de 0,4 modélisé. Il semble donc que le modèle surévalue l'épaisseur réelle de la couche. En considérant que l'épaisseur de la couche est égale à 1/10^e de la taille des grains la constituant, on modélise un niveau de réflectance cohérent dans la voie L.

On remarque que l'ajout d'une couche de glace de CO₂ sur la glace d'eau a pour principal effet de remonter le niveau de réflectance dans la voie L tant que la taille des grains de glace de CO₂ est inférieure à 1 cm. Puis les bandes de la glace de CO₂ se creusent dans la voie L quand on augmente la taille des grains. Cependant, en maintenant l'épaisseur de la couche de glace de CO₂ à 1/10^e de la taille des grains, l'absorption dans la bande à 1,429 µm est négligeable alors qu'on observe clairement cette bande sur le spectre acquis au niveau de l'escarpement (figure 4.6a). Il est nécessaire d'augmenter l'épaisseur de la couche de glace de CO₂ à taille de grains constante pour faire apparaître cette bande. Pour des grains de glace de CO₂ plus petits que 10 cm, une augmentation de l'épaisseur de la couche entraîne une forte diminution de la profondeur de la bande à 1,5 µm de la glace d'eau. Seule une couche d'épaisseur 3 cm constituée de grains de 10 cm permet de faire apparaître la bande à 1,429 µm de la glace de CO₂ tout en maintenant une bande à 1,5 µm de la glace d'eau suffisamment intense. Cependant, dans cette configuration, la signature spectrale de la glace de CO₂ est clairement visible dans la voie L, alors qu'elle ne l'est pas sur le spectre acquis au niveau de l'escarpement. Il n'est donc pas possible

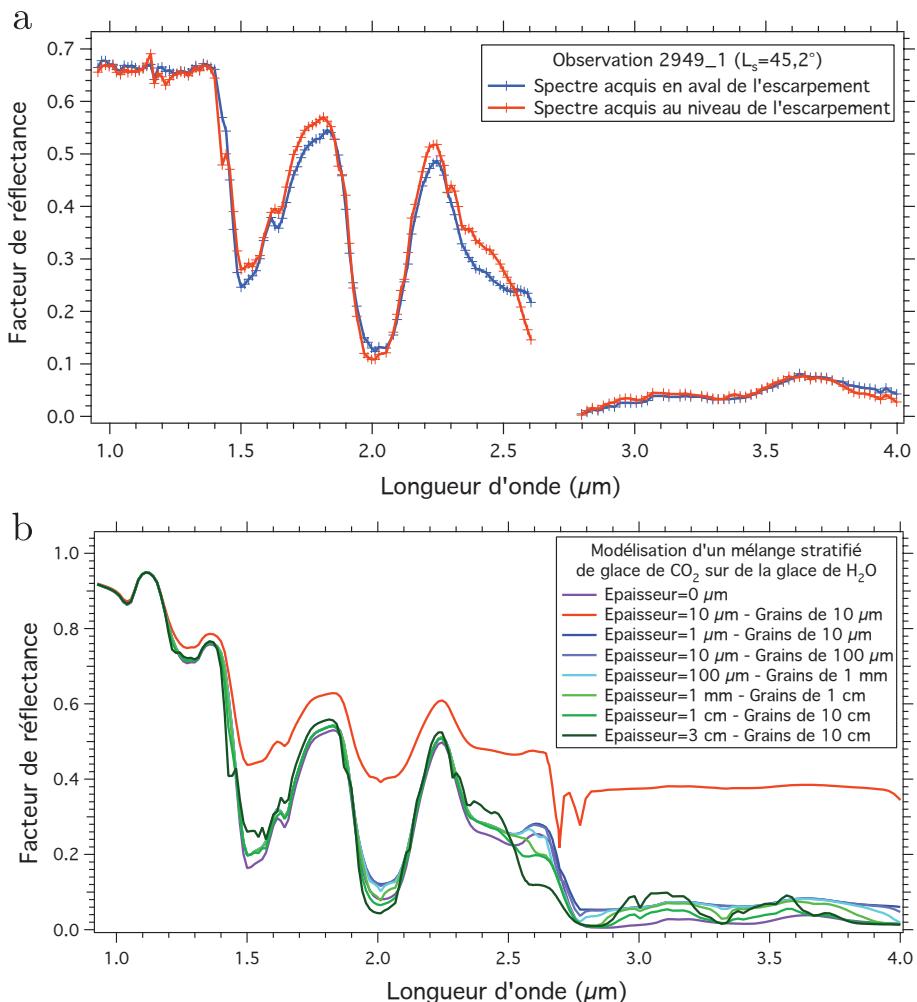


FIGURE 4.6 – a : Spectres en réflectance extraits de l’observation 2949_1 ($L_s=45,2^\circ$) et corrigés de l’absorption par les gaz. Le spectre bleu a été acquis en aval de l’escarpement et le spectre rouge au niveau de l’escarpement. b : Modélisation de spectres en réflectance pour un mélange stratifié où une couche de glace de CO₂ d’épaisseur et de taille de grains variables recouvre une couche de glace de H₂O optiquement épaisse et composée de grains de 150 μm .

de faire coïncider les spectres à la fois dans les voies C et L avec cette configuration. Par conséquent, le scénario d’une recondensation de glace de CO₂ n’est pas à même d’expliquer la prédominance de la signature de la glace de CO₂ au niveau de l’escarpement.

On peut également vérifier que le LICS observé en bas de l’escarpement n’est pas le résultat d’une recondensation de glace de CO₂. La figure 4.7 compare deux spectres extraits en aval de l’escarpement, le premier provenant de l’observation 2949_1 ($L_s=45,2^\circ$) précédant le LICS et le second de l’observation 2985_1 ($L_s=49,7^\circ$), au moment du LICS. La signature de la glace de CO₂ à 1,429 μm , 2,287 μm et 2,341 μm est clairement visible sur ce dernier spectre. Dans la voie L, le spectre vert est légèrement différent du spectre bleu mais ces différences restent minimes comparées à la signature spectrale d’une couche de glace de CO₂ recouvrant de la glace d’eau. Par conséquent, le LICS non plus n’est pas le résultat d’une recondensation de glace de CO₂.

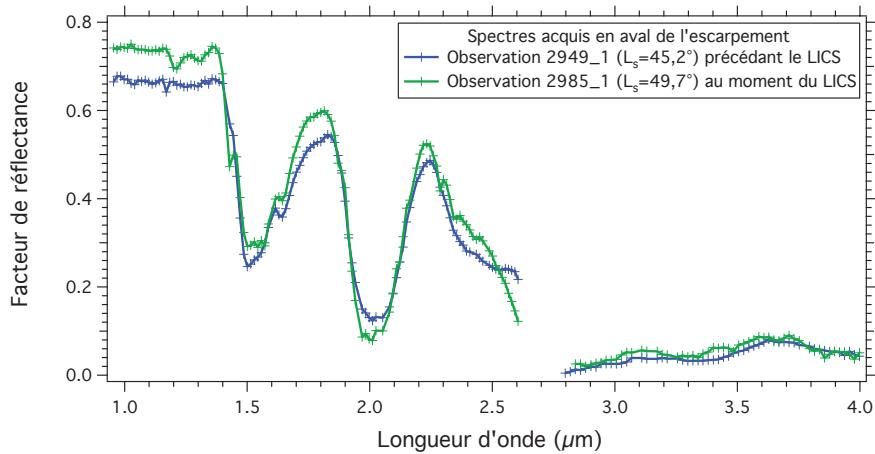


FIGURE 4.7 – Comparaison de deux spectres extraits en aval de l’escarpement, avant le LICS (spectre bleu, observation 2949_1) et au moment du LICS (spectre vert, observation 2985_1). Les deux spectres ont été corrigés de l’effet des gaz et des aérosols.

Effet de l’insolation : Faisons cette fois l’hypothèse que la couche de glace d’eau est plus fine ou plus morcelée sur l’escarpement, masquant moins efficacement la signature de la glace de CO₂. Dans un premier temps, analysons l’effet de la différence d’insolation entre les régions planes et l’escarpement. Celui-ci est incliné de 10° et fait globalement face au sud. J’ai calculé le flux incident absorbé à sa surface à L_s=45° et à midi heure locale en considérant un albédo bolométrique de 0,6. Pour cela, les équations du bilan énergétique local données en annexe B ont été adaptées au cas d’une surface inclinée à partir de la formulation proposée par Aharonson & Schorghofer (2006). On obtient un flux incident absorbé de 116,2 W.m⁻² au niveau de l’escarpement contre 90,30 W.m⁻² pour les surfaces planes comme les plaines ou le plateau. Cela se traduit par un flux de sublimation de 1,45.10⁻⁴ kg.m⁻².s⁻¹ au niveau de l’escarpement, 42% plus élevé que sur les surfaces planes. C’est la différence maximale de flux de sublimation au cours de la journée car elle est calculée à midi heure locale. En moyenne journalière, le flux de sublimation au niveau de l’escarpement n’est supérieur que de 2% à celui au niveau des plaines car entre 18H et 6H heure locale, les plaines sont plus éclairées que l’escarpement.

La couche de glace d’eau qui masque la signature de la glace de CO₂ provient en partie des grains de glace d’eau relâchés à la sublimation de la glace de CO₂. Un flux de sublimation 2% plus élevé en moyenne journalière correspond à 2% de plus de glace d’eau libérée sur l’escarpement. La couche de glace d’eau est donc sensiblement plus épaisse au niveau de l’escarpement, ce qui résulte en un masquage plus efficace de la signature de la glace de CO₂. Or cette signature est au contraire plus marquée au niveau de l’escarpement. Par conséquent, l’insolation plus élevée sur les pentes n’explique à priori pas le comportement observé.

J’ai supposé jusqu’à présent que la couche de glace d’eau recouvrant la glace de CO₂ est suffisamment fine pour être maintenue par conduction à la température de la glace de CO₂. Chittenden *et al.* (2008) ont étudié le taux de sublimation de la glace d’eau en fonction de sa température et de la vitesse du vent. Ils proposent une relation extrapolée entre ces paramètres qui, malgré de fortes incertitudes, peut être utilisée pour évaluer l’ordre

de grandeur du taux de sublimation de la glace d'eau maintenue à la température de la glace de CO₂ dans les conditions martiennes. A partir de cette relation, Pommerol *et al.* (2011) ont estimé qu'à 145 K, il faudrait environ 100 années martiennes pour sublimer totalement une couche de glace d'eau épaisse de 1 μm! Maintenue à la température de la glace de CO₂, la sublimation de la glace de H₂O est donc négligeable. Cependant, le taux de sublimation de la glace d'eau augmente de façon exponentielle avec sa température (Chittenden *et al.*, 2008), de telle sorte qu'un réchauffement de 20 à 30 K des particules de glace d'eau accélérerait leur sublimation de plusieurs ordres de grandeur. Si elles étaient portées en continu par le flux de CO₂ gazeux issu de la sublimation, les particules de glace de H₂O pourraient être isolées thermiquement de la glace de CO₂, se réchauffer et se sublimer lentement (Pommerol *et al.*, 2011). En moyenne journalière, le flux de sublimation de la glace de CO₂ est plus important sur l'escarpement qu'au niveau des plaines. La glace de H₂O se sublimerait donc plus rapidement sur l'escarpement (plus fort « vent » de sublimation). Cependant, le flux de CO₂ gazeux est à une température proche de celle de la glace de CO₂, empêchant vraisemblablement les grains de glace d'eau de monter en température.

Il faut également tester à quel point le flux de CO₂ gazeux est capable de soulever les grains de glace d'eau. Pour cela, il faut connaître la force exercée par ce flux gazeux sur les particules de glace d'eau. Cette force est donnée par le produit $\rho v^2 S$, où ρ est la masse volumique de l'atmosphère martienne, v la vitesse du « vent » de CO₂ gazeux et S la surface des particules de glace d'eau sur laquelle s'applique cette force. A une pression de 10 mbar et une température de 151 K (le flux de CO₂ gazeux est à une température proche de celle de la glace de CO₂), la masse volumique de l'atmosphère martienne est de 0,035 kg.m⁻³. On peut estimer la vitesse du vent de CO₂ à partir du flux de sublimation de la glace de CO₂. Celui-ci a été calculé précédemment : il est de 1,45.10⁻⁴ kg.m⁻².s⁻¹ sur la pente, à L_s=45° et à midi heure locale. Cela correspond à un flux volumique de CO₂ gazeux de 4,14.10⁻³ m³.s⁻¹, soit une vitesse du vent de CO₂ de 4,14.10⁻³ m.s⁻¹. La surface des particules de glace d'eau sur laquelle s'applique le vent de CO₂ est donnée par $2\pi r^2$ avec r le rayon des particules. J'ai considéré des grains de glace d'eau de 10 μm et 350 μm de diamètre, caractéristiques respectivement des grains issus de la condensation de vapeur d'eau et de ceux libérés à la sublimation de la glace de CO₂. On obtient une force exercée par le vent de CO₂ gazeux d'environ 10⁻¹⁶ N pour des particules de 10 μm, et de 10⁻¹³ N pour des particules de 350 μm. En comparaison, le poids de ces particules est respectivement de l'ordre de 2.10⁻¹²N et 8.10⁻⁸ N, soit plus de 4 ordres de grandeur supérieur à la force exercée par le vent de CO₂ gazeux, qui n'est donc pas capable de soulever les particules de glace d'eau. Elles vont être maintenues à la température de la glace de CO₂ jusqu'à sa sublimation totale puis elles pourront monter en température et se sublimer à leur tour. Par conséquent, l'insolation différentielle entre l'escarpement et les régions planes n'est pas à même d'expliquer la prédominance de la signature de la glace de CO₂ sur l'escarpement.

Rôle de l'activité éolienne : L'activité météorologique est particulièrement intense au niveau des dépôts saisonniers au printemps. Le contraste thermique entre la glace de CO₂ et les régions dégivrées au niveau de la bordure des dépôts saisonniers engendre de puis-

santes brises thermiques. La propagation d'ondes baroclines cause le passage de fronts qui induisent de fortes variations de température et de vent. Sur les pentes soufflent des vents catabatiques. Ces derniers ont particulièrement retenu notre attention. Les vents catabatiques se forment quand une masse d'air est refroidie à proximité du sol puis est accélérée le long d'un terrain en pente par gravité, s'opposant ainsi au gradient de pression (Mahrt, 1982) (voir figure 4.8). Ce processus nécessite qu'il y ait une inversion de température à proximité de la surface, i.e. que la température de la surface soit inférieure à celle de l'atmosphère. Le refroidissement radiatif des terrains minéraux la nuit permet d'obtenir cette inversion de température. Au niveau des dépôts saisonniers, la surface de glace de CO₂ est fréquemment à une température inférieure à celle de l'atmosphère et les vents catabatiques soufflent en permanence. L'accélération du vent augmente avec l'inclinaison de la pente et l'intensité de l'inversion de température proche de la surface, mais pas avec la longueur de la pente si l'on peut négliger la friction (Spiga, 2011). Les vents catabatiques engendrent une compression adiabatique de l'air se traduisant par un réchauffement de l'atmosphère. Le transfert de chaleur de l'atmosphère à la surface par conduction moléculaire et convection, qui s'exprime par le flux de chaleur sensible, est alors plus intense au niveau de la pente (Spiga *et al.*, 2011). Il s'ensuit un réchauffement de la surface dans le cas des terrains minéraux ou une augmentation du flux de sublimation dans le cas des terrains glacés. Les vents catabatiques intenses soufflant à la base de Olympus Mons la nuit s'accompagnent ainsi d'une augmentation de 20 K de la température de la surface (Spiga & Forget, 2009; Spiga *et al.*, 2011).

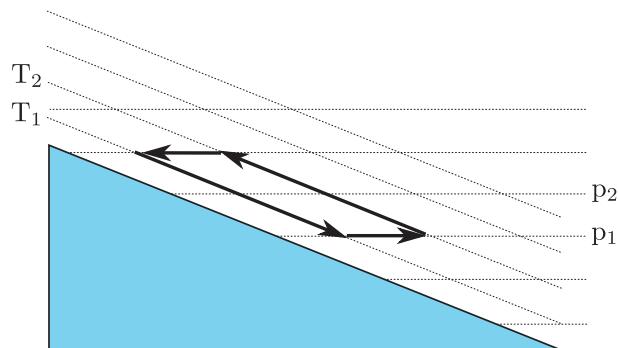


FIGURE 4.8 – Schéma de principe des vents catabatiques. Les isothermes sont parallèles à l'inclinaison du terrain avec $T_1 < T_2$. Cette stratification verticale de la température est le résultat du refroidissement radiatif nocturne de la surface et de la faible densité de l'atmosphère martienne ; sur Terre, la densité plus forte permet une convection de l'air plus efficace et les isothermes sont, au premier ordre, parallèles aux isobares. Ces isobares sont parallèles à l'horizontal avec $p_1 > p_2$, résultat de l'équilibre hydrostatique. Une masse d'air qui se déplace le long de l'isobare p_2 vers la surface de la pente voit sa température diminuer donc sa densité augmenter. Plus lourde, elle est accélérée le long de la pente par gravité, glissant sous les masses d'air plus chaudes. Figure inspirée de Spiga (2011).

Sur Terre, les vents catabatiques les plus puissants se produisent en Antarctique et au Groenland (Parish & Bromwich, 1998; Bromwich *et al.*, 2001). Les gradients de température proches du sol peuvent atteindre des valeurs de 25 K comme sur Mars, s'accompagnant de vents catabatiques soufflant de 10 à 15 m.s⁻¹ à quelques mètres au-dessus du sol. Dans les vallées sèches de Mc Murdo, on a mesuré des vents de 20 m.s⁻¹ avec des rafales attei-

gnant 35 m.^{-1} , si forts que la compression adiabatique de l'air entraîne un réchauffement de la surface de près de 30 K (Nylen *et al.*, 2004). La présence d'un système dépressionnaire en aval de la pente et d'un anticyclone en amont intensifie la puissance des vents catabatiques ; à contrario, la situation inverse peut empêcher leur formation. Ce cas de figure s'est par exemple produit au Groenland en 2006 lors d'une expédition de kite-skieurs dont faisaient partie François Forget et Bernard Schmitt, contraignant nos valeureux explorateurs à écourter leur périple. Il faut également noter que les variations abruptes de pente peuvent donner lieu à des phénomènes non-linéaires comme des ressauts hydrauliques, observés par exemple sur le rebord du continent Antarctique (Ball, 1956).

Une collaboration a été établie avec Aymeric Spiga, maître de conférences au Laboratoire de Météorologie Dynamique de Paris, afin d'estimer les caractéristiques des vents catabatiques soufflant au niveau de l'escarpement Rupes Tenuis au printemps. Nous avons pour cela utilisé le modèle météorologique méso-échelle développé par Aymeric au cours de sa thèse (Spiga, 2008; Spiga & Forget, 2009). La simulation est effectuée successivement dans trois domaines, ou *nests* en anglais. Le domaine « parent » a l'extension géographique la plus large et une résolution spatiale assez faible. Les conditions aux bornes de ce domaine sont prescrites par les résultats du GCM. Les deux autres domaines sont imbriqués dans le domaine parent, centrés sur la région d'intérêt, de résolution spatiale plus élevée et prenant comme conditions aux limites celles fournies par le domaine parent (voir figure 4.9).

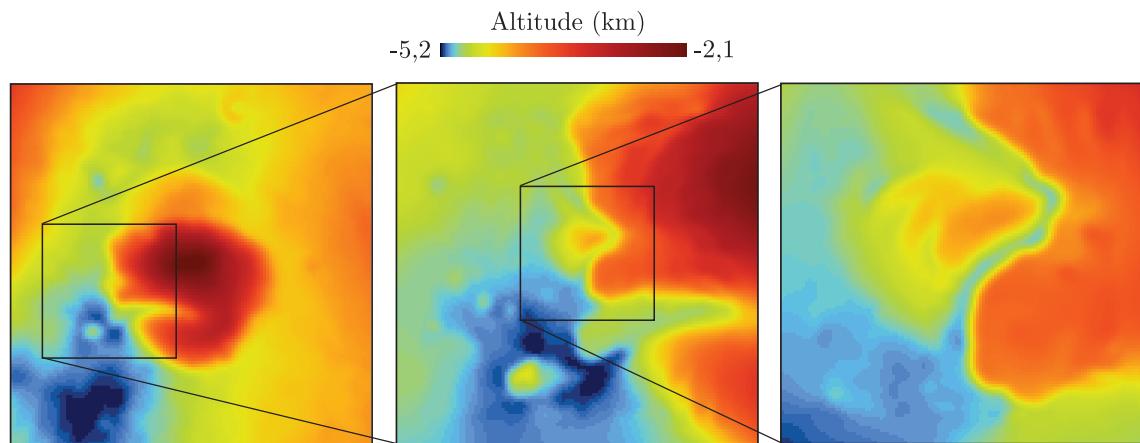


FIGURE 4.9 – Les trois domaines utilisés lors de la simulation méso-échelle. Dans le domaine le plus large (à gauche), la simulation est effectuée à une résolution horizontale de 20 km , puis à une résolution de 7 km dans le domaine intermédiaire et à une résolution de 2 km dans le domaine le plus petit (à droite).

Une simulation méso-échelle des caractéristiques de l'atmosphère a été réalisée pour $L_s=50^\circ$. La figure 4.10 montre les résultats de cette simulation en terme de vitesse de friction et de flux de chaleur sensible entre l'atmosphère et la surface. Ces quantités ont été moyennées sur une journée. Elles sont comparées à la signature de la glace de CO₂ pour l'observation 2974_1 acquise $L_s=48,3^\circ$ et 9H30 heure locale.

La vitesse de friction est une estimation de la vitesse du vent à la surface. Elle est obtenue en supposant une décroissance logarithmique de la vitesse du vent dans les derniers mètres au-dessus de la surface, et en considérant que la surface a une rugosité de longueur

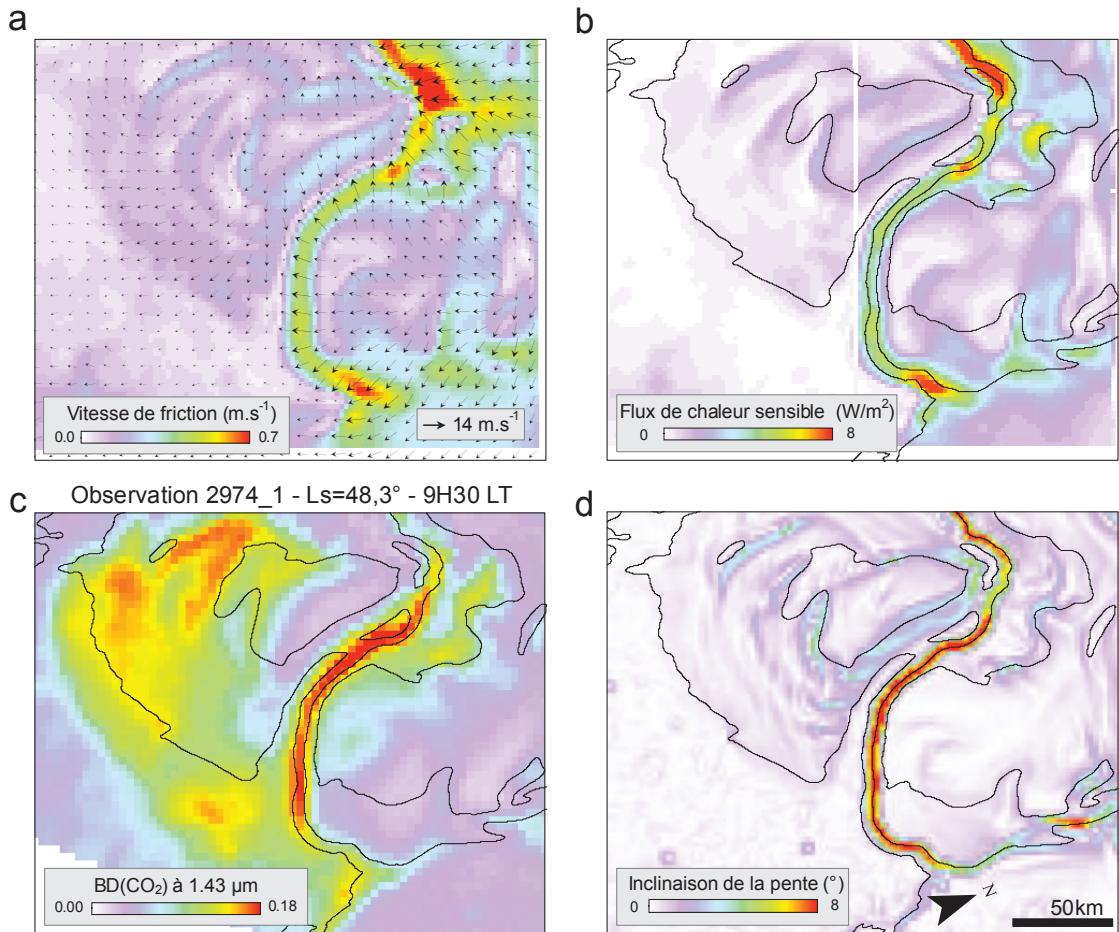


FIGURE 4.10 – Résultats de la simulation méso-échelle des caractéristiques de l’atmosphère à $L_s=50^\circ$ au niveau de la région de Rupes Tenuis, effectuée à une résolution horizontale de 2 km. (a) Vitesse de friction ; (b) Flux de chaleur sensible entre l’atmosphère et la surface. Les flèches sur la figure a donnent l’intensité et la direction du vent à 10 m au-dessus du sol. Ces flèches sont tracées tous les 4 points de grille. Toutes ces quantités ont été moyennées sur une journée. (c) Profondeur de la bande à $1,43 \mu m$ de la glace de CO₂ pour l’observation 2974_1 acquise à L_s $48,3^\circ$ et 9H30 heure locale. d : Inclinaison de la pente d’après les données MOLA rééchantillonnées à l’échelle spatiale de la simulation. La topographie est indiquée par des lignes de niveau espacées de 500 m.

d’où 1 cm, valeur généralement adoptée dans la littérature (Forget *et al.*, 1999; Newman *et al.*, 2002a). Cette vitesse de friction s’écrit $u_* = \sqrt{C_d} V(z_1)$ où $V(z_1)$ est la vitesse horizontale du vent à l’altitude z_1 . C_d est le coefficient de von Karman tel que $C_d = [0,4/\ln(z_1/z_0)]^2$ et $z_0=1$ cm est la valeur adoptée pour la rugosité de la surface.

On constate sur la figure 4.10a que la vitesse de friction du vent est plus importante au niveau de l’escarpement Rupes Tenuis que des régions planes : un vent catabatique souffle sur les terrains en pente. Ce vent est dévié vers l’ouest par la force de Coriolis. Le flux de chaleur sensible entre l’atmosphère à la surface est par ailleurs plus fort au niveau de l’escarpement. Ce phénomène météorologique peut modifier de 2 façons la répartition des particules de glace d’eau qui recouvrent la glace de CO₂ :

1. Le vent catabatique peut soulever et transporter les particules de glace d'eau vers le bas de l'escarpement. Il est probable qu'à l'échelle locale, la glace d'eau s'accumule dans les dépressions de la surface sous l'action du vent. Ce morcellement de la couche de glace d'eau induit une remontée de la signature de la glace de CO₂. Sur le plateau en amont de l'escarpement, où la surface n'est pas perturbée par le vent, la couche de glace d'eau recouvre par contre la glace de CO₂ de façon plutôt homogène. L'action mécanique du vent sur les particules de glace d'eau peut donc expliquer la prédominance de la signature de la glace de CO₂ sur les pentes.
2. Le flux de chaleur sensible plus intense au niveau de l'escarpement augmente le flux de sublimation de la glace de CO₂ à cet endroit. Le flux de CO₂ gazeux résultant soulève plus efficacement les particules de glace d'eau qui sont ainsi plus aptes à être mobilisées par le vent.

Par conséquent, l'action du vent catabatique est qualitativement un bon candidat pour expliquer la prédominance de la signature de la glace de CO₂ sur les pentes.

Ce scénario doit cependant être quantifié pour vérifier sa plausibilité. Il s'agit d'abord de savoir si la vitesse de friction du vent sur la pente est suffisante pour mobiliser les particules de glace d'eau. Dans le cas des particules de poussière, Bagnold (1941) définit un seuil de soulèvement fluide et un seuil de soulèvement par impact ; ce dernier seuil se réfère au processus de saltation. Le soulèvement fluide se produit lorsque la vitesse de friction à elle seule permet d'entraîner les grains. Newman *et al.* (2002a) ont calculé dans les conditions martiennes de gravité et de pression la vitesse minimale de soulèvement en fonction de la taille des grains et de la force de cohésion entre les grains. Les courbes obtenues montrent la présence de minima qui correspondent à un équilibre optimal entre poids des grains et force de cohésion. Lorsque la force de cohésion est nulle, la vitesse minimale de soulèvement augmente avec la taille des grains ; elle est de 0,5 m.s⁻¹ pour des particules de 10 µm et de 1,5 m.s⁻¹ pour des particules de 100 µm. La valeur de force de cohésion couramment adoptée pour les particules de poussière est de 6.10⁻⁷ N.m^{-1/2} (Greeley & Iversen, 1985; Lorenz *et al.*, 1995). Dans ce cas, le seuil de vitesse optimale est obtenu pour des grains de 90 µm ; il est d'environ 2 m.s⁻¹. Une vitesse de friction de l'ordre de 7 m.s⁻¹ est par contre nécessaire pour soulever des particules de 10 µm. Le soulèvement des grains peut également se faire par saltation (Pollack *et al.*, 1976). Ce processus se déroule de la façon suivante : la vitesse du vent, trop faible pour entraîner les particules de poussière, est par contre suffisante pour soulever les grains de sable ; en retombant, ceux-ci percutent les petits grains, leur donnant une énergie supplémentaire qui, ajoutée à l'énergie du vent, permet leur soulèvement.

La couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂ est divisée en deux populations de grains : des grains d'une centaine à quelques centaines de microns, auparavant piégés dans la glace de CO₂ et libérés à sa sublimation, et des grains probablement d'une dizaine de microns issus de la condensation de vapeur d'eau. A force de cohésion égale, il est plus facile de soulever des particules de glace d'eau que des particules de poussière car la glace d'eau a une densité plus faible que la poussière (Pollack *et al.*, 1976; Haberle *et al.*, 1979). En considérant que la force de cohésion entre les particules de glace d'eau est la même que celle entre les particules de sable, une vitesse de friction de moins de 2 à 3 m.s⁻¹ est nécessaire pour soulever les grosses particules de glace d'eau, et de moins de 7 m.s⁻¹

pour les petites particules. Ces dernières peuvent également être soulevées par saltation. En moyenne journalière, la vitesse de friction sur l'escarpement Rupes Tenuis est de l'ordre de $0,45 \text{ m.s}^{-1}$ à $L_s=50^\circ$. Elle atteint localement $0,9 \text{ m.s}^{-1}$. Dans la partie de l'escarpement située en haut à droite des images de la figure 4.10, la vitesse de friction atteint 1 m.s^{-1} à 18H30 heure locale. On constate que ces vitesses sont à priori insuffisantes pour soulever les particules de glace d'eau. Mais il faut prendre en compte que la cohésion entre particules de glace d'eau est probablement plus faible que pour la poussière, pour laquelle des forces d'attraction électrostatique et de la cémentation entrent en jeu. De plus, il y a probablement peu de frittage entre les grains de glace d'eau maintenus à la température de la glace de CO₂. Une étude plus approfondie, éventuellement expérimentale, devra donc être menée pour préciser la vitesse de friction minimale pour mobiliser les grains de glace d'eau dans les conditions de pression et de température martiennes.

L'autre aspect à quantifier est l'effet du flux de chaleur sensible sur les glaces de CO₂ et H₂O. En moyenne journalière, il vaut environ 5 W.m^{-2} sur l'escarpement Rupes Tenuis, avec localement un maximum de 9 W.m^{-2} . Au cours de la journée, le maximum atteint est de $10,5 \text{ W.m}^{-2}$. Sachant que le flux d'émission thermique de la glace de CO₂ à 150 K est de l'ordre de 30 W.m^2 , le flux de chaleur sensible a un impact relativement important sur la sublimation de la glace de CO₂. En moyenne journalière, le flux de chaleur sensible peut ainsi entraîner une hausse de près de 30% du flux de sublimation de la glace de CO₂. Mais la force exercée par le flux de CO₂ gazeux reste très insuffisante pour soulever les particules de glace d'eau. La conséquence est plutôt une libération plus importante de grains de glace d'eau donc un épaisseissement de la couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂. Il est intéressant de noter qu'aux endroits où la simulation prévoit les flux de chaleur sensible les plus forts, la signature de la glace de CO₂ est relativement modérée. C'est également là que les vents catabatiques les plus intenses sont simulés. L'épaisseissement de la couche de glace d'eau pourrait ainsi compenser localement le transport de particules par le vent.

Les vents catabatiques peuvent expliquer la prédominance de la signature de la glace de CO₂ sur l'escarpement. Cependant, on remarque sur la figure 4.10 que cette signature est également assez importante sur les versants ouest et sud d'Abalos Mensa. La vitesse de friction prédite par la simulation méso-échelle y est très inférieure à celle simulée sur l'escarpement. Il est possible qu'un phénomène météorologique transitoire, comme une tempête liée au passage d'un système dépressionnaire, ait provoqué la dispersion de la couche de glace d'eau sur Abalos Mensa. Ce genre d'évènement météorologique n'est pas nécessairement pris en compte correctement dans le modèle méso-échelle.

Il reste maintenant à expliquer la période de remontée tardive de la signature de la glace de CO₂ (LICS) à $L_s=49,7^\circ$ sur l'escarpement et en aval de celui-ci. Ce phénomène se produit en moins de 3 jours martiens, il serait donc lié à une augmentation importante et soudaine de l'intensité du vent catabatique. Nous avons cherché à savoir si le modèle méso-échelle prévoit un renforcement des vents catabatiques au cours du printemps. En complément de la simulation à $L_s=50^\circ$, deux simulations ont ainsi été réalisées à $L_s=10^\circ$ et 30° . Les résultats sont présentés en figure 4.11. On remarque que c'est à $L_s=10^\circ$ que la vitesse de friction la plus importante est simulée sur l'escarpement. Elle est de l'ordre de $0,55 \text{ m.s}^{-1}$ et relativement homogène le long de l'escarpement. A $L_s=30^\circ$, la vitesse de friction diminue à environ $0,40 \text{ m.s}^{-1}$ dans la partie centrale de l'escarpement (au centre de

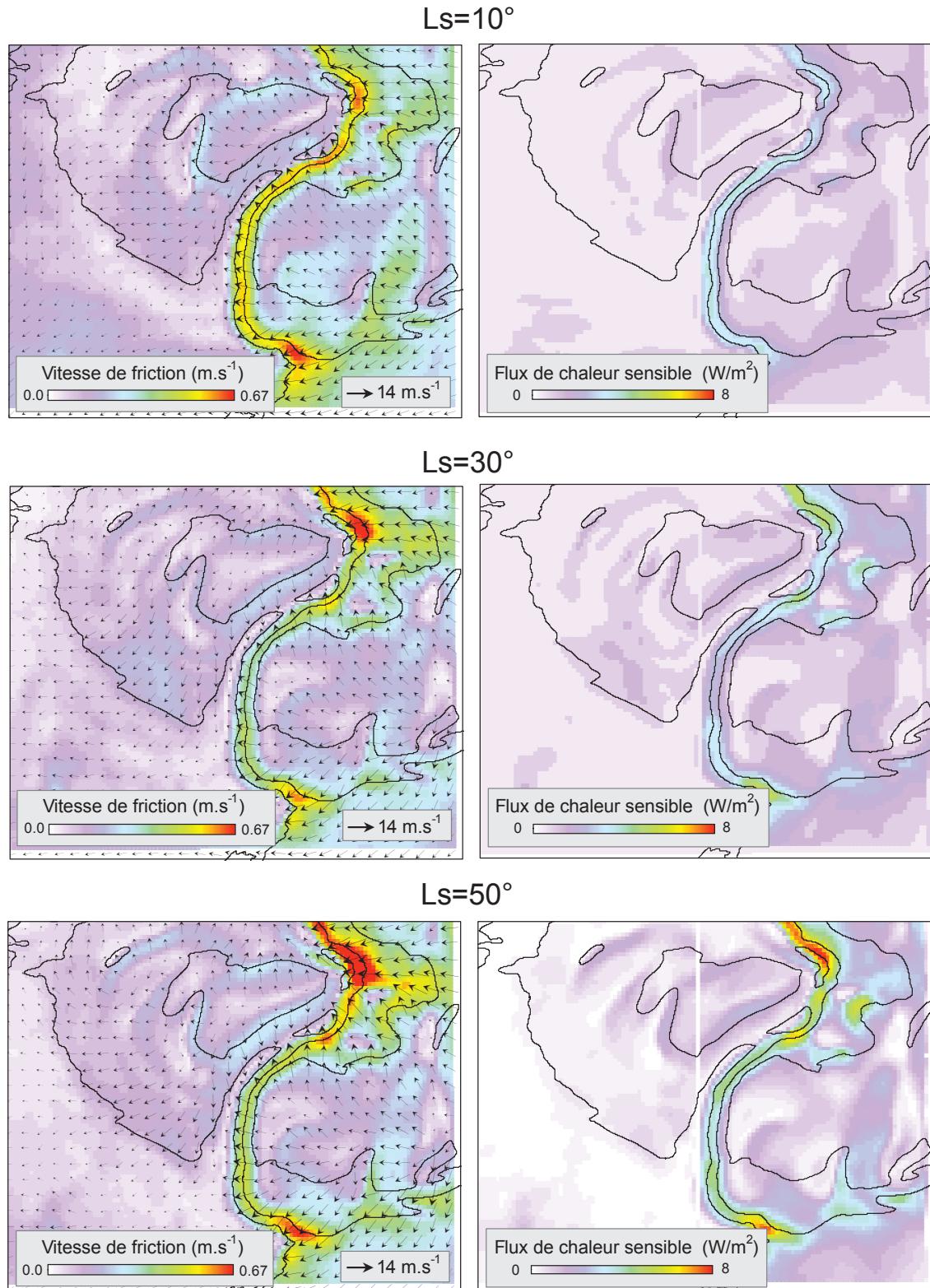


FIGURE 4.11 – Résultats de la simulation méso-échelle en terme de vitesse de friction (colonne de gauche) et de flux de chaleur sensible entre l'atmosphère et la surface (colonne de droite) pour la région de Rupes Tenuis à L_s 10° , 30° et 50° . Ces quantités ont été moyennées sur une journée. La simulation est effectuée à une résolution horizontale de 2 km. Les flèches donnent l'intensité et la direction du vent à 10 m au-dessus du sol. Elles sont tracées tous les 4 points de grille. La topographie est indiquée par des lignes de niveau espacées de 500 m.

l'image) mais augmente sur sa partie ouest. A $L_s=50^\circ$, une faible augmentation est observée sur la partie centrale avec une vitesse de friction de l'ordre de $0,45 \text{ m.s}^{-1}$. Localement, elle atteint $0,9 \text{ m.s}^{-1}$. Dans le cas du flux de chaleur sensible, la valeur la plus élevée est simulée à $L_s=50^\circ$. La tendance générale est une faible augmentation de ce flux de $L_s=10^\circ$ à 50° , de $3,5$ à 5 W.m^2 . Le modèle méso-échelle ne prévoit donc pas de hausse particulièrement forte de l'intensité des vents catabatiques à $L_s=50^\circ$.

Il faut toutefois noter que ces travaux sont relativement récents et restent à approfondir. Le passage ponctuel d'un système dépressionnaire couplé à l'activité plus régulière des vents catabatiques pourrait donner lieu à une vitesse de friction relativement importante sur l'escarpement pendant une courte durée. La fréquence temporelle de ces événements météorologiques particuliers contraindrait ainsi la période d'apparition des LICS. Par ailleurs, la bordure des dépôts saisonniers se rapproche progressivement de la région étudiée au cours du printemps. Des vents relativement forts soufflent dans les régions en aval et en amont de cette bordure (Haberle *et al.*, 1979) et pourraient s'ajouter aux vents catabatiques. Pour prendre correctement en compte cet effet, il faudra contraindre la répartition des dépôts saisonniers avec la ligne crocus TES dans les simulations.

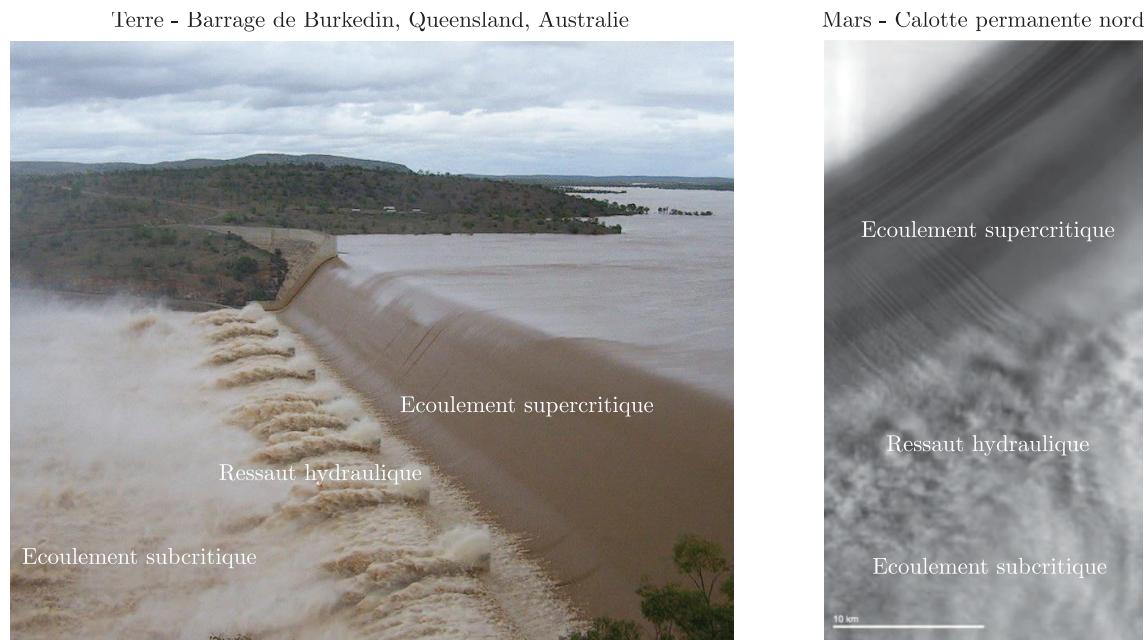


FIGURE 4.12 – Gauche : ressaut hydraulique observé au niveau du barrage de Burdekin situé dans le Queensland, en Australie. L'ouvrage est structuré de telle sorte qu'un ressaut hydraulique se produise pour dissiper l'énergie de l'écoulement et limiter l'érosion de la construction. Droite : ressaut hydraulique photographié par l'instrument THEMIS (image V12432001) à $L_s=95,6^\circ$ au niveau d'une dépression spirale de la calotte permanente nord de Mars. Figure extraite de Smith & Holt (2010).

Il faut également noter que les vents catabatiques simulés sont confinés aux régions en pente. Or le LICS se produit à la fois sur l'escarpement et la région plate en aval. Nous avons mentionné précédemment qu'au niveau des ruptures de pente, des phénomènes non-linéaires peuvent se produire comme un ressaut hydraulique (Ball, 1956), caractéristique de la transition entre un écoulement de type torrentiel, ou supercritique, et un écoulement

de type fluvial, ou subcritique. Le ressaut hydraulique est un phénomène qu'on observe couramment dans la nature (voir figure 4.12). Au niveau de ce ressaut, la turbulence est particulièrement forte. Lorsque les vents catabatiques soufflent sur les dépressions spirales de la calotte permanente nord, des ressauts hydrauliques sont également observés (Smith & Holt, 2010) (voir figure 4.12). Ce type de phénomène pourrait être éventuellement résolu par le modèle méso-échelle à condition de raffiner la résolution spatiale. Admettons qu'à $L_s=49,7^\circ$, date à laquelle le LICS se produit, un épisode de vent catabatique particulièrement intense se produise au niveau de l'escarpement. La forte turbulence associée au ressaut hydraulique à la base de l'escarpement pourrait perturber la couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂ et produire la remontée soudaine de la signature de la glace de CO₂ observée en aval de l'escarpement. Par conséquent, les vents catabatiques constituent jusqu'à présent le processus le plus à même d'expliquer la prédominance de la signature de la glace de CO₂ sur l'escarpement suivie de sa remontée soudaine sur la pente et en aval.

4.2.3.2 Evolution des dépôts saisonniers pendant la deuxième moitié du printemps

L'analyse menée jusqu'à présent s'est concentrée sur la période précédant le LICS et sur le LICS en lui-même ($L_s=49,7^\circ$). Intéressons-nous maintenant à l'évolution des dépôts saisonniers pendant la deuxième moitié du printemps (figure 4.5). Deux points particulièrement intéressants sont la forte diminution de la signature de la glace de H₂O sur toute la région à $L_s=60^\circ$ (observation 3069_2) et l'absence persistante de la signature de la glace de CO₂ sur le versant est d'Abalos Mensa. La forte diminution de la signature de la glace de H₂O à $L_s=60^\circ$ peut s'expliquer par plusieurs facteurs :

1. Une hausse de l'opacité des aérosols au-dessus de la scène,
2. Une condensation de vapeur d'eau à la surface,
3. Une forte dispersion de la couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂.

La première hypothèse est adaptée pour reproduire la diminution forte mais transitoire de la signature de la glace d'eau, celle-ci retrouvant sa valeur initiale à $L_s=66,8^\circ$. Cependant, cette hypothèse implique que la signature des deux glaces diminue entre les observations 3047_1 ($L_s=57,3^\circ$) et 3069_2 ($L_s=60,0^\circ$). Or seule la signature de la glace d'eau diminue, la signature de la glace de CO₂ ayant plutôt tendance à augmenter. Cette hypothèse n'est donc pas à même d'expliquer le comportement observé. La seconde hypothèse implique une augmentation du masquage de la signature de la glace de CO₂, ce qui n'est pas observé. La troisième hypothèse semblerait la plus probable : une forte dispersion de la couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂ et son accumulation à petite échelle aurait pour conséquence une diminution de la signature de la glace d'eau et une augmentation de la signature de la glace de CO₂. Cependant, cette augmentation n'est observée que sur l'escarpement et le plateau en amont. Au niveau des plaines, la signature de la glace de CO₂ ne varie que très légèrement. Nous n'avons jusqu'à présent pas d'explication convaincante à ce phénomène.

Le deuxième point qui a retenu notre attention est l'absence persistante de la signature de la glace de CO₂ sur le versant est d'Abalos Mensa, associée à une forte signature de

glace d'eau. Ce comportement s'explique à priori par un masquage de la glace de CO₂ par une couche optiquement épaisse de glace d'eau. Cette couche n'est pas perturbée par les processus qui affectent l'escarpement et la région en contrebas. Il est possible que les grains de glace d'eau emportés par les vents catabatiques au niveau de l'escarpement se déposent sur le versant est d'Abalos Mensa. Les vents catabatiques peuvent en effet mobiliser les particules sur de grandes distances. Massé *et al.* (2010, 2012) rapportent que les vents catabatiques transportent les sédiments minéraux riche en gypse de la calotte permanente aux dépôts dunaires en contrebas. De plus, les clichés de la calotte permanente nord effectués par Viking 2 montrent la présence de traînées de givre à la surface (Cutts *et al.*, 1976), qui peuvent être longues de plus de 50 km (Howard, 2000). Des observations CRISM à plus haute résolution spatiale qu'OMEGA pourraient permettre de voir si de telles traînées de givre d'eau sont observées au printemps. Dans tous les cas, la persistance d'une couche de glace d'eau optiquement épaisse sur le versant est d'Abalos Mensa indique que la quantité de glace d'eau saisonnière qui s'y accumule est très probablement plus importante que dans les régions alentours. On remarque ainsi qu'à L_s~90°, la signature de la glace d'eau a totalement disparu de l'escarpement et de la dépression séparant Abalos Mensa de la calotte, tandis qu'elle se signale toujours sur le versant est d'Abalos Mensa. Par conséquent, la sublimation estivale de la glace d'eau pérenne sera retardée sur ce versant par rapport à l'escarpement. Par ailleurs, comme l'ont observé Smith & Holt (2010), les vents catabatiques continuent de souffler en été, ce qui favorise la sublimation et l'érosion de la glace d'eau pérenne sur l'escarpement. L'ablation de l'escarpement est donc plus forte que celle du versant est d'Abalos Mensa. Si le givre d'eau persiste tout l'été, ce versant pourrait même être en accumulation. Ce processus témoignerait ainsi de l'évolution présente d'Abalos Mensa.

