Télédétection hyperspectrale : minéralogie et pétrologie, Application au volcan Syrtis Major (Mars) et à l'ophiolite d'Oman

Harold Clenet

▶ **To cite this version:**

Harold Clenet. Télédétection hyperspectrale : minéralogie et pétrologie, Application au volcan Syrtis Major (Mars) et à l'ophiolite d'Oman. Sciences de la Terre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2009. Français. NNT : . tel-00379877

HAL Id: tel-00379877

https://theses.hal.science/tel-00379877

Submitted on 29 Apr 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par *l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*
Discipline ou spécialité : *Géosciences planétaire*

Présentée et soutenue par *Harold CLENET*
Le *06 avril 2009*

Titre :
Télédétection hyperspectrale : minéralogie et pétrologie,
Application au volcan Syrtis Major (Mars) et à l'ophiolite d'Oman

---

JURY

Prof. Jean-Alix Barrat	*Examinateur*
Prof. Jean-Pierre Bibring	*Rapporteur*
Dr. Georges Ceuleneer	*Directeur de thèse*
Dr. Sabine Chabrillat	*Rapporteur*
Prof. Pierre Jean	*Président de jury*
Prof. Patrick Launeau	*Examinateur*
Dr. Patrick Ledru	*Rapporteur*
Dr. Patrick Pinet	*Directeur de thèse*

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace*
Unité de recherche : *Dynamique Terrestre et Planétaire*
Directeur(s) de Thèse : *Patrick Pinet & Georges Ceuleneer*

Cette thèse a été préparée au laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire (UMR 5562)

ADRESSE POSTALE

DTP / Observatoire Midi-Pyrénées
14, Avenue Edouard Belin
31400 Toulouse

SITE WEB

http://w3.dtp.obs-mip.fr/

INFORMATION SUR LE PRÉSENT DOCUMENT
Ce manuscrit a été produit sous Lyx 1.5 : http://www.lyx.org/
Il est disponible en ligne à l'adresse suivante : http://tel.archives-ouvertes.fr/

Table des matières

Remerciements **9**

1 Introduction **13**

2 Contextes d'étude : minéralogie, géologie **17**
2.1 Introduction . . . 19
2.2 Les assemblages de minéraux mafiques . . . 19
2.2.1 Olivine, pyroxènes et plagioclase . . . 19
2.2.2 Roches correspondantes . . . 22
2.3 Contexte des ophiolites d'Oman (Terre) . . . 24
2.3.1 Géologie des montagnes d'Oman . . . 24
2.3.2 Le massif de Sumail . . . 26
2.4 Contexte géologique du volcan Syrtis Major (Mars) . . . 32
2.4.1 Données générales sur Mars . . . 32
2.4.2 Syrtis Major . . . 39
2.4.3 Lien entre la Terre et Mars . . . 43

3 Spectroscopie de réflectance : Principe et application à la minéralogie **45**
3.1 Introduction . . . 47
3.2 Notions utiles pour la spectroscopie de réflectance . . . 47
3.2.1 A l'origine, la lumière... . . . 47
3.2.2 Notions de photométrie : les principales grandeurs . . . 48
3.2.3 Mesure par un capteur . . . 51
3.3 Interactions entre le rayonnement et la matière . . . 52
3.3.1 Rayonnement électromagnétique et changement de milieu . . . 52
3.3.2 Processus à l'origine des bandes d'absorptions et implications pour les spectres 54
3.3.3 Variations spectrales liées aux minéraux et aux roches . . . 61
3.4 Traitement du signal hyperspectral . . . 66
3.4.1 Différentes techniques de déconvolution spectrale . . . 68
3.4.2 Le Modèle Gaussien Modifié (MGM) . . . 71

4 Mise en oeuvre améliorée du Modèle Gaussien Modifié (MGM) 77
4.1 Introduction . . . 79
4.2 A propos de l'utilisation du Modèle Gaussien Modifié . . . 79
4.2.1 Mise en oeuvre informatique . . . 79
4.2.2 Comment se présente un résultat MGM ? . . . 80
4.3 Choix des différents paramètres d'initialisation . . . 81
4.3.1 Forme générale du spectre et choix du continuum . . . 81
4.3.2 Complexité minéralogique et nombre de gaussiennes . . . 86
4.3.3 Caractéristiques de la roche et paramètres des gaussiennes . . . 89
4.3.4 Sensibilité à l'initialisation . . . 91
4.4 Procédure automatique . . . 101
4.4.1 Initialisation des paramètres . . . 101
4.4.2 Tests systématiques : principe et exemple . . . 121
4.4.3 Procédure de tri . . . 121
4.4.4 Bilan . . . 130

5 Détection des minéraux mafiques : Validation de la procédure 131
5.1 Introduction . . . 133
5.2 Minéralogies simples . . . 133
5.2.1 Olivines . . . 133
5.2.2 Pyroxènes . . . 138
5.3 Mélange olivine - pyroxène . . . 149
5.3.1 Olivine et orthopyroxène . . . 149
5.3.2 Olivine et clinopyroxène . . . 158
5.3.3 Mélange ternaire . . . 158
5.4 Roche complexes . . . 161
5.4.1 Spectres de météorites SNC . . . 161
5.4.2 Spectres de roches d'Oman . . . 167
5.5 Conclusion et perspectives . . . 178
5.5.1 Spectres et Modèle Gaussien Modifié . . . 180
5.5.2 Développement technique . . . 183

6 Syrtis Major, Mars 187
6.1 Introduction . . . 189
6.2 Jeu de données . . . 189
6.2.1 Caractéristiques de l'instrument OMEGA . . . 189
6.2.2 Préparation des données . . . 190
6.3 Analyses de spectres ponctuels . . . 194
6.3.1 Analyse en Composantes Principales (ACP) . . . 194
6.3.2 Procédure automatique . . . 195
6.4 Analyse spatiale : détection des minéraux mafiques . . . 197
6.4.1 Vérifications préalables . . . 197
6.4.2 Résultats de la procédure automatique : aspect cartographique . . . 199
6.5 Composition chimique . . . 213

6.5.1 Olivine . . . 213
6.5.2 Pyroxènes . . . 214
6.6 Apport à la compréhension géologique de la région de Syrtis Major . . . 217
6.6.1 Composition modale . . . 218
6.6.2 Composition chimique . . . 224
6.6.3 Résultats spectroscopiques et pétrologie . . . 228
6.6.4 Ce qui pourrait avoir un impact sur la caractérisation des unités lithologiques . 232
6.7 Conclusion . . . 234

7 Le massif ophiolitique de Sumail, Oman 235
7.1 Introduction . . . 238
7.2 Spectres de terrain . . . 238
7.2.1 Acquisition des données . . . 238
7.2.2 Analyses pétrologiques et spectroscopiques . . . 241
7.2.3 Mise en oeuvre du MGM et premier constat . . . 251
7.3 Jeu de données pour la cartographie : l'imageur hyperspectral HyMap . . . 251
7.3.1 Préparation des données . . . 251
7.3.2 Premier aperçu cartographique . . . 254
7.4 Analyse spatiale : détection des minéraux mafiques . . . 258
7.4.1 Vérifications préalables à l'analyse systématique . . . 258
7.4.2 Maximum de réflectance et implications pour les tris . . . 260
7.4.3 Résultats de la procédure automatique : aspect cartographique . . . 265
7.4.4 Composition modale de la harzburgite . . . 269
7.5 Composition chimique des minéraux . . . 274
7.5.1 Olivine . . . 274
7.5.2 Pyroxènes . . . 274
7.6 Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyper-spectral survey. Petrogenesis and relationship to mantle diapirism . . . 280
7.6.1 Introduction . . . 280
7.6.2 Geological setting . . . 281
7.6.3 Contribution of hyperspectral remote sensing to lithological discrimination and mapping of the Sumail massif . . . 282
7.6.4 Description of the studied outcrops. . . . 285
7.6.5 Phase chemistry and chemical stratigraphy . . . 287
7.6.6 Discussion and conclusions . . . 289
7.6.7 Acknowledgments . . . 299
7.7 Conclusion . . . 300

8 Conclusion générale 301

Annexes 305
A. Etude spectrale . . . 306
A.1 Critères de tris minéralogique . . . 306
A.2 Références des spectres utilisés pour la validation . . . 307
B. Association de configurations . . . 311

C. Nouveau Chapitre de Thèse 312
C.1 La thèse dans son contexte 312
C.2 La thèse : son déroulement et son coût 314
C.3 La thèse : acquis de compétences diverses 317
C.4 Conclusion : les retombées de la thèse 318
D. Liste des communications 320

Table des figures **323**

Liste des tableaux **339**

Bibliographie **341**

Résumé / Abstract **363**

Remerciements

Voici donc venu le temps des remerciements... Chose qui n'est finalement pas si aisée, surtout les doigts fébriles d'avoir écrit les trois cents et quelques pages qui arrivent derrière celle-ci ! Construire une thèse se fait donc logiquement. Mais des remerciements ? Pour ne pas être trop original, je vais faire quelque chose de plus ou moins inverse à l'ordre d'apparition dans cette histoire...

Tout d'abord, je tiens à remercier l'ensemble des membres du jury qui ont accepté de juger ce travail, de prendre le temps de lire ce manuscrit un tantinet épais et de venir à la soutenance. Je pense donc à Jean-Alix Barrat, Jean-Pierre Bibring, Sabine Chabrillat, Patrick Launeau et à Patrick Ledru.

Viennent ensuite mes deux directeurs de thèse : Patrick et Georges. Merci à tous les deux de m'avoir amené la où je suis aujourd'hui, de m'avoir fait passer du statut d'apprenti chercheur au niveau suivant. Même si cela n'a pas toujours été facile, ces trois années resteront marquantes ! Je vous rejoins quand vous voulez pour profiter de cette fameuse omelette aux oignons (lecteur, même si le restaurant n'est pas facile à trouver, je vous recommande cette adresse) et de la nuit étoilée omanaise (ainsi que la bière ou le thé dans ces hôtels fort intéressant dont nous ne parlerons pas ici). J'espère avoir encore ce genre d'occasion !

Dans les habitués du labo, j'appelle également les autres permanents. Tout d'abord Yves, expert bidouille "IDLesque", qui va juste commencer à profiter des joies du MGM. Merci pour ta bonne humeur quotidienne, ton appétit insatiable pour les activités divertissantes du midi ou du soir. Merci également pour les conseils gastronomiques et autres (omanais mais aussi Houstonien) ! Merci à tous ceux qui partagent les "bêtises" de couloir et la bonne humeur ambiante du labo (d'ailleurs, on n'a plus jamais entendu parler du Michel Gregoire Show... Dommage). Merci à ceux qui m'ont aidé régulièrement dans le travail (David, Serge, Christine et tous les autres que j'oublie). Merci aux "ouvriers du bonheur" qui travail dans "l'ombre" mais qui sont toujours la quand on a besoin... Loïc, Pierre, Anne-Marie et Nathalie... Merci à tous les autres membres du labo qui, même face à un thésard ronchon en fin de rédaction, prenne le temps de dire un p'tit mot dans le couloir... Bref, merci à tous ceux qui était la quand je suis arrivé et qui sont encore la maintenant que je pars.

Bien sur, dans un labo, il y a du jeune qui passe et s'en va... Alors un ou deux mots pour eux aussi. Le premier va aller aux demoiselles (et oui, pas ma faute si les trois dernières thésardes sont toutes des dames !). Ravi, donc, d'avoir pu partager un petit bout de chemin à vos côtés. Profitez bien de ces années et... bon courage ! J'espère avoir l'occasion de vous recroiser sur le terrain (plutôt Bénédicte donc) ou en conférence (et la Téo et Audrey). Dans les thésards encore la, un petit mot pour Sandra (accroches toi !) et Raphaël (que le heavy grind hardcore metal soit avec toi !). Et puis enfin, un mot pour ceux qui sont déjà parti. Ce fut un plaisir d'aborder cette thèse avec vous, et de partager quelques uns des moments les plus sympas. Merci à Julien, Céline, Marie (mais qui triche un peu puisqu'elle est déjà incluse dans les permanents), Stéphane et Augustin. J'espère vous revoir un de ces quatre... Je terminerai par un petit mot spécial pour Fred. Merci pour ton aide et le boulot fourni. Sans ton soutien, le MGM (dont on ne compte plus les lignes de code) ne serait pas ce qu'il est, et la thèse n'aurait sans doute pas été si loin. Que la suite te soit favorable, sur les planètes comme sur le soleil.

Un merci également aux amis Nantais, Patrick, Véronique et Régis pour la partie Oman et Stéphane pour la partie martienne. C'est toujours un plaisir de bosser avec vous ! J'espère vous retrouver tôt ou tard...

Je terminerais ces remerciements par ceux qui me côtoient depuis si longtemps. Et oui, ça fait sans doute un peu cliché, mais sans la famille une thèse serait bien trop difficile pour en sortir sans séquelles. Alors merci à eux, Claire et Daniel (ça fais bizarre d'écrire les prénoms !) et les deux petits frères Simon et Léo. Et un clin d'oeil particulier à celles qui sont venues assister au point final de la

thèse, la marraine du docteur, la mère et la soeur de la marraine du docteur, qui sont aussi marraine et soeur de la mère du docteur... enfin tout ça quoi ! Merci également à la "belle famille" pour son soutien : Arlette et *Tronquières Services* pour le coin de verdure et de tranquillité (entre autres) et Richard, importateur officiel de cabécou. Enfin, comme on dit "last but not least", merci à toi Elodie. Merci mille fois pour ton soutien, y compris quand j'ai été un type effroyablement pénible. Tu as su m'insuffler l'énergie et la volonté nécessaire pour aller au bout. Peut être y serais-je encore. Promis, pour récupérer et oublier tout ça, on file en vacances !

1

Introduction

Chacun d'entre nous a une bonne raison de s'intéresser aux planètes du système solaire que sont la Terre ou Mars. Cela peut aller de la curiosité enfantine à un intérêt pour les ressources disponibles. Il se peut également que notre motivation trouve son origine dans l'étude de phénomènes de grande envergure, ces phénomènes qui permettent de comprendre comment se forme une planète et comment elle a évolué au cours du temps pour aboutir à l'aspect que nous lui connaissons aujourd'hui.

Que ce soit pour la Terre ou pour Mars, ce qui nous est le plus facilement accessible est la surface (illustration figures 1.1 et 1.2). Cette dernière est le marqueur des processus internes passés et actuels et son analyse permet de contraindre les différents mécanismes ayant eu lieu au cours des temps géologiques. La composition minéralogique des roches est en conséquence un des éléments fondamentaux permettant de décrire ces processus.

Les roches qui ont une origine magmatique permettent notamment d'accéder, directement ou indirectement, à la composition des couches plus profondes de la planète. En effet, les minéraux vont cristalliser dans un ordre précis, entre autre fonction de la température et de la composition du magma parent. Pour effectuer la démarche inverse et remonter aux conditions initiales à partir d'une roche, il faut caractériser précisément les assemblages minéralogiques et la composition chimique des minéraux associés. Dans le cadre de cette thèse, les minéraux qui nous intéressent principalement sont des olivines et des pyroxènes puisqu'ils sont des traceurs des conditions de cristallisation. Ce sont des minéraux contenant du fer et les roches correspondantes seront dites mafiques ou ultramafiques.

L'objectif principal est donc de déterminer la composition modale des roches et la composition chimique des minéraux. Dans le cas de la Terre, il est assez aisé de faire ce travail par le biais de la géologie traditionnelle, c'est-à-dire la collecte d'échantillons et leurs analyses en laboratoire. Toutefois, pour appréhender le contexte général d'une région, synonyme de phénomènes de plus grande ampleur, il faut également ajouter une dimension spatiale à ces analyses. Du point de vue terrestre, cela correspond alors à la réalisation de cartes géologiques. Cependant, même si certaines zones sont bien connues, d'autres restent difficilement accessibles, ou leurs dimensions rendent des études complètes et détaillées laborieuses. Ces problèmes sont encore accrus pour les corps planétaires autres que la Terre. Même s'il est parfois possible de prélever des échantillons, comme ce fut le cas pour la Lune avec les missions Apollo, ou d'effectuer des analyses *in-situ* (*e.g.* rovers martiens), la majorité des informations disponibles est généralement obtenue à partir d'observations à distance.

Il a donc fallu développer des méthodes alternatives permettant d'accéder aux informations minéralogiques recherchées. La télédétection hyperspectrale, c'est-à-dire l'analyse à de multiples longueurs d'onde de la lumière solaire réfléchie, est particulièrement bien adaptée. Suivant le domaine de longueur d'onde étudié, l'information contenue est différente. Nous avons choisi ici d'utiliser la spectroscopie de réflectance visible-proche infrarouge (*i.e.* 0.4 à 2.5 µm) car, à ces longueurs d'onde, le signal spectral est fortement marqué par la présence du fer, ce qui permet de remonter à la composition des roches et minéraux.

FIG. 1.1 – Vue panoramique de la surface terrestre dans le massif ophiolitique de Sumail, Oman (vue prise 225 m environ au dessus du niveau le plus bas, altitude similaire à celles des sommets situés en face)

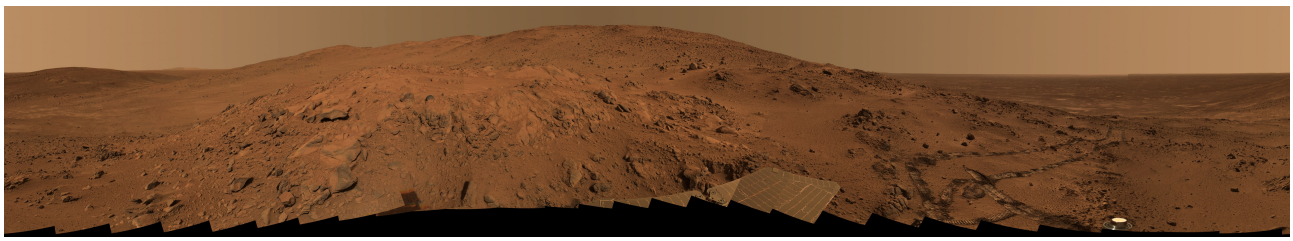

FIG. 1.2 – Vue panoramique "Larry's Lookout" de la surface martienne prise par la caméra PanCam du rover Spirit lors des sols 410 à 413 (vue prise 60 m environ au dessus du niveau de la plaine, "Husband Hill" en face ayant une altitude de 80 m ; *Crédits : NASA/JPL/Cornell*)

Toutefois, dans la pratique, le signal spectral est particulièrement complexe à traiter puisqu'il est affecté par de nombreux paramètres (*e.g.* composition de la roche et des minéraux, conditions d'observation, état physique de la surface,...). Il n'est donc pas possible d'en extraire directement l'information recherchée. Au cours de ces quarante dernières années, différentes approches ont vu le jour afin de pallier ce problème. L'une de ces techniques correspond au Modèle Gaussien Modifié, développé par Sunshine *et al.* (1990). Celui-ci présente l'intérêt de modéliser les absorptions minéralogiques par des gaussiennes, ce qui permet de caractériser directement les absorptions ayant pour origine les transitions électroniques du fer. Les premiers résultats, sur des données de laboratoire concernant de l'olivine et des mélanges de pyroxènes, ont montré les potentialités de cette approche pour la caractérisation des surfaces planétaires (Sunshine et Pieters, 1993, 1998).

L'objectif de cette thèse est d'utiliser le MGM pour déterminer la composition modale des roches de surface et la composition chimique des minéraux correspondants. Toutefois, une surface planétaire est un objet particulièrement complexe. Les assemblages minéralogiques incluent généralement de l'olivine avec du pyroxène, et les compositions chimiques peuvent potentiellement couvrir l'ensemble des gammes possibles (*i.e.* olivine : forstérite - fayalite, pyroxènes : diopside - hédenbergite - enstatite - ferrosilite). A l'origine, le MGM n'a pas été développé pour une utilisation prenant en compte toutes ces possibilités simultanément.

La première problématique était donc d'adapter ce modèle, en se basant sur les données de laboratoire, pour qu'une initialisation automatique des paramètres puisse aboutir à une modélisation physiquement réaliste de n'importe quel assemblage. Dans un second temps, et à partir de ces développements, le modèle a été appliqué à deux régions : les ophiolites d'Oman sur Terre et le volcan Syrtis Major sur Mars. Bien que les contextes géologiques soient différents, dans les deux cas la minéralogie est contrôlée par les minéraux mafiques, ce qui en fait deux analogues spectroscopiques. L'objectif final de ce travail est d'établir une cartographie automatique des variations lithologiques, en prenant en compte la variabilité de composition chimique des minéraux.

Cette thèse s'articule autour de six chapitres. Dans le chapitre 2, nous présenterons dans un premier temps les caractéristiques des deux familles de minéraux que sont les olivines et les pyroxènes. Les contextes géologiques et les informations connues pour les deux régions étudiées dans ce travail seront ensuite détaillés. Le chapitre 3 exposera les principes théoriques de la spectroscopie de réflectance dans le visible-proche infrarouge, en détaillant en particulier les processus à l'origine des bandes d'absorption et le lien entre leurs caractéristiques et l'information minéralogique recherchée. Ce chapitre se terminera par un bref aperçu de quelques techniques utilisées pour le traitement de ce type de données hyperspectrales.

Le chapitre 4 va détailler le travail effectué dans le cadre de cette thèse, du point de vue de la mise

en oeuvre améliorée du MGM. Nous détaillerons tout d'abord le choix des critères d'initialisation du modèle puis nous passerons à l'aspect "configuration" nécessaire à l'utilisation automatique du modèle sur des données complexes. Le chapitre 5 va reprendre les tests effectués sur des spectres de laboratoire de poudres contrôlées ou d'échantillons naturels. Ces résultats montreront la capacité du modèle à détecter correctement une minéralogie donnée et à en extraire les caractéristiques du point de vue de la composition chimique. Nous aurons une démarche progressive, allant des spectres les plus simples correspondant à des situations mono-minérales, à des spectres de plus en plus complexes, tels que ceux obtenus sur des roches.

Dans le chapitre 6, nous appliquerons notre version améliorée du MGM sur les données OMEGA, le spectro-imageur en orbite autour de Mars à bord de la sonde Mars Express, dans la région de l'édifice volcanique Syrtis Major. De nouveau, nous chercherons à caractériser la composition modale des roches et la composition chimique des minéraux. Nous terminerons ce chapitre en comparant nos résultats avec ceux existants dans la littérature, et montrerons que l'on peut ainsi préciser les processus magmatiques à l'origine de la formation de cette unité. Enfin, dans le dernier chapitre, nous appliquerons notre procédure au massif ophiolitique de Sumail (Sultanat d'Oman), imagé par l'instrument aéroporté HyMap. L'accès à cette région par des missions de terrain nous permettra d'effectuer des analyses traditionnelles (*i.e.* microscopie optique, analyses roche totale et analyses microsonde électronique) et de comparer ces résultats aux analyses spectroscopiques. A la fin de ce chapitre, nous étudierons plus en détail la pétrologie d'unités riches en pyroxènes détectées par la spectroscopie de réflectance.

2

Contextes d'étude : minéralogie, géologie

Sommaire

2.1 Introduction 19
2.2 Les assemblages de minéraux mafiques 19
2.2.1 Olivine, pyroxènes et plagioclase 19
2.2.1.1 Olivine 19
2.2.1.2 Pyroxènes 20
2.2.1.3 Plagioclase 22
2.2.2 Roches correspondantes 22
2.2.2.1 Nomenclature 22
2.2.2.2 Pourquoi s'intéresser à la minéralogie ? 22
2.3 Contexte des ophiolites d'Oman (Terre) 24
2.3.1 Géologie des montagnes d'Oman 24
2.3.1.1 Formation de l'ophiolite 24
2.3.1.2 Unités lithologiques 25
2.3.2 Le massif de Sumail 26
2.3.2.1 Unités lithologiques 26
2.3.2.2 Aspect cartographique 29
2.3.2.3 Géologie et télédétection 29
2.4 Contexte géologique du volcan Syrtis Major (Mars) 32
2.4.1 Données générales sur Mars 32
2.4.1.1 Les météorites SNC 32
2.4.1.2 Les missions d'observations 35
2.4.1.2.1 Première approche 35
2.4.1.2.2 Les missions orbitales 35
2.4.1.2.3 Etude *in-situ* 39
2.4.2 Syrtis Major 39
2.4.2.1 Caractéristiques générales de l'édifice volcanique 39
2.4.2.2 Composition des laves d'après les données orbitales 41
2.4.3 Lien entre la Terre et Mars 43

2.1 Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter le contexte de la thèse pour les deux régions étudiées. La première partie décrira brièvement les caractéristiques des minéraux et des roches dont nous chercherons par la suite à déterminer la composition. Cette brève description permettra ainsi de mieux appréhender les problèmes de minéralogie de surface dans le cas de mélanges mafiques ou ultramafiques. La deuxième partie présentera le contexte géologique du massif ophiolitique de Sumail (Oman), cette zone étant un analogue minéralogique et spectroscopique du volcan Syrtis Major sur Mars. Au travers des différentes missions spatiales, la dernière partie de ce chapitre présentera le contexte de cette région martienne.

2.2 Les assemblages de minéraux mafiques

Avant de décrire le contexte géologique des deux régions qui seront étudiées dans les chapitres 6 et 7, nous allons présenter succintement les minéraux mafiques que sont l'olivine et les pyroxènes. Leurs caractéristiques respectives en termes de composition chimique et les assemblages minéralogiques associés seront en effet les deux informations essentielles que nous chercherons à extraire des données aéroportées ou orbitales.

2.2.1 Olivine, pyroxènes et plagioclase

Une roche est formée d'un ensemble de grains qui ont une composition chimique particulière : les minéraux. Suivant la nature de la roche (*e.g.* magmatique plutonique ou volcanique, sédimentaire, ...), ces derniers vont être très différents. Nous allons dans cette thèse parler uniquement de roches ayant une origine magmatique, celles-ci pouvant être issues du manteau ou de la cristallisation de magmas basaltiques. Elles sont dominées par trois types de minéraux : l'olivine, les pyroxènes et le plagioclase. Avant de décrire les assemblages minéralogiques qui seront étudiés plus précisément par la suite, ces trois familles de minéraux vont être brièvement présentées.

2.2.1.1 Olivine

L'olivine (Ol) appartient à la famille des nésosilicates, c'est-à-dire des groupements de tétraèdres SiO_4 reliés entre eux par des cations. L'olivine forme une solution solide $(Mg,Fe)_2SiO_4$ entre deux pôles purs que sont la forstérite Mg_2SiO_4 (Fo) et la fayalite Fe_2SiO_4 (Fa). Le rapport $\frac{Mg}{Mg+Fe}$ permet de déterminer la composition de l'olivine par rapport à ces deux pôles. Il se note pourcentage de forstérite Fo et varie entre 0 et 100.

Si on considère seulement les atomes d'oxygène, la structure cristallographique de l'olivine peut se décrire comme un empilement hexagonal compact. L'insertion de cations Si^{4+} en sites tétraédriques T et de cations Mg^{2+} et Fe^{2+}en sites octaédriques M brise toutefois les symétries de la structure hexagonale compacte en la distordant. Deux types de sites, M_1 et M_2, peuvent être distingués suivant leurs positions dans le réseau (Fig. 2.1). L'olivine contient aussi des quantités mineures ($\leqslant 1\%$) de Ni, Mn et Ca.

Il est à noter que l'olivine peut s'altérer en serpentine. Ce minéral de la famille des phyllosilicates a pour formule chimique $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$.

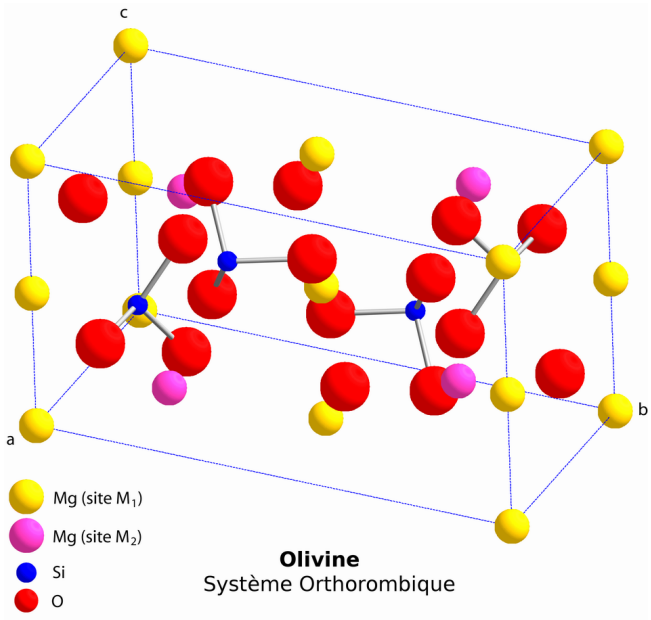

FIG. 2.1 – Représentation de la maille élémentaire de la forstérite (a=4.7540, b=10.1971 et c=5.9806 Å). Le magnésium occupe deux sites octaédriques distincts M_1 et M_2.

2.2.1.2 Pyroxènes

Les pyroxènes sont des inosilicates, c'est-à-dire des silicates à chaînes simples de SiO_4. La formule générale est exprimée sous la forme $XYSi_2O_6$ où X peut représenter les cations Na^+, Ca^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mg^{2+} ou Li^+ et Y les cations Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}, Cr^{3+} ou Ti^{3+}. Même s'il existe un grand nombre de substitutions possibles entre les cations, les ions qui seront principalement présents sont le Ca^{2+}, le Fe^{2+}, le Mg^{2+} et le Na^+. De plus, même dans ces cations principaux, toutes les combinaisons n'existent pas dans les mêmes proportions. Ainsi, le sodium sera un élément important dans les pyroxènes métamorphiques mais pas dans les pyroxènes magmatiques où il reste mineur. Pour ces derniers, même si les substitutions cationiques permettent de former le pôle wollastonite $Ca_2Si_2O_6$, les pyroxènes prépondérants se situent dans un quadrilatère délimité par les pôles diopside (Di, $CaMgSi_2O_6$), hédenbergite (He, $CaFeSi_2O_6$), enstatite (En, $Mg_2Si_2O_6$) et ferrosilite (Fs, $Fe_2Si_2O_6$; cf. Fig. 2.2-*a*).

Les pyroxènes sont divisés en deux sous-groupes suivant leurs systèmes cristallins respectifs : les clinopyroxènes (Cpx, plutôt riche en Ca) ayant une structure monoclinique et les orthopyroxènes (Opx, plutôt pauvre en Ca) ayant une structure orthorhombique. La maille élémentaire du diopside est représentée dans la figure 2.3. D'un point de vue composition chimique, les orthopyroxènes se situent entre les pôles enstatite et ferrosilite tandis que les clinopyroxènes ont une gamme de composition beaucoup plus variée, incluant des compositions avec du sodium (Fig. 2.2-*b*). Par la suite, il sera seulement question des pyroxènes les plus courants sur Terre et les représentations graphiques seront limitées au seul quadrilatère Di-He-En-Fs.

La pigeonite, de part sa structure cristallographique, se classe dans la famille des clinopyroxènes. Néanmoins, en raison des caractéristiques spectrales de ce minéral et des choix vis-à-vis du modèle utilisé (voir respectivement Chap. 3 § 3.3.3.2 page 62 et Chap. 4 § 4.3.3 page 89), nous regrouperons dans cette thèse la pigeonite avec les orthopyroxènes. Le groupe des clinopyroxènes comportera donc les minéraux diopside, hédenbergite et augite tandis que celui des orthopyroxènes regroupera l'enstatite, la ferrosilite et la pigeonite. Ces deux groupes pourront également être dénommés respectivement HCP

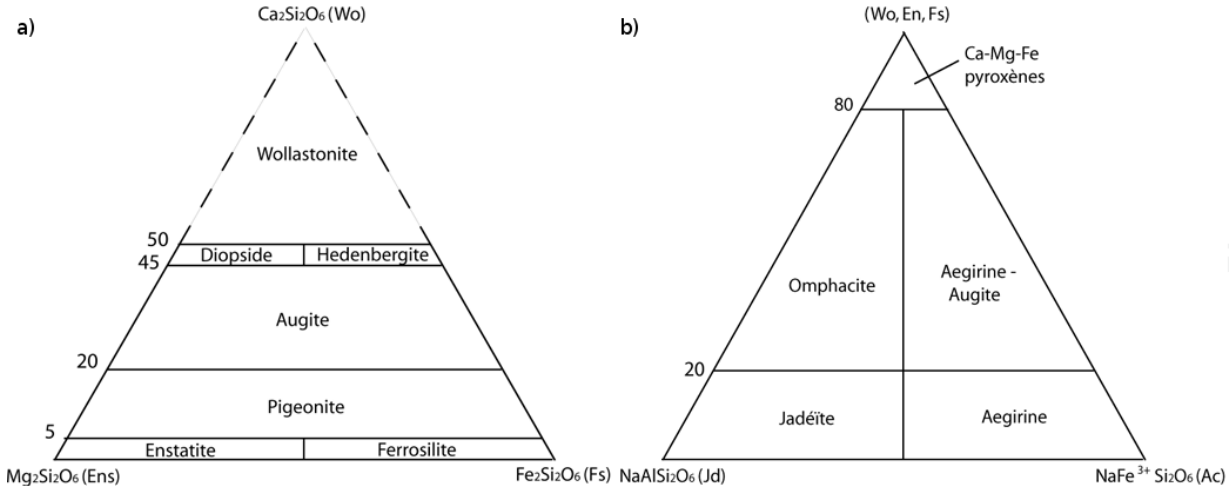

FIG. 2.2 – *a)* Composition et nomenclature des pyroxènes dans le système Ca-Mg-Fe. Le quadrilatère des pyroxènes prépondérant sur Terre est défini par les pôles Diopside-Hédenbergite-Enstatite-Ferrosilite. *b)* Composition et nomenclature des pyroxènes dans le système (CaMgFe)-Na-Fe^{3+}.

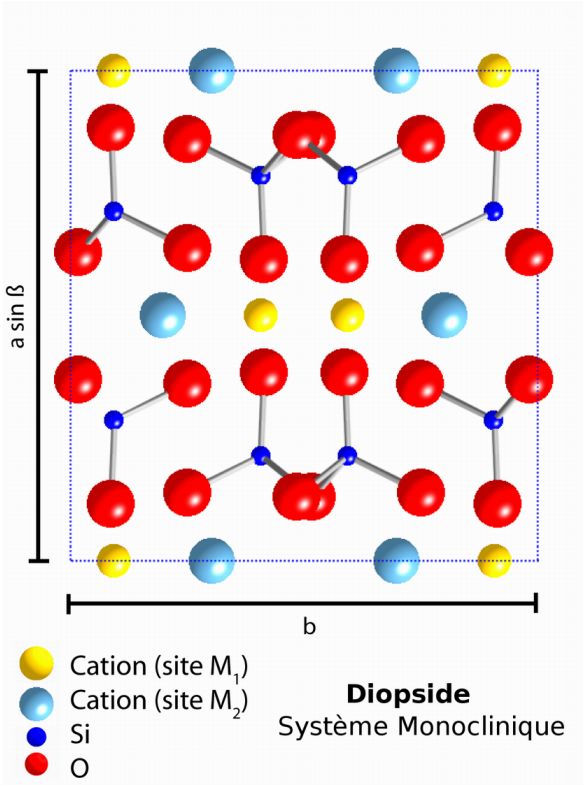

FIG. 2.3 – Projection de la maille élémentaire du diopside selon la direction c du cristal (a=9.746, b=8.899 et c=5.251 Å ; β=105.63°). Les cations peuvent occuper deux sites distincts M_1 et M_2.

(pour High Calcium Pyroxene) et LCP (pour Low Calcium Pyroxene).

En conséquence, dans la suite de ce travail, il ne faudra pas interpréter la détection d'orthopyroxène comme étant liée à la présence d'enstatite. Seule l'analyse de l'information spectrale permettra de distinguer ce minéral de la pigeonite et sera donc à la base de toute interprétation de nature pétrologique.

2.2.1.3 Plagioclase

Les plagioclases (Pl) sont des feldspaths de la famille des tectosilicates. Dans ces derniers, les tétraèdres SiO_4 sont liés par leurs quatre sommets et chaque oxygène est lié à deux cations. Les plagioclases forment une solution solide entre deux pôles purs que sont l'albite $NaAlSi_3O_8$ (Ab) et l'anorthite $CaAl_2Si_2O_8$ (An). Même si les plagioclases font partie des constituants majeurs des roches étudiées dans la suite de cette étude, la faible abondance du fer dans sa structure relèguera ce minéral au second plan d'un point de vue spectroscopique pour le visible-proche infrarouge.

2.2.2 Roches correspondantes

2.2.2.1 Nomenclature

Dans la nature, les roches se présentent sous la forme d'assemblages minéralogiques, c'est-à-dire d'un ensemble de grains de compositions différentes. Lorsque la majorité d'entre eux correspond à de l'olivine et/ou du pyroxène, on parlera de roches ultramafiques et de roches mafiques si le plagioclase équivaut à plus de 20% de la roche. La quantité respective de chacun de ces minéraux primaires va définir le nom usuel de la roche. La figure 2.4 permet d'associer à ce nom une composition Ol-Opx-Cpx-Pl donnée.

Lorsque la roche est composée à plus de 90% du même minéral, on parlera de dunite (pour le pôle olivine), clinopyroxènite et orthopyroxènite. Les assemblages minéralogiques qui seront rencontrés régulièrement par la suite sont principalement olivine-orthopyroxène, olivine-clinopyroxène, clinopyroxène-orthopyroxène et clinopyroxène-plagioclase qui donnent respectivement de la harzburgite, de la wehrlite, de la webstérite et du gabbro. En contexte extrusif, tel que les édifices volcaniques, la minéralogie est identique, avec parfois une proportion importante de phase amorphe (verre) en plus, mais la texture est différente. Les cristaux sont généralement de plus petites tailles en raison du refroidissement plus rapide. Le nom usuel de la roche devient basalte à la place de gabbro et komatiite au lieu de péridotite.

2.2.2.2 Pourquoi s'intéresser à la minéralogie ?

Au delà de la nomenclature, la minéralogie d'une roche magmatique ou mantellaire permet de déterminer et comprendre les différents processus qui ont conduit à sa formation et à son évolution. L'évolution magmatique théorique de Bowen (1915) permet de reconstituer ce processus. Sur la figure 2.5, nous pouvons voir que la composition finale de la roche est en particulier fonction de la température du magma, la pression jouant également un rôle. En effet, chaque minéral possède un intervalle de température de cristallisation propre, et en conséquence l'ordre de cristallisation peut être établi. Bien sur, la démarche inverse peut aussi être effectuée, c'est-à-dire qu'à partir de la minéralogie les caractéristiques du magma parent peuvent être trouvées. Par exemple, la teneur en olivine d'une roche permet de distinguer facilement les roches ayant une origine mantellaire, les péridotites ayant plus de 40% d'olivine, des roches ayant une origine crustale. Cependant, la réalité est plus complexe car des cumulats dunitiques peuvent aussi cristalliser à partir de magmas basaltiques déjà assez différenciés.

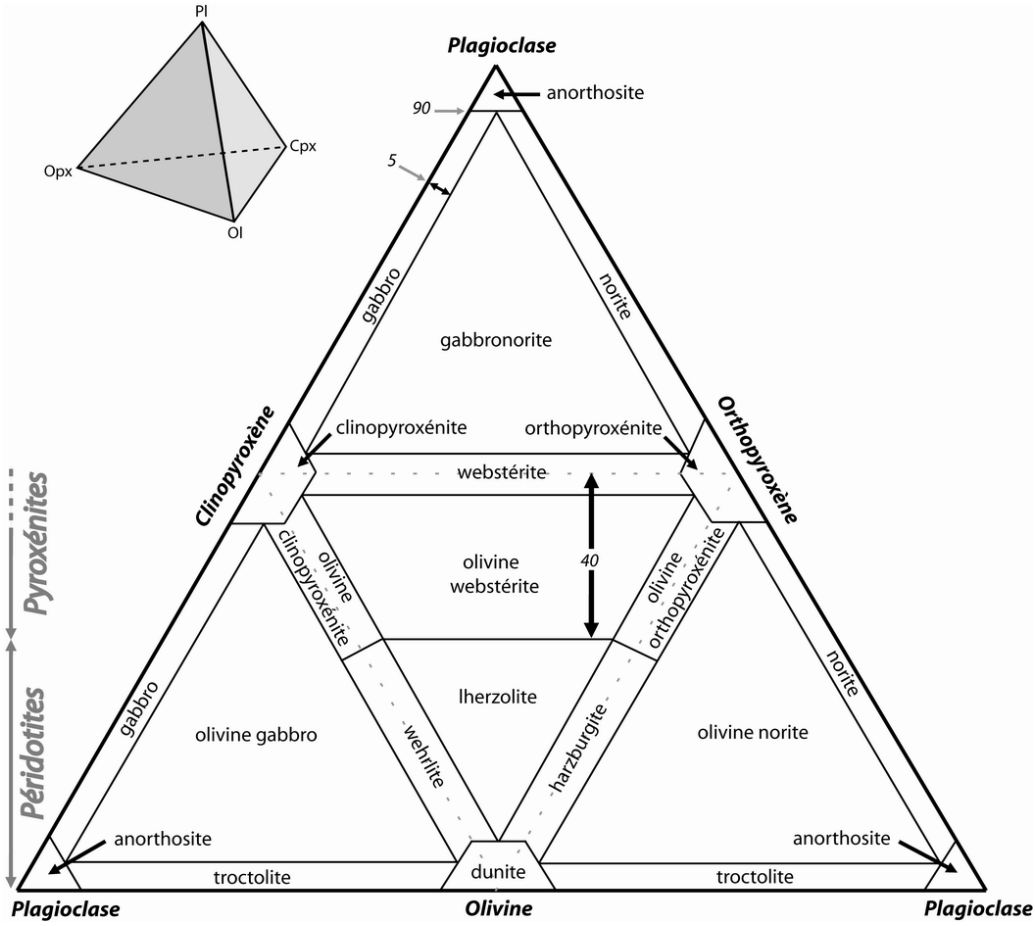

FIG. 2.4 – Nomenclature des roches contenant de l'olivine (Ol), de l'orthopyroxène (Opx), du clinopyroxène (Cpx) et du plagioclase (Pl) d'après Streckeisen (1976). Pour faciliter la lecture, les 4 faces du tétraèdre sont représentées sur le même plan.

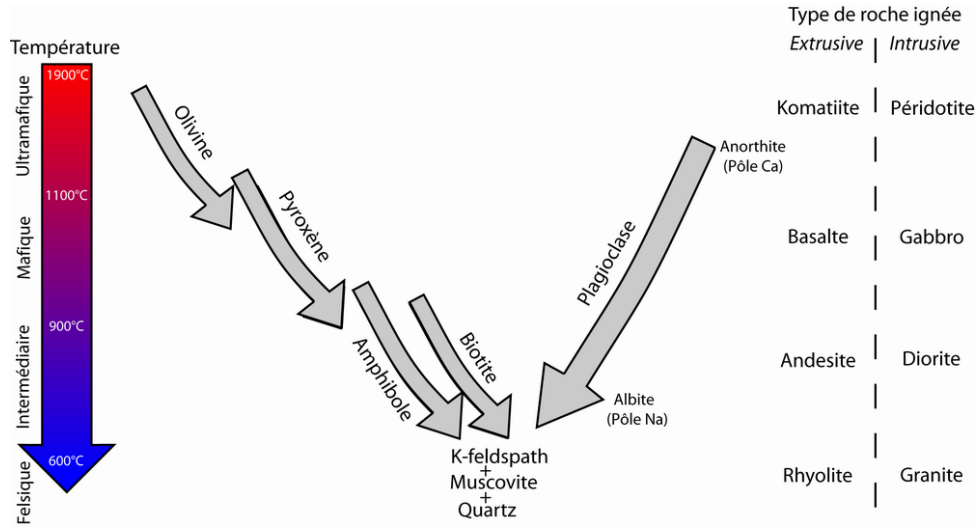

FIG. 2.5 – Evolution magmatique "idéale" d'après Bowen (1915) et nomenclature des roches correspondantes (à droite)

Pour comprendre le processus de mise en place d'une unité mafique ou ultramafique, il faut donc s'intéresser à la fois à la composition modale et à la composition chimique de la roche.

2.3 Contexte des ophiolites d'Oman (Terre)

Les montagnes d'Oman se situent à l'extrémité est de la péninsule arabique. La majeure partie de cette chaîne est située au Sultanat d'Oman. Elles forment un arc, long de 700 km et large de 50 à 140 km, qui suit la côte du Golfe d'Oman. La particularité de cette chaîne montagneuse est de renfermer une nappe ophiolitique, c'est-à-dire un fragment de lithosphère océanique, comptant parmi les plus belles du monde. L'ophiolite forme une bande de roches sombres qui se détache nettement sur les images satellites (Fig. 2.6 *a* et *b* et en vert foncé sur l'image en fausse couleur *c*). Nous allons donc commencer par présenter le contexte de formation de cette structure géologique.

2.3.1 Géologie des montagnes d'Oman

2.3.1.1 Formation de l'ophiolite

La mise en place de l'ophiolite d'Oman est directement liée à la convergence des plaques Arabe et Eurasiatique. Le fragment de lithosphère océanique dont elle dérive s'est formé il y a environ 95 à 100 millions d'années au niveau d'un centre d'expansion océanique (Glennie *et al.*, 1974; Tilton *et al.*, 1981). Un détachement intra-océanique s'est ensuite produit à proximité d'une dorsale (Lanphere, 1981). Le fragment de lithosphère a alors été charrié jusqu'à être obducté sur la marge continentale arabique durant le Maestrichien (70 Ma), pendant la fermeture de l'océan Tethys (Coleman et Hopson, 1981; Coleman, 1981). L'exposition actuelle de cette structure résulte d'un soulèvement qui a commencé au Miocène (Glennie *et al.*, 1974).

Le débat concernant le contexte tectonique est cependant toujours d'actualité : en plus de l'hypothèse d'une ride océanique (Coleman et Hopson, 1981; MacLeod et Yaouancq, 2000; Coogan *et al.*, 2002), certains auteurs défendent la thèse d'un bassin lié à un arc (Pearce *et al.*, 1981; Ishikawa *et al.*,

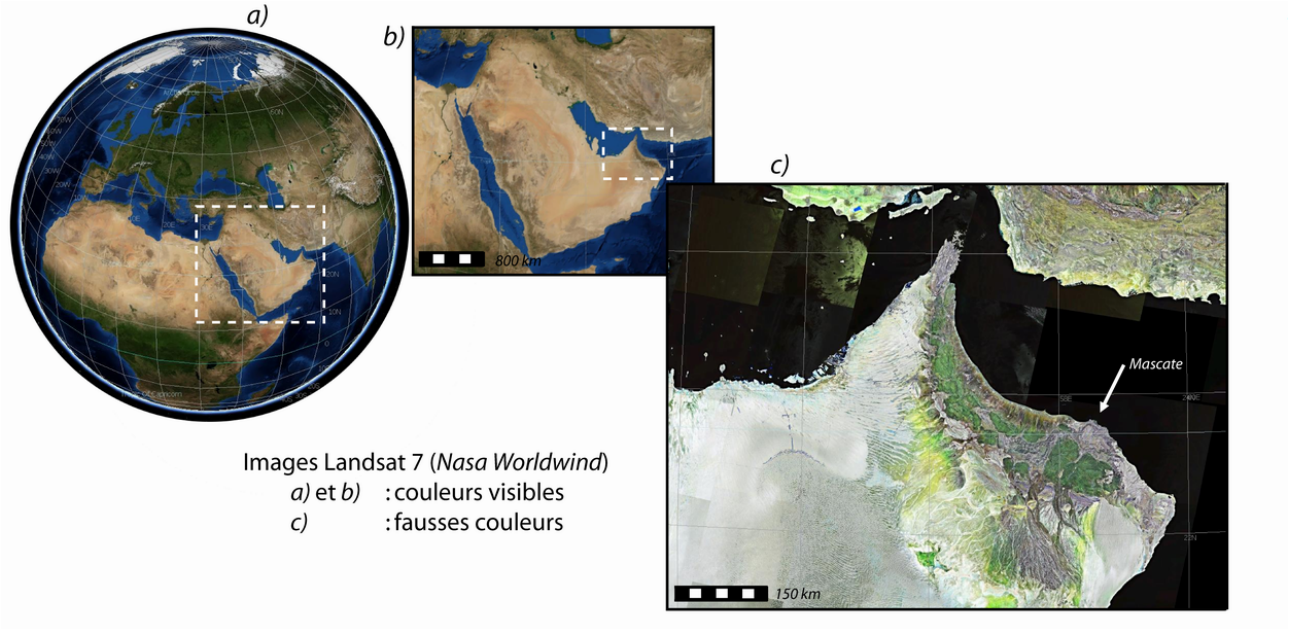

FIG. 2.6 – Localisation des ophiolites d'Oman (en vert foncé sur l'image *c*)

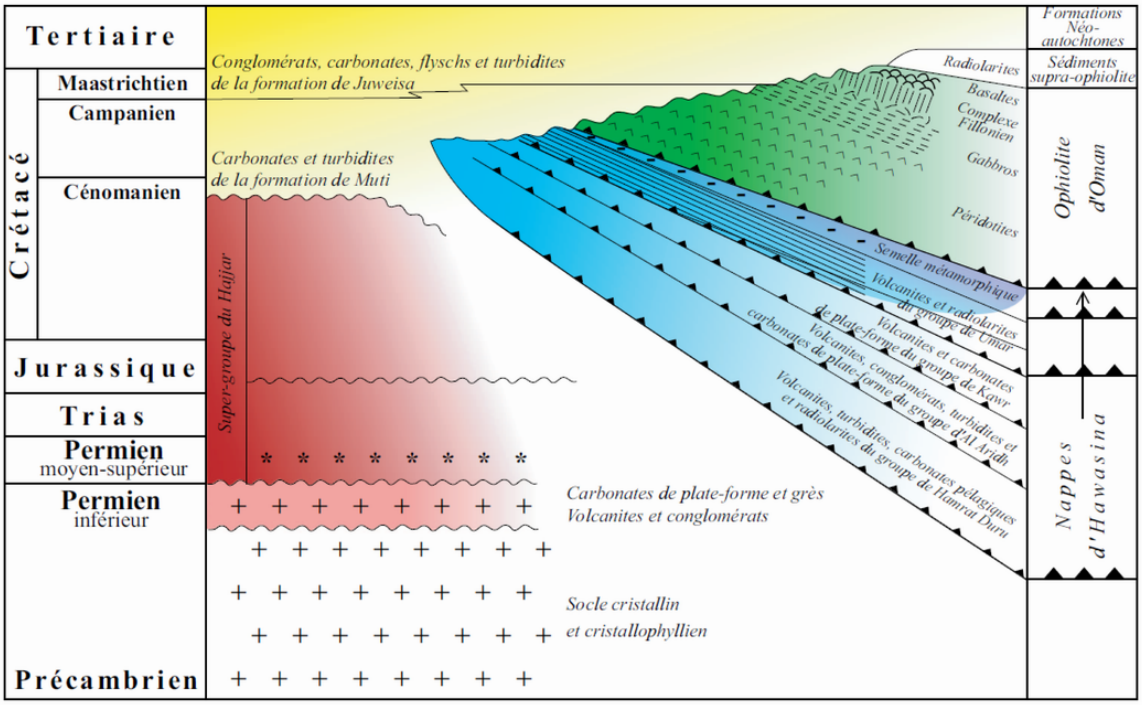

FIG. 2.7 – Schéma simplifié des relations entre les différentes unités structurales et lithologies correspondantes (extrait de Python, 2002, original modifié d'après Searle et Malpas, 1980; Ernewein, 1987; Rabu *et al.*, 1993)

2002). Quels que soient les processus qui ont permis la formation de cette chaîne de montagne, l'ophiolite d'Oman est un extraordinaire laboratoire naturel pour l'étude de la genèse des croûtes mafiques. Les différentes unités constitutives des montagnes d'Oman vont donc être décrites dans le paragraphe suivant.

2.3.1.2 Unités lithologiques

Les principales unités lithologiques ont été décrites en premier lieu par Lees (1928), puis elles ont été détaillées par de nombreux auteurs (*e.g.* Glennie *et al.*, 1974; Lippard *et al.*, 1986; Béchennec *et al.*, 1988,...). Trois grandes unités structurales ont pu être mises en évidence (Fig. 2.7) :

- les unités autochtones et para-autochtones qui incluent le socle, un ensemble sédimentaire et volcanique métamorphique et une formation carbonatée. Le socle est constitué de schistes précambriens, de gneiss et d'amphibolites intrudées par des granites. Il n'affleure que très localement (Glennie *et al.*, 1974). Les unités sédimentaires se retrouvent quant à elles notamment dans le Jabal Akhdar. Elles forment deux unités respectivement d'âges Précambrien à Dévonien et Permien à Cénomanien.
- les unités allochtones qui incluent des formations sédimentaires et volcaniques ainsi que la nappe ophiolitique. Ces deux unités sont séparées par une semelle métamorphique. La première unité correspond aux nappes d'Hawasina. Elle est datée du Permien au Crétacé supérieur et est essentiellement composées de dépôts de plate-forme et de plaine bathyale. La seconde unité est l'objet d'étude de cette thèse et elle sera donc détaillée dans le paragraphe suivant.
- les unités néo-autochtones formées de sédiments carbonatés, datées du Turonien au Miocène-Pliocène, qui se sont déposés sur l'ensemble des unités précédentes.

2.3.2 Le massif de Sumail

Le massif de Sumail est situé dans la partie sud de l'ophiolite, au sud-ouest de Mascate (Fig. 2.8). La frontière ouest correspond à une faille majeure, le "Sumail Gap", qui sépare les ophiolites du massif du Jabal Akhdar.

2.3.2.1 Unités lithologiques

La nappe ophiolitique de Sumail repose sur une semelle métamorphique caractérisée par une décroissance de l'intensité du métamorphisme qui passe du faciès amphibolites au faciès schistes verts lorsqu'on s'éloigne de la base de la nappe. L'ensemble semelle et nappe est recoupé par des filons et intrusions de diabase qui ne sont pas présents dans les séries sous-jacentes (Hopson *et al.*, 1981; Boudier et Coleman, 1981). Le métamorphisme s'est donc produit avant l'obduction de l'ophiolite, certainement lors du détachement du segment de lithosphère océanique.

L'ophiolite elle-même est principalement composée de roches mafiques à ultramafiques. Elle est constituée de deux grandes sections superposées qui se divisent respectivement en trois et quatre unités lithologiques (Glennie *et al.*, 1974; Hopson *et al.*, 1981; Lippard *et al.*, 1986). La transition entre les deux correspond à la discontinuité sismique de Mohorovičić (Christensen et Smewing, 1981; Boudier et Nicolas, 1995). La première unité, à la base de la section, correspond à la séquence mantellaire. Elle est principalement composée d'harzburgite et de dunite (Braun et Kelemen, 2002). Des veines et dykes sont omniprésents mais en faible abondance (Boudier et Coleman, 1981; Ceuleneer *et al.*, 1996; Python et Ceuleneer, 2003). La section crustale, en haut de la séquence, est composée de deux lithologies (Juteau *et al.*, 1988) et elle contient notamment les gabbros lités et les wehrlites.

La structure verticale est schématisée dans le log de la figure 2.9. Les sept unités peuvent être détaillées ainsi :

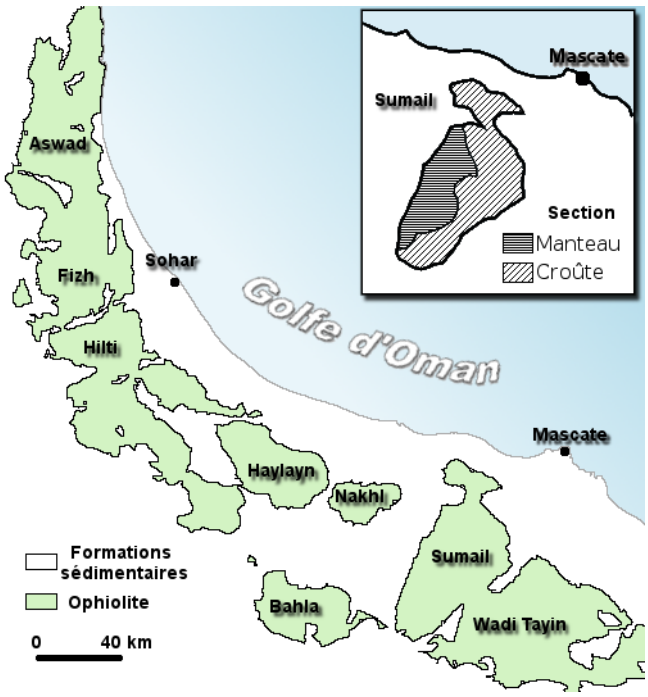

FIG. 2.8 – Contexte et localisation du massif de Sumail par rapport à la nappe ophiolitique dans son ensemble. L'encart en haut à droite représente schématiquement la répartition spatiale des sections mantellaires et crustales sur ce massif.

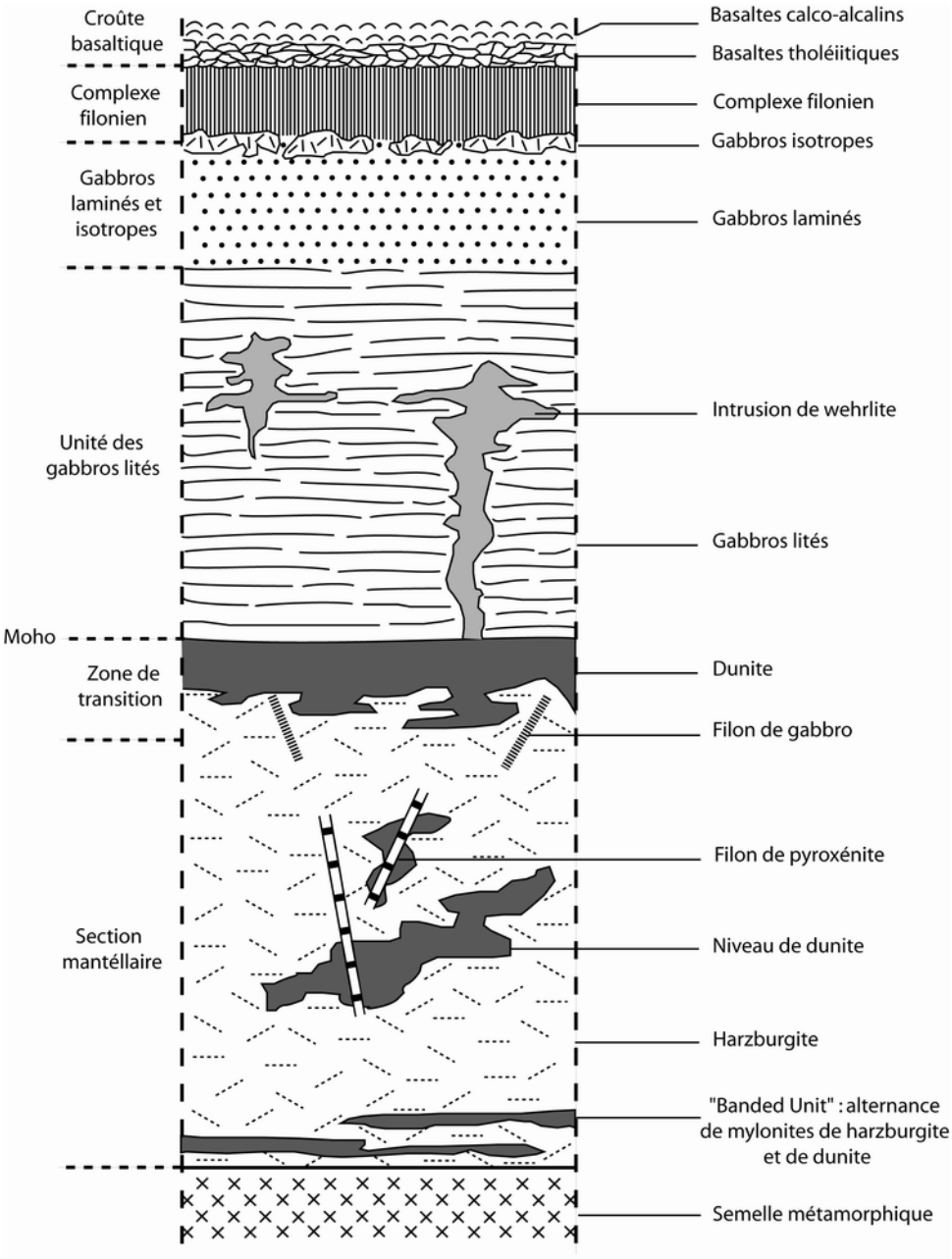

FIG. 2.9 – Log synthétique de la section de la nappe ophiolitique de Sumail, d'après Juteau *et al.* (1988) et Nicolas (1989) (les échelles verticales ne sont pas respectées). Se reporter au texte pour la description des différentes unités (numéros 1-6) .

1. "Banded unit" : Cette zone constitue une unité métamorphique de 1000 à 2000 mètres d'épaisseur à la base de la nappe. Elle est constituée de harzburgites plus ou moins mylonitiques surmontées d'un complexe rubané où alternent des bandes concordantes de dunites et/ou de pyroxénites dans les harzburgites (Glennie *et al.*, 1974; Hopson *et al.*, 1981; Boudier et Coleman, 1981; Ceuleneer, 1986).
2. Péridotites massives : Cette zone correspond à la partie la plus importante de la section mantellaire puisqu'elle atteint une épaisseur de 6 à 7 kilomètres. Elle est principalement composée d'harzburgites assez homogènes pouvant contenir un peu de clinopyroxène et de spinelle. Des rubans de pyroxénites et de dunites existent localement. Les harzburgites contiennent en moyenne de 75 à 90% d'olivine, de 15 à 25% d'orthopyroxène et de 0.5 à 2% de spinelles chromifères (Ceuleneer, 1986; Lippard *et al.*, 1986).
3. Zone de transition : Cette zone représente une évolution progressive du manteau vers la croûte. Elle correspond à une série dunitique pouvant aller jusqu'à quelques centaines de mètres d'épaisseur (Boudier et Nicolas, 1995). Des filons ou intrusions de gabbros, d'ultrabasites ou de chromitites sont localement présents en grande abondance, notamment dans la partie supérieure de la formation (Kelemen *et al.*, 1997). Les intrusions wehrlitiques présentes dans les gabbros peuvent notamment s'y enraciner (Benn *et al.*, 1988).
4. Gabbros lités : Avec une épaisseur variable entre 2000 à 5000 mètres, cette formation correspond à la partie la plus importante de la section crustale (Lippard *et al.*, 1986; Juteau *et al.*, 1988; Amri, 1995; Nicolas *et al.*, 1996; Boudier *et al.*, 1996). Il s'agit principalement de gabbros et gabbros à olivine, ponctuellement de troctolites localement intrudés de gabbros, wehrlites, dunites ou pyroxénites. Le contact entre les gabbros lités et les péridotites est parfois faillé. Cependant, le litage des gabbros est parallèle au contact croûte-manteau qui est lui-même parallèle au litage des péridotites : il s'agit donc bien de la trace du Moho (Nicolas *et al.*, 1988; Nicolas, 1989). Il existe une série magmatique secondaire au sein de la séquence ophiolitique classique. En effet, de nombreux corps wehrlitiques, prenant leurs sources dans la zone de transition, intrudent ces formations (Pallister et Hopson, 1981; Lippard *et al.*, 1986; Juteau *et al.*, 1988; Amri, 1995). Ces corps peuvent aussi avoir une composition plutôt dunitique ou même plus rarement de pyroxénites.
5. Gabbros isotropes et laminés : Cette unité est composée de gabbros et gabbronorites pouvant contenir de l'amphibole. Son épaisseur est très variable (du mètre au kilomètre) et la transition avec l'unité précédente se fait progressivement, avec notamment une perte de litage au sommet. Dans cette partie supérieure, la quantité de filons augmente à mesure qu'on approche du complexe filonien.
6. Complexe filonien et unités volcaniques : Le complexe filonien est formé d'un ensemble de filons de diabase dont la largeur varie de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres. Un métamorphisme résultant de la circulation hydrothermale existe pour l'ensemble des lithologies de cette unité. La transition avec les gabbros peut se faire progressivement ou brutalement. Les roches volcaniques et sédimentaires se présentent quant à elles sous la forme de basaltes et de sédiments interstratifiés. On trouve notamment la partie supérieure classique de l'ophiolite avec les basaltes de type MORB[1] sous forme de laves en coussins.

Les unités des péridotites massives, de la zone de transition et des gabbros lités (respectivement 2, 3 et

[1] Mid-Ocean Ridge Basalt en anglais, basaltes caractéristiques des zones d'expansion océanique

4) sont celles qui nous intéressent puisqu'elles existent sur la zone d'étude de cette thèse. Nous allons donc décrire leurs relations spatiales du point de vue du massif dans le paragraphe suivant.

2.3.2.2 Aspect cartographique

Plusieurs cartes géologiques des montagnes d'Oman ont pu être produites au cours des trentes dernières années. La première, au 1 :500000^{me} est celle de Glennie *et al.* (1974) et couvre l'ensemble de la chaîne. Les équipes du BRGM[2] ont ensuite produit des cartes régionales avec des échelles de 1 :250000^{me} (Béchennec *et al.*, 1992b,a) et 1 :100000^{me} (Rabu *et al.*, 1986; Hutin *et al.*, 1986; Villey *et al.*, 1986; Gramont de *et al.*, 1986). Une cartographie plus précise du massif a finalement été réalisée par Amri (1995) à l'échelle 1 :40000^{me}. Cependant, en raison de l'échelle choisie, seule une partie du massif a alors pu être étudiée. Celle-ci correspond à un secteur qui s'étend au nord de la zone de cisaillement de Muqbariyah (cf. Fig 2.10).

La limite du massif est définie à l'ouest par un chevauchement de la séquence ophiolitique sur les sédiments carbonatés du Jabal Akhdar. A l'est de ce massif récent viennent les harzburgites qui correspondent à la lithologie la plus abondante en termes de superficie puisqu'elles occupent plus de la moitié de la zone étudiée (zone verte sur la figure 2.10). A partir des structures mantellaires, il a été montré qu'un diapir fossilisé affleure dans la zone de Maqsad (Ceuleneer *et al.*, 1988, 1996). Il se situe sous une paléo-dorsale d'axe orienté NW-SE. Les principaux affleurements de dunite sont inclus à l'intérieur des harzburgites (*i.e.* nord du cisaillement de Muqbariyah) ou marquent la zone de transition avec la séquence crustale (zone jaune). Cette dernière occupe quant à elle la partie la plus à l'est du massif. La transition entre les deux séquences est caractérisée par un faible pendage vers l'est. La section crustale présente notamment des gabbros lités et des wehrlites (zone orange). Amri (1995) a pu mettre en évidence une grande variabilité dans les faciès, tant du point de vue des lithologies que de la surface exposée des affleurements. Finalement, par dessus ces deux grandes unités structurales, se sont déposés des sédiments quaternaires formés par exemple par des dépôts de wadis[3]. Leurs compositions dépendront donc de leurs origines.

2.3.2.3 Géologie et télédétection

Sans entrer dans le détail de la description des différentes unités, nous pouvons déjà voir que les structures géologiques sont particulièrement complexes à l'échelle du massif. Il est pourtant indispensable d'avoir une cartographie complète et fiable pour mener à bien des études pétrologiques ou structurales. La géologie de terrain traditionnelle reste limitée pour plusieurs raisons. Pour une zone géographiquement étendue, telle que le massif de Sumail (∼30 000 km^2), un géologue aura besoin de beaucoup de temps pour obtenir une information spatiale détaillée puisqu'il lui faut aller observer chacun des affleurements pour en déterminer le type. Il est bien évident qu'il n'est pas possible de le faire en tous points. Il lui faudra donc extrapôler entre ses différentes observations, ce qui va potentiellement amener à des omissions ou des erreurs. Cela est particulièrement vrai pour ce massif étant donné que des roches ayant des lithologies différentes peuvent de loin se ressembler en termes de couleurs et d'aspect.

La télédétection est une technique qui permet de résoudre une partie de ces problèmes. Elle "voit" tout et permet en effet d'effectuer une analyse de la totalité des terrains considérés. De plus, l'analyse est très rapide et ce même pour de grandes surfaces. Le principe de la spectroscopie de réflectance sera

[2]Bureau de Recherches Géologiques et Minières
[3]terme arabe équivalent à vallée ou cours d'eau

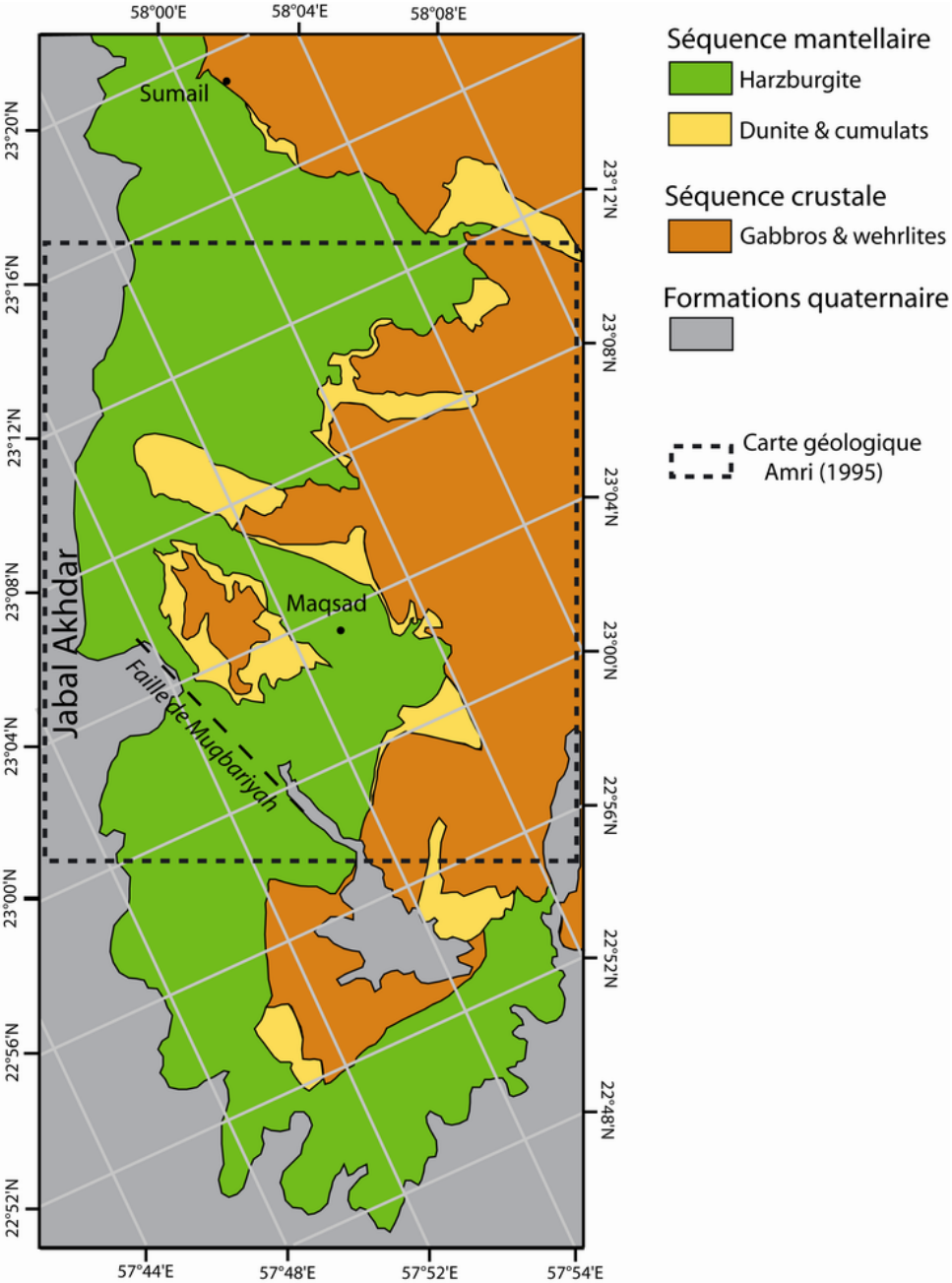

FIG. 2.10 – Carte schématique de la répartition des unités mantellaires et crustales dans le massif de Sumail (d'après la synthèse de Roy (2007) basée sur les cartes géologiques du BRGM).

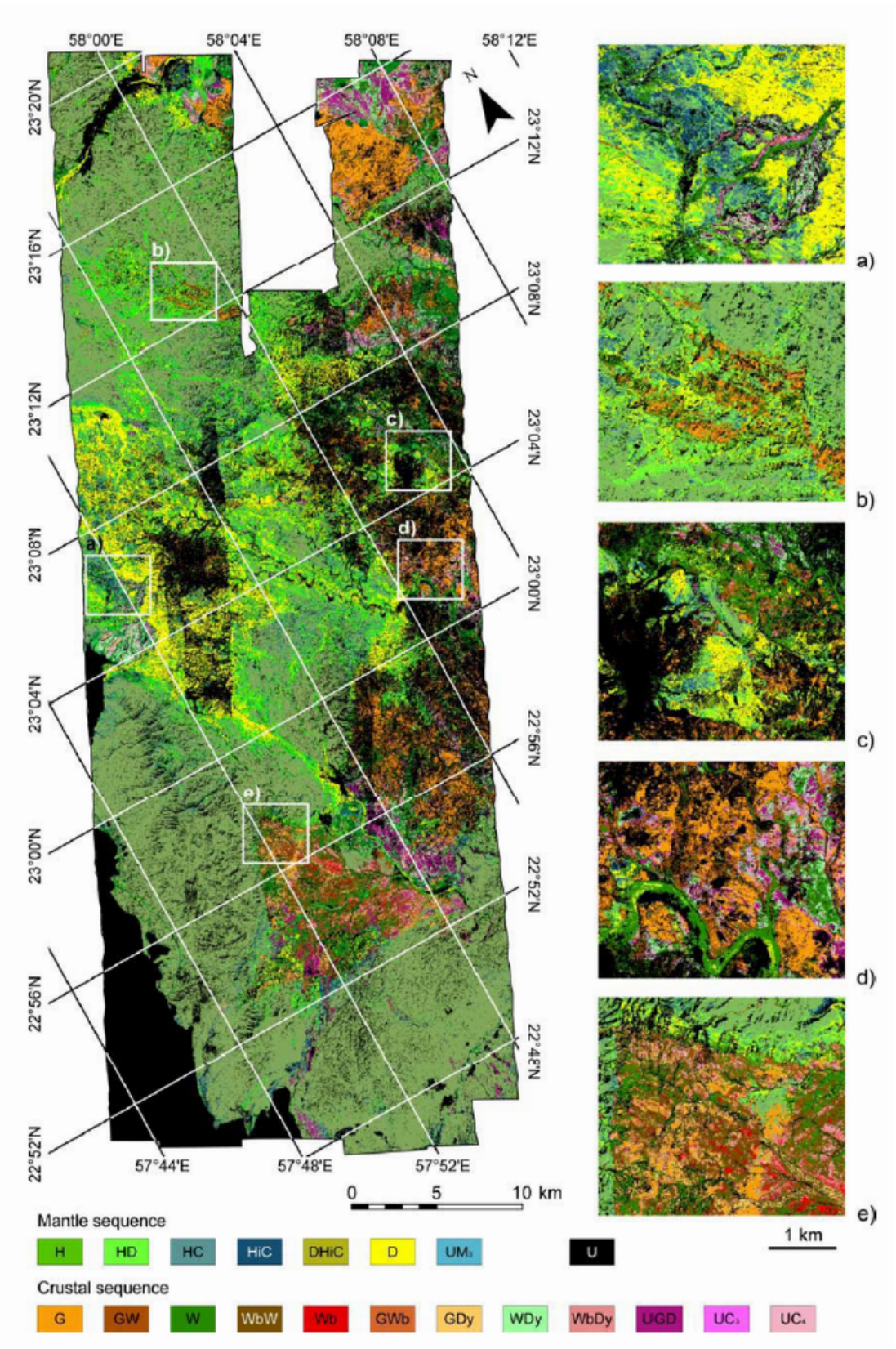

FIG. 2.11 – Carte géologique d'une partie du massif de Sumail crée automatiquement à partir des données hyperspectrales HyMap (extrait de Roy *et al.*, 2008). *H = harzburgite ; HD = harzburgite et dunite ; HC et HiC = harzburgite et carbonates ; DHC = dunite, harzburgite et carbonates interstitiels ; D = dunite ; UM_3 = roche du manteau non définie ; G = gabbro ; GW = gabbro et wehrlite ; W = wehrlite à plagioclase ; WbW = websterite et wehrlite ; Wb = websterite ; GWb = gabbro et websterite ; GDy = gabbro avec dykes ; WDy = wehrlite avec dykes ; WbDy = websterite avec dykes ; UGD = gabbro supérieurs et dykes ; UC_3 et UC_4 = roche de la croûte non définie ; U = non carté*

expliquée dans le chapitre 3. L'Oman est un cadre particulièrement adapté à l'utilisation de ce type de technique puisque cette région du globe est aride et que les roches ne sont donc pas masquées par la végétation.

Cette technique a donc été utilisée sur des massifs ophiolitiques. Des études multispectrales, c'est-à-dire avec un petit nombre de canaux large bande, ont ainsi été menées en Oman. Les données Landsat ont par exemple servi pour les massifs de Salahi et Fizh (Abrams *et al.*, 1988). Avec les mêmes données mais sur le massif de Sumail, Rothery (1987) a pu séparer les lithologies supérieures et inférieures de la séquence mantellique. Sur ce même massif, Deniss *et al.* (1994) ont aussi eu l'occassion de travailler avec les données JERS-1 (Japanese Earth Resources Satellite). Les résultats de toutes ces études étant positifs, des capteurs plus spécifiques aux problèmes minéralogiques (*i.e.* capteurs hyperspectraux analysant de nombreuses longueurs d'onde et présentant une forte résolution spectrale) ont servi à observer d'autres massifs péridotitiques. Le capteur AVIRIS (Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer) a ainsi été utilisé pour acquérir des données sur les péridotites de Ronda (*e.g.* Chabrillat *et al.* 2000; Launeau *et al.* 2002, 2004,...). Ces travaux ont notamment permis de différencier les unités lithologiques péridotitiques des roches environnantes et de mettre plus précisement en évidence des variations spatiales de composition au sein du massif. Des études similaires ont aussi été menées sur le massif de Sumail avec les données aéroportées HyMap que nous utiliserons par la suite (Combe, 2005; Combe *et al.*, 2006).

Roy *et al.* (2008) ont récemment amélioré le processus de cartographie automatique sur ce même massif. Après avoir séparé la séquence crustale de la séquence mantellaire, les données sont comparées à une librairie spectrale synthétique. Celle-ci a été préparée spécialement en fonction des lithologies pouvant être rencontrées dans cette région. La ressemblance entre les données naturelles et synthétiques permet alors de déterminer les limites des affleurements pour chaque type de roche (Fig. 2.11).

Cette technique de traitement permet de correctement différencier les unités lithologiques. Cependant, l'objectif final de la démarche entreprise est de caractériser le plus précisément possible les conditions de mise en place des magmas. Il est nécessaire pour cela d'accéder à la détermination des compositions chimiques des minéraux primaires olivines et pyroxènes. Nous avons donc choisi d'utiliser le Modèle Gaussien Modifié, présenté dans le chapitre suivant, qui permet d'obtenir cette information. Les premiers travaux ont ainsi permis d'établir qu'il était possible de détecter les minéraux présents (Pinet *et al.*, 2006a; Clenet *et al.*, 2008). L'ensemble de ce travail sera détaillé dans le chapitre dédié à l'Oman (cf. Chap 7).

2.4 Contexte géologique du volcan Syrtis Major (Mars)

2.4.1 Données générales sur Mars

2.4.1.1 Les météorites SNC

La première source d'informations facilement accessibles concernant des corps "extra-terrestres" correspond aux météorites. Leur intérêt est de pouvoir être analysé par des moyens traditionnels. Certaines d'entre elles possèdent des inclusions gazeuses ayant des teneurs isotopiques proches de l'atmosphère martienne. En conséquence, il est admis que ces météorites proviennent de Mars et, comme le résume McSween (1994), le travail effectué sur ces météorites a permis d'obtenir de nombreuses informations sur la géologie de cette planète. Ces roches peuvent être séparées en plusieurs groupes suivant leurs compositions respectives : les shergottites basaltiques, les shergottites à olivine, les shergottites

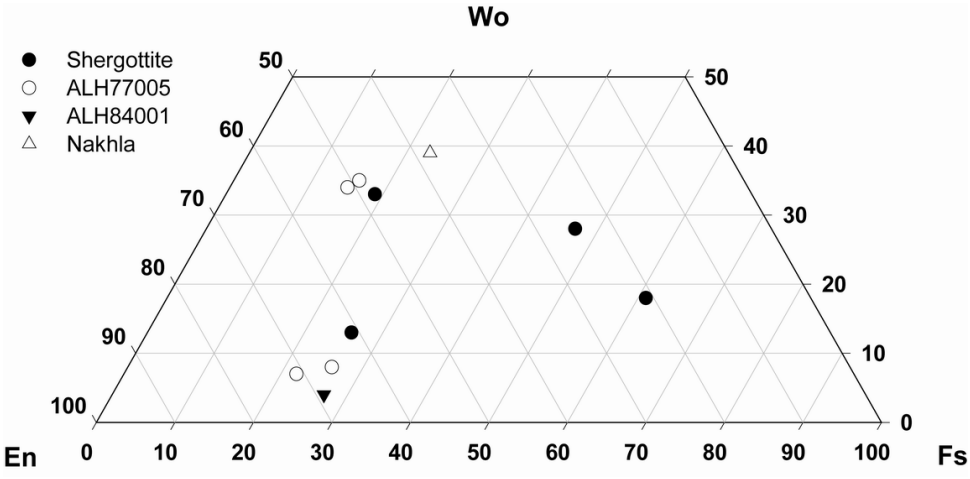

FIG. 2.12 – Compositions des pyroxènes présents dans les météorites de type shergottites (voir le texte pour les références)

lherzolitiques, les nakhlites, les chassignites et ALH84001. Elles seront brièvement décrites ci-dessous.

Les shergottites basaltiques correspondent à des basaltes ou à des gabbros. Shergotty par exemple, est constituée essentiellement de pyroxènes (67-70%), avec du plagioclase (20-24% sous forme de maskelynite) et des minéraux accessoires dont notamment un peu de fayalite (Stolper et McSween, 1979; Smith et Hervig, 1979; Stöffler *et al.*, 1986). Les pyroxènes consistent en des grains séparés d'augite et de pigeonite, présents en proportions à peu près égales. Ils ont des compositions allant respectivement de $En_{48}Fs_{19}Wo_{33}$ à $En_{25}Fs_{47}Wo_{28}$ et de $En_{61}Fs_{26}Wo_{13}$ à $En_{21}Fs_{61}Wo_{18}$ (Smith et Hervig, 1979; Stöffler *et al.*, 1986; Lundberg *et al.*, 1988). Ces compositions extrêmes sont représentées par les quatres cercles noirs dans le quadrilatère de la figure 2.12. Les deux types de pyroxènes sont fortement zonés puisqu'ils présentent un intérieur homogène et une couronne riche en fer. Bien que plus hétérogène de part sa texture, Zagami est similaire à Shergotty (70-80% de pyroxènes et 10-20% de maskelynite ; Stolper et McSween, 1979; Stöffler *et al.*, 1986; McCoy *et al.*, 1992; McCoy et Lofgren, 1999). Les pyroxènes ont des compositions quasiment identiques (Stolper et McSween, 1979; Mikouchi *et al.*, 1999; McCoy et Lofgren, 1999). Certaines shergottites basaltiques (QUE94201, NWA480) présentent des cristaux de pyroxène de plus grande taille. Ces cristaux associent des pyroxènes pauvres en Ca au cœur et des pigeonites très riches en Fe en bordure.

D'autres shergottites présentent des cristaux plurimillimétriques d'olivine (Dhofar 019, Dar al Gani 476 par exemple). Il s'agit de laves beaucoup plus primitives que les précédentes, qui peuvent être qualifiées de "picritiques", mais ce terme n'est pas accepté de tous. Ces roches ont été très étudiées ces dernières années suite à des découvertes au Sahara et en Antarctique. Certaines de ces shergottites pourraient être proches de liquides primaires.

EETA79001 est une shergottite dont l'originalité doit être signalée. Elle présente deux lithologies distinctes (EETA79001A et EETA79001B), qui sont séparées par un contact linéaire. La lithologie B est une shergottite basaltique (32-55% de pigeonite, 12-25% d'augite et 28-29% de maskelynite ; McSween et Jarosewich, 1983). La lithologie A contient quand à elle des agrégats d'olivine et d'orthopyroxene (3 à 10% d'olivine et 3 à 7% d'orthopyroxène riche en Mg ; McSween et Jarosewich, 1983; Treiman, 1995; Schwandt *et al.*, 2001) et correspond donc au groupe des shergotittes à olivine. Cette météorite montre que les deux types de shergottites peuvent être intimement associés.

Le troisième type de shergottites correspond à des cumulats ultramafiques. Bien que qualifié de "lherzolitiques", ils ne correspondent en aucun cas à des fragments de manteaux martiens. La météorite

ALH77005 appartient à ce groupe de shergottites. Elle contient, selon les section étudiées, de 44 à 60% d'olivine, de 13 à 43% de pyroxène (pigeonite et augite) et de 8 à 12% de maskelynite (Ma *et al.*, 1981; Mason, 1981; Treiman *et al.*, 1994; Wadhwa *et al.*, 1994). La composition des grains d'olivine est homogène et est comprise entre Fo_{57} et Fo_{70} (Ikeda, 1994). Les pyroxènes ont des compositions de type $En_{71}Fs_{22}Wo_7$, $En_{66}Fs_{26}Wo_8$, $En_{51}Fs_{15}Wo_{34}$ et $En_{49}Fs_{16}Wo_{35}$ respectivement pour les phases poikilitiques et interstitielles de l'orthopyroxène et du clinopyroxène (McSween *et al.*, 1979; Lundberg *et al.*, 1990; Treiman *et al.*, 1994).

Les nakhlites (par exemple Nakhla, Lafayette, Governador Valadares et NWA 817) sont des pyroxénites composées essentiellement de cristaux d'augite et d'olivine en proportions variables (de 5 à 18% d'olivine et de 74 à 85% de pyroxène pour Nakhla, de 7 à 20% d'olivine et de 69 à 84% de pyroxène pour Lafayette ; Lentz *et al.*, 1999). Les olivines et les augites ont pour compositions respectives Fo_{25-35} (Berkley *et al.*, 1980; Harvey et McSween, 1991; Lentz *et al.*, 1999) et $Wo_{40}En_{40}Fs_{20}$ (Bunch et Reid, 1975; Treiman, 1990; Harvey et McSween, 1991). Ces météorites contiennent parfois de la mésostase entre les cristaux (par exemple NWA 817). Ces roches ont cristallisé probablement à partir de liquides basaltiques totalement différents des shergottites.

Les chassignites (Chassigny et NWA 2737) sont des cumulats dunitiques. Elles contiennent majoritairement de l'olivine (de l'ordre de 90 %), mais aussi des pyroxènes (augite, pigeonite, orthopyroxene), de la chromite, des traces de feldspaths (plagioclase, analbite) et de phosphates. L'olivine est ici une forstérite pauvre en fer (Fo_{68} ; Prinz *et al.*, 1974). Comme précédemment, ces roches ne doivent pas être confondues avec des lithologies mantéliques. Elles présentent de fortes analogies géochimiques avec les nakhlites. Ce lien est renforcé par les mêmes âges de cristallisation (1.3 Ga).

Enfin, une orthopyroxénite martienne est connue. ALH84001 est composée de gros grains d'orthopyroxène uniformes (95% avec une composition $En_{69}Fs_{27}Wo_4$) et de minéraux accessoires dont notamment de la chromite, de la maskelynite, des phosphates, de l'augite, mais aussi des carbonates (Berkley et Boynton, 1992; Mason *et al.*, 1992; Mittlefehldt, 1994)). Des reliques d'olivine peuvent aussi être trouvées (McSween, 1994). ALH84001 est probablement la roche qui a fait couler le plus d'encre et qui a suscité le plus de passions, suite à la découverte de "fossiles" martiens associés aux carbonates (le lecteur est renvoyé au travail de compilation de Meyer[4] pour une synthèse de l'ensemble des débats suscités par cette roche).

La variabilité dans les compositions modales de ces météorites est donc importante. Cette connaissance permet de mieux cerner la minéralogie pouvant exister à la surface de Mars. Il reste toutefois difficile de déterminer avec précision leur lieu d'origine. Les données TES[5] ont cependant permis d'avancer plusieurs hypothèses : du matériel riche en olivine et en orthopyroxène, similaire aux météorites ALH77005, Chassigny et ALH84001, a notamment été détecté dans les régions de Nili Fossae, de Ganges Chasma, d'Eos Chasma et sur les bordures des cratères Argyre et Hellas (Hamilton *et al.*, 2003; Harvey et Hamilton, 2005). Des compositions se rapprochant des nakhlites ont aussi été rapprochées aux régions de Valles Marineris et Syrtis Major (voir la figure 2.13 pour la localisation de certaines de ces unités).

Malgré tout, même si nous ne connaissons pas leur provenance exacte à la surface de Mars, elles nous renseignent déjà quant aux minéralogies qui pourraient être rencontrées. Mustard et Sunshine (1995) ont notamment mis en évidence l'intérêt qu'elles présentent pour les études à distance de la surface. Bien qu'il existe des minéraux accessoires très variés, comme du plagioclase ou de la chromite, l'olivine,

[4] `http://curator.jsc.nasa.gov/antmet/mmc/index.cfm`

[5] Thermal Emission Spectrometer, instrument à bord de Mars Global Surveyor

le clinopyroxène et l'orthopyroxène sont les minéraux essentiels et ces assemblages minéralogiques s'inscrivent dans les développements de cette thèse.

2.4.1.2 Les missions d'observations

2.4.1.2.1 Première approche Les météorites apportent des informations essentielles sur la composition de la surface martienne. Cependant, elles ne représentent que des lithologies ponctuelles et les informations restent par conséquent très limitées en termes d'analyse globale. Pourtant, pour comprendre les processus qui ont affecté la planète et qui l'ont amené à son état actuel, il faut avoir une vision à grande échelle des variations lithologiques. Pour cela, différents moyens ont été mis en oeuvre au cours des dernières décennies. Les premières observations ont été effectuées à partir des télescopes terrestres puis, les technologies progressant, il a été possible grâce aux sondes spatiales d'observer la surface à une distance plus faible ou même directement *in-situ*.

Dès le début, la spectroscopie de réflectance a été utilisée pour analyser les variations de composition. De nombreuses observations ont ainsi été effectuées à partir de la Terre (*e.g.* Adams, 1968; Adams et McCord, 1969; McCord et Westphal, 1971; McCord *et al.*, 1977b,a, 1978; Singer *et al.*, 1979,...). Bien qu'en général la résolution spatiale soit relativement faible (*i.e.* plusieurs centaines de kilomètres carrés par pixel), ces études ont pourtant suffi à détecter la présence d'oxyde de fer en grande quantité et des variations régionales au sein des unités claires et sombres. Les signatures spectrales ont alors été interprétées comme marquant la présence d'olivines et de pyroxènes. Les progrès des capteurs et des techniques de traitement ont ensuite permis d'améliorer la précision et la qualité des interprétations (*e.g.* Bell et Crisp, 1993; Pinet et Chevrel, 1990; Martin *et al.*, 1996,...). Il a ainsi été possible de localiser et de caractériser plus finement les structures présentant les signatures spectrales les plus fortes. Il est assez remarquable de noter que dès l'opposition de 1988, l'édifice volcanique de Syrtis Major a ainsi été identifié comme présentant des signatures spectrales très prononcées à 1 µm, et cela sur la base d'observations par imagerie CCD multispectrale à une résolution spatiale de l'ordre de 80 km / pixel. Ces signatures, diagnostic de la présence en abondance de minéraux mafiques, ont permis d'inférer l'association olivine-clinopyroxène et ont démontré l'existence d'une variabilité spectroscopique au sein de l'édifice, en association notamment avec les caldeiras de Nili et Meroe Patera (Pinet et Chevrel, 1990). Les dernières évolutions pour cette gamme d'instruments ont notamment eu lieu avec l'utilisation du télescope spatial Hubble qui a permis d'atteindre des résolutions spatiales bien meilleures (moins de 100 km^2, *e.g.* James *et al.*, 1994; Bell *et al.*, 1997; Dobrea *et al.*, 2008,...).

2.4.1.2.2 Les missions orbitales Dans le même temps, les missions spatiales se sont développées et, au fur et à mesure, elles ont permis d'obtenir des résolutions spatiales et spectrales permettant de véritablement aborder les études géologiques. Les premières données satellitaires sont celles qui ont été obtenues par la série des sondes américaines *Mariner* dans les années 60, puis par la série des sondes soviétiques *Mars* quelques années plus tard. A la fin des années 70, les sondes *Viking* leurs succédèrent avec pour objectif de cartographier plus précisément la surface de la planète. Ces satellites ne pouvaient fournir des images de la surface qu'en seulement trois couleurs. Malgré tout, l'analyse conjointe de ces données avec celles de l'inertie thermique a permis d'obtenir les premières analyses cartographiques à caractères géologiques (*e.g.* Soderblom *et al.*, 1978; Kieffer *et al.*, 1977; Arvidson *et al.*, 1982,...).

Il faudra attendre la fin des années 80 et l'arrivée de *Phobos 2* en orbite pour obtenir les premières données spectroscopiques exploitables. Cette sonde embarque en effet l'instrument ISM (Infrared Spectrometer for Mars) qui va permettre d'étudier aussi bien l'atmosphère de la planète que sa surface (*e.g.*

Bibring *et al.*, 1989, 1991; Combes *et al.*, 1991; Erard *et al.*, 1994; Murchie *et al.*, 2000; Bibring et Erard, 2001,...). Il couvre la gamme de longueurs d'onde nécessaire à l'étude des minéraux contenant du fer et il a une résolution spatiale adaptée (entre 30 et 5 km^2/ pixel). Ainsi, Mustard *et al.* (1993b) ont pu caractériser les variations de composition minéralogique à la surface du volcan Syrtis Major (localisation sur la figure 2.13). Ces données ont également permis d'obtenir des informations sur la composition chimique des minéraux mafiques présents.

Les deux missions suivantes, *Mars Global Surveyor* (MGS) et *Mars Odyssey*, n'ont pas embarqué d'imageur hyperspectral visible-proche infrarouge. Elles possèdent par contre chacune un capteur thermique, respectivement dénommés TES et THEMIS[6], qui ont aussi permis de contraindre la composition de la surface (*e.g.* Bandfield *et al.*, 2000; Christensen *et al.*, 2001; Bandfield, 2002; Christensen *et al.*, 2003, 2005,...). Il a alors été possible d'établir des cartes d'abondance minéralogique pour l'ensemble de la planète. Un des intérêts de l'infrarouge thermique est de donner accès à la détection et à la quantification du plagioclase. Koeppen et Hamilton ont par la suite cherché à caractériser la composition chimique des minéraux mafiques et notamment des olivines (Koeppen et Hamilton, 2005, 2008). Ce minéral semble généralement présent en faible proportion (10 à 20%) dans les terrains les plus anciens et sa teneur en fer est variable suivant les régions. Nili Fossae présente notamment des compositions proches du pôle forstérite (Fo_{75-100}). Hamilton et Koeppen (2007) ont identifié la présence de pyroxènes de type pigeonite et augite.

La sonde MGS était aussi équipée des instruments MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) et MOC (Mars Orbiter Camera). Des données essentielles pour la compréhension du contexte géologique des différentes régions ont été obtenues grâce à ces deux instruments. Ainsi, l'altimètre MOLA a établie une cartographie globale des variations topographiques (Smith *et al.*, 1999), tandis que la caméra MOC a pris des images de la surface à différentes échelles, notamment à très haute résolution (jusqu'à un mètre par pixel). Ces dernières ont permis d'obtenir une information morphologique très précise des structures à petites échelles et donc de mieux comprendre les processus agissant en surface (*e.g.* Malin *et al.*, 1992, 1998).

Les deux sondes précédentes ont ouvert la voie aux études géologiques plus poussées des structures martiennes. L'arrivée de *Mars Express* (MEx) en 2003 a engendré un nouveau bond en avant. Cette sonde totalement européenne possède à son bord deux instruments dédiés à l'observation de la surface : HRSC (High Resolution Stereo Camera, Neukum *et al.*, 2004) et OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, Bibring *et al.*, 2004). Avec une résolution allant de 2 à 100 mètres par pixel, la caméra HSRC permet de combler le vide entre les données à très haute résolution et celles à moyenne ou basse résolution. Elle a ainsi permis de progresser sur de nombreuses thématiques, y compris sur la connaissance des structures volcaniques (*e.g.* Jaumann *et al.*, 2007; Mangold *et al.*, 2008,...).

L'instrument qui nous intéresse pour cette thèse est OMEGA dont nous utiliserons les données pour étudier la composition de Syrtis Major (cf. Chap 6 page 187). Cet instrument est un imageur hyperspectral présentant à la fois une résolution spatiale et spectrale directement dédiée à la caractérisation de la surface de Mars. Il a très vite montré qu'il existe une très grande diversité dans la minéralogie martienne dont l'inteprétation est complexe (Bibring *et al.*, 2005; Mustard *et al.*, 2005). L'instrument présente un double intérêt puisqu'il est possible de travailler à différentes échelles. Des cartes globales de variation de composition ont ainsi pu être produites (Poulet *et al.*, 2007). La figure 2.14 présente ces résultats dans le cas de la détection des olivines et pyroxènes. Il apparaît clairement que le py-

[6]THermal EMission Imaging System

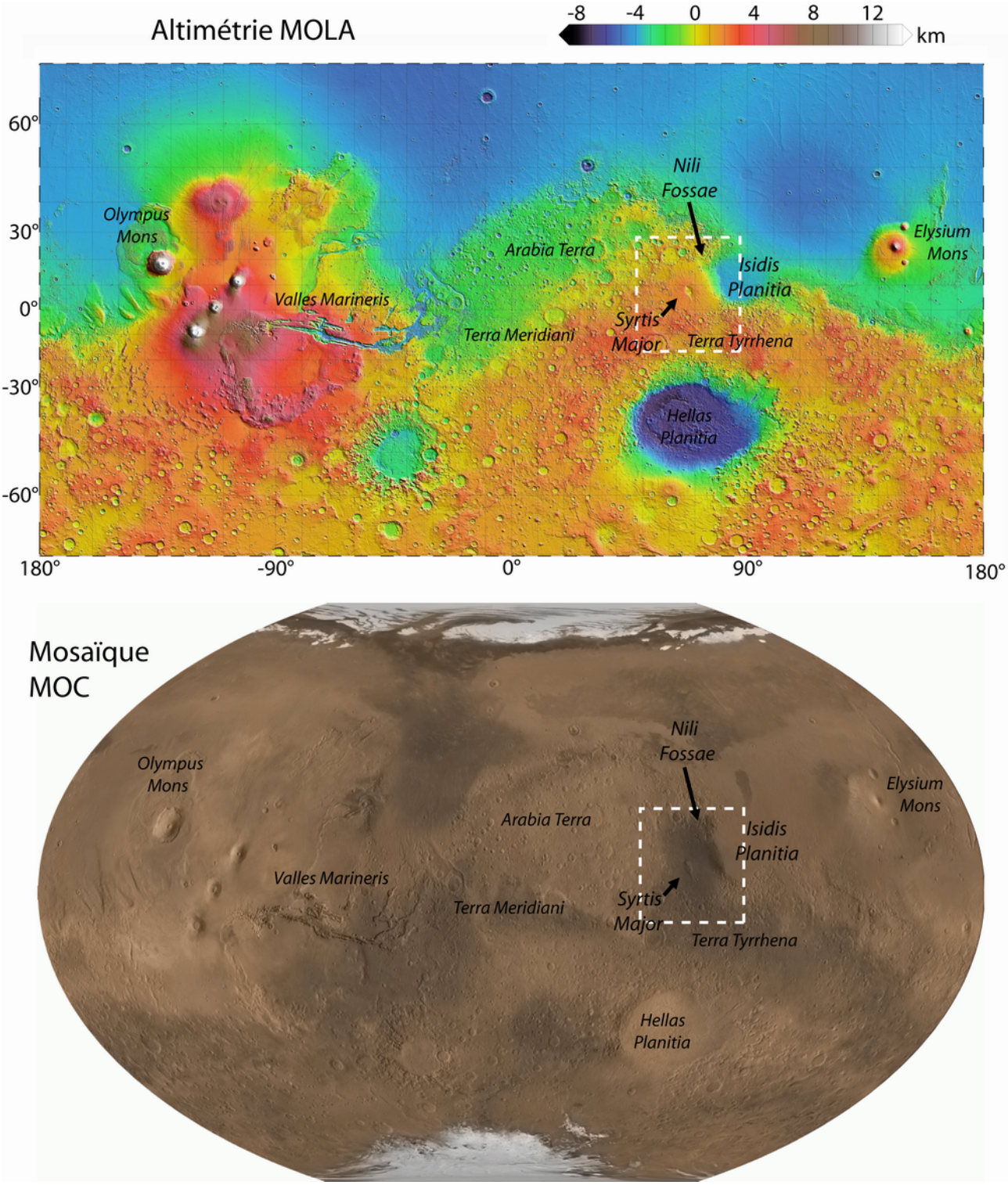

FIG. 2.13 – Carte globale de l'altimétrie (MOLA) et image visible de la surface (MOC). Sont localisées les grandes structures et la zone d'étude (carré en pointillés blancs). *(Crédits : National Geographic Society, MOLA Science Team, MSS, JPL, NASA)*

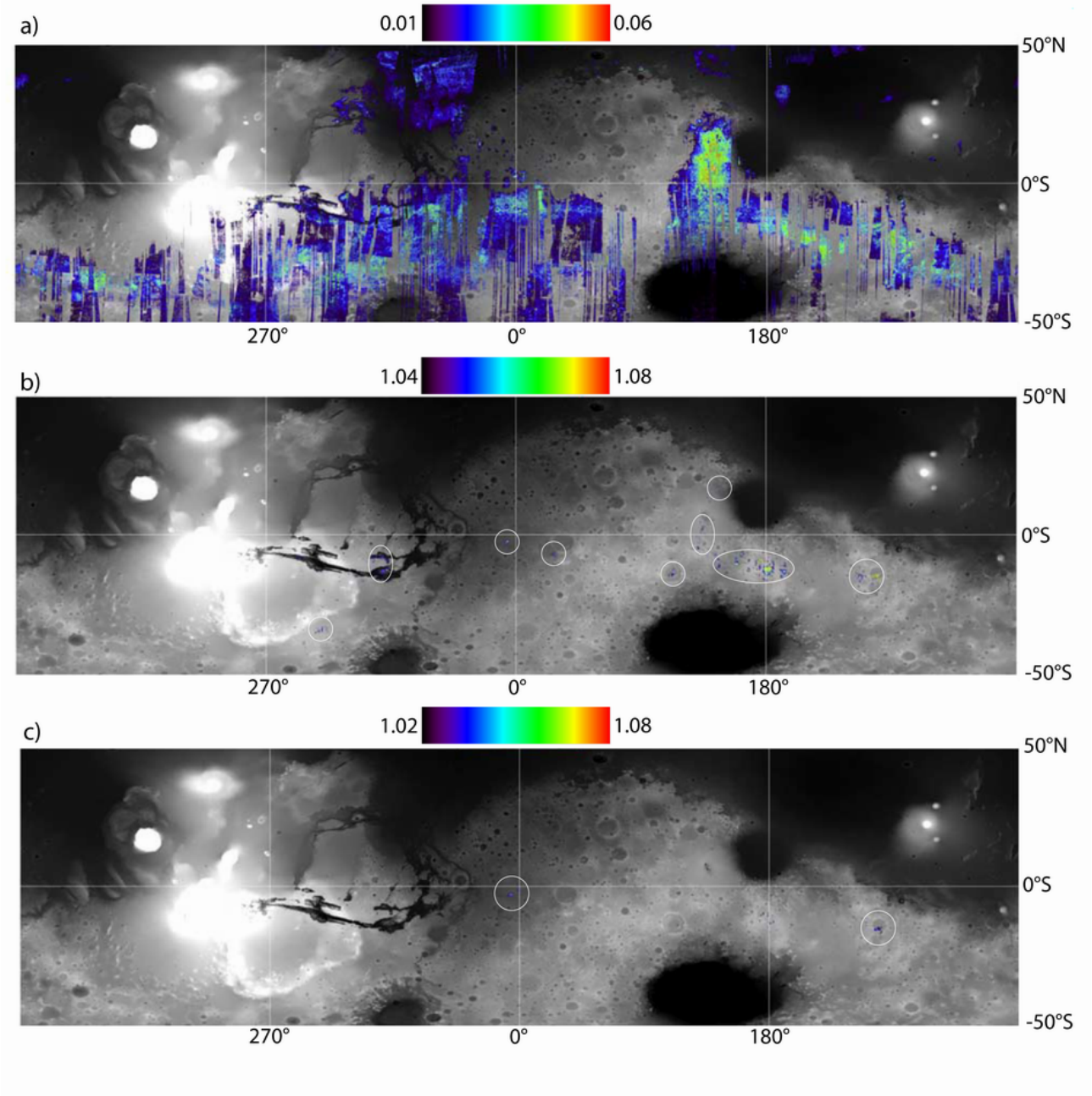

FIG. 2.14 – Détection de *a)* pyroxènes, *b)* forstérite et *c)* fayalite à partir des paramètres spectraux (extrait de Poulet *et al.*, 2007). Les résultats sont représentés sur un fond MOLA. Les pixels qui sont sous la limite de détection ne sont pas représentés.

roxène est présent dans les terrains les plus anciens et que de l'olivine peut être trouvée localement. Des études à plus petites échelles ont aussi été réalisées, notamment sur les zones de Syrtis Major et Nili Fossae. Nous développerons ces résultats dans la partie consacrée à cet édifice (cf. §2.4.2.2). En plus des minéraux mafiques, les travaux effectués sur les sulfates et les phyllosilicates ont permis de mieux comprendre les processus qui ont affecté la planète au cours des temps géologiques (Bibring *et al.*, 2006).

Mars Express est une grande réussite technique et scientifique. Aujourd'hui, la sonde est encore en activité et continue d'acquérir des données. Elle n'est toutefois plus seule puisqu'elle a été rejoint par la sonde américaine *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) et son imageur hyperspectral à haute résolution CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars, Murchie *et al.*, 2007). Ces deux outils puissants vont apporter de nouvelles informations qui devraient permettre d'améliorer toujours plus les possibilités de détection et de caractérisation minéralogique de la surface martienne.

2.4.1.2.3 Etude *in-situ* Le dernier moyen d'observation correspond aux atterrisseurs qui ont pu se poser à la surface de la planète. Les premiers à l'avoir fait sont les atterrisseurs Vikings (*e.g.* Guiness *et al.*, 1987,...), suivis à la fin des années 90 par Mars Pathfinder (*e.g.* Golombek *et al.*, 1999; Bell *et al.*, 2000,...). Les deux rovers Spirit et Opportunity (Mars Exploration Rover, MER) sont quant à eux partis en 2003, respectivement à destination du cratère Gusev (*e.g.* Arvidson *et al.*, 2006b) et sur les plaines de Meridiani (*e.g.* Squyres *et al.*, 2006).

Toutes ces sondes ont pu amasser une quantité conséquente de données et elles ont permis de mieux contraindre les compositions de surface. Le fait qu'elles donnent accès à des analyses à très petites échelles ont notamment permis à McSween *et al.* (2006) de caractériser des basaltes riches en olivine dans le cratère de Gusev (de 20 à 30% de la roche avec une composition Fo_{60-40}). Cependant, ces rovers n'ont qu'un champ d'action limité et les analyses effectuées ne sont donc pas forcément représentatives de l'ensemble des terrains. Des études comparatives entre les données orbitales et au sol ont néanmoins déjà été menées (Arvidson *et al.*, 2006a; Lichtenberg *et al.*, 2007). Etant donné que la région de Syrtis Major n'a pour l'instant pas été étudiée *in situ*, nous ne détaillerons pas ici davantage les résultats de ces missions.

2.4.2 Syrtis Major

2.4.2.1 Caractéristiques générales de l'édifice volcanique

L'édifice Syrtis Major se repère tout d'abord par la tâche sombre qu'il forme à la surface de Mars (cf. Fig 2.13 et Fig. 2.15). Il se situe à la frontière entre les terrains récents du nord et ceux plus anciens au sud. La grande structure proche est le bassin d'impact d'Isidis, à l'est. De forme circulaire, le diamètre de cet édifice dépasse les 1000 kilomètres.

Les premières études détaillées ont notamment été menées grâce aux images Viking à moyenne et haute résolution. Schaber (1982) a alors montré que cette structure correspond à un volcan de type bouclier. En effet, des coulées de laves radiales, provenant des deux caldéras centrales (Nili Patera et Nili Meroe), ont été remarquées. Les structures tectoniques en bordure et autour de ces caldéras définissent une zone de 280 km de diamètre qui représente les limites de la dépression formée par l'affaissement du toit de la chambre magmatique. Schaber a aussi déterminé que deux périodes d'activité volcanique permettaient d'expliquer les différences de forme entre les coulées successives. Il a aussi noté la présence de dunes recouvrant une partie de la surface, celles-ci mettant en évidence l'existence d'une érosion active au niveau des caldéras. Les différences notables entre Syrtis Major et les autres volcans martiens

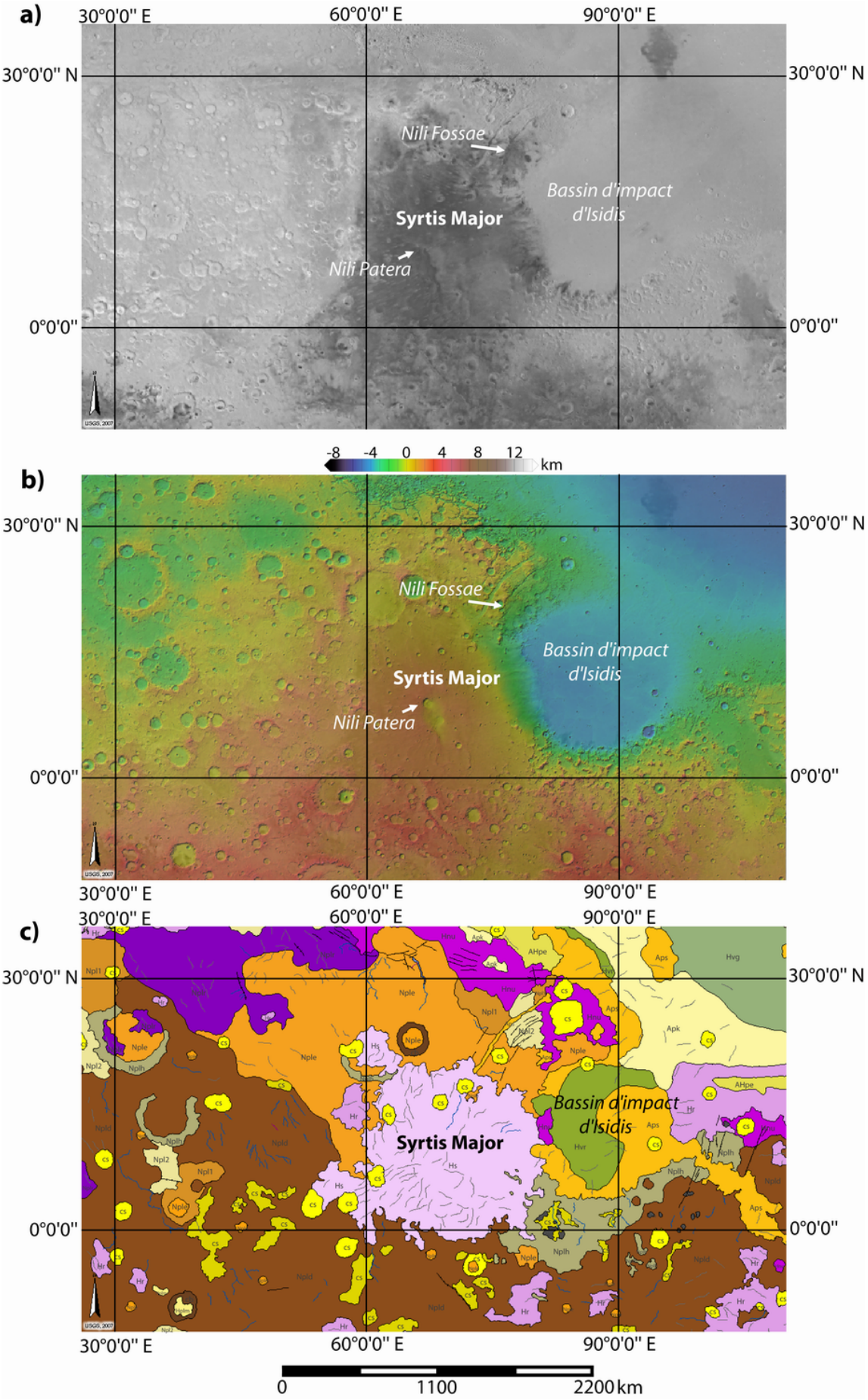

FIG. 2.15 – Contexte général de la zone volcanique de Syrtis Major : *a)* Images Viking (Mars Global Digital Image Mosaic, MDIM 2.1) ; *b)* Topographie MOLA ; *c)* Extrait de la carte géologique globale de Mars (Skinner *et al.* (2006), les couleurs correspondent aux âges). *(Crédits : USGS)*

ont amené à la conclusion que des changements significatifs portant sur l'évolution de la composition, de la différentiation, du type éruptif et / ou de l'épaisseur de la croûte s'étaient produits au cours de l'histoire géologique martienne.

L'arrivée de *Mars Global Surveyor* a marquée une nette progression dans la caractérisation de cet édifice (Hiesinger et Head, 2004, et références incluses). L'instrument MOLA a servi à cartographier avec précision les coulées de lave recouvrant le bassin d'impact Isidis et la croûte environnante, ce qui a ainsi permis de redéfinir plus clairement le contour de l'unité. L'épaisseur individuelle de ces coulées a été estimée entre 25 et 30 m, avec une épaisseur totale des dépôts de 500 à 1000 mètres. Le volume total serait alors de l'ordre de 1.6 à 3.2 x 10^5 km^3. Ces études ont aussi confirmé que les pentes du volcan sont globalement très faibles (<1%).

Le comptage de cratères effectué par Hiesinger et Head (2004) sur les images Viking indique que la fin de l'activité de Syrtis se situe au début de l'Hespérien. D'après l'échelle de Hartmann et Neukum (2001), cette période correspondrait à un âge d'environ 3.5 milliards d'années. Il faut de plus noter que les terrains du côté est de l'édifice sont plus jeunes que ceux du côté ouest. Les données montrent aussi que la surface a été affectée par des processus d'érosion ou de dépôt, ces derniers pouvant avoir une origine sédimentaire ou volcanique.

2.4.2.2 Composition des laves d'après les données orbitales

Les données ISM furent les premières utilisées pour caractériser la composition de la surface dans la région de Syrtis Major. A partir de paramètres spectraux, Mustard *et al.* (1993b) ont alors détecté la présence de minéraux mafiques, principalement des pyroxènes de type augite et pigeonite avec des traces d'olivine ou de feldspath. Dans cette étude, ils ont relié les variations spectrales entre l'est et l'ouest de l'édifice à la présence de mélanges de roche et de poussière très altérée. Reyes et Christensen (1994) rapprochèrent ce type de composition des basaltes komatiitiques terrestres.

Par la suite, Mustard *et al.* (1997) confirmèrent la présence de pyroxènes riches et pauvres en

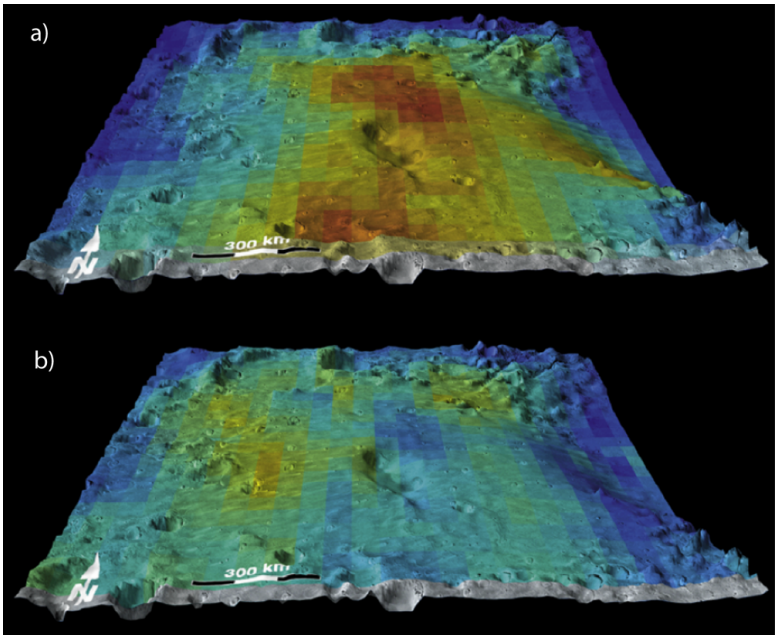

FIG. 2.16 – Localisation des terrains définis par Bandfield *et al.* (2000) à partir des données TES : type 1 basalte (*a*) et type 2 andésite (*b*). La couleur rouge indique une concentration élevée. (image Hiesinger et Head, 2004)

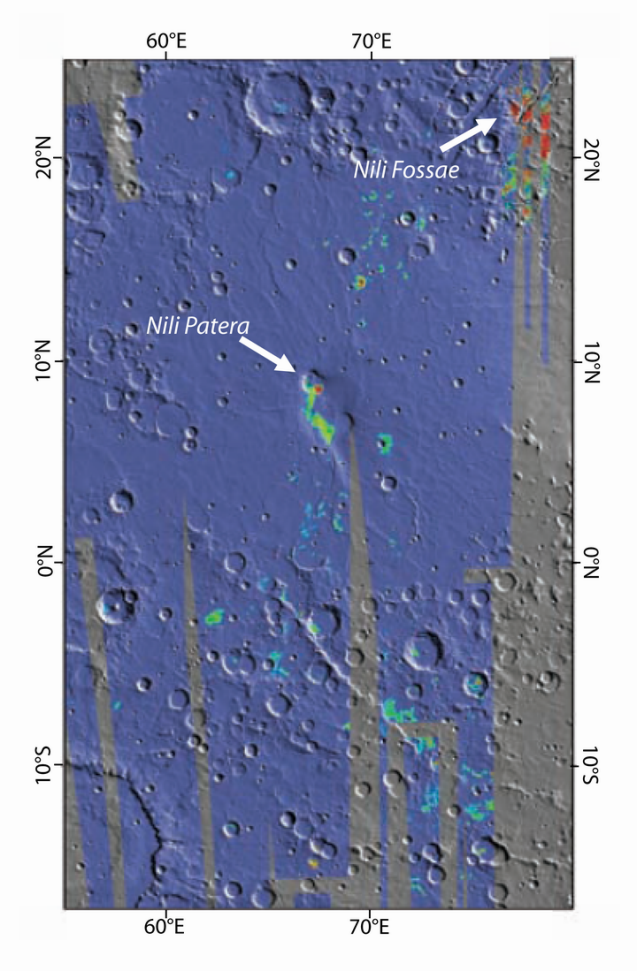

FIG. 2.17 – Zones présentant une concentration élevée en olivine (rouge) dans la région de Syrtis Major (extrait de Mustard *et al.*, 2005)

calcium en utilisant cette fois le Modèle Gaussien Modifié (Sunshine *et al.*, 1990, détaillé dans le chapitre 3). Dans leurs travaux, ces types de composition sont dénommés respectivement HCP (pour "High-Calcium Pyroxene") et LCP ("Low-Calcium Pyroxene"). Ils en ont déduit que le manteau était appauvri en aluminium et que les compositions étaient semblables à celles des météorites SNC. Harloff et Arnold (2001, 2002) ont quant à eux montré que les spectres peuvent présenter des pentes négatives dans le proche-infrarouge, ce qui peut avoir un impact important sur l'interprétation des données. Bibring et Erard (2001) ont interprété cette pente comme étant due à la diffusion du rayonnement par les particules de poussières dans l'atmosphère. Finalement, Poulet *et al.* (2003) ont mis en évidence que deux types de surface permettent de modéliser les données ISM : du sable basaltique ou un mélange de sable et de poussière. Cette seconde solution correspondrait alors à un mélange intime de quatre composants, comprenant les deux types de pyroxènes, un peu d'olivine et de l'hématite, associé à de la poussière d'oxyde et/ou de pyroxènes.

Sur l'ensemble de Mars, avec l'instrument TES, Bandfield *et al.* (2000, 2002) ont distingué deux zones présentant des compositions différentes qu'ils ont interprété comme étant respectivement des laves basaltiques (type 1) et andésitiques (type 2, Fig. 2.16). La partie centrale de Syrtis est dominée par le type 1 tandis que le second type se retrouve plutôt à la périphérie de l'édifice. Hamilton *et al.* (2001) confirmèrent ces résultats par la suite. D'autres travaux ont toutefois montré que le type 2 pouvait aussi être interprété par un basalte contenant une proportion de verre plus importante ou

ayant subi une altération plus forte (Noble et Pieters, 2001; Wyatt et McSween, 2002a). Ces deux types de composition pourraient finalement s'expliquer par des épisodes éruptifs différents. Comme nous l'avons vu dans la partie 2.4.1.1, les données TES amènent aussi à rapprocher certaines SNC des régions de Syrtis Major et Nili Fossae (Hamilton *et al.*, 2003; Harvey et Hamilton, 2005).

Grâce à sa résolution spatiale et spectrale, OMEGA a permis de détecter beaucoup plus précisément la localisation des unités mafiques et ultramafiques. Mustard *et al.* (2005) ont ainsi cartographié de petits affleurements particulièrement riches en olivine, notamment dans les régions basaltiques telles que Syrtis Major (Fig. 2.17). Il est à noter que la région présentant les signatures spectrales les plus marquées est Nili Fossae, au nord-est du volcan. Au vu des résultats de Mustard *et al.* (2007b), ces olivines sont des fayalites ou des forstérites ayant des tailles de grains importantes.

La croûte environnante noachienne est quant à elle plus riche en LCP. Les laves de l'édifice volcanique semblent dominées par un mélange HCP/LCP. Les résultats du Modèle Gaussien Modifié indiquent que le clinopyroxène est la phase majeure avec une proportion allant de 60 à 80% du mélange (Mustard *et al.*, 2005). Des résultats similaires sont obtenus en traitant les données avec un modèle de déconvolution linéaire (Combe *et al.*, 2008, voir Fig. 2.18). Baratoux *et al.* (2007) ont aussi montré que la résolution d'OMEGA permet d'analyser les éjectas lobés des cratères d'impact. Les variations de composition relative HCP/LCP en fonction de la distance au centre permettent alors de mieux contraindre l'évolution successive des laves. De plus, en dehors des cratères frais, les laves sont plus altérées. Les travaux récents de Poulet *et al.* (2009) indiquent que les laves de Syrtis Major sont constituées de 34±7% de HCP, 9±3% de LCP, 48±9%de "composants neutres" (*i.e.* plagioclase, phases riches en silice et quartz) et moins de 5% d'olivine.

Les laves de Syrtis Major ont donc pu être analysées avec les données spectroscopiques obtenues grâce aux missions spatiales. Cependant, aujourd'hui encore il reste des incertitudes quant aux proportions relatives des différents minéraux. De même, leurs compositions chimiques exactes sont mal contraintes. Il faut aussi prendre en considération que toutes ces études ont été effectuées sur le domaine du proche-infrarouge et que l'information contenue dans les données du visible n'est pas utilisée. De nouvelles investigations doivent donc être menées pour obtenir les informations manquantes.

2.4.3 Lien entre la Terre et Mars

Nous avons vu dans la partie 2.3 que les ophiolites d'Oman présentent des lithologies dominées par des assemblages minéralogiques mafiques et ultramafiques. Ce sont des compositions similaires à celles qui peuvent exister à la surface de Syrtis Major, comme nous l'avons vu dans les paragraphes précédents. Toutefois, les ophiolites sont des roches intrusives alors qu'un édifice volcanique est constitué de roches extrusives. La principale différence provient de la texture des roches, les laves présentant globalement des grains plus petits en raison d'un refroidissement plus rapide. De plus, il existe dans les laves des phases vitreuses, amorphes, pouvant représenter une importante fraction de la roche. Néanmoins, les données acquises en laboratoire sur des basaltes terrestres montrent que les signatures spectrales des minéraux primaires olivines et pyroxènes peuvent être retrouvés dans les deux situations (*e.g.* Harloff et Arnold, 2001; Mølholt *et al.*, 2008).

Ainsi, bien que les contextes géologiques propres au volcan Syrtis Major et à l'ophiolite d'Oman soient différents, ces deux régions présentent une analogie minéralogique particulièrement intéressante du point de vue de la spectroscopie de réflectance visible-proche infrarouge. L'étude conjointe des deux contextes va *a priori* permettre :

-i) de mieux tester les limites opérationnelles de la spectroscopie optique en terme de décon-

volution,

-ii) d'explorer ses possibilités d'utilisation à des fins cartographiques et pétrologiques.

L'expertise acquise sur les données terrestres où nous disposons d'informations très détaillées, notamment du point de vue des assemblages minéralogiques, peut également nous permettre de mieux contraindre les analyses effectuées sur Mars (Pinet *et al.*, 2006a; Clenet *et al.*, 2008).

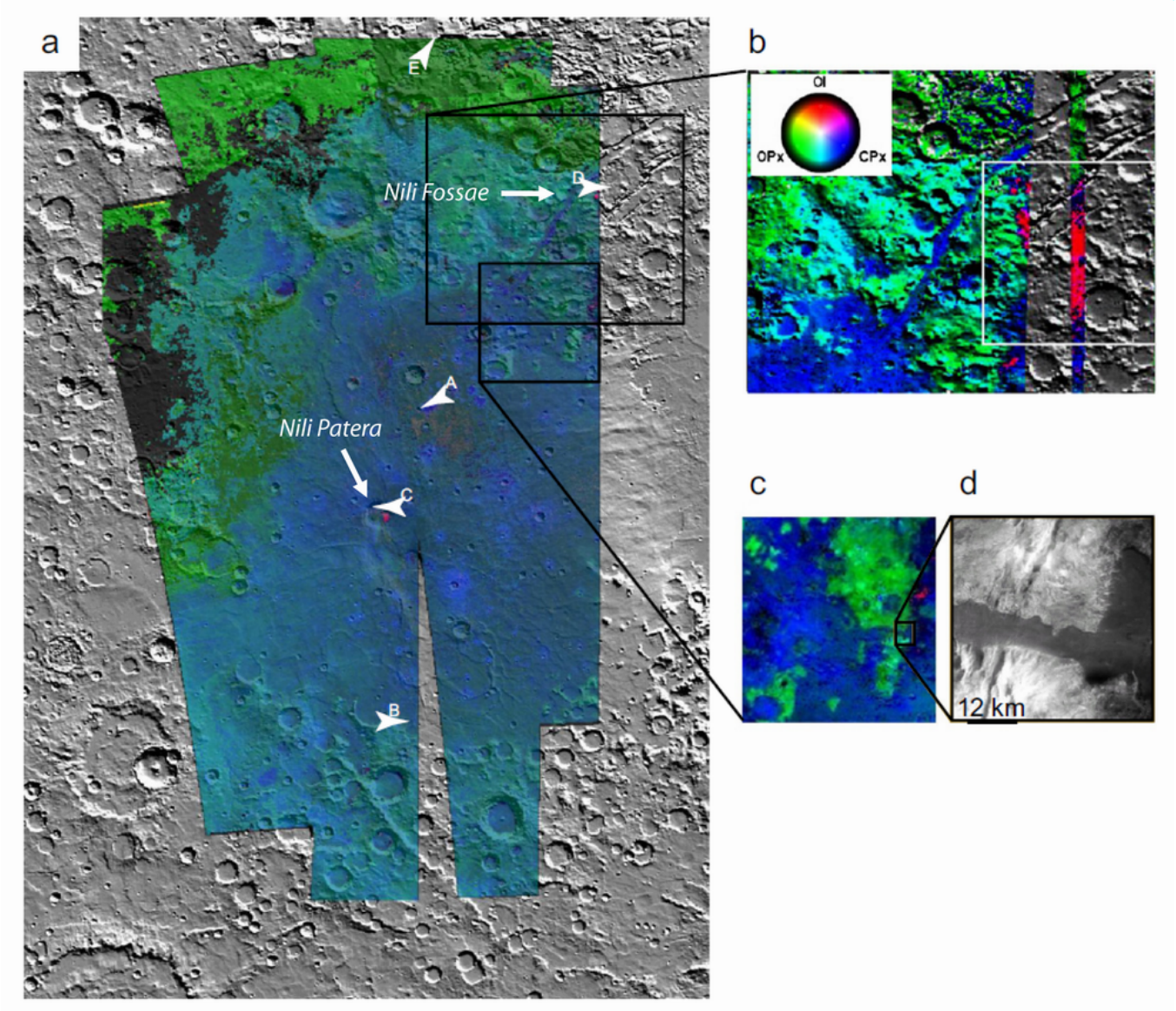

FIG. 2.18 – Carte des minéraux mafiques dans la région de Syrtis Major (extrait de Combe *et al.*, 2008) : *a)* Composition colorée où le bleu correspond au clinopyroxène, le vert à l'orthopyroxène et le rouge à l'olivine ; *b)* contribution de l'olivine dans Nili Fossae ; *c* et *d)* corrélation entre les données OMEGA et les données HRSC, la coulée de lave présentant un appauvrissement en orthopyroxène.

3

Spectroscopie de réflectance : Principe et application à la minéralogie

Sommaire

3.1 Introduction 47
3.2 Notions utiles pour la spectroscopie de réflectance 47
3.2.1 A l'origine, la lumière... 47
3.2.1.1 Le rayonnement électromagnétique 47
3.2.1.2 Source lumineuse 48
3.2.2 Notions de photométrie : les principales grandeurs 48
3.2.2.1 Angles d'incidence, d'émergence et de phase et angle solide 48
3.2.2.2 Luminance 50
3.2.2.3 Réflectance 50
3.2.3 Mesure par un capteur 51
3.2.3.1 Principe de fonctionnement 51
3.2.3.2 Grandeur mesurée par un capteur 51
3.3 Interactions entre le rayonnement et la matière 52
3.3.1 Rayonnement électromagnétique et changement de milieu 52
3.3.1.1 Réflexion et réfraction 52
3.3.1.2 Diffusion 52
3.3.1.3 Absorption 53
3.3.2 Processus à l'origine des bandes d'absorptions et implications pour les spectres 54
3.3.2.1 Transitions électroniques 54
3.3.2.2 Vibrations moléculaires 57
3.3.2.3 Effets de l'atmosphère 58
3.3.3 Variations spectrales liées aux minéraux et aux roches 61
3.3.3.1 Variations liées à l'état physique de la surface 61
3.3.3.2 Variations spectrales liées à la composition chimique 62
3.3.3.3 Variations spectrales liées aux mélanges 62
3.3.3.3.1 Les différents types de mélange 62
3.3.3.3.2 Mélanges intimes d'olivine et de pyroxènes 64
3.4 Traitement du signal hyperspectral 66
3.4.1 Différentes techniques de déconvolution spectrale 68
3.4.1.1 Première approche : les traitements "exploratoires" 68
3.4.1.1.1 Classifications statistiques 68
3.4.1.1.2 Rapport de bandes 68
3.4.1.1.3 Forme des absorptions 69
3.4.1.1.4 Comparaison spectrale 69
3.4.1.2 Vers l'aspect quantitatif 70
3.4.1.2.1 Théorie du transfert radiatif 70
3.4.1.2.2 Mélanges linéaires 70
3.4.2 Le Modèle Gaussien Modifié (MGM) 71
3.4.2.1 Principe 71
3.4.2.1.1 Modèle Gaussien classique et Modifié 71
3.4.2.1.2 Procédure mathématique 72
3.4.2.2 Application aux olivines et aux mélanges de pyroxènes 73
3.4.2.3 Limitations du Modèle Gaussien Modifié 74

3.1 Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter les différents mécanismes physiques à l'origine de la spectroscopie de réflectance visible-proche infrarouge, les paramètres qui entrent en jeu lors de l'étude des surfaces planétaires et comment cette technique d'observation peut être utilisée dans le cadre de cette thèse. La première partie du chapitre développe donc l'origine du rayonnement électromagnétique et les caractéristiques physiques correspondantes. La seconde partie s'intéressera aux interactions entre ce rayonnement et la matière. Les processus à l'origine des bandes d'absorptions et leurs implications d'un point de vue spectral y seront notamment développés. Finalement, la troisième partie du chapitre présentera brièvement quelques techniques de déconvolution spectrale couramment utilisées. Le Modèle Gaussien Modifié sera expliqué de façon plus approfondie car sa mise en oeuvre est le coeur de cette thèse.

3.2 Notions utiles pour la spectroscopie de réflectance

3.2.1 A l'origine, la lumière...

3.2.1.1 Le rayonnement électromagnétique

La lumière est un rayonnement électromagnétique qui peut être modélisé par une onde électromagnétique (comportement ondulatoire) ou un ensemble de photons (comportement corpusculaire). Dans le premier cas, l'onde électromagnétique se décompose en un champ électrique et un champ magnétique. D'après la théorie ondulatoire de la lumière, tout rayonnement peut alors être considéré comme la superposition d'ondes planes monochromatiques caractérisées par leurs longueurs d'onde et leurs fréquences. La notion d'onde électromagnétique est complémentaire de celle du photon, une particule sans masse et sans charge électrique, qui est associé à une radiation électromagnétique monochromatique.

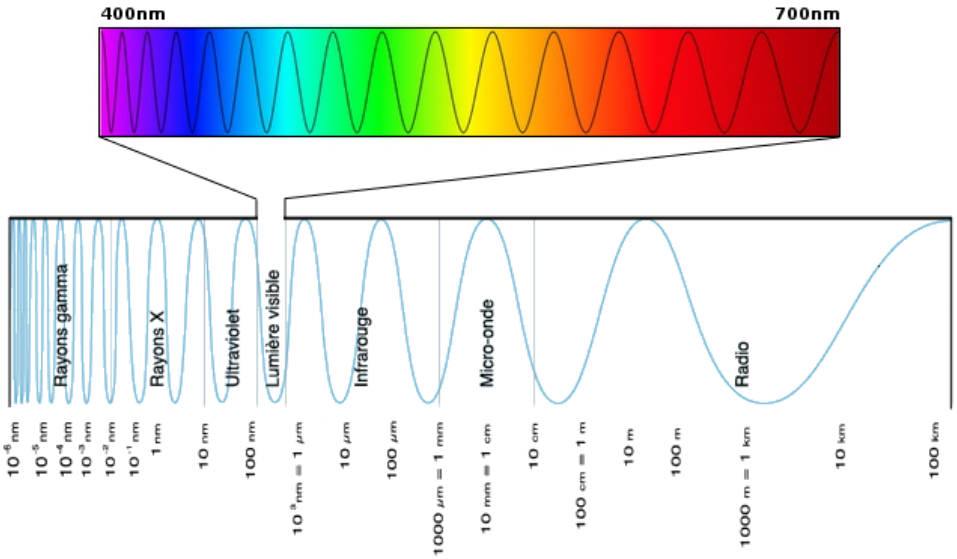

FIG. 3.1 – Représentation du spectre électromagnétique et des longueurs d'onde associées. Partie haute : détails de la partie visible perçue par l'oeil humain.

Le spectre électromagnétique est la décomposition du rayonnement électromagnétique selon ses différentes composantes en termes de fréquence (ν), de longueur d'onde (λ) et d'énergie des photons (E). La figure 3.1 montre une représentation de ce spectre en fonction de la longueur d'onde. Les trois

grandeurs sont liées deux à deux par la constante de Planck ($h = 6.62617.10^{-34}$J.s) et la vitesse de la lumière dans le vide ($c = 299792458$ m.s^{-1}) :

$$E = h\nu \quad \text{et} \quad c = \lambda\nu \qquad \text{d'où}$$

$$E = \frac{hc}{\lambda} \tag{3.1}$$

La gamme de longueurs d'onde qui nous intéresse s'étend du visible (0.30 à 1.30 µm) au proche infrarouge (1.30 µm à 2.50 µm). En terme de fréquence, elle se situe autour de 10^8MHz et est donc difficile à mesurer par les instruments actuels. Pour quantifier le rayonnement électromagnétique sur cette gamme de longueurs d'onde, il est plus aisé de se servir de la quantité de photons reçus. Les capteurs utilisés en spectroscopie sont donc basés sur ce principe. L'équation 3.1 nous montre qu'il est possible de relier cette quantité de photon à une longueur d'onde donnée. La longueur d'onde sera une unité de référence dans la suite de ce travail et sera exprimée en nanomètres (nm) ou micromètres (µm).

3.2.1.2 Source lumineuse

La source d'un rayonnement électromagnétique est l'agitation thermique des particules : les matériaux émettent un rayonnement caractéristique qui est fonction de leurs températures. Un corps noir est un émetteur thermique idéal qui absorbe tout ce qu'il reçoit et réémet à toutes les longueurs d'onde. La luminance du corps noir à une longueur d'onde donnée est définie selon la loi de Planck :

$$L_\lambda = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{exp(\frac{hc}{k\lambda T}) - 1} \tag{3.2}$$

avec k la constante de Boltzmann ($k = 1{,}38066.10^{-23}$) et T la température en Kelvin. Les courbes d'émission d'un corps noir à différentes températures sont données dans la figure 3.2. La principale source lumineuse émettrice de photons est pour nous le Soleil qui est considéré comme ayant le comportement d'un corps noir.

L'émissivité d'un matériau (ε) est alors le rapport entre l'énergie qu'il rayonne et celle à laquelle rayonnerait un corps noir à la même température. L'émissivité dépend donc aussi de la température et de la longueur d'onde. A l'inverse du visible et du proche-infrarouge, l'infrarouge thermique (au delà de 2.50 µm) correspond au domaine de longueur d'onde pour lequel le rayonnement propre du corps est mesuré.

3.2.2 Notions de photométrie : les principales grandeurs

3.2.2.1 Angles d'incidence, d'émergence et de phase et angle solide

Les photons émis par la source vont interagir avec la matière en un point. L'observation consiste à analyser le signal résultant de cette interaction. Les trois paramètres qui sont utilisés pour caractériser une observation sont tout d'abord l'angle d'incidence (i) défini comme l'angle entre la source lumineuse et la normale à la surface au point où les photons interagissent. Ensuite, le deuxième paramètre est l'angle d'émergence (e) qui correspond à l'angle entre la normale à la surface et la position de l'observateur. Enfin, l'angle de phase (φ) est l'angle entre la source lumineuse et l'observateur. Ces trois paramètres sont représentés sur la figure 3.3.

Pour calculer l'angle solide (Ω) sous lequel un objet peut être vu en un point donné, l'objet est

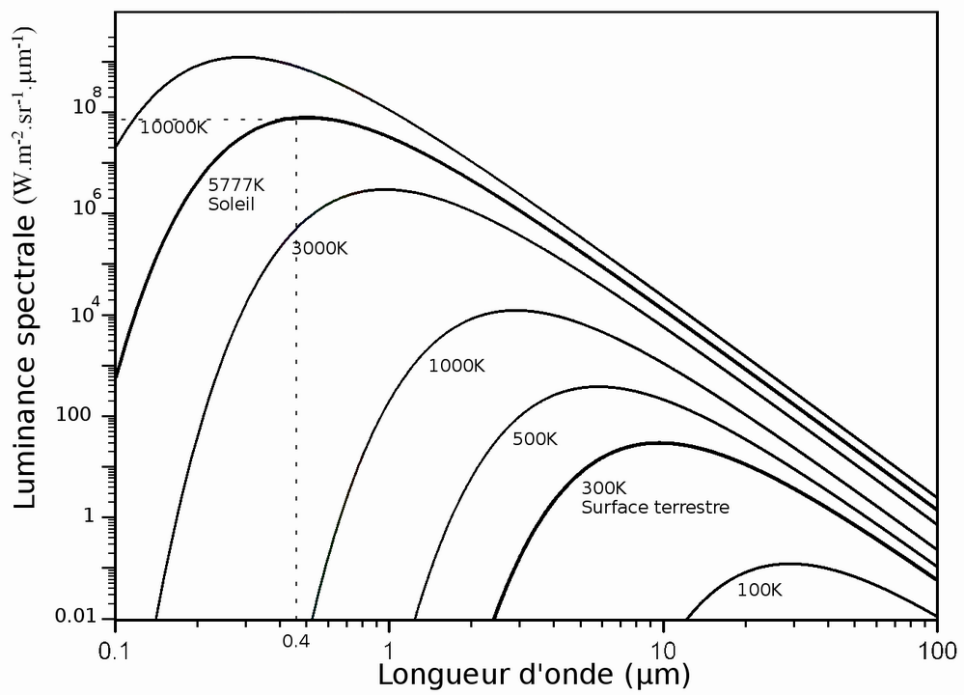

FIG. 3.2 – Luminance spectrale d'un corps noir à différentes températures.

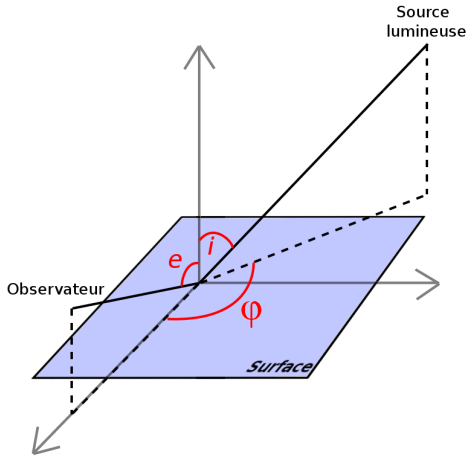

FIG. 3.3 – Représentation des angles i, e et φ qui définissent les caractéristiques d'une observation

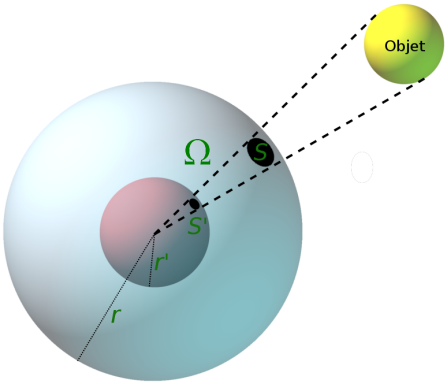

FIG. 3.4 – Représentation de l'angle solide Ω dans le cas de la projection d'un objet sphérique ($\Omega = \frac{S}{r^2} = \frac{S'}{r'^2}$)

projeté sur une sphère de rayon r (exemple pour un objet sphérique sur la figure 3.4). L'angle solide, exprimé en stéradians (Sr), correspond alors au rapport entre la surface que forme la projection de l'objet et le carré du rayon de cette sphère ($\Omega = \frac{S}{r^2}$).

3.2.2.2 Luminance

Le terme puissance (en Watts), ou flux rayonné (F_r en J.s^{-1}), désigne la quantité d'énergie qui est émise ou reçue par un corps par unité de temps, et ce dans toutes les directions. L'émittance (M en W.m^{-2}) est la puissance émise par unité de surface d'une source étendue dans tout un hémisphère. Pour les surfaces, par opposition aux sources, la puissance reçue par unité de surface dans tout un hémisphère est appelé éclairement (E).

La luminance (L en W.m^{-2}.sr^{-1}) est quant à elle la puissance émise par une source dans une direction donnée en fonction de l'angle solide et de la surface apparente (Eq. 3.3). L'énergie mesurée au niveau d'un capteur est donc proportionnelle à la luminance de la source observée.

$$L = \frac{dF_r}{dS.d\Omega.\cos\theta} \tag{3.3}$$

où θ est l'angle entre l'élément de surface dS et la source. On parle de luminance spectrale quand la longueur d'onde est prise en compte ($\frac{dL}{d\lambda}$). Pour un corps noir et à une longueur d'onde donnée, la luminance est uniquement fonction de la température.

3.2.2.3 Réflectance

La réflectance diffuse, ou réflectance directionnelle hémisphérique, est la fraction du flux réémis dans toutes les directions à la longueur d'onde λ pour un éclairage collimaté sous incidence i. La réflectance bidirectionnelle est alors la fraction du flux réémis par une surface en direction de l'observateur pour un éclairage collimaté (Eq. 3.4). En plus de i et λ, elle dépend donc aussi de l'angle d'émergence et de la phase. Elle est alors notée *r(i,e,φ,λ)* et s'exprime en Sr^{-1}.

$$r(i, e, \varphi, \lambda) = \frac{L_e}{E_i} = \frac{I}{\pi F} \tag{3.4}$$

A partir de la réflectance bidirectionnelle, il est possible de définir trois grandeurs supplémentaires que sont le facteur de radiance (*RADF*, RADiance Factor), la fonction de distribution de r (Bidirectional Reflectance Distribution Fonction, *BRDF*, aussi noté ρ) et le facteur de réflectance (*REFF*, REFlectance Factor). La relation qui les unit est la suivante :

RADF	$\rightarrow$	$\div\cos i$	$\rightarrow$	**REFF**
$\uparrow$				$\downarrow$
$\times\pi$				$\div\pi$
$\uparrow$				$\downarrow$
r	$\leftarrow$	$\times\cos i$	$\leftarrow$	**BRDF**

3.2.3 Mesure par un capteur

3.2.3.1 Principe de fonctionnement

La fonction du capteur est d'analyser le signal émis par une surface planétaire et ce à différentes longueurs d'onde. Comme cela a été expliqué précédemment (cf. §3.2.1.1), le flux de photons est le plus facile à analyser. Un système optique collecte donc le rayonnement réfléchi par la surface et l'envoie sur un dispositif de sélection de longueur d'onde (*e.g.* un prisme). Le détecteur enregistre ensuite, pour chaque longueur d'onde, le nombre de photons ayant frappé sa surface. Dans le cas de l'imagerie hyperspectrale, la dimension spatiale se rajoute à la dimension spectrale. Les capteurs qui sont couramment utilisés sont de type CCD (Charged Coupled Device). Ils se présentent sous la forme de matrice ou de barrette et sont formés d'un ensemble de détecteurs indépendants (pixel) qui analyseront chacun une petite portion de la surface observée. Les caractéristiques spécifiques des instruments utilisés au cours de cette thèse seront détaillés dans les parties correspondantes : §7.2.1, §7.3 et §6.2.1 respectivement pour un spectromètre de terrain de type ASD (Oman), l'imageur hyperspectral HyMap (Oman) et l'imageur hyperspectral OMEGA (Mars).

Pour passer du signal reçu par l'instrument à la réflectance (ou à l'émissivité) de la surface, il faut à la fois tenir compte des paramètres physiques décrits précédemment et des paramètres instrumentaux. Une fonction de transfert, calibrée à la fois au sol et pendant le vol, est utilisée et permet de faire la conversion. Sont ainsi pris en compte le *"dark"*, c'est-à-dire le signal résiduel dû à l'agitation thermique (ou courant d'obscurité), et le *"flat"* qui décrit les variations de réponse du détecteur sous un éclairage uniforme.

3.2.3.2 Grandeur mesurée par un capteur

Dans le cas d'une surface naturelle rugueuse, la lumière est réémise de manière non isotrope. Si la source lumineuse est le Soleil, alors la luminance correspondant au flux solaire réfléchi par la surface dans une direction donnée est :

$$\frac{dL}{d\lambda} = \rho(i, e, \varphi, \lambda) \frac{\pi R_{Soleil}^2 \lambda}{D_{Soleil}^2} B_\lambda T_{Soleil} \cos i \tag{3.5}$$

avec R_{Soleil}, D_{Soleil}, et $B_\lambda T_{Soleil}$ respectivement le rayon du Soleil, la distance entre le Soleil et la surface et la luminance spectrale du Soleil. La luminance spectrale d'un corps noir s'exprime suivant la relation $B_\lambda T = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{e^{hc/kT\lambda}-1}$ ($\mathrm{W.m^{-2}Sr^{-1}\mu m^{-1}}$) avec h la constante de Planck, c la vitesse de la lumière, k la constante de Boltzmann et T la température en Kelvin.

Toutefois, en plus de la lumière émise par la source lumineuse, la surface contribue également au signal . En effet, celle-ci possède une température propre et émet donc un rayonnement. La contribution de la surface vient se rajouter à l'équation 3.5 et le flux total vu par le détecteur devient :

$$\frac{dL}{d\lambda} = \rho(i, e, \varphi, \lambda) \frac{\pi R_{Soleil}^2 \lambda}{D_{Soleil}^2} B_\lambda T_{Soleil} \cos i + \varepsilon_\lambda B_\lambda T_{Surface} \tag{3.6}$$

Dans le cas de surfaces planétaires, la gamme de température implique une émissivité importante au delà de 3-4 µm : on parlera alors d'infrarouge thermique. Notre travail portant sur le domaine visible et proche-infrarouge (*i.e.* jusqu'à 2.5 µm), cela n'interviendra donc pas par la suite.

3.3 Interactions entre le rayonnement et la matière

Entre le moment où le rayonnement électromagnétique est émis et le moment où il est analysé par le capteur, le signal va être perturbé par les interactions avec l'environnement dans lequel il se propage. Dans le cas des planètes, il va d'abord s'agir de l'atmosphère composée notamment de gaz et d'aérosols. La seconde interaction est liée à la surface planétaire elle-même. Le signal contient alors l'information qui nous intéresse, à savoir la composition minéralogique de la portion de surface observée. La perturbation due à l'atmosphère peut être gênante car elle masque une partie du signal provenant de la surface. Il faut donc distinguer les différents processus à l'origine des variations spectrales.

3.3.1 Rayonnement électromagnétique et changement de milieu

Lorsqu'un rayonnement électromagnétique rencontre une transition entre deux milieux, trois types d'effets vont intervenir suivant la nature de la surface de transition (Fig. 3.5). A plus petite échelle, l'extinction particulaire définit la perturbation subie par le rayonnement lorsqu'il interagit avec une particule. Elle comprend les phénomènes d'absorption et de diffusion et peut être vue comme la somme des sections efficaces, se rapportant à ces deux phénomènes. Une section efficace (σ) est une surface quantifiant l'effet d'une perturbation sur un objet, ou la probabilité qu'une réaction se produise en fonction de la surface.

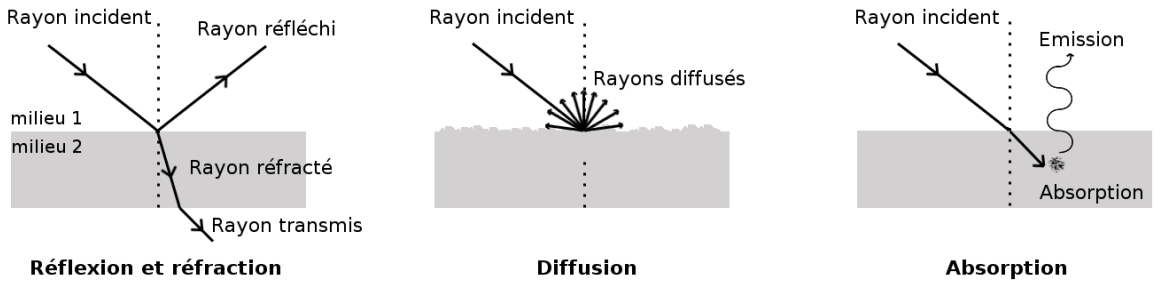

FIG. 3.5 – Les types d'interactions possibles entre un rayonnement incident et une transition entre deux milieux de natures différentes : réflexion et/ou réfraction, diffusion et absorption

3.3.1.1 Réflexion et réfraction

Lorsque la surface est plane par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident, le rayonnement est réfléchi selon les lois de l'optique géométrique. La réflexion est dite de type spéculaire si l'angle d'incidence est égal à l'angle de réflexion. Dans ce premier cas, le rayonnement est totalement réfléchi vers l'observateur mais il ne contient aucune information sur la nature de la surface.

Si le second milieu (cf. Fig. 3.5) est plus ou moins transparent aux ondes, le rayonnement peut aussi être transmis au travers de celui-ci. Il pénètre le second milieu où il est réfracté et le traverse avec une direction de propagation différente. Cette fraction du rayonnement initial n'est pas observée puisque non renvoyée vers l'observateur, sauf si le rayonnement interagit de nouveau avec un milieu de nature différente et que la nouvelle direction de propagration coïncide avec l'observateur.

3.3.1.2 Diffusion

A petite échelle, dans un milieu dilué, le rayonnement électromagnétique peut interagir avec les particules en suspension. Dans le cas de la diffusion simple, une partie de ce rayonnement est redistribué

dans l'espace après la rencontre avec une particule. Celle-ci joue alors le rôle de discontinuité optique et la redistribution dans l'espace est fonction d'une loi angulaire propre à la particule. Dans le cas d'interactions consécutives avec plusieurs particules, le terme diffusion multiple est employé. A plus grande échelle, dans le cas de milieux granulaires compacts tel que le régolite planétaire, la diffusion peut intervenir si la surface est rugueuse au regard de la longueur d'onde. Dans ce cas, la réflexion diffuse correspond à une rediffusion de l'énergie dans toutes les directions dans l'hémisphère d'où provient le rayonnement. De plus, la diffusion multiple provenant des particules avoisinantes est à prendre en compte, tout comme les effets d'ombrage induits.

Les caractéristiques de la diffusion vont donc être dépendantes à la fois de la taille des particules et de la longueur d'onde du rayonnement incident. On peut distinguer trois types de diffusion :

- Si les particules sont de tailles grandement inférieures à la longueur d'onde il s'agit de la diffusion de Rayleigh. Dans la gamme de longueurs d'onde utilisées, les molécules (taille autour de 0.1 nm) et petites particules de poussières sont donc concernées par ce type de comportement. La diffusion de Rayleigh disperse et dévie de façon plus importante les courtes longueurs d'onde que les grandes : elle est proportionnelle à λ^{-4}. La diffusion est d'autant plus marquée que les éléments diffusants sont nombreux.
- Si les particules sont de tailles grandement supérieures à la longueur d'onde il s'agit de la diffusion non-sélective. Ce régime de diffusion est régi par les lois de l'optique géométrique et affecte toutes les longueurs d'onde.
- Si les particules sont de tailles proches de la longueur d'onde il s'agit de la diffusion de Mie. Ce type de diffusion s'applique aux aérosols et gouttelettes d'eau dans les nuages et affecte les plus grandes longueurs d'onde (proportionnelle à λ^{-1}). La théorie de Mie permet toutefois de prendre en compte la diffusion due à une particule sphérique isolée quelle que soit sa taille. Il est alors possible de faire la relation entre les indices optiques des matériaux et les sections efficaces de diffusion et d'absorption.

On voit ici que les phénomènes de diffusion sont prépondérants dans les couches gazeuses et les milieux granulaires de surface. Les problèmes atmosphériques propre à notre étude seront développés dans la partie 3.3.2.3.