4.3 Etude de la région de Olympia Undae

4.3.1 Description de la zone d'étude

Le champ de dunes Olympia Undae se situe au sud de la calotte permanente nord et repose sur l'unité nommée Olympia Planum. Cette unité ainsi que Olympia Cavi sont constituées de glace d'eau pérenne recouverte d'une fine couche de poussière (Tanaka *et al.*, 2008). Plus au sud se trouve un îlot détaché de glace d'eau pérenne nommé Olympia Mensae. La plupart des études s'accordent à montrer que le matériau constitutif des dunes provient de l'unité basale (Thomas & Weitz, 1989; Byrne & Murray, 2002; Fishbaugh & Head, 2005; Massé *et al.*, 2012). Dans la partie la plus dense du champ de dunes, située à l'est de la région étudiée, la signature d'un sulfate de calcium identifiée comme du gypse ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) a été détectée (Langevin *et al.*, 2005a). Une étude récente a montré que cette signature est présente sur l'ensemble du champ de dunes (Massé *et al.*, 2012). Les auteurs suggèrent que le gypse fait initialement partie des sédiments piégés dans la calotte puis relâchés à la surface par ablation de la glace. Les vents catabatiques, en partie responsables de cette ablation, transportent le gypse en aval de la calotte. Le gypse est un minéral clair ; étant donné le faible albédo des dunes, d'autres minéraux sont mélangés au gypse comme des minéraux mafiques et d'autres minéraux hydratés (Poulet *et al.*, 2008;

Horgan *et al.*, 2009; Calvin *et al.*, 2009; Massé *et al.*, 2010, 2012). Ces minéraux forment une couche de sable relativement mobile couvrant la surface des dunes ; celles-ci s'élèvent à une hauteur moyenne de 75 m (Feldman *et al.*, 2008).

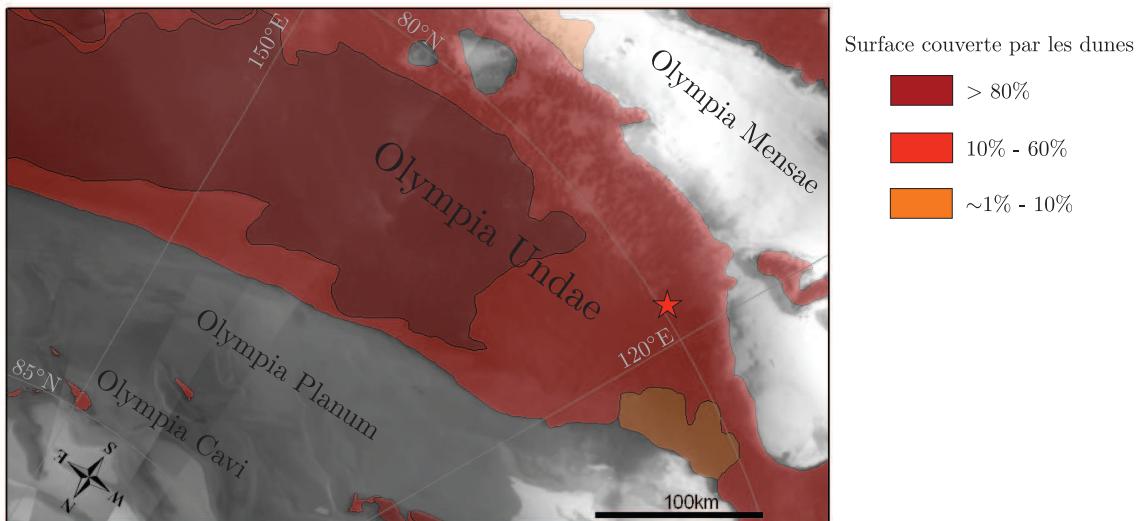


FIGURE 4.13 – Carte de la région de Olympia Undae. Le fond de la carte est une mosaïque d'images MOC acquises en été (Caplinger & Malin, 2001). Les surfaces oranges, rouges et marrons indiquent la densité du champ de dunes (d'après Tanaka & Hayward (2008), modifié par Massé *et al.* (2012)). L'étoile rouge donne la position de la région d'intérêt étudiée dans la partie suivante.

Au printemps, le champ de dunes est recouvert par les dépôts saisonniers de glace de CO₂ contaminés en glace de H₂O et en poussière. Son albédo est alors systématiquement plus faible que celui des régions alentours, presque aussi faible que celui du sol sous-jacent (James & Cantor, 2001; Kieffer & Titus, 2001). Pourtant, la température de la surface est proche de celle de la glace de CO₂ dans les conditions martiennes de pression. Ce comportement, dit « cryptique », s'explique soit par la quasi-transparence des dépôts saisonniers de glace, soit par une forte contamination en poussière de leur surface (Kieffer & Titus, 2001; Piqueux & Christensen, 2008). Il se trouve que le champ de dunes circumpolaires nord est couvert de taches et traînées sombres au printemps (Malin & Edgett, 2001; Hansen *et al.*, 2010a, 2011) (voir par exemple la figure 4.14), résultat probable du processus de sublimation basale et éjection de poussière proposé par Kieffer (2000). Le faible albédo du champ de dunes au printemps est le résultat de cette contamination en poussière de la surface.

4.3.2 Observations OMEGA

4.3.2.1 Evolution temporelle des paramètres spectraux et de la température de la surface

La figure 4.15 montre l'évolution temporelle des 3 paramètres spectraux extraits des observations OMEGA dans une zone de 182 km² localisée à 121,9°E/79,9°N, dans le champ de dunes de Olympia Undae (étoile rouge sur la figure 4.13). L'inclinaison moyenne du

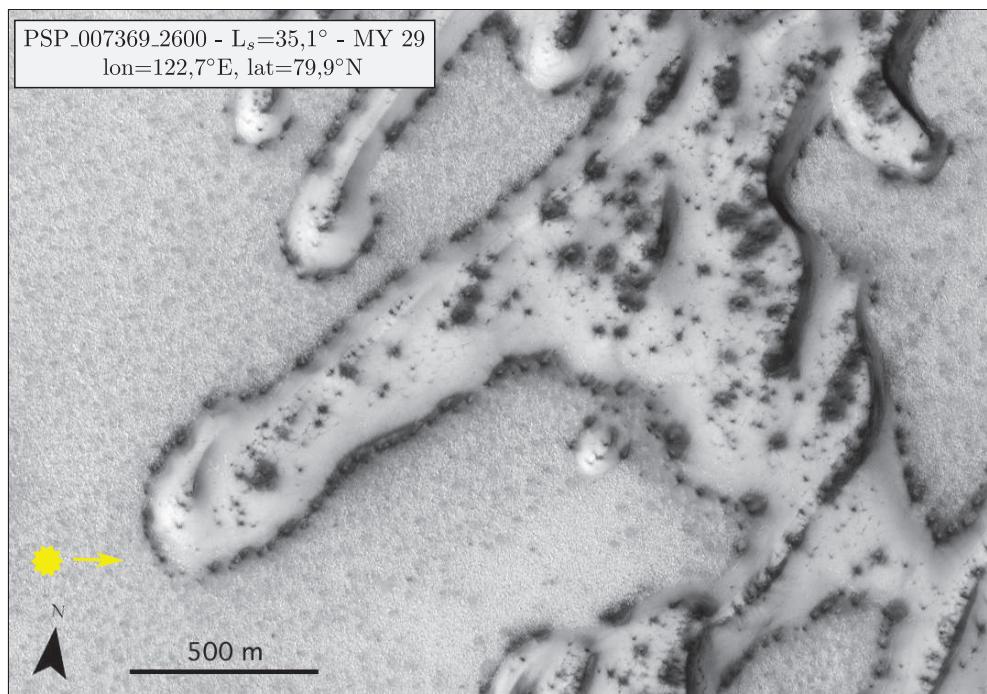


FIGURE 4.14 – Observation HiRISE PSP_007369_2600 acquise à $L_s=35,1^\circ$ pendant l’année martienne 29, dans la région d’intérêt étudiée dans la partie suivante. La surface est constellée de taches de poussière. Ces taches sont plus sombres au niveau des dunes que du substrat les séparant. Le Soleil éclaire la scène depuis la gauche de l’image.

terrain est très faible. L’évolution temporelle de la température de surface mesurée par TES est également représentée.

On peut diviser l’évolution temporelle de la signature de la glace de CO₂ en 5 étapes :

1. De L_s 9° à 26°, la signature de la glace de CO₂ diminue progressivement (-0,09) tandis qu’on observe une légère augmentation de la signature de la glace de H₂O (+0,06) et une forte augmentation de l’albédo (+0,14). La température de la surface augmente légèrement de 146 à 150 K pendant cette étape.
2. Entre L_s 26° et 35°, la signature de la glace de CO₂ chute à 0,04 (-0,10) puis se stabilise à cette valeur jusqu’à $L_s=42^\circ$. Cette décroissance est associée à une très forte augmentation de la signature de la glace de H₂O, de 0,27 à 0,47. L’albédo fluctue légèrement autour de 0,43. La température de la surface augmente de 150 à 160 K entre L_s 28° et 34° puis se stabilise à 160 K.
3. La signature de la glace de CO₂ augmente soudainement de +0,16 entre L_s 42° et 48°. Cette augmentation est corrélée à une forte diminution de la signature de la glace de H₂O (-0,17). L’albédo diminue à 0,36 à $L_s=45^\circ$ (-0,08) puis augmente de +0,02. Cette étape se fait à une température de surface stable à 160 K.
4. De L_s 48° à 62°, la signature de la glace de CO₂ fluctue autour de 0,18. La signature de la glace de H₂O augmente soudainement entre L_s 48° et 51°, se stabilise à 0,37 puis diminue de nouveau. L’albédo augmente par paliers jusqu’à une valeur de 0,41. Il faut préciser que les 3 paramètres spectraux n’évoluent pas de façon corrélée pendant

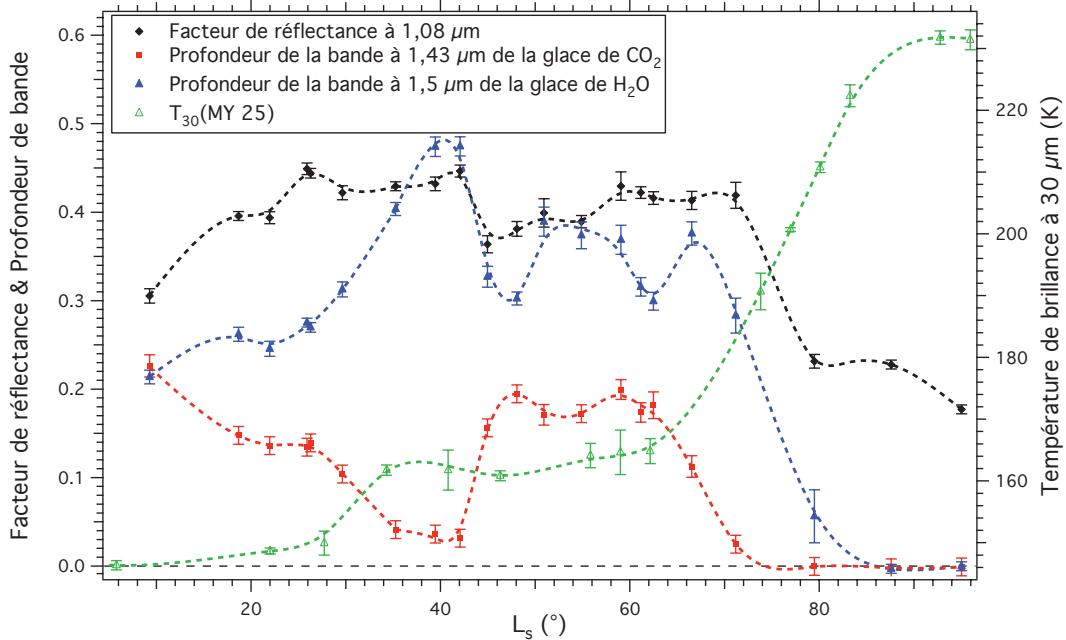


FIGURE 4.15 – Champ de dunes de Olympia Undae. Evolution temporelle du facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$ (diamants noirs), de la profondeur de la bande d'absorption à $1,43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 (carrés rouges), de la profondeur de la bande d'absorption à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace de H_2O (triangles bleus) et de la température de brillance à $30 \mu\text{m}$ (triangles verts) dans une région de 182 km^2 dont la position est indiquée par une étoile rouge sur la figure 4.13.

cette étape. La température de la surface est relativement stable aux alentours de 165 K.

- La signature de la glace de CO_2 diminue à partir de $L_s = 62^\circ$ jusqu'à disparaître entre $L_s = 71^\circ$ et 79° . La signature de la glace de H_2O augmente jusqu'à $L_s = 67^\circ$ à albédo constant puis diminue très fortement et disparaît entre $L_s = 79^\circ$ et 88° . L'albédo diminue à partir de $L_s = 71^\circ$ jusqu'à atteindre la valeur de 0,18 à $L_s = 95^\circ$. La diminution des trois paramètres spectraux est associée à une forte augmentation de la température de la surface, de 165 K à 232 K.

Cette dernière étape est similaire à celle observée pendant la même période dans la région de Rupes Tenuis (voir partie 4.2.2.1). La décroissance des trois paramètres spectraux associée à une forte augmentation de la température résulte très vraisemblablement de la diminution de la surface couverte par les dépôts saisonniers de glace de CO_2 et H_2O .

La région d'intérêt située dans Olympia Undae se caractérise principalement par la remontée très forte et soudaine de la signature de la glace de CO_2 à $L_s \sim 45^\circ$. Elle est corrélée à une très forte diminution de la signature de la glace de H_2O et à une diminution notable de l'albédo. La température de la surface de 160 K au moment du LICS indique que la glace de CO_2 recouvre alors la majeure partie de la surface.

4.3.2.2 Evolution temporelle de la répartition spatiale des paramètres spectraux

De la même manière que lors de l'étude de la région de Rupes Tenuis, j'ai analysé comment se distribuent spatialement les signatures des glaces et l'albédo et comment ces distributions évoluent au cours du printemps. Une série de 6 observations OMEGA a été sélectionnée (figure 4.16) :

1. L'observation 2800_1 montre qu'à $L_s=26,3^\circ$, les signatures des glaces de CO₂ et H₂O sont plus faibles sur le champ de dunes que dans les régions alentours, où le substrat est composé de glace d'eau pérenne. L'albédo est également plus faible au niveau du champ de dunes.
2. La signature de la glace de CO₂ a très fortement diminué sur l'observation 2924_0 ($L_s=42,1^\circ$) jusqu'à quasiment disparaître de la région. La signature de la glace de H₂O a par contre fortement augmenté sur le champ de dunes et dans les régions alentours. L'albédo reste globalement constant par rapport à l'observation précédente.
3. L'observation 2972_1 ($L_s=48,1^\circ$) correspond au LICS observé sur la figure 4.15. La signature de la glace de CO₂ a augmenté sur toute l'étendue du champ de dunes Olympia Undae avec une augmentation particulièrement intense dans sa partie ouest. La signature de la glace de CO₂ y est cette fois plus importante qu'au niveau des surfaces de glace d'eau pérenne. La signature de la glace de H₂O et l'albédo ont par contre fortement diminué sur le champ de dunes. On observe au centre de l'image des structures linéaires dirigées vers le sud-est ; elles présentent une signature de glace de H₂O et un albédo plus élevé qu'aux alentours et une signature de glace de CO₂ plus faible.
4. L'observation 3023_0 ($L_s=54,4^\circ$) correspond à la phase de remontée de la signature de la glace de H₂O dans la région d'intérêt (figure 4.15). On constate que la répartition spatiale des signatures des glaces et de l'albédo n'a pas changé par rapport à l'observation précédente. La signature de la glace de CO₂ a diminué sur les surfaces de glace d'eau pérenne tandis que la signature de la glace de H₂O y a augmenté.
5. L'observation 3122_2 ($L_s=66,5^\circ$) se caractérise par la diminution de la signature de la glace de CO₂ sur le champ de dunes. La signature de la glace de H₂O et l'albédo augmentent légèrement. La répartition spatiale des 3 paramètres spectraux n'a pas varié par rapport à l'observation précédente.
6. La signature de la glace de CO₂ a totalement disparu de la région sur l'observation 3228_0 ($L_s=79,5^\circ$). La signature de la glace de H₂O n'est détectée que sur la partie sud du champ de dunes mais reste très forte voire augmente sur les surfaces de glace d'eau pérenne. On observe une diminution de l'albédo de la surface.

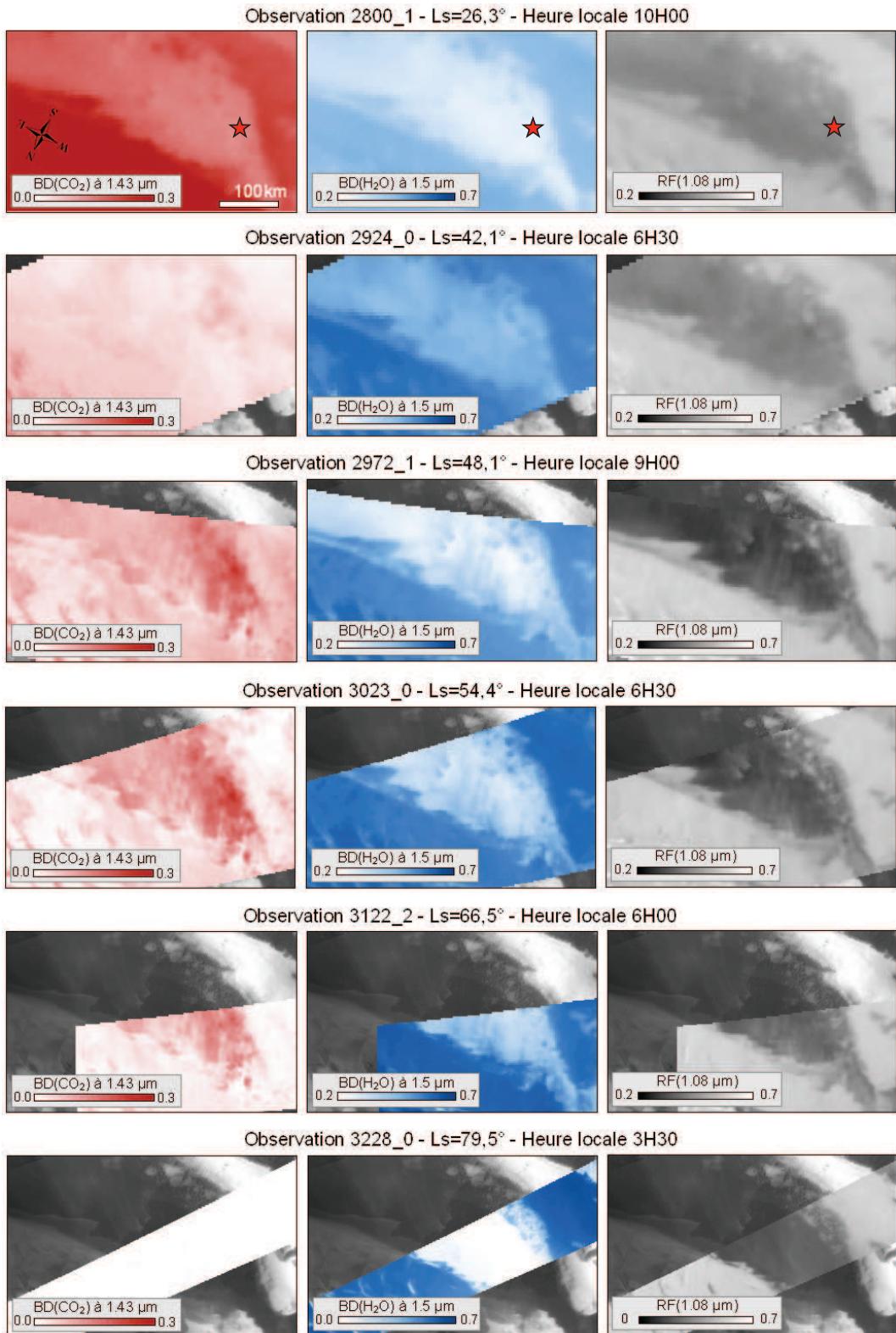


FIGURE 4.16 – Evolution des dépôts saisonniers nord au niveau du site de Olympia Undae en terme de profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ (colonne de gauche), profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O (colonne du milieu) et facteur de réflectance à 1,08 μm (colonne de droite) pour 6 observations OMEGA acquises entre L_s 26,3° et 79,5°. L'étoile rouge indique la position de la région d'intérêt pour laquelle les paramètres spectraux et la température de surface sont tracés sur la figure 4.15. Notez que pour la dernière observation, l'intervalle de valeurs de la signature de la glace de H₂O et du facteur de réflectance à 1,08 μm ont été élargis pour s'adapter à la dynamique de l'image.

En résumé, cette série d'observations montre que la signature de la glace de H_2O et l'albédo sont systématiquement plus faibles sur le champ de dunes Olympia Undae que dans les régions alentours. C'est également vrai pour la signature de la glace de CO_2 à $L_s=26,3^\circ$ puis la situation s'inverse à partir de $L_s=48,1^\circ$. A cette date, une forte augmentation de la signature de la glace de CO_2 est observée sur le champ de dunes, particulièrement dans sa partie ouest, corrélée à une forte diminution de la signature de la glace de H_2O et de l'albédo. La répartition spatiale des signatures des deux glaces n'évolue quasiment pas jusqu'à $L_s=66,5^\circ$; ces signatures ont disparu de la majeure partie du champ de dunes à $L_s=79,5^\circ$.

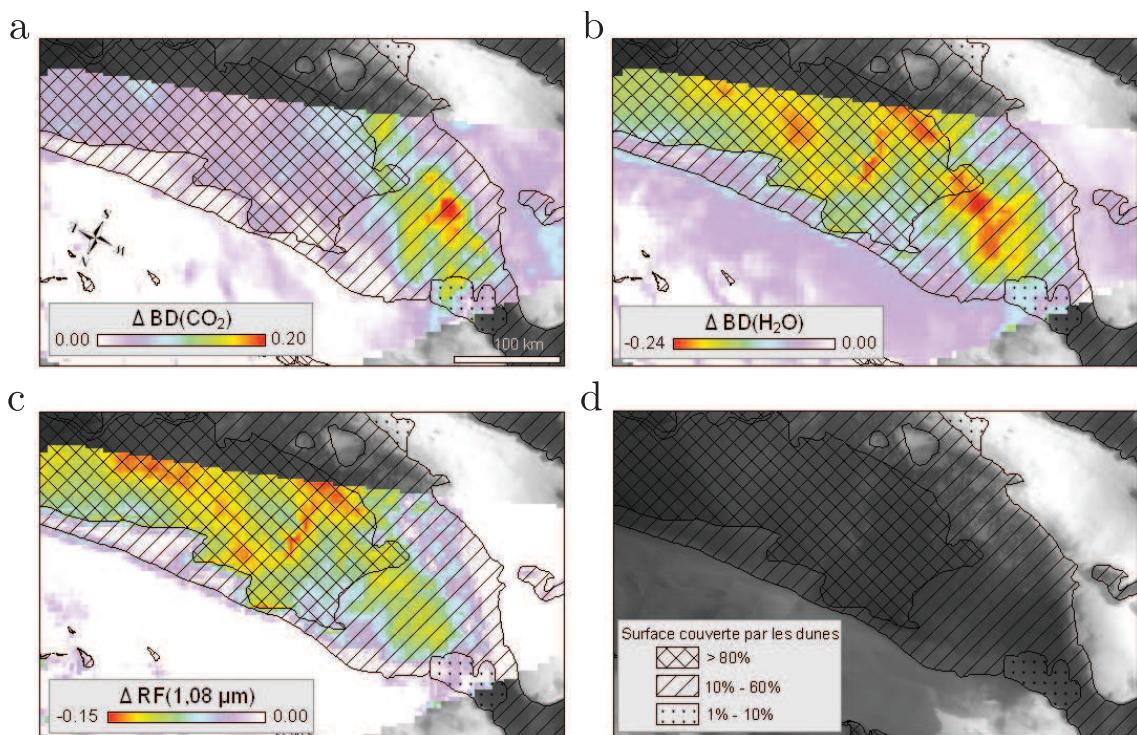


FIGURE 4.17 – Variation des 3 paramètres spectraux entre les observations 2924_0 ($L_s=42,1^\circ$) et 2972_1 ($L_s=48,1^\circ$) : (a) profondeur de la bande d'absorption à $1,43 \mu\text{m}$ de la glace de CO_2 , (b) profondeur de la bande d'absorption à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace de H_2O et (c) facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$. Les surfaces hachurées et pointillées indiquent la densité du champ de dunes. Le fond de la carte est une mosaïque d'images MOC acquises en été (Caplinger & Malin, 2001).

J'ai ensuite cherché à savoir si la distribution spatiale du LICS sur le champ de dunes est liée à la densité de dunes en surface. Pour cela, les plans des 3 paramètres spectraux obtenus pour l'observation 2972_1 ($L_s=48,1^\circ$) ont été soustraits aux plans correspondants à l'observation 2924_0 ($L_s=42,1^\circ$). On obtient des cartes de variation des 3 paramètres spectraux (figure 4.17). On constate sur la figure 4.17a que les LICS les plus intenses ont lieu majoritairement dans le champ de dunes de densité intermédiaire (10 à 60 % de la surface couverte par des dunes). Par contre, la signature de la glace de H_2O varie avec la même intensité sur les champs de dunes de densités intermédiaire et maximale. L'albédo diminue quant à lui plus fortement sur le champ de dunes de densité maximale que sur

celui de densité intermédiaire. Il est intéressant de noter que la partie la plus au nord du champ de dunes, de densité moyenne et dont la bordure est en dents de scie, n'est pas sujette aux LICS. Son comportement est similaire à celui des régions dont le substrat est composé de glace d'eau pérenne.

La corrélation entre les variations des 3 paramètres spectraux au moment du LICS a ensuite été étudiée (voir figure 4.18). Le comportement de la signature de la glace de CO₂ et de l'albédo semblant dépendre de la densité de dunes en surface, j'ai fait la distinction entre les pixels provenant de ces deux unités de densité. On constate sur la figure 4.18a que les variations de l'albédo sont fortement corrélées à celles de la signature de la glace de H₂O. Pour un même $\Delta \text{BD}(\text{H}_2\text{O})$, la décroissance de l'albédo est plus forte sur le champ de dunes de densité maximale que sur celui de densité intermédiaire. La figure 4.18b montre une corrélation plus faible entre les variations des signatures des glaces de CO₂ et H₂O sur le champ de dunes de densité intermédiaire, avec des valeurs fortement dispersées. Sur le champ de dunes de densité maximale, la corrélation entre ces deux paramètres est très mauvaise. Enfin, la figure 4.18c indique une faible corrélation entre la variation de la signature de la glace de CO₂ et celle de l'albédo sur le champ de dunes de densité intermédiaire. La corrélation est très mauvaise sur le champ de dunes de densité maximale.

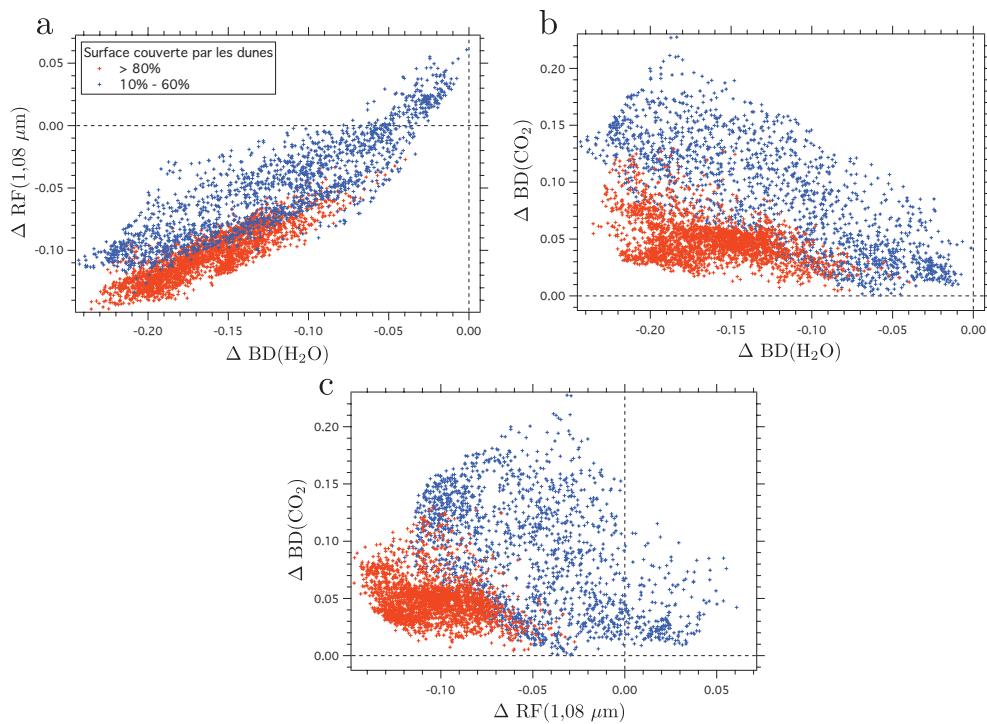


FIGURE 4.18 – (a) Variation du facteur de réflectance à 1,08 μm entre les observations 2924_0 ($L_s=42,1^\circ$) et 2972_1 ($L_s=48,1^\circ$) en fonction de la variation de la profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O entre les mêmes observations. (b) Variation de la profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ en fonction de la variation de la profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O. (c) Variation de la profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ en fonction de la variation du facteur de réflectance à 1,08 μm . Les points sont extraits de deux régions de densité surfacique de dunes différente.

4.3.3 Interprétation des observations OMEGA

L'évolution printanière des signatures des glaces et de l'albédo sur le champ de dunes de Olympia Undae soulève plusieurs questions :

1. Pourquoi l'albédo et les signatures des glaces de CO₂ et H₂O sont-ils plus faibles sur le champ de dunes que dans les régions alentours du début du printemps à L_s=26,3° ?
2. Pourquoi la signature de la glace de CO₂ a-t-elle quasiment disparu de la région à L_s=42,1° alors que la température de la surface indique la présence abondante de glace de CO₂ en surface ?
3. Quel processus est responsable de la soudaine remontée de la signature de la glace de CO₂ sur le champ de dunes à L_s=45° ?

Analysons tout d'abord le premier point. Les photographies MOC et HiRISE indiquent que la glace recouvrant le champ de dunes est constellée de taches sombres dès L_s=35° ([Piqueux & Christensen, 2008](#); [Hansen et al., 2011](#)), et probablement plus tôt encore. Ces taches correspondent à de la poussière ou du sable qui a vraisemblablement été éjecté à la surface par du gaz carbonique sous pression. Au niveau des taches sombres, la signature spectrale des glaces de CO₂ et H₂O est atténuee voire masquée si la couche de poussière est optiquement épaisse. A l'échelle d'un pixel de l'instrument OMEGA, on est donc en présence d'un mélange géographique subpixel entre deux types de terrain : les taches sombres, qui présentent majoritairement la signature spectrale de la poussière, et les terrains où la surface de la glace est faiblement contaminée en poussière, présentant les signatures des glaces de CO₂ et H₂O. La signature des glaces et l'albédo résultant de ce mélange géographique sont nécessairement plus faibles que ceux mesurés sur les terrains où aucune tache sombre n'apparaît, c'est-à-dire en-dehors du champ de dunes. Cela explique que les signatures des glaces de CO₂ et H₂O et l'albédo soient plus faibles sur le champ de dunes au début du printemps et jusqu'à L_s=26°.

La quasi-disparition de la signature de la glace de CO₂ entre L_s=26° et 42° est associée à une augmentation de la signature de la glace d'eau. De manière similaire aux conclusions établies lors de l'étude des régions de Gemina Lingula et Rupes Tenuis, ce comportement est très vraisemblablement la conséquence de la formation d'une couche de glace d'eau à la surface de la glace de CO₂ en sublimation. On remarque que l'albédo du champ de dunes ne varie quasiment pas pendant cette évolution. La proportion de taches sombres recouvrant la surface reste donc probablement constante, en supposant que l'albédo de la glace ne varie pas là où la couche de glace d'eau se forme.

La remontée soudaine de la signature de la glace de CO₂ à L_s=45° est associée à une forte diminution de la signature de la glace de H₂O et de l'albédo. Passons en revue les processus proposés dans le cas de l'étude de la région de Rupes Tenuis.

Un effet photométrique lié à une variation de l'angle d'incidence ne permet pas d'expliquer le phénomène observé : les observations 2924_0 et 3023_0 sont toutes les deux acquises à 6H30 heure locale, donc sous un angle d'incidence quasiment égal, et pourtant on observe une signature de glace de CO₂ beaucoup plus forte sur la deuxième observation.

Une recondensaison de glace de CO₂ en surface entraînerait une augmentation de la signature de la glace de CO₂ à 1,43 μm et une diminution de la signature de la glace de H₂O

à 1,5 μm. Suivant la texture de la couche de glace de CO₂ formée, cette recondensation pourrait entraîner une augmentation de l'albédo de la surface. Ce serait le cas pour une couche constituée de grains de quelques dizaines de microns. Il semble par contre improbable qu'une recondensation de glace de CO₂ occasionne une décroissance de l'albédo telle que celle observée. Une augmentation de la surface couverte par les taches sombres serait alors nécessaire. Il faut par ailleurs tenir compte de la forte corrélation entre la diminution de l'albédo et celle de la signature de la glace de H₂O (voir figure 4.18a). Les taches sombres et la couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂ en sublimation sont organisées sous la forme d'un mélange géographique subpixel. Par conséquent, leurs signatures spectrales sont linéairement proportionnelles à la surface couverte par chaque type de terrain. Ainsi, l'augmentation de la surface couverte par les taches sombres, associée à une diminution de l'albédo, entraîne naturellement une diminution de la surface couverte par la couche de glace d'eau, donc une diminution proportionnelle de sa signature spectrale. Thomas *et al.* (2011) ont montré que le processus de geyser à l'origine de la formation des taches sombres permet, sous certaines conditions, la recondensation de glace de CO₂. Une occurrence particulièrement importante de geysers à L_s=45° permettrait d'expliquer la diminution de l'albédo et de la signature de la glace d'eau et l'augmentation de la signature de la glace de CO₂. Comme la formation de taches sombres n'est pas systématiquement associée à une recondensation de glace de CO₂, l'augmentation de la signature de la glace de CO₂ n'est que faiblement corrélée à la diminution de l'albédo (figure 4.18c).

Les spectres acquis dans la région d'intérêt avant et après le LICS ont été comparés afin de savoir s'ils sont compatibles avec la formation d'une couche de glace de CO₂ (voir figure 4.19). Ces deux spectres sont fortement dissemblables dans la voie L : le spectre bleu présente la forte bande d'absorption à 3 μm de la glace d'eau tandis que le spectre vert possède la double bosse caractéristique de la glace de CO₂. En cela, le spectre vert se rapproche du spectre en réflectance d'une couche de glace de CO₂ recouvrant une couche de glace de H₂O (spectre rouge). La forme du spectre vert dans la voie L est également très proche de celle du spectre extrait de l'observation 2904_1 au niveau du plateau de Gemina Lingula (figure 3.39). Si l'analyse des spectres ne contredit pas l'hypothèse d'une recondensation de glace de CO₂, de nouvelles modélisations seront nécessaires pour préciser la texture de la couche de glace de CO₂.

On peut toutefois s'interroger sur la capacité des geysers à se produire alors que la surface est recouverte par une couche de glace d'eau. D'une part, cette couche, optiquement épaisse dans le proche infrarouge, absorbe la majeure partie du rayonnement dans cette gamme spectrale. D'autre part, il est possible que la couche de glace d'eau rétrodiffuse une partie du rayonnement solaire visible. Une contamination en poussière de la surface réduirait par ailleurs la transparence de la couche. Une étude plus précise de la texture de la couche de glace d'eau (épaisseur, taille de grains) et de la quantité de poussières présente en surface sera nécessaire pour déterminer quelle fraction du flux solaire visible parvient à atteindre le fond de la couche de glace de CO₂. Il est probable que l'absorption et la rétrodiffusion du rayonnement solaire en surface inhibent la sublimation basale de la glace de CO₂. Or cette sublimation est à l'origine d'une surpression déclenchant le geyser. Il est donc vraisemblablement nécessaire que la couche de glace d'eau soit localement dispersée pour que le processus de geyser soit initié. L'activité éolienne sur le champ de dunes pour-

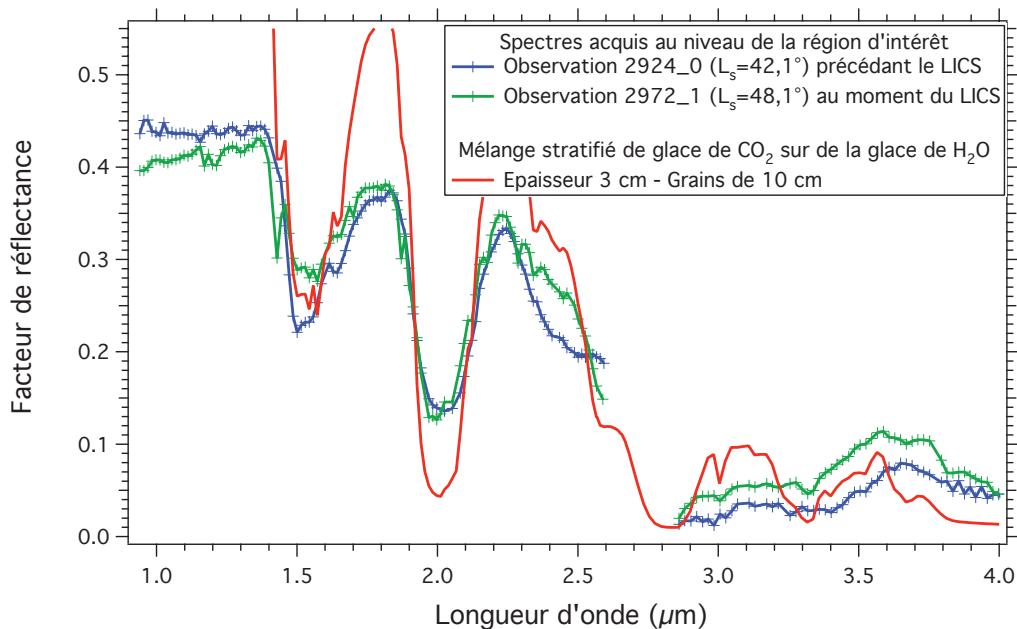


FIGURE 4.19 – Comparaison de deux spectres extraits au niveau de la région d’intérêt, là où le LICS est le plus intense, avant le LICS (spectre bleu, observation 2924_0) et au moment du LICS (spectre vert, observation 2972_1). Les deux spectres ont été corrigés uniquement de l’effet des gaz car la forte contamination en poussière de la surface empêche l’utilisation de la méthode de correction de l’effet des aérosols. Le spectre rouge est issu de la modélisation du transfert radiatif dans un mélange stratifié où une couche de glace de CO_2 de 3 cm d’épaisseur constituée de grains de 10 cm surmonte une couche de glace de H_2O composée de grains de 150 μm .

rait être à l’origine de la dispersion de la couche de glace d’eau. Les caractéristiques de l’atmosphère ont été simulées à l’aide du modèle méso-échelle de Spiga & Forget (2009) à une résolution horizontale de 10 km, à $L_s=61,5^\circ$ et 11H00 heure locale (voir figure 4.20). On constate que les vents catabatiques descendant de la calotte pour atteindre le champ de dunes où leur intensité décroît fortement. La vitesse de friction est de l’ordre de 0,2 m.s^{-1} sur le champ de dunes, plus de deux fois moins que ce qui a été simulé sur l’escarpement de Rupes Tenuis. Le flux de chaleur sensible entre l’atmosphère et la surface ne dépasse pas 1 W.m^{-2} . La variabilité journalière de ces deux quantités est assez faible. La force du vent ne semble à priori pas suffisante pour disperser les grains de glace d’eau recouvrant la glace de CO_2 . Cependant, la faible résolution spatiale du modèle ne permet pas de résoudre la topographie des dunes. Or un phénomène de turbulence se produit sur le versant sous le vent des dunes (Nelson & Smith, 1989). Ce processus a notamment été reproduit à l’aide de simulations numériques de la dynamique des fluides par Herrmann *et al.* (2005). La turbulence de cet écoulement pourrait disperser localement la couche de glace d’eau. Il faut également savoir qu’en-dehors de la calotte, les perturbations atmosphériques transitoires méso-échelle et les forçages à grande échelle jouent un rôle crucial (Tyler *et al.*, 2008; Kauhanen *et al.*, 2008). Le passage ponctuel d’un système dépressionnaire pourrait augmenter temporairement la force du vent. Une étude plus détaillée est nécessaire pour rendre compte de la complexité du vent dans cette région.

Supposons que l'activité éolienne soit capable de mettre localement à nu la glace de CO₂; cela a pour conséquence une augmentation de la signature de la glace de CO₂ et une diminution de la signature de la glace d'eau. La sublimation basale de la glace de CO₂ est rendue possible et l'activité de geysers reprend, éjectant de la poussière en surface, ce qui entraîne une décroissance de l'albédo à l'échelle spatiale d'OMEGA. Une recondensation de glace de CO₂ pourrait contribuer à l'augmentation de sa signature, mais le LICS serait majoritairement dû à la dispersion de la couche de glace d'eau par le vent.

Suite à la mise en évidence de ce LICS grâce aux données OMEGA, une série d'observations CRISM et HiRISE ont été acquises dans la région d'intérêt les printemps suivants pour étudier ce phénomène à une résolution spatiale plus élevée. Ces observations vont nous permettre de tester la plausibilité du scénario d'évolution proposé.

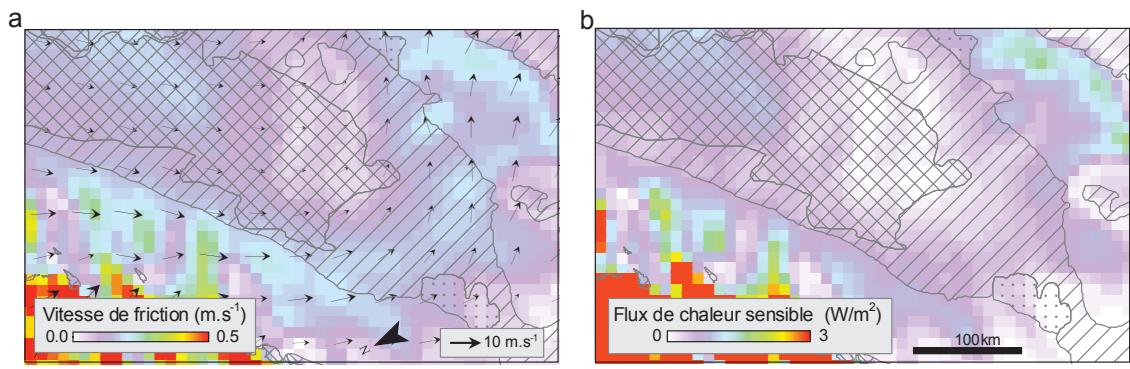


FIGURE 4.20 – Résultats de la simulation méso-échelle des caractéristiques de l'atmosphère au niveau de la région de Olympia Undae à $L_s=61,5^\circ$ et 11H heure locale, effectuée à une résolution horizontale de 10 km. (a) Vitesse de friction ; (b) Flux de chaleur sensible entre l'atmosphère et la surface. Les flèches sur la figure a donnent l'intensité et la direction du vent à 50 m au-dessus du sol. Ces flèches sont tracées tous les 4 points de grille. Les surfaces hachurées et pointillées donnent la densité spatiale du champ de dunes (voir figure 4.17).

4.3.4 Apport des observations CRISM et HiRISE

Les résultats présentés dans cette partie sont extraits de l'article : « Observations of the Northern seasonal polar cap of Mars III : CRISM / HiRISE observations of spring sublimation » (A. Pommerol et al.), dont je suis second auteur. Cet article fait partie d'un triptyque soumis au journal Icarus à l'occasion de l'édition spéciale *Fifth Mars Polar Science*, qui fait suite à la *Fifth International Conference on Mars Polar Science and Exploration* organisée à Fairbanks (Alaska) en septembre 2011.

4.3.4.1 Données et méthodes d'analyse

Environ 150 observations CRISM, acquises pendant les années martiennes (MY) 29 et 30 ont été analysées dans l'article soumis au journal Icarus. Ces observations couvrent plusieurs sites particuliers de la région polaire nord. Dans cette partie, nous nous focalisons sur 10 observations CRISM obtenues au niveau de la région d'intérêt de Olympia Undae.

Ces données CRISM sont toutes disponibles publiquement sur le site web du *Planetary Data System* (PDS).

Nous avons utilisé les observations en facteur de radiance I/F obtenues par les détecteurs visible et proche-infrarouge issues des données réduites TRDR (*Targeted Reduced Data Records*) dans leur version de calibration n° 3. La plupart des observations sélectionnées sont du type FRT (*Full Resolution Targeted*) avec quelques observations additionnelles du type HRL (*Half Resolution Long*) et HRS (*Half Resolution Short*). Toutes ces observations ont été acquises à la résolution spectrale maximale (106 canaux entre 0,36 et 1,05 μm pour le détecteur visible et 438 canaux entre 1,00 et 3,92 μm pour le détecteur infrarouge). La résolution spatiale des observations FRT est de 18 m/pixel contre 36 m/pixel pour les observations HRL et HRS.

Les valeurs de facteur de radiance I/F ont été converties en facteur de réflectance I/F. $\cos(i)$ en divisant les valeurs de I/F par le cosinus de l'angle d'incidence fourni dans les données annexes DDR (*Derived Data Records*). Cet angle d'incidence ne prend pas en compte la topographie locale, ce qui peut induire des effets photométriques importants lorsque la scène présente de fortes variations de l'inclinaison du terrain.

Les paramètres spectraux choisis pour l'étude des dépôts saisonniers sont les mêmes que ceux utilisés jusqu'à présent pour l'analyse des données OMEGA : facteur de réflectance à 1,08 μm , profondeur de la bande d'absorption à 1,43 μm de la glace de CO₂ et profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O. Les critères spectraux présentés en partie 3.1 ont été adaptés aux données CRISM en choisissant les spectres CRISM les plus proches des spectres OMEGA. Les cartes de ces paramètres spectraux ont été projetées en projection stéréographique polaire nord martienne grâce aux algorithmes fournis dans la boîte à outils CRISM CAT ([Morgan et al., 2009](#)).

Des composites colorés RVB ont été réalisés en utilisant le facteur de réflectance à 1,08 μm pour le canal rouge (R), la signature de la glace de CO₂ pour le canal vert (V) et la signature de la glace de H₂O pour le canal bleu (B). Par la suite, nous nous y référons sous le terme de composites colorés proche-infrarouge. Sur ces composites, les régions couvertes de glace d'eau prennent une couleur qui va du bleu au violet suivant l'albédo de la glace, et la couleur des régions couvertes de glace de CO₂ va du vert au jaune. L'intervalle de valeurs affichées pour chaque canal a été manuellement adapté pour faire ressortir les contrastes. Un effet appelé le « spectral smile » est responsable de fortes variations artificielles des critères spectraux sur les bords des images. Seules les colonnes centrales des images peuvent faire l'objet d'une analyse rigoureuse en attendant que cet effet soit corrigé¹. Des composites colorés ont également été réalisés à partir des données du détecteur visible pour générer des images en fausses couleurs (R : 0,71 μm , G : 0,60 μm , B : 0,54 μm) directement comparables aux images HiRISE.

L'utilisation des images couleur HiRISE permet de préciser la relation entre les signatures spectrales observées avec CRISM et les structures géomorphologiques identifiées à plus haute résolution spatiale avec HiRISE. Les données HiRISE utilisées dans cette étude sont des JPEG2000 téléchargés sur le PDS. L'intervalle de valeurs affichées pour chaque canal RVB a été manuellement adapté pour faire ressortir les contrastes.