3.3.1.3 Absorption

L'absorption désigne un processus qui dissipe l'énergie électromagnétique dans un milieu, c'est-à-dire le phénomène par lequel l'énergie d'un photon est transmise à une autre particule. La loi de Beer-Lambert est une relation empirique qui décrit ce phénomène. Pour une longueur d'onde donnée, la relation s'écrit :

$$I = I_0.e^{-\alpha X} \tag{3.7}$$

où I est l'intensité du rayonnement en sortie, I_0 l'intensité du rayonnement en entrée, α le coefficient d'absorption du milieu et X la longueur du trajet optique. Le coefficient α dépend à la fois de la longueur d'onde et de l'indice de réfraction k du matériel traversé. La relation qui les unit est la suivante :

$$\alpha = \frac{4\pi k}{\lambda} \tag{3.8}$$

L'absorption sur un spectre est liée à deux composantes : le continuum et les absorptions particulières, comme celles liées à la minéralogie. Le continuum correspond à l'absorption de fond, c'est-à-dire le niveau moyen de réflectance du spectre, sur lequel les absorptions spécifiques vont se superposer.

Clark et Roush (1984) définissent donc le continuum comme étant l'enveloppe du spectre de réflectance. La profondeur d'une bande d'absorption D se définit alors par rapport au continuum :

$$D = 1 - \frac{R_b}{R_c} \tag{3.9}$$

avec R_c la valeur de réflectance du continuum et R_b celle du spectre à la même longueur d'onde (Clark et Roush, 1984; Clark, 1995). La profondeur de l'absorption va dépendre de l'abondance de l'absorbant et de la taille des grains.

Étant donné que la spectroscopie de réflectance se base sur l'étude des absorptions présentes dans un spectre, l'origine des absorptions sera développée plus en détail dans les parties suivantes (§3.3.2.1 et §3.3.2.2).

3.3.2 Processus à l'origine des bandes d'absorptions et implications pour les spectres

Comme Clark (1999) l'a résumé, les bandes d'absorptions présentes dans un spectre ont plusieurs origines possibles suivant la gamme de longueur d'onde étudiée. Les processus électroniques les génèrent dans l'ultraviolet et le proche-infrarouge alors que pour l'infrarouge, il s'agit de processus vibrationnels (Hunt et Salisbury, 1970).

3.3.2.1 Transitions électroniques

Dans le cadre de cette thèse, les minéraux qui nous intéressent sont l'olivine et les pyroxènes. Les éléments prépondérants sont donc le magnésium, le fer, le calcium, le silicium et l'oxygène. Il est aussi possible de trouver un peu d'aluminium dans les pyroxènes. Parmi ces éléments, seul le fer est un métal de transition et lui seul présente des transitions électroniques caractéristiques. Les autres éléments ne présentent pas d'absorption dans le visible et le proche-infrarouge. La plupart des absorptions électroniques observées sur les spectres de minéraux ou de roches sont dues aux ions ferreux Fe^{2+} et ferriques Fe^{3+}.

D'après la théorie de la mécanique quantique, les ions et les atomes isolés ont des états discrets d'énergie. Les processus électroniques les plus communs dans les minéraux sont dus aux orbitales *d* incomplètement remplies en électrons des ions des éléments de transitions. Les orbitales externes *3d* de la première série des métaux de transition contrôlent donc la position des niveaux d'énergie.

Pour tous les éléments de transition, les orbitales *d* non remplies dans un ion isolé sont au même niveau énergétique. Dans le cas où celui-ci se trouve dans un réseau cristallin, il forme alors des complexes avec des molécules porteuses de paires d'électrons (ligand). La liaison de coordination qui unit les ligands aux métaux de transition est une mise en commun d'une ou plusieurs paires d'électrons provenant de la couche *2s* du ligand avec des orbitales vides du métal. Les niveaux d'énergie du métal de transition se clivent alors en deux sous-niveaux : un niveau double e_g et un niveau triple t_{2g}. On parle de multiplicité du métal (Fig. 3.6). Suivant l'énergie ε libérée lors de la complexation, les sous-niveaux sont séparés par une différence d'énergie variable ($\Delta\varepsilon$). Cette dernière conditionne la répartition des électrons sur les sous-niveaux d'énergie.

L'existence de ces sous-niveaux permet à un électron de se déplacer d'un niveau d'énergie faible à un niveau plus élevé lorsqu'il est excité par l'absorption d'un photon ayant une énergie égale à la différence d'énergie entre les deux états (Fig. 3.7). A l'inverse, il y a émission d'un photon lorsque le changement se produit ensuite d'un niveau d'énergie plus élevé vers un niveau plus faible. Le photon

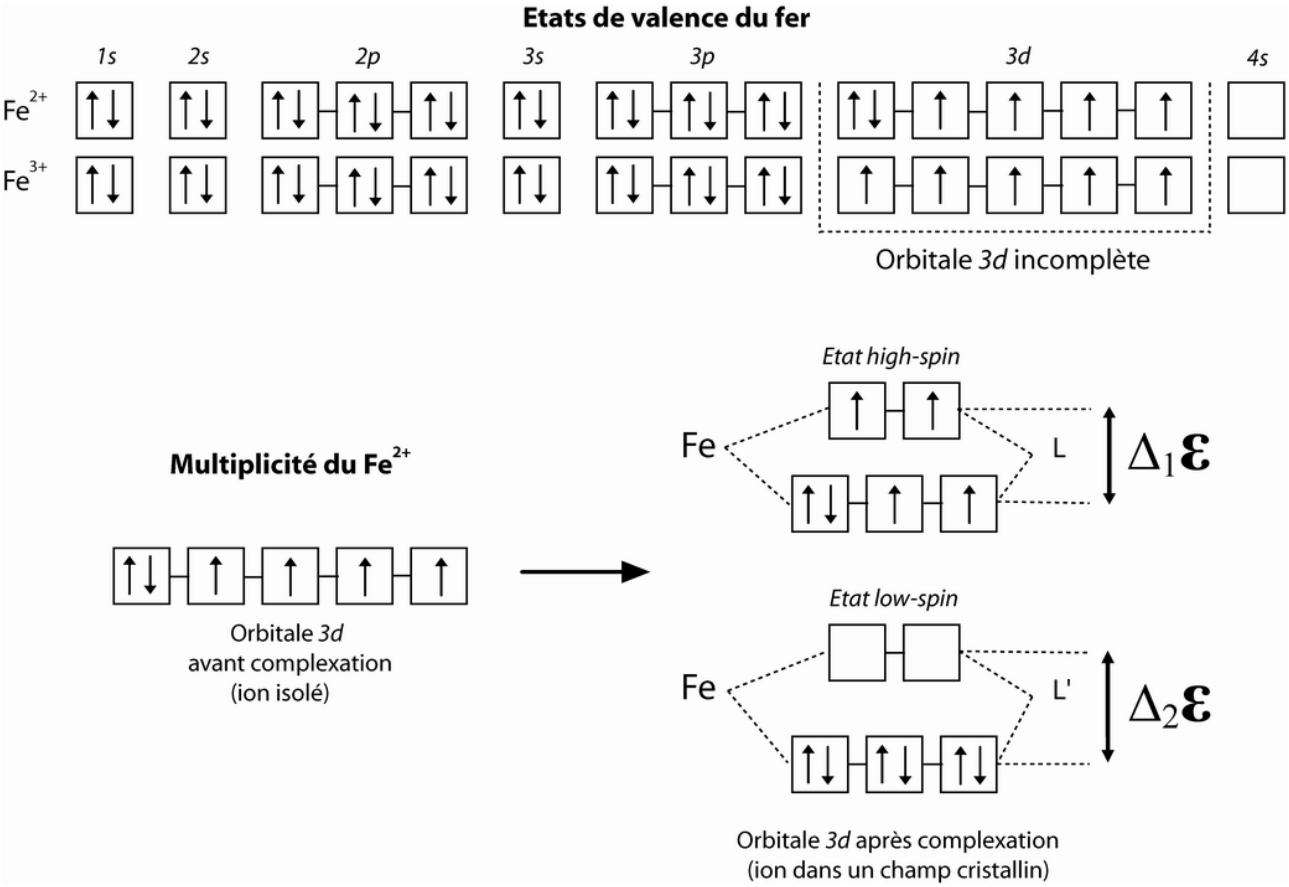

FIG. 3.6 – Évolution de la multiplicité du fer Fe^{2+} selon la nature du ligand. La complexation avec le ligand L a libérée moins d'énergie que celle avec le ligand L'.$\Delta_1\varepsilon$ est donc une différence d'énergie plus faible que $\Delta_2\varepsilon$. Dans ce second cas, les électrons restent sur le sous-niveau de plus faible énergie.

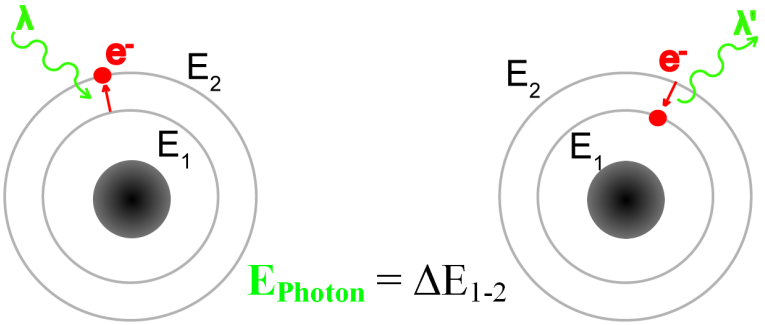

FIG. 3.7 – Principe de l'absorption liée à une transition électronique : à gauche absorption d'un photon et changement d'orbitale de l'électron (niveau d'énergie E_1à E_2) ; à droite changement d'orbitale d'un électron (niveau d'énergie E_2à E_1) et émission d'un photon à une longueur d'onde différente. La différence de longueur d'onde entre l'absorption et l'émission engendre une absorption à une longueur d'onde λ sur le spectre.

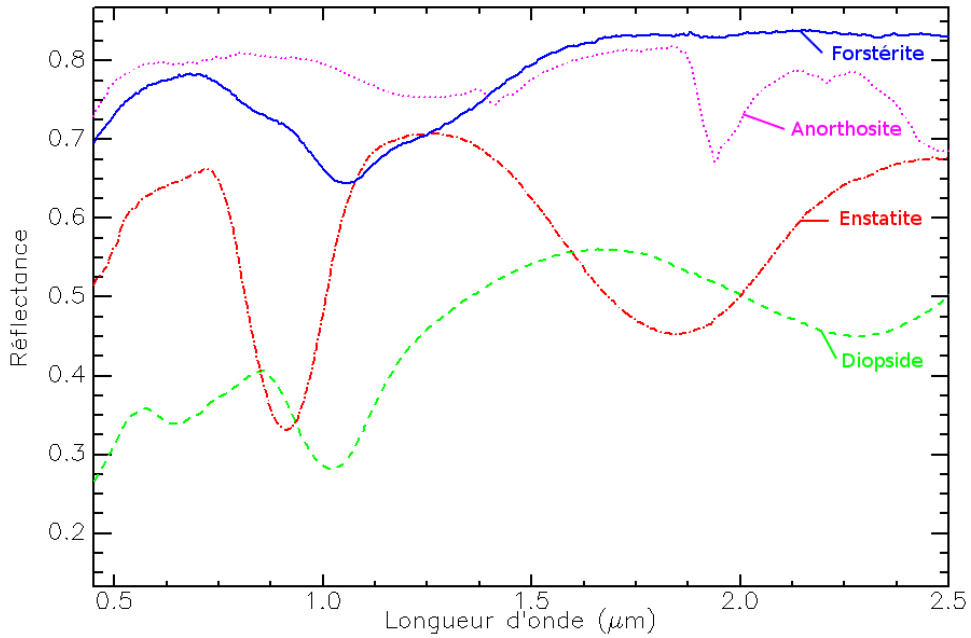

FIG. 3.8 – Spectres de minéraux purs acquis en laboratoire (RELAB, *Brown University*) avec respectivement de haut en bas un spectre d'olivine de type forstérite, un spectre de plagioclase de type anorthosite, un spectre d'orthopyroxène de type enstatite et un spectre de clinopyroxène de type diopside.

ainsi réémis a une longueur d'onde différente du photon absorbé. Suivant sa probabilité de réalisation, la transition sera permise ou interdite.

Les énergies respectives des sous-niveaux sont déterminées par l'état de valence de l'atome, le nombre de coordination, la symétrie du site cristallographique occupé, le type de ligand formé, la distorsion du site et la distance interatomique métal-ligand (Burns, 1993). Les niveaux d'énergie varient en conséquence avec la structure cristallographique du minéral et le même ion métallique peut impliquer des absorptions à des longueurs d'onde différentes. Dans le cas d'un champ cristallin parfaitement octaédrique, la dissociation entre les niveaux d'énergie du Fe^{2+} engendre une absorption autour de 1.10 µm. De plus, les vibrations thermiques modifient la distance métal-ligand autour d'une valeur moyenne, ce qui a pour conséquence de créer des absorptions plus ou moins larges (Burns, 1993).

Dans la nature, les minéraux peuvent toutefois présenter de petites distorsions des sites qui entraînent un décalage de l'absorption vers 1.00 µm. La longueur d'onde de cette absorption est caractéristique des silicates contenant l'ion Fe^{2+}. L'olivine présente ainsi une absorption autour de 1.00 µm avec deux absorptions latérales à 0.80 et 1.30 µm (exemple sur la figure 3.8). La présence de ces deux absorptions supplémentaires s'explique par le fait qu'en fonction du type de site cristallographique M_1 ou M_2 (cf. §2.2.1, Fig. 2.1 page 20) la distance au ligand et la distorsion du site octaédrique varient (Burns, 1970a; Hunt, 1977). La transition du Fe^{2+} dans le site M_2 est à relier à l'absorption centrale tandis que les deux autres correspondent aux transitions liées au site M_1. L'énergie de l'absorption est quant à elle inversement reliée à la taille du site cristallographique (Burns, 1993).

Dans le cas des orthopyroxènes (e.g. enstatite sur la figure 3.8), la distorsion du site octaédrique est encore plus prononcée ce qui donne lieu à deux absorptions caractéristiques (cf. §2.2.1, Fig. 2.3 page 21). La première se situe dans le domaine visible, autour de 0.90 µm, tandis que la seconde a lieu dans le proche infrarouge autour de 1.85 µm (Singer, 1981). Nous parlerons par la suite de domaine à 1 µm et domaine à 2 µm pour les distinguer. Pour ce qui est des clinopyroxènes (pyroxènes plus riches en calcium, *e.g.* diopside sur la figure 3.8), ils montrent aussi une combinaison de deux absorptions

caractéristiques mais à des longueurs d'onde plus importantes. La première se situe autour de 1.00 µm et la seconde autour de 2.30 µm (Hunt et Salisbury, 1970; Adams, 1974, 1975). Cette différence entre les deux types de pyroxènes s'explique par la position de l'ion Fe^{2+} dans les sites cristallographiques : pour l'orthopyroxène il se situe préférentiellement dans le site M_2 tandis que pour le clinopyroxène il se situe préférentiellement dans le site M_1, le Ca^{2+} se plaçant alors dans le site M_2(Burns, 1993; Adams, 1974).

Pour les plagioclases, l'ion Fe^{2+} peut se substituer à l'ion Ca^{2+}. Le spectre de plagioclase montre alors une large absorption autour de 1.25 µm. Celle-ci reste toutefois très peu profonde comparée aux absorptions des olivines et pyroxènes.

Un second processus électronique, appelé transferts de charges provoquent également des absorptions. Dans ce cas, l'absorption d'un photon permet à un électron de se déplacer entre deux ions voisins ou entre un ion et un ligand. Ces transferts nécessitent beaucoup plus d'énergie et impliquent donc des photons de plus haute énergie que pour les transitions électroniques. Les longueurs d'onde concernées se situent dans le domaine ultraviolet et seule l'aile de l'absorption peut s'étendre dans la partie visible du spectre. Ce processus explique la diminution brutale de la réflectance en-dessous de 0.70 µm.

3.3.2.2 Vibrations moléculaires

La deuxième grande origine des absorptions est liée aux processus vibrationnels qui animent les molécules. Une molécule peut en effet se modéliser comme un ensemble d'oscillateurs liés les uns aux autres. L'excitation d'un des oscillateurs se traduit donc par l'excitation simultanée de tous les oscillateurs, aussi bien en élongation qu'en flexion. Tous les atomes de la molécule vibrent alors avec une même fréquence ν autour de leurs positions d'équilibre. Chacune de ces vibrations d'ensemble est appelée mode normal de vibration ou fondamental. Le nombre de modes fondamentaux est fonction du nombre d'atomes de la molécule. Leurs fréquences de vibration dépendent de la force de chaque liaison et de la masse des atomes correspondants. Ces vibrations peuvent se répéter à des fréquences multiples des fréquences fondamentales et seront alors appelées harmoniques.

Pour que l'oscillateur mécanique soit excité et entre en vibration, il doit y avoir une interaction avec l'onde électromagnétique conduisant à un transfert d'énergie. Ceci se produit quand la vibration fait varier le moment dipolaire de la molécule. L'intensité absorbée sera d'autant plus grande que la variation du moment dipolaire l'est aussi.

Dans les minéraux, les vibrations fondamentales ont lieu dans l'infrarouge moyen et lointain (Hunt et Salisbury (1970)). Les groupements Si/O, Al/O ou Mg/O ont par exemple des modes fondamentaux autour de 10 µm. Cela ne nous intéressera donc pas dans la suite de cette étude. Par contre, lorsque les fréquences des fondamentales sont élevées, les harmoniques ou les combinaisons correspondantes

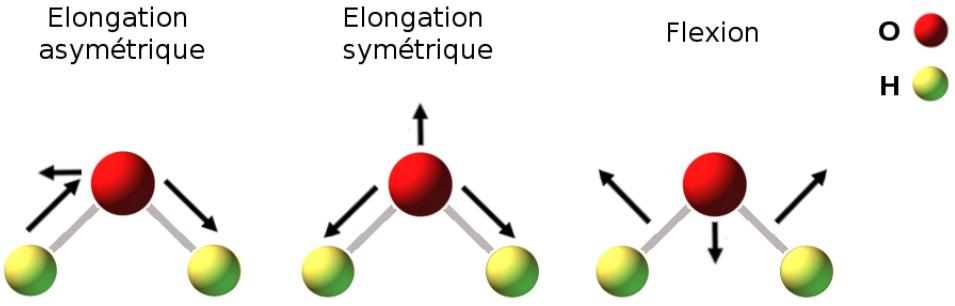

FIG. 3.9 – Représentation des 3 modes de vibrations fondamentales de la molécule d'eau H_2O

produisent des absorptions dans le visible et le proche infrarouge Les groupes communs qui présentent ce genre d'absorption sont l'eau H_2O, les ions hydroxyles OH et les carbonates CO_3. La présence d'eau sous ses diverses formes va notamment avoir un fort impact à la fois dans le cas de l'atmosphère et dans le cas de minéraux hydratés.

Sous forme isolée (*i.e.* en phase gazeuse), la molécule d'eau possède 3 modes de vibrations fondamentales. Ces 3 vibrations fondamentales ν_1,ν_2 et ν_3 correspondent respectivement à l'élongation symétrique, à la flexion et à l'élongation asymétrique (Fig. 3.9). Elles entraînent des absorptions respectivement à 2.74, 6.27 et 2.66 µm. Dans le cas de la phase liquide, les fréquences se décalent, à cause de la liaison hydrogène, respectivement à 3.10, 6.08 et 2.90 µm. En plus des vibrations fondamentales, les harmoniques produisent des absorptions à 1.40 µm (multiple $2\nu_3$) et 1.90 µm (combinaison $\nu_2+ \nu_3$) caractéristique de la présence d'eau moléculaire. Tous les spectres étudiés par la suite, hormis ceux effectués sur des poudres en laboratoire, présenteront ces deux dernières absorptions suite au passage du rayonnement au travers de l'atmosphère. Si l'eau est située dans des sites bien ordonnés, les absorptions seront fines tandis que si les molécules sont peu ordonnées, les absorptions seront larges.

L'ion hydroxyle a un seul mode d'élongation possible et la longueur d'onde de l'absorption correspondante dépend de l'ion auquel il est rattaché. Dans les spectres de minéraux, même si l'absorption peut se trouver sur une gamme comprise entre 2.67 et 3.45 µm, elle sera principalement située autour de 2.75 µm. Toutefois, comme le radical OH est généralement présent dans de multiples sites cristallographiques, il peut engendrer plusieurs absorptions sur un même spectre. La combinaison de la liaison métal-OH et de l'élongation produit une absorption autour de 2.2 à 2.3 µm. Les minéraux carbonatés présentent quant à eux cinq absorptions caractéristiques dans le proche infrarouge : deux larges absorptions à 2.35 et 2.55 µm et trois plus fines à 1.90, 2.00 et 2.16 µm.

3.3.2.3 Effets de l'atmosphère

Avant de parvenir au capteur, le rayonnement électromagnétique va interagir avec les différents environnements traversés. Il s'agit notamment de la surface et de l'atmosphère. Cette dernière est composée de gaz et d'aérosols, c'est-à-dire de petites particules solides ou liquides en suspension. Les interactions avec l'atmosphère vont aussi produire des absorptions qui peuvent partiellement masquer

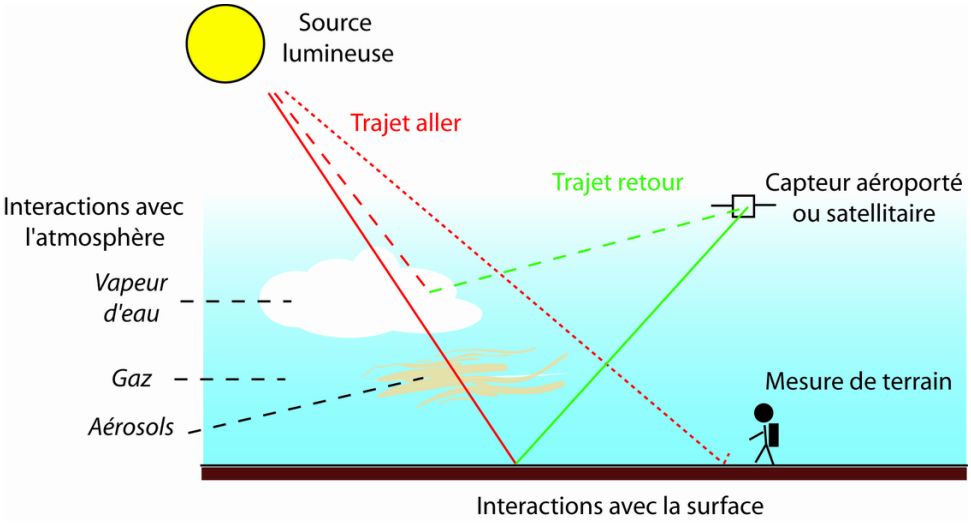

FIG. 3.10 – Schéma du trajet parcouru par le rayonnement électromagnétique avant d'être analysé par un capteur. Dans le cas de données satellitaires ou aéroportées, le rayonnement subi deux fois l'interaction avec l'atmosphère.

le signal provenant de la surface. Il est donc nécessaire de prendre en compte ces interactions avant d'analyser les données hyperspectrales. Suivant la position de la source par rapport à la surface étudiée et la position du capteur, les trajets du rayonnement ne vont pas être identiques (Fig. 3.10).

L'atmosphère terrestre est composée principalement d'azote (78%), d'oxygène (21%), d'argon (0.93%) et de dioxyde de carbone (0.033%). En plus de ces gaz, de la vapeur d'eau et des poussières peuvent être présentes en quantités variables. Comme nous l'avons vu précédemment (cf. §3.3.2.2), des absorptions sont engendrées par les vibrations de ces molécules de gaz. Une observation hyperspectrale, quelles que soient ses conditions d'acquisition, va ainsi contenir des absorptions en fonction du parcours effectué dans l'atmosphère. En plus des absorptions, les processus de diffusion de type Rayleigh (cf. §3.3.1.2) pour les molécules de gaz et de type Mie pour les aérosols vont également contribuer à modifier l'information spectrale. La dernière modification provient de la réfraction sur les différentes couches de l'atmosphère, celles-ci subissant des variations verticales de température, de pression et de composition.

En pratique, l'absorption totale de l'atmosphère est l'addition de l'ensemble de ces effets. La figure 3.11 montre une variation du pourcentage d'absorption en fonction de la longueur d'onde. Les régions qui ne montrent pas d'absorptions particulières sont appelées des fenêtres de transmission atmosphérique et sont utilisées pour étudier la réponse spectrale de la surface. Dans cette étude, des données issues de l'imageur hyperspectral HyMap sont utilisées pour étudier les ophiolites d'Oman (cf. chap. 7). Les effets atmosphériques affectant les données ont été corrigés par l'équipe HyVista qui gère l'instrument en utilisant les procédures "*ATmospheric REMoval Program*" (ATREM, Gao *et al.* 1993) et EFFORT (Boardman, 1998).

La deuxième partie de ce travail porte sur l'étude de la surface de Mars. L'atmosphère martienne est composée principalement de CO_2 (95.32%), d'azote (2.7%) et d'argon (1.6%). En plus des mesures *in situ* réalisées par les sondes Viking, des études spectroscopiques ont été menées grâce à l'instrument ISM (Bibring *et al.*, 1989; Combes *et al.*, 1991). Pour déterminer les effets de l'atmosphère sur les spectres, et ainsi pouvoir corriger les données hyperspectrales, la solution couramment utilisée consiste à mesurer deux spectres en réflectance sur deux surfaces ayant la même composition mais à des altitudes différentes. Cette méthode a été réalisée par Bibring *et al.* (1991) avec les données ISM sur les flancs d'Olympus Mons, cet édifice volcanique se prêtant très bien à cet exercice avec son dénivelé de 20 km. La figure 3.12 montre le rapport entre un spectre à haute altitude et un spectre à basse altitude et met ainsi en évidence les absorptions dues à l'atmosphère. Dans le domaine spectral qui nous concerne, le CO_2 possède deux absorptions plus marquées, respectivement à 1.4 et 2 µm. A partir de ce rapport, et en connaissant l'épaisseur d'atmosphère traversée pour une acquisition, il est possible de corriger les données hyperspectrales. Cette correction est ainsi couramment appliquée sur les données OMEGA (Bibring *et al.*, 2005; Mustard *et al.*, 2007b).

L'atmosphère peut donc avoir un impact non négligeable sur les données hyperspectrales avant leur correction. Cependant, dans le cadre de cette thèse, nous considérerons que ces problèmes ont été corrigés en amont par les procédures décrites dans les deux paragraphes précédents, aussi bien dans le cas terrestre que dans le cas martien.

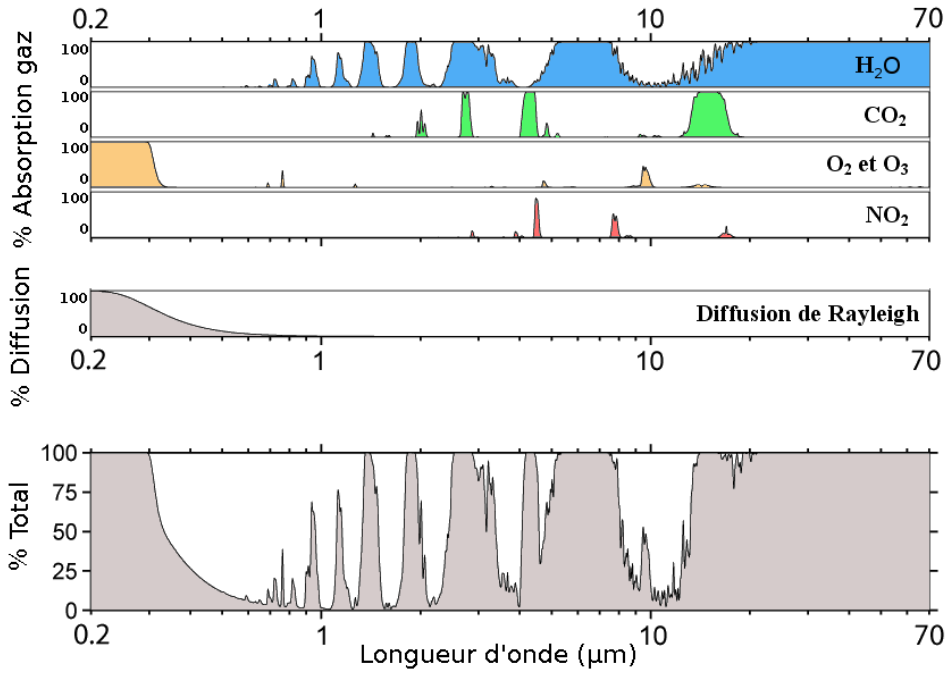

FIG. 3.11 – Représentation des absorptions des principaux gaz constitutifs de l'atmosphère terrestre (H_2O, CO_2, O_2, O_3 et NO_2), de l'atténuation du flux due à la diffusion et du pourcentage d'absorption totale de l'atmosphère en fonction de la longueur d'onde.

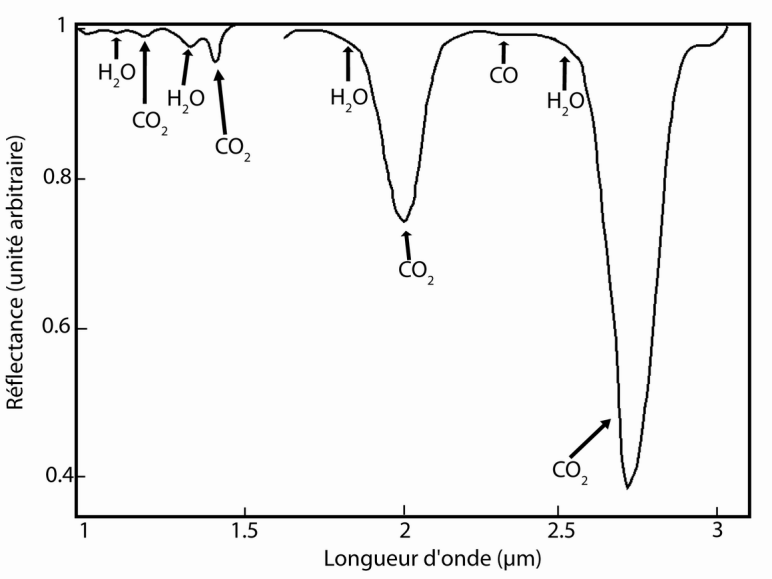

FIG. 3.12 – Rapport entre un spectre ISM à haute altitude et un spectre ISM à basse altitude sur un flanc d'Olympus Mons, d'après Bibring *et al.* (1991). Les variations sont liées à la différence d'épaisseur d'atmosphère qui a été traversée par le rayonnement. Elles peuvent donc être reliées aux absorptions moléculaires des différents gaz.

3.3.3 Variations spectrales liées aux minéraux et aux roches

3.3.3.1 Variations liées à l'état physique de la surface

Après avoir traversé l'atmosphère, le rayonnement électromagnétique interagit donc avec la surface. Suivant la nature et les propriétés physiques de celle-ci, le spectre résultant, enregistré par le capteur, va présenter des variations. Avant de s'intéresser plus particulièrement aux variations liées à la composition de la roche, les effets liés aux propriétés physiques de la surface vont être brièvement décrits.

Le processus qui rend la spectroscopie de réflectance possible est la diffusion. Des photons vont entrer dans un matériau, être diffusés une ou plusieurs fois à l'intérieur, puis être rediffusés vers l'extérieur. D'autres seront par contre absorbés. Le chemin optique des photons au sein du matériel est aléatoire et le nombre d'interactions dépend de la nature des grains : plus les grains sont sombres, plus les photons sont rapidement absorbés et donc plus le nombre d'interactions entre les photons et les grains est faible (Clark et Roush, 1984). Ainsi, un composant sombre sur une surface, même en faible proportion, aura un impact important sur le niveau de réflectance du spectre qui sera alors plus faible.

La quantité de lumière diffusée et absorbée dépend aussi de la taille des grains et de la longueur d'onde (Clark et Roush, 1984; Hapke, 1981, 1993). Dans le cas de gros grains, le chemin à parcourir par les photons avant de ressortir est plus long, ce qui favorise leur absorption suivant la relation de Beer-Lambert (cf. §3.3.1.3, Eq. 3.7 et 3.8). Les gros grains entraînent donc des absorptions larges tandis que les grains de petite taille engendrent des absorptions plus fines (exemple pour l'olivine sur la figure 3.13). De plus, en raison du faible parcours optique dans le cas de petits grains, un photon a plus de chance d'interagir préférentiellement avec la surface. L'augmentation de la taille des grains s'accompagne donc aussi d'une diminution générale des valeurs de réflectance sur le spectre.

Enfin, en plus de l'état physique de la surface, les conditions d'observation vont avoir une influence sur les données : suivant les angles d'incidence, d'émergence et de phase (cf. Fig. 3.3), l'intensité de la lumière reçue va varier. Les conditions d'observation déterminent l'ombrage apparent de la surface étudiée, tout comme les paramètres de la diffusion (Mustard et Pieters, 1989; Hapke, 1993). Hormis

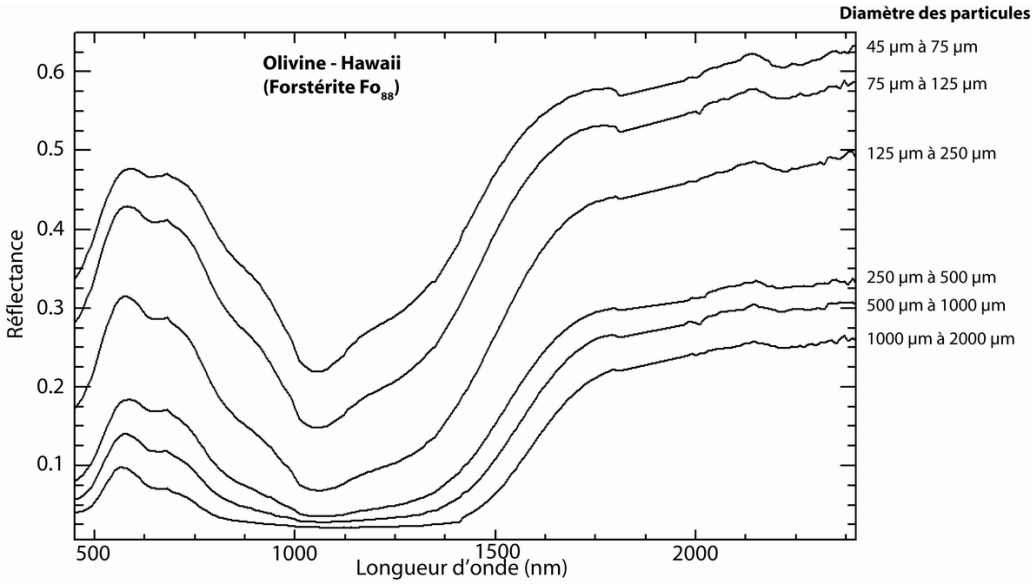

FIG. 3.13 – Spectres en réflectance obtenus sur une forstérite provenant d'Hawaii (Fo_{88}) avec des tailles de grains variables (acquisition avec un ASD Fieldspec® au laboratoire, DTP/UMR5562/OMP). Une augmentation de la taille des grains implique un niveau de réflectance plus faible et des absorptions nettement plus larges.

dans les cas extrêmes, par exemple pour la réflexion spéculaire, les profondeurs des absorptions dans un spectre n'en seront cependant que très légèrement modifiées. Les conditions d'observations ont donc un impact principalement sur le niveau et la forme générale du continuum du spectre.

3.3.3.2 Variations spectrales liées à la composition chimique

Comme cela a été décrit dans le paragraphe 3.3.2.1, la présence du fer dans les sites cristallographiques entraîne des absorptions à des longueurs d'ondes précises. Cependant, la spectroscopie optique est extrêmement sensible aux variations de la structure cristallographique et de la composition chimique du minéral. Cette sensibilité est donc très intéressante pour caractériser précisément la minéralogie d'une roche, même si la complexité apparente des spectres rend l'accès difficile à l'information initiale.

Ainsi les compositions chimiques variables des olivines et pyroxènes présentées dans le paragraphe 2.2.1 vont avoir un impact important sur la forme générale des spectres. L'olivine correspond à une solution solide entre un pôle Fe (Fayalite) et un pôle Mg (Forstérite). Suivant la teneur en fer, la position des absorptions et leurs intensités respectives vont évoluer (Adams et McCord, 1972; Adams, 1975; Burns, 1970a, 1993; King et Ridley, 1987). Cela implique une évolution de la forme générale du spectre comme le montre la figure 3.14. Il est à noter qu'une olivine purement magnésienne ne présentera pas d'absorptions.

Pour les pyroxènes, un décalage en longueur d'onde peut également être observé en fonction du rapport $\frac{Fe}{Mg+Fe+Ca}$ (Adams, 1974, 1975; Cloutis *et al.*, 1986; Cloutis et Gaffey, 1991a). Les absorptions à 0.90 µm, pour les orthopyroxènes, se décalent vers de plus grandes longueurs d'onde lorsque la composition tend vers la série des clinopyroxènes. Ce phénomène est à relier à l'augmentation de l'occupation du site M_2 par le Ca^{2+}plutôt que l'ion ferreux mais aussi à la répartition de l'ion ferreux dans les sites M_1 (Burns, 1993). Hazen *et al.* (1978), puis Cloutis et Gaffey (1991b), ont pu étalonner ce décalage pour le quadrilatère des pyroxènes communs (Fig. 3.15). Les positions relatives des absorptions à 1 et 2 µm permettent aussi de distinguer les deux types de pyroxènes comme le montre la figure 3.16. La présence des ions Fe^{3+}, Al^{3+} et Ti^{3+} peut toutefois décaler la position des centres par rapport aux tendances classiquement observées par Adams (1974).

3.3.3.3 Variations spectrales liées aux mélanges

3.3.3.3.1 Les différents types de mélange Nous avons présenté la variabilité des spectres en fonction de la composition chimique d'un minéral unique. Cependant une roche est un assemblage minéralogique. Il faut donc prendre en compte les effets dus aux mélanges entre plusieurs minéraux. Les principaux types de mélanges sont les mélanges surfaciques, les mélanges intimes et les mélanges entre couches multiples (Clark *et al.*, 2003). Ils sont représentés sur la figure 3.17.

Les mélanges surfaciques correspondent à la réponse spectrale enregistrée par un instrument lorsque deux unités de compositions différentes et optiquement séparées renvoient un rayonnement au capteur et ce sans interagir mutuellement. Ce type de mélange suppose donc qu'il n'y a pas de diffusion multiple entre les constituants. Le signal récupéré est alors une combinaison linéaire entre les spectres des deux unités, qui dépend de la fraction surfacique occupée par chacune d'entre elles. En conditions naturelles, ce type de mélange peut s'appliquer lorsqu'un pixel analysé recouvre une transition entre deux terrains de nature géologique différente.

Dans le cas d'une roche, c'est-à-dire dans le cas de minéraux différents assemblés aléatoirement, les phénomènes de mélanges intimes sont prépondérants. Le rayonnement incident interagit avec un

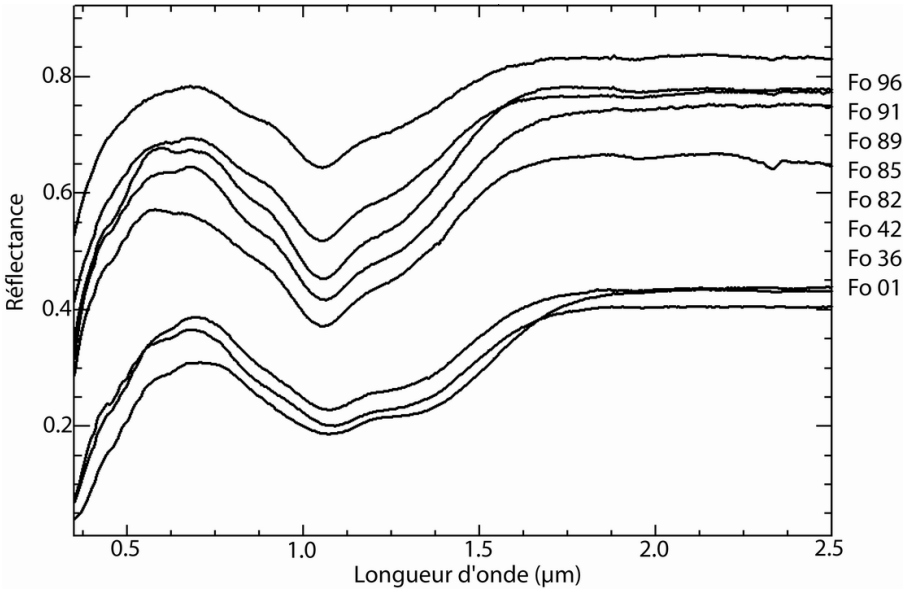

FIG. 3.14 – Spectres d'olivine ayant une teneur en fer comprise entre Fo_{96} (spectre le plus haut) et Fo_{01} (spectre le plus bas). Spectres acquis au RELAB (*Brown University*), série partielle de Sunshine et Pieters (1998)

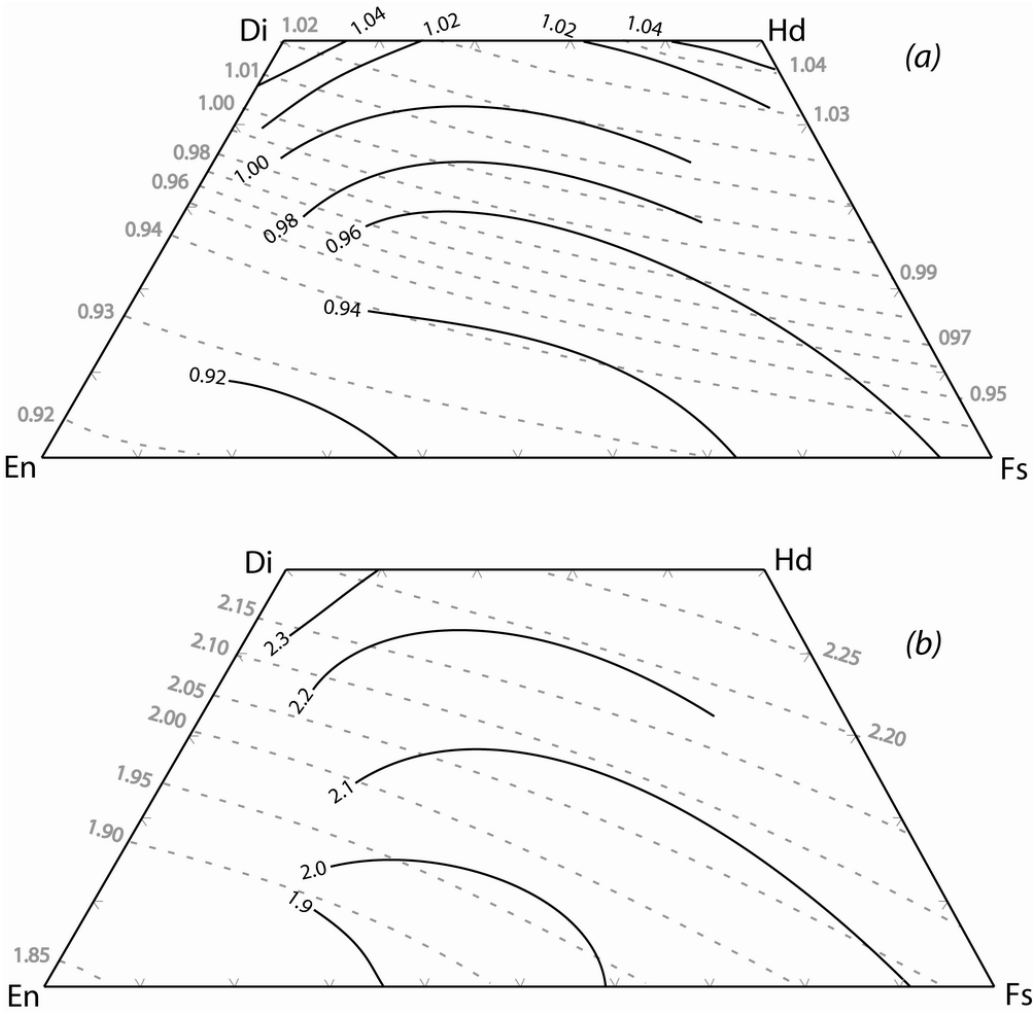

FIG. 3.15 – Position des centres des absorptions des domaines à 1 µm (*a*) et à 2 µm (*b*) pour les pyroxènes, d'après Hazen *et al.* (1978) et Cloutis et Gaffey (1991b) respectivement en pointillés gris et traits pleins noirs.

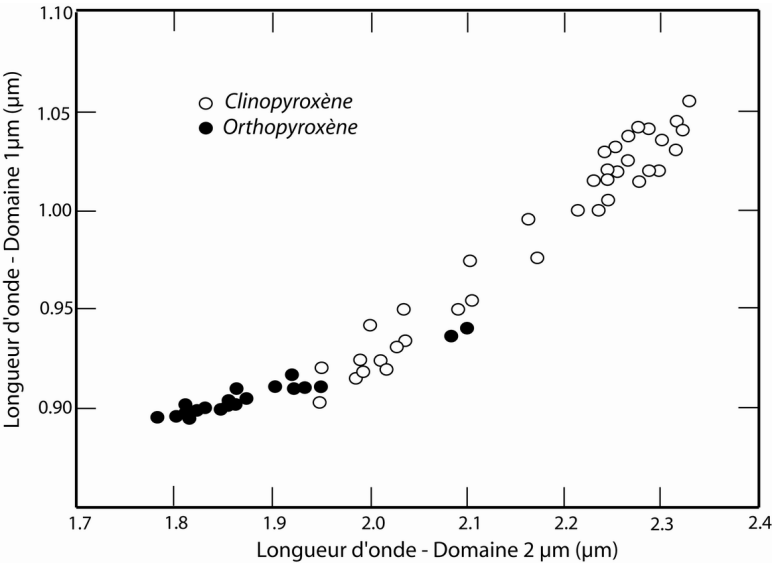

FIG. 3.16 – Longueur d'onde des centres des bandes d'absorption autour de 1 et 2 µm dans les spectres de pyroxènes d'après Adams (1974).

matériau puis est réfracté par une interface. Il passe alors dans le minéral voisin, où il peut être de nouveau réfracté vers un autre minéral, et est enfin analysé par le capteur. Par conséquent, le spectre résultant est une combinaison non-linéaire des spectres des différents éléments rencontrés sur le chemin optique du faisceau. Les processus de mélanges intimes, comme pour les mélanges surfaciques, sont dépendants de la taille de grains et du domaine de longueur d'onde observé.

Le dernier type de mélange se produit lorsqu'une couche en recouvre une autre. Dans ce cas, chaque couche constitue une interface où la diffusion et la transmission peuvent faire varier le trajet optique. Ce dernier change en fonction des propriétés des matériaux traversés et de la longueur d'onde (voir Clark et Roush (1984) pour plus de détails). La spectroscopie de réflectance dans les domaines visible et proche-infrarouge ne concerne en général que la surface du matériau, c'est-à-dire sur une profondeur de l'ordre de 15 µm. Dans la nature, les mélanges entre couches multiples concernent les roches présentant une altération de surface appelée patine (Fig. 3.18). Le rayonnement analysé est le résultat de l'interaction entre la couche altérée et la couche fraîche. Dans le cas où la patine a une épaisseur trop importante, le signal des minéraux primaires présents en-dessous peut être complètement masqué. Dans le cas des roches de cette étude, la patine reste *a priori* globalement peu développée et est non uniforme à l'échelle spatiale d'un pixel de dimension plurimètrique à hectomètrique.

3.3.3.3.2 Mélanges intimes d'olivine et de pyroxènes La figure 3.19 montre la variabilité spectrale de mélanges comportant un orthopyroxène et un clinopyroxène en proportions variables. Les spectres correspondants montrent des propriétés intermédiaires aux pôles purs, ces propriétés variant non-linéairement en fonction de la quantité relative de chacun des pôles (Adams, 1974; Singer, 1981; Cloutis et Gaffey, 1991a). Dans le domaine à 1 µm, l'orthopyroxène seul montre une intensité d'absorption plus prononcée que le clinopyroxène seul. Dans le cas de compositions intermédiaires, la signature du clinopyroxène peut alors être partiellement masquée, ce qui provoque une asymétrie de la forme générale du spectre. Dans le domaine à 2 µm, les absorptions se situent à des longueurs d'onde plus éloignées et le recouvrement de bande est donc moins marqué. Sunshine et Pieters (1993) ont caractérisé des tendances entre les proportions de chacun des pyroxènes et les propriétés des absorptions. Ces tendances seront décrites dans la partie 3.4.2.2 traitant de l'application du Modèle

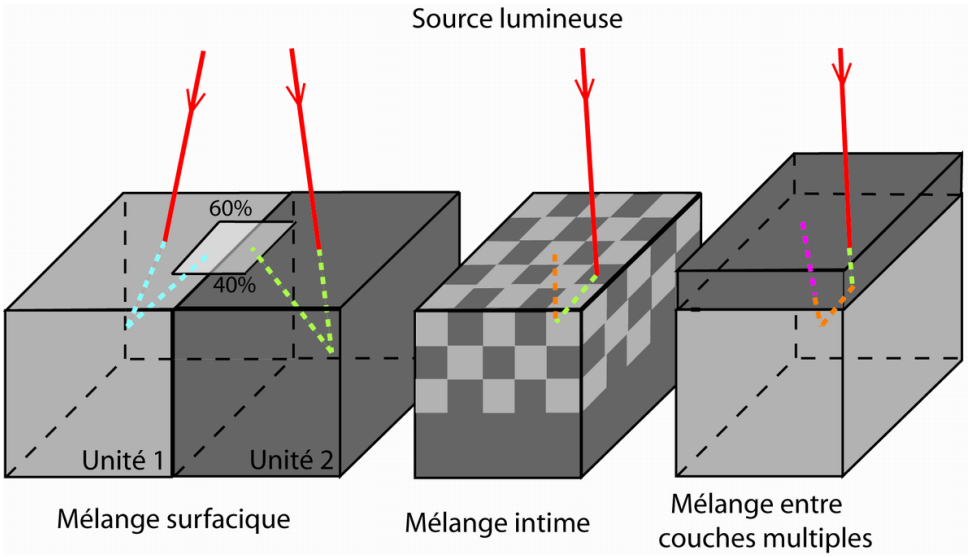

FIG. 3.17 – Les différents types de mélanges et les interactions entre le rayonnement et les unités de différentes compositions (Unité 1 et Unité 2). Suivant le type de mélange, la convolution va être linéaire (mélange surfacique) ou non-linéaire (mélange intime).

FIG. 3.18 – Comparaison entre une surface patinée et une surface fraîche pour une roche d'Oman. La surface patinée présente un aspect brun sur une épaisseur de quelques microns dus à l'altération des minéraux de surface en contact avec l'environnement.

Gaussien Modifié.

Les variations spectrales sur les mélanges contenant un des deux pyroxènes associé à de l'olivine ont également été étudiées (Fig. 3.20 et 3.21). D'après Singer (1981), pour les mélanges contenant du diopside et de la forstérite, les spectres sont globalement dominés par les caractéristiques du clinopyroxène. Dès 50 % de pyroxène dans le mélange, la contribution de l'olivine disparaît quasiment du spectre et seules des variations subtiles subsistent. Cependant, même si l'olivine est présente en très faible quantité, le spectre montre un épaulement récurrent entre 1.15 et 1.55 µm (généralement autour de 1.30 µm). De plus, comme les minima d'absorption des deux minéraux se situent autour des mêmes longueurs d'onde à 1 µm, il existe un léger décalage du point le plus bas dans le spectre. En effet, le point le plus bas du spectre ne correspond ni au maximum d'absorption de l'olivine ni au maximum d'absorption du clinopyroxène. Ce minimum se situe entre les longueurs d'ondes théoriques des deux absorptions mais sa position n'est pas une fonction linéaire de la composition du mélange (Adams, 1974). A l'inverse, l'absorption du pyroxène dans le domaine à 2 µm n'est, quant à elle, quasiment pas affectée par la présence d'olivine, même en proportion élevée. Comme il existe une variation pour le domaine à 1 µm mais pas pour celui à 2 µm, Adams (1974) a ainsi montré qu'en présence d'olivine les positions des centres des absorptions vont s'écarter de la tendance classique des pyroxènes purs de la figure 3.16. La présence d'olivine dans le mélange a aussi pour effet de modifier la pente locale du spectre dans le domaine à 2 µm, induisant ainsi une diminution de la profondeur de l'absorption du pyroxène (Singer, 1981).

Pour les mélanges contenant à la fois de la forstérite et de l'enstatite, les propriétés spectrales sont assez similaires au mélange olivine-clinopyroxène. La différence majeure provient du fait que l'absorption de l'orthopyroxène se situe autour de 0.90 µm. La différence entre cette absorption et celle de l'olivine étant plus importante que dans le cas précédent, le décalage du minimum et l'asymétrie du spectreseront également plus important. Le maximum de réflectance entre les domaines à 1 et 2 µm se situant à des longueurs d'onde plus courtes pour l'orthopyroxène que pour le clinopyroxène, il s'en trouve affecté par la présence de l'olivine et se décale d'autant plus vers le domaine à 2 µm que la proportion d'olivine dans le mélange augmente (Singer, 1981).

Il est à noter que le plagioclase peut modifier légèrement les spectres lorsqu'il est mélangé avec des pyroxènes. Sa légère absorption (Fig. 3.8) peut créer un épaulement autour de 1.3 µm, similaire à celui de l'olivine quand elle est présente en faible quantité. Il est toutefois toujours possible de discriminer l'olivine du plagioclase, car ce dernier ne modifie pas les profondeurs des absorptions des pyroxènes à 2 µm (Adams, 1974). De manière générale, l'absorption du plagioclase sera masquée par celles des minéraux plus riches en fer et la spectroscopie optique, notamment dans le proche-infrarouge, s'avèrera inadaptée pour identifier la présence du minéral plagioclase.

3.4 Traitement du signal hyperspectral

De nombreux minéraux, ainsi que les assemblages minéralogiques correspondants, ont été caractérisés en laboratoire. L'intérêt de la spectroscopie de réflectance est de pouvoir effectuer la démarche inverse, à savoir retrouver la composition et les propriétés de la roche à partir d'un spectre. Comme cela a été décrit dans la partie précédente 3.3.3, il existe une grande variété de composition chimique pour un minéral donné et d'autant plus pour les possibilités d'assemblages minéralogiques dans les roches. Il est donc nécessaire d'utiliser des techniques de traitement pour déconvoluer les données. Quelques-unes de ces différentes techniques seront brièvement présentées dans cette dernière partie pour donner un

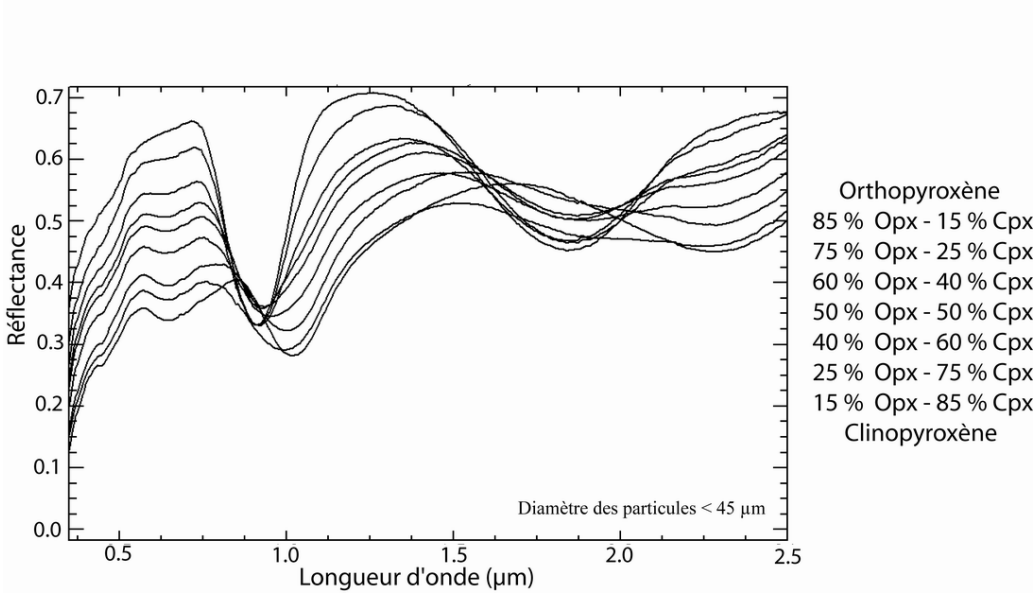

FIG. 3.19 – Variabilité spectrale d'un mélange de pyroxènes : les pôles purs enstatite (spectre le plus haut) et diopside (spectre le plus bas) sont ensuite mélangés en proportions variables. Spectres acquis au RELAB (*Brown University*), série partielle de Sunshine et Pieters (1993)

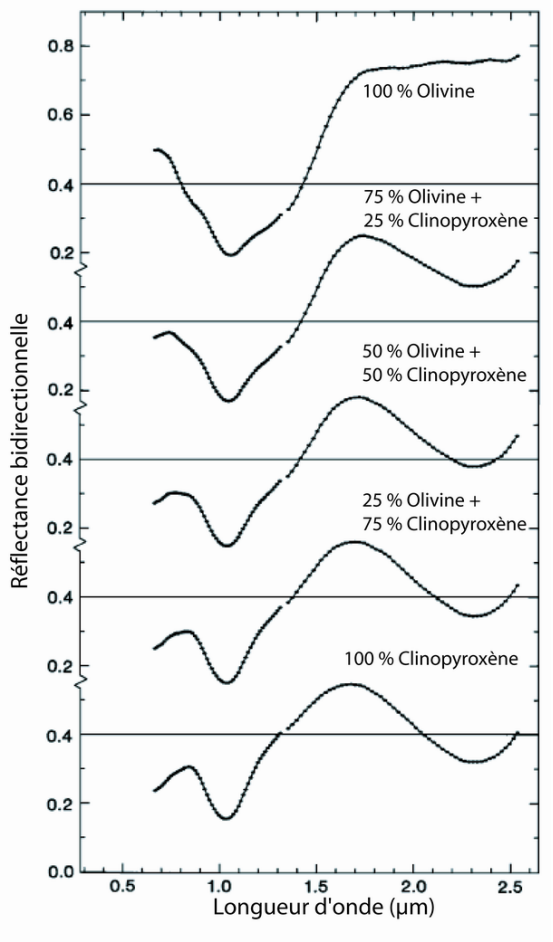

FIG. 3.20 – Variations spectrales dans le cas d'un mélange d'olivine et de clinopyroxène, d'après Singer (1981)

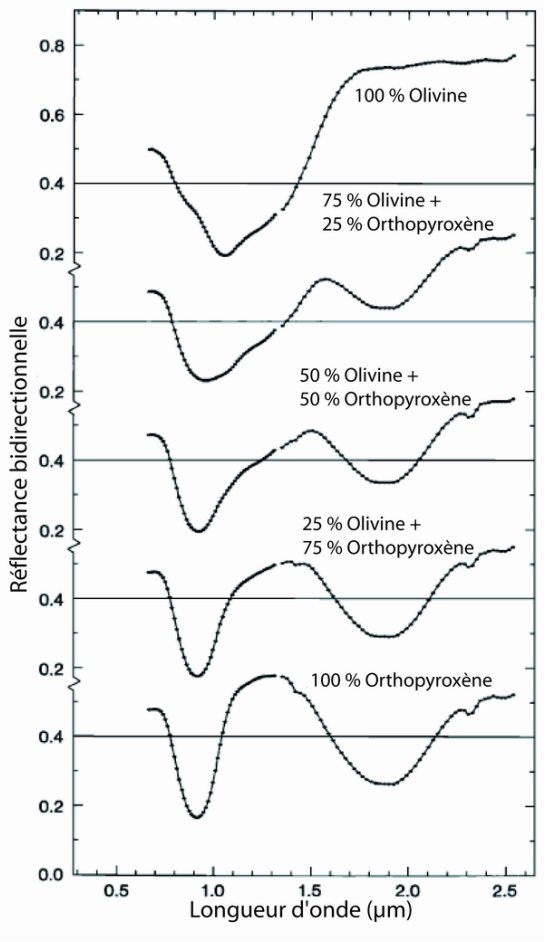

FIG. 3.21 – Variations spectrales dans le cas d'un mélange d'olivine et d'orthopyroxène, d'après Singer (1981)

aperçu des possibilités existantes, mais seul le Modèle Gaussien Modifié sera présenté en détail, celui-ci étant largement mis en oeuvre dans le cadre de cette thèse.

3.4.1 Différentes techniques de déconvolution spectrale

3.4.1.1 Première approche : les traitements "exploratoires"

Le développement des techniques de déconvolution (synthétisées notamment par Mustard et Sunshine, 1999) est étroitement lié au développement des résolutions spectrales des appareillages de mesures. Le nombre de canaux disponibles, c'est-à-dire le nombre de longueurs d'onde analysées, va fortement conditionner les traitements possibles pour un spectre.

3.4.1.1.1 Classifications statistiques L'objectif principal des traitements statistiques est de réduire la dimension des données hyperspectrales afin d'accéder efficacement à la partie intéressante de l'information. L'analyse en composante principale (ACP, ou Principal Component Analysis en anglais), permet d'extraire les spectres les plus extrêmes dans un jeu de données mais ne donne aucunement accès à l'information minéralogique contenue. Cette technique a par exemple été utilisée pour Mars sur les données ISM par Murchie *et al.* (2000), sur les données TIGER par Martin *et al.* (1996) ou sur Terre pour le massif péridotitique de Ronda (Chabrillat *et al.*, 2000). L'analyse ACP sera utilisée par la suite pour extraire les spectres les plus différents de Syrtis Major (cf. §6.3.1).

3.4.1.1.2 Rapport de bandes Une seconde technique simple, qui nécessite peu de canaux pour être mise en oeuvre, consiste à analyser la forme des spectres à partir de rapports de bandes. Dans un premier temps, deux canaux peuvent être comparés l'un à l'autre. Une longueur d'onde non comprise dans l'absorption sert de référence par rapport à une seconde située dans le domaine de l'absorption.

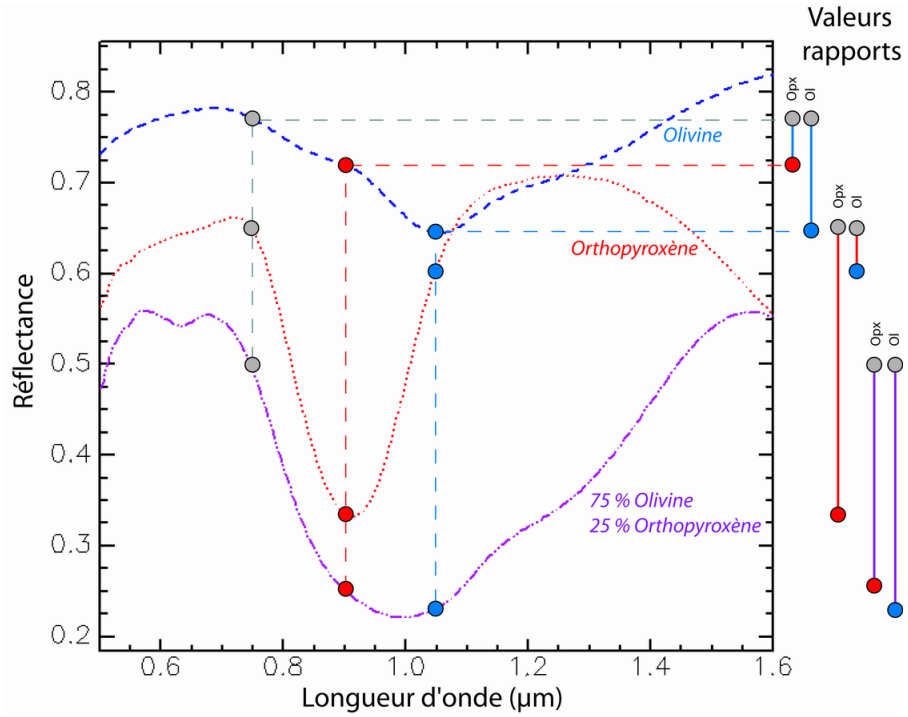

FIG. 3.22 – Principe du rapport de bandes : la valeur pour une longueur d'onde hors de l'absorption est comparée à celle pour une longueur d'onde dans l'absorption. Spectres de forstérite, d'enstatite et de mélange (75% Ol - 25% Opx) acquis au RELAB (*Brown University*).

Dans l'exemple de la figure 3.22, le point gris sert de référence et les points bleus et rouges lui sont comparés. Pour le spectre d'olivine (en bleu), si la longueur d'onde correspondant à l'absorption maximum (point bleu) est comparée à la référence, alors la valeur trouvée est importante. Si au contraire la longueur d'onde comparée correspond à l'absorption maximum de l'orthopyroxène (point rouge) alors la valeur du rapport est plus faible. A l'inverse, sur le spectre de l'orthopyroxène (en rouge), la valeur de rapport la plus élevée correspond à la longueur d'onde de l'absorption maximum de l'enstatite. Dans le cas d'un spectre de mélange (en violet), les absorptions de chacun des minéraux sont présentes et les valeurs de rapport pour les deux constituants sont du même ordre.

Grâce à cette technique, il est possible d'obtenir une estimation de la composition d'une roche. De plus, l'utilisation d'un rapport entre deux bandes permet de s'affranchir au premier ordre des variations photométriques (*e.g.* relief, éclairement), celles-ci étant considérées comme identiques pour les longueurs d'onde concernées (Chevrel et Pinet, 1990; Chevrel, 1990; Chevrel et Pinet, 1992). Nous utiliserons cette technique par la suite pour avoir une première visualisation des variations minéralogiques sur l'ensemble des données HyMap (cf. §7.3).

Il existe cependant des limitations à cette technique. En effet, il est nécessaire de connaître les positions respectives des absorptions pour chacun des minéraux potentiellement présents dans le spectre et être certain qu'il n'existe pas de superposition de ces absorptions. De plus, les valeurs déterminées à partir des rapports ne correspondent en aucun cas à une représentation physique de la composition et il n'est donc pas possible de quantifier les teneurs respectives de chacun des constituants (*e.g.* les valeurs de rapport de bandes similaires dans le cas du spectre de mélange alors que l'olivine est présente en proportion trois fois supérieure à l'orthopyroxène).

Pour améliorer l'efficacité de ce type de méthode, il est possible d'utiliser des indices, c'est-à-dire appliquer des coefficients aux valeurs des différentes longueurs d'onde pour faire ressortir l'information liée à une absorption caractérisée sur des données de laboratoire. Poulet *et al.* (2007) ont ainsi défini des indices pour déterminer la présence de constituants tels que l'olivine, les pyroxènes ou les oxydes ferriques à la surface de Mars.

3.4.1.1.3 Forme des absorptions Pour caractériser la forme des absorptions, il est nécessaire de prendre en compte le continuum (cf. §3.3.1.3). Une fois normalisée, la forme de la bande d'absorption peut être étudiée en utilisant des paramètres simples que sont la profondeur, la largeur à mi-hauteur[1] et la symétrie. La largeur à mi-hauteur (en µm ou nm) correspond à la distance entre les deux bords de l'absorption à hauteur de la demi-profondeur. La symétrie est quant à elle définie par les demi-surfaces de l'aire associée à l'absorption, c'est-à-dire les surfaces situées à gauche et à droite du maximum de l'absorption. L'intérêt de ce type de méthode est de réduire considérablement la dimension des données hyperspectrales.

3.4.1.1.4 Comparaison spectrale Lorsque les roches ont une minéralogie plus complexe ou que les absorptions sont moins bien définies, les techniques détaillées précédemment restent limitées. Dans le cas où les données sont suffisamment résolues spectralement, il devient possible de réaliser une étude détaillée à partir de la forme générale d'un spectre, et de comparer celui-ci aux spectres existants dans les différentes librairies spectrales accessibles[2].

[1] en anglais Full Width at Half Maximum (FWHM). Cet acronyme sera utilisé dans la suite de la thèse.

[2] les librairies spectrales USGS et RELAB sont respectivement accessibles aux adresses `http://speclab.cr.usgs.gov/spectral-lib.html` et `http://www.planetary.brown.edu/relabdocs/relab.htm`

Deux méthodes peuvent être utilisées pour comparer deux spectres entre eux. La première consiste à mesurer la distance Euclidienne dans un espace à n dimensions, n étant le nombre de longueurs d'onde analysées, c'est-à-dire que pour une longueur d'onde donnée la distance entre le vecteur correspondant au spectre connu et le vecteur correspondant au spectre inconnu est mesurée. La distance spectrale (DS) calculée permet alors de définir un degré de ressemblance, c'est-à-dire que plus la distance spectrale est faible plus les spectres sont similaires. La seconde méthode, correspond à l'utilisation de l'angle spectral (SAM : Spectral Angle Mapper en anglais). Elle est similaire à la première si ce n'est qu'au lieu de mesurer la distance entre les deux vecteurs, c'est l'angle α entre ces derniers qui est mesuré. Launeau *et al.* (2002) et Combe *et al.* (2006) ont notamment mis en pratique ce genre de technique respectivement sur le massif péridotitique de Ronda (Espagne) et sur le massif ophiolitique de Sumail.

L'inconvénient de ces méthodes est la nécéssité d'établir une librairie spectrale de référence (de laboratoire ou de terrain) en tenant compte de l'ensemble des mélanges possibles pour chacune des conditions d'observations possibles. Le nombre de combinaison étant très important, il est difficile de mettre en oeuvre une telle procédure directe de façon automatique. Il existe toutefois une méthode améliorée, l'algorithme *Tetracorder* développé par Clark *et al.* (2003), qui permet de comparer les spectres uniquement dans la gamme de longueur d'onde affectée par une absorption.

3.4.1.2 Vers l'aspect quantitatif

Les techniques de traitement précédentes permettent d'obtenir une estimation des composants d'un spectre. Ils restent toutefois limités en termes de quantification des différents minéraux, surtout dans le cas de mélanges non-linéaires pour lesquels les librairies spectrales manquent de données. Il a donc été nécessaire de développer des techniques plus complexes pour accéder à ces informations.

3.4.1.2.1 Théorie du transfert radiatif La première approche consiste à quantifier les processus de diffusion via l'équation du transfert radiatif. Cette équation permet de calculer l'interaction entre une onde lumineuse et un milieu constitué d'un empilement de couches homogènes en prenant en compte l'absorption et la diffusion. Hapke (1981), complété par une série successive de publications (Hapke et Wells, 1981; Hapke, 1984, 1986, 2002), a proposé une solution analytique au problème de transfert radiatif appliqué aux surfaces particulaires telles que les surfaces planétaires. Sa théorie prend en compte la diffusion anisotrope de la lumière par les particules, les effets d'ombrage et les phénomènes de réflexion à la surface des grains. Elle peut, de plus, être utilisée dans le cas de mélanges.

Bien que ce genre de théorie permette de calculer des spectres en réflectance, il faut tenir compte de l'ensemble des paramètres physiques impliqués pour inverser des données (Poulet et Erard, 2004). Il s'agit notamment de la taille des grains, de l'agencement des grains entre eux et de la géométrie de surface. Cette méthode n'est donc pas la plus aisée à mettre en oeuvre dans le cas de traitements d'images hyperspectrales de surfaces planétaires où ces paramètres sont mal contraints. Elle est de plus également soumises aux informations de laboratoire puisque les constantes optiques, fonction de la composition chimique, doivent être connus auparavant.

3.4.1.2.2 Mélanges linéaires Comme cela a été décrit dans le paragraphe 3.3.3.3.1, il existe deux types possibles de mélanges pour une surface. Les mélanges linéaires correspondent d'un point de vue physique à la juxtaposition de surfaces homogènes au sein d'un même pixel. Le but de cette approche est donc de trouver, pour chaque pixel, la meilleure combinaison linéaire d'une série de spectres de minéraux purs enregistrés en laboratoire, et permettant de reproduire les données acquises. Cette

méthode, initiée par Adams *et al.* (1986), permet de décrire les variations spatiales de l'information spectrale contenue dans une image. Cependant, en raison des problèmes de non-linéarité selon les types de mélanges, le résultat est utile pour une information au premier ordre mais il apparaît généralement des différences entre les proportions réelles des minéraux et celles calculées. Cette méthode a été très utilisée au cours des vingt dernières années (Pinet *et al.*, 1993; Head *et al.*, 1993; Tompkins *et al.*, 1994; Martin *et al.*, 1996; Martin, 1996...) et a donné lieu à des améliorations successives concernant la détermination et l'optimisation du choix des pôles de mélange, avec l'introduction de la notion de mélanges itératifs (*e.g.*, Roberts *et al.*, 1998; Chabrillat *et al.*, 2000; Pinet *et al.*, 2000; Adams, 2006; Chevrel *et al.*, 2008).

Un algorithme basé sur les mélanges linéaires de spectres a notamment été développé pour une utilisation en contexte martien (Combe *et al.*, 2008). Cette approche utilise des spectres artificiels plats et à pentes pures dans la librairie de départ permettant de prendre en compte au premier ordre des effets liés à la diffusion atmosphérique, à la taille des grains, à l'ombrage et à la photométrie.

3.4.2 Le Modèle Gaussien Modifié (MGM)

Un dernier modèle de déconvolution couramment utilisé est le Modèle Gaussien Modifié, développé par Sunshine *et al.* (1990). L'intérêt de ce modèle est de prendre en compte directement les processus de transition électronique pour obtenir une quantification des minéraux constitutifs de la surface observée. Il s'applique donc parfaitement dans le cas des olivines et pyroxènes dont les spectres sont marqués par la présence du fer (Sunshine et Pieters, 1993, 1998).

Comme nous l'avons vu précédemment, chacune des techniques de traitement des données hyperspectrales possède ses avantages et ses inconvénients, leur intérêt respectif résidant dans l'objectif fixé par l'utilisateur. Les différences, en termes de détection des unités lithologiques, ont par exemple été mises en évidence par Gendrin (2004) qui a comparé les résultats obtenus à partir de certaines de ces techniques (SAM, *Tetracorder*, MGM et transformée en ondelettes) sur des données AVIRIS et ISM (Gendrin, 2004 ; Gendrin *et al.*, 2006b).

L'objectif premier de cette thèse est de caractériser à la fois les variations de composition modale de surfaces planétaires mafiques et ultra-mafiques et les compositions chimiques des minéraux associés. Le Modèle Gaussien Modifié est donc *a priori* tout à fait adapté, car il peut couvrir l'ensemble de la gamme des compositions envisagées. Le but premier de l'étude ne portant pas sur la comparaison avec d'autres techniques de traitement, nous avons choisis de nous concentrer seulement sur ce modèle prometteur et de tester de façon intensive son applicabilité et ses limites dans le cas de minéralogies complexes, en allant de situations expérimentales de références vers des observations en milieu naturel.

Les paragraphes suivants ont donc pour objectif de présenter le principe et les applications du Modèle Gaussien Modifié, tels que décrits dans la littérature. Ce modèle sera ensuite utilisé tout au long de cette thèse.

3.4.2.1 Principe

3.4.2.1.1 Modèle Gaussien classique et Modifié Le travail de Sunshine *et al.* (1990) repose sur le fait que les variations du spectre dans le visible et proche-infrarouge sont composées de bandes d'absorptions assimilables à des gaussiennes (Clark et Roush, 1984). Le modèle gaussien classique considère que l'énergie est la variable aléatoire pour toutes les absorptions.

Cependant, dans le cas des absorptions dues aux transitions électroniques, l'énergie est fonction de la distorsion des sites cristallographiques et de la longueur moyenne de la liaison ion-ligand (Burns,

1970b). Dans les minéraux naturels, il existe des millions de mailles élémentaires et donc des millions de sites cristallographiques. Bien que ceux-ci présentent des caractères similaires, ils ne vont pas être parfaitement identiques à cause des défauts, des vides ou des substitutions qui peuvent se produire. Ces irrégularités, couplées aux vibrations thermiques, vont mener à une distribution statistique des longueurs moyennes de liaison ion-ligand (Sunshine et Pieters, 1993). La variable aléatoire devient alors cette longueur de liaison (r) et elle peut être reliée à l'énergie de l'absorption (e) par une loi de puissance :

$$e \propto r^n$$

A partir de cette loi, Sunshine *et al.* (1990) suggère qu'une distribution gaussienne des longueurs moyennes de liaison peut être transformée en une distribution gaussienne "modifiée" des énergies d'absorption, suivant la relation :

$$m(x) = S.\exp\left\{\frac{-(x^n - \nu^n)^2}{2\sigma^2}\right\} \tag{3.10}$$

avec la distribution gaussienne modifiée *m(x)* qui s'exprime en fonction de son intensité (S), de son centre (ν) et de sa largeur (σ), x étant alors l'énergie. Modifier l'exposant n revient à modifier la symétrie de la distribution, c'est-à-dire la pente relative des ailes gauche et droite de la gaussienne.

Sunshine *et al.* (1990) ont pu déterminer la valeur du coefficient n empiriquement : dans le cas d'une gaussienne classique $n = 1$, tandis que pour une gaussienne modifiée $n \simeq -1$. Cette modification permet alors de modéliser une absorption électronique simple avec seulement une distribution gaussienne. La solution est donc plus proche de la réalité physique. Un exemple de différence entre les deux modèles est donné dans la figure 3.23. Le Modèle Gaussien Modifié va donc permettre d'analyser directement les absorptions dues aux transitions électroniques.

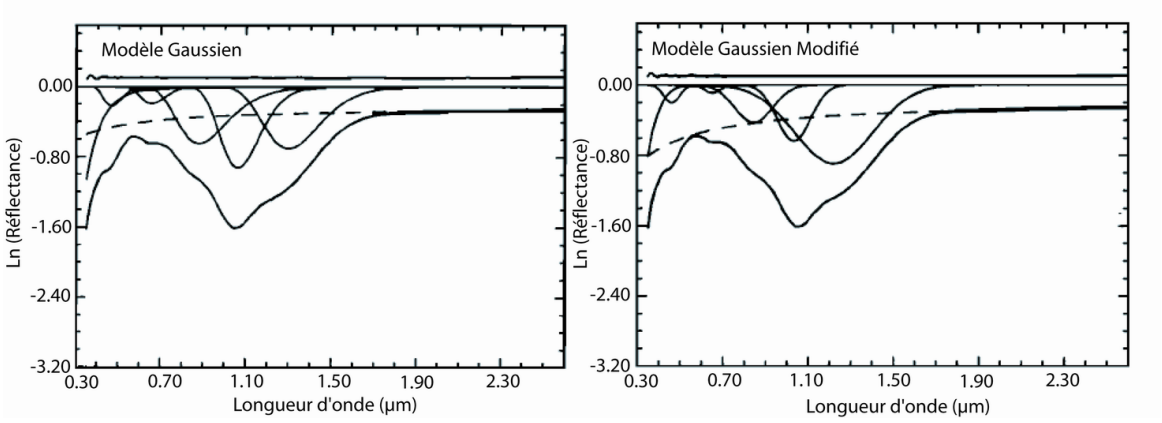

FIG. 3.23 – Différence entre la modélisation effectuée par le Modèle Gaussien classique (à gauche) et le Modèle Gaussien Modifié (à droite). Exemple sur une forstérite, d'après Sunshine *et al.* (1990).

3.4.2.1.2 Procédure mathématique Après avoir présenté la particularité du Modèle Gaussien Modifié, ce paragraphe a pour but de décrire le fonctionnement mathématique général du modèle. Celui-ci est présenté plus en détail dans Sunshine *et al.* (1990) et Sunshine et Pieters (1993).

Les bandes d'absorption suivent la loi de Beer-Lambert, le spectre doit donc être converti en son logarithme népérien. Il est alors modélisé comme étant une superposition de gaussiennes modifiées et

d'un continuum de forme polynomiale. La formulation mathématique s'exprime de la manière suivante :

$$\ln R(x) = \sum_{i=1}^{m} S_i \exp\left\{ \frac{-\left(x^{-1} - \nu_i^{-1}\right)^2}{2\sigma_i^2} \right\} + \ln\left(p_0 + p_1.x + p_2.x^2\right) \tag{3.11}$$

où R représente la réflectance, S_i, ν_i et σ_i respectivement l'intensité, le centre et la largeur de chaque gaussienne, p_0, p_1, p_2 et p_3 les paramètres du polynôme et x la longueur d'onde. Chaque gaussienne modifiée est effectivement une fonction gaussienne de la longueur d'onde et la profondeur de bande S_i doit toujours être négative. D'après cette équation, lors de l'inversion, les paramètres associés aux gaussiennes et au polynôme vont évoluer de façon conjuguée. La largeur à mi-hauteur, qui sera utilisé par la suite dès que nous parlerons de largeur de gaussienne, peut être obtenue à partir de σ :

$$FWHM = 2(2\ln 2\sigma)^{\frac{1}{2}}$$

Les paramètres S_i, ν_i et σ_i sont optimisés par un algorithme d'inversion non-linéaire basé sur une méthode de moindres carrés appliquée de manière itérative. Sunshine et Pieters (1993) ont choisi d'utiliser la méthode d'inversion stochastique modifiée de Tarantola et Valette (1982). Cette méthode présente l'intérêt d'appliquer des incertitudes aux paramètres initiaux des gaussiennes. En optimisant au préalable la définition de ces incertitudes en fonction des absorptions présentes, le modèle devient à la fois plus réaliste et plus performant du point de vue du temps de calcul. La qualité de la modélisation peut être mesurée par l'erreur résiduelle (root mean square ou rms) :

$$rms = \left(\frac{\sum \varepsilon_\lambda}{n} \right)^{\frac{1}{2}}$$

Le problème posé est alors de déterminer le nombre de gaussiennes et les paramètres de chacune d'entres elles pour que le modèle reproduise au mieux le spectre observé.

3.4.2.2 Application aux olivines et aux mélanges de pyroxènes

Avant de s'intéresser aux développements effectués par rapport au MGM original, ce paragraphe va brièvement décrire les premiers résultats acquis sur des spectres d'olivines et de pyroxènes (Sunshine et Pieters, 1993, 1998). Ces résultats seront par la suite utilisés comme référence pour des minéralogies simples similaires à celles présentées ici. Les tendances décrites serviront aussi à contrôler la validité physique des solutions mathématiques dans le cas de minéralogies plus complexes.

Pour une série d'olivines de compositions chimiques balayant la gamme de la solution solide forstérite-fayalite, Sunshine et Pieters (1998) ont pu mettre en évidence des tendances systématiques caractéristiques des sites M_1 et M_2 (Fig. 3.24). La position des centres des gaussiennes se décale vers les plus grandes longueurs d'onde pour les olivines riches en fer selon des tendances linéaires. Il en va de même pour l'intensité relative de l'absorption à 1.05 µm par rapport à celle à 1.20 µm. Cette évolution continue résulte de la substitution entre l'ion Mg^{2+} et l'ion Fe^{2+}. Les rayons ioniques étant différents, respectivement 0.72 et 0.77 Å, la taille des sites cristallographiques est en conséquence modifiée. Il est à noter que les largeurs des gaussiennes ne montrent pas d'évolution caractéristique, bien que les largeurs associées à M_1 augmentent légèrement dans les échantillons plus riches en fer. On notera cependant que cette étude exploratoire s'appuie sur des échantillons constitués de poudres ayant des tailles de grains inférieures à 60 µm. Pour des tailles de grains plus importantes, il se peut qu'il ne soit pas possible d'extrapoler ces résultats.

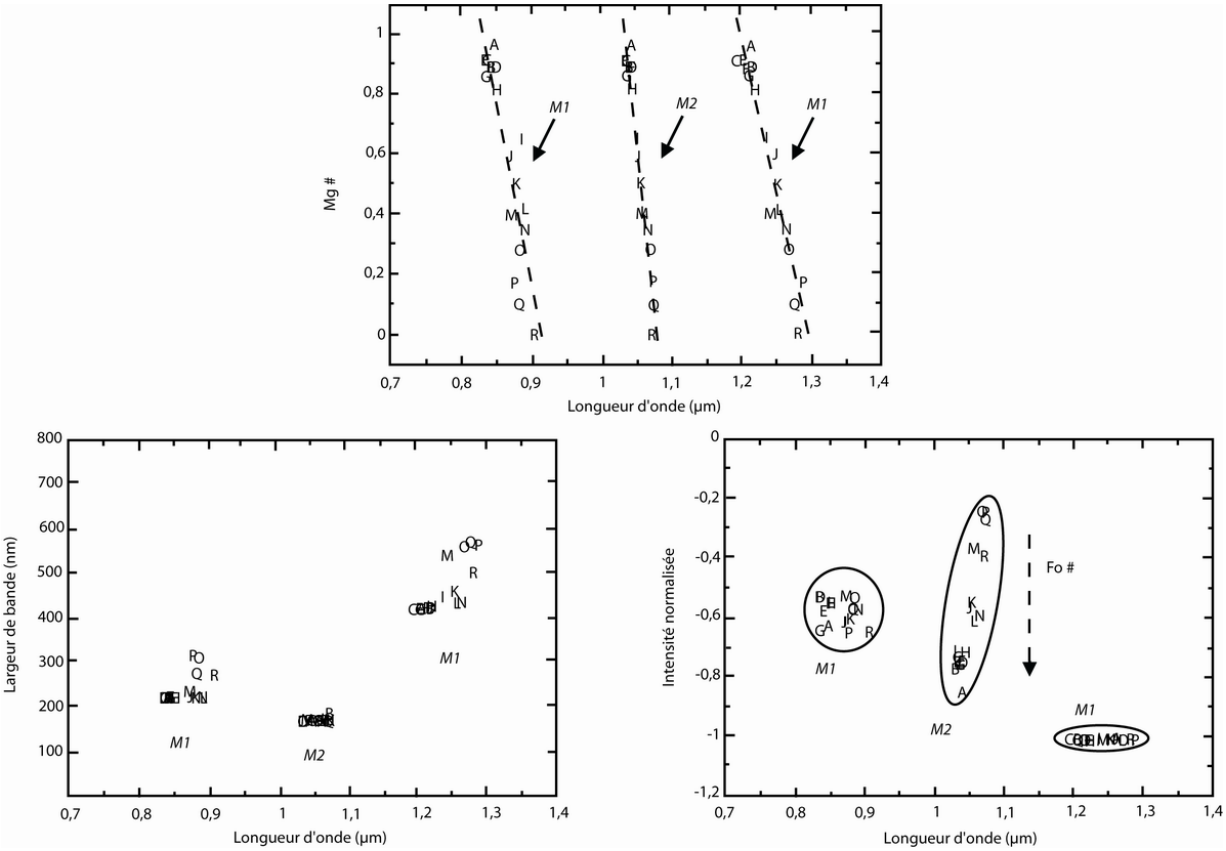

FIG. 3.24 – Tendances définies par Sunshine et Pieters (1998) liant la composition chimique de l'olivine aux paramètres spectraux des bandes d'absorptions. En haut : Variations de la position des centres ; En bas à gauche : Variations de la largeur ; En bas à droite : Variations de l'intensité normalisée à l'intensité de l'absorption à 1.22 µm.

Pour les mélanges composés de deux pyroxènes à compositions chimiques fixées, Sunshine et Pieters (1993) ont pu déconvoluer des spectres sous la forme de gaussiennes qui correspondent directement aux absorptions des pôles purs. Par conséquent, les centres et les largeurs des absorptions sont définis par ces pôles purs et ne varient pas en fonction de la composition modale du mélange. Il est également possible d'établir un lien entre l'intensité des absorptions respectives de l'orthopyroxène et du clinopyroxène. Les tendances montrent une évolution inverse de l'intensité de l'absorption d'un pyroxène par rapport à l'autre (Fig. 3.25). Le CBSR (Component Band Strength Ratio) défini par Sunshine et Pieters (1993) s'exprime de la façon suivante :

$$CBSR = \frac{S_{Opx}}{S_{Cpx}}$$

où S_{Opx} et S_{Cpx} correspondent respectivement à l'intensité de la gaussienne associée à l'orthopyroxène et au clinopyroxène. Ce paramètre permet, à partir de l'information spectrale, de remonter à la composition modale du mélange comme le montre la figure 3.26. Il est à noter que les pyroxènes de cette étude ont une taille de grains variable, comprise entre moins de 45 µm et 250 µm. Sunshine et Pieters (1993) n'ont pas constaté de variation dans les résultats du MGM dans ce domaine de taille de grains.

3.4.2.3 Limitations du Modèle Gaussien Modifié

Dans le paragraphe précédent, nous avons vu que le modèle développé par Sunshine *et al.* donne d'excellents résultats pour les olivines seules ou pour les mélanges de deux pyroxènes. Dans le chapitre 2, section 2.4.2.2 page 41, nous avons également vu que ce modèle a déjà été utilisé dans la région

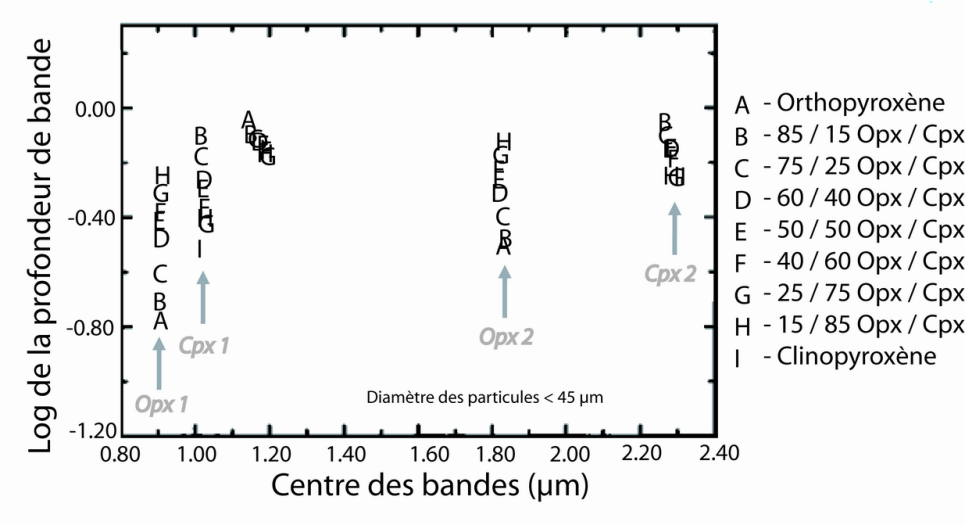

FIG. 3.25 – Tendances définies par Sunshine et Pieters (1993) liant la composition chimique des mélanges de pyroxènes aux paramètres spectraux des bandes d'absorption. Les positions des centres des absorptions ne varient pas mais une corrélation existe avec l'intensité relative des absorptions liées aux orthopyroxènes (Opx 1 et 2) et clinopyroxènes (Cpx 1 et 2).

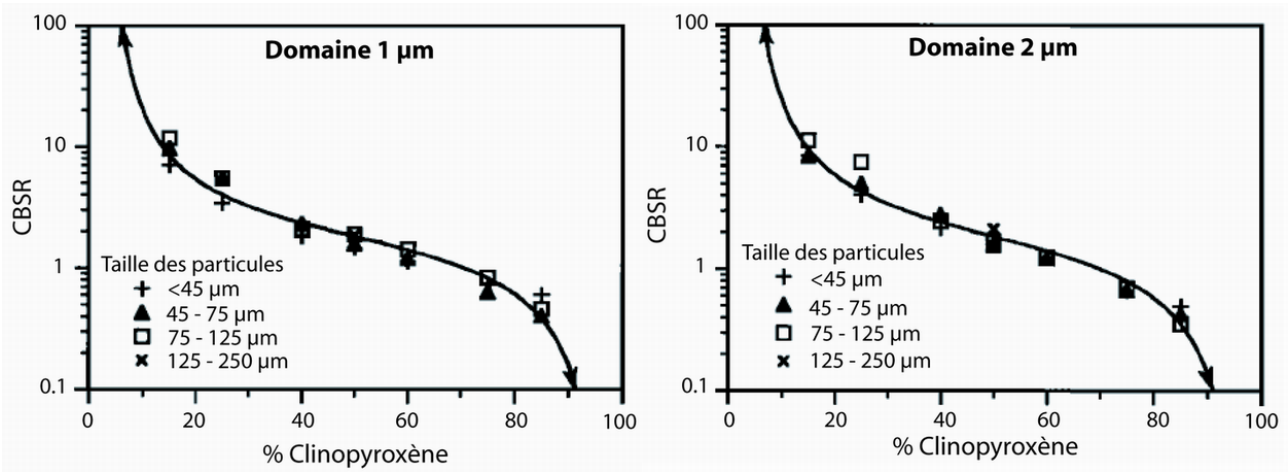

FIG. 3.26 – Relation logarithmique entre le CBSR et la proportion de clinopyroxène dans le mélange, d'après Sunshine et Pieters (1993). A gauche : CBSR pour le domaine à 1 µm ; A droite : CBSR pour le domaine à 2 µm. Les courbes correspondent à la meilleure régression pour l'ensemble des tailles de grains.

de Syrtis Major pour estimer l'abondance relative des pyroxènes riches en calcium par rapport aux pyroxènes pauvres en calcium. Cependant, il faut noter que, dans ces travaux, seules les longueurs d'onde du proche infrarouge sont utilisées, ce qui simplifie en partie le problème. Or, dans le cadre de cette thèse, le domaine d'étude est nettement plus étendu, couvrant le visible et le proche infrarouge en allant de 0.5 à 2.5 µm. Dans ce cas, et en l'état actuel, il existe des limites à l'utilisation du MGM pour caractériser les surfaces planétaires.

La première limitation concerne le fait que les minéraux olivine et pyroxènes peuvent être mélangés dans les roches naturelles. Les configurations utilisées par Sunshine *et al.* ne sont donc pas adaptées à ce genre de traitement, le modèle nécessitant plus de gaussiennes pour aboutir à une modélisation physiquement cohérente. Il va donc être nécessaire de développer des combinaisons de paramètres initiaux pour chacune des minéralogies pouvant être rencontrées. La seconde limitation concerne la variabilité de composition chimique. En effet, le modèle a été développé dans ce sens pour les olivines seules, mais pas pour les pyroxènes. A ce jour, peu d'études de ce type ont été réalisées (*e.g.* Klima *et al.*, 2007) et aucune ne prend en compte une large gamme de composition. Enfin, la dernière limitation provient de la nature même des spectres. En effet, le travail effectué par Sunshine *et al.* porte sur des données de laboratoire, c'est-à-dire des spectres présentant des signatures spectrales très marquées dans des conditions de taille de grains contrôlées. En conditions naturelles, les spectres sont plus plats et cela peut avoir une incidence sur les résultats de la modélisation.

Au vu de ces différents facteurs, il a donc été nécessaire de développer et d'adapter le modèle dans ce sens. Cette démarche, qui constitue la première étape du travail réalisé au cours de cette thèse, va être décrite dans le chapitre suivant.

4

Mise en oeuvre améliorée du Modèle Gaussien Modifié (MGM)

Sommaire

4.1 Introduction 79
4.2 A propos de l'utilisation du Modèle Gaussien Modifié 79
4.2.1 Mise en oeuvre informatique 79
4.2.2 Comment se présente un résultat MGM ? 80
4.3 Choix des différents paramètres d'initialisation 81
4.3.1 Forme générale du spectre et choix du continuum 81
4.3.1.1 Choix du continuum 81
4.3.1.2 Implication par rapport aux tendances établies 83
4.3.2 Complexité minéralogique et nombre de gaussiennes 86
4.3.2.1 Spectres acquis en laboratoire 86
4.3.2.2 Spectres de roches naturelles 87
4.3.3 Caractéristiques de la roche et paramètres des gaussiennes 89
4.3.4 Sensibilité à l'initialisation 91
4.3.4.1 Principe du test de stabilité 91
4.3.4.2 Position finale du centre des gaussiennes déterminée par le MGM . . 94
4.3.4.3 Profondeur finale des gaussiennes déterminées par le MGM 97
4.3.4.4 Application sur un spectre de forstérite 97
4.3.4.5 Effet de l'incertitude sur la profondeur 97
4.3.4.6 Bilan 101
4.4 Procédure automatique 101
4.4.1 Initialisation des paramètres 101
4.4.1.1 Forme générale du spectre 101
4.4.1.2 Paramètres d'initialisation : le continuum 102
4.4.1.3 Paramètres d'initialisation : mélanges de pyroxènes 103
4.4.1.3.1 Initialisation des gaussiennes 103
4.4.1.3.2 Effet de l'initialisation automatique sur les résultats 108
4.4.1.4 Paramètres d'initialisation : olivines 111
4.4.1.4.1 Initialisation des gaussiennes 111
4.4.1.4.2 Effet de l'initialisation automatique sur les résultats 114
4.4.1.5 Paramètres d'initialisation : mélange olivine et pyroxène(s) 114
4.4.1.5.1 Initialisation des gaussiennes (mélange olivine-orthopyroxène) 114
4.4.1.5.2 Effet de l'initialisation automatique sur les résultats 119
4.4.1.5.3 Autres mélanges 119
4.4.2 Tests systématiques : principe et exemple 121
4.4.3 Procédure de tri 121
4.4.3.1 Principe 121
4.4.3.2 Critères de tri 123
4.4.3.2.1 Critères simples 123
4.4.3.2.2 Centres et largeurs : Cas des pyroxènes 124
4.4.3.2.3 Centres et largeurs : Cas des olivines 125
4.4.3.3 Résultats des tris 127
4.4.3.3.1 Solutions simples 127
4.4.3.3.2 Solutions à plusieurs configurations 128
4.4.4 Bilan 130

4.1 Introduction

Dans ce chapitre, les différences entre l'utilisation classique du MGM et l'approche exploratoire développée au travers de cette étude vont être présentées. La première partie détaillera les différences qui portent sur l'initialisation des paramètres du modèle. Seront abordés le choix du type de continuum, du nombre de gaussiennes et de leurs paramètres respectifs. La procédure automatique dans son ensemble, applicable à un spectre de composition inconnue, sera développée par la suite au travers de l'initialisation et des tests systématiques des différentes combinaisons possibles. Le chapitre se terminera par le détail des procédures de tris utilisées pour valider les solutions mathématiques.

4.2 A propos de l'utilisation du Modèle Gaussien Modifié

4.2.1 Mise en oeuvre informatique

Pour effectuer les calculs, le programme original développé par Sunshine *et al.* (1999) a été utilisé. Il est accessible en ligne sur le site de l'Université de Brown[1]. Le noyau de ce programme, l'inversion non-linéraire a proprement parlé (cf. §3.4.2.1.2), n'a pas été modifié. Comme nous allons le voir par la suite, seuls les paramètres d'initialisation sont concernés.

La mise en oeuvre du programme nécessite donc un fichier contenant le spectre en réflectance et un fichier contenant les paramètres initiaux du modèle. Un exemple de ce second fichier est présenté dans le tableau 4.1. Il se divise en trois ensembles : le premier concerne les critères d'arrêt de la modélisation, le second les paramètres et les incertitudes du continuum et le troisième les paramètres et les incertitudes pour chacune des gaussiennes. En faisant varier l'ensemble de ces paramètres, il est alors possible de mettre en oeuvre le code MGM pour différents types de mélanges minéralogiques.

[1] `http://www.planetary.brown.edu/mgm/`

0.002	0.00001		Critères de convergence du RMS et pas minimum du résidu entre deux itérations
p			type de continuum (linéaire, polynomial,...)
0.1	0.00001	-0.00000001	valeurs initiales de p_0 *(c)*, p_1 *(b)* et p_2 *(a)*
1	0.01	0.000001	Incertitudes sur p_0, p_1 et p_2
3			Nombre de gaussiennes utilisées
850	250	-0.25	Valeurs initiales Gaussienne 1 (centre en nm, largeur en nm, profondeur en *ln(R)*)
300	300	1	Incertitudes sur les trois paramètres de la Gaussienne 1
1050	200	-0.25	Valeurs initiales Gaussienne 2 (centre en nm, largeur en nm, profondeur en *ln(R)*)
500	300	1	Incertitudes sur les trois paramètres de la Gaussienne 2
1250	450	-0.25	Valeurs initiales Gaussienne 3 (centre en nm, largeur en nm, profondeur en *ln(R)*)
300	300	1	Incertitudes sur les trois paramètres de la Gaussienne 3

TAB. 4.1 – Exemple de fichier de configuration du MGM original, développé par Sunshine *et al.* (1999), permettant de modifier les paramètres initiaux et les incertitudes associées à chaque gaussienne. Exemple dans le cas d'un fichier dédié à l'olivine, c'est-à-dire ayant trois gaussiennes pour modéliser les trois absorptions liées au minéral.

Pour faciliter la tâche consistant à faire varier l'ensemble des paramètres de ce fichier suivant les spectres à traiter, nous avons réalisé à l'aide du langage de programmation IDL[2] une interface graphique et l'implémentation de plusieurs fonctions. Le programme a aussi été modifié de sorte qu'il puisse fonctionner à la fois sur des spectres ponctuels et sur des cubes de données hyperspectrales. Cependant, le coeur du programme, c'est-à-dire l'inversion mathématique de Sunshine *et al.* (1990), est inchangée. Les sections suivantes vont décrire les évolutions apportées au modèle original dans le cadre de l'étude de roches naturelles ayant une minéralogie complexe.

4.2.2 Comment se présente un résultat MGM ?

Par la suite, de nombreux résultats du MGM seront utilisés. Ceux-ci seront similaires à l'exemple de la figure 4.1. Ils seront représentés en fonction de la longueur d'onde et du logarithme népérien de la réflectance.

Un résultat graphique sera donc constitué de plusieurs éléments. Le spectre original est ici représenté en rose. L'ensemble des gaussiennes en bleue et le continuum en rouge permettent d'obtenir le spectre modélisé représenté en vert. Enfin, le résidu de la déconvolution en fonction de la longueur d'onde est représenté en noir dans la partie haute de la figure.

Associés à ces graphiques, les paramètres des gaussiennes, ceux du continuum et le *rms* (root mean square) seront obtenu sous forme numérique, ce qui permettra d'effectuer les calculs par la suite. Une gaussienne est définie par son centre (ν_i en µm), sa largeur à mi-hauteur (FWHM_i en nm) et sa profondeur (S_i en ln(réflectance), cf. Eq. 3.11). Le *rms* ne tient pas compte de la longueur d'onde et correspond à la valeur moyenne des résidus.

[2]Interactive Data Language, RSI (`http://www.ittvis.com/idl`)

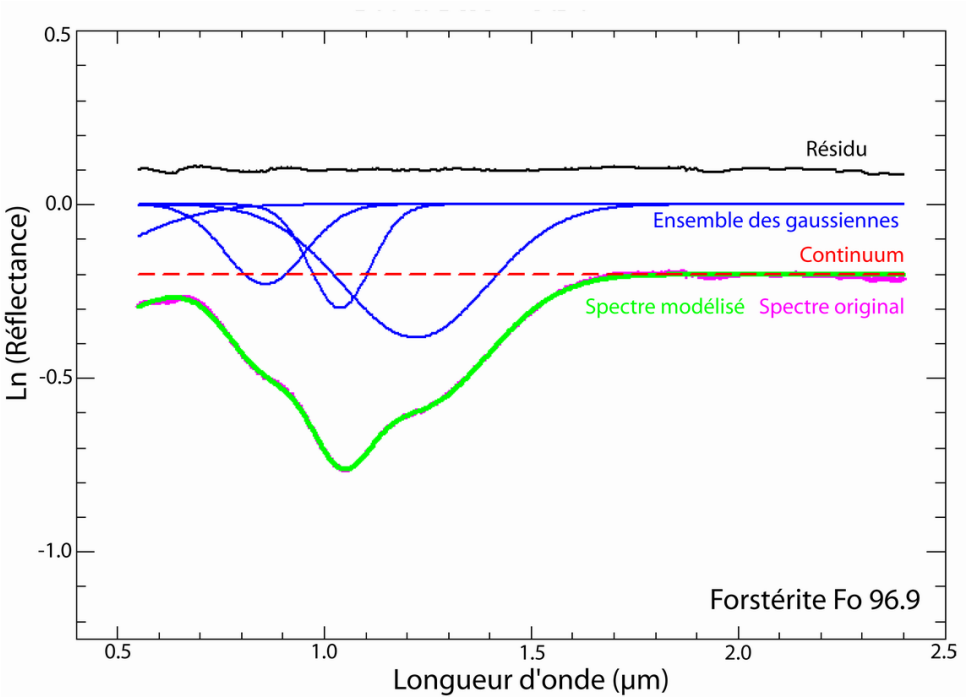

FIG. 4.1 – Représentation graphique d'un résultat issu d'une modélisation MGM. L'exemple choisi correspond au cas de la déconvolution d'un spectre d'olivine de type forstérite. Sont représentés : le spectre original mesuré, le spectre modélisé qui se superpose dessus en vert, le continuum obtenu, les gaussiennes qui décrivent le spectre modélisé et le résidu pour chaque longueur d'onde.

4.3 Choix des différents paramètres d'initialisation

Le Modèle Gaussien Modifié développé par Sunshine *et al.* (1990) a originalement été prévu pour déconvoluer des spectres visible-proche infrarouge de poudres acquis en laboratoire. L'avantage de ce type de mesure est qu'à la fois la composition chimique des minéraux et la composition modale du mélange sont parfaitement maîtrisées. Dans ces conditions, les résultats donnés par Sunshine et Pieters (1993, 1998), respectivement pour les mélanges de pyroxènes et pour les olivines, sont cohérents avec les processus physiques à l'origine des absorptions. Cependant, pour les roches naturelles, les conditions idéales ne sont plus réunies : les caractéristiques de l'observation, le nombre de minéraux présent dans la roche, leurs compositions chimiques respectives et les interactions qui en découlent peuvent varier d'un spectre à l'autre. Le modèle doit en conséquence être adapté pour ajuster toutes les situations possibles. Notre objectif est ici d'utiliser l'outil MGM de façon automatique sur un jeu de données dont on ignore les caractéristiques spectrales *a priori*. Les paramètres modifiables pour adapter au mieux le modèle sont alors le continuum et les gaussiennes (cf. §3.4.2.1.2).

4.3.1 Forme générale du spectre et choix du continuum

4.3.1.1 Choix du continuum

Dans le cas de données acquises en laboratoire, la forme générale des spectres est assez plate. La définition du continuum de Clark et Roush (1984) permet de les modéliser de façon simple : une ligne droite, qui peut être légèrement inclinée dans l'ultraviolet, permet d'englober le spectre.

Dans la version initiale du MGM de Sunshine et Pieters (1993) pour les mélanges de pyroxènes, le

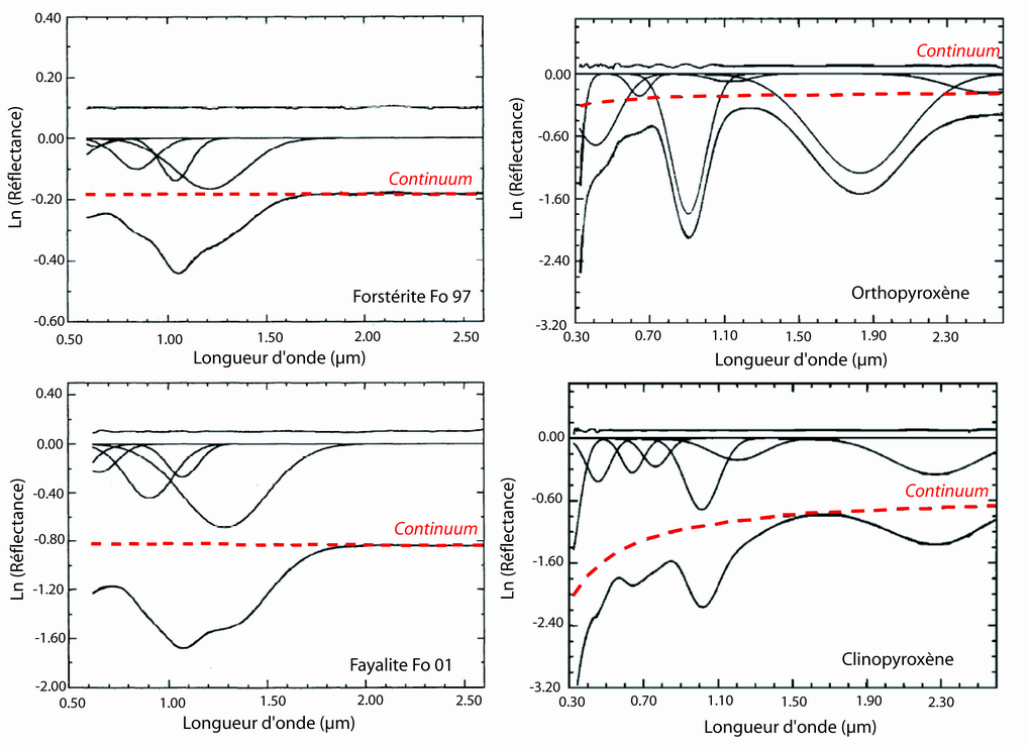

FIG. 4.2 – Représentation de quatre exemples de résultats MGM, d'après Sunshine et Pieters (1993, 1998) : en partant du haut à gauche dans le sens horaire : forstérite Fo_{97}, orthopyroxène, clinopyroxène et olivine Fo_{01}. Le continuum est représenté en pointillé rouge : dans l'espace des longueurs d'onde, il forme une courbe quasi plate dans le proche infra-rouge qui s'infléchit dans le visible et le proche UV, de façon très visible sur l'exemple du clinopyroxène.

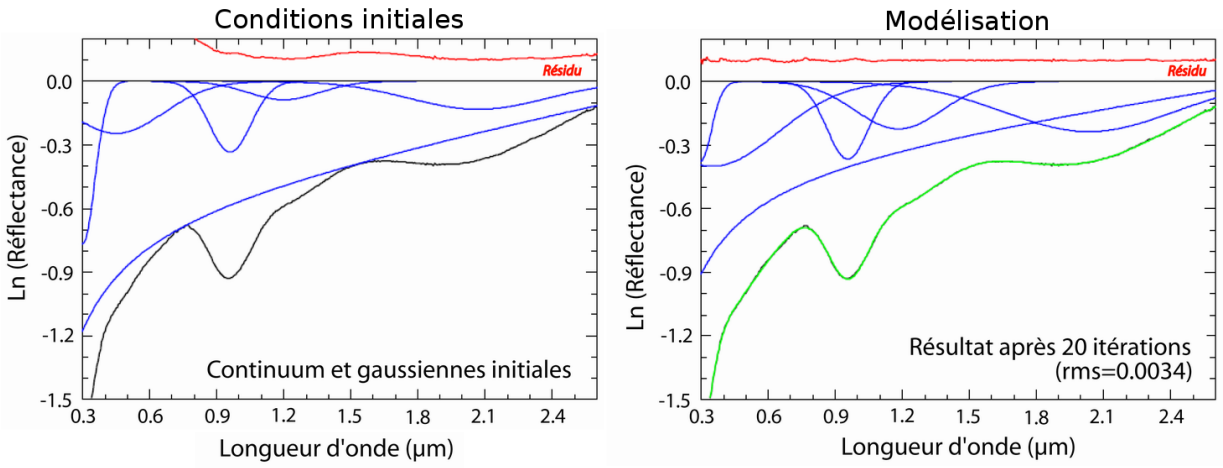

FIG. 4.3 – Continuum initial (à gauche) et continuum après modélisation (à droite) dans le cas de la déconvolution d'un spectre de sol lunaire (sol 12030, 20-44 µm) d'après Hiroi *et al.* (2000). Le résidu représenté en rouge est décalé pour plus de clarté.

continuum est de type linéaire en énergie. Il est contrôlé par deux paramètres qui permettent de faire varier à la fois la pente et le décalage en réflectance de la droite. Dans le cas des olivines, celui-ci est même choisi sans variation possible de pente (Sunshine et Pieters, 1998). Dans l'espace en longueur d'onde, le continuum se représente alors sous la forme d'une ligne relativement plate dans le proche-infrarouge et plus courbée pour les courtes longueurs d'onde (exemples dans la figure 4.2).

Hiroi *et al.* (2000) ont amélioré le continuum développé dans les études précédentes pour lui donner plus de flexibilité dans la modélisation de la pente spectrale des sols lunaires. Le continuum s'exprime alors sous la forme suivante :

$$C(\lambda) = \frac{c_{-1}}{\lambda} + c_0 + c_1\lambda \tag{4.1}$$

où λ est la longueur d'onde, C(λ) est la fonction du continuum et c_{-1}, c_0 et c_1 sont des constantes. En plus de l'ajout du dernier terme, les paramètres initiaux du continuum sont ajustés en fonction des maxima du spectre (Fig. 4.3).

Sur les figures 4.2 et 4.3, les spectres montrent une pente suffisamment régulière sur l'ensemble du domaine spectral pour qu'une droite suffise à englober correctement les spectres. Dans le cas de spectres de roches naturelles, particulièrement pour le cas des roches d'Oman, les spectres ne présentent pas la même forme générale puisqu'ils ont plutôt un aspect en cloche. En effet, il existe une diminution de la réflectance à la fois aux courtes et aux plus hautes longueurs d'onde. Dès lors, un continuum de type droite ne donne pas un résultat correct puisqu'il peut surestimer l'intensité de l'absorption du domaine à 2 µm comme le montre l'exemple de la figure 4.4.

Il existe des approches différentes pour retirer le continuum (*e.g.* Parente et Bishop, 2006). Dans notre cas, nous avons choisi pour la suite de cette étude de prendre un continuum de type polynomial de degré 2, celui-ci permettant par sa courbure de prendre aussi en compte une diminution générale de la réflectance dans l'infrarouge. Ce continuum s'exprime sous la forme suivante :

$$C(\lambda) = c + b\lambda + a\lambda^2 \tag{4.2}$$

où λ est la longueur d'onde, C(λ) est la fonction du continuum et c, b et a sont des constantes associées respectivement au décalage du niveau de réflectance, à la pente générale et à la courbure de la fonction. Du point de vue des spectres de roches naturelles, cela se traduit alors par une différence plus faible

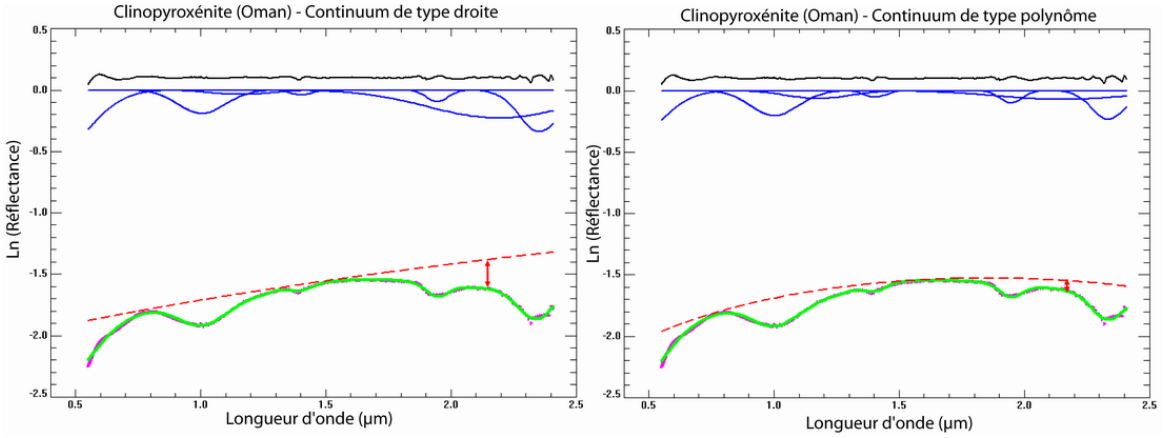

FIG. 4.4 – Différence résultant de l'utilisation d'un continuum de type droite ou de type polynôme de degré 2, respectivement colonne de gauche et colonne de droite, dans le cas d'un spectre de roche naturelle (clinopyroxénite d'Oman).

entre la valeur du continuum et la réflectance du spectre à une longueur d'onde donnée. L'introduction de ce degré de liberté dans la forme du continuum permet d'étendre utilement l'intervalle spectral sur lequel la modélisation MGM peut être mise en oeuvre. Les profondeurs d'absorption ainsi déterminées ne seront plus systématiquement surestimées et devraient être plus à même de caractériser une figure d'absorption donnée , notamment dans l'infrarouge.

4.3.1.2 Implication par rapport aux tendances établies

Pour valider le choix d'un continuum polynomial de degré 2, il est nécessaire de vérifier que celui-ci permet effectivement de retrouver les tendances déjà décrites dans la littérature pour des minéraux particuliers.

Comme le montre la figure 4.5, dans le cas d'un spectre de poudre de forstérite, on constate que le continuum polynomial a une forme qui tend vers celle d'une droite, c'est-à-dire que le coefficient a de l'équation 4.2 tend vers 0 sans toutefois être strictement nul. Or dans le processus de déconvolution, le continuum et les gaussiennes sont intimement liés. Ces dernières vont en conséquence avoir des paramètres de centre, de largeur et de profondeur légèrement différents. Les modifications induites par

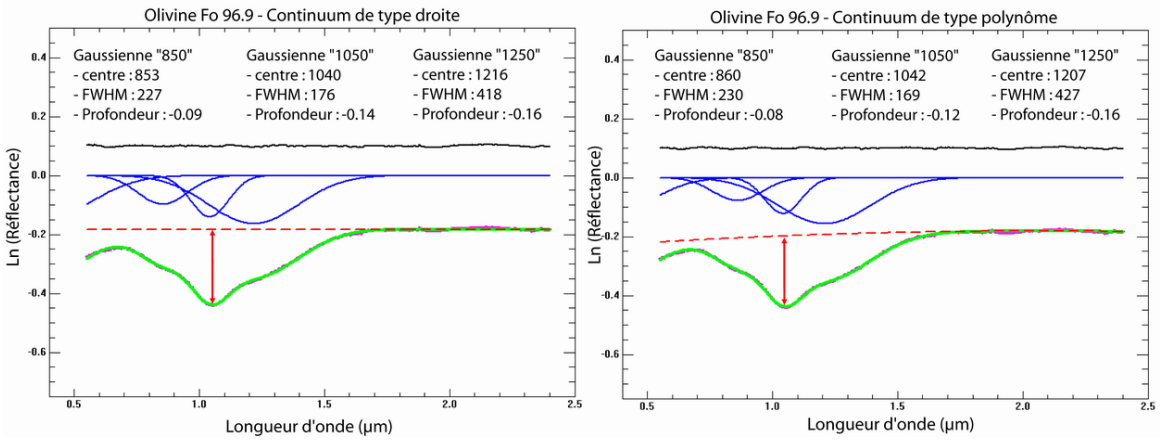

FIG. 4.5 – Différences entre les paramètres des gaussiennes produites dans le cas d'un continuum de type droite et de type polynôme de degré 2, respectivement colonne de gauche et colonne de droite, dans le cas d'un spectre de poudre d'olivine (forstérite Fo 96.9).

rapport à un continuum classique sont très faibles. La solution proposée, cohérente avec les résultats antérieurs, est alors plus réaliste en terme de définition du continuum au regard de la forme générale du spectre.

Au-delà de la validité du résultat pour un spectre donné, il faut également vérifier que les tendances liées aux variations de composition chimique du minéral se retrouvent bien. Pour cela, les tendances décrites dans le cas de l'olivine ont été utilisées (cf. § 3.4.2.2 page 73). Elles sont représentées dans le cadre bleu de la figure 4.6. Dans un souci de clarté, les droites représentatives de l'évolution des centres en fonction de la teneur en fer et les ellipses contenant les points dans le cas des largeurs de bandes normalisées seront reportées dans les graphes suivants.

Il est à noter que Sunshine et Pieters (1998) ont tracés les paramètres des gaussiennes issues du MGM en fonction de la teneur en magnésium mesurée par des moyens analytiques traditionnels, ce qui a permis des calculer des équations de droite passant au plus près de ces points. Dans les graphiques suivants, nous avons utilisé les droites définies par Sunshine et Pieters pour recalculer la teneur en fer. Celle-ci a été évaluée en déterminant pour quelle valeur de $Mg_{\#}$ les positions des trois centres sont les plus proches des trois droites. L'effet induit est que la teneur en fer recalculée peut ne pas correspondre parfaitement à la teneur théorique.

Le MGM est particulièrement sensible aux paramètres d'initialisation des gaussiennes. Ce problème sera évoqué plus largement dans le paragraphe 4.3.4. Il faut donc tenir compte de ce facteur lors de la comparaison entre les tendances de Sunshine et Pieters et les tendances retrouvées dans la figure 4.6. En effet, les paramètres initiaux utilisés dans la littérature ne sont pas accessibles. Dans cette étude, les valeurs d'initialisation ont été choisies empiriquement. Elles sont détaillées dans le tableau 4.1. De plus, Sunshine et Pieters utilisent cinq gaussiennes pour déconvoluer un spectre d'olivine, tandis que nous avons choisi d'en utiliser seulement quatre (voir aussi le paragraphe suivant §4.3.2). Ces deux facteurs expliquent les faibles différences notées entre les résultats de la littérature (cadre bleu) et les tendances que nous avons retrouvées avec des conditions similaires pour le continuum, c'est-à-dire dans le cas d'un continuum de type droite (cadre rouge).

Ces différences concernent surtout les profondeurs des gaussiennes, les centres et les largeurs étant peu affectés. Dans le graphique central, l'intensité normalisée de la gaussienne à 0.85 µm est relativement faible par rapport à la profondeur de celle autour de 1.20 µm. De même, la gamme de profondeur de la gaussienne à 1.05 µm est plus réduite, même si la tendance générale est vérifiée : la profondeur normalisée se rapproche de 1 lorsque la composition de l'olivine tend vers une forstérite.

Les résultats obtenus avec un continuum de type droite (cadre rouge) et avec un continuum de type polynôme de degré 2 (cadre vert) sont similaires. Les différences vis-à-vis de la littérature décrites précédemment pour le cas du continuum de type droite sont toutefois amplifiées. Pour toutes les compositions, l'intensité normalisée de la gaussienne 0.85 µm se situe au niveau de l'extrémité supérieure du cercle et la gamme de profondeur de la gaussienne à 1.05 µm est réduite à la partie centrale de l'ellipse. La tendance liée à l'évolution du pôle fayalite vers le pôle forstérite est cependant bien reproduite. A partir de ces résultats, il s'avère donc possible d'utiliser un continuum de type polynomial de degré 2 pour déconvoluer les données hyperspectrales, aussi bien pour les spectres de roches naturelles que pour les spectres de poudres de laboratoire, avec l'avantage de pouvoir utiliser la notion de continuum sur un domaine spectral beaucoup plus étendu et considérer des spectres présentant des pentes négatives et/ou des inflexions dans le domaine visible ou proche-infrarouge.

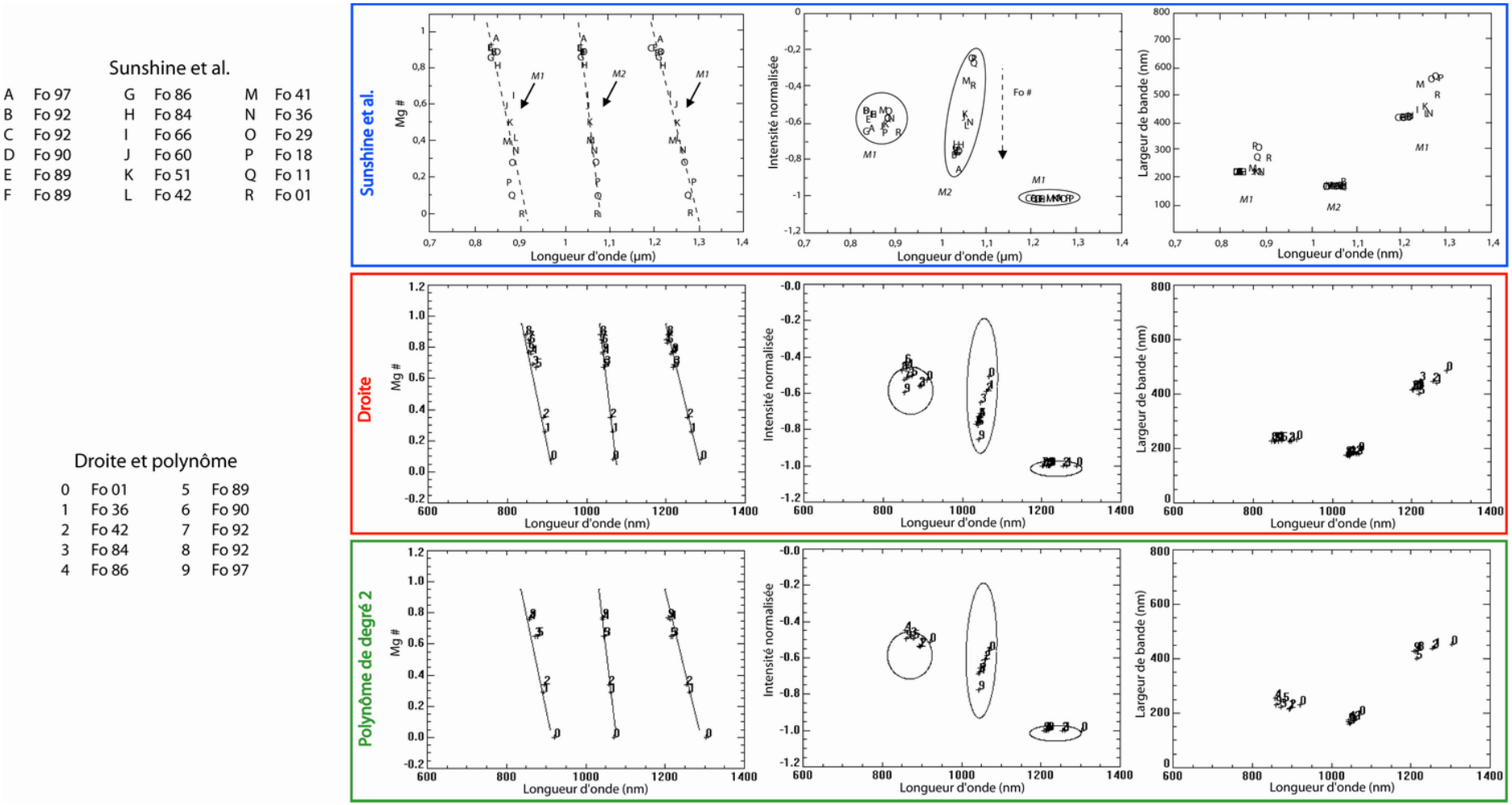

FIG. 4.6 – Comparaison entre les tendances décrites par Sunshine et Pieters (1998) *(cadre bleu)* et les tendances retrouvées grâce au MGM dans le cas d'un continuum de type droite *(cadre rouge)* et le cas d'un continuum de type polynôme de degré 2 *(cadre vert)*. Les olivines ont une composition allant de la forstérite à la fayalite.

4.3.2 Complexité minéralogique et nombre de gaussiennes

4.3.2.1 Spectres acquis en laboratoire

Le MGM fonctionne en superposant un ensemble de gaussiennes au continuum précédemment choisi. Comme le modèle prend en compte directement les processus de transitions électroniques, le nombre de gaussiennes utilisées pour une déconvolution est conditionné par le nombre d'absorptions présentes dans le spectre. Cette thèse est orientée vers la détection quantitative des minéraux mafiques et, en conséquence, seules les absorptions associées à ces minéraux seront recherchées. Dans la suite de ce travail, les gaussiennes seront nommées en fonction de la position d'initialisation de leurs centres. A titre d'exemple, la gaussienne qui modélise l'absorption du clinopyroxène entre 980 et 1050 nm sera nommée gaussienne "1000 ".

Comme cela a été expliqué dans la partie 3.3.2.1 page 54, l'olivine est responsable de la présence de trois absorptions sur le spectre. Trois gaussiennes sont donc requises pour obtenir une déconvolution correcte. Pour chacun des pyroxènes, deux gaussiennes associées respectivement aux domaines à 1 et 2 µm sont nécessaires. Une gaussienne supplémentaire, centrée à 650 nm, doit être ajoutée car les spectres peuvent présenter une légère absorption, notamment pour les compositions chimiques proches du diopside. Enfin, une gaussienne de faible profondeur, centrée autour de 1200 nm, est également ajoutée afin que la déconvolution donne des résultats physiquement réalistes (Sunshine et Pieters, 1993; Noble *et al.*, 2006; Klima *et al.*, 2007).

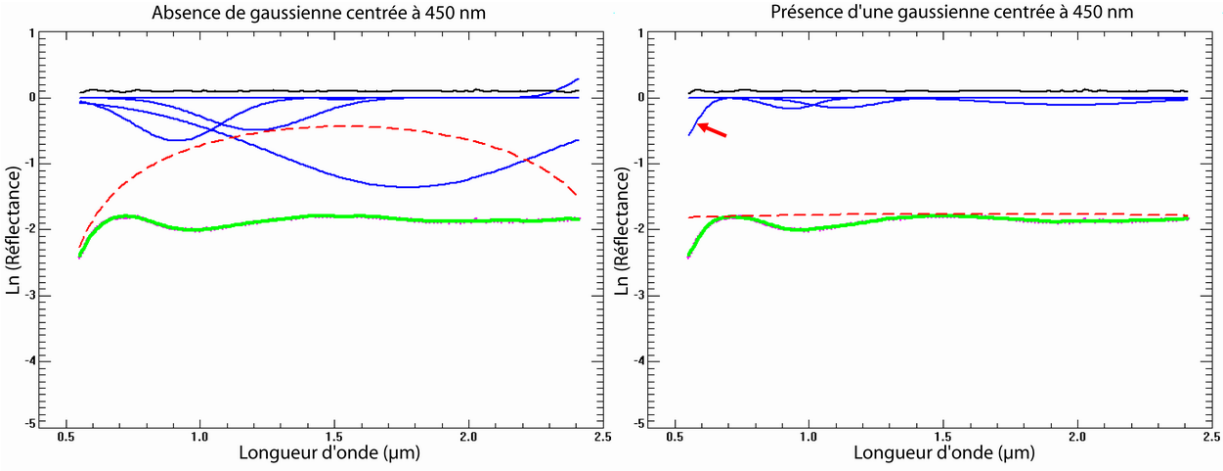

FIG. 4.7 – Exemple de l'effet induit par la présence ou l'absence d'une gaussienne centrée à 450 nm sur la forme du continuum. Le spectre utilisé ici est un spectre OMEGA/MEx, pris sur l'édifice volcanique de Syrtis Major, avec une configuration du MGM dédiée au clinopyroxène. A gauche, dans le cas où la gaussienne "450" est absente, le continuum montre une courbure extrême aberrante et les autres gaussiennes ne sont alors plus du tout représentatives de la minéralogie. A l'inverse, l'introduction de la gaussienne "450" conduit à l'établissement d'un continuum qui reflète bien le comportement général du spectre, sur lequel les gaussiennes décrivant les bandes d'absorption vont pouvoir se caler de façon réaliste.

A ces gaussiennes dites "minéralogiques", une gaussienne centrée à 450 nm est rajoutée. Celle-ci est utilisée pour modéliser l'absorption large plus ou moins importante existant aux courtes longueurs d'onde. Elle permet ainsi d'éviter un bombement anormal du continuum dans le cas de roches naturelles. Un exemple de ce type de situation est donné dans la figure 4.7. Pour une roche composée d'un seul minéral, le nombre total de gaussiennes nécessaires est donc de quatre pour une olivine ou

	Ol	Opx	Cpx	Ol-Opx	Ol-Cpx	Opx-Cpx	Ol-Cpx-Opx
450	X	X	X	X	X	X	X
650		X	X	X	X	X	X
850	X			X	X		X
900		X		X		X	X
1000			X		X	X	X
1050	X			X	X		X
1200		X	X			X	
1250	X			X	X		X
1800		X		X		X	X
2150			X		X	X	X
Nb. total de gaussiennes	4	5	5	7	7	7	9

TAB. 4.2 – Gaussiennes présentes dans les différentes configurations dans le cas de spectres acquis en laboratoire, avec Ol pour olivine, Opx pour orthopyroxène et Cpx pour clinopyroxènes. Les gaussiennes utilisées sont dénommées par la position de leurs centres en nanomètres.

un orthopyroxène et cinq pour un clinopyroxène. Un ensemble de gaussiennes caractéristiques d'une minéralogie donnée sera appelé par la suite "configuration" (*e.g.* configuration olivine, configuration olivine avec orthopyroxène, ...)

Dans le cas de mélanges, les gaussiennes associées à chacun des minéraux présents sont utilisées. Ainsi, pour une roche composée d'orthopyroxène et de clinopyroxène, quatre gaussiennes sont nécessaires pour modéliser les absorptions : deux se situent dans le domaine à 1 µm et deux dans le domaine à 2 µm. En ce qui concerne les gaussiennes qui ne sont pas liées aux transitions électroniques, elles ne se superposent pas et il n'est donc pas nécessaire de les ajouter pour chacun des pyroxènes. Il n'y a alors qu'une seule gaussienne centrée à 450 nm, une deuxième centrée autour de 650 nm et enfin, une dernière centrée à 1200 nm. Le nombre total de gaussiennes pour une configuration orthopyroxène-clinopyroxène est donc de sept.

Pour une configuration correspondant à un mélange entre une olivine et un pyroxène (olivine-orthopyroxène ou olivine-clinopyroxène), les trois gaussiennes de l'olivine et les deux du pyroxène sont utilisées, tout comme la gaussienne du pyroxène centrée à 650 nm. De nouveau, seule une gaussienne est conservée autour de 450 nm. Il faut toutefois noter que l'olivine présente une absorption très marquée autour de 1250 nm. L'absorption autour de 1200 nm du pyroxène, même si elle est toujours présente, va en conséquence être complètement masquée. Elle ne sera donc pas utilisée dans ce genre de configuration. Le nombre total de gaussiennes est donc de sept dans les deux cas.

Dans le cas le plus complexe, pour une configuration correspondant à un mélange olivine-orthopyroxène-clinopyroxène, toutes les gaussiennes sont utilisées, sauf celle centrée à 1200 nm qui est supprimée pour les raisons précédemment décrites. Le nombre total de gaussiennes est alors de neuf. L'ensemble des gaussiennes utilisées dans chacune des configurations possibles est repris dans le tableau 4.2.

4.3.2.2 Spectres de roches naturelles

Dans le cas de roches naturelles, l'atmosphère et l'altération des minéraux primaires vont modifier le spectre. Nous avons vu dans la partie 3.3.2.2 page 57 que l'ion hydroxyle peut engendrer une absorption autour de 2300 nm. L'altération de l'olivine produit de la serpentine qui contient ce radical (OH). De ce fait, lorsque les roches sont altérées, les spectres peuvent montrer une bande d'absorption profonde et large dans cette gamme de longueur d'onde. Elle est particulièrement visible sur la figure 4.8. Pour minimiser son impact lors de la déconvolution, nous avons choisi d'utiliser une gaussienne

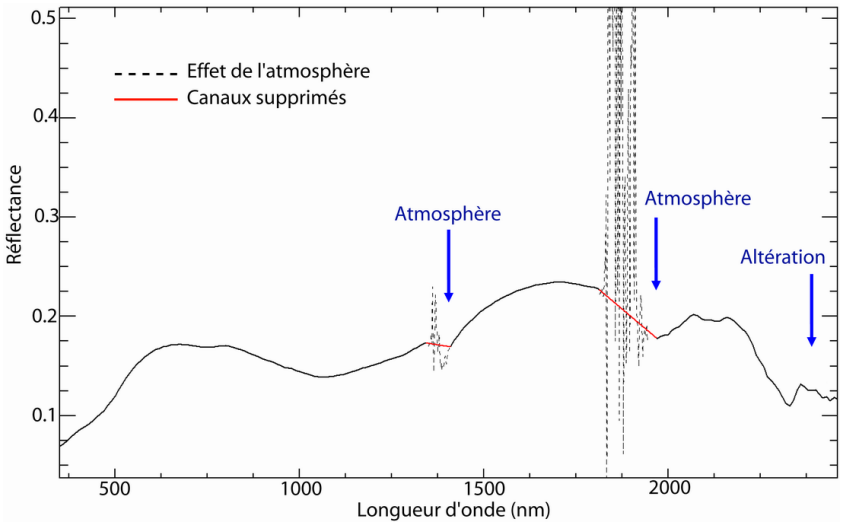

FIG. 4.8 – Spectre de dunite acquis sur le terrain (Oman). Les variations spectrales dues à l'atmosphère, autour de 1400 et 1900 nm, sont très irrégulières (pointillés) et les canaux sont donc supprimés sur le spectre final (trait rouge). L'absorption profonde due à l'altération des minéraux primaires en serpentine est aussi bien visible autour de 2300 nm.

supplémentaire centrée à 2320 nm. Même si cette forme mathématique n'est pas la plus adaptée, elle permet de prendre en compte globalement la diminution de la réflectance aux plus hautes longueurs d'onde.

Les vibrations moléculaires de l'eau dans l'atmosphère terrestre jouent aussi un rôle important. La figure 4.8 montre les variations aléatoires du spectre autour de 1400 et 1900 nm (pointillés) lorsque celui-ci n'est pas corrigé. Sur les spectres de terrain, les canaux affectés sont simplement supprimés avant le traitement. Le spectre peut alors présenter une diminution artificielle de la réflectance, celle-ci étant dépendante des valeurs du premier et du dernier canal supprimés. De même, sur les spectres HyMap, il est fréquent qu'un canal ait une valeur de réflectance beaucoup plus faible malgré la correction

	Ol	Opx	Cpx	Ol-Opx	Ol-Cpx	Opx-Cpx	Ol-Cpx-Opx
450	X	X	X	X	X	X	X
650	X	X	X	X	X	X	X
850	X			X	X		X
900		X		X		X	X
1000			X		X	X	X
1050	X			X	X		X
1200		X	X			X	
1250	X			X	X		X
1410	X	X	X	X	X	X	X
1950	X	X	X	X	X	X	X
1800		X		X		X	X
2150			X		X	X	X
2320	X	X	X	X	X	X	X
Nb. total de gaussiennes	8	8	8	10	10	10	12

TAB. 4.3 – Gaussiennes utilisées dans les différentes configurations dans le cas de spectres de roches naturelles acquis sur le terrain ou à distance. Les gaussiennes sont dénommées par la position de leur centre en nanomètres. Par rapport au tableau 4.2, les gaussiennes centrées à 1410, 1950 et 2320 nm ont été rajoutées (voir texte).

atmosphérique, ce qui fait apparaître un creux artificiel profond et étroit sur le spectre. Afin de prendre en compte ces effets, nous rajoutons deux gaussiennes aux configurations décrites précédemment. Elles sont centrées respectivement à 1410 et 1950 nm, la où les fenêtres atmosphériques sont les plus importantes. Le CO_2 présentant aussi des absorptions à ces longueurs d'ondes, les gaussiennes seront aussi utilisées sur les spectres OMEGA afin de tenir compte des variations résiduelles après correction atmosphérique qui peuvent être indicatives de l'hydratation des minéraux (Milliken et Mustard, 2005, 2007; Poulet *et al.*, 2005).

Enfin, il est à noter que, dans certains cas, la gaussienne centrée à 650 nm peut aussi modéliser les absorptions causées par la présence d'oxydes de fer. Elle sera donc utilisée dans toutes les configurations, y compris celle contenant seulement de l'olivine. L'ensemble des gaussiennes utilisées dans chacune des configurations possibles est repris dans le tableau 4.3.

4.3.3 Caractéristiques de la roche et paramètres des gaussiennes

Dans la partie précédente, nous avons vu que le nombre de gaussiennes à utiliser dans le MGM dépend de la complexité de la minéralogie recherchée. Chacune de ces gaussiennes est caractérisée par six paramètres : la position de son centre, sa largeur à mi-hauteur, sa profondeur et les incertitudes relatives à ces trois valeurs.

Les incertitudes vont être utilisés pour contrôler le degré de liberté attribué à une gaussienne donnée lors de la déconvolution. Ces coefficients correspondent à la probabilité que la valeur de ce paramètre s'éloigne de la valeur initiale. Ainsi, sur la figure 4.9, l'axe des abscisses correspond à la différence entre la valeur initiale et la valeur finale de la position du centre d'une gaussienne. L'axe des ordonnées représente quant à lui la probabilité d'obtenir une telle différence. En prenant l'exemple arbitraire d'une gaussienne centrée initialement à 1000 nm, si l'on considère une incertitude de 150 (courbe rouge) alors la différence entre la position initiale et la position finale du centre a une forte probabilité de ne pas dépasser 200 nm. La probabilité que la gaussienne soit centrée à 1200 nm (ou

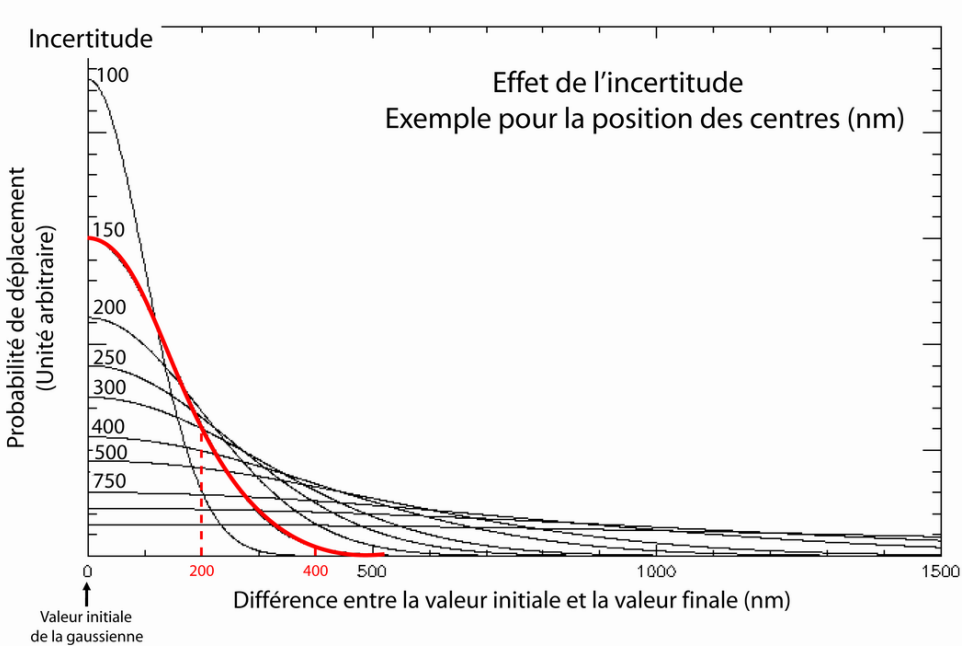

FIG. 4.9 – Effet de l'incertitude sur la probabilité de déplacement de la valeur finale par rapport à la valeur initiale. Les valeurs utilisées ici sont celles de la position du centre d'une gaussienne exprimée en nanomètres. L'exemple d'une incertitude de 150, la courbe rouge, est détaillé dans le texte.

	Pôles correspondant	
Olivine	*Forstérite*	*Fayalite*
"850"	840	900
"1050"	1040	1075
"1250"	1200	1300
Orthopyroxène	*Enstatite*	*Ferrosilite*
"900"	895	970
"1800"	1800	2100
Clinopyroxène	*Diopside*	*Hedenbergite*
"1000"	980	1050
"2150"	2050	2350

TAB. 4.4 – Position des centres des absorptions (en nm) pour les trois minéraux mafiques, d'après les diagrammes de Adams (1974); Hazen *et al.* (1978); Cloutis et Gaffey (1991b); Sunshine et Pieters (1998).

symétriquement à 800 nm) est en fait 2.5 fois plus faible que la probabilité qu'elle soit centrée à 1000 nm. A l'inverse, la probabilité que la différence entre la position initiale et la position finale du centre soit supérieure à 400 nm est très faible. En conséquence, la probabilité que le centre de la gaussienne soit situé au-delà de 1400 nm (ou en-deça de 600 nm) est infime. Il en va de même pour les trois paramètres de chaque gaussienne, l'incertitude étant à chaque fois du même ordre de grandeur que le paramètre qu'il contrôle. Cela veut donc dire que si un coefficient de 150 est associé à un paramètre de l'ordre de 1000, alors un coefficient de 0.15 sera associé à un paramètre de l'ordre de 1.

La position du centre est directement reliée au phénomène de transition électronique qui produit l'absorption sur le spectre et, par conséquent, elle est aussi directement reliée à la composition chimique du minéral. Nous avons vu dans la partie 3.3.3.2 page 62 que la position des centres peut varier considérablement en fonction de la teneur en fer. Le tableau 4.4 reprend les valeurs qui existent dans la littérature.

Il existe deux approches concernant l'utilisation du Modèle Gaussien Modifié. La première consiste à initialiser le centre d'une gaussienne en fonction de la position du maximum de l'absorption pour une composition chimique choisie *a priori* de façon arbitraire. La position du centre de cette gaussienne est alors fixée en utilisant une incertitude nulle. Dans ce cas, seules la largeur et la profondeur vont pouvoir évoluer. Ce type d'approche, qui utilise le MGM de façon "directe", est utilisée dans certains travaux sur la composition de la surface martienne, tant pour l'instrument OMEGA (Mustard et Sunshine, 1995; Bibring *et al.*, 2005; Mustard *et al.*, 2005) que pour l'instrument CRISM (Mustard *et al.*, 2007a; Skok *et al.*, 2008). L'inconvénient de cette méthode réside dans le fait qu'il est possible de faire une mauvaise estimation de la profondeur de l'absorption si le minéral a une composition chimique différente de celle envisagée. En effet, la profondeur est alors mesurée sur l'aile de l'absorption et est donc un minorant de la profondeur réelle, ce qui peut mener à une interprétation erronée de l'information spectroscopique.

Pour pallier ce problème, nous avons dans le cadre de cette thèse choisi une approche différente et novatrice. Considérant que la position initiale de la gaussienne peut ne pas traduire la composition chimique réelle du minéral, elle doit être dans une certaine mesure "libre" de se déplacer pour modéliser le spectre de la façon la plus réaliste possible autour d'une position de référence. Les incertitudes doivent donc avoir des valeurs élevées. Toutefois, pour minimiser le temps de calcul et éviter l'apparition de solutions aberrantes, les incertitudes ont été choisies de façon à ce qu'une gaussienne ait une faible

Position initiale du centre	Incertitude
850	200
1050	200
1250	200
900	200
1800	400
1000	200
2150	400

TAB. 4.5 – Incertitudes utilisées pour chacune des gaussiennes

probabilité de modéliser une absorption située en dehors de l'intervalle spectral de départ. Ainsi, une gaussienne associée à un pyroxène, censée modéliser une absorption dans le domaine à 1 µm ne pourra pas modéliser l'absorption présente à 2 µm. Le tableau 4.5 reprend les valeurs utilisées dans nos différentes configurations. Pour les mélanges de deux ou trois minéraux, les gaussiennes se chevauchent dans le domaine à 1 µm. Les incertitudes correspondantes seront donc plus faibles afin d'éviter que deux gaussiennes ne se superposent dans le résultat final.

Tout comme pour la position des centres, les incertitudes jouent un rôle important dans le cas des largeurs et des profondeurs. La forme générale d'une absorption, à 1 ou 2 µm, va dépendre à la fois de l'état de la surface et du nombre de minéraux présents (cf. §3.3.3). Au sein d'une même absorption, la profondeur des différentes gaussiennes sera de plus intimement liée aux proportions relatives de chacun de ces minéraux. Il existe donc une multitude de combinaisons possibles. Les incertitudes doivent permettre une modélisation correcte dans tous les cas, c'est pourquoi nous avons choisi de leur attribuer des valeurs importantes. Pour la largeur, toutes les gaussiennes ont une incertitude de 500, exprimée en nanomètre, les largeurs des gaussiennes étant généralement comprises entre 100 et 500 nm. Pour la profondeur, toutes les gaussiennes ont une incertitude de 0.5, leur profondeur étant exprimée en logarithme népérien de la réflectance.

Nous avons donc défini les positions initiales des centres des gaussiennes et les incertitudes sur l'ensemble de leurs paramètres, et ce pour chacune des configurations possibles. Le travail que nous avons effectué sur la sensibilité à l'initialisation du MGM, qui sera détaillé dans la partie suivante, nous a montré qu'il n'était pas possible d'utiliser une initialisation fixe pour les largeurs et les profondeurs. La méthode pour les calculer automatiquement sera détaillée dans le paragraphe 4.4.1.

4.3.4 Sensibilité à l'initialisation

4.3.4.1 Principe du test de stabilité

Le travail qui a été effectué par Sunshine et Pieters (1993, 1998) a porté sur des spectres présentant des absorptions très marquées. Cependant, il existe des différences entre les spectres acquis en laboratoire et les spectres de terrain, ces derniers étant globalement plus plats, comme le montre la figure 4.10. L'état de surface de la roche a également un impact sur la forme des absorptions (cf. Fig. 4.11). Qu'il s'agisse de spectres de laboratoire ou de terrain, nous étudions ici un clinopyroxène ayant une composition proche du diopside. La position du maximum d'absorption, à 1 et à 2 µm, se situe donc à la même longueur d'onde pour tous les spectres. Ces spectres présentent par contre des différences très nettes en termes de niveau moyen de réflectance, de pente ou de profondeur des absorptions. Par exemple, le spectre de laboratoire présente un maximum de réflectance à 0.55 contre 0.28 pour le spectre de terrain présentant le niveau de réflectance le plus haut.

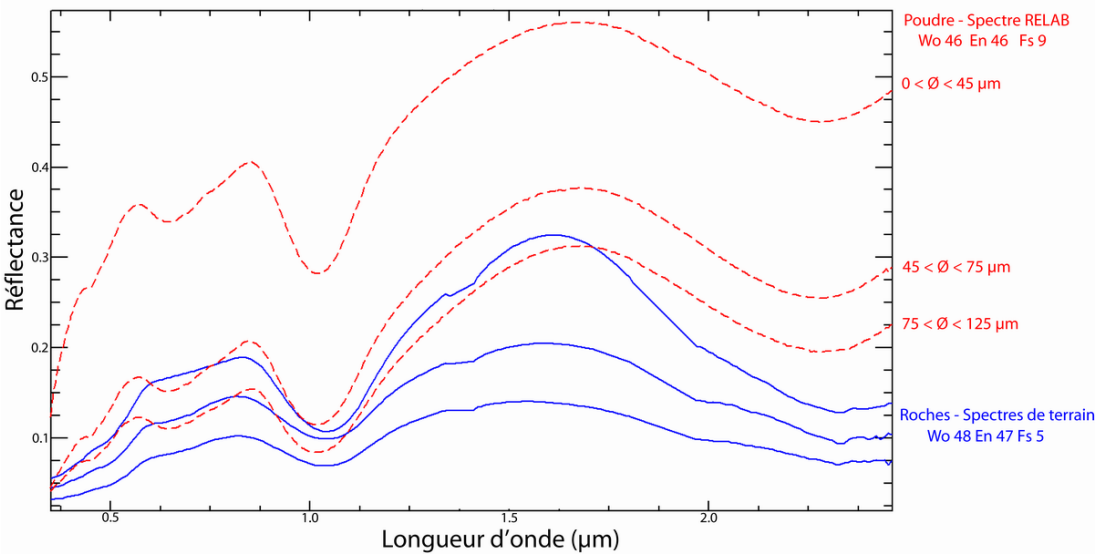

FIG. 4.10 – Différence entre des spectres de poudre de clinopyroxène acquis en laboratoire (RELAB), en rouge, et des spectres de clinopyroxénite de terrain (Oman). Dans les deux cas, les clinopyroxènes sont de type diopside et ont donc des compositions chimiques proches (attestées par les données RELAB et analyses microsonde).

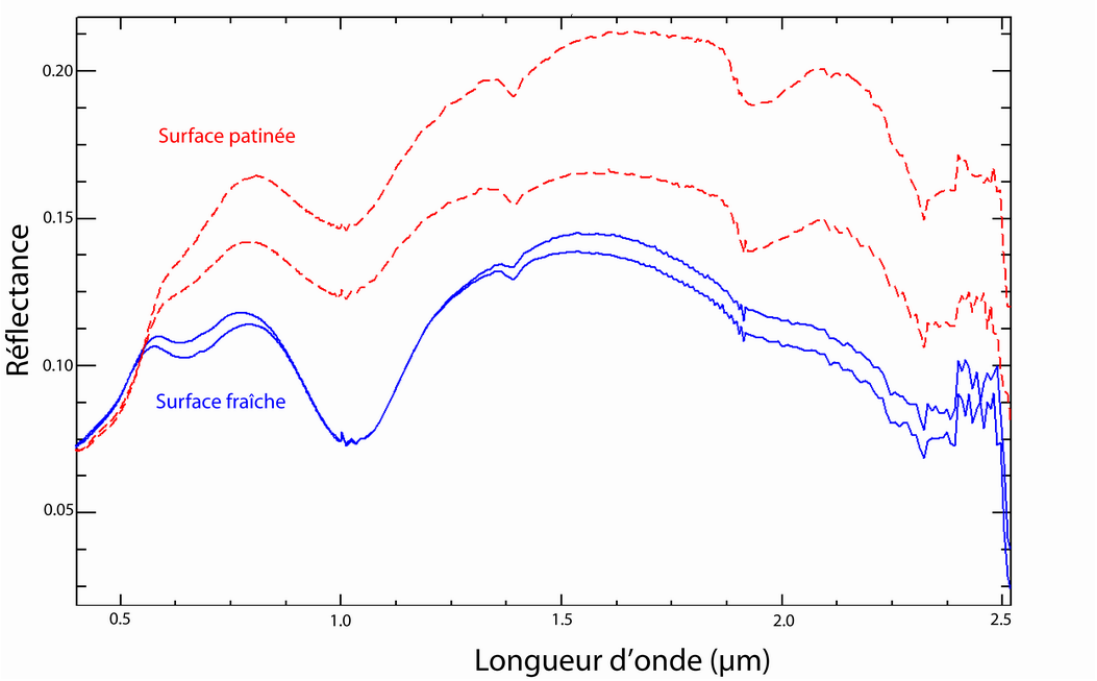

FIG. 4.11 – Différence entre des spectres de clinopyroxènite acquis sur la surface fraîche et la surface patinée d'une roche (Oman).

Bien que pour une même composition chimique les spectres mesurés puissent présenter des variations liées à des effets photométriques (texture, granulométrie, éclairement) et environnementaux (patine, altération, ...), le Modèle Gaussien Modifié doit dans son principe déconvoluer tous les spectres de la même façon. En d'autres termes, la longueur d'onde centrale des gaussiennes doit être identique dans tous les cas, ce paramètre étant indicateur de la présence d'un minéral. Etant donné que l'objectif visé dans cette thèse est de cartographier des zones étendues présentant potentiellement une grande variabilité spectrale, nous allons être amenés à utiliser le MGM automatiquement sur un ensemble de spectres trés variés. Comme la mise en oeuvre du MGM fait appel à des paramètres d'initialisation prédéfinis dans un fichier d'entrée unique, il est essentiel de vérifier que les résultats du modèle restent cohérents dans toutes les situations étudiées. Cette vérification passe par l'évaluation de l'influence que peuvent avoir les paramètres d'initialisation sur le résultat final.

Pour ce faire, nous avons défini une procédure systématique permettant de tester la stabilité du MGM. Pour un spectre donné, nous ferons varier le paramètre d'initialisation concernant la profondeur des gaussiennes, celles-ci ayant toutes une profondeur initiale identique. Par ailleurs, nous considérerons une série de spectres synthétiques présentant une variation de la profondeur des figures d'absorption afin de passer progressivement du cas "laboratoire" au cas "terrain". Pour simuler un spectre de terrain plus plat, c'est-à-dire un spectre présentant des absorptions plus faibles, tout en gardant une composition minéralogique strictement identique, nous avons choisi d'utiliser des spectres de laboratoire qui sont "aplatis" artificiellement. Dans ce but, le logarithme de la réflectance est multiplié par un coefficient identique à toutes les longueurs d'onde ($\text{Spectre}_{Aplati(\lambda)}=\text{Spectre}_{(\lambda)}\times \text{T}_{Aplatissement}$, où $\text{T}_{Aplatissement}=\frac{x}{100}$). Plus le taux d'aplatissement est important et plus le spectre a une forme générale qui se rapproche d'une droite tout en présentant une réflectance de plus en plus forte. Le spectre de référence utilisé pour cet exemple fait partie de la série utilisée par Sunshine et Pieters (1993) et correspond à un mélange de

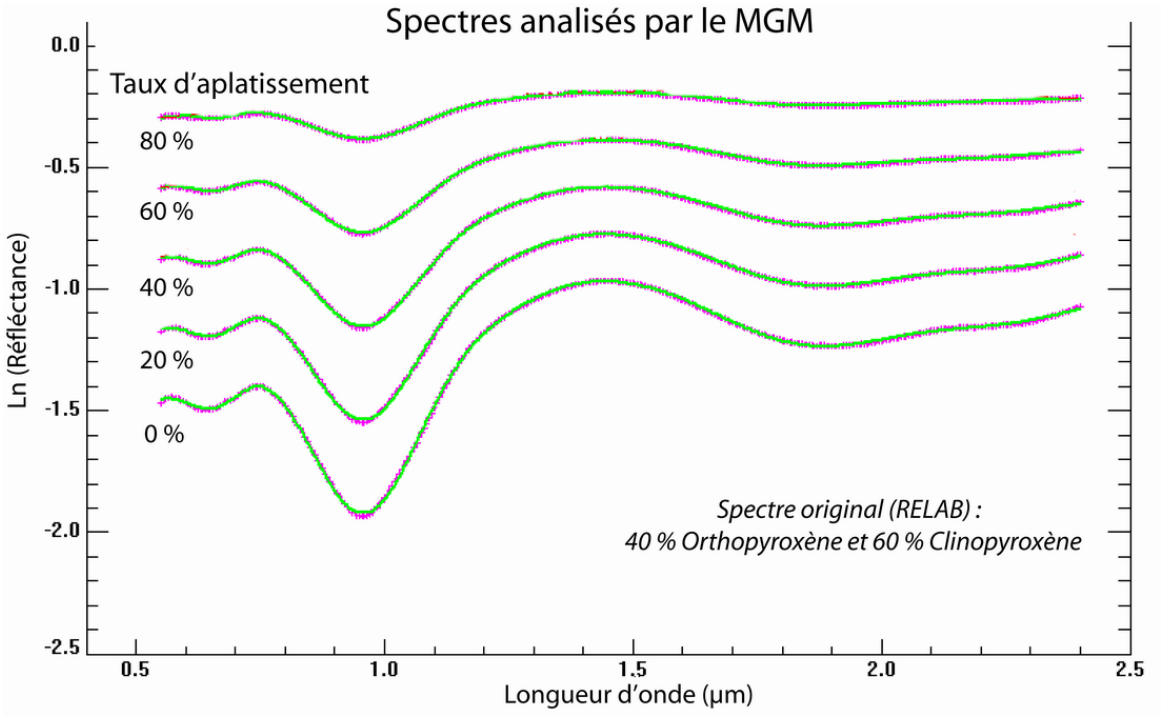

FIG. 4.12 – Variations des profondeurs d'absorption simulées par un aplatissement artificiel d'un spectre de laboratoire (mélange Opx 40% et Cpx 60%). 0% correspond au spectre de réference dont les caractéristiques d'absorption sont modulées de 0 à 100% (cas extrême d'un spectre lisse dit plat).

40% d'orthopyroxène et de 60% de clinopyroxène avec une taille de particule comprise entre 45 et 75 µm. Des spectres synthétiques correspondant à quatre taux d'aplatissement particuliers sont donnés en exemple sur la figure 4.12.

Dans les figures 4.13 à 4.17, les calculs sont réalisés en faisant varier le taux d'aplatissement par pas de 1 %. Nous disposons ainsi d'un jeu de données de spectres synthétiques permettant de tester les résultats produits par la déconvolution MGM. Ces résultats seront qualifiés de "finaux" afin de bien se démarquer de la notion de paramétres d'initialisation. Dans la simulation qui suit, la profondeur initiale des gaussiennes varie de -0.3 à 0, par pas de 0.05. Les valeurs finales des centres et des profondeurs des différentes gaussiennes sont ainsi déterminées par le MGM, dans l'espace paramétrique défini par le taux d'aplatissement du spectre et la profondeur initiale des gaussiennes. La visualisation se fait au moyen d'une échelle de couleur : plus celle-ci tend vers le rouge, plus la longueur d'onde du centre ou la profondeur sont élevées et, inversement, plus elle tend vers le bleu, plus la longueur d'onde ou la profondeur sont faibles.

Dans le cas où l'initialisation n'aurait aucune influence, le résultat de cette simulation devrait indiquer dans tout l'espace paramétrique :

-i) la même valeur en ce qui concerne la position du centre de chaque gaussienne associée à un pôle pur, valeur qui doit être proche de celle établie par Sunshine et Pieters (1993) mais pouvant cependant présenter une variabilité de l'ordre de 10 à 20 nm suivant le domaine spectral (Kanner *et al.*, 2007) ;

-ii) une décroissance progressive de la profondeur "finale" lorsque le taux d'aplatissement du spectre croît, indépendante de la valeur d'initialisation considérée pour le paramètre profondeur.

4.3.4.2 Position finale du centre des gaussiennes déterminée par le MGM

Sur la figure 4.13 est représentée la position du centre des gaussiennes associées aux absorptions dans les domaines à 1 et 2 µm. Le spectre utilisé pour ce test est celui décrit dans le paragraphe précédent. Les résultats pour l'orthopyroxène sont portés sur les deux diagrammes du haut, tandis que ceux pour le clinopyroxène sont représentés sur les diagrammes du bas.

Pour le domaine à 1 µm, représenté sur les deux diagrammes de gauche, la position du centre de la gaussienne de l'orthopyroxène présente une différence de 180 nm entre sa valeur minimum et maximum. La valeur la plus faible est produite lorsqu'un spectre plat est modélisé avec des profondeurs initiales importantes, alors que la valeur maximale est obtenue pour un spectre plus marqué modélisé avec des profondeurs initiales faibles. L'espacement régulier des courbes de niveau indique que la variation est progressive entre les deux extrémités. Une variation similaire, du même ordre de grandeur, est aussi notée dans le cas du clinopyroxène. Cependant, le déplacement du centre de la gaussienne est inversé : les centres vont être à une longueur d'onde plus faible lorsqu'un spectre présentant des absorptions marquées est modélisé avec des profondeurs initiales faibles. De plus, les résultats sont plus stables pour les valeurs les plus faibles, les courbes de niveaux étant plus espacées dans le coin supérieur droit du diagramme.

De même, les deux diagrammes de droite donnent les positions finales des centres des gaussiennes dans le domaine à 2 µm. La position finale varie entre 1600 et 1850 nm pour l'orthopyroxène et 2140 et 2280 nm pour le clinopyroxène. Il est à noter qu'au delà d'un certain rapport entre la profondeur réelle de l'absorption et la profondeur initiale de la gaussienne, les valeurs finales pour l'orthopyroxène restent

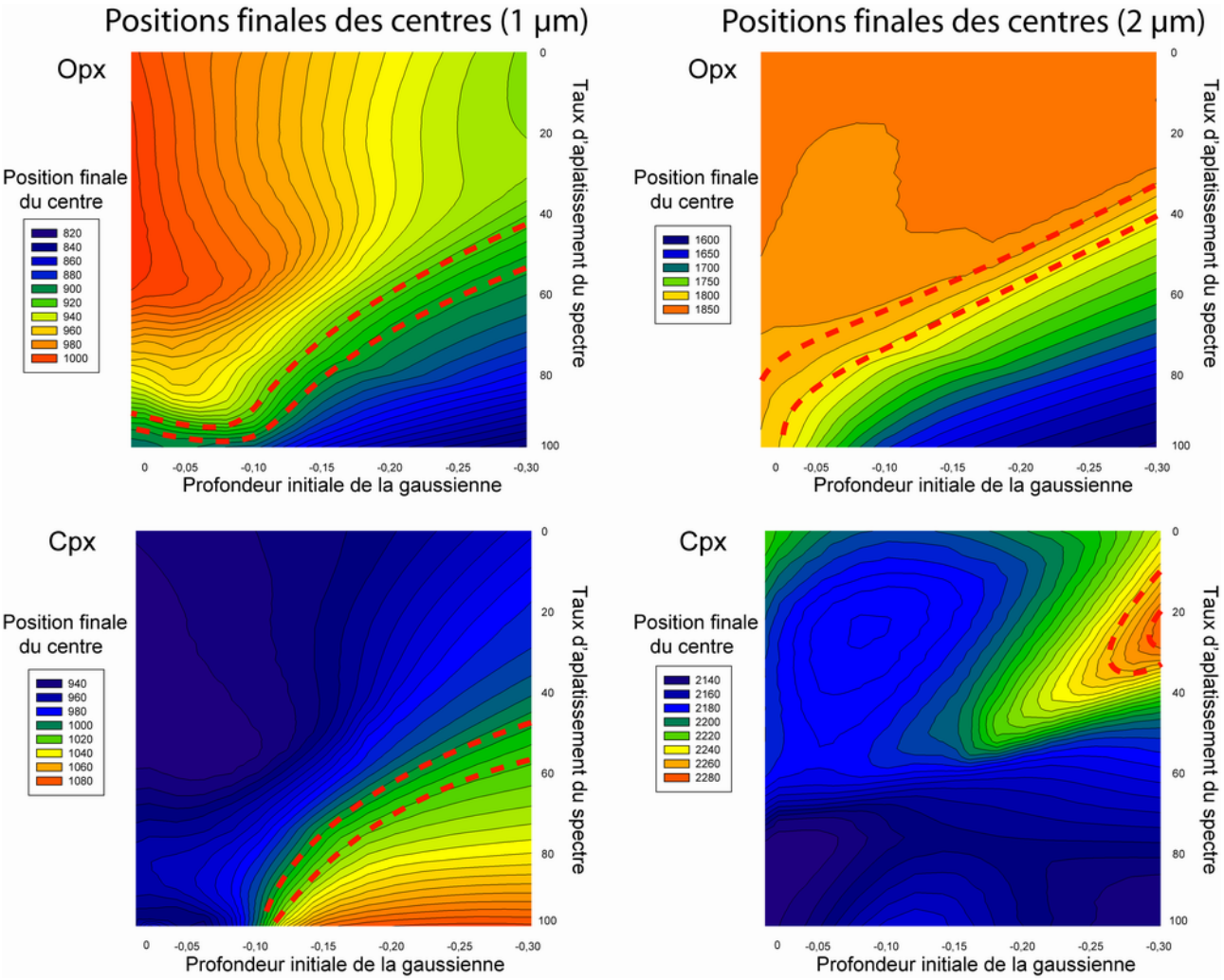

FIG. 4.13 – Effet de l'initialisation de la profondeur (axe horizontal), en fonction de l'aplatissement du spectre (axe vertical), sur la position finale du centre des gaussiennes (échelle de couleur). Le spectre utilisé est le spectre d'un mélange de 40% d'orthopyroxène et de 60% de clinopyroxène aplati dans le cadre de la simulation. Les pointillés rouges définissent la zone correspondant aux valeurs données par Sunshine et Pieters (1993).

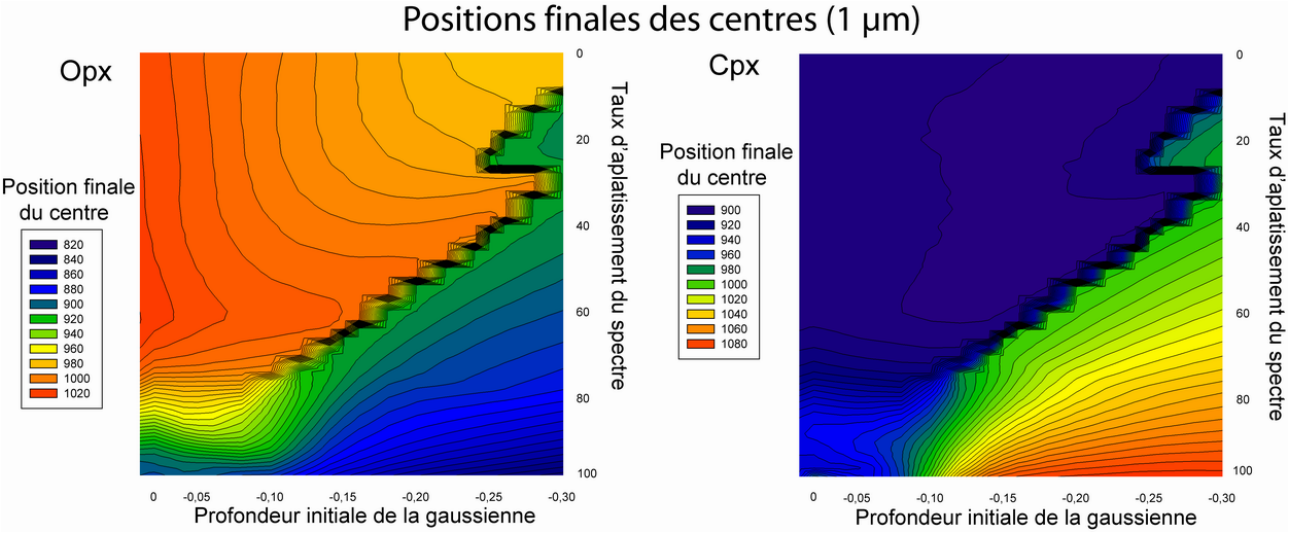

FIG. 4.14 – Effet de l'initialisation de la profondeur (axe horizontal), en fonction de l'aplatissement du spectre (axe verticale), sur la position finale du centre des gaussiennes (échelle de couleur) dans le domaine à 1 µm. Le spectre utilisé est un spectre de laboratoire d'un mélange de 50% d'orthopyroxène et de 50% de clinopyroxène aplati dans le cadre de la simulation.

beaucoup plus stables. La position du centre est donc peu influencée par l'initialisation. Par contre, dans tout les cas, un spectre présentant une absorption peu marquée ne pourra pas être correctement modélisé si l'initialisation est effectuée avec des gaussiennes ayant une profondeur trop importante.

D'après Sunshine et Pieters (1993), les absorptions des pôles purs se situent autour de 907 et 1827 nm et 1011 et 2269 nm respectivement pour l'orthopyroxène et le clinopyroxène. Pour obtenir ces résultats, il faut combiner une certaine valeur d'aplatissement et de profondeur d'initialisation. Par exemple, pour l'orthopyroxène à 1 µm et pour un spectre présentant un taux d'aplatissement de 50 %, il faut une initialisation autour de -0.30, alors que pour un taux d'aplatissement de 80 % elle doit être d'environ -0.12. Il existe ainsi une combinaison initiale pour toute situation, sauf lorsque la bande d'absorption a une signature insuffisamment marquée. On note qu'au-delà d'un certain seuil d'aplatissement (généralement autour de 80%), la déconvolution MGM atteint ses limites. Le cas le plus critique est celui lié à la déconvolution de la bande à 2 µm du clinopyroxène. En effet, dès un taux d'aplatissement d'environ 50%, nous ne retrouvons plus les résultats expérimentaux. Ceci suggére que le résultat fourni par le MGM concernant la détection du centre de la bande à 2 µm risque de sous-estimer la valeur de la longueur d'onde centrale dès lors que la bande est peu profonde. Hormis cette situation, l'initialisation de la position des centres est assimilable à une fonction linéaire.

Il est à noter que, dans certains cas, il peut se produire une inversion des gaussiennes, c'est-à-dire que la gaussienne initialement prévue pour modéliser l'absorption de l'orthopyroxène modélise finalement celle du clinopyroxène, et inversement. Ce phénomène est illustré sur la figure 4.14. Pour l'orthopyroxène, la position finale du centre augmente progressivement jusqu'à une certaine valeur où une discontinuité survient : la position du centre passe alors de 920 nm environ à plus de 1000 nm. Cette transition très nette, qui se produit pour toutes les valeurs d'aplatissement inférieures à 80 %, signifie que la gaussienne ne modélise plus la même chose. Le même phénomène est observé pour le clinopyroxène, mais avec cette fois une transition vers des valeurs finales bien plus faibles. Les deux gaussiennes ont donc en quelque sorte "échangé" leur rôle. Ce point devra être pris en compte dans l'étape concernant l'identification des minéraux.

4.3.4.3 Profondeur finale des gaussiennes déterminées par le MGM

De la même façon, les variations de la profondeur finale des différentes gaussiennes ont été observées (Fig. 4.15). Les lignes de niveau peuvent être divisées en deux zones, la limite étant la diagonale du diagramme allant d'un aplatissement de 0 % et une profondeur initiale de -0.30, à un aplatissement de 100 % et une profondeur initiale de 0. Dans le triangle supérieur gauche, les lignes de niveaux sont proches de l'horizontale et espacées régulièrement. Cela indique que, pour ce genre de configuration, quelle que soit l'initialisation, la profondeur finale est quasi constante. Cette dernière dépend donc seulement de la profondeur réelle de l'absorption : de façon logique, plus le spectre sera plat, plus la profondeur de la gaussienne sera faible.

Par contre dans le triangle inférieur droit du diagramme, les courbes de niveau s'incurvent brutalement et tendent à être verticales, notamment dans le cas du clinopyroxène. Ce résultat montre trés clairement qu'une initialisation inappropriée peut conduire à une solution aberrante. Tant pour la position des centres que pour les profondeurs, les résultats des simulations établissent que l'initialisation des gaussiennes est une étape cruciale. Elle doit donc être adaptée aux caractéristiques des absorptions du spectre à déconvoluer si l'on veut que la modélisation effectuée par le MGM permette une interprétation robuste. En conséquence, l'initialisation du MGM devra être dictée par une analyse en amont des figures d'absorption propres à un spectre.

4.3.4.4 Application sur un spectre de forstérite

Dans les deux paragraphes précédents, nous avons vu l'effet de l'initialisation sur la déconvolution des spectres issus d'un mélange de pyroxènes. Ce test a également été réalisé dans le cas de spectres d'olivine seule. Ces derniers sont produits de la même façon, c'est-à-dire par simulation en faisant varier la figure d'absorption par un aplatissement synthétique. La figure 4.16 présente les résultats pour un spectre de forstérite. Les diagrammes de la colonne de gauche, respectivement associés aux absorptions à 850, 1050 et 1220 nm, correspondent à la position finale des trois gaussiennes déterminée par le MGM. Les graphiques de droite décrivent quant à eux la variation de la profondeur finale.

La première constatation est que les résultats sont beaucoup plus stables : la même couleur se retrouve sur toute la partie supérieure du diagramme. Toutes les positions finales des centres présentent des valeurs qui varient peu (moins de 10 nm de décalage) lorsque le spectre a un taux d'aplatissement inférieur à 80 %. Par contre, au-delà de ce seuil, les absorptions sont beaucoup moins prononcées et les valeurs produites pour la position du centre peuvent varier significativement, atteignant plus de 100 nm pour la gaussienne à 1220 nm. En ce qui concerne les profondeurs déterminées par le MGM, toutes les courbes de niveaux sont proches de l'horizontale et le résultat ne dépend donc que de la forme du spectre. Seule la gaussienne associée à l'absorption à 850 nm est légèrement influencée par l'initialisation, les lignes de niveaux étant un peu inclinées.

Ainsi, pour l'olivine seule, l'initialisation semble avoir beaucoup moins d'importance que pour les pyroxènes. Le MGM produit une solution réaliste dans tous les cas. Cependant, lorque les absorptions sont trés peu marquées (cas d'un spectre quasi plat présentant une absorption proche de 1 %), le modèle ne parvient plus à déconvoluer correctement le spectre.

4.3.4.5 Effet de l'incertitude sur la profondeur

Tout au long de cette partie, nous avons vu qu'il existe une relation entre l'initialisation de la profondeur et le déplacement du centre des gaussiennes. Cependant, il a été pris comme paramètre

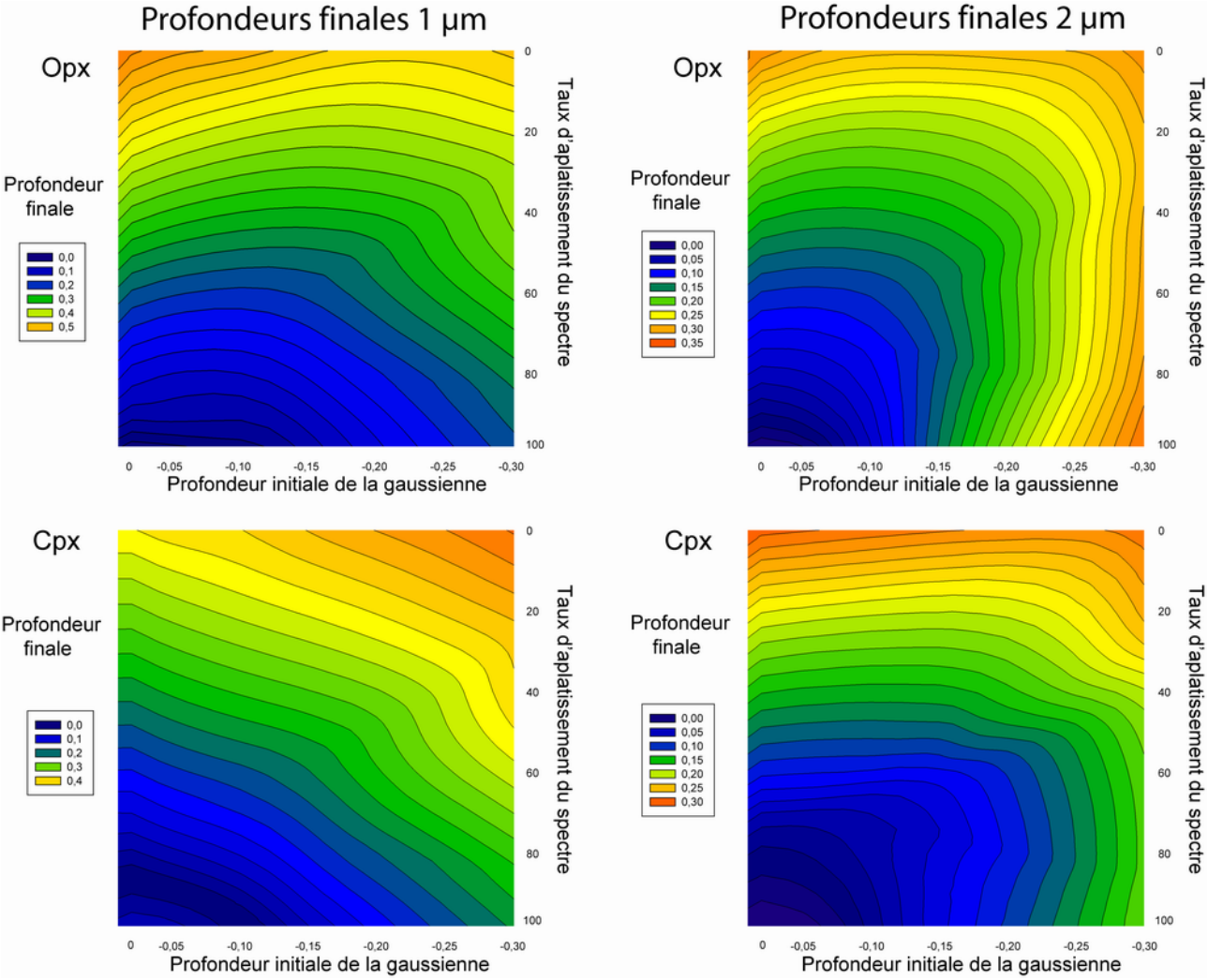

FIG. 4.15 – Effet de l'initialisation de la profondeur (axe horizontal), en fonction de l'aplatissement du spectre (axe vertical), sur la valeur finale de la profondeur des gaussiennes (échelle de couleur) dans le domaine à 1 et 2 µm. Le spectre utilisé est un spectre de laboratoire correspondant à un mélange de 40% d'orthopyroxène et 60% de clinopyroxène aplati dans le cadre de la simulation.

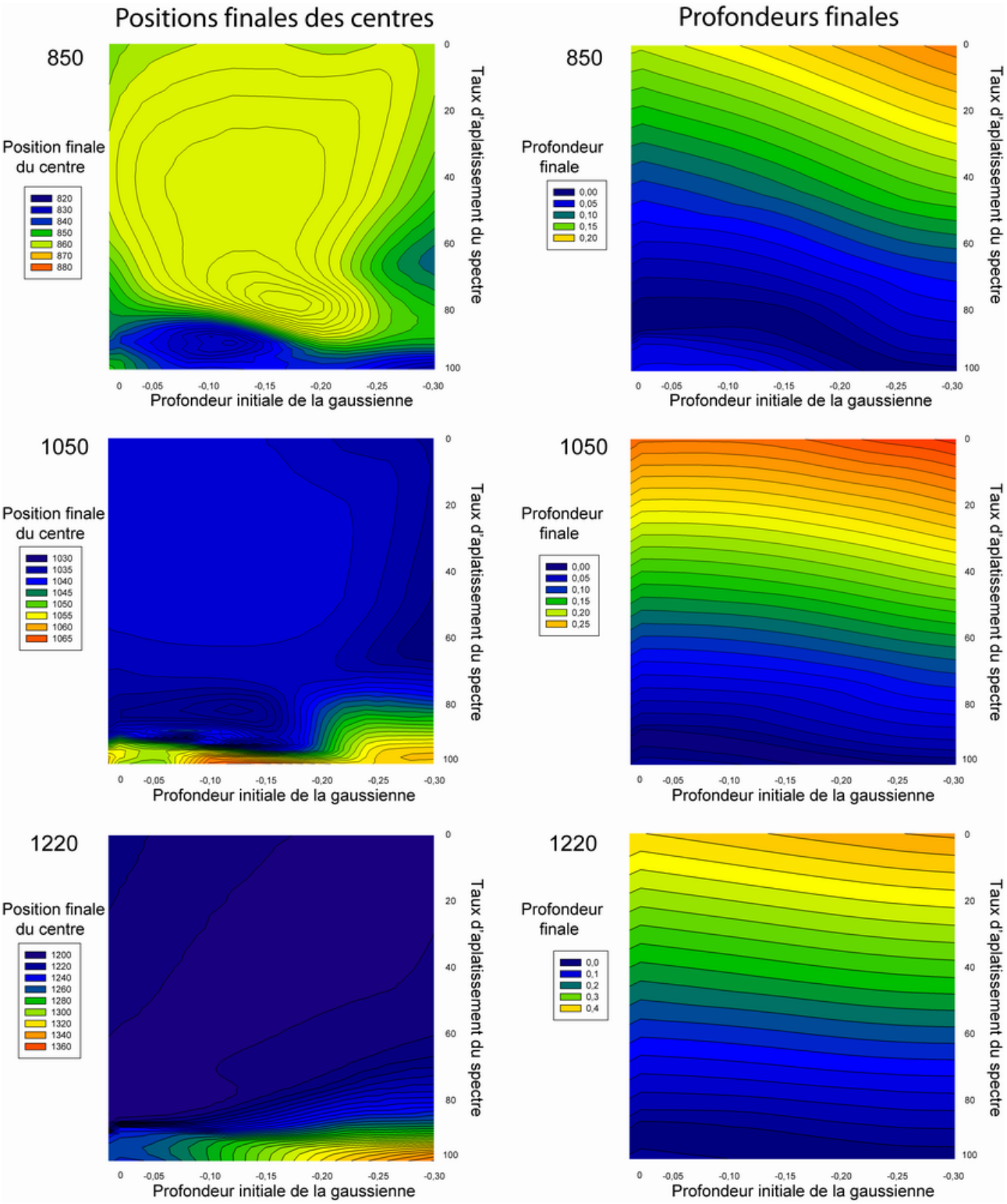

FIG. 4.16 – Effet de l'initialisation de la profondeur (axe horizontal), en fonction de l'aplatissement du spectre (axe vertical), sur les valeurs finales des centres et des profondeurs des gaussiennes (échelle de couleur). Le spectre utilisé est un spectre de laboratoire de forstérite (Fo 96.9) artificiellement aplati dans le cadre de la simulation.

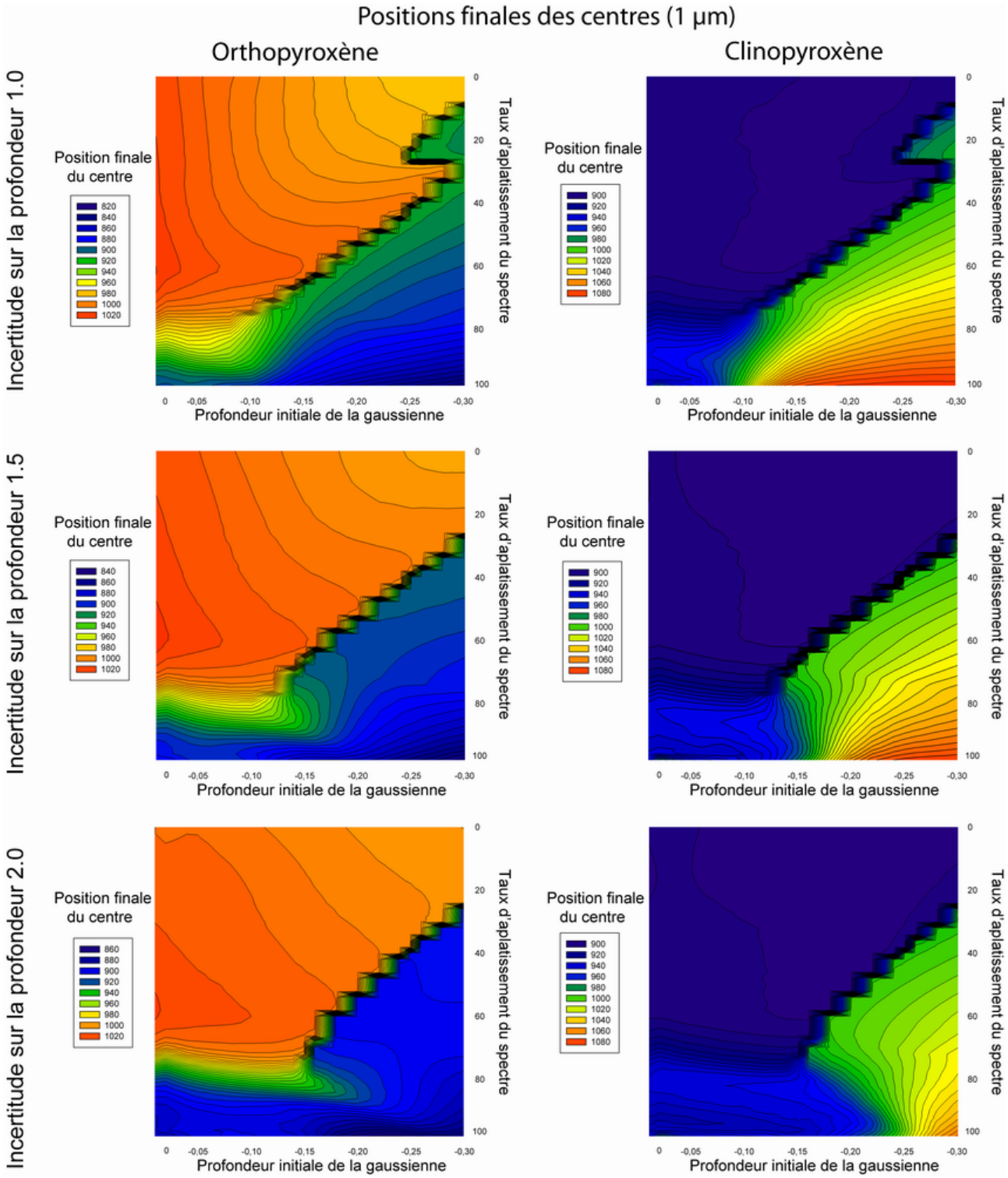

FIG. 4.17 – Effet de l'initialisation de la profondeur (axe horizontal), en fonction de l'aplatissement du spectre (axe vertical), sur la valeur finale de la profondeur des gaussiennes (échelle de couleur) dans le domaine à 1 µm . Le spectre utilisé est un spectre de laboratoire correspondant à un mélange de 50% d'orthopyroxène et de 50% de clinopyroxène artificiellement aplati. Les deux diagrammes du haut correspondent à une incertitude de 1.0 sur la profondeur, les deux du milieu une incertitude de 1.5 et les deux du bas, une incertitude de 2.0.

a priori une incertitude sur la profondeur fixée à 1.0. Bien que cette valeur soit grande au regard d'une initialisation à -0.30, nous avons jugé nécessaire de vérifier dans quelle mesure ce facteur pouvait influencer ou non les résultats.

Le test de stabilité a donc été répété sur un spectre de mélange de pyroxènes (Opx 50 % et Cpx 50 %) en faisant varier l'incertitude. A titre d'exemple, la figure 4.17 présente les résultats pour la position des centres, dans le domaine à 1 µm, pour une incertitude de 1.0, 1.5 et 2.0. Cela signifie que selon une lecture de haut en bas de la figure, le MGM a progressivement un plus grand degré de liberté pour modéliser les absorptions. Pour l'orthopyroxène, comme pour le clinopyroxène, les trois diagrammes sont similaires. Cette figure montre donc que l'incertitude sur la profondeur joue un rôle négligeable. Dans la suite, nous garderons donc les incertitudes définies dans le paragraphe 4.3.3.

4.3.4.6 Bilan

Au vu de l'ensemble des résultats précédemment décrits, le Modèle Gaussien Modifié ne peut pas être considéré comme suffisamment stable dans toutes les situations pour pouvoir être utilisé de façon automatique et en aveugle sur un jeu de données complexe tel qu'une séquence d'observation orbitale. Cette constatation est renforcée par le travail de Kanner *et al.* (2007) qui, en faisant varier systématiquement la position initiale des centres des gaussiennes, a montré que le résultat du MGM peut présenter un décalage par rapport à la réalité physique. Dans ce qui suit, nous allons donc explorer la possibilité d'initialiser le modèle de façon automatique, sur la base d'une analyse préalable de la forme générale du spectre, afin que les valeurs initiales soient proprement conditionnées. Cette procédure est développée dans la partie suivante.

4.4 Procédure automatique

Le Modèle Gaussien Modifié doit donc être adapté pour pouvoir envisager une déconvolution maîtrisée d'un spectre dont on ne connaît *a priori* ni la minéralogie, ni les paramètres physiques qui le sous-tendent. Pour cela, nous avons développé une procédure automatique, détaillée ci-après, qui permet de s'affranchir du choix de l'ensemble des paramètres d'initialisation autres que ceux décrits dans la partie 4.3.3.

4.4.1 Initialisation des paramètres

4.4.1.1 Forme générale du spectre

La première étape consiste à analyser la forme générale du spectre afin d'établir les caractéristiques permettant d'effectuer l'initialisation la plus adéquate possible. Pour cela, nous avons défini neuf paramètres qui sont représentés sur la figure 4.18.

Pour initialiser les paramètres des gaussiennes, il est nécessaire de caractériser les paramètres de chacune des absorptions. Pour cela, trois points doivent être définis. Les deux premiers correspondent au maximum de réflectance de chaque côté de l'absorption et le troisième est le minimum de réflectance compris entre les deux. Si on considère l'intervalle spectral compris entre 0.4 et 2.5 µm (VNIR-SWIR), les spectres présentent au plus deux régions d'absorption et leur description générale va donc requérir 5 points d'appui (un point étant commun aux deux absorptions). Ainsi, pour l'absorption du domaine à 1 µm, les maxima autour de 0.7 et 1.5 µm sont utilisés, avec des fenêtres de recherche de la position des maximas centrées sur ces valeurs. Si le maximum autour de 0.7 µm est pris comme exemple, on

peut noter sur la figure 4.18 qu'il se situe en réalité à 0.55 µm. En ce qui concerne l'absorption du domaine à 2 µm, les maxima autour de 1.5 et 2.5 µm sont utilisés.

A partir de ces cinq points, les profondeurs (en rouge sur la figure) et les largeurs (en vert sur la figure) sont calculées pour chacune des absorptions. La profondeur correspond à la distance verticale entre le point le plus bas du spectre et la droite reliant les deux maxima. Pour la largeur, une droite parallèle à celle reliant les deux maxima est utilisée. La largeur est alors définie par l'intervalle en longueur d'onde déterminé à mi-profondeur entre les bords de la figure d'absorption.

Ces paramètres géométriques simples permettent d'obtenir une description quantitative au premier ordre de la forme d'une absorption. Ainsi, il est possible par exemple de mettre en évidence une éventuelle asymétrie. Cependant, les détails plus subtils, comme l'existence de trois absorptions se chevauchant dans le cas de l'olivine, ne seront quant à eux pas résolus. Pour ce faire, un lien doit être établi entre ces paramètres spectraux et les paramètres d'initialisation propres à chaque configuration.

4.4.1.2 Paramètres d'initialisation : le continuum

La phase de mise au point de l'initialisation a permis de mettre en évidence la nécessité de définir le continuum de manière à ce que sa position de départ se situe au plus près du spectre. La solution consiste donc à le faire passer par les points d'appui correspondant aux trois maxima. Ceci revient à résoudre l'équation polynomiale 4.2 page 82 pour les valeurs de réflectance autour de 0.7, 1.5 et 2.5 µm. Cette approche est la même que celle qui a été choisie par Hiroi *et al.* (2000).

Ce faisant, il est toutefois possible que le continuum coupe le spectre dans certaines situations. Par exemple, si le maximum à 1.5 µm présente une valeur faible par rapport aux deux autres et qu'il existe un deuxième pic de réflectance autour de 0.7 µm, alors ce pic peut avoir une valeur supérieure au continuum calculé. Pour éviter ce phénomène, et ainsi éviter que des gaussiennes dites "positives"

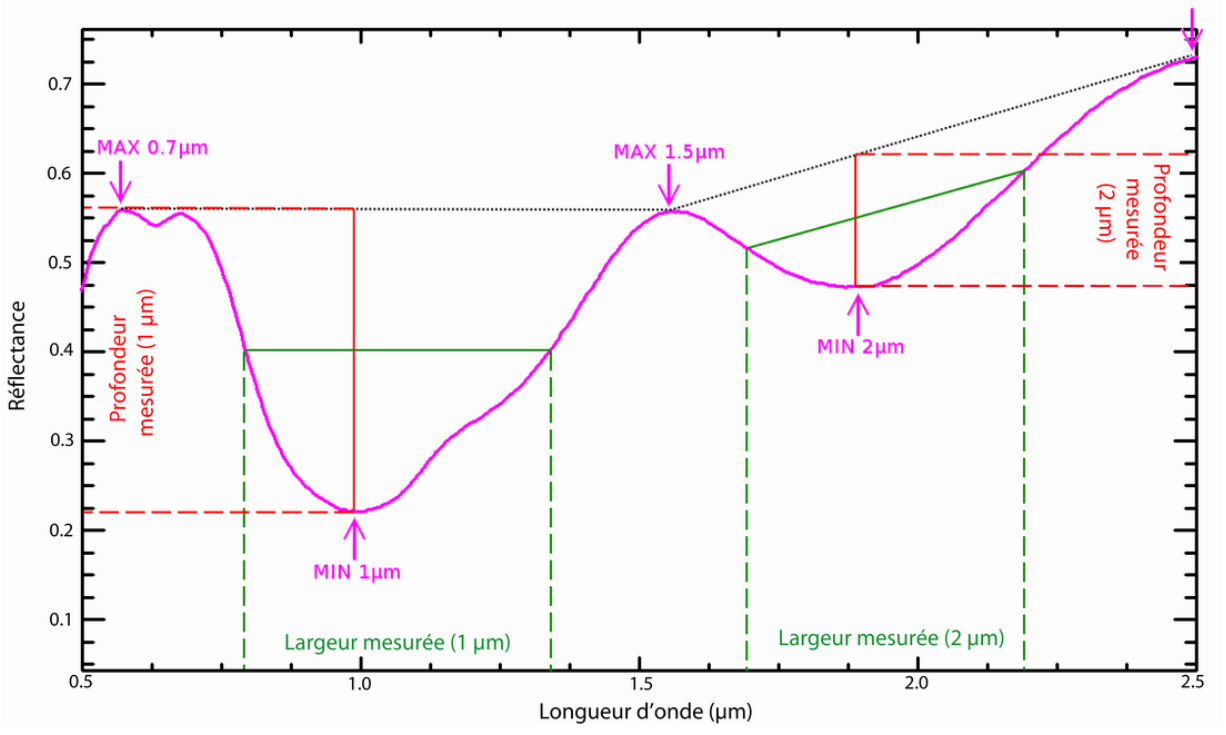

FIG. 4.18 – Critères utilisés pour définir la forme globale d'un spectre. Exemple sur un spectre d'olivine (75 %) et d'orthopyroxène (25 %) provenant de la librairie spectrale RELAB.

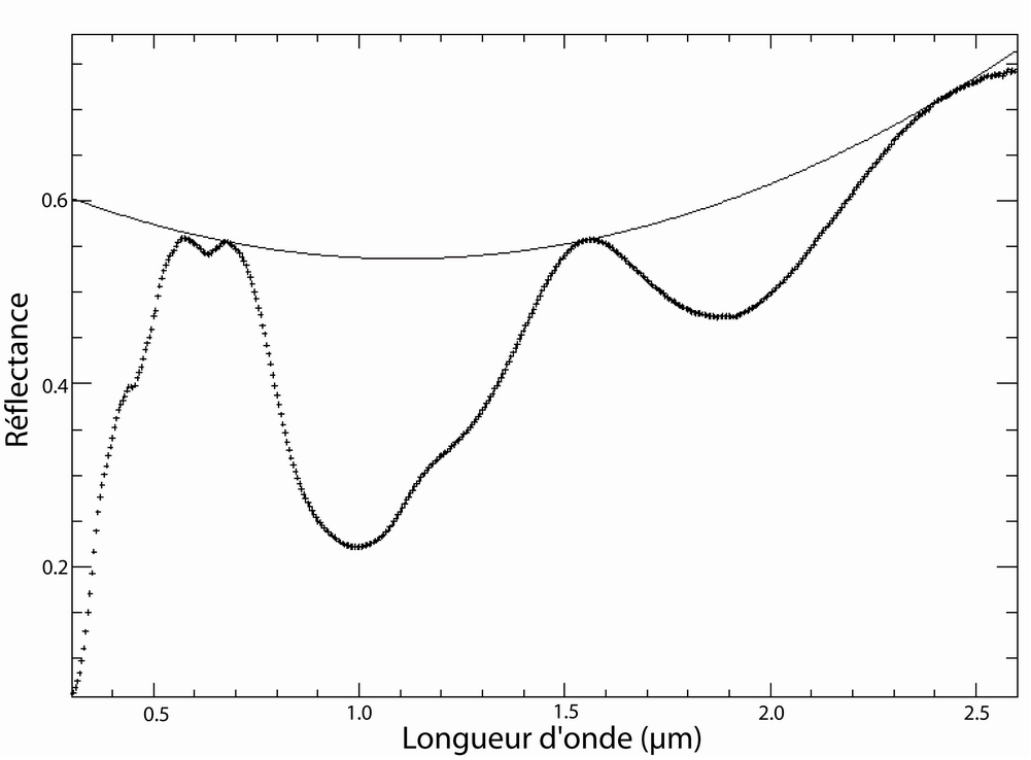

FIG. 4.19 – Initialisation du continuum par rapport au maxima d'un spectre. Le spectre utilisé est un mélange d'olivine (75 %) et d'orthopyroxène (25%)

(c'est-à-dire modélisant au sens mathématique une bosse au-dessus du continuum) n'apparaissent dans la modélisation, nous translatons verticalement le continuum afin qu'il présente toujours une valeur supérieure ou égale à la réflectance du spectre, et ce quelle que soit la longueur d'onde. L'exemple d'un continuum calculé pour un spectre de mélange d'olivine et de pyroxène est présenté dans la figure 4.19.

4.4.1.3 Paramètres d'initialisation : mélanges de pyroxènes

4.4.1.3.1 Initialisation des gaussiennes L'initialisation passe par la détermination d'un lien entre les paramètres finaux des gaussiennes, estimés dans la littérature pour un certain nombre d'échantillons (Sunshine et Pieters, 1993; Klima *et al.*, 2007), et les paramètres des absorptions caractérisant le spectre qui ont été décrits précédemment. Dans le cas d'un pyroxène seul, les caractéristiques des absorptions peuvent directement être reliées aux caractéristiques des absorptions minéralogiques. Il est donc aisé d'initialiser les paramètres en utilisant les quantités (profondeur, largeur, position centrale du creux) établies en analysant la forme du spectre.

Le problème est plus complexe dans le cas des mélanges de pyroxènes. Le domaine à 1 µm étant affecté par les absorptions des deux minéraux mafiques, les paramètres calculés avec le MGM dans ce domaine serviront de base à l'initialisation. Les spectres utilisés sont les mêmes que ceux de Sunshine et Pieters (1993).

La figure 4.20 montre que la position du minimum de réflectance du spectre peut être reliée à la composition du mélange. Lorsque le clinopyroxène est dominant, la position du minimum se situe à une longueur d'onde supérieure à 1000 nm. Plus le mélange s'enrichit en orthopyroxène, plus cette position va se décaler vers des longueurs d'onde faibles, jusqu'à atteindre 900 nm environ pour le pôle pur. Ce déplacement progressif de la position du minimum existe quelle que soit la taille de grains étudiée. Une

loi linéaire permet donc de remonter à la fraction d'orthopyroxène dans le mélange :

$$\chi_{Opx} = -\lambda_{min} \times \frac{1}{132.26} + 7.73 \tag{4.3}$$

avec χ_{Opx} et λ_{min} respectivement la fraction d'orthopyroxène dans le mélange et la position du minimum de réflectance mesurée sur le spectre. Cependant, cette relation reste une approximation au premier ordre et il peut exister un décalage non négligeable entre la composition réelle du mélange et celle qui est mesurée. Par exemple, dans le cas d'un mélange contenant 50% d'orthopyroxène et ayant une taille de grains inférieure à 45 µm, la composition ainsi estimée serait alors de l'ordre de 70% d'orthopyroxène.

La véritable difficulté concerne l'initialisation des valeurs de profondeur des gaussiennes. Le travail de Sunshine et Pieters (1993) a permis d'établir un lien entre la profondeur de la gaussienne associée au clinopyroxène et celle associée à l'orthopyroxène. La figure 4.21 montre que le rapport entre ces deux profondeurs évolue exponentiellement en fonction de la teneur du mélange en orthopyroxène. En effet, plus l'orthopyroxène est en proportion importante, plus le rapport tend vers des valeurs élevées. Il faut aussi noter que la taille de grains a une influence sur les profondeurs relatives des absorptions lorsque l'orthopyroxène domine fortement dans le mélange. Ces effets non-linéaires doivent être pris en compte dans l'initialisation.

Pour minimiser l'effet potentiel des erreurs lors du calcul de la composition du mélange (Eq. 4.3), le domaine de variation du minimum de réflectance a été segmenté en cinq intervalles. Lorsque la position du minimum mesurée sur le spectre est inférieure à 990 nm, la profondeur finale de la gaussienne du clinopyroxène est deux fois supérieure à celle de l'orthopyroxène. Entre 990 et 965 nm, même si le mélange contient de 56 à 75% de clinopyroxène, les profondeurs des gaussiennes sont à poids égal. Lorsque le mélange contient autant d'orthopyroxène que de clinopyroxène, entre 965 et 935 nm, l'orthopyroxène a une profondeur finale à peu près deux fois supérieure à celle du clinopyroxène. Entre 66 et 89% d'orthopyroxène, le rapport entre les deux profondeurs sera fixé à 12 en faveur de l'orthopyroxène. Même si la taille des grains peut modifier ce facteur, le décalage initié sera suffisant pour que la déconvolution conserve une profondeur faible pour le clinopyroxène. Au delà de 905 nm, la profondeur de la gaussienne de l'orthopyroxène est tellement importante que l'initialisation est comparable à celle d'un pôle pur, les profondeurs des gaussiennes du clinopyroxène étant extrêmement réduites. Ainsi, avec cette méthode, même si la composition mesurée d'après la droite présente un léger décalage par rapport à la réalité, l'initialisation reste cohérente avec le spectre.

A ce stade, nous avons pu établir un lien entre la composition du mélange et les profondeurs relatives de chacune des gaussiennes. Il faut maintenant étalonner la profondeur absolue d'une de ces gaussiennes pour pouvoir initialiser correctement l'ensemble des paramètres. La figure 4.22 montre que la profondeur finale de la gaussienne de l'orthopyroxène, telle que donnée dans la littérature, peut être reliée à la profondeur mesurée de l'absorption. Pour des tailles de grains supérieures à 45 µm, la profondeur mesurée est relativement stable lorsque les profondeurs sont inférieures à 0.70. Par contre, au delà, la profondeur mesurée augmente linéairement. La même relation existe pour des tailles de grains inférieures à 45 µm mais, dans ce cas, le changement de pente se produit plus tôt et les valeurs de profondeurs mesurées sont légèrement plus faibles. Dans notre cas, lors de la déconvolution, la taille de grains n'est pas connue. Nous avons choisi d'utiliser une relation linéaire dans tous les cas (trait pointillé noir) pour pouvoir approximer au mieux l'ensemble des situations. La relation qui relie la

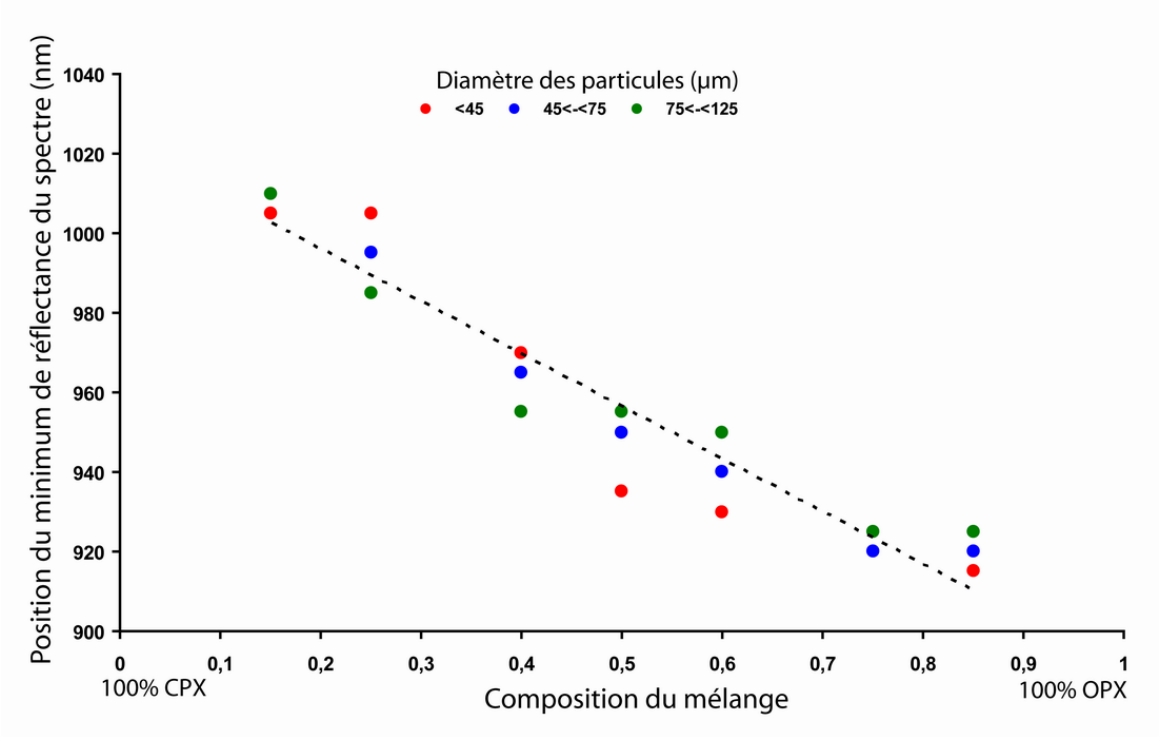

FIG. 4.20 – Position du minimum de réflectance dans le domaine à 1 µm en fonction de la proportion d'orthopyroxène dans le mélange. Les trois couleurs correspondent aux trois tailles de grains étudiées.

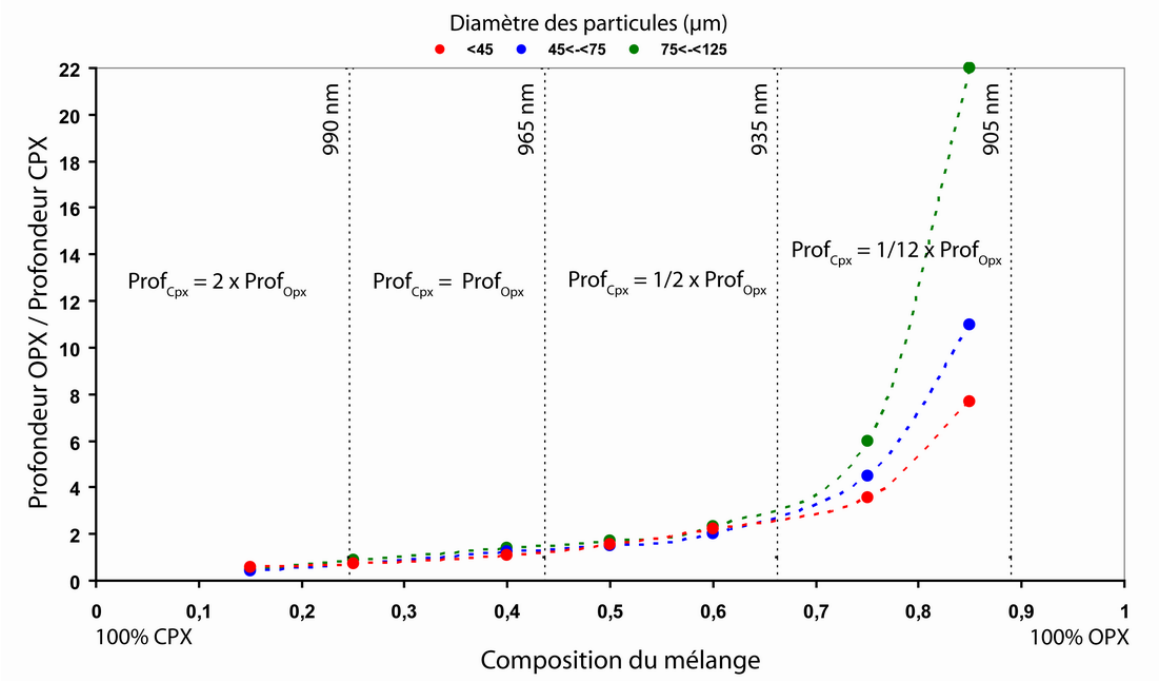

FIG. 4.21 – Rapports entre la profondeur de la gaussienne de l'orthopyroxène et celle du clinopyroxène, d'après Sunshine et Pieters (1993), en fonction de la proportion d'orthopyroxène dans le mélange. Les traits pointillés verticaux et les nombres associés correspondent respectivement aux limites entre les cinq intervalles considérés et aux positions mesurées du minimum de réflectance.

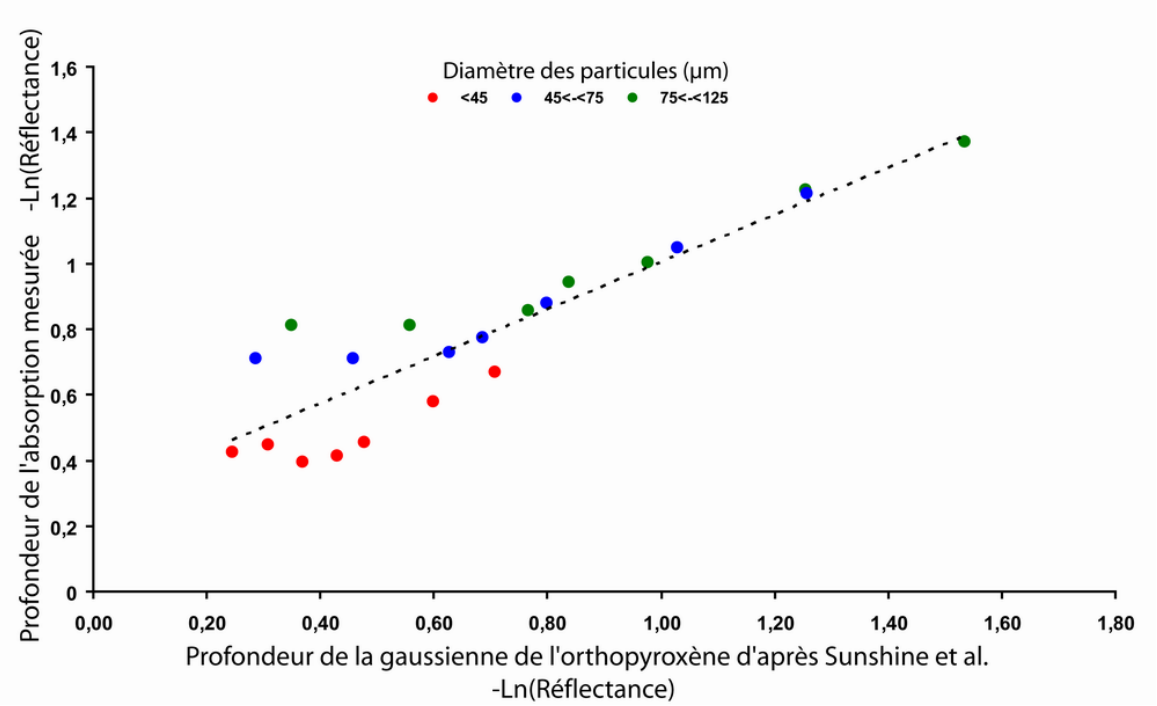

FIG. 4.22 – Evolution de la profondeur maximum mesurée sur le spectre en fonction de la profondeur finale de la gaussienne de l'orthopyroxène de Sunshine et Pieters (1993).

profondeur mesurée à la profondeur initiale est alors la suivante :

$$Prof_{Mesure} = 0.72 \times Prof_{Sunshine} + 0,28 \tag{4.4}$$

avec $Prof_{Mesure}$, la profondeur mesurée sur le spectre et $Prof_{Sunshine}$, la profondeur finale de la gaussienne d'après la littérature. Comme on cherche théoriquement à avoir la meilleure valeur initiale, c'est à dire que la profondeur initiale soit la plus proche possible de la profondeur finale, la profondeur recherchée $Prof_{Opx}$ sera définie par :

$$Prof_{Opx} = 1.38 \times Prof_{Mesure} - 0.39 \tag{4.5}$$

Les degrés de liberté laissés au MGM vont alors permettre d'effectuer correctement la déconvolution.

Pour finaliser l'initialisation des profondeurs, il faut également définir les paramètres des gaussiennes dans le domaine à 2 µm. D'après Sunshine et Pieters (1993), l'augmentation des profondeurs finales pour les deux domaines est conjuguée (Fig. 4.23). Plus on se rapproche d'un pôle pur, plus les profondeurs des gaussiennes correspondantes augmentent. La profondeur à 1 µm présente toutefois toujours une augmentation plus importante que celle à 2 µm. En utilisant les rapports entre les profondeurs à 1 et 2 µm (droites pointillées sur la figure), il est possible d'établir une relation linéaire qui permet de calculer la profondeur d'initialisation à 2 µm en se basant sur celle à 1 µm. Nous avons ainsi obtenu, à partir des paramètres mesurés sur le spectre, une initialisation spécifique des profondeurs quelle que soit la composition du mélange.

Après avoir défini les différents coefficients pour les profondeurs, il faut définir les largeurs des gaussiennes pour parfaire l'initialisation. La figure 4.24 montre que les variations de largeur sont intimement liées à l'évolution de la composition modale du mélange. Ainsi, le rapport entre les largeurs des deux minéraux obtenus par Sunshine et Pieters (1993) montre un léger décalage au profit du cli-

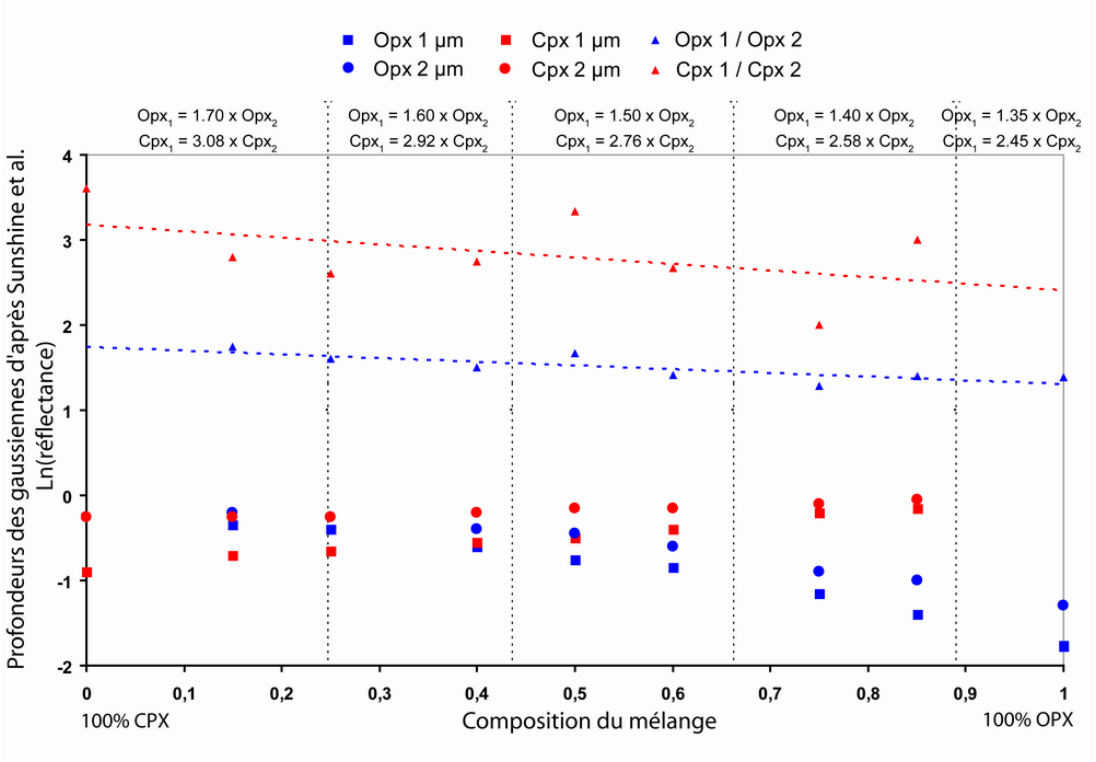

FIG. 4.23 – Profondeurs des gaussiennes à 1 et 2 µm d'après Sunshine et Pieters (1993) (carrés et ronds épais) et évolution des rapports $\frac{Opx1}{Opx2}$ et $\frac{Cpx1}{Cpx2}$ (triangles et droites pointillées) en fonction de la proportion d'orthopyroxène dans le mélange.

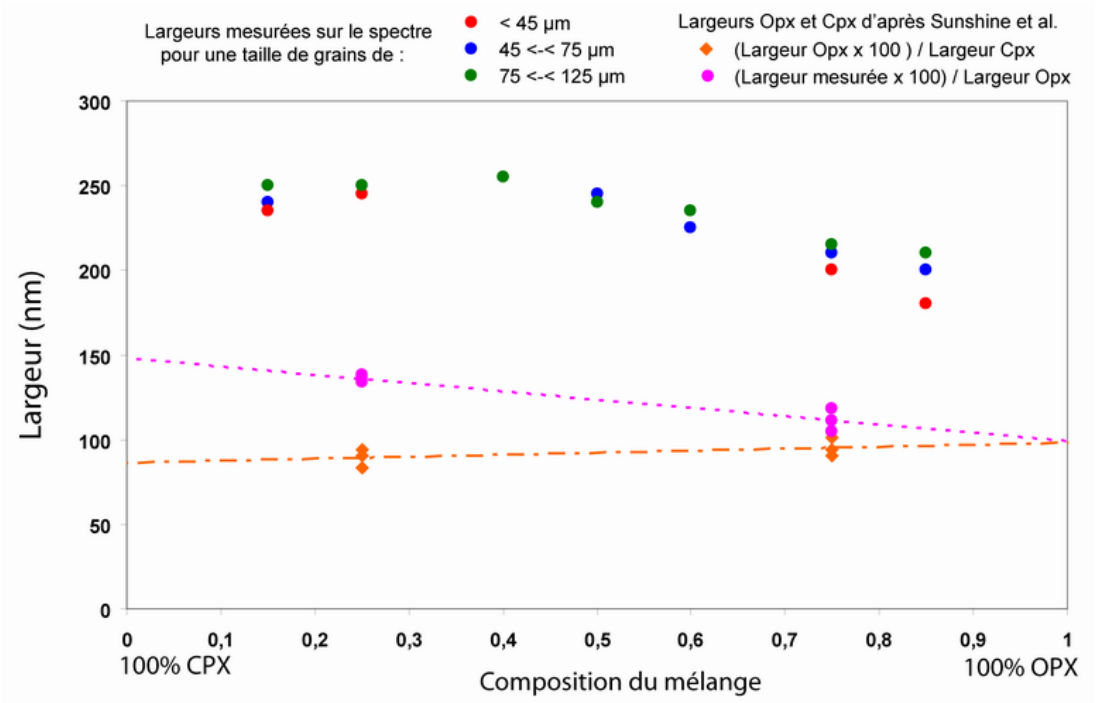

FIG. 4.24 – Largeurs mesurées sur le spectre en fonction de la composition du mélange. Les trois couleurs correspondent aux trois tailles de grains étudiées. Les points roses correspondent aux rapports entre la largeur mesurée et la largeur de l'orthopyroxène définie par Sunshine et Pieters (1993). Il en va de même pour les rapports entre les largeurs de l'orthopyroxène et du clinopyroxène (losanges oranges). Les deux rapports ont été multipliés par 100 pour une meilleure lisibilité sur le graphique.

nopyroxène (droite orange) : ce dernier aura une largeur plus importante que l'orthopyroxène dans toutes les situations, y compris celles où l'orthopyroxène domine. Toutefois, la figure 6 de Sunshine et Pieters (1993) montre que ces largeurs ne présentent pas une variation supérieure à environ 50 nm dans tous les cas, ce qui reste relativement faible au regard de la largeur totale des absorptions (250 nm). Les largeurs mesurées sur le spectre présentent elles aussi peu de variations, et ce quelle que soit la taille des grains étudiés. Nous pouvons constater que lorsque le mélange contient environ 60% de clinopyroxène, la largeur mesurée est maximale puis, lorsque le mélange se rapproche du pôle pur orthopyroxène, la largeur mesurée diminue progressivement. La relation entre la largeur mesurée et la largeur de la gaussienne associée à l'orthopyroxène, telle que définie par Sunshine et Pieters (1993), montre donc une évolution conjointe : plus le mélange est riche en orthopyroxène, plus la largeur finale de la gaussienne est proche de la largeur mesurée sur le spectre.

Du fait que les variations de largeurs mesurées et les variations finales des gaussiennes définies dans la littérature restent relativement faibles, nous avons choisi d'initialiser la largeur des gaussiennes seulement en fonction de la largeur mesurée, c'est-à-dire sans tenir compte de la variation due à la composition du mélange. Pour les largeurs initiales des gaussiennes associées aux deux pyroxènes, un coefficient identique est donc appliqué. Il faut noter que la largeur mesurée à partir de la forme du spectre n'est pas directement représentative des largeurs réelles des absorptions dans la mesure où elle est mesurée à la mi-hauteur du creux correspondant au minimum de réflectance. Il peut alors exister un jeu de gaussiennes pour lesquelles la somme des largeurs dépasse la largeur mesurée de l'absorption. D'après la figure 4.24, la largeur de l'absorption causée par l'orthopyroxène correspond en moyenne à 80% de la largeur mesurée sur le spectre. Cependant, des tests ont montré que cette gamme de valeurs ne correspond pas aux solutions les plus stables. Un exemple sera présenté dans le paragraphe suivant 4.4.1.3.2. Une série d'essais-erreurs nous a amenés à fixer empiriquement la valeur initiale à 45% de la largeur mesurée, ce réglage permettant d'obtenir des valeurs assez stables pour les largeurs, même dans le cas de spectres très peu marqués.

Dans le domaine à 2 µm, toujours d'après la figure 6 de Sunshine et Pieters (1993), les largeurs sont relativement stables. De plus, comme les absorptions se produisent à des longueurs d'onde plus éloignées, elles interfèrent peu entre elles. En conséquence, l'initialisation des largeurs dans ce domaine est un problème moins sensible pour la déconvolution. A partir des données disponibles dans la littérature, nous avons choisi de fixer les largeurs à une valeur initiale moyenne de 550 nm pour les deux pyroxènes, en leur octroyant néanmoins une certaine variabilité via l'incertitude associée.

4.4.1.3.2 Effet de l'initialisation automatique sur les résultats Pour valider la procédure d'initialisation automatique de la déconvolution d'un spectre de mélange de pyroxènes, le principe du test de stabilité du MGM a été repris (cf. §4.3.4). De nouveau, un spectre de laboratoire a été artificiellement aplati pour simuler un spectre acquis sur le terrain. Dans l'utilisation précédente du test, à la fois le taux d'aplatissement et l'initialisation de la profondeur variaient. Cette fois, l'initialisation est automatique et la dimension liée à l'initialisation de la profondeur disparaît donc. Le résultat du test de stabilité est par conséquent un diagramme où les centres, les largeurs et les profondeurs des gaussiennes obtenus à l'issue de la déconvolution varient seulement en fonction du taux d'aplatissement du spectre. La composition du mélange restant fixe, les positions des centres des gaussiennes, et dans une moindre mesure leurs largeurs, doivent peu varier et ce quelle que soit la forme du spectre. Si tel est le cas, les paramètres de l'initialisation automatique seront donc validés.

Comme expliqué dans le paragraphe précédent, la largeur initiale de la gaussienne dans le domaine

1 µm associée à l'orthopyroxène devrait être de l'ordre de 80% de la largeur mesurée sur le spectre. Cependant, comme le montre la figure 4.25, la déconvolution n'est pas stable. En effet, les largeurs des deux gaussiennes, dans le domaine à 1 µm, augmentent de façon aberrante avec l'aplatissement du spectre. La raison en est que des gaussiennes initialisées trop larges entraînent une courbure importante du continuum durant les premières itérations, ce qui déstabilise l'ensemble de la modélisation mathématique. Pour éviter cela, le choix d' un coefficient plus faible est impératif, le degré de liberté du MGM permettant alors de retrouver des paramètres plus réalistes dans toutes les situations comme démontré ci-après.

Les résultats dans le cas d'un coefficient fixé à 45% de la largeur mesurée sont présentés dans la figure 4.26. Bien que les largeurs présentent toujours quelques fluctuations, elles apparaîssent beaucoup plus stables dans ce cas et se situent dans la gamme de valeurs attendues par rapport à la littérature quel que soit le taux d'aplatissement.

La position des centres reste quant à elle très stable : les lignes sont sub-horizontales jusqu'à des taux de l'ordre de 85%. Cela signifie que quelle que soit la situation, les gaussiennes permettent de modéliser correctement les absorptions. La position de leur centre pourra donc être directement reliée à une absorption minéralogique. Il est cependant nécessaire de rester prudent dans le cas de spectres très plats (taux d'aplatissement $>$ 80%). En effet, si on considère le spectre utilisé pour la figure 4.26, les absorptions avant aplatissement sont de l'ordre de 0.22 en réflectance. Après avoir appliqué un taux d'aplatissement de 80%, les absorptions sont alors inférieures à 0.1 en réflectance. Ces faibles profondeurs d'absorption peuvent engendrer un déplacement des centres des gaussiennes pouvant atteindre 100 nm. Cette valeur est suffisamment importante pour rendre plus difficile la détection d'un minéral.

En ce qui concerne les profondeurs finales des gaussiennes, leurs évolutions montrent une augmentation progressive et régulière en fonction du taux d'aplatissement, c'est-à-dire de la profondeur réelle de l'absorption. Dans le cas d'un taux d'aplatissement de -20%, correspondant à une amplification artificielle des absorptions du spectre, les valeurs de profondeur chutent brutalement. Cet effet est dû

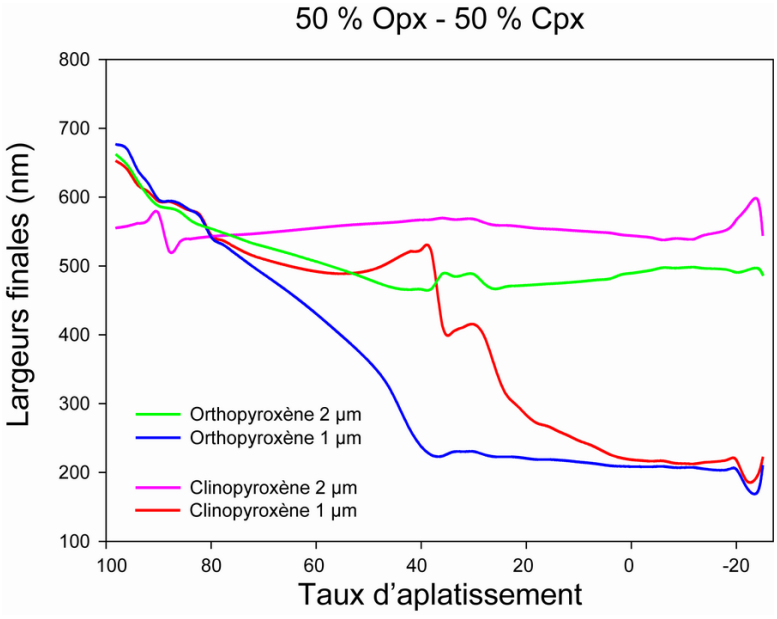

FIG. 4.25 – Largeurs finales, en fonction du taux d'aplatissement, dans le cas d'une initialisation avec les largeurs initiales pour chacun des deux pyroxènes correspondant à 80% de la largeur mesurée sur le spectre.

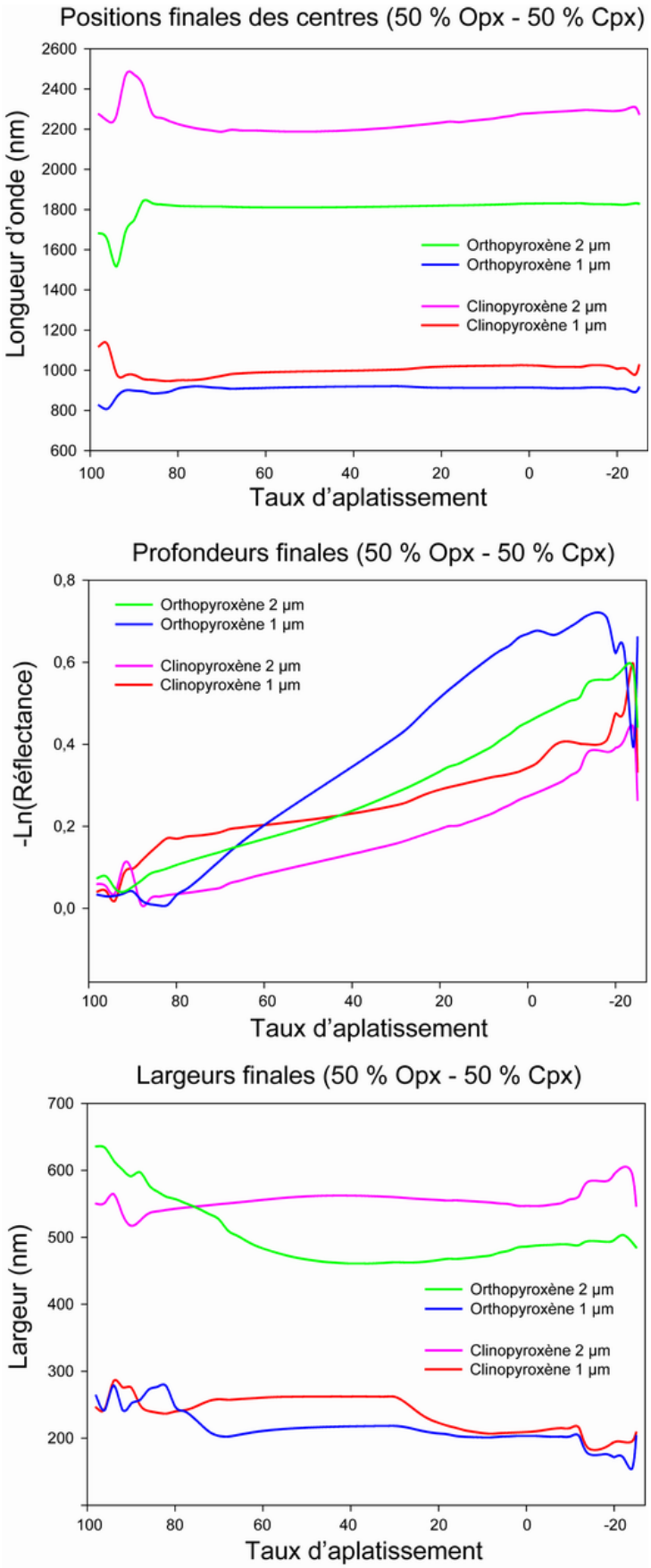

FIG. 4.26 – Effet de l'initialisation automatique sur les résultats de la modélisation (mélange 50 % orthopyroxène et 50 % clinopyroxène) en fonction de l'aplatissement du spectre. Les quatre courbes correspondent aux résultats pour les quatre gaussiennes associées.

notamment à l'absorption du clinopyroxène autour de 650 nm. La gaussienne peu profonde utilisée dans le modèle ne suffisant alors plus à modéliser le creux très marqué du spectre. Dans cette situation, le continuum coupe le spectre à ces longueurs d'onde et les gaussiennes ont en conséquence des profondeurs plus faibles. Ce phénomène met en évidence les limites de la déconvolution. Cependant, pour des conditions naturelles, les spectres sont toujours moins marqués et cette difficulté n'apparaît donc pas.

En résumé, en s'appuyant sur la description géométrique simple de la forme du spectre (position du minimum de réflectance et profondeur associée), nous avons montré ici qu'il est possible d'initialiser les paramètres (profondeurs et largeurs) de chacune des gaussiennes de telle sorte qu'à l'issue de la déconvolution, elles soient proches des résultats produits par Sunshine et Pieters (1993). Cette méthode d'initialisation automatique permet d'améliorer les résultats des déconvolutions quelle que soit la forme générale des spectres.Elle sera donc adaptée dans cette étude pour tous les types de données, y compris les spectres naturels.

4.4.1.4 Paramètres d'initialisation : olivines

4.4.1.4.1 Initialisation des gaussiennes Dans les paragraphes précédents, nous nous sommes intéressés aux problèmes de mélanges de pyroxènes. Nous allons maintenant effectuer une initialisation automatique dans le cas de spectres d'olivines seules. De la même manière que pour les pyroxènes, il est nécessaire de trouver un lien entre les paramètres mesurés sur le spectre et les valeurs obtenues pour les gaussiennes par la déconvolution MGM (profondeur, largeur, position du centre), telles que définies dans la littérature. Les olivines ne présentant pas d'absorption au-delà de 1.5 µm, seul le domaine à 1 µm sera utilisé. Dans ce travail, nous avons utilisé une partie des spectres provenant de Sunshine et Pieters (1998) et des spectres de la librairie spectrale RELAB afin d'augmenter la diversité des situations possibles.

La figure 4.27 met en évidence la difficulté de relier la position du minimum de réflectance et la composition chimique des olivines. Une relation linéaire peut globalement approximer l'ensemble des données mais plus l'olivine a une composition proche du pôle pur fayalite, plus la dispersion est importante. Cet effet est particulièrement visible pour les spectres qui ne proviennent pas de la série de Sunshine et Pieters. Ainsi, dans certaines situations, la teneur en fer prédite peut être différente de plus de 30% de la teneur en fer réelle. Comme le montre la figure 3.24 (cf. Chapitre 3 § 3.4.2.2 page 73), la position finale des centres est extrêmement sensible à cette teneur en fer. L'erreur sur la valeur prédite engendre des incertitudes trop importantes et il n'est donc pas possible d'utiliser la position du minimum de réflectance dans l'initialisation automatique. Nous allons donc nous affranchir des variations liées à la composition chimique et seulement utiliser la profondeur mesurée sur le spectre pour déterminer les profondeurs et les largeurs initiales.

Sunshine et Pieters (1998) ont étudié les variations relatives des profondeurs des trois gaussiennes et ont mis en évidence les tendances qui les relient. En prenant pour référence la profondeur de la gaussienne centrée à 1250 nm, la profondeur de celle centrée à 850 nm présente peu de variations : l'intensité normalisée varie seulement entre -0.7 et -0.5, et ce sans lien apparent avec la composition chimique. Cette relation peut également être vérifiée sur la figure 4.28, les droites des deux gaussiennes (en bleu et en rouge) ayant une pente similaire. Nous avons donc choisi de fixer la profondeur de la gaussienne "850" à une valeur moyenne correspondant à 60% de la profondeur de la gaussienne centrée à 1250 nm.

Le cas de la gaussienne centrée à 1050 nm est moins évident à gérer puisque, d'après la littérature,

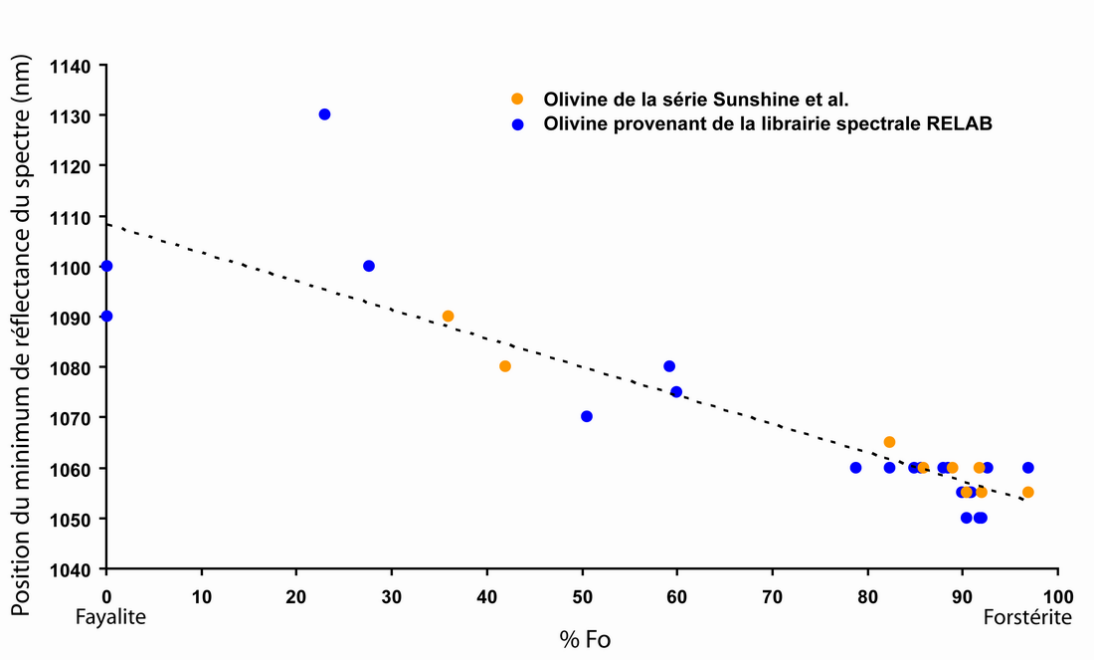

FIG. 4.27 – Position du minimum de réflectance du spectre en fonction de la composition chimique de l'olivine. Les spectres proviennent de la librairie spectrale RELAB, les points oranges étant ceux utilisés par Sunshine et Pieters (1998).

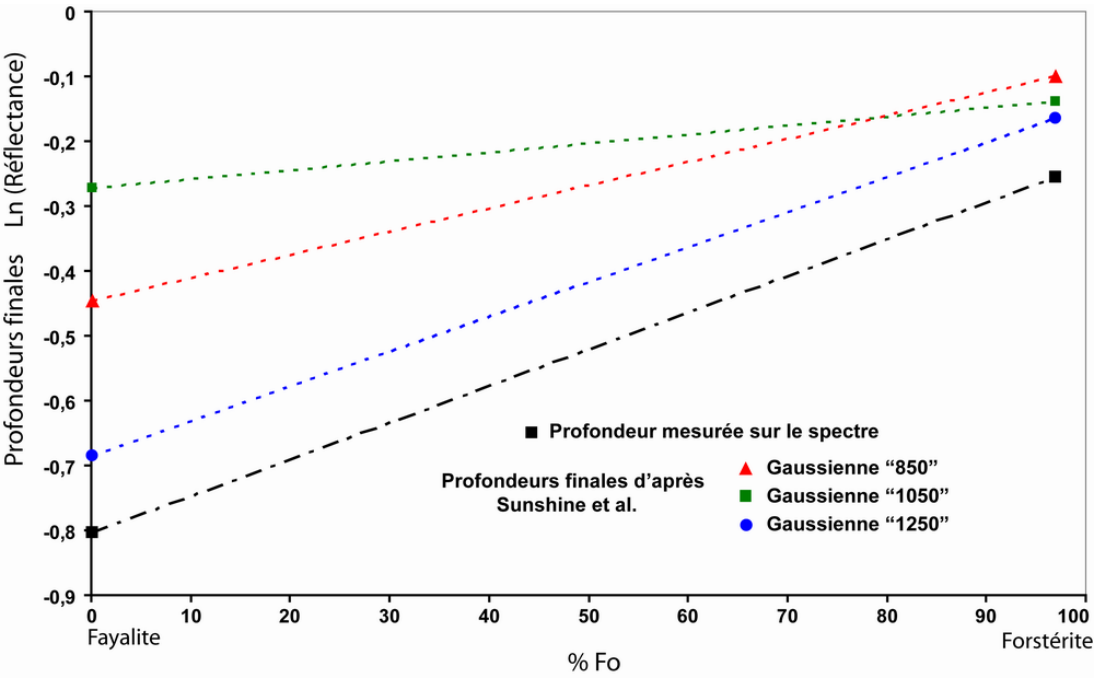

FIG. 4.28 – Profondeurs des différentes gaussiennes d'après la figure 3 de Sunshine et Pieters (1998) et comparaison avec les profondeurs mesurées sur le spectre (un spectre de forstérite et un spectre de fayalite ont été utilisés).

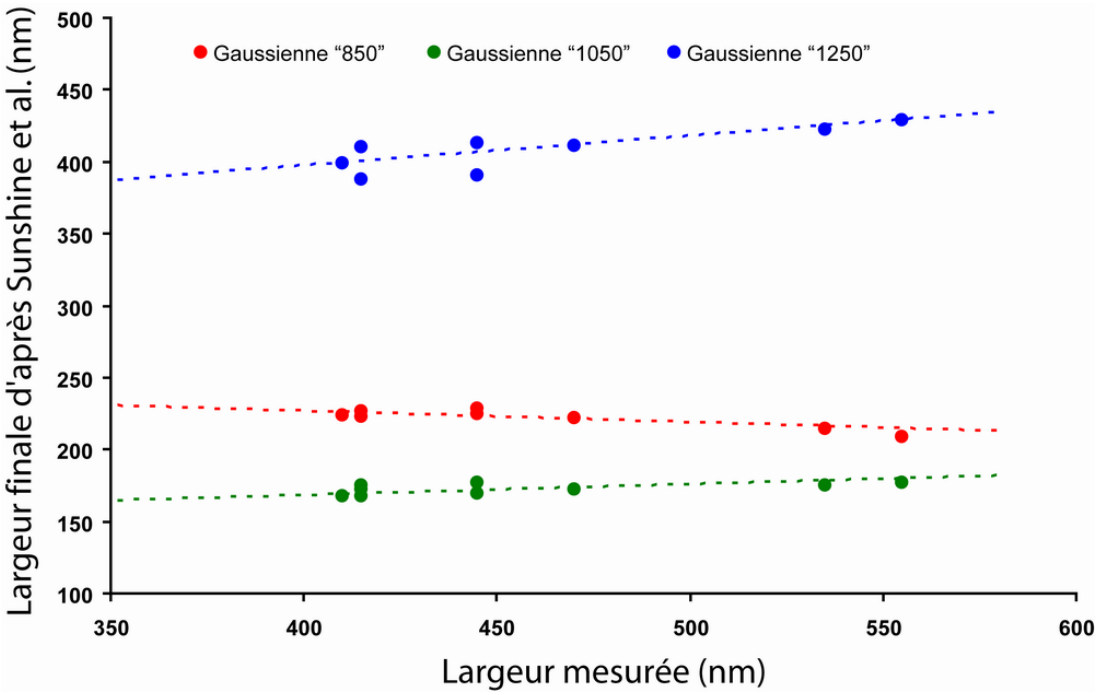

FIG. 4.29 – Largeurs finales des trois gaussiennes de l'olivine, d'après Sunshine et Pieters (1998), en fonction des largeurs de l'absorption mesurée sur les spectres. Les points correspondent aux différentes compositions chimiques des olivines en partant de la forstérite à gauche vers la fayalite à droite.

la profondeur finale présente une variation significative, entre -0.85 et -0.25, qui est liée à la teneur en fer de l'olivine. En effet, la droite verte, sur la figure 4.28 présente une pente nettement différente des deux autres. Comme nous avons vu qu'il n'est pas possible d'estimer la composition chimique avec une précision suffisante à partir de la forme du spectre, nous avons décidé d'utiliser un coefficient identique pour toutes les situations. La profondeur de la gaussienne centrée à 1050 nm est donc fixé à 70% de la profondeur de la gaussienne centrée à 1250 nm. Il est à noter que dans le cas d'un coefficient plus faible,des tests empiriques ont montré que le continuum peut devenir fortement concave et masquer de ce fait une partie de l'absorption. La modélisation mathématique perd alors son sens physique.

Pour terminer l'initialisation des profondeurs, il ne reste donc qu'à calibrer la profondeur absolue de la gaussienne ”1250”. Sur la figure 4.28, sa profondeur finale évolue de manière très similaire à la profondeur mesurée sur le spectre : les deux droites sont quasiment parallèles. Cela signifie que le coefficient qui relie les deux paramètres reste lui aussi fixe quelle que soit la composition chimique. La valeur moyenne de l'écart entre les deux droites permet donc d'obtenir la profondeur initiale de la gaussienne. Elle correspond alors à 75% de la profondeur mesurée.

Après avoir fixé les profondeurs initiales des trois gaussiennes de l'olivine, il est nécessaire de prendre en compte leurs largeurs. Il est possible de relier directement la largeur finale de chacune des gaussiennes à la largeur de l'absorption mesurée sur le spectre. Les trois tendances ainsi mises en évidence se retrouvent sur la figure 4.29. Les pentes des trois droites sont relativement faibles ce qui implique, tout comme l'avait déjà montré Sunshine et Pieters (1998), que les largeurs finales varient peu, quelle que soit la composition chimique de l'olivine. En effet, dans tous les cas, cette variation ne dépassera pas 50 nm. Un coefficient fixe peut alors être utilisé pour définir la largeur initiale d'une gaussienne par rapport à la largeur mesurée. Ces coefficients ont été pris de sorte qu'ils correspondent à la valeur moyenne des largeurs possibles sur l'ensemble de la gamme de spectres étudiés ici. Pour les gaussiennes ”850”, ”1050” et ”1250”, ils seront respectivement de 50%, 38% et 94% de la largeur

mesurée. Comme pour les pyroxènes, la somme des largeurs de toutes les gaussiennes à l'initialisation (182%) est plus importante que la largeur mesurée (100%). Avec ces trois coefficients, l'initialisation automatique pour les olivines est alors possible.

4.4.1.4.2 Effet de l'initialisation automatique sur les résultats Dans cette partie, le travail de validation réalisé pour les pyroxènes a été éffectué pour l'olivine. Le test de stabilité du MGM est, dans cet exemple, appliqué à un spectre d'olivine de type forstérite. La figure 4.30 présente les résultats pour les centres, les profondeurs et les largeurs des trois gaussiennes.

Pour les olivines, le Modèle Gaussien Modifié montre ses limites pour des profondeurs d'absorptions moins importantes que dans le cas des pyroxènes. En effet, dès 60% d'aplatissement, une transition marquée apparaît. Ce taux d'aplatissement, dans le cas de ce spectre présentant au départ des absorptions de l'ordre de 0.5 en réflectance, engendre alors des absorptions de moins de 0.15. Les positions des centres des gaussiennes vont se décaler d'une cinquantaine de nanomètres par rapport à leurs positions de initiales. La gaussienne "1250" se déplace vers des longueurs d'onde plus faibles tandis que les deux autres gaussiennes ont un comportement inverse. Le déplacement du centre des gaussiennes entraîne une variation nette des profondeurs. Cependant ce sont les largeurs finales qui sont les plus affectés. Ainsi, la largeur de la gaussienne "1250" passe de 500 nm à plus de 1000 nm sur une gamme de variation du taux d'aplatissement de seulement 15%. L'origine de cette instabilité sera discutée dans la partie 5.5.2.1.

Finalement, de façon similaire au cas des mélanges de pyroxènes, il est possible d'initialiser les paramètres de profondeurs et de largeurs de chacune des gaussiennes modélisant les absorptions de l'olivine de telle sorte que les valeurs produites par la déconvolution MGM soient proches de la solution définie par Sunshine et Pieters (1998). L'initialisation automatique permet d'améliorer les résultats des déconvolutions même lorsque plusieurs gaussiennes se situent à des longueurs d'onde rapprochée. La différence avec une initialisation fixe est toutefois moins marquée que dans le cas des pyroxènes et dans le cas de spectres relativement plats, les résultats seront à prendre avec précaution.

4.4.1.5 Paramètres d'initialisation : mélange olivine et pyroxène(s)

4.4.1.5.1 Initialisation des gaussiennes (mélange olivine-orthopyroxène) Après avoir mis en place la procédure d'initialisation automatique pour les mélanges de deux pyroxènes et les olivines séparément, et afin d'explorer l'ensemble des configurations possibles, nous allons nous intéresser à présent au cas d'un mélange plus complexe entre un (ou deux) pyroxène(s) et une olivine. A la différence des situations précédentes, il n'existe pas, dans la littérature, d'étude systématique du comportement du MGM en fonction de la proportion de chacun des constituants dans le mélange. En conséquence, nous ne pouvons pas nous appuyer sur des travaux antérieurs pour définir les paramètres initiaux. L'étude menée se basera donc sur des considérations physiques correspondant aux caractéristiques de chacun des pôles purs.

La première situation étudiée ici est celle d'un mélange d'olivine et d'orthopyroxène. Une série de spectres pour lesquels les teneurs respectives des deux minéraux varient régulièrement a permis d'étalonner la procédure. Cette série, provenant de la librairie spectrale RELAB, a été obtenue en laboratoire sur des poudres ayant une minéralogie contrôlée. Elle correspond aux spectres bleus sur la figure 4.31. L'évolution de la forme spectrale, visible entre les deux pôles purs, est cohérente avec ce qui a été décrit dans le chapitre 3 partie 3.3.3.3.1 page 62. Pour obtenir une information sur les conditions de référence, c'est-à-dire les caractéristiques individuelles des gaussiennes des deux minéraux, le MGM

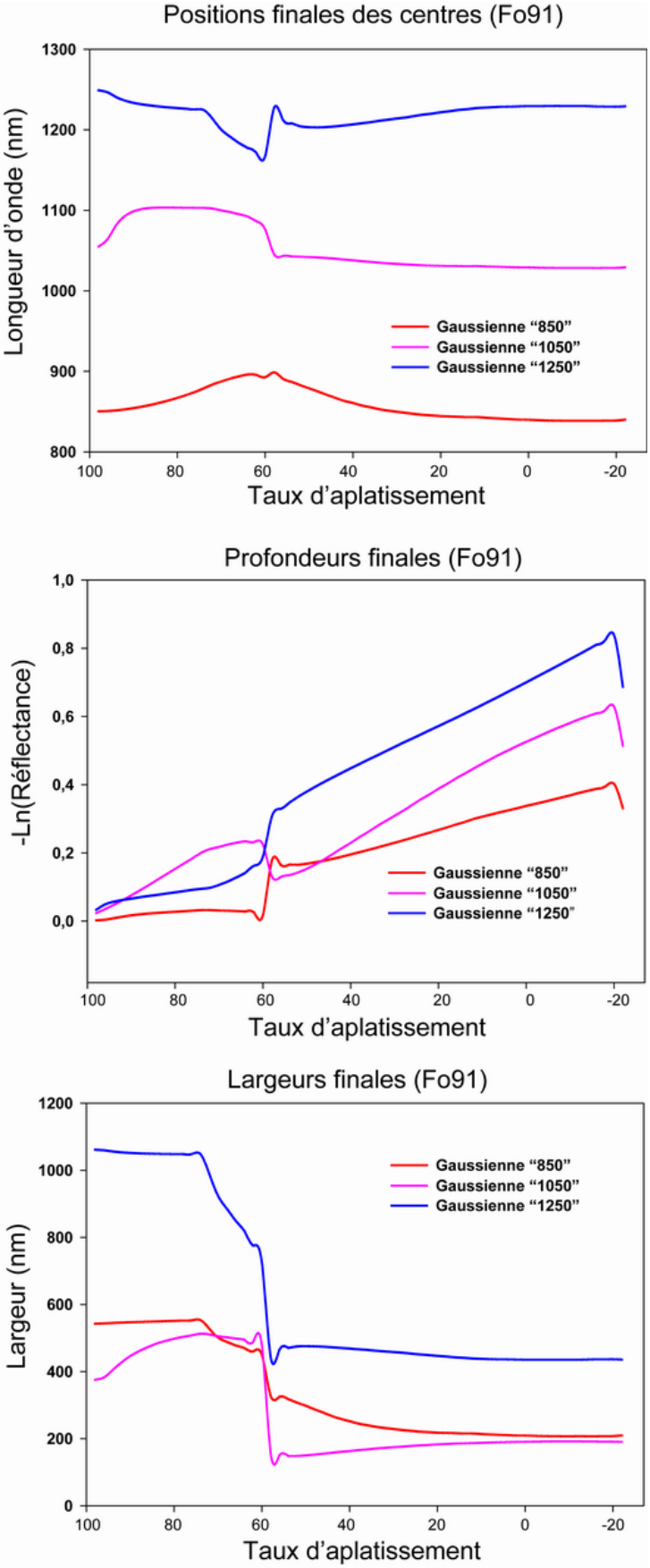

FIG. 4.30 – Effet de l'initialisation automatique sur les résultats de la modélisation, en fonction de l'aplatissement du spectre (spectre de forstérite Fo_{91}). Les trois courbes correspondent aux résultats pour les trois gaussiennes associées.

	Profondeur	Largeur
Olivine	$Prof_{1050}$ = 70% $Prof_{1250}$	$Larg_{1050}$= 40% $Larg_{1250}$
	$Prof_{850}$ = 60% $Prof_{1250}$	$Larg_{850}$= 53% $Larg_{1250}$
Orthopyroxène	$Prof_{Opx2\mu m}$= 66% $Prof_{Opx1\mu m}$	

TAB. 4.6 – Correspondance entre les paramètres d'initialisation des différentes gaussiennes pour l'olivine et l'orthopyroxène d'après les parties 4.4.1.3.2 et 4.4.1.4.2.

a été utilisé sur les spectres des pôles purs. Il est dans les deux cas initialisé de façon automatique comme cela a été décrit dans les paragraphes précédents. La figure 4.32 présente les résultats graphiques et numériques.

Comme précédemment, pour définir une initialisation correcte, il faut établir un lien entre les paramètres mesurés sur le spectre et les caractéristiques finales des différentes gaussiennes obtenues par la déconvolution MGM. L'expérience acquise dans les situations précédentes, en terme de profondeurs et largeurs relatives d'une gaussienne par rapport à l'autre, permet de n'avoir que les paramètres d'une seule gaussienne à définir pour chaque minéral. Les coefficients qui relient les gaussiennes entre elles sont rappelés dans le tableau 4.6.

Contrairement à la situation d'un mélange de pyroxènes ou à celle d'une olivine seule, il n'est pas possible d'établir une relation directe entre la position du minimum de réflectance mesurée sur le spectre et la composition modale du mélange. En effet, dans le cas de mélange correspondant à une proportion d'orthopyroxène jusqu'à 50%, la position du minimum mesurée se trouve très fortement décalée par rapport à la position initiale correspondant à une composition d'olivine seule. Pour des mélanges contenant plus de 50% d'orthopyroxène, la position du minimum évolue peu et se stabilise autour de 930 nm. Cette valeur est proche de celle mesurée en présence d'orthopyroxène seul. Toutefois, la figure 4.33 montre que deux relations linéaires différentes peuvent être déterminées pour deux intervalles.

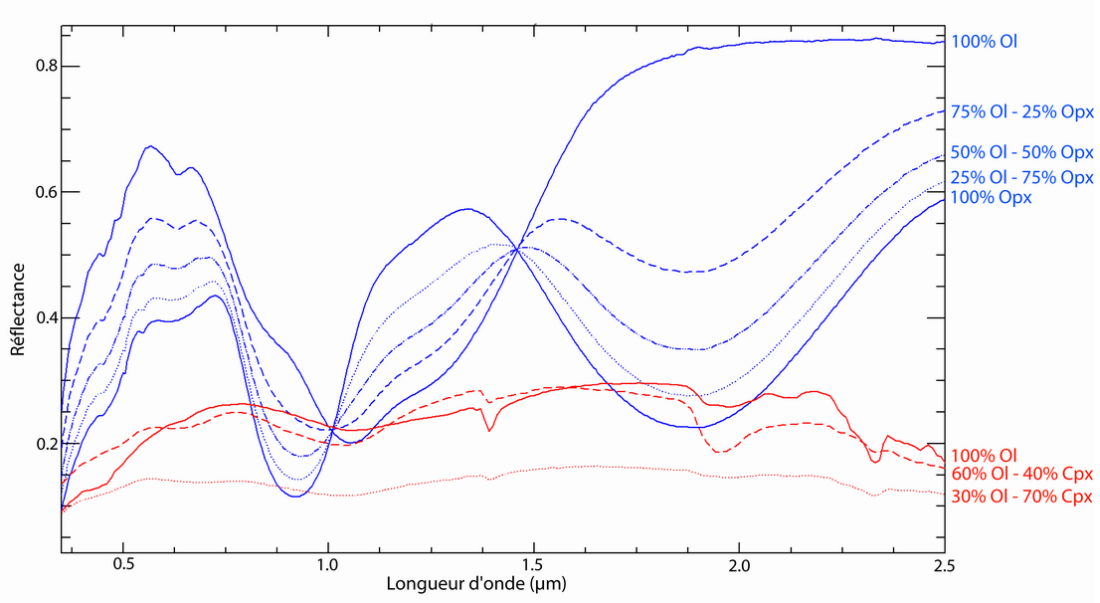

FIG. 4.31 – Spectres de mélange à proportions variables de forstérite et d'enstatite (spectres bleus) et d'olivine et de clinopyroxène (spectres rouges). La série olivine / orthopyroxène correspond à des poudres contrôlées provenant de la librairie spectrale RELAB. La série olivine / clinopyroxène correspond à des roches naturelles (Oman) analysées en laboratoire (RELAB) et présente les spectres à la fois les plus plats et les plus faibles en réflectance.

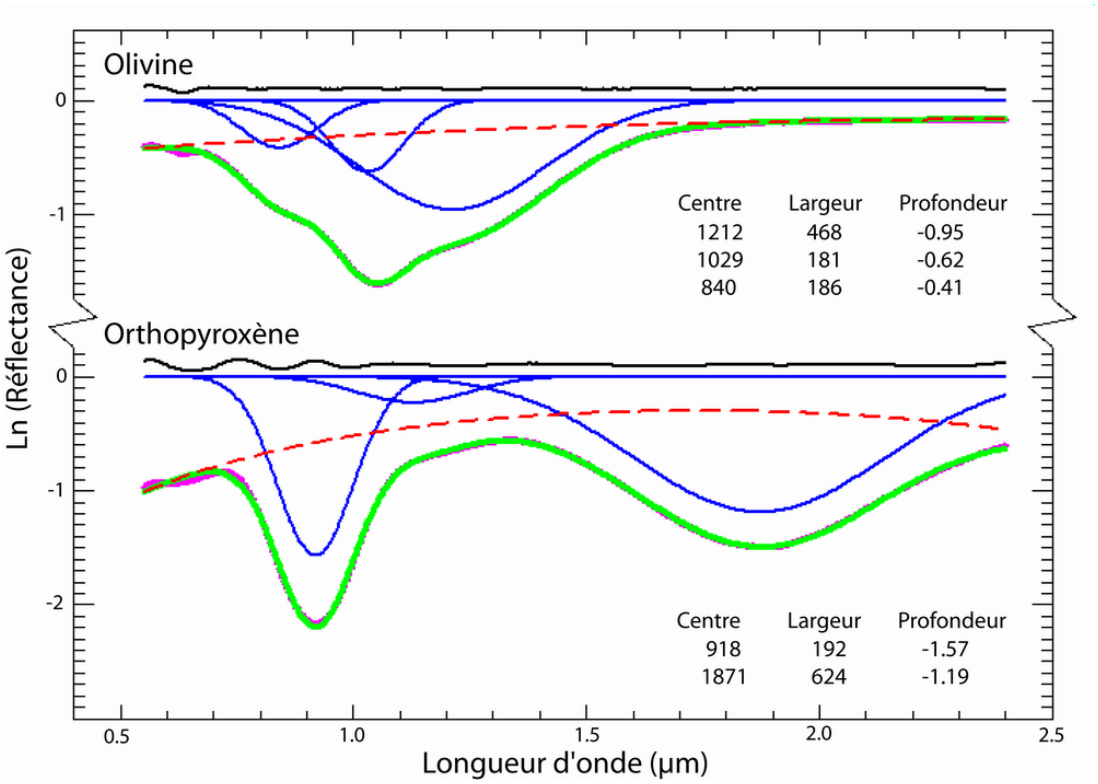

FIG. 4.32 – Résultats issus du MGM sur les spectres des deux pôles purs du mélange (olivine en haut et orthopyroxène en bas). La déconvolution est effectuée en utilisant le modèle de la façon décrite dans les paragraphes précédents.

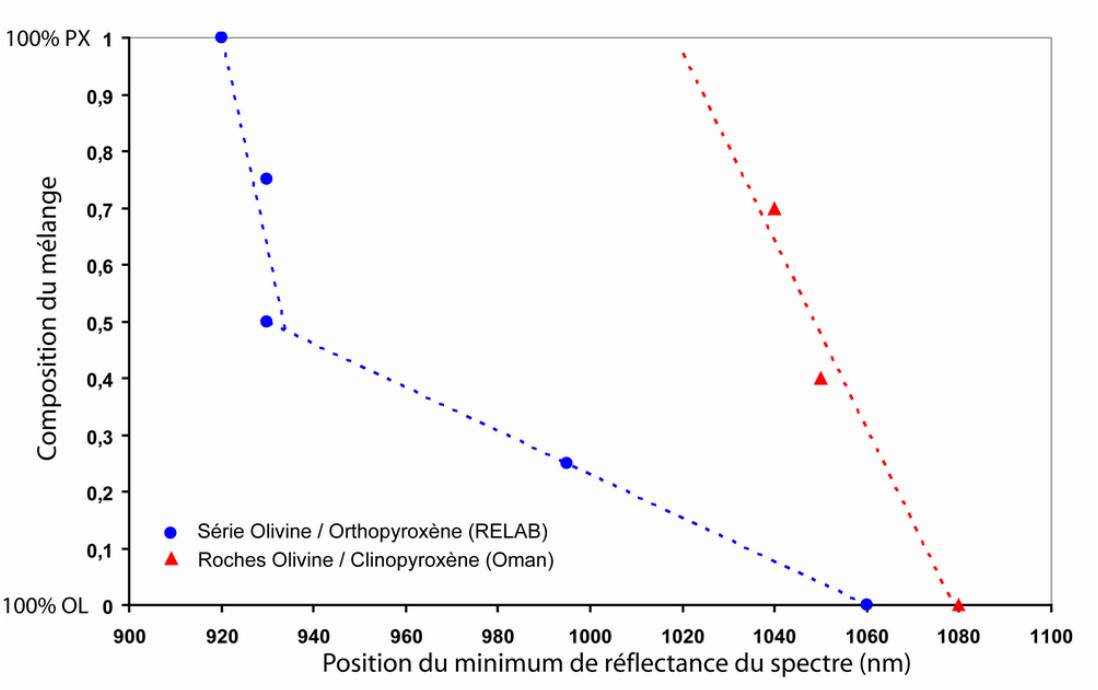

FIG. 4.33 – Variation observée de la position du minimum de réflectance du spectre, dans le domaine à 1 µm, pour des compositions variées du mélange olivine-pyroxène. En bleu la série Olivine/Orthopyroxène (RELAB) et en rouge les spectres Olivine/Clinopyroxène (Oman).

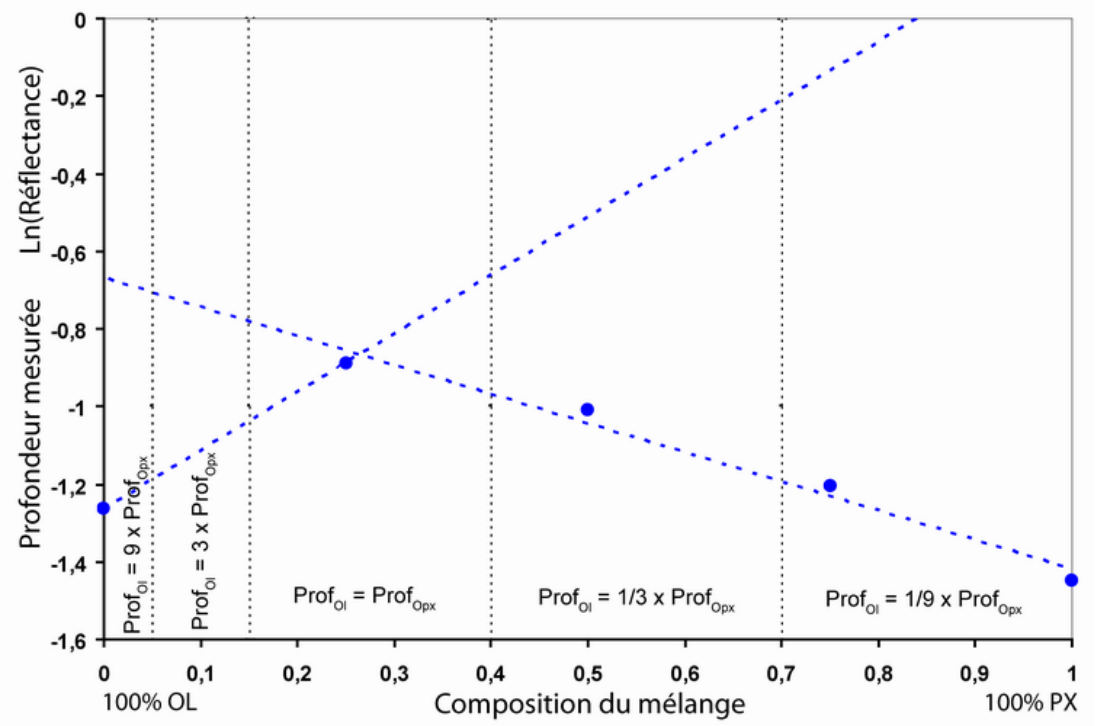

FIG. 4.34 – Evolution de la profondeur mesurée sur le spectre en fonction de la composition du mélange. Les traits pointillés verticaux et les nombres associés correspondent respectivement aux limites entre les cinq gammes de valeurs et aux largeurs mesurées.

Le premier correspondant à une teneur en orthopyroxène inférieure à 50% et le second à une teneur en orthopyroxène supérieure à 50%. La transition correspond alors à une position du minimum de réflectance de 932 nm. Ces deux relations vont permettre d'initialiser la profondeur de chacune des gaussiennes.

La profondeur mesurée à 1 µm évolue elle aussi non-linéairement : les pôles purs présentent des absorptions plus marquées sur le spectre que les mélanges (Fig. 4.34). De plus, comme l'orthopyroxène engendre une absorption plus profonde que l'olivine, l'évolution de la profondeur mesurée est dissymétrique et nous pouvons noter que le mélange pour lequel la valeur de profondeur est la plus faible correspond à une proportion de seulement 25% de pyroxène. Entre cette composition et un orthopyroxène seul, l'évolution de la profondeur mesurée est linéaire, ce qui indique qu'elle est directement liée à l'augmentation de la teneur en pyroxène du mélange. Nous pouvons en déduire qu'à l'inverse, pour moins de 25% d'orthopyroxène, la profondeur mesurée est directement liée à la teneur en olivine et donc que les profondeurs des gaussiennes correspondantes sont plus importantes que celles du pyroxène.

Pour prendre en compte cet effet dans l'initialisation, nous avons défini trois intervalles de valeurs qui permettent de pondérer les profondeurs des gaussiennes d'un minéral par rapport à l'autre. Ainsi, pour un mélange contenant moins de 15% d'orthopyroxène, les gaussiennes de l'olivine seront initialisées avec une profondeur plus importante, tandis qu'à l'inverse, pour un mélange contenant plus de 40% d'orthopyroxène, les gaussiennes de l'olivine seront initialisées avec une profondeur plus faible. Chacun de ces intervalles extrêmes est de plus divisé en deux pour approximer au mieux la relation qui unie les paramètres. Pour les mélanges contenant de 15 à 40% d'orthopyroxène, les gaussiennes sont initialisées avec une profondeur égale. Les coefficients pour les cinq intervalles sont donnés sur la figure 4.34. Nous considérons ici que la profondeur maximale correspond à la somme des deux absorptions minéralogiques, c'est-à-dire que la somme des coefficients appliqués aux gaussiennes correspond

directement à la profondeur mesurée. Par exemple, lorsque la profondeur de l'olivine est trois fois plus importante que celle du pyroxène, cela signifie que les initialisations pour l'olivine et l'orthopyroxène sont respectivement de 75% et 25% de la profondeur mesurée. Les profondeurs des trois autres gaussiennes sont donc recalculéess à partir de ces profondeurs et des relations du tableau 4.6.

Contrairement aux situations précédentes, les largeurs ne vont pas être initialisées en fonction de la largeur mesurée. Il est en effet difficile de trouver une relation entre ces deux paramètres puisque les largeurs finales ne sont connues que pour les pôles purs. De plus, la largeur mesurée est dépendante de la taille de grains (Clark et Roush, 1984; Hapke, 1981, 1993) et il n'est donc pas possible de définir des coefficients pour toutes les situations envisageables. Cet aspect sera discuté dans la partie 5.5.2.1 page 183. Nous avons donc choisi pour initialiser la déconvolution MGM d'utiliser des largeurs fixes qui correspondent aux valeurs moyennes provenant de la littérature dans le cas de minéralogies plus simples. Ces largeurs seront respectivement de 200 (orthopyroxène 1 µm), 550 (orthopyroxène 2 µm), 220 (olivine "850"), 180 (olivine "1050") et 450 nm (olivine "1250"). Les largeurs finales déterminées par le MGM seront néanmoins modulées via l'incertitude utilisée (cf. § 4.3.3 page 89).

4.4.1.5.2 Effet de l'initialisation automatique sur les résultats En plus de caractériser la composition modale du mélange, il faut aussi valider la procédure automatique pour les situations de spectres plus plats, fréquents dans le cas des roches naturelles. Le spectre utilisé dans l'exemple du test de stabilité du MGM correspond à un mélange de 75% d'olivine et de 25% d'orthopyroxène. La figure 4.35 présente les résultats pour les centres, les profondeurs et les largeurs des cinq gaussiennes.

A composition modale du mélange constante, les résultats montrent une grande stabilité. Les positions des centres varient très peu et restent en accord avec la réalité physique des absorptions. De même, les profondeurs diminuent régulièrement à mesure que le spectre s'aplatit. Les profondeurs relatives d'une gaussienne par rapport à l'autre restent cohérentes jusqu'à un taux d'aplatissement de 60% environ, c'est-à-dire pour un spectre présentant une figure d'absorption qui a une profondeur de l'ordre de 0.15 en réflectance. Pour un aplatissement plus important, la profondeur de la gaussienne "1250" de l'olivine devient égale à celle de l'orthopyroxène. Ce changement se retrouve aussi pour les largeurs, notamment pour la gaussienne "850" de l'olivine qui présente une augmentation brutale de 75 nm environ. Il est à noter que la gaussienne "1250" voit sa largeur augmenter progressivement tout au long du test. Cela est dû à la largeur du creux sur le spectre qui augmente en même temps que l'aplatissement. Pour effectuer une modélisation correcte, le MGM doit donc élargir une des gaussiennes. Cet effet se retrouve aussi pour la gaussienne à 2 µm de l'orthopyroxène.

De nouveau, la procédure automatique permet d'améliorer la stabilité du MGM et ce même pour des spectres relativement plats, fréquents en observation sous des conditions naturelles. Il faudra cependant toujours s'assurer que les absorptions sont suffisamment marquées pour que les paramètres finaux des gaussiennes déterminés par le MGM aient bien un sens du point de vue de l'interprétation minéralogique.

4.4.1.5.3 Autres mélanges Pour les mélanges comportant du clinopyroxène et de l'olivine, une systématique identique est utilisée. Cependant, il n'existe pas de série de spectres présentant une variation régulière de la composition dans la librairie spectrale RELAB. Les coefficients d'initialisation pour cette configuration ont donc été extrapolés à partir de spectres d'origines différentes, c'est-à-dire des spectres provenant de l'analyses de roches en conditions naturelles (Fig. 4.31), et de l'expérience acquise dans le cas du mélange olivine et orthopyroxène. En effet, les absorptions de l'orthopyroxène et

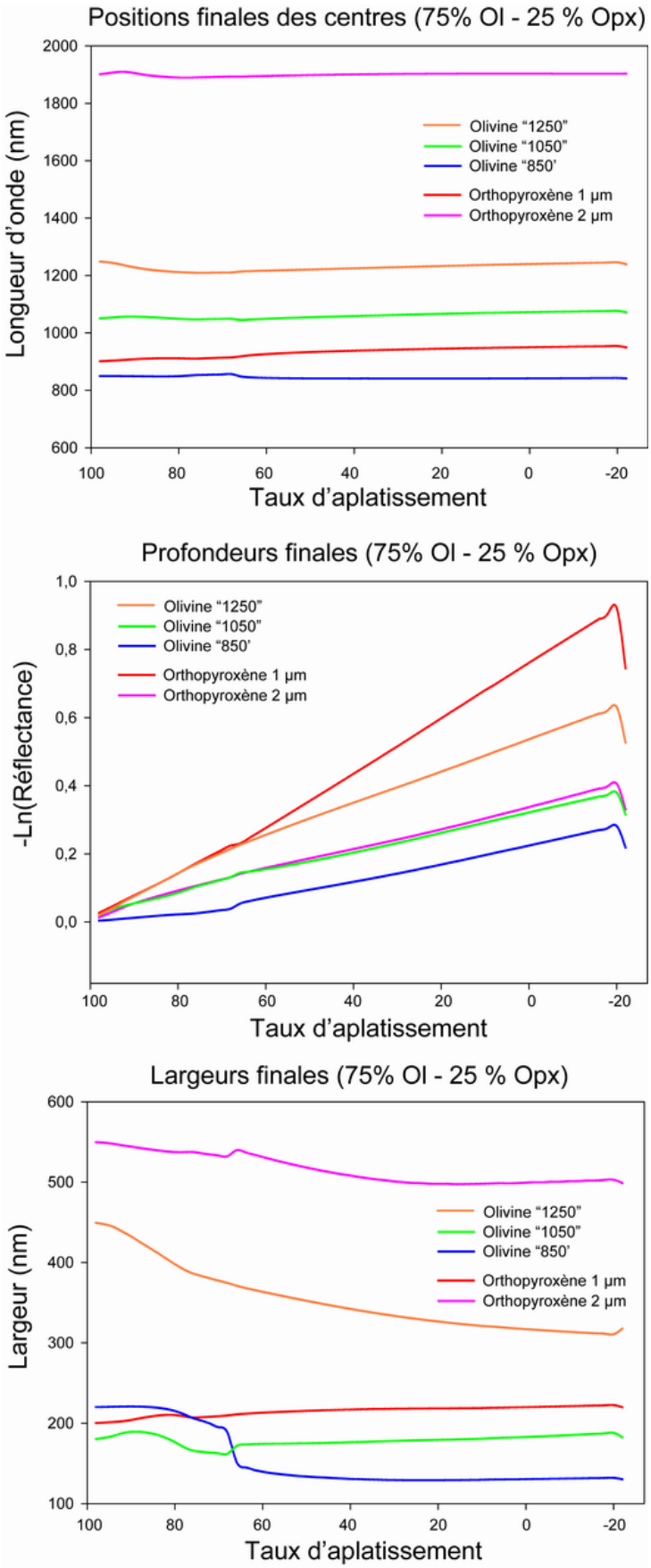

FIG. 4.35 – Effet de l'initialisation automatique, en fonction de l'aplatissement du spectre, sur les résultats de la modélisation (spectre de mélange de 75% olivine et 25% d'orthopyroxène).

du clinopyroxène sont similaires. Il faut toutefois prendre en compte le fait que le maximum d'absorption du clinopyroxène se produit à des longueurs d'onde plus importantes : la position mesurée du minimum de réflectance sur le spectre va donc avoir un intervalle de variation plus faible que dans le cas précédent. Cet effet est visible sur la figure 4.33 : même avec 70% de clinopyroxène dans le mélange, les points rouges se situent plus près de la position associée à l'olivine seule. Etant donné que peu de spectres sont disponibles, nous avons considéré une simple relation linéaire entre la position mesurée du minimum de réflectance et la composition modale du mélange. L'initialisation des profondeurs est effectuée de la même manière que pour le cas de l'orthopyroxene, le clinopyroxène présentant lui aussi une absorption plus marquée que celle de l'olivine. Seule la largeur de la gaussienne va être modifiée, l'absorption du clinopyroxène étant plus large que celle de l'orthopyroxène.

Pour finir l'initialisation automatique, il faut également prendre en compte le cas de mélanges ternaires, c'est-à-dire les situations où les trois minéraux sont présents dans le mélange. De nouveau, il n'existe pas de spectres permettant de caractériser systématiquement l'évolution des paramètres des absorptions en fonction des différentes proportions minéralogiques. Seules les relations entre les gaussiennes d'un même minéral pourront être utilisées (Tab. 4.6). Comme il n'est pas possible de déterminer la profondeur relative d'une gaussienne par rapport à l'autre, nous affectons aux gaussiennes des trois minéraux des profondeurs initiales identiques qui seront donc égales au tiers de la profondeur du creux mesurée sur le spectre. Les largeurs seront quant à elles initialisées à des valeurs fixes en fonction des données de la littérature dans le cas de minéralogies simples.

4.4.2 Tests systématiques : principe et exemple

Dans la partie précédente, nous avons défini des paramètres d'initialisation automatique différents pour chacune des combinaisons possibles entre l'olivine, l'orthopyroxène et le clinopyroxène. Dans le cas de spectres de laboratoire, cette minéralogie est connue *a priori* et il est donc possible de choisir directement la bonne configuration. A l'inverse, lorsque l'étude est exploratoire, c'est-à-dire sans cette connaissance *a priori* de la composition de la roche observée, il est nécessaire de tester toutes les configurations possibles. La démarche systématique appliquée à un spectre quelconque consiste donc à :

1. Analyser sa forme générale.
2. Initialiser les sept configurations possibles (cf. §4.4).
3. Effectuer une modélisation MGM pour chacune de ces sept configurations

Au final, sept résultats mathématiques sont obtenus pour chaque spectre étudié . La partie 4.4.3 ci-après décrit comment ces résultats sont utilisés en vue de caractériser la minéralogie de la roche.

La figure 4.36 montre un exemple des sept résultats mathématiques obtenus à l'issu de cette étape de la procédure. Le spectre utilisé ici est un mélange de 75% d'olivine et de 25% d'orthopyroxène. Nous pouvons d'ores et déjà constater que les sept configurations produisent des solutions mathématiques très différentes et qu'il est évident que plusieurs d'entre elles n'ont aucun sens physique.

4.4.3 Procédure de tri

4.4.3.1 Principe

Pour caractériser la minéralogie de la roche observée, il faut donc analyser les sept résultats mathématiques et déterminer quelles solutions sont réalistes d'un point de vue physique. Dans l'exemple de

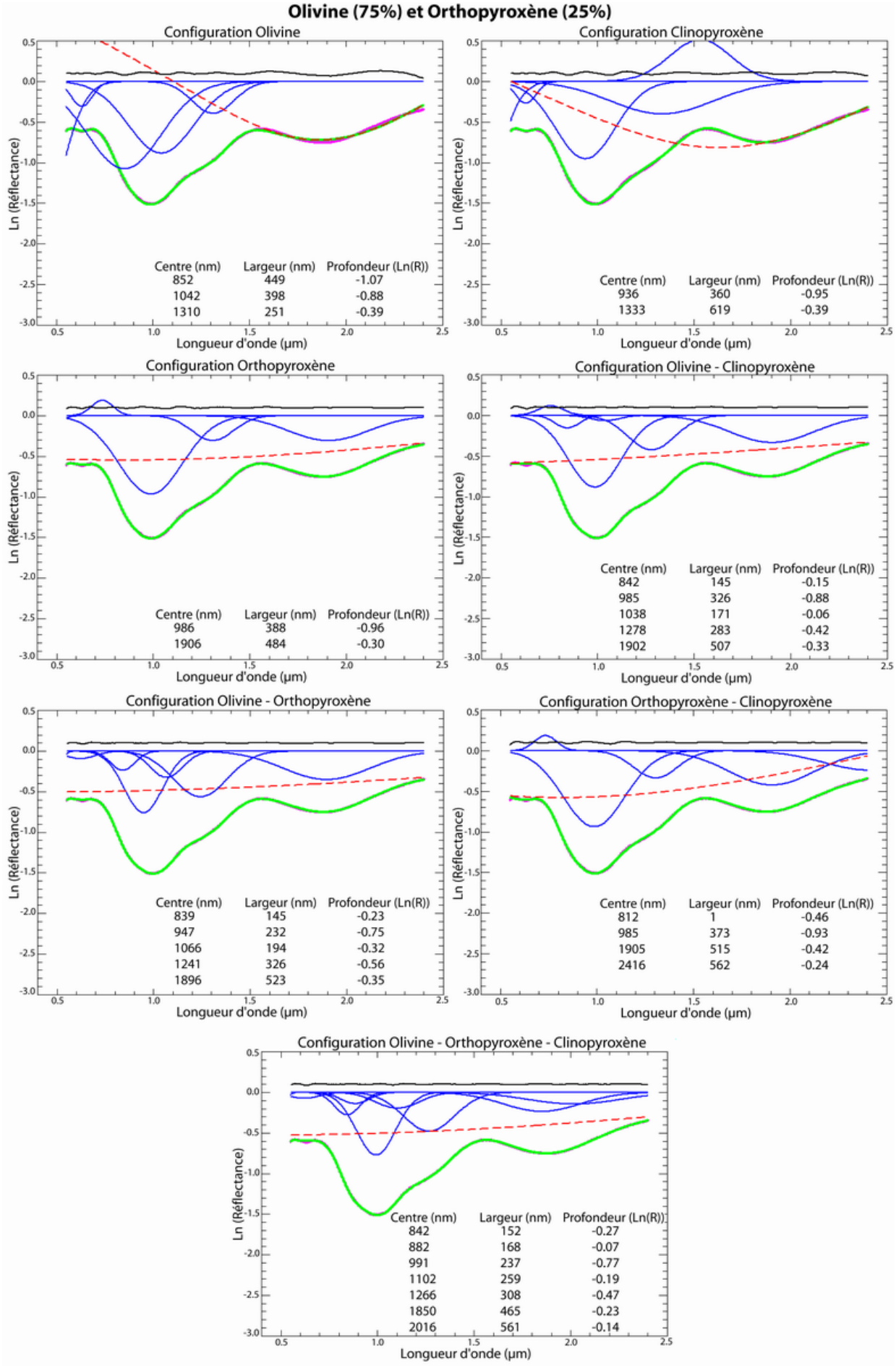

FIG. 4.36 – Résultats du MGM pour les différentes configurations, relatives aux compositions minéralogiques possibles, dans le cas d'un spectre de mélange d'olivine (75%) et d'orthopyroxène (25%).

la figure 4.36, nous avons vu qu'il est visuellement possible de différencier les solutions proposées par le MGM. Cependant, pour l'analyse d'un jeu de données comportant un grand nombre de spectres, il n'est pas possible d'utiliser cette démarche. Il faut donc une technique automatique qui effectue ce travail et, pour cela, une procédure de tri doit être appliquée à chaque solution mathématique.

La qualité d'un ajustement est couramment évaluée à partir du résidu quadratique (en anglais, root-mean-square ou *rms*) entre le résultat de la modélisation et l'observation. Cependant, dans le cas présent, l'association des critères d'arrêt stricts du MGM (cf. Tab. 4.1 page 79) et la liberté laissée aux trois paramètres de chacune des gaussiennes font qu'à l'issue de la déconvolution, il existe presque toujours une solution mathématique présentant un résidu (*rms*) faible satisfaisant aux critères d'arrêt. La quantité *rms* est donc une condition nécessaire à vérifier mais non suffisante pour valider une solution. Dans ce contexte, outre le fait que le nombre de degrés de liberté (dans ce cas le nombre de gaussiennes considérées) varie suivant les configurations et que formellement il faudrait effectuer un test statistique de type chi-2, comparer les résidus entre les différentes configurations n'a pas de véritable sens. Il faut donc utiliser d'autres critères pour valider au sens spectroscopique et minéralogique le résultat de la déconvolution produit pour une configuration donnée.

Pour ce faire, les valeurs déterminées par le MGM pour les centres, largeurs et profondeurs des gaussiennes vont être analysées pour vérifier leurs cohérences respectives avec les paramètres physiques théoriques des absorptions. Cette procédure s'appuie notamment sur les résultats issus de la littérature pour les minéralogies simples. Le choix des différents critères considérés est justifié dans le paragraphe suivant.

4.4.3.2 Critères de tri

4.4.3.2.1 Critères simples Les premiers critères de rejet d'une configuration concernent les paramètres du continuum. Celui-ci, par définition, ne doit pas couper le spectre. Dans la figure 4.36, la configuration clinopyroxène (Cpx) est donc écartée. De plus, une courbure trop importante, convexe ou concave, est significative d'un problème. Dans le cas de la configuration olivine (Ol) par exemple, la forme aberrante du continuum occulte ainsi l'existence d'une bande d'absorption dans le domaine à 2 µm. Cette configuration doit donc également être écartée. A l'inverse, si le continuum est fortement concave, la profondeur et la position des gaussiennes qui se situent aux longueurs d'onde centrales du spectre vont être modifiées (exemple sur la figure 4.7 page 86). Le continuum doit donc présenter une faible courbure pour que la solution soit retenue.

Le critère de tri suivant est basé sur les profondeurs finales des gaussiennes. Etant donné que celles-ci sont censées modéliser des absorptions, elles ne doivent pas avoir une "profondeur positive". Cela impliquerait implicitement qu'une gaussienne se soustrait à une autre, et donc que cette seconde gaussienne est plus profonde ou plus large qu'elle ne devrait. Dans notre exemple, les configurations orthopyroxène (Opx), olivine-clinopyroxène (OlCpx) et orthopyroxène-clinopyroxène (OpxCpx) sont ainsi écartées à leur tour. Enfin, à l'issue de la déconvolution, les caractéristiques des gaussiennes doivent décrire des absorptions correspondant bien à l'assemblage minéralogique testé par la configuration considérée. De ce point de vue, en fonction de la profondeur de l'absorption, une gaussienne ayant une profondeur négative très faible ne sera pas considérée comme modélisant une absorption minéralogique,un seuil de profondeur de -0.02 étant fixé comme limite. Si toutes les gaussiennes ont une profondeur plus importante que cette valeur critique, alors la poursuite du tri va s'effectuer sur des critères spectroscopiques, appliqués aux paramètres de centre et de largeur des gaussiennes.

4.4.3.2.2 Centres et largeurs : Cas des pyroxènes Les limites pour les positions des centres des gaussiennes associées aux pyroxènes ont été fixées à partir du diagramme d'Adams (1974). La figure 4.37 montre que les centres des absorptions des orthopyroxènes (cercles pleins) doivent être compris entre 0.890 µm et 0.945 µm dans le domaine à 1 µm et entre 1.775 µm et 2.125 µm dans celui à 2 µm. Puisque le MGM modélise directement les absorptions, il faut donc que les centres des gaussiennes correspondantes se situent dans le rectangle défini par ces valeurs pour qu'un orthopyroxène soit détectable. Toutefois, d'après Kanner *et al.* (2007), les incertitudes sur la position des centres déterminée par le MGM peuvent varier en moyenne de ±8 à ±30 nm dans le domaine à 1 µm et de ±17 à ±47 nm dans le domaine à 2 µm. Nous avons en conséquence choisis d'élargir légèrement les critères de tri. Les gammes de valeurs acceptées sont donc respectivement de 0.885 à 0.950 µm et de 1.775 à 2.150 µm. Dans le cas des clinopyroxènes (cercles vides sur la figure), la méthode utilisée est identique. La variabilité des situations étant plus importante, les gammes de valeurs s'étendent alors respectivement de 0.91 à 1.10 µm et de 1.925 à 2.40 µm. Il faut noter que les domaines de validité de l'orthopyroxène et du clinopyroxène se recoupent. Cet effet provient de l'évolution continue de la solution solide entre les différents pôles du quadrilatère (voir la figure 3.15 page 63).

En toute logique, les tendances mesurées par Adams correspondent approximativement aux diagonales des rectangles précédemment définis. Bien que notre approche puisse en théorie accepter des situations qui se situeraient en dessous de cette diagonale, cela ne reste pas possible dans la réalité. En effet, la position de l'absorption à 1 µm augmente en même temps que celle à 2 µm. A l'inverse, la présence d'olivine non modélisée peut provoquer un décalage apparent vers de plus hautes longueurs d'onde de l'absorption à 1 µm tout en ne modifiant pas celle à 2 µm. Des combinaisons situées au dessus de cette diagonale (Adams, 1974) ne sont donc pas impossibles, mais plutôt un indice en faveur de la présence d'olivine.

Les limites pour les largeurs des gaussiennes ont quant à elles été fixées d'après les données acquises

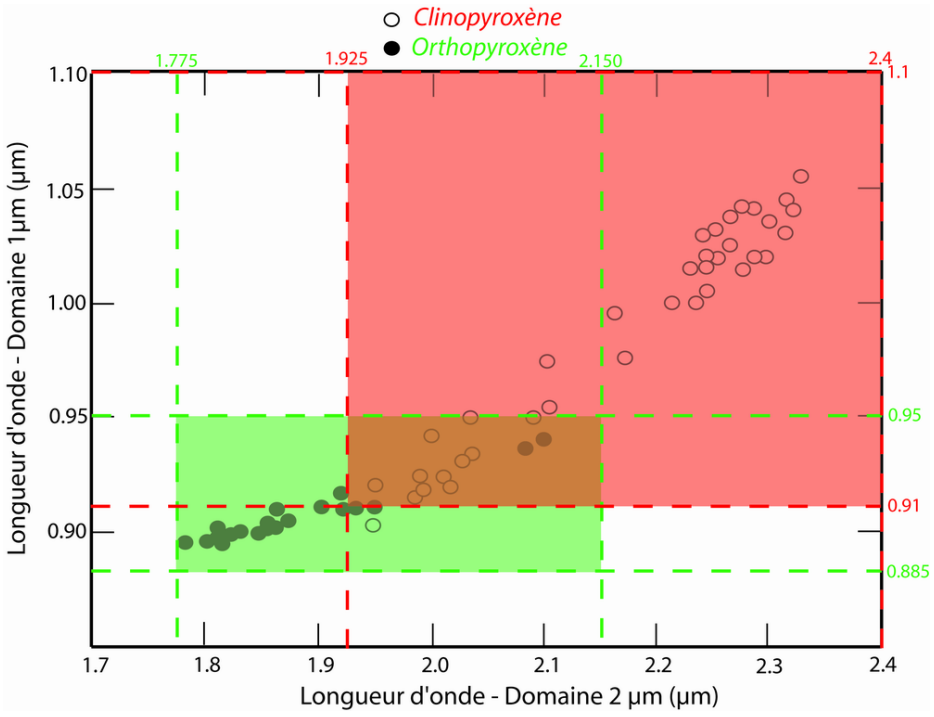

FIG. 4.37 – Valeurs limites de tri pour les positions des centres des gaussiennes associées aux pyroxènes (orthopyroxène en vert et clinopyroxène en rouge), représentés sur le diagramme d'Adams (1974). Les rectangles colorés correspondent aux domaines de validité utilisés pour la détection.

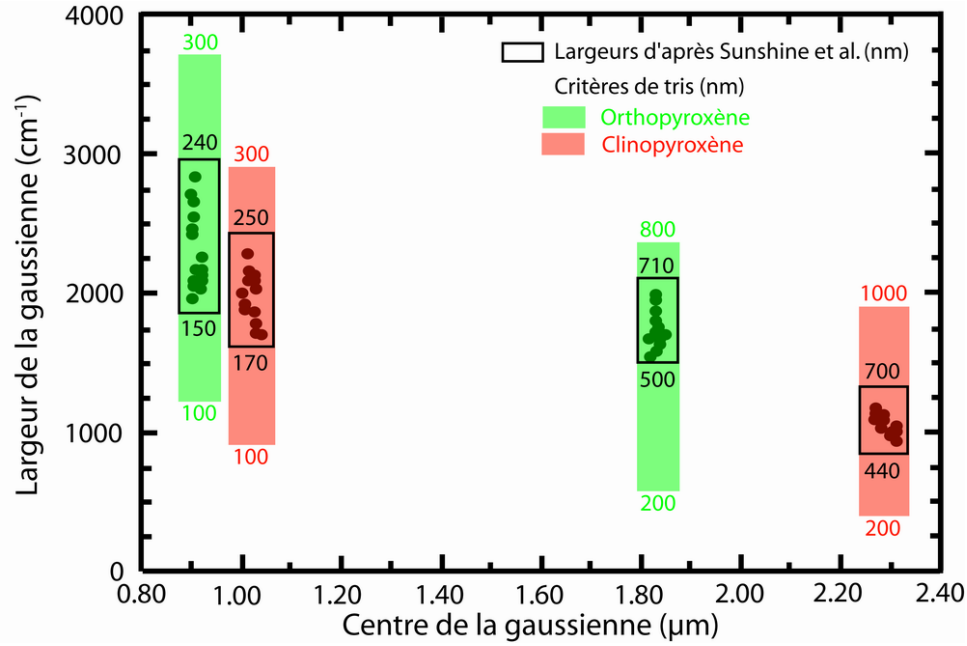

FIG. 4.38 – Valeurs limites de tri pour les largeurs des gaussiennes associées aux pyroxènes (orthopyroxène en vert et clinopyroxène en rouge), d'après les résultats de Sunshine et Pieters (1993). Les rectangles noirs correspondent aux valeurs trouvées dans la littérature en incluant différentes tailles de grains (-45 µm, entre 45 et 75 µm et entre 75 et 125 µm). Les rectangles colorés correspondent aux valeurs utilisées ici pour les tris (voir texte).

dans le cas de mélange entre deux pyroxènes. Ces largeurs peuvent en effet varier en fonction de la teneur relative entre les deux minéraux. Les gammes de valeurs obtenues par Sunshine et Pieters (1993) sont représentées par les rectangles noirs sur la figure 4.38. De nouveau, les critères de tri doivent être en accord avec ces résultats. Cependant, dans le travail de Sunshine et Pieters, les spectres étudiés sont des spectres de laboratoire. Notre expérience sur les spectres synthétiques a montré que les spectres plus plats présentent des absorptions qui sont moins profondes mais qui sont aussi plus larges que les spectres de laboratoire. En conséquence, en conditions naturelles, les gaussiennes peuvent aussi présenter des largeurs plus importantes et le tri ne doit pas bloquer ces situations. Pour tenir compte de cet effet, nous avons élargi, sur la base de tests, la gamme de valeurs possibles. De plus, comme pour les centres, il existe une incertitude des résultats du MGM pour les paramètres de largeur. Même si celle-ci n'a jamais été quantifiée de façon systématique, les données des spectres synthétiques et des spectres de terrains, notamment pour les mélanges entre pyroxène et olivine, nous ont aussi amenés à diminuer la valeur minimum considérée dans le tri pour les largeurs vis-à-vis des valeurs couramment proposées dans la littérature. Au final, les paramètres utilisés correspondent aux rectangles rouges et verts sur la figure 4.38.

4.4.3.2.3 Centres et largeurs : Cas des olivines Le travail de Sunshine et Pieters (1998), concernant les résultats obtenus grâce au MGM pour différentes compositions chimiques de l'olivine, nous a permis de déterminer les gammes de valeurs acceptables pour les positions des centres des trois gaussiennes. La figure 4.39 rappelle que ces centres se décalent vers les plus hautes longueurs d'onde lorsque la composition tend vers le pôle fayalite. Les valeurs critiques correspondent alors aux minima dans le cas de la forstérite (points les plus hauts dans le graphique) et au maxima dans le cas de la fayalite (points les plus bas). Pour les gaussiennes "850", "1050" et "1250" les limites du tri sont alors respectivement de 0.81 et 0.94 µm, 1.00 et 1.10 µm et 1.20 et 1.32 µm. Toutefois, la taille des grains a

un impact conséquent sur la forme du spectre (voir l'exemple de la figure 3.13 page 61). Ainsi, dans le cas d'une olivine avec une taille de grains importante, la position du centre de la gaussienne "1250" peut être décalée, c'est pourquoi nous avons choisis d'augmenter la variabilité possible de cette gaussienne en fixant la limite supérieure à 1.37 µm. Au final, les valeurs acceptables sont représentées par les rectangles colorés sur la figure 4.39.

Dans le cas de l'olivine, les largeurs permettent aussi de rajouter une contrainte supplémentaire aux résultats mathématiques. Toujours d'après Sunshine et Pieters, la gaussienne "1050" présente peu de variabilité, tandis que la différence peut aller jusqu'à 200 nm pour la gaussienne "1250". Pour les mêmes raisons que celles décrites dans le cas des pyroxènes, les gammes de valeurs plausibles ont été élargies pour prendre en compte le cas des situations naturelles. Les largeurs critiques minimale et maximale sont alors de 100 et 400 nm, 125 et 250 nm et 325 et 600 nm respectivement pour les gaussiennes "850", "1050" et "1250". En associant l'information sur la position des centres et celle sur les largeurs, il est alors possible d'obtenir pour chaque gaussienne un jeu de conditions que le résultat mathématique devra vérifier pour détecter des absorptions caractéristiques de l'olivine. Ces gammes de valeurs sont représentées par les rectangles colorés sur la figure 4.40.

Dans certaines situations, les critères limites des pyroxènes et de l'olivine définis précédemment peuvent légèrement varier. En effet, ces critères ne sont basés que sur les minéralogies simples, c'est-à-dire une olivine seule ou un mélange de pyroxènes. Pour des mélanges comprenant une olivine et au moins un pyroxène, les absorptions vont se chevaucher et cela peut entraîner un décalage des valeurs limites. Par exemple, la gaussienne "1250" de l'olivine seule a une largeur minimale de 325 nm. Lorsqu'elle est mélangée à un orthopyroxène, nous avons pu constater, sur des spectres de laboratoire ou de terrain, que sa largeur pouvait descendre jusqu'à moins de 300 nm. Pour ne pas bloquer des

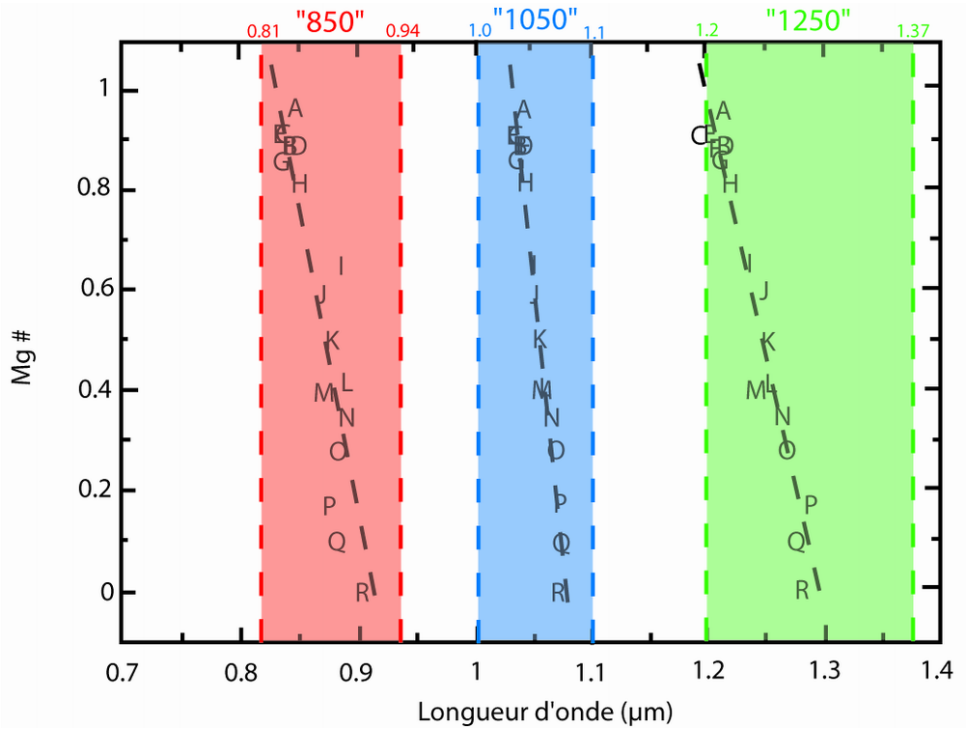

FIG. 4.39 – Valeurs limites de tri pour les positions des centres des gaussiennes associées aux olivines, représentés sur le diagramme de Sunshine et Pieters (1998). Les trois couleurs représentent les trois gaussiennes de l'olivine et les rectangles colorés correspondent aux domaines de validité pour chacune des gaussiennes, retenus pour détecter la présence d'olivine.

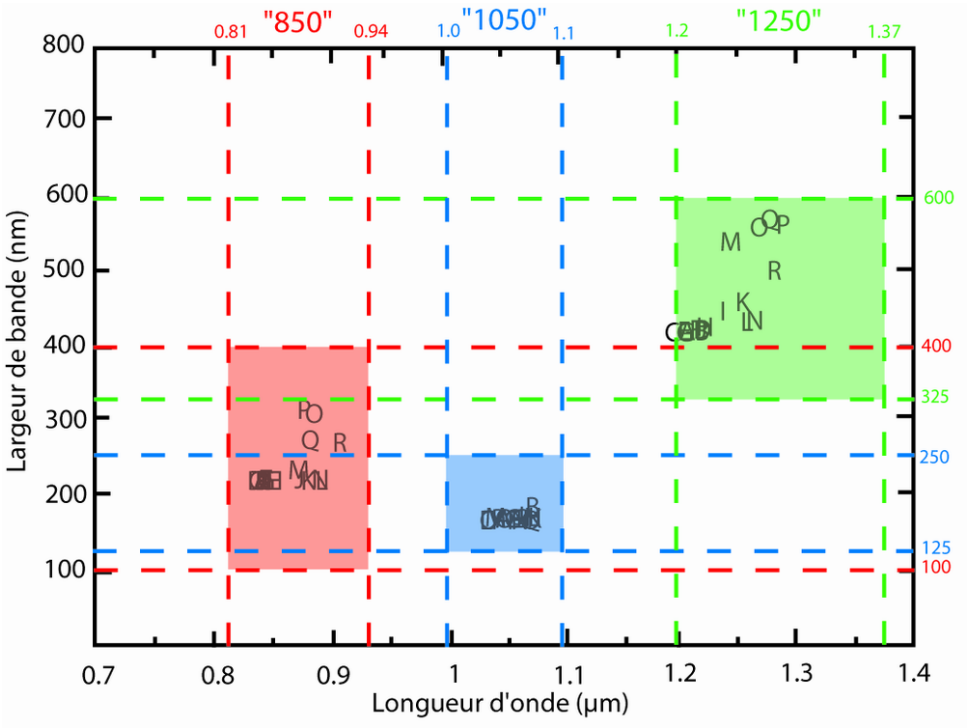

FIG. 4.40 – Critères de tris des largeurs et des centres combinés pour les olivines, basé sur le diagramme de Sunshine et Pieters (1998). Les trois couleurs représentent les trois gaussiennes de l'olivine.

situations particulières, où la détection pourrait s'avérer correcte, les critères décrits peuvent être assouplis sous certaines conditions (cf. annexe page 306).

4.4.3.3 Résultats des tris

4.4.3.3.1 Solutions simples Après l'obtention des résultats mathématiques pour les sept configurations, les paramètres finaux des gaussiennes sont donc analysés au travers des critères de tri décrits dans le paragraphe précédent. La première situation envisageable est celle où aucune configuration n'est retenue. En effet, la roche analysée peut ne pas contenir d'olivine ou de pyroxène. Les gaussiennes ne peuvent alors pas modéliser les absorptions qui leurs sont attribuées à l'origine et, même si la présence d'un autre minéral cause une absorption fortuitement similaire à celles qui sont recherchées, il est totalement improbable que les critères pour l'ensemble des gaussiennes soient respectés en même temps. L'absence de configuration retenue se produira aussi si la roche est constituée d'un ou plusieurs minéraux mafiques avec une phase supplémentaire différente. Dans ce cas, le MGM va ajuster la modélisation du spectre en déplaçant les gaussiennes qui vont de nouveau sortir des critères définis. Au final, si un spectre n'est correctement modélisé par aucune de nos configurations, cela signifie que la roche a une minéralogie différente de celles que nous étudions dans le cadre de cette thèse.

Si au contraire toutes les gaussiennes ont leurs centres, largeurs et profondeurs recevables au vu des critères de tri pour une et une seule configuration donnée, alors nous considérons que la configuration retenue a une réalité physique. La minéralogie correspondante est donc validée et les paramètres des gaussiennes vont pouvoir être étudiés par la suite pour obtenir des informations quantitatives sur la composition modale et chimique de la roche analysée. Ainsi, si nous reprenons l'exemple de la figure 4.36, seules les configurations olivine-orthopyroxène (OlOpx) et olivine-orthopyroxène-clinopyroxène (OlOpxCpx) peuvent *a priori* être représentative de la minéralogie réelle, les autres configurations ayant déjà été rejetées (cf. §4.4.3.2.1). Cependant, pour la configuration OlOpxCpx, la position du

centre de la gaussienne de l'orthopyroxène est de 882 nm, ce qui est inférieur à la valeur limite. De même, la gaussienne "1050" de l'olivine est centrée à 1102 nm et est donc à l'extérieur du domaine de validité. Même si l'écart avec les valeurs limites n'est pas important, une dernière information utile provient des profondeurs relatives des gaussiennes de l'orthopyroxène. En effet, la profondeur de celle dans le domaine à 2 µm est plus importante que celle dans le domaine à 1 µm. Cela n'est pas cohérent avec la réalité, la gaussienne à 1 µm devant être plus profonde que celle à 2 µm (Sunshine et Pieters, 1993). La configuration OlOpxCpx est donc rejetée. Au final, seule la configuration Ol-Opx est retenue puisque tous les critères sont cette fois-ci respectés, tout comme la cohérence entre les paramètres des gaussiennes d'un même minéral. Ainsi, sans informations *a priori*, nous aurions donc conclu logiquement que la roche étudiée est un assemblage minéralogique d'olivine et d'orthopyroxène, ce qui est bien le cas car l'échantillon mesuré est une poudre contenant 75% d'olivine et 25% d'orthopyroxène.

4.4.3.3.2 Solutions à plusieurs configurations La dernière situation possible en termes de résultat des tris est celle où plusieurs configurations sont retenues. Nous allons utiliser une démarche similaire à celle de l'exemple précédent mais avec cette fois un spectre de mélange entre 50% d'olivine et 50% d'orthopyroxène. Les sept résultats mathématiques associés sont représentés dans la figure 4.41.

La configuration Ol est rejetée car, d'une part, les largeurs des gaussiennes "1050" et "1250" ne rentrent pas dans les domaines de validité et, d'autre part, les profondeurs des gaussiennes "850" et "1050" sont plus importantes que celle de la gaussienne "1250". Ce second effet est notamment induit par la forme du continuum qui "modélise" lui-même l'absorption dans le domaine à 2 µm et qui se retrouve en conséquence plus près du spectre aux plus hautes longueurs d'onde. Pour la configuration Cpx, il se produit une inversion des deux gaussiennes dans le domaine à 1 µm. La position du centre se retrouve alors décalée à 1118 nm et la configuration est elle aussi rejetée. En continuant ainsi, nous trouvons que les paramètres finaux des gaussiennes ne sont pas cohérents avec les domaines de validité pour les configurations OlOpxCpx et OlCpx. Il est toutefois à noter que nous pouvons tirer une information du résultat mathématique même si la configuration OlCpx est rejetée. En effet, les paramètres finaux du clinopyroxène semble être plus proches d'une situation de type orthopyroxène. Il s'agit donc d'un bon indicateur de la probable présence de ce minéral dans le mélange étudié.

La configuration OpxCpx présente quant à elle des résultats conformes aux valeurs attendues pour les gaussiennes des deux pyroxènes et ce aussi bien pour les centres que pour les largeurs. La gaussienne centrée à 1200 nm ne possède pas de critère de tri particulier puisqu'elle peut avoir une profondeur importante dans le cas des pyroxènes de type ferrosilite (Klima *et al.*, 2007). Cependant, elle est toujours censée modéliser une absorption de faible profondeur au regard de celles produites par les pyroxènes dans le domaine à 1 µm (Sunshine et Pieters, 1993; Klima *et al.*, 2007). Ici, la gaussienne centrée à 1200 nm est plus profonde que celle du clinopyroxène et cela nous informe donc que cette configuration doit être elle aussi rejetée.