1. Il est prévu d'utiliser les algorithmes développés par Xavier Ceamanos pendant sa thèse ([Ceamanos & Douté, 2010](#)).

4.3.4.2 Evolution temporelle de la répartition spatiale des paramètres spectraux

La figure 4.21 montre une série de 3 observations CRISM acquises pendant le printemps de l'année martienne 29 au niveau du champ de dunes Olympia Undae ($122,6^{\circ}\text{E}/80,0^{\circ}\text{N}$). On constate qu'entre la première et la deuxième observation, séparées par $\sim 25^{\circ}$ de L_s , la signature de la glace de CO_2 a fortement diminué sur toute la scène tandis que celle de la glace de H_2O a fortement augmenté. Puis sur la troisième observation, la signature de la glace de CO_2 reste très faible et celle de la glace de H_2O a diminué. La profondeur de la bande à $1,43\ \mu\text{m}$ n'atteint pas 0 à $L_s=67,9^{\circ}$ car le critère spectral utilisé est affecté par l'absorption par le CO_2 gazeux¹. La troisième observation témoigne ainsi de la disparition totale de la signature de la glace de CO_2 sur la scène.

Etudions maintenant comment se répartissent les signatures des glaces sur ces 3 observations. A $L_s=35,1^{\circ}$, la signature de la glace de CO_2 est environ la même sur les dunes et sur le substrat séparant les dunes. Au contraire, la signature de la glace de H_2O est plus intense sur le substrat que sur les dunes. Le composite coloré montre que des taches sombres constellent la surface des dunes. Au niveau de ces taches sombres, la signature des deux glaces est généralement plus faible. Néanmoins, une comparaison attentive de la signature de la glace de CO_2 et du composite coloré montre que certaines zones sombres présentent une signature de glace de CO_2 plus intense qu'aux alentours. La figure 4.22 illustre cette corrélation en comparant le composite coloré proche-infrarouge CRISM avec une observation HiRISE acquise simultanément. Les zones vertes sur le composite CRISM indiquent une signature de glace de CO_2 plus intense. Elles sont corrélées spatialement aux zones où une sublimation active est détectée par HiRISE, signalée par la présence de traînées sombres et claires.

A $L_s=60,2^{\circ}$, la glace de CO_2 ne se signale que sur le versant sous le vent des dunes (versant dont l'inclinaison est la plus forte, exposé au nord-est). Ce versant, qui apparaît sombre sur le composite coloré réalisé à partir du détecteur visible, est le théâtre d'une sublimation active avec des coulées de poussière observées sur l'image HiRISE acquise simultanément. La signature de la glace de H_2O reste plus intense sur le substrat que sur les dunes, et plus faible au niveau des taches sombres. A $L_s=67,9^{\circ}$, la signature de la glace de CO_2 a disparu. La signature de la glace de H_2O reste légèrement plus intense sur le substrat que sur les dunes sur cette dernière observation.

1. Le niveau zéro du critère spectral est la valeur prise par ce critère lorsqu'il n'y a plus de glace de CO_2 en surface. Cette valeur a été déterminée précisément dans le cas des données OMEGA (partie 3.1.4.4) mais nous ne l'avons pas déterminé dans le cas des données CRISM.

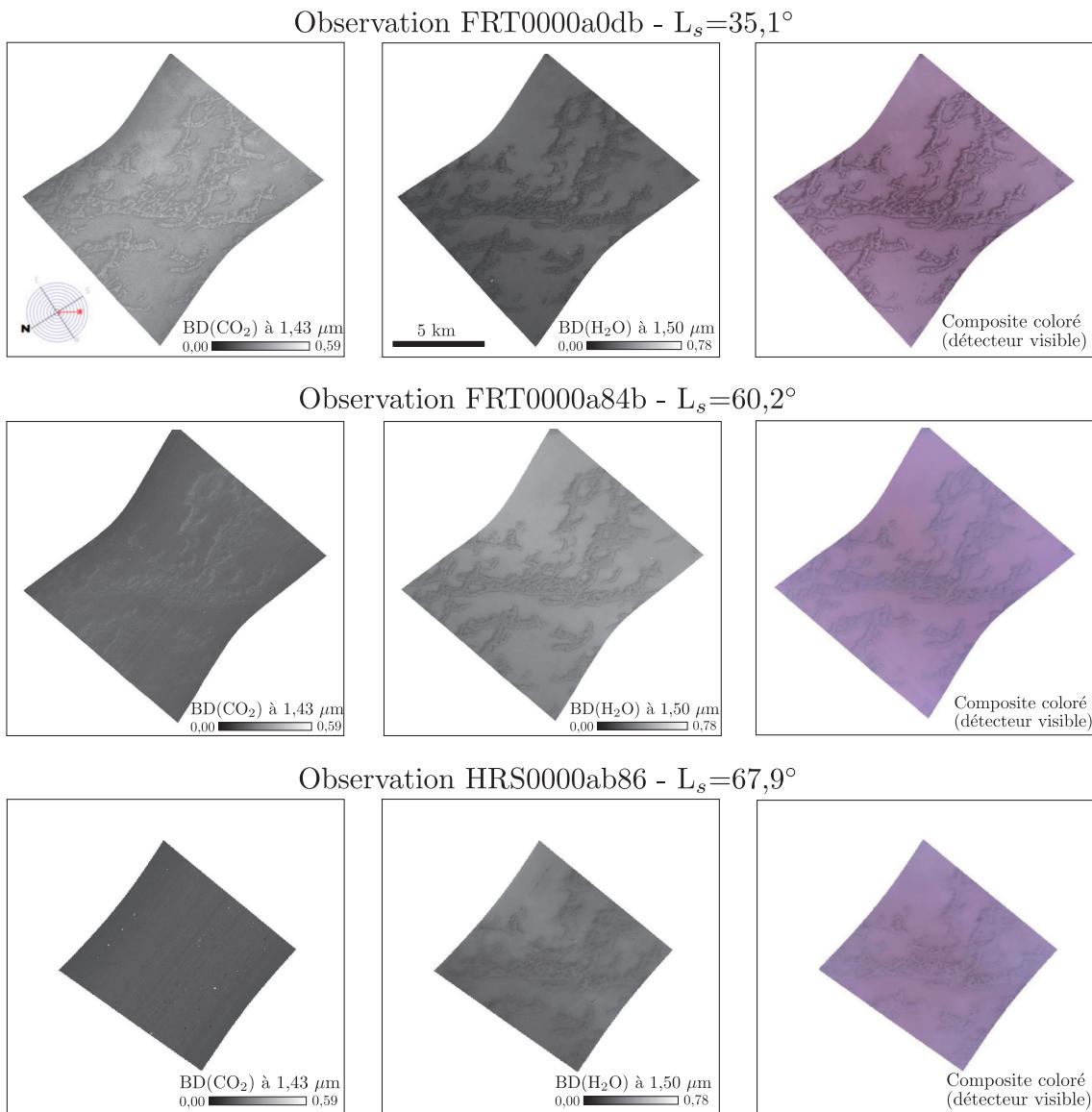


FIGURE 4.21 – Evolution des dépôts saisonniers nord observés par CRISM au niveau du site de Olympia Undae pendant l’année martienne 29, entre L_s 35,1° et 67,9°. Colonne de gauche : profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO_2 . Colonne du milieu : profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H_2O . Colonne de droite : composite coloré réalisé à partir des données du détecteur visible.

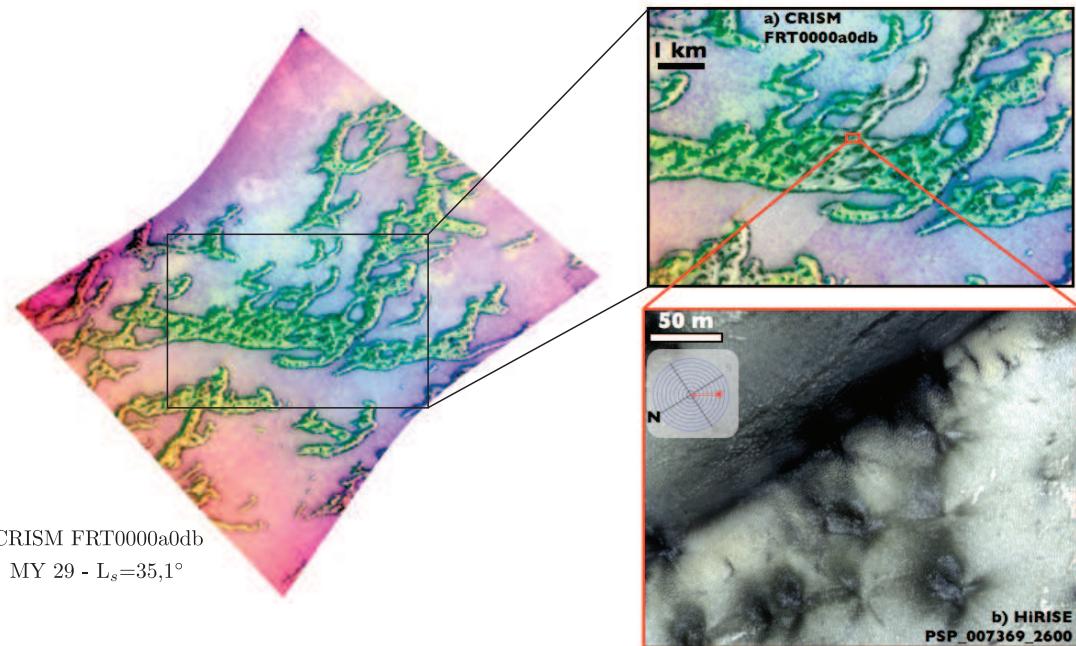


FIGURE 4.22 – Comparaison entre le composite coloré proche-infrarouge réalisé pour l’observation CRISM FRT0000a0db (MY 29, $L_s=35,1^\circ$) et l’observation HiRISE acquise au même moment (PSP_007369_2600). L’image HiRISE est superposée sur la partie agrandie du composite coloré CRISM avec une transparence de 50%. Les dépôts sombres et clairs observés au sommet de la dune sur l’image HiRISE correspondent aux zones en vert où CRISM détecte les plus fortes signatures de glace de CO₂.

Les figures 4.25 et 4.26 montrent une série de 6 observations CRISM acquises pendant le printemps de l’année martienne suivante, MY 30. Les signatures des glaces de CO₂ et H₂O ont tendance à augmenter sur le substrat entre les dunes de la première à la quatrième observation, puis ces 2 signatures diminuent fortement. À $L_s=73,9^\circ$, la signature de la glace de CO₂ a disparu de la scène. La signature de la glace de H₂O apparaît encore très faiblement sur la dernière observation, à $L_s=78,8^\circ$. Sur cette série d’observations, la signature des deux glaces est systématiquement plus intense sur le substrat que sur les dunes. Comme lors de l’année martienne 29, on observe au niveau de certaines taches sombres une signature de la glace de CO₂ plus intense. Un point particulièrement intéressant est la très forte anti-corrélation entre les signatures des glaces de CO₂ et H₂O : les fortes signatures de glace de CO₂ sont systématiquement associées à de faibles signatures de glace de H₂O et inversement. Dès la première observation, à $L_s\sim47^\circ$, la signature de la glace de CO₂ se répartit sous forme de traînées sur le substrat, alignées selon un axe Ouest-Est. La figure 4.23 illustre cette configuration particulière avec le composite coloré proche-infrarouge réalisé pour l’observation CRISM FRT00016b45 ($L_s=54,5^\circ$). Ces traînées témoignent vraisemblablement d’une interaction entre le vent et les condensats saisonniers. Notons qu’on ne peut par contre quasiment pas distinguer ces traces sur le composite coloré visible. La figure 4.24 compare un spectre extrait d’une de ces traces (spectre vert) à un spectre extrait d’une zone du substrat laissée intacte (spectre bleu). Le continuum vers 1 μm de ces deux spectres est environ au même niveau de réflectance. Par contre, les bandes de la glace de CO₂ à 1,43 μm, 2,29 μm et 2,34 μm sont beaucoup plus intenses sur le spectre dans la

trace que sur le spectre hors de la trace. Inversement, les bandes de la glace de H₂O à 1,5 μm, 2 μm et 2,5 μm sont plus intenses sur le spectre hors de la trace que sur le spectre dans la trace.

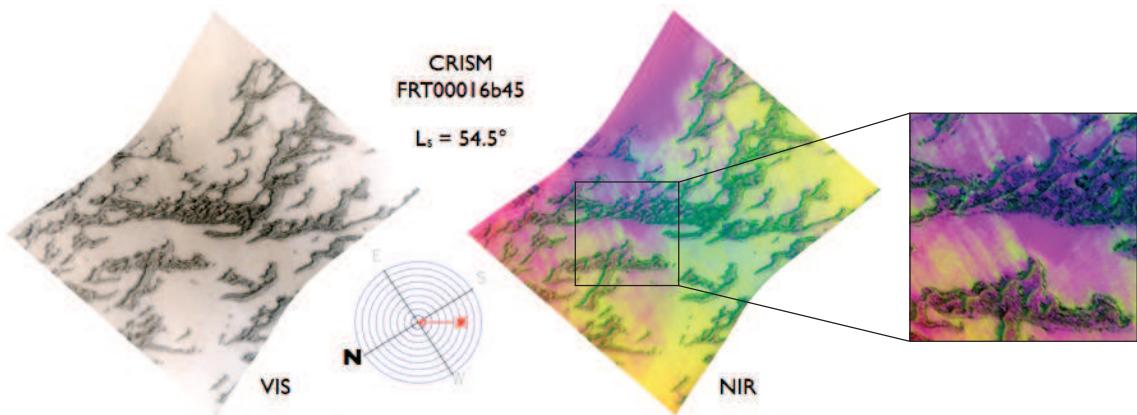


FIGURE 4.23 – Composites colorés CRISM réalisés à partir des données visible (gauche) et proche-infrarouge (droite) de l’observation CRISM FRT00016b45 ($L_s=54,5^\circ$). On observe des traînées créées vraisemblablement par le vent sur le composite proche-infrarouge (voir agrandissement) ; elles sont à peine discernables sur le composite visible.

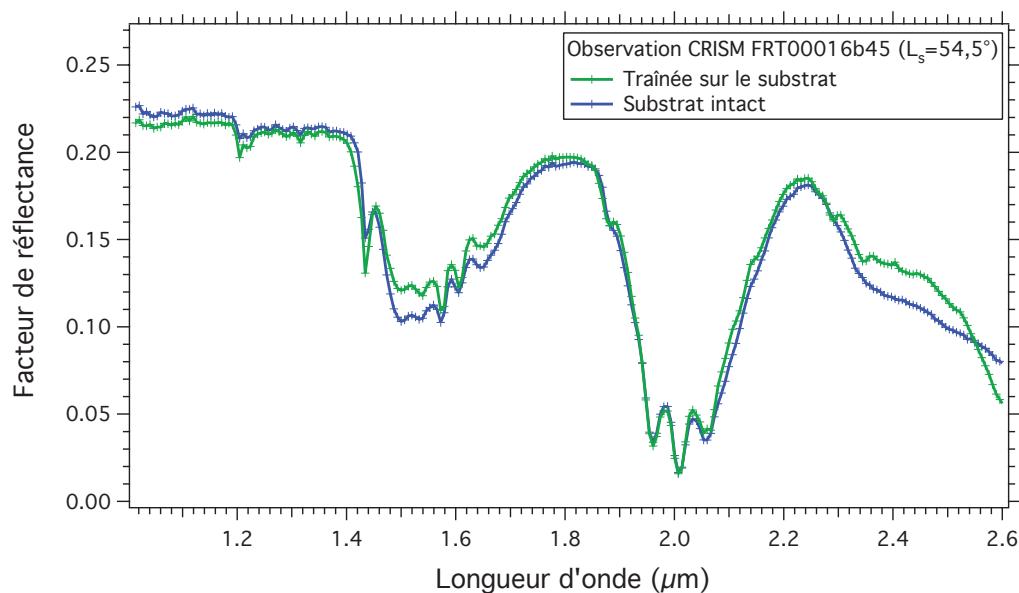


FIGURE 4.24 – Comparaison entre deux spectres extraits de l’observation CRISM FRT00016b45 ($L_s=54,5^\circ$). Le spectre vert provient d’une traînée sur le substrat où la signature de la glace de CO₂ est proéminente (traînées vertes sur la figure 4.23). Le spectre bleu est extrait d’une zone du substrat laissée intacte (zones violettes sur la figure 4.23). Ces 2 spectres n’ont pas été corrigés de l’effet des gaz et des aérosols.

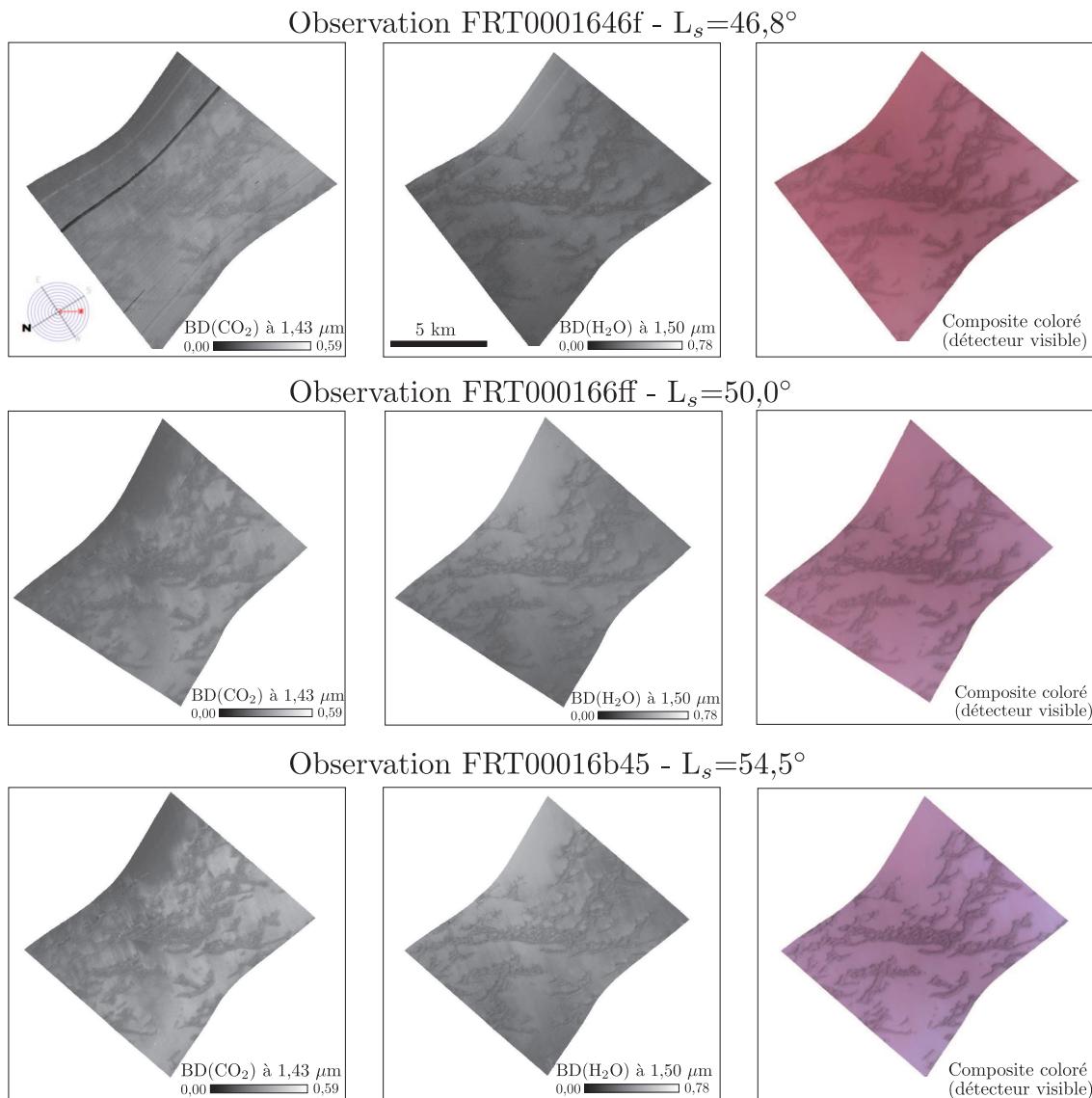


FIGURE 4.25 – Même légende que la figure 4.21 mais pour l'année martienne 30, entre L_s $46,8^\circ$ et $54,5^\circ$.

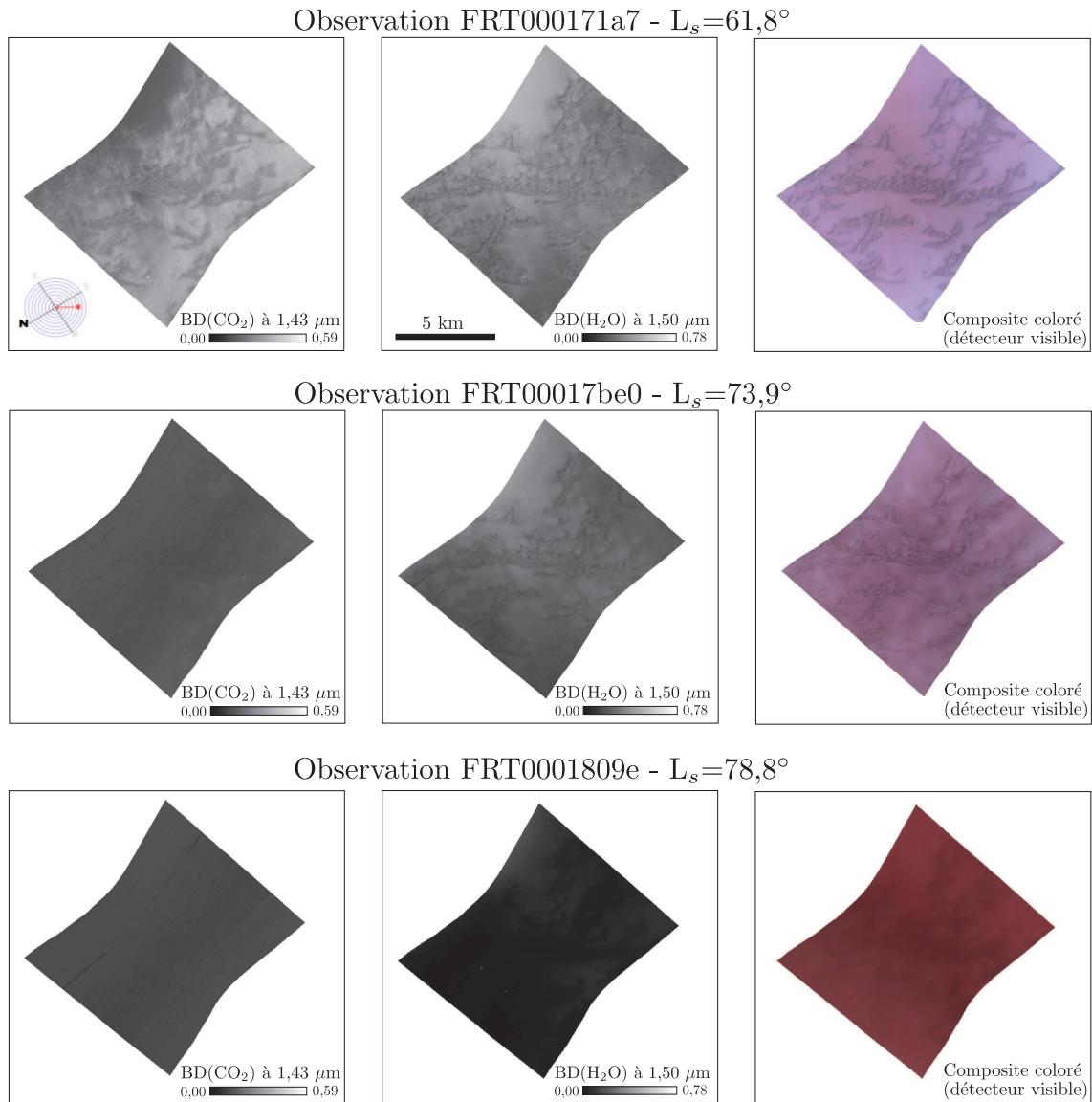


FIGURE 4.26 – Même légende que la figure 4.21 mais pour l’année martienne 30, entre L_s $61,8^\circ$ et $78,8^\circ$.

4.3.4.3 Interprétation des observations CRISM

Au cours du printemps de l’année martienne 29, on observe une augmentation de la signature de la glace de H₂O associée à une diminution de la signature de la glace de CO₂. A $L_s=60^\circ$, la signature de la glace de CO₂ a quasiment disparu de la scène. Pourtant, la température de la surface mesurée par TES dans cette région est de l’ordre de 160 K à la même date et pendant l’année martienne 25 (voir figure 4.15). En faisant l’hypothèse d’une faible variabilité interannuelle de l’évolution de la température de surface, hypothèse justifiée par plusieurs études, on peut considérer que la température de la surface à l’échelle spatiale de TES, 3 km par pixel, est du même ordre de grandeur pendant l’année martienne 29. La surface serait donc recouverte abondamment par de la glace de CO₂ à $L_s=60^\circ$ et pourtant sa signature spectrale est absente. Ce paradoxe, constaté à plusieurs

reprises sur les observations OMEGA, s'explique par la présence d'une fine couche de glace d'eau optiquement épaisse sur la glace de CO₂. Par conséquent, les observations CRISM, à beaucoup plus haute résolution spatiale, sont compatibles avec l'évolution générale des dépôts saisonniers nord obtenue par l'analyse des observations OMEGA ([Appéré et al.](#), 2011).

Pendant le printemps de l'année martienne 30, vers L_s 60°, la signature de la glace de CO₂ est toujours clairement apparente. Cette année-là, la couche de glace d'eau n'atteint donc pas une épaisseur suffisante pour masquer la signature de la glace de CO₂. Il est probable que cette couche soit localement dispersée par l'activité éolienne, entraînant ainsi la réapparition de la glace de CO₂ sous forme de traînées sur le substrat (figure 4.23). Les signatures des deux glaces disparaissent entre L_s=74° et 79°.

Ces séries d'observations CRISM, toutes acquises après L_s 35°, montrent que les taches et coulées de poussière se déclenchent au niveau des dunes, là où on observe une signature de glace de CO₂ localement plus forte et une signature de glace de H₂O plus faible. Récemment, des observations ont été réalisées par les instruments CRISM et HiRISE au tout début du printemps de l'année martienne 31, à L_s<10°. Elles témoignent de la présence d'une multitude de taches sombres sur le substrat alors que les dunes sont vierges de toute tache (figure 4.27a). La signature de la glace de CO₂ est par ailleurs beaucoup plus forte sur le substrat que sur les dunes. Les taches sombres disparaissent ensuite du substrat au fur et à mesure du printemps puis font leur apparition sur les dunes.

[Pommerol et al.](#) (2011) ont proposé que l'activité des geysers commence très tôt dans l'hémisphère sud, vers l'équinoxe de printemps, à une période où la glace de CO₂ est compacte et suffisamment propre pour qu'une grande quantité d'énergie solaire atteigne la base de la glace et réchauffe le substrat sous-jacent. Puis la surface se contamine en poussière et le parcours optique des photons dans la glace diminue suite au métamorphisme/à la fracturation de la glace. La glace est de moins en moins transparente, ce qui inhibe rapidement l'activité des geysers.

Le même phénomène se produirait dans l'hémisphère nord. Les geysers se déclenchaient d'abord sur le substrat entre les dunes, une activité associée à une forte signature de glace de CO₂ révélatrice de grands parcours optiques dans la glace. Puis cette activité serait stoppée par la contamination de la surface par la poussière, la formation d'une couche de glace d'eau d'épaisseur suffisante ou la fracturation et/ou le métamorphisme de la glace de CO₂. Il reste à déterminer pourquoi les premiers geysers apparaissent sur le substrat et non sur les dunes. [Pommerol et al.](#) (2011) ont montré que dans l'hémisphère sud, les premiers geysers sont déclenchés par la présence de topographies locales comme des structures aranéiformes, les fameux *spiders*, qui collectent efficacement l'énergie solaire aux grands angles d'incidence et à des azimuths variables. Dans l'hémisphère nord, aucun *spider* n'a encore été observé. Cependant, le substrat où se produisent les premiers geysers est une surface très rugueuse, caractérisée par une structure polygonale très marquée (voir figure 4.27b). Cette surface partage des caractéristiques communes avec les terrains de l'hémisphère sud où la densité de geysers est importante ([Hansen et al.](#), 2010b). Elle peut fournir les pentes locales nécessaires pour accumuler suffisamment d'énergie solaire à grand angle d'incidence. De plus, cette texture rugueuse offre probablement des points de faiblesse mécanique pour la couche de glace de CO₂ déposée, aidant à sa rupture. A

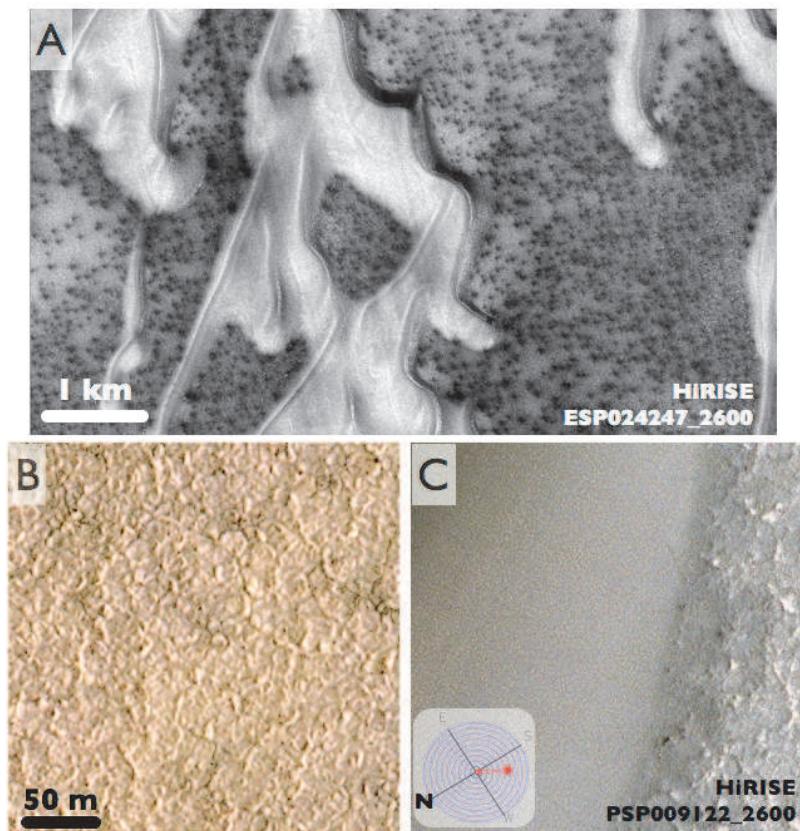


FIGURE 4.27 – a : Image HiRISE ESP_024247_2600 montrant une multitude de taches sombres sur le substrat entre les dunes à $L_s=7^\circ$ lors de l'année martienne 31. b et c : sous-ensembles de l'image HiRISE PSP_009122_2600 ($L_s=95,3^\circ$) illustrant la forte différence de texture entre le substrat rugueux (b) et la surface lisse des dunes (c) ; la surface est dépourvue de glace au moment de cette observation.

contrario, la surface des dunes semble beaucoup plus lisse à l'échelle métrique (voir figure 4.27c). L'activité des geysers étant observée beaucoup plus tard sur les dunes, il semble que la rugosité à l'échelle métrique soit un facteur plus important que l'inclinaison des pentes sur plusieurs centaines de mètres dans le déclenchement des geysers. Des conclusions similaires ont été obtenues par Pommerol *et al.* (2011) et Portyankina *et al.* (2012) pour les régions polaires sud.

Une différence majeure entre les régions cryptiques nord et sud réside dans le temps nécessaire pour que les taches sombres disparaissent de la surface. Ce nettoyage se produit beaucoup plus rapidement au Nord qu'au Sud. L'enfoncement des grains de poussière dans la glace de CO₂ participe à ce nettoyage (Pommerol *et al.*, 2011). Cependant, l'insolation solaire est sensiblement plus importante pendant le printemps sud que pendant le printemps nord en raison de la configuration de l'orbite martienne. Il est donc probable que l'enfoncement des grains de poussière se produit légèrement plus rapidement dans l'hémisphère sud. C'est vraisemblablement la formation de la couche de glace d'eau dans l'hémisphère nord qui explique l'éclaircissement plus rapide des zones contaminées, la couche de glace d'eau recouvrant progressivement la poussière. Ce scénario est attesté par la forte corrélation entre la signature de la glace d'eau et l'albédo de la surface.

Au fur et à mesure que les traces de l'activité des geysers disparaissent du substrat, cette activité démarre sur les dunes. On note alors une forte corrélation spatiale entre les zones où une sublimation active est détectée par HiRISE, avec l'apparition de taches et traînées sombres, et les zones où une signature intense de glace de CO₂ est observée par CRISM (voir figure 4.22). Le contraste spectral entre le substrat et les dunes est toutefois relativement faible. Pourtant, les images HiRISE montrent une forte hétérogénéité du terrain à une échelle spatiale inférieure à celle de CRISM (figure 4.22). La signature spectrale de la glace de CO₂ est certainement plus intense et spatialement plus résolue que ce que montre CRISM. Cette forte signature de glace de CO₂ témoigne de longs parcours optiques dans la glace, prérequis pour que l'énergie solaire soit absorbée par la surface et permette la sublimation basale de la glace.

Lors de la sublimation de la glace de CO₂, une couche de glace d'eau recouvre progressivement la surface. Une fois optiquement épaisse, elle empêche la transmission du rayonnement dans la glace de CO₂ et sa sublimation basale. Au moment des premières observations CRISM de l'année martienne 30, à L_s=47°, l'épaisseur de la couche de glace d'eau devrait être suffisante pour inhiber le processus de geysers sur les dunes. Pourtant, de nombreuses taches sombres s'y sont déjà formées. La couche de glace d'eau a donc probablement été dispersée par le vent préalablement à cette observation, exposant la glace de CO₂ sous-jacente et permettant à l'activité des geysers de démarrer. Une fois cette activité initiée, le relâchement de poussière en surface empêche probablement que la couche de glace d'eau ne se reforme. Ce processus de rétroaction positive permet la poursuite de l'activité des geysers.

La figure 4.23 montre que la signature de la glace de CO₂ réapparaît également sur le substrat. Cependant, aucune tache sombre ne s'y forme, soit parce que la contamination de la surface en glace d'eau et poussière reste trop importante, soit parce que les propriétés physiques de la glace de CO₂ (épaisseur, taille de grains, ...) ne le permettent pas.

La figure 4.28 résume le scénario d'évolution élaboré à partir des observations CRISM et HiRISE. A l'équinoxe de printemps, le champ de dunes est recouvert par une couche de glace de CO₂ compacte contaminée en glace d'eau et poussière qui épouse les variations topographiques de la surface (figure 4.28a). Le Soleil éclaire la scène sous un grand angle d'incidence (~80°) et à un azimuth très variable. Cette géométrie d'éclairage favorise l'accumulation d'énergie solaire sur le substrat rugueux séparant les dunes, particulièrement au niveau des tranchées séparant les polygones. A cet endroit, la poussière s'enfonce dans la glace de CO₂ qui devient transparente ; la sublimation basale de la glace de CO₂ est alors possible. La pression de gaz carbonique augmente à l'interface entre la glace et le substrat jusqu'à la rupture de la couche de glace, qui se traduit par des geysers de gaz et de poussière (figure 4.28b). La poussière expulsée se distribue en deux populations (Pommerol *et al.*, 2011) : des gros grains sombres, probablement du sable basaltique, qui se déposent à proximité de la source du geyser et donnent lieu aux taches et traînées sombres, et des grains plus petits et plus clairs, sans doute de la poussière riche en oxyde de fer, qui se déposent sur une étendue plus grande et contribuent à la décroissance globale de l'albédo sur la scène.

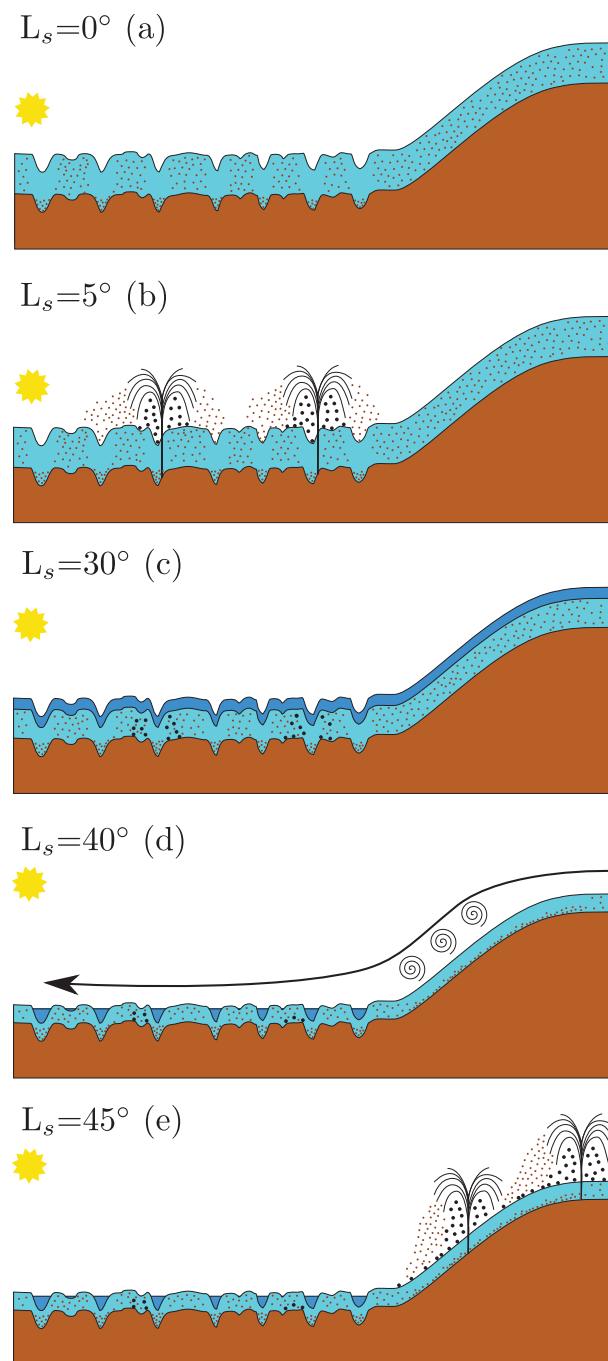


FIGURE 4.28 – Possible scénario d'évolution des dépôts saisonniers dans la région de Olympia Undae présenté sous la forme de coupes à différentes longitudes solaires. L'échelle verticale n'est pas respectée pour plus de clarté. L'échelle horizontale est de l'ordre de 500 m. Le substrat minéral, en marron, est composé du sol organisé en polygones (gauche) et des dunes (droite). En bleu ciel est représentée la glace de CO₂ contaminée en glace d'eau. Les points marron correspondent aux particules de poussière piégées dans la glace de CO₂ lors de sa condensation. Les grains de poussière expulsés par les geysers sont de deux types : des gros grains de sable (noir) et des particules de poussière plus fines (marron). La couche de glace d'eau qui se forme progressivement sur la glace de CO₂ est représentée en bleu. A l'étape d, la flèche représente le vent soufflant sur les dunes et les spirales indiquent l'activité turbulente sur le versant sous le vent des dunes. Voir le texte pour les explications sur l'enchaînement des étapes.

En se sublimant, la glace de CO₂ libère des grains de glace de H₂O qui forment une couche en surface (figure 4.28c). La vapeur d'eau issue de la sublimation de l'anneau de glace d'eau à plus basse latitude, transportée par les ondes baroclines et piégée sur la glace de CO₂, contribue également à l'épaisseissement de cette couche (Appéré *et al.*, 2011). Elle devient progressivement optiquement épaisse, empêchant la transmission du rayonnement dans la glace de CO₂ et sa sublimation basale. Par ailleurs, cette couche de glace d'eau contribue à l'augmentation de l'albédo de la surface en recouvrant les particules de poussière déposées par les geysers. Les plus grosses de ces particules s'enfoncent dans la glace. Nous avons indiqué que cette étape a lieu à L_s=30° mais cette date est assez approximative et dépend de l'épaisseur de glace de H₂O nécessaire pour stopper l'activité des geysers.

Quelques temps plus tard, la couche de glace d'eau est dispersée par le vent qui souffle sur le champ de dunes (figure 4.28d). Elle s'accumule probablement dans les dépressions de la surface comme dans les tranchées séparant les polygones. L'énergie solaire s'accumule maintenant préférentiellement sur le versant des dunes exposé au Soleil. A cet endroit, la couche de glace de CO₂ se nettoie de sa poussière et devient transparente, permettant à l'activité des geysers de démarrer (figure 4.28e). Du sable sombre dévale le versant des dunes, créant les coulées sombres observées par HiRISE.

4.3.4.4 Comparaison avec les observations OMEGA

Contrairement aux données OMEGA, les observations CRISM ne signalent pas l'enchaînement d'une forte diminution de la signature de la glace de CO₂ suivie de sa remontée très rapide (LICS). Lors de l'année martienne 29, la première observation CRISM acquise à L_s 35° montre une forte signature de glace de CO₂ alors qu'à la même date, l'année précédente, cette signature est quasiment absente des observations OMEGA. La différence de résolution spatiale entre les deux instruments pourrait expliquer en partie cette divergence : à l'échelle d'OMEGA, la signature de la glace de CO₂ est diluée par mélange géographique subpixel. Cependant, cette signature est relativement homogène sur la scène observée par CRISM. Une observation simultanée par OMEGA donnerait une signature de glace de CO₂ assez forte. A L_s=60°, on constate une situation inverse : l'observation CRISM indique que la signature de la glace de CO₂ a quasiment disparu de la scène alors que l'année précédente, à la même date, OMEGA observe une forte signature de glace de CO₂. Ces différences témoignent d'une variabilité inter-annuelle dans l'évolution des dépôts saisonniers nord.

Les observations effectuées par CRISM pendant l'année martienne 30 sont plus en accord avec les observations OMEGA de l'année martienne 28. La première observation CRISM, à L_s 47°, montre une signature de glace de CO₂ assez forte, en accord avec les observations OMEGA. L'intensité de la signature de la glace de H₂O est également comparable entre les deux années. CRISM et OMEGA observent ensuite que les signatures des deux glaces restent assez fortes jusqu'à L_s 60° puis disparaissent progressivement, vers L_s=74° pour la glace de CO₂ et L_s=79° pour la glace de H₂O. Le scénario d'évolution des dépôts saisonniers élaboré à partir des observations CRISM est en accord avec celui proposé pour expliquer les observations OMEGA. Au début du printemps, les geysers se déclenchent sur le substrat entre les dunes, ce qui explique qu'à la résolution spatiale

d'OMEGA, l'albédo de Olympia Undae est plus faible que dans les régions alentours où le substrat est constitué de glace d'eau pérenne. Puis une couche de glace d'eau se forme progressivement sur la glace de CO₂ en sublimation, avec pour conséquence la disparition quasi totale de la signature de la glace de CO₂ à la résolution spatiale d'OMEGA. Vers L_s 40-45°, une forte activité éolienne entraîne le morcellement de la couche de glace d'eau à la surface et la réapparition de la signature de la glace de CO₂. L'activité des geysers démarre sur les dunes, recouvrant leur surface de poussière, ce qu'on constate sur la première observation CRISM à L_s=47°. L'expulsion de poussière par les geysers empêche probablement que la couche de glace d'eau ne se reforme sur les dunes et permet aux geysers de perdurer par rétroaction positive. Ainsi, de L_s 50° à 65°, la signature de la glace de H₂O observée par OMEGA reste plus faible que le niveau maximum atteint à L_s=40°. La signature de la glace de CO₂ se maintient pendant cette période à un niveau assez élevé. Les glaces saisonnières de CO₂ et H₂O disparaissent ensuite définitivement de la surface respectivement vers L_s 74° et 80°.

Cette étude montre la parfaite complémentarité des données OMEGA, CRISM et HiRISE dans l'analyse des processus saisonniers se déroulant à la surface de Mars. L'étape suivante sera d'inverser les spectres obtenus par CRISM afin de préciser les caractéristiques physiques des condensats et leur évolution saisonnière.

4.4 Etude statistique des disparitions précoces et remontées tardives de la signature spectrale de la glace de CO₂

Dans la partie 3.3.1 du chapitre 3, j'ai caractérisé le phénomène de disparition précoce de la signature de la glace de CO₂ sur le plateau de Gemina Lingula. Ce phénomène est mentionné par la suite sous l'acronyme de EDCS pour *Early Disappearance of the CO₂ ice Signature*. Puis en parties 4.2 et 4.3 du présent chapitre, j'ai étudié la remontée tardive et soudaine de la signature de la glace de CO₂ (LICS pour *Late Increase of the CO₂ ice Signature*) dans deux régions distinctes : l'escarpement Rupes Tenuis et le champ de dunes Olympia Undae. Analysons maintenant les LICS et EDCS à l'échelle de la région polaire nord. L'objectif est de déterminer quelles sont les conditions nécessaires pour que ces phénomènes se produisent : propriétés physiques des dépôts saisonniers, nature du substrat, topographie de la région, conditions météorologiques. Pour cela, une cartographie de l'extension exacte des LICS et EDCS a été réalisée. Puis les caractéristiques des LICS ont été analysées par un traitement statistique.

4.4.1 Méthode de détection automatique des LICS et EDCS

Ce travail est basé sur les séries temporelles des profondeurs de bande et de l'albédo obtenues par ré-échantillonnage des données OMEGA sur une grille géographique commune. La grille HEALPix utilisée est particulièrement adaptée pour un traitement statistique car elle découpe la sphère en cellules de surface égale (surface unitaire de ~182 km²). Comme il a été expliqué en partie 3.1.7, on limite les effets des aérosols et de la photométrie des glaces sur les variations des 3 paramètres spectraux de deux façons : (i) en ne conservant

que les données acquises pour une masse d'air traversée (*airmass*) inférieure à 6, et (ii) en supprimant les données pour lesquelles la géométrie d'acquisition varie fortement entre deux observations successives ($\Delta L_s < 2^\circ$). Une analyse visuelle des cartes de répartition de la signature de la glace de CO₂ révèle que les phénomènes de LICS et EDCS se produisent entre $L_s \sim 20^\circ$ et 80° . Seules les données acquises pendant cette période ont donc été analysées. Par ailleurs, on ne prend en compte que les données enregistrées dans les 64 premières colonnes de l'image, les 64 colonnes suivantes étant corrompues une ligne sur deux (voir partie 3.1.6).

Une méthode de détection automatique des LICS et EDCS a été développée. J'ai considéré un LICS valide uniquement lorsque l'augmentation de la profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ est supérieure à 0,04. Ce seuil permet de prendre en compte l'incertitude sur la détermination de la profondeur de bande ($\pm 0,01$) et les effets inhérents à la variation temporelle de l'opacité des aérosols. La méthode de détection des LICS se décline de la façon suivante :

1. **Suppression des faux LICS** : la taille des cellules de la grille HEALPix a été optimisée de telle sorte qu'elle soit suffisamment grande pour que l'impact des erreurs sur le géoréférencement des données OMEGA soit négligeable tout en étant suffisamment petite pour que les signatures des glaces restent homogènes au sein de la cellule. Il arrive cependant qu'un géoréférencement incorrect entraîne une montée transitoire de la signature de la glace de CO₂. C'est particulièrement le cas à proximité des escarpements où la signature de la glace de CO₂ est systématiquement plus élevée que sur les surfaces planes. Ces « faux LICS » se manifestent par une montée soudaine de la signature de la glace de CO₂, suivie immédiatement de sa décroissance. A contrario, dans le cas des « vrais LICS », la signature de la glace de CO₂ reste élevée pendant un certain temps après le LICS. Lorsqu'entre deux observations successives, la profondeur de bande de la glace de CO₂ augmente de plus de 0,04, on vérifie qu'elle n'a pas diminué de plus de la moitié de cette augmentation sur l'observation suivante. Si c'est le cas, on considère qu'on est en présence d'une fausse détection et le point correspondant est éliminé.
2. **Recherche du ou des LICS** : pour chaque observation i de la série temporelle, on calcule la différence de profondeur de bande $BD(CO_2)_j - BD(CO_2)_i$ pour toutes les observations j tel que $j > i$. Si $BD(CO_2)_j > BD(CO_2)_i + 0,04$, on est en présence d'un LICS. On ne considère par la suite que le LICS le plus intense, c'est-à-dire celui pour lequel la différence $BD(CO_2)_j - BD(CO_2)_i$ est maximale. Il se produit entre les observations A et D sur la figure 4.29a et entre les observations A et C sur la figure 4.29b. On est en présence de plusieurs LICS si la profondeur de bande de la glace de CO₂ augmente de plus de 0,04 puis diminue de plus de 0,04 puis augmente de nouveau de plus de 0,04. Ce n'est pas le cas dans les exemples de la figure 4.29.
3. **Détermination des caractéristiques du LICS** : comme le montre la figure 4.29, les observations i et j correspondant au LICS le plus intense ne se succèdent pas nécessairement directement, i.e. $j \neq i + 1$. Or l'information la plus intéressante est contenue dans les deux observations successives entre lesquelles l'augmentation de la signature de la glace de CO₂ est maximale. Ce sont les observations B et C sur la figure 4.29a, A et B sur la figure 4.29b. On conserve en mémoire les variations des

signatures spectrales de la glace de CO₂ et H₂O et du facteur de réflectance à 1,08 μm entre ces deux observations. Le L_s du LICS est défini comme la moyenne du L_s de ces deux observations.