Il ne reste alors que les configurations Opx et OlOpx qui respectent tous les critères de détection précédemment mis en place. Il n'est pas possible en l'état de déterminer quelle est la configuration la plus représentative de la réalité. Ce phénomène peut s'expliquer par le fait que l'orthopyroxène masque presque complètement les absorptions de l'olivine, notamment pour les absorptions autour de 850 et 1050 nm. Il ne reste alors qu'un léger épaulement sur le spectre autour de 1250 nm. La gaussienne centrée à 1200 nm, dans le cas de l'orthopyroxène seul, sert à modéliser cette faible absorption sans provoquer de modification dans les paramètres des autres gaussiennes. Le spectre reste cependant suffisament marqué par l'olivine pour que la configuration OlOpx puisse aussi fonctionner. Le cas où deux

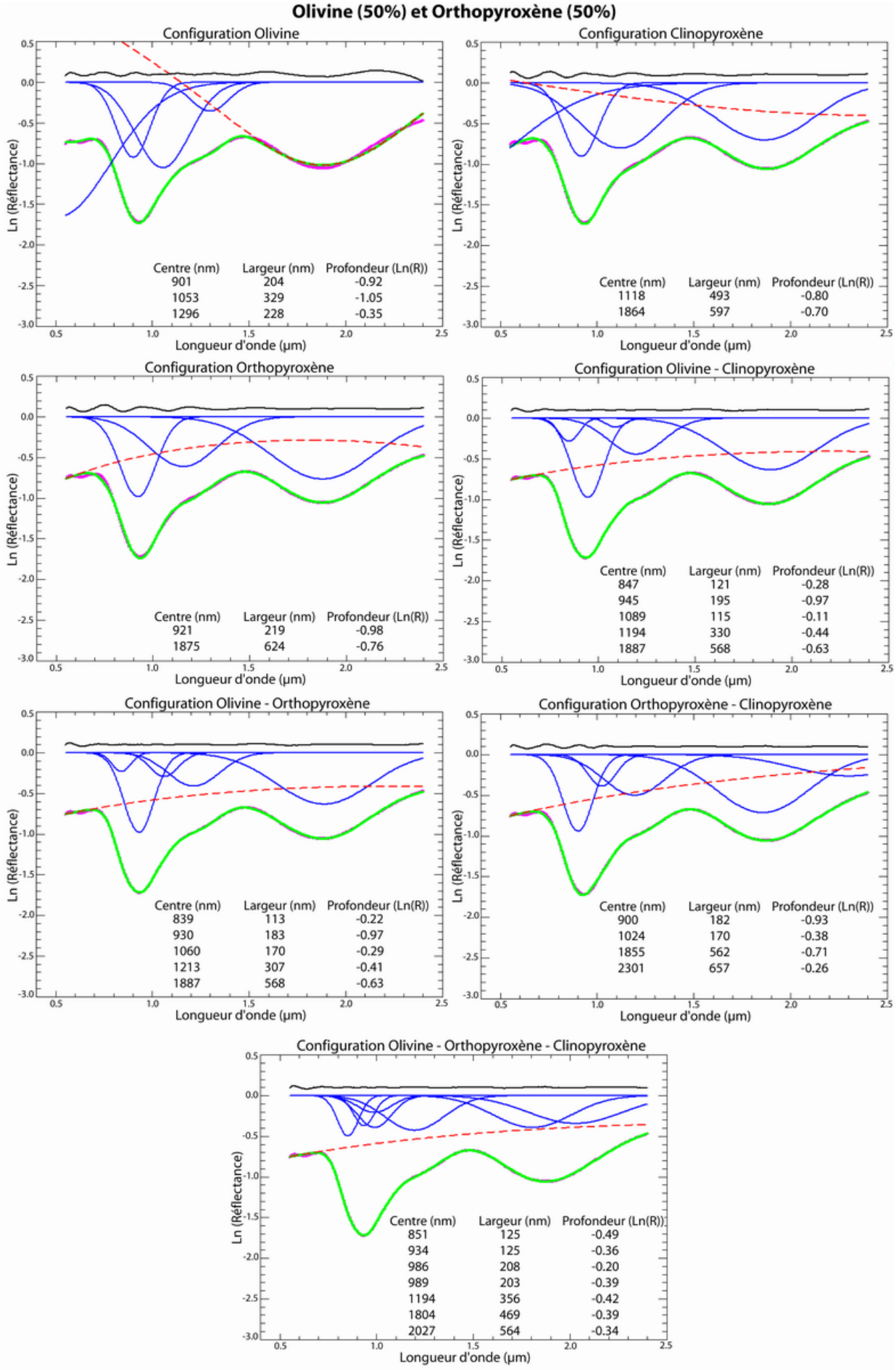

FIG. 4.41 – Résultats du MGM pour les différentes configurations, relatives aux compositions minéralogiques possibles, dans le cas d'un spectre de mélange d'olivine (50%) et d'orthopyroxène (50%).

configurations respectent les critères de tri sera donc indicatif de la présence des deux minéraux, mais avec l'un des deux en plus faible quantité au regard de l'autre. La limite, ou seuil de détectabilité, sera dépendante des minéraux considérés. Ainsi, à la vue de ce premier exemple, l'olivine sera détectable si elle est présente en proportion relative égale à celle de l'orthopyroxène. Cette question sera approfondie dans la section 5.3.1 page 149. Finalement, même si les deux configurations sont correctes, la bonne solution est la configuration OlOpx et cette solution mathématique sera utilisée par la suite pour caractériser la composition modale et chimique de la roche.

4.4.4 Bilan

Nous avons démontré dans cette partie 4.4 que la procédure d'initialisation automatique couplée à la validation des résultats mathématiques par des tris minéralogiques permet de détecter correctement la minéralogie de la roche analysée. De plus, même si certaines configurations sont rejetées, les valeurs des paramètres des gaussiennes déterminées dans ces situations permettent malgré tout d'accéder à une information concernant la minéralogie réelle. Enfin, dans le cas où un minéral est au niveau de son seuil de détectabilité, la minéralogie réelle probable est celle donnée par la configuration la plus complexe. Dans tous les cas, le comportement de notre procédure doit être validé sur un ensemble de spectres bien caractérisés pour ensuite pouvoir être appliquée avec confiance sur des données naturelles pour lesquelles aucune information *a priori* n'est disponible. Cette validation sera traitée dans le chapitre suivant.

5

Détection des minéraux mafiques : Validation de la procédure

Sommaire

5.1 Introduction . . . 133
5.2 Minéralogies simples . . . 133
5.2.1 Olivines . . . 133
5.2.1.1 Détection . . . 133
5.2.1.2 Composition chimique . . . 136
5.2.2 Pyroxènes . . . 138
5.2.2.1 Détection d'un seul pyroxène . . . 138
5.2.2.2 Détection dans le cas d'un mélange de pyroxènes . . . 143
5.2.2.3 Composition chimique . . . 146
5.2.2.4 Composition modale . . . 149
5.3 Mélange olivine - pyroxène . . . 149
5.3.1 Olivine et orthopyroxène . . . 149
5.3.1.1 Détection . . . 149
5.3.1.2 Maximum de réflectance et largeur de la figure d'absorption . . . 152
5.3.1.3 Stabilité et composition . . . 153
5.3.2 Olivine et clinopyroxène . . . 158
5.3.3 Mélange ternaire . . . 158
5.3.3.1 Détection . . . 158
5.3.3.2 Apport du "Normalized Band Strength Ratio" (NBSR) . . . 160
5.4 Roche complexes . . . 161
5.4.1 Spectres de météorites SNC . . . 161
5.4.2 Spectres de roches d'Oman . . . 167
5.4.2.1 Minéralogies simples . . . 167
5.4.2.2 Olivine et pyroxènes . . . 172
5.4.2.2.1 Olivine et un pyroxène . . . 173
5.4.2.2.2 Olivine et deux pyroxènes . . . 174
5.4.2.3 Composition chimique . . . 178
5.5 Conclusion et perspectives . . . 178
5.5.1 Spectres et Modèle Gaussien Modifié . . . 180
5.5.1.1 Choix du MGM . . . 180
5.5.1.2 Jeu de données . . . 182
5.5.1.3 Laboratoire *vs* nature . . . 182
5.5.2 Développement technique . . . 183
5.5.2.1 Calcul et initialisation de la largeur . . . 183
5.5.2.1.1 Mode de calcul . . . 183
5.5.2.1.2 Intérêt de la largeur pour l'initialisation . . . 184
5.5.2.2 Les autres voies à explorer . . . 185

5.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de confirmer la validité de notre procédure automatique pour un ensemble de données de laboratoire. Ces données sont en effet bien caractérisées d'un point de vue minéralogique et il est possible de confronter directement nos résultats à la réalité. Nous commencerons par des spectres de poudre ayant une minéralogie simple puis nous évoluerons vers les spectres de mélanges ternaires qui représentent la minéralogie la plus complexe pouvant être rencontrée dans le cadre de cette thèse. Après les données de laboratoire, nous nous intéresserons dans la deuxième partie aux spectres de roches naturelles. Deux contextes seront utilisés : les météorites SNC et les spectres de roches d'Oman. L'initialisation du MGM en fonction de la forme du spectre doit permettre de s'adapter aux spectres acquis en conditions naturelles et, en conséquence, les résultats validés dans cette partie seront aussi considérés comme corrects dans les chapitres suivants. Nous terminerons ce chapitre par un regard sur les évolutions possibles pour renforcer la capacité de détection de la procédure proposée.

5.2 Minéralogies simples

Dans cette première section, nous allons donc travailler avec des spectres de poudre ayant une minéralogie contrôlée, c'est-à-dire des poudres préparées en laboratoire et dont les données spectroscopiques ont été acquises dans les meilleures conditions. Ainsi, les spectres considérés ici ne sont pas affectés par les effets de l'atmosphère, de l'hydratation ou de l'altération et ils présentent tous des absorptions bien marquées.

5.2.1 Olivines

5.2.1.1 Détection

Pour la validation dans le cas des olivines, nous avons utilisé un ensemble de vingt-huit spectres. Celles-ci ont des origines diverses mais ces spectres proviennent tous de la librairie spectrale *RELAB*. Dix d'entre eux correspondent notamment à une partie de la série de Sunshine et Pieters (1998). L'ensemble de ces spectres est représenté sur la figure 5.1 et leurs références respectives peuvent être trouvées en annexe page 307.

L'évolution générale de la forme des spectres en fonction de la composition chimique est identique à celle présentée dans la partie 3.3.3.2 page 62 : les trois absorptions ont des largeurs plus prononcées et les positions des centres se décalent vers les plus hautes longueurs d'onde lorsque la composition tend vers le pôle fayalite (spectres les plus bas sur la figure 5.1). Cependant, par rapport à la série de Sunshine et Pieters, la variabilité est plus importante sur l'ensemble du jeu de données, tant au point de vue du niveau moyen de réflectance que de la profondeur relative des absorptions ou de l'allure générale du spectre en dehors des longueurs d'onde affectées par l'olivine. L'objectif est donc maintenant de vérifier que notre approche systématique permet de détecter correctement et dans tous les cas de figure la présence du minéral.

La procédure d'analyse automatique, comprenant les sept configurations, a été appliquée à la totalité du jeu de données. La configuration dédiée à l'olivine renvoie bien une détection positive pour les vingt-huit spectres. Pour illustrer cela, trois exemples de déconvolution MGM, pour des compositions chimiques respectivement de type fayalite (en bas à gauche), forstérite (en bas à droite) et une composition intermédiaire (en haut), sont donnés dans la figure 5.2. Les résultats mathématiques sont cohérents avec ceux attendus pour l'ensemble de la série, comme le montre la figure 5.3. En effet,

les profondeurs normalisées des gaussiennes "850" se situent dans la limite supérieure des données de Sunshine et Pieters (cercle noir) et, à l'inverse, les profondeurs normalisées des gaussiennes "1050" se situent dans la moitié inférieure de l'ellipse. Ce décalage par rapport aux tendances de la littérature a été expliqué dans la partie 4.3.1.2, notamment sur la figure 4.6 page 85. Nous retrouvons aussi correctement l'évolution de la profondeur normalisée de la gaussienne "1050" avec l'augmentation de la teneur en magnésium de l'olivine. Les largeurs restent quant à elles relativement stables pour toutes les situations.

Nous devons toutefois noter que les résultats du MGM pour les fayalites diffèrent toujours de ceux décrits par Sunshine et Pieters. En effet, les profondeurs relatives des trois gaussiennes sont plus proches d'une solution de type forstérite. La profondeur de la gaussienne "850" est toujours plus faible que celle de la gaussienne "1050". Cette différence peut s'expliquer par le fait que notre procédure ne prend pas en compte les différentes compositions chimiques possibles dans l'initialisation automatique (cf. §4.4.1.4.2). Cependant, comme la composition chimique de l'olivine sera déterminée par la position des centres des gaussiennes et étant donné que seule la profondeur de la gaussienne "1250" sera utilisée pour obtenir une information sur la composition modale d'un mélange avec un pyroxène, ceci ne posera pas problème dans la suite de l'étude.

Pour résumer, en ce qui concerne la détection de la minéralogie, la seule anomalie qui existe provient du spectre numéro *21* ($Fo_{91.8}$, en bleu sur la figure 5.1) qui est également déconvolué avec la configuration OlOpx. Cette fausse détection est marginale car elle repose sur les gaussiennes à 1 et 2 µm de l'orthopyroxène, gaussiennes dont les profondeurs excèdent à peine la valeur limite (-0.02, cf. § 4.4.3.2.1 page 123). Elles sont donc très faibles au regard de la profondeur des absorptions réelles liées à l'olivine. En tout état de cause, étant donné qu'un seul résultat sur 28 est ambigu nous considèrerons que la procédure de détection est opérationnelle dans le cas d'une olivine seule.

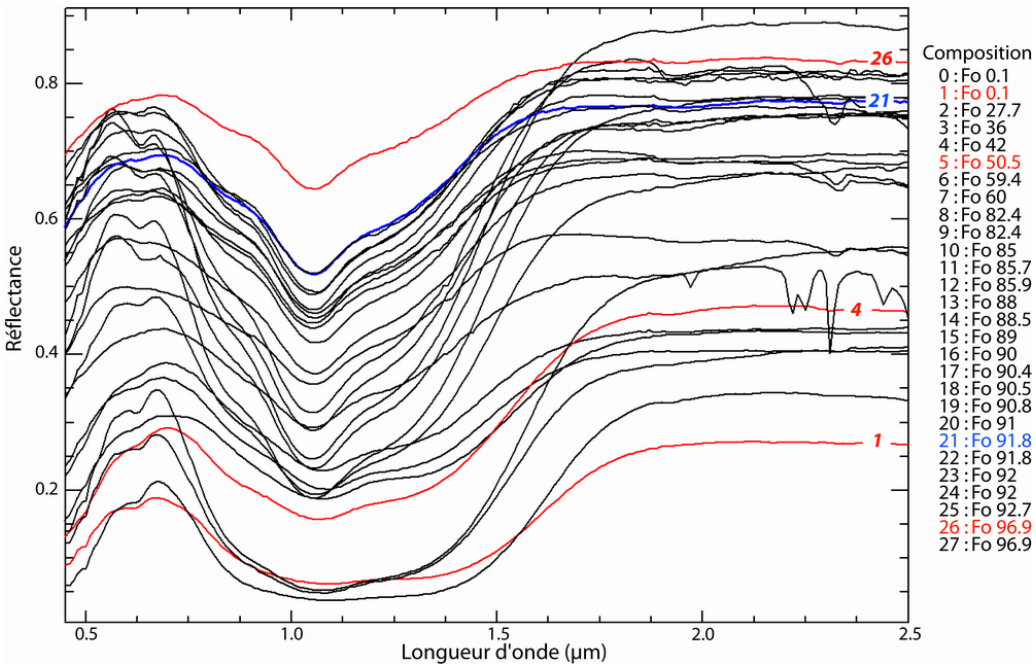

Fig. 5.1 – Spectres d'olivines ayant une composition chimique variable entre la forstérite et la fayalite, provenant de la librairie spectrale *RELAB*. Cette série inclue entre autres des données utilisées par Sunshine et Pieters (1998). Le détail des différents spectres peut être trouvé en annexe page 307. Les spectres représentés en rouge correspondent aux spectres les plus extrêmes en termes de composition chimique.

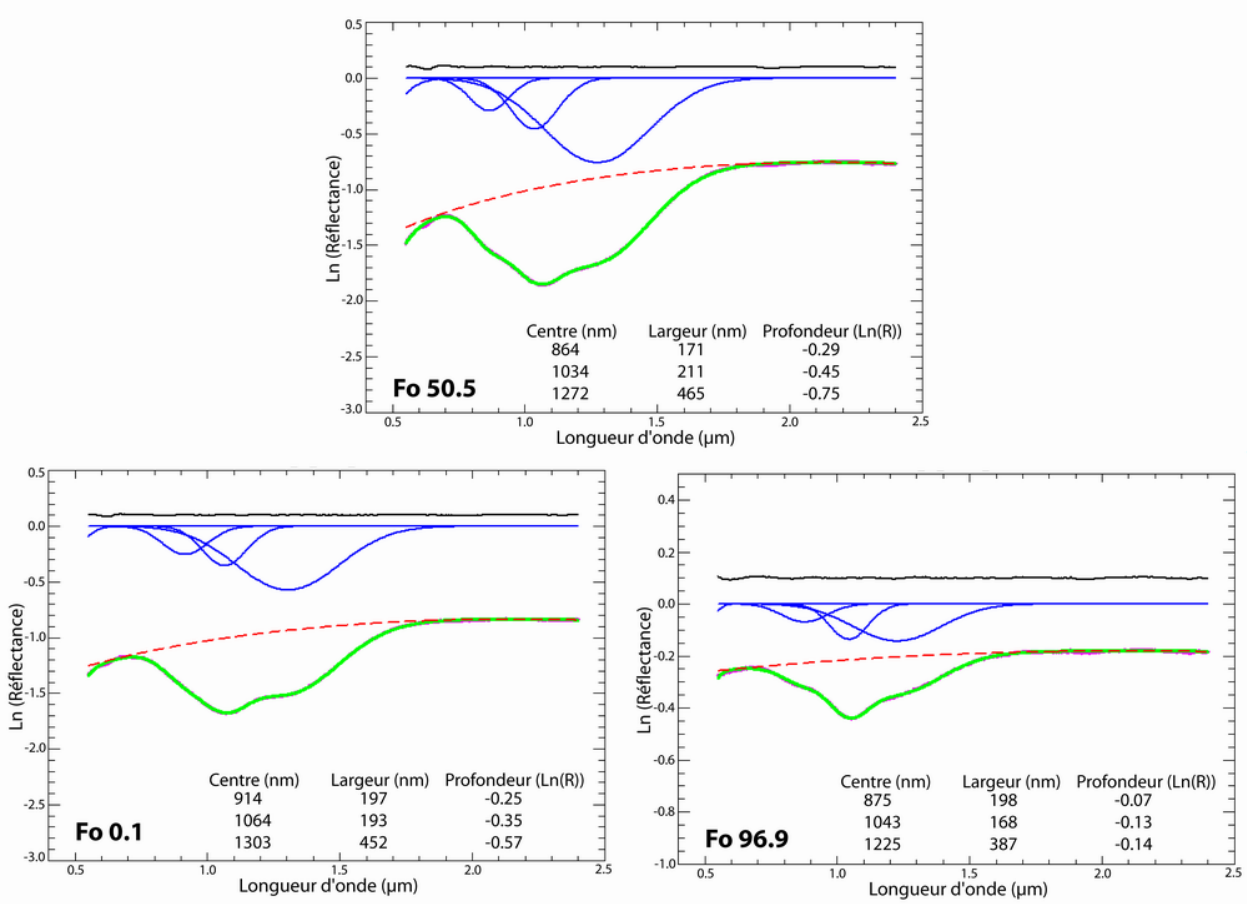

FIG. 5.2 – Exemple de résultats donnés par le MGM, avec une configuration olivine, pour trois compositions chimiques dans la solution solide.

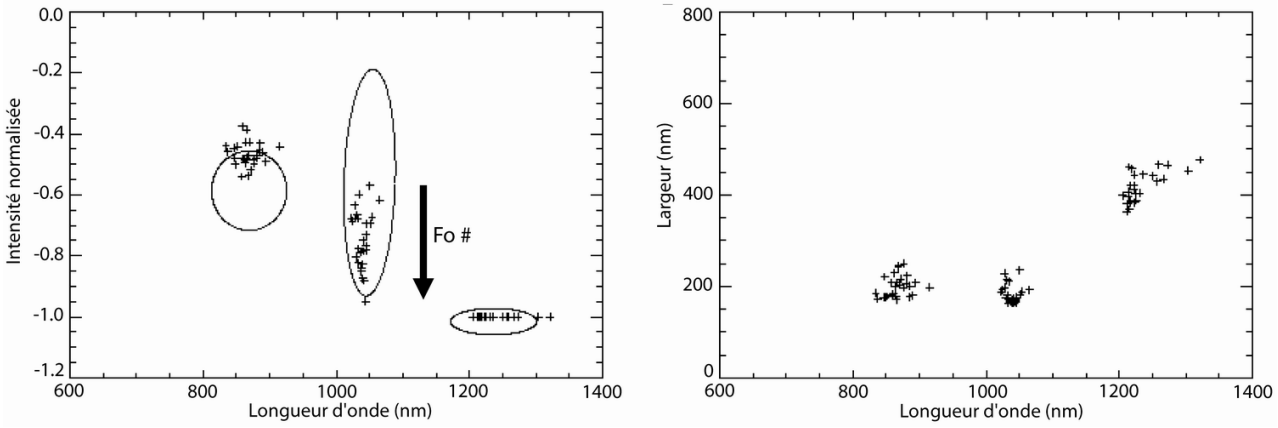

FIG. 5.3 – Comparaison entre les résultats de notre procédure et les tendances définies par Sunshine et Pieters (1998) pour les largeurs et les intensités normalisées à la profondeur de la gaussienne "1250".

5.2.1.2 Composition chimique

En plus de la détection correcte du minéral, nous montrons ci-aprés que l'estimation de la composition chimique de l'olivine est accessible à partir de la position des centres des absorptions (Sunshine et Pieters, 1998). Dans la partie gauche de la figure 5.4, les résultats du MGM pour les centres des trois gaussiennes sont représentés en fonction de la composition chimique réelle de l'olivine déterminée expérimentalement. Les droites correspondent aux tendances définies dans la littérature. Dans la partie droite de la figure, ces mêmes positions sont représentées, mais cette fois en fonction de la composition chimique recalculée dans une démarche inverse, sur la base de la détermination du centre des gaussiennes par le MGM et en s'appuyant sur les droites de variation données par la littérature.

La méthode utilisée pour recalculer la teneur en fer consiste à déterminer la composition en minimisant l'écart entre les trois centres obtenus grâce au MGM et les trois droites décrites plus haut. Ainsi, pour toutes les compositions chimiques possibles (*Fo*), les positions théoriques des centres sont calculées. Celles-ci correspondent aux positions qui seraient obtenues si les centres appartenaient aux droites de Sunshine et Pieters. A partir de ces données il est possible de comparer ces valeurs théoriques aux valeurs réelles déterminées par le MGM. La composition chimique recalculée sera finalement la valeur de *Fo* pour laquelle la distance *D(Fo)* est la plus petite. La relation utilisée est la suivante :

$$D(Fo) = \mid C_{850} - C_{T850}(Fo) \mid + \mid C_{1050} - C_{T1050}(Fo) \mid + \mid C_{1250} - C_{T1250}(Fo) \mid \qquad (5.1)$$

où D(Fo) est la distance totale pour une composition chimique donnée, C_{xxx} la valeur calculée par le MGM pour le centre d'une gaussienne et $C_{Txxx}(Fo)$ la valeur théorique pour cette même gaussienne.

Pour un spectre donné, si la composition chimique recalculée est cohérente avec la composition chimique réelle, alors les points devraient se trouver à la même hauteur dans les deux diagrammes de la figure 5.4. Dans la pratique, la comparaison montre qu'il peut exister des différences importantes entre ces deux valeurs : ainsi, le rectangle rouge qui englobe l'ensemble des forstérites a une hauteur plus importante dans le cas des compositions recalculées. Les olivines les plus pauvres en fer sont caractérisées par un Mg# compris entre 0.6 et 1 dans ce cas, alors qu'en réalité la majeure partie des données correspond à un Mg# supérieur à 0.8. La procédure présente au premier abord des différences par rapport aux tendances décrites dans la littérature. Il n'est donc pas possible de recalculer la teneur en fer directement à partir du travail de Sunshine et Pieters. Toutefois, sur la base des résultats

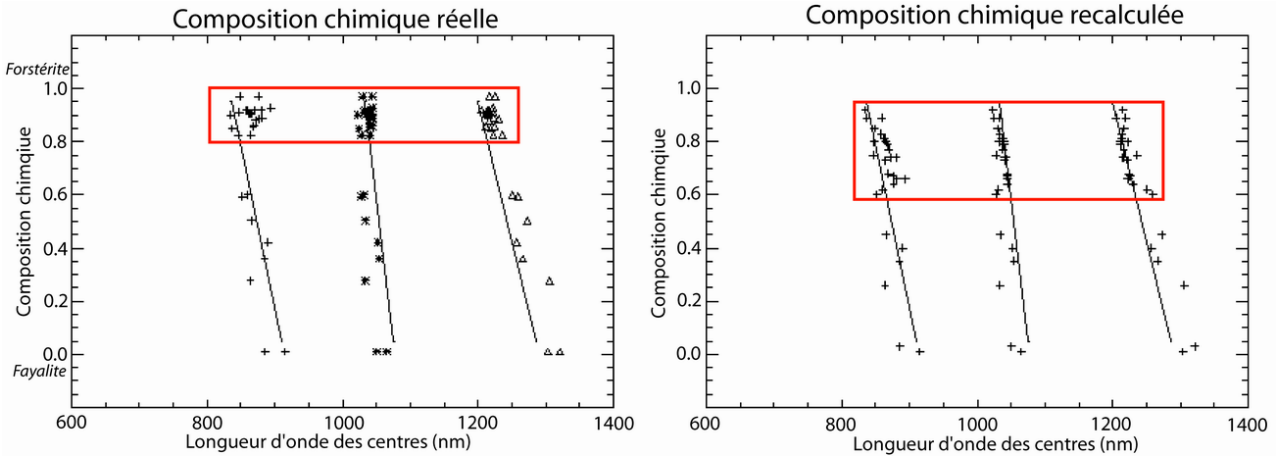

FIG. 5.4 – Comparaison entre les résultats de notre procédure et les tendances définies par Sunshine et Pieters (1998) pour le calcul de la composition chimique de l'olivine à partir des résultats du MGM.

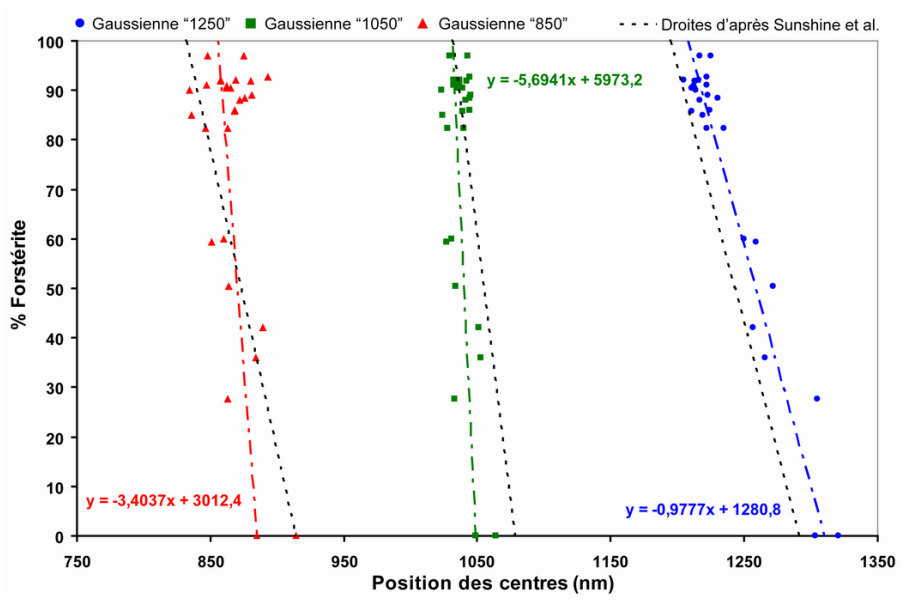

FIG. 5.5 – Tendances reliant la position des centres des trois gaussiennes à la composition chimique de l'olivine. Les tendances de Sunshine et Pieters (1998) sont représentées par les pointillés noirs tandis que celles que nous avons redéfinies sont représentées par l'alternance de points et tirets colorés.

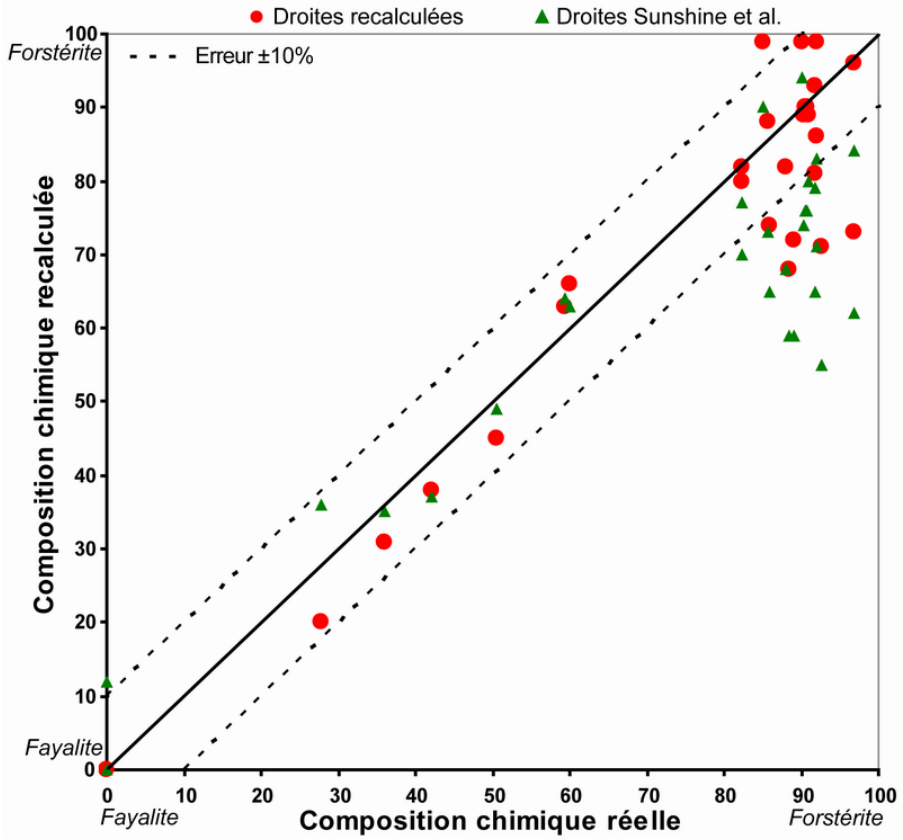

FIG. 5.6 – Comparaison entre la composition chimique réelle et celle recalculée grâce aux positions des centres des gaussiennes. Les triangles verts correspondent aux valeurs recalculées à partir des tendances de Sunshine et Pieters (1998) tandis que les ronds rouges correspondent aux valeurs recalculées avec nos nouvelles tendances (voir le texte).

déterminés par le MGM dans son utilisation présente, nous pouvons redéfinir les trois droites afin d'améliorer la précision de l'estimation.

Sur la figure 5.5, les positions des centres des trois gaussiennes sont représentées en fonction de la composition réelle des olivines. Nous pouvons voir que les tendances redéfinies à partir de nos résultats (alternance de points et tirets colorés) sont légèrement différentes de celles de Sunshine et Pieters (pointillés noirs). Les positions des centres pour les gaussiennes "850" et "1050" varient moins sur l'ensemble de la gamme des compositions et les deux droites sont par conséquent plus proches de la verticale. La tendance pour la gaussienne "1250" reste par contre similaire à celle de la littérature puisqu'elle présente une légère translation vers les plus hautes longueurs d'onde. Les trois nouvelles équations remplacent alors celles de la littérature dans la procédure décrite dans le paragraphe précédent. Pour minimiser l'effet de la variabilité du centre de la gaussienne "850" dans le cas d'olivines pauvres en fer (environ 50 nm), nous avons choisi d'attribuer un facteur $\frac{1}{2}$ à la distance entre le centre issu du MGM et la droite dans l'équation 5.1. Cette méthode permet d'éviter une déstabilisation du calcul pouvant engendrer une estimation erronée de la composition chimique.

La figure 5.6 montre l'évolution de la composition chimique recalculée par rapport à la réalité. Nous pouvons voir que jusqu'à Fo_{70}, l'incertitude sur la composition estimée est inférieure à $\pm 10\%$, et ce aussi bien avec nos nouvelles tendances qu'avec celles de la littérature. Cependant, au delà de cette teneur en fer, l'incertitude devient plus importante. En effet, elle est de l'ordre de $\pm 14\%$ en utilisant nos tendances. Cette incertitude est toutefois presque deux fois inférieure à celle obtenue en utilisant les tendances de Sunshine et Pieters. Notre calcul permet donc d'estimer globalement le type d'olivine détectée, bien que la composition chimique ne puisse pas être déterminée avec précision.

En résumé, notre méthode s'avère très efficace pour détecter la présence d'une olivine seule et sa mise en oeuvre sur des spectres non contrôlés pourra être réalisé avec confiance. Une limitation de l'ordre de 14% subsiste sur l'estimation de la composition chimique de olivine et il conviendra d'en tenir compte lors de l'interprétation des résultats.

5.2.2 Pyroxènes

Dans le cas des pyroxènes, la validation a été réalisée en deux temps. Nous avons tout d'abord caractérisé un pyroxène seul puis, dans un second temps, nous avons réutilisé les spectres de mélanges entre deux pyroxènes déjà traités avec le MGM par Sunshine et Pieters (1993). Toutes les données utilisées ont été acquises au *RELAB* et les références sont données en annexe page 308.

5.2.2.1 Détection d'un seul pyroxène

Pour valider le processus de détection d'un pyroxène seul, nous avons utilisé deux ensembles de spectres. Le premier ensemble correspond à une série d'orthopyroxènes synthétiques, originalement étudié par Klima *et al.* (2007) et dont les douze spectres sont représentés sur la figure 5.7. Cette série présente une évolution continue de la composition chimique entre les pôles sans calcium, c'est-à-dire les pôles enstatite ($En_{97}Fs_2Wo_0$) et ferrosilite ($En_0Fs_{100}Wo_0$). De ce fait, la modification de la forme du spectre n'est que la conséquence de la variation de la proportion de fer dans le minéral. Le pôle pur enstatite ($En_{100}Fs_0Wo_0$) est cependant absent de cette série car en l'absence totale de fer il n'existe pas d'absorption dans le domaine de longueur d'onde qui nous concerne. Le second ensemble correspond quant à lui à neuf spectres de pyroxènes de différents types (cf. Fig. 5.8). Les compositions sont respectivement proches des pôles diopside et hédenbergite pour les clinopyroxènes et du pôle enstatite pour l'orthopyroxène. Par rapport à la série précédente, celle-ci va donc nous

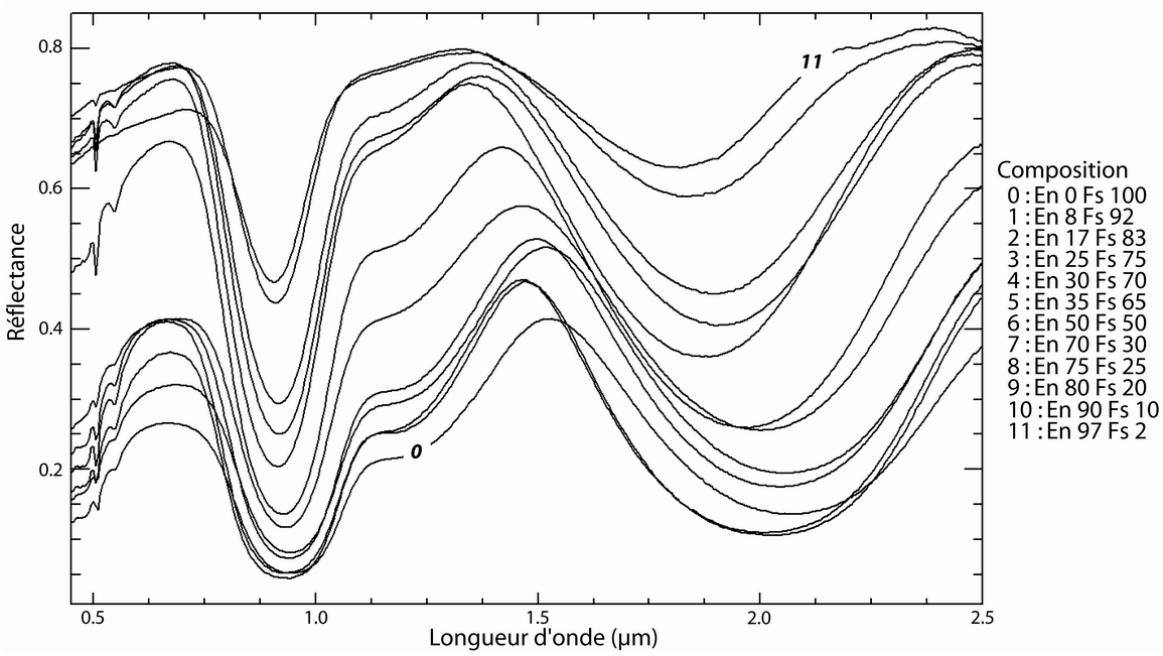

FIG. 5.7 – Spectres d'orthopyroxènes synthétiques ayant une composition chimique variable entre l'enstatite et la ferrosilite et provenant de la librairie spectrale *RELAB*. Cette série correspond aux données utilisées par Klima *et al.* (2007). Le détail des différents spectres est donné en annexe page 308.

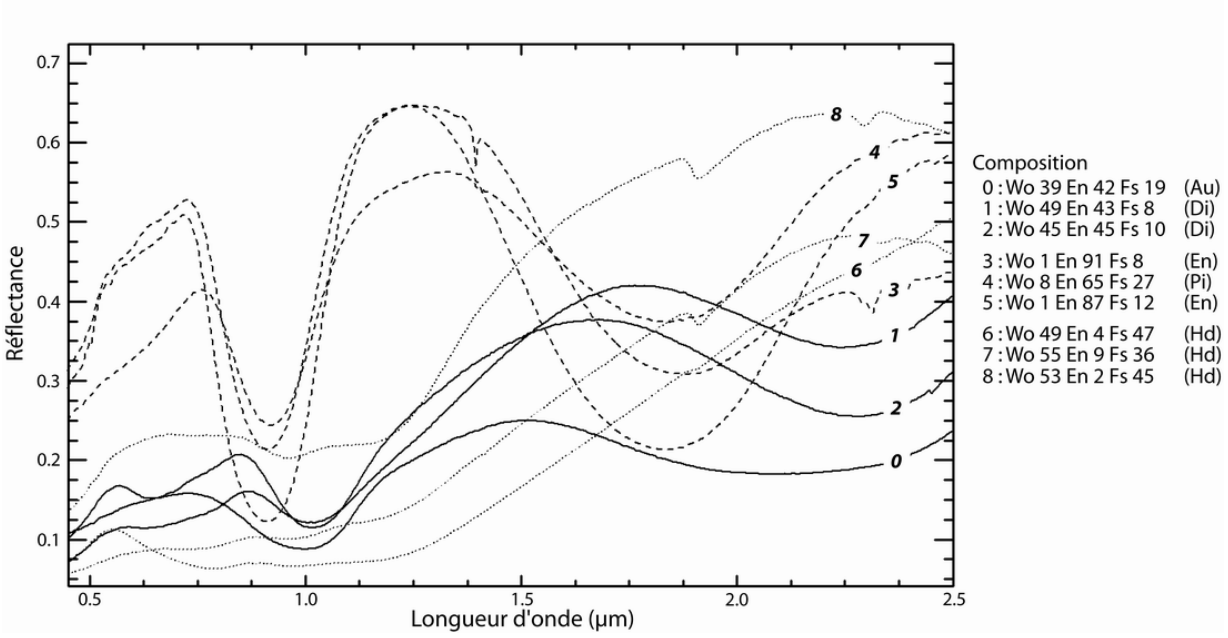

FIG. 5.8 – Spectres de pyroxènes provenant de la librairie spectrale *RELAB*. Les compositions chimiques sont variables avec des spectres de clinopyroxène de type diopside (Di), augite (Au) ou hédenbergite (Hd) et des spectres d'orthopyroxènes de type enstatite (En) ou pigeonite (Pi). Le détail des différents spectres est donné en annexe page 308.

permettre de tester la capacité de détection de notre procédure en présence de calcium. Deux de ces spectres, un orthopyroxène ($En_{87}Fs_{12}Wo_1$) et un clinopyroxène ($En_{45}Fs_{10}Wo_{45}$), seront ensuite utilisés dans le paragraphe suivant pour les mélanges de pyroxènes.

La série des orthopyroxènes synthétiques montre une évolution caractéristique lorsque la teneur en fer augmente, ce qui se traduit par un décalage de la position du centre des absorptions vers des plus grandes longueurs d'onde, particulièrement visible dans le domaine à 2 µm. De plus, l'absorption autour de 1200 nm est de plus en plus marquée, ce qui démontre l'importance de la gaussienne correspondante dans le cas de la déconvolution d'un pyroxène inconnu. Nous avons donc appliqué notre procédure automatique sur l'ensemble de ce jeu de données. Il apparaît que seule la configuration dédiée à l'orthopyroxène permet de déconvoluer correctement l'ensemble des spectres. Trois exemples de résultat du MGM sont présentés dans la figure 5.9. Nous pouvons constater que le spectre correspondant à une enstatite présente bien deux absorptions autour de 900 et 1800 nm. Les centres se déplacent respectivement à 920 et 1960 nm pour la composition intermédiaire (Fs_{50}), puis à 940 et 2070 nm, pour le spectre de ferrosilite. Cette évolution correspond parfaitement à ce qui a été décrit dans la littérature (Hazen *et al.*, 1978; Cloutis et Gaffey, 1991a). Nous pouvons aussi voir, sur le diagramme de gauche de la figure 5.10, que l'évolution combinée des centres dans les domaines à 1 et 2 µm est presque linéaire sur l'ensemble de la gamme des compositions et qu'elle s'inscrit parfaitement dans la tendance des orthopyroxènes définie par Adams (1974). De façon similaire, le diagramme de droite de la figure 5.10 montre que les évolutions des profondeurs à 1 et 2 µm sont elles aussi liées. En effet, bien que la profondeur à 1 µm soit toujours supérieure à celle à 2 µm, la relation est quasiment linéaire et plus la profondeur à 1 µm est importante, plus celle à 2 µm l'est aussi.

Bien que la configuration Opx fonctionne pour tous les spectres synthétiques, la configuration dédiée au clinopyroxène est elle aussi retenue pour les orthopyroxènes contenant plus de 75% de fer ($En_{25}Fs_{75}$ à Fs_{100}). Les initialisations différentes pour chacune des deux configurations entrainent néanmoins des solutions mathématiques finales très proches. Ainsi, sur les diagrammes *c)* et *d)* de la figure 5.9, qui représentent les deux solutions pour un spectre de ferrosilite, les positions des centres n'ont que 2 nm de décalage, ce qui est largement inférieur aux incertitudes du MGM. La solution Cpx est validée car les domaines de détection des deux types de pyroxènes se recoupent, comme le montre la figure 4.37. Au final, si notre procédure indique une double détection de deux pyroxènes différents, alors seule la position des centres permettra de discriminer entre les deux solutions possibles.

Après avoir validé la détection dans le cas des orthopyroxènes sans calcium, nous avons appliqué notre procédure à des spectres présentant des compositions chimiques plus variées (Fig. 5.8). Les exemples de résultats pour un orthopyroxène de type pigeonite, et trois clinopyroxènes de type augite, diopside et hédenbergite sont présentés dans la figure 5.11. L'ajout de calcium même en faible quantité pour un orthopyroxène pauvre en fer ($En_{65}Fs_{27}Wo_8$) modifie la relation qui unit les paramètres des deux gaussiennes. En effet, la position de l'absorption à 1 µm de la pigeonite (925 nm) correspondrait à une composition intermédiaire dans le cas d'un orthopyroxène sans calcium, tandis que celle à 2 µm (1825 nm) correspondrait plutôt à une enstatite. Nous pouvons donc en déduire qu'avec l'ajout de calcium, les paramètres des gaussiennes vont s'écarter des tendances trouvées auparavant dans la figure 5.10. Cet effet se vérifie dans la figure 5.12. En effet, même si les enstatites se situent apparemment légèrement au-dessus des points d'Adams, en prenant en compte les incertitudes les plus faibles annoncées par Kanner *et al.* (2007), ce décalage peut être négligé. Le résultat pour le spectre de pigeonite se place quant à lui nettement au dessus des tendances. Cependant, pour l'ensemble des orthopyroxènes testés, la procédure permet de détecter correctement le minéral présent, les autres configurations étant rejetées.

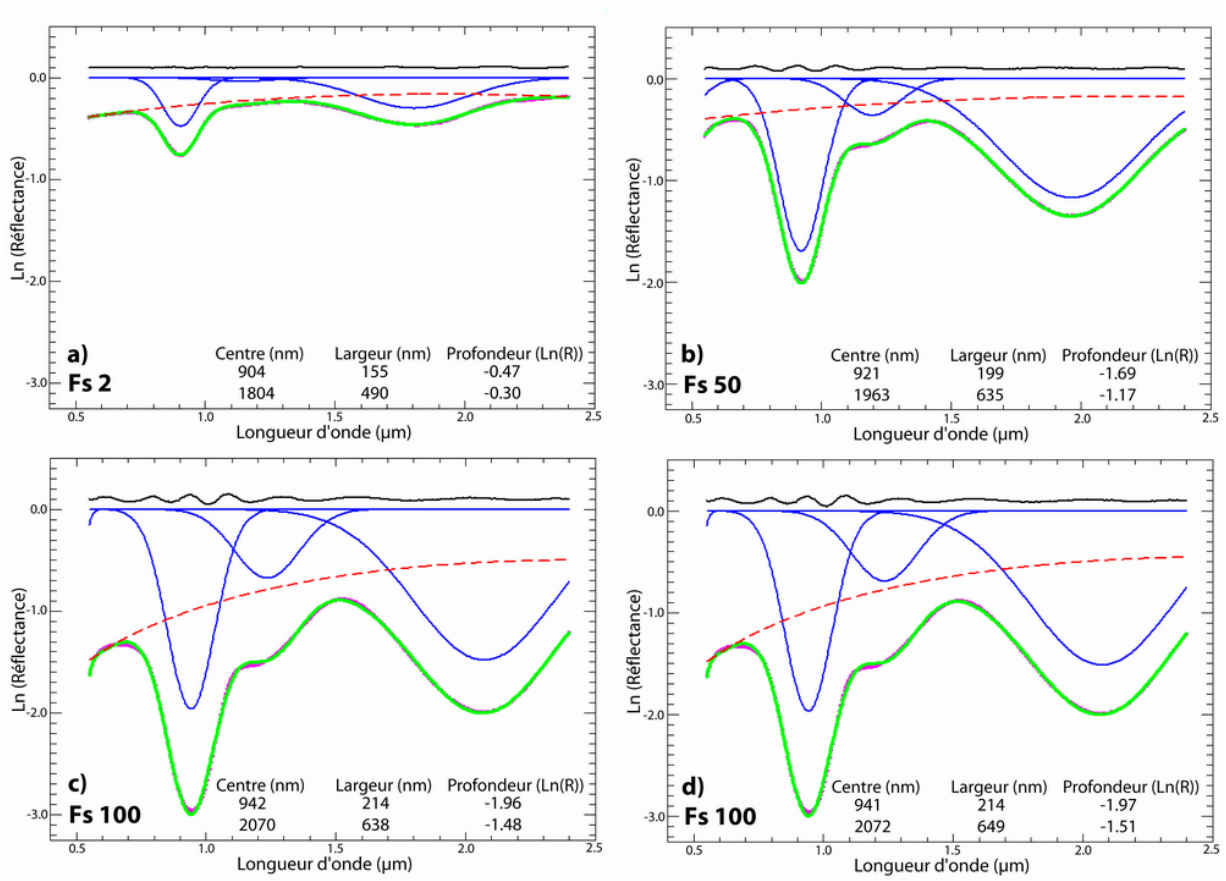

FIG. 5.9 – Exemples de résultats MGM pour la série des spectres d'orthopyroxènes synthétiques : *a)* spectre d'enstatite dans le cas d'une configuration Opx, *b)* spectre de composition intermédiaire dans le cas d'une configuration Opx, *c)* spectre de ferrosilite dans le cas d'une configuration Opx et *d)* spectre de ferrosilite dans le cas d'une configuration Cpx.

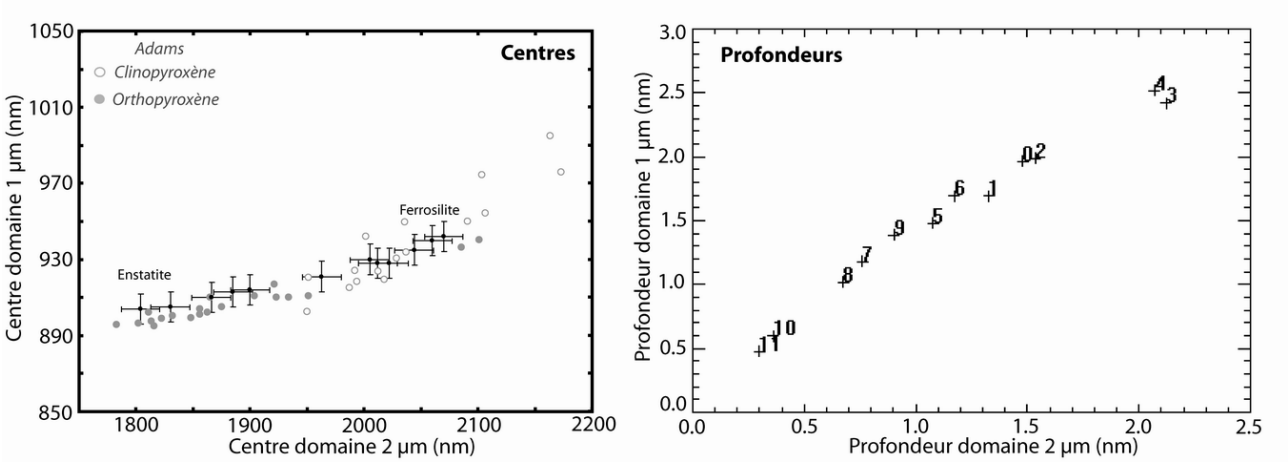

FIG. 5.10 – Evolution comparée des positions des centres (à gauche) et des profondeurs (à droite) des gaussiennes des domaines à 1 et 2 µm sur l'ensemble de la gamme de compositions chimiques. Les centres sont reportés dans le diagramme d'Adams et les barres d'erreurs correspondent aux incertitudes les plus faibles de Kanner *et al.* (2007), soit ±8nm et ±17nm respectivement dans le domaine à 1 et 2 µm. Les numéros des points correspondent à la numérotation de la figure 5.7.

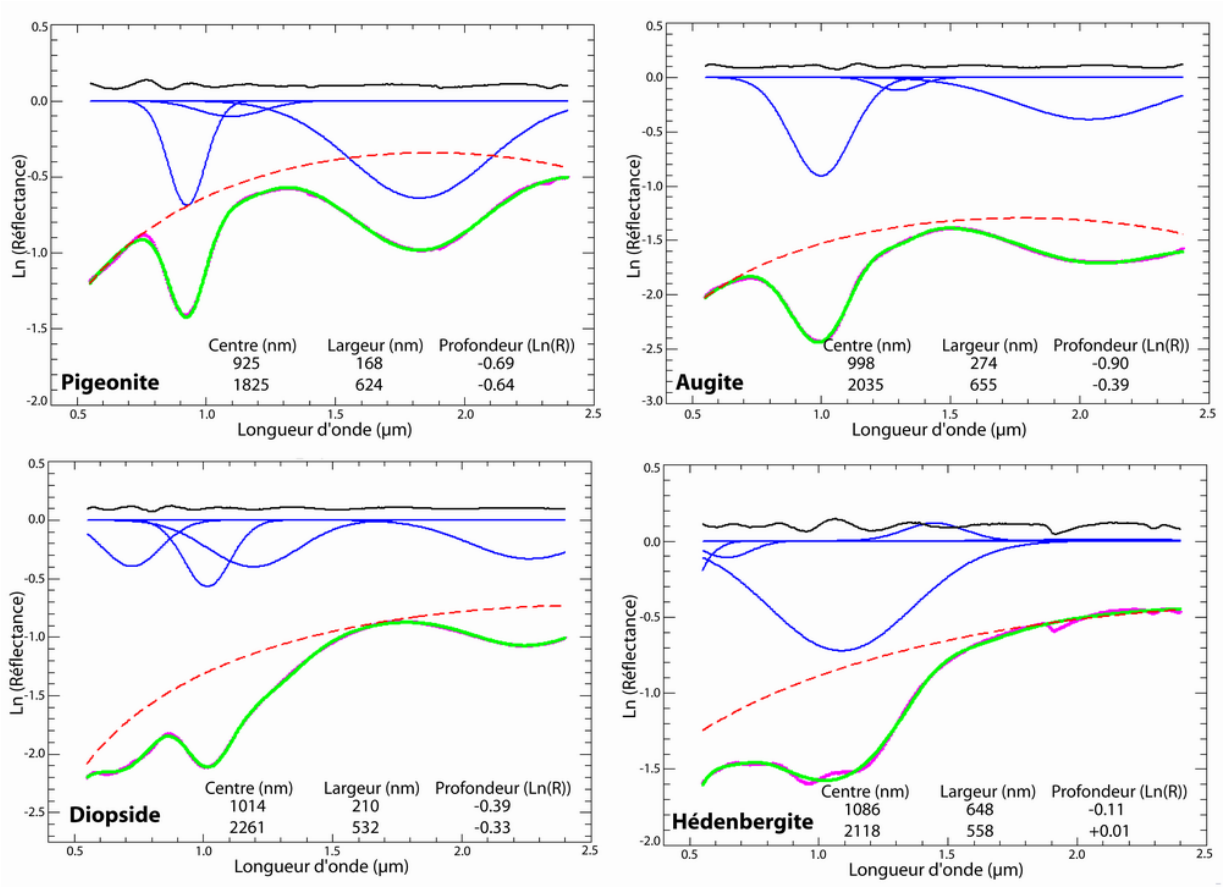

FIG. 5.11 – Exemples de résultats MGM pour des spectres de pyroxènes

De même, les paramètres pour les trois spectres de clinopyroxène sont cohérents avec ceux définis dans les critères de tri. L'augite a une absorption décalée à une plus haute longueur d'onde que l'orthopyroxène et présente une absorption plus large dans le domaine à 1 µm. Ces deux tendances sont conformes à ce qui a été décrit dans la littérature. Pour les diopsides, il est nécessaire d'utiliser la gaussienne centrée à 650 nm pour obtenir une modélisation correcte, l'absorption à cette longueur d'onde étant suffisamment marquée. Nous pouvons aussi noter que pour le spectre de diopside présenté sur la figure 5.11, la gaussienne centrée à 1200 nm est assez développée. Cette profondeur importante pourrait être liée à la présence d'une seconde absorption similaire à celle décrite par Noble *et al.* (2006). Ces trois résultats peuvent être représentés dans le diagramme d'Adams (Fig. 5.12). Les spectres de diopside se placent correctement par rapport aux tendances attendues. Par contre, l'augite présente un décalage vers le haut similaire à celui de la pigeonite. Nous pouvons en déduire que ce comportement, non explicitement mentionné dans la littérature traitant de la spectroscopie des pyroxènes, peut exister pour des pyroxènes de compositions intermédiaires situés dans la partie centrale du quadrilatère. Il conviendra de garder ce résultat présent à l'esprit dans le cadre des interprétations proposées dans les chapitres à venir. Au final comme pour les orthopyroxènes, la détection du clinopyroxène est effectuée correctement grâce à notre procédure.

Contrairement aux premiers exemples présentés, nous pouvons voir sur la figure 5.11 que les différentes configurations utilisées pour identifier soit des orthopyroxènes, soit des clinopyroxènes ne semblent pas adaptées pour les hédenbergites. En effet, ces spectres de minéraux très riches en fer et en calcium présentent une absorption excessivement profonde et large dans le domaine à 1 µm et aucune absorption dans celui à 2 µm. Les gaussiennes que nous utilisons ne sont donc pas positionnées pour

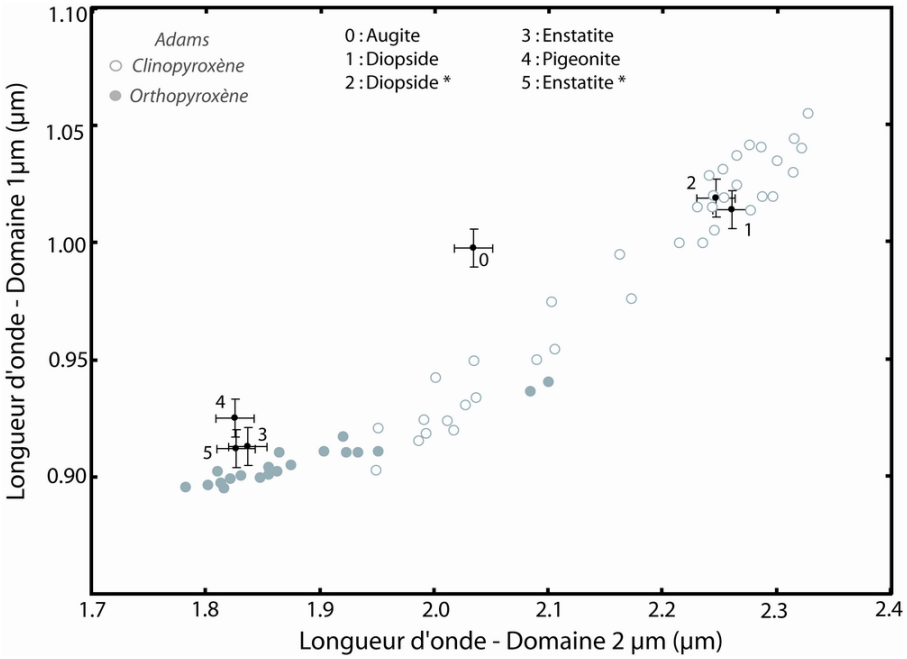

FIG. 5.12 – Position des centres des gaussiennes à 1 et 2 µm pour les spectres d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes. Les barres d'erreurs correspondent aux incertitudes les plus faibles de Kanner *et al.* (2007) : ±8nm et ±17nm respectivement dans le domaine à 1 et 2 µm. Les * font référence aux spectres qui seront utilisés pour les mélanges de deux pyroxènes dans la partie suivante.

déconvoluer correctement ce type de données et les configurations utilisées échoueront. Ces résultats sont cohérents avec les travaux de Schade *et al.* (2004) qui ont montré que trois gaussiennes étaient nécessaires pour modéliser l'absorption du domaine à 1 µm. L'ensemble des exemples présentés nous permet d'affirmer que la procédure MGM détecte correctement les pyroxènes dont les compositions varient entre les trois pôles diopside-enstatite-ferrosilite.

5.2.2.2 Détection dans le cas d'un mélange de pyroxènes

Pour l'étude de la validité de notre procédure dans le cas des mélanges de pyroxènes, nous avons considéré les spectres analysés en détail par Sunshine et Pieters (1993). La composition des mélanges évolue régulièrement entre 100% de diopside et 100% d'enstatite et trois tailles de grain sont disponibles. Les particules peuvent avoir des diamètres inférieurs à 45 µm, compris entre 45 et 75 µm et compris entre 75 et 125 µm. Les trois séries de spectres sont représentées sur la figure 5.13. L'évolution générale de la forme des absorptions correspond à ce qui a déjà été décrit dans le chapitre 3 partie 3.3.3.3.1 page 62, à savoir une évolution non-linéaire des centres vers les plus hautes longueurs d'onde lorsque la proportion de clinopyroxène dans le mélange augmente.

Nous avons appliqué notre procédure systématique à l'ensemble de ces spectres. Sur les sept configurations possibles, seules celles dédiées aux orthopyroxènes, aux clinopyroxènes ou aux mélanges entre ces deux minéraux ont permis de valider une solution mathématique. Nous nous concentrerons donc uniquement sur ces trois configurations. Le tableau 5.1 reprend pour chacun des spectres la ou les configurations qui sont validées. Dans les cas extrêmes, clinopyroxène ou orthopyroxène seul, il n'existe bien qu'une seule solution correspondant au type du pyroxène.

Cependant, pour les mélanges, il peut exister plusieurs situations. Nous pouvons voir que, pour les particules les plus fines, la configuration dédiée au mélange fonctionne pour tous les spectres. Toutefois, lorsque ce mélange est dominé par un pyroxène plutôt qu'un autre, la configuration spécifique à ce

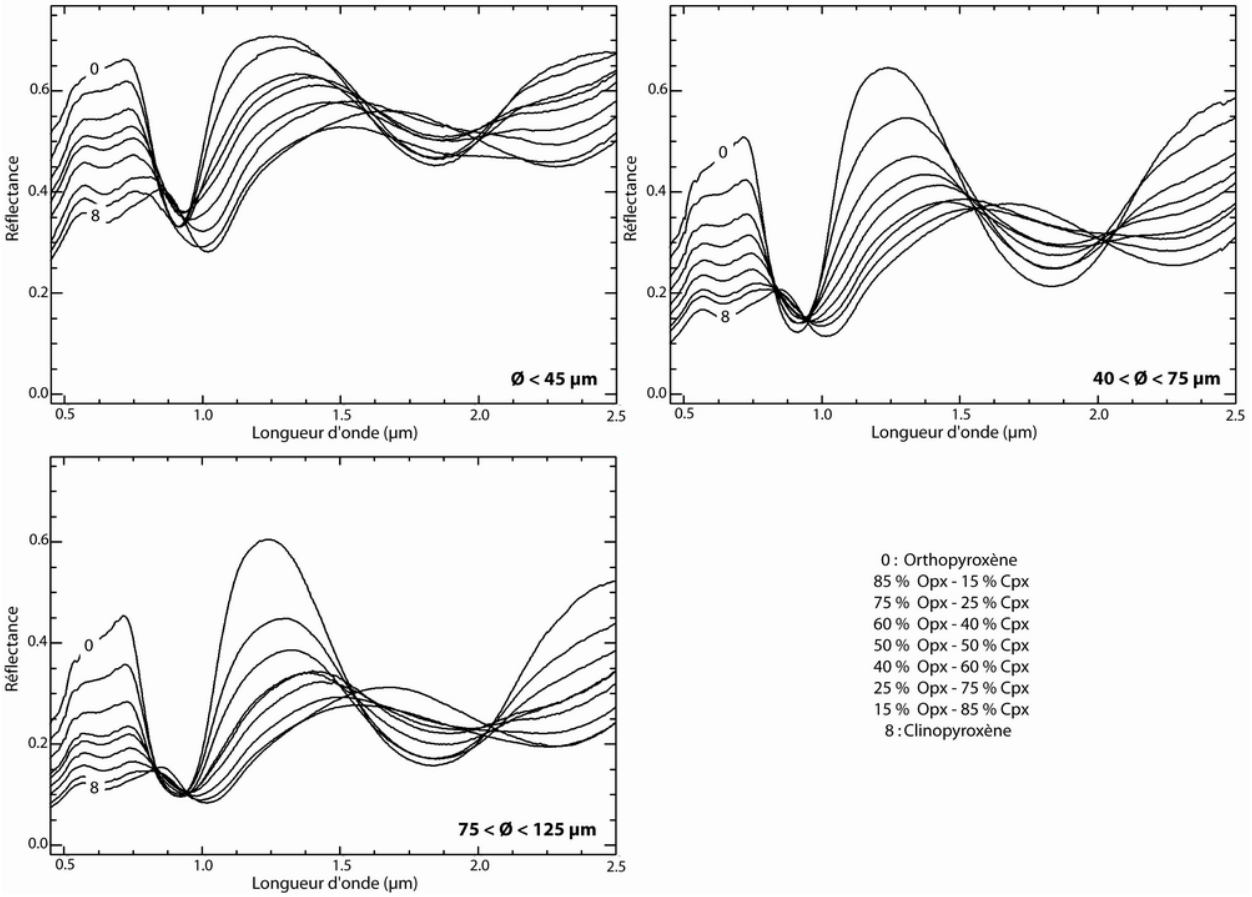

FIG. 5.13 – Spectres de mélanges de pyroxènes utilisés par Sunshine et Pieters (1993) correspondant à trois tailles de grains.

	0 - 45 µm			45 - 75 µm			75 - 125 µm		
Composition	Opx	OpxCpx	Cpx	Opx	OpxCpx	Cpx	Opx	OpxCpx	Cpx
Opx	X			X			X		
Opx 85% Cpx 15%	X	X		X			X		
Opx 75% Cpx 25%	X	X		X			X		
Opx 60% Cpx 40%	X	X		X	X		X	X	
Opx 50% Cpx 50%	X	X		X	X		X	X	
Opx 40% Cpx 60%		X			X			X	
Opx 25% Cpx 75%		X	X			X		X	X
Opx 15% Cpx 85%		X	X			X			X
Cpx			X			X			X

TAB. 5.1 – Tableau récapitulatif des différentes configurations validées (X) pour les mélanges de pyroxènes

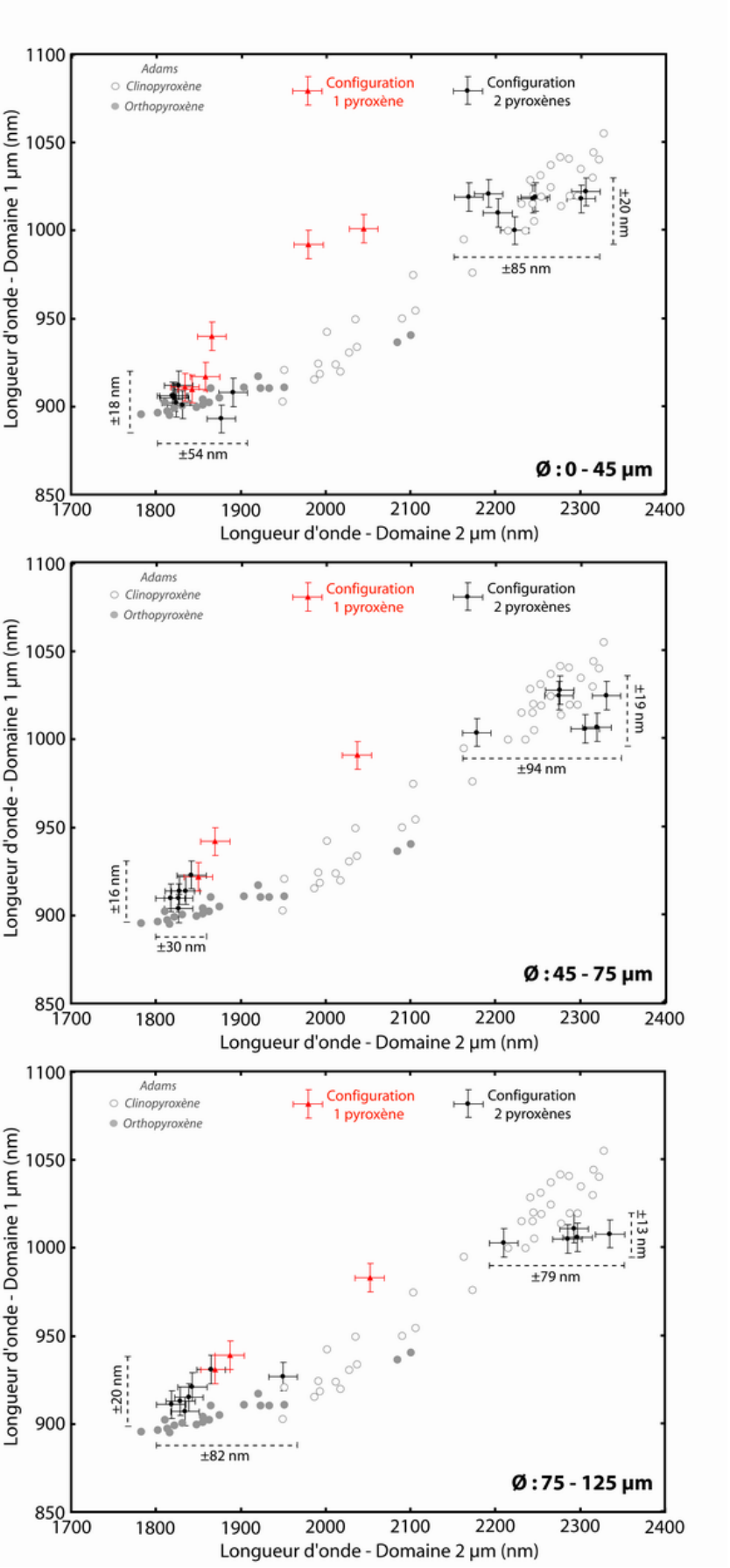

FIG. 5.14 – Positions des centres des gaussiennes reportées dans le diagramme d'Adams (1974). Les ronds noirs correspondent aux résultats de la seule configuration qui est validée ou de la configuration la plus complexe lorsque deux configurations sont validées. Les triangles rouges correspondent aux configurations les plus simples lorsque deux configurations sont validées.

pyroxène est elle aussi acceptée. Les absorptions de l'orthopyroxène écrasent très rapidement celles du clinopyroxène puisque, dès 50% d'orthopyroxène dans le mélange, la configuration qui lui est dédiée est validée. Nous nous trouvons donc dans le cas d'une ambiguïté, cas qui a été préalablement expliqué dans la partie 4.4.3.3 page 127. En conséquence, même s'il existe une double détection, nous pouvons en déduire qu'il s'agit d'un mélange de pyroxène.

L'effet est similaire pour les deux autres tailles de grain, mais cette fois moins de configurations sont validées en tant que mélange. En effet, l'augmentation du diamètre des particules entraîne des absorptions plus importantes en termes de profondeurs et largeurs (cf. § 3.3.3 page 61). Le pyroxène dominant le mélange masque plus les absorptions du pyroxène mineur. Le seuil de détectabilité d'un minéral va donc varier avec l'état de la surface, et d'après ces données de laboratoire, il sera difficile de détecter la présence ou non d'un minéral si celui-ci est en proportion inférieure à 25% dans le mélange.

Le second argument en faveur des mélanges lorsque deux configurations sont acceptées provient de la position des centres des gaussiennes à 1 et 2 µm. En effet, pour tous les spectres, les deux pyroxènes mélangés ont des compositions chimiques qui ne varient pas (cf. 8 page 308). Les positions des centres devraient donc en théorie elles aussi rester stables pour chacune des déconvolutions. Sur la figure 5.14, nous pouvons voir que si la solution la plus simple est retenue dans le cas où deux configurations sont validées, alors ces points vont fortement dévier des tendances définies par Adams (triangles rouges sur la figure). A l'inverse, lorsque la solution de mélange, et donc la solution la plus complexe, est retenue, les points se placent plus près de ce qui est attendu (ronds noirs). Cela signifie donc que la solution mathématique dans le cas du mélange est plus proche de la réalité physique, et ce même si les critères de tri sont respectés pour les deux configurations.

Malgré le choix des bonnes configurations, nous pouvons constater sur la figure 5.14 que sur l'ensemble des résultats mathématiques cohérents avec la réalité physique, il existe tout de même une variation des paramètres finaux et ce quelle que soit la taille des grains. Cette incertitude sur la position exacte du centre dans le cas d'un mélange est plus importante dans le domaine à 2 µm que dans celui à 1 µm. Ainsi, elle peut varier entre ±16 et ±20 nm et entre ±30 et ±82 nm respectivement pour l'orthopyroxène à 1 et 2 µm et entre ±13 et ±20 nm et entre ±79 et ±94 nm respectivement pour le clinopyroxène à 1 et 2 µm. Pour estimer la composition chimique d'un pyroxène inconnu il sera donc préférable de tenir compte des informations obtenues pour la gaussienne à 1 µm.

5.2.2.3 Composition chimique

Pour estimer les teneurs en fer et en calcium d'un pyroxène à partir des résultats du MGM, nous utiliserons les données qui ont été présentées dans le chapitre 3 partie 3.3.3.2 page 62. Hazen *et al.* (1978), puis Cloutis et Gaffey (1991a), ont quantifié l'évolution de la position des absorptions pour des compositions chimiques variables dans le quadrilatère des pyroxènes. En principe, il est alors possible d'effectuer la démarche inverse et donc de remonter à l'information minéralogique à partir des caractéristiques des gaussiennes.

Nous avons à notre disposition un ensemble de dix-huit spectres, ceux-ci ayant été présentés dans le paragraphe concernant la détection d'un pyroxène seul. Ce jeu de données comprend donc la série de Klima *et al.* (2007), les quatre spectres divers et les deux spectres de pyroxènes purs ayant servi pour les mélanges. Les informations concernant la composition chimique réelle de tous ces pyroxènes ont été trouvées dans la littérature ou dans la base de données *RELAB*. Elles sont reportées dans l'annexe 8 page 308. A partir de ces compositions, nous pouvons donc replacer les différents pyroxènes dans le diagramme (Ca-Mg-Fe), et plus particulièrement dans le quadrilatère Diopside-Hédenbergite-

Enstatite-Ferrosilite. Sur la figure 5.15, la série de Klima *et al.* est représentée par les cercles rouges, les pyroxènes divers par les cercles bleus et les pyroxènes utilisés dans les mélanges par les deux cercles roses.

Pour comparer plus facilement nos résultats avec les données de la littérature, nous avons associé les valeurs d'Hazen *et al.* à une échelle de couleur qui correspond à la gamme complète des centres envisageables, c'est-à-dire de 900 à 1050 nm et de 1800 à 2300 nm respectivement pour les domaines à 1 et 2 µm. L'évolution est donc progressive au sein du quadrilatère. En parallèle, l'intérieur des cercles correspondant aux pyroxènes est codé avec la même gamme de couleur, la valeur utilisée étant alors celle directement issue du résultat du MGM. Ainsi, si le résultat du MGM est parfaitement cohérent avec la valeur théorique, alors la couleur à l'intérieur du cercle doit être la même que celle qui l'entoure dans le quadrilatère. Il faut toutefois garder à l'esprit que l'incertitude propre au MGM peut aussi entraîner un léger décalage.

Sur la figure 5.15, nous pouvons donc voir, dans le domaine à 1 µm et pour l'ensemble des spectres, que les résultats sont en accord avec les données de la littérature (Hazen *et al.*, 1978). Il existe une nette évolution de la teinte de bleu sur les spectres d'orthopyroxène (En-Fs) de Klima *et al.*, cette évolution étant directement corrélée à l'évolution chimique. Seuls les points associés aux diopsides "divers" et "mélange" (cercles bleus les plus hauts) montrent un décalage un peu plus important.

Toutefois, pour ces compositions chimiques, les données d'Hazen *et al.* et de Cloutis et Gaffey différent sensiblement. Ces dernières sont représentées sur la figure 5.15 à l'aide des pointillés noirs. Cloutis et Gaffey ont ainsi pu constater que les absorptions se situent à des longueurs d'onde de l'ordre de 1040 nm pour le diopside, c'est-à-dire des longueurs d'onde similaire à celles de l'hédenbergite. En comparant nos résultats avec ces nouvelles valeurs, l'adéquation est cette fois ci aussi respectée pour les diopsides. Les résultats pour le domaine à 2 µm sont similaires, la tendance pour les enstatites-ferrosilites étant respectée, tout comme le décalage des diopsides par rapport aux données les plus anciennes de la littérature. Au vu de ces résultats, dans la suite de ce travail nous utiliserons uniquement les données de Cloutis et Gaffey (1991b).

Ainsi, sur la base de l'expérience acquise dans les cas de laboratoire, il s'avère possible d'obtenir une information sur la composition chimique d'un pyroxène. Il faudra toutefois garder à l'esprit que le MGM a une incertitude propre et que, suivant les données issues de la littérature, l'interprétation peut varier. De plus, dans cet exercice les points sont placés en fonction de la composition réelle, alors que dans un cas non contrôlé où nous recherchons cette information, seulement une plage de compositions pourra être définie. L'association de l'information issue des bandes à 1 et 2 µm permettra cependant de mieux contraindre la composition, les résultats pour les deux domaines devant être cohérents.

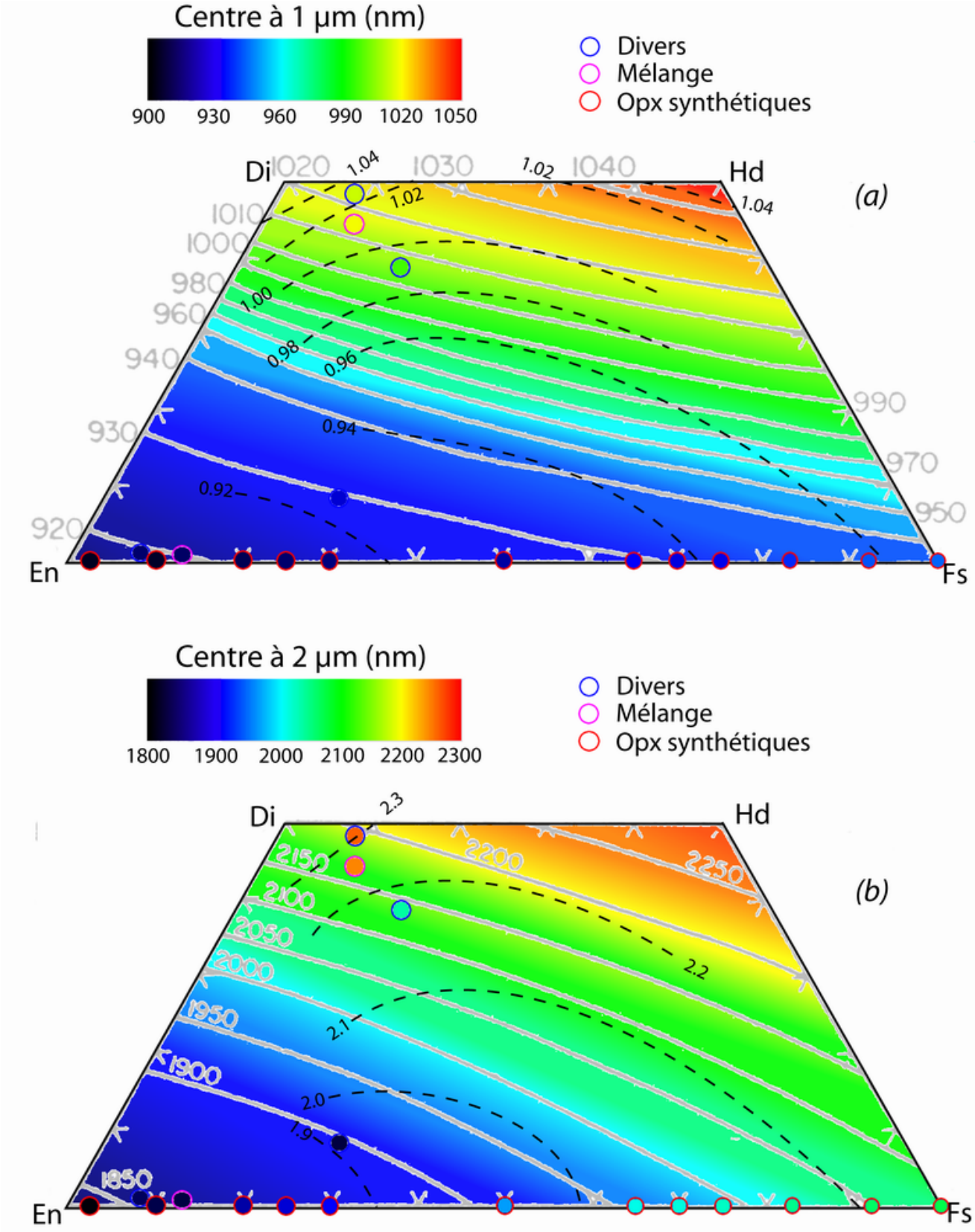

FIG. 5.15 – Les pyroxènes des paragraphes précédents sont représentés dans le quadrilatère en fonction de leurs compositions chimiques réelles (cercles bleus, roses ou rouges). L'échelle de couleur en arrière-plan correspond aux données sur la position des centres d'après Hazen *et al.* (1978). Les pointillés noirs correspondent aux données de Cloutis et Gaffey (1991a). La couleur dans les cercles correspond aux résultats du MGM en utilisant la même échelle de couleur que pour les données de Hazen *et al.* (1978).

5.2.2.4 Composition modale

Pour retrouver la composition modale du mélange à partir des résultats du MGM, il est possible d'utiliser le "Component Band Strength Ratio" (CBSR) défini par Sunshine et Pieters (1993, cf. chap. 3, § 3.4.2.2 page 73). Nous avons donc calculé ce paramètre à 1 et 2 µm, pour les trois tailles de grains, à partir des résultats de la configuration Opx-Cpx. Il est alors possible de représenter l'évolution de ce paramètre par rapport à la proportion réelle de clinopyroxène dans le mélange (Fig. 5.16).

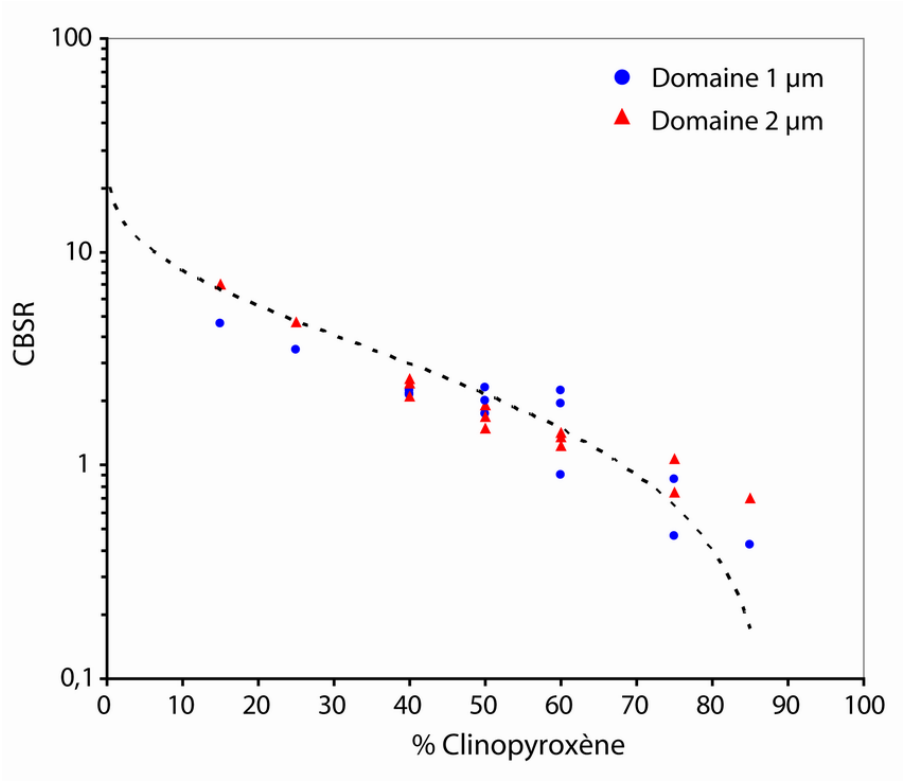

FIG. 5.16 – Evolution du CBSR en fonction de la teneur réelle en clinopyroxène du mélange.

Nous retrouvons bien une évolution logarithmique similaire à celle de la littérature, avec une diminution progressive du CBSR lorsque la proportion de clinopyroxène augmente, et ce pour les deux domaines de longueurs d'onde. La dispersion est cependant un peu plus prononcée que celle de Sunshine et Pieters (1993). Les incertitudes correspondantes sur l'estimation de la composition modale du mélange qu'il faudra considérer dans la suite sont de l'ordre de ±10%.

5.3 Mélange olivine - pyroxène

Après avoir validé notre procédure de détection pour les minéralogies les plus simples, nous allons à présent nous intéresser aux spectres correspondant à des mélanges entre de l'olivine et du pyroxène, spectres dont la déconvolution complexe par MGM n'a jamais été abordée dans la littérature.

5.3.1 Olivine et orthopyroxène

5.3.1.1 Détection

Pour analyser l'efficacité de la procédure dans le cas d'un mélange olivine-pyroxène, nous avons utilisé une série de spectres étudiée à l'origine par Mustard et Pieters (1989) et reprise par Hiroi et

Pieters (1994) pour valider la modélisation théorique de spectres en réflectance. Certains de ces spectres ont d'ailleurs servi à calibrer l'initialisation automatique (cf. § 4.4.1.5.1 page 114). Par rapport au jeu de données employé auparavant, l'ensemble de la série permet d'accéder à des spectres qui contiennent également du plagioclase. Cela va donc permettre de tester par la même occasion l'effet de ce troisième minéral sur notre procédure.

Les spectres des trois pôles purs, olivine, orthopyroxène et plagioclase, ont été acquis avec trois tailles de grains différentes, de moins de 45 à 75 µm. Bien que les mélanges présentent eux aussi une taille de grains variable, nous avons choisi de nous concentrer dans ce test sur la classe 45-75 µm. Il faut noter que les spectres de pôles purs correspondent en fait à l'analyse d'un mélange entre plusieurs cristaux de compositions chimiques très proches, ce qui explique qu'à un spectre soit associé une gamme de composition plutôt qu'une composition précise. Ces compositions sont détaillées dans l'annexe page 309, tout comme les références *RELAB* exactes des spectres. La figure 4.31 page 116 présente l'ensemble des données qui seront utilisées dans la suite de ce paragraphe. Dans la figure 5.17, les spectres des trois pôles purs sont placés dans le diagramme en haut à gauche, le mélange contenant de l'olivine et de l'orthopyroxène étant quant à lui dans celui de droite. Le dernier diagramme, en bas à gauche, correspond aux mélanges entre de l'olivine et de l'orthopyroxène, mais cette fois en présence de plagioclase en proportion variable. Nous pouvons voir qu'à priori ce troisième minéral influence peu la forme générale des absorptions, les spectres de ce dernier diagramme étant similaires à ceux représentés dans le diagramme *b)*.

Nous avons donc appliqué notre procédure automatique sur l'ensemble de ces spectres. Les configurations dédiées à l'olivine, à l'orthopyroxène ou au mélange des deux permettent de valider l'ensemble des situations possibles. Puisque les autres configurations ne donnent jamais de résultat positif après les tris, nous n'en parlerons plus dans la suite de ce paragraphe. Les exemples de résultats du MGM pour les spectres de mélange entre 75% d'olivine et 25% d'orthopyroxène d'une part et 50% d'olivine et 50% d'orthopyroxène d'autre part ont déjà été présentés dans la partie *Procédure de tri*, respectivement sur les figures 4.36 page 122 et 4.41 page 129. Le tableau 5.2 reprend pour chacun des spectres la ou les configurations qui sont validées par le MGM.

Dans ce tableau, les spectres sont classés en fonction de la proportion relative d'olivine par rapport à l'orthopyroxène (colonnes du milieu). Les trois premières colonnes indiquent la composition exacte du mélange en incluant le plagioclase. Ainsi, la première ligne correspond à ce minéral seul et, logiquement, aucune des configurations ne peut le détecter. Les situations suivantes concernent les mélanges à deux composants, c'est-à-dire entre olivine ou pyroxène, et plagioclase. Dans les deux cas, la teneur de ce dernier peut varier de 0 à 75%. Nous pouvons constater que quelle que soit la quantité de plagioclase dans le mélange, la configuration qui permet de modéliser le spectre est celle du minéral mafique seul. La forte signature du fer dans les minéraux mafiques et ultramafiques domine donc complètement le signal, et le plagioclase peut réellement être considéré comme invisible par notre procédure. Cela se vérifie pour le reste des résultats, puisque dans les mélanges à trois composants, seule la proportion relative d'olivine et d'orthopyroxène va influer sur la configuration qui sera validée.

Dans la suite du tableau, il existe trois solutions différentes. Tout d'abord, lorsque l'orthopyroxène domine le mélange (proportion relative supérieure à 72%) seule la configuration dédiée à ce minéral est validée. Les absorptions causées par l'olivine, constituant minoritaire, étant trop faibles pour être détectées. La forme du spectre est tout de même légérement modifiée par la bande d'absorption de l'olivine à 1250 nm mais cette variation est "absorbée" par la gaussienne "1200" du pyroxène. Cette dernière se retrouve néanmoins légèrement décalée vers 1250 nm, ce qui peut être un bon indice de

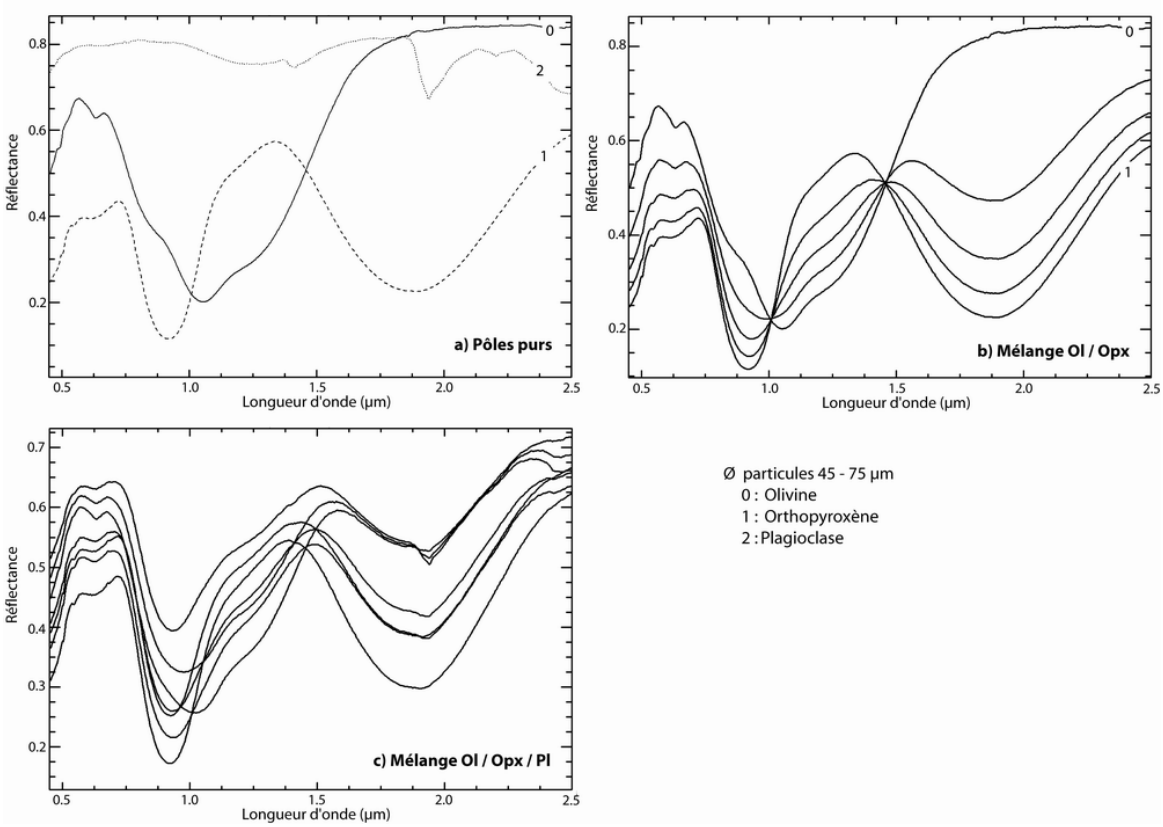

FIG. 5.17 – Spectres de mélanges d'olivine et d'orthopyroxène : a) pôles purs, b) mélange olivine et orthopyroxène, c) mélange olivine, orthopyroxène et plagioclase. Les références des spectres sont détaillés en annexe page 309

Composition du mélange			Proportion Relative		Configuration validée		
Ol	Opx	Pl	Ol	Opx	Ol	Opx	OlOpx
0	0	100	0	0			
100	0	0	100	0	X		
50	0	50	100	0	X		
25	0	75	100	0	X		
75	0	25	100	0	X		
0	100	0	0	100		X	
0	75	25	0	100		X	
0	50	50	0	100		X	
0	25	75	0	100		X	
16	66	16	20	80		X	
25	75	0	25	75		X	
16	41	41	28	72		X	
50	50	0	50	50		X	X
41	41	16	50	50		X	X
16	16	66	50	50		X	X
33	33	33	50	50		X	X
66	16	16	80	20			X
75	25	0	75	25			X
41	16	41	72	28			X

TAB. 5.2 – Tableau récapitulatif des différentes configurations validées (X) pour les mélanges à proportions variables d'olivine, d'orthopyroxène et de plagioclase (taille de grains : 45-75 µm)

la présence d'olivine (Parente et Bishop, 2006). Dans le cas où la proportion d'olivine est d'environ 50%, une ambiguïté apparaît. En effet les configurations Opx ainsi que Ol-Opx sont validées. De même que pour les mélanges de deux pyroxènes, nous avons donc une situation où la configuration associée au mélange le plus complexe correspond à la réalité physique. Enfin, si la proportion d'olivine est supérieure ou égale à 72%, seule la configuration Ol-Opx fonctionne. Dans ce dernier cas, le spectre est tellement affecté par les absorptions de l'olivine que la gaussienne "1200" du pyroxène seule ne peut modéliser le signal.

En résumé, notre procédure automatique détecte correctement la minéralogie à la condition que l'olivine soit présente en quantité suffisante, c'est-à-dire en proportion relative supérieure ou égale à celle du pyroxène. Cela implique donc que la non détection de l'olivine peut indiquer qu'elle n'intervient pas du tout dans la minéralogie, mais ne permet d'exclure le cas où elle est présente en plus faible proportion que le second minéral. Nous devrons aussi prendre en compte par la suite le fait que le plagioclase nous soit invisible, ce qui signifie que nous ne pourrons donner qu'une composition modale partielle de la roche : ainsi, une roche pourra être spectroscopiquement très riche en minéraux mafiques et cependant être principalement composée de plagioclase.

5.3.1.2 Maximum de réflectance et largeur de la figure d'absorption

Dans le domaine à 1 µm, un pyroxène présente deux absorptions. La première, directement liée à la minéralogie, peut se situer jusqu'à environ 1050 nm (clinopyroxène). La seconde, qui a une profondeur plus faible, est quant à elle centrée à 1200 nm. Le niveau de réflectance remonte donc lorsque l'impact de ces absorptions sur le spectre diminue. En conséquence, le maximum de réflectance entre les domaines à 1 et 2 µm est situé à des longueurs d'onde relativement basses (1.3 à 1.5 µm, cf. §5.2.2.1). Pour les pyroxènes riches en fer (*i.e.* hédenbergite et ferrosilite), la gaussienne centrée à 1200 nm peut toutefois être plus marquée, ce qui peut décaler légèrement ce maximum. Etant donné que les valeurs de réflectance sont élevées à des faibles longueurs d'onde, la figure d'absorption présente une largeur réduite. Ainsi, pour les pyroxènes considérés dans cette étude, la largeur de la gaussienne principale

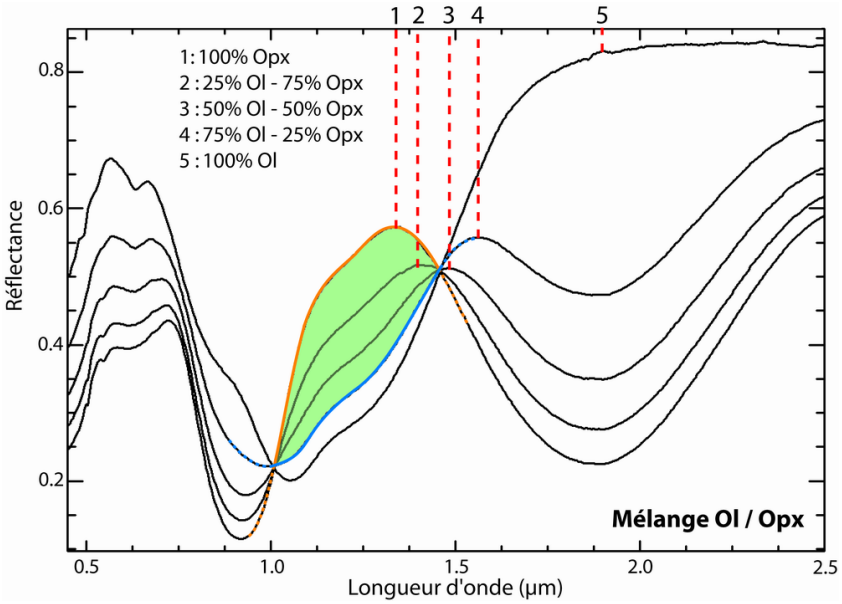

FIG. 5.18 – Position du maximum de réflectance autour de 1.5 µm et largeur de la figure d'absorption en fonction de la proportion relative d'un minéral par rapport à l'autre dans le cas d'un mélange olivine-orthopyroxène (série de laboratoire, cf. § 5.3.1 page 149).

ne dépasse jamais 300 nm.

En ce qui concerne l'olivine, celle-ci possède une absorption prononcée autour de 1250 nm. A ces longueurs d'onde, les valeurs de réflectance du spectre sont donc plus basses que pour un pyroxène, ce qui engendre un décalage du maximum de réflectance vers des longueurs d'onde plus élevées. Ainsi, comme le montre la figure 5.18, la position du maximum de réflectance peut être prise en première approximation comme un indicateur de la présence d'olivine dans la roche. De plus, la figure d'absorption sur le spectre apparaît plus large que pour les pyroxènes. A titre d'exemple, la différence de largeur entre le spectre d'orthopyroxène et le spectre de mélange contenant 75% d'olivine est représentée en vert sur la figure 5.18. Un maximum de réflectance situé à une longueur d'onde élevée implique donc également une figure d'absorption plus large.

5.3.1.3 Stabilité et composition

Après nous être assuré de la bonne détection de la minéralogie, nous pouvons de nouveau nous intéresser aux paramètres finaux des gaussiennes en vue de caractériser la composition modale ou chimique. Nous avons vu, dans le cas des minéralogies simples, qu'une information sur la composition chimique d'un minéral est accessible à partir de la position des centres des gaussiennes. Il nous faut donc contrôler la stabilité des paramètres lorsque le mélange varie dans le but de garder une détermination correcte de la composition.

Sur la figure 5.19, la position des centres des trois gaussiennes de l'olivine est représentée en fonction de la proportion relative de ce minéral dans le mélange. Les points placés à 100% correspondent aux résultats pour le spectre du pôle pur analysé avec la configuration Ol. Les points à 75 ou 50% sont quant à eux associés aux spectres de mélange pour lesquels la configuration OlOpx a donné un résultat positif. Pour que le résultat du calcul de la teneur en fer de l'olivine soit correcte, il faut que les positions finales des centres pour les mélanges soient similaires aux positions obtenues pour le pôle pur. Nous

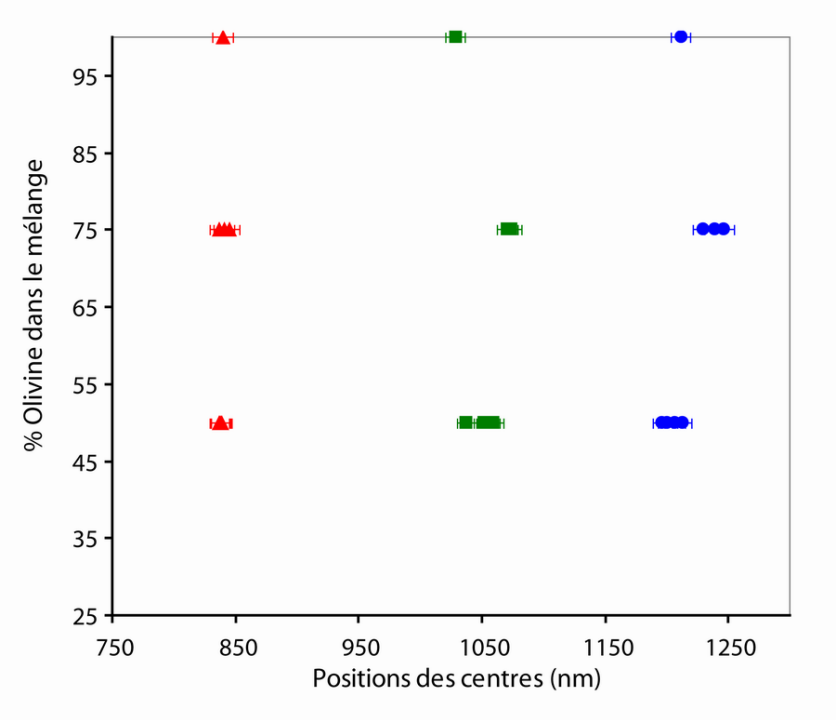

FIG. 5.19 – Positions des centres des trois gaussiennes de l'olivine en fonction de la proportion de celle-ci dans le mélange.

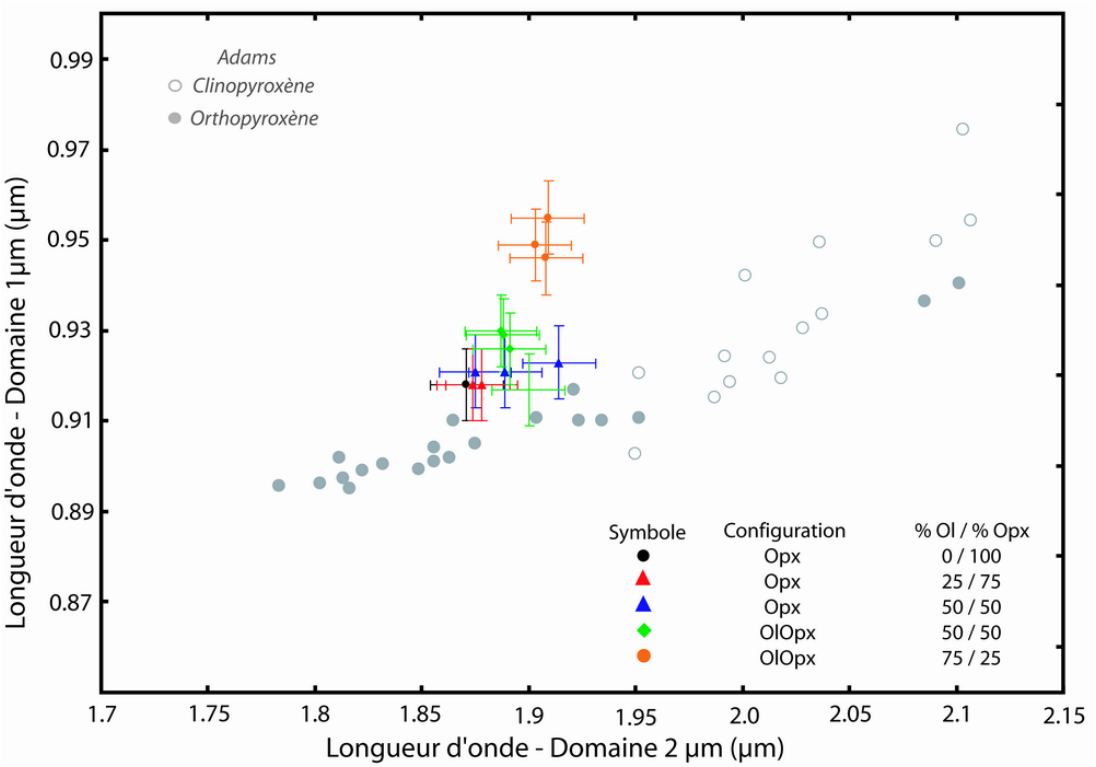

FIG. 5.20 – Positions des centres des deux gaussiennes de l'orthopyroxène en présence d'une proportion variable d'olivine et/ou plagioclase dans le diagramme d'Adams (1974). Comparaison entre les résultats issus des deux types de configuration.

pouvons voir que la position du centre de la gaussienne "850" ne varie presque pas, celles à "1050" et "1250" présentant par contre un décalage, notamment pour le mélange à 75%, vers les plus hautes longueurs d'onde. Ce décalage est de l'ordre de 50 nm pour les deux gaussiennes, ce qui implique un effet non-négligeable (moins de ±10%) sur l'estimation de la teneur en fer. En effet, la teneur en fer recalculée à partir des résultats de l'olivine seule est de Fo_{99} au lieu de Fo_{85-89} en réalité. Cette erreur, relativement importante, reste cohérente avec l'incertitude de ±14% définie pour les forstérites dans la partie 5.2.1.2.

Pour les mélanges contenant une proportion relative de 50% d'orthopyroxène, la teneur en fer devient $Fo_{92\pm6}$. Cette variation de ±6% est liée à la teneur en plagioclase qui modifie de quelques nanomètres les résultats du MGM. Dans ce cas, l'estimation obtenue reste toujours acceptable au vu de la réalité (±7%). Par contre, lorsque la proportion relative d'orthopyroxène est de 25%, c'est-à-dire quand le décalage est le plus important, la teneur en fer recalculée est de $Fo_{59\pm7}$. Cette fois, l'erreur par rapport à la réalité est donc importante (±18%). Au vu de ces résultats, il semble donc difficile d'obtenir une estimation robuste de la composition chimique d'une olivine lorsque celle-ci est mélangée à un pyroxène.

Les paramètres finaux des gaussiennes de l'orthopyroxène sont eux aussi affectés par la présence d'olivine. Les positions des centres à 1 et 2 µm pour les différentes situations sont représentées sur le diagramme d'Adams figure 5.20. Le pôle pur, modélisé avec la configuration dédiée à l'orthopyroxène, correspond au rond noir et, théoriquement, les résultats issus des situations de mélange devraient être proches de cette position. Comme les paramètres des gaussiennes peuvent être cette fois obtenus à partir de deux configurations différentes, à savoir les configurations Opx ou OlOpx, nous les représentons séparément dans le diagramme pour évaluer l'effet du choix sur l'estimation de la composition chimique.

Lorsque le mélange contient 25% d'olivine, seule la configuration Opx est validée et les paramètres finaux (triangles rouges) sont très proches du cas du pôle pur, avec ou sans plagioclase. Par contre, dès 50% d'olivine dans le mélange, nous pouvons observer une évolution des centres vers des positions plus éloignées, et ce à la fois pour le domaine à 1 et 2 µm. Les deux configurations donnent des résultats sensiblement identiques : pour chacun des spectres, l'écart entre les valeurs obtenues est de moins de 10 nm dans le domaine à 1 µm et de moins de 15 nm dans celui à 2. Cet écart reste donc dans la gamme des incertitudes propres au MGM. Nous pouvons toutefois noter que la configuration Opx (triangles bleus) est particulièrement sensible à la présence du plagioclase. Plus celui-ci est en quantité importante dans le mélange, plus le centre de la gaussienne à 2 µm se décale vers les hautes longueurs d'onde. Enfin, lorsque l'olivine atteint une proportion relative d'environ 75%, les valeurs des paramètres finaux sont significativement modifiées. Les points (ronds orange) se décalent nettement au dessus des tendances pour les pyroxènes seuls, une constatation déjà faite dans la littérature en se basant sur les figures d'absorption des spectres.

Cette évolution des centres selon la teneur en olivine peut avoir une incidence sur l'interprétation quant à la composition chimique du pyroxène. Dans le quadrilatère de la figure 5.21, pour chaque mélange nous avons défini les gammes de compositions respectivement associées aux centres à 1 et 2 µm. Ainsi, pour le pôle pur (courbes noires), les centres sont cohérents puisqu'ils correspondent tous les deux au domaine de l'enstatite. Avec 50% d'olivine (courbes vertes), les deux centres restent relativement cohérents mais la composition obtenue se décale vers des pyroxènes plus riches en fer ou en calcium. Enfin, pour les mélanges les plus riches en olivine (courbes orange), nous observons un net décalage entre les données des deux domaines. A 2 µm, la composition est similaire à celle du mélange précédent alors qu'à 1 µm le domaine concerné est clairement associé à la pigeonite ou à la ferrosilite, c'est-à-dire des orthopyroxènes très riches en calcium ou en fer. Or, en réalité, l'orthopyroxène est ici de type enstatite et la démonstration faite ci-dessus indique les limites de l'estimation de la composition chimique d'un pyroxène inconnu à partir des résultats du MGM, lorsque l'olivine est également présente dans le mélange.

En résumé, comme pour les cas les plus simples, notre procédure permet de correctement détecter la minéralogie. Dans le cas de mélanges olivine-pyroxène, l'estimation de la composition chimique des deux minéraux reste cependant plus incertaine. Nous avons vu que les absorptions de l'olivine sont fortement affectées dès que le mélange contient un peu de pyroxène, alors qu'à l'inverse les résultats pour l'orthopyroxène sont significativement modifiés lorsque l'olivine est présente en grande quantité. Pour l'olivine, il ne semble donc pas que le décalage soit directement lié à la composition modale. Pour le pyroxène, le décalage des centres vers les plus hautes longueurs d'onde lorsque la teneur en olivine augmente est régulier. Comme nous pouvons le voir sur la figure 5.22, il est fortement non-linéaire pour le centre à 1 µm. Le centre à 2 µm est par contre plus proche d'une tendance linéaire. Il est donc intéressant de chercher à quantifier la composition modale du mélange afin d'obtenir une meilleure estimation de la composition chimique.

La figure 5.23 montre l'évolution conjointe des profondeurs des gaussiennes de l'orthopyroxène à 1 µm et de l'olivine "1250". Pour les comparer, nous utilisons la profondeur de l'une en fonction de la somme des deux, c'est-à-dire que la profondeur totale des deux gaussiennes est ramenée à un. Ainsi, nous pouvons voir que l'évolution en fonction de la composition du mélange est non-linéaire, l'orthopyroxène ayant un impact plus important sur la profondeur totale de l'absorption. Dès que sa proportion atteint 25%, il aura une profondeur plus importante que l'olivine et au delà d'environ 60%, la profondeur pour l'olivine sera très faible au regard de celle du pyroxène. Pour ces compositions

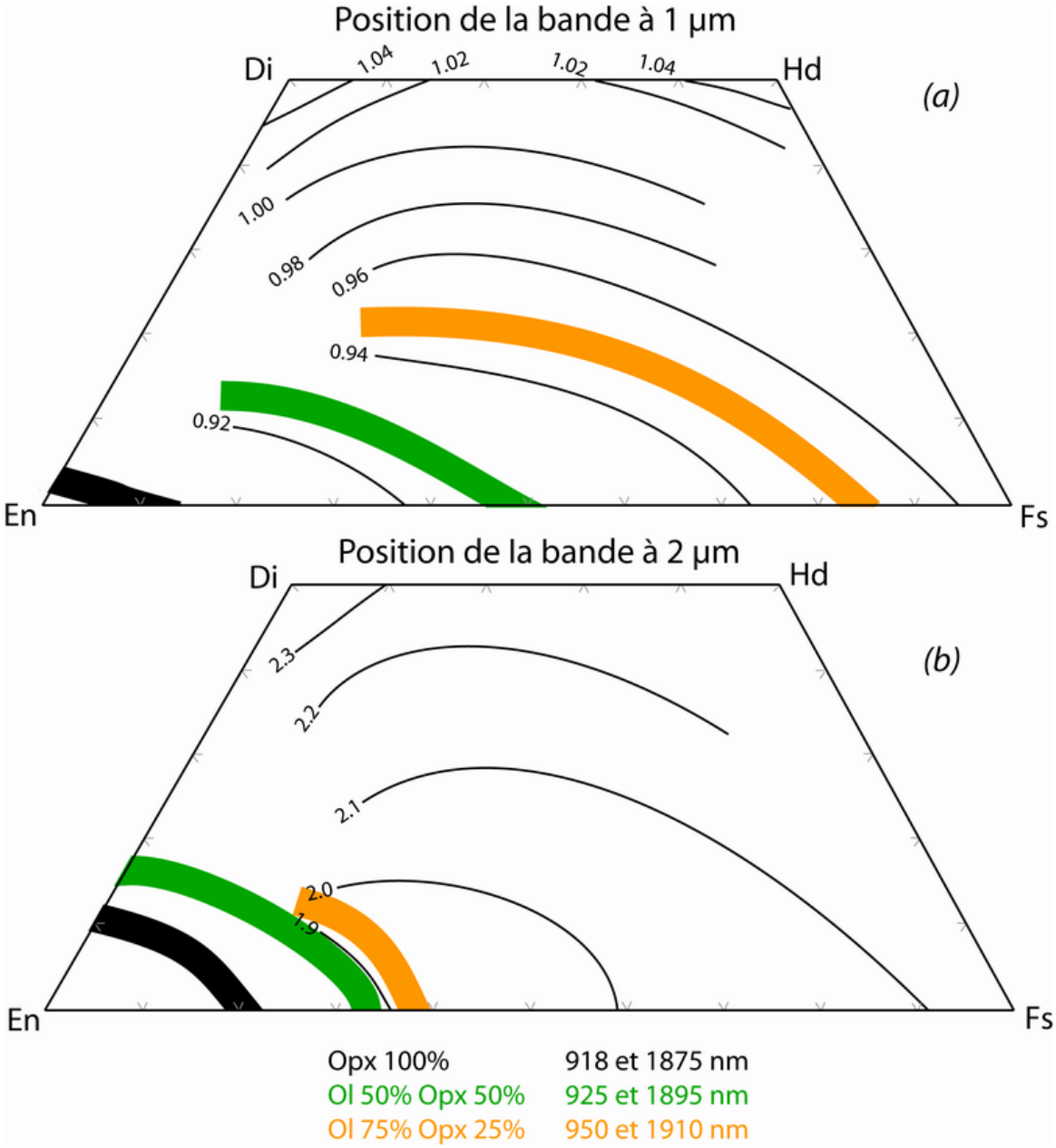

FIG. 5.21 – Composition chimique du pyroxène, dans le quadrilatère, à partir des résultats du MGM et des données de Cloutis et Gaffey (1991b).

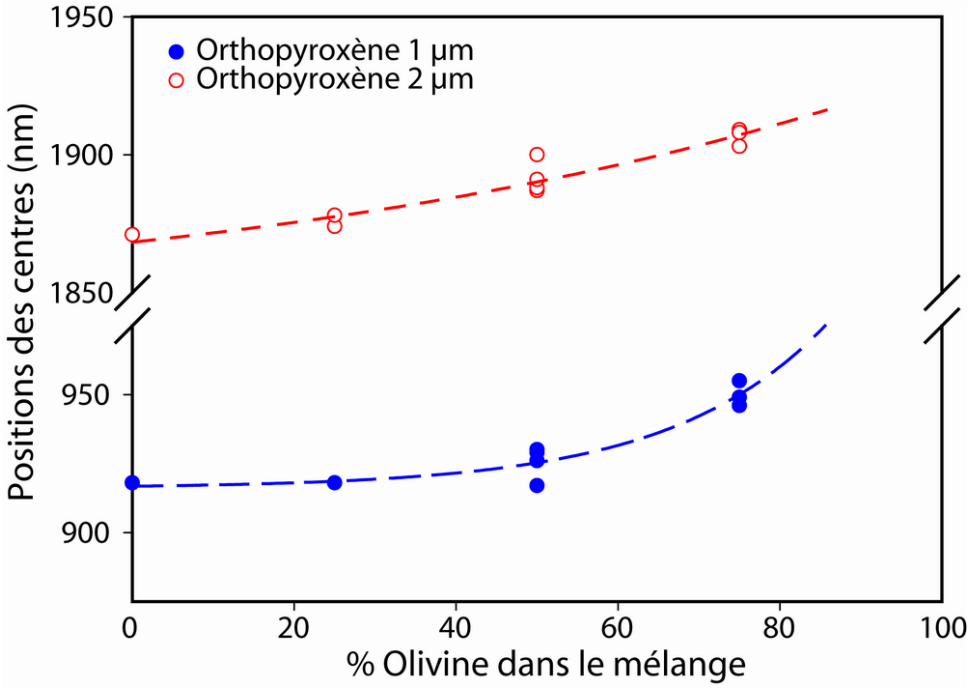

FIG. 5.22 – Evolution de la position des centres à 1 et 2 µm de l'orthopyroxène en fonction de la composition du mélange.

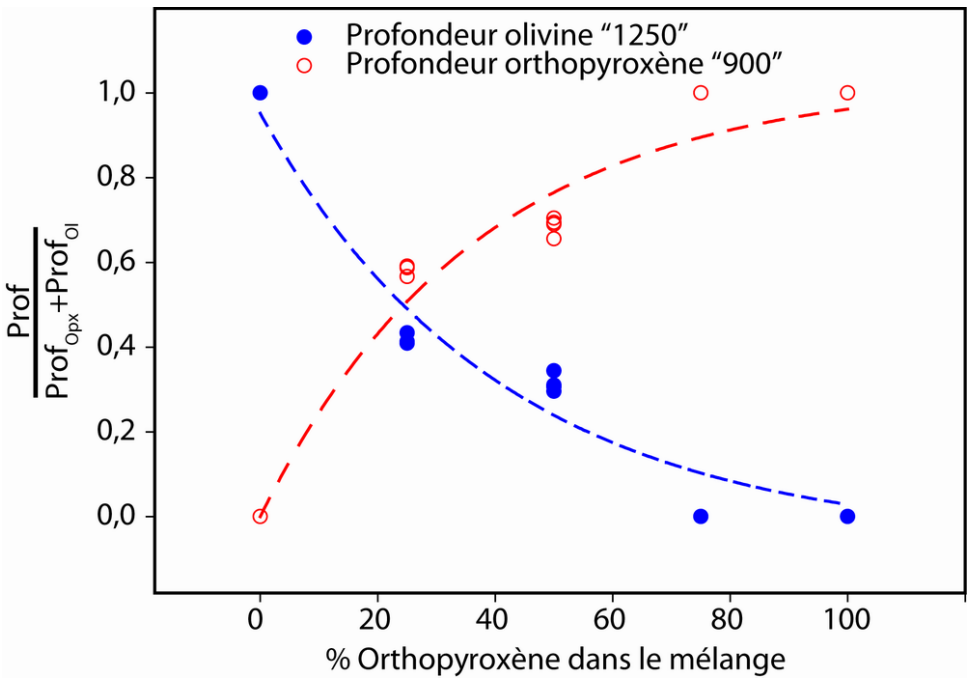

FIG. 5.23 – Evolution de la profondeur de l'olivine et de l'orthopyroxène en fonction de la composition du mélange. Pour chacun des minéraux, la profondeur d'une gaussienne est comparée à la somme des deux profondeurs grâce aux relations suivantes $\frac{Prof_{Ol}}{Prof_{Opx}+Prof_{Ol}}$ et $\frac{Prof_{Opx}}{Prof_{Opx}+Prof_{Ol}}$, respectivement pour l'olivine et l'orthopyroxène.

Caractéristiques		Configuration validée			
Spectre	Taille de grains (Ol-Opx-Cpx)	Cpx	OlCpx	OpxCpx	OlOpxCpx
A	MS - MS - MS	X	X	X	X
B	SS - LS - LS	X	X	X	
C	LS - SS - SS	X	X	X	X

TAB. 5.3 – Tableau récapitulatif des différentes configurations validées (X) pour les mélanges à tailles de grains variables d'olivine, d'orthopyroxène et de clinopyroxène. Les correspondances pour les tailles de grains sont détaillées dans le texte.

modales il deviendra donc très difficile de la détecter. A partir de ces deux courbes, il devient donc possible de déterminer plus précisément la composition modale du mélange, la figure 5.22 permettant de corriger le décalage avec la valeur pour le pôle pur.

5.3.2 Olivine et clinopyroxène

Contrairement au mélange avec l'orthopyroxène, il n'existe pas à ce jour de série de spectres de laboratoire qui permette d'analyser systématiquement l'évolution des paramètres des gaussiennes en fonction de la teneur du mélange olivine-clinopyroxène. Nous n'avons donc pas pu mener une étude comparable à celles menées précédemment. Toutefois, les deux types de pyroxènes présentent des absorptions aux caractéristiques similaires et nous pouvons extrapoler dans une certaine mesure les résultats des paragraphes précédents à cet autre type de mélange. Il faudra alors prendre en compte le fait que le clinopyroxène possède des centres d'absorptions qui se situent à des longueurs d'onde plus élevées et que ces absorptions sont moins profondes et plus larges. En l'absence de spectres contrôlés de laboratoire, nous testerons donc les mélanges olivine et clinopyroxène directement sur des données de roches naturelles.

5.3.3 Mélange ternaire

5.3.3.1 Détection

La dernière situation possible est celle d'un mélange entre les trois minéraux olivine, orthopyroxène et clinopyroxène. De même que pour les mélanges constitués d'olivine et de clinopyroxène, il n'existe pas à notre connaissance de série de spectres contrôlés qui permette de faire une étude détaillée des paramètres des gaussiennes en fonction des proportions de chacun des minéraux. Nous utiliserons ici une série de trois spectres ayant tous la même composition, en l'occurrence 20% d'olivine, 20% d'orthopyroxène et 60% de clinopyroxène.

Chaque phase minéralogique a été séparée en trois tailles de grains (S <25 µm ; M entre 25 et 75 µm ; L entre 75 et 250 µm). Ces classes ont ensuite été recombinées pour former des "sols mono-minérals contrôlés" (Mustard *et al.*, 1993a; Pieters *et al.*, 1993). Trois types de sols ont ainsi été créés : SS contenant 65% S, 25% M et 10% L ; MS contenant 25% S, 50% M et 25% L et enfin LS contenant 10% S, 25% M et 65% L. Les trois spectres utilisés correspondent alors à un mélange des trois minéraux, chacun d'eux étant associé à un type de sol (voir Tab. 5.3). Ces spectres proviennent de la librairie spectrale *RELAB*. Ils sont représentés sur la figure 5.24 et les références sont données dans l'annexe page 309.

Les sept configurations automatiquement initialisées sont appliquées aux trois spectres. Le tableau 5.3 présente les résultats mathématiques qui sont validés à l'issue des tris. Pour les spectres de mélanges

complexes, nous pouvons voir que les résultats sont plus difficiles à analyser puisque jusqu'à quatre configurations peuvent être retenues. Pour les spectres A et C, la configuration la plus complexe qui est validée est celle qui correspond à la réalité physique. Cela reste donc en accord avec tous les exemples que nous avons pu voir précédemment. Par contre, la taille des grains d'une phase minéralogique va avoir une importance sur la modélisation. En effet, pour le spectre B, l'olivine correspond à des particules de petites tailles tandis que les pyroxènes ont eux une taille de grains plus importante. Ces derniers dominent alors le signal spectral et ce sera le seul spectre pour lequel la configuration à trois composants ne fonctionne pas. Cela signifie donc que les pyroxènes masquent suffisamment l'olivine pour que les gaussiennes ne puissent plus se placer correctement et donc que les critères de tri ne soient plus respectés. Bien que la configuration réaliste d'un point de vue physique ne soit pas validée, nous pouvons tout de même obtenir une information à partir des trois configurations validées.

Pour tous les spectres, le clinopyroxène est présent dans chacune des configurations validées : les absorptions de ce minéral dominent donc clairement le signal spectral. La représentation des résultats du MGM dans le diagramme d'Adams ne va pourtant pas pouvoir nous permettre de discriminer entre les différentes solutions. Ainsi, sur la figure 5.25, la configuration correspondant au clinopyroxène seul (triangles bleus) sort nettement des tendances. Au vu des exemples déjà étudiés, cela peut nous indiquer un pyroxène de composition augitique ou la présence d'un second minéral qui influence lui aussi la forme du spectre. De même, le clinopyroxène dans le cas d'un mélange olivine et clinopyroxène se place au-dessus des tendances (triangles rouges). Cela serait alors indicatif d'un mélange contenant beaucoup d'olivine et peu de clinopyroxène. Paradoxalement, la configuration pour un mélange de deux pyroxènes (triangles et ronds orange) se place elle correctement par rapport aux tendances. Au final, nous avons donc trois configurations validées, chacune d'elle pouvant être expliquée individuellement par une solution physique plausible. En tout état de cause, nous pouvons en déduire qu'il s'agit d'un mélange à trois minéraux avec le clinopyroxène qui est le minéral dominant. Il est assez remarquable de noter, sachant que l'olivine est bien présente dans ce mélange expérimental, que la solution fournie par le mélange ternaire (triangles et ronds verts) positionne parfaitement les absorptions des pyroxènes dans le diagramme d'Adams (1974). Nous verrons dans la suite que ce cas de figure est important pour l'interprétation des observations hyperspectrales martiennes.

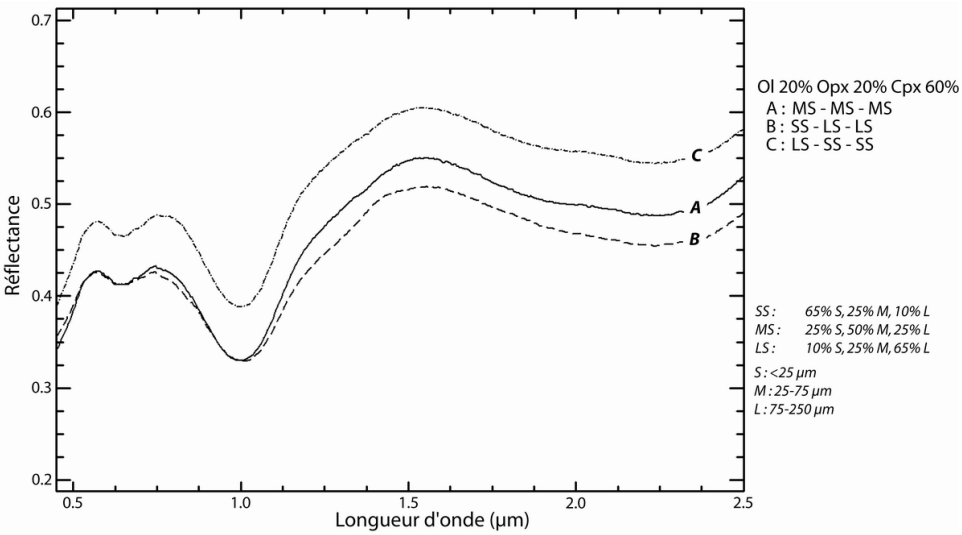

FIG. 5.24 – Spectres de mélange d'olivine (20%), d'orthopyroxène (20%) et de clinopyroxène (60%). Les références des spectres sont détaillées en annexe page 309.

5.3.3.2 Apport du "Normalized Band Strength Ratio" (NBSR)

Le NBSR est un paramètre introduit par Kanner *et al.* (2007) pour estimer l'abondance d'un pyroxène par rapport à l'autre dans le cas de mélanges à deux composants. Ce paramètre est lui-même dérivé du rapport "$\frac{LCP}{HCP}$" provenant de Sunshine et Pieters (1993). Le NBSR est défini comme le rapport entre la profondeur d'une gaussienne d'un pyroxène et la somme des profondeurs des gaussiennes de l'orthopyroxène et du clinopyroxène. Il s'exprime donc sous la forme suivante :

$$NBSR = \frac{ln(Prof_{Opx})}{ln(Prof_{Opx}) + ln(Prof_{Cpx})} \tag{5.2}$$

Ce paramètre doit avoir une valeur équivalente à 10% près lorsque l'on considère les gaussiennes à 1 µm ou celles à 2 µm. Kanner *et al.* ont également montré que dès l'adjonction de 10 à 15% d'olivine dans le mélange, cette relation évolue et l'égalité entre les deux domaines de longueurs d'onde n'est plus vérifiée. Nous pouvons donc utiliser ce paramètre pour confirmer la présence ou non d'olivine dans un mélange. Dans l'exemple de notre spectre de mélange ternaire, nous pouvons comparer les résultats du MGM pour les configurations Opx-Cpx et Ol-Opx-Cpx (Fig. 5.26). Le calcul du NBSR est effectué sur la base des valeurs des paramètres de bande trouvées pour les deux configurations et les résultats sont repris dans le tableau suivant :

	Configuration Opx-Cpx	Configuration Ol-Opx-Cpx
$NBSR_{1\mu m}$	0.36	0.41
$NBSR_{2\mu m}$	0.42	0.44

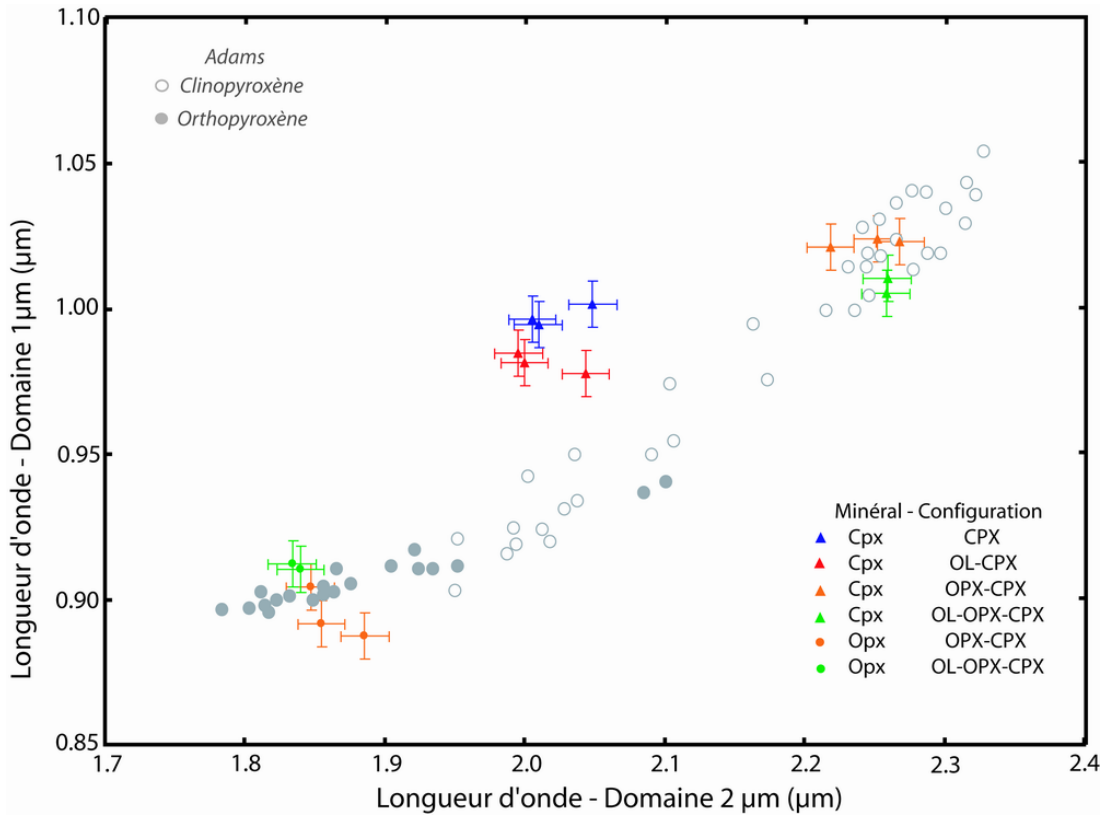

FIG. 5.25 – Positions des centres de l'orthopyroxène et du clinopyroxène dans le diagramme d'Adams (1974). Comparaison entre les résultats issus des différents types de configuration.

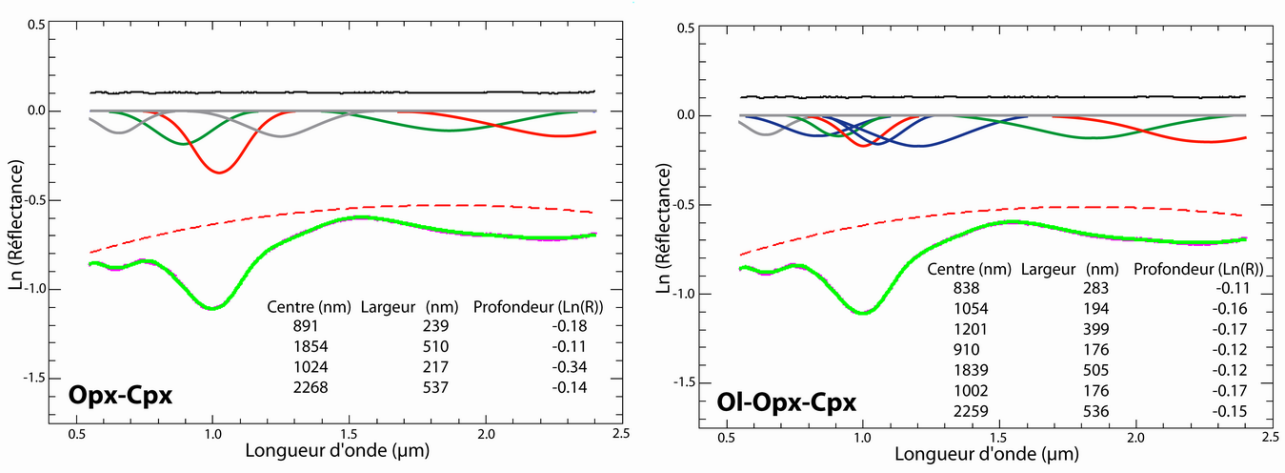

FIG. 5.26 – Résultat du MGM, dans le cas du spectre A, pour les configurations dédiées aux mélanges de pyroxènes (à gauche) et aux mélanges ternaires (à droite)

Dans le cas de la configuration dédiée aux mélanges de deux pyroxènes, nous pouvons effectivement constater que les NBSR sont différents pour les deux domaines de longueurs d'onde. D'après Kanner *et al.*, cela signifie que le mélange doit contenir au moins 10% d'olivine, ce qui implique d'utiliser une configuration dédiée au mélange ternaire. Il est très encourageant de noter que les valeurs du NBSR sont alors en accord, dans la limite des 10%. Ce paramètre peut donc nous aider à contrôler le processus de détection et à définir quelle configuration est la plus adaptée lorsque ce type d'ambiguïté se présente.

Avec la nouvelle procédure proposée, nous sommes désormais capables de correctement modéliser un spectre complexe. Lorsque trois composants sont présents, les signatures spectrales individuelles sont moins marquées et un nombre important de gaussiennes doit être utilisé. Malgré ces difficultés, en prenant en compte des paramètres de contrôle, la détection que nous effectuons est correcte et les résultats de notre modélisation restent cohérents avec la réalité physique. Il est à noter qu'en dépit du caractère incomplet de cette étude, il s'agit de la première approche testant l'utilisation du MGM pour déconvoluer des mélanges pyroxène-olivine. En raison du manque de spectres de référence, nous n'avons pu établir dans cette thèse de relation quantitative entre les profondeurs des gaussiennes et les proportions des différents minéraux et pour l'heure, nous n'aurons donc accès qu'aux profondeurs relatives.

5.4 Roche complexes

Dans la section précédente, nous avons étudié des spectres de poudre à minéralogie contrôlée. Dans cette nouvelle partie, nous allons traiter le cas de spectres de roches naturelles complexes. Pour effectuer cette étape de transition en maîtrisant au mieux les différents paramètres influençant le traitement par notre procédure, les spectres utilisés ici ont également été acquis en laboratoire, ce qui permet d'obtenir des données ayant une résolution similaire aux exemples présentés dans les parties précédentes.

5.4.1 Spectres de météorites SNC

Une première approche vers le cas des roches naturelles consiste à analyser les données acquises sur les météorites martiennes SNC. Comme nous l'avons résumé dans la partie 2.4.1.1 page 32, celles-ci sont admises comme étant représentatives de la diversité minéralogique existant à la surface de Mars et

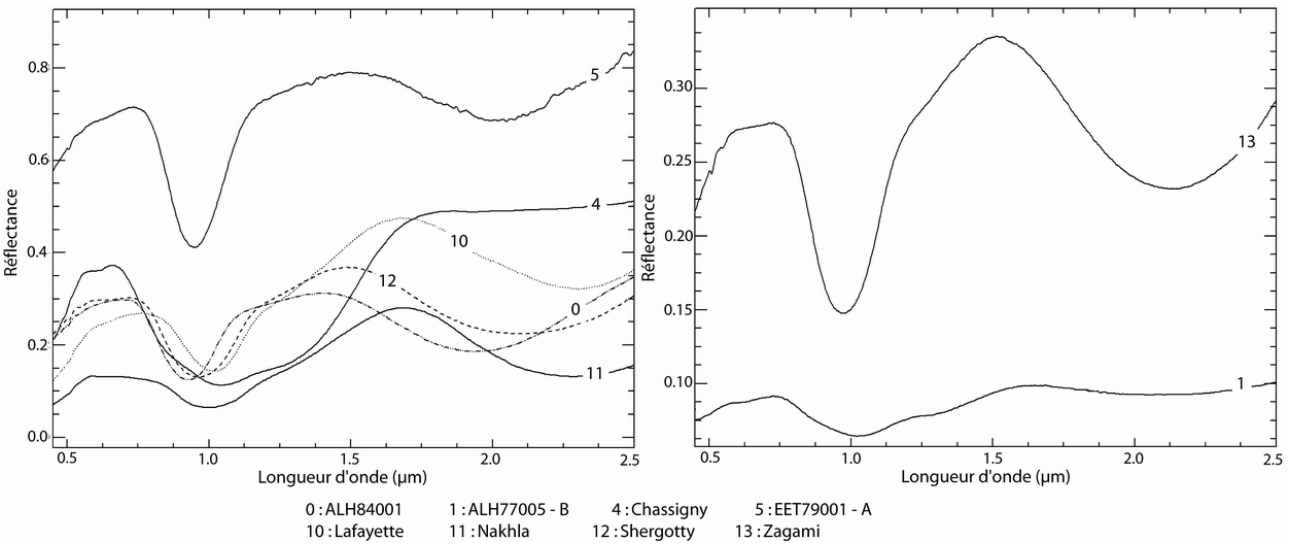

FIG. 5.27 – Spectres de météorites SNC provenant de la librairie spectrale *RELAB*. Les références des spectres peuvent être trouvées en annexe page 310.

vont donc, dans une certaine mesure, nous permettre de nous confronter à des situations minéralogiques martiennes. En outre, comme le montre la figure 5.27, les spectres correspondants ne présentent pas de traces d'altération et les absorptions minéralogiques sont assez marquées. Cela s'apparente donc au jeu de données de laboratoire précédent. Le détail et les références des données sont détaillés dans l'annexe page 310.

Nous avons donc appliqué la procédure automatique à l'ensemble des spectres de météorites martiennes disponibles. Les résultats pour chaque configuration sont donnés dans le tableau 5.4. Ainsi, pour un spectre, les sept modélisations sont vérifiées au travers des critères de tri et les configurations retenues par la procédure sont indiquées par une croix.

Le premier spectre correspond à la météorite ALH84001. Deux configurations sont validées : celle dédiée à l'orthopyroxène et celle dédiée au clinopyroxène. Le résultat MGM avec la configuration ortho-

		Configuration validée						
Spectre	Lithologie	Ol	Opx	Cpx	OlOpx	OlCpx	OpxCpx	OlOpxCpx
ALH84001	Orthopyroxénite		X	X				
ALH77005-B	Lherzolite				X			
ALH77005-C	Lherzolite		X					
ALH77005-D	Lherzolite	X			X			
Chassigny	Dunite	X						
EET79001-A-73	Basalte à olivine			X			X	
EET79001-A-79	Basalte à olivine		X	X			X	
EET79001-B-79	Basalte		X	X			X	
EET79001-A-PA	Basalte à olivine		X	X		X	X	
EET79001-B-PB	Basalte			X		X	X	
Shergotty	Basalte			X		X	X	
Zagami	Basalte			X			X	
Nakhla	Pyroxénite							
Lafayette	Pyroxénite							

TAB. 5.4 – Tableau récapitulatif des résultats de notre procédure, dans le cas des météorites martiennes (X=configuration validée). Les références *RELAB* correspondantes sont données en annexe page 310.

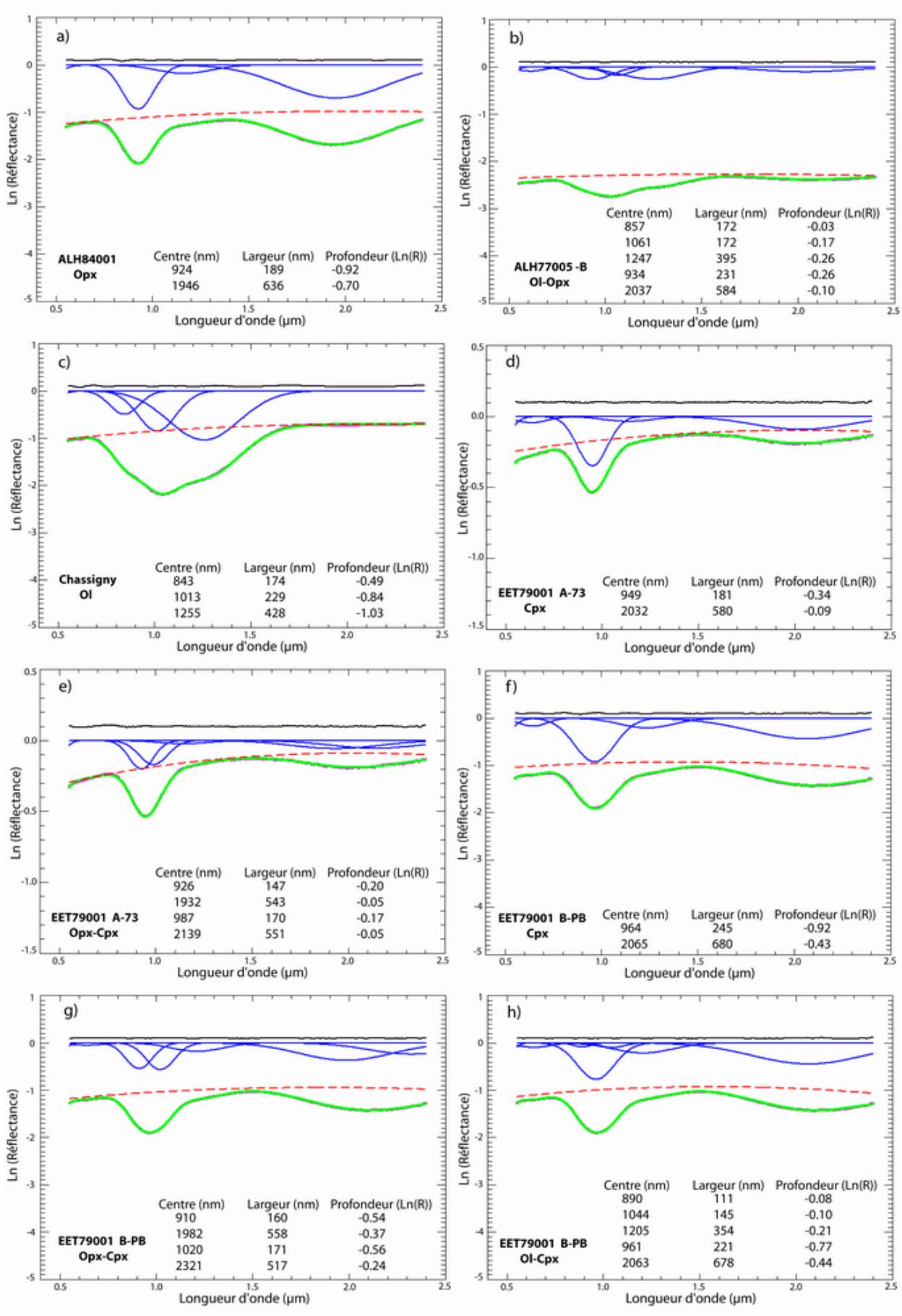

FIG. 5.28 – Résultats MGM pour : *a)* Orthopyroxénite (ALH84001), *b)* Harzburgite (ALH77005), *c)* Dunite (Chassigny), *d)* et *e)* Clinopyroxénite (EET79001 A-73) et *f)*, *g)* et *h)* Clinopyroxénite (EET79001 B-PB).

pyroxène est représenté sur le diagramme *a* de la figure 5.28. Cette météorite étant une orthopyroxénite, la "détection" du clinopyroxène est erronée. Cependant, seule une différence de quelques nanomètres existe entre les deux solutions. D'après le diagramme d'Adams, l'association de la position des centres à la fois autour de 920 et de 1945 nm peut correspondre aux deux pyroxènes (cf. Fig. 4.37) et nous sommes dans un cas de figure où la spectroscopie indique qu'il s'agit d'un pyroxène pauvre en calcium (LCP) sans pouvoir discriminer plus avant. D'après les données de Cloutis et Gaffey (1991b), il s'agit d'une enstatite contenant un peu de fer, donc nous nous orienterons vers la solution orthopyroxène (cf. Fig. 5.29), en accord avec les résultats de Kanner *et al.* (2007).

Pour la météorite ALH77005, trois spectres sont disponibles, chacun d'eux représentant une zone différente (spectres B, C et D, cf. Tab. 5.4). D'après les informations disponibles dans la base de données *RELAB*, le spectre B correspond à une face interne de la météorite, le spectre C correspond à la partie inférieure de la météorite et le spectre D correspond à une partie noire située dans la même zone que le spectre B. Les compositions exactes pour les trois phases ne sont toutefois pas renseignées. La météorite dans son ensemble est une lherzolite et elle est donc dominée par un mélange d'olivine et de pyroxène. Le spectre B n'est validé qu'avec la configuration OlOpx (diagramme *b* figure 5.28), ce qui paraît alors cohérent avec la composition globale. Le spectre C semble être plutôt représentatif de la phase associée à l'orthopyroxène. Ainsi, d'après la figure 5.29, les centres des gaussiennes (930 et 1908 nm) nous indique une pigeonite pauvre en calcium, ce qui est cohérent avec les données de la littérature. Le spectre D, représentatif de la dernière phase, est quant à lui validé avec les configurations Ol et OlOpx. Nous serions donc en présence d'une phase très riche en olivine avec seulement un peu d'orthopyroxène.

La troisième météorite, Chassigny, est une dunite et elle est correctement modélisée avec la configuration dédiée à l'olivine. Contrairement à de nombreux spectres d'olivine naturelle, les absorptions sont ici particulièrement bien marquées, en accord avec l'identification d'une olivine de type forstérite (Fo_{70} pour Fo_{68} d'après Floran *et al.*, 1978). Le résultat est représenté sur le diagramme *c* de la figure 5.28.

Les cinq spectres associés à la météorite EET79001 sont représentatifs de deux lithologies différentes. Néanmoins, même dans le cas de la lithologie contenant de l'olivine, ce minéral est présent en proportion réduite (moins de 10%, cf. § 2.4.1.1 page 32). Au vu des données sur les poudres (voir les parties précédentes), les spectres ne devraient donc pas être affectés.

Les spectres A-73, A-79 et B-79 ont une forme similaire et les configurations Cpx (Fig. 5.28 diagramme *d*), Opx et Opx-Cpx (diagramme *e*) sont validées pour les trois spectres (cf. Tab. 5.4). Pour les deux premières configurations, nous sommes dans une situation identique au cas décrit pour ALH84001, c'est-à-dire qu'il s'agit d'un minéral pyroxène de composition intermédiaire plutôt faible en calcium. Il faut noter que pour le spectre A-73, seule la configuration clinopyroxène est retenue car la position du centre à 1 µm est très proche de la limite de tri pour l'orthopyroxène et les quelques nanomètres de variation entre les deux solutions mathématiques suffisent à écarter la configuration Opx. Nous avons donc deux possibilités : il s'agit soit d'un minéral de composition intermédiaire soit d'un mélange de deux pyroxènes.

Les spectres A-PA et B-PB présentent quant à eux une absorption plus large dans le domaine à 1 µm. Comme pour les trois premiers spectres décrits dans le paragraphe précédent, nous retrouvons les configurations Opx, Cpx (diagramme *f* Fig. 5.28) et Opx-Cpx (diagramme *g*) validées. Cette fois, se rajoute en plus la configuration OlCpx (diagramme *h*). Du point de vue des critères de tri, les solutions semblent toutes convaincantes. Cependant, d'après Sunshine et Pieters (1998), la dernière configuration

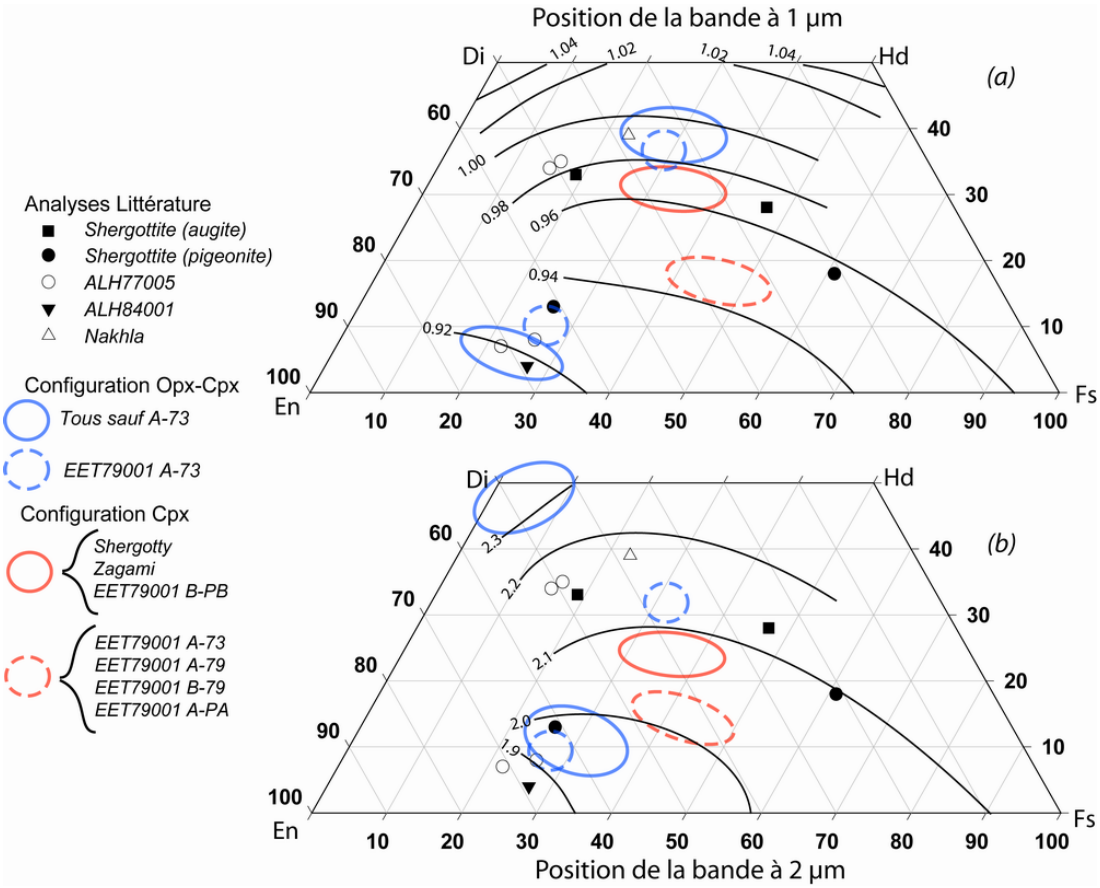

FIG. 5.29 – Compositions des pyroxènes existants dans les différents types de météorites d'après les données de la littérature (voir le paragraphe 2.4.1.1 page 32 pour les références) par rapport aux données de Cloutis et Gaffey sur la position des centres des absorptions dans le quadrilatère.

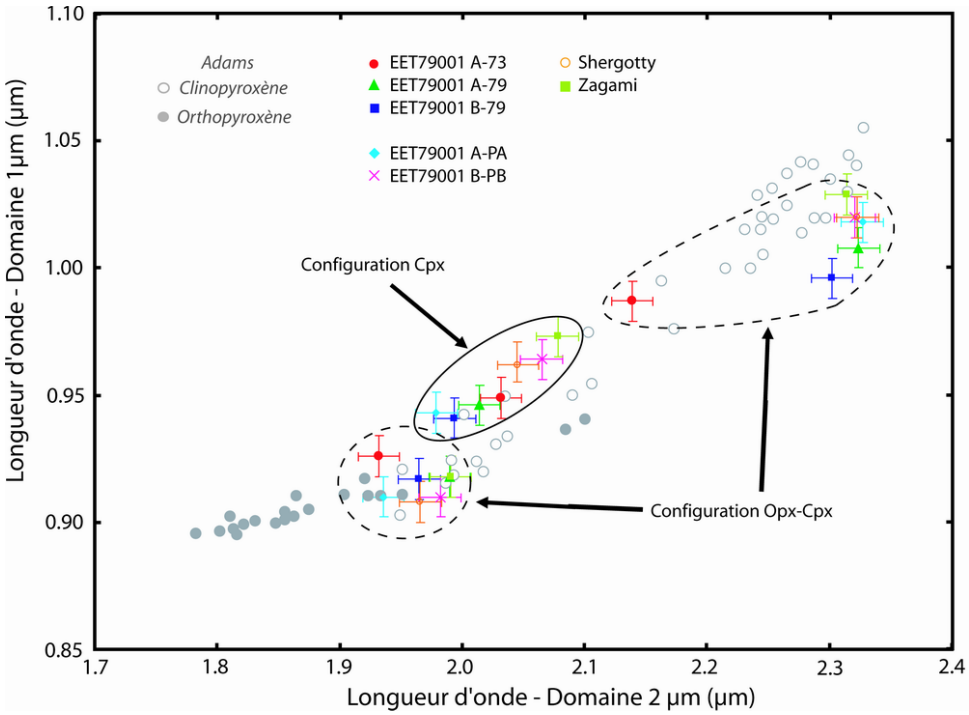

FIG. 5.30 – Positions des centres des gaussiennes des pyroxènes dans le diagramme d'Adams pour les spectres correspondants à la météorite EET79001. Les spectres A-PA et B-PB pour lesquels la configuration Px est validée sont représentés en plus des solutions avec la configuration Cpx.

ne semble pas réaliste car les centres des gaussiennes de l'olivine "850" et "1250" (respectivement à 890 et 1205 nm) sont contradictoires. En effet, la première suggère une olivine de type fayalite et la seconde se rapproche des valeurs de centre associées à une forstérite. Il est néanmoins probable que l'olivine soit ici présente mais en quantité insuffisante pour être détectée correctement. Nous remarquons également que la gaussienne "1200" des pyroxènes (configuration Cpx et Opx-Cpx) se place à des valeurs relativement élevées (1200-1250 nm), ce qui est aussi un indice de sa présence d'après Parente et Bishop (2006).

Les résultats du MGM pour les centres des gaussiennes des cinq spectres ont été reportés dans le diagramme d'Adams (Fig. 5.30). Suivant la configuration utilisée, nous distinguons trois ensembles de points : les deux extrêmes correspondent aux cas des mélanges tandis que le troisième, qui s'étale entre les deux, est associé à la configuration Cpx. Hormis le spectre A-73, nous constatons que les points pour les mélanges de pyroxènes se situent légèrement en dessous des valeurs de la littérature, notamment pour les clinopyroxènes qui présentent des centres au delà de 2300 nm. Si nous reportons ces mêmes résultats, en fonction des données de Cloutis et Gaffey, dans le quadrilatère des pyroxènes (Fig. 5.29), il est possible de distinguer deux groupes pour la configuration Cpx. Le premier contient les spectres A-73, A-79, B-79 et A-PA (ellipses rouges en pointillés) et se place entre les compositions extrêmes de la littérature concernant les pigeonites (représentées par les ronds noirs sur la figure 5.29, cf. § 2.4.1.1 page 32). Le spectre B-PB (ellipses rouges en trait plein) se place quant à lui entre les symboles noirs de la littérature qui concernent les augites. Les résultats pour les mélanges (ellipses bleues en trait plein) sont eux décalés, les centres des orthopyroxènes se situant plus près du pôle enstatite et les centres des clinopyroxènes plus près du pôle diopside. Dans le cas des mélanges, seuls les résultats du spectre A-73 (ellipses bleues en pointillés) correspondent aux valeurs de la littérature concernant la composition des deux pyroxènes.