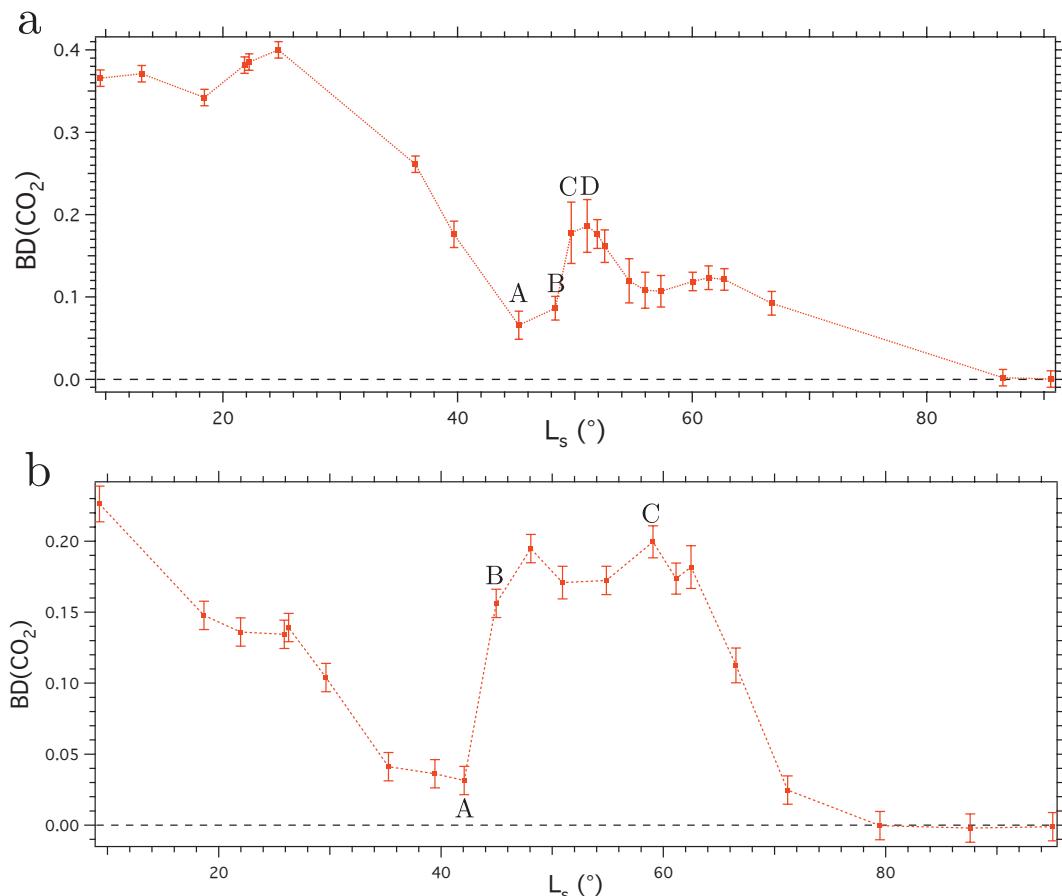


FIGURE 4.29 – Détermination des caractéristiques des LICS. (a) Evolution temporelle de la profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ en aval de l’escarpement Rupes Tenuis. (b) Evolution temporelle de cette signature spectrale au niveau du champ de dunes Olympia Undae. Le LICS le plus intense se produit entre les points A et D sur la figure a, A et C sur la figure b. C'est entre les observations successives B et C sur la figure a, A et B sur la figure b que l'augmentation de la signature de la glace de CO₂ est la plus forte. On conserve en mémoire les variations des signatures spectrales et de l'albédo entre ces deux observations successives.

Dans le cas de l'EDCS, on estime que la signature spectrale de la glace de CO₂ a définitivement disparu lorsque la profondeur de la bande à 1,43 μm devient inférieure à 0,01 et reste sous ce seuil jusqu'à L_s=80°. La longitude solaire à laquelle la signature de la glace de CO₂ a disparu est comparée à la date crocus TES pour la cellule correspondante. J'ai considéré qu'on est en présence d'un EDCS lorsque le L_s de la disparition est inférieur à la date crocus TES, c'est-à-dire que la signature de la glace de CO₂ disparaît définitivement alors que la température de la surface est encore inférieure à 165 K.

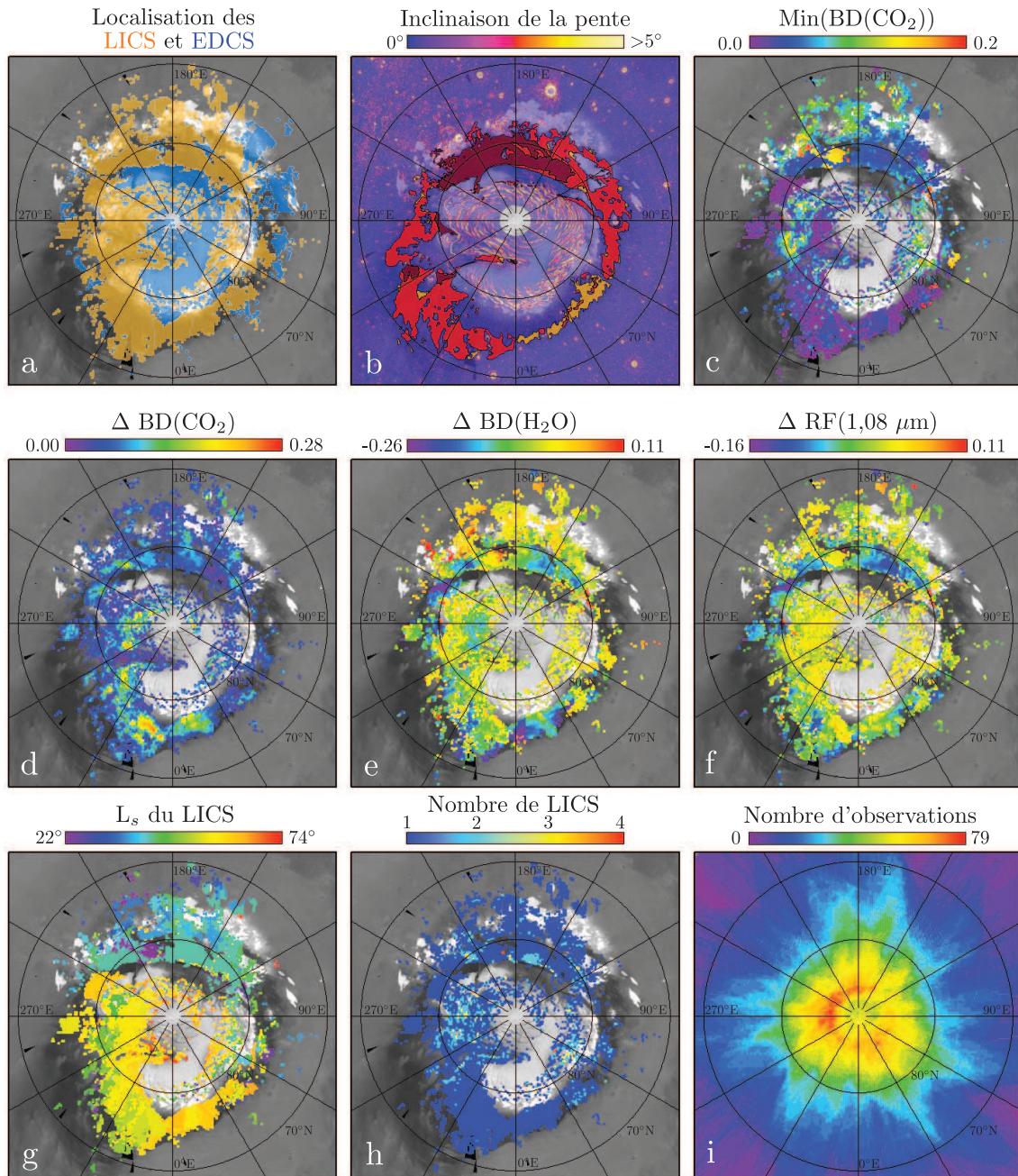


FIGURE 4.30 – Caractéristiques des remontées soudaines et tardives (LICS) et des disparitions précoce (EDCS) de la signature de la glace de CO₂ dans la région polaire nord au printemps. (a) Localisation des LICS (en orange) et EDCS (en bleu). (b) L'inclinaison de la pente, calculée à partir des données MOLA, est superposée avec une transparence de 40% à la mosaïque MOC acquise en été. La distribution du champ de dunes circumpolaires est également représentée. Les surfaces oranges, rouges et marrons indiquent la densité du champ de dunes : entre 1 et 10% de la surface couverte par les dunes pour les surfaces oranges, entre 10 et 60% pour les surfaces rouges et plus de 80% pour les surfaces marrons (d'après Tanaka & Hayward (2008), modifié par Massé *et al.* (2012)). (c) Minimum atteint par la profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ avant le LICS. (d) Variation de la profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ lors du LICS. (e) Variation de la profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O lors du LICS. (f) Variation du facteur de réflectance à 1,08 μm lors du LICS. (g) L_s du LICS. (h) Nombre de LICS par cellule. (i) Nombre d'observations OMEGA par cellule.

4.4.2 Résultats

La figure 4.30 montre les résultats de cette détection automatique des LICS et EDCS. La comparaison des figures 4.30a et b indique que les EDCS (en bleu) se répartissent sur les plateaux de la calotte permanente nord : Gemina Lingula, le centre de la calotte et Olympia Planum, entre 120°E et 240°E. On en observe également au sud du champ de dunes circumpolaires, particulièrement entre 60°E et 140°E. Sur la calotte, les LICS (en orange) se produisent sur quasiment toutes les régions non affectées par un EDCS. On observe en particulier une très forte corrélation spatiale entre le phénomène de LICS et les zones de forte pente de la calotte que sont les dépressions spirales et les escarpements. On note deux exceptions : (i) au nord et au sud de l'escarpement Rupes Tenuis, entre 240°E et 300°E, les LICS se produisent à la fois sur les pentes et les surfaces planes, (ii) au bout de la langue de glace de Gemina Lingula, entre 310°E et 330°E, les LICS sont observés sur une surface peu inclinée. En-dehors de la calotte, les LICS se répartissent sur la majeure partie du champ de dunes circumpolaires ; ils sont ainsi observés sur l'intégralité du champ de dunes Olympia Undae. On note toutefois que la partie du champ de dunes comprise entre 280°E et 320°E, au sud de 75°N, n'est pas le théâtre de LICS. C'est également le cas sur le champ de dunes de densité intermédiaire compris entre 80°E et 110°E, où se produisent des EDCS. On observe des LICS sur les plaines comprises entre la calotte et le champ de dunes circumpolaires, notamment entre 300°E et 40°E. Notons que ces plaines ont un albédo aussi faible que le champ de dunes situé au sud d'après les images MOC et MARCI. Des LICS se produisent également sur les îlots de glace détachés entre 120°E et 210°E. Dans ce secteur de longitude, les LICS sont par ailleurs observés plus au sud, sur les plaines de Vastitas Borealis et le cratère Korolev.

La comparaison entre les figures 4.30a et i montre qu'il n'y a pas de corrélation spatiale entre la densité d'observations et les régions où les LICS et EDCS sont détectés, ce qui exclue l'éventualité d'un biais observationnel significatif.

La figure 4.30c illustre la valeur minimale prise par la profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ avant le LICS (point A sur les figures 4.29a et b). Il n'y a pas de corrélation spatiale évidente entre les valeurs de ce paramètre et la nature du substrat : des valeurs similaires sont obtenues sur la calotte et le champ de dunes circumpolaires. La comparaison avec la figure 4.30g signale par contre une forte corrélation avec le L_s du LICS. Elle est illustrée sur la figure 4.31. En raison du grand nombre de cellules où le phénomène de LICS est observé, les valeurs tracées en ordonnée ont été regroupées en intervalles de 1° de L_s. La valeur médiane de Min(BD(CO₂)) dans chaque intervalle est représentée par un triangle et les barres d'erreur indiquent la plage nécessaire pour inclure 70% des valeurs. On constate que plus le LICS se produit tard, plus le minimum atteint par la signature de la glace de CO₂ avant le LICS est faible. La décroissance de Min(BD(CO₂)) entre L_s 22° et 60° peut être ajustée par une droite. Après L_s~60°, le LICS survient une fois la disparition complète de la signature de la glace de CO₂.

La figure 4.30d donne la variation de la profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ au moment du LICS. De manière générale, on observe des LICS aussi intenses sur la calotte que sur le champ de dunes et les plaines sombres comprises entre ces deux unités. Les LICS sont plus faibles sur les îlots de glace détachés et les plaines situées dans

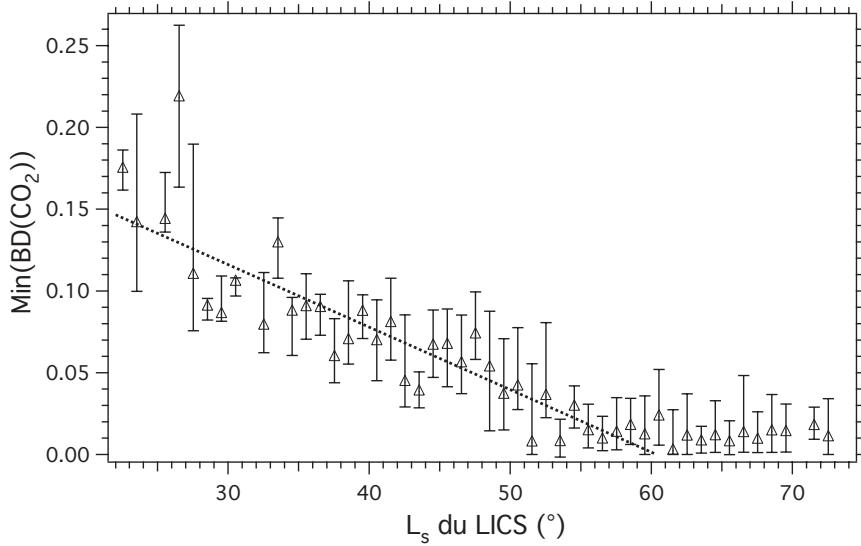


FIGURE 4.31 – Minimum atteint par la signature de la glace de CO_2 avant le LICS en fonction de la date du LICS. En raison de leur grand nombre, les valeurs ont été regroupées en intervalles de 1° de L_s . La valeur médiane de $\text{Min}(\text{BD}(\text{CO}_2))$ dans chaque intervalle est représentée par un triangle et les barres d'erreur indiquent la plage nécessaire pour inclure 70% des valeurs.

le secteur de longitude 120°E - 210°E . Le LICS le plus intense dans son extension et son amplitude a lieu vers 350°E / 76°N , sur les plaines sombres comprises entre la calotte et le champ de dunes.

La figure 4.30e montre la variation de la profondeur de la bande à $1,5 \mu\text{m}$ de la glace de H_2O au moment du LICS. Cette variation est plus négative sur le champ de dunes et les plaines sombres que sur la calotte. La variation du facteur de réflectance à $1,08 \mu\text{m}$ (albédo) est illustrée sur la figure 4.30f. On remarque ici aussi que la variation la plus négative est observée sur le champ de dunes et les plaines sombres. Sur la calotte, l'albédo ne varie quasiment pas au moment du LICS.

Une analyse visuelle des figures 4.30e et f semble indiquer une corrélation spatiale entre les variations de la signature de la glace de H_2O et de l'albédo sur le champ de dunes. Sur la calotte, il semble y avoir une corrélation spatiale entre les variations de la signature des glaces de CO_2 et H_2O . Afin de vérifier ces corrélations, j'ai tracé les variations de ces paramètres les uns en fonction des autres (voir figure 4.32). On constate que sur la calotte, la variation de l'albédo est majoritairement positive et globalement indépendante de la variation de la signature de la glace de H_2O (figure 4.32a). Une variation négative est toutefois observée pour $\Delta\text{BD}(\text{H}_2\text{O}) < -0,18$ mais elle ne concerne qu'une minorité de points. Sur le champ de dunes circumpolaires, on observe par contre une très forte corrélation entre les variations de l'albédo et de la signature de la glace de H_2O jusqu'à $\Delta\text{BD}(\text{H}_2\text{O}) \sim -0,16$. Elle a été ajustée par une droite. Pour $\Delta\text{BD}(\text{H}_2\text{O}) < -0,16$, l'albédo a tendance à diminuer moins fortement au moment du LICS.

Sur la calotte et le champ de dunes, l'augmentation de la signature de la glace de CO_2 reste globalement constante à $+0,045$ pour $\Delta\text{BD}(\text{H}_2\text{O}) > 0$ (figure 4.32b). Lorsque $\Delta\text{BD}(\text{H}_2\text{O}) < 0$, la variation de la signature de la glace de CO_2 est corrélée à celle de la

signature de la glace de H₂O. A partir de $\Delta BD(H_2O) \sim -0,07$, la signature de la glace de CO₂ augmente plus fortement sur la calotte que sur le champ de dunes. La corrélation entre ces deux paramètres n'est cependant pas aussi forte que celle observée entre les variations de la signature de la glace de H₂O et de l'albédo sur le champ de dunes (figure 4.32a).

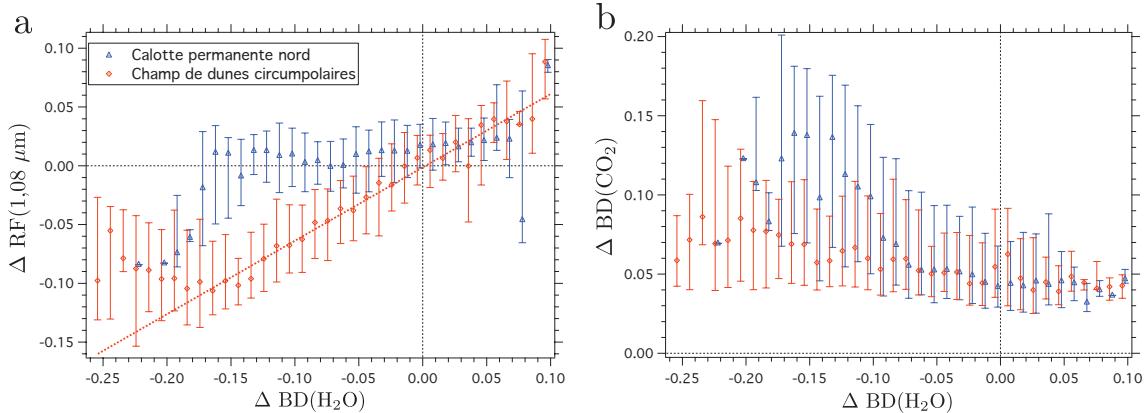


FIGURE 4.32 – (a) Variation du facteur de réflectance à 1,08 μm au moment du LICS en fonction de la variation de la profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O. (b) Variation de la profondeur de la bande à 1,43 μm de la glace de CO₂ au moment du LICS en fonction de la variation de la profondeur de la bande à 1,5 μm de la glace de H₂O. En raison de leur grand nombre, les valeurs ont été regroupées en intervalle de 0,01 unité de profondeur de bande de la glace de H₂O. La valeur médiane des 2 paramètres dans chaque intervalle est représentée par un triangle bleu pour les points extraits de la calotte et par un diamant rouge pour les points issus du champ de dunes circumpolaires. Les barres d'erreur indiquent la plage nécessaire pour inclure 70% des valeurs.

La figure 4.30g indique que les premiers LICS se produisent dans le secteur de longitude 60°E-240°E. Cela concerne le champ de dunes Olympia Undae, les îlots de glace détachés et les plaines situées plus au sud. Ces LICS ont majoritairement lieu avant L_s 45°. Les LICS sur la calotte et dans le secteur de longitude complémentaire sont observés après L_s 45°. La plupart des LICS les plus tardifs surviennent sur la calotte, au nord de 85°N.

La figure 4.30h donne le nombre de LICS par cellule. On constate qu'un deuxième LICS assez vaste se produit sur le champ de dunes Olympia Undae, vers 165°E/82°N. Une région située vers 220°E/80°N sur le même champ de dunes est le théâtre de 3 LICS successifs. Des LICS multiples sont également observés sur la calotte, particulièrement dans le secteur de longitude 240°E-300°E. Il est cependant possible que certains de ces LICS multiples correspondent à de « faux LICS » ayant échappé au processus de suppression automatique.

4.4.3 Discussion

La détection automatique des LICS et EDCS sur la région polaire nord a permis de cartographier leur extension et de déterminer leurs caractéristiques. On observe en particulier que plus un LICS se produit tard, plus le minimum atteint par la signature de la glace de CO₂ avant ce LICS est faible. Ce phénomène s'explique de la façon suivante : la diminution progressive de la signature de la glace de CO₂ au cours du temps est due à la formation d'une couche de glace d'eau à la surface de la glace de CO₂ en sublimation. Plus

un LICS se produit tard et plus l'épaisseur de la couche de glace d'eau avant ce LICS est importante, ainsi que le masquage de la signature de la glace de CO₂ par cette couche. A partir de L_s 60°, la couche de glace d'eau est globalement optiquement épaisse, ce qui est en accord avec la disparition de la signature de la glace de CO₂ sur le plateau de Gemina Lingula à L_s=60° (partie 3.3.1.1).

L'étude des régions de Rupes Tenuis et Olympia Undae a montré qu'elles diffèrent l'une de l'autre par les caractéristiques des LICS qui s'y produisent. En particulier, dans la région de Rupes Tenuis, la variation d'albédo en aval de l'escarpement est quasiment nulle au moment du LICS (figure 4.3) tandis que la réflectance de la surface de l'escarpement est majoritairement contrôlé par l'ensoleillement moyen. A contrario, on observe une forte corrélation spatiale entre la variation de l'albédo et celle de la signature de la glace de H₂O au niveau du champ de dunes Olympia Undae. Cette corrélation est interprétée de la façon suivante : l'augmentation de la surface couverte par les dépôts de poussière expulsée par les geysers au moment du LICS entraîne une diminution de l'albédo et de la surface couverte par la couche de glace d'eau, donc une diminution de la signature de la glace de H₂O. La figure 4.32a montre que cette corrélation est vérifiée sur l'ensemble du champ de dunes circumpolaires. Par conséquent, le phénomène de LICS sur l'erg polaire nord s'accompagne très probablement d'une activité systématique de geysers de poussière sur les dunes.

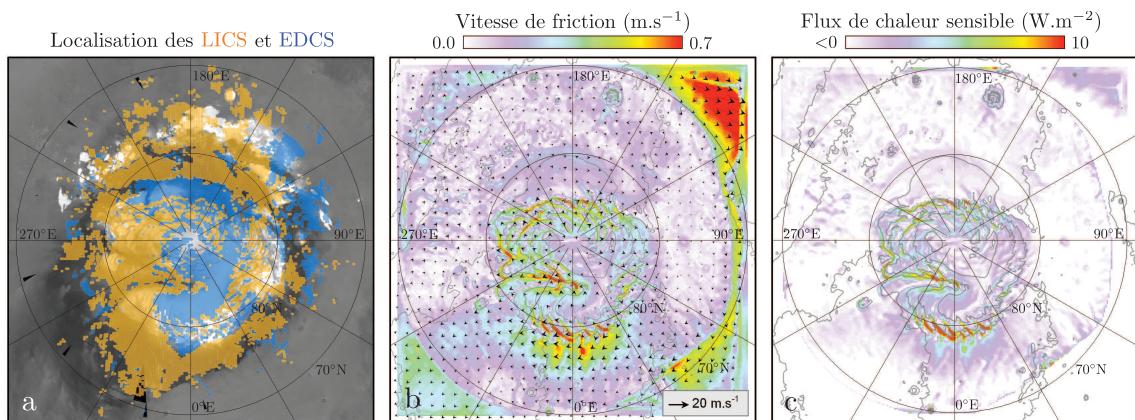


FIGURE 4.33 – (a) Localisation des disparitions précoces (EDCS, en bleu) et des remontées tardives (LICS, en orange) de la signature de la glace de CO₂. b et c : Simulation méso-échelle des caractéristiques de l'atmosphère au niveau de la région polaire nord à L_s=61,5° et 11H heure locale, effectuée à une résolution horizontale de 10 km. (b) Vitesse de friction ; (c) Flux de chaleur sensible entre l'atmosphère et la surface. Les flèches sur la figure b donnent l'intensité et la direction du vent à 50 m au-dessus du sol. Ces flèches sont tracées tous les 8 points de grille. La topographie est indiquée par des lignes de niveau tracées tous les 500 m.

Dans les régions de Rupes Tenuis et Olympia Undae, le phénomène de LICS est vraisemblablement une conséquence de l'activité éolienne. Afin de tester si cette interprétation se vérifie à l'échelle de la région polaire nord, j'ai comparé la répartition des LICS et EDCS à la vitesse du vent et au flux de chaleur sensible simulés à l'aide du modèle méso-échelle de Spiga & Forget (2009). La simulation a été réalisée à une résolution horizontale de 10 km et à L_s=61,5°, date vers laquelle se produisent une majorité des LICS. La glace de

CO₂ recouvre alors la surface jusqu'à ~70°N. La température de la surface a donc été fixée à celle de la glace de CO₂ pour ces régions. La figure 4.33 montre les résultats de la simulation à 11H00 heure locale. Les caractéristiques de l'atmosphère sont similaires à cet exemple pour les autres heures de la journée.

On constate que les vents les plus puissants sont simulés en bordure des dépôts saisonniers. Ces vents ont pour origine le fort contraste thermique à la transition des zones glacées et déglacées. La vitesse de friction y atteint 0,95 m.s⁻¹. La température de la surface étant supérieure à celle de l'atmosphère sur les terrains déglacés, le flux de chaleur sensible entre l'atmosphère et la surface y est négatif. Des vents faibles sont prédis sur les surfaces planes de la calotte permanente, comme sur le plateau de Gemina Lingula, de Olympia Planum et au centre de la calotte. La vitesse de friction y est de l'ordre de 0,1 m.s⁻¹. C'est également sur ces plateaux qu'on observe la disparition précoce de la signature de la glace de CO₂ (surfaces bleues sur la figure 4.33a). Par contre, de forts vents catabatiques sont simulés sur les terrains inclinés de la calotte. La vitesse du vent à 50 m au-dessus du sol augmente du centre de la calotte vers sa périphérie au fur et à mesure que les vents catabatiques s'accélèrent. Au cours de cette descente, les vents catabatiques sont déviés vers l'ouest par la force de Coriolis. Cette configuration des vents polaires martiens est similaire à celle qui est observée sur Terre en Antarctique (Parish & Bromwich, 1998). La résolution horizontale de 10 km de la simulation permet de résoudre les dépressions spirales de la calotte, dont la largeur est typiquement de 5 à 30 km (Tanaka *et al.*, 2008). On remarque une excellente corrélation entre les vents catabatiques intenses soufflant dans ces dépressions spirales et le déclenchement des LICS. Par conséquent, le scénario d'une dispersion par le vent de la couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂ permet d'expliquer la majorité des LICS se produisant sur la calotte.

Le scénario proposé pour expliquer le LICS au niveau de l'escarpement de Rupes Tenuis s'applique à l'échelle de la calotte permanente. Sur les surfaces inclinées, les vents catabatiques soufflant en permanence empêchent la couche de glace d'eau de recouvrir de façon homogène la glace de CO₂. Les grains de glace d'eau soufflés par le vent vont probablement s'accumuler dans les dépressions de la surface sous forme de congères. La signature de la glace de CO₂ prédomine ainsi systématiquement dans les dépressions spirales et les escarpements de la calotte, comme on a pu le constater sur la figure 4.1 au début de ce chapitre. Puis le passage ponctuel d'un système dépressionnaire couplé à l'activité plus régulière des vents catabatiques donne lieu à une vitesse de friction relativement importante. Elle permet une forte dispersion de la couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂, dont la signature spectrale augmente brutalement. Un phénomène de ressaut hydraulique à la base des pentes, processus associé à une forte turbulence de l'écoulement du vent, pourrait perturber la couche de glace d'eau en aval des escarpements et des dépressions spirales. Cela permettrait d'expliquer que dans le secteur de longitude 240°E-300°E, les LICS se produisent à la fois sur les surfaces planes et inclinées.

Au niveau des plateaux de la calotte permanente, la vitesse de friction du vent est insuffisante pour modifier significativement la couverture de glace d'eau. L'homogénéité de la signature de la glace d'eau laisse penser que cette couche est mécanique stable et sans transport et ségrégation latérales même à petite échelle. Dans ces régions, la signature spectrale de la glace de CO₂ reste masquée jusqu'à sa sublimation définitive. A la fin du

printemps, la couche de glace d'eau peut atteindre une épaisseur d'environ 600 µm (valeur mesurée sur le plateau de Gemina Lingula au chapitre 3). Par conséquent, la quantité de glace d'eau saisonnière accumulée à la fin du printemps sur les plateaux de la calotte permanente est très probablement supérieure à celle accumulée au niveau des dépressions spirales et des escarpements. La sublimation de la glace d'eau pérenne commence plus tôt à la surface des dépressions spirales et des escarpements que sur les plateaux puisqu'il faut d'abord que la glace d'eau saisonnière s'y soit sublimée. De ce fait, les phénomènes de LICS et EDCS induisent une variabilité spatiale de l'ablation de la calotte permanente : l'ablation de la glace d'eau pérenne est plus importante dans les régions où les LICS se produisent que dans celles où on observe des EDCS. Ce processus est accentué par la persistance des vents catabatiques en été sur les surfaces inclinées, qui érodent le versant orienté au sud des dépressions spirales et déposent de la glace d'eau sur le versant exposé au nord (Howard, 1978; Howard *et al.*, 1982; Howard, 2000). Cette migration vers le nord des dépressions spirales a été attestée par une étude stratigraphique réalisée à partir des radargrammes SHARAD par Smith & Holt (2010). Les vents catabatiques descendant de la calotte permanente sont déviés vers l'ouest par la force de Coriolis, ce qui expliquerait l'origine de la forme en spirale des dépressions (Ng & Zuber, 2006). Les vents catabatiques jouent ainsi un rôle crucial, au printemps comme en été, dans l'évolution de la morphologie de la calotte permanente nord.

Si la glace d'eau saisonnière accumulée à la fin du printemps sur les plateaux parvient à subsister tout l'été, alors ces plateaux seraient en accumulation. Ce ne fut apparemment pas le cas lors de l'été de l'année martienne 27 (Langevin *et al.*, 2005b). Cependant, le différentiel de glace d'eau saisonnière pour basculer d'un régime à l'autre est probablement très faible. On peut ainsi supposer que les plateaux de la calotte soient certaines années en très légère accumulation. C'est vraisemblablement le cas sur certaines régions de la calotte qui restent brillantes tout l'été (Kieffer & Titus, 2001; Calvin & Titus, 2008; Byrne *et al.*, 2008b; Cantor *et al.*, 2010). Par ailleurs, l'ablation de la surface des escarpements et des dépressions spirales ne se fait pas nécessairement de façon homogène : la glace d'eau transportée par les vents catabatiques a pu s'accumuler dans les dépressions de la surface et à la base des pentes. Il est possible que ces zones d'accumulation atteignent localement une épaisseur de plusieurs millimètres, constituant de petites congères. Ces accumulations de givre pourraient être la source des traînées de givre observées en été à la surface de la calotte. La surface des terrains inclinés serait ainsi une alternance de zones d'accumulation et d'ablation.

Sur le champ de dunes circumpolaires, la vitesse de friction du vent est relativement faible, à l'exception du secteur de longitude 330°E-30°E où des vents assez forts sont simulés. Ils pourraient être responsables de la dispersion de la couche de glace d'eau masquant la glace de CO₂ déposée sur les plaines et les dunes. On note qu'une zone triangulaire à la base de la calotte est épargnée par les LICS, vers 350°E/78°N, alors que la simulation prévoit des vents intenses à cet endroit. Sur le reste du champ de dunes, le vent ne semble pas à même d'expliquer les LICS. Cependant, il faut rappeler que la résolution horizontale de la simulation n'est pas suffisante pour résoudre la topographie des dunes. Or un phénomène de turbulence se produit sur le versant sous le vent des dunes (Nelson & Smith, 1989). Le passage ponctuel d'un système dépressionnaire pourrait de plus augmenter temporairement

la force du vent.

Il est particulièrement intéressant de noter que jusqu'à $L_s \sim 45^\circ$, les LICS se produisent très majoritairement dans le secteur de longitude 60°E - 240°E , puis ils ont lieu dans le secteur de longitude complémentaire. La fréquence des LICS est vraisemblablement liée à celle des événements météorologiques particulièrement intenses, comme le passage d'un système dépressionnaire associé à des vents forts. Ce comportement pourrait apporter des informations sur la variabilité spatiale et temporelle des vents dans la région polaire nord.

4.5 Conclusion

Lors du recul printanier des dépôts saisonniers nord, la signature de la glace de CO₂ remonte soudainement et tardivement par endroits. Ce comportement a d'abord été analysé dans deux régions : l'escarpement Rupes Tenuis et le champ de dunes Olympia Undae. Plusieurs processus pouvant conduire à la remontée de la signature de la glace de CO₂ ont été analysés, comme une recondensation de glace de CO₂ ou une dispersion de la couche de glace d'eau qui se forme progressivement à la surface de la glace de CO₂ en sublimation. Le processus le plus probable est une dispersion de cette couche de glace d'eau par le vent. Il permet d'expliquer la prédominance de la signature de la glace de CO₂ sur l'escarpement, où des vents catabatiques soufflent en permanence. Il rend également compte de la distribution sous forme de traînées de la signature de la glace de CO₂ sur les observations CRISM du champ de dunes. Dans cette dernière région, la dispersion de la couche de glace d'eau est suivie du déclenchement de geysers de gaz et de poussière sur les dunes, et éventuellement d'une recondensation de glace de CO₂.

Le phénomène de remontée soudaine de la signature de la glace de CO₂ a ensuite été analysé à l'échelle de la région polaire nord. Cette étude révèle qu'il se produit majoritairement au niveau des dépressions spirales et des escarpements de la calotte permanente, et sur le champ de dunes circumpolaires. Une simulation méso-échelle des vents catabatiques soufflant sur la calotte au printemps montre que des vents de forte intensité sont prédis aux endroits où la signature de la glace de CO₂ remonte soudainement. Par contre, des vents faibles sont simulés sur les plateaux, où on observe la disparition précoce de la signature de la glace de CO₂. L'activité éolienne est ainsi responsable de la dispersion de la couche de glace d'eau dans les dépressions spirales et les escarpements de la calotte, tandis que les vents ne permettent pas de modifier significativement la couverture de glace d'eau sur les plateaux. Ce processus est responsable d'une variabilité spatiale de la quantité de glace d'eau saisonnière accumulée sur la calotte à la fin du printemps, qui se traduit en été par une ablation plus importante de la glace d'eau pérenne dans les dépressions spirales et sur les escarpements. Ce travail sera complété par l'inversion des propriétés physiques de la couche de glace d'eau saisonnière dans plusieurs régions de la calotte permanente, notamment au niveau des dépressions spirales, afin d'obtenir l'évolution de l'épaisseur et de la surface couverte par la couche de glace d'eau au cours du temps. De plus, il sera intéressant d'étudier en laboratoire la microphysique de la sublimation de la glace de CO₂. La cellule environnementale CARBO-NIR, actuellement développée au laboratoire, permet de condenser in-situ de la glace de CO₂ pure ou contaminée en eau et/ou en poussière en quantités imposées dans les conditions martiennes de pression et de température. Ce projet

a pour but d'étudier la condensation, le métamorphisme et la sublimation de la glace de CO₂ par des mesures spectrales dans le visible et l'infrarouge proche, des observations visibles et des mesures de pression et de température en continu. Cette cellule expérimentale permettra notamment d'étudier le processus de ségrégation des grains de glace d'eau en surface de la glace de CO₂ en sublimation et d'évaluer la cohésion de ces grains.

La simulation méso-échelle des vents dans la région polaire indique que leur intensité est globalement faible sur le champ de dunes circumpolaires. La propagation d'ondes baroclines peut cependant modifier fortement la vitesse du vent. Par ailleurs, la résolution de la simulation ne permet pas de prendre en compte la topographie des dunes, qui constraint fortement l'écoulement de l'air proche de la surface. De futures simulations seront nécessaires pour rendre compte de l'activité éolienne à l'échelle du champ de dunes et pour préciser la variabilité de la force du vent au cours du temps. Il sera également très intéressant d'inverser les propriétés physiques des dépôts saisonniers à partir des données CRISM acquises sur Olympia Undae. La forte variabilité spatiale des signatures spectrales témoignent des processus actifs qui se déroulent au printemps. L'inversion des spectres permettra de quantifier comment varie la contamination de la surface en glace d'eau au moment de la dispersion par le vent de cette couche, et d'étudier la contamination de la surface en poussière suite à l'activité des geysers.

Cette étude démontre la complémentarité des données OMEGA, CRISM et HiRISE qui permet une analyse locale et régionale des processus saisonniers martiens. Elle illustre aussi comment la comparaison entre observations et modèles météorologiques permet de déterminer les processus à l'œuvre et d'apporter en retour des contraintes aux modèles. Ce travail témoigne d'ores et déjà d'une forte interaction surface/atmosphère au cours de la sublimation des dépôts saisonniers nord.

Conclusion générale et perspectives

Le cycle annuel de l'eau sur Mars est majoritairement dominé par la condensation/sublimation de glace d'eau aux moyennes et hautes latitudes. Cet échange saisonnier entre l'atmosphère et la surface affecte considérablement le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, qui varie entre moins de 5 et plus de 60 μm précipitables entre hiver et été. Les modèles de circulation générale sont utilisés pour simuler ce cycle de l'eau. Ils sont principalement ajustés à partir des mesures de la variation saisonnière de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique et de la distribution spatiale des nuages de glace d'eau. Le rôle des condensats de H_2O , pourtant au centre de ce cycle, est resté jusqu'à présent peu contraint faute de données observationnelles. En effet, avant l'arrivée de la sonde Mars Express, les dépôts saisonniers de CO_2 et H_2O ont principalement été étudiés dans la gamme visible du spectre électromagnétique, où il n'est pas possible de distinguer les deux types de glace. L'imageur hyperspectral OMEGA, à bord de Mars Express, est capable de différencier les glaces de CO_2 et H_2O grâce à leurs signatures spectrales proche infrarouge. Cette thèse a consisté à exploiter les données OMEGA pour cartographier l'étendue des dépôts saisonniers nord de glace de CO_2 et H_2O en hiver et au printemps, estimer la quantité d'eau contenue dans la glace de CO_2 et analyser l'évolution de la stratigraphie des condensats. Les résultats obtenus permettent d'une part de préciser le rôle des dépôts saisonniers nord de glace de H_2O dans le cycle de l'eau. Ils montrent d'autre part l'influence de la météorologie des régions polaires nord sur les dépôts saisonniers.

Examinons tout d'abord les résultats relatifs au cycle de l'eau. Grâce aux données OMEGA, nous avons déterminé la position et l'extension de l'anneau de glace d'eau entourant les dépôts saisonniers riches en glace de CO_2 lors de leur recul hivernal et printanier. De L_s 280° à 330°, cet anneau s'étend sur environ 6° de latitude. Il englobe le site d'atterrissement de Viking 2 à 48°N où la condensation d'un givre d'eau d'environ 10 μm d'épaisseur a été observée in-situ. Puis l'augmentation de l'insolation solaire en journée et le raccourcissement de la durée de la nuit entraîne le recul et le rétrécissement de l'anneau de glace d'eau. A L_s 350°, il ne s'étend plus que sur 2° de latitude et conserve cette extension latitudinale au cours du printemps. L'anneau se compose alors probablement d'un sol gelé sur quelques millimètres surmonté du givre d'eau déposé en automne et de la glace d'eau relâchée à la sublimation de la glace de CO_2 . L'épaisseur de la couche d'eau augmente au cours du printemps avec la quantité de glace d'eau libérée par la sublimation de la glace de CO_2 . A 70°N, nous avons estimé que la glace d'eau ainsi libérée forme une couche épaisse d'environ 470 μm .

L'anneau de glace d'eau constitue une source majeure de vapeur d'eau à basse latitude et dès la fin de l'hiver. La quantité de vapeur d'eau libérée par sa sublimation augmente au

cours du printemps, comme en témoignent les mesures de la densité de colonne de vapeur d'eau autour des dépôts saisonniers par l'instrument TES ([Pankine et al.](#), 2010). Cette source locale est très probablement sous-estimée et spatialement diluée dans les modèles de circulation générale. La cartographie de l'anneau de glace d'eau réalisée au cours de cette thèse fournira des contraintes utiles aux modèles.

Une comparaison de la répartition des glaces de CO₂ et H₂O observée par OMEGA et prévue par le GCM du LMD a été initiée au cours de la thèse. Les résultats de cette comparaison encore préliminaire n'ont pas été inclus dans le manuscrit. Ils montrent que le modèle prévoit que la glace d'eau saisonnière persiste 10 à 20° de longitude solaire de plus que ce qu'on observe avec OMEGA. Cette étude illustre d'ores et déjà les différences entre observations et modèle.

La variabilité interannuelle de la position et de l'extension de l'anneau de glace d'eau a été analysée à partir des données THEMIS obtenues pendant l'année martienne 27, soit l'année précédant celle étudiée pendant cette thèse. Les détections THEMIS de l'anneau sont en accord avec les observations OMEGA de L_s 20° à 38°. Puis elles sont systématiquement décalées au nord des détections OMEGA. Cette divergence est probablement due à la couverture observationnelle restreinte de THEMIS pendant cette période. Il sera plus intéressant de comparer l'évolution temporelle de l'anneau de glace d'eau au cours des différentes campagnes d'observations OMEGA, sachant que les dépôts saisonniers nord ont été observés pendant quatre années martiennes de suite, mais néanmoins de façon moins complète sur les autres années que celle, MY 28, étudiée pendant cette thèse.

Une partie de la vapeur d'eau issue de la sublimation de l'anneau de glace d'eau et de la désorption du sol est transportée vers le nord par les ondes baroclines et se recondense sur la glace de CO₂. Ce processus participe à la formation d'une couche de glace d'eau à la surface de la glace de CO₂ en sublimation. Cette couche devient progressivement optiquement épaisse, entraînant un morcellement de la signature spectrale de la glace de CO₂ vers L_s 50° et l'augmentation apparente de l'extension de l'anneau de glace d'eau. Les propriétés physiques de cette couche de glace d'eau ont été estimées sur la calotte permanente nord et dans les plaines alentours. Cette étude révèle que la couche de glace d'eau est composée majoritairement des grains libérés à la sublimation de la glace de CO₂. La quantité de vapeur d'eau piégée sur la glace de CO₂, minoritaire, semble augmenter au cours du temps et particulièrement à l'approche de l'anneau de glace d'eau. Ces résultats confirment le scénario d'un « retour de l'eau à l'état quasi-solide » proposé par [Houben et al.](#) (1997) et simulé dans les modélisations de [Richardson & Wilson](#) (2002) et [Montmessin et al.](#) (2004).

Les résultats obtenus ne sont toutefois pas suffisants pour estimer le flux de vapeur d'eau qui se recondense sur la glace de CO₂. Je propose pour cela de modéliser de nouveaux spectres synthétiques en considérant une distribution bi-modale de tailles de grains pour la couche supérieure de glace d'eau : des grains de quelques centaines de microns libérés à la sublimation de la glace de CO₂ et des grains d'une dizaine de microns issus de la recondensation de vapeur d'eau sur la glace de CO₂. L'évolution de la quantité de vapeur d'eau cryopigée à la surface de la glace de CO₂ au cours du printemps pourra ainsi être estimée pour les deux régions d'intérêt considérées. Cette étude devra ensuite être étendue à d'autres régions, de préférence à des latitudes différentes, afin de connaître

l'évolution temporelle du flux de vapeur d'eau condensée. La détermination de ce flux sera une contrainte forte pour les GCMs.

Glace et vapeur d'eau ont un comportement très dynamique au printemps, de la sublimation de l'anneau à la recondensation de vapeur d'eau sur la glace de CO₂. Une molécule d'eau est probablement sujette à une série de sublimations/recondensations au cours du retrait des dépôts saisonniers jusqu'à ce qu'elle s'échappe vers le sud ou qu'elle atteigne la calotte permanente nord. Il pourra être intéressant de suivre dans les modèles climatiques le devenir d'une molécule d'eau au cours du printemps à l'aide d'une méthode de traçage des « polluants ».

La proportion massique de glace d'eau contenue dans la glace de CO₂ a été estimée à environ 0,05 wt% au niveau de la calotte permanente nord et des plaines alentours. Cette valeur permet d'évaluer la quantité totale de glace d'eau condensée dans l'hémisphère nord à la fin de l'hiver. Considérons que dans leur extension maximale, les dépôts saisonniers riches en CO₂ descendent jusqu'à 50°N, latitude mesurée par OMEGA à L_s~285°. Supposons également que l'épaisseur des condensats décroît linéairement avec la latitude, ce qu'indiquent les mesures neutrons de densité de colonne de glace de CO₂ ([Prettyman et al., 2009](#)). L'épaisseur maximale est prise égale à 1 m au pôle nord, valeur mesurée par l'altimètre laser MOLA ([Smith et al., 2001a; Aharonson et al., 2004](#)). Cela correspond à une masse totale de 2,8.10¹⁵ kg de glace de CO₂ en considérant une porosité de 50%. Cette valeur est en accord avec les mesures neutrons de [Litvak et al. \(2005\)](#) (voir figure 1.19). La masse totale de glace d'eau, présente à hauteur de 0,05 wt% dans la glace de CO₂, est alors de 1,4.10¹² kg. A partir des mesures de l'instrument TES, [Smith \(2002\)](#) ont calculé que la masse de vapeur d'eau intégrée dans l'hémisphère nord atteint un maximum de 2,1.10¹² kg à L_s~120°. [Montmessin et al. \(2004\)](#) simulent une valeur équivalente avec le LMD/GCM. Cependant, les estimations TES ont ensuite été revues à la baisse de 30% ([Fouchet et al., 2007](#)). La masse maximale de vapeur d'eau intégrée dans l'hémisphère nord est alors de 1,5.10¹² kg, en accord avec celle que nous avons calculée. Il sera possible d'améliorer cette estimation en prenant en compte la variation latitudinale de la proportion massique de glace d'eau contenue dans la glace de CO₂. Cette proportion massique doit en effet dépendre de la pression partielle de vapeur d'eau dans la couche d'atmosphère au-dessus de la glace de CO₂ en condensation, quantité qui varie probablement avec la latitude et bien sûr avec L_s. Pour cela, il faudra inverser plusieurs spectres OMEGA acquis à des latitudes différentes au début du printemps avant le début de la sublimation de la glace de CO₂ et la formation de la couche de glace d'eau.

Abordons à présent les résultats relatifs à l'influence de la météorologie des régions polaires nord sur les dépôts saisonniers. Nous avons montré que la formation d'une couche de glace d'eau sur la glace de CO₂ en sublimation est responsable de la disparition précoce de sa signature spectrale sur les plateaux de la calotte permanente nord. La topographie de la calotte est favorable à la formation de vents catabatiques au niveau des dépressions spirales et des escarpements. Ces vents, qui soufflent en permanence tant que la glace de CO₂ est présente en surface, sont responsables de la dispersion de la couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂. Les vents catabatiques permettent ainsi à la signature spectrale de la glace de CO₂ de rester apparente tout au long du printemps au niveau des dépressions spirales et des escarpements de la calotte permanente nord.