Nous pouvons en conclure que les spectres A-79, B-79 et A-PA correspondent plutôt à des lithologies dominées par la pigeonite, tandis que le spectre B-PB correspond lui à une lithologie dominée par de l'augite. Ces deux résultats restent cohérents avec la composition générale de cette météorite (McSween, 1994). Le spectre A-73, quant à lui, semble représenter une lithologie où les deux types de pyroxènes sont en proportions équivalentes. L'ensemble de ces résultats suggère que la météorite présente des phases hétérogènes.

Les météorites Shergotty et Zagami, sont aussi des shergottites basaltiques. Elles ont par conséquent des minéralogies comparables à celle de la météorite EET79001 décrite dans les paragraphes précédents. L'origine des différentes solutions retournées par notre procédure (cf. Tab. 5.4) s'explique donc de la même manière et les valeurs données par le MGM sont comparables aux résultats pour le spectre B-PB, c'est-à-dire une composition de type augite. Ces deux météorites sont aussi représentées dans les figures 5.30 et 5.29.

Les deux derniers spectres correspondent aux météorites de la famille des nakhlites. Que ce soit pour Nakhla ou Lafayette, dans les deux cas aucune configuration n'est validée. L'initialisation pour le clinopyroxène amène en effet une solution mathématique aberrante, le continuum étant fortement convexe comme le montre la figure 5.31. Par contre, la configuration *a priori* dédiée à l'orthopyroxène modélise correctement les données d'un point de vue mathématique, avec cependant des paramètres de gaussiennes correspondant à ceux d'un clinopyroxène. Cet exemple reflète le fait que le MGM est particulièrement sensible à l'initialisation. La position trouvée pour les centres (1011 et 2197 nm) concorde avec une composition de type augite (cf. Fig. 5.29), en accord avec les compositions attendues (Bunch et Reid, 1975; Friedman *et al.*, 1994).

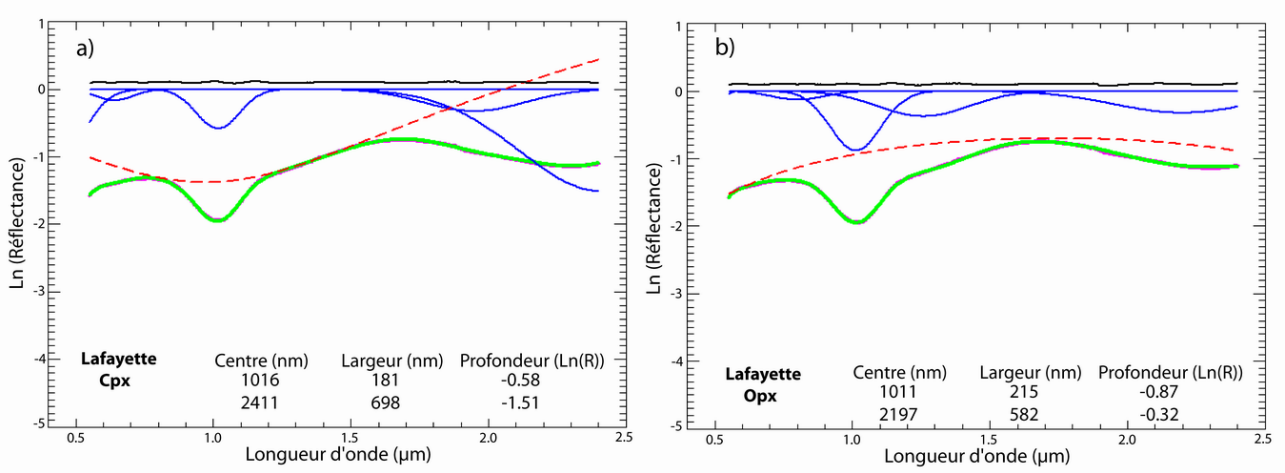

FIG. 5.31 – Résultats MGM avec les configurations Cpx (*a*) et Opx (*b*) dans le cas du spectre de la météorite Lafayette.

5.4.2 Spectres de roches d'Oman

Le second jeu de données à notre disposition est un ensemble de spectres mesurés sur des roches provenant d'Oman dont les compositions ont été caractérisées. Comme pour tous les spectres de laboratoire, l'analyse spectrale des échantillons a été effectuée au *RELAB*. Le détail des compositions et les références pour chaque spectre sont donnés en annexe page 310. Comme le montre la figure 5.32, nous disposons d'une large gamme de compositions modales.

5.4.2.1 Minéralogies simples

Nous allons tout d'abord tester notre procédure sur les minéralogies les plus simples, c'est-à-dire un minéral seul ou un mélange de pyroxènes. Comme nous sommes maintenant dans des situations naturelles, nous avons généralement affaire à des roches composées d'une phase très abondante et d'une ou deux phases mineures. Nous considèrerons qu'une phase est mineure si elle représente moins de 10% de la totalité du mélange. Lorsqu'une roche présentera cette caractéristique, nous ne prendrons pas en compte cette phase secondaire et nous traiterons les résultats de ce spectre comme si celui-ci était associé à la phase principale seule. En effet, nous avons pu voir dans les cas de laboratoire que pour des proportions aussi faibles, le minéral auxiliaire n'est plus visible spectroscopiquement et qu'il n'est par conséquent de toute façon pas possible de le détecter.

La procédure automatique a été appliquée à l'ensemble des spectres ayant une minéralogie simple, soit un total de dix spectres. Les résultats pour chacun d'eux sont présentés dans le tableau 5.5. La roche associée au premier spectre est une dunite très serpentinisée. Sur le diagramme *a)* de la figure 5.33, nous pouvons voir que le spectre *"0"* est relativement plat et que les absorptions de l'olivine sont beaucoup plus difficiles à distinguer ici que dans les cas contrôlés de laboratoire. De plus, il existe trois petites absorptions qui ne sont pas liées directement à la présence du fer dans les sites cristallographiques du minéral mais qui sont causées par les liaisons OH. La première est très étroite et se situe autour de 1.4 µm, la seconde, à 1.95 µm, est moins profonde et plus large et enfin la dernière, plus marquée, se situe autour de 2.3 µm. Cette dernière est notamment causée par l'hydratation de la serpentine. Tous les spectres obtenus sur les roches d'Oman présentent ces absorptions et nous utiliserons donc dans la déconvolution MGM les gaussiennes supplémentaires, décrites dans la partie 4.6 page 85.

Bien que les absorptions de l'olivine soient moins marquées, notre procédure détecte correctement

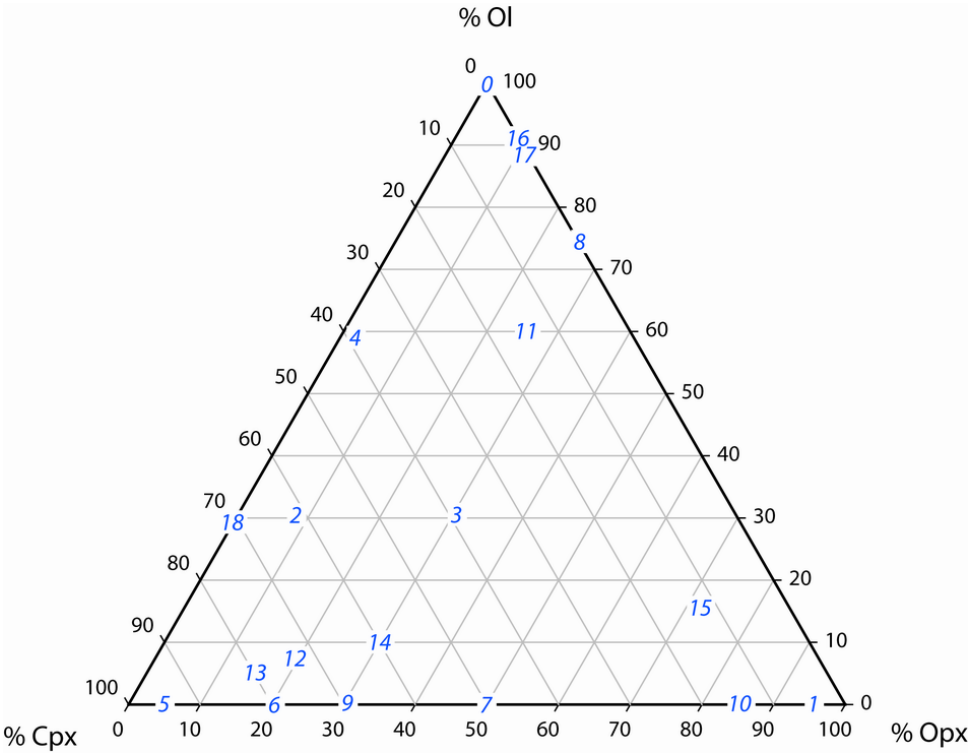

FIG. 5.32 – Compositions modales des échantillons analysés au *RELAB*. Les numéros correspondent aux références des spectres utilisés dans les tableaux suivants.

		Configuration validée						
Spectre	Minéralogie	Ol	Opx	Cpx	OlOpx	OlCpx	OpxCpx	OlOpxCpx
0	Ol 100%	X						
1	Opx 96% Cpx 04%		X					
5	Opx 05% Cpx 95%			X				
6	Opx 20% Cpx 80%			X				
7	Opx 50% Cpx 50%			X		X	X	
9	Opx 30% Cpx 70%			X				
10	Opx 86% Cpx 14%		X					
12	Ol 07% Opx 20% Cpx 73%			X				
13	Ol 05% Opx 15% Cpx 80%			X				
16	Ol 91% Opx 09%							
17	Ol 90% Opx 10%							

TAB. 5.5 – Tableau récapitulatif des résultats de notre procédure pour les spectres présentant des minéralogies simples dans le cas des roches naturelles d'Oman (X=configuration validée). Les références *RELAB* correspondantes sont données en annexe page 310.

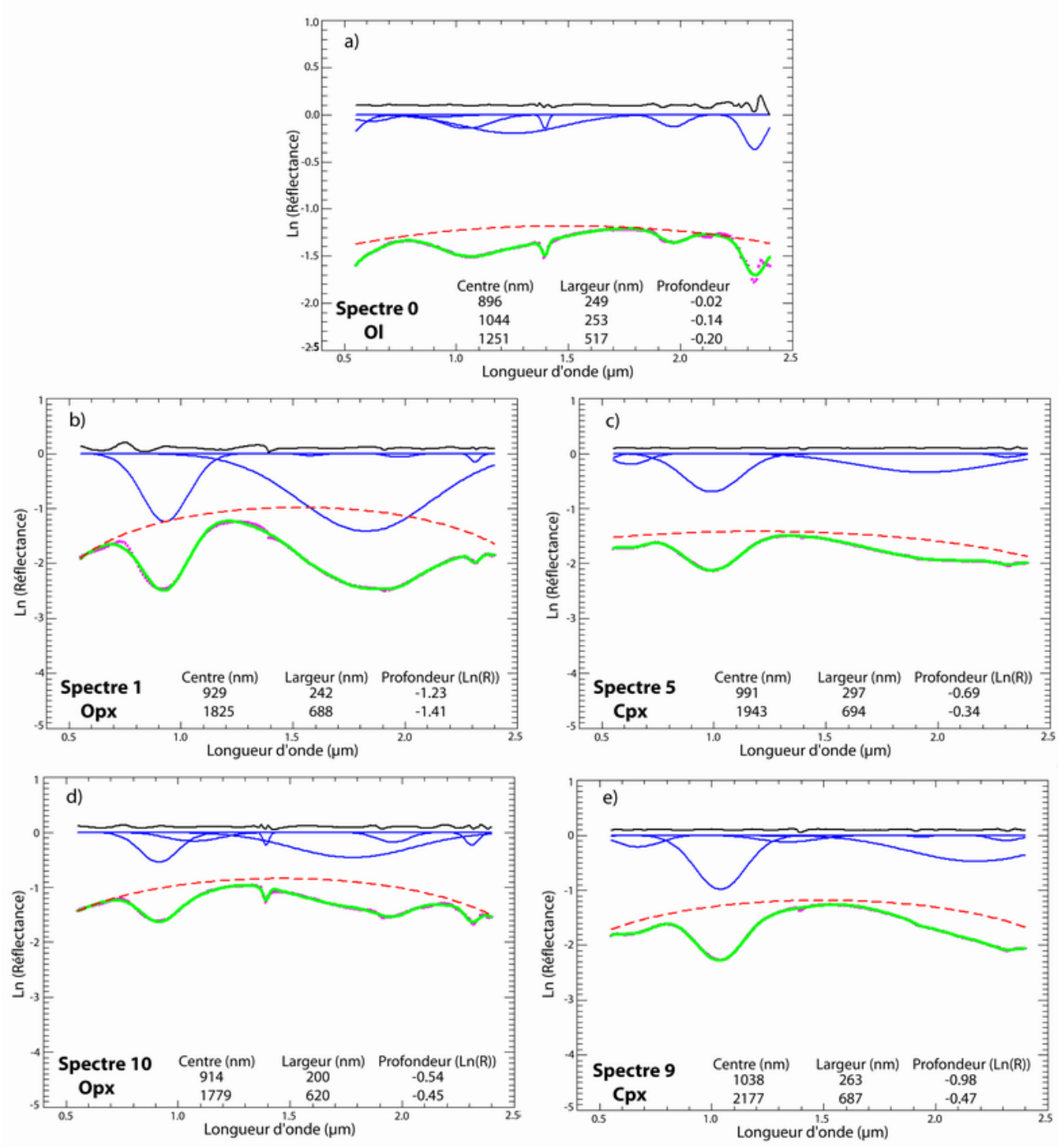

FIG. 5.33 – Résultats MGM pour des spectres de roches d'Oman ayant des minéralogies simples : *a)* Ol 100%, *b)* Opx 96% Cpx 04%, *c)* Opx 05% Cpx 95%, *d)* Opx 86% Cpx 14% et *e)* Opx 30% Cpx 70%

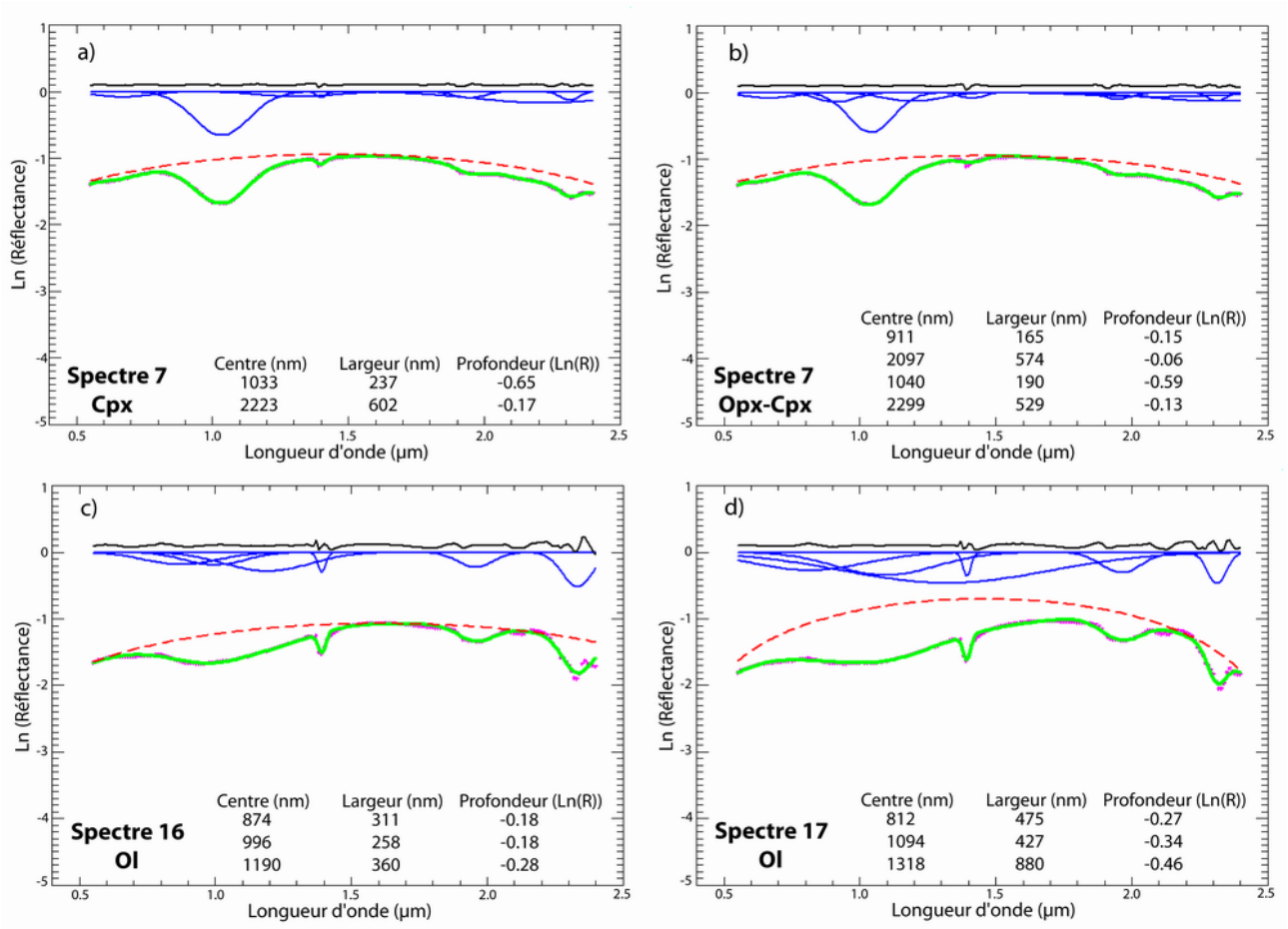

FIG. 5.34 – Résultats MGM pour les spectres de roches d'Oman : *a)* et *b)* Opx 50% Cpx 50%, *c)* Ol 91% Opx 09% et *d)* Ol 90% Opx 10%

le minéral puisque seule la configuration correspondante est retenue. Il faut toutefois noter que pour ce spectre, le critère de tri défini sur les cas de laboratoire pour la largeur maximum de la gaussienne "1050" doit être légèrement augmenté. En effet, celui-ci avait été fixé auparavant à 250 nm et la modélisation donne ici une largeur finale de 253 nm. Comme décrit sur la figure 4.26 page 110, la gaussienne "1050" peut effectivement présenter une largeur légèrement accrue pour des spectres plats. De manière générale, il faudra donc prendre en compte cet effet lors de l'étude de données naturelles et, dans la suite de cette étude, la limite sera fixée à 275 nm pour correctement gérer ces situations.

Pour les pyroxènes seuls, c'est-à-dire les spectres *"1"* et *"5"* respectivement associés à une orthopyroxénite et à une clinopyroxénite, les absorptions sont plus profondes que dans le cas de l'olivine, comme le montrent les diagrammes *c)* et *d)* de la figure 5.33. Les absorptions supplémentaires sont aussi présentes mais elles sont moins visibles puisqu'en partie masquées par celles du pyroxène. Notre procédure montre pour ces deux spectres des résultats tout aussi convaincants que dans l'exemple précédent : seules les configurations attendues sont validées. Pour les spectres *"10"* et *"9"*, respectivement représentés diagrammes *d)* et *e)*, la proportion du second pyroxène augmente par rapport aux deux spectres précédents, c'est-à-dire que la roche a, dans ce cas, une composition de type webstérite. La seule configuration qui est validée est malgré tout, toujours celle directement liée au minéral principal. Nous sommes donc dans la même situation que pour les poudres de mélanges de pyroxènes ayant des tailles de grains importantes (cf. Tab. 5.1). Même si l'olivine et l'orthopyroxène sont présents en faible quantité, les spectres *"12"* et *"13"* sont dominés par la présence du clinopyroxène. Comme pour les

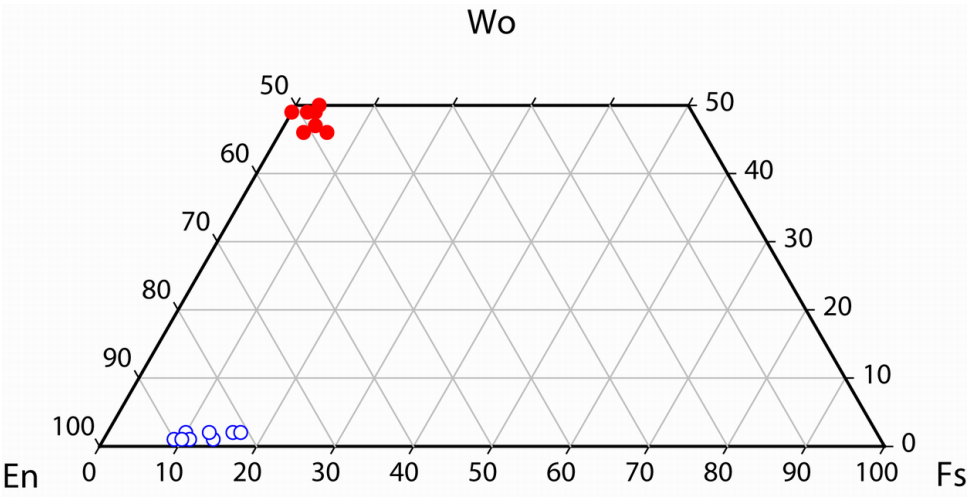

FIG. 5.35 – Compositions chimiques exactes d'une partie des pyroxènes (clinopyroxènes en rouge et orthopyroxènes en bleu) présents dans les roches d'Oman (voir l'annexe page 310 pour plus de détails).

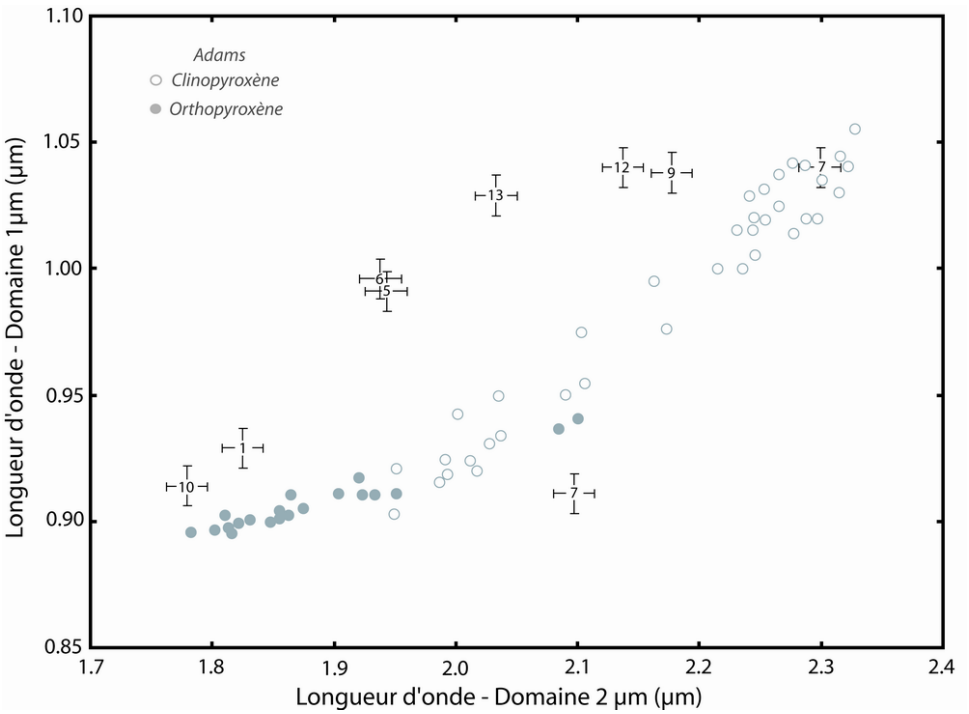

FIG. 5.36 – Positions des centres issus du MGM reportées dans le diagramme d'Adams (1974) pour les roches d'Oman ayant une minéralogie simple et contenant du pyroxène.

roches constituées de deux minéraux, seule la configuration Cpx est retenue.

Deux types de spectres posent néanmoins problème vis à vis de notre procédure. Le premier, correspondant au spectre *"7"*, est modélisé par trois configurations, respectivement dédiées au clinopyroxène, au mélange de pyroxènes et à un mélange d'olivine et de clinopyroxène. D'après les données de laboratoire, ce genre de détection pourrait correspondre à un mélange de trois composants avec le clinopyroxène comme minéral dominant. Cependant, d'après les analyses, ce spectre représente un mélange de pyroxènes en proportions égales. Les résultats des modélisations obtenus avec les configurations Cpx et Opx-Cpx sont présentés sur les diagrammes *a)* et *b)* de la figure 5.34.

Visuellement, pour les deux cas il apparaît assez clairement que le clinopyroxène est prépondérant en termes de signature spectrale, notamment en raison de l'absence de l'absorption marquée de l'orthopyroxène dans le domaine à 2 µm. Pour cette raison, l'olivine peut se substituer à l'orthopyroxène dans la modélisation du domaine à 1 µm, ce qui explique que la configuration OlCpx donne aussi un résultat positif. La composition des pyroxènes ne peut pas être à l'origine de la différence avec les autres spectres puisque, comme le montre la figure 5.35, tous ont une composition sensiblement identique. En l'état actuel, une explication possible serait d'invoquer une différence de tailles de grains, le clinopyroxène étant le minéral présentant les grains les plus gros.

Le second type de spectre n'est quant à lui correctement modélisé par aucune configuration. Nous pouvons pourtant voir sur les diagrammes *c)* et *d)* de la figure 5.34 que les spectres *"16"* et *"17"* ressemblent au spectre *"0"*, les trois étant dominés par la présence d'olivine. Pour le spectre *"17"*, il est assez clair que la gaussienne centrée à 2.3 µm ne suffit pas à modéliser l'absorption, entraînant un bombement artificiel du continuum, ce qui déstabilise l'ensemble des autres gaussiennes. Le spectre *"16"* est, quant à lui, relativement plat autour de 0.65 µm. Le continuum se rapproche donc du spectre, ce qui "pousse" les gaussiennes minéralogiques à se déplacer pour épouser la forme du spectre. Ainsi, dans certaines situations naturelles, pour des spectres peu creusés, on note que le MGM peut réaliser une déconvolution mathématiquement correcte sans aucun sens minéralogique. Cela confirme que les spectres présentant des absorptions très faibles doivent toujours être analysés avec précaution.

Les résultats présentés ci-dessus montrent que la procédure automatique permet de correctement détecter la minéralogie dominante d'une roche simple et ce, même en conditions naturelles, lorsque les spectres présentent des absorptions moins marquées. Cependant, les positions des centres des gaussiennes pour les pyroxènes ne s'inscrivent pas dans les tendances classiques décrites par la littérature (Fig. 5.36). L'origine de ce décalage est difficile à déterminer dans la mesure où les clinopyroxènes et les orthopyroxènes sont respectivement des diopsides et des enstatites classiques (Fig. 5.35). Cela peut signifier qu'une roche naturelle présente une variabilité plus grande en terme de position des absorptions, en raison par exemple de la patine. Ou bien, la présence d'un minéral auxiliaire, même s'il est en faible proportion, peut déstabiliser la gaussienne dédiée au minéral dominant. Il est enfin fort plausible que les positions des centres des bandes des pyroxènes dans le domaine à 2 µm soient très difficiles à modéliser en conditions naturelles (bande atmosphérique à 1800nm et/ou serpentine) et que ceci perturbe la définition du continuum.

5.4.2.2 Olivine et pyroxènes

Nous allons maintenant considérer les spectres représentatifs des minéralogies les plus complexes, c'est-à-dire les spectres contenant à la fois de l'olivine et du pyroxène. Comme pour les minéralogies simples, il est nécessaire d'utiliser les gaussiennes supplémentaires pour aboutir à des modélisations cohérentes. Les différentes configurations automatiquement initialisées ont donc été appliquées sys-

tématiquement à l'ensemble des spectres restants. Le détail des données est présenté dans l'annexe page 310. Les résultats pour chacun des cas sont résumés dans le tableau 5.6.

5.4.2.2.1 Olivine et un pyroxène Le spectre *"2"* est principalement composé d'olivine (30%) et de clinopyroxène (62%). Avec les critères de tri classiques, aucune solution mathématique n'est retenue. En effet, comme le montre le diagramme *a* de la figure 5.37, la profondeur de la gaussienne du domaine à 2 µm est plus faible que la limite de tri dans le cas de la configuration Cpx (-0.006 pour un critère de tri à -0.02). Il en va de même pour la configuration à trois composants (diagramme *c*). Pour la configuration Ol-Cpx (diagramme *b*), la gaussienne "850" de l'olivine est positive et la "1050" a une largeur légèrement trop faible (123 pour une limite à 125). Les autres configurations ne correspondent pas, soit en raison de la position des centres, soit en raison des rapports de profondeur entre les gaussiennes. Par exemple, dans le cas de la configuration Opx-Cpx, la gaussienne centrée à 1200 nm est plus profonde que celle à "900" de l'orthopyroxène, ce qui pourtant suggère bien la présence d'olivine.

A priori, pour détecter correctement cette minéralogie (Ol 30%, Opx 8%, Cpx 62%) dans le cas de spectres naturels, nous devons donc abaisser la limite fixée à partir de l'étude des spectres de laboratoire (cf § 4.4.3.2.1 page 123), pour les tris portant sur les profondeurs. Les configurations Cpx et Ol-Opx-Cpx seraient dans ce cas validées. Etant donné la nature de la roche, la configuration Ol-Cpx devrait aussi être retenue. Comme l'absorption du clinopyroxène se situe quasiment à la même longueur d'onde que l'absorption de l'olivine, il n'est pas surprenant que la largeur de la gaussienne "1050" soit plus faible que la limite définie pour les spectres de laboratoire. Il apparaît également que notre procédure peut introduire une gaussienne légèrement positive. Ce phénomène ne se retrouve que lorsque le spectre présente des signatures spectrales peu marquées et que deux absorptions se chevauchent (*i.e.* gaussiennes "850" ou "1050" de l'olivine avec les absorptions à 1 µm des pyroxènes). Comme pour la largeur, cela ne devrait pas être un critère de rejet si l'on veut garder la configuration Ol-Cpx. Une des solutions utilisées dans cette étude est de tolérer qu'une de ces deux gaussiennes soit légèrement positive à l'issue de la modélisation (+0.02). Avec ces nouveaux réglages empiriques, le clinopyroxène serait alors correctement détecté comme le minéral dominant du mélange, ainsi que l'olivine et l'orthopyroxène en plus faible proportion.

Lorsque la quantité d'olivine augmente dans le mélange, comme pour le spectre *"4"* (59% d'olivine

		Configuration validée						
Spectre	Minéralogie	Ol	Opx	Cpx	OlOpx	OlCpx	OpxCpx	OlOpxCpx
2	Ol 30% Opx 08% Cpx 62%			O		O(+)		O
4	Ol 59% Opx 02% Cpx 39%					O(+)		
18	Ol 29% Cpx 71%			X		X		
8	Ol 75% Opx 25%		X		O			
15	Ol 15% Opx 72% Cpx 13%		X					
14	Ol 10% Opx 30% Cpx 60%		X					
11	Ol 61% Opx 25% Cpx 14%							
3	Ol 31% Opx 30% Cpx 39%		X		X			

TAB. 5.6 – Tableau récapitulatif des résultats de notre procédure, dans le cas des roches naturelles d'Oman, pour les spectres présentant des minéralogies complexes. Les références *RELAB* correspondantes sont données en annexe page 310. Les "X" correspondent aux configurations validées avec les critères de tri utilisés pour les spectres de laboratoire, les "O" ne prennent pas en compte les profondeurs très faibles et le "+" indique qu'une des gaussiennes est légèrement positive.

et 39% de clinopyroxène), les résultats montrent des similitudes avec ce qui a été décrit précédemment. Ainsi, pour la configuration Ol-Cpx, il existe également une gaussienne faiblement positive (diagramme *e* de la figure 5.37). A la différence du spectre précédent (spectre *2*), cela se produit cette fois pour la gaussienne associée au clinopyroxène à 2 µm. Le problème a donc dans ce cas une origine différente. Il est en effet fréquent que les spectres de roches d'Oman présentent des absorptions très peu marquées aux grandes longueurs d'onde et que le signal soit masqué par les absorptions atmosphériques ou liées à l'hydratation / altération. Les gaussiennes auront alors peu de sens dans cet intervalle de longueurs d'onde.

Pour ce même spectre, mais avec la configuration Cpx (diagramme *d*), la largeur de la gaussienne dans le domaine à 1 µm est supérieure à la limite fixée pour les spectres de laboratoire. A l'inverse du cas où une largeur est plus faible lorsque deux minéraux sont présents, il n'est pas normal que celle-ci soit plus importante pour un minéral seul. Cette configuration est donc rejetée. Il faut de plus noter qu'un pyroxène n'a jamais une largeur de plus de 300 nm, même quand une configuration mono-minérale sert à modéliser un spectre de mélange de deux pyroxènes. Cette largeur importante est donc un bon traceur de la présence d'olivine (cf. 5.3.1 page 149). Enfin, la configuration à trois composants n'est pas retenue, le centre de la gaussienne "850" de l'olivine étant placé en-deçà de la position attendue. Il apparaît qu'un élargissement des critères de tri sur la profondeur permet une détection correcte de la minéralogie.

Le dernier spectre de mélange entre ces deux minéraux, le spectre *"18"* (29% d'olivine et 71% de clinopyroxène), est quant à lui validé directement avec les configurations Cpx et Ol-Cpx. Nous sommes donc dans un cas plus proche des exemples de laboratoire. Le résultat pour la configuration Ol-Cpx est donné sur le diagramme *f* de la figure 5.37.

Pour terminer l'étude des roches constituées principalement de deux minéraux, nous allons nous intéresser au spectre correspondant à un mélange de 75% d'olivine et de 25% d'orthopyroxène (spectre *8*, diagrammes *g* et *h* de la figure 5.37). La configuration dédiée à ce dernier est validée directement. Dans le cas de la configuration Ol-Opx, la profondeur de la gaussienne "850" est relativement faible, ce qui concorde avec ce qui a été décrit pour les mélanges contenant du clinopyroxène. En prenant en compte des critères de tri élargis, cette configuration est toutefois elle aussi retenue. Nous avons donc une détection correcte de la minéralogie, même si la configuration Opx fonctionne aussi pour une forte teneur en olivine, ce qui ne correspond pas tout à fait à ce qui a été vu pour les données de laboratoire (cf. §5.3). Le rapport entre les profondeurs des gaussiennes "900" et "1250" des deux minéraux étant de 0.35, d'après la figure 5.23 page 157, la composition modale estimée est alors d'environ 37% d'orthopyroxène dans le mélange au lieu de 25% (cf. Tab. 5.6).

5.4.2.2.2 Olivine et deux pyroxènes Les quatre derniers spectres (cf. Tab. 5.6) nous donnent accès à des roches contenant les trois minéraux. Le premier spectre (*#15*), est très fortement dominé par l'orthopyroxène (72%) et seule la configuration dédiée à ce minéral est validée (diagramme *a* de la figure 5.38). La modélisation Opx-Cpx est rejetée notamment en raison d'un décalage des centres des gaussiennes dans le domaine à 2 µm, l'absorption du clinopyroxène n'étant pas suffisamment marquée. Ce résultat confirme ce qui a été vu pour les spectres de laboratoire, à savoir que l'orthopyroxène masque fortement la signature spectrale des autres minéraux si ceux-ci ne représentent pas plus de 20-25% du mélange.

Le spectre *"14"* est répertorié comme étant un mélange contenant principalement du clinopyroxène (60%), avec de l'orthopyroxène (30%) et un peu d'olivine (10%). Cependant, notre procédure au-

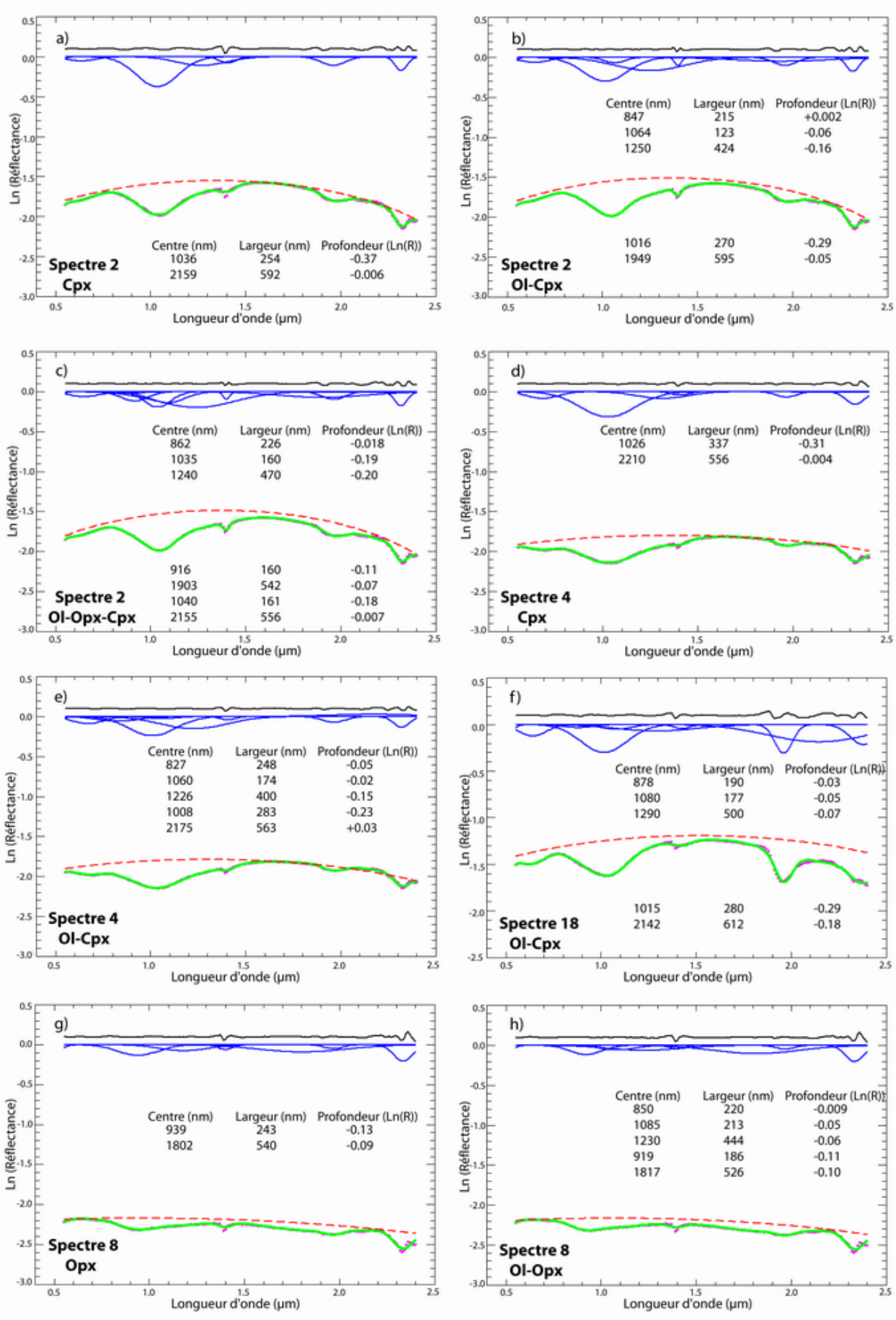

FIG. 5.37 – Résultats MGM pour des spectres de roches d'Oman ayant des minéralogies dominées par l'olivine et un pyroxène : *a)* , *b)* et *c)* Ol 30% Opx 08% Cpx 62%, *d)* et *e*) Ol 59% Opx 02% Cpx 39%, *f)* Ol 29% Cpx 71% et *g)* et *h)* Ol 75% Opx 25%.

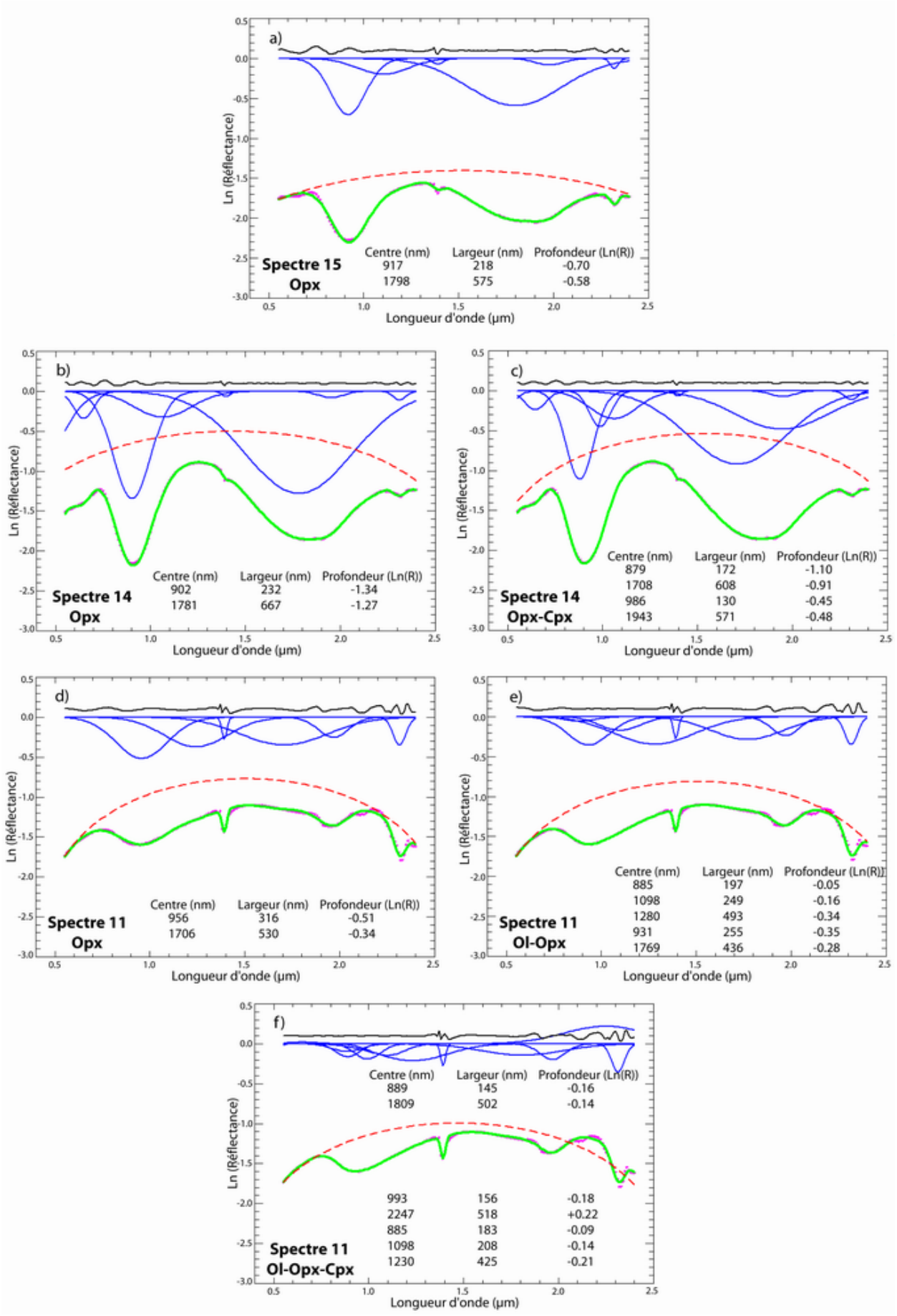

FIG. 5.38 – Résultats MGM pour des spectres de roches d'Oman ayant des minéralogies dominées par les trois phases : *a)* Ol 15% Opx 72% Cpx 13%, *b)* et *c)* Ol 10% Opx 30% Cpx 60%, *d)*, *e)* et *f)* Ol 61% Opx 25% Cpx 14%

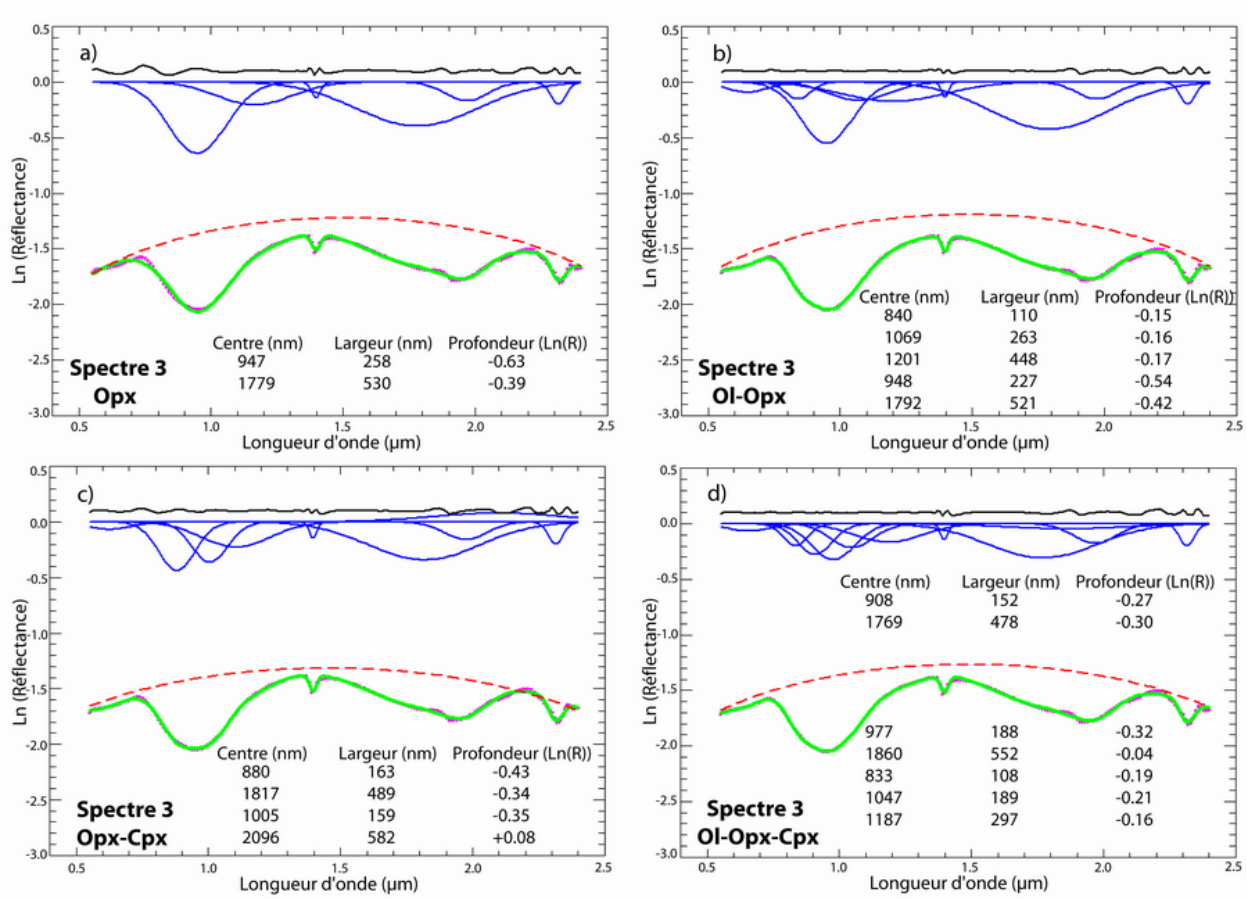

FIG. 5.39 – Résultats MGM pour le spectre 3 (Ol 31%, Opx 30% et Cpx 39%)

tomatique ne valide que la configuration Opx, comme le montre le diagramme *b* de la figure 5.38. L'absorption est effectivement plus marquée autour de 900 nm puisque la configuration Cpx donne un résultat similaire. De plus, la configuration Opx-Cpx n'est pas validée pour la même raison que le spectre précédent : la gaussienne "1800" est décalée jusqu'à 1700 nm. La différence entre la composition annoncée (Cpx dominant) et la composition déduite de la spectroscopie (Opx dominant) pourrait s'expliquer par une erreur de référencement du spectre ou par des grains d'orthopyroxène de taille fortement supérieure à ceux du clinopyroxène. Il n'est pas possible actuellement de discriminer entre ces deux hypothèses.

Le troisième spectre (*#11*), est quant à lui dominé par l'olivine (61%), les pyroxènes étant les phases mineures (25% et 14% respectivement pour l'orthopyroxène et le clinopyroxène). Nous savons d'après l'expérience acquise en laboratoire que ces derniers, même en proportion faible, influencent la réponse spectrale (cf. § 5.3.1 page 149). Cet effet apparaît ici puisqu'avec la configuration Ol, les gaussiennes "850" et "1050" sont plus profondes que la gaussienne "1250". Cependant, les absorptions de l'olivine sont suffisamment marquées pour qu'une configuration dédiée à un pyroxène seul ne modélise pas correctement le spectre. Par exemple, sur le diagramme *d* de la figure 5.38, nous constatons pour la gaussienne "900" de l'orthopyroxène que la largeur dépasse les 300 nm. Aucune configuration (cf. diag. *d*, *e*, *f* dans 5.38) ne permet d'obtenir une modélisation satisfaisante. En conséquence, pour détecter les phases dominantes, il faudrait pouvoir ne pas tenir compte de la position des centres dans le domaine à 2 µm.

Pour le dernier spectre, (*#3*), les minéraux sont présents en proportion à peu près égales (Ol 31% Opx 30% et Cpx 39%). Comme les absorptions de l'olivine sont moins marquées, cette fois la

configuration Opx seul fonctionne (diagramme *a* de la figure 5.39). Bien que le clinopyroxène soit la phase la plus importante de la roche, la configuration correspondante est rejetée en raison de la gaussienne à 2 µm qui se place à une longueur d'onde trop faible. Il se produit la même chose pour la configuration Ol-Cpx. La configuration Ol-Opx est par contre retenue comme le montre le diagramme *b*. Les configurations dédiées au mélange de pyroxènes et au mélange à trois composants ne sont pas non plus retenues. Dans les deux cas, une des gaussiennes ne se place pas dans l'intervalle de longueur d'onde attendu (la bande de l'orthopyroxène est trouvée à 880 nm, diagramme *c*, et celle de l'olivine "1250" à 1187 nm, diagramme *d*). Au final, notre procédure a donc permis de détecter dans ce cas deux minéraux sur trois.

5.4.2.3 Composition chimique

Les résultats obtenus pour les différents spectres de roches d'Oman décrits dans les paragraphes précédents devraient permettre d'obtenir une information sur la composition chimique des minéraux. La figure 5.40 met en évidence qu'il est difficile de retrouver la teneur en fer des olivines, au moins à partir des spectres à notre disposition. En effet, d'après les analyses effectuées, la composition réelle est supérieure à Fo_{80} (cf. Annexe 8 page 310). Les paramètres des gaussiennes calculés avec le MGM montrent une tendance à se décaler vers les plus hautes longueurs d'onde. En conséquence, la teneur en fer est fortement sous-estimée. Il sera donc *a priori* difficile d'extrapoler ces résultats à une composition chimique réelle lorsque les absorptions sont peu marquées, comme c'est le cas pour l'olivine altérée, usuellement rencontrée en Oman.

Comme nous l'avons vu sur la figure 5.35, les pyroxènes sont essentiellement de type diopside et enstatite. L'ensemble des résultats du MGM concernant ces minéraux est reporté sur la figure 5.41. Les valeurs minimum et maximum trouvés pour chacun d'eux, avec les spectres précédents, servent de limite aux intervalles. Nous constatons que les résultats sont convaincants dans le domaine à 1 µm puisque dans les deux cas nous avons une adéquation entre les valeurs estimées et les valeurs réelles. Il existe toutefois une gamme de composition chimique possible plus large, celle-ci pouvant être liée aux incertitudes propres du MGM et/ou à l'effet des mélanges avec de l'olivine. Il est à noter que seulement le côté "diopside" du quadrilatère est considéré, notre procédure n'étant pas adaptée à la détection de l'hedenbergite (cf. § 5.8 page 139). Dans le domaine à 2 µm, le clinopyroxène est par contre moins bien traité. Cela provient notamment des absorptions qui se retrouvent systématiquement décalées aux plus courtes longueurs d'onde en présence d'orthopyroxène, comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent.

5.5 Conclusion et perspectives

Dans la section précédente, pour différents types de données nous avons vu que, grâce à la mise en oeuvre améliorée du Modèle Gaussien Modifié, il est généralement possible de détecter la minéralogie d'une roche mafique et d'apporter une information quant à la composition chimique des différents minéraux. Nous allons maintenant faire un bilan des différentes situations rencontrées en détaillant les points faibles et les points forts de notre approche.

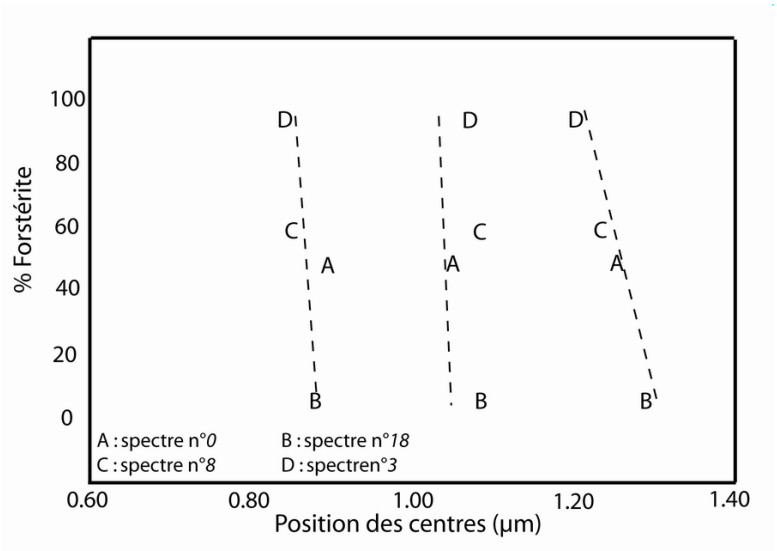

FIG. 5.40 – Composition chimique des olivines estimées à partir de la procédure décrite dans le paragraphe 5.2.1.2 page 136

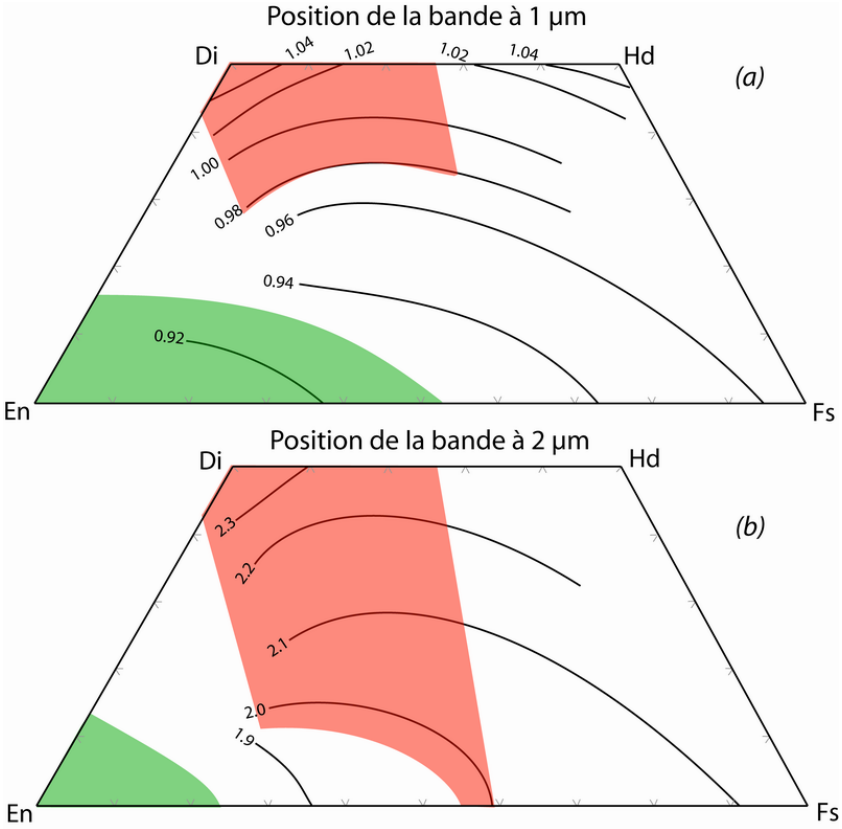

FIG. 5.41 – Position des pyroxènes d'Oman dans le quadrilatère d'après les résultats du MGM et les données de Cloutis et Gaffey (1991b) (en rouge le clinopyroxène et en vert l'orthopyroxène).

5.5.1 Spectres et Modèle Gaussien Modifié

5.5.1.1 Choix du MGM

Le MGM est un outil puissant pour le traitement de données hyperspectrales dans le cas d'assemblages de minéraux mafiques et ultramafiques. Les études antérieures ont montré sur des données expérimentales, son potentiel quant à la caractérisation chimique des olivines ou la quantification des mélanges de pyroxènes. Cependant, jusqu'à présent, aucune étude n'a jamais été menée sur les mélanges combinant à la fois de l'olivine et du pyroxène et ce, malgré le fait que les roches constituées de ces minéraux soient prépondérantes dans la nature. Dans cette thèse, nous avons choisi d'explorer un grand nombre de situations réelles et donc de nous confronter directement à ce problème complexe.

Le premier choix qui a du être fait est celui de l'approche, à savoir peut-on utiliser le MGM comme un outil de modélisation inverse ou directe ? Classiquement, dans la méthode directe, les paramètres des différentes gaussiennes sont "pré-affectés" à une minéralogie particulière et, en conséquence, le travail d'interprétation après la modélisation ne peut être correct que sur des données qui correspondront parfaitement à cette minéralogie envisagée. Ne serait-ce qu'au vu de la variété de compositions chimiques possibles, et par conséquent des formes d'absorption sur un spectre, il est difficile d'envisager une telle solution pour le traitement automatique de données couvrant une grande surface géographique, et donc présentant une probable variabilité géologique. Il serait donc préférable d'envisager une méthode inverse qui, sans *a priori*, conduirait une analyse systématique dans le cas d'observations inédites et sans possibilité de contrôle en laboratoire. Deux points importants doivent alors être pris en compte : le MGM est-il capable de modéliser correctement les absorptions d'un spectre même si celles-ci se chevauchent ? En laissant un degré de liberté important pour gérer les compositions chimiques variées, le MGM peut-il retrouver une information sur la minéralogie ?

Les données de la littérature ont montré qu'il est en effet possible de modéliser plusieurs absorptions dans un même domaine de longueurs d'onde. Ainsi, le MGM est capable de placer correctement les trois absorptions de l'olivine ou les trois qui existent pour un mélange de pyroxènes (*i.e.* avec la gaussienne centrée à 1200 nm). Cependant, lorsque nous parlons d'un mélange contenant de l'olivine et un pyroxène ou de l'olivine et deux pyroxènes, il existe alors respectivement cinq et sept absorptions dans le même domaine de longueurs d'onde. Pour les cas simples, celles-ci se placent en outre avec un écart d'environ 100 à 200 nm les unes par rapport aux autres, alors que pour les mélanges complexes les positions des centres des absorptions sont beaucoup plus proches (50 nm). Malgré les incertitudes sur les paramètres des gaussiennes, il a été souligné que le MGM peut être sous contraint lorsque les absorptions sont faiblement marquées (Mustard et Sunshine, 1995; Mustard *et al.*, 1997). En raison du "décalage" spectral résiduel existant entre les mesures issues des différents capteurs de l'instrument OMEGA, Gendrin *et al.* (2006a) n'ont utilisé que le proche-infrarouge pour analyser les signatures spectrales des pyroxènes. Les problèmes liés au chevauchement des gaussiennes dans le visible ne sont alors pas traités.

Les développements théoriques, méthodologiques et expérimentaux en spectroscopie de réflectance de ces trente dernières années, qui ont sous-tendu la définition des capteurs hyperspectraux pour l'exploration planétaire, ont toutefois montré que la combinaison de l'information contenue à la fois dans les domaines visible et proche-infrarouge est essentielle pour caractériser au mieux la composition d'une roche. Nous avons donc travaillé dans cette voie et nous avons testé méthodologiquement l'utilisation du MGM sur le domaine 0.5-2.5 µm, dans le cas de mélanges de complexité croissante et représentatifs des roches mafiques. Au vu de nos résultats, il s'avère que plus le nombre de gaussiennes requis pour

modéliser les absorptions est important, plus la modélisation mathématique présente des risques de s'écarter du sens spectroscopique (*e.g.* modélisation d'un minéral seul avec une configuration dédiée aux mélanges, §5.2). Nous avons cependant pu montrer que l'association d'un processus de calcul systématique faisant appel à différentes configurations, et d'un processus de tri basé sur les connaissances expérimentales en spectroscopie (cf. section 4.4), donnait des résultats prometteurs et débouchait sur des applications quasi-opérationnelles (Clenet *et al.*, 2008; Pinet *et al.*, 2009). Ainsi, pour des mélanges contenant à la fois de l'olivine et du pyroxène, nous obtenons une solution mathématique pour laquelle les gaussiennes, même en plus grand nombre, peuvent se chevaucher de manière conséquente sans toutefois perdre leur lien avec la réalité physique du spectre (*e.g.* modélisation des mélanges olivine et orthopyroxène, §5.3, et mélanges ternaires, §5.3.3). Les résultats de cette thèse montrent donc qu'avec une initialisation appropriée, le MGM est un outil capable de modéliser correctement des données spectrales complexes.

Dans notre approche, nous avons choisi de laisser un "degré de liberté" important au modèle afin que celui-ci puisse correctement traiter une large gamme de composition chimique. Les premiers résultats sur les spectres de laboratoire (cf. §5.2.1.2 et 5.2.2.3) montrent que cela n'empêche pas de garder une cohérence entre les gaussiennes, ce qui permet alors de déterminer la composition chimique des minéraux à partir des positions des centres. Nous avons cependant noté qu'avec cette approche, les incertitudes sur les déterminations ne doivent pas être négligées dans certaines situations (*e.g.* incertitude de $\pm 14\%$ sur le calcul de la composition exacte d'une forstérite, incertitude de $\pm 10\%$ sur la proportion de clinopyroxène dans un mélange à deux composants).

Dans le cas de mélanges entre une olivine et un pyroxène, cette première étude exploratoire a permis d'établir qu'il est plus difficile de retrouver la composition chimique. Nous avons en effet vu qu'il se produit un décalage des centres des absorptions du pyroxène lorsque la proportion d'olivine augmente (cf. §5.3.1.3). D'après les données de Cloutis et Gaffey (1991b), la composition semble alors artificiellement enrichie en calcium et/ou en fer. Il est par contre possible, à partir des profondeurs des gaussiennes des deux minéraux, de déterminer la composition modale du mélange (cf. Fig. 5.23). Pour une composition chimique donnée, l'intensité du décalage du centre de l'orthopyroxène peut alors être recalculée et l'estimation de la composition chimique peut être corrigée.

Cependant, pour l'heure, disposant d'une série de spectres limitée, nous constatons l'évolution systématique du centre des gaussiennes de l'orthopyroxène vers les plus hautes longueurs d'onde, sans certitude quant à la cause. La première raison envisageable est qu'il soit lié à un biais systématique du MGM. Les gaussiennes de l'olivine et de l'orthopyroxène pourrait interférer entre elles car leurs centres respectifs sont situés à des longueurs d'onde rapprochées. La gaussienne la plus importante modéliserait une partie de l'absorption liée au minéral en faible proportion et, de fait, serait alors décalée. L'orthopyroxène présentant des absorptions globalement plus marquées que l'olivine, la gaussienne de ce minéral serait affectée en premier lieu, ce qui est cohérent avec nos observations. La seconde origine pourrait se trouver dans les processus physiques qui engendrent les absorptions. Etant donné que le fer se trouve dans les deux minéraux mais qu'il ne présente pas les mêmes caractéristiques au niveau des sites cristallographiques, nous émettons l'hypothèse que l'effet induit pourrait se traduire par un déplacement du centre de l'absorption lié à un minéral. Pour caractériser plus précisément cet effet, il faudrait alors avoir accès à un jeu de spectres plus important, balayant l'espace compositionnel Ol-Opx-Cpx.

5.5.1.2 Jeu de données

Pour pouvoir étalonner au mieux le comportement du MGM, il faut donc pouvoir contrôler les déconvolutions sur des spectres de laboratoire présentant une minéralogie variée. Il existe aujourd'hui une base de données conséquente et accessible pour les minéralogies simples, comme par exemple les olivines dont la gamme de compositions chimiques couvertes représente l'ensemble de la diversité possible. Même si pour l'instant seuls les orthopyroxènes sans calcium ont pu être analysés, la série des pyroxènes synthétiques de Klima *et al.* (2007), associée aux spectres acquis sur des pyroxènes naturels, permet là aussi de déterminer les caractéristiques spectrales pour un maximum de situation.

Cependant, même si les processus physiques à l'origine des absorptions sont les mêmes pour un minéral seul ou pour un mélange, dans le second cas le comportement résultant en terme de signature spectrale est difficile à évaluer. Il existe aujourd'hui peu de séries de spectres qui permettent d'analyser l'évolution systématique de la modélisation en fonction de la composition modale du mélange, avec notamment un manque criant pour les mélanges entre olivine et clinopyroxène. De plus, aucune série ne prend en compte les variations chimiques des différents composants. Ainsi, pour les pyroxènes, les séries de Sunshine et Pieters (1993) ne font intervenir que du diopside et de l'enstatite. Il en va de même pour la série olivine-orthopyroxène où ce dernier a une teneur pauvre en fer et en calcium. Pourtant, nous savons que la variabilité est plus importante, avec, par exemple, l'information apportée par les SNC qui indique la présence de pyroxènes ayant des compositions chimiques intermédiaires de type augite ou pigeonite.

Obtenir ces données supplémentaires permettrait de répondre à de nombreuses questions. Nous savons que les orthopyroxènes plus riches en fer présentent par exemple une absorption plus prononcée autour de 1200 nm. Que devient-elle lorsque ces pyroxènes sont mélangés à de l'olivine ? Comment se comporte un spectre de wehrlite ? Et si la quantité de calcium diminue, que se passe-t-il spectralement ? Du point de vue de notre approche, ces informations apporteraient aussi des contraintes sur les paramètres d'initialisation de chacune des configurations et permettrait de mieux définir l'évolution des paramètres finaux des gaussiennes, permettant ainsi une estimation plus précise de la composition modale et chimique des mélanges.

5.5.1.3 Laboratoire *vs* nature

Les spectres de laboratoire manquants, que nous avons décrits dans le paragraphe précédent, sont bien sur nécessaires pour contraindre le MGM. Cependant, ils ne permettront pas d'acquérir une expertise pour l'ensemble des données, notamment pour celles qui correspondent aux roches naturelles. Nous avons en effet vu pour les spectres de météorites (cf. §5.4.1) et surtout pour les spectres de roches d'Oman (cf. §5.4.2) que des difficultés subsistaient. Cela peut résulter de mélanges de minéraux que nous n'avons pas pu tester (*e.g.* augite et olivine) ou d'absorptions qui sont partiellement masquées par les effets non minéralogiques (*e.g.* effet atmosphérique, altération, conditions d'observation,...).

Pour les spectres acquis sur des roches naturelles et composées d'un pyroxène et d'une olivine en quantité supérieure à 10-15%, nous avons constaté que les critères de tri définis en laboratoire sont généralement trop restrictifs (cf. §5.4.2.2). Il est fréquent que des gaussiennes aient une profondeur proche de 0, voire même qu'elles soient légèrement positives. Cet effet existe lorsque les spectres sont peu marqués et que deux absorptions se situent aux mêmes longueurs d'onde. Etant donné que dans ces situations nous connaissons la minéralogie réelle de la roche, nous pouvons en déduire que sous certaines conditions ces critères ne doivent pas rejeter la configuration correspondante. En l'état actuel,

il n'a pas été possible de résoudre ce problème durant la thèse et les critères de tri ont été par la suite adaptés à cette constatation. Les pistes à explorer, décrites ci-après, devraient permettre d'améliorer la modélisation pour ce genre de cas.

En effet, ces problèmes vont de pair avec la sensibilité à l'initialisation. Lorsque les absorptions sont peu marquées, le MGM peut être déstabilisé si les paramètres initiaux ne sont pas adaptés à la forme du spectre, spécialement la profondeur (cf. § 4.3.4 page 91). Il apparaît donc que le passage des spectres de laboratoire aux données naturelles n'est pas trivial et que cette étape ne peut être franchie sans prendre un certain recul. Nous avons toutefois vu qu'avec un processus d'initialisation automatique il est possible d'améliorer les capacités de modélisation du MGM, les spectres plus plats pouvant être généralement eux aussi traités de façon plus cohérente avec la réalité physique (cf. § 4.4.1 page 101). Pour abaisser encore cette limite, il faudra continuer à améliorer encore la procédure selon des pistes qui vont être développées dans la section suivante.

5.5.2 Développement technique

5.5.2.1 Calcul et initialisation de la largeur

5.5.2.1.1 Mode de calcul Pour affiner la modélisation de spectres présentant des formes d'absorptions variées, nous avons initialisé automatiquement les profondeurs des différentes gaussiennes. Nous avons aussi cherché à mettre en oeuvre la même démarche pour le deuxième facteur essentiel : les largeurs. Il n'a pas été possible de trouver des relations simples dans le cas des mélanges complexes, notamment en raison du manque de spectres. Nous avons toutefois pu améliorer les modélisations pour les cas les plus simples (cf. §4.4.1.3.2 et 4.4.1.4.2). Cependant, comme le montre la figure 4.30 page 115, les résultats ne sont pas parfaits puisqu'à partir d'un certain taux d'aplatissement, nous pouvons voir que les largeurs finales issues du MGM peuvent être déstabilisées. Cette variation brutale des paramètres finaux est liée au mode de calcul de la largeur servant à l'initialisation.

Ainsi, lorsqu'un spectre est artificiellement aplati, la profondeur et la largeur d'une absorption minéralogique évoluent simultanément (Fig. 5.42). La profondeur que nous recalculons évolue linéai-

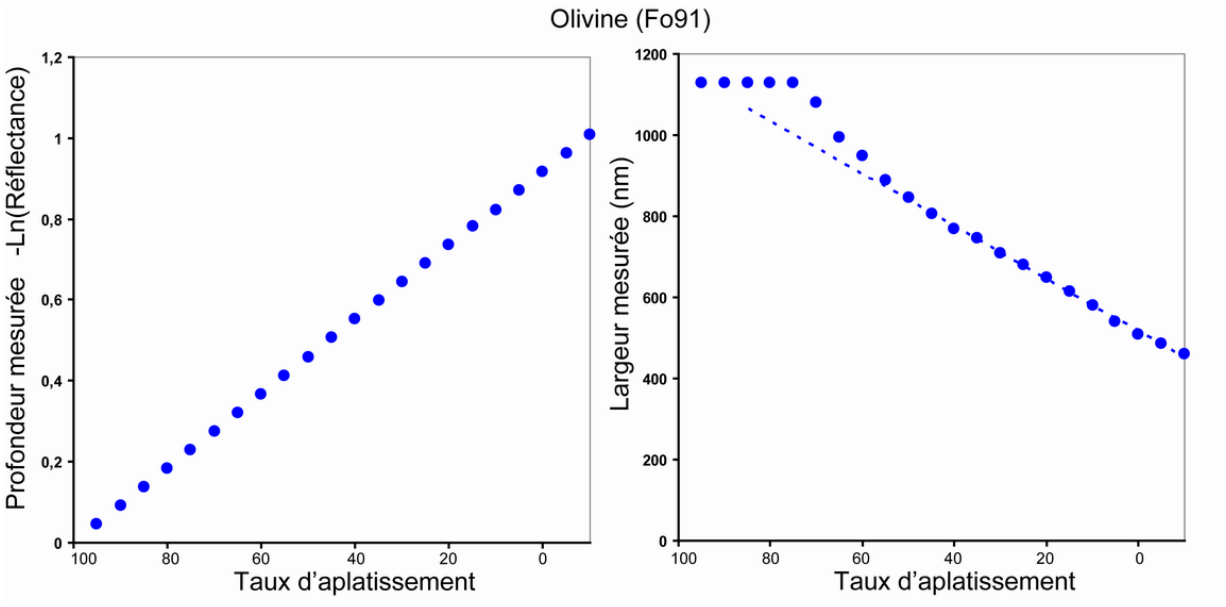

FIG. 5.42 – Evolution des profondeurs et largeurs mesurées en fonction du taux d'aplatissement du spectre. Exemple pour le cas d'un spectre d'olivine (Fo91).

rement et est donc directement en rapport avec le taux d'aplatissement. La profondeur initiale d'une gaussienne sera donc toujours liée à la profondeur réelle de l'absorption. A l'inverse, la largeur mesurée n'évolue pas de la même façon dans toutes les situations. Il est ainsi possible de distinguer trois comportements différents. Entre 0 et 60% d'aplatissement, la largeur calculée évolue en même temps que la largeur réelle de l'absorption : une relation linéaire unit les deux paramètres. Entre 60 et 70%, la largeur mesurée augmente plus rapidement et cela entraîne une surestimation des largeurs initiales des gaussiennes. Finalement, entre 70 et 95% d'aplatissement, la largeur mesurée reste fixe mais à une valeur toujours supérieure à celle qui devrait exister dans le cas d'une relation linéaire. Finalement, au-delà d'un taux d'aplatissement de 60%, il va exister un décalage entre l'initialisation des gaussiennes et la réalité physique. Comme le MGM est particulièrement sensible à ce facteur, les résultats en seront fortement affectés. Pour limiter cet effet, il pourrait donc être intéressant de calculer le paramètre de largeur à partir de la forme du spectre en utilisant une méthode différente de celle choisie dans cette étude.

5.5.2.1.2 Intérêt de la largeur pour l'initialisation Dans le cas d'un mélange entre une olivine et un pyroxène, les profondeurs relatives de chacune des gaussiennes vont varier en fonction de la composition modale. Ainsi, pour des spectres présentant des absorptions similaires en termes de profondeur, si l'olivine domine le mélange, les gaussiennes qui lui sont associées seront plus profondes que celles associées au pyroxène et inversement dans le cas où le pyroxène domine. Cependant, comme nous l'avons vu sur la figure 4.34 page 118, la profondeur mesurée n'évolue pas linéairement en fonction de la composition modale. Il est donc difficile d'utiliser ce paramètre pour l'initialisation.

La figure 5.43 montre qu'il est par contre possible d'obtenir une estimation de la composition modale du mélange à partir de la largeur mesurée. L'intérêt de ce paramètre est qu'il semble indépendant

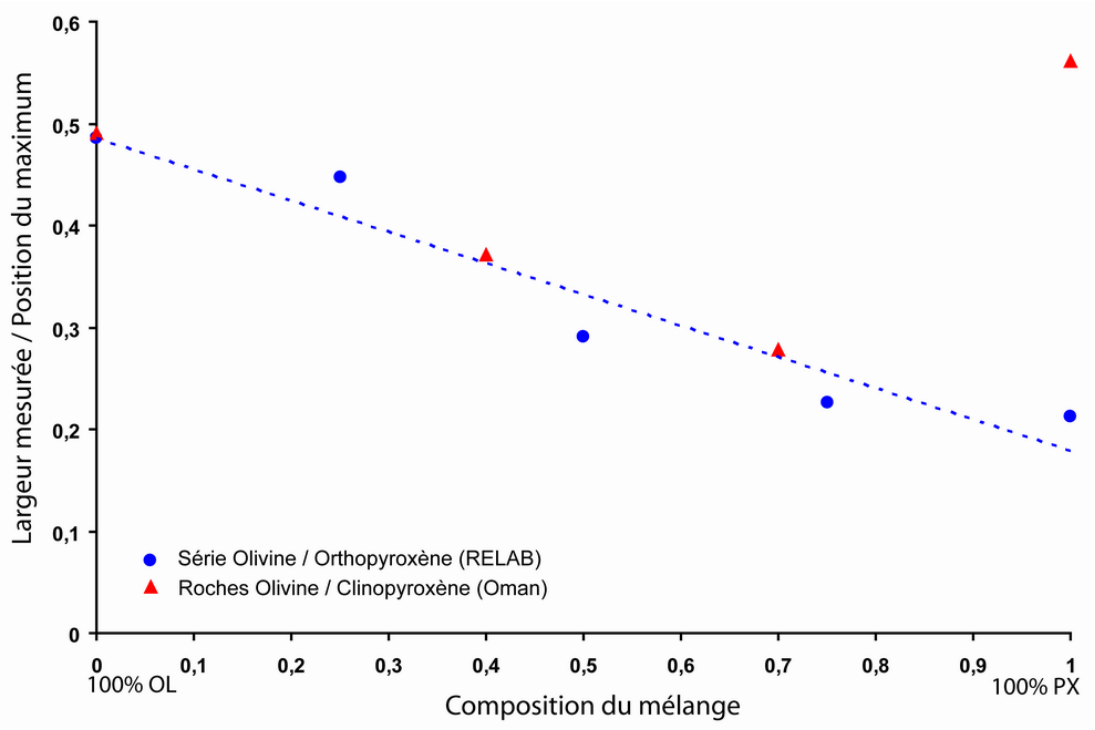

FIG. 5.43 – Rapport entre la largeur mesurée et la position du minimum de réflectance, dans le domaine à 1 µm, par rapport à la composition du mélange olivine-pyroxène. En bleu la série Olivine/Orthopyroxène (RELAB) et en rouge les spectres Olivine/Clinopyroxène (Oman).

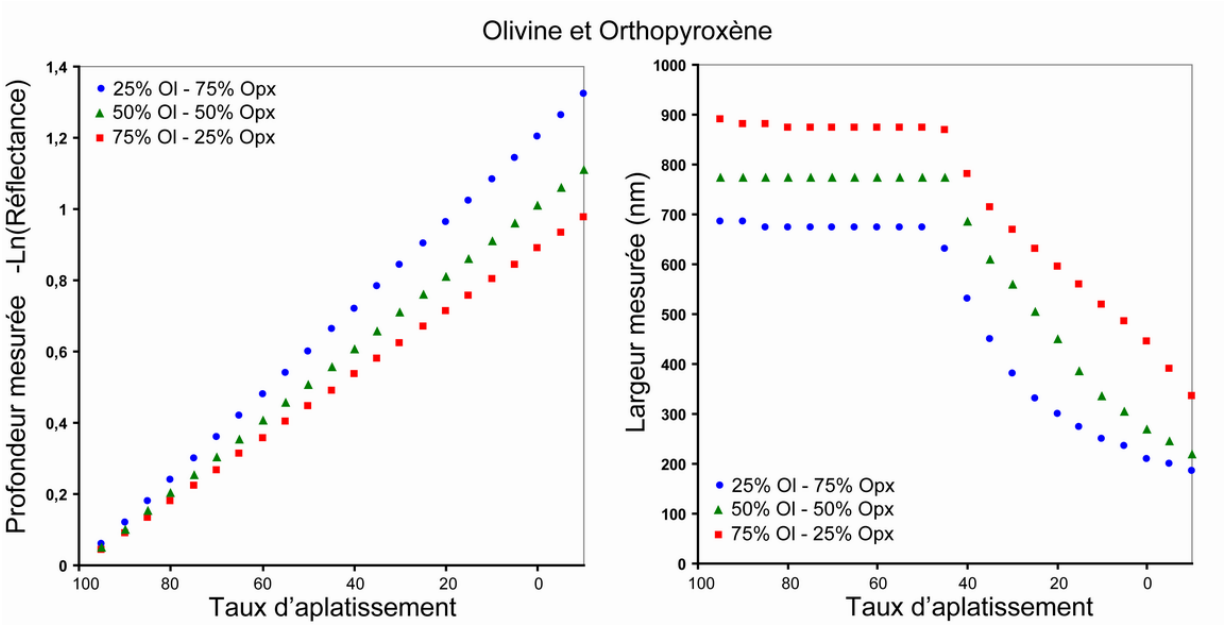

FIG. 5.44 – Evolution des profondeurs et largeurs mesurées en fonction du taux d'aplatissement pour des spectres de mélange entre une olivine et un orthopyroxène. Les trois courbes représentent des teneurs en olivine dans le mélange de respectivement 25, 50 et 75%.

du type de pyroxène (*i.e.* orthopyroxène ou clinopyroxène) et du type de spectre (*i.e.* laboratoire ou naturel). En effet, l'olivine est le minéral qui engendre une absorption large et, lorsque la proportion de pyroxène dans le mélange augmente, son absorption est moins marquée et la largeur mesurée diminue alors progressivement. Toutefois, comme pour le cas de l'olivine seule décrit dans le paragraphe précédent, la largeur mesurée est dépendante du taux d'aplatissement (figure 5.44). Elle va présenter de la même manière deux phases distinctes : une augmentation quasi-linéaire puis une rupture brusque à partir de laquelle elle va être fixe pour les spectres les plus plats. Nous pouvons aussi voir que la largeur mesurée est directement dépendante de la composition modale du mélange. Plus la proportion d'olivine augmente, plus la valeur moyenne de la largeur est élevée.

Au final, il est donc clair que la largeur de l'absorption joue un rôle important sur la modélisation, au même titre que la profondeur. Il apparaît aussi qu'elle peut fournir une indication particulièrement intéressante sur la composition modale du mélange. Cependant, comme la largeur mesurée est fonction à la fois de ce dernier paramètre et de l'aplatissement du spectre, la méthode de calcul que nous avons choisie ne permet pas d'établir un lien avec les paramètres d'initialisation à affecter à chacune des gaussiennes. Durant cette thèse, il n'a pas été possible de trouver une solution pour contourner ce problème.

5.5.2.2 Les autres voies à explorer

En plus du calcul de la largeur, plusieurs évolutions de notre procédure sont envisageables pour améliorer les modélisations. En l'état actuel, les gaussiennes ont des contraintes faibles et sont donc totalement libres. Du point de vue de la profondeur, cela implique donc qu'elles peuvent éventuellement devenir positives au cours des itérations successives. S'il s'agit d'une des gaussiennes supplémentaires (*i.e.* atmosphériques ou "650") et que celle-ci correspond à une absorption trop faible, le fait qu'elle devienne positive peut fausser la détermination du continuum qui coupera alors le spectre. La modélisation des gaussiennes minéralogiques en sera alors affectée. De même, nous avons vu que les roches

naturelles contenant à la fois de l'olivine et du pyroxène peuvent être modélisées avec des gaussiennes minéralogiques légèrement positives (cf. §5.4.2.2). Dans tous les cas, cela affecte ensuite la capacité du MGM à retrouver les caractéristiques chimiques des minéraux concernés. Pour éviter ce genre de situations, une solution serait de forcer ces gaussiennes à rester négatives.

Une autre piste essentielle est l'évolution combinée des gaussiennes. Nous savons en effet que les différentes absorptions d'un même minéral sont liées. Par exemple, si la profondeur de la gaussienne à 1 µm d'un pyroxène augmente, alors celle à 2 µm va augmenter proportionnellement. De même, les trois gaussiennes de l'olivine se déplacent en même temps vers les plus hautes longueurs d'onde lorsque la teneur en fer augmente. Actuellement, chaque gaussienne évolue indépendamment des autres au cours de la modélisation. En forçant le MGM à lier leurs évolutions au cours de la déconvolution les résultats seraient donc plus près de la réalité physique et beaucoup plus précis.

6

Syrtis Major, Mars

Sommaire

6.1 Introduction . . . 189
6.2 Jeu de données . . . 189
6.2.1 Caractéristiques de l'instrument OMEGA . . . 189
6.2.2 Préparation des données . . . 190
6.2.2.1 Pré-traitement . . . 190
6.2.2.2 Construction de la mosaïque . . . 191
6.3 Analyses de spectres ponctuels . . . 194
6.3.1 Analyse en Composantes Principales (ACP) . . . 194
6.3.2 Procédure automatique . . . 195
6.4 Analyse spatiale : détection des minéraux mafiques . . . 197
6.4.1 Vérifications préalables . . . 197
6.4.1.1 Dynamique mesurée du creux d'absorption à 1 µm . . . 197
6.4.1.2 Retrait des pixels ayant un fort résidu quadratique (*rms*) . . . 199
6.4.2 Résultats de la procédure automatique : aspect cartographique . . . 199
6.4.2.1 Configuration Ol-Cpx et gaussienne positive . . . 199
6.4.2.2 Configurations validées et minéralogie dominante . . . 204
6.4.2.3 Variation de la composition modale . . . 210
6.5 Composition chimique . . . 213
6.5.1 Olivine . . . 213
6.5.2 Pyroxènes . . . 214
6.5.2.1 Diagramme d'Adams et unités lithologiques . . . 214
6.5.2.2 Compositions chimiques des pyroxènes seuls . . . 216
6.6 Apport à la compréhension géologique de la région de Syrtis Major . . . 217
6.6.1 Composition modale . . . 218
6.6.1.1 Caractérisation par la spectroscopie visible et proche-infrarouge . . . 218
6.6.1.2 Comparaison avec l'infrarouge thermique . . . 220
6.6.1.3 Proportion d'olivine dans les laves de Syrtis Major . . . 222
6.6.2 Composition chimique . . . 224
6.6.2.1 Pyroxènes . . . 224
6.6.2.2 Olivine . . . 226
6.6.3 Résultats spectroscopiques et pétrologie . . . 228
6.6.3.1 Composition des augites : intérêt du mélange à trois composants . . . 228
6.6.3.2 Cohérence avec l'information pétrologique et implication . . . 230
6.6.4 Ce qui pourrait avoir un impact sur la caractérisation des unités lithologiques . 232
6.7 Conclusion . . . 234

6.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons présenter les résultats que nous avons obtenu sur le bouclier volcanique martien Syrtis Major. Le contexte de cette région a été décrit au préalable dans le chapitre 2 section 2.4 page 32. La première partie va décrire les caractéristiques de l'instrument OMEGA et les données utilisées. Nous nous intéresserons ensuite à l'analyse de spectres extrêmes obtenus par l'analyse en composantes principales de la couverture régionale réalisée. Après avoir détaillé les résultats de la procédure pour des spectres ponctuels, nous passerons à l'aspect cartographique de l'ensemble de la mosaïque. Nous interpréterons les résultats en termes de caractérisation de la composition chimique des minéraux. Nous terminerons le chapitre par une synthèse interprétative et une mise en perspective des apports de notre étude sur cet édifice volcanique vis-à-vis de l'état des connaissances actuelles dans la littérature.

6.2 Jeu de données

6.2.1 Caractéristiques de l'instrument OMEGA

Jusqu'à présent dans cette thèse, nous avons utilisé des spectres ponctuels. L'imagerie hyperspectrale permet de rajouter une dimension en obtenant cette information en plusieurs points contigus (pixels). Deux grands types de capteurs existent : les capteurs à balayage (" whisk-broom ") et les capteurs à barrette (" push-broom "). La différence est liée au mode d'acquisition puisque le premier type va analyser la lumière pixel par pixel tandis que le second est constitué d'une barrette de capteurs. Il peut donc acquérir une ligne de l'image instantanément. Dans les deux cas, l'image finale se forme au fur et à mesure que l'instrument avance.

En plus de la résolution spectrale, l'instrument a donc une résolution spatiale propre, contrôlée par l'angle du champ d'observation instantané de l'appareil et la distance entre l'instrument et le sol. Plus cette dernière sera faible, plus les objets détectables seront petits. Le champ d'observation instantané (IFOV, pour Instantaneous Field of View) correspond à l'angle d'observation pour un pixel, par opposition au champ d'observation total (FOV, pour Field of View) qui correspond à une ligne de l'image. Le champ d'observation instantané au sol (GIFOV pour Ground Instantaneous Field of View) correspond alors à la résolution spatiale au sol du pixel.

L'instrument OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, Fig. 6.1) est un spectro-imageur visible et proche-infrarouge (Bibring *et al.*, 2004). Il a été développé à l'origine pour la mission russe Mars 96 puis, après l'échec de cette mission, il a été repris sur la sonde Mars Express. Il est le fruit d'une collaboration internationale puisque sa construction a fait intervenir l'IAS (Institut

OMEGA

Mission	Mars Express (ESA)		
FOV	1.1° à 8.8° en fonction de l'altitude		
GIFOV en mètres (altitude en kilomètres)	$<$ 350 (300) - $<$ 1800 (1500) - $<$ 4800 (4000)		
Signal / Bruit	$>$ 100 : 1		
Nombre de canaux	352		
Détecteurs	V (VNIR)	C (SWIR)	L (LWIR)
Gamme de longueur d'onde (µm)	0.38 - 1.05	0.93 - 2.73	2.55 - 5.10
Résolution spectrale (nm)	7	13	20

Tab. 6.1 – Caractéristiques techniques principales du spectro-imageur (d'après Bibring *et al.*, 2004)

d'Astrophysique Spatiale, France), le LESIA (Laboratoire d'Etudes Spatiales et d'Instrumentation en Astrophysique, France), l'IFSI (Istituto di Fisica dello Spazio Interplanetario, Italie) et l'IKI (Institute for Space Reseach, Russie).

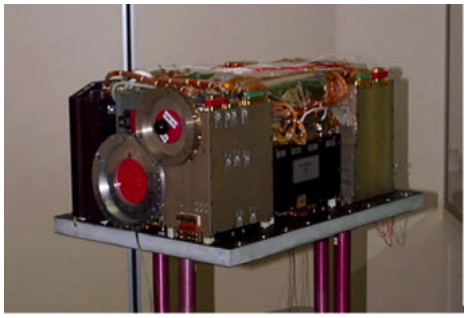

FIG. 6.1 – Instrument OMEGA (*Crédits ESA*)

Le spectromètre est composé de trois détecteurs : V dans le visible, C pour le proche-infrarouge et L pour les grandes longueurs d'onde dans l'infrarouge. Dans le cadre de cette thèse, seules les deux premiers vont nous concerner. Le détecteur VNIR est une matrice CCD qui fonctionne en mode "push broom", tandis que les détecteurs SWIR et LWIR fonctionnent en mode "whisk broom". Les caractéristiques techniques de l'instrument sont détaillées dans le tableau 6.1.

La sonde évolue sur une orbite très elliptique : son altitude à l'apoastre est de 4000 km alors qu'elle n'est que de 250 km au périapse. En conséquence, la résolution spatiale va être comprise entre environ 350 et 4800 m par pixel. De plus, lorsque l'orbiteur se rapproche de la surface, la vitesse de défilement de celle-ci augmente. L'instrument adapte alors la largeur de la trace pour garder un temps d'intégration optimum (16, 32, 64 ou 128 pixels). Sa largeur totale va être comprise entre 5 et 600 km pour une longueur totale de 3000 km. Comme l'image est construite en même temps que la sonde avance et change d'altitude, cela va créer des traces évasées en fonction de la latitude, comme nous allons le voir dans le paragraphe suivant.

6.2.2 Préparation des données

6.2.2.1 Pré-traitement

La mosaïque que nous utiliserons pour cette étude a été préparée en utilisant 20 cubes de données acquis au cours des orbites 422, 444, 488, 521, 554, 576, 955, 966 et 988, entre mai et octobre 2004. Avant mosaïquage, plusieurs traitements successifs ont été effectués au laboratoire sur chaque cube de données :

- calibration instrumentale des voies visible et proche-infrarouge au moyen du logiciel fourni par l'IAS (Bibring *et al.*, 2004; Bonello *et al.*, 2005; Belluci *et al.*, 2006) ;
- calage radiométrique et coregistration géométrique de la partie visible sur la partie proche-infrarouge, grâce à l'utilisation de points d'appui (voir la figure 6.2) communs entre les deux sous-cubes. Cette étape fait appel à une procédure systèmatique s'appuyant sur une grille de points réguliérement espacés (intervalle choisi : 10 pixels) couvrant l'image ; elle est basée sur une transformation appliquée à l'image, découlant d'un calcul de corrélation globale déterminant pour la voie visible la position optimale pour l'homologue de chaque point d'appui. Les degrés de liberté autorisent une translation en x, en y, la prise en compte d'un effet de grandissement/contraction et de rotation. Du fait de la plus haute résolution spatiale de la voie infrarouge, une fenêtre de moyennage glissant (3x5 pixels) a été préalablement appliquée à l'image infrarouge qui a donc été "dégradée" à une résolution proche de celle de la voie visible (communication IAS, vérification numérique faite en variant la taille de la fenêtre) ;
- ajustement radiométrique du visible sur le proche-infrarouge à l'aide des canaux communs aux

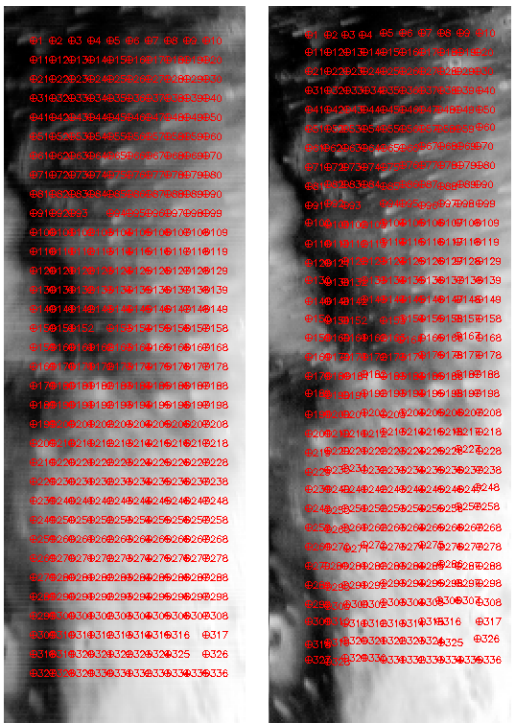

FIG. 6.2 – Coregistration géométrique entre le visible (à gauche) et l'infrarouge (à droite). La grille des points d'appui utilisés pour registrer l'image visible sur l'image infrarouge est ici représentée sur l'exemple traitant de la scène 488_3.

deux capteurs (de 926 à 1069 nm). L'infrarouge sert de référence, la radiométrie dans le visible étant considérée moins fiable ;

- élimination des canaux les plus bruités, c'est-à-dire ceux qui correspondent aux limites des domaines d'acquisition des capteurs. Nous obtenons alors une image-cube constituée de 185 canaux allant de 491 à 2605 nm.
- transformation des données obtenues en facteur de réflectance, celles-ci étant au départ en facteur de radiance. Pour cela, l'intensité dans chaque pixel est divisée par le cosinus de l'angle d'incidence sous lequel il est éclairé.
- géoréférencement et mosaïquage sur la base du géoréférencement de la voie infrarouge pour aboutir à une mosaïque hyperspectrale dans le domaine visible-proche-infrarouge et couvrant la région d'étude.

6.2.2.2 Construction de la mosaïque

Le système de projection utilisé est de type cylindrique équidistant, avec une résolution spatiale de 32 pixels/degré. La mosaique finale s'étend de 47.0° Est à 78.8° Est et de 23.9° Sud à 41.5° Nord. La figure 6.3 présente la variation de l'albédo à 0.55 µm sur l'ensemble de cette mosaïque.

La figure 6.4 permet de la replacer par rapport au contexte. Nous pouvons constater que la majeure partie de l'édifice volcanique est comprise dans la mosaïque, tout comme la croûte noachienne au nord et au sud. La mosaïque inclut aussi la région de Nili Fossae, prés d'Isidis Planitia.

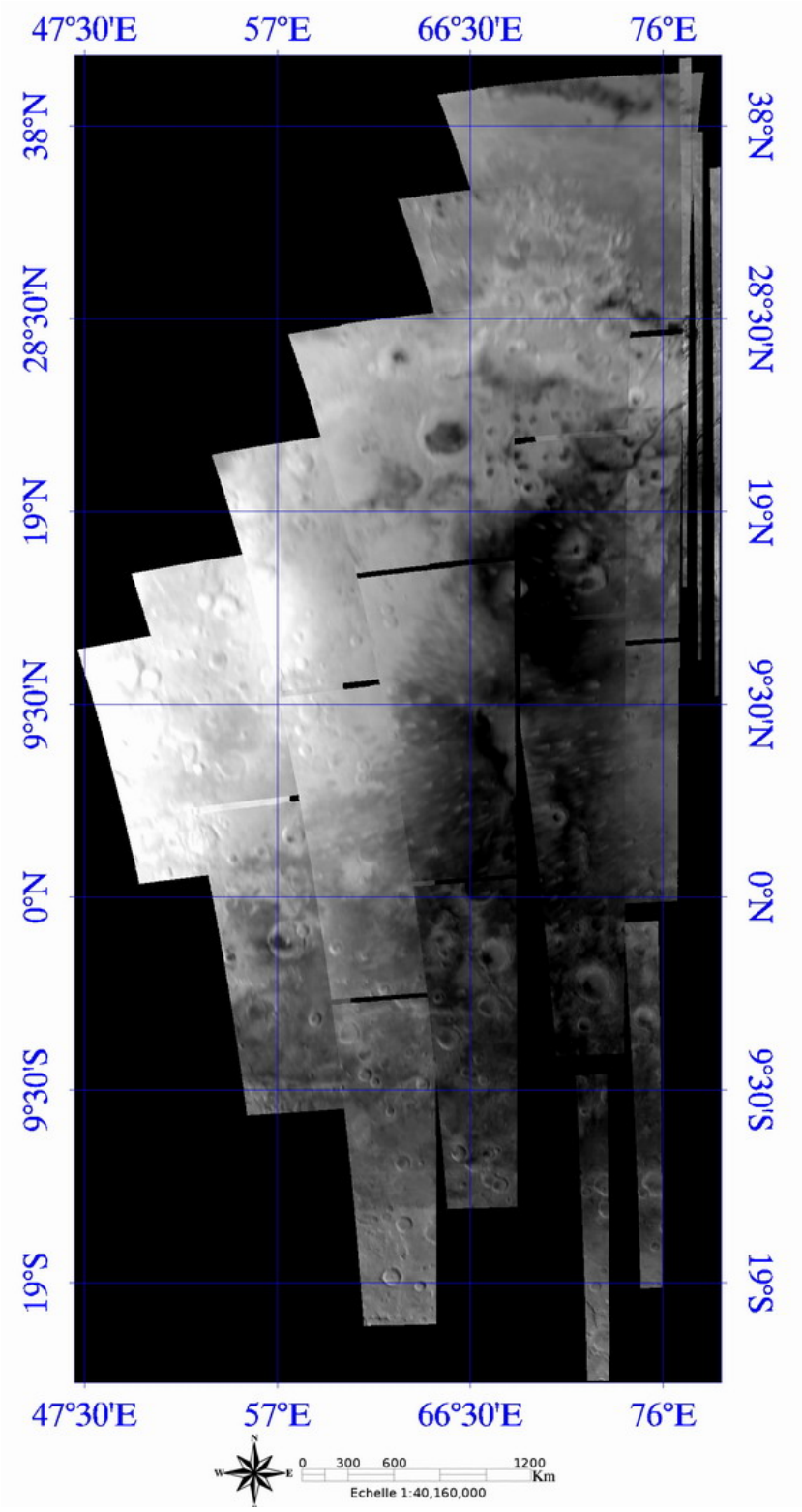

FIG. 6.3 – Mosaïque des traces OMEGA : carte de l'albédo (0.55 µm)

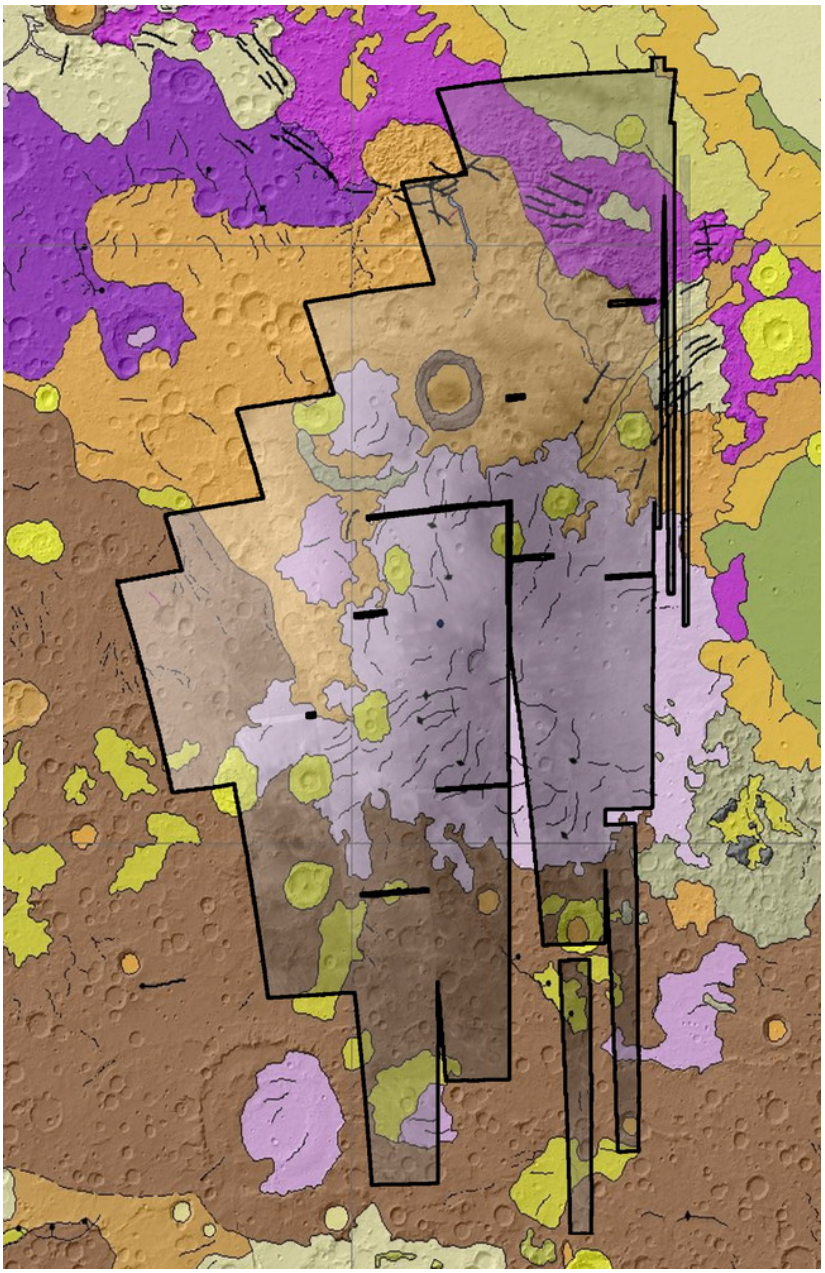

FIG. 6.4 – Localisation des traces OMEGA par rapport à la carte géologique de Mars (Greeley et Guest, 1987; Skinner *et al.*, 2006). Pour le contexte, voir le chapitre 2 figure 2.15 page 40.

6.3 Analyses de spectres ponctuels

A la différence de l'Oman, il n'est bien sûr par possible pour l'instant d'obtenir des spectres de terrain. Avant de traiter l'ensemble de la mosaïque, nous avons donc testé la validité de la procédure mise en oeuvre sur des spectres extraits de la mosaïque. Pour cela, nous utilisons les résultats de l'analyse en composantes principales qui permet de décrire la variabilité spectrale présente au sein de la couverture en déterminant la position des spectres les plus extrêmes de l'image (voir § 3.4.1 page 68).

6.3.1 Analyse en Composantes Principales (ACP)

Quatre spectres ont été extraits de la mosaïque. Les deux premiers ont été pris à l'extérieur de l'édifice volcanique, respectivement sur la croûte (spectre A, Fig. 6.5) et dans la région de Nili Fossae (spectre B). Les deux derniers correspondent aux laves de Syrtis Major, avec le spectre C qui est représentatif de la zone périphérique. Le spectre D est quant à lui représentatif des laves situées plus au centre de l'édifice.

Les spectres en réflectance diffèrent nettement les uns des autres. La caractéristique du spectre A est d'être très brillant, avec une pente positive vers l'infrarouge et d'être relativement plat dans le domaine à 2 µm. Il présente par contre une absorption très marquée aux courtes longueurs d'onde et ne présente par conséquent pas de maximum de réflectance autour de 0.70 µm. Le spectre B présente lui une absorption très large dans le domaine à 1 µm. Les spectres C et D sont proches en forme,

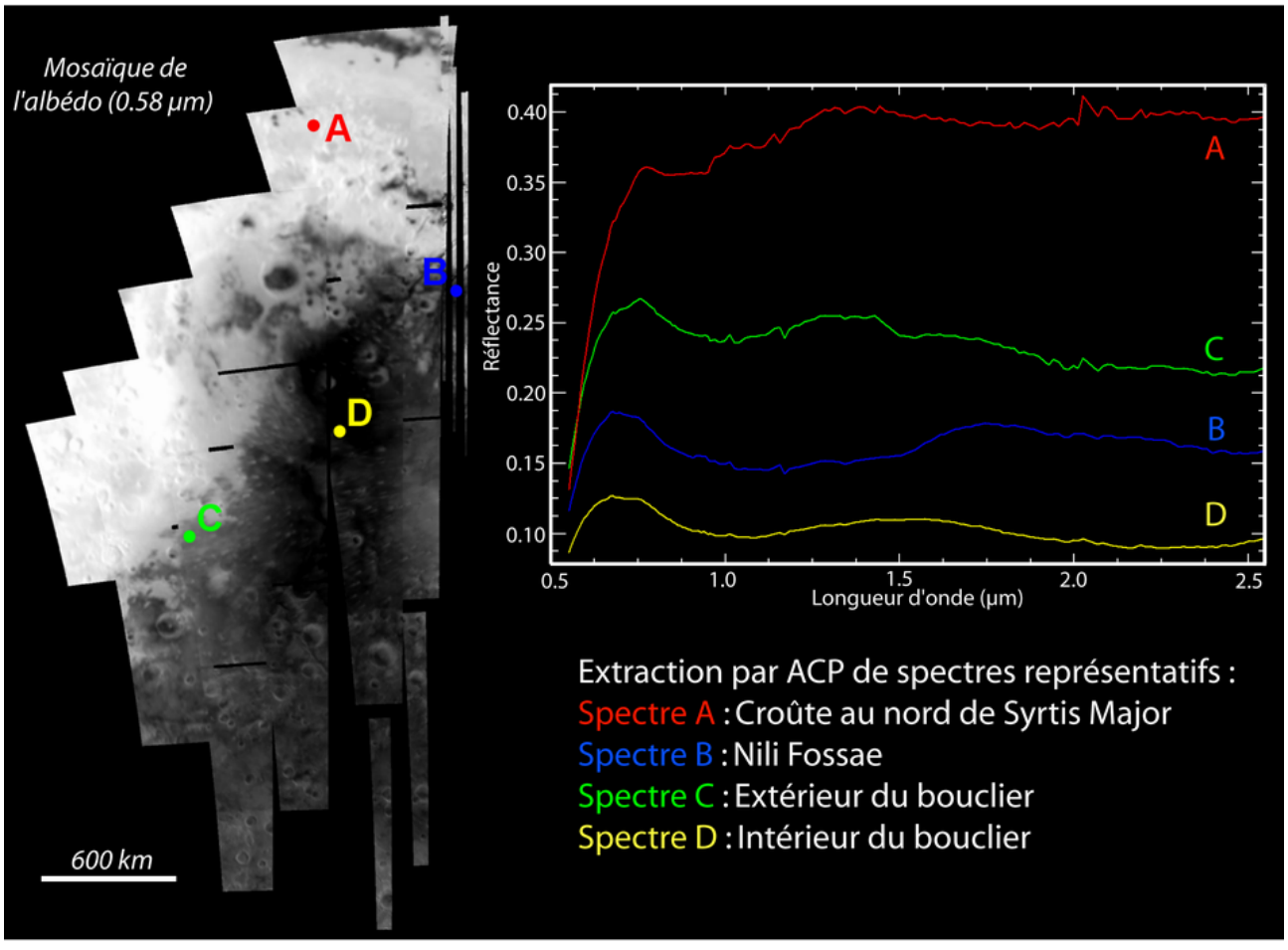

FIG. 6.5 – Localisation et représentation des spectres OMEGA extraits à partir de l'analyse en composantes principales

avec cependant une pente négative plus prononcée vers l'infrarouge dans le cas du spectre C, et une réflectance très faible pour D.

6.3.2 Procédure automatique

La procédure automatique a été appliquée systématiquement sur ces quatre spectres OMEGA. Le premier, le spectre A, n'est validé que pour la configuration dédiée à l'orthopyroxène (Fig. 6.7). Toutefois, en raison de la forte absorption aux courtes longueurs d'onde, il est nécessaire d'utiliser la configuration incluant la gaussienne dite "650". Celle-ci sert alors à modéliser une absorption liée à la présence du fer ferrique. On note que le continuum épouse l'enveloppe générale du spectre, et qu'en conséquence, la profondeur de la gaussienne "900" liée à l'orthopyroxène est modeste. Cette bande est cependant plausible, conjuguée avec la bande à 2 µm, et pour ce spectre extrême, l'identification spectroscopique tombe dans le champ des orthopyroxènes (Fig. 6.6).

Pour le second spectre, le B, le résultat de la procédure indique qu'il s'agit sans aucune ambiguité d'une olivine. Les trois gaussiennes sont assez développées et, au vu de la position des centres, notre calcul indique qu'il pourrait s'agir d'une olivine plutôt de type fayalite (Fo_{35-40}).

Le spectre C correspond quant à lui aux laves périphériques de l'édifice volcanique. Cette fois, seule la configuration dédiée au clinopyroxène est retenue. Nous notons que la profondeur de la gaussienne dans le domaine à 2 µm est relativement faible au regard de celle à 1 µm. De plus, ce clinopyroxène se place légèrement au dessus des tendances définies par Adams (Fig. 6.6). Bien que les incertitudes propres au MGM, plus importantes dans le cas de données OMEGA que pour les données de laboratoire (Kanner *et al.*, 2007), puissent jouer un rôle, la position trouvée dans la figure 6.6 est aussi cohérente avec celle établie par notre procédure pour des pyroxènes de type augite (voir le chapitre 5, §5.2.2.1

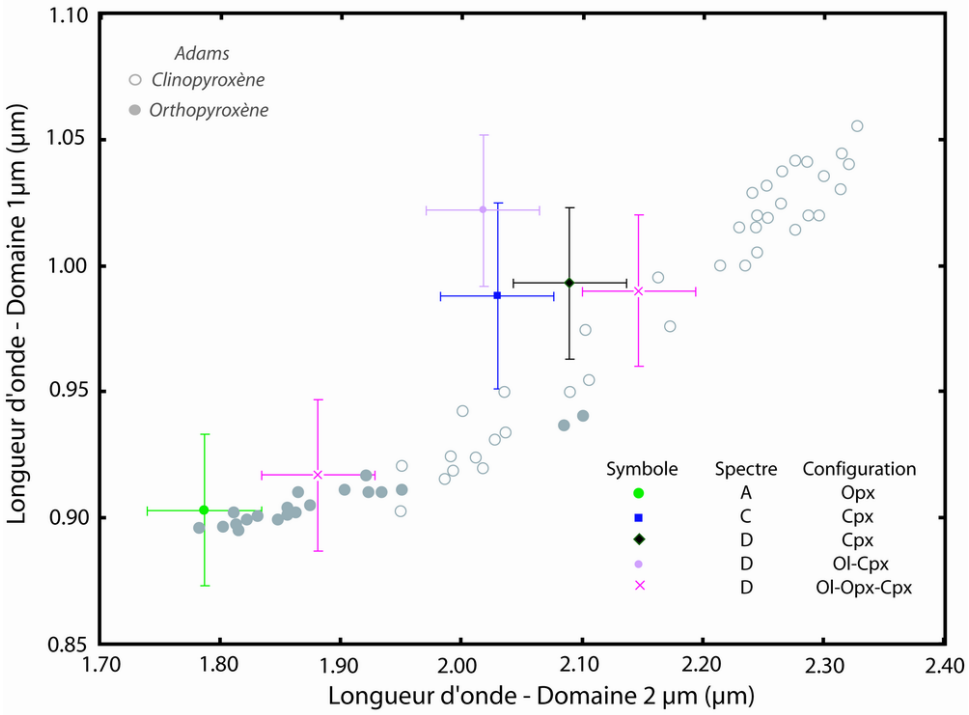

FIG. 6.6 – Positions des centres des gaussiennes des pyroxènes reportées dans le diagramme d'Adams (1974). Les barres d'erreurs correspondent aux incertitudes associées aux résultats du MGM telles qu'évaluées sur les données OMEGA par Kanner *et al.* (2007) : à savoir, ±30 et ±47 nm respectivement dans le domaine à 1 et 2 µm.

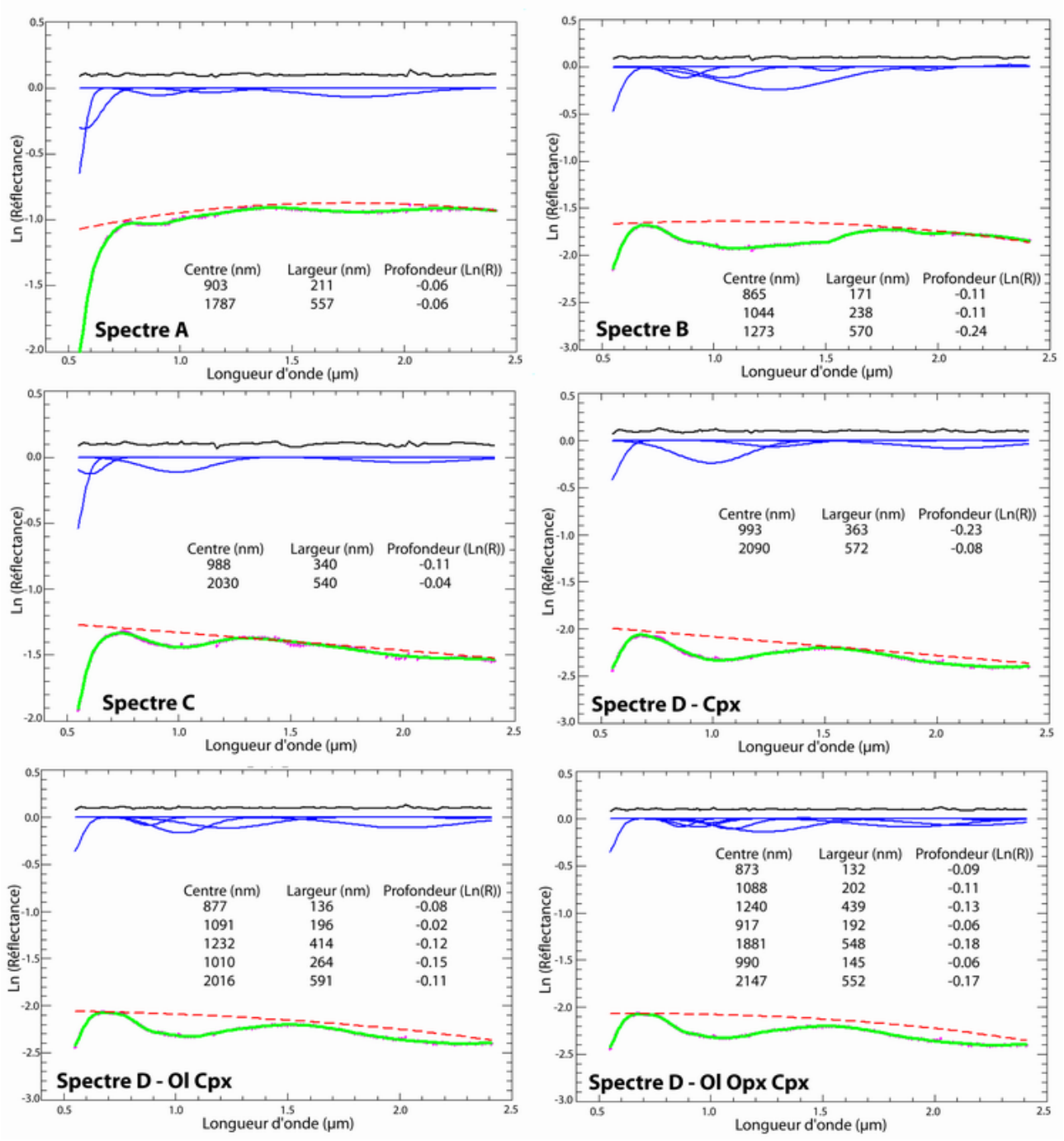

FIG. 6.7 – Résultats MGM pour les quatre spectres extraits à partir de l'ACP.

dans le cas de spectres de laboratoire et § 5.4.1 page 161 pour les spectres de météorites martiennes).

Le dernier spectre (D) représente une situation plus complexe puisque deux configurations sont validées. Celles-ci correspondent respectivement aux minéralogies Cpx et Ol-Cpx. Nous pouvons voir sur les figures 6.6 et 6.7 que les résultats sont plausibles. On note cependant que la gaussienne "1050" de l'olivine est relativement faible au regard des profondeurs des deux autres et que les paramètres de position des centres des bandes associées au pyroxène pour la configuration Ol - Cpx s'écartent des tendances d'Adams. La configuration dédiée au mélange ternaire Ol-Opx-Cpx, en dépit d'une permutation du rôle des gaussiennes respectivement associées à l'orthopyroxène et au clinopyroxène (cf. chapitre 4, § 4.3.4.2 page 94), donne un résultat raisonnable du point de vue de l'inversion (cf. figure 6.7). Celui-ci est donc cohérent avec la présence d'olivine combinée à un mélange de pyroxènes, les positions des centres des bandes d'absorption étant correctement définies à la fois pour les domaines à 1 et 2 µm, comme montré dans la figure 6.6.

6.4 Analyse spatiale : détection des minéraux mafiques

Dans cette partie, nous allons nous intéresser aux résultats de la procédure automatique du point de vue de la détection des différentes minéralogies. Cependant, avant d'extraire cette information des résultats du MGM sur les données OMEGA, nous avons cherché à minimiser le nombre de pixels pour lesquels les solutions mathématiques peuvent présenter un risque de ne pas être correctes.

6.4.1 Vérifications préalables

6.4.1.1 Dynamique mesurée du creux d'absorption à 1 µm

Dans les chapitres précédents, nous avons vu que les résultats des modélisations mathématiques peuvent présenter un décalage par rapport aux valeurs attendues lorsque les spectres en question sont très plats. La première étape consiste donc à vérifier sur l'ensemble de la mosaïque que les dynamiques mesurées sont suffisantes. La méthode employée a été décrite dans le paragraphe 4.4.1.1 page 101.

Une carte de la dynamique mesurée pour le creux d'absorption dans le domaine à 1 µm a été produite. Celle-ci est présentée sur la figure 6.8. Pour cette région de Mars, il existe une variation spatialement organisée, indice de variations minéralogiques reflétant des différences lithologiques. Ainsi, la portion de la mosaïque située dans la région de la croûte présente les dynamiques mesurées les plus faibles (proches de 0.04), et correspond donc à des spectres quasiment plats (aplatissement supérieur à 80%, cf. Chap. 4 § 4.4 page 101). Néanmoins, l'analyse sur le spectre A indique que cette région est *a priori* dominée par de l'orthopyroxène seul (cf. §6.3.1). Une configuration "mono-minérale" de type pyroxène sera peu affectée par la faible profondeur des absorptions puisqu'une seule gaussienne est requise dans chaque domaine de longueur d'onde. En conséquence, la détection d'un pyroxène dans ces régions pourra être considérée avec confiance.

L'édifice Syrtis Major montre quant à lui des absorptions plus importantes et cela notamment dans sa partie centrale. Au vu des simulations effectuées sur des spectres présentant des aplatissements variables (cf. § 4.4 page 101), on peut d'ores et déjà s'attendre à ce que l'interprétation minéralogique soit mieux contrainte sur le bouclier volcanique que dans la région crustale environnante. La partie périphérique de l'édifice (en bleu foncé sur la figure 6.8) correspond à une profondeur mesurée d'environ 0.10, c'est-à-dire à un taux d'aplatissement d'environ 70%. D'après les simulations, nous sommes donc en limite de validité pour les configurations olivine seule (limite à 60%) et olivine-orthopyroxène (limite

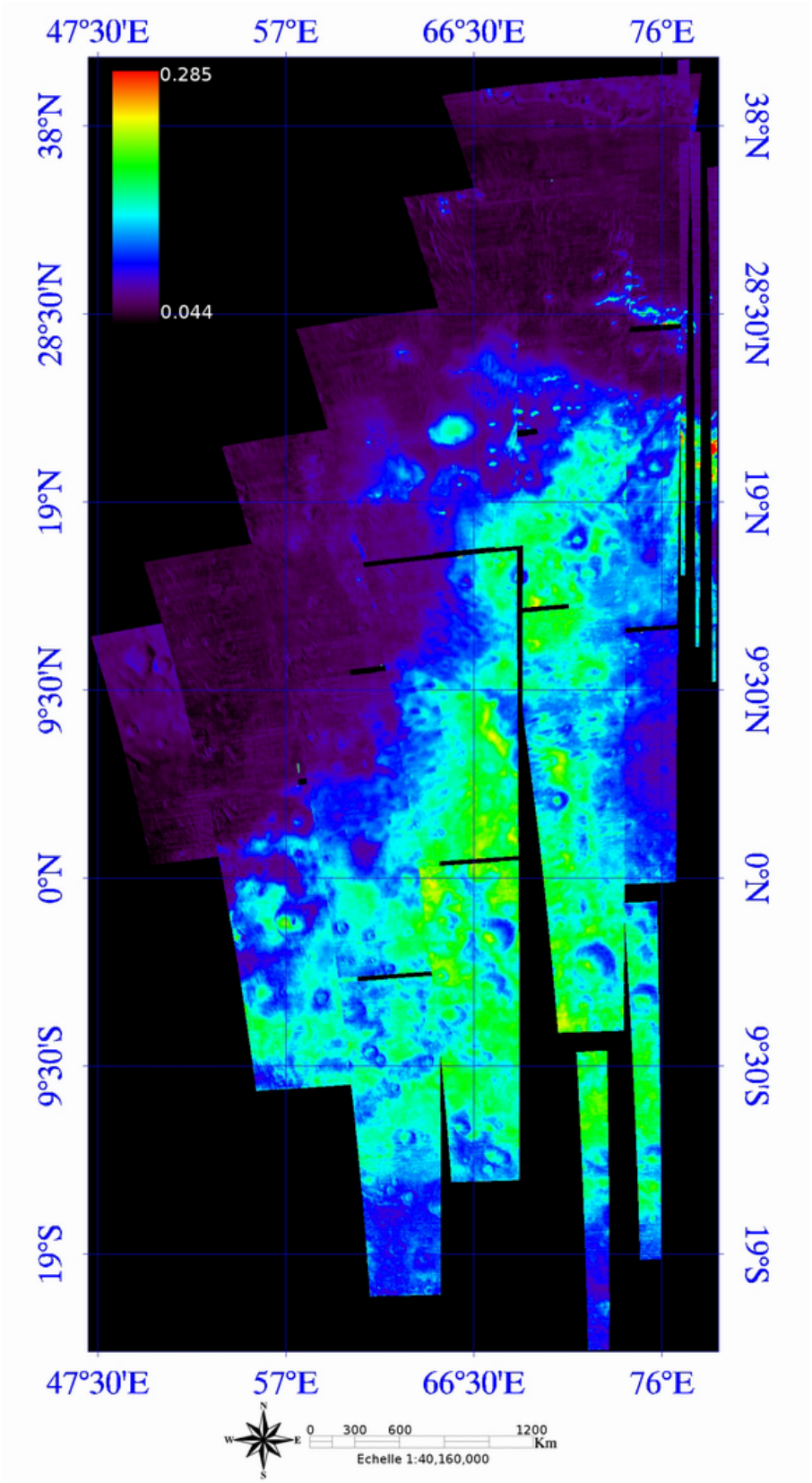

FIG. 6.8 – Mosaïque des traces OMEGA : carte de la dynamique du creux d'absorption mesurée dans le domaine à 1 µm

à 65%). Néanmoins, comme pour la croûte, le spectre représentatif de ces terrains indique plutôt un clinopyroxène seul (spectre C, cf. §6.3.1). Le reste du volcan présente des profondeurs mesurées plus importantes et nous serons donc dans les limites définies par les simulations. La région qui présente les absorptions les plus marquées est Nili Fossae. Dans cette zone, la dynamique du creux d'absorption atteint 0.28, ce qui correspond à un aplatissement d'environ 30%.

6.4.1.2 Retrait des pixels ayant un fort résidu quadratique (*rms*)

Notre procédure systématique a été appliquée à l'ensemble du jeu de données. Nous avons donc obtenu sept mosaïques différentes correspondant aux résultats pour les sept configurations initiales. La seconde étape consiste à s'assurer, par l'examen du résidu quadratique (*rms*), de la qualité de la modélisation mathématique pour chacune des configurations.

Pour chacune d'elle, l'histogramme des valeurs de ce paramètre est calculé. Les pixels présentant des valeurs de *rms* supérieures au *rms* moyen de la population des pixels augmenté de deux fois l'écart-type sont écartés et ne seront donc pas utilisés dans l'interprétation des caractères minéralogiques. Les pixels concernés pour chaque configuration sont représentés sur la figure 6.9.

Très peu de pixels sont supprimés (moins de 1%). La plupart sont d'ailleurs groupés et se situent dans la région la plus au sud de la mosaïque. Pour les configurations dédiées à un pyroxène seul, il apparaît également une bande étroite, orientée nord-sud, sur le bouclier volcanique. Au final, les solutions sont mathématiquement validées dans la plupart des cas et l'ensemble de la zone va donc pouvoir être étudiée en termes de variabilité minéralogique.

6.4.2 Résultats de la procédure automatique : aspect cartographique

Les cubes de données pour les sept configurations sont ensuite triés de façon à ne garder que les solutions cohérentes ayant une possible réalité minéralogique. La procédure de tri est celle décrite dans la partie 4.4.3 page 121. Une ou plusieurs solutions mathématiques peuvent donc être associées à chaque pixel.

6.4.2.1 Configuration Ol-Cpx et gaussienne positive

Comme pour les spectres ponctuels, il peut exister des ambiguïtés au niveau des résultats mathématiques. Cela nécessite alors de faire un choix en prenant en compte l'expérience acquise en laboratoire et sur les roches naturelles. Pour la région de Syrtis Major, il existe une situation de ce type pour la configuration Ol-Cpx. La figure 6.10 montre en effet que la gaussienne "1050" de l'olivine a une profondeur très faible, voire légèrement positive, sur la partie centrale du bouclier volcanique. Les autres paramètres sont par contre tous cohérents avec la minéralogie concernée. La profondeur n'est en fait fortement négative que pour les régions de Nili Patera et Nili Fossae. Pour les spectres de roches d'Oman, nous avons vu que ce genre de situation peut se produire lorsque l'olivine est mélangée avec un pyroxène et que les absorptions sont peu marquées (cf. § 5.4.2.2 page 172).

La figure 6.11, qui représente les valeurs des largeurs avant application de critères de tri, apporte un argument en faveur de cette possibilité. Nous avons constaté dans le chapitre 5 que les spectres de pyroxène ne sont jamais modélisés avec des gaussiennes présentant une largeur de plus de 300 nm (cf. § 5.2.2.1 page 138 et 5.2.2.2 page 143). Cela reste vrai même quand une seule gaussienne sert à modéliser deux absorptions (orthopyroxène et clinopyroxène). Une largeur plus importante ne peut être trouvée que si la roche contient également de l'olivine. Or, la configuration dédiée au clinopyroxène

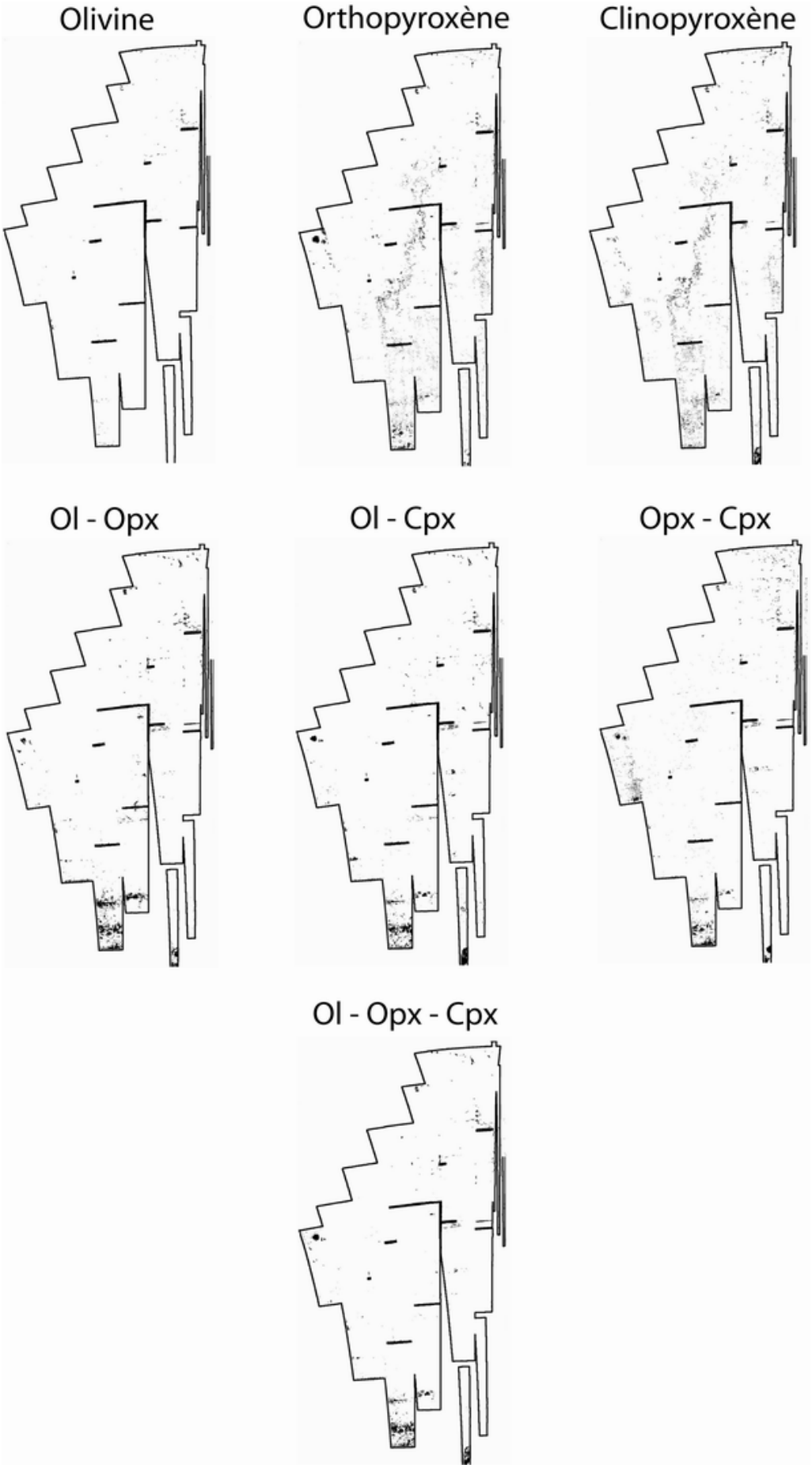

FIG. 6.9 – Détection des pixels présentant un *rms* anormalement élevé pour chacune des configurations (pixels en noir) .

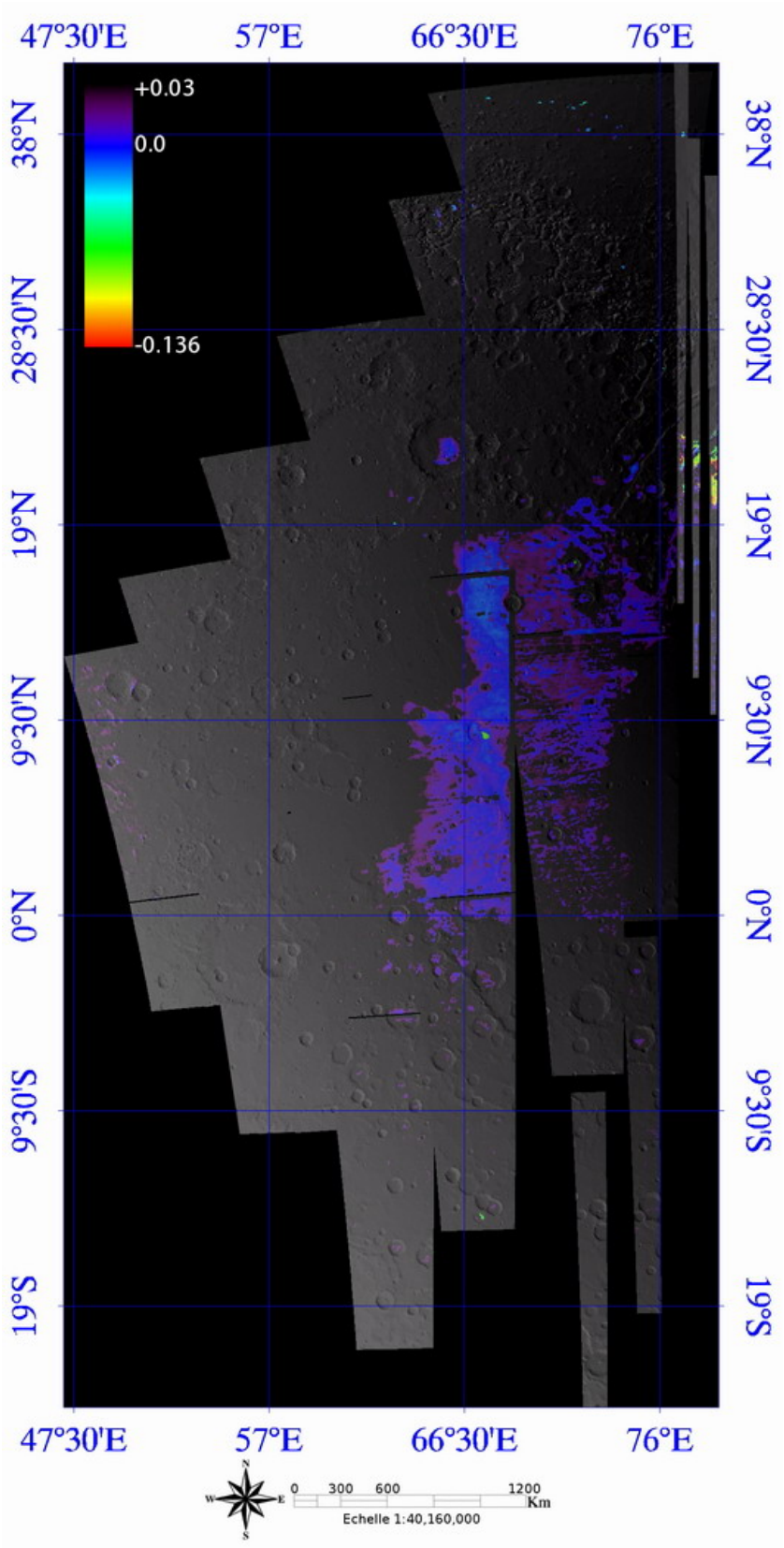

FIG. 6.10 – Variations spatiales de la profondeur de la gaussienne ”1050” de l’olivine dans le cas de la configuration Ol-Cpx.

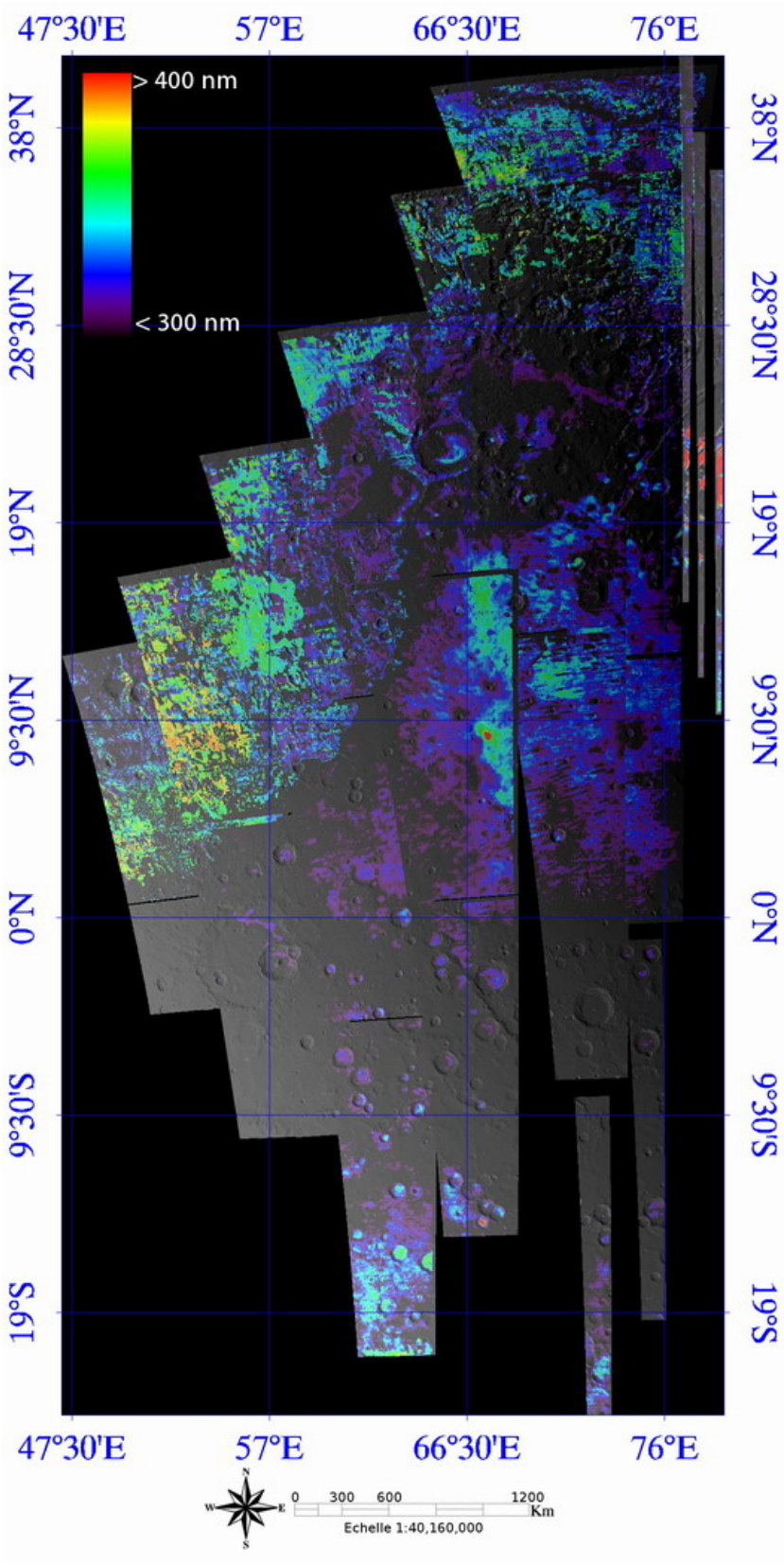

FIG. 6.11 – Variations spatiales de la largeur de la gaussienne associée au clinopyroxène à 1 µm dans le cas de la configuration Cpx.

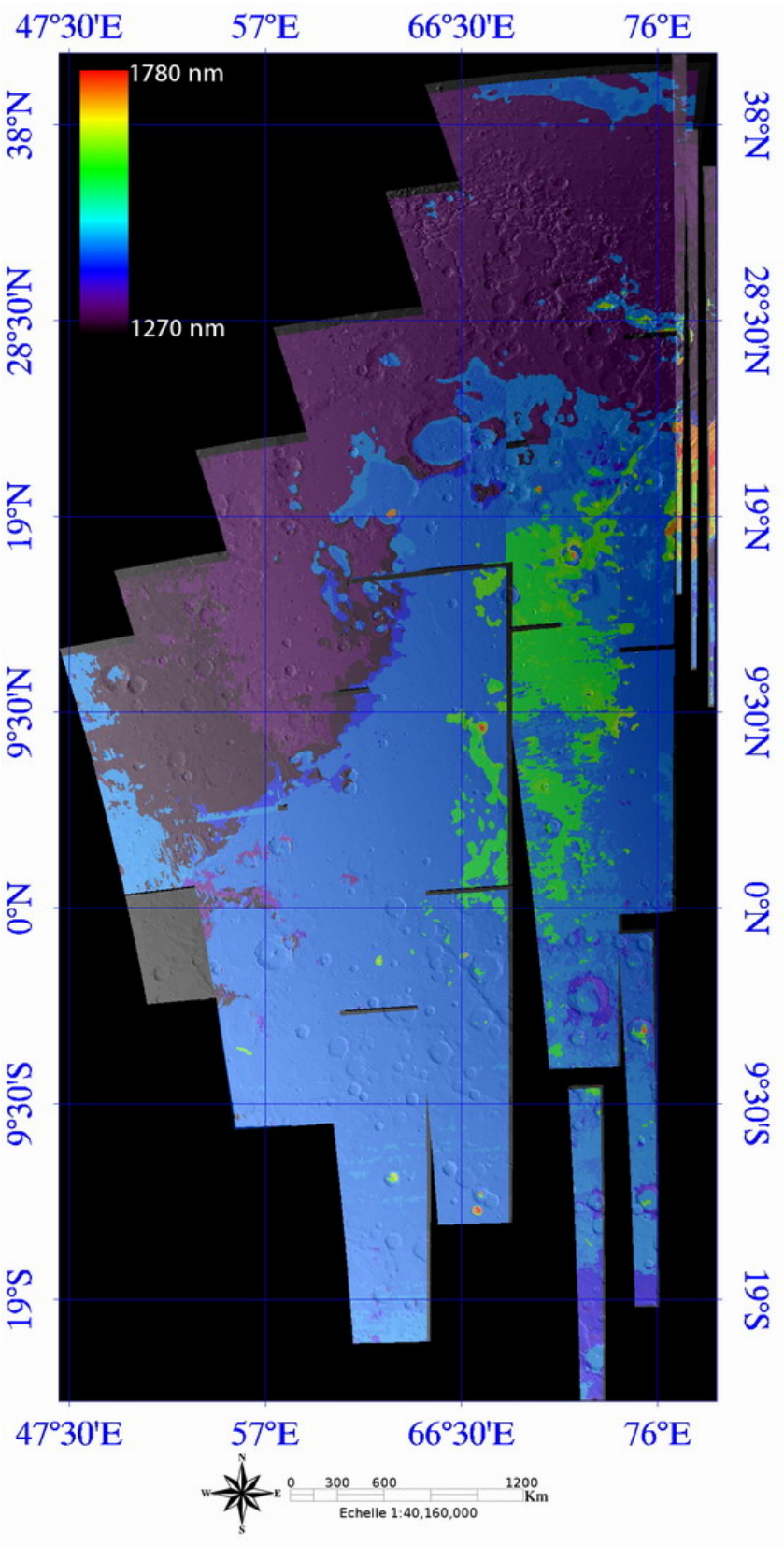

FIG. 6.12 – Variations spatiales du maximum de réflectance autour de 1.5 µm

seul présente cette caractéristique dans la zone centrale de Syrtis Major. La gaussienne à 1 µm a alors une largeur qui varie entre 300 et 375 nm et excède même les 400 nm localement sur Nili Patera et Nili Fossae.

Cette hypothèse est confirmée par la position du maximum de réflectance située autour de 1.5 µm. En effet, lorsque de l'olivine est présente dans la roche, le maximum de réflectance est décalé vers des plus hautes longueurs d'onde, l'absorption à 1250 nm diminuant le niveau de réflectance (cf. § 5.3.1.2 page 152). Dans la région de Syrtis Major, le maximum de réflectance se produit à des valeurs différentes suivant les unités lithologiques (cf. Fig. 6.12). Nous constatons effectivement que le maximum de réflectance se situe à une longueur d'onde plus importante dans la partie centrale du bouclier que dans la périphérie, les régions présentant les valeurs les plus élevées étant en outre celles de Nili Patera et Nili Fossae, en accord avec la présence prépondérante d'olivine.

En définitive, il est très probable que les laves centrales comportent une proportion non négligeable d'olivine. Nous considérons donc que la valeur positive de la gaussienne "1050" est un artéfact lié à la procédure telle qu'utilisée actuellement, mais qui traduit une réalité. Dans la suite, la configuration Ol-Cpx sera donc validée si l'ensemble des autres paramètres des gaussiennes a un sens minéralogique.

6.4.2.2 Configurations validées et minéralogie dominante

La figure 6.13 représente la répartition spatiale du nombre de configurations validées sur l'ensemble de la mosaïque. Il apparaît que la majorité des pixels peut être modélisée avec seulement un ou deux types de configurations. Les régions pour lesquelles une seule configuration est retenue sont la croûte et les laves au centre de l'édifice volcanique (en vert sur la figure). La partie périphérique de Syrtis Major est quant à elle modélisée correctement par deux configurations (pixels en bleu). Toutefois, nous pouvons aussi trouver localement des zones présentant cette caractéristique dans la partie centrale de l'édifice, comme par exemple au sud de Nili Patera. Peu de pixels sont modélisés par trois configurations (en jaune) : ils sont principalement situés dans la région au sud de l'édifice de Syrtis Major. Enfin, les pixels pour lesquels sont retenues quatre solutions mathématiques sont très rares (en rouge) et sont toujours localisés au sein des zones à trois configurations.

La figure 6.14 permet de déterminer quelle est la minéralogie correspondante lorsqu'une seule configuration est retenue. Nous pouvons clairement distinguer la croûte martienne environnante des laves situées sur le bouclier de Syrtis Major. La première région (en vert), décrite uniquement par la configuration dite "orthopyroxène", apparaît dominée par la présence de pyroxènes faiblement calciques (avec une composition pouvant varier de l'enstatite à la pigeonite, cf. section suivante 6.5). La seconde région est dominée par du clinopyroxène et de l'olivine (en rose). Les laves périphériques sont quant à elles associées à du clinopyroxène (en rouge). Deux zones particulières sont représentatives d'une minéralogie dominée par de l'olivine seule (en bleu) : Nili Patera et Nili Fossae. Enfin, dans cette dernière région, il est aussi possible de trouver quelques pixels correspondant à une minéralogie olivine et orthopyroxène. Pour tous ces pixels, la minéralogie dominante est donc déterminée sans ambiguité.

Les pixels modélisés correctement par deux configurations complètent presque toute la carte. Il apparaît sur la figure 6.15 que deux types de mélange peuvent être principalement rencontrés. Ainsi, les pixels les plus au sud de la partie centrale de Syrtis Major, situés dans l'ovale et codés en vert, sont modélisés à la fois par une configuration Ol-Cpx et une configuration Cpx. Du point de vue de la distribution spatiale, ce résultat est cohérent avec ceux des figures 6.12 et 6.14, cette zone correspondant en effet à la transition entre les pixels modélisés par chacune des deux configurations seules. L'interprétation proposée est que les roches passent plus ou moins progressivement d'une composition

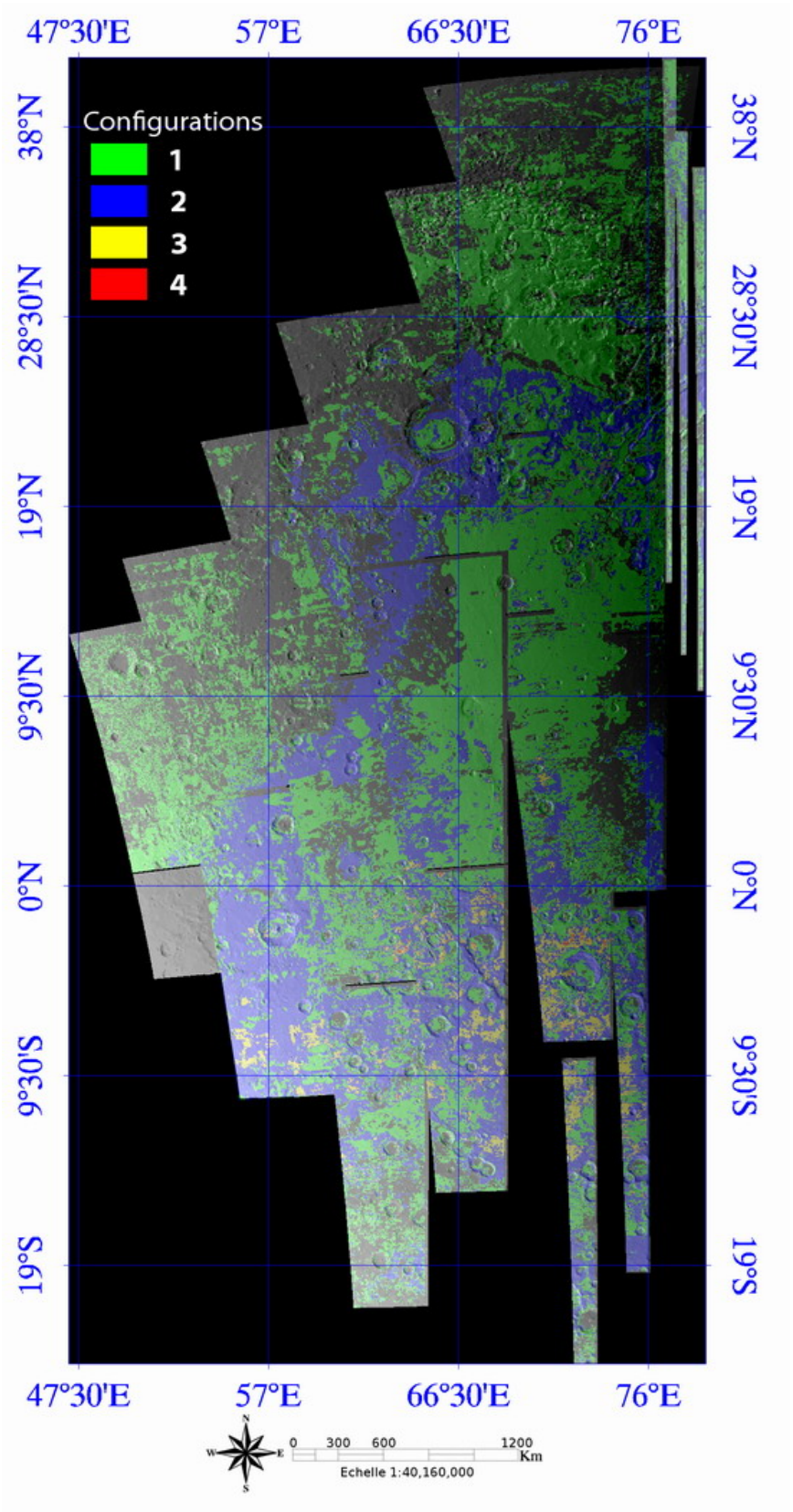

FIG. 6.13 – Nombre de configurations validées pour chaque pixel (les pixels sans couleur ne sont modélisés correctement par aucune configuration).