Un renforcement ponctuel des vents catabatiques, probablement dû au passage de systèmes dépressionnaires, entraîne une dispersion plus forte de la couche de glace d'eau et une remontée soudaine de la signature spectrale de la glace de CO₂ (LICS). Ce phénomène se produit majoritairement sur les pentes mais peut se prolonger sur les surfaces planes en aval, probablement par un phénomène de ressaut hydraulique. Le vent soufflant sur les plateaux de la calotte permanente reste par contre trop faible pour modifier la couverture de glace d'eau, qui atteint une épaisseur de 600 µm sur le plateau de Gemina Lingula. L'activité météorologique printanière des régions polaires nord est donc responsable d'une variabilité spatiale de la quantité de glace d'eau saisonnière accumulée sur la calotte à la fin du printemps, qui se traduit en été par une ablation plus importante de la glace d'eau pérenne dans les dépressions spirales et les escarpements. Ces observations témoignent ainsi de l'évolution présente de la calotte permanente nord.

La prochaine étape sera de quantifier le différentiel de glace d'eau saisonnière accumulée entre les pentes et les surfaces planes de la calotte permanente. Il faudra pour cela inverser les spectres OMEGA obtenus au niveau des escarpements et des dépressions spirales. Les observations CRISM acquises dans ces régions permettront de préciser la représentation de surface, en particulier en terme de morcellement de la couche de glace d'eau par le vent. Ces observations seront également utiles pour connaître la distance sur laquelle les vents catabatiques transportent la glace d'eau grâce à l'observation éventuelle de traînées de givre. Les plateaux de la calotte permanente nord ont aussi été observés par CRISM au printemps. Ces observations permettront d'étudier la distribution spatiale de la couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂ afin de faire le lien, par exemple, avec la morphologie en creux et en bosses de la surface de la calotte.

Le renforcement ponctuel de la force du vent affecte également les régions entourant la calotte permanente, particulièrement le champ de dunes circumpolaires. Cette région est le théâtre d'une activité de geysers au début du printemps, qui s'interrompt une fois que la couche de glace d'eau formée sur la glace de CO₂ est suffisamment épaisse ou contaminée en poussière pour absorber et/ou rétrodiffuser la majeure partie du rayonnement solaire. Une augmentation soudaine de la force du vent entraîne la dispersion de la couche de glace d'eau et la reprise de l'activité des geysers. L'inversion des spectres CRISM obtenus au niveau du champ de dunes permettront de préciser l'évolution spatiale et temporelle des propriétés physiques des condensats.

Il est particulièrement intéressant d'observer que pendant la première moitié du printemps, les LICS ont lieu dans le secteur de longitude 60°E/240°E, puis ils se produisent majoritairement dans le secteur de longitude opposé. Ce phénomène pourrait témoigner d'un changement saisonnier de la répartition spatiale des systèmes dépressionnaires.

Ce travail ouvre des perspectives en terme de modélisation météorologique méso-échelle. Des simulations à l'échelle de la région polaire nord sur des périodes de plusieurs jours permettront de quantifier la variabilité temporelle de la force du vent. En particulier, il sera intéressant d'analyser comment les vents catabatiques se renforcent au passage d'une perturbation météorologique. On pourra également essayer de reproduire l'évolution temporelle de la répartition spatiale des LICS, un travail certainement très complexe car cette évolution est vraisemblablement très dépendante de la variabilité météorologique. Des modélisations méso-échelle à plus petite échelle spatiale permettront d'analyser les

processus plus locaux tels que les ressauts hydrauliques en aval des pentes et les phénomènes de turbulence sur le versant sous le vent des dunes.

Ce travail sera complété par des études expérimentales au moyen de la cellule expérimentale CARBO-NIR actuellement en développement au laboratoire. Cette cellule permet de condenser in-situ de la glace de CO₂ pure ou contaminée en eau et/ou en poussière dans les conditions martiennes de pression et de température. Elle permettra d'étudier le processus de ségrégation des grains de glace d'eau à la surface de la glace de CO₂ en sublimation et d'évaluer la cohésion de ces grains. Ces informations sont nécessaires pour connaître la vitesse de friction du vent nécessaire pour mobiliser les grains de glace d'eau.

Enfin, il sera particulièrement intéressant d'analyser la variabilité interannuelle des phénomènes de masquage de la signature de la glace de CO₂ et de sa remontée soudaine. Une telle étude a déjà été menée par [Langevin et al. \(2008\)](#) sur les données OMEGA. Elle révèle que pendant le printemps de l'année martienne 29, la signature de la glace de CO₂ est proéminente au niveau des dépressions spirales et absente sur les plateaux de la calotte permanente. Des LICS sont par ailleurs observés au niveau de certaines dépressions spirales. Les mêmes phénomènes que ceux rapportés dans cette thèse pour l'année martienne 28 se produisent donc pendant l'année martienne 29. La première campagne d'observations des dépôts saisonniers nord (printemps de l'année martienne 27) montre également la disparition précoce de la signature de la glace de CO₂ sur les plateaux de la calotte permanente nord, mais elle a lieu plus tard que lors de l'année martienne 28 (voir figure 1.25 extraite de [Schmitt et al. \(2005\)](#)). Une remontée de la signature de la glace de CO₂ se produit ensuite au niveau des dépressions spirales et du champ de dunes, mais la répartition spatiale de ces phénomènes est différente de celle observée l'année suivante à la même date.

La variabilité interannuelle de l'évolution des dépôts saisonniers a également été étudiée au niveau du champ de dunes de Olympia Undae à l'aide des données CRISM et OMEGA (voir partie 4.3.4.4). L'évolution observée par OMEGA pendant l'année martienne 28 est ainsi plus en accord avec celle observée par CRISM pendant l'année martienne 30 que 29. Les données recueillies par les instruments HiRISE et CRISM pendant l'année martienne 31 seront utiles pour poursuivre cette comparaison interannuelle.

Ces premières études comparatives révèlent d'ores et déjà que la formation d'une couche de glace d'eau sur la glace de CO₂ se produit chaque année. La dispersion de cette couche au niveau des dépressions spirales et du champ de dunes circumpolaires a par contre lieu à des périodes différentes d'une année à l'autre, ce qui témoigne d'une variabilité interannuelle des conditions météorologiques.

Mars est une planète fascinante, qui garde dans ses calottes polaires l'enregistrement de millions d'années de climats passés. Au fur et à mesure que notre connaissance de son climat actuel s'affine, on comprend mieux les mécanismes qui contrôlent son cycle de l'eau et la morphologie de ses calottes. L'histoire de ses climats passés attend maintenant d'être révélée.

Annexe A

Méthode de correction des effets atmosphériques pour l'observation des surfaces minérales et glacées

A.1 Paramétrisation du couplage entre gaz et aérosols

Cette méthode de correction atmosphérique a été développée par Sylvain Douté au laboratoire ([Douté, 2011](#)). Son doctorant, Xavier Ceamanos, et moi-même avons activement contribué à ce travail. La méthode est basée sur la dépendance de l'intensité des bandes d'absorption du CO₂ gazeux avec le contenu en aérosols et la géométrie d'acquisition par couplage radiatif entre gaz et aérosols. Elle prend également en compte la variation de la profondeur des bandes d'absorption avec l'altimétrie locale et la situation météorologique. La méthode se base sur plusieurs hypothèses :

1. Seuls les aérosols de poussière sont pris en compte et leurs propriétés spectrales radiatives - albédo de diffusion simple, fonction de phase et forme spectrale de leur opacité - sont basées sur les travaux de [Vincendon et al. \(2008\)](#) et de [Wolff et al. \(2009\)](#). On considère donc que les aérosols de glace d'eau, s'ils sont présents au-dessus de la scène, ne contribuent que de façon négligeable au signal.
2. Le profil vertical de densité des aérosols décroît de façon exponentielle avec l'altitude. L'échelle de hauteur des aérosols H est supposée connue ; une valeur entre 8 et 11 km est adoptée d'après ce que suggèrent des études comme celle de [Vincendon et al. \(2008\)](#).
3. La masse d'air traversée (*airmass, AM*) est suffisamment grande pour que le couplage entre les gaz et les aérosols domine par rapport aux autres effets.
4. La surface se comporte de façon lambertienne. Elle est donc caractérisée par une seule quantité, son albédo A_{surf} qui dépend uniquement de la longueur d'onde. Le couplage radiatif entre aérosols et gaz dépend de cette valeur d'albédo via les diffusions multiples entre la surface et l'atmosphère. Ces diffusions multiples ont pour effet de minimiser l'hypothèse lambertienne sur le calcul de l'opacité des aérosols.

5. Les gaz atmosphériques agissent sur le signal spectral comme un simple filtre multiplicateur.

D'après cette dernière hypothèse, la luminance observée au sommet de l'atmosphère s'écrit (la dépendance en longueur d'onde de ces quatre paramètres a volontairement été omise par souci de simplification de l'écriture) :

$$L_{obs}(\theta_i, \theta_e, \varphi) \approx T_{gaz}(h, lat, long)^{\epsilon(\theta_i, \theta_e, \varphi, \tau_{aer}, H, A_{surf})} L_{surf+aer}(\theta_i, \theta_e, \varphi) \quad (\text{A.1})$$

où l'effet des gaz est caractérisé par la transmission spectrale de l'atmosphère le long de la dimension verticale T_{gaz} . Ce terme est calculé par un modèle de transfert radiatif ligne par ligne (LBLRTM) décrit par Clough & Iacono (1995). Le modèle est nourri avec des profils de composition, de température et de pression extraits de la « Mars Climate Database » (MCD) proposée par le Laboratoire de Météorologie Dynamique (voir <http://www-mars.lmd.jussieu.fr>, (Forget *et al.*, 1999, 2006c)). La quantité $L_{surf+aer}(\theta_i, \theta_e, \varphi)$ est la luminance au sommet de l'atmosphère calculée sans considérer l'absorption des gaz atmosphériques dans le transfert radiatif. La transmission verticale des gaz atmosphériques est mise à l'échelle par un facteur ϵ pour prendre en compte l'effet de la géométrie d'acquisition, définie par le triplet $(\theta_i, \theta_e, \varphi)$, de l'opacité des aérosols τ_{aer} , de leur distribution verticale caractérisée par H et de l'albédo de surface lambertien A_{surf} . Le facteur ϵ se décompose en deux termes de telle sorte que :

$$\epsilon(\theta_i, \theta_e, \varphi, \tau_{aer}, H, A_{surf}) = \psi(AM)\beta(\theta_i, \theta_e, \varphi, \tau_{aer}, H, A_{surf}) \quad (\text{A.2})$$

Le facteur ψ ne dépend que de la géométrie d'acquisition et peut donc être facilement calculé à partir des données annexes à chaque observation. Le facteur β exprime l'effet des aérosols sur l'absorption gazeuse. Ce facteur β permet de remonter à l'opacité des aérosols car la relation entre β et τ_{aer} est inversible à partir du moment où on connaît la hauteur d'échelle des aérosols H et qu'on peut estimer l'albédo lambertien de la surface A_{surf} .

A.2 Détermination conjointe de l'opacité des aérosols et de l'albédo lambertien de la surface

Dans un premier temps, on construit des tables numériques ou *Look-Up Tables* (LUT) de données synthétiques contenant la valeur de β en fonction de combinaisons discrètes des angles d'acquisition $(\theta_i, \theta_e, \varphi)$ et des paramètres physiques $(\tau_{aer}, H, A_{surf})$. Ces données synthétiques sont calculées grâce à un modèle de transfert radiatif DISORT.

Dans un second temps, on estime le facteur β à partir des observations OMEGA. Il s'agit de comparer la profondeur de la bande d'absorption atmosphérique à $2 \mu\text{m}$ sur un spectre OMEGA avec la profondeur de la même bande sur le spectre en transmission en atmosphère libre $T_{gaz}(h, lat, long)$ mis à l'échelle par $\psi(AM)$. La stratégie d'évaluation du facteur β dépend du type de surface considéré.

Surfaces minérales : La formule utilisée pour évaluer le facteur β est similaire à celle de la technique du « volcano scan » ([McGuire et al. , 2009](#)) (voir partie [2.2.2.2](#)). Il suffit de remplacer le spectre de transmission « Olympus Mons » par $T_{gaz}^{\psi(AM)}$ dans la formule 4 de [McGuire et al. \(2009\)](#) :

$$\beta = \frac{\alpha}{\psi(AM) \ln \left(\frac{T_{gaz}(k_1)}{T_{gaz}(k_2)} \right)} \quad (\text{A.3})$$

avec $\alpha = \ln \left(\frac{RF_{obs}(k_1)}{RF_{obs}(k_2)} \right) + 0.0909 \ln \left(\frac{R_{obs}(k_0)}{R_{obs}(k_3)} \right)$

où k_0 désigne le canal spectral à $1,08 \mu\text{m}$, k_1 le canal spectral à $2,01 \mu\text{m}$ au niveau du fond de la bande d'absorption du CO₂ gazeux et k_2 un canal spectral à l'extrémité de l'aile gauche de la bande à $2 \mu\text{m}$.

Surfaces de glace d'eau : La large bande d'absorption de la glace d'eau centrée vers $2 \mu\text{m}$ se superpose au triplet de bandes atmosphériques du CO₂ gazeux. La méthode du « volcano scan » n'est alors plus à même d'évaluer la profondeur de la bande d'absorption atmosphérique à $2 \mu\text{m}$. La stratégie adoptée est basée sur une fonction coût dépendant de β et qui exprime la qualité de la correction de l'absorption des gaz sur les spectres. Le critère de qualité choisi est la forme de la bande de la glace d'eau à $2 \mu\text{m}$ qui ne doit présenter qu'un seul minimum local et une convexité simple. Nous traduisons ce dernier critère par une dérivée seconde proche de 0 sur un intervalle $[k'_1, k''_1]$ de canaux spectraux englobant un peu plus que la bande. La fonction coût s'écrit donc :

$$\xi(\beta) = \sum_{k=k'_1}^{k''_1} \left(\frac{d^2}{dk^2} \frac{RF_{obs}(k)}{(T_{gaz}(k))^{\psi(AM)\beta}} \right)^2 \quad (\text{A.4})$$

où $RF_{obs}(k)$ est le facteur de réflectance dans le canal k mesuré par l'instrument au sommet de l'atmosphère. Le minimum de cette fonction coût, absolu le plus souvent, conduit à l'estimation de l'exposant β . Notons que la présence de poussière en mélange intime granulaire ou géographique subpixel avec la glace d'eau n'empêche en rien l'utilisation de cette méthode.

Surfaces de glace de CO₂ : Aucune méthode simple ne permet pour l'instant d'estimer le facteur β à partir de spectres présentant la signature du CO₂ solide car celle-ci ne se différencie pas significativement de celle du gaz carbonique à $2 \mu\text{m}$. Cependant, si la glace de CO₂ est suffisamment pure et qu'elle est constituée de grains dépassant la centaine de microns de diamètre (condition respectée sur Mars), la méthode proposée par [Vincendon et al. \(2008\)](#) permet d'évaluer l'opacité des aérosols (voir partie [2.2.2.2](#)). Si la glace de CO₂ est contaminée significativement en poussière et en eau, la seule piste envisageable est une procédure statistique ([Bin Luo et al. , 2010](#)).

Dans le cas des surfaces minérales ou recouvertes de glace d'eau éventuellement poussiéreuse, la dernière étape consiste à calculer l'opacité des aérosols et l'albédo lambertien de

la surface par une inversion itérative de la LUT. Cette inversion prend comme paramètres d'entrée l'estimation du facteur β et l'albédo lambertien de la surface à 2 μm (canal k_1) calculé grâce à l'estimation du facteur β . Cet albédo estimé s'écrit :

$$A_{surf}(k_1) = \frac{RF_{obs}(k_1)}{(T_{gaz}(k_1))^{\psi(AM)\beta}}$$

où $RF_{obs}(k_1)$ est le facteur de réflectance à 2 μm mesuré par l'instrument au sommet de l'atmosphère.

Dans le cas des surfaces recouvertes de glace de CO₂, le facteur β est calculé par inversion itérative de la LUT en prenant comme paramètre d'entrée la valeur d'opacité des aérosols obtenue par la méthode de [Vincendon et al. \(2008\)](#). L'albédo lambertien de la surface est calculé simultanément lors du processus itératif à partir de la valeur du facteur β .

A.3 Validation de la méthode

La méthode a été validée par l'inversion de données synthétiques, des spectres en réflectance au sommet de l'atmosphère calculés avec DISORT et bruités selon la matrice de covariance du bruit OMEGA. Trois jeux de simulations ont été effectués :

1. Dans la simulation de base, les spectres en réflectance ont été calculés pour une surface minérale avec $A_{surf}(k_0) = 0,3$ surplombée par une atmosphère avec $\tau(k_0) = 0,6$, $H=11$ km et une pression de surface initiale p_{surf} . La géométrie d'acquisition échantillonne l'angle d'incidence zénithal entre 0 et 83°, l'angle d'émergence zénithal entre 0 et 70° et l'azimut entre 0 et 180°.
2. Dans un deuxième jeu de simulations, une déviation de la pression de surface $\Delta p_{surf} = \pm 15$ Pa est appliquée, typique de la variabilité météorologique martienne (passage d'ondes baroclines au-dessus de la scène observée par exemple) pour le calcul du spectre en réflectance au sommet de l'atmosphère. Par contre, le facteur β est estimé à partir du spectre en transmission $T_{gaz}(k)$ calculé selon la pression initiale p_{surf} . On fait varier la géométrie d'acquisition dans les mêmes intervalles que pour la simulation de base.
3. Dans un troisième jeu de simulations, on perturbe le profil de distribution verticale des aérosols en ajoutant un surplus d'opacité $\Delta\tau_{aer}(k_0) = +0,1$ dans une couche d'atmosphère donnée d'altitude croissante d'une simulation à l'autre. L'épaisseur optique totale est de 0,7 avec ce nouveau profil. On fait varier la géométrie d'acquisition dans les mêmes intervalles que pour la simulation de base.

Pour ces trois jeux de simulations, on calcule l'opacité des aérosols avec la méthode exposée précédemment. Les résultats obtenus sont présentés en figure A.1. L'opacité est estimée avec une bonne précision pour la simulation de base dès lors que l'airmass est supérieure à 3. Pour une airmass inférieure à cette valeur, l'opacité estimée chute fortement. Une incertitude de ±15 Pa sur la pression de la surface engendre des erreurs importantes sur l'opacité estimée lorsque l'airmass est inférieure à 4 mais inférieures à 10 % lorsque l'airmass

est supérieure à 4. La figure A.1b montre que l'erreur sur l'opacité estimée varie suivant l'altitude de la perturbation d'opacité. Cette erreur est d'autant plus grande que l'altitude de la couche détachée d'aérosols est éloignée de l'échelle de hauteur des aérosols. Une telle couche détachée biaise donc l'estimation de l'opacité effectuée avec le profil standard de distribution verticale des aérosols. La méthode d'estimation de l'opacité et de correction des effets atmosphériques est par conséquent fiable si les conditions d'observation offrent une airmass suffisamment grande et si les aérosols sont suffisamment mélangés verticalement par les mouvements de convection atmosphérique.

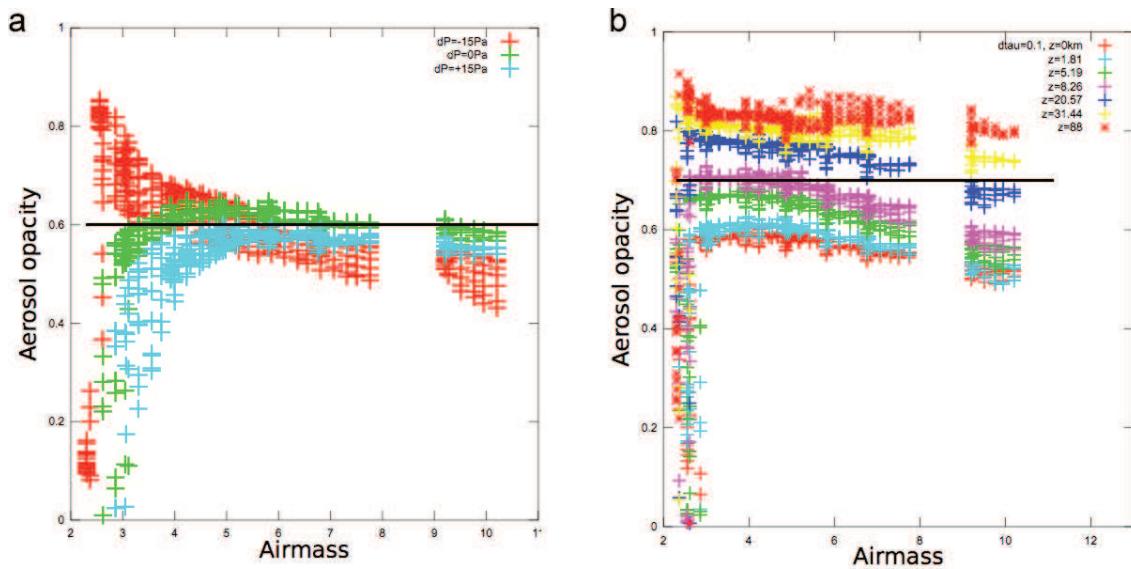


FIGURE A.1 – a : Influence de la variabilité météorologique en pression sur l'estimation de l'opacité en fonction de l'airmass. b : Influence d'une perturbation d'opacité superposée localement au profil de distribution verticale standard des aérosols sur l'estimation de l'opacité en fonction de l'airmass. Figure extraite de Douté (2011).

Illustration de la méthode sur l'observation OMEGA 1880_1 : La figure A.2 illustre l'ensemble des produits obtenus grâce à la méthode de correction atmosphérique sur l'observation OMEGA 1880_1, représentative de beaucoup d'autres. Cette observation couvre les régions polaires sud au printemps. La partie brillante de l'image sur les plans de $R_{obs}(k_0)$ et $A_{surf}(k_0)$ correspond aux dépôts saisonniers de glace de CO₂ qui recouvrent alors la calotte permanente sud. Les zones en noir sur les plans de $\tau_{aer}(k_0)$ et $A_{surf}(k_0)$ indiquent les surfaces pour lesquelles aucune méthode d'estimation de $\tau_{aer}(k_0)$ n'est disponible à ce jour ou les pixels pour lesquels les processus itératifs d'inversion n'ont pas fonctionné, comme vers le limbe.

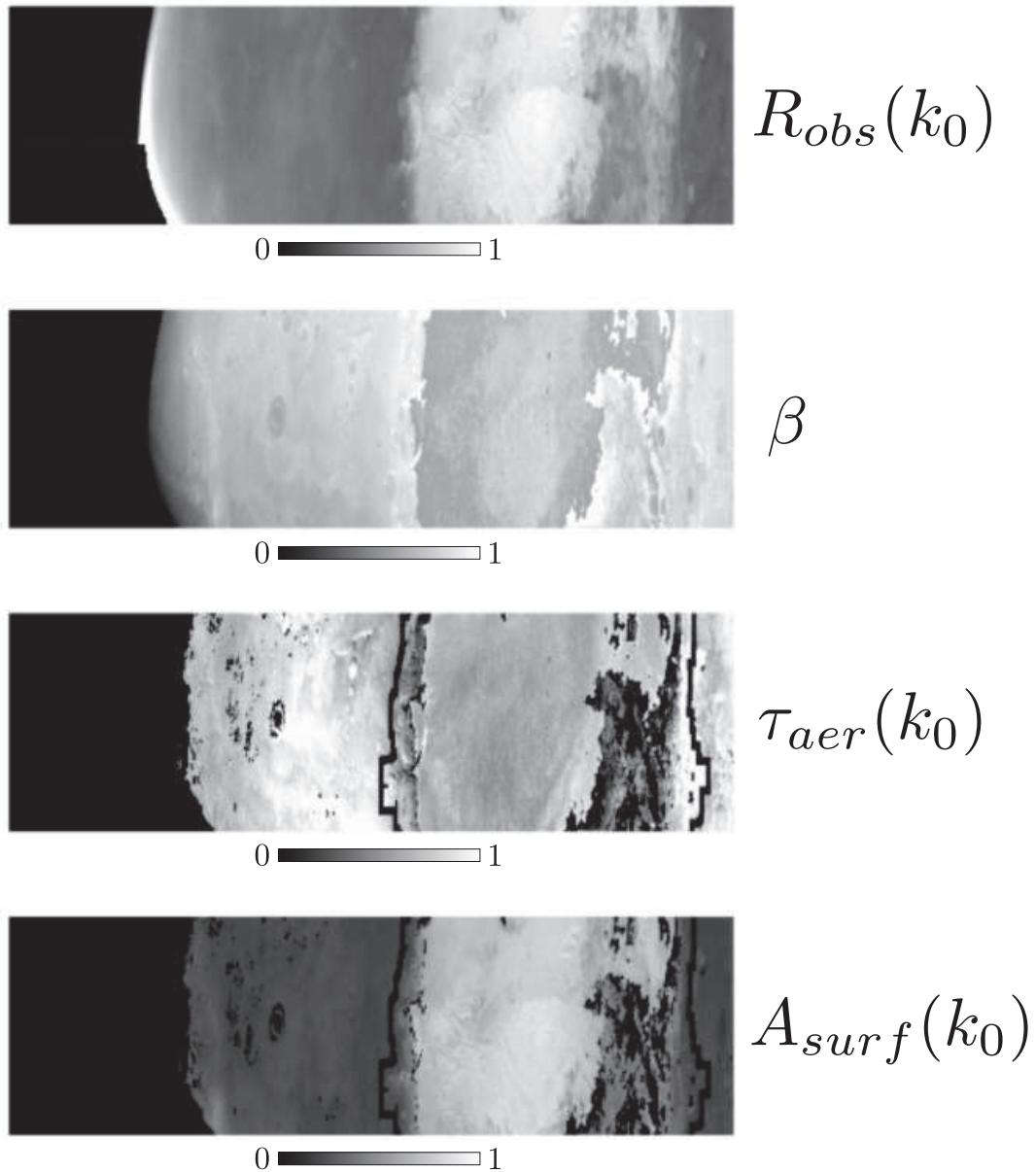


FIGURE A.2 – Produits générés par la méthode d'estimation de l'opacité des aérosols et de correction atmosphérique pour l'observation OMEGA 1880_1. De haut en bas : $R_{obs}(k_0)$, β , $\tau_{aer}(k_0)$ et $A_{surf}(k_0)$. k_0 désigne le canal spectral à 1,08 µm. Figure adaptée de Douté (2011).

La méthode employée pour estimer l'opacité des aérosols n'est pas la même suivant que la surface observée est minérale ou couverte de glace de CO₂ faiblement poussiéreuse (voir partie A.2). Dans le premier cas, on utilise la méthode du facteur β et dans le deuxième cas, la méthode de Vincendon *et al.* (2008). L'observation 1880_1 couvre justement ces deux types de surface. Si on trace des profils latitudinaux de l'opacité des aérosols (voir figure A.3), on remarque que les segments obtenus sur les surfaces minérales (en rouge) et glacées (en bleu) se raccordent. Cela valide l'utilisation conjointe des deux méthodes d'estimation de l'opacité des aérosols.

De plus, tracer l'opacité estimée en fonction de l'altitude de la surface (figure A.4)

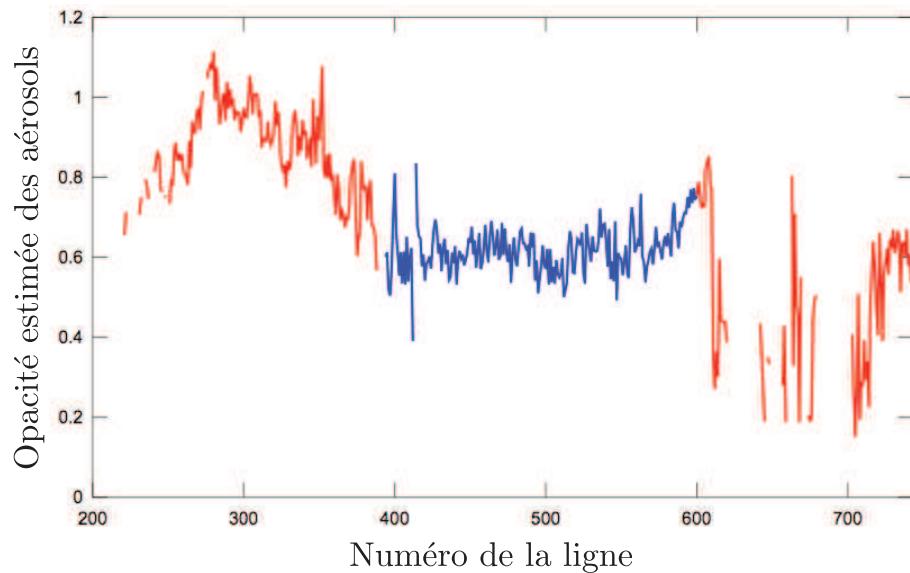


FIGURE A.3 – Profil latitudinal de l'opacité estimée des aérosols le long d'une colonne de l'observation 1880_1 . Le segment en rouge a été obtenu par la méthode du facteur β , le segment en bleu par la méthode de Vincendon *et al.* (2008). Figure extraite de Douté (2011).

permet d'obtenir la hauteur d'échelle des aérosols et de la comparer à celle qu'on met en entrée du processus d'inversion. La régression exponentielle de la distribution de l'opacité avec l'altitude donne une hauteur d'échelle de 8 km, la même que celle utilisée en entrée du processus d'inversion.

La figure A.5 illustre l'application de la correction atmosphérique à deux spectres OMEGA de l'observation 1880_1 : le premier acquis au niveau d'une surface minérale et le second au niveau d'une surface de glace de CO₂ saisonnière. La correction atmosphérique se traduit par la suppression des bandes d'absorption atmosphérique (correction clairement visible autour de 2 μm sur le spectre de sol minéral) et par une augmentation du contraste spectral jusque là atténué par les aérosols.

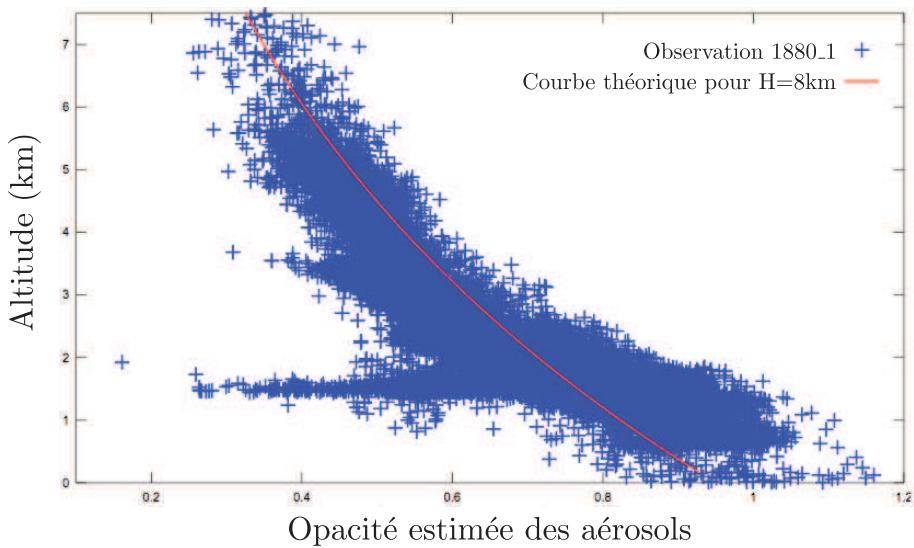


FIGURE A.4 – Distribution des valeurs de l'opacité estimée des aérosols $\tau_{aer}(k_0)$ en fonction de l'altitude pour l'observation 1880_1 (croix bleues). La ligne rouge est le résultat d'une régression exponentielle correspondant à $H=8$ km. Figure extraite de Douté (2011).

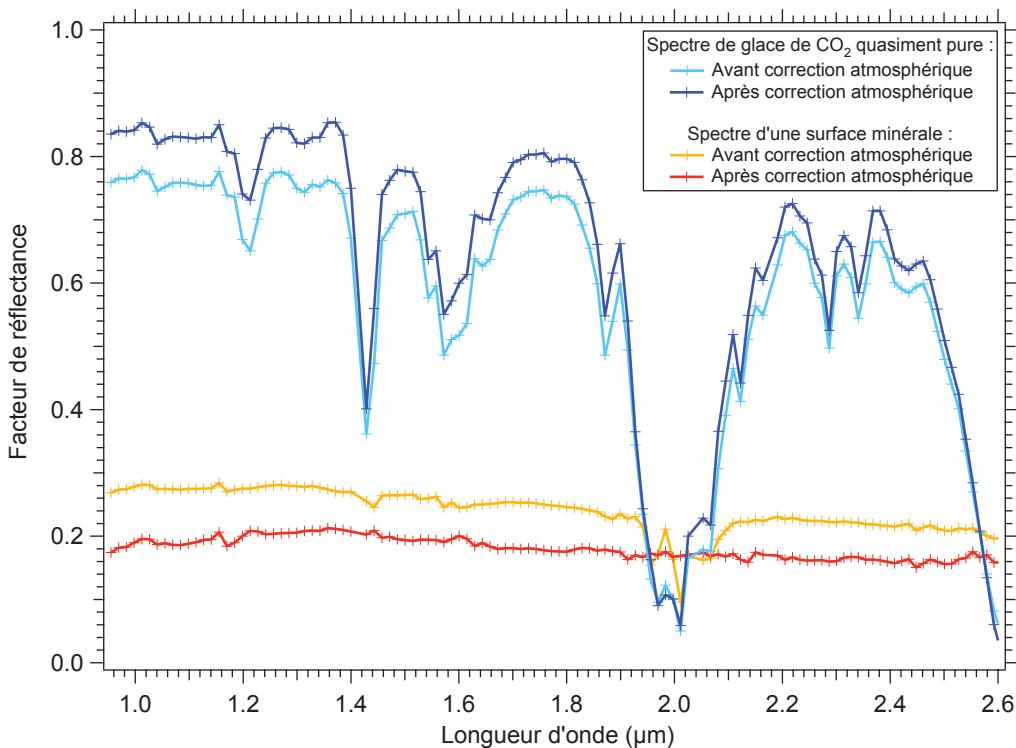


FIGURE A.5 – Illustration de la méthode de correction atmosphérique dans le cas de l'observation d'une surface minérale (spectre orange : avant correction ; spectre rouge : après correction) et d'une surface de glace de CO_2 quasiment pure (spectre bleu clair : avant correction ; spectre bleu foncé : après correction). Ces spectres sont issus de l'observation 1880_1.

Annexe B

Détermination de la température d'équilibre de la glace de H₂O par un bilan énergétique local

Cette annexe décrit un modèle de bilan énergétique local destiné à obtenir la température de la glace d'eau pour un endroit donné de la surface martienne, à une date et une heure locale données et pour une pression partielle de vapeur d'eau donnée.

B.1 Expression du bilan énergétique local de la glace de H₂O

Le bilan énergétique local de la glace de H₂O exprime l'égalité entre le flux d'énergie absorbée par la glace et le flux d'énergie perdue par la glace. De manière analogue au bilan énergétique effectué pour la glace de CO₂ en partie 1.3.1, cette égalité s'écrit :

$$(1 - A)F_{incident}^{\downarrow} + F_{Adv}^{\downarrow} + F_{Cond} + F_{H_2O} = F_{IR}^{\uparrow} \quad (\text{B.1})$$

Parmi les gains, on distingue :

- $(1 - A)F_{incident}^{\downarrow}$ le flux incident absorbé par la glace avec A l'albédo de la glace.
Le flux incident $F_{incident}^{\downarrow}$ se décline en plusieurs termes : l'insolation solaire directe, l'insolation solaire indirecte diffusée par les aérosols atmosphériques et l'émission thermique de l'atmosphère suite à son chauffage par le Soleil.
- F_{Adv}^{\downarrow} le flux de chaleur advectée par l'atmosphère.
- F_{Cond} le flux échangé avec le sous-sol par conduction.

La perte d'énergie se traduit par le flux d'émission thermique $F_{IR}^{\uparrow} = \varepsilon_{H_2O} \cdot \sigma \cdot T_{H_2O}^4$ avec ε_{H_2O} l'émissivité de la glace d'eau, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ la constante de Stefan-Boltzmann et T_{H_2O} la température de la glace d'eau.

F_{H_2O} est le flux de chaleur latente due à la condensation/sublimation de la glace d'eau. On le compte parmi les gains lorsque la glace se condense et parmi les pertes lorsqu'elle se sublime. Ce flux s'écrit :

$$F_{H_2O} = L_{H_2O} \frac{dm_{H_2O}}{dt} \quad (\text{B.2})$$

avec L_{H_2O} la chaleur latente de sublimation de la glace d'eau et m_{H_2O} la masse surfacique de glace d'eau. $\frac{dm_{H_2O}}{dt}$, le taux de condensation, est positif lorsque la glace se condense et négatif lorsque la glace se sublime. Il est donné par l'équation suivante, issue de la théorie de la cinétique des gaz (Lide, 1990) :

$$\frac{dm_{H_2O}}{dt} = \alpha (P_{H_2O} - P_{sat}(T_{H_2O})) \sqrt{\frac{M_{H_2O}}{2\pi R T_{H_2O}}} \quad (\text{B.3})$$

avec :

- α le coefficient de collage proche de 1 pour les températures inférieures à 220 K,
- P_{H_2O} la pression partielle de vapeur d'eau dans la couche d'atmosphère située juste au-dessus de la surface,
- $P_{sat}(T_{H_2O})$ la pression de vapeur saturante de la glace d'eau à la température T_{H_2O} ,
- $M_{H_2O} = 1,8015268 \cdot 10^{-2}$ kg.mol⁻¹ la masse molaire de la molécule de H₂O,
- $R = 8,31446$ J.mol⁻¹.K⁻¹ la constante universelle des gaz parfaits.

La glace d'eau est à l'équilibre lorsque $P_{H_2O} = P_{sat}(T_{H_2O})$. Elle se condense quand $P_{H_2O} > P_{sat}(T_{H_2O})$ et se sublime quand $P_{H_2O} < P_{sat}(T_{H_2O})$.

B.2 Mise en évidence des grandeurs dépendant de la température de la glace de H₂O

On remarque que deux flux dépendent de la température de la glace de H₂O dans son bilan énergétique local : le flux d'émission thermique, à la puissance 4 de la température, et le flux de chaleur latente. A une pression partielle P_{H_2O} donnée de vapeur d'eau et pour un flux absorbé donné (autre que le flux de chaleur latente), la température de la glace va s'ajuster de telle sorte que les flux d'émission thermique et de chaleur latente compensent le flux absorbé, i.e. de telle sorte que l'égalité B.1 soit vérifiée. Examinons la dépendance du flux de chaleur latente vis à vis de la température de la glace d'eau :

- $\frac{dm_{H_2O}}{dt}$ dépend de la température de la glace d'eau via le facteur $T_{H_2O}^{-1/2}$ et la pression de saturation $P_{sat}(T_{H_2O})$. En particulier, P_{sat} varie en exponentielle de la température de la glace d'eau. J'ai obtenu une expression semi-empirique de $P_{sat}(T_{H_2O})$ dans l'article de synthèse sur la sublimation des glaces de Fray & Schmitt (2009). Cette expression a initialement été calculée par Feistel & Wagner (2007) :

$$P_{sat}(T_{H_2O}) = P_t \exp \left(\frac{3}{2} \ln \left(\frac{T_{H_2O}}{T_t} \right) + \left(1 - \frac{T_t}{T_{H_2O}} \right) \eta \left(\frac{T_{H_2O}}{T_t} \right) \right), \quad [\text{Pa}] \quad (\text{B.4})$$

avec $\eta \left(\frac{T_{H_2O}}{T_t} \right) = \sum_{i=0}^6 e_i \left(\frac{T_{H_2O}}{T_t} \right)^i$

$P_t = 6,11657 \cdot 10^2$ Pa et $T_t = 273,16$ K sont respectivement la pression et la température du point triple de l'eau. Les coefficients e_i du polynôme $\eta\left(\frac{T_{H_2O}}{T_t}\right)$ sont les suivants :

i	e_i
0	20.9969665107897
1	3.72437478271362
2	-13.9205483215524
3	29.6988765013566
4	-40.1972392635944
5	29.7880481050215
6	-9.13050963547721

- La chaleur latente de sublimation de la glace d'eau L_{H_2O} dépend également de la température de la glace d'eau. D'après Murphy & Koop (2005) on a, pour $T_{H_2O} < 30$ K :

$$L_{H_2O}(T_{H_2O}) = 46782,5 + 35,8925 \cdot T_{H_2O} - 0,07414 \cdot T_{H_2O}^2 + 541,5 \cdot \exp\left(-\left(\frac{T_{H_2O}}{123,75}\right)^2\right) \quad (\text{B.5})$$

Cette expression donne la chaleur latente en $[J \cdot mol^{-1}]$. Pour l'obtenir en $[J \cdot kg^{-1}]$, il suffit de la diviser par la masse molaire de la molécule d'eau. Cependant, dans les conditions martiennes de température de la glace d'eau, comprise approximativement entre 180 et 220 K, la chaleur latente de sublimation de la glace d'eau est quasiment constante et égale à $2,83 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$. Le flux de chaleur latente de la glace d'eau dépend finalement surtout de la pression de vapeur saturante de la glace d'eau.

Précisons enfin que le calcul du flux d'émission thermique a été effectué avec une émissivité ε_{H_2O} dans l'infrarouge thermique égale à 1. Pour une température de glace d'eau comprise entre 180 et 220 K telle que celle qu'on mesure sur Mars, le pic d'émission thermique se situe entre 13 et 16 μm . Les modélisations de Warren *et al.* (1990) indiquent que dans cette gamme de longueurs d'onde, l'émissivité de la glace d'eau est supérieure à 0,98 lorsque les grains font une à plusieurs centaines de microns, granulométrie du givre d'eau rencontrée sur Mars.

B.3 Calcul du flux incident absorbé par la glace de H₂O

Le flux incident absorbé par la glace de H₂O se décompose en trois termes : l'insolation solaire directe, l'insolation solaire indirecte diffusée par les aérosols atmosphériques et l'émission thermique de l'atmosphère suite à son chauffage par le Soleil.

Insolation solaire directe : Aharonson & Schorghofer (2006) proposent la formulation suivante :

$$F_{Sun} = \frac{S_0}{D^2} (1 - A) (1 - f)^{1/\max(\cos \beta; 0,04)} \cos \beta, \quad [W \cdot m^{-2}] \quad (\text{B.6})$$

avec :

- $S_0 = 588,842 \text{ W.m}^{-2}$ la constante solaire à la distance du demi grand axe de l'orbite martienne,
- D la distance Soleil-Mars à un L_s donné normalisé au demi grand axe de l'orbite martienne :

$$D = \frac{1 - e^2}{1 + e \cos(L_s + L_{sp})} \quad (\text{B.7})$$

où $e = 0,0934006477$ est l'excentricité de l'orbite martienne et $L_{sp}=250,99^\circ$ est la longitude solaire du périhélie de l'orbite martienne ([Allison & McEwen, 2000](#)),

- A l'albédo bolométrique de la glace d'eau,
- β l'angle d'incidence solaire zénithal. Il dépend de la latitude du point considéré, de la déclinaison solaire et de l'angle horaire,
- f la fraction de la lumière solaire directe qui est diffusée ou absorbée par l'atmosphère de telle sorte que $f = f_{scat} + f_{IR}$. [Kieffer et al. \(1977\)](#) proposent que $f_{IR}=0,02$. Cette fraction a été discutée par [Haberle & Jakosky \(1991\)](#) qui suggèrent plutôt la valeur de 0,04. [Aharonson & Schorghofer \(2006\)](#) utilisent cette valeur de 0,04 dans leurs modélisations. Par ailleurs, ils considèrent que $f_{scat}=0,02$. J'utilise les mêmes valeurs que [Aharonson & Schorghofer \(2006\)](#) donc $f=0,06$. Il faut noter que la fraction de la lumière subissant une extinction par l'atmosphère dépend du parcours du rayonnement dans l'atmosphère. Celui-ci est proportionnel à $1/\cos(\beta)$; il est par ailleurs limité par le rayon de courbure R de la planète de telle sorte que si on note l_{max} le parcours maximum dans l'atmosphère et H la hauteur d'échelle de l'atmosphère, on a $H/l_{max} \approx \sqrt{H/2R} \approx 0,04$.

Précisons l'expression de l'angle d'incidence solaire zénithal :

$$\cos \beta = \cos \lambda \cos \delta \cos h + \sin \lambda \sin \delta \quad (\text{B.8})$$

avec λ la latitude du point considéré, δ la déclinaison solaire et h l'angle horaire. La déclinaison solaire est donnée par :

$$\delta = \arcsin(\sin \psi \sin L_s) \quad (\text{B.9})$$

avec $\psi = 25,189417^\circ$ l'obliquité de la planète Mars tandis que l'angle horaire est donné par :

$$h = (LT - 12).\pi/12 \quad (\text{B.10})$$

avec LT l'heure locale au point considéré.

A ce stade, il reste à déterminer l'albédo bolométrique de la glace. C'est l'intégrale spectrale de la réflectance directionnelle-hémisphérique pondérée par l'éclairage solaire spectral ([Hapke, 1993](#)) :

$$A = \frac{\int_{\Delta\lambda} r_{dh}(\lambda) E_{\odot} d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} E_{\odot} d\lambda} \quad (\text{B.11})$$

où E_{\odot} est l'éclairement solaire spectral en [W.m⁻².m⁻¹] atteignant la surface et $\Delta\lambda = [0, 2\mu m; 5\mu m]$ le domaine spectral où se situe la quasi-totalité du rayonnement solaire.

La réflectance directionnelle-hémisphérique r_{dh} est intégrée sur toutes les directions d'émergence de l'hémisphère supérieur. En télédétection planétaire, on peut évaluer cette grandeur en observant une même surface sous plusieurs angles. L'imageur hyperspectral CRISM fournit des données de ce type. Une fois corrigées des effets atmosphériques, les données CRISM permettront d'estimer la réflectance directionnelle-hémisphérique des surfaces glacées. Dans le cadre de cette thèse, l'évaluation de l'albédo bolométrique a été réalisée à partir des données OMEGA acquises à un angle d'émergence donné. La surface a donc été considérée lambertienne et la réflectance directionnelle-hémisphérique r_{dh} égale au facteur de réflectance RF (réflectance directionnelle-directionnelle).

Pour une observation OMEGA donnée couvrant une région d'intérêt, j'ai calculé l'albédo bolométrique de la surface en intégrant le facteur de réflectance mesuré par OMEGA dans les gammes visible et proche-infrarouge du spectre (de 0,38 à 5,1 μm) pondéré par l'éclairement solaire spectral. On obtient ainsi une bonne estimation de l'albédo bolométrique réel de la surface, en considérant que celle-ci est lambertienne, car la loi du corps noir appliquée au Soleil montre que ~90% du flux solaire sont compris entre 0,38 et 5,1 μm. Le facteur de réflectance mesuré dans la voie C d'OMEGA a été corrigé des effets atmosphériques grâce à la procédure décrite en partie 2.2.2.2 et en annexe A. Aucune correction atmosphérique n'a été appliquée dans la voie L (entre 2,55 et 5,1 μm) mais l'effet des aérosols est faible à ces longueurs d'onde et n'impacte pas de façon significative le calcul de l'albédo bolométrique. La principale source d'erreur réside dans l'absence de correction des effets atmosphériques dans la voie visible d'OMEGA. Le facteur de réflectance de la glace est sous-estimé dans cette gamme spectrale et l'albédo bolométrique également. J'estime cependant que l'erreur induite est inférieure à 2% sur la valeur de l'albédo bolométrique.