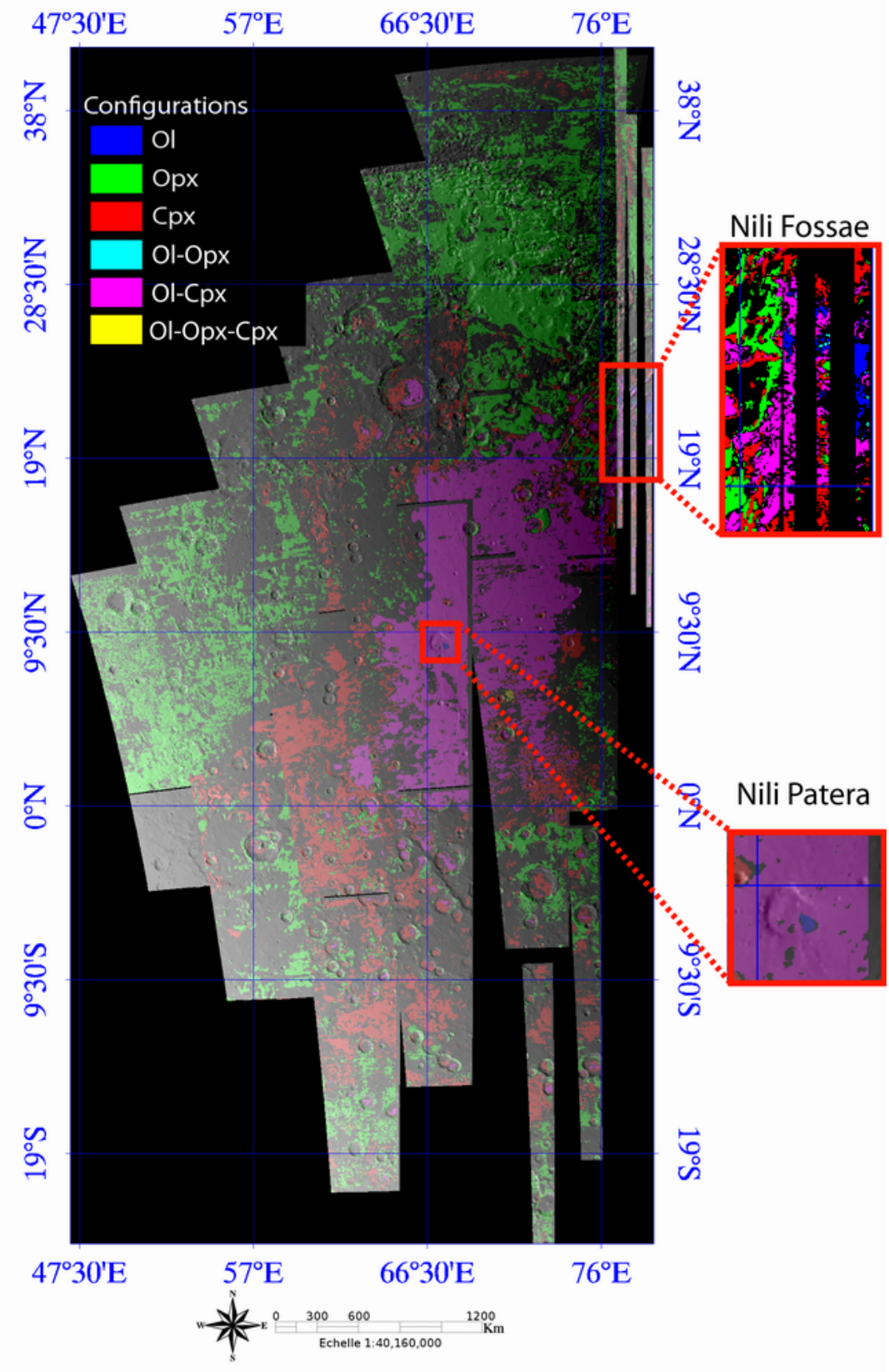

FIG. 6.14 – Minéralogie associée aux pixels modélisés par une et une seule configuration

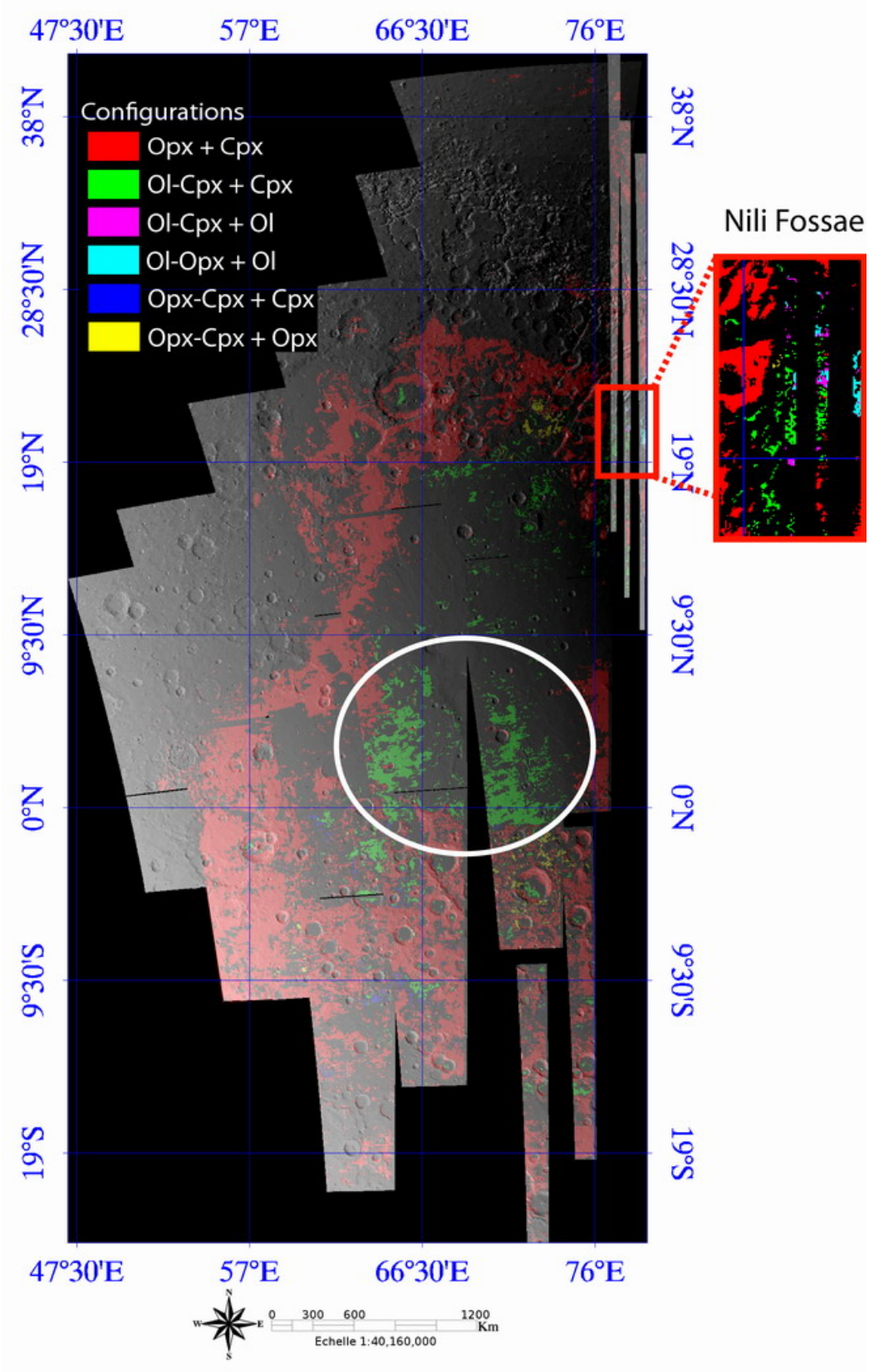

FIG. 6.15 – Minéralogies associées aux pixels validés avec deux configurations

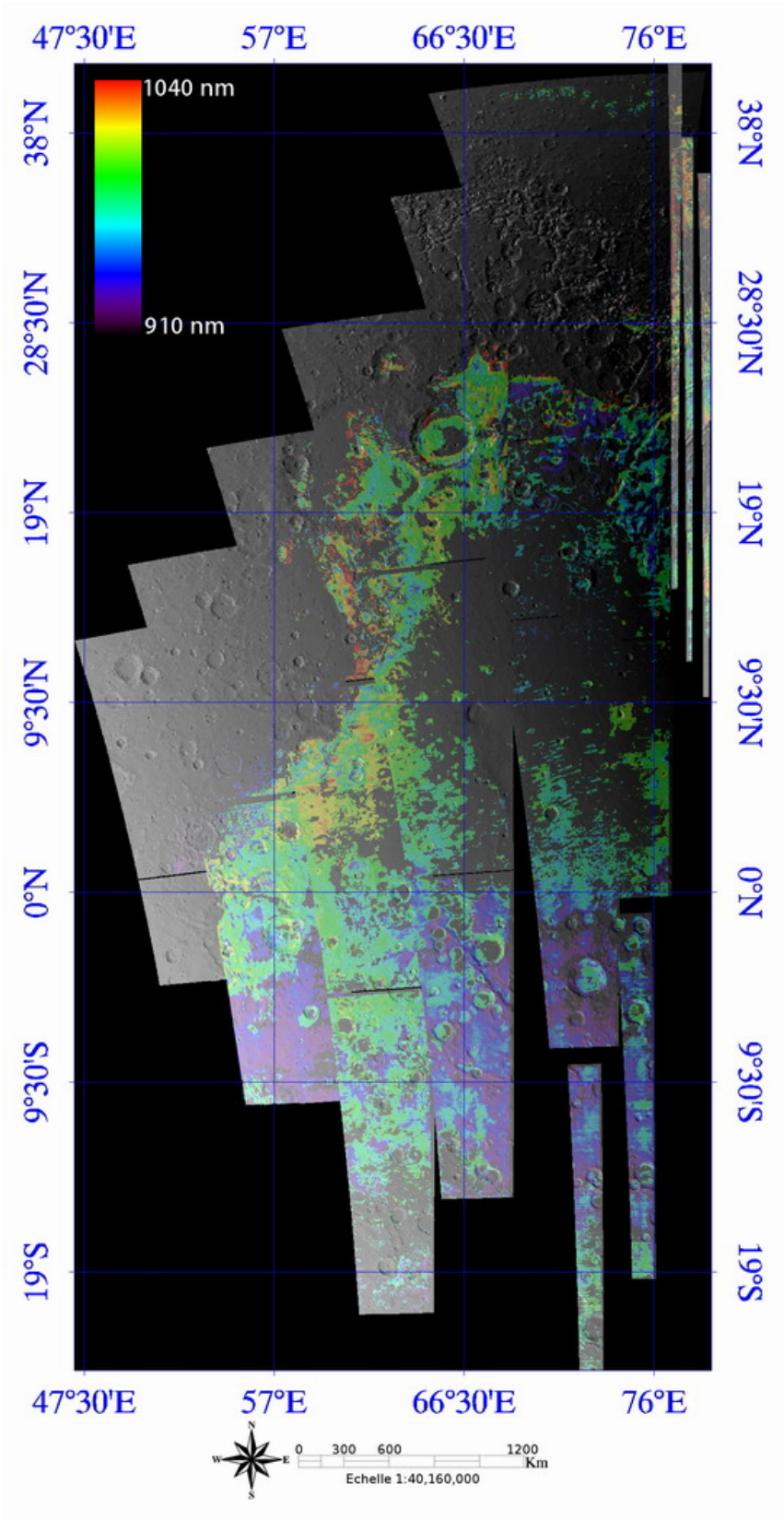

FIG. 6.16 – Variations spatiales de la position du centre de la gaussienne associée au clinopyroxène à 1 µm dans le cas de la configuration Cpx.

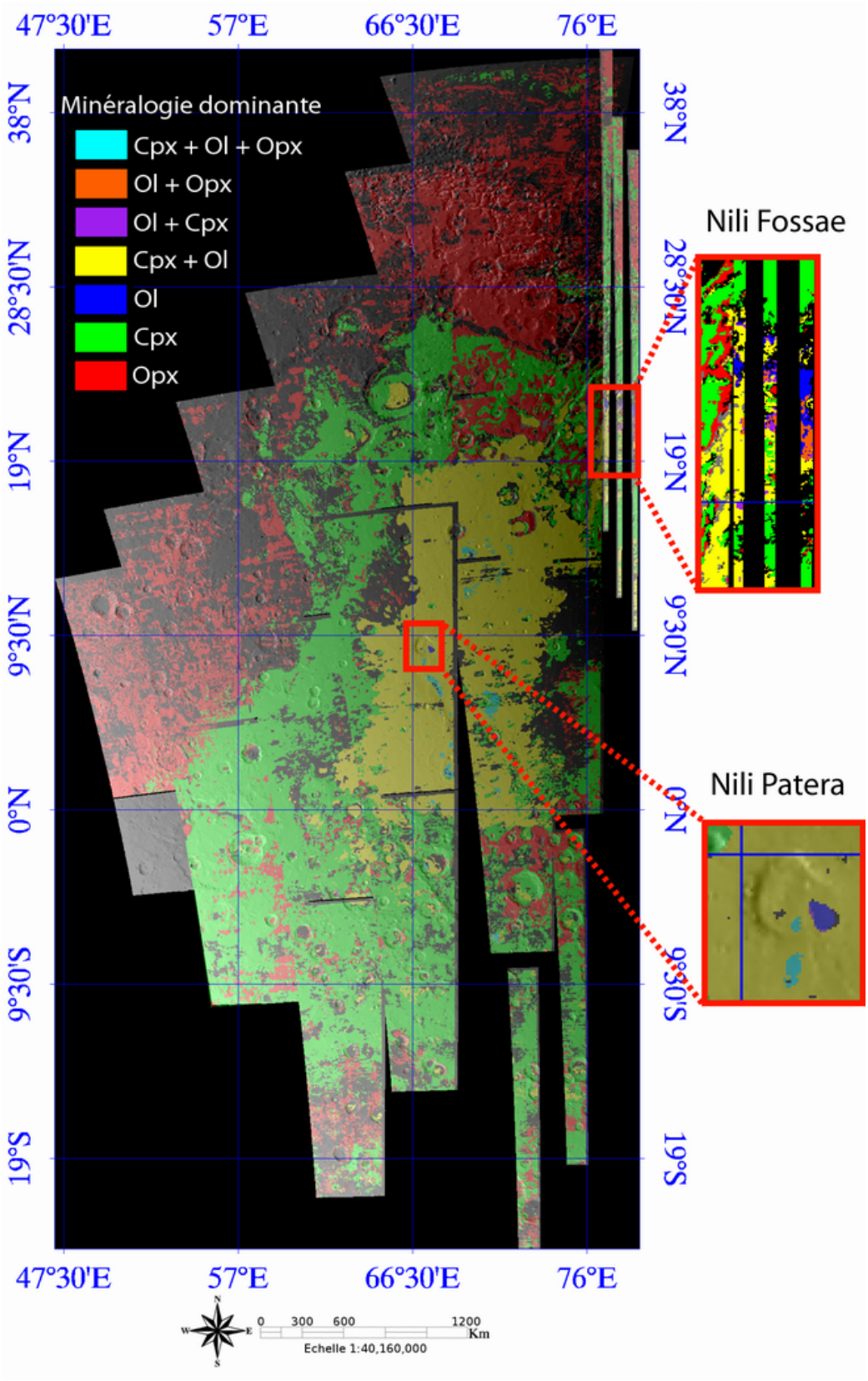

FIG. 6.17 – Minéralogie dominante pour chaque pixel, d'après les résultats des figures précédentes.

riche en clinopyroxène à une composition où l'olivine est aussi présente en quantité croissante.

Les pixels rouges de la figure 6.15 sont quant à eux modélisés à la fois par les configurations dédiées à un pyroxène seul (soit configuration Opx, soit Cpx). On note que la configuration Opx-Cpx, associée à un mélange de deux pyroxènes, n'est pas retenue. Il est donc très probable qu'il s'agisse de pyroxènes ayant une composition chimique intermédiaire (*e.g.* pigeonite). La position du centre de la gaussienne dans le domaine à 1 µm nous apporte alors une information précieuse. Sa variation spatiale, pour les pixels validés avec la configuration Cpx, est représentée sur la figure 6.16. Première observation importante, il existe une grande variabilité puisque la gaussienne peut être centrée entre 910 et plus de 1040 nm. Deuxième observation importante, la distribution de ces valeurs de centre présente une forte connexité spatiale, les valeurs les plus fortes se trouvant sur l'édifice volcanique et les plus faibles à la périphérie ou à l'extérieur, dans la région de la croûte au sud de Syrtis Major. Il existe donc bien une différence de composition entre ces deux zones. Pour la croûte, les positions des centres indiquent que le pyroxène est plus pauvre en calcium (LCP) ayant une composition proche de celle de l'orthopyroxène. Avec les précautions exprimées ci-avant, les pyroxènes de composition intermédiaire présents dans Syrtis Major et discutés ici sont néanmoins rattachés à des clinopyroxènes dans la classification proposée.

Enfin, nous pouvons voir sur la figure 6.15 que quelques endroits sont modélisés correctement avec d'autres types de configurations. Il existe ainsi des pixels présentant une signature spectrale d'orthopyroxène bien marquée, celui-ci étant associé à du clinopyroxène en plus faible proportion. Cela correspond notamment à une petite zone à la frontière entre la croûte au nord et les laves (pixels en jaune). Dans la région de Nili Fossae, nous pouvons aussi trouver localement une composition de mélange entre de l'olivine et de l'orthopyroxène (pixels en cyan). Dans la partie centrale de Syrtis Major, quelques pixels sont correctement modélisés avec les configurations Ol-Cpx et Ol-Opx-Cpx. Ce résultat indique l'existence locale des trois minéraux, l'orthopyroxène étant présent en plus faible proportion que les autres minéraux.

A partir de l'ensemble des résultats décrits précédemment, il devient donc possible d'établir une cartographie des assemblages minéralogiques dominants (Fig. 6.17). Les mélanges retenus pour une combinaison de configurations données sont reportés en annexe page 311. La région de Syrtis Major va pouvoir ainsi être divisée en trois zones : la croûte noachienne environnante riche en orthopyroxène, les laves périphériques de l'édifice volcanique riches en clinopyroxène, et les laves de la partie centrale riches en clinopyroxène et présentant en outre un enrichissement en olivine. Localement, pour Nili Patera et Nili Fossae, la pétrologie des roches est fortement influencée par la présence d'olivine. De plus, dans Nili Fossae, ce minéral apparaît également mélangé avec du pyroxène. Il est à noter que nous avons distingué sur la figure 6.17 les mélanges olivine et clinopyroxène typiques des laves de Syrtis Major et ceux typiques de la région de Nili Fossae. En effet, dans ces derniers, la proportion d'olivine est plus importante puisqu'il existe des pixels où les deux configurations sont validées (Ol-Cpx et Ol), ce qui n'est pas le cas pour les laves de Syrtis Major. Il ne faut cependant pas perdre de vue qu'un assemblage minéralogique dominant ne signifie pas que les autres minéraux sont absents mais simplement que ces derniers, s'ils sont présents, doivent être en très faible proportion.

6.4.2.3 Variation de la composition modale

Ayant cartographié les assemblages minéralogiques spectroscopiquement dominants au sein de chaque pixel, nous pouvons alors synthétiser les résultats issus de la déconvolution MGM. Il est alors possible d'étudier la variation spatiale des profondeurs des gaussiennes pour obtenir une information sur la composition modale réelle des roches. Ainsi, la figure 6.18 correspond à une composition colorée

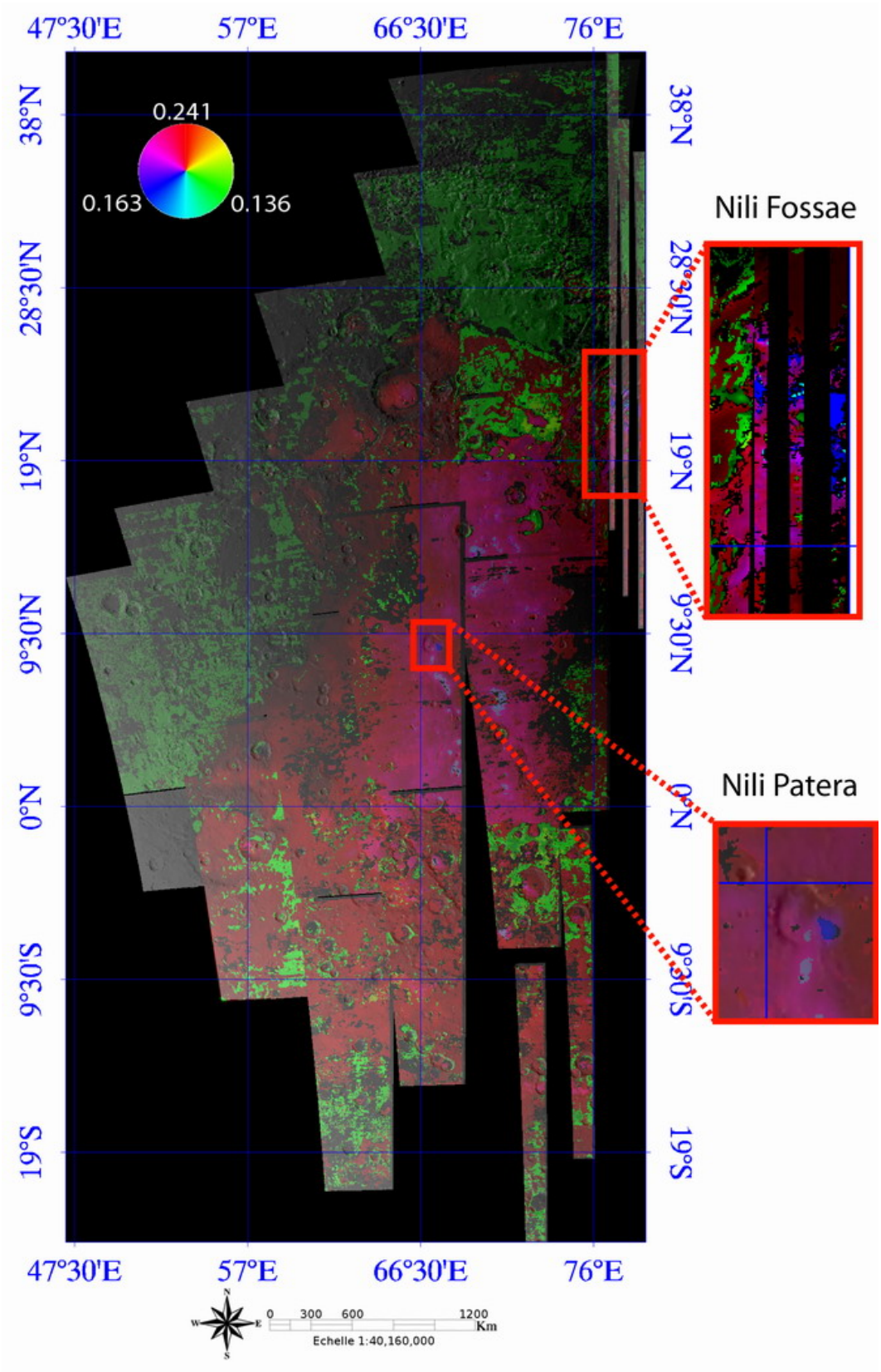

FIG. 6.18 – Composition colorée des profondeurs des gaussiennes associées au clinopyroxène (rouge), à l'orthopyroxène (vert) et à l'olivine (bleu).

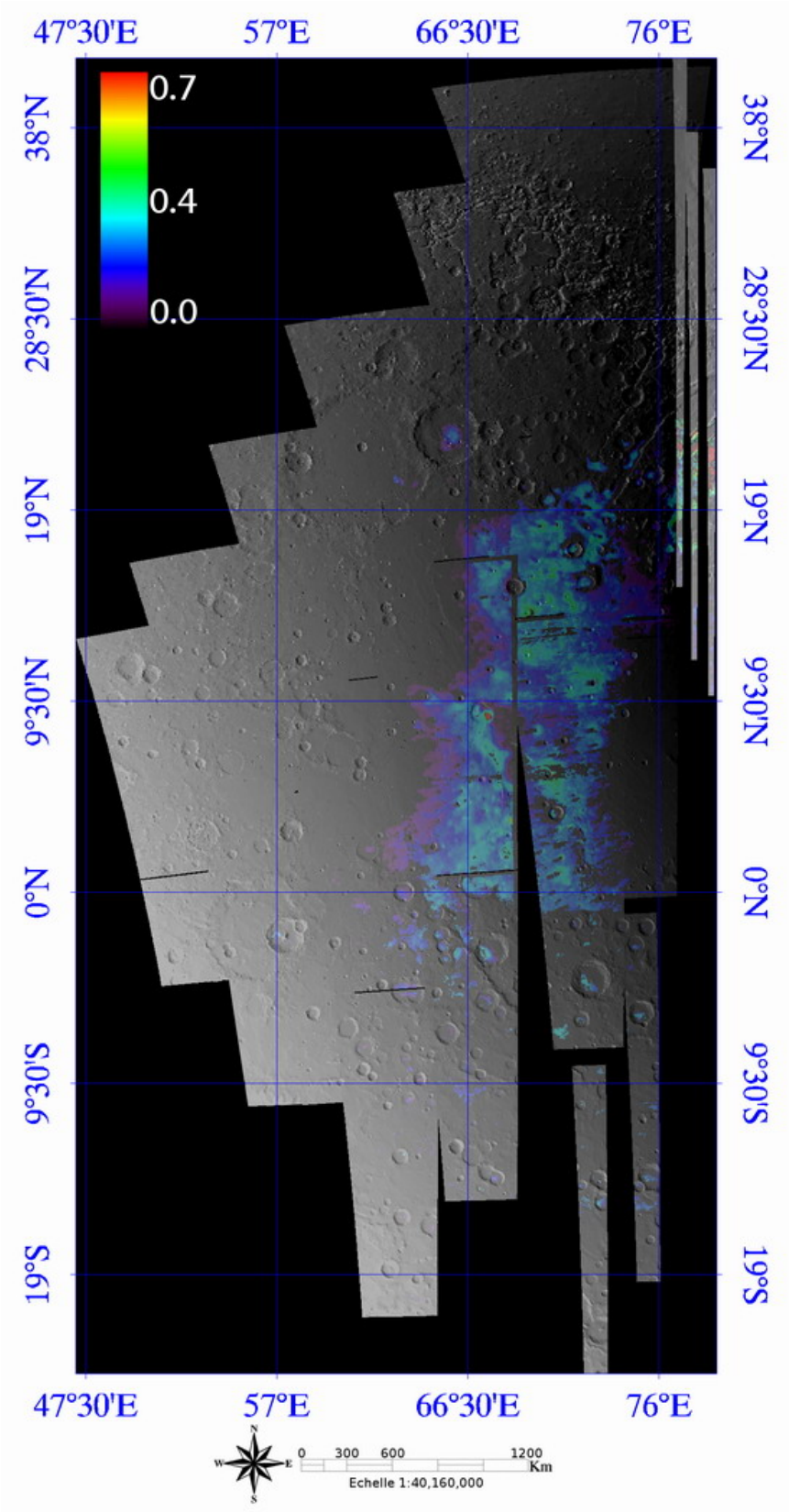

FIG. 6.19 – Variations spatiales du rapport de profondeur $\frac{Prof_{Ol}}{Prof_{Ol}+Prof_{Cpx}}$, avec les gaussiennes "1250" de l'olivine et "1000" du clinopyroxène.

utilisant l'information quantitative issue de la détermination des profondeurs des gaussiennes "1000" du clinopyroxène (en rouge), "900" de l'orthopyroxène (en vert) et "1250" de l'olivine (en bleu). La première constatation est que la composition de la croûte est dominée par l'orthopyroxène tandis que l'édifice volcanique est dominé par le clinopyroxène. Bien que la signature spectrale de l'olivine reste relativement faible au regard de celle du pyroxène, nous établissons aussi que sa proportion augmente néanmoins dans la partie centrale de l'édifice. Cependant, l'olivine n'est réellement très abondante que dans les régions de Nili Patera et Nili Fossae.

L'analyse montre que la plupart des pixels sont spectroscopiquement identifiés avec une signature interprétée comme celle d'une roche "mono-minérale". Seule la partie centrale de l'édifice volcanique ressort comme un mélange. La carte présentée dans la figure 6.19 montre l'évolution spatiale du rapport des profondeurs entre les gaussiennes de l'olivine et du clinopyroxène. Sur la périphérie de la zone validée au travers des critères de tri, nous pouvons voir que ce rapport tend vers 0, c'est-à-dire que le clinopyroxène est clairement très dominant. A l'inverse, lorsqu'on se rapproche de la partie la plus centrale, le rapport atteint 0.4-0.5, ce qui signifie bien que l'olivine est en quantité plus importante. Toutefois, contrairement aux mélanges olivine-orthopyroxène, il n'a pas été possible d'étalonner correctement la valeur du rapport en fonction de la composition modale réelle (pour le mélange Ol-Opx, voir § 5.3.1.3 page 153). D'après les quelques exemples obtenus pour les roches d'Oman, un rapport d'environ 0.4 peut correspondre à une teneur en olivine de 40 à 60% (cf. § 5.4.2.2 page 172).

6.5 Composition chimique

Dans la partie précédente, nous avons détaillé comment se répartissent spatialement les différentes unités lithologiques rencontrées dans la région de Syrtis Major. En utilisant ces résultats et en les couplant à l'information contenue dans les positions des centres des gaussiennes, nous allons à présent chercher à relier ces paramètres issus du MGM à la composition chimique des minéraux.

6.5.1 Olivine

Intéressons-nous en premier lieu au cas de l'olivine. Pour déterminer la teneur en fer de ce minéral, nous utilisons la même méthode que celle développée dans la partie 5.2.1.2 page 136. La composition est donc recalculée en fonction des trois droites respectivement associées à chacune des gaussiennes.

Dans la figure 6.20, le diagramme du haut présente les résultats pour la configuration dédiée à l'olivine seulement, c'est-à-dire pour les régions de Nili Patera et Nili Fossae. Nous constatons qu'il existe une certaine cohérence entre tous les points puisqu'ils sont relativement groupés entre Fo_{50} et Fo_{80}. Il existe toutefois un certain nombre de pixels qui correspondent à des compositions plus riches en fer (Fo_{25-40}), ce qui est en accord avec l'analyse effectuée pour le spectre ponctuel (spectre B, cf. §6.3.1). D'après les données de laboratoire, et pour cet intervalle de composition, l'incertitude sur notre estimation est de $\pm 10\%$. La composition moyenne de ces olivines pourrait donc être de Fo_{65}, avec certaines zones qui montrent localement soit un enrichissement en fer, soit une taille de grains plus importante (voir aussi §6.6.2.2).

Le diagramme du bas, toujours sur la figure 6.20, montre quant à lui les résultats pour la configuration Ol-Cpx, c'est-à-dire pour les laves situées au centre de l'édifice volcanique. Il apparaît que les points sont beaucoup plus dispersés que pour la situation précédente. Cette fois, l'ensemble de la gamme des compositions est en effet couverte. Il semble toutefois que la majorité des résultats indique une composition comprise entre Fo_{50} et Fo_{80}. La composition des olivines sur Syrtis serait donc si-

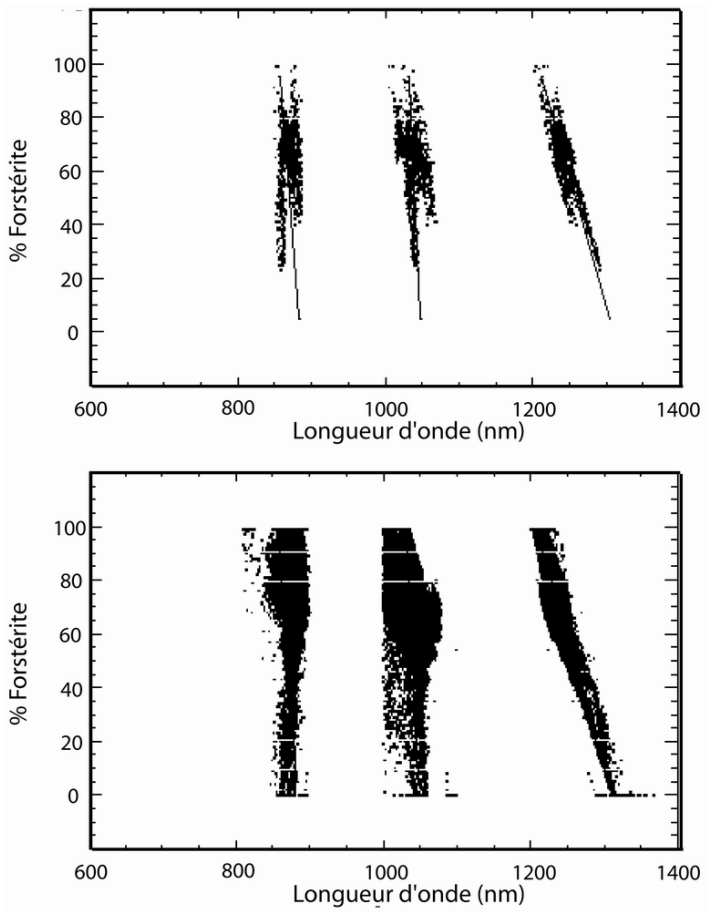

FIG. 6.20 – Composition chimique des olivines trouvées sur Syrtis Major (configuration Ol en haut et Ol-Cpx en bas). Pour chaque pixel, l'information sur la position du centre des 3 gaussiennes "850", "1050" et "1250" est reportée.

milaire à celle trouvée pour Nili Patera et Nili Fossae. La plus grande dispersion observée peut être réelle ou résulter de la présence de clinopyroxène en plus ou moins grande quantité dans la roche, celui-ci influant sur la précision du MGM en termes de détermination de la position des centres des gaussiennes.

6.5.2 Pyroxènes

6.5.2.1 Diagramme d'Adams et unités lithologiques

Abordons à présent la question de la caractérisation de la composition chimique et la variabilité des pyroxènes présents dans la région de Syrtis Major. Pour cela, nous utilisons toujours la position des centres des gaussiennes à 1 et 2 µm. Toutefois, dans la partie 5.3.1.3 (page 153), nous avons vu que cette position peut évoluer en présence d'olivine, notamment en décalant la gaussienne à 1 µm vers des longueurs d'onde plus élevées. La première étape consiste donc à déterminer quels sont les pixels où le pyroxène est seul. Pour les configurations retenues sur l'ensemble de la mosaïque (cf. Fig 6.14 et 6.15), les centres des gaussiennes concernées sont reportés dans le diagramme d'Adams (1974) et constituent un nuage de points représenté sur la figure 6.21.

Il apparaît que ces points forment plusieurs groupes distincts. Les deux premiers ensembles se placent parfaitement sur les tendances définies dans la littérature. Il s'agit des orthopyroxènes (en vert) et des clinopyroxènes (en rouge). La figure 6.22 révèle la distribution spatiale associée et montre

que ces pixels correspondent respectivement à la croûte et aux laves situées à la périphérie de l'édifice volcanique, en accord avec les éléments d'interprétation décrits dans les paragraphes précédents. Ces pixels sont cohérents en particulier avec les tendances extrêmes observées localement dans la croûte noachienne au nord de l'édifice volcanique (cf. spectre A dans l'analyse ACP, Fig. 6.5). On note que quelques goupements de pixels apparaissent en vert au centre de Syrtis Major. Ils correspondent à l'orthopyroxène détecté dans le cas des mélanges à trois composants. Les points correspondant au groupe rose présentent quant à eux un décalage très net du centre de la gaussienne à 1 µm du clinopyroxène (cf. spectre D dans l'analyse ACP, Fig. 6.5). Cet écart au comportement général proposé par Adams (1974) corrobore la présence de l'olivine dans les laves centrales de Syrtis Major, confirmée par la répartition spatiale de cette unité sur la figure 6.21.

Entre ces deux comportements spectraux extrêmes, il existe un groupe de points présentant un léger décalage à 1 µm (en bleu ciel). Spatialement, ces pixels sont principalement situés à la périphérie de Syrtis Major, c'est-à-dire là où seul le clinopyroxène est détecté (cf. spectre C dans l'analyse ACP, Fig. 6.5). Il est donc probable que l'olivine y soit présente en très faible quantité. Les absorptions de ce minéral ne sont alors pas suffisamment marquées pour être modélisées correctement avec une configuration Ol-Cpx, mais elles le sont assez pour influencer la gaussienne lors de la modélisation du pyroxène seul. Un phénomène similaire est noté pour l'orthopyroxène. Dans la figure 6.21, certains points, représentés par l'ensemble bleu foncé, apparaissent ainsi décalés vers le haut vis-à-vis de l'ensemble représenté en vert. Ces pixels sont situés géographiquement à la périphérie de l'édifice de Syrtis

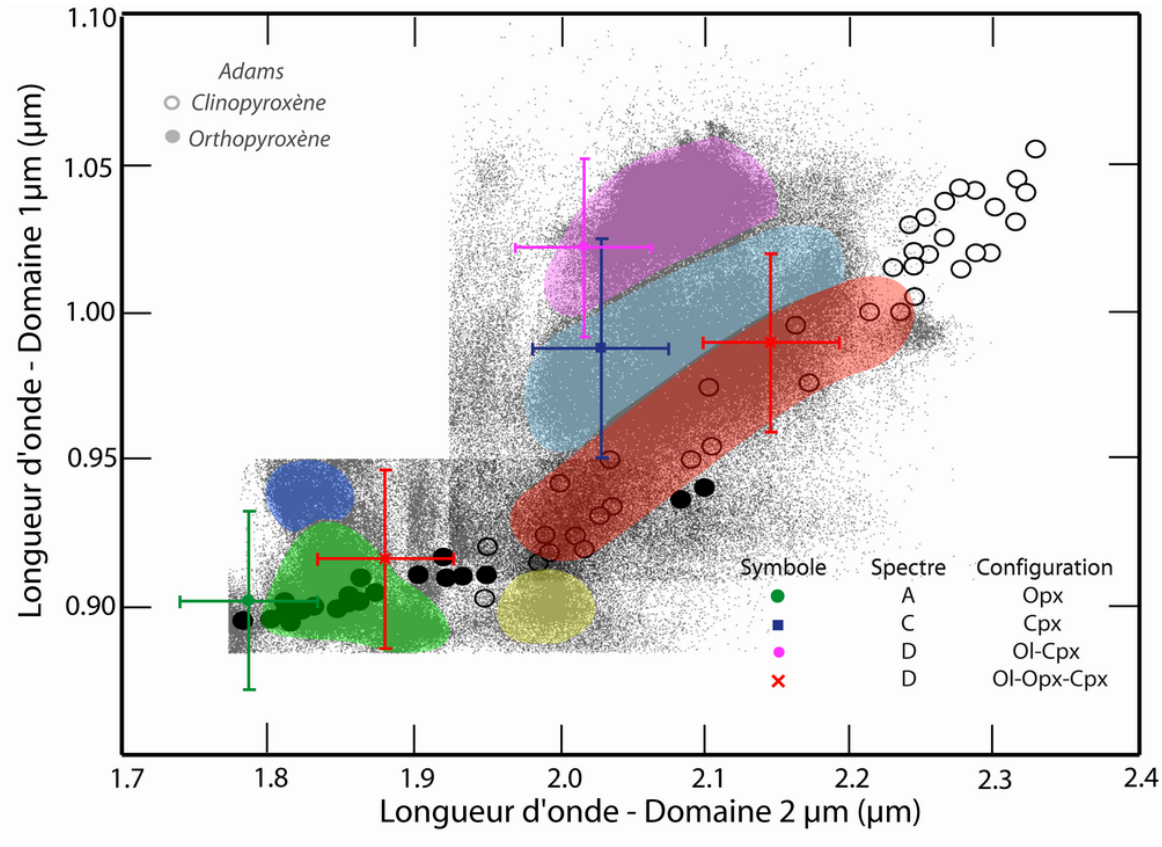

FIG. 6.21 – Nuages de points, reportés dans le diagramme d'Adams (1974), correspondant aux positions des centres des gaussiennes à 1 et 2 µm associées aux pyroxènes, pour l'ensemble de la population des pixels analysés. Les couleurs sont associées à différentes zones dans l'édifice volcanique de Syrtis Major et la croûte environnante. Ces dernières sont représentées dans la figure 6.22. Les résultats des analyses de spectres ponctuels sont également reportés (cf. § 6.3.1 page 194).

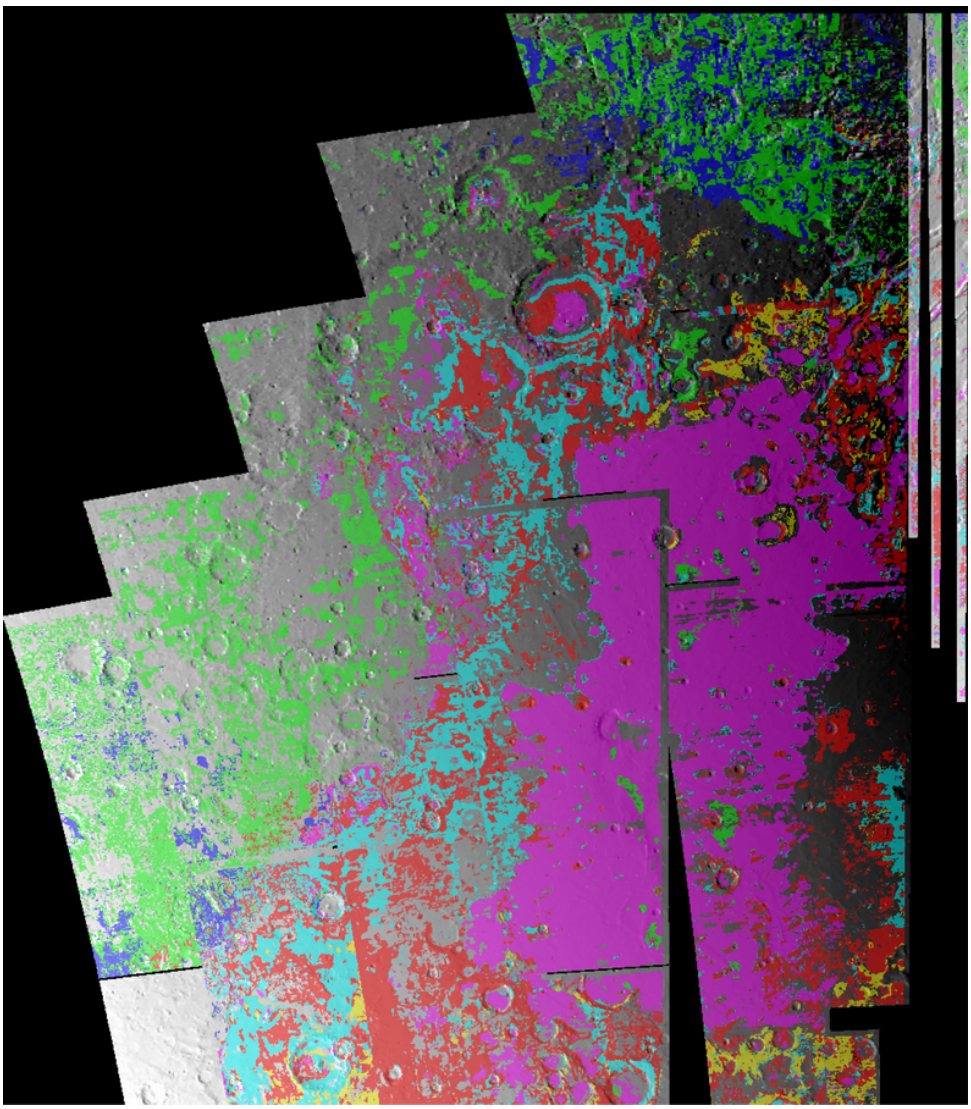

FIG. 6.22 – Localisation spatiale des "gammes" de pyroxènes définies dans la figure 6.21

Major, dans la région crustale au nord et au sud-est.

Enfin, un petit groupe de points (codés en jaune) présente une caractéristique particulière inhabituelle. Ces points sont placés légérement sous la tendance générale décrite par Adams (1974) et cette localisation dans le graphe peut être la conséquence d'un décalage anormal du centre de la bande à 2 µm ou être la conséquence d'une minéralogie plus complexe non modélisée. Ces pixels sont groupés spatialement et situés de façon très localisée à la frontière entre les laves et la croûte, au nord comme au sud de Syrtis Major.

6.5.2.2 Compositions chimiques des pyroxènes seuls

Pour estimer la composition chimique des pyroxènes, il n'est pas possible de prendre en compte les pixels où ceux-ci sont mélangés avec de l'olivine. D'après la figure 6.21, nous ne pouvons donc utiliser que les points situés dans le groupe rouge et ceux situés dans le groupe vert.

Le centre de la gaussienne à 1 µm de l'orthopyroxène varie entre 890 et 925 nm environ, tandis que celui de la gaussienne à 2 µm varie entre 1800 et 1915 nm. Pour le clinopyroxène, les intervalles sont respectivement de 930 à 1010 nm et de 2000 à 2250 nm. A partir de ces longueurs d'onde limites, il est possible de replacer les pyroxènes dans le quadrilatère, d'après les données de Cloutis et Gaffey

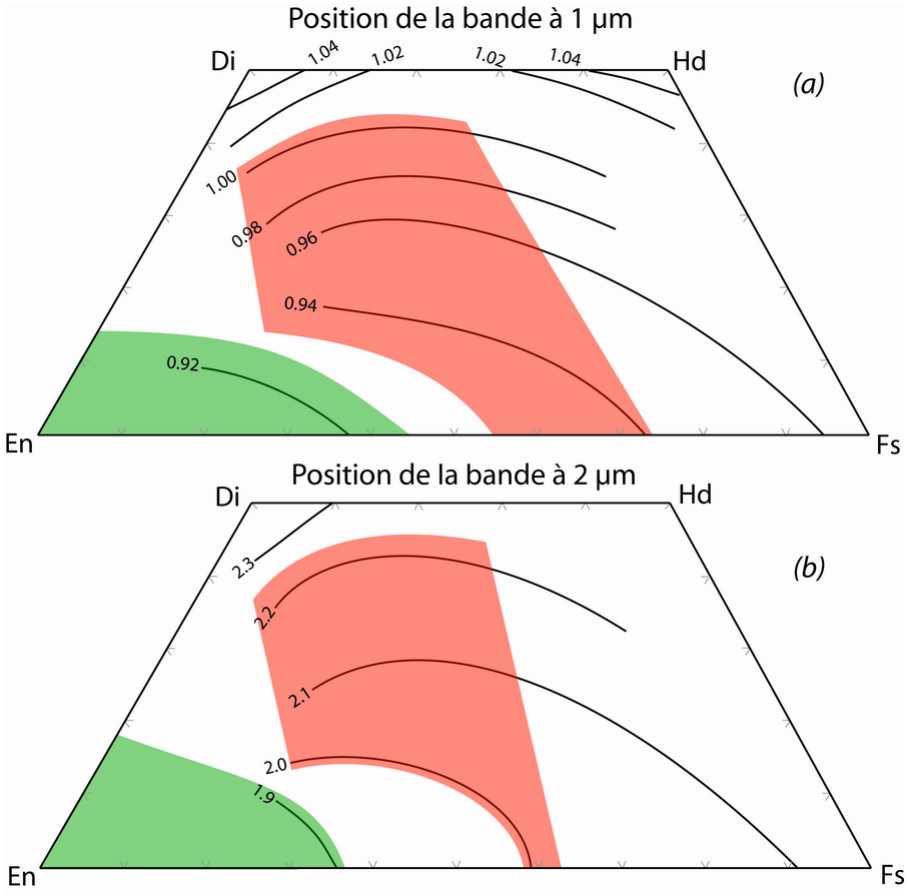

FIG. 6.23 – Compositions chimiques des pyroxènes déduites d'après les données de Cloutis et Gaffey (1991b) et les résultats du MGM pour les positions des centres des gaussiennes.

(1991b). Comme décrit précédemment, nous ne considérons ici que les pyroxènes pauvres en fer, le côté "hédenbergite" du diagramme ne pouvant pas être modélisé (cf. Chap. 5 §5.2.2.1). La figure 6.23 montre que les orthopyroxènes sont pauvres en fer et en calcium, tendant vers le pôle enstatite. Les clinopyroxènes ne sont quant à eux pas très riches en calcium puisque la gamme de composition possible correspond plutôt au domaine des augites, voir même à une partie du domaine des pyroxènes de type pigeonite. Ces premiers résultats, certes incomplets, démontrent cependant que les résultats du MGM tel qu'implémenté ici, permettent :

- i) de contraindre les domaines de composition chimique des pyroxènes,

-ii) de montrer qu'il existe une variabilité compositionnelle dans les pyroxènes présents sur Mars, y compris à l'échelle de la mise en place d'un édifice volcanique tel que Syrtis Major, avec des implications pétrologiques à explorer.

6.6 Apport à la compréhension géologique de la région de Syrtis Major

Dans la première partie de ce chapitre, notre objectif était de caractériser la composition des roches de la région de Syrtis Major à partir de la procédure automatique, basée sur une mise en oeuvre améliorée du MGM. Dans un premier temps, nous allons donc revenir sur la composition modale des différentes unités lithologiques en comparant nos résultats avec ceux de la littérature. Dans un second temps, nous aurons la même démarche pour les résultats qui concernent la composition chimique des

minéraux mafiques. Forts de ces éléments nouveaux, nous développerons les implications du point de vue de la géologie de la région. Nous terminerons par une brève description des facteurs pouvant influencer l'interprétation des résultats.

6.6.1 Composition modale

6.6.1.1 Caractérisation par la spectroscopie visible et proche-infrarouge

La spectroscopie de réflectance est une technique utilisée depuis longtemps pour caractériser la composition minéralogique des surfaces planétaires (*e.g.* Adams, 1967, 1968; Adams et McCord, 1969; McCord et Adams, 1969; McCord et Westphal, 1971,...). Comme nous l'avons vu dans la section 2.4.2.2 du chapitre 2, bien que les avancées technologiques aient été considérables ces dernières années,

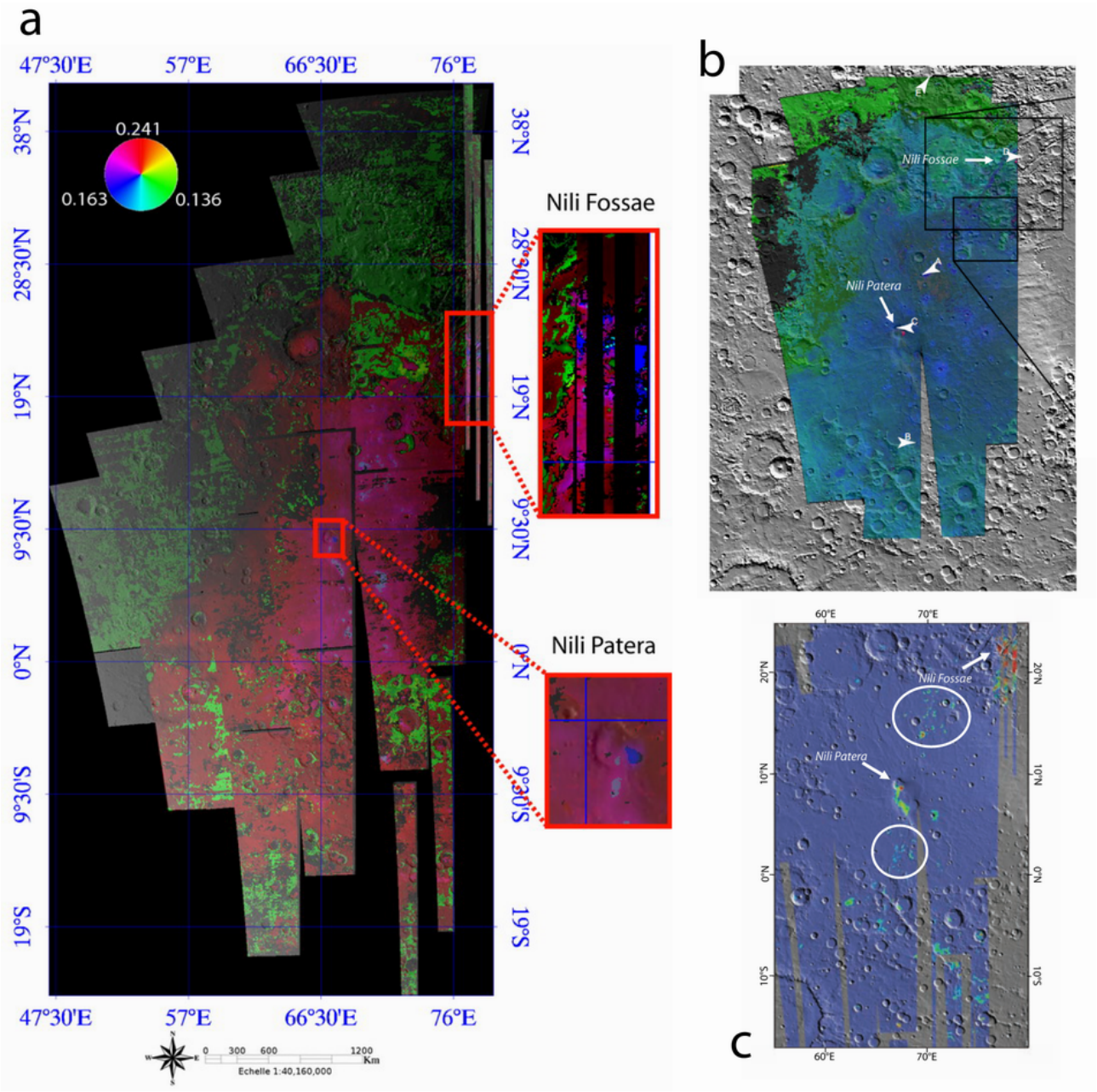

FIG. 6.24 – Résultats cartographiques concernant la région de Syrtis Major pour *a)* cette étude (figure page 211), *b)* l'étude de Combe *et al.* (2008) (figure page 44) et *c)* détection de l'olivine d'après Mustard *et al.* (2005) (figure page 42)

la composition exacte des laves du volcan bouclier Syrtis Major reste néanmoins encore débattue. Nous avons donc cherché à établir une estimation plus précise des compositions en utilisant à la fois le visible et le proche-infrarouge, approche tout à fait originale avec les données OMEGA. Comme nous l'avons vu au travers du chapitre 5 (cf. § 5.4 page 161), l'association de ces deux domaines de longueurs d'onde permet en effet d'extraire l'information recherchée pour des spectres de roches naturelles, notamment en termes de compositions chimiques des minéraux.

Au cours de ce chapitre, nous avons vu que trois unités lithologiques principales peuvent être distinguées dans la région de Syrtis Major (cf. § 6.4.2.2 page 204 et Fig. 6.24). Chacune de ces unités présente des caractéristiques bien distinctes en termes d'assemblage minéralogique. Dans cette étude, les roches qui constituent la croûte noachienne ont été caractérisées comme étant particulièrement riche en orthopyroxène (LCP). Les laves de l'édifice volcanique sont quant à elle dominées par le clinopyroxène (HCP, cf. § 6.4.2.3 page 210). Il faut néanmoins noter que l'utilisation actuelle du MGM permet de mettre en évidence les minéraux dominants dans la roche, c'est-à-dire que les minéraux présents en faible quantité ne sont pas forcément détectés (cf. chapitre 5 § 5.4 page 161). Dans ce contexte, même si la procédure indique majoritairement du clinopyroxène dans les laves de Syrtis Major, cela ne signifie pour autant pas que l'orthopyroxène est absent. Enfin, deux régions particulières, Nili Patera et Nili Fossae, présentent des signatures spectrales caractéristiques : les roches y sont localement très riches en olivine.

La présence majoritaire d'orthopyroxène dans la croûte et de clinopyroxène sur l'édifice volcanique confirme ce qui a déjà été décrit dans la littérature. Cette caractéristique est visible à la fois à grande (Bibring *et al.*, 2005, 2006; Poulet *et al.*, 2007) et à petite échelle (Gendrin *et al.*, 2006a; Kanner *et al.*, 2007; Baratoux *et al.*, 2007; Combe *et al.*, 2008, cf. § 2.4.2.2 page 41). D'après Mustard *et al.* (2005), le rapport LCP :HCP varie entre 20 :80 et 40 :60, ce qui peut expliquer la "non-détection" de l'orthopyroxène sur Syrtis dans ce travail (cf. Tab. 5.1 page 144). Sur la carte *b)* de la figure 6.24, nous constatons également que les limites entre les terrains définies par Combe *et al.* (2008) sont très similaires à celles définies dans le cadre de cette thèse. De plus, dans les deux cas une différence nette existe entre la croûte au nord de Syrtis Major (plus riche en orthopyroxène) et celle au sud où le clinopyroxène est en quantité relativement plus importante. Les travaux récents de Poulet *et al.* (2009) indiquent que les laves de Syrtis Major sont constituées de 34±7% de HCP, 9±3% de LCP, 48±9% de "composants neutres" (*i.e.* plagioclase, phases riches en silice et quartz) et moins de 5% d'olivine.

La détection par notre approche d'unités lithologiques particulièrement riches en olivine (Clenet *et al.*, 2007; Pinet *et al.*, 2007a,b) corrobore les travaux effectués par Mustard *et al.* (2005, 2007b), Poulet *et al.* (2007, 2009) et Combe *et al.* (2008). La carte *c)* de la figure 6.24 indique en effet une concentration maximum au niveau de Nili Patera et Nili Fossae. Il est intéressant de noter que Mustard *et al.* (2005) ont également détecté de l'olivine en plus faible proportion ailleurs dans les laves de Syrtis Major (cercles blancs). D'après la littérature, ce type de lithologie semble toutefois exister seulement localement au niveau des cratères d'impact.

Cela nous amène au second aspect original de cette thèse qui est de s'intéresser plus particulièrement aux mélanges olivine-pyroxène. En effet, jusqu'à présent le MGM n'a jamais été développé dans ce sens. Ce genre de mélange reste toutefois particulièrement difficile à traiter et les résultats nécessitent en conséquence une part d'interprétation. Dans le paragraphe 6.4.2.1, nous avons constaté que la gaussienne "1050" de l'olivine pouvait être légèrement positive (configuration Ol-Cpx). La largeur importante de la gaussienne du clinopyroxène dans le domaine à 1 µm (configuration Cpx) et la position à une longueur d'onde élevée du maximum de réflectance autour de 1.5 µm tendent néanmoins à valider

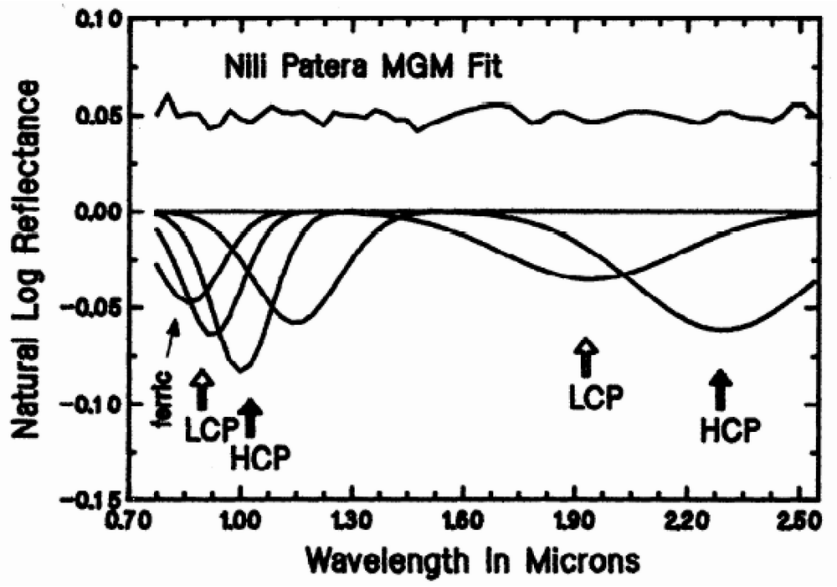

FIG. 6.25 – Déconvolution MGM d'un spectre ISM dans la région de Nili Patera (mélange de deux pyroxènes), extrait de Mustard et Sunshine (1995)

la détection de ce minéral.

De plus, avec une utilisation classique dans le cas d'un mélange de deux pyroxènes, la modélisation MGM d'un spectre pris dans la région de Nili Patera présente une gaussienne "1200" particulièrement prononcée (Mustard et Sunshine, 1995, cf. Fig. 6.25). Les analyses de spectres de laboratoire indiquent que cela ne peut se produire qu'en présence de pyroxènes très riches en fer (*i.e.* hédenbergite ou ferrosilite, cf. §5.2.2.1), ce qui n'est *a priori* pas le cas dans la région de Syrtis Major (voir aussi 6.6.2.1 dans la section suivante). Une profondeur aussi importante pourrait donc être reliée à l'absorption "1250" de l'olivine, ce qui tend à confirmer notre hypothèse.

Le travail effectué durant cette thèse a donc permis de mettre en évidence une proportion d'olivine relativement élevée dans les laves centrales du volcan Syrtis Major (cf. §6.4.2.3) et conforte les inférences antérieures tirées des observations télescopiques multispectrales lors de l'opposition de 1988 par Pinet et Chevrel (1990) et De Grenier et Pinet(1995, cf. Fig. 11). La proportion de ce minéral par rapport au clinopyroxène peut varier, sa présence étant la plus marquée au nord de la caldeira Nili Patera (cf. 6.19 page 212). De plus, cette proportion a un sens régional qui dépasse les modulations liées aux cratères d'impact. Ce résultat se distingue donc nettement de ce qui a pu être décrit auparavant dans la littérature. Nous discuterons des implications du point de vue de la géologie de l'édifice volcanique dans la partie 6.6.3.

6.6.1.2 Comparaison avec l'infrarouge thermique

En plus de la spectroscopie de réflectance, de nombreuses informations concernant la composition de la surface ont été obtenues grâce à l'infrarouge thermique (cf. § 2.4 page 32). Bandfield *et al.* (2000, 2002) ont tout d'abord identifié deux types de terrains particuliers qu'ils ont définis comme associés à des compositions "basaltique" et "andésitique". Dans la région de Syrtis Major, ces deux types de terrains sont respectivement représentatifs du centre de l'édifice volcanique et de sa périphérie (cf. Fig. 2.16 page 41). La figure 6.26 montre que le type "basaltique" est très bien corrélé à la région où nous détectons les laves plus riches en olivine. Il semble donc que cette zone corresponde bien à une unité lithologique particulière. Hoefen *et al.* (2003), puis Hamilton et Christensen (2005), ont également

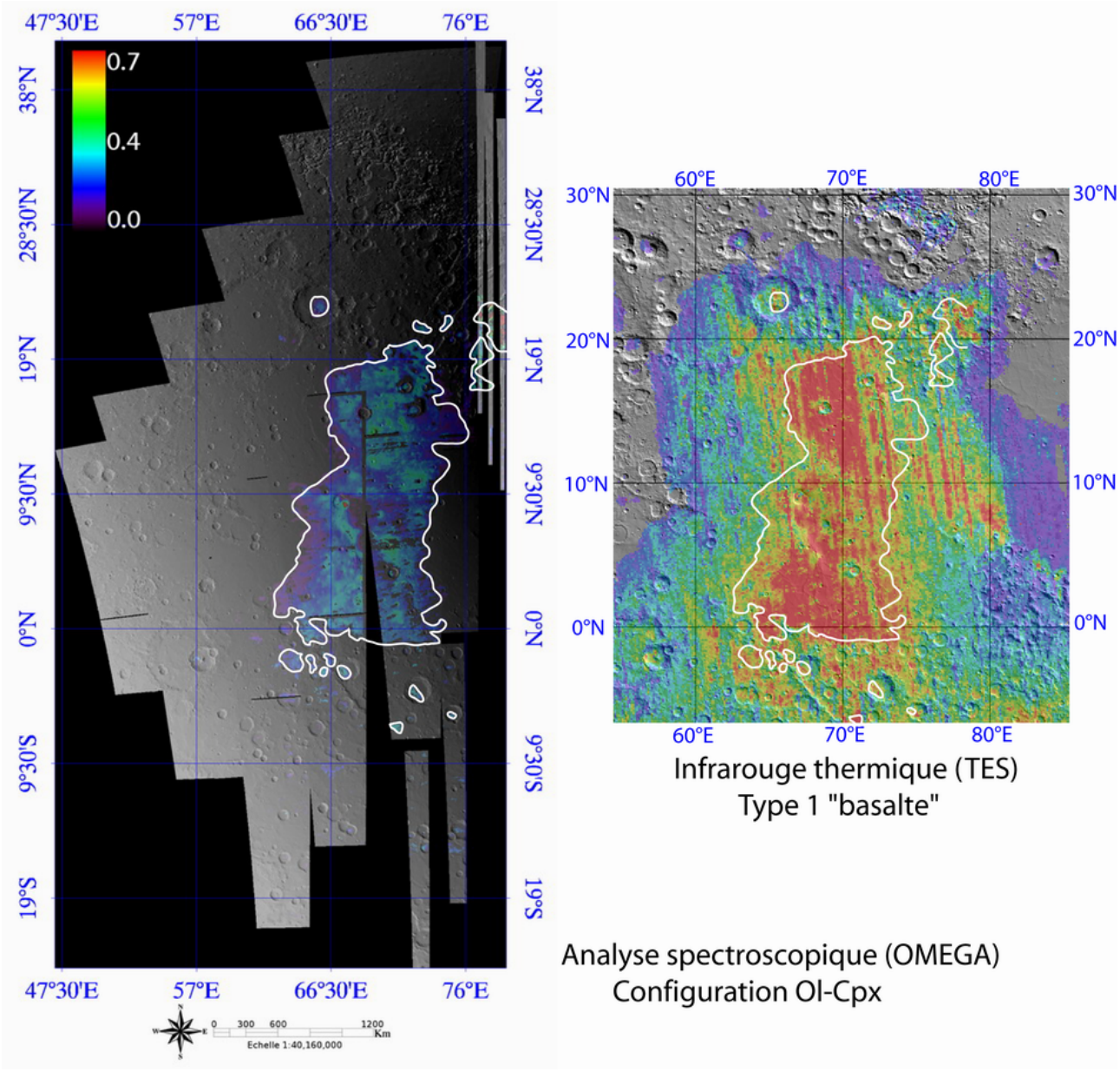

FIG. 6.26 – Détection du mélange olivine-clinopyroxène avec le MGM (cf. Fig. 6.19 page 212) et comparaison avec la localisation du type 1 "basaltique" (données TES, Bandfield *et al.*, 2000 ; *Image réalisée avec JMARS,* `http://jmars.asu.edu/`).

	Pl	Cpx	Opx	Ol	Verre	Autre
Bandfield *et al.* (2000)	50%	25%				15%
Christensen *et al.* (2000)	45%	26%		12%		15%
Hamilton *et al.* (2001)	55%	21%	8%		9%	7%
Wyatt et McSween (2002b)	33%	41%				26%
Bandfield (2002)	35%	26%	5%		8%	16%
McSween *et al.* (2003)	35%	29%			2%	36%
Rogers et Christensen (2007)	31%	29%	4%	7%	28%	
Koeppen et Hamilton (2008)⋆	∼20%	∼12.5%	∼15%	∼10%	∼22.5%	

TAB. 6.2 – Compositions des roches de type 1 "basaltique" obtenues par infrarouge thermique (incertitude moyenne de ±10%, limite de détection 5-15%). *Pl = plagioclase, Cpx = clinopyroxène, Opx = orthopyroxène et Ol =olivine ; "Autre" peut correspondre à de l'amphibole et des phyllosilicates (⋆ Composition estimée à partir des cartes de la figure 6.28)*

confirmé la présence locale d'olivine en grande quantité dans la région de Nili Fossae. La zone mise en évidence coïncide là aussi avec celle trouvée à partir des données spectroscopiques.

Plusieurs études ont cherché à caractériser la composition modale des roches de type 1 "basaltique". Les résultats correspondants sont repris dans le tableau 6.2. Il apparaît clairement que ces terrains sont principalement composés de plagioclase et de clinopyroxène. Les résultats que nous avons obtenus par la spectroscopie de réflectance sont donc cohérents avec l'infrarouge thermique. Des phases mineures sont aussi détectées, mais celles-ci restent globalement au niveau de la limite de détection. De même, dans les travaux antérieurs, l'orthopyroxène et l'olivine ne sont généralement pas détectés, hormis dans les données correspondant à la région de Cimmeria Terra (Christensen *et al.*, 2000).

Toutefois, des travaux plus récents ont permis de mieux contraindre la composition et la variabilité des surfaces en fonction des différentes régions. Rogers *et al.* (2007) ont ainsi constaté que le volcan Syrtis Major présente des caractéristiques particulières par rapport aux autres surfaces de type 1 définies par Bandfield *et al.* (2000). Rogers et Christensen (2007) ont notamment identifié de l'olivine en faible proportion au sein même de l'édifice volcanique (cf. Tab 6.2). Ces travaux vont dans le même sens que celui de McSween *et al.* (2006). Ces derniers ont en effet établi une carte de l'abondance globale en olivine en s'appuyant notamment sur les données acquises par le rover Spirit dans le cratère Gusev (cf. Fig. 6.27). Nous constatons que la région de Syrtis Major est alors associée à une teneur en olivine comprise entre 5 et 15%.

Finalement, Koeppen et Hamilton (2008) ont également montré que l'olivine peut être présente en faible proportion à grande échelle (cf. Fig. 6.28). D'après la figure 6.28, la proportion d'olivine s'élève à environ 10% de la roche totale dans la région de Syrtis Major. Il apparaît aussi que la bordure ouest de l'édifice volcanique ne présente quasiment pas de signature d'olivine. La variation spatiale au sein de l'édifice concorde avec les résultats obtenus dans cette thèse.

6.6.1.3 Proportion d'olivine dans les laves de Syrtis Major

A partir de l'analyse MGM dans le domaine visible-proche infrarouge, nous avons déterminé que la proportion relative d'olivine par rapport au clinopyroxène peut varier de 40 à 60% (cf. § 6.4.2.3 page 210). Comme le plagioclase ne peut être détecté, cette estimation n'est pas directement représentative de la proportion réelle d'olivine dans la roche. Néanmoins, grâce aux analyses détaillées dans le paragraphe précédent, nous savons que le clinopyroxène représente environ 20 à 40% de la roche totale. A partir de ces informations, et en utilisant les données visible-proche infrarouge, nous pouvons donc

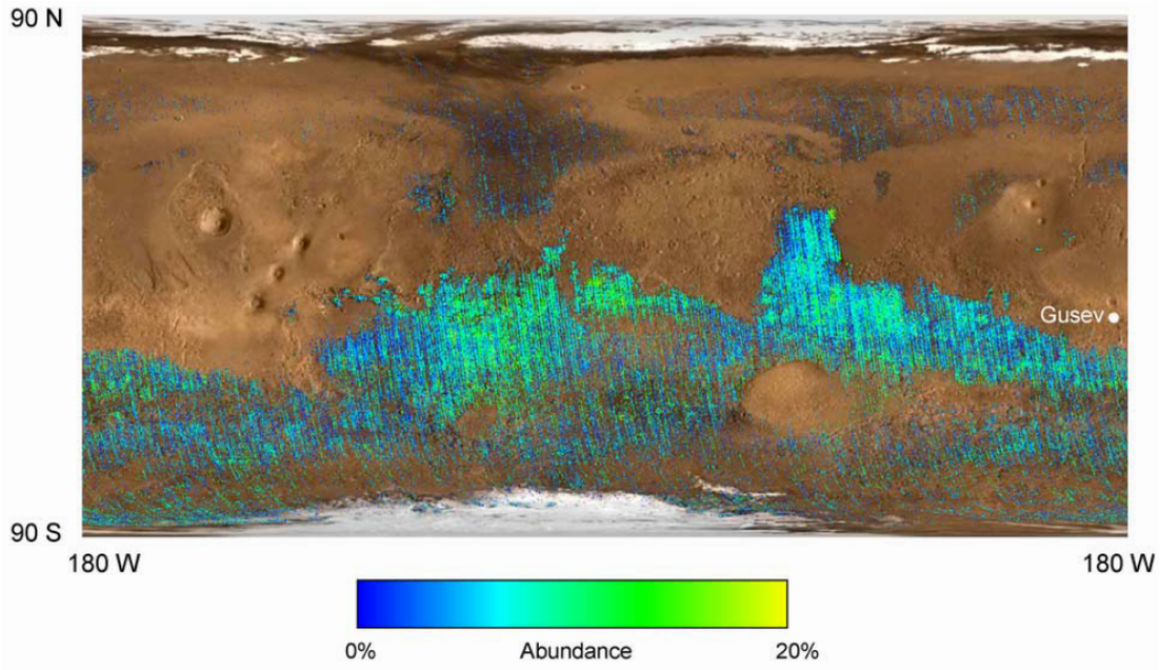

FIG. 6.27 – Carte de l'abondance en olivine établie à partir des données TES en s'appuyant sur les données acquises par Spirit dans le cratère de Gusev, extrait de McSween *et al.* (2006)

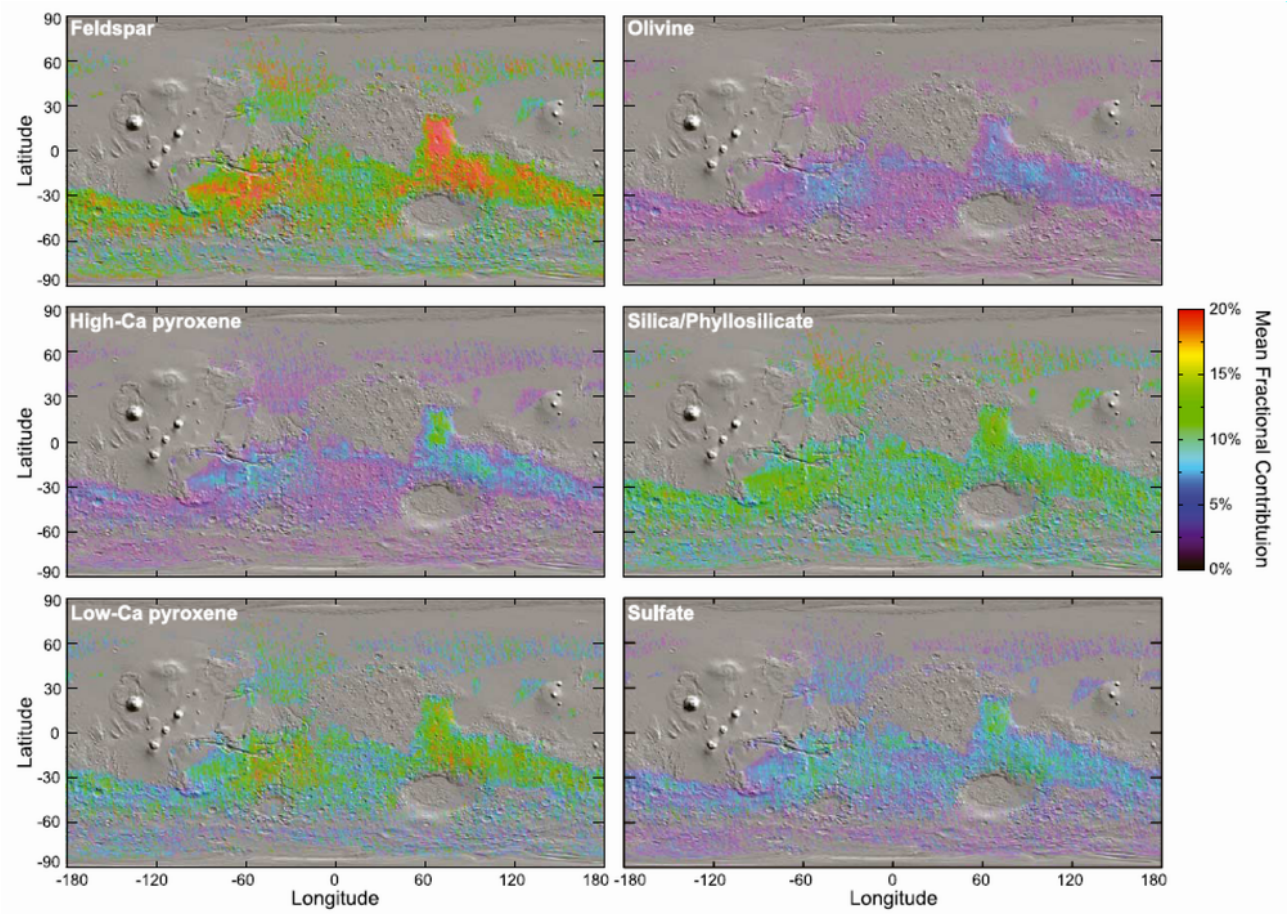

FIG. 6.28 – Carte de la contribution moyenne des classes minéralogiques plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène, olivine, silicate/phyllosilicate et sulfate (2 pixels/degré), extrait de Koeppen et Hamilton (2008)

estimer que la teneur absolue en olivine est comprise entre 10±2% et 20±4%.

McSween *et al.* (2006) et Koeppen et Hamilton (2008) ont montré que l'olivine existe de façon diffuse dans la plupart des terrains de faible albédo. A l'inverse, la spectroscopie de réflectance ne détecte ce minéral que sur des affleurements localisés (Bibring *et al.*, 2005; Poulet *et al.*, 2007). Mølholt *et al.* (2008) ont mis en évidence que les résultats obtenus par la spectroscopie VNIR sous-estimaient fortement la teneur en olivine, cela pouvant notamment être lié aux différences de chemin optique entre l'olivine et le pyroxène. En modélisant les spectres OMEGA par la théorie du transfert radiatif, Poulet *et al.* (2008) arrivent également à la conclusion que l'olivine ne serait *a priori* pas détectable par l'approche mise en oeuvre, reposant sur la définition des paramètres spectraux, si celle-ci se présente sous la forme de grains très fins et en proportion inférieure à $\sim 10 - 15\%$.

Ces résultats confirment donc le fait que l'olivine est présente en faible quantité dans la roche, sans toutefois en être complètement absente. Les valeurs obtenues sont proches des limites de détection en spectroscopie visible-proche infrarouge et en infrarouge thermique, ce qui peut expliquer que ce minéral ne soit pas toujours détecté (*e.g.* Tab. 6.2). Il est néanmoins à noter que nos valeurs (10-20%) sont en accord avec celles obtenues par TES dans les travaux les plus récents (5-15%). Du point de vue de la spectroscopie visible-proche infrarouge, il ressort que notre procédure, basée sur une mise en oeuvre améliorée du MGM portant sur l'ensemble du domaine spectral, permet d'obtenir des teneurs en olivine plus probables que celles obtenues par les traitements classiques.

6.6.2 Composition chimique

6.6.2.1 Pyroxènes

Après avoir caractérisé plus précisément la composition modale des roches présentes dans la région de Syrtis Major, le second objectif de cette thèse était de définir les gammes de compositions chimiques des différents minéraux. Dans la partie 6.5.2 page 214, nous avons effectué ce travail pour les pyroxènes. Les données de Cloutis et Gaffey (1991b, cf. Fig. 6.23) ont permis de déterminer que les orthopyroxènes sont de type enstatite, avec une teneur en fer pouvant varier légèrement. Les clinopyroxènes ont quant à eux des teneurs en calcium et en fer plutôt intermédiaires, correspondant à des augites.

Ces résultats sont cohérents avec ceux tirés des premières observations de Mustard *et al.* (1993b, 1995, 1997 ; cf. § 2.4.2.2 page 41). En effet, la composition chimique estimée à partir des données ISM indique un mélange de pyroxènes de type augite et pigeonite. Les études spectroscopiques plus récentes, à partir des données de l'instrument OMEGA, n'ont pas cherché jusqu'à présent à caractériser plus en détail ces compositions : tous les types d'orthopyroxène et de clinopyroxène sont regroupés sous les termes LCP et HCP (Mustard *et al.*, 2005; Bibring *et al.*, 2005, 2006) et cette classification amène à un certain flou. Ainsi, on note que les pôles purs utilisés comme références dans les traitements de Combe *et al.* (2008) correspondent aux compositions extrêmes en termes de calcium (*i.e.* diopside et hypersthène), et que la modélisation de Poulet *et al.* (2008) fait appel à des spectres de diopside et de pigeonite.

Avec le MGM utilisé de façon classique, Kanner *et al.* (2007) ont caractérisé deux spectres OMEGA pris dans la région de Syrtis Major. Bien que l'objectif de leur étude ne fût pas de déterminer la nature des pyroxènes, nous pouvons la déduire sur la base des paramètres finaux obtenus (cf. Tab. 6.3). D'après les données de Cloutis et Gaffey (1991b), les orthopyroxènes correspondraient à des enstatites et les clinopyroxènes à des diopsides (cf. Fig. 6.29). Les incertitudes importantes dans la détermination des centres peuvent toutefois modifier sensiblement l'interprétation des résultats. Il est

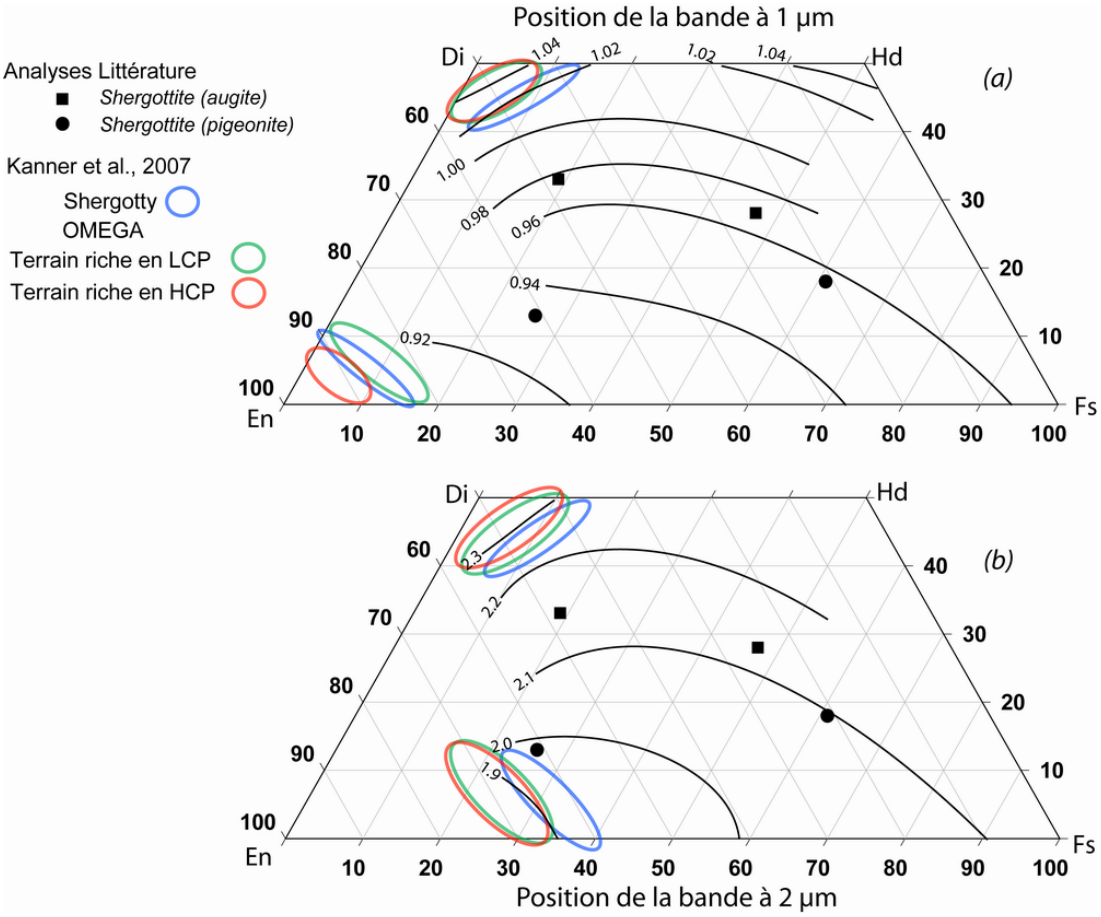

FIG. 6.29 – Composition des pyroxènes d'après les données de Kanner *et al.* (2007, cf. Tab. 6.3) et de Cloutis et Gaffey (1991b). Les compositions associées à la météorite Shergotty, d'après Smith et Hervig (1979), sont également reportées.

à noter que les compositions chimiques estimées suivant cette approche dans le cas de la météorite Shergotty sont proches et ne correspondent pas aux compositions établies dans la littérature (pigeonite et augite, cf. §2.4.1.1). Les déconvolutions MGM que nous proposons convergent vers des compositions pigeonite-augite, et localement enstatite dans la croûte noachienne environnante, mais n'identifient pas de diopside. Elles sont en outre associées à une distribution spatiale, correspondant à une réalité géologique.

Du point de vue de l'infrarouge thermique, Bandfield *et al.* (2000, 2002) ont également détecté des clinopyroxènes principalement de type augite. Dans la région de Cimmeria Terra, Christensen *et al.* (2000) ont néanmoins trouvé du diopside en faible proportion et les pyroxènes pauvres en calcium correspondraient plutôt à des enstatites (Bandfield, 2002; Rogers et Christensen, 2007).

		Spectres OMEGA	
	Shergotty	Terrain riche en LCP	Terrain riche en HCP
LCP 1 µm	0.911±8	0.916±30	0.900±30
HCP 1 µm	1.019±8	1.036±30	1.037±30
LCP 2 µm	1.910±17	1.884±47	1.891±47
HCP 2 µm	2.268±17	2.287±47	2.300±47

TAB. 6.3 – Positions des centres des gaussiennes (en µm) obtenues sur deux spectres OMEGA pris dans la région de Syrtis Major, adapté du tableau 5 de Kanner *et al.* (2007).

Au vu des différents résultats de la littérature, notre estimation indépendante de la composition chimique des clinopyroxènes renforce les conclusions actuelles. Même si la gamme de composition possible reste relativement importante, notamment en raison des incertitudes propres au MGM, ces minéraux dans la région de Syrtis Major sont donc très certainement des augites. Concernant les orthopyroxènes, nos résultats tendent à confirmer les compositions inférées à partir de l'infrarouge thermique. En effet, même si les météorites martiennes contiennent plutôt de la pigeonite (cf. §2.4.1.1), rien ne permet d'exclure l'idée que l'enstatite soit un minéral plus représentatif de la surface de certaines régions de la croûte martienne.

6.6.2.2 Olivine

Dans la partie 6.5.1, nous avons estimé la teneur en fer des olivines en distinguant les pixels associés à Nili Patera et Nili Fossae et ceux associés aux mélanges olivine-clinopyroxène. Dans le premier cas, les compositions évoluent entre $Fo_{50\pm10\%}$ et $Fo_{80\pm10\%}$ environ, avec localement certains pixels présentant des valeurs plus faibles ($Fo_{25-40\pm10\%}$). Pour les laves centrales de Syrtis Major, nous avons constaté une plus grande diversité des valeurs obtenues, sans pouvoir toutefois estimer avec précision l'impact du clinopyroxène sur la caractérisation.

Avec les données TES, Hoefen *et al.* (2003) ont tout d'abord distingué des variations spatiales de composition chimique dans la région de Nili Fossae (cf. Fig. 6.30). Localement, les olivines évoluent entre Fo_{40} et Fo_{70}, sachant que la plupart des pixels sont associés à des compositions comprises entre Fo_{60} et Fo_{70}. Hoefen *et al.* ont également trouvé de l'olivine dans les laves du volcan bouclier, celle-ci étant caractérisée par des teneurs en fer plus forte ($Fo_{<40}$). Toujours dans la région de Nili Fossae, et en se basant sur l'analyses des météorites martiennes (Chassigny et ALH77005), Hamilton *et al.* (2003) ont également identifié des compositions d'environ Fo_{68-75}. Avec les données THEMIS moins précises, Hamilton et Christensen (2005) ont étendu la gamme de composition à des olivine plus magnésiennes (Fo_{68-91}).

Toujours avec l'infrarouge thermique, mais à l'échelle de la planète, Koeppen et Hamilton (2008) ont établi des cartes d'abondance pour six pôles représentatifs de compositions chimiques données (cf. Fig. 6.31). Il apparaît que Nili Fossae présente des teneurs en fer assez peu élevées (Fo_{68}), ce pôle étant le plus commun à la surface de Mars. Le pôle Fo_{53} est quant à lui représentatif des terrains environnants Nili Fossae, de façon similaire aux résultats de Hoefen *et al.* (2003). Le pôle Fo_{39} est trouvée moins fréquemment que les deux premiers. Il est néanmoins le pôle le plus représentatif des laves de Syrtis Major. Koeppen et Hamilton ont également noté que plusieurs compositions pouvaient être trouvées pour une même localisation. Une des explications possibles correspond à l'existence d'olivines zonées. Au vu de l'ensemble de ces résultats, les olivines présentes dans Nili Fossae ont des teneurs en fer comprises entre Fo_{50} et Fo_{70}, ce qui est parfaitement cohérent avec les résultats issus de la présente analyse MGM. La variabilité spatiale de nos résultats, à l'échelle de résolution des données OMEGA, pour les laves du volcan rend par contre difficile la comparaison directe avec les données TES nettement moins résolues.

Du point de vue de la spectroscopie visible-proche infrarouge, bien que les données OMEGA aient permis de détecter la présence d'olivine, il n'est *a priori* pas aisé de caractériser la composition chimique de ce minéral. En effet, comme montré par de nombreux auteurs (*e.g.* Crown et Pieters, 1987; Pieters, 1983; Mustard et Hays, 1997; Lucey, 1998), la taille des grains joue un rôle particulièrement important sur la forme générale d'un spectre. Nous avons quantifié cet effet expérimentalement et les résultats sont donnés ci-après. Ainsi, une forstérite (Fo_{90}) et présentant des tailles de grains importantes sera

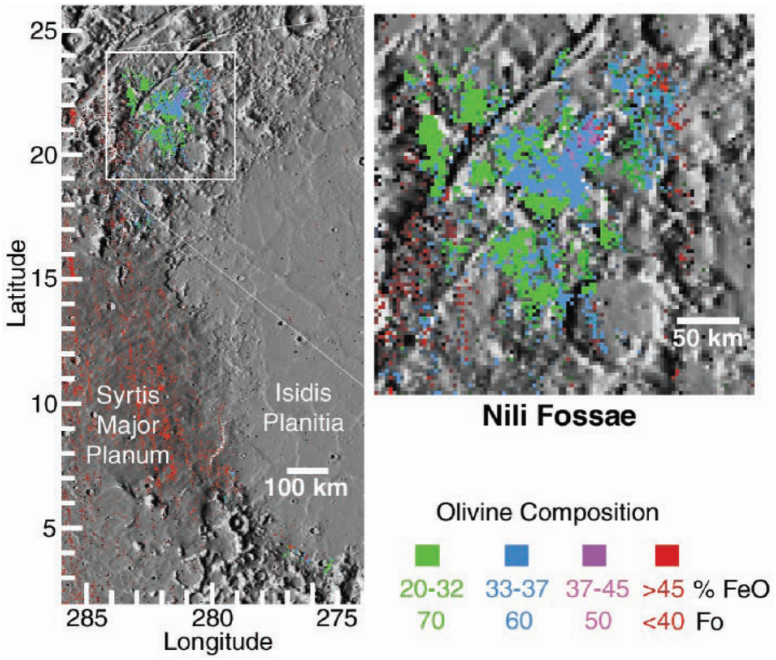

FIG. 6.30 – Composition de l'olivine dans la région de Nili Fossae, extrait de Hoefen *et al.* (2003)

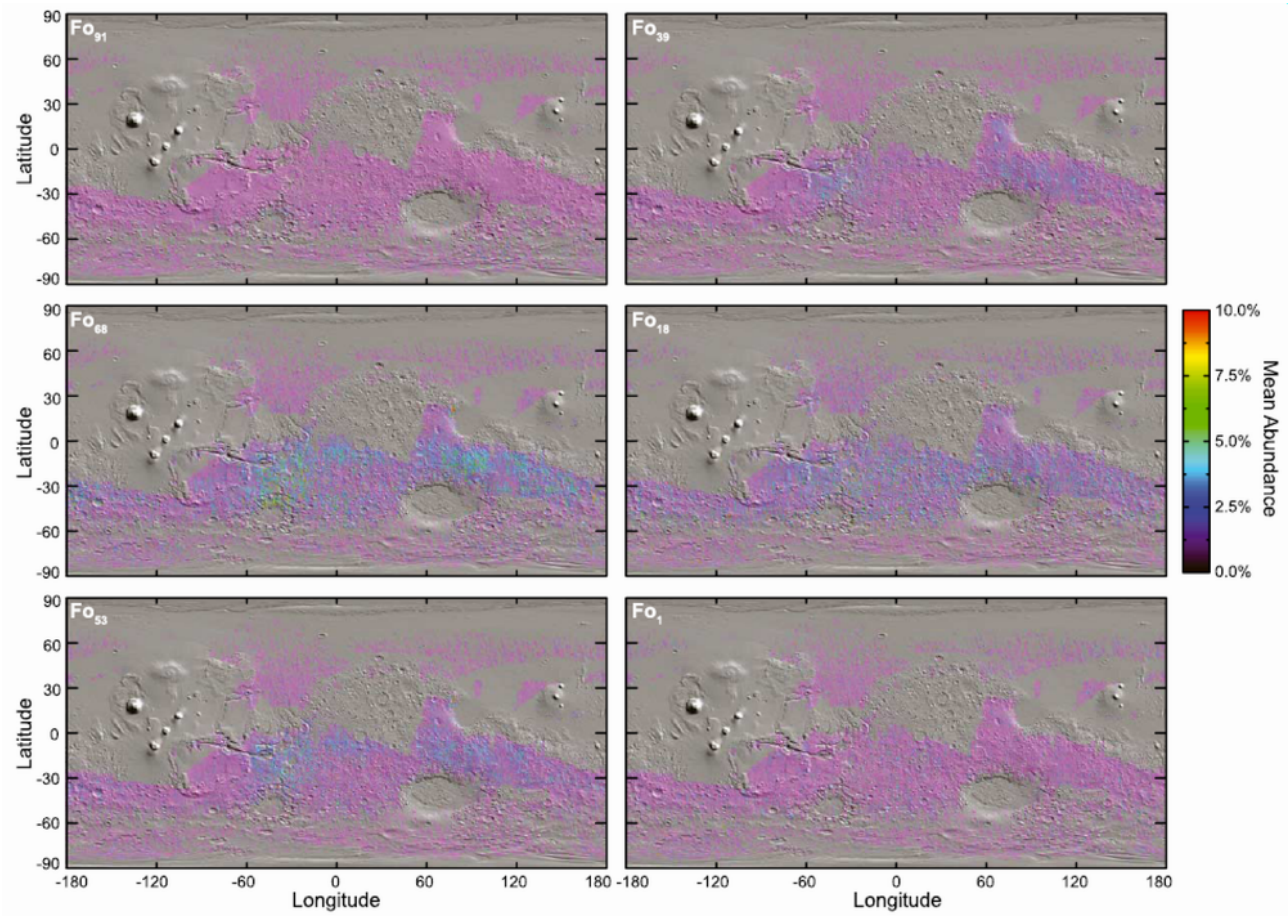

FIG. 6.31 – Carte d'abondance des pôles spectraux de l'olivine (2 pixels/degré), extrait de Koeppen et Hamilton (2008)

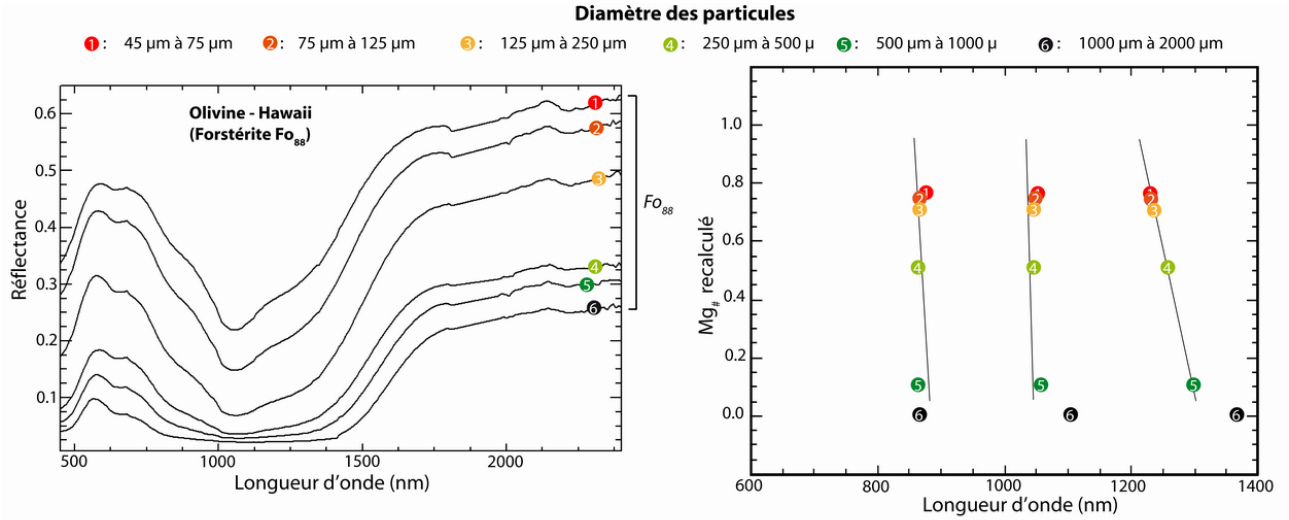

FIG. 6.32 – Diagramme de gauche : Spectres d'olivine ayant une taille de grains variable (teneur en fer fixe Fo_{88}, cf. § 3.3.3 page 61) réalisés au laboratoire (DTP/UMR 5562) ; Diagramme de droite : variabilité de la détermination MGM résultante.

caractérisée par des absorptions similaires à une olivine de type fayalite à grains fins (cf. diagramme de gauche de la figure 6.32). Les méthodes de déconvolution automatique quelle qu'elles soient seront donc *a priori* affectées et les résultats seront en conséquence biaisés. Ainsi, sur le diagramme de droite de la figure 6.32, nous constatons que la taille des grains influe directement sur la détermination de la "teneur en fer" telle que déduite de la déconvolution MGM.

Au vu de nos résultats et de la figure 6.32, nous pouvons donc en déduire que les olivines que nous avons détectées ont soit des teneurs comprises entre Fo_{50} et Fo_{70}, soit qu'il s'agit de forstérites (Fo_{90}) avec des tailles de grains comprises entre 125 et 500 µm. Au niveau des laves de Syrtis Major, la plus grande variabilité apparente de composition chimique pourrait aussi bien être expliquée par des grains d'olivine présentant des tailles différentes, celles-ci pouvant excéder la taille du millimètre.

Mustard *et al.* (2005, 2007b) ont détecté de la fayalite dans la région de Nili Fossae. Toutefois, ils n'ont pas pu déterminer s'il s'agissait réellement d'olivine très riche en fer ou d'un effet consécutif à une taille de grains importante. La seconde hypothèse est néanmoins privilégiée en raison de l'albédo élevé dans cette région. En utilisant une approche différente, Combe *et al.* (2008) ont également caractérisé l'olivine comme étant une fayalite. A l'inverse de ces travaux, les cartes globales de Poulet *et al.* (2007) mettent en évidence de l'olivine de type forstérite (cf. Fig. 2.14 page 38). Ce dernier résultat semble plus cohérent avec ceux produits ici.

6.6.3 Résultats spectroscopiques et pétrologie

6.6.3.1 Composition des augites : intérêt du mélange à trois composants

La mise en oeuvre améliorée du MGM a permis de détecter deux familles de pyroxènes respectivement associées à la croûte noachienne et à l'édifice volcanique (cf. § 6.5.2 page 214). Dans le premier cas, la composition déduite de l'information spectroscopique visible-proche infrarouge indique que les pyroxènes tendent vers des compositions pauvres en calcium et en fer, c'est-à-dire vers le pôle enstatite. Pour la seconde famille de pyroxènes, la gamme de compositions envisageables est *a priori* beaucoup plus variée. D'après la figure 6.23 (page 217), ces derniers peuvent avoir une teneur en calcium très différente, la composition du minéral évoluant alors entre le domaine des pigeonites et celui des augites.

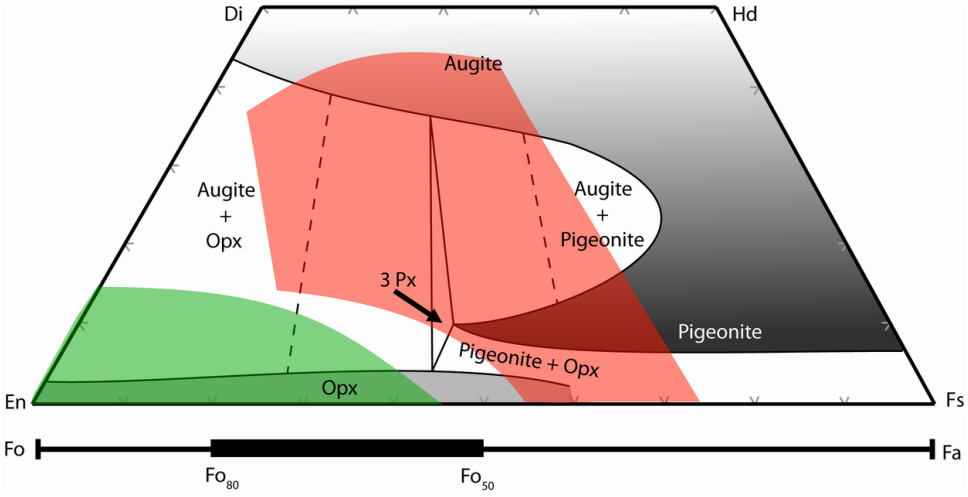

FIG. 6.33 – Assemblages de pyroxènes pouvant coexister dans le quadrilatère Di-Hd-En-Fs, d'après Lindsley (1983 ; 1 atm et 1000°C), et compositions chimiques trouvées dans la région de Syrtis Major à partir des données spectroscopiques dans le cas d'un "orthopyroxène" (en vert) et d'un "clinopyroxène" (en rouge, cf. Fig. 6.23).

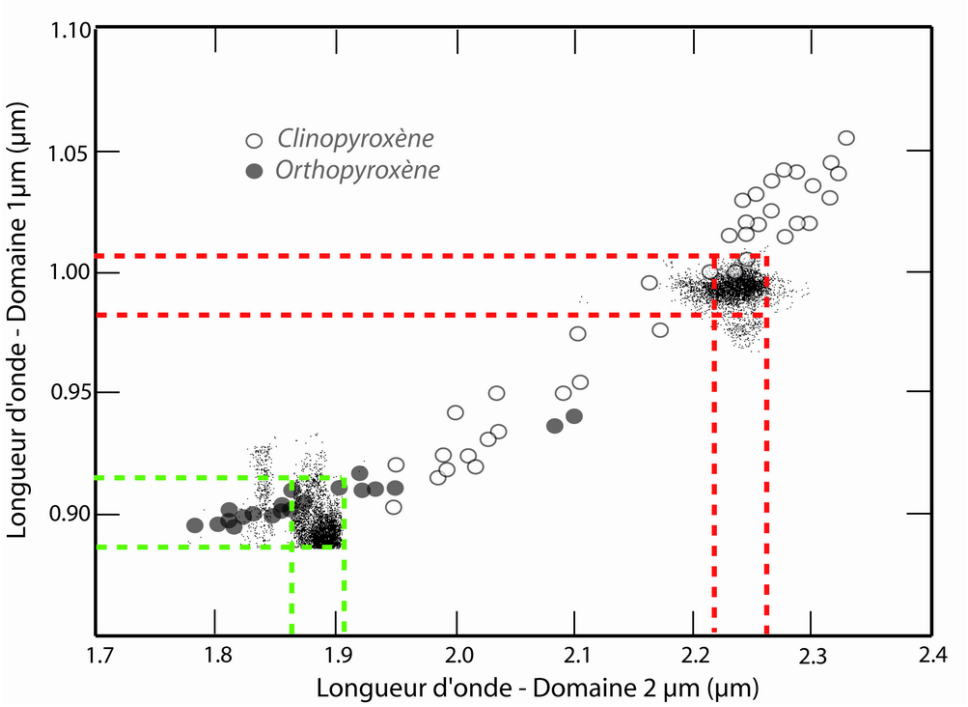

FIG. 6.34 – Nuages de points, reporté dans le diagramme d'Adams (1974), correspondant aux positions des centres des gaussiennes à 1 et 2 µm associées aux pyroxènes détectés dans le cas des mélanges à trois minéraux (cf. §6.4.2.2).

Cependant, en fonction des conditions de température et de pression au moment de la cristallisation, certaines compositions chimiques du quadrilatère ne peuvent exister. Ainsi, comme le montre la figure 6.33 pour une pression de 1 atm et une température de 1000°C, un pyroxène unique ayant une composition se situant dans la zone blanche au centre ou à gauche du diagramme ne peut exister (Lindsley, 1983). Suivant la composition du magma, les phases qui vont cristalliser seront à la place ou à la fois de l'augite et de l'orthopyroxène, ou de l'augite et de la pigeonite ou les trois minéraux en même temps. Seul un pyroxène ayant une teneur en fer très élevée pourra cristalliser en ayant une composition intermédiaire entre de la pigeonite et de l'augite en termes de calcium.

L'information obtenue par la spectroscopie paraît donc réaliste pour les orthopyroxènes (en vert sur la figure 6.33). A l'inverse, les compositions déduites pour les "clinopyroxènes" (en rouge) se situent principalement dans le domaine où deux phases devraient être présentes. *A priori*, il y a donc ici incohérence entre nos résultats spectroscopiques et l'information pétrologique.

Si deux pyroxènes sont présents dans la roche, alors la configuration prévue pour les mélanges ternaires Ol-Opx-Cpx devrait être celle qui apporte les meilleures estimations du point de vue de la composition chimique. Dans la partie 6.4.2.2 (cf. Fig. 6.17 page 209), nous avons vu que seulement quelques pixels sont détectés avec cette configuration. Ils se situent au centre de l'édifice volcanique, au nord et au sud de la caldeira Nili Patera. Les positions des centres des gaussiennes, à 1 et 2 µm, sont reportées dans le diagramme d'Adams (1974 ; cf. Fig. 6.34). Celui-ci indique que les résultats sont relativement stables pour toutes les situations, les nuages de points étant très localisés. Que ce soit pour l'orthopyroxène ou le clinopyroxène, les points se placent au niveau des tendances attendues. Il est de plus à noter que ces résultats concordent avec l'analyse du spectre D (cf. § 6.3.1 page 194).

Comme précédemment, nous pouvons utiliser ce dernier diagramme pour estimer les compositions chimiques limites des deux pyroxènes, toujours d'après les données de Cloutis et Gaffey (1991b). La figure 6.35 montre que le domaine de composition correspondant aux orthopyroxènes se situe plutôt du côté du pôle enstatite, c'est-à-dire qu'il s'agirait d'orthopyroxènes similaires à ceux trouvés dans la croûte. Pour les pixels détectés comme étant un mélange Ol-Opx-Cpx, la gamme de composition possible pour les clinopyroxènes est par contre fortement réduite comparée à la situation d'un mélange seulement olivine-clinopyroxène. Que ce soit pour l'absorption à 1 ou à 2 µm, il apparaît que ces minéraux correspondent à des augites. Nous notons néanmoins un léger décalage entre le résultat issu de l'absorption à 2 µm et celui issu de l'absorption à 1 µm (pointillés dans le quadrilatère du bas).

En raison de la forme des isocourbes définies par Cloutis et Gaffey, et en utilisant seulement les données obtenues pour les absorptions du clinopyroxène, nous ne pourrions trancher entre des augites pauvres en fer et des augites plus riches en fer. La composition déterminée pour les olivines (environ Fo_{50}-Fo_{80}, cf. § 6.5.1 page 213) permet de contraindre un peu plus précisément le domaine de composition de ces pyroxènes (cf. Fig. 6.35). Vraisemblablement, les augites se situent donc plutôt dans la partie gauche du diagramme, avec des teneurs relativement pauvres en fer. De même, les orthopyroxènes correspondent à des enstatites pouvant contenir jusqu'à 30% de fer.

6.6.3.2 Cohérence avec l'information pétrologique et implication

A partir des nouveaux résultats obtenus dans le paragraphe précédent, nous pouvons replacer les domaines réduits de composition dans le quadrilatère de Lindsley (1983). Cette fois, les deux familles de pyroxènes se placent au niveau des solidus leur correspondant respectivement (*i.e.* orthopyroxène en bas et augite en haut, cf. Fig. 6.36). De plus, les deux domaines sont cohérents en termes de cristallisation, c'est-à-dire qu'un magma parent identique peut effectivement avoir formé ces minéraux

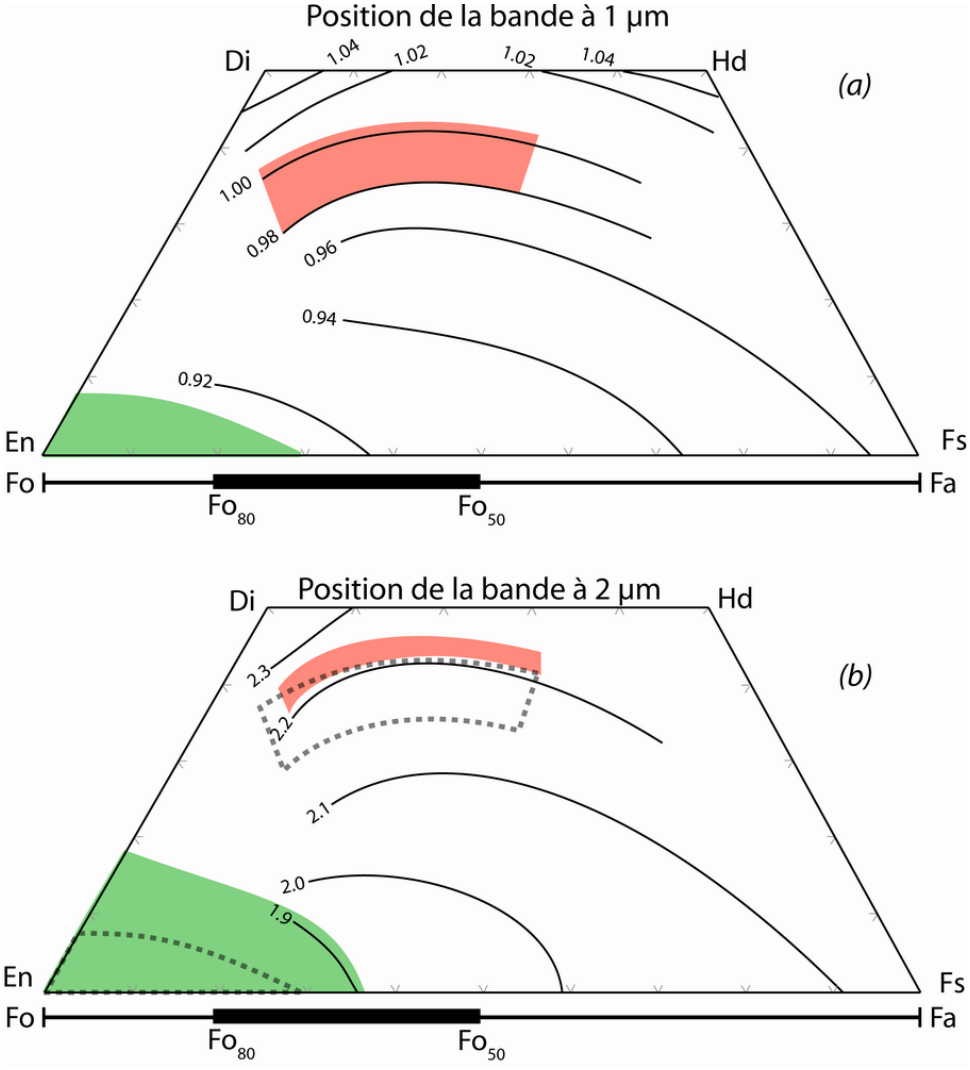

FIG. 6.35 – Composition chimique des pyroxènes détectés dans le cas des mélanges à trois minéraux (cf. §6.4.2.2 ; les pointillés dans le quadrilatère à 2 µm correspondent aux résultats à 1 µm). Les compositions de l'olivine sont également reportées (cf. §6.5.1).

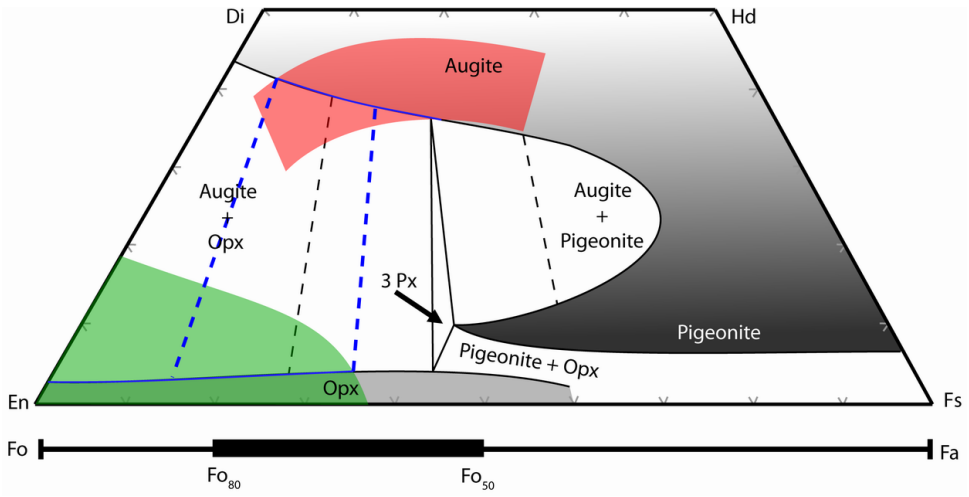

FIG. 6.36 – Assemblages de pyroxènes pouvant coexister dans le quadrilatère Di-Hd-En-Fs, d'après Lindsley (1983 ; 1 atm et 1000°C), et compositions chimiques trouvées sur Syrtis Major à partir des données spectroscopiques dans le cas d'un mélange olivine, orthopyroxène et clinopyroxène (cf. Fig. 6.35).

en même temps (composition définie par les pointillés bleus).

D'un point de vue pétrologique, nous constatons donc que ces compositions apparaissent plus réalistes que celles définies auparavant. En conséquence, un mélange olivine-orthopyroxène-clinopyroxène semble être plus représentatif de la composition des laves de Syrtis Major, ce qui va *a priori* à l'encontre de notre détection d'un mélange olivine-clinopyroxène. Il faut tout de même rappeler, comme cela a été soulevé dans la partie 6.24, que notre procédure peut ne pas détecter l'orthopyroxène si celui-ci est présent mais en quantité insuffisante. En effet, pour étalonner le MGM, seuls trois spectres ayant une composition similaire ont pu être utilisés (20% Ol, 20% Opx et 60% Cpx, cf. § 5.3.3 page 158). Il est donc possible que les pixels détectés avec trois minéraux correspondent à ces gammes de valeurs en termes de composition modale, et qu'ailleurs sur le volcan l'orthopyroxène soit présent en quantité plus faible. Nous notons également qu'une partie des compositions chimiques obtenues pour le clinopyroxène dans le cas de la configuration Ol-Cpx se placent entre les deux nouvelles compositions. Dans ce cas, la composition du clinopyroxène estimée à partir des résultats de la configuration Ol-Cpx correspondrait à une valeur "pondérée" des deux types de pyroxènes réellement présents.

Néanmoins, avec les données actuellement à notre disposition, une seconde hypothèse permet d'expliquer des compositions intermédiaires telles que celles trouvées avec la configuration Ol-Cpx. En effet, le diagramme de Lindsley (1983) est fonction de la température et de la pression. En l'occurrence, cela implique que si les laves ont cristallisé à une température supérieure à 1200°C-1300°C, il reste possible qu'un pyroxène de composition intermédiaire entre de l'augite et de la pigeonite ait pu cristalliser.

6.6.4 Ce qui pourrait avoir un impact sur la caractérisation des unités lithologiques

Dans la région de Nili Patera, si l'on considère que l'olivine ne se trouve que dans les dunes de sable, comme présenté par Poulet *et al.* (2009), alors la question qui suit est : est-ce que la détection d'olivine sur la partie centrale du volcan bouclier peut elle aussi être reliée au transport éolien de minéraux ? En effet, Rogers *et al.* (2007) ont constaté qu'il peut exister une couche fine ou discontinue de poussière mélangée avec de la roche et du sable. Toutefois, sur l'image MOC prise au nord de l'édifice volcanique (cf. Fig. 6.37), nous constatons que la surface est particulièrement homogène et que seules apparaissent les différences d'albédo issues du dépôt de poussières au niveau des cratères d'impact. Dans la partie 6.4.2.3, nous avons vu que la proportion d'olivine dans ce secteur est relativement homogène et ne semble pas présenter de variations au niveau de ces structures. Il semble donc que ce minéral soit principalement lié aux roches et non à la poussière qui recouvre la surface.

Un second facteur non pris en compte dans ce travail est la présence possible d'aérosols lors des observations. En effet, même si les absorptions atmosphériques sont principalement corrigées, la présence de particules dans l'atmosphère peut "brouiller" le signal provenant de la surface. Erard *et al.* (1994) ont ainsi montré que ces aérosols sont à l'origine de la pente fortement négative de certains spectres. Les aérosols peuvent également décaler les absorptions liées au fer à des longueurs d'onde légèrement plus importantes. Cependant, les résultats obtenus à partir de la mise en oeuvre améliorée du MGM sont tout à fait cohérents avec ceux issus des données ISM et de l'infrarouge thermique. Etant donné que les observations ont eu lieu à des périodes différentes (de la fin des années 80 à aujourd'hui, cf. § 2.4.1.2 page 35), l'atmosphère martienne a eu le temps d'évoluer entre chaque acquisition. Comme la quantité de particules dans l'atmosphère a été modifiée et que les résultats restent similaires, cela indique que les effets observés sont *a priori* bien liés à la surface et aux variations minéralogiques. Il est néanmoins à noter que des travaux récents ont cherché à s'affranchir complètement des effets liés aux

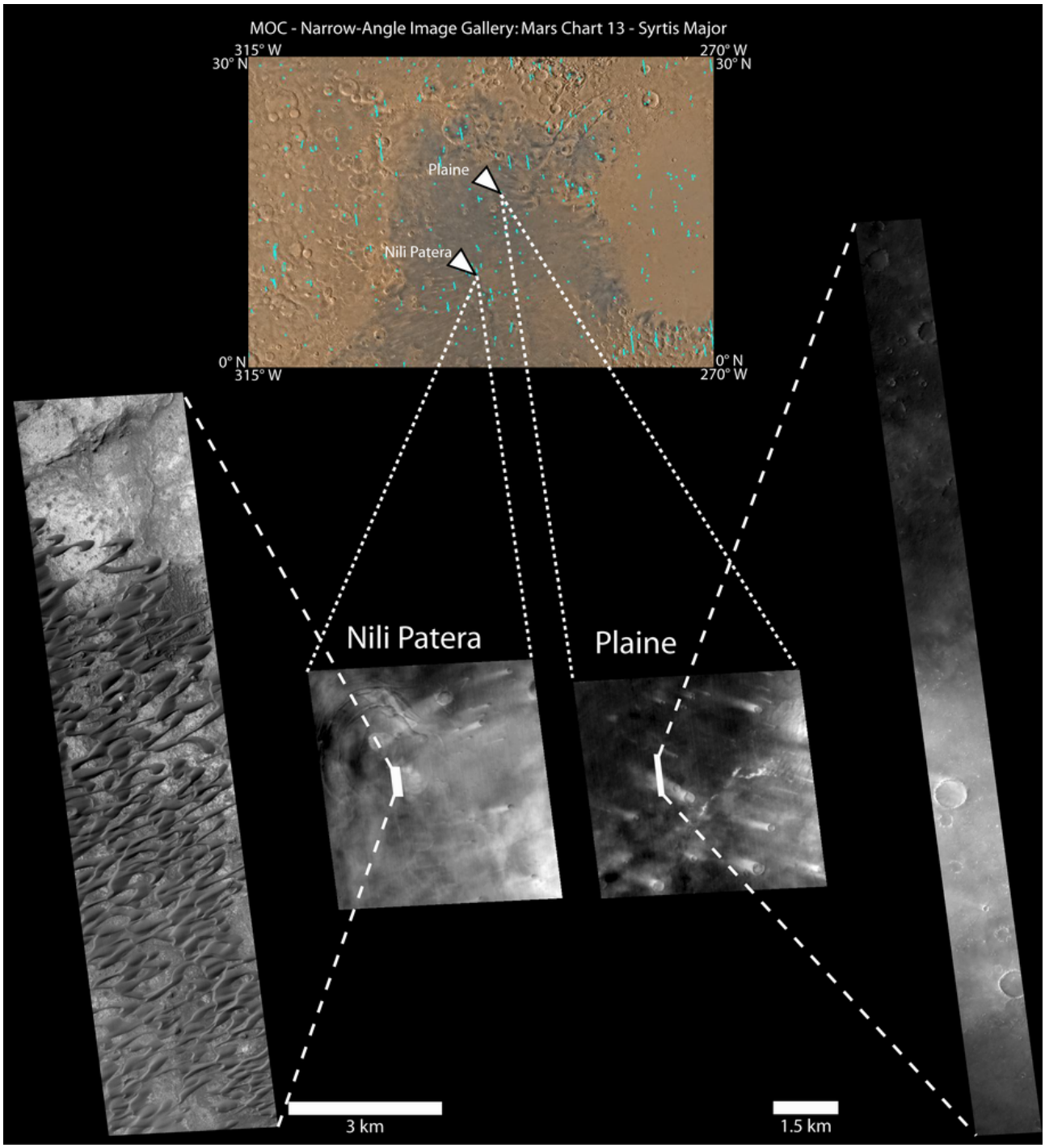

FIG. 6.37 – Images MOC à haute résolution dans la région de Nili Patera (à gauche) et sur les laves au nord de l'édifice (à droite). Le contexte de chaque image est reporté à côté. (*Crédits : NASA/JPL/Malin Space Science Systems,* `http://www.msss.com/moc_gallery/`)

aérosols (Vincendon *et al.*, 2007). Poulet *et al.* (2008), en s'appuyant sur ces corrections, ont montré que les variations induites sur les spectres restaient en deçà des incertitudes sur la détermination de la teneur des différents minéraux.

6.7 Conclusion

Au travers de ce chapitre, nous avons cherché à caractériser plus précisément la composition modale des roches présentes dans la région de Syrtis Major, ainsi que la composition chimique des minéraux associés. Nous avons vu que la spectroscopie visible-proche infrarouge, par le biais d'une mise en oeuvre améliorée du MGM, permet d'obtenir ces deux informations en prenant de plus en compte l'aspect spatial. Ainsi, non seulement nous avons constaté des différences lithologiques entre le volcan et la croûte environnante, mais nous avons aussi montré qu'il existe de subtiles variations au sein même de l'édifice volcanique (cf. § 6.4.2.3 page 210).

Les résultats obtenus en termes de minéralogie dominante vont dans le même sens que la littérature (cf. § 6.24 page 218), à savoir que la croûte noachienne est composée principalement d'orthopyroxène tandis que Syrtis Major est constitué principalement de clinopyroxène. Toutefois, à la différence des travaux utilisant également la spectroscopie proche infrarouge, mais en accord avec les données de l'infrarouge thermique, nous détectons ici une quantité non négligeable d'olivine dans la partie centrale de l'édifice volcanique.

Du point de vue des compositions chimiques, il s'avère que les olivines semblent être relativement pauvres en fer et donc plus proches du pôle forstérite. Pour les orthopyroxènes, les données montrent qu'il s'agit vraisemblablement d'enstatite, tant pour la croûte que pour Syrtis Major. Enfin, le clinopyroxène correspond à des augites. Il faut cependant prendre en compte les connaissances pétrologiques pour contraindre au mieux les données spectroscopiques et déterminer plus précisément la teneur en calcium de ces minéraux. Ces résultats montrent également qu'il est nécessaire d'améliorer le traitement des spectres dans le cas de mélange à trois composants.

Le travail effectué durant cette thèse a donc permis d'améliorer notre connaissance de la composition des laves de Syrtis Major. Nous avons en conséquence apporté de nouvelles contraintes qui, reliées aux autres informations issues des observations (orbitales ou *in-situ)* et de la pétrologie, devraient permettre de mieux comprendre la composition interne de Mars et donc l'évolution de cette planète au cours du temps.

7

Le massif ophiolitique de Sumail, Oman

Sommaire

7.1 Introduction 238
7.2 Spectres de terrain 238
7.2.1 Acquisition des données 238
7.2.1.1 Le spectromètre ASD FieldSpec® 238
7.2.1.2 Points de mesure 239
7.2.2 Analyses pétrologiques et spectroscopiques 241
7.2.2.1 Lithologies "mono-minérales" 241
7.2.2.2 Facteurs influençant la position du maximum de réflectance autour de 1.5 µm et la largeur totale de l'absorption 247
7.2.2.3 Olivine et pyroxène 249
7.2.3 Mise en oeuvre du MGM et premier constat 251
7.3 Jeu de données pour la cartographie : l'imageur hyperspectral HyMap . . 251
7.3.1 Préparation des données 251
7.3.1.1 Caractéristiques techniques 251
7.3.1.2 Acquisition des données et pré-traitement 252
7.3.2 Premier aperçu cartographique 254
7.4 Analyse spatiale : détection des minéraux mafiques 258
7.4.1 Vérifications préalables à l'analyse systématique 258
7.4.1.1 Dynamique mesurée du creux d'absorption à 1 µm 258
7.4.1.2 Retrait des pixels ayant un fort résidu quadratique (*rms*) 258
7.4.2 Maximum de réflectance et implications pour les tris 260
7.4.2.1 Variation spatiale du maximum de réflectance 260
7.4.2.2 Implication pour l'analyse de spectres HyMap 260
7.4.3 Résultats de la procédure automatique : aspect cartographique 265
7.4.3.1 Configurations validées 265
7.4.3.2 Minéralogie dominante et composition modale 266
7.4.4 Composition modale de la harzburgite 269
7.5 Composition chimique des minéraux 274
7.5.1 Olivine 274
7.5.2 Pyroxènes 274
7.5.2.1 Composition à l'échelle du massif 274
7.5.2.2 Mise en relation avec l'étude pétrologique locale 276
7.6 Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyper-spectral survey. Petrogenesis and relationship to mantle diapirism 280
7.6.1 Introduction 280
7.6.2 Geological setting 281
7.6.2.1 The Oman ophiolite 281
7.6.2.2 The Sumail massif 282
7.6.3 Contribution of hyperspectral remote sensing to lithological discrimination and mapping of the Sumail massif 282
7.6.3.1 Previous maps 282
7.6.3.2 Method 284

7.6.3.3 Data set 284
7.6.4 Description of the studied outcrops. 285
7.6.5 Phase chemistry and chemical stratigraphy 287
7.6.5.0.1 Analytical note 287
7.6.6 Discussion and conclusions 289
7.6.7 Acknowledgments 299
7.7 Conclusion 300

7.1 Introduction

Dans ce dernier chapitre, nous allons présenter les résultats que nous avons obtenus sur le massif de Sumail dans l'ophiolite d'Oman. Le contexte géologique de cette région a été décrit au préalable dans le chapitre 2 section 2.3 page 24. Nous allons tout d'abord nous intéresser au traitement des données acquises directement sur le terrain qui servent de préparation à l'analyse des données aéroportées HyMap, présentées dans un second volet. Nous détaillerons les résultats obtenus avec notre procédure du point de vue de la cartographie automatique et des implications sur la caractérisation de la composition chimique des minéraux. Nous terminerons par une évaluation de l'apport de notre étude pour l'analyse systématique de ce type de contexte géologique.

7.2 Spectres de terrain

Le chapitre 5 a montré que le traitement de données pour des roches naturelles est plus difficile, notamment en raison des signatures spectrales moins marquées. Pour contrôler plus efficacement les résultats obtenus *via* l'imagerie aéroportée, des spectres ont donc été acquis directement sur le terrain lors d'une campagne de mesure effectuée en janvier 2006.

7.2.1 Acquisition des données

7.2.1.1 Le spectromètre ASD FieldSpec®

Pour cette campagne de mesure, nous avons utilisé un spectromètre de terrain de type ASD FieldSpec®[1]. L'appareil se compose de deux parties : le spectromètre proprement dit et la fibre optique (cf. Fig. 7.1).

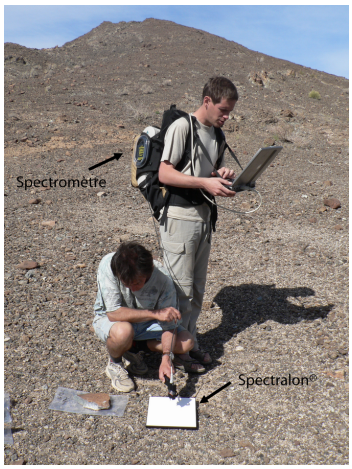

FIG. 7.1 – ASD FieldSpec® en cours d'utilisation

Cette dernière a un champ d'observation de 25°, celui-ci pouvant être réduit à 18° ou 8° en fonction des besoins. Ainsi, suivant la hauteur à laquelle l'extrémité de la fibre est placée, il est possible d'analyser une petite partie d'un échantillon (de l'ordre du cm^2), son ensemble ou même l'échantillon avec son contexte, c'est-à-dire une surface d'environ 1 m^2 au sol. Le spectromètre au sens strict comprend trois détecteurs couvrant chacun une portion de la gamme de longueurs d'onde 0.35 - 2.50 µm (cf. Tab. 7.1).

Pour effectuer une mesure correcte sur le terrain, il faut utiliser un panneau de référence avant d'analyser la roche. Ce panneau est constitué de Spectralon®, un matériel qui ne présente pas d'absorptions dans cette gamme de longueurs d'onde. Il fait donc office de diffuseur parfait et permet, *via* un étalonnage différentiel, de réaliser une mesure en réflectance de la roche. De plus, en utilisant le

[1] `http://www.asdi.com/`

FieldSpec®			
Constructeur	Analytical Spectral Device Inc.		
Champ d'observation	25°		
Détecteur	UV-VNIR	SWIR-1	SWIR-2
Gamme de longueur d'onde (µm)	0.35 - 1.00	1.00 - 1.80	1.80 - 2.50
Résolution spectrale (nm)	3	10	10

TAB. 7.1 – Caractéristiques techniques principales du spectromètre

signal acquis pour les deux mesures, on élimine au premier ordre les effets atmosphériques. Dans notre cas, les données sont exportées directement en réflectance et le logiciel intègre cette correction.

Lors de la mesure, deux problèmes vont exister. Le premier correspond au fait que celle-ci dure plusieurs secondes et qu'il n'est pas possible de garder le champ d'observation de la fibre parfaitement au même endroit pendant toute la mesure. La zone analysée peut alors varier légèrement, ce qui aura un effet sur le spectre. Le second problème est lié aux trois détecteurs du spectromètre. Ils ne sont en effet pas toujours parfaitement stables et il peut alors exister un décalage du niveau de réflectance aux longueurs d'onde de transition. Dans les deux cas, pour minimiser ces effets, nous avons effectué dix mesures pour chaque observation. Ces dix mesures sont ensuite sommées et moyennées pour donner un seul spectre. Cette procédure contribue en outre à améliorer le rapport signal/bruit, un point important pour un meilleur traitement.

7.2.1.2 Points de mesure

La campagne de mesure a eu lieu en janvier 2006 dans la région du massif de Sumail, en collaboration avec trois chercheurs du Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes. Cette mission avait pour objectif de créer une base de données spectroscopiques de terrain la plus complète possible en vue de comprendre et d'interpréter les variations spectrales à grande échelle documentées par la couverture aéroportée, en explorant les problèmes liés à la lithologie, à l'état de surface et au changement d'échelle. A cette fin, plus de quatre cents spectres ont été acquis. Les mesures sont réparties sur trente sites localisés en différents points du massif (Fig. 7.2). Des compositions variées, représentatives de l'ensemble des lithologies pouvant être rencontrées dans cette région, ont ainsi été analysées. Pour faire le lien avec l'imagerie hyperspectrale, des mesures ont été faites soit à l'échelle de l'échantillon, soit à une échelle plus grande couvrant tout ce qui participe à la réponse spectrale intégrée d'un pixel (*e.g.* gravier, poussière). Pour finir, des échantillons de roches ont été prélevés afin d'effectuer des analyses en laboratoire. Ainsi, pour un spectre acquis sur le terrain, la base d'observations réalisées donne accés à la fois à la composition chimique exacte des différentes phases et à leurs proportions respectives dans la roche.

Etant donnée la quantité d'analyses nécessaires pour avoir toutes les informations à disposition, il n'était pas possible d'effectuer cette démarche systématiquement pour l'ensemble des spectres pendant la durée de la thèse. Nous avons donc choisi d'utiliser seulement quelques spectres représentatifs des types lithologiques principaux (*i.e.* pyroxénite, gabbro, dunite, harzburgite et wehrlite). Les spectres correspondants sont représentés dans la figure 7.3. Pour chacun d'eux, l'échantillon correspondant a été caractérisé par des moyens analytiques traditionnels (microscopie optique, microsonde électronique). La comparaison entre l'analyse pétrologique et l'analyse spectroscopique est développée dans la partie suivante.

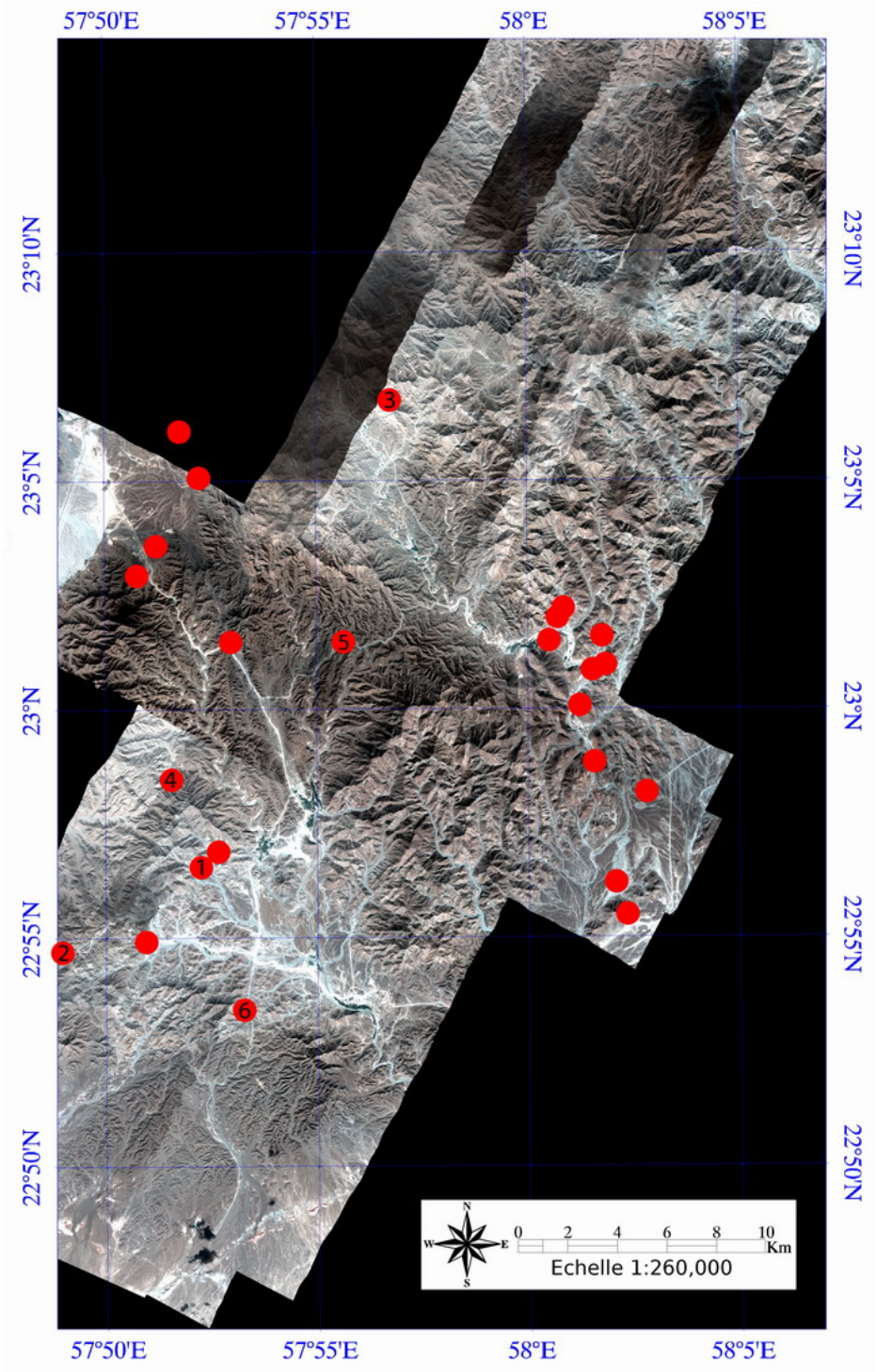

FIG. 7.2 – Localisation de tous les sites de mesures, avec en fond la mosaïque des données HyMap sur le massif de Sumail (voir la partie 7.3 pour le détail des données hyperspectrales ; Canaux utilisés pour la composition colorée : Rouge 0.66 µm, Vert 0.56 µm et Bleu 0.53 µm). Les sites numérotés font référence aux échantillons décrits dans le paragraphe suivant *(1 : clinopyroxénite, 2 : orthopyroxénite, 3 : dunite, 4 : gabbro, 5 : harzburgite et 6 : wehrlite)*

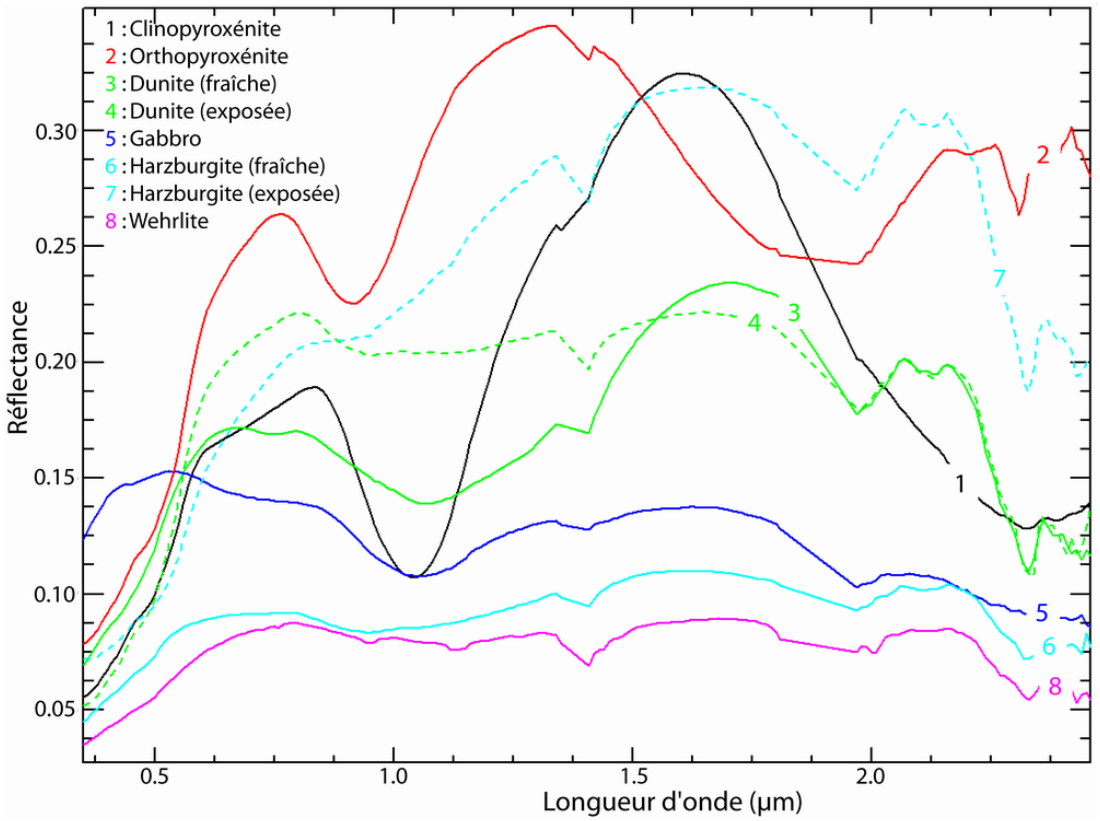

FIG. 7.3 – Spectres en réflectance acquis sur le terrain pour les cinq échantillons sélectionnés

7.2.2 Analyses pétrologiques et spectroscopiques

7.2.2.1 Lithologies "mono-minérales"

Les premières roches que nous allons décrire dans ce paragraphe sont essentiellement composées d'un seul type de minéral. L'échantillon de clinopyroxénite associé à la figure 7.4 a été prélevé sur un affleurement qui se présente sous la forme de bancs mesurant quelques centimètres d'épaisseur. Ces derniers sont de couleur claire, d'aspect légèrement verdâtre, et présentent ponctuellement des cristaux brillants. D'après l'analyse en microscopie optique, la minéralogie primaire est constituée de grains xénomorphes de clinopyroxène ayant une taille pouvant aller jusqu'à 5 mm. De l'olivine peut aussi être présente mais en très faible proportion (moins de 3%). Les résultats de l'analyse à la microsonde électronique indique que le clinopyroxène a une composition de diopside dont le X_{Mg} varie de 0.89 à 0.90, le chrome de 0.16 à 0.23 % (Cr_2O_3), l'aluminium de 1.72 à 1.89 % (Al_2O_3) et le titane de 0.12 à 0.24% (TiO_2). Certains points présentent apparemment des teneurs en calcium plus faibles (cf. quadrilatère de la figure 7.5). Ces compositions "artificielles" sont liées aux exsolutions : les analyses ont dans ce cas été effectuées en même temps sur du clinopyroxène et une exsolution d'orthopyroxène. Celles-ci ne sont pas visible directement sur la lame mince mais indiquent la présence de ce second minéral en très faible proportion.

Sur le diagramme en haut à droite de la figure 7.4, nous pouvons voir que le spectre obtenu sur cet affleurement montre des absorptions très marquées (profondeurs de l'ordre de celles observées pour un spectre de laboratoire, cf. § 5.2.2.1 page 138). Comme pour les spectres de laboratoire, notre procédure systématique a été appliquée et seule la configuration dédiée au clinopyroxène est validée. La minéralogie de cette roche est donc correctement détectée. Néanmoins, la position du centre de la gaussienne dans le domaine à 1 µm indique une composition chimique de type diopside (cf. Fig. 7.6),

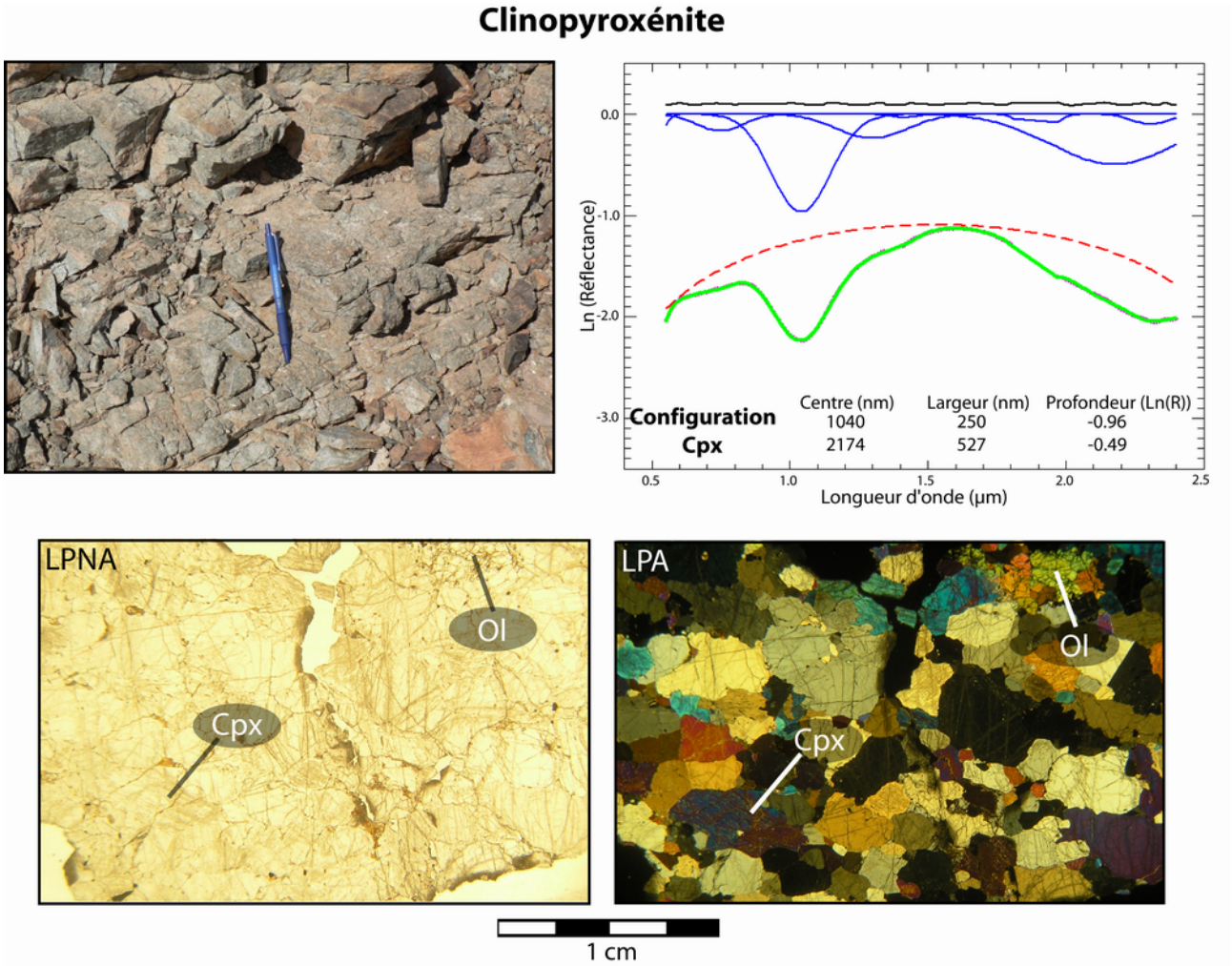

FIG. 7.4 – Clinopyroxénite, du haut à gauche dans le sens horaire : affleurement mesuré, analyse MGM du spectre correspondant, lame mince en lumière polarisée analysée (LPA) et lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA).

tandis que celle dans le domaine à 2 µm indique plutôt un pyroxène de type augite. Cette différence entraîne notamment un décalage par rapport aux tendances définies par Adams (1974). Sunshine et Pieters (1993) ont montré qu'un spectre de pyroxène présentant des exsolutions pouvait être déconvolué comme un mélange intime des deux minéraux. Ici, la proportion d'orthopyroxène reste toutefois trop faible pour que celui-ci soit détecté, mais sa présence peut expliquer ce décalage dans le domaine à 2 µm.

Le deuxième échantillon est également une pyroxénite. A l'affleurement, cette roche se présente avec une patine brun foncé sous la forme d'éboulis (blocs d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, cf. Fig. 7.7). L'analyse en microscopie optique montre quelques larges cristaux xénomorphes d'orthopyroxène (5 mm à 1 cm), associés à des grains de plus petite taille. Du clinopyroxène existe aussi en très faible proportion (moins de 1%), tout comme de la chromite. Les analyses microsonde sur les orthopyroxènes indiquent une composition de type enstatite contenant environ 10% de fer et très peu de calcium (cf. Fig. 7.5).

L'analyse spectroscopique indique bien que la solution mathématique la plus cohérente correspond à celle issue de la configuration dédiée à l'orthopyroxène. Toutefois, la profondeur de la gaussienne à 2 µm est plus importante que celle à 1 µm. Cette surestimation est liée à la présence de l'absorption atmosphérique (autour de 1800 nm) qui diminue les valeurs de réflectance à ces longueurs d'onde.

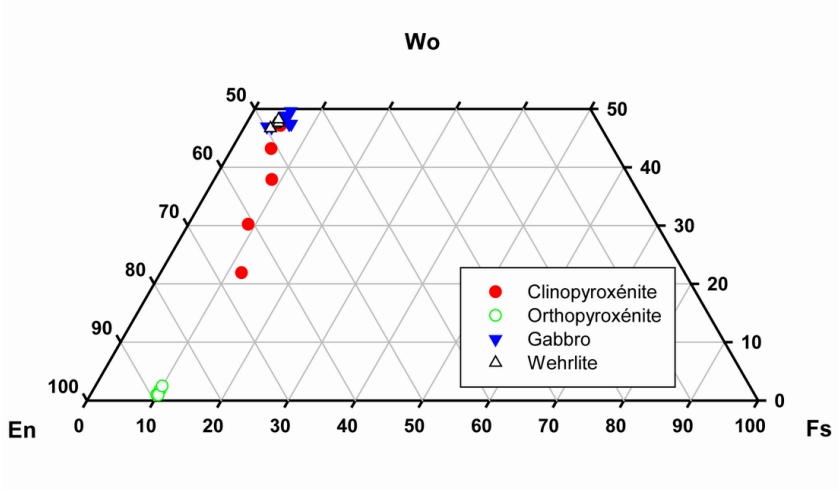

FIG. 7.5 – Composition chimique, obtenue par analyse à la microsonde électronique, des pyroxènes présents dans les lames minces.

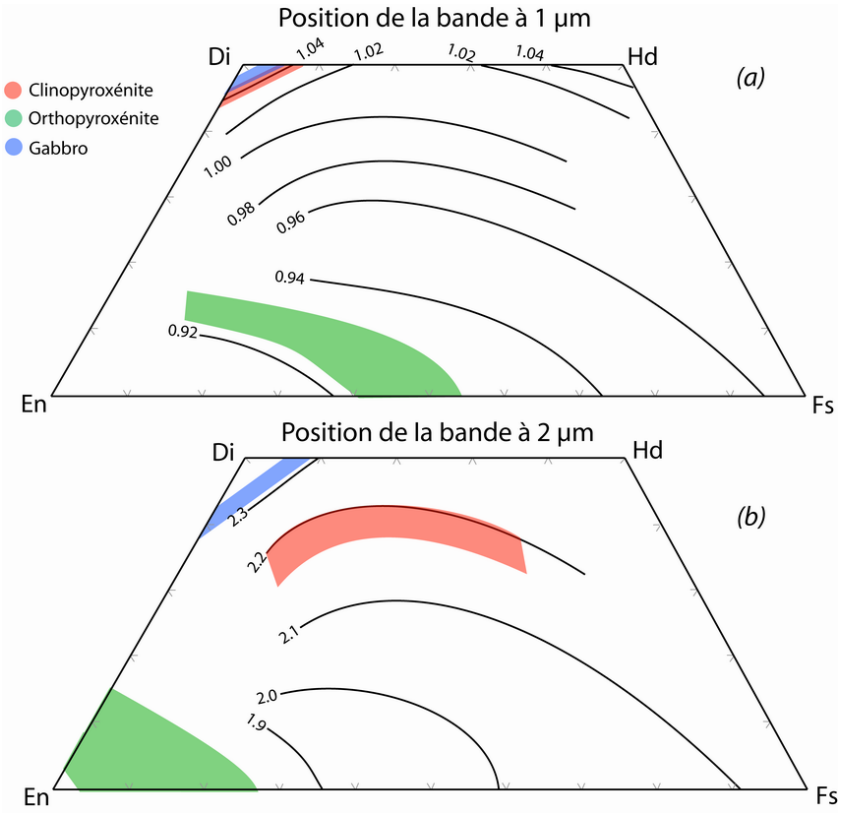

FIG. 7.6 – Positions des échantillons étudiés dans le quadrilatère des pyroxènes d'après les résultats du MGM et les données de Cloutis et Gaffey (1991b).

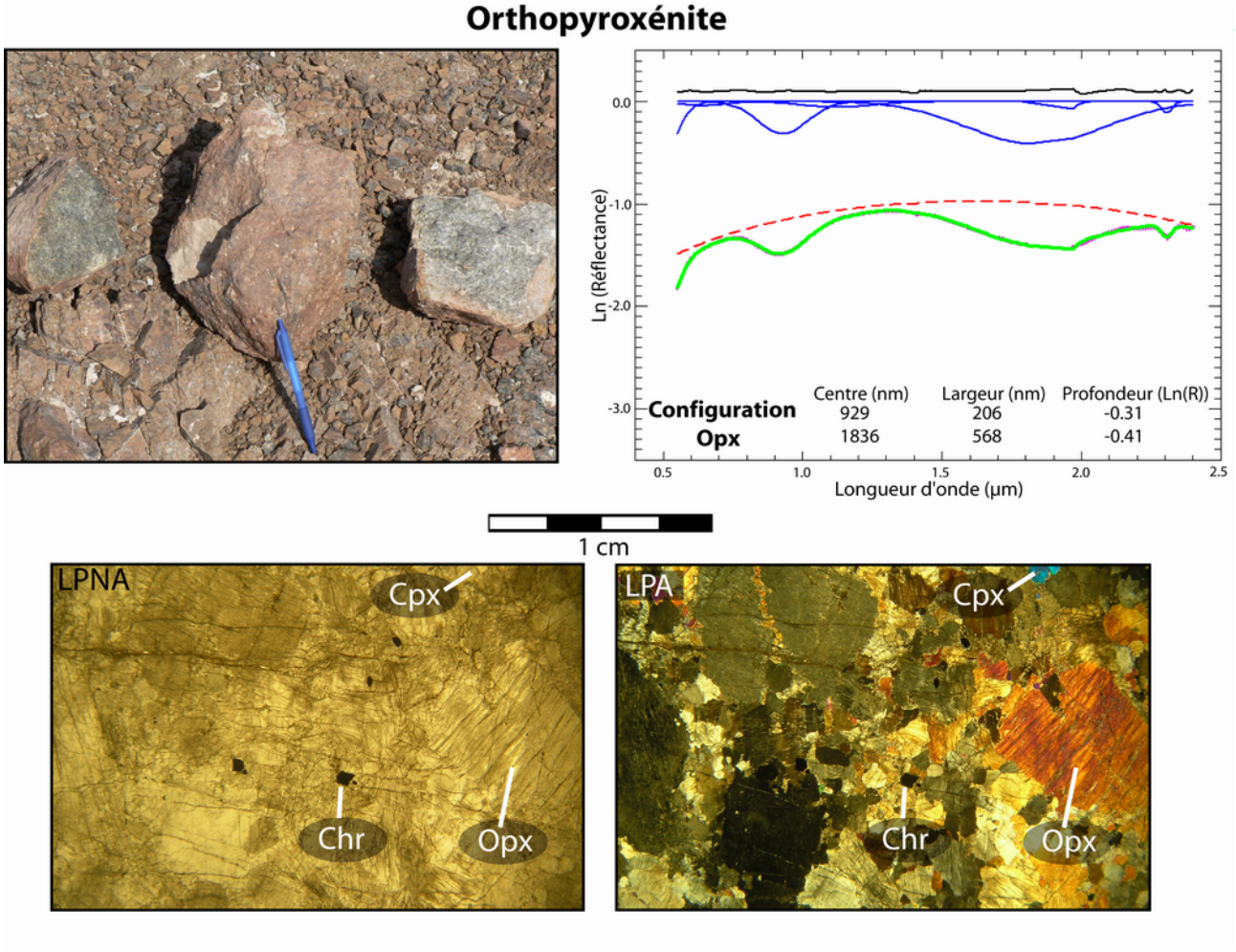

FIG. 7.7 – Orthopyroxénite, du haut à gauche dans le sens horaire : affleurement mesuré, analyse MGM du spectre correspondant, lame mince en lumière polarisée analysée (LPA) et lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA). *(Chr = chromite)*

Cela modifie de plus la position du centre de la gaussienne qui se décale vers des longueurs d'onde légèrement plus faibles. En conséquence, il n'y a plus adéquation entre les positions des centres pour les deux domaines de longueurs d'onde. La composition chimique déduite à partir des données de Cloutis et Gaffey (1991b) est alors différente pour les deux cas. Paradoxalement, la composition déterminée à partir de l'absorption dans le domaine à 2 µm semble plus réaliste (cf. Figs. 7.6 et 7.7).

Le spectre suivant correspond à une dunite (cf. Fig. 7.8). Elles sont souvent très altérées (l'olivine est transformée en serpentine). Il est aussi toutefois possible de trouver de la dunite fraîche, comme dans le cas de l'échantillon observé ici. A l'affleurement, la roche est alors assez sombre et présente une patine brun clair. En microscopie optique, nous pouvons voir que l'olivine constitue la quasi totalité de la roche et seulement quelques cristaux de chromite l'accompagnent. Les cristaux d'olivine, très fracturés, ont des tailles de l'ordre de quelques millimètres. Les analyses à la microsonde électronique indiquent une composition de type forstérite (Fo_{90-91}).

La figure 7.8 présente les résultats de l'analyse spectroscopique, à la fois pour la surface fraîche et la surface exposée de l'échantillon. Dans les deux cas, les spectres sont plus plats que ceux obtenus sur les roches contenant du pyroxène (cf. Fig. 7.3). Pour la surface fraîche, la profondeur mesurée de l'absorption (cf. § 4.4.1.1 page 101) est comparable à celle d'un spectre de laboratoire ayant une teneur en fer similaire ($Fo_{90.5}$). Dans le cas de la surface exposée, la profondeur mesurée ici équivaut par

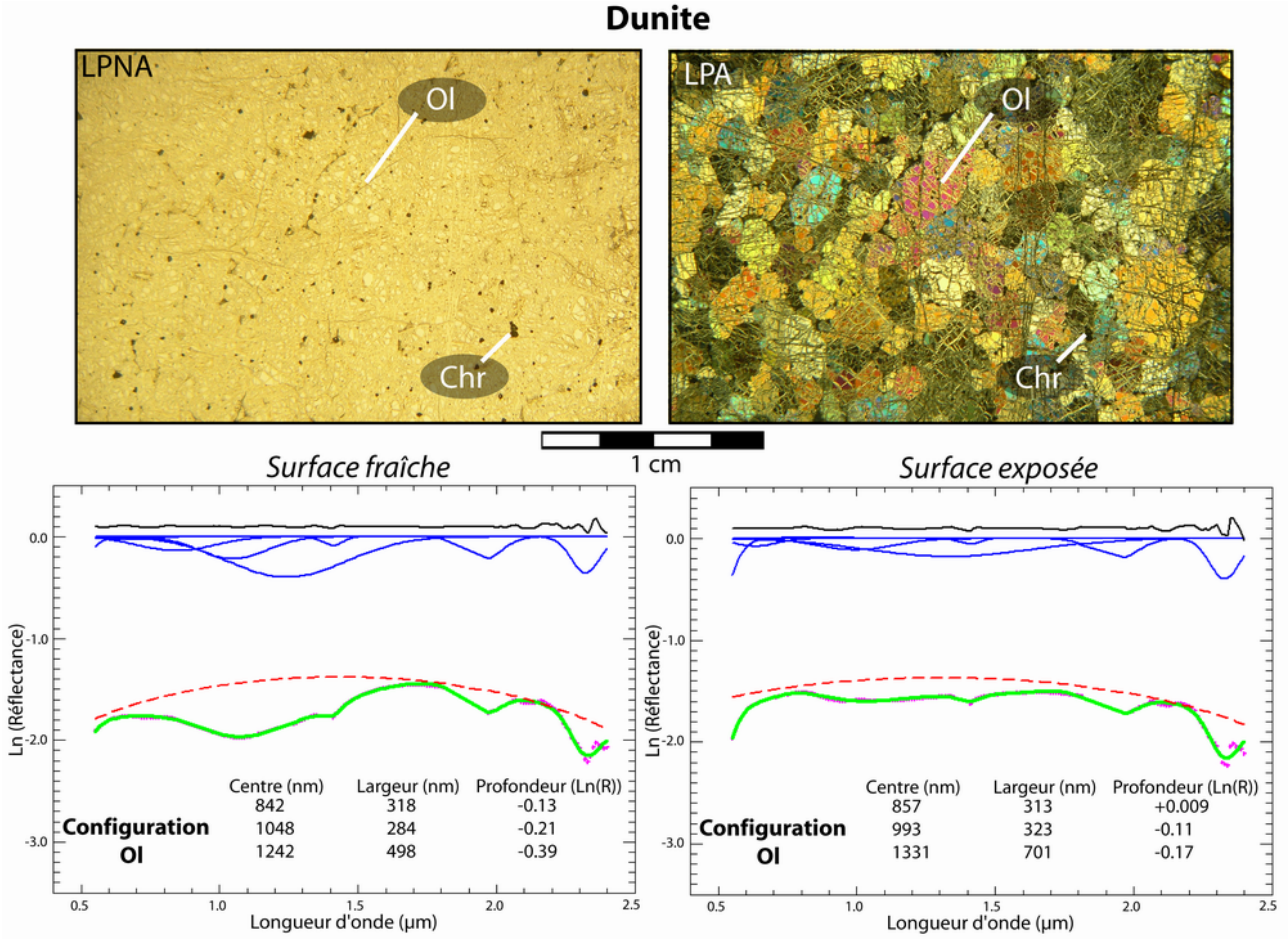

FIG. 7.8 – Dunite, en haut : lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA) ; en bas : analyse MGM avec la configuration Ol pour la surface fraîche (à gauche) et la surface exposée (à droite). *(Chr=chromite)*

contre à un aplatissement de 65% de ce même spectre de laboratoire. D'après les tests d'initialisation automatique (cf. §4.4.1.4.2, Fig. 4.30 page 115), nous sommes donc à la limite du domaine de performance du modèle. Nous pouvons également noter que l'absorption liée au radical OH (absorption de la serpentine autour de 2.3 µm) est particulièrement développée.

La solution mathématique issue de la configuration Ol modélise correctement les données, excepté pour la largeur de la gaussienne centrée à 1050 nm (284 nm, soit une valeur supérieure à la limite de tri fixée à 250 nm suite aux tests réalisés lors la validation de la procédure, cf. § 4.40 page 127). La composition chimique annoncée serait alors Fo_{70}. Même avec l'incertitude de ±10%, la teneur en fer estimée reste donc inférieure à la réalité. Pour la surface exposée, le spectre est encore plus plat et le maximum de réflectance à 1.5-1.7 µm disparaît. Pour modéliser cette "absorption" qui s'étend de 0.8 à 2.1 µm, les trois gaussiennes doivent être particulièrement larges. La solution mathématique s'écarte donc des critères précédemment définis sur la base des connaissances expérimentales actuellement disponibles.

La forme générale du spectre, et en particulier la position du maximum de réflectance, a un impact important sur la déconvolution. Pour des spectres similaires à celui de la dunite patinée, le MGM tel qu'utilisé jusqu'à présent ne semble pas renvoyer des résultats physiquement cohérents. Le lien entre la patine et le maximum de réflectance sera détaillé dans le paragraphe suivant (cf. §7.2.2.2).

Le dernier échantillon de cette série ne correspond pas à une roche quasi mono-minérale puisqu'il

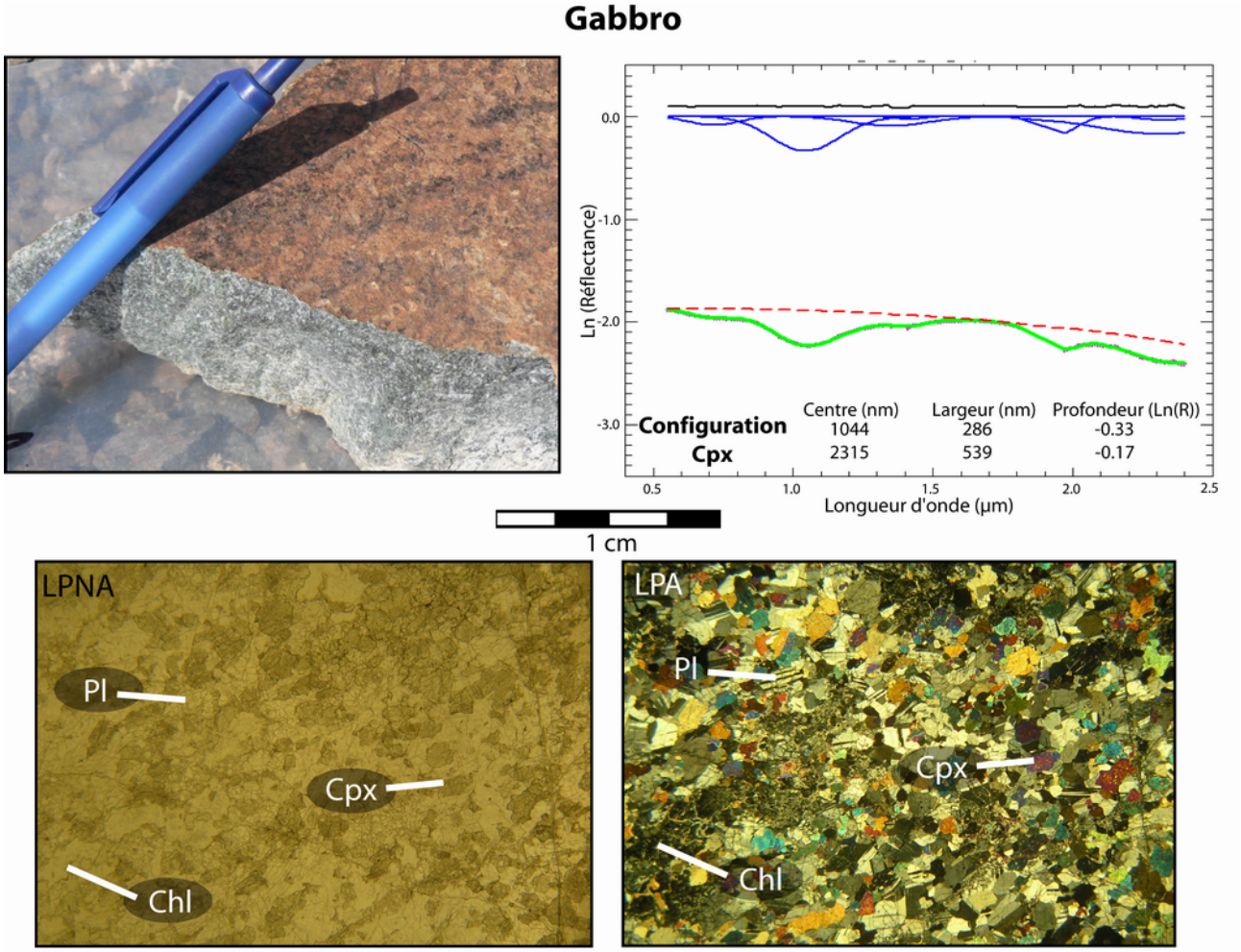

FIG. 7.9 – Gabbro, du haut à gauche dans le sens horaire : affleurement mesuré, analyse MGM du spectre correspondant, lame mince en lumière polarisée analysée (LPA) et lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA). *(Chl=chlorite)*

s'agit d'un gabbro. Le plagioclase est donc présent en quantité significative (plus de 50%). Toutefois, comme celui-ci nous est "invisible" (cf. § 5.3.1 page 149), seule la signature spectrale du clinopyroxène va pouvoir être étudiée. A l'affleurement, la roche présente une patine rougeâtre plutôt sombre, tandis qu'à la cassure fraîche la teinte est grise (cf. Fig 7.9). Cette dernière est plus ou moins foncée en fonction de la teneur en plagioclase. L'analyse en microscopie optique révèle de nombreux grains xénormorphes qui ont une taille moyenne de l'ordre du millimètre. Cela est vrai aussi bien pour les grains de plagioclase que pour les grains de clinopyroxène. Il existe des zones plus altérées où la chlorite remplace le pyroxène. L'analyse à la microsonde électronique indique que le clinopyroxène contient 5% de fer et 48 à 49% de calcium. Il s'agit donc de diopside (cf. Fig. 7.6).

L'analyse spectroscopique a été réalisée sur la face fraîche de l'échantillon. Nous constatons que les absorptions du pyroxène sont bien visibles. Elles sont toutefois moins marquées que pour la clinopyroxénite (cf. Fig. 7.3). En comparant les profondeurs mesurées sur ce spectre et sur un spectre de clinopyroxène acquis en laboratoire, le taux d'aplatissement équivalent est de 40%. Bien que les absorptions soient moins prononcées, le MGM doit donc être capable de modéliser correctement les données (cf. § 4.4.1.3.2 page 108). Le résultat de la procédure indique effectivement que le clinopyroxène est le minéral dominant de la roche, en ne tenant pas compte du plagioclase (cf. Fig 7.9). L'ensemble des paramètres est cohérent avec la réalité physique, y compris dans le domaine à 2 µm. De plus, comme

le montre la figure 7.6, la composition chimique estimée à partir des positions des centres permet bien de retrouver un pyroxène de type diopside. Les résultats pour les deux domaines de longueur d'onde se placent sensiblement aux mêmes endroits dans le quadrilatère.

7.2.2.2 Facteurs influençant la position du maximum de réflectance autour de 1.5 µm et la largeur totale de l'absorption

Dans le paragraphe précédent, nous avons vu que le spectre de dunite patinée présente un maximum de réflectance très peu élevé autour de 1.5 µm. De plus, celui-ci est décalé à des longueurs d'onde relativement importantes (proche de 1.7 µm). En conséquence, l'absorption du domaine à 1 µm devient très large et il n'est plus possible de la modéliser de façon physiquement réaliste en utilisant seulement les gaussiennes minéralogiques.

La figure 7.10 présente les spectres, en réflectance, obtenus sur les surfaces patinées et les surfaces fraîches de plusieurs échantillons ayant des lithologies différentes. Les conditions d'observation lors de l'acquisition des "couples" de spectres sont à chaque fois identiques. Le premier constat est que la présence de patine augmente le niveau moyen de réflectance. Seule la dunite a un comportement légèrement différent car le niveau de réflectance est plus élevé uniquement aux courtes longueurs d'onde (jusqu'à environ 1.55 µm). Cela peut avoir pour origine la patine extrêmement développée qui existe sur cet échantillon (cf. limites en pointillés sur la photographie correspondante), ce qui impliquerait que la surface la plus fraîche présente des caractéristiques en partie similaire à la surface patinée. Pour les trois autres roches, nous notons également que la patine influe directement sur la pente spectrale vers l'infrarouge et tend à accentuer la forme bombée des spectres.

Du point de vue des absorptions minéralogiques, nous constatons que la patine n'affecte quasiment pas la position du minimum de réflectance dans le creux de l'absorption (cf. pointillés rouges sur la figure 7.10). Elle ne nous empêchera donc pas de caractériser la composition chimique des minéraux à partir des solutions mathématiques validées (cf. §4.4.3). Il est par contre évident que la profondeur de l'absorption est affectée : pour tous les échantillons, elle est nettement réduite par rapport aux absorptions des spectres de surfaces fraîches. A l'échelle d'une carte, il faudra donc s'assurer que les dynamiques mesurées du creux d'absorption sont suffisantes pour pouvoir extraire l'information minéralogique. En diminuant la profondeur, il apparaît également que la largeur apparente de l'absorption augmente. Cet effet est particulièrement marqué pour le spectre de dunite. Inversement, la pyroxénite et le gabbro sont moins affectés.

Sur la figure 7.10, nous constatons également que ce n'est pas la patine qui modifie la position du maximum de réflectance autour de 1.5 µm (cf. pointillés bleus). Le décalage induit est en effet minime dans la plupart des cas, la pyroxénite présentant la valeur la plus importante (environ 50 nm). Néanmoins, la position du maximum varie significativement lorsque l'on compare les spectres des quatres échantillons (*e.g.* décalage de 300 nm entre la pyroxénite patinée et la dunite patinée).

Cependant, l'origine du décalage du maximum de réflectance ne s'explique *a priori* pas par les caractéristiques de la roche. Il est possible que la présence d'une bande d'absorption atmosphérique ou d'hydratation plus ou moins prononcée à 1.4 µm joue un rôle sur l'allure du continuum et perturbe la déconvolution. Nous verrons qu'un effet du même type est observé dans le cas des données aéroportées (cf. section 7.4.2).

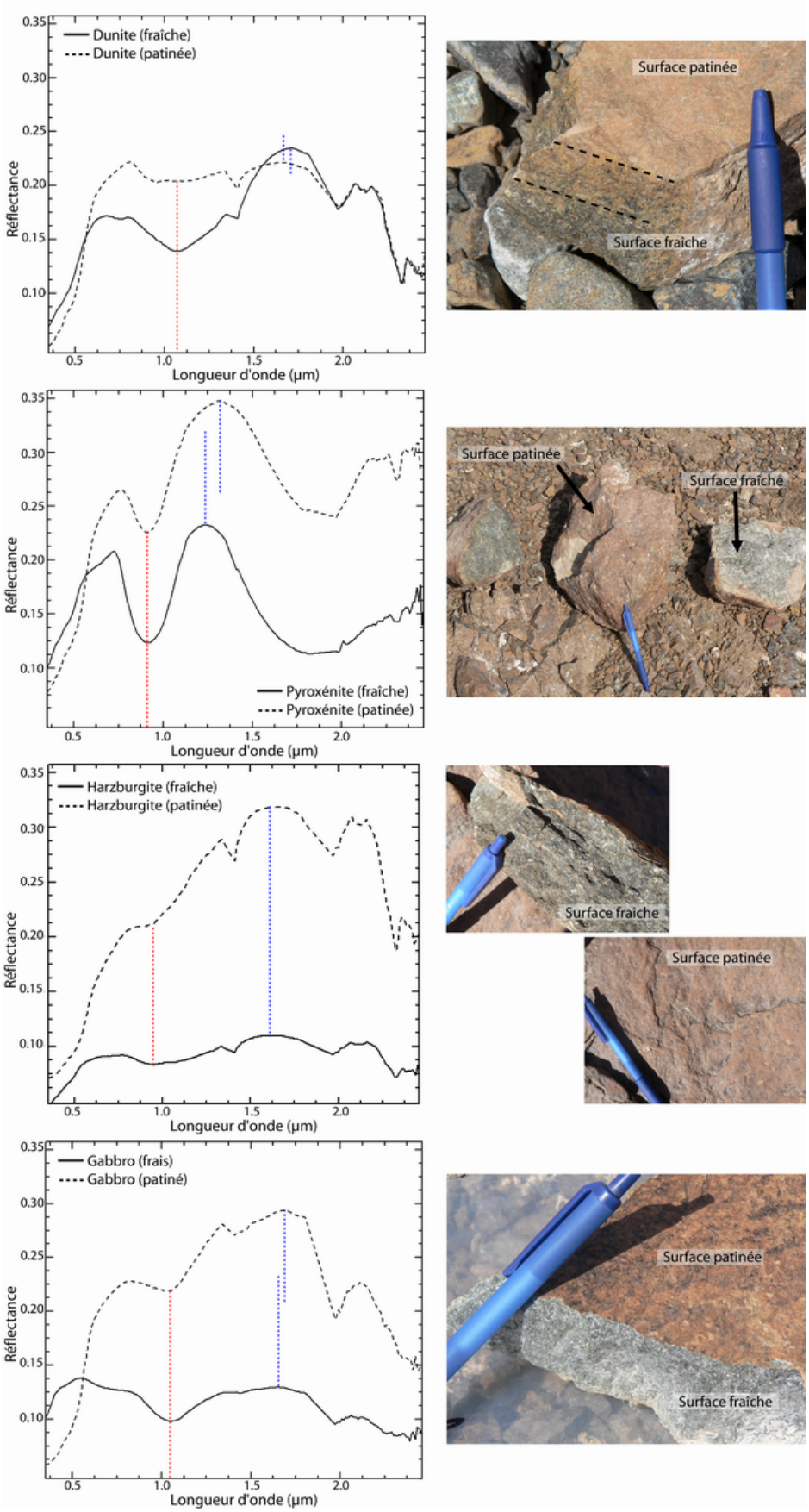

FIG. 7.10 – Comparaisons de spectres en réflectance obtenus sur des surfaces fraîches et des surfaces patinées pour différentes lithologies. Les pointillés rouges marquent la localisation du minimum de réflectance dans le domaine à 1 µm. Les pointillés bleus marquent le maximum de réflectance autour de 1.5 µm.

7.2.2.3 Olivine et pyroxène

La lithologie dominante dans la section mantellaire est la harzburgite. Nous sommes donc en présence d'une roche constituée à la fois d'olivine et d'orthopyroxène. A l'affleurement, elle présente une couleur sombre avec des petits cristaux de couleur rouille (cf. Fig 7.11). En microscopie optique, nous pouvons voir que l'orthopyroxène constitue environ 15% de la roche. Le reste est constitué d'olivine et de serpentine qui se développe à ses dépens. En effet, contrairement à la dunite présentée précédemment, l'altération est ici plus marquée. Les grains d'orthopyroxène mesurent de 1 à 5 mm et ceux d'olivine peuvent atteindre une taille deux fois supérieure. Ces derniers sont également très fracturés. Nous n'avons par contre pas effectué d'analyse microsonde pour cet échantillon. Toutefois, les compositions chimiques des minéraux présents dans la harzburgite sont généralement proches de celles des minéraux présents dans les lithologies décrites auparavant.

L'analyse spectroscopique, au travers de notre procédure automatique, indique que la solution olivine-orthopyroxène est celle qui correspond le mieux aux données. Pour valider ce résultat, il faut cependant prendre en compte le fait que le centre de la gaussienne "1050" de l'olivine est positionné à une longueur d'onde un peu trop élevée (1111 nm, soit supérieure à la limite de tri fixée à 1100 nm). Avec l'expérience acquise, nous savons que cette gaussienne est particulièrement sensible à la présence d'un pyroxène, spécialement dans le cas de spectres plats. De plus, pour la configuration olivine seule,

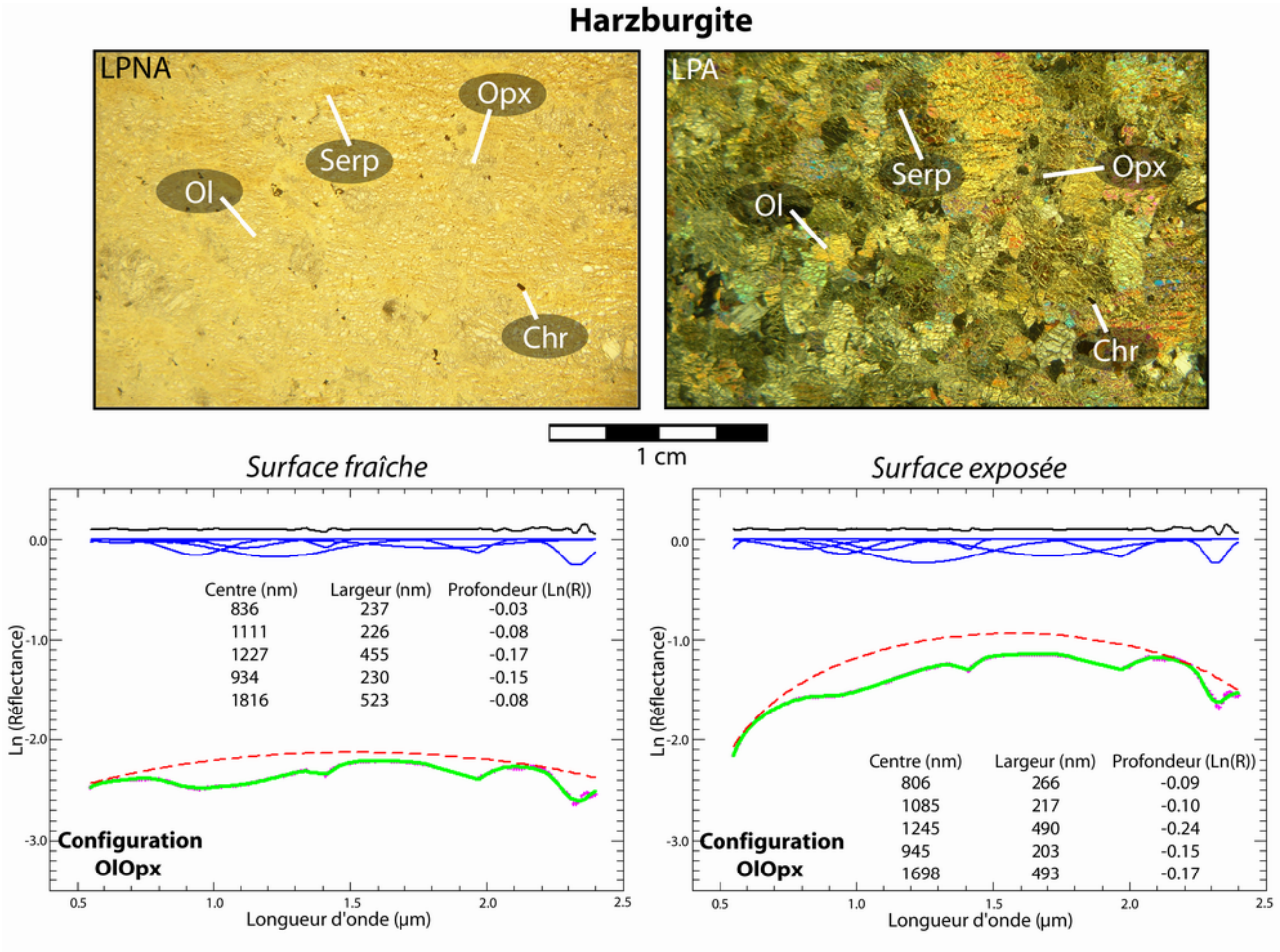

FIG. 7.11 – Harzburgite, en haut : lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA) ; en bas : analyse MGM avec la configuration OlOpx pour la surface fraîche (à gauche) et la surface exposée (à droite). *(Chr=chromite, Serp=serpentine)*

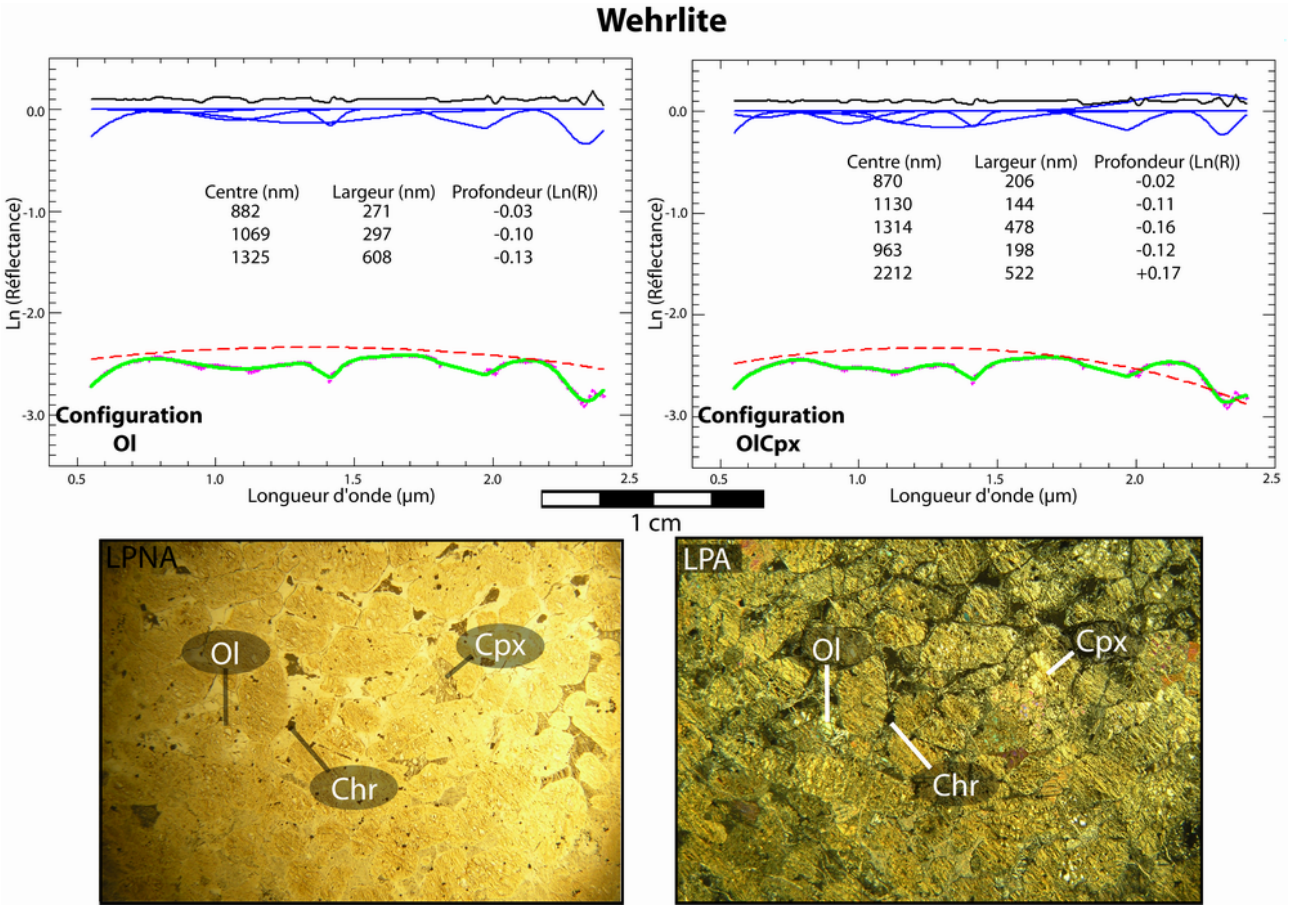

FIG. 7.12 – Wehrlite, en haut : analyse MGM avec la configuration Ol et avec la configuratin OlCpx ; en bas : lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA). *(Chr=chromite)*

non montrée ici, les centres des gaussiennes sont respectivement de 913, 1071 et 1185 nm. La "1250" sort donc des tendances attendues, ce qui n'est pas raisonnable étant donné qu'elle devrait être peu affectée par la présence du pyroxène. Cela confirme donc que cette solution est moins réaliste que celle dédiée au mélange olivine-orthopyroxène.

En termes de composition chimique, le résultat du MGM, représenté dans la figure 7.11, indique que l'olivine a une composition plus proche du pôle forstérite (Fo_{90}). Le pyroxène présente quant à lui un décalage entre le domaine à 1 et 2 µm, ce qui peut s'expliquer par la présence d'olivine (cf. § 5.3.1.3 page 153). Nous restons toutefois dans des compositions pauvres en fer et en calcium. Le rapport entre les profondeurs des deux minéraux peut être utilisé pour déterminer la composition modale du mélange. Pour l'olivine, la valeur est de 0.53, ce qui indique une proportion d'orthopyroxène proche de 25% d'après la figure 5.23 page 157, compatible avec les observations pétrologiques.

Le dernier échantillon correspond à de la wehrlite, c'est-à-dire un mélange olivine et clinopyroxène. A l'affleurement, cette lithologie se présente sous la forme de blocs massifs, ces derniers étant recouverts en surface d'une patine brun clair. En microscopie optique, nous avons déterminé que cet échantillon contient environ 15% de clinopyroxène. Celui-ci est fortement altéré et ne subsiste que localement entre les grains d'olivine (cf. Fig. 7.12). Comme pour la harzburgite, l'olivine est majoritairement transformée en serpentine, comme l'indique la bande d'bsorption développée à 2.3 µm. Les analyses à la microsonde électronique indiquent que le pyroxène est de type diopside, avec des teneurs en fer et calcium similaires au gabbro. L'olivine de cet échantillon contient légèrement moins de fer (Fo_{88-89})

que l'olivine analysée dans la dunite.

Comme nous pouvons le voir sur les deux exemples de la figure 7.12, les différentes solutions mathématiques ne sont pas retenues à l'issue de la procédure automatique, la solution la plus réaliste semblant être celle donnée par la configuration olivine. Cependant, nous sommes alors dans une situation similaire à celle décrite pour l'échantillon de dunite. En effet, il n'existe pas de maximum de réflectance marqué autour de 1.5 µm. Comme précédemment, le centre de la gaussienne "1250" est alors déplacé à une longueur d'onde relativement élevée et les largeurs des trois gaussiennes sont plus importantes que les seuils limites fixés pour les tris. Dans le cas de la configuration Ol-Cpx, le continuum coupe le spectre dans le domaine à 2 µm et le spectre n'est pas suffisamment marqué pour que le MGM puisse placer correctement à la fois l'absorption du clinopyroxène et l'absorption de l'olivine autour de 1050 nm. Ainsi, pour cet échantillon, la combinaison d'une altération *a priori* trop marquée et d'une proportion de clinopyroxène trop faible devant l'olivine empêche la détection directe de la minéralogie primaire.

7.2.3 Mise en oeuvre du MGM et premier constat

Ce travail exploratoire sur quelques échantillons montre que les spectres acquis sur le terrain sont beaucoup plus difficiles à traiter que les spectres de laboratoire. Le Modèle Gaussien Modifié, originalement développé sur des données de laboratoire concernant des spectres présentant des absorptions marquées, permet pourtant d'extraire une information lorsque le spectre est relativement peu creusé, cas des données obtenues en laboratoire sur les roches d'Oman (cf. § 5.4.2 page 167). Pour des spectres obtenus en conditions naturelles, l'altération et la patine jouent cependant un rôle encore plus important en masquant davantage les absorptions. En conséquence, le nombre de spectres pour lesquels les paramètres finaux des gaussiennes différeront des tendances définies dans la littérature sera potentiellement plus élevé. L'expérience acquise sur les spectres les plus extrêmes (*i.e.* ceux ne présentant pas de maximum de réflectance entre les deux domaines de longueur d'onde), notamment en termes de largeurs finales des gaussiennes, sera nécessaire pour passer d'une analyse ponctuelle à une analyse spatiale où l'état d'altération de la roche n'est pas connu.

7.3 Jeu de données pour la cartographie : l'imageur hyperspectral HyMap

7.3.1 Préparation des données

7.3.1.1 Caractéristiques techniques

Dans cette thèse, l'imageur hyperspectral HyMap (Hyperspectral Mapper) a été utilisé pour l'étude du massif ophiolitique de Sumail. Cet imageur de type "whisk-broom" a été conçu pour être embarqué sur des avions légers (Fig. 7.13).

FIG. 7.13 – Imageur hyperspectral HyMap chargé à bord d'un avion *(Crédits : HyVista Corp.)*

Les caractéristiques techniques de l'instrument sont détaillées dans le tableau 7.2 (pour la définition des termes, se reporter § 6.2.1 page 189).

HyMap™

Opérateur	HyVista Corp.			
Constructeur	Integrated Spectronics Pty Ltd.			
FOV	61.3° (512 pixels)			
GIFOV	3 - 10 m			
Signal / Bruit	> 500 : 1			
Nombre de canaux	128			
Détecteurs	VIS	NIR	SWIR 1	SWIR 2
Gamme de longueur d'onde (µm)	0.45 - 0.89	0.89 - 1.35	1.40 - 1.80	1.95 - 2.48
Résolution spectrale (nm)	15	15	13	17

TAB. 7.2 – Caractéristiques techniques principales du spectro-imageur (d'après Cocks *et al.*, 1998)

7.3.1.2 Acquisition des données et pré-traitement

Le survol de décembre 2002 a couvert une région d'environ 1500 km^2 (Pinet *et al.*, 2003). L'altitude de vol choisie a varié entre 3500 et 4000 m ASL[2], ce qui implique des traces de 4 km de large environ. Huit de ces traces ont été effectuées selon un axe NE-SO (60 km de long environ) tandis que trois autres étaient effectuées orthogonalement à cet axe (30 km de long environ, Fig. 7.14). Le recouvrement entre les différentes traces varie de 10 à 75%. Le survol a eu lieu entre dix et 14 heure en heure locale, selon une élévation solaire de 35° à 45° et un azimuth compris entre 150 et 220°.

Les données brutes ont été initialement traitées par HyVista Corp. qui ont fourni au final des cubes en réflectance présentant une résolution au sol de six mètres par pixel. Ces traitements incluent les corrections atmosphériques ATREM (Gao *et al.*, 1993) et EFFORT (Boardman, 1998), les corrections géométriques de la position et de l'orientation des pixels et l'orthorectification basée sur un modèle numérique de terrain ASTER[3].

Etant donné que les conditions d'illumination varient entre les deux côtés d'une trace, une correction supplémentaire a été nécessaire pour obtenir une mosaïque spectralement homogène. Cette correction, appelée "*cross-track*", consiste à diviser chaque canal par une fonction représentative de l'évolution de

[2]Above Sea Level
[3]ASTER, Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

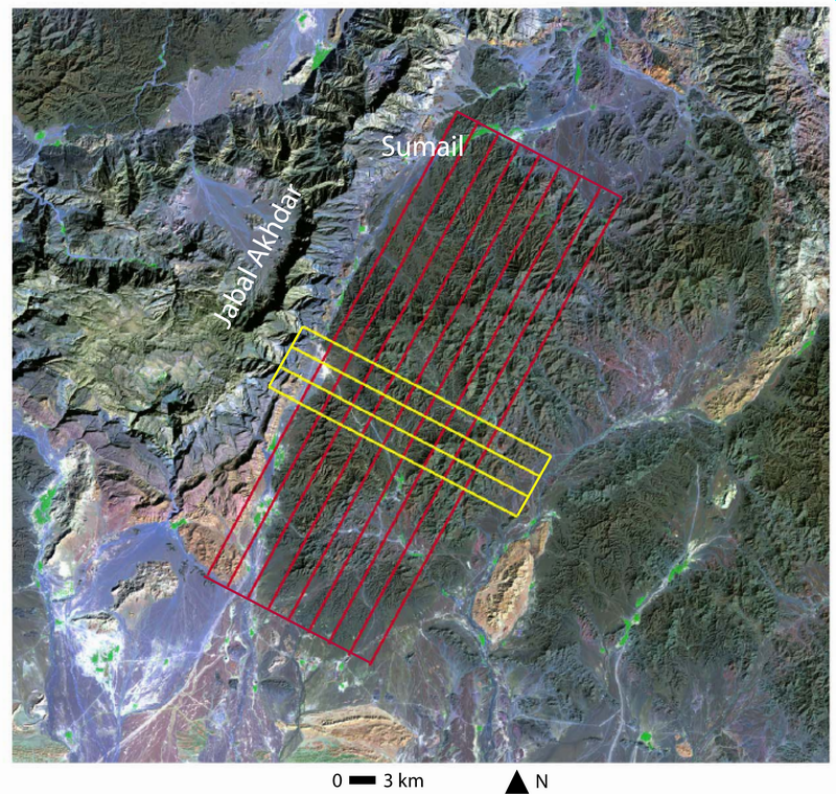

FIG. 7.14 – Localisation des traces acquises pendant le survol de 2002 sur une image Landsat en fond (canaux 7, 4 et 1)

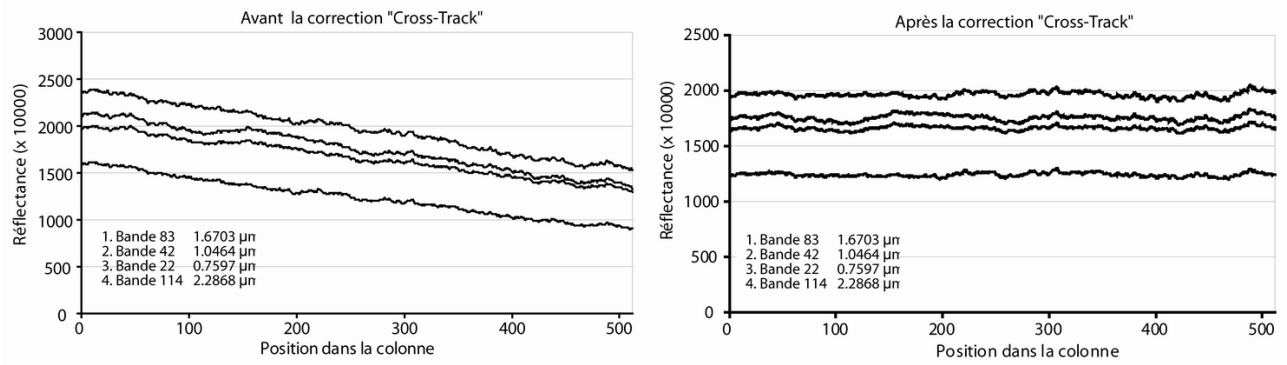

FIG. 7.15 – Effet de la variation de l'illumination sur les valeurs moyennes de réflectance orthogonalement à la trace avant et après correction. Les quatre bandes sont, chacune, choisies dans l'intervalle spectral correspondant à un capteur différent.

la réflectance, liée aux conditions d'observation, orthogonalement à l'axe de la trace. Un exemple est donné sur la figure 7.15. La valeur de réflectance pour chaque position (entre 0 et 512) est obtenue en moyennant toutes les valeurs le long de l'ensemble de la trace. Toutefois, pour ne pas introduire l'influence des effets d'ombrage induits par le relief, la correction s'appuie sur une moyenne calculée uniquement sur les zones présentant une faible pente ($<12°$) et dont l'altitude est comprise entre 400 et 800 mètres, ce qui exclut les massifs montagneux.

Finalement, l'ensemble des données a été assemblé pour former une mosaïque globale. Pour que cette dernière soit spatialement homogène, les données HyMap ont été ajustées sur une image Landsat 7 et environ deux mille points de contrôle ont été utilisés pour établir la correspondance entre deux traces. La visualisation de cette mosaïque est présentée dans le paragraphe suivant.

7.3.2 Premier aperçu cartographique

La figure 7.16 présente une carte de l'albédo à 0.53 µm pour l'ensemble de la mosaïque obtenue précédemment. Les zones claires correspondent notamment aux routes et aux wadis. Les zones les plus sombres soulignent généralement le relief. Il est à noter que dans la partie nord, en trois endroits (cf. ovales sur Fig. 7.16), la réflectance est anormalement faible. Cet effet est lié aux conditions d'acquisition de l'image, la discontinuité entre les traces après correction "cross-track" étant particulièrement nette (*i.e.* présence de nuages ou brume locale, diminuant l'intensité du flux solaire incident reçu).

La figure 7.17 permet de localiser la mosaïque par rapport au contexte géologique. La couverture aéroportée est centrée sur la zone qui a déjà été cartographiée par Amri (1995, voir la figure 2.10 page 30 pour replacer la carte géologique dans le contexte général du massif). Cependant, la mosaïque produite sort des limites de la carte au nord-est et au sud-ouest, direction où elle s'étend sur encore environ vingt kilomètres. Nous pouvons voir que l'observation aéroportée couvre plutôt la section mantellaire au nord-ouest, et plutôt une portion non documentée de la section crustale au sud-est.

Avant d'utiliser notre procédure automatique de façon systématique, nous nous sommes assurés de l'existence d'une variabilité spectrale liée à la minéralogie. Pour cela, la technique des rapports de bandes a été utilisée (cf. § 3.22 page 68). Le résultat est représenté sur la figure 7.18. Sachant que les terrains associés à la croûte sont principalement des gabbros et sont donc riches en clinopyroxène, alors que les roches mantellaires ont une minéralogie principalement contrôlée par un assemblage olivine-orthopyroxène, trois longueurs d'onde ont été choisies pour faire ressortir différentiellement la signature spectrale du clinopyroxène, dont l'influence marquée s'exprime par les teintes rouges sur la figure. Ce marqueur simple mais puissant démontre :

-i) qu'il existe une différence spectrale nette entre les terrains de la section crustale, principalement situés à l'est de la couverture, et la harzburgite qui apparaît en bleu-vert.

-ii) qu'une cartographie détaillée est possible, les contacts entre péridotites (roches mantéliques) et roches crustales étant d'une part très marqués, et des variations subtiles existant d'autre part, à la fois au sein de la section mantellaire et dans la croûte.

Comme il a été expliqué dans le paragraphe sur les rapports de bandes, cette approche donne accés à une information sur la localisation des unités lithologiques les plus riches en clinopyroxène mais ne permet par contre pas de caractériser l'abondance dans la roche et encore moins la composition chimique associée. Il est donc nécessaire d'utiliser le modèle gaussien modifié avec notre procédure. Les résultats sont détaillés dans les deux parties suivantes.

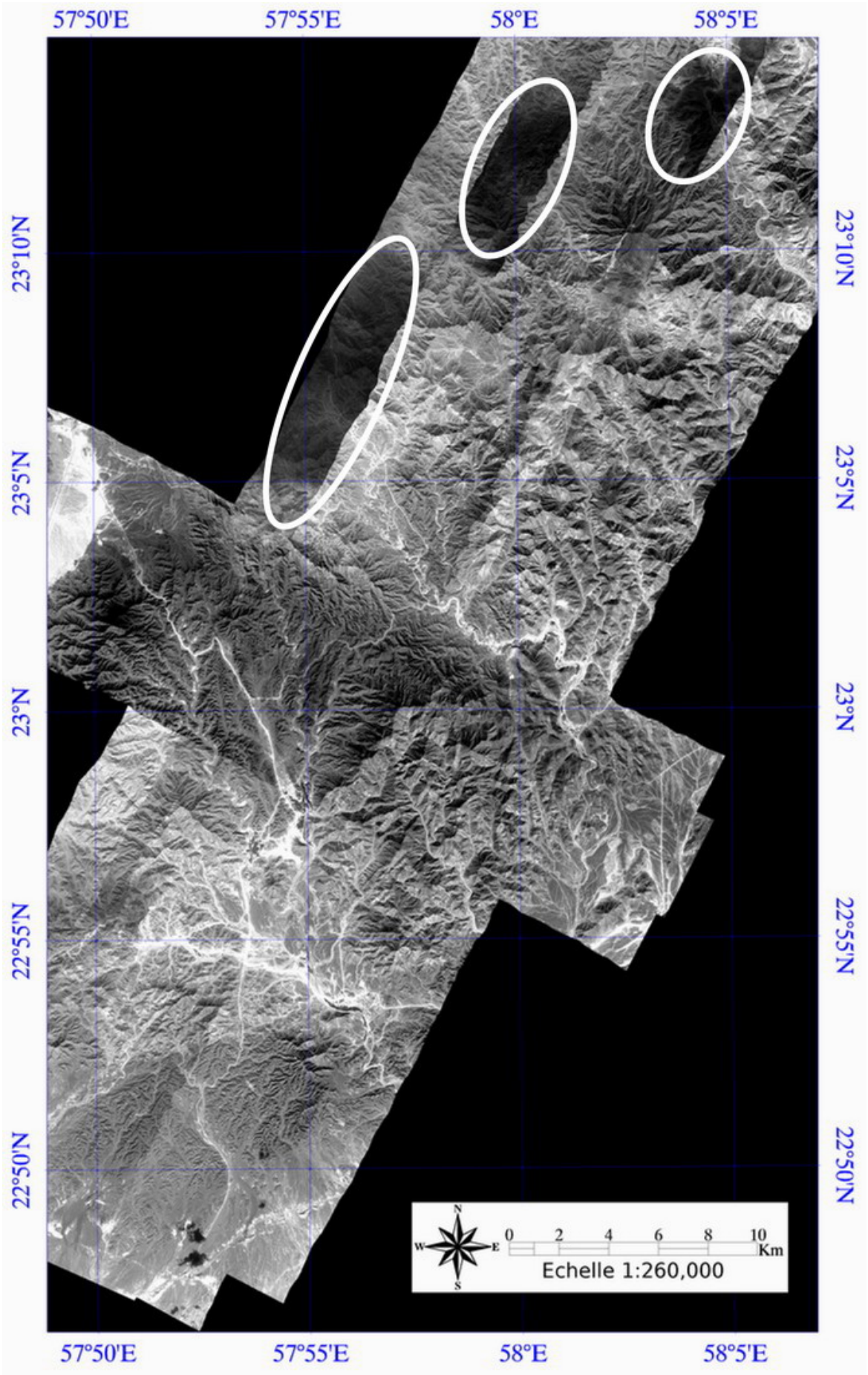

FIG. 7.16 – Mosaïque globale des données HyMap : carte de l'albédo (0.53 µm)

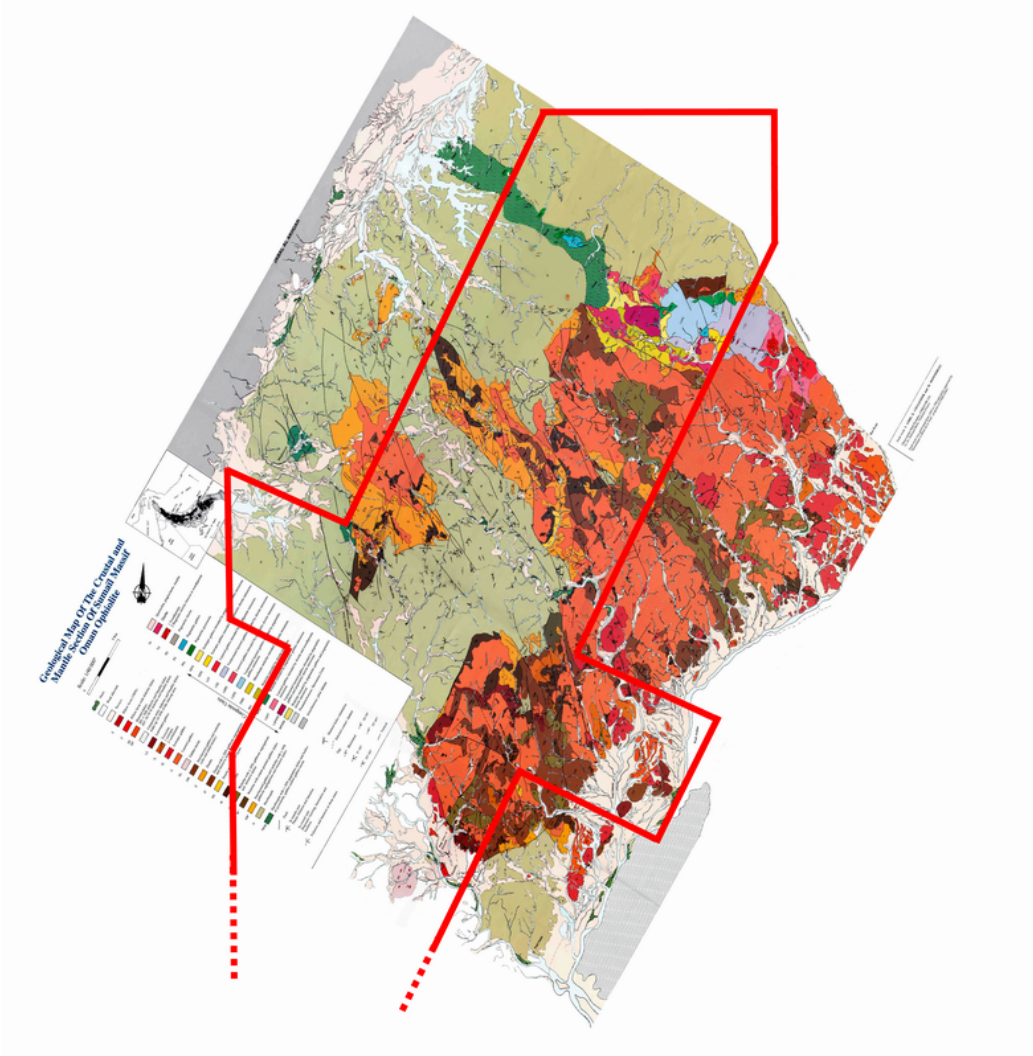

FIG. 7.17 – Localisation de la mosaïque par rapport à la carte géologique d'Amri (1995). Le vert pâle et le jaune correspondent à la section mantellaire et les couleurs roses / rouges aux lithologies crustales.

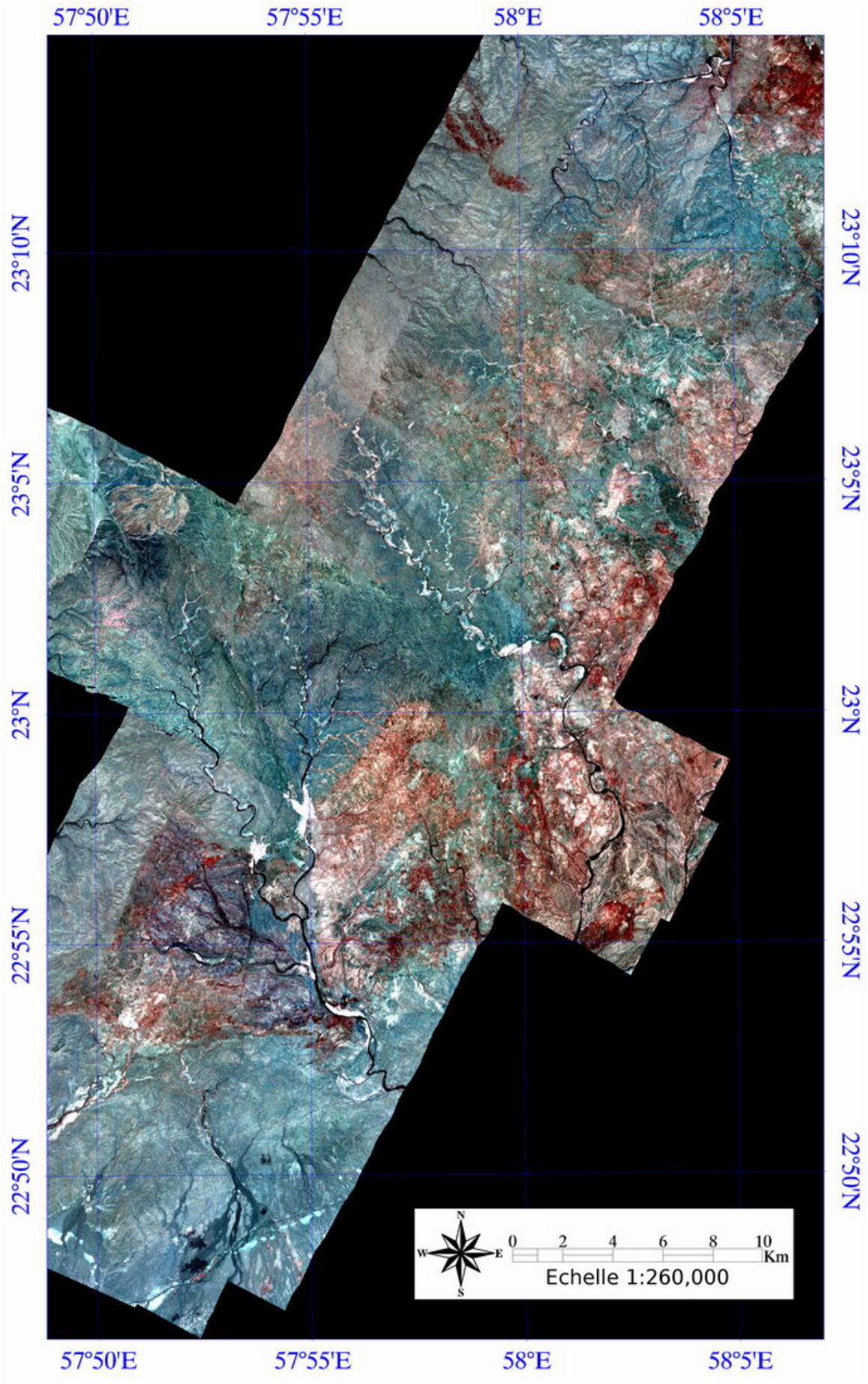

FIG. 7.18 – Mosaïque globale des données HyMap révélant la variabilité spatiale associée aux unités lithologiques en se basant sur les rapports de bandes (R : 0.87/0.74 µm, V : 0.98/0.74 µm et B : 1.03/0.74 µm)

7.4 Analyse spatiale : détection des minéraux mafiques

Dans cette partie, nous allons nous intéresser aux résultats produits par la procédure automatique déjà décrite en terme de détection des différentes minéralogies.

7.4.1 Vérifications préalables à l'analyse systématique

7.4.1.1 Dynamique mesurée du creux d'absorption à 1 µm

La figure 7.19 présente la variabilité de la dynamique mesurée dans le domaine à 1 µm sur l'ensemble du jeu de données. Celle-ci n'est pas homogène puisqu'elle évolue entre 0.002 et 0.35, c'est-à-dire entre des spectres quasiment plats (aplatissement supérieur à 95%, cf. Chap. 4 § 4.4 page 101) et des spectres présentant des absorptions de l'ordre de 0.05 en réflectance (aplatissement d'environ 10%). Les spectres associés aux absorptions les plus faibles correspondent aux wadis, aux oasis et à la zone la plus proche du Djebel Akhdar, massif calcaire situé à l'est de la couverture. Ceux qui à l'inverse ont les absorptions les plus fortes sont notamment situés dans une zone riche en gabbro au nord-est de la carte.

Entre ces valeurs extrêmes, la dynamique mesurée ne semble pas être directement liée à la lithologie. Les harzburgites, comme la section crustale, présentent globalement des profondeurs mesurées comprises entre 0.08 (aplatissement de 80%, en bleu foncé sur la carte) et 0.22 (aplatissement de 45%, en vert sur la carte). Il est tout de même à noter qu'une majeure partie des spectres plus plats se retrouve dans la harzburgite. Sur la base des études méthodologiques et des simulations conduites au chapitre 4 (cf. § 4.3.4 page 91), certaines zones présenteront donc des spectres plats dont la déconvolution MGM posera certainement problème. Lors de l'interprétation des résultats, il faudra en conséquence prendre cet aspect en compte. Inversement, une grande proportion de la couverture présente des absorptions suffisament marquées pour que notre procédure puisse fournir des résultats utiles des points de vue minéralogique et pétrologique.

7.4.1.2 Retrait des pixels ayant un fort résidu quadratique (*rms*)

La procédure systématique a été appliquée à l'ensemble de la couverture hyperspectrale. Nous avons donc obtenu sept mosaïques différentes correspondant aux résultats pour les sept configurations initiales. Avant de chercher à extraire l'information concernant la minéralogie, la seconde étape consiste à s'assurer, par l'examen du résidu quadratique (*rms*), de la qualité de la modélisation mathématique pour chacune des configurations. La démarche est identique à celle utilisée dans le paragraphe 6.4.1.2, à savoir le rejet, pour chaque configuration, des pixels présentant des valeurs de *rms* supérieures au *rms* moyen de la population des pixels augmenté de deux fois l'écart-type. Les résultats sont présentés dans la figure 7.20.

Nous pouvons voir qu'il existe plusieurs types de pixels supprimés de façon quasi systématique. Une partie d'entre eux correspond aux oasis et donc à la présence de végétation (cercle vert). Le second type est associé aux endroits fortement ombragés lors de la mesure (cercle bleu). Les pixels supprimés mettent alors en évidence le relief. Les derniers pixels concernés apparaissent comme des portions essentiellement localisées sur une trace aéroportée, et relèvent très probablement d'un problème lors de l'acquisition des données (brumes locales, nuages,... ; cercle rouge). Des artefacts similaires peuvent exister à d'autres endroits (*e.g.* trace la plus au sud dans le cas de la configuration Ol - Cpx). En plus de ces pixels visibles sur toutes les configurations, il apparaît, suivant la minéralogie testée, des zones particulières pouvant présenter une concentration de pixels avec un fort résidu (*e.g.* zone centrale de

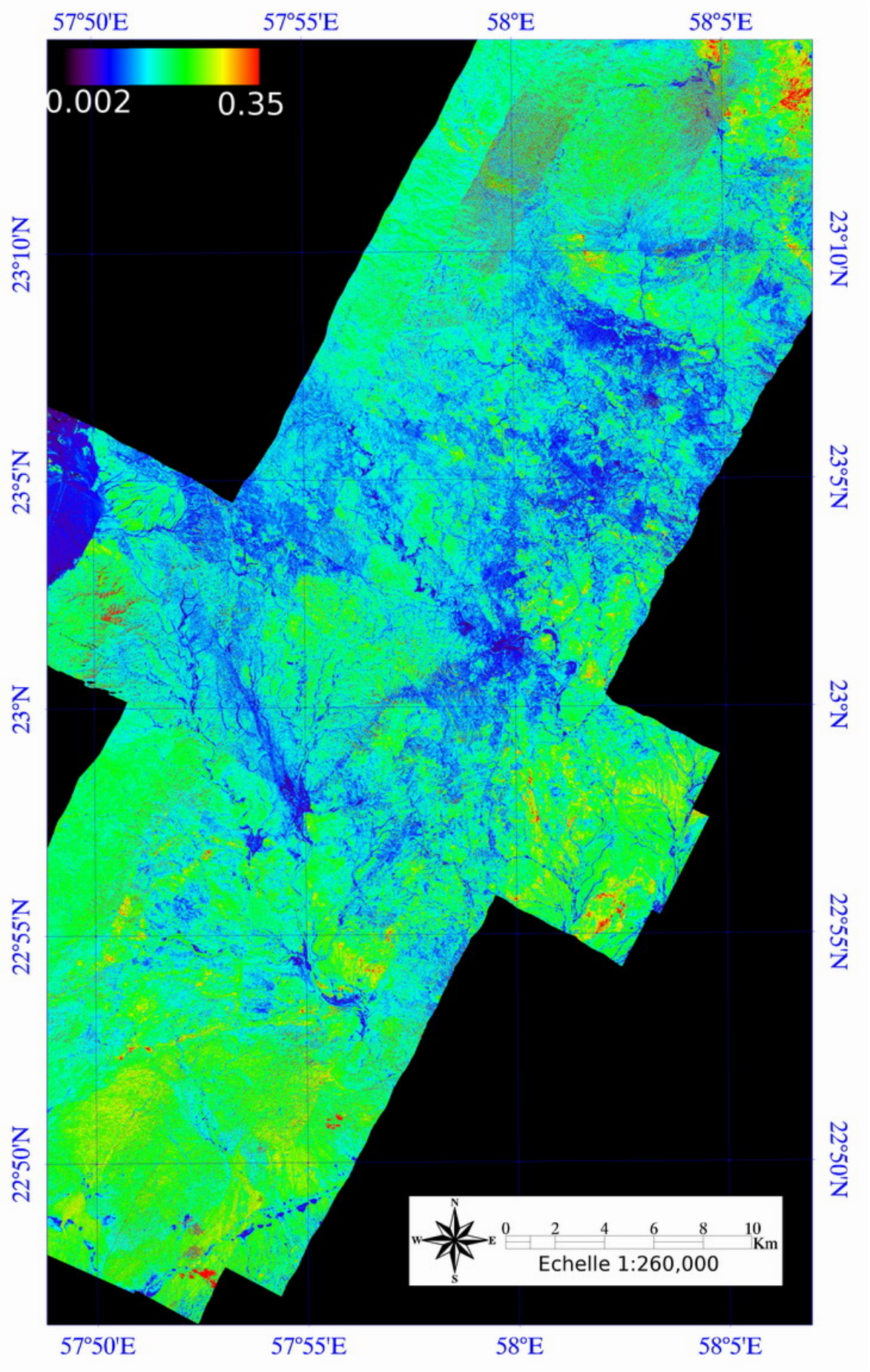

FIG. 7.19 – Mosaïque globale des données HyMap : carte de la dynamique mesurée dans le domaine 1 µm

la configuration Ol - Cpx). Ceci indique simplement que la configuration minéralogique utilisée n'est absolument pas adaptée à ce type de terrain.

Au final, la figure 7.20 montre que les pixels supprimés correspondent aux situations pour lesquelles notre procédure n'est de toute façon pas prévue. Suivant la configuration utilisée, cela correspond de 6 à 8% des pixels, ce qui est plus important que dans le cas des données OMEGA (cf. § 6.4.1.2 page 199). Sur les données restantes, l'information que nous obtiendrons sera donc bien directement liée à la minéralogie. Après avoir fait ces deux vérifications, il est désormais possible de s'intéresser aux résultats concernant la détection des différentes lithologies.

7.4.2 Maximum de réflectance et implications pour les tris

7.4.2.1 Variation spatiale du maximum de réflectance

Pour chaque pixel de la mosaïque HyMap, la position du maximum de réflectance est représentée sur la figure 7.21. Contrairement à ce qui est attendu (cf. § 5.3.1.2 page 152) et à ce que nous avons vu pour Syrtis Major (cf. § 6.4.2.1 page 199), la position de ce maximum ne semble pas être ici directement fonction de la lithologie puisque la valeur est assez homogène sur l'ensemble du massif. De plus, le maximum se produit à des longueurs d'onde très élevées, généralement comprises entre 1500 et 1780 nm. Cela confirme donc ce que nous avons noté pour les spectres de terrain (cf. § 7.2.2.2 page 247).

Une autre hypothèse permettant d'expliquer ce phénomène, non développée dans la partie 7.2.2.2 mais valable d'un point de vue cartographique, invoque un effet photométrique lié aux conditions d'éclairement. En effet, comme le montre la figure 7.22, il existe des différences spectrales entre une surface ensoleillée et une surface à l'ombre. Toutefois, le maximum de réflectance ne semble pas être directement modifié, en accord avec la carte 7.21 sur laquelle nous ne notons pas de nette différence entre les flancs opposés du relief. On observe par contre que le petit évasement à droite de l'absorption atmosphérique, déjà mentionné pour les spectres de terrain réalisés sur des surfaces exposées présentant une patine se retrouve ici sur le spectre ombragé. Ceci pourrait s'expliquer par un effet accru d'hydratation ou d'humidité locale.

Quelques zones atypiques présentent des valeurs plus faibles, mais celles-ci ne correspondent pas à des situations permettant d'étudier correctement la minéralogie (*e.g.* cf. Fig 7.20). Ce maximum fortement décalé implique que la largeur de la figure d'absorption est importante partout, et ce même dans les régions où l'olivine n'intervient pas dans l'assemblage minéralogique de la roche. Comme nous allons le voir dans le paragraphe suivant, cela peut avoir un impact important sur la déconvolution.

7.4.2.2 Implication pour l'analyse de spectres HyMap

Trois spectres représentatifs des principales lithologies ont été extraits de la mosaïque (cf. Fig. 7.23). Dans la partie 7.2.2, nous avons vu que les spectres de terrain sont marqués par la présence de l'atmosphère. Ils présentent deux creux, respectivement aux alentours de 1.4 et 1.8-1.9 µm. Pour les données HyMap, le trajet parcouru dans l'atmosphère par le rayonnement lumineux avant d'être analysé par le capteur est plus important que dans le cas des mesures *in situ*. Les absorptions atmosphériques sont donc plus prononcées et perturbent davantage le signal spectral. Comme le montrent les spectres de la figure 7.23, le creux à 1.4 µm est alors particulièrement profond. De plus, bien que ce creux présente une largeur faible, un évasement asymétrique existe. Celui-ci diminue les valeurs de réflectance jusqu'à 1.55-1.6 µm et pourrait causer le décalage du maximum de réflectance, tout comme l'élargissement de la figure d'absorption.

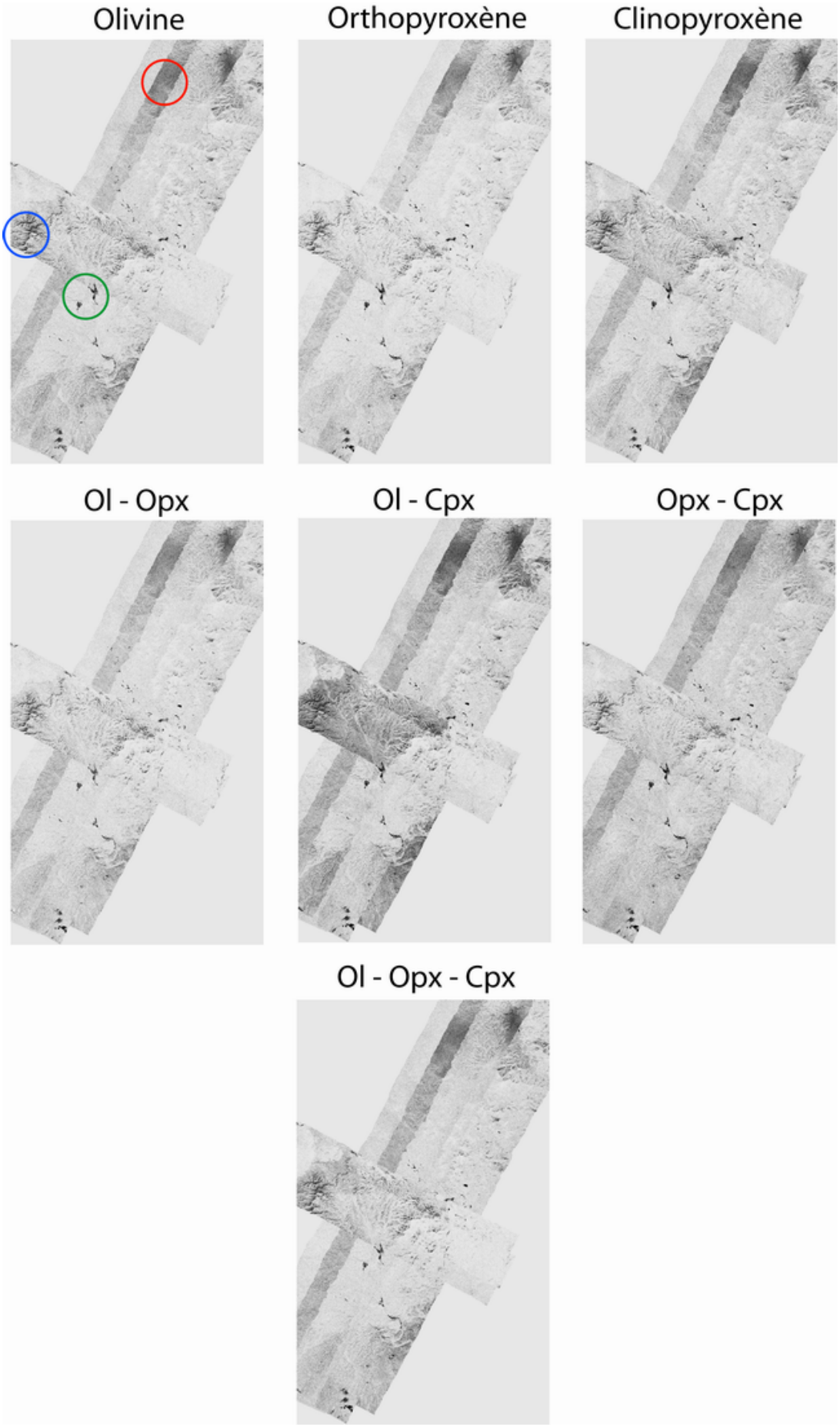

FIG. 7.20 – Cartes des pixels présentant un fort *rms* pour chacune des configurations (pixels en noir)

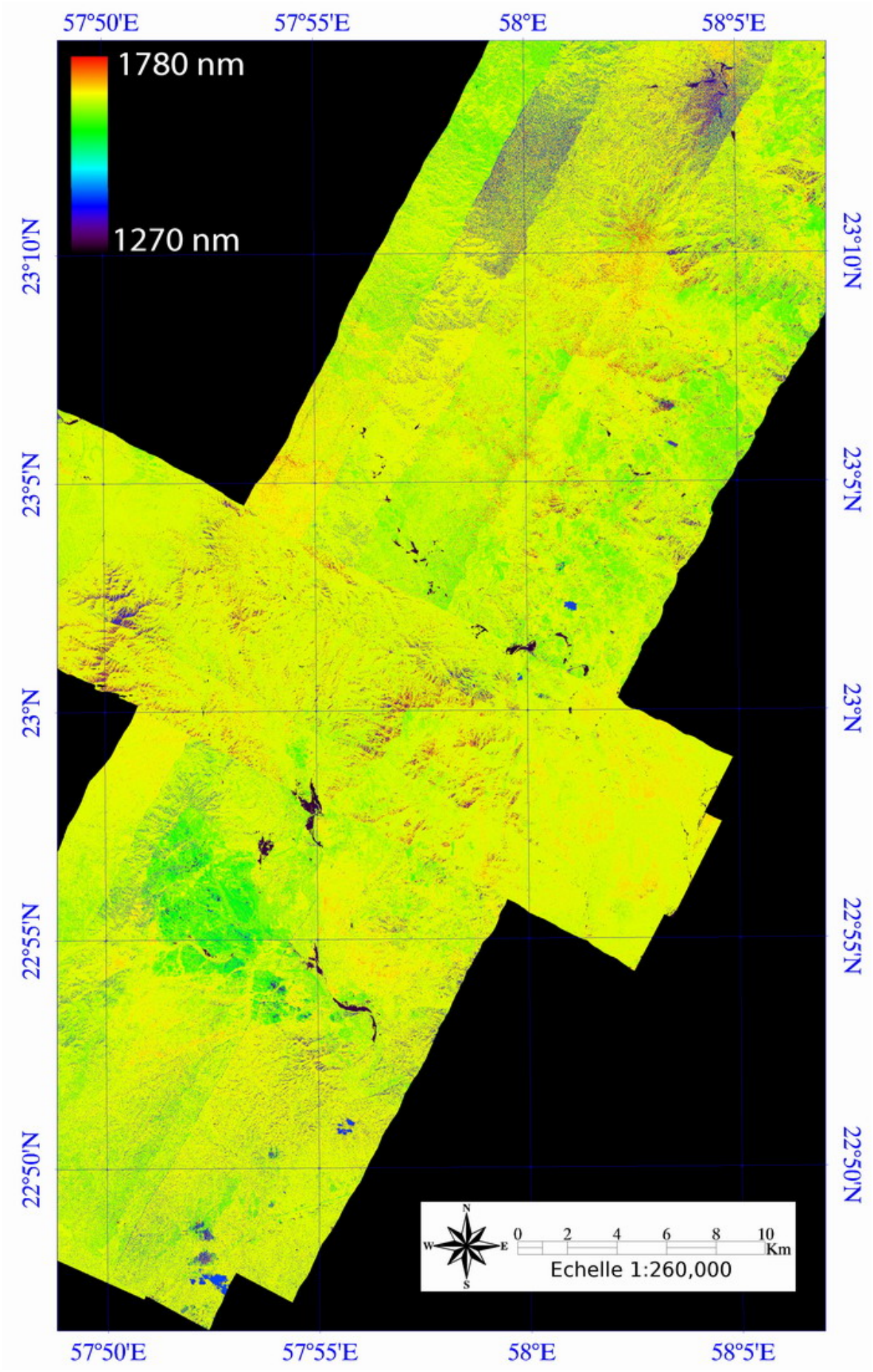

FIG. 7.21 – Position du maximum de réflectance autour de 1.5 µm

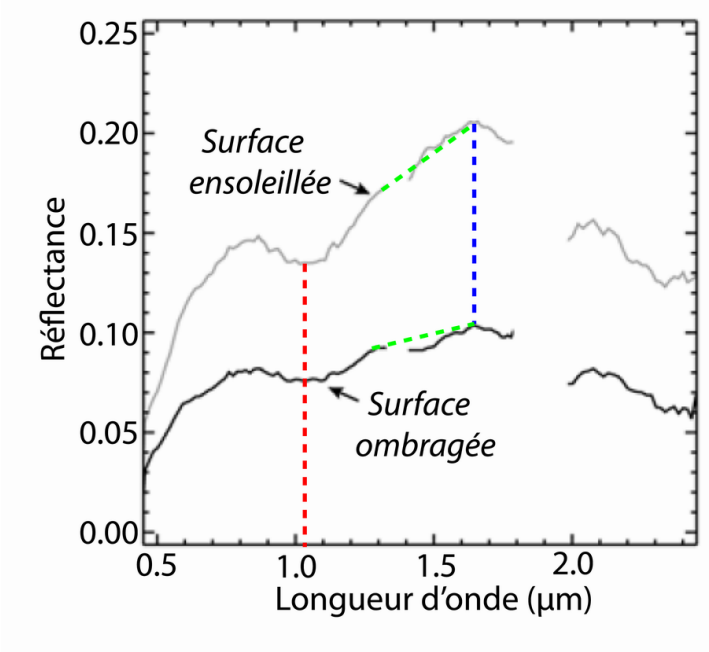

FIG. 7.22 – Comparaison entre deux spectres HyMap acquis sur une surface ensoleillée et une surface ombragée (gabbro dans les deux cas, adapté de Roy *et al.* (2008)

Le premier spectre, représenté sur le diagramme *a* de la figure 7.23, correspond à l'affleurement où l'échantillon de dunite a été prélevé (cf. Fig 7.2 et 7.8). Nous pouvons voir que le maximum de réflectance est proche de 1.6 µm. La gaussienne "atmosphérique" que nous avons définie (cf. § 4.3.2.2 page 87) ne peut modéliser que la partie étroite et profonde de l'absorption à 1.4 µm. Pour prendre en compte l'évasement peu profond mais large entre 1.4 et 1.6 µm , le MGM, dans sa configuration actuelle, est amené à adapter alors les paramètres des gaussiennes "minéralogiques" qui peuvent, soit être décalées vers des longueurs d'onde plus élevées, soit présenter des largeurs artificiellement accrues.

Sur l'exemple du spectre de dunite, la gaussienne "1050" a une largeur de 298 nm, excédant la limite fixée pour les tris (250 nm). De façon similaire, la gaussienne "1250" a une largeur proche de la limite supérieure fixée en laboratoire (578 nm pour une limite à 600 nm). Dans cette situation, deux gaussiennes présentent donc des largeurs anormales. Cependant, malgré ce biais, les positions des centres des trois gaussiennes restent en accord avec ce qui est attendu pour ce type de composition chimique (Fo_{90-91}). La solution mathématique, même si elle n'est pas parfaite, permet donc d'obtenir une information sur la minéralogie. Au vu de cette analyse critique et connaissant les lithologies en jeu, nous avons décidé d'adapter l'intervalle autorisé pour les largeurs possibles. Ainsi, la largeur de la gaussienne "1050" a été fixée à 300 nm dans le cas du traitement des données aéroportées HyMap.

Lorsque les spectres présentent des absorptions peu prononcées, cas des données obtenues en Oman, il est parfois difficile pour le MGM de placer correctement les gaussiennes. La configuration dédiée à l'olivine possède trois absorptions dans le domaine à 1 µm et est celle qui est la moins affectée par le décalage en centre et/ou en largeur, les trois gaussiennes pouvant respecter les critères de tri même s'il ne s'agit pas de la bonne minéralogie. Pour la mosaïque HyMap, nous devons donc prendre ce fait en compte. Ainsi, lorsque plusieurs configurations seront possibles, la configuration olivine sera écartée si elle est associée à une (ou des) configuration(s) trop différente(s) (*e.g.* la configuration Ol sera rejetée si elle est associée à celle du Cpx ; elle sera acceptée si elle est associée à la configuration Ol-Opx).

Le spectre suivant, sur le diagramme *b* de la figure 7.23, correspond à un gabbro. Il est modélisé dans un premier temps en utilisant la configuration dédiée au clinopyroxène seul. Comme pour l'olivine,

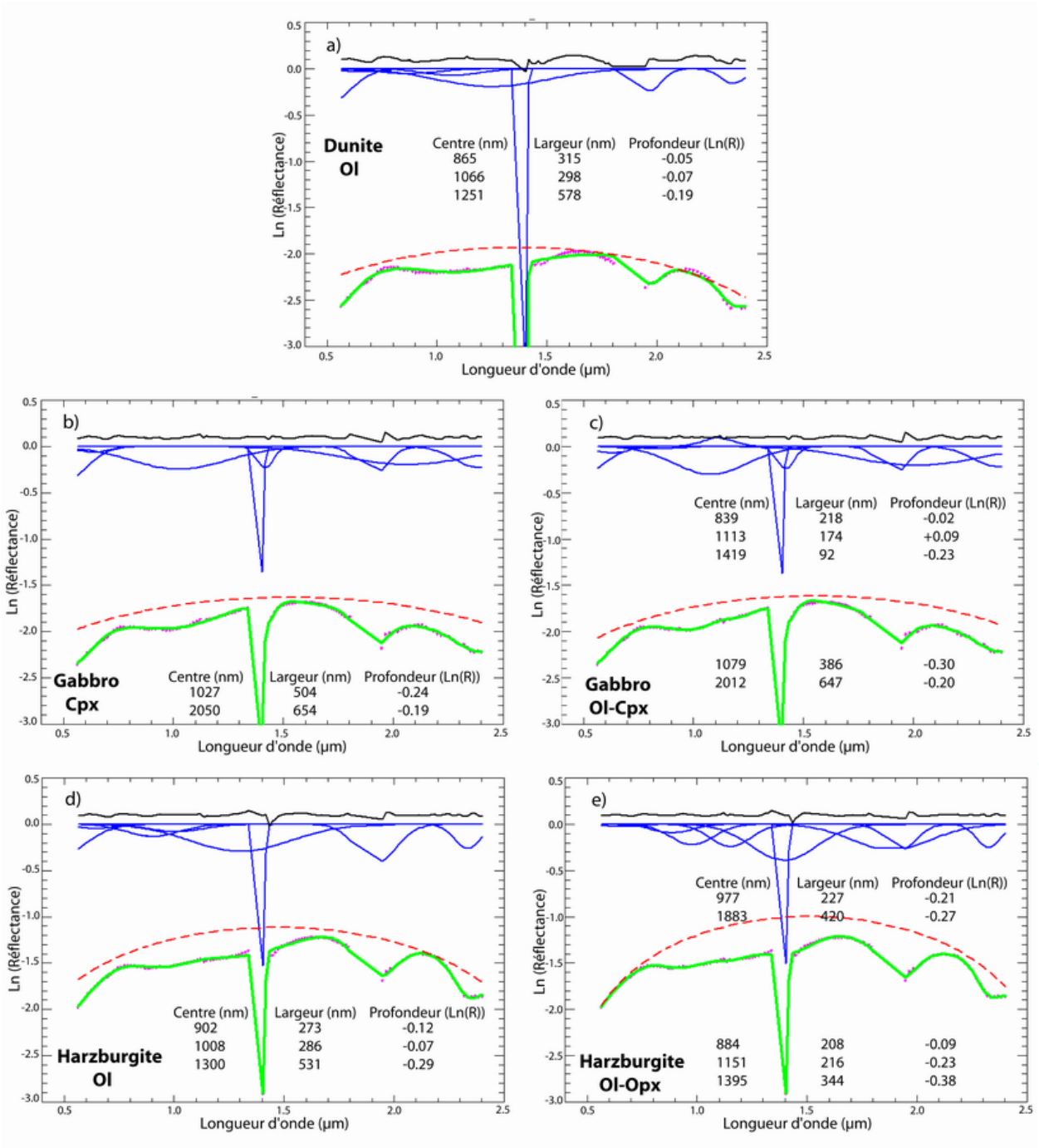

FIG. 7.23 – Résultats MGM pour des spectres HyMap représentatifs des différentes lithologies : *a)* dunite, *b)* et *c)* gabbro et *d)* et *e)* harzburgite. On notera que les modélisations ne sont pas totalement satisfaisantes, les résidus variant fortement le long du domaine spectral.

nous constatons que la largeur de la gaussienne est extrêmement importante (504 nm). Elle excède largement la limite de 300 nm fixée pour les tris. Nous notons de plus que la seconde gaussienne, la "1200", est décalée à des longueurs d'onde plus élevées pour modéliser l'évasement résiduel lié à l'absorption atmosphérique discuté précédemment.

La modélisation représentée dans le diagramme *c* montre que la configuration olivine-clinopyroxène est aussi rejetée. Cette fois, elle l'est non seulement en raison des paramètres de largeur mais aussi en raison des critères de centre et de profondeur qui ne sont pas respectés. Ainsi, nous savons d'une part que cette lithologie devrait être modélisée avec la configuration Cpx et, d'autre part, qu'il n'existe pas d'ambiguïté avec la configuration Ol-Cpx. Pour nous adapter à cette situation et traiter correctement les spectres correspondant à du gabbro, nous avons donc décidé d'augmenter la limite supérieure des tris concernant la largeur de la gaussienne du clinopyroxène dans le cas des données HyMap sur l'Oman. Elle sera donc fixée à 550 nm pour la suite de ce chapitre.

Le dernier exemple de spectre, pour la figure 7.23, correspond à une harzburgite. Pour la configuration dédiée à l'olivine seule, l'effet de l'absorption atmosphérique sur les paramètres des gaussiennes est similaire à celui décrit pour le spectre de dunite. Toutefois, en plus des largeurs importantes, la gaussienne "1250" se retrouve décalée à 1300 nm. Lorsque ce spectre est modélisé avec une configuration Ol-Opx (diagramme *e*), nous constatons cette fois que la largeur des gaussiennes n'est pas affectée. Elles sont par contre toutes décalées vers les plus hautes longueurs d'onde. Pour pallier cet effet, nous avons choisi d'élargir la limite de tri pour la position du centre de la gaussienne "1050" de l'olivine, en la portant à 1175 nm. Sur cet exemple précis, la gaussienne à 1 µm de l'orthopyroxène est aussi fortement décalée et se situe à des absorptions correspondant au clinopyroxène. Cette configuration ne sera donc pas retenue. Ainsi, pour certains pixels correspondant à de la harzburgite, seule la configuration olivine sera alors validée.

Le choix d'élargir les critères de tri pour retrouver les bonnes minéralogies implique que les solutions mathématiques ne correspondent pas forcément à la vérité expérimentale reposant sur les données limitées disponibles et certains des paramètres des gaussiennes peuvent différer des valeurs expérimentales caractérisant les absorptions. Dans le temps imparti pour cette thèse, il n'a pas été possible de corriger ce problème.

7.4.3 Résultats de la procédure automatique : aspect cartographique

7.4.3.1 Configurations validées

L'ensemble des données HyMap a été traité avec les sept configurations (cf. §7.4.1.2). La majeure partie de la région est correctement modélisée avec une configuration unique par pixel qui diffère en fonction des lithologies, comme nous allons le voir dans la section 7.4.3.2.

Cependant, dans la partie centrale du massif, correspondant à la zone harzburgitique, deux configurations sont retenues. Il s'agit de celles respectivement dédiées à l'olivine seule et au mélange olivine-orthopyroxène, ce qui est réaliste en terme de minéralogie. A partir des analyses en microscopie optique, nous avons en effet constaté que cette lithologie est majoritairement dominée par l'olivine, associée à l'orthopyroxène (cf. §7.2.2). Lorsque cette ambiguïté se présentera, la configuration dédiée au mélange des deux minéraux sera donc conservée. Des situations similaires peuvent également se présenter pour d'autres configurations (*e.g.* Opx-Cpx et Cpx, Ol-Cpx et Ol,...). Toutefois, celles-ci ne seront rencontrées que ponctuellement sur l'ensemble de la mosaïque. L'assemblage minéralogique conservé sera alors le plus complexe (cf. annexe page 311).

Enfin, il existe quelques pixels qui sont modélisés avec trois ou quatre configurations. Ils apparaissent notamment dans la partie crustale la plus au sud (22° 55' N, 57° 52' E). Etant donné que ces pixels ne forment pas des unités spatialement cohérentes, le choix a été fait de les écarter dans la suite du processus de cartographie.

7.4.3.2 Minéralogie dominante et composition modale

A partir des résultats décrits précédemment et de la même façon que pour Syrtis Major (cf. § 6.4.2.2 page 204), il devient donc possible d'établir, sur la base de la déconvolution MGM, une première cartographie des assemblages minéralogiques dominants. La figure 7.24 montre que nous pouvons distinguer deux grandes régions à l'échelle de la mosaïque. La première correspond aux pixels de couleur bleu ciel qui sont situés principalement à l'ouest et au sud du massif. La minéralogie associée est celle de la harzburgite, ce qui est cohérent avec la localisation de cette unité lithologique par les méthodes traditionnelles (cf. § 2.3.2.2 page 29). La seconde région est représentée, quant à elle, par les pixels rouges, c'est-à-dire par des roches riches en clinopyroxène. Ce type de roche apparaît à l'est du massif de Sumail, en accord avec la localisation basée sur la géologie de terrain de la séquence crustale. Etant donné que la teneur en plagioclase ne nous est pas accessible, nous ne pourrons différencier les gabbros des clinopyroxénites, un constat déjà fait avec l'approche de Roy *et al.* (2008).

Au premier ordre, la procédure de cartographie automatique différencie donc bien les deux grandes unités lithologiques du massif et révèle des variations. Il est particulièrement intéressant de mettre en évidence de façon spectrale la présence de clinopyroxène dans l'unité en forme de "trident" présente au sein de la section mantellaire (cf. encadré A, Fig. 7.24), détection vérifiée ensuite sur le terrain situé dans une zone difficile d'accès et non étudiée jusqu'alors (cf. § 7.6 page 280), et confortée par une approche spectrale indépendante (Roy *et al.*, 2008).

Nous notons toutefois qu'au sein de la partie crustale un grand nombre de pixels ressortent en bleu foncé. Cela indiquerait *a priori* une composition de type dunite, contraire à la définition même des roches de cette unité (cf. § 2.3.2.1 page 26). Pour la majeure partie de ces pixels, il s'agit certainement d'une détection erronée liée aux raisons détaillées dans le paragraphe 7.4.2. A droite de la limite en pointillés (cf. Fig. 7.24), ces pixels sont sujets à caution et, en l'état, nous ne validons pas leur classification, notamment dans le cas des unités étendues (*e.g.* ovale en pointillés situé le plus à l'Est). Le mélange olivine-clinopyroxène peut par contre être trouvé localement et pourrait indiquer géologiquement l'existence d'intrusions de wehrlite. La présence d'une unité particulière de ce type (cf. encadré B, Fig. 7.24) a en effet été validée par une étude de terrain, étude qui a de plus permis de caractériser de façon très précise la pétrologie des roches présentes (voir la publication reprise section 7.6 page 280).

Enfin, il existe quelques pixels qui sont représentatifs d'une minéralogie comprenant les deux pyroxènes (en jaune) indicative de la présence de webstérite. Ils sont situés dans la partie crustale la plus au nord et sur quelques affleurements dans la partie centrale (ovales en traits pleins sur la figure 7.24).

A partir de cette carte des assemblages minéralogiques dominants, nous pouvons explorer l'existence ou non de variations de composition modale à l'échelle du massif. Pour cela, une composition colorée a été préparée en utilisant les profondeurs des gaussiennes des trois minéraux. La figure 7.25 permet ainsi de retrouver les deux grandes unités lithologiques en reprenant un codage couleur similaire à la figure 7.24 (séquence mantellaire en cyan et séquence crustale en rouge). Cette représentation n'est cependant pas la plus pertinente pour exploiter l'information quantitative tirée de l'approche MGM, les variations fines de composition des roches, notamment au sein de la harzburgite, n'étant par exemple pas apparentes. Nous étudierons donc ces variations un peu plus en détail dans la section suivante.

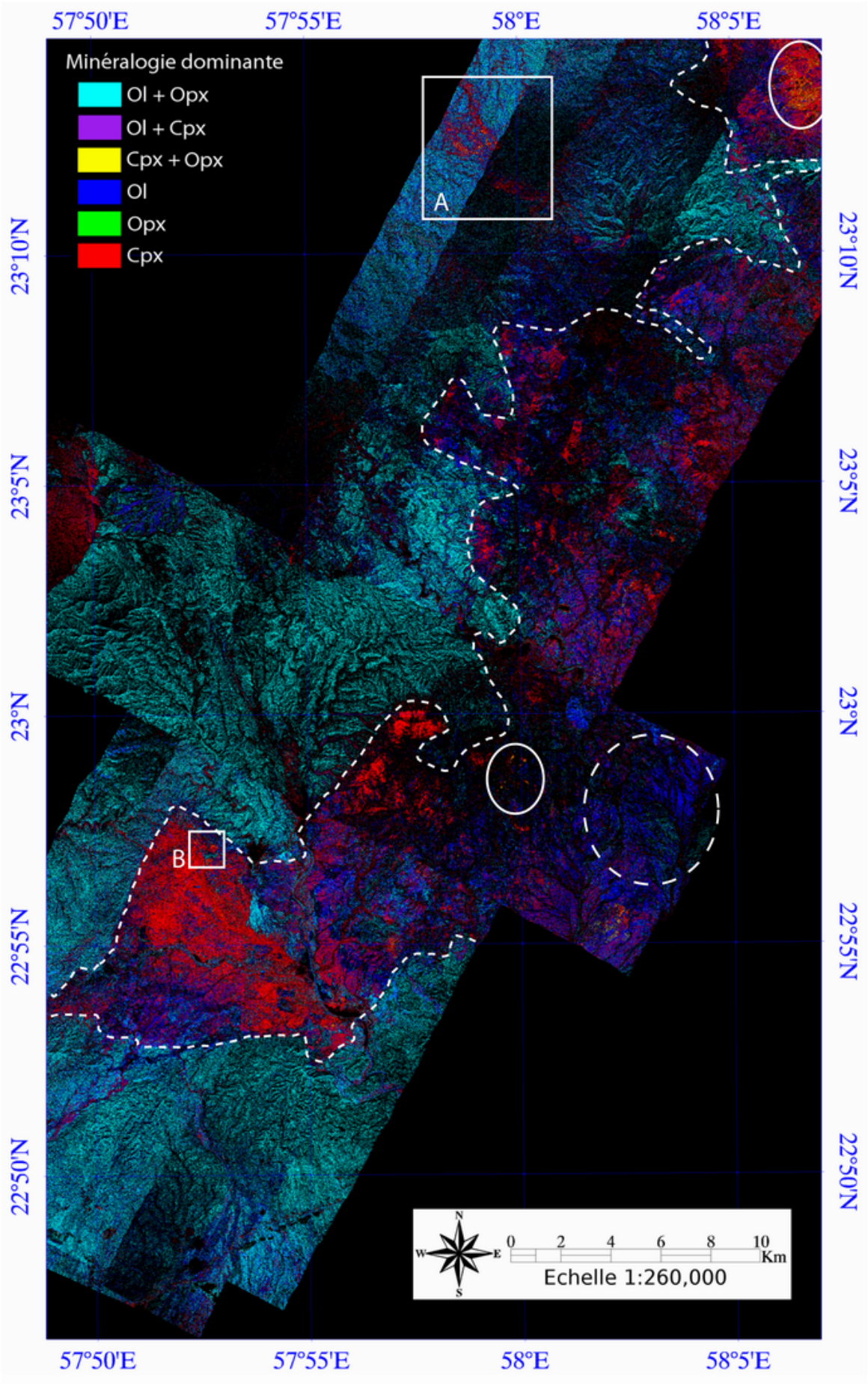

FIG. 7.24 – Minéralogie dominante pour chaque pixel, d'après les configurations validées. La limite en pointillés marque approximativement la frontière entre la section mantellaire (à l'ouest) et la section crustale (à l'est).

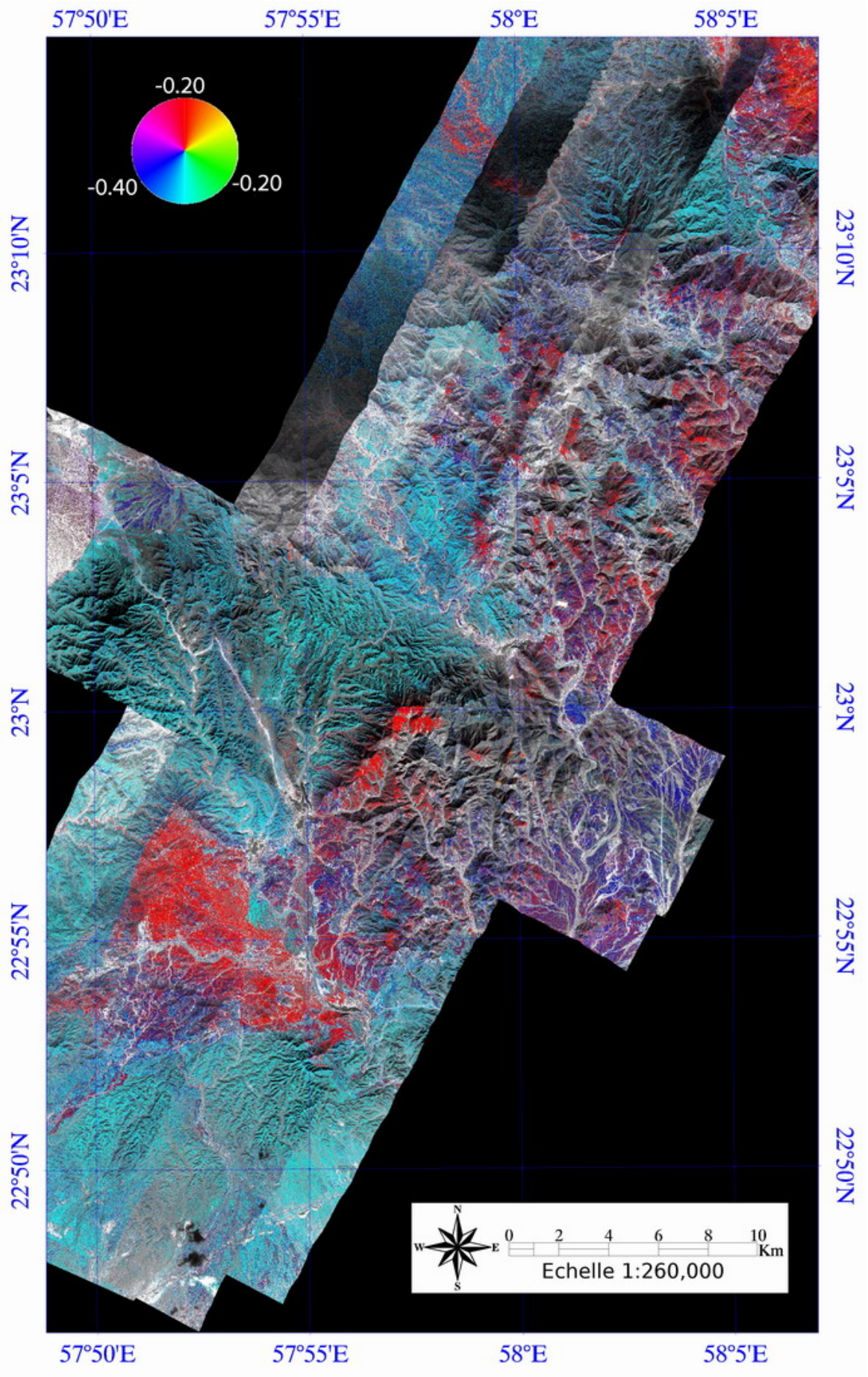

FIG. 7.25 – Composition colorée des profondeurs des gaussiennes associées au clinopyroxène (domaine 1 µm, rouge), à l'orthopyroxène (domaine 1 µm, vert) et à l'olivine (gaussienne "1250", bleu). Les pixels non modélisés sont remplacés par l'albédo à 0.53 µm.

7.4.4 Composition modale de la harzburgite

A la différence de la situation étudiée dans le cas de l'édifice volcanique de Syrtis Major, où nous avons caractérisé la composition modale de laves riches en clinopyroxène et olivine (cf. § 6.4.2.3 page 210), le mélange dominant ici est celui associé aux harzburgites. Nous avons vu dans le paragraphe précédent que les variations de composition ne sont pas forcément détectables sur la base de la composition colorée. Comme pour les spectres de laboratoire (cf. § 5.3.1.3 page 153), les profondeurs des gaussiennes des deux minéraux seront donc utilisées.

La carte de la figure 7.26 présente la variation spatiale du rapport $\frac{Prof_{Ol}}{Prof_{Ol}+Prof_{Opx}}$, où $Prof_{Ol}$ correspond à la profondeur de la gaussienne "1250" de l'olivine et $Prof_{Opx}$ à la gaussienne "900" de l'orthopyroxène. Il apparaît que les valeurs évoluent principalement entre 0.62 et 0.76, ce qui correspondrait à une proportion comprise entre 81% et 91% d'olivine dans le mélange (d'après la figure 5.23 page 157). Ce premier résultat est cohérent avec l'analyse en microscopie optique effectuée sur la lame mince présenté dans la figure 7.11 page 249. En outre, la figure 7.26 révèle, pour la première fois, au sein de la section mantellaire une variabilité spatiale organisée du rapport des profondeurs et donc de la proportion relative des deux minéraux qui souligne notamment la faille de Muqbariah.

Pour évaluer le lien entre cette observation spectrale et la réalité géologique, nous avons prélevé des échantillons de façon systématique sur deux profils. Ces derniers, dénommés respectivement *P1* et *P3*, sont localisés dans le cadre rouge de la figure 7.26. Un agrandissement de la carte permet de les situer précisément (Fig. 7.27). Le profil *P1*, orienté sensiblement ouest-est, est normal à la zone de cisaillement de Muqbariah. Le profil *P3* est quant à lui globalement perpendiculaire au profil *P1*, soit une orientation presque nord-sud, et traverse la harzburgite jusqu'à la base de la section crustale. Lors de la campagne de Mars 2007, quarante deux échantillons ont été prélevés sur le premier profil et trente-six sur le second, selon un pas d'échantillonnage spatial de l'ordre de 100 à 200m, et avec un géoréférencement très précis par positionnement GPS. Chaque échantillon a été broyé finement afin d'obtenir une poudre homogène. L'analyse roche totale par fluorescence X a ensuite été menée par le centre SPIN[4] à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de S^t Etienne. Les compositions exactes des échantillons ont ainsi pu être déterminées.

La figure 7.28 présente les teneurs relatives en olivine, orthopyroxène et serpentine pour l'ensemble des échantillons des profils *P1* (orange) et *P3* (vert). La quasi-totalité d'entre eux a une teneur en orthopyroxène inférieure à 20%. Nous notons également que les échantillons sont globalement tous fortement serpentinisés, le taux de serpentinisation étant généralement de l'ordre de 40-60%. Dans la suite, nous ne considérerons pas cette altération, et les variations de composition de la roche seront directement discutées en termes de minéraux primaires sur la base des absorptions liées à l'ion Fe^{2+} telles que décrites par le MGM (voir aussi *§* 3.3.2.2 page 57). La figure 7.29 présente quant à elle l'évolution de cette composition le long des deux profils. Il apparaît que l'olivine et l'orthopyroxène ont une évolution inverse et que la perte au feu ne représentent jamais plus de 10% en poids (ce qui implique plus en termes de volume). Les analyses montrent également que le profil *P3* est globalement plus homogène que le profil *P1*, ce dernier présentant un écart de plus de 25% entre la teneur la plus forte et la plus faible en olivine.

Nous avons cherché, en première investigation à comparer ces résultats obtenus par des moyens analytiques traditionnels appliqués aux échantillons à ceux obtenus à partir de l'analyse des données hyperspectrales fournies par l'observation aéroportée. Ainsi, pour chaque pixel associé à un échantillon, et malgré le changement d'échelle évident, la teneur locale (c'est-à-dire la valeur pixellaire) en olivine

[4]Centre Sciences et Processus Industriels et Naturels

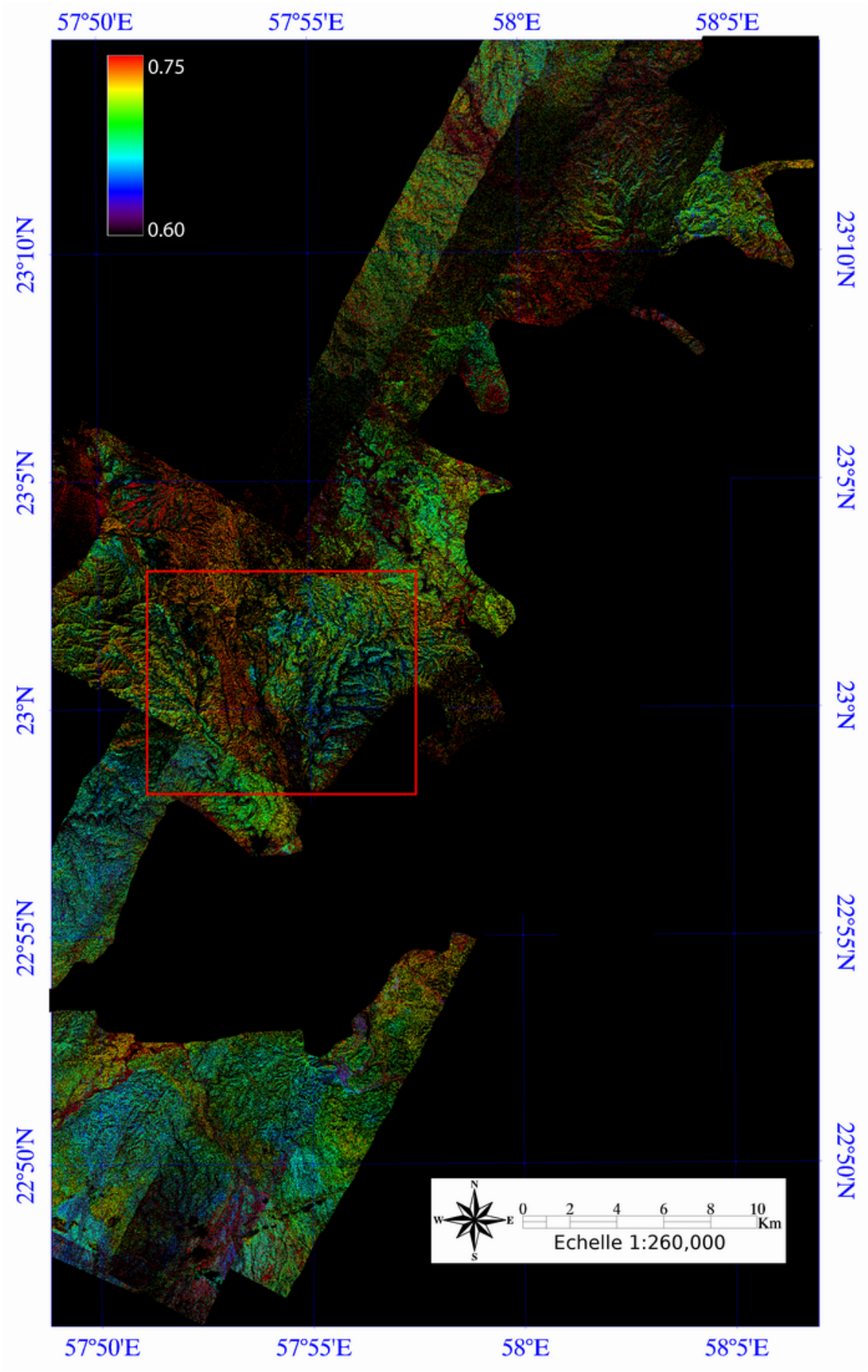

FIG. 7.26 – Variation spatiale du rapport $\frac{Prof_{Ol}}{Prof_{Ol}+Prof_{Opx}}$ pour l'ensemble de la mosaïque HyMap. En bleu apparaîssent les zones plus riches en orthopyroxène, en blanc celles plus riches en olivine. Le cadre rouge correspond au zoom de la figure 7.27.

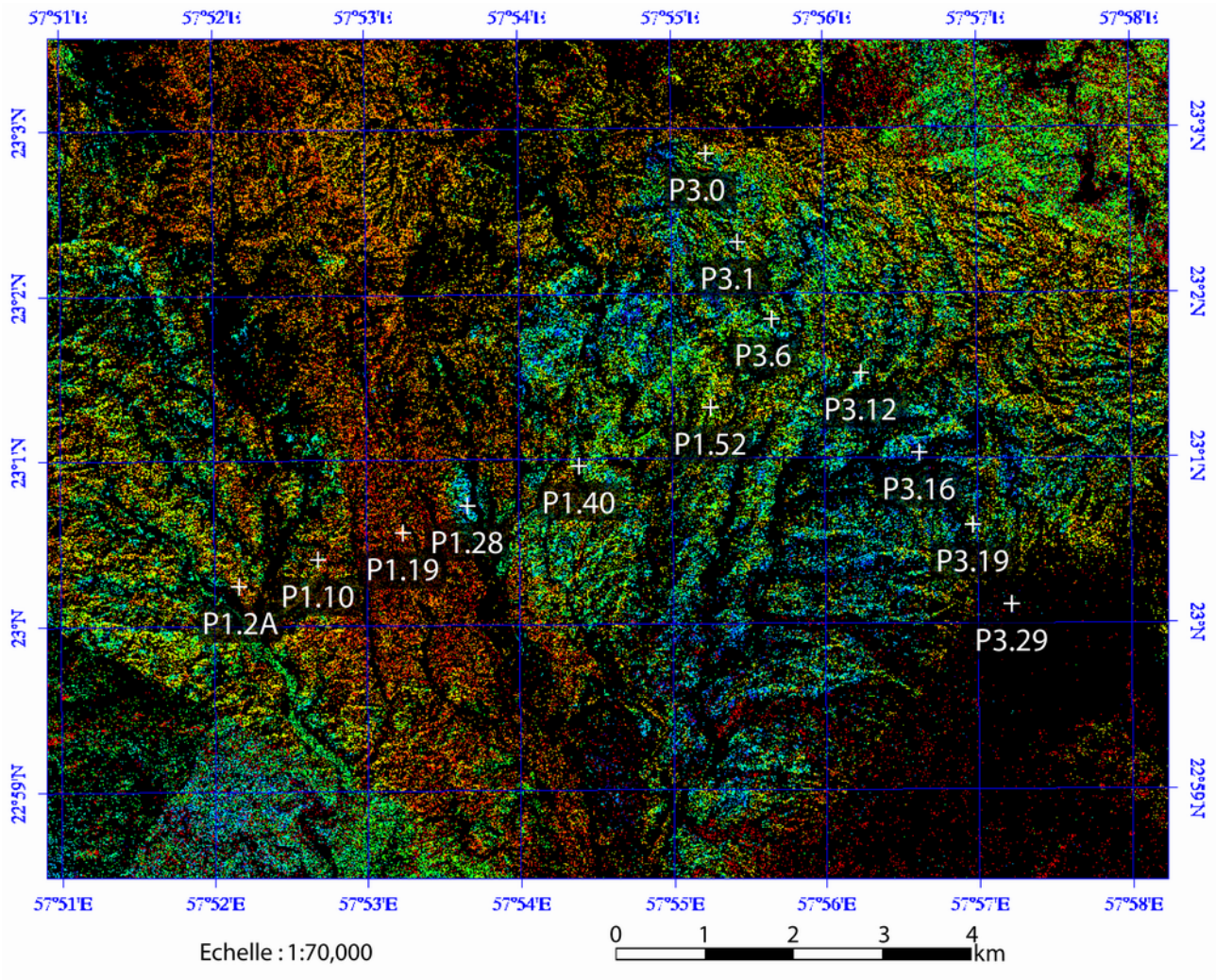

FIG. 7.27 – Localisation des deux profils P1 et P3 sur la carte du rapport $\frac{Prof_{Ol}}{Prof_{Ol}+Prof_{Opx}}$ (voir la figure 7.26 pour la localisation à l'échelle du massif). Seuls quelques points sont représentés pour les deux situations (*P1.2A*, *P1.52* et *P3.0* et *P3.29* correspondent aux points extrêmes de chacun des profils).

est calculée à partir du rapport des profondeurs et de la régression établie sur la figure 5.23 page 157. Lorsque les pixels ne sont pas modélisés avec la configuration Ol-Opx ou Ol (pixels en noir sur la carte 7.27), la valeur du rapport des profondeurs pour le pixel le plus proche est utilisée.

La figure 7.30 représente donc, sur la base des échantillons collectés, l'évolution de la teneur en olivine pour les deux profils telle qu'estimée par les deux jeux de données (analyse par fluorescence X sur échantillon, cercles vides, et analyse spectroscopique à l'échelle plurimétrique du pixel Hymap, triangles verts). Les valeurs calculées avec notre méthode, déduites à l'échelle du pixel à partir de la spectroscopie, montrent une très faible variabilité au regard de la réalité géologique représentée par les échantillons. En effet, en ne prenant pas en compte les pixels caractérisés comme étant des dunites, la proportion d'olivine varie entre 86.6% et 90.5% pour le profil *P1* et entre 84.4% et 89.8% pour le profil *P3*. Les valeurs moyennes, respectivement 89% et 87% pour les profils *P1* et *P3*, sont cohérentes avec la composition modale réelle de la roche, la proportion d'olivine étant cependant légèrement surestimée (+10% environ). Prenant en considération l'effet de la perte au feu, cette surestimation est fortement réduite, voire disparaît en certains points, mais persiste globalement. Il est possible que la régression au premier ordre, à partir des données de laboratoire (cf. Fig. 5.23 page 157), soit trop approximative et/ou que l'effet d'échelle/échantillonnage joue(nt) un rôle. Une surestimation de l'olivine reflète en

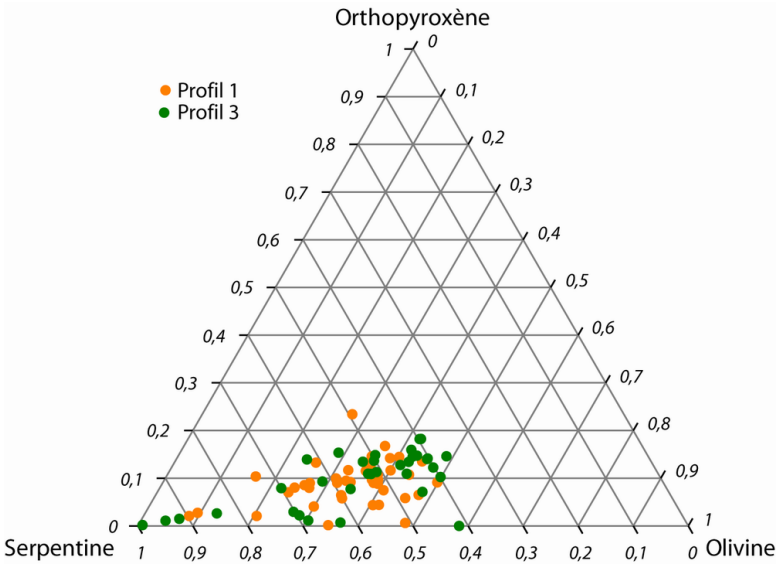

FIG. 7.28 – Composition des échantillons prélevés sur les deux profils : proportion d'olivine, d'orthopyroxène et de serpentine. Les minéraux en proportions très faibles (plagioclase et clinopyroxène, voir aussi la figure 7.28) sont regroupés avec l'orthopyroxène afin d'obtenir un total sur cent.

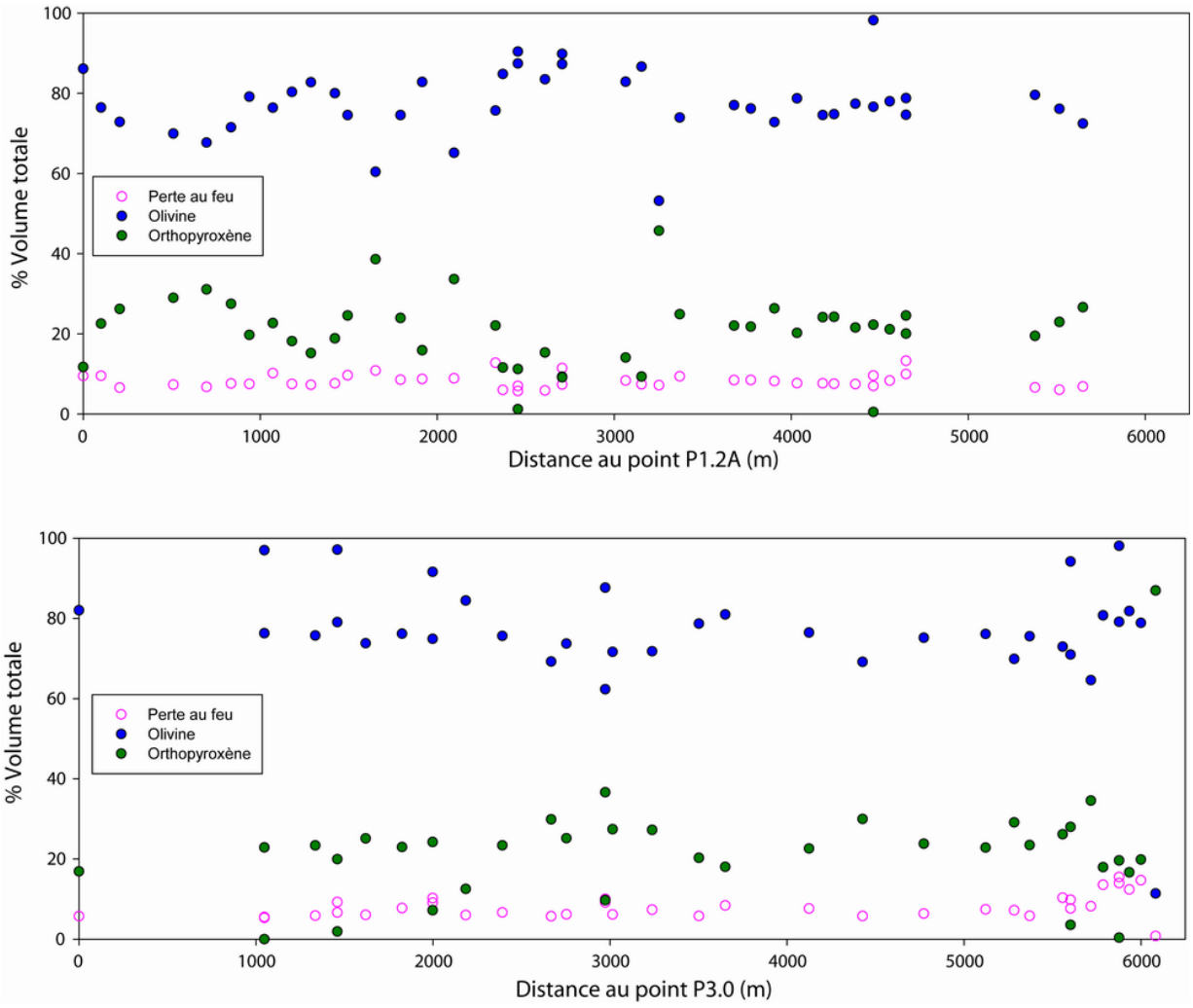

FIG. 7.29 – Composition de la harzburgite pour les profils *P1* (en haut) et *P3* (en bas) : variations des teneurs en olivine et orthopyroxène, et variation de la perte au feu. Les points *P1.2A* et *P3.0* servent de référence pour la distance (cf. Fig. 7.27).

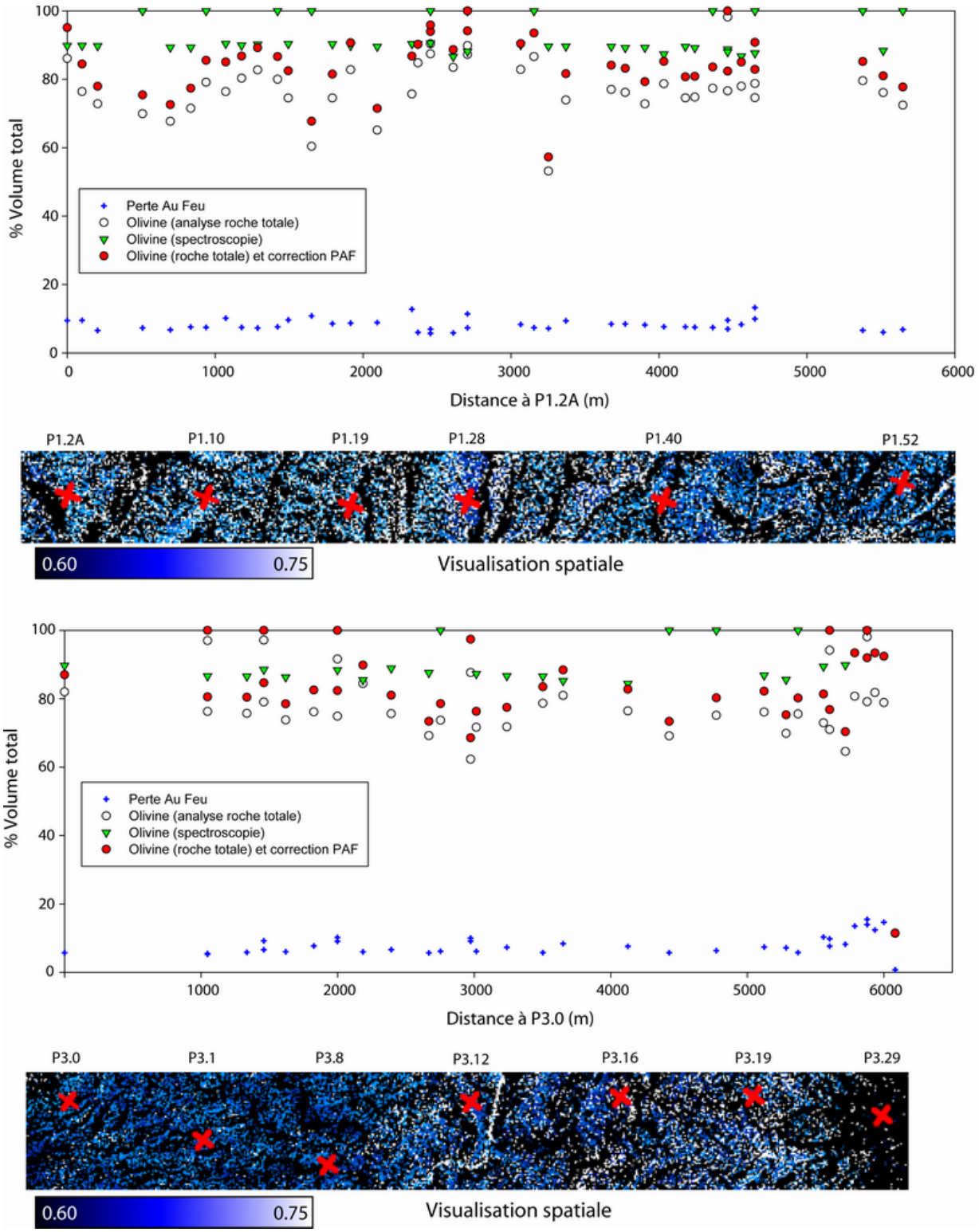

FIG. 7.30 – Composition de la harzburgite pour les profils *P1* et *P3* : teneur en olivine d'après l'analyse roche totale et d'après l'analyse spectroscopique.

fait une sous-estimation de l'orthopyroxène qui peut s'expliquer par un effet de distribution en terme de surface/volume.

Malgré la complexité du traitement dans le cas de roches contenant à la fois de l'olivine et de l'orthopyroxène, nous avons pu mettre en évidence des variations au sein même de la harzburgite. Cette première comparaison "exploratoire " entre des données pétrologiques et spectroscopiques semble indiquer qu'en l'état actuel, les variations subtiles de la teneur en olivine ne sont pas accessibles par l'approche MGM, celle-ci permettant néanmoins de déterminer la composition moyenne de la harzburgite de façon réaliste. La question du changement d'échelle d'analyse peut cependant intervenir dans cette confrontation "brutale".

7.5 Composition chimique des minéraux

Dans la partie précédente, nous avons différencié la séquence crustale de la séquence mantellaire. En utilisant ces résultats et en les couplant à l'information contenue dans les positions des centres des gaussiennes, nous allons à présent chercher à relier ces paramètres issus du MGM à la composition chimique des minéraux.

7.5.1 Olivine

En raison de l'ambiguité liée à la détection certifiée de l'olivine (cf. § 7.21 page 262), nous n'avons pas cherché pour l'heure à caractériser la composition chimique des olivines à partir de l'information aéroportée. Sur la base des analyses effectuées à la microsonde électronique, il s'agit majoritairement de forstérites.

7.5.2 Pyroxènes

7.5.2.1 Composition à l'échelle du massif

Les résultats du MGM pour les gaussiennes à 1 et 2 µm des deux types de pyroxènes ont été reportés dans le diagramme d'Adams (1974). Nous distinguons plusieurs nuages de points distincts sur la figure 7.31.

Les orthopyroxènes apparaissent très groupés : le nuage de points résultant est presque circulaire, avec une très forte densité pour des valeurs de centre respectivement comprises entre 918 et 950 nm et entre 1835 et 1905 nm. Il se situe légèrement au dessus des tendances d'Adams. Etant donné que les orthopyroxènes sont associés à la harzburgite, et donc à une roche riche en olivine, ce résultat est extrêmement cohérent avec ce qui a été décrit pour les spectres de laboratoire (cf. §5.3.1.3, figure 5.20 page 154), à savoir que les solutions retournées par le MGM dans le cas d'un mélange Ol-Opx tendent à décaler les centres des gaussiennes associées à l'orthopyroxène, et ce d'autant plus que la teneur en olivine est importante (cf. §5.3.1.3, figure 5.20 page 154). Fort de ce constat, la composition chimique déduite correspond à des orthopyroxènes de type enstatite, c'est-à-dire à la fois pauvre en fer et en calcium. Ce résultat est cohérent avec la composition moyenne mesurée par les moyens analytiques traditionnels.

En ce qui concerne les clinopyroxènes, la gaussienne du domaine à 2 µm est centrée à des longueurs d'onde anormalement faibles (moins de 2050 nm, cf. Fig 7.31) pour la plupart des résultats obtenus. Les modélisations présentées dans la figure 7.23 montrent que l'absorption atmosphérique à 1.8-1.9 µm peut masquer en grande partie l'information spectrale dans ce domaine de longueurs d'onde et fausser

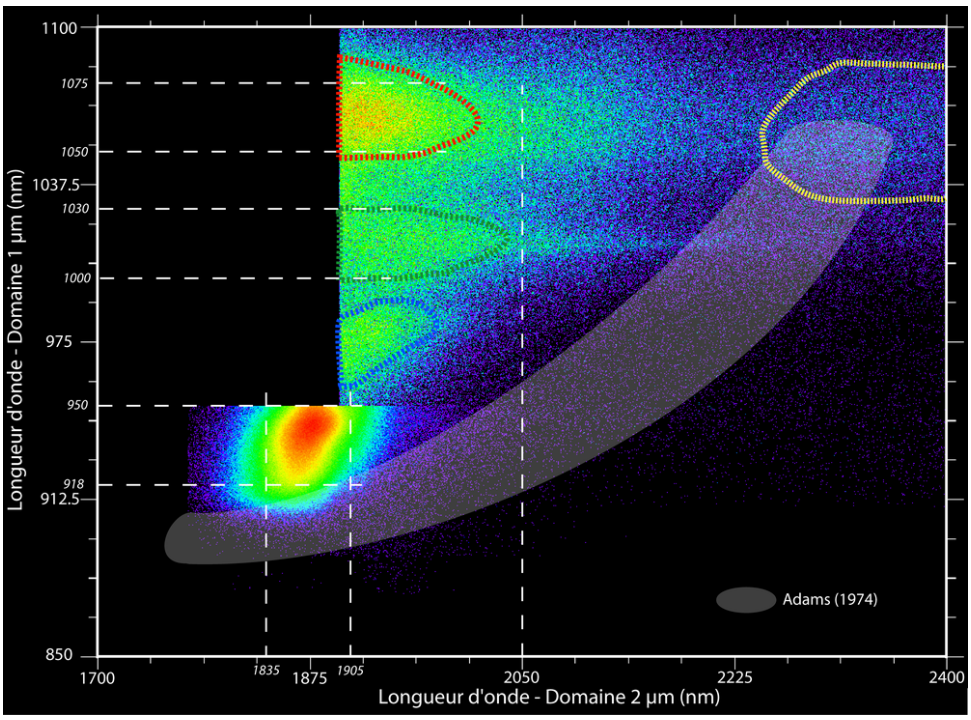

FIG. 7.31 – Nuage de points, reporté dans le diagramme d'Adams (1974), correspondant à la position des centres des gaussiennes à 1 et 2 µm associées aux pyroxènes, pour l'ensemble de la population des pixels analysés. L'échelle de couleur correspond à la densité de pixels présentant une combinaison de paramètres donnée. Les pointillés de couleurs définissent différentes zones de la séquence crustale. Ces dernières sont représentées dans la figure 7.33.

la déconvolution. Force est donc de constater que l'influence de l'atmosphère est alors trop importante pour être négligée et que, en conséquence, seule l'information fournie par la valeur du paramètre du centre de la gaussienne à 1 µm sera alors utilisable.

Notons cependant, sur la figure 7.31, qu'un groupe de pixels présente des valeurs de paramètres de centre à 1 et 2 µm cohérentes du point de vue de la spectroscopie de réflectance des pyroxènes. Ces points sont entourés en jaune et sont reportés de la même couleur dans la figure 7.33 (voir aussi Fig. 7.24 page 267). Ils sont localisés dans le coin nord-est de la mosaïque, dans un massif d'altitude où les gabbros sont particulièrement frais, situation vérifiée par l'observation géologique faite *in situ*. Ceci indique, qu'en dépit du problème lié à l'atmosphère, il existe des cas favorables où la déconvolution est possible, y compris dans le domaine à 2 µm, lorsque les absorptions minéralogiques sont suffisamment marquées.

Dans le domaine à 1 µm, trois nuages de points apparaissent. Celui qui présente les valeurs de centre les plus élevées (de 1050 à 1075 nm) présente également la plus forte densité de pixels. Ces derniers, localisés en rouge sur la carte de la figure 7.33, se répartissent tous dans la séquence crustale. D'après les données de Cloutis et Gaffey (1991b), ces pyroxènes correspondent à des diopsides particulièrement pauvres en fer et riches en calcium, ce qui correspond aux compositions connues de ce minéral dans cette région. Le second nuage de points, entouré en vert sur la figure 7.31, présente des valeurs de centre légèrement moins élevées que dans le cas précédent (1000 à 1030 nm). La composition du pyroxène déduite indique alors une teneur en fer un peu plus importante et/ou une teneur en calcium un peu plus faible (cf. Fig. 7.32). Spatialement, les pixels correspondants sont tous groupés dans la zone la plus au sud de la séquence crustale (cf. Fig. 7.33 ; voir aussi Fig. 7.24) au contact des autres types de pyroxènes identifiés par notre exploration hyperspectrale (pixels en rouge et jaune). Ce résultat reflète

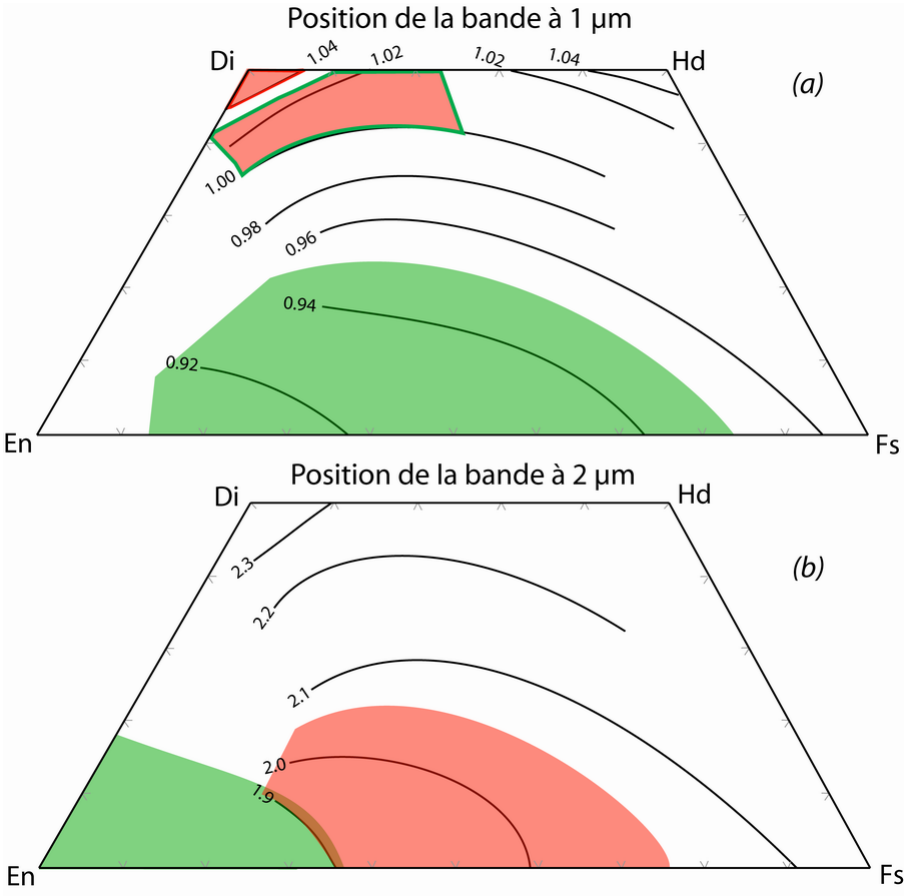

FIG. 7.32 – Composition chimique des pyroxènes déduite d'après les données de Cloutis et Gaffey (1991b) et les résultats du MGM pour la position des centres des gaussiennes. La bordure colorée dans le cas des clinopyroxènes (en rouge ou vert) fait référence aux figures 7.31 et 7.33.

donc une réalité de terrain et est très utile à l'interprétation géologique, comme nous le verrons dans la section 7.6 ci-dessous.

Enfin, il existe un dernier nuage de points, entouré en bleu dans la figure 7.31, qui présente des valeurs de centre très faibles (950 à 990 nm). La localisation de ces pixels sur la carte de la figure 7.33 indique qu'ils sont groupés dans les dépôts quaternaires à l'ouest de la mosaïque et dans certains wadis, ce qui suggère que la combinaison est ici fortuite et n'a *a priori* pas de sens minéralogique en terme de détection de minéraux mafiques.

7.5.2.2 Mise en relation avec l'étude pétrologique locale

Durant cette thèse, en plus de l'analyse globale des données HyMap, il était également prévu d'effectuer une étude détaillée à une échelle plus locale. Cette étude comparative avait pour objectif de relier les résultats issus d'une caractérisation pétrologique de terrain à ceux issus de l'analyse des données hyperspectrales au travers de la mise en oeuvre améliorée du MGM. Son intérêt résidait notamment dans la description des variations subtiles de composition à très petite échelle (de l'ordre de la dizaine de mètres). La zone concernée a été sélectionnée en raison d'une forte signature spectrale de clinopyroxène observée à partir des données HyMap (cf. Fig. 7.34, voir aussi le cadre A de la figure 7.24 page 267 et l'ellipse dans l'agrandissement de la figure 7.33).

Nous avons ainsi effectué une campagne de terrain, en Mars 2007, durant laquelle cinquante trois échantillons ont été collectés sur cet affleurement, le long d'une section épaisse de 200 m de cumulats

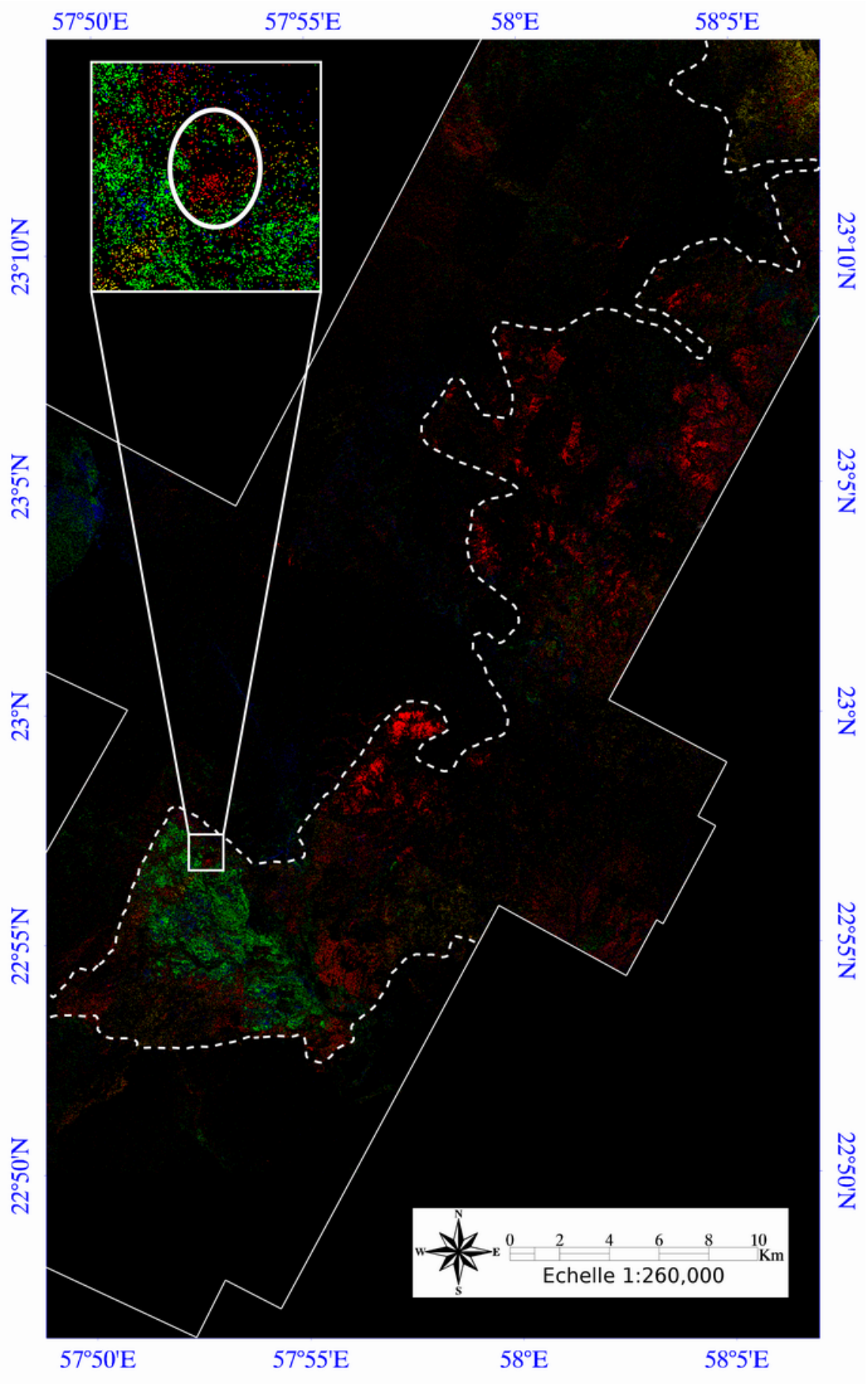

FIG. 7.33 – Localisation des "différents types" de clinopyroxène définis dans la figure 7.31. L'agrandissement fait référence à la zone choisie pour être étudiée d'un point de vue pétrographique (cf. §7.5.2.2 et §7.6).

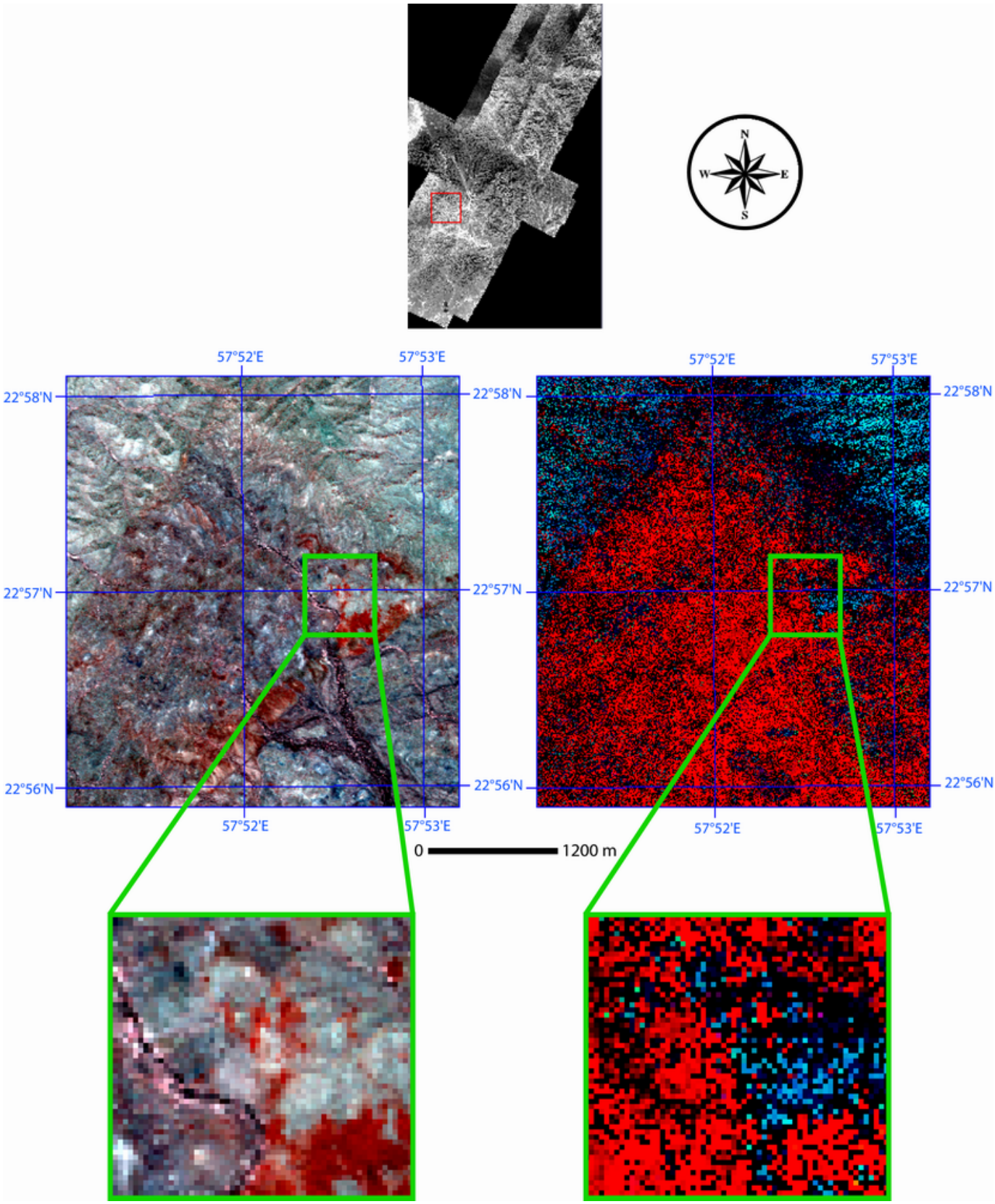

FIG. 7.34 – Localisation de la zone étudiée par rapport à l'ensemble du massif de Sumail. Visualisation à partir des compositions colorées des rapports de bandes (à gauche, voir la figure 7.18 page 257) et des résultats du MGM (à droite, voir la figure 7.25 page 268).

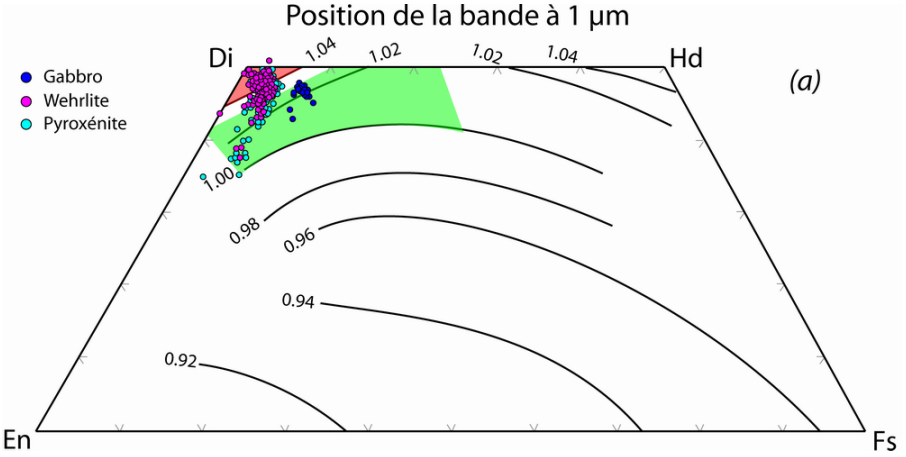

FIG. 7.35 – Compositions des clinopyroxènes estimées à partir des données spectroscopiques (champ en vert et en rouge) et compositions mesurées à la microsonde (cf. §7.6).

riches en clinopyroxène et olivine. Ces derniers ont permis de mener à bien l'étude pétrologique. Les résultats obtenus sont exposés en détail dans un article soumis dans la revue *Lithos* (Clénet *et al.*, 2009). Cette publication est reprise dans la section suivante (cf. §7.6).

En plus des roches riches en clinopyroxène, cette zone contient également des wehrlites riches en olivine (les lithologies seront décrites en détail dans la section 7.6). En raison des problèmes liés à la position du maximum de réflectance (cf. § 7.2.2 page 241 et § 7.21 page 262) et, en conséquence, des problèmes liés aux incertitudes concernant la détection de l'olivine, les résultats obtenus à partir du MGM n'ont pas pu être à ce jour directement comparés aux résultats de l'analyse pétrologique.

Néanmoins, à partir de la dététection d'unités lithologiques riches en clinopyroxène, il est possible de caractériser plus précisément les variations de composition chimique qui existent entre ces terrains et les gabbros environnants. Sur l'agrandissement de la figure 7.33, nous constatons en effet que les clinopyroxénites apparaissent en rouge (cf. Fig. 7.31) alors que la majeure partie de la section crustale environnante apparait en vert. D'après les données de Cloutis et Gaffey (1991b), cela implique donc des teneurs en fer plus élevées pour les gabbros. Ce résultat est particulièrement cohérent avec les analyses à la microsonde électronique effectuées sur nos échantillons. La figure 7.35 indique en effet que les pyroxénites et wehrlites liées au massif de clinopyroxénite (points en rose et cyan) correspondent majoritairement à des diopsides pauvres en fer et riches en calcium. Ces points se distinguent nettement des gabbros (points en bleu foncé) qui ont une teneur en fer légèrement plus importante. Malgré la dispersion des analyses, les deux ensembles correspondent relativement bien avec les deux gammes de composition définies à partir de l'analyse spectroscopique. Il apparait donc clairement que le traitement de données hyperspectrales a le potentiel de fournir des informations comparables à celles accessibles à partir des études de terrain.

7.6 Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyper-spectral survey. Petrogenesis and relationship to mantle diapirism

7.6.1 Introduction

The Oman ophiolite is one of the best natural laboratories for the detailed study of magma chamber processes related to oceanic spreading (Pallister et Hopson, 1981; Lippard *et al.*, 1986; Juteau *et al.*, 1988; Boudier *et al.*, 1988; Browning, 1990; Reuber *et al.*, 1991; Kelemen *et al.*, 1997; MacLeod et Yaouancq, 2000; Adachi et Miyashita, 2003). Schematic models, widely diffused in textbooks, consider the deep crustal section of Oman as essentially made of layered gabbroic cumulates crystallized from olivine tholeiites similar to mid-ocean ridge basalts (MORB). Occurrences of ultramafic lithologies associated with these gabbros have been recognized throughout the ophiolite (Pallister et Hopson, 1981; Ernewein et Whitechurch, 1986; Hutin *et al.*, 1986; Rabu *et al.*, 1986; Ernewein *et al.*, 1988; Juteau *et al.*, 1988; Benn *et al.*, 1988; Reuber, 1988; Amri, 1995; Koga *et al.*, 2001). They are collectively referred to as "wehrlites" by field geologists, although they may contain high amounts of plagioclase, pargasitic amphibole and, less frequently, orthopyroxene in addition to olivine and clinopyroxene. Moreover, they present large variations in their modal composition, especially in the olivine/clinopyroxene ratio. The origin of these ultramafic lithologies, whose occurrence in a MORB "petrological landscape" looks quite puzzling, is still discussed.

A popular view is that ultramafic crustal rocks of Oman occur as "late intrusions" cross-cutting previously crystallized gabbros, a situation actually documented in many outcrops. Where they are inter-layered with gabbros, they may be rooted in a nearby intrusion, and are commonly supposed to be so even where an intrusion is not observed. Tectonic transposition is currently invoked in such cases (*e.g.* Nicolas *et al.*, 1988). Different models have been proposed for the genesis of Oman wehrlites. Koga *et al.* (2001) deduce from geochemical data that ultramafic cumulates and layered gabbros share a common, MORB-like, parent melt but that the crystallization order of clinopyroxene and plagioclase was inverted in the case of wehrlites due to water introduction in the system. Some authors, following Benn *et al.* (1988), consider that wehrlitic rocks were actually mixtures between residual mantle olivine and interstitial melts squeezed out from the mantle/crust transition zone in an off-axis setting due to a rolling mill effect (Rabinowicz *et al.*, 1984, 1987) and intruded in the overlying layered gabbros in a mushy state. Contrasting with these views, wehrlitic intrusions have been related to boninitic magmas issued from hydrated melting of a depleted mantle (Ernewein et Whitechurch, 1986; Lippard *et al.*, 1986; Ernewein *et al.*, 1988). The recent discovery of boninites among the Oman volcanics (Ishikawa *et al.*, 2002) indicates that this hypothesis is plausible, even if the link between the upper crustal boninites and the deep crustal wehrlites is not demonstrated. Early compressive tectonics (intra-oceanic thrusting) has been invoked to account for water introduction and for the intrusion of Oman wehrlites (Ernewein *et al.*, 1988) while other authors argue that a surpra-subduction zone setting is the simplest way to explain their field and geochemical characteristics (Lippard *et al.*, 1986).

There is thus, clearly, a wide diversity of models for the genesis of Oman wehrlites. Each of them may apply to a specific case but should not be generalized too hastily. Most of them led to the view that Oman ultramafic cumulates as a whole are not, strictly speaking, related to processes developing during steady state spreading below the axis of a mid-ocean ridge.

In the present study, we reconsider the origin of Oman crustal ultramafic rocks (including wehrlites)

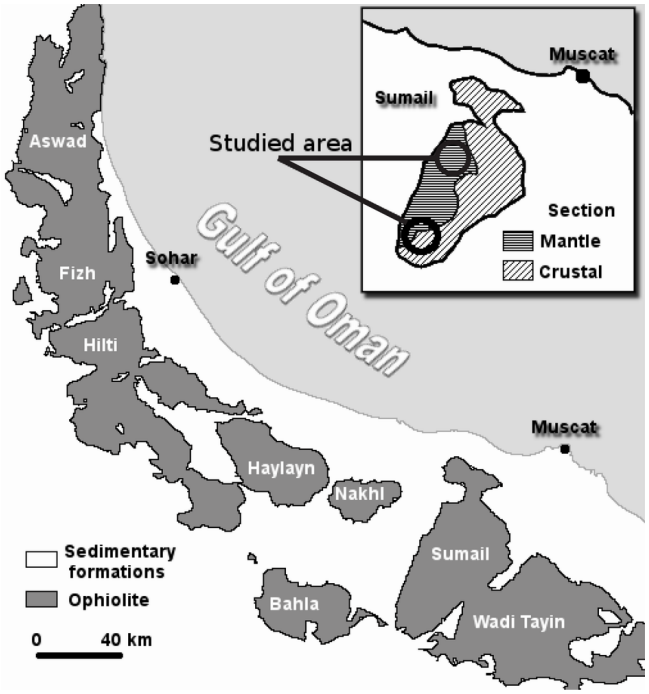

FIG. 7.36 – Localization of the different ophiolitic massifs (dark gray) in the North Oman mountains (adapted from Lippard et al. (1986)). Our study areas are in the Sumail massif, located in the southeastern part of the ophiolite.

in the light of a field and petrological study of new occurrences discovered from an airborne hyper-spectral mapping targeted over the Sumail massif (Pinet *et al.*, 2003, 2006a), in the southeastern part of the ophiolite (Fig. 7.36). The evolution of this massif is well constrained thanks to earlier detailed structural and petrological studies (Rabinowicz *et al.*, 1987; Ceuleneer *et al.*, 1988; Amri, 1995; Ceuleneer *et al.*, 1996; Benoit *et al.*, 1996; Jousselin *et al.*, 1998; Benoit *et al.*, 1999; Python et Ceuleneer, 2003). Of particular interest, a former mantle diapir has been mapped in its central part, which is of great help to understand the conditions of genesis of ultramafic lithologies in this area.

7.6.2 Geological setting

7.6.2.1 The Oman ophiolite

The Oman ophiolite is a fragment of the Cretaceous oceanic lithosphere accreted in the Tethys ocean about 100 Ma ago (Tilton *et al.*, 1981; Tippit *et al.*, 1981). The early detachment event (intra-oceanic thrusting) occurred soon after the accretion (95-98 Ma) (Boudier *et al.*, 1985, 1988; Montigny *et al.*, 1988). Its final obduction onto the Arabian margin was completed during Maestrichtian times (circa 70 Ma) (Glennie *et al.*, 1973; Coleman, 1981; Searle et Cox, 1999). The uplift of the Oman Mountains started during Miocene (Glennie *et al.*, 1973) and made possible the present-day exposure of the ophiolite.

The precise context of genesis and emplacement of the Oman ophiolite is still debated : hypotheses range from a mid-ocean ridge setting (*e.g.* Coleman, 1981; Nicolas, 1989) to a subduction zone setting (*e.g.* Pearce *et al.*, 1981; Ishikawa *et al.*, 2002). The reason for this ambiguity is the lack of geological evidence for the development of a volcanic arc in the southern Tethyian domain during Mesozoic times while it is clearly established that many lithologies making up the ophiolite have an « arc-like » geochemical affinity. To get around this difficulty, it has been proposed that some petrogenetic

processes developing at ocean ridges may mimic those classically attributed to the subduction factory (Amri *et al.*, 1996; Benoit *et al.*, 1999; Python et Ceuleneer, 2003; Godard *et al.*, 2006) or that the Oman ophiolite recorded a polygenic history (Umino *et al.*, 1990; Arai *et al.*, 2006; Python *et al.*, 2008).

7.6.2.2 The Sumail massif

The Sumail massif is located in the southeastern part of the Oman ophiolite (Figure 7.36). There, a former axial mantle diapir has been frozen and can be mapped through the study of high-temperature plastic deformation structures in mantle harzburgites (Rabinowicz *et al.*, 1987; Ceuleneer *et al.*, 1988; Ceuleneer, 1991). It is known as the Maqsad diapir by reference to the name of a nearby oasis. It is less than 10 km in cross section but constitutes the center of a much larger structure : a former spreading segment, about 80 km in length parallel to the paleo-spreading axis (NW-SE) (Python et Ceuleneer, 2003). This segment is characterized by the abundance, in the mantle peridotites, of former melt channels and dykes filled with cumulates of MORB petrological and geochemical affinity (Ceuleneer *et al.*, 1996; Benoit *et al.*, 1996; Python et Ceuleneer, 2003). This contrasts markedly with the more common situation observed in Oman where mantle dykes are essentially filled with crystallization products from magma depleted in Al and in the high field strength elements (HFSE) but richer in both MgO and SiO_2 than MORB, typically boninites or magnesian andesites (Benoit *et al.*, 1999; Python et Ceuleneer, 2003). At the southern and northern boundaries between the spreading segment centered on the Maqsad diapir and the surrounding peridotites, dykes and intrusions filled with pyroxenitic and gabbronoritic pegmatites are peculiarly abundant (Ceuleneer *et al.*, 1996; Benoit *et al.*, 1999). The southern boundary coincides also with a major ductile mylonitic shear zone a few hundred meters in thickness, the Muqbariah shear zone (Figs. 7.36 and 7.37). Deformation there is contemporaneous with the injection of the pegmatites.

7.6.3 Contribution of hyperspectral remote sensing to lithological discrimination and mapping of the Sumail massif

7.6.3.1 Previous maps

Several geological maps of the Sumail massif have been published during the last thirty years. The first one, by Glennie *et al.* (1974), covers all the Oman Mountains at a 1 :500.000 scale. Following this pioneer work, the French BRGM has produced more detailed maps at a 1 :100.000 scale of the central part of the ophiolite, including the Sumail massif (Villey *et al.*, 1986; Rabu *et al.*, 1986). This work allowed for the first time to define accurately the mantle/crust transition zone (referred as the "Moho"), which is peculiarly contoured in the Sumail massif due to its subhorizontal attitude and rough topography. More recently, the field work of Amri (1995) (including a map at a 1 :40.000 scale) resulted in a great improvement in the definition and mapping of the different, frequently complex, lithological units making up part of the crustal section of the Sumail massif. This work took benefit of the Landsat and JERS-1 SWIR satellite multispectral data processed by Deniss *et al.* (1994). We realized recently that, whatever the effort deployed during this mapping, we missed some important lithological units like the layered cpx-rich ultramafic cumulates, focus of the present paper. The reasons are twofold : in the field and in aerial photographs, these lithologies have morphologies and colors very close the much more common outcrops of mantle harzburgites as long as one remains at some distance of them, and geologists cannot go everywhere ! On the other hand, the poor spectral resolution of JERS-1 and Landsat did not allow us to discriminate such features from other lithologies. Contrasting

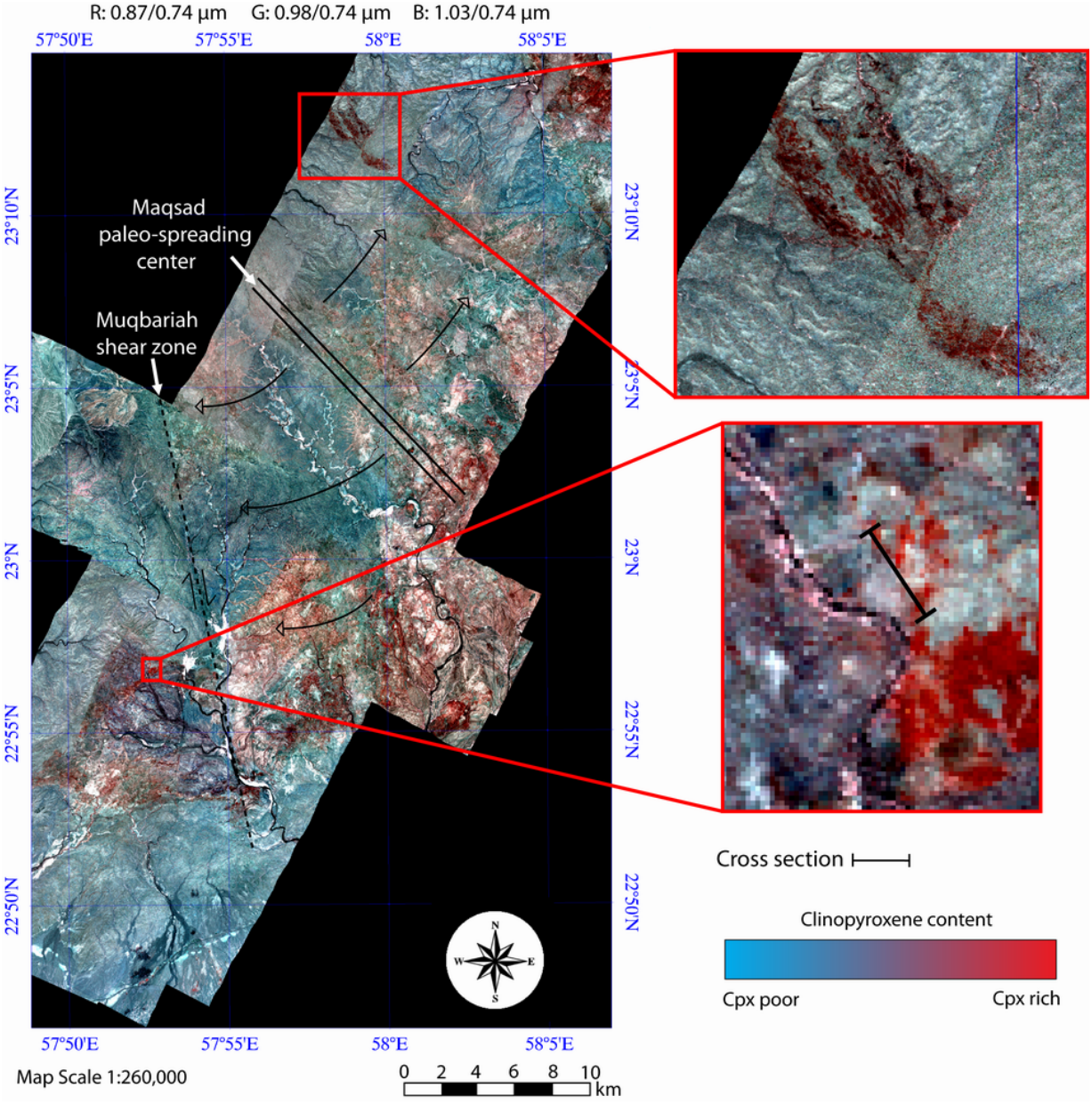

FIG. 7.37 – Global RGB composite over the Sumail massif. Red, Green and Blue correspond respectively to 0.87 µm, 0.98 µm and to 1.03 µm channels. All the values are normalized to the 0.74 µm strength which is mainly sensitive to albedo variations. This colored composition enhances the cpx absorption ; cpx-rich rocks appear in red. On the right of the picture, the two highlighted areas correspond respectively to north cumulates (at the top) and south cumulates (at the bottom). Our detailed cross section is localized in this second area.

with this situation, we show hereafter how an airborne hyperspectral survey combining a high spatial and spectral resolution allowed us to improve the detection of the various lithologies making up the Oman ophiolite in the Sumail massif.