Lorsqu'un grand jeu de données est analysé, il n'est pas possible de calculer l'albédo bolométrique pour chaque observation car cela nécessiterait de corriger l'ensemble du jeu de données des effets atmosphériques. Dans le cadre d'une analyse du retrait des dépôts saisonniers sud, Schmidt *et al.* (2009) ont montré que l'albédo bolométrique de la surface obtenu dans les gammes visible et proche-infrarouge d'OMEGA est relié de façon linéaire au facteur de réflectance à 1,08 μm corrigé de l'effet des aérosols, d'après la relation :

$$A = 0,812 \times RF(1,08\mu m) + 0,009 \quad (\text{B.12})$$

Cette relation, valable pour les dépôts saisonniers sud, ne l'est pas forcément au nord. Les larges bandes d'absorption de la glace d'eau observées au niveau des condensats nord se traduisent par un albédo bolométrique plus faible que celui évalué par cette équation. J'ai donc cherché une nouvelle relation valable au nord. La figure B.1 montre la distribution de l'albédo bolométrique de la surface en fonction du facteur de réflectance à 1,08 μm dans le cas de l'observation OMEGA 2937_1, corrigée au préalable des effets atmosphériques. Le

calcul de l'albédo bolométrique n'a été effectué que sur les pixels pour lesquels la profondeur de la bande à 1,5 μm de glace d'eau est supérieure à 0,15. La régression linéaire permettant d'ajuster le nuage de points est donnée par :

$$A = 0,519 \times RF(1,08\mu m) + 0,112 \quad (\text{B.13})$$

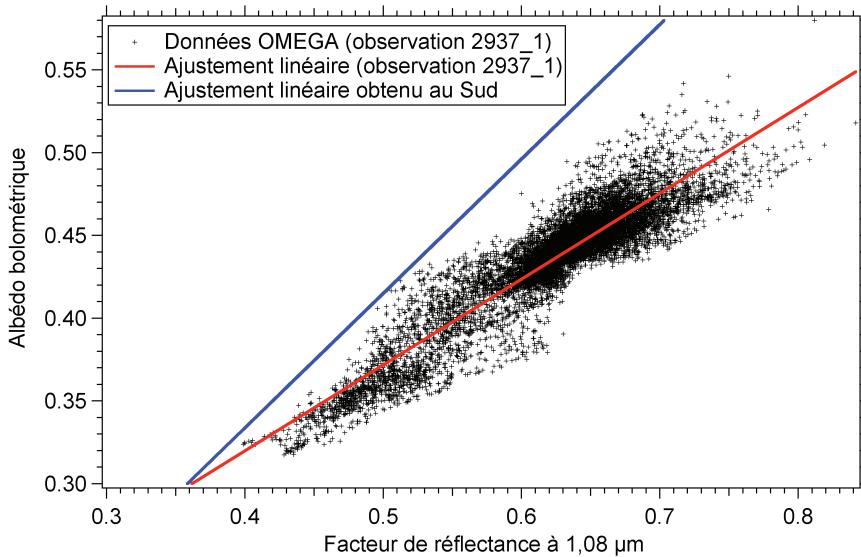


FIGURE B.1 – Estimation de l'albédo bolométrique de la surface en fonction du facteur de réflectance à 1,08 μm. Les croix noires indiquent l'albédo bolométrique calculé sur les voies visible et proche-infrarouge d'OMEGA en fonction du facteur de réflectance à 1,08 μm pour l'observation 2937_1. La régression linéaire ajustant ce nuage de points avec un $\chi^2=1,975$ est représentée par la droite rouge (voir l'équation B.13). La droite bleue correspond à la relation obtenue dans le cas des dépôts saisonniers sud (voir l'équation B.12).

On remarque que pour un même facteur de réflectance à 1,08 μm, l'albédo bolométrique est effectivement plus faible au niveau des dépôts saisonniers nord que des dépôts sud, ce qui justifie l'utilisation d'une relation différente au nord et au sud. L'objectif est d'appliquer la relation B.13 à un grand jeu de données OMEGA non corrigées de l'effet des aérosols. Pour ces observations, le facteur de réflectance apparent à 1,08 μm des zones glacées est généralement inférieur à sa valeur réelle car les aérosols entraînent une diminution de la réflectance des surfaces brillantes. J'ai calculé la relation entre l'albédo bolométrique et le facteur de réflectance à 1,08 μm non corrigé des effets atmosphériques pour l'observation 2937_1. La différence par rapport à la relation B.13 est inférieure à 10 %. Ce travail a été effectué sur 9 autres observations OMEGA de façon à couvrir le printemps nord. On obtient dans tous les cas une relation quasiment similaire, la différence entre chaque relation obtenue étant inférieure à 10 %. La relation B.13 est donc utilisée lorsqu'un grand nombre d'observations OMEGA est étudié.

Insolation solaire diffusée par les aérosols : Kieffer *et al.* (1977) et Aharonson & Schorghofer (2006) proposent la formulation suivante :

$$F_{scat} = \frac{S_0}{D^2} f_{scat} \frac{1}{2} (1 - A), \quad [W.m^{-2}] \quad (\text{B.14})$$

On suppose que ce flux est une fraction f_{scat} du flux solaire direct pris au sommet de l'atmosphère. Le facteur 1/2 exprime le fait que la moitié de la lumière diffusée est perdue dans l'espace. L'albédo bolométrique est le même que celui utilisé dans le calcul de l'insolation solaire directe.

Emission thermique de l'atmosphère : [Kieffer et al. \(1977\)](#) et [Aharonson & Schorghofer \(2006\)](#) proposent la formulation suivante :

$$F_{IR} = \frac{S_0}{D^2} f_{IR} (1 - A_{IR}) \cos \beta_{noon}, \quad [W.m^{-2}] \quad (\text{B.15})$$

On suppose qu'une fraction f_{IR} du flux solaire direct au sommet de l'atmosphère est absorbée à midi heure locale et réémise de façon constante durant la journée, de jour comme de nuit. L'albédo A_{IR} correspond à l'albédo de la surface dans l'infrarouge thermique. Dans ce domaine de longueurs d'onde, la glace d'eau est très fortement absorbante ([Warren et al., 1990](#)). J'ai donc considéré $A_{IR}=0$.

Annexe C

Répartition spatiale des dépôts saisonniers pendant l'hiver et le printemps nord : mosaïques RVB visible et proche-infrarouge

Cette annexe regroupe deux types de cartes :

1. Des mosaïques RVB (Rouge, Vert, Bleu) réalisées à partir des données de la voie visible d'OMEGA (cartes C.1 et C.2). Le spectre à 699,7 nm a été sélectionné en guise de canal rouge, à 535,9 nm pour le canal vert et à 476,0 nm pour le canal bleu. Précisons que ces cartes sont en « fausses couleurs » : elles ne correspondent pas tout à fait aux couleurs que percevrait l'œil humain. La dynamique des images présentées ici a toutefois été optimisée de façon à obtenir des couleurs aussi « martiennes » que possible. Le lecteur pourra consulter la thèse de Spiga (2008), qui propose une méthodologie d'obtention d'images OMEGA en couleurs fidèles à la perception humaine.
2. Des mosaïques RVB réalisées à partir des données de la voie proche-infrarouge d'OMEGA (cartes C.3 et C.4). Au canal rouge a été attribué une valeur constante de 0 tandis qu'aux canaux vert et bleu ont été respectivement attribués la profondeur de la bande d'absorption à 1,429 μm de la glace de CO₂ et la profondeur de la bande d'absorption à 1,5 μm de la glace de H₂O. Ainsi, la surface est représentée en noir lorsqu'aucune des deux glaces n'est détectée ; les zones où seule la signature de la glace d'eau est présente apparaissent bleues tandis que celles qui possèdent à la fois la signature de la glace d'eau et de la glace de CO₂ apparaissent en cyan. On ne trouve aucune région où la signature de la glace de CO₂ est présente seule.

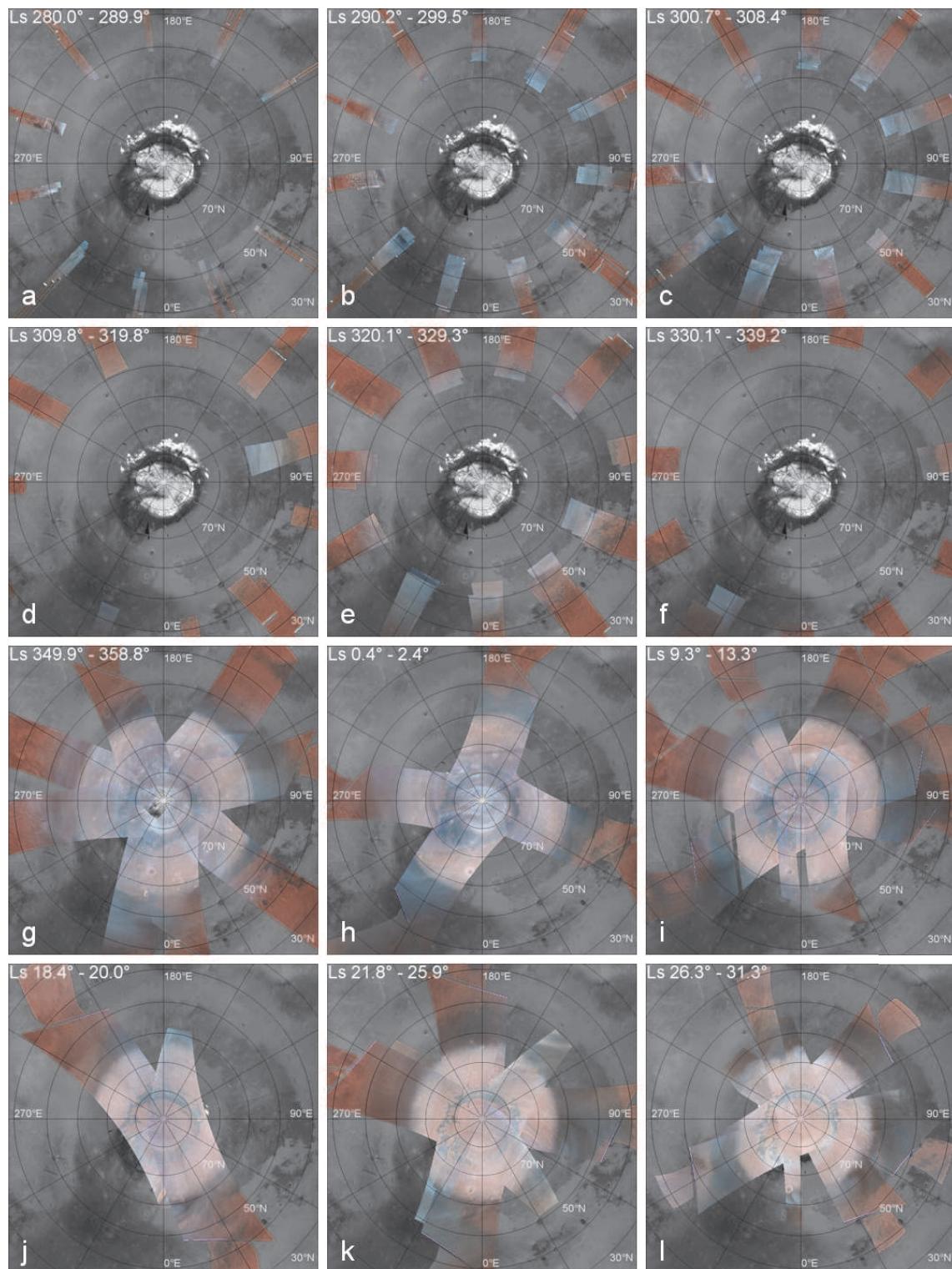


FIGURE C.1 – Evolution hivernale et printanière des dépôts saisonniers nord dans la gamme visible d'OMEGA. Mosaïques RVB créées à partir des spectres à 699,7 nm (rouge), 535,9 nm (vert) et 476,0 nm (bleu) de la voie visible d'OMEGA pour douze séries d'observations : (a) L_s 280,0°-289,9°, (b) L_s 290,2°-299,5°, (c) 300,7°-308,4°, (d) L_s 309,8°-319,8°, (e) L_s 320,1°-329,3°, (f) 330,1°-339,2°, (g) L_s 349,9°-358,8°, (h) L_s 0,4°-2,4°, (i) 9,3°-13,3°, (j) L_s 18,4°-20,0°, (k) L_s 21,8°-25,9° et (l) 26,3°-31,3°. L'arrière-plan de ces cartes correspond aux données d'albédo MOC acquises en été (Caplinger & Malin, 2001).

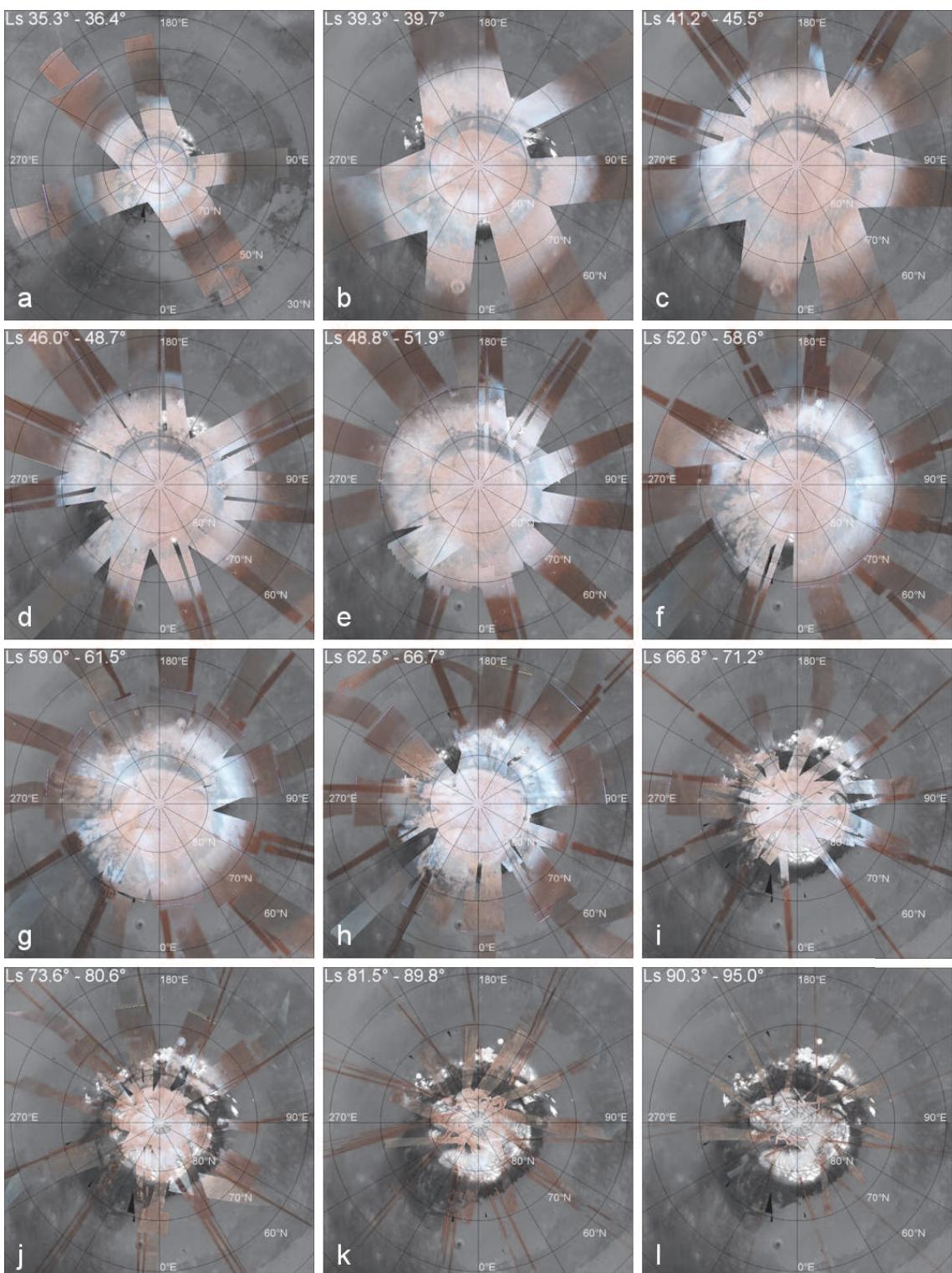


FIGURE C.2 – Même légende que pour la figure C.1 mais pour (a) L_s 35,3°-36,4°, (b) L_s 39,3°-39,7°, (c) 41,2°-45,5°, (d) L_s 46,0°-48,7°, (e) L_s 48,8°-51,9°, (f) 52,0°-58,6°, (g) L_s 59,0°-61,5°, (h) L_s 62,5°-66,7°, (i) 66,8°-71,2°, (j) L_s 73,6°-80,6°, (k) L_s 81,5°-89,8° et (l) 90,3°-95,0°.

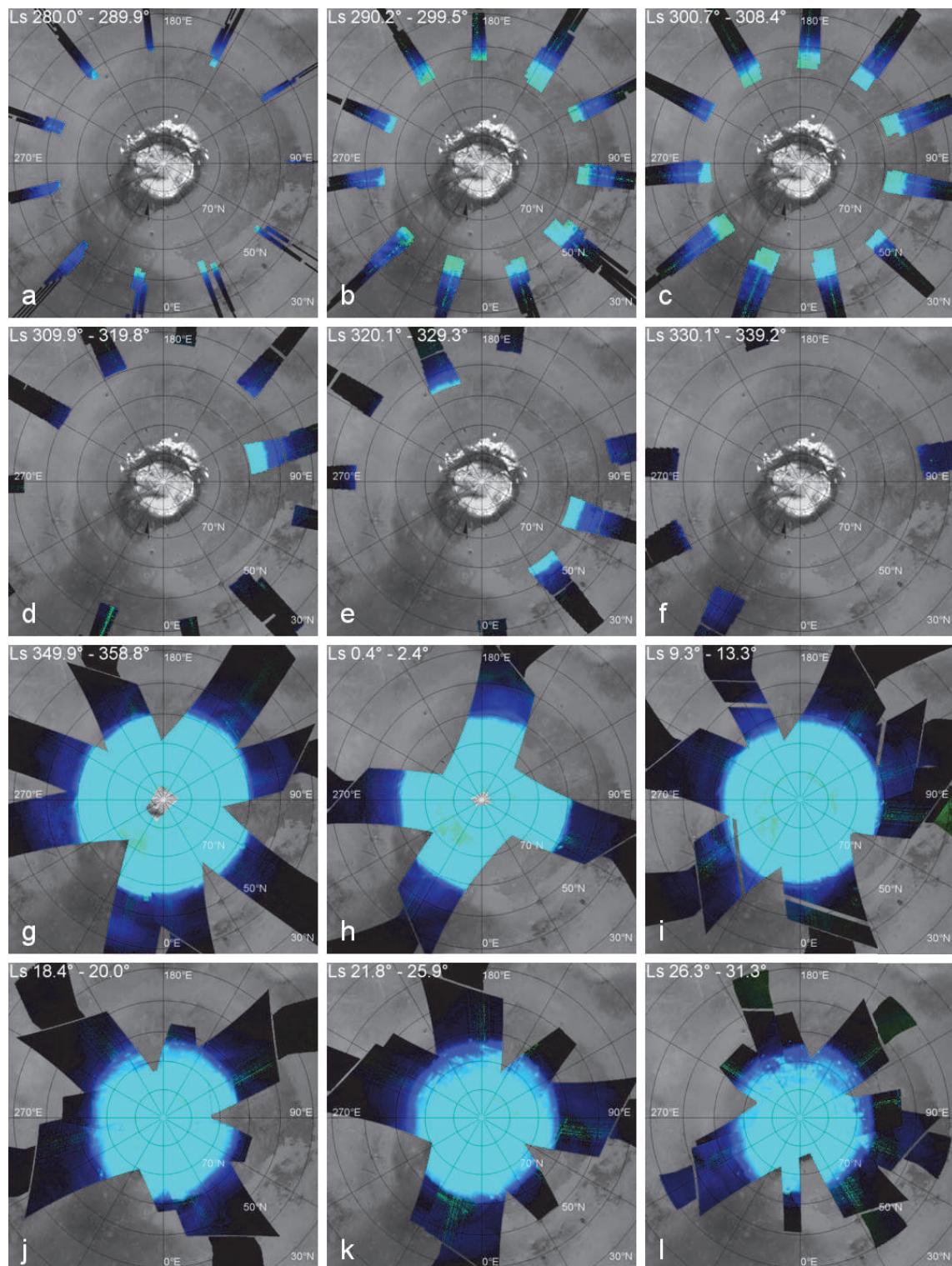


FIGURE C.3 – Evolution hivernale et printanière des dépôts saisonniers nord dans la gamme proche-infrarouge d'OMEGA. Mosaïques RVB indiquant en cyan les régions où on détecte à la fois la signature à 1,429 μm de la glace de CO₂ et la signature à 1,5 μm de la glace de H₂O, en bleu les régions où seule la signature de la glace d'eau est détectée et en noir les régions où on ne détecte aucune des deux glaces. Ces mosaïques ont été réalisées pour douze séries d'observations : (a) L_s 280,0°-289,9°, (b) L_s 290,2°-299,5°, (c) 300,7°-308,4°, (d) L_s 309,8°-319,8°, (e) L_s 320,1°-329,3°, (f) 330,1°-339,2°, (g) L_s 349,9°-358,8°, (h) L_s 0,4°-2,4°, (i) 9,3°-13,3°, (j) L_s 18,4°-20,0°, (k) L_s 21,8°-25,9° et (l) 26,3°-31,3°. L'arrière-plan de ces cartes correspond aux données d'albédo MOC acquises en été (Caplinger & Malin, 2001).

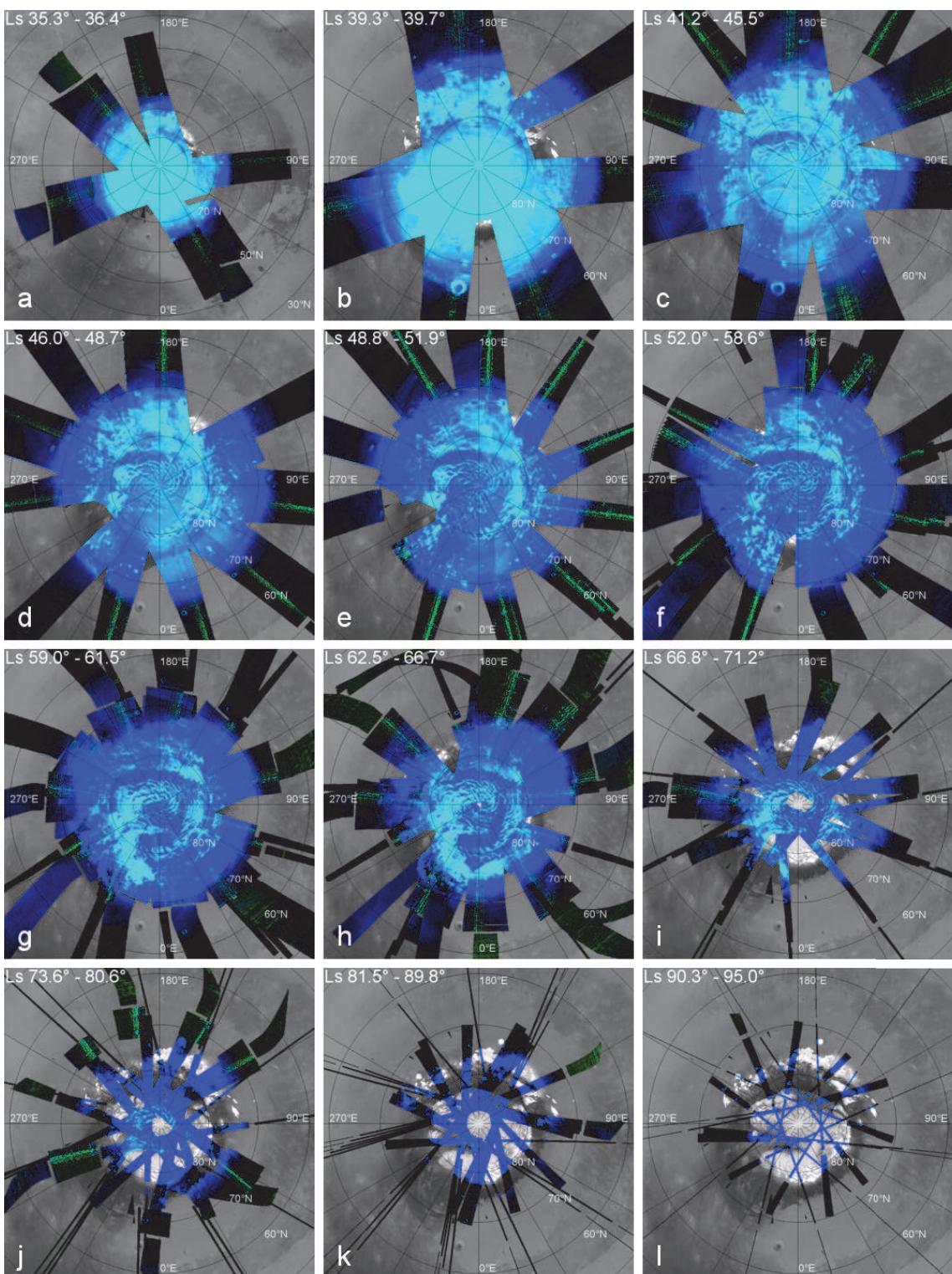


FIGURE C.4 – Même légende que pour la figure C.3 mais pour (a) L_s 35,3°-36,4°, (b) L_s 39,3°-39,7°, (c) 41,2°-45,5°, (d) L_s 46,0°-48,7°, (e) L_s 48,8°-51,9°, (f) 52,0°-58,6°, (g) L_s 59,0°-61,5°, (h) L_s 62,5°-66,7°, (i) 66,8°-71,2°, (j) L_s 73,6°-80,6°, (k) L_s 81,5°-89,8° et (l) 90,3°-95,0°.

Ces cartes complètent celles présentées dans le chapitre 3, en partie 3.2. Détaillons succinctement l'évolution temporelle des dépôts saisonniers nord telle qu'on la voit sur ces deux séries temporelles de cartes.

C'est à partir de L_s 350° que les dépôts saisonniers nord sont clairement identifiables sur les mosaïques générées à partir des données de la voie visible d'OMEGA. Il est probable qu'on les distingue également entre L_s 310° et 330°, au-delà de 50° de latitude nord (figures C.1d et e). Cependant, les transitions d'albédo entre régions claires et régions sombres visibles en été sur les cartes MOC s'observent également en hiver alors que la surface est recouverte de glace. Cela indique que la couche de glace est très probablement transparente (voir partie 3.2.1.1). On note également que la partie septentrionale des mosaïques présente une forte composante bleutée en hiver. Elle est probablement due à la diffusion préférentielle des courtes longueurs d'onde de la lumière par les particules microniques de glace d'eau qui forment le *polar hood* (voir partie 3.2.1.3). Au cours de l'hiver, des nuages recouvrent donc les dépôts saisonniers puis au printemps, la couverture nuageuse se répartit majoritairement en bordure des condensats nord.

On note ensuite que dans leur globalité, les dépôts saisonniers nord deviennent de plus en plus brillants au cours du printemps. Leur teinte marron clair au début du printemps tend vers le blanc à mesure que la saison progresse. Ce phénomène est lié à une plus forte augmentation du facteur de réflectance dans les canaux vert et bleu que dans le canal rouge. Etant donné que la poussière atmosphérique piégée dans les glaces saisonnières est responsable de leur teinte rougeâtre, l'évolution observée témoigne probablement d'une diminution du contenu en poussière de la surface des condensats saisonniers. Le processus d'enfoncement des particules de poussière dans la glace par « effet de serre à l'état solide » est envisageable pour expliquer cette évolution, comme expliqué dans le chapitre 3, en partie 3.2.1.1.

Dans certaines régions, on remarque que la teinte de la surface passe brutalement du marron clair au blanc, pour revenir ensuite à la teinte initiale. Ce phénomène s'observe par exemple entre L_s 30° et 40° au niveau du plateau de Gemina Lingula et du champ de dunes situé en aval (figures C.11 à C.2c). Ce comportement a été analysé en partie 3.3.1.4 : il pourrait être du à la condensation de fins cristaux de glace de H₂O ou de CO₂ en surface, ou à la présence de nuages au-dessus de la scène, bien que cette dernière hypothèse soit peu probable étant donné la forte corrélation du phénomène avec la topographie.

Une analyse plus poussée de la richesse des variations colorimétriques aussi bien spatiales que temporelles observées sur ces cartes permettra de préciser l'évolution saisonnière des condensats nord, en parallèle de l'étude des signatures proche-infrarouge des glaces.

Les cartes C.3 et C.4 mettent clairement en évidence l'anneau de glace d'eau entourant les dépôts saisonniers riches en glace de CO₂ : c'est l'anneau bleu qui entoure les régions cyans. Plus au sud, on repère des structures diffuses bleues sombres, témoins d'une faible absorption à 1,5 μm par la glace d'eau. Ces structures correspondent aux nuages du *polar hood*, composés de particules de glace d'eau microniques entourant les dépôts saisonniers (voir partie 3.2.1.3).

L'évolution temporelle de l'extension de l'anneau de glace d'eau a été analysée dans le chapitre 3, en partie 3.2.5. L'anneau de glace d'eau s'étend sur plus de 5° de latitude

en hiver puis cette extension diminue à 2° de latitude au début du printemps. L'anneau s'élargit de nouveau au cours du printemps jusqu'à s'étendre sur environ 5° de latitude à $L_s 50^\circ$ (figure C.4e). A partir de cette date, la distribution de la signature de la glace de CO₂ est de plus en plus morcelée ; elle disparaît dans plusieurs régions où ne subsiste que la signature de la glace de H₂O. Ce phénomène, attribué à la formation d'une couche de glace d'eau à la surface de la glace de CO₂, est détaillé dans le chapitre 3, en partie 3.3.

On observe enfin distinctement le phénomène de réapparition soudaine de la signature de la glace de CO₂ sur les figures C.4d à h. Il est attribué à l'activité éolienne : un renforcement ponctuel de la force du vent soufflant sur la calotte permanente nord et le champ de dunes circumpolaires permettrait la dispersion de la couche de glace d'eau recouvrant la glace de CO₂ et la remontée de sa signature spectrale. Ce processus fait l'objet du chapitre 4.

Bibliographie

- Acuna, M. H., Connerney, J. E. P., Wasilewski, P., Lin, R. P., Anderson, K. A., Carlson, C. W., McFadden, J., Curtis, D. W., Mitchell, D., Reme, H., Mazelle, C., Sauvaud, J. A., D'Uston, C., Cros, A., Medale, J. L., Bauer, S. J., Cloutier, P., Mayhew, M., Winterhalter, D., & Ness, N. F. 1998. Magnetic Field and Plasma Observations at Mars : Initial Results of. *Science*, **279**, 1676–+. (cf p. 19)
- Aharonson, O., & Schorghofer, N. 2006. Subsurface ice on Mars with rough topography. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **111**, E11007. (cf p. 241, 303, 304, 306 et 307)
- Aharonson, O., Zuber, M. T., Smith, D. E., Neumann, G. A., Feldman, W. C., &Prettyman, T. H. 2004. Depth, distribution, and density of CO₂ deposition on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **109**, E05004. (cf p. 42, 48, 105, 172, 178, 219 et 289)
- Allison, M., & McEwen, M. 2000. A post-Pathfinder evaluation of areocentric solar coordinates with improved timing recipes for Mars seasonal/diurnal climate studies. *Planetary and Space Science*, **48**, 215–235. (cf p. 304)
- Antoniadi, E. 1909. Fifth Interim Report. *Journal of the British Astronomical Association*, **20**, 137. (cf p. 6)
- Antoniadi, E. M. 1930. Etude basée sur les résultats obtenus avec la grande lunette de l'observatoire de Meudon et exposé analytique de l'ensemble des travaux exécutés sur cet astre depuis 1659. *La Planète Mars*. (cf p. 34 et 36)
- 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. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **116**, E05001. (cf p. 114, 270 et 274)
- Bagnold, R. A. 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen, New York. (cf p. 246)
- Ball, F. K. 1956. The Theory of Strong Katabatic Winds. *Australian Journal of Physics*, **9**, 373. (cf p. 244 et 249)
- Bandfield, J. L., & Feldman, W. C. 2008. Martian high latitude permafrost depth and surface cover thermal inertia distributions. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **113**, E08001. (cf p. 62)

- Bandfield, J. L., Hamilton, V. E., & Christensen, P. R. 2000. A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES. *Science*, **287**, 1626–1630. (cf p. 22)
- Barker, E. S., Schorn, R. A., Woszczyk, A., Tull, R. G., & Little, S. J. 1970. Mars : Detection of Atmospheric Water Vapor during the Southern Hemisphere Spring and Summer Season. *Science*, **170**, 1308–1310. (cf p. 50)
- Barnes, J. R. 1981. Midlatitude disturbances in the Martian atmosphere - A second Mars year. *Journal of Atmospheric Sciences*, **38**, 225–234. (cf p. 68)
- Bass, D. S., & Paige, D. A. 2000. Variability of Mars' North Polar Water Ice Cap. II. Analysis of Viking IRTM and MAWD. *Icarus*, **144**, 397–409. (cf p. 68, 70, 71, 164 et 222)
- 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**, E10011. (cf p. 65 et 219)
- Benson, J. L., & James, P. B. 2005. Yearly comparisons of the martian polar caps : 1999-2003 Mars Orbiter Camera observations. *Icarus*, **174**, 513–523. (cf p. 12, 38, 39, 101, 115, 140, 145 et 152)
- Berman, D. C., & Hartmann, W. K. 2002. Recent Fluvial, Volcanic, and Tectonic Activity on the Cerberus Plains of Mars. *Icarus*, **159**, 1–17. (cf p. 22)
- Bernard-Michel, C., Douté, S., Fauvel, M., Gardes, L., & Girard, S. 2009. Retrieval of Mars surface physical properties from OMEGA hyperspectral images using regularized sliced inverse regression. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E06005. (cf p. 110 et 111)
- Bibring, J.-P., Soufflot, A., Berthé, M., Langevin, Y., Gondet, B., Drossart, P., Bouyé, M., Combès, M., Puget, P., Semery, A., Bellucci, G., Formisano, V., Moroz, V., Kottsov, V., Bonello, G., Erard, S., Forni, O., Gendrin, A., Manaud, N., Poulet, F., Poulléau, G., Encrenaz, T., Fouchet, T., Melchiori, R., Altieri, F., Ignatiev, N., Titov, D., Zasova, L., Coradini, A., Capacionni, F., Cerroni, 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. 2004a (Aug.). OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité. Pages 37–49 of : A. Wilson & A. Chicarro (ed), *Mars Express : the Scientific Payload*. ESA Special Publication, vol. 1240. (cf p. 93)
- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Poulet, F., Gendrin, A., Gondet, B., Berthé, M., Soufflot, A., Drossart, P., Combès, M., Bellucci, G., Moroz, V., Mangold, N., Schmitt, B., & OMEGA team. 2004b. Perennial water ice identified in the south polar cap of Mars. *Nature*, **428**, 627–630. (cf p. 13, 50 et 66)
- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gendrin, A., Gondet, B., Poulet, F., Berthé, M., Soufflot, A., Arvidson, R., Mangold, N., Mustard, J., & Drossart, P. 2005. Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations. *Science*, **307**, 1576–1581. (cf p. 38, 57, 114 et 154)

- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Mustard, J. F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., & Forget, F. 2006. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, **312**, 400–404. (cf p. 13, 19, 20, 22, 23 et 65)
- Bin Luo, X., Ceamanos, X., Doute, S., & Chanussot, J. 2010 (june). Martian aerosol abundance estimation based on unmixing of hyperspectral imagery. *Pages 1 –4 of : Hyperspectral Image and Signal Processing : Evolution in Remote Sensing (WHISPERS), 2010 2nd Workshop on.* (cf p. 109 et 295)
- Bonev, B. P., James, P. B., Bjorkman, J. E., Hansen, G. B., & Wolff, M. J. 2003. Effects of Atmospheric and Surface Dust on the Sublimation Rates of CO₂ on Mars. *Page 8052 of : S. Clifford, P. Doran, D. Fisher, & C. Herd (ed), Third International Conference on Mars Polar Science and Exploration.* (cf p. 39)
- Bonnefoy, N. 2001. *Développement d'un spectrophoto-goniomètre pour l'étude de la réflectance bidirectionnelle des surfaces géophysiques. Application au soufre et perspectives pour le satellite Io.* Ph.D. thesis, LPG, Université Joseph Fourier, Grenoble. (cf p. 127)
- Böttger, H. M., Lewis, S. R., Read, P. L., & Forget, F. 2005. The effects of the martian regolith on GCM water cycle simulations. *Icarus*, **177**, 174–189. (cf p. 67 et 70)
- Bourgeois, O., Devismes, D., & Cevatoglu, M. 2008. The Rheology of Ice-Rock Mixtures Inferred from Analogue Models : Application to the Gravitational Flow of Martian Superficial Formations. *Page 1260 of : Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts.* Lunar and Planetary Inst. Technical Report, vol. 39. (cf p. 64)
- Boynton, W. V., Feldman, W. C., Squyres, S. W., Prettyman, T. H., Brückner, J., Evans, L. G., Reedy, R. C., Starr, R., Arnold, J. R., Drake, D. M., Englert, P. A. J., Metzger, A. E., Mitrofanov, I., Trombka, J. I., d'Uston, C., Wänke, H., Gasnault, O., Hamara, D. K., Janes, D. M., Marcialis, R. L., Maurice, S., Mikheeva, I., Taylor, G. J., Tokar, R., & Shinohara, C. 2002. Distribution of Hydrogen in the Near Surface of Mars : Evidence for Subsurface Ice Deposits. *Science*, **297**, 81–85. (cf p. 62)
- Brain, D. A., & Jakosky, B. M. 1998. Atmospheric loss since the onset of the Martian geologic record : Combined role of impact erosion and sputtering. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 22689–22694. (cf p. 20)
- Branigan, T. L. 1965. Mariner 4 : Mission to Mars. *The Physics Teacher*, **3**, 303–307. (cf p. 7)
- Bromwich, D. H., Cassano, J. J., Klein, T., Heinemann, G., Hines, K. M., Steffen, K., & Box, J. E. 2001. Mesoscale Modeling of Katabatic Winds over Greenland with the Polar MM5*. *Monthly Weather Review*, **129**, 2290. (cf p. 243)
- Brown, A. J., Calvin, W. M., McGuire, P. C., & Murchie, S. L. 2010. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) south polar mapping : First Mars year of observations. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **115**, E00D13. (cf p. 37, 47 et 48)

- Byrne, S. 2009. The Polar Deposits of Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **37**, 535–560. (cf p. 59)
- Byrne, S., & Ingersoll, A. P. 2003. A Sublimation Model for Martian South Polar Ice Features. *Science*, **299**, 1051–1053. (cf p. 50)
- Byrne, S., & Murray, B. C. 2002. North polar stratigraphy and the paleo-erg of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, E65044. (cf p. 251)
- Byrne, S., Russell, P. S., Fishbaugh, K. E., Hansen, C. J., Herkenhoff, K. E., McEwen, A. S., & Hirise Team. 2008a (Mar.). Explaining the Persistence of the Southern Residual Cap of Mars : HiRISE Data and Landscape Evolution Models. *Page 2252 of : Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts, vol. 39. (cf p. 200)
- Byrne, S., Zuber, M. T., & Neumann, G. A. 2008b. Interannual and seasonal behavior of Martian residual ice-cap albedo. *Planetary and Space Science*, **56**, 194–211. (cf p. 59, 60, 70, 71, 195 et 284)
- Byrne, S., Dundas, C. M., Kennedy, M. R., Mellon, M. T., McEwen, A. S., Cull, S. C., Daubar, I. J., Shean, D. E., Seelos, K. D., Murchie, S. L., Cantor, B. A., Arvidson, R. E., Edgett, K. S., Reufer, A., Thomas, N., Harrison, T. N., Posiolova, L. V., & Seelos, F. P. 2009. Distribution of Mid-Latitude Ground Ice on Mars from New Impact Craters. *Science*, **325**, 1674–. (cf p. 63)
- Calvin, W. M. 1990. Additions and corrections to the absorption coefficients of CO₂ ice - Applications to the Martian south polar CAP. *Journal of Geophysical Research*, **951**, 14743–14750. (cf p. 43)
- Calvin, W. M., & Titus, T. N. 2008. Summer season variability of the north residual cap of Mars as observed by the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (MGS-TES). *Planetary and Space Science*, **56**, 212–226. (cf p. 59, 70, 71, 189 et 284)
- Calvin, W. M., Roach, L. H., Seelos, F. P., Seelos, K. D., Green, R. O., Murchie, S. L., & Mustard, J. F. 2009. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars observations of northern Martian latitudes in summer. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E00D11. (cf p. 252)
- Campbell, W. W. 1909. Water Vapor in the Atmosphere of the Planet Mars. *Science*, **30**, 474–475. (cf p. 7)
- Cantor, B. A., Wolff, M. J., James, P. B., & Higgs, E. 1998. Regression of Martian North Polar Cap : 1990-1997 Hubble Space Telescope Observations. *Icarus*, **136**, 175–191. (cf p. 34, 39 et 141)
- Cantor, B. A., James, P. B., Caplinger, M., & Wolff, M. J. 2001. Martian dust storms : 1999 Mars Orbiter Camera observations. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23653–23688. (cf p. 25 et 143)

- Cantor, B. A., James, P. B., & Calvin, W. M. 2010. MARCI and MOC observations of the atmosphere and surface cap in the north polar region of Mars. *Icarus*, **208**, 61–81. (cf p. 14, 38, 39, 61, 70, 71, 109, 127, 142, 143, 145, 161, 227 et 284)
- Capen, C. F., & Capen, V. W. 1970. Martian north polar cap, 1962–68. *Icarus*, **13**, 100–108. (cf p. 34, 39 et 151)
- Caplinger, M. A., & Malin, M. C. 2001. Mars Orbiter Camera geodesy campaign. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23595–23606. (cf p. 101, 131, 140, 252, 257, 310 et 312)
- Carr, M. H. 1996. *Water on Mars*. Oxford University Press. (cf p. 22)
- Carr, M. H., & Head, J. W. 2010. Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, **294**, 185–203. (cf p. 19, 22 et 58)
- 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–. (cf p. 20)
- Carter, J., Poulet, F., Ody, A., Bibring, J.-P., & Murchie, S. 2011. Global Distribution, Composition and Setting of Hydrous Minerals on Mars : A Reappraisal. *Page 2593 of : Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts, vol. 42. (cf p. 21)
- Ceamanos, X., & Douté, S. 2010. Spectral smile correction of CRISM/MRO Hyperspectral images. *IEEE TGRS*, **48**(11), 3951–3959. (cf p. 263)
- Ceamanos, Xavier. 2011. *Evaluation des performances de l'analyse statistique et physique d'images hyperspectrales de Mars. Application au capteur multi-angulaire CRISM*. Ph.D. thesis, Université de Grenoble. (cf p. 93)
- Cerulli, V. 1898. *Marte nel 1896-97*. Collurania. (cf p. 6)
- Chandrasekhar, S. 1960. *Radiative transfer*. New York : Dover. (cf p. 103)
- Chassefière, E., Leblanc, F., & Langlais, B. 2007. The combined effects of escape and magnetic field histories at Mars. *Planetary and Space Science*, **55**, 343–357. (cf p. 20)
- Chittenden, J. D., Chevrier, V., Roe, L. A., Bryson, K., Pilgrim, R., & Sears, D. W. G. 2008. Experimental study of the effect of wind on the stability of water ice on Mars. *Icarus*, **196**, 477–487. (cf p. 70, 241 et 242)
- Christensen, P. R. 1986. Regional dust deposits on Mars - Physical properties, age, and history. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 3533–3545. (cf p. 163 et 165)
- Christensen, P. R., & Zurek, R. W. 1984. Martian north polar hazes and surface ice - Results from the Viking Survey/Completion mission. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 4587–4596. (cf p. 143)
- Christensen, P. R., Bandfield, J. L., Hamilton, V. E., Ruff, S. W., Kieffer, H. H., Titus, T. N., Malin, M. C., Morris, R. V., Lane, M. D., Clark, R. L., Jakosky, B. M., Mellon, M. T., Pearl, J. C., Conrath, B. J., Smith, M. D., Clancy, R. T., Kuzmin, R. O., Roush,

- T., Mehall, G. L., Gorelick, N., Bender, K., Murray, K., Dason, S., Greene, E., Silverman, S., & Greenfield, M. 2001. Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment : Investigation description and surface science results. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23823–23872. (cf p. 98)
- Christensen, P. R., Wyatt, M. B., Glotch, T. D., Rogers, A. D., Anwar, S., Arvidson, R. E., Bandfield, J. L., Blaney, D. L., Budney, C., Calvin, W. M., Fallacaro, A., Fergason, R. L., Gorelick, N., Graff, T. G., Hamilton, V. E., Hayes, A. G., Johnson, J. R., Knudson, A. T., McSween, H. Y., Mehall, G. L., Mehall, L. K., Moersch, J. E., Morris, R. V., Smith, M. D., Squyres, S. W., Ruff, S. W., & Wolff, M. J. 2004a. Mineralogy at Meridiani Planum from the Mini-TES Experiment on the Opportunity Rover. *Science*, **306**, 1733–1739. (cf p. 14)
- Christensen, P. R., Jakosky, B. M., Kieffer, H. H., Malin, M. C., McSween, Jr., H. Y., Nealson, K., Mehall, G. L., Silverman, S. H., Ferry, S., Caplinger, M., & Ravine, M. 2004b. The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission. *Space Science Reviews*, **110**, 85–130. (cf p. 100)
- Christensen, P. R., McSween, H. Y., Bandfield, J. L., Ruff, S. W., Rogers, A. D., Hamilton, V. E., Gorelick, N., Wyatt, M. B., Jakosky, B. M., Kieffer, H. H., Malin, M. C., & Moersch, J. E. 2005. Evidence for magmatic evolution and diversity on Mars from infrared observations. *Nature*, **436**, 504–509. (cf p. 23)
- Clancy, R. T., & Lee, S. W. 1991. A new look at dust and clouds in the Mars atmosphere - Analysis of emission-phase-function sequences from global Viking IRTM observations. *Icarus*, **93**, 135–158. (cf p. 87)
- Clancy, R. T., Grossman, A. W., Wolff, M. J., James, P. B., Rudy, D. J., Billawala, Y. N., Sandor, B. J., Lee, S. W., & Muhleman, D. O. 1996. Water vapor saturation at low altitudes around Mars aphelion : A key to Mars climate ? *Icarus*, **122**, 36–62. (cf p. 55 et 66)
- Clancy, R. T., Sandor, B. J., Wolff, M. J., Christensen, P. R., Smith, M. D., Pearl, J. C., Conrath, B. J., & Wilson, R. J. 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**, 9553–9572. (cf p. 38)
- 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**, 5098. (cf p. 54 et 143)
- Clark, R. N., & McCord, T. B. 1982. Mars residual north polar CAP - Earth-based spectroscopic confirmation of water ice as a major constituent and evidence for hydrated minerals. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 367–370. (cf p. 56)
- Clark, R. N., & Roush, T. L. 1984. Reflectance spectroscopy - Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 6329–6340. (cf p. 105)

- Clifford, S. M. 1993. A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars. *Journal of Geophysical Research*, **98**1, 10973–+. (cf p. 29)
- Clifford, S. M., & Parker, T. J. 2001. The Evolution of the Martian Hydrosphere : Implications for the Fate of a Primordial Ocean and the Current State of the Northern Plains. *Icarus*, **154**, 40–79. (cf p. 20)
- Clough, S. A., & Iacono, M. J. 1995. Line-by-line calculation of atmospheric fluxes and cooling rates 2. Application to carbon dioxide, ozone, methane, nitrous oxide and the halocarbons. *Journal of Geophysical Research*, **100**(9), 16519–16536. (cf p. 294)
- Colaprete, A., & Toon, O. B. 2002. Carbon dioxide snow storms during the polar night on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5051. (cf p. 45)
- Colaprete, A., Barnes, J. R., Haberle, R. M., Hollingsworth, J. L., Kieffer, H. H., & Titus, T. N. 2005. Albedo of the south pole on Mars determined by topographic forcing of atmosphere dynamics. *Nature*, **435**, 184–188. (cf p. 49 et 50)
- Colaprete, A., Barnes, J. R., Haberle, R. M., & Montmessin, F. 2008. CO₂ clouds, CAPE and convection on Mars : Observations and general circulation modeling. *Planetary and Space Science*, **56**, 150–180. (cf p. 195)
- Conrath, B., Curran, R., Hanel, R., Kunde, V., Maguire, W., Pearl, J., Pirraglia, J., Welker, J., & Burke, T. 1973. Atmospheric and Surface Properties of Mars Obtained by Infrared Spectroscopy on Mariner 9. *Journal of Geophysical Research*, **78**, 4267–4278. (cf p. 52)
- Cornwall, C., & Titus, T. N. 2009. Spatial and temporal distributions of Martian north polar cold spots before, during, and after the global dust storm of 2001. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E02003. (cf p. 45 et 46)
- Cornwall, C., & Titus, T. N. 2010. A comparison of Martian north and south polar cold spots and the long-term effects of the 2001 global dust storm. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **115**, E06011. (cf p. 45 et 46)
- Costard, F., Forget, F., Mangold, N., & Peulvast, J. P. 2002. Formation of Recent Martian Debris Flows by Melting of Near-Surface Ground Ice at High Obliquity. *Science*, **295**, 110–113. (cf p. 23)
- Cull, S., Arvidson, R. E., Mellon, M., Wiseman, S., Clark, R., Titus, T., Morris, R. V., & McGuire, P. 2010a. Seasonal H₂O and CO₂ ice cycles at the Mars Phoenix landing site : 1. Prelanding CRISM and HiRISE observations. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **115**, E00D16. (cf p. 194, 206, 207, 210, 213 et 215)
- Cull, S., Arvidson, R. E., Morris, R. V., Wolff, M., Mellon, M. T., & Lemmon, M. T. 2010b. Seasonal ice cycle at the Mars Phoenix landing site : 2. Postlanding CRISM and ground observations. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **115**, E00E19. (cf p. 57)
- Cutts, J. A. 1973. Wind erosion in the Martian polar region. *Journal of Geophysical Research*, **78**, 4211–4221. (cf p. 23, 58 et 229)

- Cutts, J. A., Blasius, K. R., Briggs, G. A., Carr, M. H., Masursky, H., & Greeley, R. 1976. North polar region of Mars - Imaging results from Viking 2. *Science*, **194**, 1329–1337. (cf p. 23 et 251)
- de Vaucouleurs, G. 1950. *The Planet Mars*. Faber and Faber. (cf p. 7)
- Debaille, V., Brandon, A. D., Yin, Q. Z., & Jacobsen, B. 2007. Coupled ^{142}Nd - ^{143}Nd evidence for a protracted magma ocean in Mars. *Nature*, **450**, 525–528. (cf p. 19)
- Ditteon, R., & Kieffer, H. H. 1979. Optical properties of solid CO₂ - Application to Mars. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 8294–8300. (cf p. 44)
- Dollfus, A. 1963. Mesure de la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère de la planète Mars. *Comptes rendu de l'Académie des Sciences*, **256**, 3009–3011. (cf p. 7 et 52)
- Dollfus, A. 1973. New optical measurements of planetary diameters. IV. Size of the north polar CAP of Mars. *Icarus*, **18**, 142–155. (cf p. 34)
- Douté, S. 2011. *Spectro-imagerie des surfaces glacées du Système Solaire - Etude des régions polaires de Mars*. Habilitation à Diriger des Recherches. (cf p. 293, 297, 298, 299 et 300)
- Douté, S., & Schmitt, B. 1998. A multilayer bidirectional reflectance model for the analysis of planetary surface hyperspectral images at visible and near-infrared wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 31367–31390. (cf p. 104, 168 et 189)
- Douté, S., Schmitt, B., Langevin, Y., Bibring, J.-P., Altieri, F., Bellucci, G., Gondet, B., Poulet, F., & MEX OMEGA team. 2007. South Pole of Mars : Nature and composition of the icy terrains from Mars Express OMEGA observations. *Planetary and Space Science*, **55**, 113–133. (cf p. 13, 37, 50, 165, 168 et 193)
- Douté, S., Ceamanos, X., Appéré, T., Vincendon, M., & Langevin, Y. 2011. Monitoring Atmospheric Dust Opacity at High Latitudes on Mars with OMEGA. *Page 1220 of : EPSC-DPS Joint Meeting 2011, held 2-7 October 2011 in Nantes, France*. (cf p. 108 et 109)
- Dumont, M., Brissaud, O., Picard, G., Schmitt, B., Gallet, J.-C., & Arnaud, Y. 2010. High-accuracy measurements of snow Bidirectional Reflectance Distribution Function at visible and NIR wavelengths ; comparison with modeling results. *Atm. Chem. Phys.*, **10**, 2507–2520. (cf p. 90, 118 et 126)
- Eluszkiewicz, J., Moncet, J.-L., Titus, T. N., & Hansen, G. B. 2005. A microphysically-based approach to modeling emissivity and albedo of the martian seasonal caps. *Icarus*, **174**, 524–534. (cf p. 43, 46 et 220)
- Eluszkiewicz, J., Moncet, J.-L., Shephard, M. W., Cady-Pereira, K., Connor, T., & Uymin, G. 2008. Atmospheric and surface retrievals in the Mars polar regions from the Thermal Emission Spectrometer measurements. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **113**, E10010. (cf p. 46)

- Erard, S. 2001. A spectro-photometric model of Mars in the near-infrared. *Geophysical Research Letters*, **28**, 1291–1294. (cf p. 166)
- 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**, L14201. (cf p. 20)
- Fedorova, A., Koralev, O., Bertaux, J.-L., Rodin, A., Kiselev, A., & Perrier, S. 2006. Mars water vapor abundance from SPICAM IR spectrometer : Seasonal and geographic distributions. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **111**, E09S08. (cf p. 53)
- Fedorova, A. A., Rodin, A. V., & Baklanova, I. V. 2004. MAWD observations revisited : seasonal behavior of water vapor in the martian atmosphere. *Icarus*, **171**, 54–67. (cf p. 53)
- Fedorova, A. A., Trokhimovsky, S., Koralev, O., & Montmessin, F. 2010. Viking observation of water vapor on Mars : Revision from up-to-date spectroscopy and atmospheric models. *Icarus*, **208**, 156–164. (cf p. 53)
- Feistel, R., & Wagner, W. 2007. Sublimation pressure and sublimation enthalpy of H₂O ice Ih between 0 and 273.16 K. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, 36–45. (cf p. 302)
- Feldman, W. C., Boynton, W. V., Tokar, R. L., Prettyman, T. H., Gasnault, O., Squyres, S. W., Elphic, R. C., Lawrence, D. J., Lawson, S. L., Maurice, S., McKinney, G. W., Moore, K. R., & Reedy, R. C. 2002. Global Distribution of Neutrons from Mars : Results from Mars Odyssey. *Science*, **297**, 75–78. (cf p. 13 et 62)
- Feldman, W. C., Prettyman, T. H., Boynton, W. V., Murphy, J. R., Squyres, S., Karunatillake, S., Maurice, S., Tokar, R. L., McKinney, G. W., Hamara, D. K., Kelly, N., & Kerry, K. 2003. CO₂ frost cap thickness on Mars during northern winter and spring. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **108**, 5103. (cf p. 40)
- Feldman, W. C., Prettyman, T. H., Maurice, S., Plaut, J. J., Bish, D. L., Vaniman, D. T., Mellon, M. T., Metzger, A. E., Squyres, S. W., Karunatillake, S., Boynton, W. V., Elphic, R. C., Funsten, H. O., Lawrence, D. J., & Tokar, R. L. 2004. Global distribution of near-surface hydrogen on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **109**, E09006. (cf p. 62 et 65)
- Feldman, W. C., Bourke, M. C., Elphic, R. C., Maurice, S., Bandfield, J., Prettyman, T. H., Diez, B., & Lawrence, D. J. 2008. Hydrogen content of sand dunes within Olympia Undae. *Icarus*, **196**, 422–432. (cf p. 226 et 252)
- Fischbacher, G. E., Martin, L. J., & Baum, W. A. 1969. Seasonal behavior of the Martian polar caps. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, **81**, 538–+. (cf p. 34)
- Fishbaugh, K. E., & Head, J. W. 2002. Chasma Boreale, Mars : Topographic characterization from Mars Orbiter Laser Altimeter data and implications for mechanisms of formation. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5013. (cf p. 229)

- Fishbaugh, K. E., & Head, J. W. 2005. Origin and characteristics of the Mars north polar basal unit and implications for polar geologic history. *Icarus*, **174**, 444–474. (cf p. 251)
- Flammarion, C. 1909. *La planète Mars et ses conditions d'habitabilité*. Gauthier-Villars. (cf p. 16)
- Flasar, F. M., & Goody, R. M. 1976. Diurnal behaviour of water on Mars. *Planetary and Space Science*, **24**, 161–181. (cf p. 69)
- Focas, J. H. 1961. Étude photométrique et polarimétrique des phénomènes saisonniers de la planète Mars. *Annales d'Astrophysique*, **24**, 309–+. (cf p. 6)
- Foley, C. N., Wadhwa, M., Borg, L. E., Janney, P. E., Hines, R., & Grove, T. L. 2005. The early differentiation history of Mars from ^{182}W - ^{142}Nd isotope systematics in the SNC meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 4557–4571. (cf p. 19)
- Forget, F. 1996. *Le climat de la planète Mars : de l'importance des poussières et des régions polaires*. Ph.D. thesis, Université Paris 6. (cf p. 31)
- Forget, F., & Pollack, J. B. 1996. Thermal infrared observations of the condensing Martian polar caps : CO₂ ice temperatures and radiative budget. *Journal of Geophysical Research*, **1011**, 16865–16880. (cf p. 29 et 46)
- Forget, F., Hansen, G. B., & Pollack, J. B. 1995. Low brightness temperatures of Martian polar caps : CO₂ clouds or low surface emissivity ? *Journal of Geophysical Research*, **1002**, 21219–21234. (cf p. 44, 45 et 55)
- Forget, F., Hourdin, F., & Talagrand, O. 1998. CO_2 Snowfall on Mars : Simulation with a General Circulation Model. *Icarus*, **131**, 302–316. (cf p. 33 et 46)
- Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., Lewis, S. R., Read, P. L., & Huot, J.-P. 1999. Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km. *Journal of Geophysical Research*, **1042**, 24155–24176. (cf p. 31, 159, 219, 245 et 294)
- Forget, F., Haberle, R. M., Montmessin, F., Levrard, B., & Head, J. W. 2006a. Formation of Glaciers on Mars by Atmospheric Precipitation at High Obliquity. *Science*, **311**, 368–371. (cf p. 17, 23 et 64)
- Forget, F., Montabone, L., & Lebonnois, S. 2006b (Feb.). Modelling the non-condensable gas enrichment in the polar night. *Page 422 of* : F. Forget, M. A. Lopez-Valverde, M. C. Desjean, J. P. Huot, F. Lefevre, S. Lebonnois, S. R. Lewis, E. Millour, P. L. Read, & R. J. Wilson (ed), *Mars Atmosphere Modelling and Observations*. (cf p. 44)
- Forget, F., Millour, E., Lebonnois, S., Montabone, L., Dassas, K., Lewis, S. R., Read, P. L., López-Valverde, M. A., González-Galindo, F., Montmessin, F., Lefèvre, F., Desjean, M.-C., & Huot, J.-P. 2006c (Feb.). The new Mars climate database. *Page 128 of* : F. Forget, M. A. Lopez-Valverde, M. C. Desjean, J. P. Huot, F. Lefevre, S. Lebonnois, S. R. Lewis, E. Millour, P. L. Read, & R. J. Wilson (ed), *Mars Atmosphere Modelling and Observations*. (cf p. 159 et 294)

- Forget, F., Spiga, A., Dolla, B., Vinatier, S., Melchiorri, R., Drossart, P., Gendrin, A., Bibring, J.-P., Langevin, Y., & Gondet, B. 2007. Remote sensing of surface pressure on Mars with the Mars Express/OMEGA spectrometer : 1. Retrieval method. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E08S15. (cf p. 34)
- Formisano, V., Grassi, D., Ignatiev, N. I., & Zasova, L. 2001. IRIS Mariner 9 data revisited : water and dust daily cycles. *Planetary and Space Science*, **49**, 1331–1346. (cf p. 69)
- Fouchet, T., Lellouch, E., Ignatiev, N. I., Forget, F., Titov, D. V., Tschimmel, M., Montmessin, F., Formisano, V., Giuranna, M., Maturilli, A., & Encrenaz, T. 2007. Martian water vapor : Mars Express PFS/LW observations. *Icarus*, **190**, 32–49. (cf p. 52, 53, 54, 68 et 289)
- Fray, N., & Schmitt, B. 2009. Sublimation of molecules of astrophysical interest : A bibliographic review. *Planetary and Space Science*, **57**, 2053–2080. (cf p. 302)
- Gallagher, M. W., Connolly, P. J., Whiteway, J., Figueras-Nieto, D., Flynn, M., Choularton, T. W., Bower, K. N., Cook, C., Busen, R., & Hacker, J. 2005. An overview of the microphysical structure of cirrus clouds observed during EMERALD-1. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 1143–1169. (cf p. 54 et 219)
- Garvin, J. B., Sakimoto, S. E. H., Frawley, J. J., Schnetzler, C. C., & Wright, H. M. 2000. Note : Topographic evidence for geologically recent near-polar volcanism on Mars. *Icarus*, **145**, 648–652. (cf p. 229)
- 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. (cf p. 22)
- Gierasch, P. J., & Goody, R. M. 1972. The effect of dust on the temperature of the Martian atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, **29**, 400–402. (cf p. 25)
- Giuranna, M., Formisano, V., Grassi, D., & Maturilli, A. 2007. Tracking the edge of the south seasonal polar cap of Mars. *Planetary and Space Science*, **55**, 1319–1327. (cf p. 35)
- Giuranna, M., Grassi, D., Formisano, V., Montabone, L., Forget, F., & Zasova, L. 2008. PFS/MEX observations of the condensing CO₂ south polar cap of Mars. *Icarus*, **197**, 386–402. (cf p. 49 et 50)
- Glandorf, D. L., Colaprete, A., Tolbert, M. A., & Toon, O. B. 2002. CO₂ Snow on Mars and Early Earth : Experimental Constraints. *Icarus*, **160**, 66–72. (cf p. 45)
- González-Galindo, F., López-Valverde, M. A., Angelats i Coll, M., & Forget, F. 2005. Extension of a Martian general circulation model to thermospheric altitudes : UV heating and photochemical models. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **110**, E09008. (cf p. 24)
- Górski, K. M., Hivon, E., Banday, A. J., Wandelt, B. D., Hansen, F. K., Reinecke, M., & Bartelmann, M. 2005. HEALPix : A Framework for High-Resolution Discretization and Fast Analysis of Data Distributed on the Sphere. *Astronomical Journal*, **622**, 759–771. (cf p. 129)

- Greeley, R., & Iversen, J. D. 1985. *Wind as a geological process on Earth, Mars, Venus and Titan.* (cf p. 246)
- Greeley, R., Leach, R., White, B., Iversen, J., & Pollack, J. B. 1980. Threshold windspeeds for sand on Mars - Wind tunnel simulations. *Geophysical Research Letters*, **7**, 121–124. (cf p. 216)
- Grima, C., Kofman, W., Mouginot, J., Phillips, R. J., Hérique, A., Biccari, D., Seu, R., & Cutigni, M. 2009. North polar deposits of Mars : Extreme purity of the water ice. *Geophysical Research Letters*, **36**, L03203. (cf p. 59 et 228)
- Grima, C., Costard, F., Kofman, W., Saint-Bézar, B., Servain, A., Rémy, F., Mouginot, J., Herique, A., & Seu, R. 2011. Large asymmetric polar scarps on Planum Australis, Mars : Characterization and evolution. *Icarus*, **212**, 96–109. (cf p. 62)
- Grundy, W. M., & Schmitt, B. 1998. The temperature-dependent near-infrared absorption spectrum of hexagonal H₂O ice. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 25809–25822. (cf p. 79, 86, 119, 121, 164, 188 et 189)
- Guinness, E. A., Arvidson, R. E., Gehret, D. C., & Bolef, L. K. 1979. Color changes at the Viking landing sites over the course of a Mars year. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 8355–8364. (cf p. 56)
- Gulick, V. C. 1998. Magmatic intrusions and a hydrothermal origin for fluvial valleys on Mars. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 19365–19388. (cf p. 22)
- Haberle, R. M. 2002. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences / Planetary Atmospheres / Mars.* Oxford : Academic Press. 1745-1755. (cf p. 33)
- Haberle, R. M., & Jakosky, B. M. 1990. Sublimation and transport of water from the north residual polar cap on Mars. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1423–1437. (cf p. 70)
- Haberle, R. M., & Jakosky, B. M. 1991. Atmospheric effects on the remote determination of thermal inertia on Mars. *Icarus*, **90**, 187–204. (cf p. 304)
- Haberle, R. M., Leovy, C. B., & Pollack, J. B. 1979. A numerical model of the Martian polar CAP winds. *Icarus*, **39**, 151–183. (cf p. 216, 246 et 249)
- Haberle, R. M., Pollack, J. B., Barnes, J. R., Zurek, R. W., Leovy, C. B., Murphy, J. R., Lee, H., & Schaeffer, J. 1993. Mars atmospheric dynamics as simulated by the NASA Ames General Circulation Model. I - The zonal-mean circulation. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 3093–3123. (cf p. 31)
- Haberle, R. M., Joshi, M. M., Murphy, J. R., Barnes, J. R., Schofield, J. T., Wilson, G., Lopez-Valverde, M., Hollingsworth, J. L., Bridger, A. F. C., & Schaeffer, J. 1999. General circulation model simulations of the Mars Pathfinder atmospheric structure investigation/meteorology data. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 8957–8974. (cf p. 40 et 41)
- Hale, A. S., Bass, D. S., & Tamppari, L. K. 2005. Monitoring the perennial martian northern polar cap with MGS MOC. *Icarus*, **174**, 502–512. (cf p. 60 et 70)

- Hansen, C. J., Portyankina, G., Thomas, N., Byrne, S., & McEwen, A. 2010a. HiRISE Images of Spring on Mars. *Page 2029 of : Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts, vol. 41. (cf p. 49 et 252)
- Hansen, C. J., Thomas, N., Portyankina, G., McEwen, A., Becker, T., Byrne, S., Herkenhoff, K., Kieffer, H., & Mellon, M. 2010b. HiRISE observations of gas sublimation-driven activity in Mars southern polar regions : I. Erosion of the surface. *Icarus*, **205**, 283–295. (cf p. 14, 47 et 270)
- Hansen, C. J., Bourke, M., Bridges, N. T., Byrne, S., Colon, C., Diniega, S., Dundas, C., Herkenhoff, K., McEwen, A., Mellon, M., Portyankina, G., & Thomas, N. 2011. Seasonal Erosion and Restoration of Mars' Northern Polar Dunes. *Science*, **331**, 575–. (cf p. 49, 252 et 259)
- Hansen, G. B. 1997. The infrared absorption spectrum of carbon dioxide ice from 1.8 to 333 μm . *Journal of Geophysical Research*, **1022**, 21569–21588. (cf p. 44)
- Hansen, G. B. 2005. Ultraviolet to near-infrared absorption spectrum of carbon dioxide ice from 0.174 to 1.8 μm . *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **110**, E11003. (cf p. 168)
- Hapke, B. 1981. Bidirectional reflectance spectroscopy. 1. Theory. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 4571–4586. (cf p. 103 et 104)
- Hapke, B. 1993. *Theory of reflectance and emittance spectroscopy*. Cambridge University Press. (cf p. 78, 84, 90, 103, 104 et 304)
- Hapke, B. 2002. Bidirectional Reflectance Spectroscopy5. The Coherent Backscatter Opposition Effect and Anisotropic Scattering. *Icarus*, **157**, 523–534. (cf p. 103 et 104)
- Hargraves, R. B., Knudsen, J. M., & Madsen, M. B. 1999. Caution advised on suitability of a Mars soil simulant. *EOS Transactions*, **80**, 168–168. (cf p. 168)
- Hart, H. M., & Jakosky, B. M. 1986. Composition and stability of the condensate observed at the Viking Lander 2 site on Mars. *Icarus*, **66**, 134–142. (cf p. 56, 155, 164 et 219)
- Hartmann, W. K., & Neukum, G. 2001. Cratering Chronology and the Evolution of Mars. *Space Science Reviews*, **96**, 165–194. (cf p. 19)
- Head, J. W., & Marchant, D. R. 2008. Evidence for Non-Polar Ice Deposits in the Past History of Mars. *Pages 1295–+ of : Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts, vol. 39. (cf p. 23)
- Head, J. W., & Pratt, S. 2001. Extensive Hesperian-aged south polar ice sheet on Mars : Evidence for massive melting and retreat, and lateral flow and ponding of meltwater. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 12275–12300. (cf p. 22)

- Head, J. W., Marchant, D. R., Agnew, M. C., Fassett, C. I., & Kreslavsky, M. A. 2006. Extensive valley glacier deposits in the northern mid-latitudes of Mars : Evidence for Late Amazonian obliquity-driven climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, **241**, 663–671. (cf p. 63)
- Head, III, J. W., Hiesinger, H., Ivanov, M. A., Kreslavsky, M. A., Pratt, S., & Thomson, B. J. 1999. Possible ancient oceans on Mars : evidence from Mars Orbiter Laser Altimeter data. *Science*, **286**, 2134–2137. (cf p. 20)
- Henning, T., Il'In, V. B., Krivova, N. A., Michel, B., & Voshchinnikov, N. V. 1999. WWW database of optical constants for astronomy. *Astronomy and Astrophysics Supplement*, **136**, 405–406. (cf p. 168)
- Henyey, L. G., & Greenstein, J. L. 1941. Diffuse radiation in the Galaxy. *Astronomical Journal*, **93**, 70–83. (cf p. 103)
- Herkenhoff, K. E., & Murray, B. C. 1990. Color and albedo of the south polar layered deposits on Mars. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1343–1358. (cf p. 61)
- Herkenhoff, K. E., & Vasavada, A. R. 1999. Dark material in the polar layered deposits and dunes on Mars. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 16487–16500. (cf p. 226)
- Herkenhoff, K. E., Soderblom, L. A., & Kirk, R. L. 2002. MOC Photoclinometry of the North Polar Residual Cap on Mars. *Page 1714 of : Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts, vol. 33. (cf p. 59, 200 et 226)
- Herkenhoff, K. E., Byrne, S., Russell, P. S., Fishbaugh, K. E., & McEwen, A. S. 2007. Meter-Scale Morphology of the North Polar Region of Mars. *Science*, **317**, 1711–. (cf p. 23, 58, 59 et 227)
- Herr, K. C., & Pimentel, G. C. 1969. Infrared Absorptions near Three Microns Recorded over the Polar Cap of Mars. *Science*, **166**, 496–499. (cf p. 8)
- Herr, K. C., & Pimentel, G. C. 1970. Evidence for Solid Carbon Dioxide in the Upper Atmosphere of Mars. *Science*, **167**, 47–49. (cf p. 8)
- Herrmann, H.J., Jr., J.S. Andrade, Schatz, V., Sauermann, G., & Parteli, E.J.R. 2005. Calculation of the separation streamlines of barchans and transverse dunes. *Physica A : Statistical Mechanics and its Applications*, **357**(1), 44 – 49. (cf p. 261)
- Herschel, W. 1784. On the remarkable Appearances at the Polar Regions of the Planet Mars, the Inclination of its Axis, the Position of its Poles, and its spheroidal Figure ; with a few Hints relating to its real Diameter and Atmosphere. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **74**, 233–273. (cf p. 4)
- Hess, S. L. 1979. Static stability and thermal wind in an atmosphere of variable composition Applications to Mars. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 2969–2973. (cf p. 44)

- Hess, S. L., Ryan, J. A., Tillman, J. E., Henry, R. M., & Leovy, C. B. 1980. The annual cycle of pressure on Mars measured by Viking landers 1 and 2. *Geophysical Research Letters*, **7**, 197–200. (cf p. 32 et 158)
- Hollingsworth, J. L., Haberle, R. M., Bridger, A. F. C., & Schaeffer, J. 1995. Winter Storm Zones on Mars. *Pages 15–+ of : J. F. Bell III & J. E. Moersch (ed), Workshop on Mars Telescopic Observations.* (cf p. 140)
- Hollingsworth, J. L., Haberle, R. M., Barnes, J. R., Bridger, A. F. C., Pollack, J. B., Lee, H., & Schaeffer, J. 1996. Orographic control of storm zones on Mars. *Nature*, **380**, 413–416. (cf p. 38, 140 et 153)
- Holt, J. W., Safaeinili, A., Plaut, J. J., Head, J. W., Phillips, R. J., Seu, R., Kempf, S. D., Choudhary, P., Young, D. A., Putzig, N. E., Biccari, D., & Gim, Y. 2008. Radar Sounding Evidence for Buried Glaciers in the Southern Mid-Latitudes of Mars. *Science*, **322**, 1235–. (cf p. 64)
- Horgan, B. H., Bell, J. F., Noe Dobrea, E. Z., 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. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E01005. (cf p. 252)
- Houben, H., Haberle, R. M., Young, R. E., & Zent, A. P. 1997. Modeling the Martian seasonal water cycle. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 9069–9084. (cf p. 66, 68, 164, 221 et 288)
- Hourdin, F., Le van, P., Forget, F., & Talagrand, O. 1993. Meteorological Variability and the Annual Surface Pressure Cycle on Mars. *Journal of Atmospheric Sciences*, **50**, 3625–3640. (cf p. 31, 33, 34 et 238)
- Hourdin, F., Forget, F., & Talagrand, O. 1995. The sensitivity of the Martian surface pressure and atmospheric mass budget to various parameters : A comparison between numerical simulations and Viking observations. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 5501–5523. (cf p. 29, 32, 33 et 238)
- Hovius, N., Lea-Cox, A., & Turowski, J. M. 2008. Recent volcano ice interaction and outburst flooding in a Mars polar cap re-entrant. *Icarus*, **197**, 24–38. (cf p. 229)
- Howard, A. D. 1978. Origin of the stepped topography of the Martian poles. *Icarus*, **34**, 581–599. (cf p. 23, 229 et 284)
- Howard, A. D. 2000. The Role of Eolian Processes in Forming Surface Features of the Martian Polar Layered Deposits. *Icarus*, **144**, 267–288. (cf p. 23, 62, 229, 251 et 284)
- Howard, A. D., Cutts, J. A., & Blasius, K. R. 1982. Stratigraphic relationships within Martian polar cap deposits. *Icarus*, **50**, 161–215. (cf p. 23, 59, 229 et 284)
- Hunt, G. E. 1980. On the infrared radiative properties of CO₂ ice clouds - Application to Mars. *Geophysical Research Letters*, **7**, 481–484. (cf p. 44)
- Ingersoll, A. P. 1990. Dynamics of Triton's atmosphere. *Nature*, **344**, 315–317. (cf p. 25)

- Ivanov, A. B., & Muhleman, D. O. 2001. Cloud Reflection Observations : Results from the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Icarus*, **154**, 190–206. (cf p. 45)
- Iwasaki, K., Saito, Y., & Akabane, T. 1979. Behavior of the Martian North Polar Cap, 1975–1978. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 8311–8316. (cf p. 34, 39 et 151)
- Iwasaki, K., Saito, Y., & Akabane, T. 1982. Martian North Polar Cap 1979–1980. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 10265–10269. (cf p. 34, 39 et 151)
- Iwasaki, K., Saito, Y., & Akabane, T. 1984. Martian north polar Cap and haze 1981–1982. *Publications of the Astronomical Society of Japan*, **36**, 347–356. (cf p. 34)
- Iwasaki, K., Saito, Y., & Akabane, T. 1986. Martian south polar Cap 1973. *Publications of the Astronomical Society of Japan*, **38**, 267–275. (cf p. 34)
- Iwasaki, K., Saito, Y., & Akabane, T. 1987. Interannual differences in the regressions of the polar caps of Mars. *Pages 57–59 of : V. Baker, M. Carr, F. Fanale, R. Greeley, R. Haberle, C. Leovy, & T. Maxwell (ed), MECA Symposium on Mars : Evolution of its Climate and Atmosphere.* (cf p. 34)
- Iwasaki, K., Saito, Y., Nakai, Y., Akabane, T., & Panjaitan, E. 1989. Behavior of the Martian south polar Cap 1986. *Publications of the Astronomical Society of Japan*, **41**, 1083–1094. (cf p. 34)
- Iwasaki, K., Saito, Y., Nakai, Y., Akabane, T., & Panjaitan, E. 1990. Martian south polar Cap 1988. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 14751–14754. (cf p. 34)
- Iwasaki, K., Parker, D. C., Larson, S., & Akabane, T. 1999. Martian North Polar Cap 1996–1997. *Icarus*, **138**, 20–24. (cf p. 34, 39 et 151)
- Jakosky, B. M., & Barker, E. S. 1984. Comparison of ground-based and Viking Orbiter measurements of Martian water vapor - Variability of the seasonal cycle. *Icarus*, **57**, 322–334. (cf p. 50)
- Jakosky, B. M., & Farmer, C. B. 1982. The seasonal and global behavior of water vapor in the Mars atmosphere - Complete global results of the Viking atmospheric water detector experiment. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 2999–3019. (cf p. 52, 53 et 56)
- Jakosky, B. M., & Haberle, R. M. 1990. Year-to-year instability of the Mars south polar cap. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1359–1365. (cf p. 50)
- Jakosky, B. M., Henderson, B. G., & Mellon, M. T. 1995. Chaotic obliquity and the nature of the Martian climate. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 1579–1584. (cf p. 51)
- Jakosky, B. M., Zent, A. P., & Zurek, R. W. 1997. The Mars Water Cycle : Determining the Role of Exchange with the Regolith. *Icarus*, **130**, 87–95. (cf p. 69)
- James, P. B. 1979. Recession of Martian north polar cap - 1977–1978 Viking observations. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 8332–8334. (cf p. 10, 35, 39 et 151)
- James, P. B. 1982. Recession of Martian north polar cap - 1979–1980 Viking observations. *Icarus*, **52**, 565–569. (cf p. 10 et 35)

- James, P. B. 1985. The Martian hydrologic cycle - Effects of CO₂ mass flux on global water distribution. *Icarus*, **64**, 249–264. (cf p. 66 et 143)
- James, P. B., & Cantor, B. A. 2001. Martian North Polar Cap Recession : 2000 Mars Orbiter Camera Observations. *Icarus*, **154**, 131–144. (cf p. 12, 36, 37, 38, 39, 46, 101, 114, 139, 140, 141, 143, 145, 151, 152 et 252)
- James, P. B., & Lumme, K. 1982. Martian south polar cap boundary - 1971 and 1973 data. *Icarus*, **50**, 368–380. (cf p. 34 et 38)
- James, P. B., Briggs, G., Barnes, J., & Spruck, A. 1979. Seasonal recession of Mars' south polar cap as seen by Viking. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 2889–2922. (cf p. 10, 35, 43 et 44)
- James, P. B., Malolepszy, K. M., & Martin, L. J. 1987a. Interannual variability of Mars' south polar cap. *Icarus*, **71**, 298–305. (cf p. 34)
- James, P. B., Pierce, M., & Martin, L. J. 1987b. Martian north polar cap and circumpolar clouds - 1975-1980 telescopic observations. *Icarus*, **71**, 306–312. (cf p. 34)
- James, P. B., Martin, L. J., Henson, J. R., & Birch, P. V. 1990. Seasonal recession of Mars' south polar cap in 1986. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1337–1341. (cf p. 34)
- James, P. B., Kieffer, H. H., & Paige, D. A. 1992. *Mars*. University of Arizona Press, Tucson. Chap. The seasonal cycle of carbon dioxide on Mars, pages 934–968. (cf p. 35 et 54)
- James, P. B., Clancy, R. T., Lee, S. W., Martin, L. J., & Bell, J. 1996. Seasonal Recession of Martian South Polar Cap : 1992 HST Observations. *Icarus*, **123**, 87–100. (cf p. 34)
- James, P. B., Cantor, B. A., & Davis, S. 2001. Mars Orbiter Camera observations of the Martian south polar cap in 1999-2000. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23635–23652. (cf p. 36, 37, 39, 46 et 114)
- Jian, J.-J., & Ip, W.-H. 2009. Seasonal patterns of condensation and sublimation cycles in the cryptic and non-cryptic regions of the South Pole. *Advances in Space Research*, **43**, 138–142. (cf p. 42)
- Jones, K. L., Arvidson, R. E., Guinness, E. A., Bragg, S. L., Wall, S. D., Carlston, C. E., & Pidek, D. G. 1979. One Mars year - Viking lander imaging observations. *Science*, **204**, 799–806. (cf p. 56, 155, 157 et 219)
- 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. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E08S06. (cf p. 64, 119, 121 et 166)
- 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. *Planetary and Space Science*, **57**, 1032–1042. (cf p. 96 et 97)

- Kahn, R. 1984. The spatial and seasonal distribution of Martian clouds and some meteorological implications. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 6671–6688. (cf p. 54)
- Karatekin, Ö., Van Hoolst, T., & Dehant, V. 2006. Martian global-scale CO₂ exchange from time-variable gravity measurements. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **111**, E06003. (cf p. 40 et 41)
- Kauhanen, J., Siili, T., Järvenoja, S., & Savijärvi, H. 2008. The Mars limited area model and simulations of atmospheric circulations for the Phoenix landing area and season of operation. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **113**, E00A14. (cf p. 261)
- Kelly, N. J., Boynton, W. V., Kerry, K., Hamara, D., Janes, D., Reedy, R. C., Kim, K. J., & Haberle, R. M. 2006. Seasonal polar carbon dioxide frost on Mars : CO₂ mass and columnar thickness distribution. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **111**, E03S07. (cf p. 40 et 41)
- Kieffer, H., H. 1968. *Near infrared spectral reflectance of simulated Martian frosts*. Ph.D. thesis, California Institute of Technology. (cf p. 43)
- Kieffer, H. H. 1970a. Interpretation of the martian polar cap spectra. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 510–514. (cf p. 56 et 220)
- Kieffer, H. H. 1970b. Spectral reflectance of CO₂-H₂O Frosts. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 501–509. (cf p. 43 et 56)
- Kieffer, H. H. 1979. Mars south polar spring and summer temperatures - A residual CO₂ frost. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 8263–8288. (cf p. 49)
- Kieffer, H. H. 1990. H₂O grain size and the amount of dust in Mars' residual north polar cap. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1481–1493. (cf p. 57, 165 et 196)
- Kieffer, H. H. 2000. Annual Punctuated CO₂ Slab-Ice and Jets on Mars. *Page 93 of : Second International Conference on Mars Polar Science and Exploration*. (cf p. 47 et 252)
- Kieffer, H. H. 2007. Cold jets in the Martian polar caps. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E08005. (cf p. 47, 48 et 141)
- Kieffer, H. H., & Titus, T. N. 2001. TES Mapping of Mars' North Seasonal Cap. *Icarus*, **154**, 162–180. (cf p. 12, 35, 38, 44, 45, 46, 49, 56, 57, 59, 67, 69, 70, 71, 99, 114, 115, 117, 140, 141, 143, 154, 156, 165, 252 et 284)
- Kieffer, H. H., Martin, T. Z., Chase, Jr., S. C., Miner, E. D., & Palluconi, F. D. 1976. Martian north pole summer temperatures - Dirty water ice. *Science*, **194**, 1341–1344. (cf p. 49)
- Kieffer, H. H., Martin, T. Z., Peterfreund, A. R., Jakosky, B. M., Miner, E. D., & Palluconi, F. D. 1977. Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 4249–4291. (cf p. 44, 304, 306 et 307)

- Kieffer, H. H., Titus, T. N., Mullins, K. F., & Christensen, P. R. 2000. Mars south polar spring and summer behavior observed by TES : Seasonal cap evolution controlled by frost grain size. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 9653–9700. (cf p. 36, 37, 44, 46, 47, 49, 99, 114, 116, 141, 193 et 220)
- Kieffer, H. H., Christensen, P. R., & Titus, T. N. 2006. CO₂ jets formed by sublimation beneath translucent slab ice in Mars' seasonal south polar ice cap. *Nature*, **442**, 793–796. (cf p. 12 et 47)
- Kimes, D.S., Knyazikhin, Y., Privette, J.L., Abuelgasim, A.A., & Gao, F. 2000. Inversion methods for physically, Å-based models. *Remote Sensing Reviews*, **18**(2-4), 381–439. (cf p. 110)
- Klein, H. P., Horowitz, N. H., Levin, G. V., Oyama, V. I., Lederberg, J., Rich, A., Hubbard, J. S., Hobby, G. L., Straat, P. A., Berdahl, B. J., Carle, G. C., Brown, F. S., & Johnson, R. D. 1976. The Viking Biological Investigation : Preliminary Results. *Science*, **194**, 99–105. (cf p. 10)
- Kuzmin, R. O., Zabalueva, E. V., Mitrofanov, I. G., Litvak, M. L., Rodin, A. V., Boynton, W. V., & Saunders, R. S. 2007. Seasonal redistribution of water in the surficial Martian regolith : Results from the Mars Odyssey high-energy neutron detector (HEND). *Solar System Research*, **41**, 89–102. (cf p. 64)
- Kuzmin, R. O., Zabalueva, E. V., & Christensen, P. R. 2009. Estimation and mapping of wintertime increase in water ice content of the Martian surface soil based on seasonal Thermal Emission Spectrometer thermal inertia variations. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E04011. (cf p. 219)
- 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**, 1584–1586. (cf p. 22, 107 et 251)
- 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**, 1581–1584. (cf p. 13, 42, 57, 59, 69, 70, 121, 143, 164, 172, 186, 188, 189, 196, 222, 226 et 284)
- Langevin, Y., Douté, S., Vincendon, M., Poulet, F., Bibring, J.-P., Gondet, B., Schmitt, B., & Forget, F. 2006. No signature of clear CO₂ ice from the ‘cryptic’ regions in Mars’ south seasonal polar cap. *Nature*, **442**, 790–792. (cf p. 36, 44, 47, 48, 114 et 193)
- 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. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E08S12. (cf p. 13, 37, 43, 44, 46, 47, 48, 57, 95, 114, 115, 118, 121, 122, 123, 141, 143, 193 et 220)
- Langevin, Y., Vincendon, M., Poulet, F., Gondet, B., Bibring, J.-P., Douté, S., Seelos, K., Titus, T., & Murchie, S. 2008. Retreat of the North Seasonal Cap of Mars Observed by OMEGA and CRISM. *LPI Contributions*, **1447**, 9012. (cf p. 291)

- Larson, H. P., & Fink, U. 1972. Identification of Carbon Dioxide Frost on the Martian Polar Caps. *Astronomical Journal*, **171**, L91. (cf p. 43 et 56)
- Laskar, J., Joutel, F., & Robutel, P. 1993. Stabilization of the earth's obliquity by the moon. *Nature*, **361**, 615–617. (cf p. 17)
- Laskar, J., Levrard, B., & Mustard, J. F. 2002. Orbital forcing of the martian polar layered deposits. *Nature*, **419**, 375–377. (cf p. 17 et 18)
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., & Levrard, B. 2004a. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, **428**, 261–285. (cf p. 18)
- Laskar, J., Correia, A. C. M., Gastineau, M., Joutel, F., Levrard, B., & Robutel, P. 2004b. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus*, **170**, 343–364. (cf p. 17)
- Leighton, R. B., & Murray, B. C. 1966. Behavior of Carbon Dioxide and Other Volatiles on Mars. *Science*, **153**, 136–144. (cf p. 8, 28, 51 et 55)
- Leovy, C., & Mintz, Y. 1969. Numerical Simulation of the Atmospheric Circulation and Climate of Mars. *Journal of Atmospheric Sciences*, **26**, 1167–1190. (cf p. 8 et 31)
- Leovy, C. B. 1973. Exchange of Water Vapor Between the Atmosphere and Surface of Mars (A. 6. 5). *Icarus*, **18**, 120. (cf p. 68)
- Leverington, D. W. 2004. Volcanic rilles, streamlined islands, and the origin of outflow channels on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **109**, E10011. (cf p. 22)
- Leverington, D. W. 2011. A volcanic origin for the outflow channels of Mars : Key evidence and major implications. *Geomorphology*. (cf p. 22)
- Lewis, S. R., Read, P. L., & Collins, M. 1996. Martian atmospheric data assimilation with a simplified general circulation model : orbiter and lander networks. *Planetary and Space Science*, **44**, 1395–1409. (cf p. 31)
- Lewis, S. R., Collins, M., Read, P. L., Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., & Huot, J.-P. 1999. A climate database for Mars. *Journal of Geophysical Research*, **1042**, 24177–24194. (cf p. 39 et 219)
- Li, W., Stamnes, K., Eide, H., & Spurr, R. 2007. Bidirectional reflectance distribution function of snow : corrections for the Lambertian assumption in remote sensing applications. *Optical Engineering*, **46**(6), 066201–+. (cf p. 118)
- Lide, D., R. 1990. *Handbook of Chemistry and Physics*. CRC Press. (cf p. 238 et 302)
- Litvak, M. L., Mitrofanov, I. G., Kozyrev, A. S., Sanin, A. B., Tretyakov, V. I., Boynton, W. V., Hamara, D., Shinohara, C., & Saunders, R. S. 2005. Modeling of Martian seasonal caps from HEND/ODYSSEY data. *Advances in Space Research*, **36**, 2156–2161. (cf p. 13, 40, 41 et 289)

- Litvak, M. L., Mitrofanov, I. G., Kozyrev, A. S., Sanin, A. B., Tretyakov, V. I., Boynton, W. V., Kelly, N. J., Hamara, D., Shinohara, C., & Saunders, R. S. 2006. Comparison between polar regions of Mars from HEND/Odyssey data. *Icarus*, **180**, 23–37. (cf p. 41)
- Litvak, M. L., Mitrofanov, I. G., Kozyrev, A. S., Sanin, A. B., Tret'yakov, V. I., Boynton, W. V., Hamara, D., & Saunders, S. 2007. Long-term observations of the evolution of the southern seasonal cap of Mars : Neutron measurements by the HEND instrument onboard the 2001 Mars Odyssey spacecraft. *Solar System Research*, **41**, 385–394. (cf p. 40, 42, 105 et 172)
- Lorenz, R. D., Lunine, J. I., Grier, J. A., & Fisher, M. A. 1995. Prediction of aeolian features on planets : Application to Titan paleoclimatology. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 26377–26386. (cf p. 246)
- Lowell, P. 1894a. Spring Phenomena. *Popular Astronomy*, **2**, 97–100. (cf p. 5)
- Lowell, P. 1894b. The Polar Snows. *Popular Astronomy*, **2**, 52–56. (cf p. 5)
- Lowell, P. 1907. A General Method for Evaluating the Surface-Temperature of the Planets ; with Special Reference to the Temperature of Mars. *Philosophical Magazine*, **14**, 161–176. (cf p. 6)
- Madeleine, J.-B., Forget, F., Head, J. W., Levrard, B., Montmessin, F., & Millour, E. 2009. Amazonian northern mid-latitude glaciation on Mars : A proposed climate scenario. *Icarus*, **203**, 390–405. (cf p. 17, 23 et 64)
- Madeleine, J.-B., Forget, F., Spiga, A., Wolff, M., Montmessin, F., Vincendon, M., Jouplet, D., Gondet, B., Bibring, J.-P., Langevin, Y., & Schmitt, B. 2012. Aphelion water-ice cloud mapping and property retrieval using the OMEGA imaging spectrometer onboard Mars Express. *Journal of Geophysical Research*, In press. (cf p. 143)
- Mahrt, L. 1982. Momentum Balance of Gravity Flows. *Journal of Atmospheric Sciences*, **39**, 2701–2711. (cf p. 243)
- Malin, M. C., & Edgett, K. S. 2001. Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera : Interplanetary cruise through primary mission. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23429–23570. (cf p. 47, 60, 62, 101, 157 et 252)
- Malin, M. C., Danielson, G. E., Ingersoll, A. P., Masursky, H., Veverka, J., Ravine, M. A., & Soulanille, T. A. 1992. Mars Observer camera. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 7699–7718. (cf p. 101)
- Malin, M. C., Carr, M. H., Danielson, G. E., Davies, M. E., Hartmann, W. K., Ingersoll, A. P., James, P. B., Masursky, H., McEwen, A. S., Soderblom, L. A., Thomas, P., Veverka, J., Caplinger, M. A., Ravine, M. A., Soulanille, T. A., & Warr En, J. L. 1998. Early Views of the Martian Surface from the Mars Orbiter Camera of Mars Global Surveyor. *Science*, **279**, 1681. (cf p. 47)
- Malin, M. C., Caplinger, M. A., & Davis, S. D. 2001. Observational Evidence for an Active Surface Reservoir of Solid Carbon Dioxide on Mars. *Science*, **294**, 2146–2148. (cf p. 50)

- Malin, M. C., Edgett, K. S., Posiolova, L. V., McColley, S. M., & Dobrea, E. Z. N. 2006. Present-Day Impact Cratering Rate and Contemporary Gully Activity on Mars. *Science*, **314**, 1573–. (cf p. 23)
- Mangold, N. 2005. High latitude patterned grounds on Mars : Classification, distribution and climatic control. *Icarus*, **174**, 336–359. (cf p. 62)
- Mangold, N., & Allemand, P. 2001. Topographic analysis of features related to ice on Mars. *Geophysical Research Letters*, **28**, 407–410. (cf p. 64)
- Martin, I. J., James, P. B., Dollfus, A., & Iwasaki, K. 1992. *Mars*. University of Arizona Press, Tucson. Chap. Telescopic observations : Visual, photographic, polarimetric, pages 34–70. (cf p. 54)
- Massé, M. 2010. *Nature et origine des dépôts de sulfates dans les régions équatoriales et polaires de Mars. Comparaison morphologique et minéralogique entre Aram Chaos et la calotte polaire Nord*. Ph.D. thesis, Université de Nantes. (cf p. 21)
- Massé, M., Bourgeois, O., Le Mouélic, S., Verpoorter, C., Le Deit, L., & Bibring, J. P. 2010. Martian polar and circum-polar sulfate-bearing deposits : Sublimation tills derived from the North Polar Cap. *Icarus*, **209**, 434–451. (cf p. 22, 23, 60, 251 et 252)
- 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 and Planetary Science Letters*, **317**, 44–55. (cf p. 22, 251, 252 et 278)
- McEwen, A. S., Eliason, E. M., Bergstrom, J. W., Bridges, N. T., Hansen, C. J., Delamere, W. A., Grant, J. A., Gulick, V. C., Herkenhoff, K. E., Keszthelyi, L., Kirk, R. L., Mellon, M. T., Squyres, S. W., Thomas, N., & Weitz, C. M. 2007. Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E05S02. (cf p. 101)
- McGuire, P. C., Bishop, J. L., Brown, A. J., Fraeman, A. A., Marzo, G. A., Frank Morgan, M., Murchie, S. L., Mustard, J. F., Parente, M., Pelkey, S. M., Roush, T. L., Seelos, F. P., Smith, M. D., Wendt, L., & Wolff, M. J. 2009. An improvement to the volcano-scan algorithm for atmospheric correction of CRISM and OMEGA spectral data. *Planetary and Space Science*, **57**, 809–815. (cf p. 107 et 295)
- McLennan, S. M., Bell, J. F., Calvin, W. M., Christensen, P. R., Clark, B. C., de Souza, P. A., Farmer, J., Farrand, W. H., Fike, D. A., Gellert, R., Ghosh, A., Glotch, T. D., Grotzinger, J. P., Hahn, B., Herkenhoff, K. E., Hurowitz, J. A., Johnson, J. R., Johnson, S. S., Jolliff, B., Klingelhöfer, G., Knoll, A. H., Learner, Z., Malin, M. C., McSween, H. Y., Pocock, J., Ruff, S. W., Soderblom, L. A., Squyres, S. W., Tosca, N. J., Watters, W. A., Wyatt, M. B., & Yen, A. 2005. Provenance and diagenesis of the evaporite-bearing Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, **240**, 95–121. (cf p. 14)
- Mège, D., & Bourgeois, O. 2010. Destabilization of Valles Marineris Wallslopes by Retreat of Ancient Glaciers. *Page 1713 of : Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Lunar and Planetary Inst. Technical Report, vol. 41. (cf p. 64)

- 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. *Planetary and Space Science*, **55**, 333–342. (cf p. 53)
- Melchiorri, R., Encrenaz, T., Drossart, P., Fouchet, T., Forget, F., Titov, D., Maltagliati, L., Altieri, F., Vincendon, M., Langevin, Y., & Bibring, J. P. 2009. OMEGA/Mars Express : South Pole Region, water vapor daily variability. *Icarus*, **201**, 102–112. (cf p. 69)
- Mellan, M. T. 1996. Limits on the CO₂ Content of the Martian Polar Deposits. *Icarus*, **124**, 268–279. (cf p. 52)
- Mellan, M. T., Jakosky, B. M., Kieffer, H. H., & Christensen, P. R. 2000. High-Resolution Thermal Inertia Mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer. *Icarus*, **148**, 437–455. (cf p. 99)
- Menzel, D. H., Coblenz, W. W., & Lampland, C. O. 1925. Planetary temperatures derived from radiation measurements using Russell's formula (abstract). *Popular Astronomy*, **33**, 297–+. (cf p. 7)
- Milliken, R. E., Mustard, J. F., Poulet, F., Jouget, 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. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E08S07. (cf p. 64, 65, 119 et 121)
- Mitchel, O. M. 1846. Observations of Mars. *Sidereal Messenger*, **2**, 101. (cf p. 37)
- Mitrofanov, I., Anfimov, D., Kozyrev, A., Litvak, M., Sanin, A., Tret'yakov, V., Krylov, A., Shvetsov, V., Boynton, W., Shinohara, C., Hamara, D., & Saunders, R. S. 2002. Maps of Subsurface Hydrogen from the High Energy Neutron Detector, Mars Odyssey. *Science*, **297**, 78–81. (cf p. 62)
- Mitrofanov, I. G., Zuber, M. T., Litvak, M. L., Boynton, W. V., Smith, D. E., Drake, D., Hamara, D., Kozyrev, A. S., Sanin, A. B., Shinohara, C., Saunders, R. S., & Tretyakov, V. 2003. CO₂ Snow Depth and Subsurface Water-Ice Abundance in the Northern Hemisphere of Mars. *Science*, **300**, 2081–2084. (cf p. 40)
- Montmessin, F., Rannou, P., & Cabane, M. 2002. New insights into Martian dust distribution and water-ice cloud microphysics. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5037. (cf p. 165)
- 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**, E10004. (cf p. 55, 66, 67, 68, 70, 71, 143, 164, 221, 288 et 289)
- Montmessin, F., Quémérais, E., Bertaux, J. L., Koralev, 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 (Planets)*, **111**, E09S09. (cf p. 165)
- Morbidelli, A., Brasser, R., Gomes, R., Levison, H. F., & Tsiganis, K. 2010. Evidence from the Asteroid Belt for a Violent Past Evolution of Jupiter's Orbit. *Astronomical Journal*, **140**, 1391–1401. (cf p. 20)
- Morgan, F., Seelos, F., Murchie, S., & the CRISM Team. 2009. CRISM Data Users' Workshop CAT Tutorial. *LPI Contributions*. (cf p. 263)
- Moroz, V. I. 1964. The Infrared Spectrum of Mars ($\lambda 1.1 - 4.1\mu$). *Soviet Astronomy*, **8**, 273. (cf p. 56 et 57)
- Morris, R. V., Klingelhöfer, G., Schröder, C., Rodionov, D. S., Yen, A., Ming, D. W., de Souza, P. A., Wdowiak, T., Fleischer, I., Gellert, R., Bernhardt, B., Bonnes, U., Cohen, B. A., Evlanov, E. N., Foh, J., Gütlich, P., Kankeleit, E., McCoy, T., Mittlefehldt, D. W., Renz, F., Schmidt, M. E., Zubkov, B., Squyres, S. W., & Arvidson, R. E. 2006. Mössbauer mineralogy of rock, soil, and dust at Meridiani Planum, Mars : Opportunity's journey across sulfate-rich outcrop, basaltic sand and dust, and hematite lag deposits. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **111**, E12S15. (cf p. 65)
- Morris, R. V., Ruff, S. W., Gellert, R., Ming, D. W., Arvidson, R. E., Clark, B. C., Golden, D. C., Siebach, K., Klingelhöfer, G., Schröder, C., Fleischer, I., Yen, A. S., & Squyres, S. W. 2010. Identification of Carbonate-Rich Outcrops on Mars by the Spirit Rover. *Science*, **329**, 421–. (cf p. 52)
- Mouginot, J., Kofman, W., Safaeinili, A., Grima, C., Herique, A., & Plaut, J. J. 2009. MARSIS surface reflectivity of the south residual cap of Mars. *Icarus*, **201**, 454–459. (cf p. 50)
- Mouginot, J., Pommerol, A., Kofman, W., Beck, P., Schmitt, B., Herique, A., Grima, C., Safaeinili, A., & Plaut, J. J. 2010. The 3-5 MHz global reflectivity map of Mars by MARSIS/Mars Express : Implications for the current inventory of subsurface H₂O. *Icarus*, **210**, 612–625. (cf p. 13 et 63)
- Mouginot, J., Pommerol, A., Beck, P., Kofman, W., & Clifford, S. M. 2012. Dielectric map of the Martian northern hemisphere and the nature of plain filling materials. *Geophysical Research Letters*, **39**, L02202. (cf p. 20)
- Murchie, S., Arvidson, R., Bedini, P., Beisser, K., Bibring, J.-P., Bishop, J., Boldt, J., Cavender, P., Choo, T., Clancy, R. T., Darlington, E. H., Des Marais, D., Espiritu, R., Fort, D., Green, R., Guinness, E., Hayes, J., Hash, C., Heffernan, K., Hemmler, J., Heyler, G., Humm, D., Hutcheson, J., Izemberg, N., Lee, R., Lees, J., Lohr, D., Malaret, E., Martin, T., McGovern, J. A., McGuire, P., Morris, R., Mustard, J., Pelkey, S., Rhodes, E., Robinson, M., Roush, T., Schaefer, E., Seagrave, G., Seelos, F., Silvergate, P., Slavney, S., Smith, M., Shyong, W.-J., Strohbehn, K., Taylor, H., Thompson, P., Tossman, B., Wirzburger, M., & Wolff, M. 2007. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E05S03. (cf p. 97)

- Murchie, S. L., Mustard, J. F., Ehlmann, B. L., Milliken, R. E., Bishop, J. L., McKeown, N. K., Noe Dobrea, E. Z., Seelos, F. P., Buczkowski, D. L., Wiseman, S. M., Arvidson, R. E., Wray, J. J., Swayze, G., Clark, R. N., Des Marais, D. J., McEwen, A. S., & Bibring, J.-P. 2009. A synthesis of Martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E00D06. (cf p. 20)
- Murphy, D. M., & Koop, T. 2005. Review of the vapour pressures of ice and supercooled water for atmospheric applications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**(608), 1539–1565. (cf p. 303)
- Murray, B. C., & Malin, M. C. 1973. Polar Volatiles on Mars—Theory versus Observation. *Science*, **182**, 437–443. (cf p. 50)
- Nelson, J. M., & Smith, J. D. 1989. Mechanics of Flow Over Ripples and Dunes. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 8146–8162. (cf p. 261 et 284)
- Neugebauer, G., Munch, G., Chase, Jr., S. C., Hatzenbeler, H., Miner, E., & Schofield, D. 1969. Mariner 1969 : Preliminary Results of the Infrared Radiometer Experiment. *Science*, **166**, 98–99. (cf p. 8)
- Neugebauer, G., Münch, G., Kieffer, H., Chase, Jr., S. C., & Miner, E. 1971. Mariner 1969 Infrared Radiometer Results : Temperatures and Thermal Properties of the Martian Surface. *Astronomical Journal*, **76**, 719–+. (cf p. 8)
- Neukum, G., Jaumann, R., Hoffmann, H., Hauber, E., Head, J. W., Basilevsky, A. T., Ivanov, B. A., Werner, S. C., van Gasselt, S., Murray, J. B., McCord, T., & HRSC Co-Investigator Team. 2004. Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera. *Nature*, **432**, 971–979. (cf p. 22 et 23)
- Neumann, G. A., Smith, D. E., & Zuber, M. T. 2003. Two Mars years of clouds detected by the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **108**, 5023. (cf p. 165)
- Newman, C. E., Lewis, S. R., Read, P. L., & Forget, F. 2002a. Modeling the Martian dust cycle, 1. Representations of dust transport processes. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5123. (cf p. 245 et 246)
- Newman, C. E., Lewis, S. R., Read, P. L., & Forget, F. 2002b. Modeling the Martian dust cycle 2. Multiannual radiatively active dust transport simulations. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5124. (cf p. 165)
- Ng, F. S. L., & Zuber, M. T. 2006. Patterning instability on the Mars polar ice caps. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **111**, E02005. (cf p. 23, 229 et 284)
- Nimmo, F., Hart, S. D., Korycansky, D. G., & Agnor, C. B. 2008. Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy. *Nature*, **453**, 1220–1223. (cf p. 19)
- Nolin, A. W. 1998. Mapping the Martian polar ice caps : Applications of terrestrial optical remote sensing methods. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 25851–25864. (cf p. 57)

- Nye, J. F., Durham, W. B., Schenk, P. M., & Moore, J. M. 2000. The Instability of a South Polar Cap on Mars Composed of Carbon Dioxide. *Icarus*, **144**, 449–455. (cf p. 52)
- Nylen, T. H., Fountain, A. G., & Doran, P. T. 2004. Climatology of katabatic winds in the McMurdo dry valleys, southern Victoria Land, Antarctica. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, **109**, D03114. (cf p. 244)
- Paige, D. A., Herkenhoff, K. E., & Murray, B. C. 1990. Mariner 9 observations of the south polar cap of Mars - Evidence for residual CO₂ frost. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1319–1335. (cf p. 9)
- Paige, Jr., D. A. 1985. *The annual heat balance of the Martian polar caps from Viking observations*. Ph.D. thesis, AA(California Inst. of Tech., Pasadena.). (cf p. 46 et 141)
- Pankine, A. A., Tamppari, L. K., & Smith, M. D. 2009. Water vapor variability in the north polar region of Mars from Viking MAWD and MGS TES datasets. *Icarus*, **204**, 87–102. (cf p. 70)
- Pankine, A. A., Tamppari, L. K., & Smith, M. D. 2010. MGS TES observations of the water vapor above the seasonal and perennial ice caps during northern spring and summer. *Icarus*, **210**, 58–71. (cf p. 68, 69, 164, 200, 216, 221, 222 et 288)
- Parish, T. R., & Bromwich, D. H. 1998. A Case Study of Antarctic Katabatic Wind Interaction with Large-Scale Forcing. *Monthly Weather Review*, **126**, 199. (cf p. 243 et 283)
- Parker, T. J., Gorsline, D. S., Saunders, R. S., Pieri, D. C., & Schneeberger, D. M. 1993. Coastal geomorphology of the Martian northern plains. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 11061–+. (cf p. 20)
- Pearl, J. C., Smith, M. D., Conrath, B. J., Bandfield, J. L., & Christensen, P. R. 2001. Observations of Martian ice clouds by the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer : The first Martian year. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 12325–12338. (cf p. 54 et 55)
- Pelkey, S. M., Mustard, J. F., Murchie, S., Clancy, R. T., Wolff, M., Smith, M., Milliken, R., Bibring, J.-P., Gendrin, A., Poulet, F., Langevin, Y., & Gondet, B. 2007. CRISM multispectral summary products : Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **112**, E08S14. (cf p. 105)
- Perron, J. T., Mitrovica, J. X., Manga, M., Matsuyama, I., & Richards, M. A. 2007. Evidence for an ancient martian ocean in the topography of deformed shorelines. *Nature*, **447**, 840–843. (cf p. 20)
- Pettit, E., & Nicholson, S. B. 1925. The Diurnal Maximum of Temperature on Mars. *Astronomische Nachrichten*, **225**, 331–+. (cf p. 7)
- Phillips, R. J., Zuber, M. T., Smrekar, S. E., Mellon, M. T., Head, J. W., Tanaka, K. L., Putzig, N. E., Milkovich, S. M., Campbell, B. A., Plaut, J. J., Safaeinili, A., Seu, R., Biccari, D., Carter, L. M., Picardi, G., Orosei, R., Mohit, P. S., Heggy, E., Zurek, R. W.,

- Egan, A. F., Giacomoni, E., Russo, F., Cutigni, M., Pettinelli, E., Holt, J. W., Leuschen, C. J., & Marinangeli, L. 2008. Mars North Polar Deposits : Stratigraphy, Age, and Geodynamical Response. *Science*, **320**, 1182–. (cf p. 59)
- Phillips, R. J., Davis, B. J., Tanaka, K. L., Byrne, S., Mellon, M. T., Putzig, N. E., Haberle, R. M., Kahre, M. A., Campbell, B. A., Carter, L. M., Smith, I. B., Holt, J. W., Smrekar, S. E., Nunes, D. C., Plaut, J. J., Egan, A. F., Titus, T. N., & Seu, R. 2011. Massive CO₂ Ice Deposits Sequestered in the South Polar Layered Deposits of Mars. *Science*, **332**, 838–. (cf p. 52)
- Pickering, W., H. 1894. The Seas of Mars. *Astronomy and Astro-Physics*, **13**, 553–556. (cf p. 6)
- Pilorget, C., Forget, F., Millour, E., Vincendon, M., & Madeleine, J. B. 2011. Dark spots and cold jets in the polar regions of Mars : New clues from a thermal model of surface CO₂ ice. *Icarus*, **213**, 131–149. (cf p. 48)
- 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*, **79**, 1623–1634. (cf p. 56)
- Piqueux, S., & Christensen, P. R. 2008. North and south subice gas flow and venting of the seasonal caps of Mars : A major geomorphological agent. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **113**, E06005. (cf p. 49, 141, 252 et 259)
- Piqueux, S., Byrne, S., & Richardson, M. I. 2003. Sublimation of Mars's southern seasonal CO₂ ice cap and the formation of spiders. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **108**, 5084. (cf p. 47 et 48)
- Plaut, J. J., Picardi, G., Safaeinili, A., Ivanov, A. B., Milkovich, S. M., Cicchetti, A., Kofman, W., Mouginot, J., Farrell, W. M., Phillips, R. J., Clifford, S. M., Frigeri, A., Orosei, R., Federico, C., Williams, I. P., Gurnett, D. A., Nielsen, E., Hagfors, T., Heggy, E., Stofan, E. R., Plettemeier, D., Watters, T. R., Leuschen, C. J., & Edenhofer, P. 2007. Subsurface Radar Sounding of the South Polar Layered Deposits of Mars. *Science*, **316**, 92–. (cf p. 13, 59, 60 et 61)
- Plaut, J. J., Safaeinili, A., Holt, J. W., Phillips, R. J., Head, J. W., Seu, R., Putzig, N. E., & Frigeri, A. 2009. Radar evidence for ice in lobate debris aprons in the mid-northern latitudes of Mars. *Geophysical Research Letters*, **36**, 2203. (cf p. 64)
- Pollack, J. B., Haberle, R., Greeley, R., & Iversen, J. 1976. Estimates of the wind speeds required for particle motion on Mars. *Icarus*, **29**, 395–417. (cf p. 246)
- Pollack, J. B., Colburn, D., Kahn, R., Hunter, J., van Camp, W., Carlston, C. E., & Wolf, M. R. 1977. Properties of aerosols in the Martian atmosphere, as inferred from Viking Lander imaging data. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 4479–4496. (cf p. 54)
- Pollack, J. B., Haberle, R. M., Schaeffer, J., & Lee, H. 1990. Simulations of the general circulation of the Martian atmosphere. I - Polar processes. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1447–1473. (cf p. 25, 29, 31 et 45)

- Pollack, J. B., Haberle, R. M., Murphy, J. R., Schaeffer, J., & Lee, H. 1993. Simulations of the general circulation of the Martian atmosphere. II - Seasonal pressure variations. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 3149–3181. (cf p. 33)
- 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**, E12008. (cf p. 90, 119 et 121)
- 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**, E10009. (cf p. 90, 119 et 121)
- Pommerol, A., Schmitt, B., Beck, P., & Brissaud, O. 2009. Water sorption on martian regolith analogs : Thermodynamics and near-infrared reflectance spectroscopy. *Icarus*, **204**, 114–136. (cf p. 64, 65 et 165)
- Pommerol, A., Portyankina, G., Thomas, N., Aye, K.-M., Hansen, C. J., Vincendon, M., & Langevin, Y. 2011. Evolution of south seasonal cap during Martian spring : Insights from high-resolution observations by HiRISE and CRISM on Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **116**, E08007. (cf p. 47, 48, 49, 242, 270, 271 et 272)
- Pommerol, A., Beck, P., Schmitt, B., Montes-Hernandez, G., Chevrier, V., & Quirico, E. 2012. On the nature of mineral hydration at Mars surface. *Soumis à Geophysical Research Letters*. (cf p. 65 et 165)
- Pommerol, Antoine. 2008. *Hydratation minérale à la surface de Mars : caractérisation spectroscopique, thermodynamique et application à la télédétection*. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier. (cf p. 166)
- Portyankina, G., Markiewicz, W. J., Thomas, N., Hansen, C. J., & Milazzo, M. 2010. HiRISE observations of gas sublimation-driven activity in Mars southern polar regions : III. Models of processes involving translucent ice. *Icarus*, **205**, 311–320. (cf p. 47, 49 et 141)
- Portyankina, G., Pommerol, A., Aye, K.-M., Hansen, C. J., & Thomas, N. 2012. Polygonal cracks in the seasonal semi-translucent CO₂ ice layer in Martian polar areas. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **117**, E02006. (cf p. 271)
- Poulet, F., Bibring, J.-P., Mustard, J. F., Gendrin, A., Mangold, N., Langevin, Y., Arvidsson, R. E., Gondet, B., & Gomez, C. 2005. Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature*, **438**, 623–627. (cf p. 20)
- Poulet, F., Langevin, Y., Boubin, G., Jouget, D., Bibring, J.-P., & Gondet, B. 2008. Spectral variability of the Martian high latitude surfaces. *Geophysical Research Letters*, **35**, 20201. (cf p. 251)
- Prettyman, T. H., Feldman, W. C., Mellon, M. T., McKinney, G. W., Boynton, W. V., Karunatillake, S., Lawrence, D. J., Maurice, S., Metzger, A. E., Murphy, J. R., Squyres,

- S. W., Starr, R. D., & Tokar, R. L. 2004. Composition and structure of the Martian surface at high southern latitudes from neutron spectroscopy. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **109**, E05001. (cf p. 40 et 50)
- Prettyman, T. H., Feldman, W. C., & Titus, T. N. 2009. Characterization of Mars' seasonal caps using neutron spectroscopy. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E08005. (cf p. 40, 42, 153, 198, 199 et 289)
- Putzig, N. E., Mellon, M. T., Kretke, K. A., & Arvidson, R. E. 2005. Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission. *Icarus*, **173**, 325–341. (cf p. 99)
- Putzig, N. E., Phillips, R. J., Campbell, B. A., Holt, J. W., Plaut, J. J., Carter, L. M., Egan, A. F., Bernardini, F., Safaeinili, A., & Seu, R. 2009. Subsurface structure of Planum Boreum from Mars Reconnaissance Orbiter Shallow Radar soundings. *Icarus*, **204**, 443–457. (cf p. 59 et 60)
- Quirico, E., & Schmitt, B. 1997. Near-Infrared Spectroscopy of Simple Hydrocarbons and Carbon Oxides Diluted in Solid N₂ and as Pure Ices : Implications for Triton and Pluto. *Icarus*, **127**, 354–378. (cf p. 79, 119, 122 et 164)
- Read, P. L., & Lewis, S. R. 2004. *The martian climate revisited : Atmosphere and environment of a desert planet*. Springer/Praxis Publishing. (cf p. 18)
- Richardson, M. I., & Wilson, R. J. 2002. Investigation of the nature and stability of the Martian seasonal water cycle with a general circulation model. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5031. (cf p. 67, 68, 70, 71, 164, 221 et 288)
- Richardson, M. I., Wilson, R. J., & Rodin, A. V. 2002. Water ice clouds in the Martian atmosphere : General circulation model experiments with a simple cloud scheme. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5064. (cf p. 66 et 143)
- Rosenqvist, J., Drossart, P., Combes, M., Encrénaz, T., Lellouch, E., Bibring, J. P., Erard, S., Langevin, Y., & Chassefière, E. 1992. Minor constituents in the Martian atmosphere from the ISM/Phobos experiment. *Icarus*, **98**, 254–270. (cf p. 52)
- Savijarvi, H. 1991. Radiative fluxes on a dustfree Mars. *Contributions to Atmospheric Physics/Beitrag zur Physik Atmosphäre*, **64**, 103–112. (cf p. 23)
- Schmidt, F., Douté, S., Schmitt, B., Vincendon, M., Bibring, J.-P., Langevin, Y., & OMEGA Team. 2009. Albedo control of seasonal South Polar cap recession on Mars. *Icarus*, **200**, 374–394. (cf p. 37, 114, 153 et 305)
- Schmidt, F., Schmitt, B., Douté, S., Forget, F., Jian, J.-J., Martin, P., Langevin, Y., Bibring, J.-P., & OMEGA Team. 2010. Sublimation of the Martian CO₂ Seasonal South Polar Cap. *Planetary and Space Science*, **58**, 1129–1138. (cf p. 37 et 41)
- Schmitt, B., Quirico, E., Trotta, F., & Grundy, W. M. 1998. *Optical Properties of Ices from UV to Infrared*. Astrophysics and Space Science Library, vol. 227. Astrophysics and Space Science Library. Pages 199–240. (cf p. 79, 119, 122, 158 et 164)

- Schmitt, B., Douté, S., Langevin, Y., Forget, F., Bibring, J.-P., Gondet, B., & The Omega Team. 2005. Northern Seasonal Condensates on Mars by OMEGA/Mars Express. *Pages 2326–+ of : 36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*. Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts, vol. 36. (cf p. 38, 57, 58, 114, 121, 143, 154, 164 et 291)
- Scott, D., & Carr, M. 1978. *Geological map of Mars, 1 :25.000.000*. Tech. rept. Geological Survey Technical Report (Miscellaneous Investigation Series). (cf p. 19)
- Seiber, B. A., Smith, A. M., Wood, B. E., & Müller, P. R. 1971. Refractive Indices and Densities of H₂O and CO₂ Films Condensed on Cryogenic Surfaces. *Applied Optics*, **10**(9), 2086–2089. (cf p. 239)
- Seu, R., Phillips, R. J., Alberti, G., Biccari, D., Bonaventura, F., Bortone, M., Calabrese, D., Campbell, B. A., Cartacci, M., Carter, L. M., Catallo, C., Croce, A., Croci, R., Cutigni, M., Di Placido, A., Dinardo, S., Federico, C., Flamini, E., Fois, F., Frigeri, A., Fuga, O., Giacomoni, E., Gim, Y., Guelfi, M., Holt, J. W., Kofman, W., Leuschen, C. J., Marinangeli, L., Marras, P., Masdea, A., Mattei, S., Mecozzi, R., Milkovich, S. M., Morlupi, A., Mouginot, J., Orosei, R., Papa, C., Paternò, T., Persi del Marmo, P., Pettinelli, E., Pica, G., Picardi, G., Plaut, J. J., Provenziani, M., Putzig, N. E., Russo, F., Safaeinili, A., Salzillo, G., Santovito, M. R., Smrekar, S. E., Tattarletti, B., & Vicari, D. 2007. Accumulation and Erosion of Mars South Polar Layered Deposits. *Science*, **317**, 1715–. (cf p. 14)
- Sharp, R. P., Murray, B. C., Leighton, R. B., Soderblom, L. A., & Cutts, J. A. 1971. The surface of Mars. 4. South polar cap. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 357–368. (cf p. 35)
- Sheehan, W. 1996. *The planet mars : A history of observation and discovery*. The University of Arizona Press, Tucson. (cf p. 16)
- Shkuratov, Y., Starukhina, L., Hoffmann, H., & Arnold, G. 1999. A Model of Spectral Albedo of Particulate Surfaces : Implications for Optical Properties of the Moon. *Icarus*, **137**, 235–246. (cf p. 104, 165, 168, 169 et 189)
- Shriver, D. F., & Atkins, P. W. 1999. *Inorganic Chemistry*. Oxford University Press. (cf p. 75)
- Smith, D. E., Zuber, M. T., Frey, H. V., Garvin, J. B., Head, J. W., Muhleman, D. O., Pettengill, G. H., Phillips, R. J., Solomon, S. C., Zwally, H. J., Banerdt, W. B., Duxbury, T. C., Golombek, M. P., Lemoine, F. G., Neumann, G. A., Rowlands, D. D., Aharonson, O., Ford, P. G., Ivanov, A. B., Johnson, C. L., McGovern, P. J., Abshire, J. B., Afzal, R. S., & Sun, X. 2001a. Mars Orbiter Laser Altimeter : Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23689–23722. (cf p. 101 et 289)
- Smith, D. E., Zuber, M. T., & Neumann, G. A. 2001b. Seasonal Variations of Snow Depth on Mars. *Science*, **294**, 2141–2146. (cf p. 40, 41, 42, 105, 172, 178 et 219)

- Smith, D. E., Zuber, M. T., Torrence, M. H., Dunn, P. J., Neumann, G. A., Lemoine, F. G., & Fricke, S. K. 2009a. Time variations of Mars' gravitational field and seasonal changes in the masses of the polar ice caps. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E05002. (cf p. 40, 41 et 42)
- Smith, I. B., & Holt, J. W. 2010. Onset and migration of spiral troughs on Mars revealed by orbital radar. *Nature*, **465**, 450–453. (cf p. 14, 23, 229, 249, 250, 251 et 284)
- 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**, 5115. (cf p. 52 et 289)
- Smith, M. D. 2004. Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999-2003. *Icarus*, **167**, 148–165. (cf p. 52, 54 et 56)
- Smith, M. D. 2008. Spacecraft Observations of the Martian Atmosphere. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **36**, 191–219. (cf p. 26, 53 et 54)
- Smith, M. D. 2009. THEMIS observations of Mars aerosol optical depth from 2002-2008. *Icarus*, **202**, 444–452. (cf p. 38)
- Smith, M. D., Conrath, B. J., Pearl, J. C., & Christensen, P. R. 2002. NOTE : Thermal Emission Spectrometer Observations of Martian Planet-Encircling Dust Storm 2001A. *Icarus*, **157**, 259–263. (cf p. 38)
- Smith, M. D., Wolff, M. J., Clancy, R. T., & Murchie, S. L. 2009b. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer observations of water vapor and carbon monoxide. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E00D03. (cf p. 54 et 62)
- 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., Staufer, U., Stoker, C., Taylor, P., Whiteway, J. A., & Zent, A. P. 2009. H₂O at the Phoenix Landing Site. *Science*, **325**(5936), 58–61. (cf p. 15, 57 et 219)
- Snyder, C. W. 1979. The planet Mars as seen at the end of the Viking mission. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 8487–8519. (cf p. 10)
- Soderblom, L. A., Malin, M. C., Cutts, J. A., & Murry, B. C. 1973. Mariner 9 observations of the surface of Mars in the north polar region. *Journal of Geophysical Research*, **78**, 4197–4210. (cf p. 35 et 141)
- Solomon, S. C., & Head, J. W. 2007. If the Late Heavy Bombardment of the Moon Was a Terminal Cataclysm, What are Some Implications for Mars ? *Pages 1636–+ of : Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*. Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts, vol. 38. (cf p. 20)

- Spiga, A. 2008. *Dynamique méso-échelle de l'atmosphère martienne : développement d'un modèle météorologique et analyse des observations OMEGA/Mars Express*. Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie. (cf p. 244 et 309)
- Spiga, A. 2011. Elements of comparison between Martian and terrestrial mesoscale meteorological phenomena : Katabatic winds and boundary layer convection. *Planetary and Space Science*, **59**, 915–922. (cf p. 24 et 243)
- Spiga, A., & Forget, F. 2009. A new model to simulate the Martian mesoscale and microscale atmospheric circulation : Validation and first results. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E02009. (cf p. 243, 244, 261 et 282)
- Spiga, A., Forget, F., Madeleine, J.-B., Montabone, L., Lewis, S. R., & Millour, E. 2011. The impact of martian mesoscale winds on surface temperature and on the determination of thermal inertia. *Icarus*, **212**, 504–519. (cf p. 243)
- Spinrad, H., Münch, G., & Kaplan, L. D. 1963. Letter to the Editor : the Detection of Water Vapor on Mars. *Astronomical Journal*, **137**, 1319–+. (cf p. 7, 8 et 52)
- Sprague, A. L., Boynton, W. V., Kerry, K. E., Janes, D. M., Hunten, D. M., Kim, K. J., Reedy, R. C., & Metzger, A. E. 2004. Mars' South Polar Ar Enhancement : A Tracer for South Polar Seasonal Meridional Mixing. *Science*, **306**, 1364–1367. (cf p. 44)
- Squyres, S. W. 1979. The distribution of lobate debris aprons and similar flows on Mars. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 8087–8096. (cf p. 63)
- Squyres, S. W., Knoll, A. H., Arvidson, R. E., Clark, B. C., Grotzinger, J. P., Jolliff, B. L., McLennan, S. M., Tosca, N., Bell, J. F., Calvin, W. M., Farrand, W. H., Glotch, T. D., Golombek, M. P., Herkenhoff, K. E., Johnson, J. R., Klingelhöfer, G., McSween, H. Y., & Yen, A. S. 2006. Two Years at Meridiani Planum : Results from the Opportunity Rover. *Science*, **313**, 1403–1407. (cf p. 22)
- Stopar, J. D., Jeffrey Taylor, G., Hamilton, V. E., & Browning, L. 2006. Kinetic model of olivine dissolution and extent of aqueous alteration on mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 6136–6152. (cf p. 22)
- Svitek, T., & Murray, B. 1990. Winter frost at Viking Lander 2 site. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1495–1510. (cf p. 10, 56 et 155)
- Tamppari, L. K., Smith, M. D., Bass, D. S., & Hale, A. S. 2008. Water-ice clouds and dust in the north polar region of Mars using MGS TES data. *Planetary and Space Science*, **56**, 227–245. (cf p. 109 et 143)
- Tanaka, K. L., & Hayward, R. K. 2008. Mars' North Circum-Polar Dunes : Distribution, Sources, and Migration History. *Pages 69–70 of : Planetary Dunes Workshop*. (cf p. 252 et 278)
- Tanaka, K. L., Skinner, J. A., Hare, T. M., Joyal, T., & Wenker, A. 2003. Resurfacing history of the northern plains of Mars based on geologic mapping of Mars Global Surveyor data. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **108**, 8043. (cf p. 22)

- Tanaka, K. L., Skinner, J. A., & Hare, T. M. 2005. Geologic map of the northern plains of Mars. *USGS Scientific Investigations Map, 2888.* (cf p. 203)
- Tanaka, K. L., Rodriguez, J. A. P., Skinner, J. A., Bourke, M. C., Fortezzo, C. M., Herkenhoff, K. E., Kolb, E. J., & Okubo, C. H. 2008. North polar region of Mars : Advances in stratigraphy, structure, and erosional modification. *Icarus*, **196**, 318–358. (cf p. 60, 227, 228, 229, 251 et 283)
- Thomas, N., Hansen, C. J., Portyankina, G., & Russell, P. S. 2010. HiRISE observations of gas sublimation-driven activity in Mars' southern polar regions : II. Surficial deposits and their origins. *Icarus*, **205**, 296–310. (cf p. 47)
- Thomas, N., Portyankina, G., Hansen, C. J., & Pommerol, A. 2011. HiRISE observations of gas sublimation-driven activity in Mars's southern polar regions : IV. Fluid dynamics models of CO₂ jets. *Icarus*, **212**, 66–85. (cf p. 239 et 260)
- Thomas, P., & Veverka, J. 1979. Seasonal and secular variation of wind streaks on Mars - an analysis of Mariner 9 and Viking data. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 8131–8146. (cf p. 46)
- Thomas, P., & Weitz, C. 1989. Sand dune materials and polar layered deposits on Mars. *Icarus*, **81**, 185–215. (cf p. 226 et 251)
- Thomas, P. C., Malin, M. C., Edgett, K. S., Carr, M. H., Hartmann, W. K., Ingersoll, A. P., James, P. B., Soderblom, L. A., Veverka, J., & Sullivan, R. 2000. North-south geological differences between the residual polar caps on Mars. *Nature*, **404**, 161–164. (cf p. 50, 59 et 200)
- Thomas, P. C., Malin, M. C., James, P. B., Cantor, B. A., Williams, R. M. E., & Gierasch, P. 2005. South polar residual cap of Mars : Features, stratigraphy, and changes. *Icarus*, **174**, 535–559. (cf p. 50)
- Thomas, P. C., James, P. B., Calvin, W. M., Haberle, R., & Malin, M. C. 2009. Residual south polar cap of Mars : Stratigraphy, history, and implications of recent changes. *Icarus*, **203**, 352–375. (cf p. 50 et 51)
- Tillman, J. E., Johnson, N. C., Guttorm, P., & Percival, D. B. 1993. The Martian annual atmospheric pressure cycle - Years without great dust storms. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 10963–10971. (cf p. 32)
- Titov, D. V., Markiewicz, W. J., Thomas, N., Keller, H. U., Sablotny, R. M., Tomasko, M. G., Lemmon, M. T., & Smith, P. H. 1999. Measurements of the atmospheric water vapor on Mars by the Imager for Mars Pathfinder. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 9019–9026. (cf p. 52)
- Titus, T. N. 2005. Mars Polar Cap Edges Tracked over 3 Full Mars Years. *Page 1993 of : S. Mackwell & E. Stansbery (ed), 36th Annual Lunar and Planetary Science Conference.* Lunar and Planetary Inst. Technical Report, vol. 36. (cf p. 35, 115 et 156)

- Titus, T. N. 2009. Mars Polar Cap Edges Tracked Over Four Full Mars Years Using MGS TES. *LPI Contributions*, **1494**, 57–58. (cf p. 35, 69, 115, 117, 140 et 156)
- Titus, T. N., & Kieffer, H. H. 2003. Temporal and Spatial Distribution of Seasonal CO₂ Snow and Ice. *Page 3273 of : A. L. Albee & H. H. Kieffer (ed), Sixth International Conference on Mars.* (cf p. 68)
- Titus, T. N., Kieffer, H. H., Mullins, K. F., & Christensen, P. R. 2001. TES premapping data : Slab ice and snow flurries in the Martian north polar night. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 23181–23196. (cf p. 43, 45, 46, 215 et 220)
- Titus, T. N., Kieffer, H. H., & Christensen, P. R. 2003. Exposed Water Ice Discovered near the South Pole of Mars. *Science*, **299**, 1048–1051. (cf p. 50)
- Tyler, D., & Barnes, J. R. 2005. A mesoscale model study of summertime atmospheric circulations in the north polar region of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **110**, E06007. (cf p. 70)
- Tyler, D., Barnes, J. R., & Skyllingstad, E. D. 2008. Mesoscale and large-eddy simulation model studies of the Martian atmosphere in support of Phoenix. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **113**, E00A12. (cf p. 261)
- Vererka, J., & Goguen, J. 1973. The Nonuniform Recession of the South Polar Cap of Mars. *Journal of the Royal Astronomical Society of Canada*, **67**, 273. (cf p. 35)
- Vincendon, M. 2008. *Modélisation du transfert radiatif dans l'atmosphère martienne pour la détermination des propriétés spectrales de surface et la caractérisation des aérosols martiens à partir des données OMEGA*. Ph.D. thesis, Université de Paris-Sud XI. (cf p. 87 et 88)
- 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**, E08S13. (cf p. 70, 86, 87, 108, 109, 118, 125 et 127)
- Vincendon, M., Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.-P., Gondet, B., Jouplet, D., & OMEGA Team. 2008. Dust aerosols above the south polar cap of Mars as seen by OMEGA. *Icarus*, **196**, 488–505. (cf p. 108, 109, 293, 295, 296, 298 et 299)
- Wagstaff, K. L., Titus, T. N., Ivanov, A. B., Castaño, R., & Bandfield, J. L. 2008. Observations of the north polar water ice annulus on Mars using THEMIS and TES. *Planetary and Space Science*, **56**, 256–265. (cf p. 57, 100, 114, 117, 154 et 156)
- Wall, S. D. 1981. Analysis of condensates formed at the Viking 2 lander site - The first winter. *Icarus*, **47**, 173–183. (cf p. 165)
- Wallace, A., R. 1907. *Is Mars Habitable ?* Macmillan. (cf p. 6)

- Wang, H., & Ingersoll, A. P. 2002. Martian clouds observed by Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **107**, 5078–+. (cf p. 54, 67, 142 et 143)
- Warren, S. G. 1982. Optical Properties of Snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20**, 67–+. (cf p. 118)
- Warren, S. G. 1986. Optical constants of carbon dioxide ice. *Applied Optics*, **25**, 2650–2674. (cf p. 44)
- Warren, S. G., Wiscombe, W. J., & Firestone, J. F. 1990. Spectral albedo and emissivity of CO₂ in Martian polar caps - Model results. *Journal of Geophysical Research*, **951**, 14717–14741. (cf p. 44, 159, 303 et 307)
- Whiteway, J., Cook, C., Gallagher, M., Choularton, T., Harries, J., Connolly, P., Busen, R., Bower, K., Flynn, M., May, P., Aspey, R., & Hacker, J. 2004. Anatomy of cirrus clouds : Results from the Emerald airborne campaigns. *Geophysical Research Letters*, **31**, 24102. (cf p. 54)
- Whiteway, J. A., Komguem, L., Dickinson, C., Cook, C., Illnicki, M., Seabrook, J., Popovici, V., Duck, T. J., Davy, R., Taylor, P. A., Pathak, J., Fisher, D., Carswell, A. I., Daly, M., Hipkin, V., Zent, A. P., Hecht, M. H., Wood, S. E., Tamppari, L. K., Renno, N., Moores, J. E., Lemmon, M. T., Daerden, F., & Smith, P. H. 2009. Mars Water-Ice Clouds and Precipitation. *Science*, **325**, 68–. (cf p. 54, 55 et 219)
- Wilson, R. J., & Hamilton, K. 1996. Comprehensive model simulation of thermal tides in the Martian atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, **53**, 1290–1326. (cf p. 31)
- Wolff, M. J., Smith, M. D., Clancy, R. T., Arvidson, R., Kahre, M., Seelos, F., Murchie, S., & Savijärvi, H. 2009. Wavelength dependence of dust aerosol single scattering albedo as observed by the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, **114**, E00D04. (cf p. 126 et 293)
- Yoder, C. F., Konopliv, A. S., Yuan, D. N., Standish, E. M., & Folkner, W. M. 2003. Fluid Core Size of Mars from Detection of the Solar Tide. *Science*, **300**, 299–303. (cf p. 40 et 41)
- Zhang, H., & Voss, K. J. 2011. On Hapke photometric model predictions on reflectance of closely packed particulate surfaces. *Icarus*, **215**, 27–33. (cf p. 78)
- Zuber, M. T., Smith, D. E., Solomon, S. C., Abshire, J. B., Afzal, R. S., Aharonson, O., Fishbaugh, K., Ford, P. G., Frey, H. V., Garvin, J. B., Head, J. W., Ivanov, A. B., Johnson, C. L., Muhleman, D. O., Neumann, G. A., Pettengill, G. H., Phillips, R. J., Sun, X., Zwally, H. J., Banerdt, W. B., & Duxbury, T. C. 1998. Observations of the North Polar Region of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Science*, **282**, 2053. (cf p. 59, 131, 152 et 228)
- Zurek, R. W., Barnes, J. R., Haberle, R. M., Pollack, J. B., Tillman, J. E., & Leovy, C. B. 1992. *Mars*. University of Arizona Press, Tucson. Chap. Dynamics of the atmosphere of Mars, pages 835–933. (cf p. 18 et 55)

Liste des publications et communications relatives à la thèse

Publications dans des revues à comité de lecture

- [1] **T. Appéré**, B. Schmitt, Y. Langevin, S. Douté, A. Pommerol, F. Forget, A. Spiga, B. Gondet et J.-P. Bibring (2011), Winter and spring evolution of northern seasonal deposits on Mars from OMEGA on Mars Express, *Journal of Geophysical Research*, 116, E05001.
- [2] A. Pommerol, **T. Appéré**, G. Portyankina, K.-M. Aye, N. Thomas et C. J. Hansen (2012), Observations of the Northern seasonal polar cap on Mars III : CRISM/HiRISE observations of spring sublimation, soumis au journal *Icarus*.
- [3] S. Douté, X. Ceamanos, **T. Appéré**, M. Vincendon, Y. Langevin et l'équipe OMEGA (2011), Retrieving atmospheric dust opacity on Mars by imaging spectroscopy, en attente de soumission.

Présentations lors de conférences internationales

- [1] **T. Appéré**, B. Schmitt, A. Pommerol, P. Beck, F. Schmidt, S. Douté, F. Forget, Y. Langevin, J.-P. Bibring et B. Gondet, Extended water vapor sources during recession of the northern seasonal condensates on Mars, *Mars Water Cycle Workshop*, Paris, avril 2008, présentation orale.
- [2] **T. Appéré**, B. Schmitt, A. Pommerol, S. Douté, P. Beck, F. Forget, F. Schmidt, Y. Langevin, J.-P. Bibring et B. Gondet, Spatial and temporal distributions of the water ice annulus during recession of the northern seasonal condensates on Mars, *3rd International Workshop on the Mars Atmosphere*, Williamsburg, novembre 2008, présentation orale.
- [3] **T. Appéré**, B. Schmitt, S. Douté, F. Forget, Y. Langevin, J.-P. Bibring et B. Gondet, Spring evolution of the northern seasonal condensates on Mars from OMEGA on Mars Express, *3rd International Workshop on Mars Polar Energy Balance and the CO₂*, Seattle, juillet 2009, présentation orale.
- [4] B. Schmitt, **T. Appéré**, S. Douté, P. Beck, F. Forget, Y. Langevin et J.-P. Bibring, Microphysical cycle of evolution of the northern martian seasonal condensates, *3rd International Workshop on Mars Polar Energy Balance and the CO₂*, Seattle, juillet 2009.
- [5] **T. Appéré**, B. Schmitt, S. Douté, Y. Langevin, F. Forget et J.-P. Bibring, Spring evolution of Mars' northern seasonal condensates from OMEGA on Mars Express, *41st Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, mars 2010, poster.

- [6] **T. Appéré**, B. Schmitt, Y. Langevin, S. Douté, A. Pommerol, F. Forget, A. Spiga, B. Gondet et J.-P. Bibring, Mobility of water ice during the recession of the northern seasonal condensates on Mars, *European Planetary Science Congress*, Rome, septembre 2010, poster.
- [7] **T. Appéré**, B. Schmitt, Y. Langevin, A. Spiga, S. Douté, F. Forget, A. Pommerol, B. Gondet et J.-P. Bibring, Peculiar phenomena of sublimating seasonal deposits during northern spring on Mars, *4th International Workshop on the Mars Atmosphere : Modelling and Observations*, Paris, février 2011, présentation orale.
- [8] S. Douté, X. Ceamanos, **T. Appéré**, M. Vincendon, Y. Langevin et l'équipe OMEGA, Monitoring atmospheric dust opacity at high latitudes on Mars by imaging spectrometry, *4th International Workshop on the Mars Atmosphere : Modelling and Observations*, Paris, février 2011.
- [9] **T. Appéré**, B. Schmitt, Y. Langevin, A. Spiga, S. Douté, F. Forget, A. Pommerol, B. Gondet et J.-P. Bibring, Peculiar phenomena of sublimating seasonal deposits during northern spring on Mars, *European Geosciences Union General Assembly*, Vienne, Avril 2011, présentation orale.
- [10] **T. Appéré**, B. Schmitt, Y. Langevin, A. Spiga, S. Douté, A. Pommerol, F. Forget, B. Gondet et J.-P. Bibring, Katabatic winds, geysers and seasonal water frost during northern spring on Mars, *5th International Conference on Mars Polar Science and Exploration*, Fairbanks, septembre 2011, présentation orale.
- [11] F. Grisolle, **T. Appéré**, B. Schmitt, P. Beck, O. Brissaud et S. Douté, Influence of condensing water frost on the near-IR spectrum of CO₂ snow, *5th International Conference on Mars Polar Science and Exploration*, Fairbanks, septembre 2011.
- [12] A. Pommerol, G. Portyankina, N. Thomas, K.-M. Aye, **T. Appéré**, C. J. Hansen, M. Vincendon et Y. Langevin, Spring evolution of martian seasonal caps from high-resolution MRO observations, *5th International Conference on Mars Polar Science and Exploration*, Fairbanks, septembre 2011.
- [13] **T. Appéré**, B. Schmitt, Y. Langevin, A. Spiga, S. Douté, A. Pommerol, F. Forget, B. Gondet et J.-P. Bibring, Katabatic winds, geysers and seasonal water frost during northern spring on Mars, *Europlanet Planetary Science Congress - Division of Planetary Sciences Joint Meeting*, Nantes, octobre 2011, présentation orale.
- [14] S. Douté, X. Ceamanos, **T. Appéré**, M. Vincendon, Y. Langevin et l'équipe OMEGA, Monitoring atmospheric dust opacity at high latitudes on Mars by imaging spectrometry, *Europlanet Planetary Science Congress - Division of Planetary Sciences Joint Meeting*, Nantes, octobre 2011.

Présentations lors de conférences nationales

- [1] **T. Appéré**, B. Schmitt, Y. Langevin, S. Douté, A. Pommerol, F. Forget, A. Spiga, B. Gondet et J.-P. Bibring, Evolution hivernale et printanière des dépôts saisonniers nord de Mars, *Congrès du Programme National de Planétologie*, septembre 2010, poster.

Résumé

Les dépôts saisonniers de glace de CO₂ et de H₂O jouent un rôle majeur dans le climat actuel de Mars. Leur cycle de condensation/sublimation contrôle en grande partie les variations de la pression atmosphérique et de l'humidité. Le but de cette thèse est d'apporter de nouvelles contraintes observationnelles aux interactions surface/atmosphère pendant la phase de retrait des dépôts saisonniers nord. A partir des données proche infrarouge de l'imageur hyperspectral OMEGA (Mars Express), l'extension des glaces saisonnières de CO₂ et H₂O a été cartographiée du solstice d'hiver au solstice d'été. Un anneau de glace d'eau entoure systématiquement les dépôts saisonniers riches en CO₂ et constitue une source importante de vapeur d'eau lors de sa sublimation. Une couche de glace d'eau recouvre progressivement la glace de CO₂, résultat de deux processus : l'accumulation de la glace d'eau contenue dans la glace de CO₂ et restant en surface lorsque le CO₂ se sublime, et la condensation de vapeur d'eau issue de la sublimation de l'anneau de glace d'eau. Des remontées soudaines de la signature de la glace de CO₂ sont observées dans les dépressions spirales et escarpements de la calotte permanente nord, et dans le champ de dunes circumpolaires, conséquence probable d'un renforcement ponctuel des vents catabatiques par le passage de systèmes dépressionnaires. Le résultat de ces processus dynamiques est une accumulation inhomogène de givre d'eau sur la calotte permanente nord au début de l'été qui participe à l'évolution actuelle de la calotte. La connaissance de la localisation des sources de vapeur d'eau et des interactions surface/atmosphère pendant l'hiver et le printemps nord permettra d'améliorer les modèles climatiques et notre compréhension du cycle actuel de l'eau sur Mars.

Mots clés : Mars, cycle de l'eau, dépôts saisonniers, glace de H₂O, glace de CO₂, calotte permanente nord, imagerie hyperspectrale, transfert radiatif.

Abstract

Seasonal CO₂ and H₂O ices play a major role in the current climate of Mars. Their condensation/sublimation cycle largely control the variations of atmospheric pressure and humidity. The aim of this thesis is to provide new observational constraints to the surface/atmosphere interactions during the retreat of the northern seasonal deposits. Using near infrared hyperspectral images from the OMEGA instrument (Mars Express), the extent of the seasonal CO₂ and H₂O ices was mapped from winter solstice to summer solstice. A water ice annulus systematically surrounds the CO₂-rich seasonal deposits. It is an important source of water vapor during its sublimation. A water ice layer progressively covers the CO₂ ice. It results from two processes : accumulation of water ice grains previously embedded into CO₂ ice and laying onto the surface while CO₂ ice sublimes, and condensation of water vapor coming from the sublimating water ice annulus. Sudden increases of the CO₂ ice signatures are observed in the spiral troughs and scarps of the North permanent cap and in the circumpolar dark dunes field. It probably results from an enhancement of the katabatic winds due to transient low pressure systems. These dynamical processes result in an inhomogeneous accumulation of water frost onto the North permanent cap at the beginning of summer which could play a role in the present evolution of the cap. Knowledge of the water vapor sources location and of the surface/atmosphere interactions during northern winter and spring will improve climate models and our understanding of the current water cycle on Mars.

Keywords : Mars, water cycle, seasonal deposits, H₂O ice, CO₂ ice, North permanent cap, hyperspectral imaging, radiative transfer.