7.6.3.2 Method

Field geology has some limitations, particularly when the covered area is large. Geologists need to extrapolate detailed observations conducted in different outcrops and it can potentially lead to errors or omissions. To overcome this difficulty, reflectance spectroscopy in visible and infrared, which relies on interactions between solar light and Earth surface materials, is a powerful tool (e.g., Williams, 1995; Pinet *et al.*, 2006b). It is the reason why hyperspectral remote sensing as been used in support of field work. It is particularly interesting for Oman ophiolite as rocks outcrops are almost devoid of vegetation due to the semi-arid climatic conditions.

In the case of mafic and ultramafic minerals, spectrometry permits the detection of mineralogical variations thanks to electronic transition processes (Hunt, 1977; Burns, 1993). For olivine and pyroxenes detection, the absorptions due to cation Fe^{2+} in visible and near-infrared wavelengths are used (Hunt et Salisbury, 1970; Hunt *et al.*, 1973; Adams, 1974, 1975). Both pyroxenes have two distinct absorption bands : the first one in the 1 µm domain (around 0.9 µm for the low-Ca pyroxene (opx) and 1.0 µm for the high-Ca pyroxene (cpx)) and the second one in the 2 µm domain (around 1.9 µm for opx and 2.2 µm for cpx). In the case of olivine, there is only one feature in the 1 µm domain but this feature is composed of three characteristic absorptions bands (respectively at 0.85, 1.05 and 1.25 µm). As those absorptions are specific to each mineral, it is possible to extract information from spectra of natural rocks. From that information, considering several approaches, one can detect the different minerals and their relative proportions.

Present imaging spectrometers are able to analyze continuous spectrum with both a sufficient spatial and spectral resolution (Goetz *et al.*, 1985). This allows the use of hyperspectral remote sensing for geology at a global scale with airborne instruments like HyMap. Few studies using hyperspectral remote sensing observation have been made so far on peridotitic massifs (*e.g.*, (Chabrillat *et al.*, 2000; Launeau *et al.*, 2002, 2004)) and on Oman ophiolite (Pinet *et al.*, 2003, 2006a; Combe *et al.*, 2006; Clenet *et al.*, 2008; Roy *et al.*, 2008). Those studies are generally based on the analysis of the spectra shape (i.e. band position, depth, width).

7.6.3.3 Data set

We used the airborne HyMap instrument to acquire hyperspectral data over Sumail Massif was. Detector has 128 channels between 0.45 and 2.48 µm. The survey occurred in December 2002 (Pinet *et al.*, 2003). The total data set covers a ~15x60 Km area and has a spatial resolution of 6 m/pixel. It covers the mantle section (essentially harzburgitic) and the crustal section (dunitic to gabbroic) of the massif (Pinet *et al.*, 2006a). The HyMap data were atmospherically corrected by HyVista using the atmosphere removal radiative transfer model (ATREM, Gao *et al.*, 1993, CIRES, 1999) and the Empirical Flat Field Optimal Reflectance Transformation (EFFORT, Boardman, 1998).

As a first order investigation, we make use of spectral ratios to characterize the relevant spectral variations and select three wavelengths which highlight the contribution of mafic minerals. Dealing with olivine and pyroxene mixtures, we use 0.87 µm, 0.98 µm and to 1.03 µm channels to enhance absorption features. To minimize the contribution of non-mineralogical effects (e.g. topography or sun direction), we normalize those three channels to the 0.74 µm one, sensitive essentially to albedo variations. The

three ratios are then affected to respectively Red, Green and Blue in an RGB composite to obtain a colored composition which particularly evidences the relative contribution of the cpx component. The color code used in the map of figure 2 has to be interpreted in the following way : when the contributions of olivine and opx absorption are weak, the signal is strong in the 0.98 µm and 1.03 µm channels. Consequently, high red values correspond to low absorption at 0.87 µm, i.e. to the lithologies with the highest cpx content.

Application of the colored composition techniques, such as described above, on the global data set allowed us to enhance particular areas presenting a very strong signature of clinopyroxene. One of these areas is located in the crustal section, in the southern part of the massif, out of the area mapped by Amri (1995) (Fig. 7.37 and 7.38). The other area is located in the northern part of the massif and appears embedded in the mantle section (Fig. 7.37 and 7.39).

7.6.4 Description of the studied outcrops.

For the scope of the present study, we highlighted with the red-green-blue (RGB) colored composite two areas characterized by an enhancement of the spectral signature of cpx (Fig. 7.37). Field check allowed us to ascertain that both areas, not explored during previous field surveys, are indeed exceptionally rich in cpx. They are made of interlayered clinopyroxenitic and wehrlitic ultramafic cumulates (Fig. 7.38, 7.39). The first one lies at the base of the crustal section in the southern part of the massif, the second one in the mantle section in the northern part of the massif. Both sites are located in off-axis position relative to the Maqsad paleo-ridge (Fig. 7.37).

The northern target is the most spectacular on the RGB composite due to the contrast between the spectral signature of the host mantle harzburgites and the one of cpx-rich lithologies. As predicted by the hyperspectral data, the alternation of reddish and bluish bands a few hundreds of meters wide corresponds, in the field, to the alternation of outcrops with abundant layers of olivine clinopyroxenites, cpx-rich wehrlites and, less frequently, olivine websterites in the reddish bands, and with cpx-poor cumulates in the bluish bands (dunites and cpx-poor wehrlites). All these lithologies contain minor amounts of Cr-spinel. Close examination of the RGB composition reveals a thinner layering made of bands a few tens of meters in thickness. Our field survey has shown that smaller scale (typically metric) alternations of cpx-rich and cpx-poor layers exist too but are not resolved by our airborne survey (Fig. 7.39). It appeared that the relationships between the lithologic succession and the topographic surface were quite complicated in this northern outcrop. Accordingly, the construction of a stratigraphic log appeared a hopeless exercise.

Thin section examination reveals rocks with adcumulate textures, devoid of any deformation features, contrasting with the host harzburgites that have deformation textures inherited from solid-state mantle flow (Ceuleneer *et al.*, 1988). This outcrop of layered ultramafic cumulates has a lateral extent of about 4 Km in a direction parallel to the strike of the layering. It grades progressively to mantle harzburgites that are intensely intruded by dykes of pegmatites reaching a thickness of several meters. These pegmatites are made of pyroxenites and pyroxene rich gabbronorites equivalent to the ones studied by Benoit *et al.* (1999).

The southern target is a band about 150 m wide with an extent of more than 1 km in the SW direction. The cpx-rich band has a foothill position and belongs to the base of the crustal section which is, higher up, essentially composed of layered gabbros extending to the summits of the massif. The Moho is faulted in this area, resulting in local tilting of the magmatic layering, but its regional attitude is almost horizontal, as in the whole Sumail massif. In the outcrop we sampled in detail (Fig.

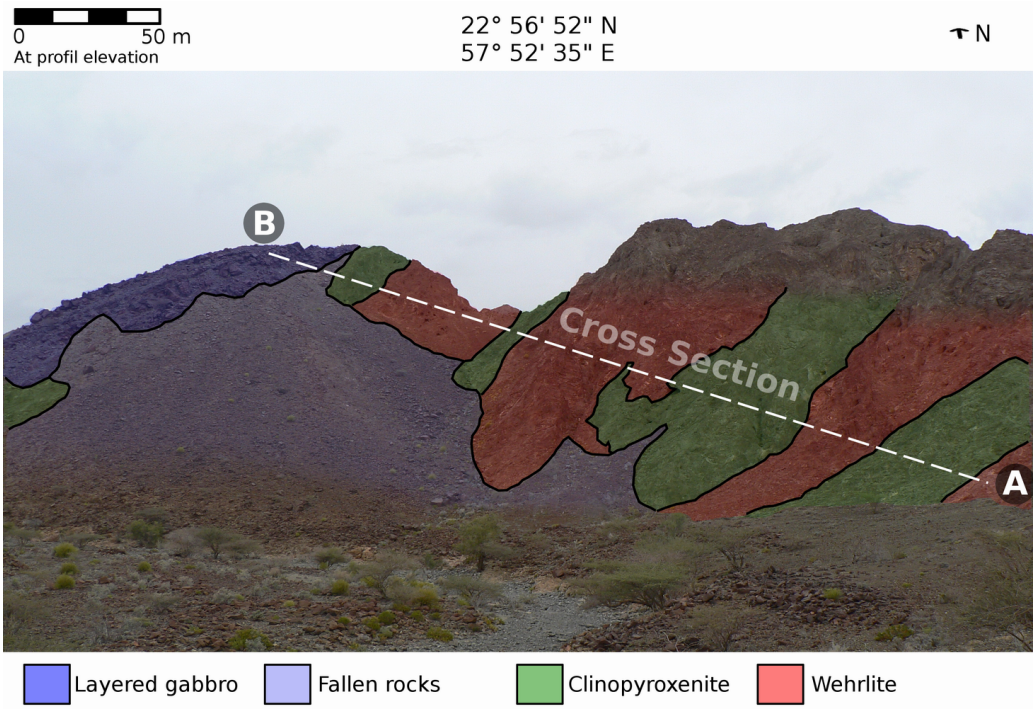

FIG. 7.38 – Field view of the southern area. Picture is taken from the southern side of the outcrop. Clinopyroxenites and wehrlites crop out below layered gabbros which are the most abundant in this massif. Samples have been taken on the section A-B, that has a stratigraphic thickness of about 200 m. One can see alternations of two contrasted rock types : grayish outcrops are made essentially of clinopyroxenites while reddish ones are made essentially of olivine-rich rocks (essentially wehrlites).

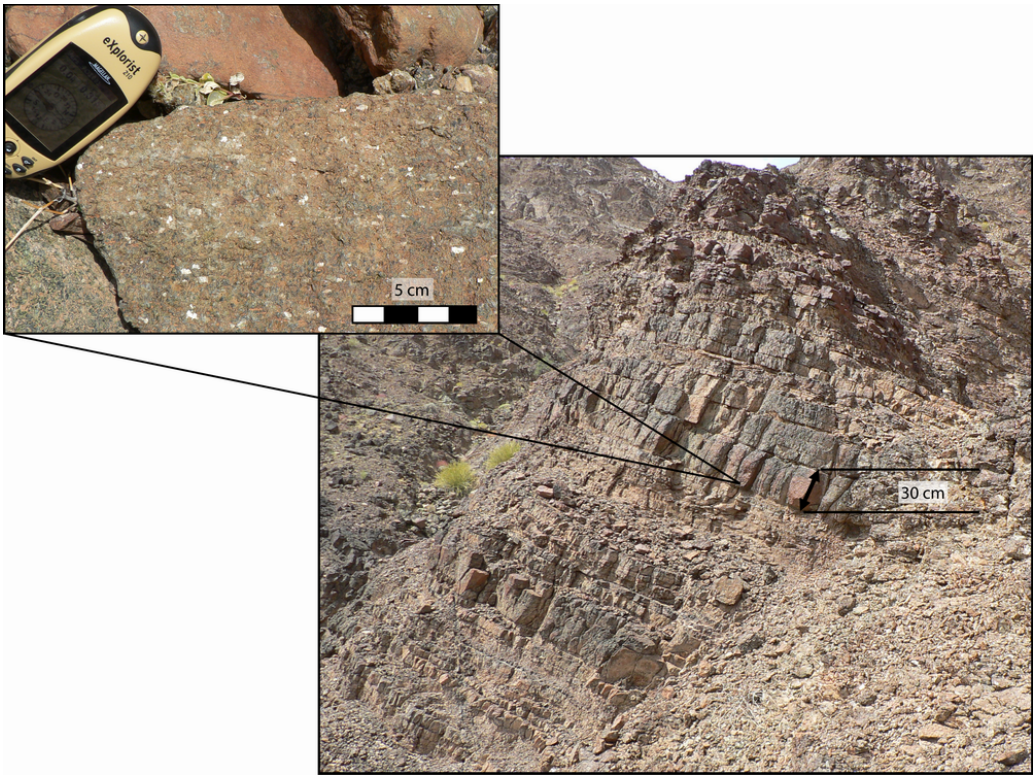

FIG. 7.39 – Field view of layered pyroxenites in the northern area. Layers thickness is typically decametric. The upper left picture shows that these rocks have a medium grained (grain size ranging from a few mm to one cm) adcumulate texture.

7.38), the exposed section of ultramafic cumulates has a stratigraphic thickness of 190 m below the layered gabbros. Mantle peridotites are observed about 1km away to the NE. The total thickness of the ultramafic pile (down to the Moho) cannot be measured due to tectonic complications ; 200 m is thus a minimum value. The actual thickness of this basal ultramafic horizon may be much higher. The contact between the ultramafics and the overlying gabbros strikes N 170° with a 40° dip to the SW and is parallel to the magmatic layering. It is not gradational, although it is not faulted at all, looking like a sedimentary unconformity. Plagioclase is totally absent from the ultramafics, and no evolution in the modal composition of the gabbros is observed when the contact with the ultramafics is approached.

Two contrasted rock types characterize the pile of ultramafic cumulates revealed respectively by a gray shade and a reddish shade. Gray rocks are cpx-rich (olivine clinopyroxenites) while reddish ones are olivine-rich (dunites and wehrlites). Alternations of these two lithologies define a mega-layering : a total of 8 megalayers several meters to a few tens of meters in thickness can be observed (Figs. 7.38 and 7.40). Smaller scale modal variations exist too, the thinnest features being lenses a few cm thick with a low spatial extension (a few meters). Lenses of clinopyroxenite are observed in dunites and, conversely, dunitic lenses are observed in cpx-rich intervals. Most of these lenses are located close to transitions between the two main rock types. Features as modal graded bedding can be observed and seem to be more frequent close to the transitions too. The transition between cpx-rich and cpx-poor cumulates is not always clear cut and does not necessarily corresponds to a planar structure. This is illustrated in figure 7.38 where, in the central part of the section, clinopyroxenites and wehrlites seem to be mutually intrusive. In some places, especially in the lower part of the section, the modal variations appear rather chaotic and the layering can be difficult to follow.

Our petrographic study has shown that olivine-clinopyroxenites can contain up to 14% of olivine, but that the average value for the whole section is close to 6.5%. They have a medium-grained adcumulate textures (millimetric to centimetric grains). Olivine and minor spinel grains are subhedral while cpx is generally anhedral. Cpx grains are particularly fresh, contrasting with the more altered olivine. The other dominant rock time is wehrlite. The average cpx content of wehrlites is 17% but modal proportions are more variable in wherlites than in clinopyroxenites. The cpx content of wehrlites can be very low (actually a continuum exists with the dunites) and reach a maximum of 43%. The texture is, here also, the one of a medium grained (up to 10 mm) adcumulate with subhedral olivine crystals surrounded by anhedral to poecilitic cpx. In a few samples, cpx can be subhedral and reach more than 60 millimeters. Small euhedral grains of Cr-spinel are relatively abundant (2.5%). Opx is quite uncommon in this cumulate pile : a single interstitial opx grain has been observed in a clinopyroxenite (sample Pyr 14A). Gabbros from the top of the section are made of very fresh plagioclase and cpx in roughly equal proportions. The two gabbros we have sampled are devoid of ol or opx. They have a medium grained adcumulate texture. All these rocks are devoid of any deformation overprint.

7.6.5 Phase chemistry and chemical stratigraphy

7.6.5.0.1 Analytical note Major and minor element concentrations in individual mineral phases (Ol, Cpx, Opx, and Spinel) were determined with a CAMECA SX50 electron microprobe with SAMX automation at the Paul Sabatier University, Toulouse, France, using wavelength-dispersive spectrometry (WDS). Analyses were performed with an accelerating voltage of 15kV, beam current of 20 nA and a spot size of 4 μm^2. The following synthetic and natural minerals standards were used : albite (Na), periclase (Mg), corundum (Al), sanidine (K), wollastonite (Si, Ca), pyrophanite (Mn, Ti), hematite (Fe), chromium oxides (Cr), and nickel oxides (Ni). Nominal concentrations were corrected by the PAP

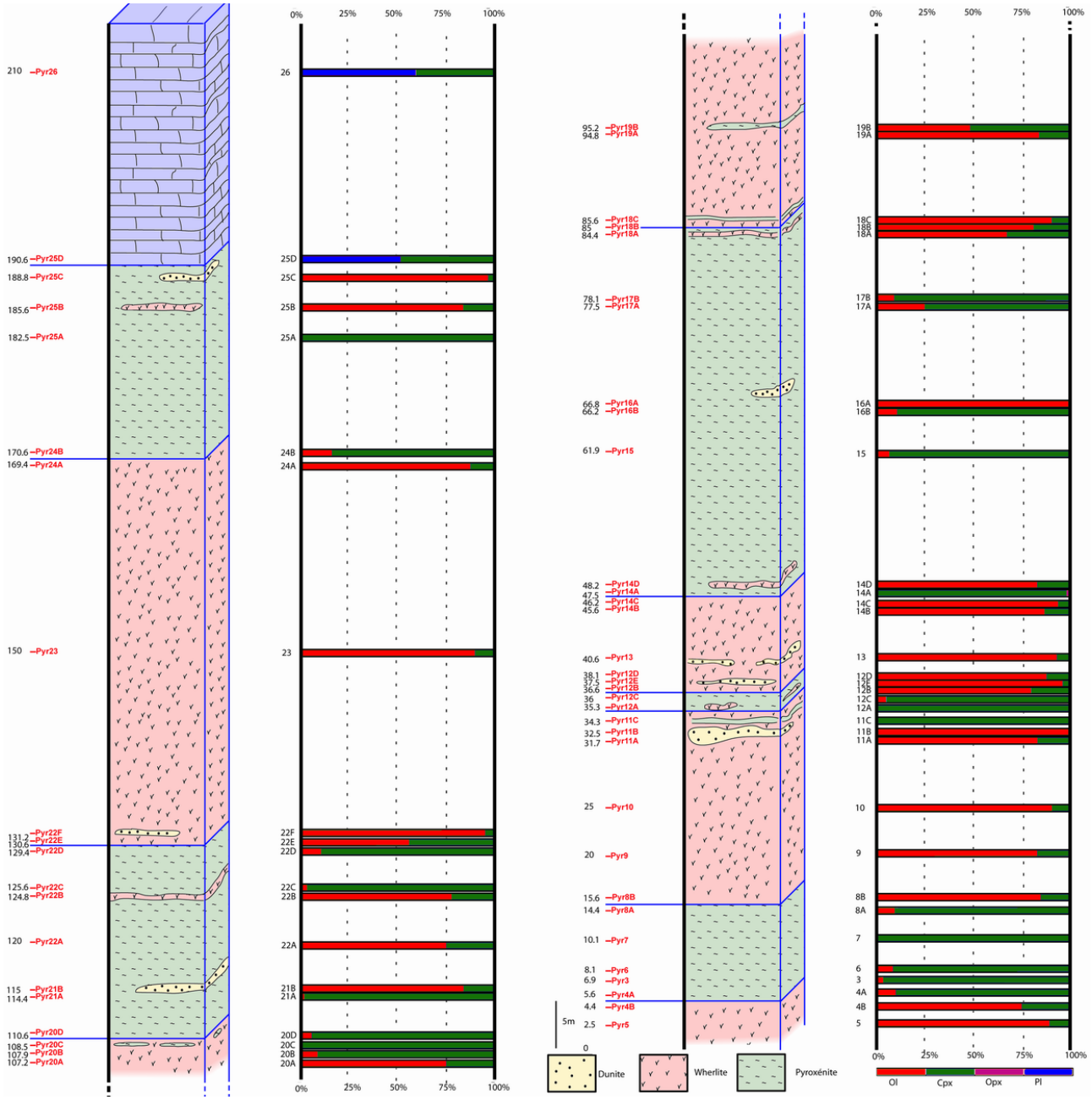

FIG. 7.40 – Lithological log of the outcrop from the southern area. The half left picture corresponds to the upper part. Stratigraphic heights (in meters) are counted from the bottom of the cross section (altitude zero is at point Pyr5 corresponding to point A in Fig. 3). Label of the samples are in red. Lithologies showing alternations of wehrlite and clinopyroxenite overlain by gabbro. Variations in modal composition (ignoring alteration) for each collected sample are shown with the following color code : red for olivine, green for cpx, purple for opx and blue for plagioclase.

data reduction method (Pouchou et Pichoir, 1985). Counting time was 10 seconds on the peak and 5 seconds on the background. The detection limits is of 0.07 % for Al_2O_3, 0.02% for TiO_2 and 0.09 % for Cr_2O_3 and Na_2O, for all mineral phases analysed. Our full data set is available as supplementary electronic files.

The vertical evolution of the composition of cpx, olivine and Cr-spinel, and its relationship with the lithostratigraphy is shown in figures 7.41, 7.42 and 7.43. The Mg# of Cpx and the one of olivine are always high and vary in a narrow interval, ranging from 0.93 to 0.89 and from 0.90 to 0.87 respectively (Fig. 7.41). Although the lowest Mg# values tend to be associated with the clinopyroxenites, the variation ranges of clinopyroxenites and wehrlites largely overlap. In other words, there is no dichotomy in phase chemistry mirroring the bimodal distribution in modal composition (dichotomy between cpx-rich and cpx-poor cumulates). At the contrary, variations in mineral chemistry define smooth vertical wavy patterns that largely ignore the rather abrupt lithological transitions. It is worth noting (1) that the "half-wavelength" of the chemical pattern is of the same order of magnitude as the thickness of the mega-layering, *i.e.* ranging from several meters to a few tens of meters but (2) that the minimum and maximum values of the chemical parameters do not correspond to the major lithological transitions.

The same wavy pattern can be observed for the elements plotted in Fig. 7.42 and 7.43. The stratigraphic evolutions of the other measured chemical parameters are, actually, rather well correlated or anti-correlated, depending on the compatible or incompatible nature of the elements in the mineral phase considered. The concentration of TiO_2 in spinel tends to be correlated to the one of Cr_2O_3, although the scatter of this parameter is quite important.

There is no general evolution of the phase chemistry along the 200 m pile of ultramafic cumulates superimposed on the wavy variation pattern (no global increase or decrease in the average values of any chemical parameters downsection). A major shift in all these parameters is, however, observed in gabbros : the Mg# of their cpx is quite low (0,80 to 0.83), their Cr_2O_3 content is below the detection limit and their TiO_2 content is significantly higher, ranging from 0,15 to 0,40 wt% (fig. 7.44 and 7.45).

Cpx are quite poor in aluminum, with Al_2O_3 contents ranging from 0.5 to 2.5 wt%. In a Al_2O_3 vs Mg# diagram, cpx from our ultramafic cumulates define a field almost identical to the one of Trinity ophiolite cumulates. This field is included in the much wider variation domain of Oman pyroxenitic mantle dykes (Fig. 7.46). Their Cr_2O_3 content is always high, reaching 1,2 wt% (Fig. 7.44). Cpx in wehrlites and in dunitic lenses tend to be richer in Cr than cpx from clinopyroxenites, but the variation fields of these lithologies largely overlap. In terms of Cr_2O_3 content, the cpx from our ultramafic cumulates are identical to cpx from primitive pyroxenitic mantle dykes of Oman (Fig. 7.44).

The TiO_2 content of Cr-spinel (Fig. 7.43) and of cpx (Fig. 7.45) is also quite low, but rather variable, ranging from 0,1 to 0,4 in Cr-spinel and from below the detection limit (0.02 wt%) to 0.2 wt% in cpx. Their Cr# ranges from 58 to 74. Cr-spinel from wehrlites tend to have a higher Cr# than Cr-spinel from pyroxenites. The Cr# is roughly correlated to the Fo of olivine, although the scatter in this diagram (not shown) is quite high.

7.6.6 Discussion and conclusions

This study has shown that visible and near-infrared reflectance data are of great help to detect and map unexpected lithologies that can be missed during field-based geological mapping of large areas (reaching 1,000 Km^2 in our case) due to their apparent resemblance to other, more common, rock types. An airborne hyperspectral survey of the Maqsad area allowed us to establish that cpx-rich ultramafic cumulates do occur there – which was not documented, nor expected in this essentially

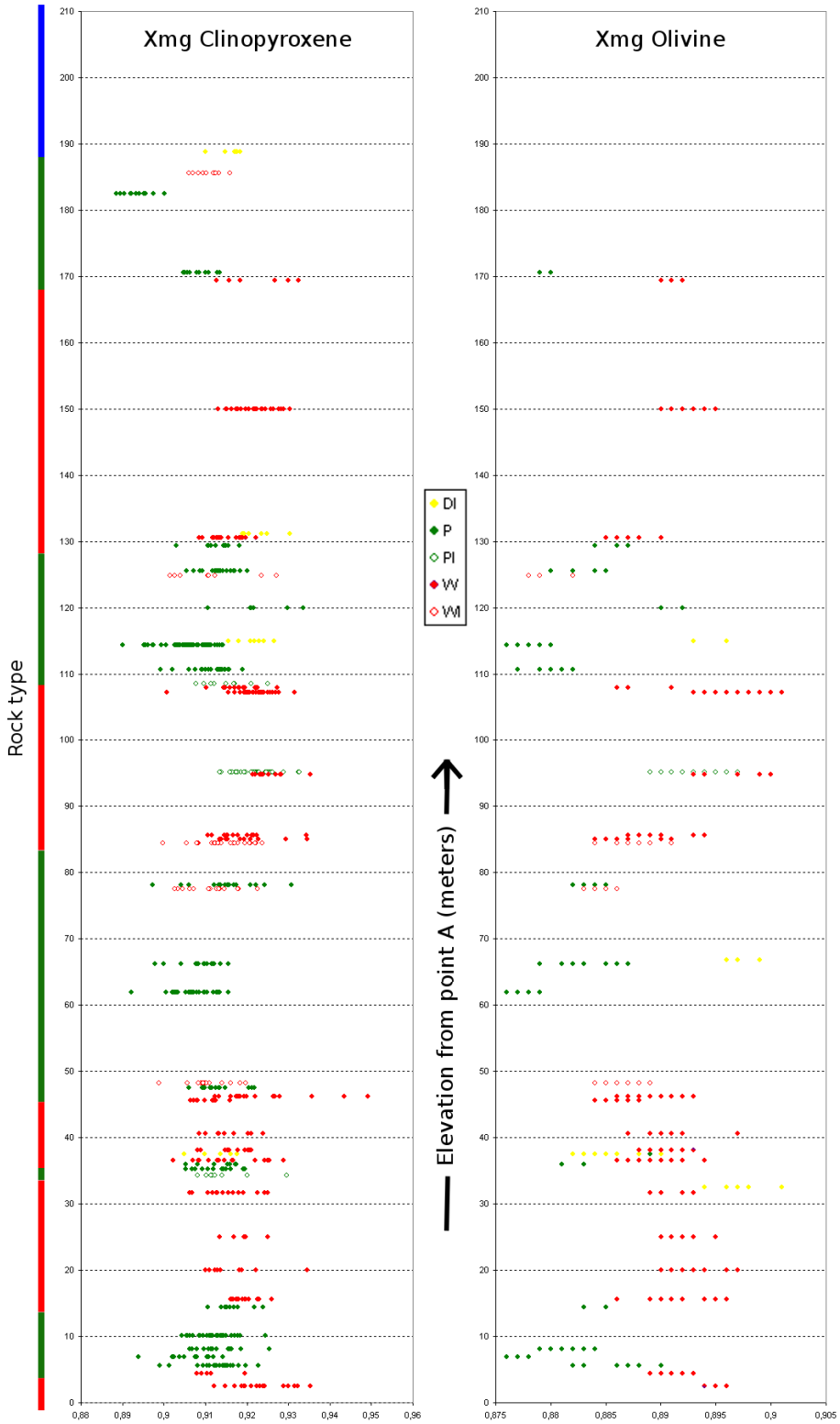

FIG. 7.41 – Stratigraphic variations of Mg# [100 x Mg/(Mg+Fetot)] in cpx (left) and olivine (right) from the southern outcrop. The color scale on the left shows dominant rock types (green : clinopyroxenite ; red : wehrlite ; blue : gabbro).

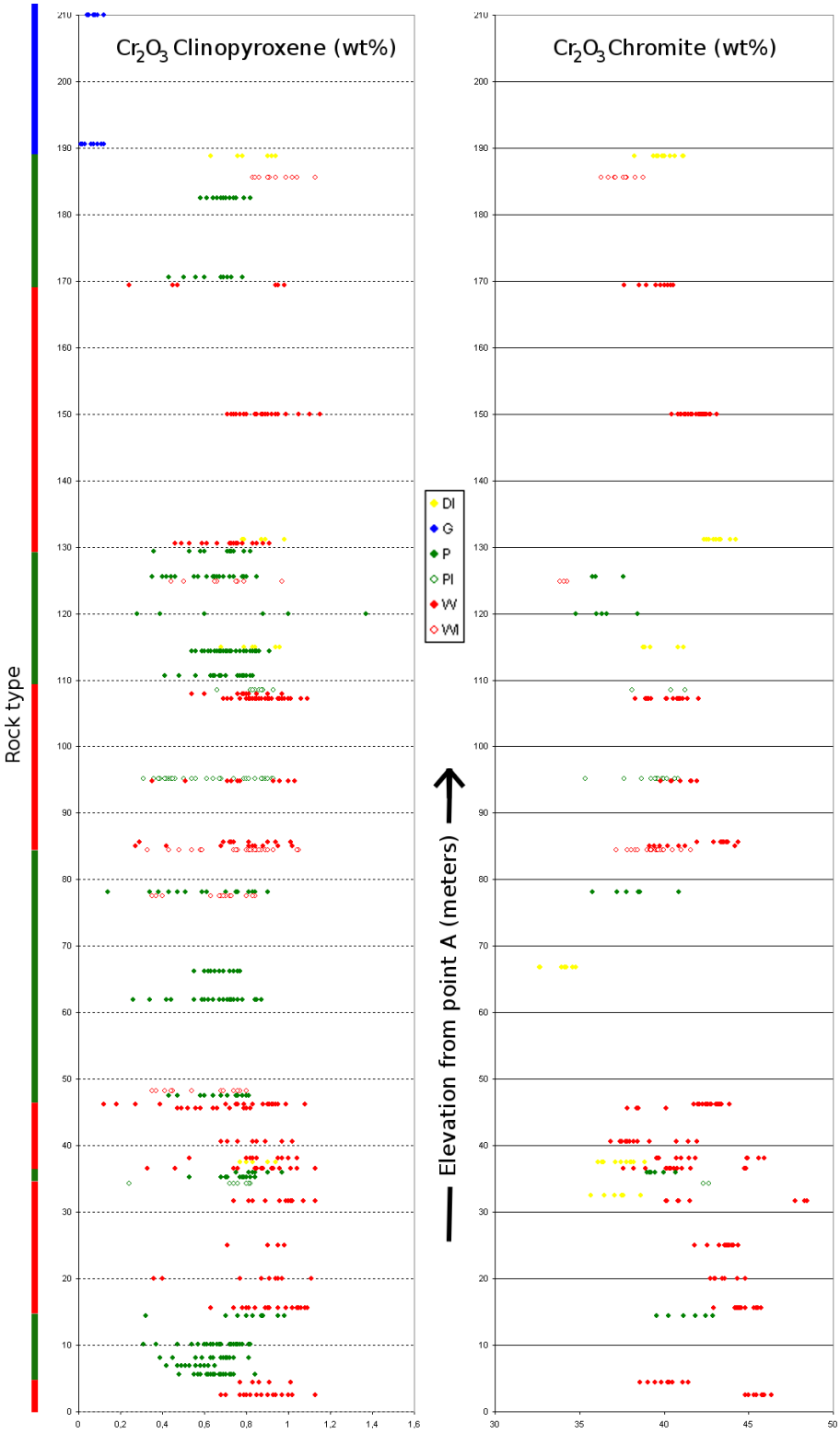

FIG. 7.42 – Stratigraphic variations of Cr_2O_3 (wt%) in cpx (left) and Cr-spinel from the southern outcrop.

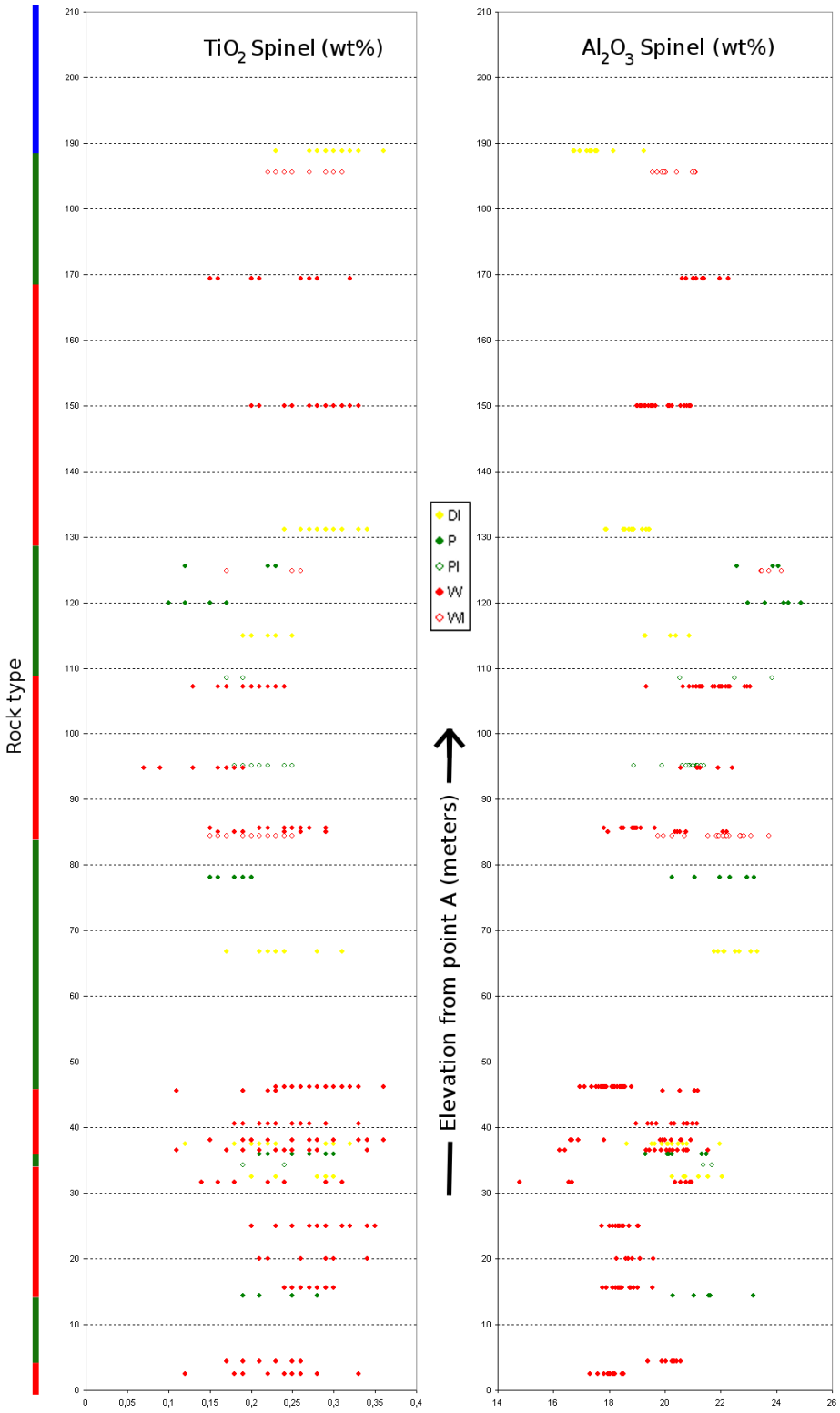

FIG. 7.43 – Stratigraphic variations of TiO_2 (left) and of Al_2O_3 (right) in Cr-spinel from the southern outcrop.

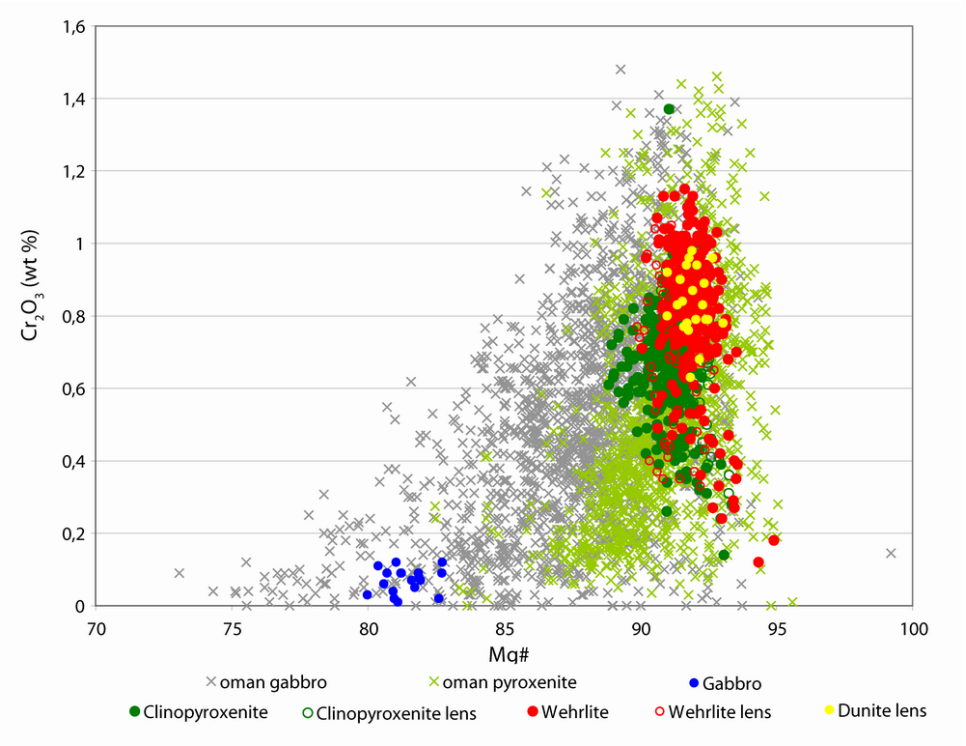

FIG. 7.44 – Variations of Cr_2O_3 versus Mg# [100 x Mg/(Mg+Fetot)] in cpx from the southern outcrop compared to Oman pyroxenite mantle dykes and Oman gabbros (layered gabbros and mantle dykes) (Python et Ceuleneer, 2003 ; Abily and Ceuleneer, unpub. data).

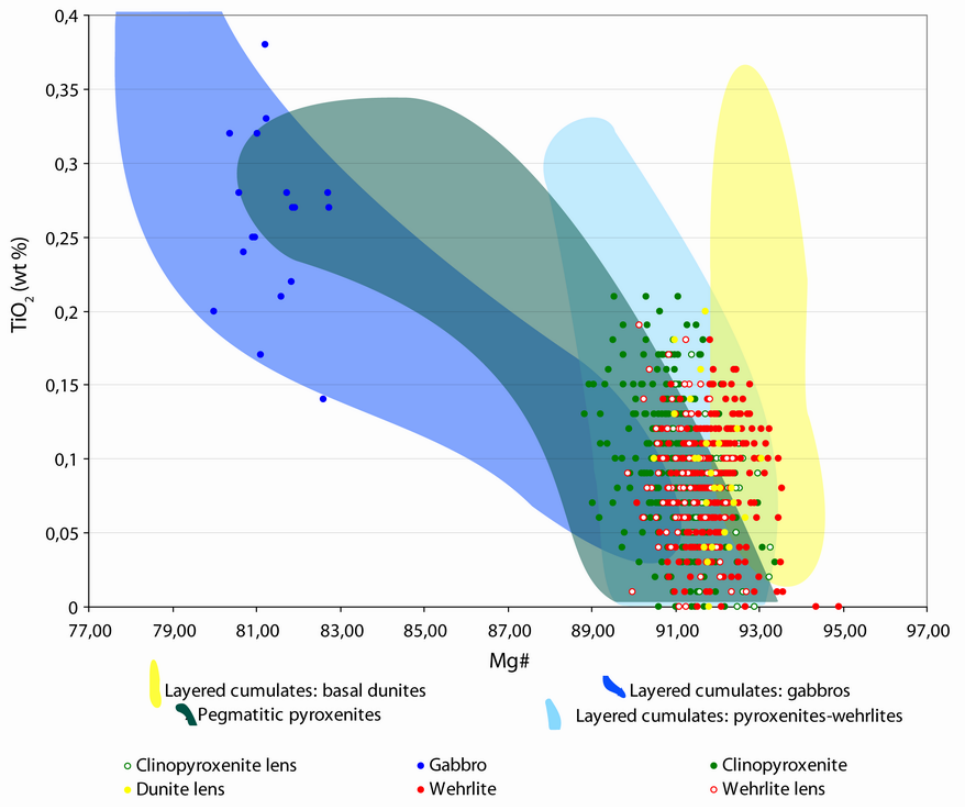

FIG. 7.45 – Variations in TiO_2 versus Mg# [100 x Mg/(Mg+Fetot)] in cpx from the southern outcrop compared to various lithologies from the Trinity ophiolite (Ceuleneer et le Sueur, 2008).

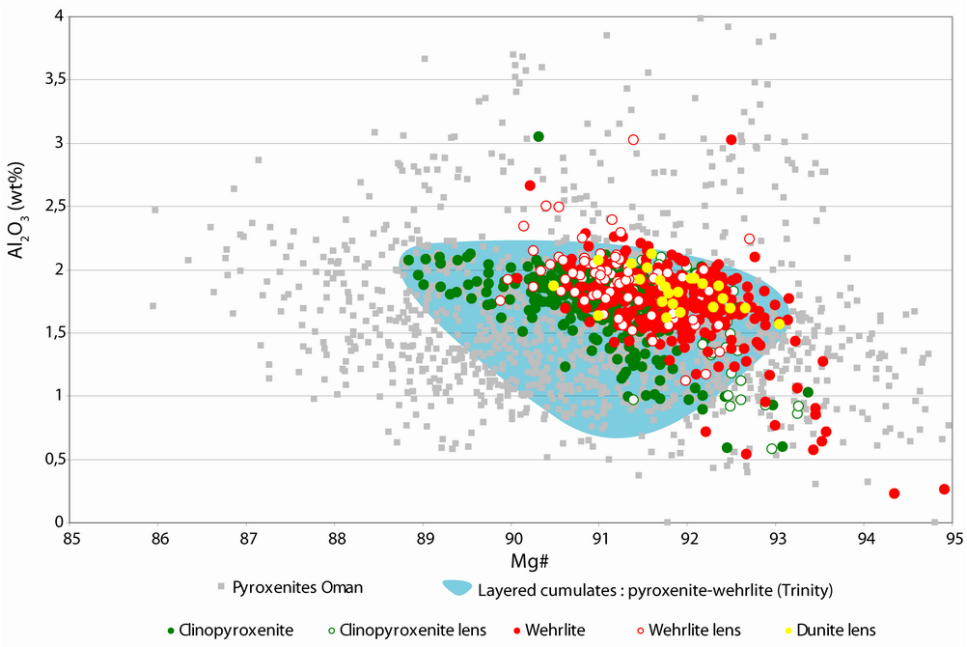

FIG. 7.46 – Variations of Al_2O_3 versus Mg# [100 x Mg/(Mg+Fetot)] in cpx from the southern outcrop compared to those of ultramafic crustal cumulates and pyroxenite mantle dykes of the Trinity ophiolite (Ceuleneer et le Sueur, 2008) and to pyroxenitic mantle dykes of Oman (Python et Ceuleneer, 2003).

gabbroic environment – and that they are distributed in off-axis position on both sides of the Maqsad paleo-ridge axis.

These cumulates have primitive compositions as attested by the high Mg# (*i.e.* Fo) of their olivines and by the high Mg# and Cr content of their cpx. The 0.02-0.03 difference in the Mg# of cpx and olivine is typical of cumulate phases in equilibrium with the same melt (*e.g.* Grove *et al.*, 1992). The most primitive among these melts were close to equilibrium with mantle peridotite, while the most evolved ones suffered only moderate degrees of fractional crystallization, slightly more important in the cumulates from the northern outcrop than from the southern outcrop (Fig. 7.47).

The construction of thick, continuous piles of primitive cumulates imply frequent refilling of a magma chamber with melts extracted from the mantle. The frequency of these refilling episodes can be deduced from the wavy geochemical patterns put in evidence in the section we sampled in detail in the southern part of the surveyed area. In figure 7.48, we propose an interpretation of this stratigraphic evolution in terms of cycles of replenishment and fractional crystallization. It appears that four of such cycles contributed to build the 200 m section exposed in this outcrop. Interestingly, the refilling events do not induce an abrupt kink in Mg# and in other chemical parameters. The reset to primitive values occur quite progressively on thicknesses that can reach 50 m. A simplistic way to account for this observation is that the refilling does not occur abruptly. The delivery of primitive melts into the magma chamber could be more or less continuous, although its rate would not be constant. Intervals of decreasing Mg# would correspond to low rates of injection, *i.e.* periods where the low melt supply cannot balance the global cooling of the magma chamber. Conversely, intervals of increasing Mg# would correspond to periods of higher rates of melt supply, an efficient magma mixing leading to progressive resetting of the magma composition to primitive values.

The alternation of mega-layers of cpx-poor and cpx-rich cumulates is clearly somehow related to these cycles of refilling and fractional crystallization (fig. 7.48), although likely not in a simple way. The maximum Mg# values are not realized at the base of the olivine-rich (wehrlitic) mega-layers nor the

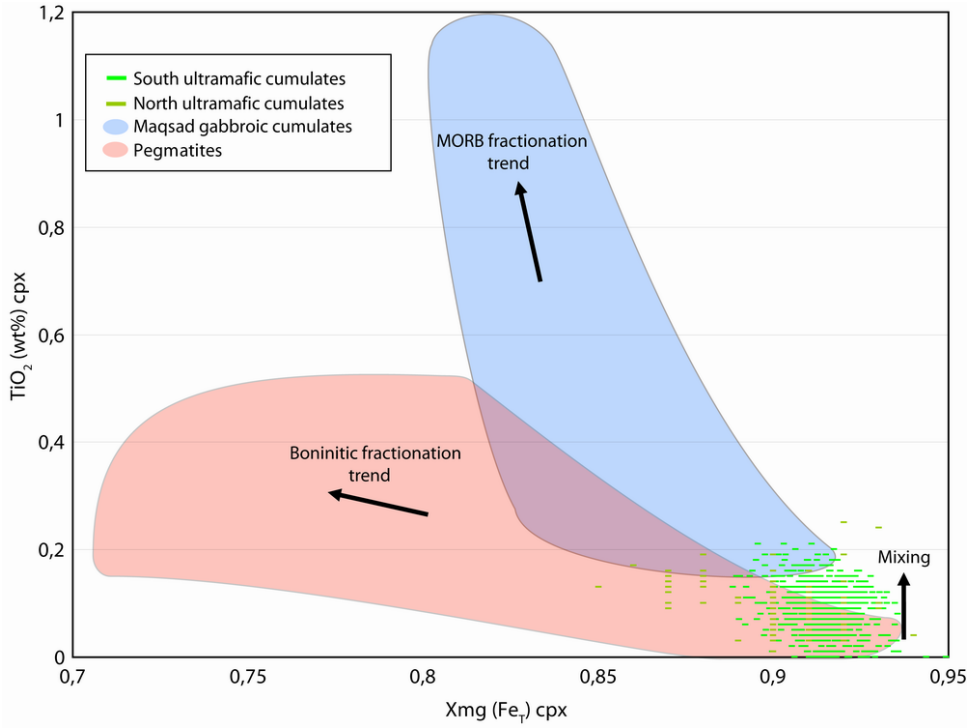

FIG. 7.47 – Variations of TiO_2 versus Mg# [100 x Mg/(Mg+Fetot)] in cpx from the southern and northern outcrops. Values are compared to those of the pegmatitic dykes surrounding the northern outcrop (defining the "boninitic fractionation trend") and to those of layered gabbroic cumulates cropping out in along the axis of the Maqsad paelo-spreading structure (defining the "MORB fractionation trend"). Fields were constructed with data of Benoit *et al.*, 1999 and with unpub. data of Ceuleneer and Abily.

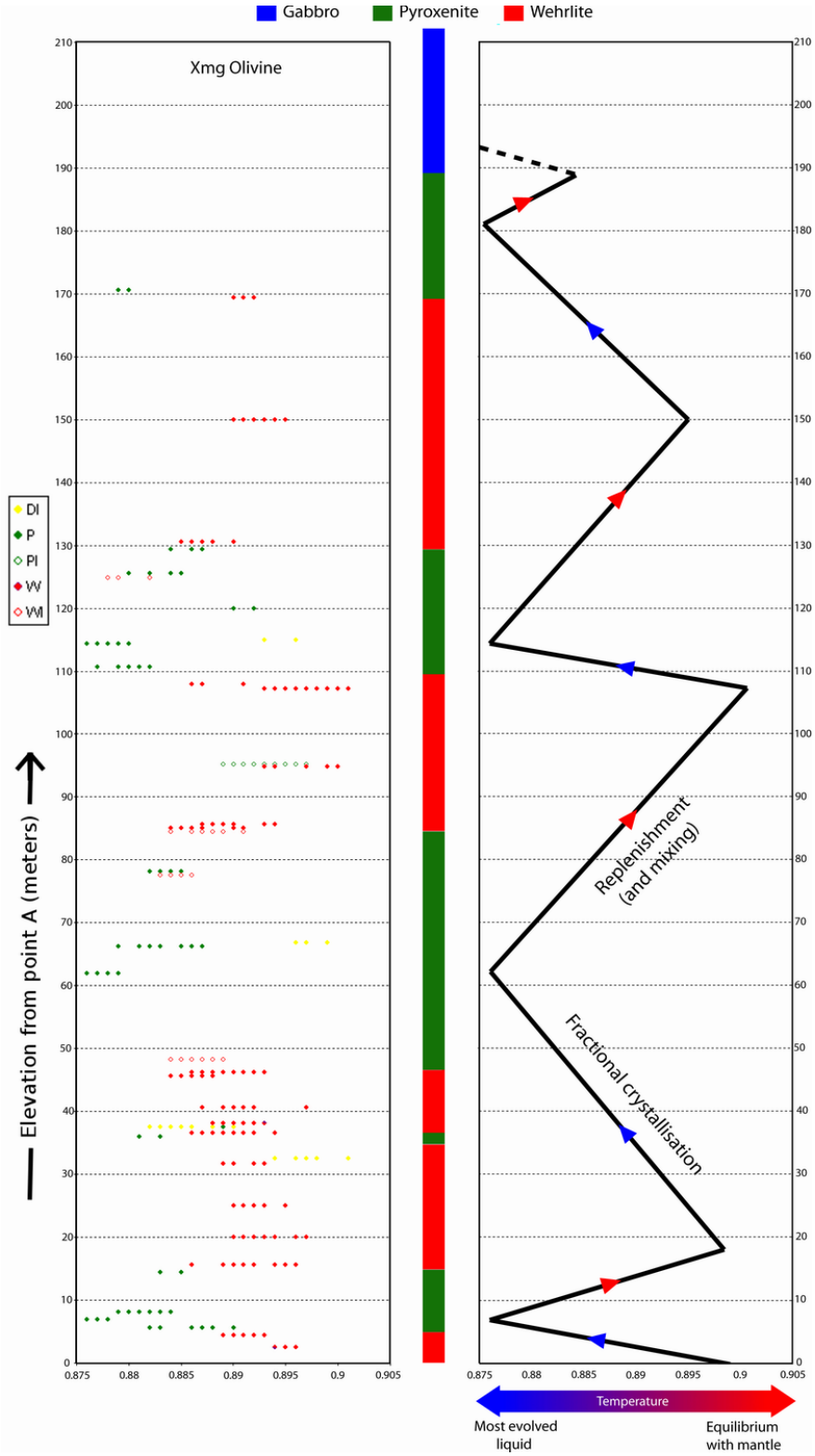

FIG. 7.48 – Left column : Mg#/100 variations in olivine along the cross section. Right column : interpretation of this trend (together with those presented in figures 7.41-7.43) in terms of successive stages of replenishment, mixing and fractional crystallisation.

minimum ones at the top of clinopyroxenite mega-layers, as could be expected from simple petrological reasoning. It happens, however, that the most evolved cumulates are preferentially found in the middle of clinopyroxenite mega-layers. The most primitive ones do not seem to occur systematically at the same distances from the lithological transitions, occurring as well at the base, at the top or in the middle of wehrlitic mega-layers. This may be interpreted in the frame of progressive mixing between evolved and primitive melts : although the chemical parameters like Mg# and Cr# smoothly evolve as the mixing progresses, the arrival of primitive melt batches does not affect immediately the proportions of crystallizing phases ; this change occurs later on, when the melt, evolving on a given cotectic line of the phase diagram, reaches a new cotectic line. In addition to variations in major element composition, the water activity in the magma is another parameter that may influence the position and nature of the cotectic lines.

Globally speaking, the abundant crystallization of wehrlites and clinopyroxenites call for parent melts rich in MgO, CaO and SiO_2 and poor in Al_2O_3, and possibly water, relative to tholeiitic melts of MORB affinity. High-Ca boninites or high-Mg andesites are perfect candidates for these parent melts, an inference that is supported by the mineral composition indicating that they are issued from a refractory mantle source. Most of of the Cr-spinel that crystallized in equilibrium with olivine and cpx to form the ultramafic cumultates have their Cr# values in the 0.6 to 0.7 interval. These are high values compared to typical values for Cr-spinel crystallizing from MORB, that have Cr# typically scattered around an average value of ~0.5 (*e.g.* Arai *et al.*, 2006; Python *et al.*, 2008). It has to be stressed that the compositional fields of Cr-spinel from MORB and from boninites largely overlap and the high Cr# values of our ultramafic cumulates are typically in the intersection between these two fields ; accordingly the argument of Cr# alone is not sufficient to infer the composition of their source. However, other parameters militate for derivation of their parent melts from quite depleted peridotites as the low concentrations of Ti in both cpx and Cr-spinel and the low concentration of Al in cpx. These compositions are much closer to the ones encountered in cumulates from supra-subduction zone ophiolites and in phenocrysts of present-day boninites than in MORB cumulates or phenocrysts (*e.g.* Dick *et al.*, 1991; Falloon et Crawford, 1991; Murton *et al.*, 1992; Van der Laan *et al.*, 1992; Ross et Elthon, 1997; Natland et Dick, 2001; Dantas *et al.*, 2007; Python *et al.*, 2008; Ceuleneer et le Sueur, 2008).

In that frame, the abrupt, but magmatic, transition to the evolved gabbros capping the ultramafic pile records a drastic and sudden change in the nature of the melt supplying the magma chamber. These gabbros are issued from a melt much more evolved than the parent melts of ultramafic cumulates in terms of Mg# and Cr content, and crystallizing along the plg+cpx cotectic, typical of evolved MORB (Dick *et al.*, 1991; Ross et Elthon, 1997; Natland et Dick, 2001).

It may be tempting to relate the occurrence of thick piles of clinopyroxenites and wehrlites to petrological processes developing in a supra-subduction setting. However, these lithologies are, in our case, clearly cogenetic with the much more abundant gabbroic cumulates with MORB geochemical affinity that make the bulk of the crust issued from the Maqsad diapir (Deniss *et al.*, 1994; Amri, 1995). The diapir itself is soaked with troctolitic and gabbroic segregation of MORB petrological affinity and of MORB geochemical and isotopic signature (Ceuleneer *et al.*, 1996; Benoit *et al.*, 1996; Python et Ceuleneer, 2003; Python *et al.*, 2008).

The ultramafic cumulates cropping out in the shallow mantle lack of high temperature plastic deformation overprint. This indicates clearly that they crystallized from magma chambers included into the lithosphere. On the other hand, they are restricted to an off-axis setting on both sides of

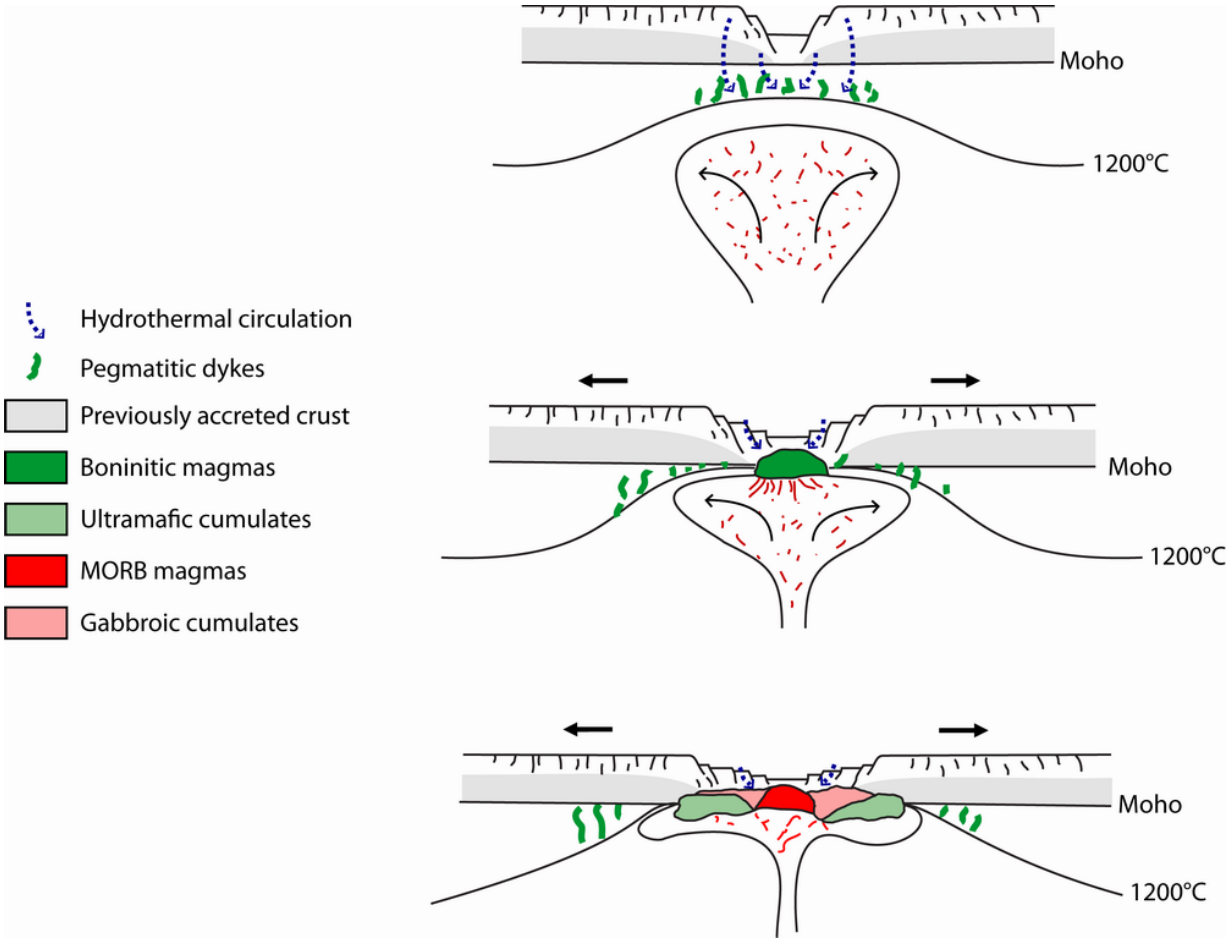

FIG. 7.49 – Sketch illustrating the proposed scenario of ultramafic cumulates formation in relation to mantle diapirism.

the Maqasd paleo-ridge – although these structural relations are complicated by the Muqbariah shear zone in the case of the southern outcrop. These structural observations, together with the petrological constraints, can be integrated in the following scenario (Fig. 7.49). Following a period of magma-starved spreading, the Maqsad asthenospheric diapir reached shallow depths beneath the ridge. It impinged a formerly accreted and hydrothermally altered lithospheric lid. Evidence for penetration of very high temperature hydrothermal fluids at mantle depths is abundant in this area (Leblanc *et al.*, 1991; Python *et al.*, 2007). Temperature increased up to the hydrated solidus of peridotites ($\leq$ ~1000°C), leading to the formation of melts ultra-depleted in incompatible elements but enriched in silica. The trondhjemitic pods with high An% plagioclase scattered in the mantle section of the Maqsad area have been attributed to such processes and may record the stage of incipient hydrated melting of the altered, depleted peridotites (Amri *et al.*, 1996). As melting proceeded, the lithospheric melts became boninitic-andesitic in composition (Benoit *et al.*, 1999). At this stage, the melt production was high enough to trigger hydraulic fracturing of the surrounding mantle rocks ; however, due to the low ambient temperature, these melts were not able to migrate on long distances and crystallized in situ as pegmatitic dykes (cf. O'Driscoll *et al.*, 2007).

The Maqsad diapir was soaked with MORB melts. As it continued to rise, the amount of MORB delivered at shallow depth increased, together with the surrounding temperature, leading to the formation of magma chambers where the crystallization of layered cumulates became possible. They remained rich in pyroxene and devoid of plagioclase as long as the contribution of MORB was moderate relative to the one of the boninitic-andesitic melts. Mixing between MORB and boninites may account for the pronounced scatter in incompatible elements content of cpx in the ultramafic cumulates. As a matter of fact, their Ti content is intermediate between the ultra-depleted values characterizing the most primitive pegmatites and the higher values typical of primitive MORB cumulates (Fig. 7.47).

As spreading continued, the contribution of MORB to the refilling of the magma chamber became more and more important and gabbros started to crystallize. The magmatic discordance between the primitive ultramafic cumulates and the quite evolved gabbro observed in the southern outcrop, results likely from complex interactions between melt dynamics and petrological evolution in the magma chamber and/or in the underlying mantle plumbing system. As spreading continued, the Maqsad asthenospheric diapir reached Moho level, the axial magma chamber was refilled by MORB only and the ultramafic cumulates were passively transposed in off-axis position, where they can be observed presently.

Although cumulates issued from andesitic melts are not common features along present-day mid-ocean ridges, they do exist (*e.g.* Nonnotte *et al.*, 2005). Models of oceanic spreading must take this observation into account. The scenario proposed above is a possible explanation for such puzzling occurrences.

7.6.7 Acknowledgments

We are very indebted to Dr. Hilal Al Azri from the Ministry of Commerce and Industry of Oman for his support with the organization of our airborne survey. The interpretation of the hyperspectral data has benefited from the cooperation with Patrick Launeau, Serge Chevrel, Christine Rosemberg, Regis Roy and Jean-Philippe Combe. Thin sections were realized by Fabienne de Parseval and Jean-François Ména. Philippe de Parseval was of great help to perform the microprobe analyses. Financial support was provided by the Centre National de la Recherche Scientifique and funding allocated by the French Ministry of Research to the "Programme Hypergemme" supported by the "ACI Observation de

la Terre".

7.7 Conclusion

Au cours de ce chapitre, nous avons utilisé le Modèle Gaussien Modifié, tel que nous l'avons développé au cours de cette thèse (cf. chap. 4), afin de traiter les données hyperspectrales obtenues sur le massif ophiolitique de Sumail en Oman. Ces données ont été acquises directement sur le terrain ou par des moyens aéroportés. Les premiers résultats, sur des spectres d'échantillons caractérisés par des méthodes analytiques traditionnelles, montrent que les spectres sont plus difficiles à déconvoluer que dans les cas de laboratoire (cf. § 7.2.2 page 241).

Nous avons ainsi vu que la patine peut modifier la forme générale du spectre en le rendant globalement plus "bombé" et en masquant partiellement les bandes d'absorption. Néanmoins, les absorptions des minéraux primaires peuvent être détectées, y compris dans des situations complexes telles que pour la harzburgite, la profondeur des absorptions restant suffisante pour que la déconvolution par MGM soit opérationnelle (cf. § 4.3.4 page 91). Cependant, nous avons également noté qu'une bande d'absorption atmosphérique ou d'hydratation peut perturber le signal en provoquant un léger évasement asymétrique à droite de l'absorption atmosphérique principale. En conséquence, dans certaines situations, les paramètres des gaussiennes se retrouvent décalés par rapport aux tendances définies en laboratoire (cf. § 4.4.3 page 121).

Cet effet se retrouve également à l'échelle de la mosaïque HyMap. Les résultats cartographiques pour la configuration olivine montrent que la détection de ce minéral peut être erronée, notamment lorsqu'elle est détectée sur de grandes étendues de la section crustale (cf. § 7.4.3.2 page 266). Néanmoins, il est possible de distinguer les roches mantellaires des roches crustales, la harzburgite apparaissant clairement dans toute la partie ouest du massif. Le clinopyroxène est quant à lui détecté dans la partie est du massif, conformément à ce qui était attendu d'après les études de terrain et le travail de cartographie spectro-géologique de Roy *et al.* (2008). Ce minéral est également détecté dans une unité lithologique particulière en forme de "trident", au nord de la carte HyMap, la détection ayant été cette fois confirmée *a posteriori* par l'étude *in situ* (Clenet *et al.*, 2008 ; Clénet et al., 2009, en préparation).

Du point de vue de la composition modale, une première étude "exploratoire" a été menée dans la harzburgite. Au premier ordre, le MGM dans son état actuel permet de déterminer la teneur moyenne de la roche en olivine, en considérant toutefois que l'altération ne peut être quantifiée. Probablement en raison de la différence d'échelle et des incertitudes concernant la représentativité de l'échantillonnage, les variations locales les plus subtiles ne sont pour l'instant pas visibles. Une variation régionale organisée du rapport $\frac{Ol}{Ol+Opx}$ au sein de la harzburgite est cependant mise en évidence pour la première fois (cf. Fig. 7.26). Elle fournit un regard nouveau, très utile à l'interprétation géologique.

En termes de compositions chimiques, les résultats sont assez homogènes pour l'orthopyroxène et, en se basant sur l'expérience acquise en laboratoire (cf. § 7.5.2 page 274), nous pouvons déterminer que ce minéral a des teneurs faibles en calcium et en fer. Dans le cas du clinopyroxène, les compositions déduites montrent une plus grande variabilité. Cette dernière est spatialement cohérente et, au vu des résultats de l'analyse pétrologique locale, elle apparaît liée à une réalité géologique. Le MGM tel que nous l'avons adapté montre donc un fort potentiel pour la cartographie automatique des minéraux mafiques, y compris pour les situations naturelles particulièrement complexes.

8

Conclusion générale

L'objectif premier de cette étude visait à progresser dans la caractérisation quantitative de la minéralogie des roches mafiques et ultramafiques à partir des données spectroscopiques visible-proche infrarouge. Pour cela, nous avons choisi d'utiliser le Modèle Gaussien Modifié (MGM), modèle basé sur les absorptions liées au fer contenu dans les minéraux primaires, approche qui en laboratoire a montré qu'elle pouvait donner accès à une information quantitative, tant du point de vue de la composition modale que de la composition chimique.

Cependant, ce modèle a originalement été développé pour des données de laboratoire et a porté uniquement sur des cas distincts d'olivines seules ou de mélanges de deux pyroxènes. La première étape de notre travail a donc consisté à adapter ce modèle aux situations naturelles, correspondant généralement à des assemblages minéralogiques plus complexes. A cette fin, nous avons défini des paramètres d'initialisation propres aux sept combinaisons possibles entre les trois minéraux olivine, orthopyroxène et clinopyroxène. Pour pallier l'extrême sensibilité du modèle à l'initialisation, nous avons également développé une procédure automatique permettant de déterminer les paramètres initiaux des gaussiennes à partir de la forme générale du spectre. Enfin, dans notre approche, la validation du processus de déconvolution est effectuée par la vérification *a posteriori* de la cohérence physique des paramètres calculés par le modèle en les comparants aux données concernant les absorptions, connues d'après la littérature.

Le second volet de cette thèse a consisté à mettre en oeuvre l'outil ainsi développé sur des spectres de laboratoire. Ces différents spectres, obtenus sur des poudres dont la minéralogie et les conditions d'acquisition sont contrôlées, ont permis de :

-i) valider le processus d'initialisation automatique et, au travers des critères de tri, le comportement du MGM vis-à-vis des différents assemblages minéralogiques ;

-ii) valider la capacité du modèle à retrouver les compositions modales des roches, en prenant toutefois en compte qu'un minéral en faible proportion peut ne pas être détecté ;

-iii) valider la capacité du modèle à déterminer les compositions chimiques des minéraux, y compris dans le cas des mélanges.

L'étude de spectres acquis en laboratoire sur des échantillons naturels a été un préalable à l'utilisation du MGM dans des environnements géologiques naturels terrestres et martiens. Que ce soit pour les météorites martiennes (SNC) ou pour les roches d'Oman, le modèle a permis de traiter le signal hyperspectral dans la plupart des cas. Nous avons globalement pu distinguer les différentes lithologies, notamment dans le cas de mélanges olivine-pyroxène qui n'avaient jamais été traités auparavant. Les compositions chimiques ont également été déterminées, y compris pour des pyroxènes de composition intermédiaire comme les augites et les pigeonites. Il reste cependant des difficultés, notamment dans le cas des minéralogies plus complexes, celles-ci étant plus difficiles à déconvoluer en raison des faibles profondeurs des absorptions et des effets supplémentaires qui ne sont pas liés à la minéralogie (*e.g.* effets atmosphériques, altération,...).

Ce travail a démontré qu'il n'était pas possible de transposer le modèle directement du laboratoire aux données aéroportées ou spatiales, sans au préalable avoir acquis une expertise permettant d'interpréter les situations ambiguës. Nous avons noté qu'une initialisation appropriée du MGM était cruciale et que le paramètre de largeur des gaussiennes pouvait jouer un rôle important en déstabilisant le modèle pour les spectres les plus plats. Nous pensons qu'il serait donc intéressant de caractériser plus précisément leurs évolutions, notamment dans le cas de spectres de mélanges, afin d'adapter au mieux les coefficients d'initialisation. Pour améliorer les processus de déconvolution, il est nécessaire

de rajouter des contraintes au modèle mathématique, en imposant un lien entre les gaussiennes pour conserver une cohérence minéralogique à l'issue de la modélisation.

L'expérience acquise durant la première partie de cette étude nous a permis d'appliquer le MGM à deux régions particulières caractérisées par une forte abondance en minéraux mafiques et qui sont actuellement l'objet de nombreux travaux : le volcan bouclier Syrtis Major sur Mars et le massif ophiolitique de Sumail en Oman.

Pour Mars, le fait d'avoir pleinement utilisé l'information spectroscopique fournie par OMEGA dans l'ensemble du domaine visible-proche infrarouge a été extrêmement utile à la caractérisation et à la cartographie de la minéralogie. Ainsi, l'analyse spectroscopique sur Syrtis Major a permis de distinguer plusieurs unités lithologiques, différenciées les unes des autres par la composition modale de leurs roches respectives. La croûte noachienne environnante est composée principalement de roches riches en orthopyroxène, ces derniers ayant des compositions de type enstatite. Les laves de l'édifice volcanique présentent quant à elles un enrichissement important en clinopyroxène (de 20 à 40% de la roche totale). Les résultats issus du MGM tel qu'utilisé aujourd'hui indiquent que ce minéral peut avoir des compositions variées, allant de l'augite à la pigeonite.

En plus du clinopyroxène, le travail effectué durant cette thèse met en évidence la présence non négligeable d'olivine dans les laves centrales de l'édifice volcanique. A partir des données obtenues sur les spectres de laboratoire, nous avons proposé une méthode permettant d'estimer la teneur relative d'un minéral par rapport à l'autre en se basant sur la profondeur des gaussiennes dans le domaine à 1 µm. En utilisant les données sur la teneur en plagioclase des laves de Syrtis Major obtenues à partir de l'infrarouge thermique, nous avons pu quantifier la proportion d'olivine, celle-ci pouvant atteindre 10 à 20% de la roche totale. La composition déduite à partir des positions des centres des gaussiennes est Fo_{50-80} mais la variation apparente de composition pourrait aussi s'expliquer par une variation physique de la taille des grains d'olivine.

Le couplage des résultats spectroscopiques avec les données pétrologiques nous a permis de formuler deux propositions quant à la composition de ces laves : la première leur attribue une composition incluant les trois minéraux mafiques, notre procédure ne détectant généralement pas l'orthopyroxène en raison de sa faible abondance. Cependant, pour les pixels où la configuration Ol-Opx-Cpx s'applique, les résultats indiquent que les pyroxènes seraient alors respectivement des augites et des enstatites. La seconde possibilité implique une température de cristallisation très élevée pour ces laves, soit plus de 1200-1300°C. Dans ces conditions, il est possible de former des pyroxènes ayant des compositions intermédiaires en calcium (augite/pigeonite) expliquant les résultats spectroscopiques.

Il n'est à l'heure actuelle pas possible de trancher entre ces deux hypothèses. Pour ce faire, il est nécessaire de poursuivre la mise en oeuvre, l'adaptation et la validation du MGM sur une gamme de situations diversifiées comprenant les trois minéraux mafiques simultanément, la détection de l'orthopyroxène étant actuellement le facteur limitant. Ce développement passe par l'étude de spectres de laboratoire de mélanges ternaires ayant des compositions modales variées, et de mélanges comprenant de l'olivine et un pyroxène ayant une composition chimique intermédiaire.

La dernière partie de la thèse a concerné le massif ophiolitique de Sumail. Grâce à une mission de terrain, nous avons pu à la fois obtenir des spectres et caractériser les échantillons par des moyens analytiques traditionnels. Nous avons constaté un effet important de la patine, celle-ci accentuant le "bombement" général du spectre et diminuant les profondeurs des absorptions. De plus, une absorption proche de 1.4 µm, liée à l'atmosphère ou à un processus d'hydratation semble gêner la déconvolution et entraîner un décalage des gaussiennes vers les plus hautes longueurs d'onde et/ou augmenter arti-

ficiellement leurs largeurs. Ce phénomène entraîne une détection erronée d'olivine pour de nombreux pixels.

Toutefois, l'analyse spatiale de l'ensemble de la mosaïque HyMap nous a permis de distinguer la section mantellaire de la section crustale. De plus, nous avons mis en évidence et cartographié pour la première fois des variations spatiales organisées de composition modale au sein même de l'unité harzburgitique. Le prélèvement d'échantillons de façon systématique le long de deux profils a été réalisé au cours d'une seconde campagne de terrain. Les premiers résultats, en "comparaison directe", montrent que notre méthode permet d'estimer correctement la teneur moyenne en olivine des roches, malgré une légère surestimation systématique pouvant être une conséquence indirecte de l'effet de l'altération de ce minéral en serpentine ou résulter d'un problème de changement d'échelle. Du point de vue de la composition chimique des clinopyroxènes, nous avons pu distinguer trois zones présentant des caractéristiques distinctes. Grâce à l'étude pétrologique locale effectuée sur un massif de clinopyroxénite, détecté à partir des données hyperspectrales, nous avons montré que ces variations de composition ont une réalité géologique.

Le travail effectué durant cette thèse a clairement permis d'améliorer les capacités de détection par imagerie spectroscopique dans le visible-proche infrarouge des minéraux mafiques, notamment pour les mélanges olivine-pyroxène. Nous avons franchi un pas supplémentaire dans la détermination de la composition chimique de ces minéraux à partir des observations par spectroscopie de réflectance. Ces apports sont essentiels dans la caractérisation et la compréhension des processus pétrologiques inhérents à la formation des surfaces planétaires et devraient stimuler l'utilisation de l'imagerie spectroscopique à des fins géologiques.

Annexes

A. Etude spectrale

A.1 Critères de tri minéralogique

- Les valeurs sont respectivement exprimées en nanomètres pour les positions et largeurs et en ln(Réflectance) pour les profondeurs.
- Une absence de valeur signifie qu'il n'existe pas de contrainte dans la détection.
- Il peut exister différents critères de tris suivant la configuration minéralogique étudiée.

Olivine "1250"

Position	minimum		1200
	maximum		1375
Largeur	minimum	sans pyrox.	325
		avec pyrox.	250
	maximum		600
Profondeur	minimum		-0.02

Olivine "1050"

Position	minimum		1000
	maximum		1100
Largeur	minimum	sans Cpx	125
		avec Cpx	110
	maximum		250
Profondeur	minimum	sans Cpx	-0.02
		avec Cpx	-0.001
	$Prof_{"1250"}$		100%

Olivine "850"

Position	minimum		810
	maximum		940
Largeur	minimum		100
	maximum		400
Profondeur	minimum	sans Opx	-0.02
		avec Opx	-0.001
	$Prof_{"1250"}$		75%

Orthopyroxène 1µm

Position	minimum	sans olivine	885
		avec olivine	875
	maximum		950
Largeur	minimum		100
	maximum		300
Profondeur	minimum		-0.02

Orthopyroxène 2µm

Position	minimum	1775
	maximum	2150
Largeur	minimum	200
	maximum	800
Profondeur	minimum	-0.02

Clinopyroxène 1µm

Position	minimum	910
	maximum	1100
Largeur	minimum	100
	maximum	300
Profondeur	minimum	-0.02

Clinopyroxène 2µm

Position	minimum	1925
	maximum	2400
Largeur	minimum	200
	maximum	1000
Profondeur	minimum	-0.02

A.2 Références des spectres utilisés pour la validation

OLIVINE				
N° spectre	N° *RELAB*	% forstérite	Ø particules	Sunshine et al.
0	C1PO58	0.1	$<$ 45 µm	R
1	C3PO59	0.1	45 - 90 µm	
2	C1PO48	27.7	$<$ 45 µm	
3	C1PO72	36	$<$ 45 µm	N
4	C1PO74	42	$<$ 45 µm	L
5	C1PO49	50.5	$<$ 45 µm	
6	C1PO47	59.3	$<$ 45 µm	
7	C1PO45	60	$<$ 45 µm	
8	C1PO30	82.4	$<$ 45 µm	
9	C2PO31	82.4	$<$ 45 µm	H
10	C1OL01	85	$<$ 45 µm	
11	C2OL08	85.7	$<$ 45 µm	
12	C1PO64	85.9	$<$ 45 µm	G
13	C1PO40	88	$<$ 45 µm	
14	C3PO57	88.5	$>$ 45 µm	
15	C1PO27	89	$<$ 45 µm	E
16	C1OL02	90	$<$ 45 µm	
17	CAPO50	90.4	$<$ 45 µm	D
18	C2OL04	90.5	$<$ 45 µm	
19	C2OL10	90.8	$<$ 45 µm	
20	C1OL03	91	$<$ 45 µm	
21	C1PO60	91.8	$<$ 45 µm	C
22	C3PO61	91.8	$>$ 45 µm	
23	C1PO76	92	$<$ 45 µm	B
24	C1PO77	92	$>$ 45 µm	
25	C3PO54	92.7	$>$ 45 µm	
26	C1PO52	96.9	$<$ 45 µm	A
27	C3PO53	96.9	$>$ 45 µm	

PYROXENES - Opx synthétiques		**PYROXENES - Divers**		
Composition (Wo 0)	N° *RELAB*	Type	Composition	N° *RELAB*
En 0 Fs 100	C1DL61A	Augite	$En_{42}Fs_{19}Wo_{39}$	C1PP49
En 8 Fs 92	C1DL21A	Diopside	$En_{43}Fs_{8}Wo_{49}$	C1PP29
En 17 Fs 83	C1DL24A	Enstatite	$En_{91}Fs_{8}Wo_{1}$	C1PP43
En 25 Fs 75	C1DL28A	Pigeonite	$En_{65}Fs_{27}Wo_{8}$	C1PP42
En 30 Fs 70	C1DL23A	Hédenbergite A	$En_{4}Fs_{47}Wo_{49}$	C1PP12
En 35 Fs 65	C1DL25A	Hédenbergite B	$En_{9}Fs_{36}Wo_{55}$	C1PP14
En 50 Fs 50	C1DL04A	Hédenbergite C	$En_{2}Fs_{45}Wo_{53}$	C1SB15
En 70 Fs 30	C1DL26A			
En 75 Fs 25	C1DL03A			
En 80 Fs 20	C1DL02A			
En 90 Fs 10	C1DL65A			
En 97 Fs 2	C1DL64A			

PYROXENES - Mélanges				
Caractéristiques		N° *RELAB*		
Mélange	Composition	0 - 45 µm	45 - 75 µm	75 - 125 µm
Opx	$En_{87}Fs_{12}Wo_{1}$	C5PE30	C3PE31	C5PE32
Opx 85% Cpx 15%		C1XP15	C1XP25	C1XP06
Opx 75% Cpx 25%		C1XP13	C1XP23	C1XP04
Opx 60% Cpx 40%		C1XP11	C1XP21	C1XP02
Opx 50% Cpx 50%		C1XP10	C1XP20	C1XP01
Opx 40% Cpx 60%		C1XP12	C1XP22	C1XP03
Opx 25% Cpx 75%		C1XP14	C1XP24	C1XP05
Opx 15% Cpx 85%		C1XP16	C1XP26	C1XP07
Cpx	$En_{45}Fs_{10}Wo_{45}$	C5PP21	C3PP22	C5PP23

OLIVINE - ORTHOPYROXENE (1)			
Minéral	Composition	Ø particules	N° *RELAB*
Ol	Fo 85-89	$<$ 25 µm	CAPO81
Ol	Fo 85-89	25 - 45 µm	CBPO81
Ol	Fo 85-89	45 - 75 µm	CCPO81
Opx	En 85-90	$<$ 25 µm	CAPE41
Opx	En 85-90	25 - 45 µm	CBPE41
Opx	En 85-90	45 - 75 µm	C3PE41
Pl	An 78.4 Ab 21.2*	$<$ 25 µm	CAPA60
Pl	An 78.4 Ab 21.2*	25 - 45 µm	CBPA60
Pl	An 78.4 Ab 21.2*	45 - 75 µm	CCPA60
* d'après Mustard et Pieters (1989), autres données d'après Hiroi et Pieters (1994)			

OLIVINE - ORTHOPYROXENE (2)			
Mélange (Ø 45-75 µm)	N° *RELAB*	Mélange (Ø 45-75 µm)	N° *RELAB*
Ol 75% Pl 25%	C1XT24	Ol 66.7% Opx 16.7% Pl 16.7%	C1XT33
Ol 50% Pl 50%	C1XT25	Ol 16.7% Opx 66.7% Pl 16.7%	C1XT34
Ol 25% Pl 75%	C1XT26	Ol 16.7% Opx 16.7% Pl 66.7%	C1XT35
Opx 75% Pl 25%	C1XT29	Ol 33.3% Opx 33.3% Pl 33.3%	C1XT36
Opx 50% Pl 50%	C1XT28	Ol 16.7% Opx 41.7% Pl 41.7%	C1XT37
Opx 25% Pl 75%	C1XT27	Ol 41.7% Opx 16.7% Pl 41.7%	C1XT38
Ol 75% Opx 25%	C1XT32	Ol 41.7% Opx 41.7% Pl 16.7%	C1XT39
Ol 50% Opx 50%	C1XT31		
Ol 25% Opx 75%	C1XT30		

OLIVINE - ORTHOPYROXENE - CLINOPYROXENE			
Spectre	Composition	Ø particules (Ol - Opx - Cpx)	N° *RELAB*
A	Ol 20% Opx 20% Cpx 60%	M - M - M	C1XS01
B	Ol 20% Opx 20% Cpx 60%	S - S - L	C1XS03
C	Ol 20% Opx 20% Cpx 60%	L - S - S	C1XS02
S : petite, M : moyenne, L : grande			

Météorites					
Spectre	Météorite	Précision spectre	Lithologie	Minéraux	N° *RELAB*
0	ALH84001		Orthopyroxénite	En	C3MT02
1	ALH77005	B	Lherzolite	Ol-Aug-Pig-Msk	CBLM09
2	ALH77005	C	Lherzolite	Ol-Aug-Pig-Msk	CCLM09
3	ALH77005	D	Lherzolite	Ol-Aug-Pig-Msk	CDLM09
4	Chassigny		Dunite	Ol	MGP075
5	EET79001	A-73	Basalte à olivine	Aug-Pig-Msk-Ol	TALM07
6	EET79001	A-79	Basalte à olivine	Aug-Pig-Msk-Ol	T5LM07
7	EET79001	A-PA	Basalte à olivine	Aug-Pig-Msk-Ol	C1LM07
8	EET79001	B-79	Basalte	Aug-Pig-Msk	T7LM07
9	EET79001	B-PB	Basalte	Aug-Pig-Msk	C2LM07
10	Lafayette		Pyroxénite	Ol-Aug	C1LM23
11	Nakhla		Pyroxénite	Ol-Aug	MGP071
12	Shergotty		Basalte	Aug-Pig-Msk	C1LM21
13	Zagami		Basalte	Aug-Pig-Msk	CPMB49
En : enstatite, Aug : augite, Pig : pigeonite, Msk : maskelynite, Ol : olivine					
Pour le détail, voir le texte Chap. 2 partie 2.4.1.1 page 32					

Roches d'Oman - Spectres RELAB			Composition moyenne		
Spectre	Composition	N° *RELAB*	Ol	Cpx	Opx
0	Ol 100% Opx 00% Cpx 00%	CAOM01			
1	Ol 00% Opx 96% Cpx 04%	CAOM02		$En_{48}Fs_3Wo_{49}$	$En_{88}Fs_{10}Wo_2$
2	Ol 30% Opx 08% Cpx 62%	C1OM04	Fo_{89}	$En_{51}Fs_0Wo_{49}$	$En_{88}Fs_{11}Wo_1$
3	Ol 31% Opx 30% Cpx 39%	C1OM05	Fo_{91}	$En_{48}Fs_3Wo_{49}$	$En_{90}Fs_9Wo_1$
4	Ol 59% Opx 02% Cpx 39%	C1OM06	Fo_{89}	$En_{48}Fs_3Wo_{49}$	
5	Ol 00% Opx 05% Cpx 95%	C1OM07		$En_{47}Fs_3Wo_{50}$	$En_{82}Fs_{16}Wo_2$
6	Ol 00% Opx 20% Cpx 80%	C1OM08		$En_{48}Fs_6Wo_{46}$	$En_{81}Fs_{17}Wo_2$
7	Ol 00% Opx 50% Cpx 50%	C1OM09		$En_{51}Fs_3Wo_{46}$	$En_{85}Fs_{14}Wo_1$
8	Ol 75% Opx 25% Cpx 00%	C1OM10			
9	Ol 00% Opx 30% Cpx 70%	C1OM11		$En_{49}Fs_2Wo_{49}$	$En_{85}Fs_{13}Wo_2$
10	Ol 00% Opx 86% Cpx 14%	C1OM12		$En_{49}Fs_2Wo_{49}$	$En_{89}Fs_{10}Wo_1$
11	Ol 61% Opx 25% Cpx 14%	C1OM14			
12	Ol 07% Opx 20% Cpx 73%	C1OM15	Fo_{80}	$En_{58}Fs_6Wo_{46}$	$En_{83}Fs_{16}Wo_1$
13	Ol 05% Opx 15% Cpx 80%	C1OM16	Fo_{86}	$En_{46}Fs_4Wo_{50}$	$En_{85}Fs_{14}Wo_1$
14	Ol 10% Opx 30% Cpx 60%	C1OM17	Fo_{85}	$En_{48}Fs_4Wo_{48}$	$En_{85}Fs_{13}Wo_2$
15	Ol 15% Opx 72% Cpx 13%	C1OM18	Fo_{90}	$En_{49}Fs_3Wo_{48}$	$En_{87}Fs_9Wo_2$
16	Ol 91% Opx 09% Cpx 00%	C1OM19			
17	Ol 90% Opx 10% Cpx 00%	C1OM20			
18	Ol 29% Opx 00% Cpx 71%	C1OM21	Fo_{87}	$En_{49}Fs_4Wo_{47}$	

B. Association de configurations

Syrtis Major			
Configurations validées			Configuration retenue
Opx	Cpx		Cpx
Opx-Cpx	Opx		Opx-Cpx
Opx-Cpx	Cpx		Opx-Cpx
Ol-Cpx	Cpx		Ol-Cpx
Ol-Cpx	Ol		Ol-Cpx
Ol-Opx	Ol		Ol-Opx
Ol-Opx-Cpx	Ol-Cpx		Ol-Opx-Cpx
Ol-Opx-Cpx	Ol-Cpx	Cpx	Ol-Cpx

OMAN		
Configurations validées		Configuration retenue
Opx-Cpx	Cpx	Opx-Cpx
Ol-Cpx	Cpx	Ol-Cpx
Ol-Cpx	Ol	Ol-Cpx
Ol-Opx	Ol	Ol-Opx

C. Nouveau Chapitre de Thèse

Ecole doctorale : Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)
Université de rattachement : Université Paul Sabatier
Nom du mentor : Robert Martinez

C.1 La thèse dans son contexte

C.1.1 Une thématique au coeur de l'actualité

Les avancées technologiques des dernières décennies ont permis de franchir un cap décisif dans le domaine de l'exploration spatiale. Contrairement à la Terre, les études in-situ des corps planétaires du système solaire, les planètes et leurs satellites, sont limitées. Ainsi, seules les missions Apollo pour la Lune et les différents robots d'exploration sur Mars ont permis d'obtenir ponctuellement les mesures directes des caractéristiques des roches. Pourtant l'étude de la composition de la surface permet de comprendre les processus qui sont à l'origine de leurs formations et de leurs évolutions, et ainsi de mieux appréhender l'histoire du système solaire. Il est donc essentiel de pouvoir obtenir ces informations par d'autres moyens. Les satellites en orbite autour des planètes permettent, par le biais de différentes techniques de télédétection, d'acquérir de manière automatique et à grande échelle les données nécessaires. L'interprétation des résultats, en plus de l'information scientifique qui en découle, permettra aussi de préparer le retour de l'homme sur la Lune dans les années à venir, puis à moyen terme de préparer son arrivée sur Mars. Mon laboratoire d'accueil est un des laboratoires choisis pour traiter une partie de ces données.

Parmi les différentes techniques existantes, j'ai utilisé durant ma thèse la télédétection hyperspectrale. Cette méthode puissante est basée sur l'étude à distance et à de nombreuses longueurs d'onde (spectre) de la lumière solaire renvoyée par la surface étudiée. Ce type d'instrument se trouve notamment à bord des dernières sondes envoyées autour de Mars, comme c'est le cas pour l'instrument européen OMEGA[1] (mission Mars-Express). L'enjeu est de quantifier la composition de la roche à partir des variations du spectre, variations elles-mêmes fonction des propriétés physiques des minéraux. Pour cela, à partir de données expérimentales, j'ai adapté un modèle existant de traitement des spectres et je l'ai développé pour des roches en conditions naturelles, c'est-à-dire des roches ayant une composition complexe et ayant subi des processus d'altération. La procédure informatique permet un traitement adapté à la cartographie minéralogique systématique de zone étendue. La première application a été faite sur un morceau de croûte océanique émergée (ophiolite du Sultanat d'Oman). Elle m'a permis de valider le processus d'analyse spectrale, notamment par le lien avec des études de terrain. L'association de la pétrologie classique (analyse en laboratoire) et de la télédétection hyperspectrale permet d'avoir une vision plus complète des processus de mise en place de ce type de structure. L'ophiolite d'Oman est aussi un bon analogue minéralogique de certaines régions martiennes. La seconde application a donc été faite sur le volcan Syrtis Major sur Mars. Cette étude a montré des variations de composition des

[1] Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité

laves, variations qui pourraient être reliées à l'histoire de cet édifice, et donc à la structure interne de la planète. Ma thèse a ainsi contribué à une exploitation plus efficace des données et à une meilleure vision de l'histoire géologique régionale d'un édifice clé sur Mars.

C.1.2 Un projet qui s'inscrit dans une dynamique globale

J'ai réalisé ma thèse dans les locaux de l'Observatoire Midi-Pyrénées à Toulouse. Cette structure regroupe les différents laboratoires impliqués dans le domaine des Sciences de l'Univers. Les axes de recherche développés par le laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire (DTP), mon laboratoire d'accueil, vont de l'étude de la surface des corps planétaires, par des moyens de télédétection ou de pétrologie, à l'étude de leur structure interne (géophysique, modélisation). Durant ces trois années, j'ai travaillé au sein de l'équipe "Surfaces Planétaires" dont les travaux portent sur l'étude des surfaces des corps telluriques que sont la Lune, Mars et la Terre. Les axes de recherche de l'équipe concernent en particulier la formation et l'évolution de la croûte avec notamment l'aspect développement de nouvelles méthodologies pour la modélisation et l'interprétation du signal et caractérisation des implications géologiques.

L'équipe "Surfaces Planétaires" est particulièrement impliquée dans l'aspect acquisition des données. Elle a participé à l'achat d'un spectromètre de terrain et a créé un spectro-imageur de laboratoire unique en son genre. De plus, l'équipe a participé à l'organisation d'une campagne de mesure aéroportée en Oman et est fortement impliquée dans les missions spatiale. Ainsi l'équipe se trouve trés impliquée dans la communauté planètologique, tant du point de vue national qu'international. Trois laboratoires en France travaillent sur la thématique spécifique de ma thèse, avec une approche méthodologique différente. Les collaborations ont donc été essentielles, notamment avec le Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes (LPGN). Au niveau international, plusieurs laboratoires utilisent les mêmes données issues de Mars Express. Etant donné le fonctionnement de la recherche, même si la coopération existe, la nécessité de publier nous place plutôt dans une situation concurrentielle.

Ma thèse a été essentiellement axée sur les aspects modélisation du signal et interprétation géologique mais j'ai aussi eu l'occasion d'acquérir des données en Oman. Mon projet de recherche s'est inscrit à tout point de vue au sein de celui de l'équipe pour l'avancée de la télédétection hyperspectrale terrestre et planétaire.

C.1.3 Le sujet idéal

Ayant toujours été passionné par l'étude de la Terre, j'ai suivi une formation universitaire en géologie. C'est au cours de mon stage en première année de master que j'ai découvert par hasard la télédétection. Cette méthode m'a tout de suite plu de par son efficacité potentielle dans la cartographie de grandes régions, y compris des régions inaccessibles pour la géologie traditionnelle. C'est pourquoi j'ai effectué mon stage de deuxième année de master sur cette thématique avec les données de la sonde Cassini. J'ai donc passé quelques semaines à découvrir en avant-première la surface de Titan, satellite de Saturne. Malgré l'excitation de la découverte, les problèmes liés à l'atmosphère et à la composition de la surface m'ont permis de me rendre compte que je trouvais plus intéressant les problèmes de géologie des corps telluriques. C'est pourquoi j'ai refusé une première proposition de thèse dans la continuité du stage.

Cependant faire une thèse me tentait, à la fois pour aller au bout de mes études et pour contribuer à développer la méthodologie dans le cas de problématiques propres à la géologie fondamentale. Ce que je voulais alors c'était pouvoir garder l'aspect exploration planétaire, qui m'avait beaucoup plu

durant mon stage de master, tout en ayant aussi la possibilité de travailler sur la Terre afin de ne pas me fermer des portes à la sortie de la thèse. Parmi les offres proposées, un sujet attira mon attention. Après le premier contact, nous avons défini la ligne directrice du projet. Idéal, on m'offrait la possibilité d'avoir les deux aspects désirés : l'exploration spatiale, avec Mars, et terrestre en Oman. De plus, avec la partie terrestre du sujet, je pouvais faire un lien avec la géologie plus classique : du terrain et des analyses de roches. Toutes les conditions que je m'étais fixé étaient alors remplies, il n'en fallait pas plus pour me décider... Projet acheté !

C.2 La thèse : son déroulement et son coût

C.2.1 Avant la thèse

Il est essentiel, dans le cas de thématiques scientifiques portant sur l'exploitation d'un signal, d'avoir des données de qualité à traiter. Le travail en amont a donc été fait par l'équipe et, au final, celle-ci avait un jeu de données complet, prêt à être exploiter, une vision de la méthodologie à mettre en place et la certitude que des résultats scientifiques pouvaient en découler. Pour maximiser les chances de réussite du projet, le dernier élément manquant était quelqu'un qui soit capable de faire le lien entre l'information spectroscopique et l'information géologique. Je correspondais tout à fait à ce critère. De plus, j'avais déjà les relations nécessaires pour m'impliquer pleinement dans les collaborations de l'équipe. L'adéquation entre le projet de recherche, les résultats potentiels et la personne à même de réaliser ce travail était parfaite.

C.2.2 Déroulement du projet

C.2.2.1 Un début de thèse sur un rythme endiablé Le début de la thèse a tout de suite été très dense. Dès la fin de l'année, une réunion de travail était prévue avec les membres de l'équipe OMEGA travaillant aussi sur la géologie de la surface martienne. Prévue de longue date, elle avait pour but d'harmoniser les résultats que chacun avait. Pour moi, la première étape a donc consisté à m'imprégner du sujet, faire de la bibliographie et commencer les premiers tests pour avoir suffisamment de connaissances pour suivre et échanger à ce moment. Un ingénieur était arrivé un peu avant moi dans l'équipe et avait donc commencé a travailler sur les problèmes méthodologiques. Nous avons pendant cette période eu une étroite collaboration, chacun ayant une partie complémentaire du projet à réaliser. Son rôle consistait à développer le côté informatique, tandis que je m'appliquais à faire évoluer l'aspect théorique et l'application sur les données expérimentales. Cela m'a permis de rentrer dans le sujet très rapidement et d'être efficace tout de suite quant aux développements à effectuer. En plus de cette collaboration quotidienne, les réunions avec mon directeur de thèse, également responsable d'équipe, étaient très fréquentes, jusqu'à deux fois par semaine. Cette bonne cohésion nous a permis d'être suffisamment efficace pour rattraper notre retard. Le jour de la réunion a été mon premier contact avec certains noms que je voyais dans de nombreuses publications, notamment Jean-Pierre Bibring, le responsable scientifique de l'instrument OMEGA. Des visages sur des noms et une entrée dans la "cour des grands", les choses sérieuses avaient commencé.

A partir de là, j'ai pu reprendre un rythme de travail plus classique : finies, pour le moment, les journées de plus de 12h ! Cette réunion a permis d'identifier les failles dans notre approche méthodologique, mais elle a aussi permis de montrer que nous étions sur la bonne voie. Nous avons alors continué dans une dynamique similaire : nous faisions régulièrement des réunions à trois et, une fois par mois environ, des réunions avec l'ensemble de l'équipe. En parallèle, j'ai commencé à préparer la

mission de terrain qui suivait. Je me suis logiquement impliqué dans la préparation scientifique en définissant les points de mesures intéressants, en préparant des cartes, etc... Je me suis aussi investi dans la préparation logistique, notamment pour la gestion du matériel à emmener, la préparation du matériel informatique lié au spectromètre de terrain que le laboratoire utilisait pour la première fois et la gestion du retour d'échantillons. La mission s'est très bien déroulée et, en plus d'un "bronzage exceptionnel" pour un mois de janvier, les données étaient très prometteuses. Au retour, comme nous avions récupéré l'ensemble des données acquises, j'ai fait les premiers traitements et je me suis occupé de faire le lien avec les scientifiques du LPGN qui nous avaient accompagnés. A partir de là, j'ai gardé un contact régulier avec eux. J'ai aussi commencé les analyses microsonde des échantillons. Ces données, additionnées à celles que j'avais déjà, ont permis d'établir nos premières cartographies minéralogique sur les ophiolites d'Oman.

C.2.2.2 L'aspect communication Comme nous avions bien avancé l'aspect méthodologique et comme j'avais pu le valider dans le cas terrestre, il était temps de présenter nos résultats en congrès. Il fut décidé que ce serait à la *"Lunar and Planetary Science Conference (LPSC)"* à Houston en mars. Première étape : la préparation du poster, qui, comme chacun sait, se doit de passer par une succession de problèmes de "dernières minutes". Finalement, à force de persévérer, j'ai pu obtenir les résultats que j'escomptais dans les temps. Le travail d'amélioration empirique de la technique portait ses fruits. Cette conférence étant une des plus importantes en sciences planétaires, il s'agissait pour moi d'un voyage très impressionnant. Pour ce premier congrès, l'ensemble de l'équipe est parti : mon directeur de thèse a pu m'introduire auprès de nombreuses personnes dont je n'aurais même pas osé m'approcher ! J'ai même eu l'occasion de faire un repas avec Jessica Sunshine, la personne a l'origine de la méthode de traitement que nous utilisons. Malgré mon manque d'habitude à la pratique de l'anglais, j'ai pu discuter et défendre mon travail face à des chercheurs reconnus, et cela m'a conforté dans mes choix. Le bilan de ce premier congrès était donc très positif. J'ai par la suite eu l'occasion d'en refaire d'autres. Tout d'abord des conférences nationales, avec le colloque du Programme National de Planétologie et un "atelier" sur l'hyperspectral à Nantes, où j'ai effectué mes premières présentations orales. En juin 2007, j'effectuais ma première présentation orale en anglais au "*2° International Workshop, Exploring Mars and its Earth Analogues*" à Trento en Italie. Beaucoup de stress, mais avec du recul ce n'était pas si difficile que ça, même si pour ces deux derniers congrès j'étais seul pour défendre le travail de l'équipe. J'ai aussi assisté, plusieurs fois au cours de ces deux premières années de thèse, à des réunions de l'équipe de l'instrument OMEGA.

C.2.2.3 Travail de fond et problème humain Pendant ce temps, le travail de développement continuait. Au fur et à mesure de l'avancée du projet, j'avais gagné en autonomie. Comme j'avais un point de vue plus avancé sur le côté informatique, les réunions avec mon directeur de thèse ont évolué et se sont espacées dans le temps. Au final, je décidais de l'orientation à prendre pour la suite et je m'impliquais dans la gestion des efforts de l'équipe. Jusqu'alors, les objectifs que je me fixais étaient plutôt à moyen terme, toutefois, en milieu de deuxième année de thèse, j'ai commencé a rencontrer les limites de notre approche. J'ai alors dû réfléchir à ce que je pouvais faire pour contourner le problème. Cette période de tests fut difficile car peu valorisante, et les résultats ne se sont pas réellement fait sentir avant la fin, quelques mois plus tard. Par contre, une fois au bout, quelle satisfaction de voir le progrès accompli !

C'est durant cette période que j'ai eu à affronter ma première situation de tension avec un collègue.

L'ingénieur avec qui je travaillais sur le projet s'est senti rejeté de l'équipe. Cela a bien sûr détérioré nos relations de travail, et après un temps sans communication, j'ai renoué le dialogue. Ce contexte ne pouvait pas durer, nous avions besoin l'un de l'autre pour avancer. Après de nombreuses discussions, nous avons pu trouver un compromis par rapport à la situation. Finalement, à la fin de son contrat en novembre 2007, le travail avait été accompli. Les techniques et outils que j'avais pu développer étaient intégrés dans l'ensemble du programme et l'interface graphique fonctionnait.

C.2.2.4 Et aujourd'hui ? A partir du début de la troisième année de thèse, et après le départ de l'ingénieur, j'ai été beaucoup plus seul dans mon travail. Nous avons continué les discussions régulières avec mon directeur de thèse mais j'étais devenu complètement autonome. Je lui présentais les derniers résultats que j'avais pu produire et lui exposais ce qui pouvait encore être amélioré. Avec son point de vue constructif, j'ai pu améliorer la procédure de telle sorte que les résultats soient suffisants pour penser à la préparation d'un article. Maintenant, pour continuer dans cette voie, je cherche à prendre en compte un minéral supplémentaire qui semble avoir un impact plus important que prévu sur le signal.

Dans le même temps, j'ai commencé la rédaction d'un autre article, axé sur la pétrologie des ophiolites d'Oman, avec mon second directeur de thèse. Cet article reprend le travail que j'ai effectué sur une zone particulière lors de ma deuxième mission. Mais écrire un article n'est pas chose aisée, surtout le premier ! Encore un peu de courage avant le plaisir de le soumettre donc... Enfin, en mars 2008, je suis retournéà la LPSC à Houston mais cette fois seul pour représenter l'équipe. Avec l'expérience, j'ai pu gérer mon temps de manière plus efficace et, cette fois-ci, le poster était prêt plus tôt. J'y ai présenté la méthodologie que nous utilisons actuellement et mes derniers résultats sur l'Oman. J'ai aussi pu en profiter pour créer des contacts et me faire connaître, dans l'optique de préparer mon avenir.

C.2.3 Coût du projet

Comme tout projet, une thèse a un coût. J'ai divisé les postes de dépenses de la mienne en deux catégories : les ressources humaines et les dépenses associées. Les ressources humaines comprennent les salaires des différentes personnes impliquées dans le projet ainsi que les charges patronales qui correspondent (soit 80% du coût de la thèse). Ma bourse de thèse en représente ainsi l'essentiel. Le reste de la dépense est occupé par mes deux directeurs de thèses (directeurs de recherche au CNRS) qui m'octroient en moyenne environ 10 et 5% de leur temps, tout comme les deux ingénieurs associés au projet.

Le fonctionnement courant correspond à celui du laboratoire divisé par l'effectif (54 personnes début 2006). Il prend en compte les locaux (entretien, électricité,...), le matériel (informatique, consommables,...), les contributions au fonctionnement général (bibliothèque, restauration,...) et les permanents affectés au fonctionnement du laboratoire (informaticiens, secrétaires). Le spectromètre de terrain a été acheté en commun avec l'Institut de Recherche pour le Développement pour un coût de 50 k€. 50% des analyses de roches que j'ai pu effectuera été réalisé à l'OMP (préparation des lames minces et analyses microsonde).

Durant ma thèse, j'ai participé à de nombreuses conférences : deux en France, deux aux États-Unis et une en Italie. J'ai aussi assisté à plusieurs réunions de l'équipe OMEGA (France et États-Unis). Dans la plupart des cas j'ai été financé par le CNES et le CNRS. Toutefois, pour les congrès à Nantes et en Italie, j'ai aussi été financé respectivement par le Programme National de Télédétection Spatial (PNTS) et par l'Agence Spatiale Italienne (ASI). A ces déplacements s'ajoutent les deux missions de

terrain en Oman qui représentent 66% des coûts cumulés de l'ensemble de mes déplacements.

C.3 La thèse : acquis de compétences diverses

C.3.1 Compétences scientifiques et techniques

La thèse permet d'acquérir des compétences scientifiques dans le domaine concerné bien sûr, mais aussi des compétences transversales liées à la façon dont celle-ci se déroule. Durant ces trois années, j'ai validé une expertise scientifique en :

- traitement des données hyperspectrales, de par la compréhension des processus existants en spectroscopie, qui vise à quantifier les différents minéraux présents et qui permet donc d'interpréter les données d'un point de vue géologique.
- utilisation d'un modèle mathématique.
- interprétation géologique des résultats d'analyses de roches.

J'ai aussi validé une expertise technique en :

- informatique scientifique avec l'utilisation courante du langage de programmation IDL, employé pour adapter et développer la partie mathématique, et du logiciel ENVI dédié au traitement et à la visualisation des images hyperspectrales.
- acquisition de données hyperspectrales sur le terrain et utilisation des logiciels spécifiques au matériel (spectromètre de terrain ASD).
- techniques d'analyse de roches en laboratoire, que sont la microscopie optique et les analyses microsonde, et préparation des échantillons (poudre).

C.3.2 Les acquis transversaux

Les compétences transversales acquises au cours de la thèse sont pluridisciplinaires. J'ai ainsi pu valider une expérience au niveau de :

- utilisation courante des environnements Windows et Linux, installés sur les machines de calcul, et des outils "bureautiques", notamment LyX (LaTeX) pour l'aspect rédaction.
- compétences méthodologiques au travers de la bibliographie et de la création d'une base de données spectrales, ce qui m'a permis de développer l'efficacité de mes recherches d'informationet leur synthèse. Aujourd'hui, les membres de l'équipe qui travaillent sur le projet ou sur des thématiques similaires peuvent facilement se servir de cette base de données.
- communication scientifique dans le cadre de conférences, à la fois sur l'aspect écrit, avec la préparation et présentation de posters, et sur l'aspect oral. Cela m'a permis de démontrer que je

Poste de dépense	Coût	Source de financement
Ressources humaines		
Salaire doctorant et charges	80.5 k€	Bourse MENRT
Directeurs de thèse (10% et 5% de leur temps)	41.2 k€	CNRS
Ingénieurs (10% et 5% de leur temps)	23.7 k€	CNRS
Dépenses associées		
Fonctionnement courant	20 k€	CNRS / UPS / CNES
Matériel (spectromètre de terrain)	3 k€	UPS / IRD
Prestation internes / externes (analyses)	3.1 k€	UPS
Missions (terrain et congrès)	12 k€	CNRS / CNES / Autres
Total pour ma thèse	183.5 k€	

pouvais convaincre et échanger avec la communauté scientifique.
- communication scientifique dans le cadre de la rédaction d'articles soumis dans des revues internationales à comité de lecture.
- expérience linguistique en anglais (écrit et oral) à la fois technique et conversationnel. Le contact en dehors du cadre scientifique est en effet nécessaire pour construire et entretenir un réseau professionnel. Rien ne vaut une bonne discussion autour d'une bière pour créer des liens !
- gestion administrative avec, par exemple, ma participation à la logistique du retour d'échantillons du Sultanat d'Oman qui implique un contact avec le ministère des ressources géologiques, avec les douanes et avec les transporteurs aéronautiques.

C.3.3 L'aspect humain

- adaptation et intégration à une équipe composée de scientifiques aux personnalités et spécialités bien différentes.
- gestion du temps et organisation du travail, notamment pour faire des points régulièrement sur mon avancement et être capable de le présenter succintement autour de moi.
- organisation de réunion et aide à la gestion des objectifs des différentes personnes impliquées.
- aide à la prise en main d'outils que j'ai développés.
- gestion de conflit.
- constitution d'un réseau professionnel au travers des conférences, des soutenances de thèse auxquelles j'ai pu assister, des collaborations ou tout simplement grâce aux gens que j'ai pu croiser.

C.3.4 Qualités personnelles

Finalement, la thèse m'a aussi permis de mieux connaître mes qualités personnelles, avec entre autres :

- capacités d'analyse et de synthèse acquises de par la problématique (faire le lien entre l'information spectrale et l'information géologique) et mises en pratique pour les communications scientifiques.
- adaptabilité aux conditions de travail, aux thématiques et à l'environnement humain.
- autonomie dans la conduite de projet.
- innovation dans les travaux de recherche et la résolution des problèmes.
- pédagogie, par exemple lors des explications sur le fonctionnement de l'outil développé.

C.4 Conclusion : les retombées de la thèse

C.4.1 Pour le laboratoire

Grâce à la thèse, j'ai réussi à mettre en place une procédure automatique qui traite les spectres d'une image hyperspectrale. L'initialisation spécifique permet une détection des différents minéraux dans la roche et permet de définir leurs abondances relatives. Même si la quantification n'est pas encore atteinte, mon travail a permis de faire un grand pas en ce sens, notamment en identifiant les pistes possibles pour y arriver et les données de laboratoire nécessaires à la poursuite du projet. J'ai pu établir une cartographie systématique et sur les ophiolites d'Oman et sur Syrtis Major sur Mars. Dans le cas des ophiolites, en faisant le lien avec des études pétrologiques, j'ai amélioré la compréhension de la structure d'une zone particulière. J'ai ainsi contribué à la compréhension globale des phénomènes qui se produisent dans la région, ce qui est une des thématiques de l'équipe. Pour Mars, j'ai pu montrer que

des variations minéralogiques existent au sein d'un édifice volcanique. Cela a finalement été accepté par la communauté et les différentes publications ont permis de favoriser la reconnaissance internationale du laboratoire et de l'équipe en particulier.

C.4.2 Pour moi

La thèse a été avant tout un grand moment de plaisir. Le choix du sujet, qui correspondait parfaitement à mes envies, m'a permis de m'impliquer à fond dans cette aventure. Même si cela n'a pas été facile tous les jours, professionnellement et personnellement, je tire une certaine fierté du travail accompli. Les conférences m'ont aidé à mieux gérer la prise de parole en public et le stress qui en découle. La thèse m'a aussi appris à être plus professionnel dans ma manière de travailler et à avoir plus confiance en mes capacités.

D. Liste des communications

D.1 Publications

H. Clénet, G. Ceuleneer, P. Pinet, B. Abily, Y. Daydou, E. Harris and C. Dantas, 2009, Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyper-spectral survey : petrogenesis and relationship to mantle diapirism, *Lithos*, *Submitted*

Williams, D.A., R. Greeley, L. Manfredi, R. Fergason, J.-P. Combe, F. Poulet, P. Pinet, C. Rosemberg, **H. Clenet**, T.B. McCord, J. Raitala, G. Neukum, 2009, The Circum-Hellas Volcanic Province, Mars : Physical and compositional properties of the surface, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *In Review.*

Roy, R., Launeau, P., Carrère, V., Ceuleneer, G., **Clénet, H.**, Pinet, P., Daydou, Y., Girardeau, J. & Amri, I., 2008, Geological mapping strategy using VNIR hyperspectral remote sensing : application to the Oman ophiolite (Sumail Massif), *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *Vol. 10, Q02004.*

D.2 Conférences

H. Clénet*, MGM spectral deconvolution of mafic minerals, 2008, *OMEGA "junior scientists" science team meeting, Paris*

H. Clénet*, P. C. Pinet, Y. Daydou, F. Heuripeau, C. Rosemberg et G. Ceuleneer, 2008, A systematic testing approach using the Modified Gaussian Model (MGM) for mafic mineralogy mapping in natural conditions (Earth, Mars), *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX, Houston*

Clénet, H.*, Heuripeau, F., Pinet, P., Daydou, Y., Ceuleneer, G., Rosemberg, C., Baratoux, D. & Chevrel, S., 2007, MGM deconvolution of hyperspectral data applied to the study of mafic minerals units in Oman's ophiolite (Earth and Syrtis Major volcano Mars), *2° INTERNATIONAL WORKSHOP Exploring Mars and its Earth Analogues, Trento*

H. Clénet*, P. Pinet, G. Ceuleneer, F. Heuripeau, Y. Daydou, C. Rosemberg, D. Baratoux, S. Chevrel, P. Launeau, 2007, Déconvolution MGM (Modèle Gaussien Modifié) de données hyperspectrales dans le cas de la détection des minéraux mafiques : Application à l'ophiolite d'Oman, *Atelier PNTS Hyperspectrale, Nantes*

P. Pinet*, **H. Clenet**, S. Chevrel, D. Baratoux, Y. Daydou, F. Heuripeau, C. Rosemberg, F. Poulet, S. LeMouelic, J. Mustard, J.-P. Bibring, G. Bellucci & the OMEGA team, 2007, Mineralogy variations across Syrtis Major and surroundings as inferred from visible-near-infrared spectroscopy by OMEGA/Mars Express, *EGU, Vienne*

H. Clénet*, F. Heuripeau, P. Pinet, Y. Daydou, C. Rosemberg, S. Chevrel, D. Baratoux, S. Le Mouélic, F. Poulet, J. Mustard, J.P. Bibring, Y. Langevin and the OMEGA team, 2006, Déconvolution MGM (Modèle Gaussien Modifié) de données hyperspectrales : approche expérimentale et observationnelle (Terre/Mars) dans le cas de la détection des minéraux mafiques, *PNP, Nancy*

F. Heuripeau*, **H. Clénet**, P. Pinet, Y. Daydou, C. Rosemberg, S. Chevrel, D. Baratoux, S. Le Mouélic, F. Poulet, J. Mustard, J.P. Bibring, Y. Langevin and the OMEGA team, 2006, Déconvolution de données hyperspectrales par MGM (Modified Gaussian Model) : mise en œuvre et détection des minéraux mafiques par exploration systématique des mélanges, *PNP, Nancy*

Pinet, P.*, **Clenet, H.**, Heuripeau, F., Daydou, Y., Baratoux, D., Chevrel, S., Rosemberg, C., Poulet, F., LeMouélic, S., Mustard, J., Kanner, L., Gendrin, A., Bibring, J.-P., Bellucci, G., Langevin, Y., Gondet, B., Altieri, F and the OMEGA team, 2006, Detection and regional mapping of mafic minerals across Syrtis Major from OMEGA / Mars Express observations in the visible-near infrared domain by means of MGM deconvolution, *Europlanet*

P. C. Pinet, **H. Clenet***, C. Rosemberg, G. Ceuleneer, F. Heuripeau, Esther Harris, Y. Daydou, D. Baratoux, S. C. Chevrel, Patrick Launeau, J.-P. Combes, S. LeMouélic, C. Sotin, 2006, Mantle rock surface mineralogy mapping in arid environment from imaging spectroscopy : the case of the Maqsad peridotitic massif in Oman and implications for the spectroscopic study of exposed mafic units on Mars, *Lunar and Planetary Science Conference XXXVII , Houston*

Baratoux, D.*, Gendrin, A., Pinet, P., Mustard, J., Kanner, L., Heuripeau, F., **Clenet, H.**, Daydou, Y., Vaucher, J., Chevrel, S., Bibring, J.P., and the OMEGA Co-Investigator team, 2006, Toward 3-D view of the mineralogy of Syrtis Major trough impact cratering from omega data, *Lunar and Planetary Science Conference XXXVII , Houston*

Table des figures

1.1 Vue panoramique de la surface terrestre dans le massif ophiolitique de Sumail, Oman (vue prise 225 m environ au dessus du niveau le plus bas, altitude similaire à celles des sommets situés en face) 14

1.2 Vue panoramique "Larry's Lookout" de la surface martienne prise par la caméra PanCam du rover Spirit lors des sols 410 à 413 (vue prise 60 m environ au dessus du niveau de la plaine, "Husband Hill" en face ayant une altitude de 80 m ; *Crédits : NASA/JPL/Cornell*) 15

2.1 Représentation de la maille élémentaire de la forstérite (a=4.7540, b=10.1971 et c=5.9806 Å). Le magnésium occupe deux sites octaédriques distincts M_1 et M_2. 20

2.2 *a)* Composition et nomenclature des pyroxènes dans le système Ca-Mg-Fe. Le quadrilatère des pyroxènes prépondérant sur Terre est défini par les pôles Diopside-Hédenbergite-Enstatite-Ferrosilite. *b)* Composition et nomenclature des pyroxènes dans le système (CaMgFe)-Na-Fe^{3+}. 21

2.3 Projection de la maille élémentaire du diopside selon la direction c du cristal (a=9.746, b=8.899 et c=5.251 Å ; β=105.63°). Les cations peuvent occuper deux sites distincts M_1 et M_2. 21

2.4 Nomenclature des roches contenant de l'olivine (Ol), de l'orthopyroxène (Opx), du clinopyroxène (Cpx) et du plagioclase (Pl) d'après Streckeisen (1976). Pour faciliter la lecture, les 4 faces du tétraèdre sont représentées sur le même plan. 23

2.5 Evolution magmatique "idéale" d'après Bowen (1915) et nomenclature des roches correspondantes (à droite) 23

2.6 Localisation des ophiolites d'Oman (en vert foncé sur l'image *c*) 24

2.7 Schéma simplifié des relations entre les différentes unités structurales et lithologies correspondantes (extrait de Python, 2002, original modifié d'après Searle et Malpas, 1980; Ernewein, 1987; Rabu *et al.*, 1993) 25

2.8 Contexte et localisation du massif de Sumail par rapport à la nappe ophiolitique dans son ensemble. L'encart en haut à droite représente schématiquement la répartition spatiale des sections mantellaires et crustales sur ce massif. 26

2.9 Log synthétique de la section de la nappe ophiolitique de Sumail, d'après Juteau *et al.* (1988) et Nicolas (1989) (les échelles verticales ne sont pas respectées). Se reporter au texte pour la description des différentes unités (numéros 1-6) 27

2.10 Carte schématique de la répartition des unités mantellaires et crustales dans le massif de Sumail (d'après la synthèse de Roy (2007) basée sur les cartes géologiques du BRGM). 30
2.11 Carte géologique d'une partie du massif de Sumail crée automatiquement à partir des données hyperspectrales HyMap (extrait de Roy *et al.*, 2008). *H = harzburgite ; HD = harzburgite et dunite ; HC et HiC = harzburgite et carbonates ; DHC = dunite, harzburgite et carbonates interstitiels ; D = dunite ; UM_3 = roche du manteau non définie ; G = gabbro ; GW = gabbro et wehrlite ; W = wehrlite à plagioclase ; WbW = websterite et wehrlite ; Wb = websterite ; GWb = gabbro et websterite ; GDy = gabbro avec dykes ; WDy = wehrlite avec dykes ; WbDy = websterite avec dykes ; UGD = gabbro supérieurs et dykes ; UC_3 et UC_4 = roche de la croûte non définie ; U = non carté* . . . 31
2.12 Compositions des pyroxènes présents dans les météorites de type shergottites (voir le texte pour les références) . . . 33
2.13 Carte globale de l'altimétrie (MOLA) et image visible de la surface (MOC). Sont localisées les grandes structures et la zone d'étude (carré en pointillés blancs). *(Crédits : National Geographic Society, MOLA Science Team, MSS, JPL, NASA)* . . . 37
2.14 Détection de *a)* pyroxènes, *b)* forstérite et *c)* fayalite à partir des paramètres spectraux (extrait de Poulet *et al.*, 2007). Les résultats sont représentés sur un fond MOLA. Les pixels qui sont sous la limite de détection ne sont pas représentés. . . . 38
2.15 Contexte général de la zone volcanique de Syrtis Major : *a)* Images Viking (Mars Global Digital Image Mosaic, MDIM 2.1) ; *b)* Topographie MOLA ; *c)* Extrait de la carte géologique globale de Mars (Skinner *et al.* (2006), les couleurs correspondent aux âges). *(Crédits : USGS)* . . . 40
2.16 Localisation des terrains définis par Bandfield *et al.* (2000) à partir des données TES : type 1 basalte (*a*) et type 2 andésite (*b*). La couleur rouge indique une concentration élevée. (image Hiesinger et Head, 2004) . . . 41
2.17 Zones présentant une concentration élevée en olivine (rouge) dans la région de Syrtis Major (extrait de Mustard *et al.*, 2005) . . . 42
2.18 Carte des minéraux mafiques dans la région de Syrtis Major (extrait de Combe *et al.*, 2008) : *a)* Composition colorée où le bleu correspond au clinopyroxène, le vert à l'orthopyroxène et le rouge à l'olivine ; *b)* contribution de l'olivine dans Nili Fossae ; *c* et *d)* corrélation entre les données OMEGA et les données HRSC, la coulée de lave présentant un appauvrissement en orthopyroxène. . . . 44

3.1 Représentation du spectre électromagnétique et des longueurs d'onde associées. Partie haute : détails de la partie visible perçue par l'oeil humain. . . . 47
3.2 Luminance spectrale d'un corps noir à différentes températures. . . . 49
3.3 Représentation des angles i, e et φ qui définissent les caractéristiques d'une observation 49
3.4 Représentation de l'angle solide Ω dans le cas de la projection d'un objet sphérique ($\Omega = \frac{S}{r^2} = \frac{S'}{r'^2}$) . . . 49
3.5 Les types d'interactions possibles entre un rayonnement incident et une transition entre deux milieux de natures différentes : réflexion et/ou réfraction, diffusion et absorption 52
3.6 Évolution de la multiplicité du fer Fe^{2+} selon la nature du ligand. La complexation avec le ligand L a libérée moins d'énergie que celle avec le ligand L'.$\Delta_1\varepsilon$ est donc une différence d'énergie plus faible que $\Delta_2\varepsilon$. Dans ce second cas, les électrons restent sur le sous-niveau de plus faible énergie. . . . 55

3.7 Principe de l'absorption liée à une transition électronique : à gauche absorption d'un photon et changement d'orbitale de l'électron (niveau d'énergie E_1à E_2) ; à droite changement d'orbitale d'un électron (niveau d'énergie E_2à E_1) et émission d'un photon à une longueur d'onde différente. La différence de longueur d'onde entre l'absorption et l'émission engendre une absorption à une longueur d'onde λ sur le spectre. 55
3.8 Spectres de minéraux purs acquis en laboratoire (RELAB, *Brown University*) avec respectivement de haut en bas un spectre d'olivine de type forstérite, un spectre de plagioclase de type anorthosite, un spectre d'orthopyroxène de type enstatite et un spectre de clinopyroxène de type diopside. 56
3.9 Représentation des 3 modes de vibrations fondamentales de la molécule d'eau H_2O . . 57
3.10 Schéma du trajet parcouru par le rayonnement électromagnétique avant d'être analysé par un capteur. Dans le cas de données satellitaires ou aéroportées, le rayonnement subi deux fois l'interaction avec l'atmosphère. 58
3.11 Représentation des absorptions des principaux gaz constitutifs de l'atmosphère terrestre (H_2O, CO_2, O_2, O_3 et NO_2), de l'atténuation du flux due à la diffusion et du pourcentage d'absorption totale de l'atmosphère en fonction de la longueur d'onde. 60
3.12 Rapport entre un spectre ISM à haute altitude et un spectre ISM à basse altitude sur un flanc d'Olympus Mons, d'après Bibring *et al.* (1991). Les variations sont liées à la différence d'épaisseur d'atmosphère qui a été traversée par le rayonnement. Elles peuvent donc être reliées aux absorptions moléculaires des différents gaz. 60
3.13 Spectres en réflectance obtenus sur une forstérite provenant d'Hawaii (Fo_{88}) avec des tailles de grains variables (acquisition avec un ASD Fieldspec® au laboratoire, DTP/UMR5562/OMP). Une augmentation de la taille des grains implique un niveau de réflectance plus faible et des absorptions nettement plus larges. 61
3.14 Spectres d'olivine ayant une teneur en fer comprise entre Fo_{96} (spectre le plus haut) et Fo_{01} (spectre le plus bas). Spectres acquis au RELAB (*Brown University*), série partielle de Sunshine et Pieters (1998) 63
3.15 Position des centres des absorptions des domaines à 1 µm (*a*) et à 2 µm (*b*) pour les pyroxènes, d'après Hazen *et al.* (1978) et Cloutis et Gaffey (1991b) respectivement en pointillés gris et traits pleins noirs. 63
3.16 Longueur d'onde des centres des bandes d'absorption autour de 1 et 2 µm dans les spectres de pyroxènes d'après Adams (1974). 64
3.17 Les différents types de mélanges et les interactions entre le rayonnement et les unités de différentes compositions (Unité 1 et Unité 2). Suivant le type de mélange, la convolution va être linéaire (mélange surfacique) ou non-linéaire (mélange intime). 65
3.18 Comparaison entre une surface patinée et une surface fraîche pour une roche d'Oman. La surface patinée présente un aspect brun sur une épaisseur de quelques microns dus à l'altération des minéraux de surface en contact avec l'environnement. 65
3.19 Variabilité spectrale d'un mélange de pyroxènes : les pôles purs enstatite (spectre le plus haut) et diopside (spectre le plus bas) sont ensuite mélangés en proportions variables. Spectres acquis au RELAB (*Brown University*), série partielle de Sunshine et Pieters (1993) 67
3.20 Variations spectrales dans le cas d'un mélange d'olivine et de clinopyroxène, d'après Singer (1981) 67

3.21 Variations spectrales dans le cas d'un mélange d'olivine et d'orthopyroxène, d'après Singer (1981) 67

3.22 Principe du rapport de bandes : la valeur pour une longueur d'onde hors de l'absorption est comparée à celle pour une longueur d'onde dans l'absorption. Spectres de forstérite, d'enstatite et de mélange (75% Ol - 25% Opx) acquis au RELAB (*Brown University*). 68

3.23 Différence entre la modélisation effectuée par le Modèle Gaussien classique (à gauche) et le Modèle Gaussien Modifié (à droite). Exemple sur une forstérite, d'après Sunshine *et al.* (1990). 72

3.24 Tendances définies par Sunshine et Pieters (1998) liant la composition chimique de l'olivine aux paramètres spectraux des bandes d'absorptions. En haut : Variations de la position des centres ; En bas à gauche : Variations de la largeur ; En bas à droite : Variations de l'intensité normalisée à l'intensité de l'absorption à 1.22 µm. 74

3.25 Tendances définies par Sunshine et Pieters (1993) liant la composition chimique des mélanges de pyroxènes aux paramètres spectraux des bandes d'absorption. Les positions des centres des absorptions ne varient pas mais une corrélation existe avec l'intensité relative des absorptions liées aux orthopyroxènes (Opx 1 et 2) et clinopyroxènes (Cpx 1 et 2). 75

3.26 Relation logarithmique entre le CBSR et la proportion de clinopyroxène dans le mélange, d'après Sunshine et Pieters (1993). A gauche : CBSR pour le domaine à 1 µm ; A droite : CBSR pour le domaine à 2 µm. Les courbes correspondent à la meilleure régression pour l'ensemble des tailles de grains. 75

4.1 Représentation graphique d'un résultat issu d'une modélisation MGM. L'exemple choisi correspond au cas de la déconvolution d'un spectre d'olivine de type forstérite. Sont représentés : le spectre original mesuré, le spectre modélisé qui se superpose dessus en vert, le continuum obtenu, les gaussiennes qui décrivent le spectre modélisé et le résidu pour chaque longueur d'onde. 80

4.2 Représentation de quatre exemples de résultats MGM, d'après Sunshine et Pieters (1993, 1998) : en partant du haut à gauche dans le sens horaire : forstérite Fo_{97}, orthopyroxène, clinopyroxène et olivine Fo_{01}. Le continuum est représenté en pointillé rouge : dans l'espace des longueurs d'onde, il forme une courbe quasi plate dans le proche infra-rouge qui s'infléchit dans le visible et le proche UV, de façon très visible sur l'exemple du clinopyroxène. 81

4.3 Continuum initial (à gauche) et continuum après modélisation (à droite) dans le cas de la déconvolution d'un spectre de sol lunaire (sol 12030, 20-44 µm) d'après Hiroi *et al.* (2000). Le résidu représenté en rouge est décalé pour plus de clarté. 82

4.4 Différence résultant de l'utilisation d'un continuum de type droite ou de type polynôme de degré 2, respectivement colonne de gauche et colonne de droite, dans le cas d'un spectre de roche naturelle (clinopyroxénite d'Oman). 83

4.5 Différences entre les paramètres des gaussiennes produites dans le cas d'un continuum de type droite et de type polynôme de degré 2, respectivement colonne de gauche et colonne de droite, dans le cas d'un spectre de poudre d'olivine (forstérite Fo 96.9). . . 83

4.6 Comparaison entre les tendances décrites par Sunshine et Pieters (1998) *(cadre bleu)* et les tendances retrouvées grâce au MGM dans le cas d'un continuum de type droite *(cadre rouge)* et le cas d'un continuum de type polynôme de degré 2 *(cadre vert)*. Les olivines ont une composition allant de la forstérite à la fayalite. 85

4.7 Exemple de l'effet induit par la présence ou l'absence d'une gaussienne centrée à 450 nm sur la forme du continuum. Le spectre utilisé ici est un spectre OMEGA/MEx, pris sur l'édifice volcanique de Syrtis Major, avec une configuration du MGM dédiée au clinopyroxène. A gauche, dans le cas où la gaussienne "450" est absente, le continuum montre une courbure extrême aberrante et les autres gaussiennes ne sont alors plus du tout représentatives de la minéralogie. A l'inverse, l'introduction de la gaussienne "450" conduit à l'établissement d'un continuum qui reflète bien le comportement général du spectre, sur lequel les gaussiennes décrivant les bandes d'absorption vont pouvoir se caler de façon réaliste. 86

4.8 Spectre de dunite acquis sur le terrain (Oman). Les variations spectrales dues à l'atmosphère, autour de 1400 et 1900 nm, sont très irrégulières (pointillés) et les canaux sont donc supprimés sur le spectre final (trait rouge). L'absorption profonde due à l'altération des minéraux primaires en serpentine est aussi bien visible autour de 2300 nm. 88

4.9 Effet de l'incertitude sur la probabilité de déplacement de la valeur finale par rapport à la valeur initiale. Les valeurs utilisées ici sont celles de la position du centre d'une gaussienne exprimée en nanomètres. L'exemple d'une incertitude de 150, la courbe rouge, est détaillé dans le texte. 89

4.10 Différence entre des spectres de poudre de clinopyroxène acquis en laboratoire (RELAB), en rouge, et des spectres de clinopyroxénite de terrain (Oman). Dans les deux cas, les clinopyroxènes sont de type diopside et ont donc des compositions chimiques proches (attestées par les données RELAB et analyses microsonde). 92

4.11 Différence entre des spectres de clinopyroxènite acquis sur la surface fraîche et la surface patinée d'une roche (Oman). 92

4.12 Variations des profondeurs d'absorption simulées par un aplatissement artificiel d'un spectre de laboratoire (mélange Opx 40% et Cpx 60%). 0% correspond au spectre de réference dont les caractéristiques d'absorption sont modulées de 0 à 100% (cas extrême d'un spectre lisse dit plat). 93

4.13 Effet de l'initialisation de la profondeur (axe horizontal), en fonction de l'aplatissement du spectre (axe vertical), sur la position finale du centre des gaussiennes (échelle de couleur). Le spectre utilisé est le spectre d'un mélange de 40% d'orthopyroxène et de 60% de clinopyroxène aplati dans le cadre de la simulation. Les pointillés rouges définissent la zone correspondant aux valeurs données par Sunshine et Pieters (1993). 95

4.14 Effet de l'initialisation de la profondeur (axe horizontal), en fonction de l'aplatissement du spectre (axe verticale), sur la position finale du centre des gaussiennes (échelle de couleur) dans le domaine à 1 µm. Le spectre utilisé est un spectre de laboratoire d'un mélange de 50% d'orthopyroxène et de 50% de clinopyroxène aplati dans le cadre de la simulation. 96

4.15 Effet de l'initialisation de la profondeur (axe horizontal), en fonction de l'aplatissement du spectre (axe vertical), sur la valeur finale de la profondeur des gaussiennes (échelle de couleur) dans le domaine à 1 et 2 µm. Le spectre utilisé est un spectre de laboratoire correspondant à un mélange de 40% d'orthopyroxène et 60% de clinopyroxène aplati dans le cadre de la simulation. 98

4.16 Effet de l'initialisation de la profondeur (axe horizontal), en fonction de l'aplatissement du spectre (axe vertical), sur les valeurs finales des centres et des profondeurs des gaussiennes (échelle de couleur). Le spectre utilisé est un spectre de laboratoire de forstérite (Fo 96.9) artificiellement aplati dans le cadre de la simulation. 99

4.17 Effet de l'initialisation de la profondeur (axe horizontal), en fonction de l'aplatissement du spectre (axe vertical), sur la valeur finale de la profondeur des gaussiennes (échelle de couleur) dans le domaine à 1 µm . Le spectre utilisé est un spectre de laboratoire correspondant à un mélange de 50% d'orthopyroxène et de 50% de clinopyroxène artificiellement aplati. Les deux diagrammes du haut correspondent à une incertitude de 1.0 sur la profondeur, les deux du milieu une incertitude de 1.5 et les deux du bas, une incertitude de 2.0. 100

4.18 Critères utilisés pour définir la forme globale d'un spectre. Exemple sur un spectre d'olivine (75 %) et d'orthopyroxène (25 %) provenant de la librairie spectrale RELAB. 102

4.19 Initialisation du continuum par rapport au maxima d'un spectre. Le spectre utilisé est un mélange d'olivine (75 %) et d'orthopyroxène (25%) 103

4.20 Position du minimum de réflectance dans le domaine à 1 µm en fonction de la proportion d'orthopyroxène dans le mélange. Les trois couleurs correspondent aux trois tailles de grains étudiées. 105

4.21 Rapports entre la profondeur de la gaussienne de l'orthopyroxène et celle du clinopyroxène, d'après Sunshine et Pieters (1993), en fonction de la proportion d'orthopyroxène dans le mélange. Les traits pointillés verticaux et les nombres associés correspondent respectivement aux limites entre les cinq intervalles considérés et aux positions mesurées du minimum de réflectance. 105

4.22 Evolution de la profondeur maximum mesurée sur le spectre en fonction de la profondeur finale de la gaussienne de l'orthopyroxène de Sunshine et Pieters (1993). 106

4.23 Profondeurs des gaussiennes à 1 et 2 µm d'après Sunshine et Pieters (1993) (carrés et ronds épais) et évolution des rapports $\frac{Opx1}{Opx2}$ et $\frac{Cpx1}{Cpx2}$ (triangles et droites pointillées) en fonction de la proportion d'orthopyroxène dans le mélange. 107

4.24 Largeurs mesurées sur le spectre en fonction de la composition du mélange. Les trois couleurs correspondent aux trois tailles de grains étudiées. Les points roses correspondent aux rapports entre la largeur mesurée et la largeur de l'orthopyroxène définie par Sunshine et Pieters (1993). Il en va de même pour les rapports entre les largeurs de l'orthopyroxène et du clinopyroxène (losanges oranges). Les deux rapports ont été multipliés par 100 pour une meilleure lisibilité sur le graphique. 107

4.25 Largeurs finales, en fonction du taux d'aplatissement, dans le cas d'une initialisation avec les largeurs initiales pour chacun des deux pyroxènes correspondant à 80% de la largeur mesurée sur le spectre. 109

4.26 Effet de l'initialisation automatique sur les résultats de la modélisation (mélange 50 % orthopyroxène et 50 % clinopyroxène) en fonction de l'aplatissement du spectre. Les quatre courbes correspondent aux résultats pour les quatre gaussiennes associées. . . . 110

4.27 Position du minimum de réflectance du spectre en fonction de la composition chimique de l'olivine. Les spectres proviennent de la librairie spectrale RELAB, les points oranges étant ceux utilisés par Sunshine et Pieters (1998). 112

4.28 Profondeurs des différentes gaussiennes d'après la figure 3 de Sunshine et Pieters (1998) et comparaison avec les profondeurs mesurées sur le spectre (un spectre de forstérite et un spectre de fayalite ont été utilisés). 112

4.29 Largeurs finales des trois gaussiennes de l'olivine, d'après Sunshine et Pieters (1998), en fonction des largeurs de l'absorption mesurée sur les spectres. Les points correspondent aux différentes compositions chimiques des olivines en partant de la forstérite à gauche vers la fayalite à droite. 113

4.30 Effet de l'initialisation automatique sur les résultats de la modélisation, en fonction de l'aplatissement du spectre (spectre de forstérite Fo_{91}). Les trois courbes correspondent aux résultats pour les trois gaussiennes associées. 115

4.31 Spectres de mélange à proportions variables de forstérite et d'enstatite (spectres bleus) et d'olivine et de clinopyroxène (spectres rouges). La série olivine / orthopyroxène correspond à des poudres contrôlées provenant de la librairie spectrale RELAB. La série olivine / clinopyroxène correspond à des roches naturelles (Oman) analysées en laboratoire (RELAB) et présente les spectres à la fois les plus plats et les plus faibles en réflectance. 116

4.32 Résultats issus du MGM sur les spectres des deux pôles purs du mélange (olivine en haut et orthopyroxène en bas). La déconvolution est effectuée en utilisant le modèle de la façon décrite dans les paragraphes précédents. 117

4.33 Variation observée de la position du minimum de réflectance du spectre, dans le domaine à 1 µm, pour des compositions variées du mélange olivine-pyroxène. En bleu la série Olivine/Orthopyroxène (RELAB) et en rouge les spectres Olivine/Clinopyroxène (Oman). 117

4.34 Evolution de la profondeur mesurée sur le spectre en fonction de la composition du mélange. Les traits pointillés verticaux et les nombres associés correspondent respectivement aux limites entre les cinq gammes de valeurs et aux largeurs mesurées. 118

4.35 Effet de l'initialisation automatique, en fonction de l'aplatissement du spectre, sur les résultats de la modélisation (spectre de mélange de 75% olivine et 25% d'orthopyroxène). 120

4.36 Résultats du MGM pour les différentes configurations, relatives aux compositions minéralogiques possibles, dans le cas d'un spectre de mélange d'olivine (75%) et d'orthopyroxène (25%). 122

4.37 Valeurs limites de tri pour les positions des centres des gaussiennes associées aux pyroxènes (orthopyroxène en vert et clinopyroxène en rouge), représentés sur le diagramme d'Adams (1974). Les rectangles colorés correspondent aux domaines de validité utilisés pour la détection. 124

4.38 Valeurs limites de tri pour les largeurs des gaussiennes associées aux pyroxènes (orthopyroxène en vert et clinopyroxène en rouge), d'après les résultats de Sunshine et Pieters (1993). Les rectangles noirs correspondent aux valeurs trouvées dans la littérature en incluant différentes tailles de grains (-45 µm, entre 45 et 75 µm et entre 75 et 125 µm). Les rectangles colorés correspondent aux valeurs utilisées ici pour les tris (voir texte). . 125

4.39 Valeurs limites de tri pour les positions des centres des gaussiennes associées aux olivines, représentés sur le diagramme de Sunshine et Pieters (1998). Les trois couleurs représentent les trois gaussiennes de l'olivine et les rectangles colorés correspondent aux domaines de validité pour chacune des gaussiennes, retenus pour détecter la présence d'olivine. 126

4.40 Critères de tris des largeurs et des centres combinés pour les olivines, basé sur le diagramme de Sunshine et Pieters (1998). Les trois couleurs représentent les trois gaussiennes de l'olivine. 127

4.41 Résultats du MGM pour les différentes configurations, relatives aux compositions minéralogiques possibles, dans le cas d'un spectre de mélange d'olivine (50%) et d'orthopyroxène (50%). 129

5.1 Spectres d'olivines ayant une composition chimique variable entre la forstérite et la fayalite, provenant de la librairie spectrale *RELAB*. Cette série inclue entre autres des données utilisées par Sunshine et Pieters (1998). Le détail des différents spectres peut être trouvé en annexe page 307. Les spectres représentés en rouge correspondent aux spectres les plus extrêmes en termes de composition chimique. 134

5.2 Exemple de résultats donnés par le MGM, avec une configuration olivine, pour trois compositions chimiques dans la solution solide. 135

5.3 Comparaison entre les résultats de notre procédure et les tendances définies par Sunshine et Pieters (1998) pour les largeurs et les intensités normalisées à la profondeur de la gaussienne "1250". 135

5.4 Comparaison entre les résultats de notre procédure et les tendances définies par Sunshine et Pieters (1998) pour le calcul de la composition chimique de l'olivine à partir des résultats du MGM. 136

5.5 Tendances reliant la position des centres des trois gaussiennes à la composition chimique de l'olivine. Les tendances de Sunshine et Pieters (1998) sont représentées par les pointillés noirs tandis que celles que nous avons redéfinies sont représentées par l'alternance de points et tirets colorés. 137

5.6 Comparaison entre la composition chimique réelle et celle recalculée grâce aux positions des centres des gaussiennes. Les triangles verts correspondent aux valeurs recalculées à partir des tendances de Sunshine et Pieters (1998) tandis que les ronds rouges correspondent aux valeurs recalculées avec nos nouvelles tendances (voir le texte). 137

5.7 Spectres d'orthopyroxènes synthétiques ayant une composition chimique variable entre l'enstatite et la ferrosilite et provenant de la librairie spectrale *RELAB*. Cette série correspond aux données utilisées par Klima *et al.* (2007). Le détail des différents spectres est donné en annexe page 308. 139

5.8 Spectres de pyroxènes provenant de la librairie spectrale *RELAB*. Les compositions chimiques sont variables avec des spectres de clinopyroxène de type diopside (Di), augite (Au) ou hédenbergite (Hd) et des spectres d'orthopyroxènes de type enstatite (En) ou pigeonite (Pi). Le détail des différents spectres est donné en annexe page 308. 139

5.9 Exemples de résultats MGM pour la série des spectres d'orthopyroxènes synthétiques : *a)* spectre d'enstatite dans le cas d'une configuration Opx, *b)* spectre de composition intermédiaire dans le cas d'une configuration Opx, *c)* spectre de ferrosilite dans le cas d'une configuration Opx et *d)* spectre de ferrosilite dans le cas d'une configuration Cpx. 141

5.10 Evolution comparée des positions des centres (à gauche) et des profondeurs (à droite) des gaussiennes des domaines à 1 et 2 µm sur l'ensemble de la gamme de compositions chimiques. Les centres sont reportés dans le diagramme d'Adams et les barres d'erreurs correspondent aux incertitudes les plus faibles de Kanner *et al.* (2007), soit ±8nm et ±17nm respectivement dans le domaine à 1 et 2 µm. Les numéros des points correspondent à la numérotation de la figure 5.7. 141

5.11 Exemples de résultats MGM pour des spectres de pyroxènes 142

5.12 Position des centres des gaussiennes à 1 et 2 µm pour les spectres d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes. Les barres d'erreurs correspondent aux incertitudes les plus faibles de Kanner *et al.* (2007) : ±8nm et ±17nm respectivement dans le domaine à 1 et 2 µm. Les * font référence aux spectres qui seront utilisés pour les mélanges de deux pyroxènes dans la partie suivante. 143

5.13 Spectres de mélanges de pyroxènes utilisés par Sunshine et Pieters (1993) correspondant à trois tailles de grains. 144

5.14 Positions des centres des gaussiennes reportées dans le diagramme d'Adams (1974). Les ronds noirs correspondent aux résultats de la seule configuration qui est validée ou de la configuration la plus complexe lorsque deux configurations sont validées. Les triangles rouges correspondent aux configurations les plus simples lorsque deux configurations sont validées. 145

5.15 Les pyroxènes des paragraphes précédents sont représentés dans le quadrilatère en fonction de leurs compositions chimiques réelles (cercles bleus, roses ou rouges). L'échelle de couleur en arrière-plan correspond aux données sur la position des centres d'après Hazen *et al.* (1978). Les pointillés noirs correspondent aux données de Cloutis et Gaffey (1991a). La couleur dans les cercles correspond aux résultats du MGM en utilisant la même échelle de couleur que pour les données de Hazen *et al.* (1978). 148

5.16 Evolution du CBSR en fonction de la teneur réelle en clinopyroxène du mélange. . . . 149

5.17 Spectres de mélanges d'olivine et d'orthopyroxène : a) pôles purs, b) mélange olivine et orthopyroxène, c) mélange olivine, orthopyroxène et plagioclase. Les références des spectres sont détaillés en annexe page 309 151

5.18 Position du maximum de réflectance autour de 1.5 µm et largeur de la figure d'absorption en fonction de la proportion relative d'un minéral par rapport à l'autre dans le cas d'un mélange olivine-orthopyroxène (série de laboratoire, cf. § 5.3.1 page 149). 152

5.19 Positions des centres des trois gaussiennes de l'olivine en fonction de la proportion de celle-ci dans le mélange. 153

5.20 Positions des centres des deux gaussiennes de l'orthopyroxène en présence d'une proportion variable d'olivine et/ou plagioclase dans le diagramme d'Adams (1974). Comparaison entre les résultats issus des deux types de configuration. 154
5.21 Composition chimique du pyroxène, dans le quadrilatère, à partir des résultats du MGM et des données de Cloutis et Gaffey (1991b). 156
5.22 Evolution de la position des centres à 1 et 2 µm de l'orthopyroxène en fonction de la composition du mélange. 157
5.23 Evolution de la profondeur de l'olivine et de l'orthopyroxène en fonction de la composition du mélange. Pour chacun des minéraux, la profondeur d'une gaussienne est comparée à la somme des deux profondeurs grâce aux relations suivantes $\frac{Prof_{Ol}}{Prof_{Opx}+Prof_{Ol}}$ et $\frac{Prof_{Opx}}{Prof_{Opx}+Prof_{Ol}}$, respectivement pour l'olivine et l'orthopyroxène. 157
5.24 Spectres de mélange d'olivine (20%), d'orthopyroxène (20%) et de clinopyroxène (60%). Les références des spectres sont détaillées en annexe page 309. 159
5.25 Positions des centres de l'orthopyroxène et du clinopyroxène dans le diagramme d'Adams (1974). Comparaison entre les résultats issus des différents types de configuration. . . . 160
5.26 Résultat du MGM, dans le cas du spectre A, pour les configurations dédiées aux mélanges de pyroxènes (à gauche) et aux mélanges ternaires (à droite) 161
5.27 Spectres de météorites SNC provenant de la librairie spectrale *RELAB*. Les références des spectres peuvent être trouvées en annexe page 310. 162
5.28 Résultats MGM pour : *a)* Orthopyroxénite (ALH84001), *b)* Harzburgite (ALH77005), *c)* Dunite (Chassigny), *d)* et *e)* Clinopyroxénite (EET79001 A-73) et *f)*, *g)* et *h)* Clinopyroxénite (EET79001 B-PB). 163
5.29 Compositions des pyroxènes existants dans les différents types de météorites d'après les données de la littérature (voir le paragraphe 2.4.1.1 page 32 pour les références) par rapport aux données de Cloutis et Gaffey sur la position des centres des absorptions dans le quadrilatère. 165
5.30 Positions des centres des gaussiennes des pyroxènes dans le diagramme d'Adams pour les spectres correspondants à la météorite EET79001. Les spectres A-PA et B-PB pour lesquels la configuration Px est validée sont représentés en plus des solutions avec la configuration Cpx. 165
5.31 Résultats MGM avec les configurations Cpx (*a*) et Opx (*b*) dans le cas du spectre de la météorite Lafayette. 167
5.32 Compositions modales des échantillons analysés au *RELAB*. Les numéros correspondent aux références des spectres utilisés dans les tableaux suivants. 168
5.33 Résultats MGM pour des spectres de roches d'Oman ayant des minéralogies simples : *a)* Ol 100%, *b)* Opx 96% Cpx 04%, *c)* Opx 05% Cpx 95%, *d)* Opx 86% Cpx 14% et *e)* Opx 30% Cpx 70% 169
5.34 Résultats MGM pour les spectres de roches d'Oman : *a)* et *b)* Opx 50% Cpx 50%, *c)* Ol 91% Opx 09% et *d)* Ol 90% Opx 10% 170
5.35 Compositions chimiques exactes d'une partie des pyroxènes (clinopyroxènes en rouge et orthopyroxènes en bleu) présents dans les roches d'Oman (voir l'annexe page 310 pour plus de détails). 171
5.36 Positions des centres issus du MGM reportées dans le diagramme d'Adams (1974) pour les roches d'Oman ayant une minéralogie simple et contenant du pyroxène. 171

5.37 Résultats MGM pour des spectres de roches d'Oman ayant des minéralogies dominées par l'olivine et un pyroxène : *a)* , *b)* et *c)* Ol 30% Opx 08% Cpx 62%, *d)* et *e*) Ol 59% Opx 02% Cpx 39%, *f)* Ol 29% Cpx 71% et *g)* et *h)* Ol 75% Opx 25%. 175
5.38 Résultats MGM pour des spectres de roches d'Oman ayant des minéralogies dominées par les trois phases : *a)* Ol 15% Opx 72% Cpx 13%, *b)* et *c)* Ol 10% Opx 30% Cpx 60%, *d)*, *e)* et *f)* Ol 61% Opx 25% Cpx 14% 176
5.39 Résultats MGM pour le spectre 3 (Ol 31%, Opx 30% et Cpx 39%) 177
5.40 Composition chimique des olivines estimées à partir de la procédure décrite dans le paragraphe 5.2.1.2 page 136 179
5.41 Position des pyroxènes d'Oman dans le quadrilatère d'après les résultats du MGM et les données de Cloutis et Gaffey (1991b) (en rouge le clinopyroxène et en vert l'orthopyroxène).179
5.42 Evolution des profondeurs et largeurs mesurées en fonction du taux d'aplatissement du spectre. Exemple pour le cas d'un spectre d'olivine (Fo91). 183
5.43 Rapport entre la largeur mesurée et la position du minimum de réflectance, dans le domaine à 1 µm, par rapport à la composition du mélange olivine-pyroxène. En bleu la série Olivine/Orthopyroxène (RELAB) et en rouge les spectres Olivine/Clinopyroxène (Oman). 184
5.44 Evolution des profondeurs et largeurs mesurées en fonction du taux d'aplatissement pour des spectres de mélange entre une olivine et un orthopyroxène. Les trois courbes représentent des teneurs en olivine dans le mélange de respectivement 25, 50 et 75%. . 185

6.1 Instrument OMEGA (*Crédits ESA*) 190
6.2 Coregistration géométrique entre le visible (à gauche) et l'infrarouge (à droite). La grille des points d'appui utilisés pour registrer l'image visible sur l'image infrarouge est ici représentée sur l'exemple traitant de la scène 488_3. 191
6.3 Mosaïque des traces OMEGA : carte de l'albédo (0.55 µm) 192
6.4 Localisation des traces OMEGA par rapport à la carte géologique de Mars (Greeley et Guest, 1987; Skinner *et al.*, 2006). Pour le contexte, voir le chapitre 2 figure 2.15 page 40.193
6.5 Localisation et représentation des spectres OMEGA extraits à partir de l'analyse en composantes principales 194
6.6 Positions des centres des gaussiennes des pyroxènes reportées dans le diagramme d'Adams (1974). Les barres d'erreurs correspondent aux incertitudes associées aux résultats du MGM telles qu'évaluées sur les données OMEGA par Kanner *et al.* (2007) : à savoir, ±30 et ±47 nm respectivement dans le domaine à 1 et 2 µm. 195
6.7 Résultats MGM pour les quatre spectres extraits à partir de l'ACP. 196
6.8 Mosaïque des traces OMEGA : carte de la dynamique du creux d'absorption mesurée dans le domaine à 1 µm 198
6.9 Détection des pixels présentant un *rms* anormalement élevé pour chacune des configurations (pixels en noir) 200
6.10 Variations spatiales de la profondeur de la gaussienne "1050" de l'olivine dans le cas de la configuration Ol-Cpx. 201
6.11 Variations spatiales de la largeur de la gaussienne associée au clinopyroxène à 1 µm dans le cas de la configuration Cpx. 202
6.12 Variations spatiales du maximum de réflectance autour de 1.5 µm 203

6.13 Nombre de configurations validées pour chaque pixel (les pixels sans couleur ne sont modélisés correctement par aucune configuration). 205
6.14 Minéralogie associée aux pixels modélisés par une et une seule configuration 206
6.15 Minéralogies associées aux pixels validés avec deux configurations 207
6.16 Variations spatiales de la position du centre de la gaussienne associée au clinopyroxène à 1 µm dans le cas de la configuration Cpx. 208
6.17 Minéralogie dominante pour chaque pixel, d'après les résultats des figures précédentes. 209
6.18 Composition colorée des profondeurs des gaussiennes associées au clinopyroxène (rouge), à l'orthopyroxène (vert) et à l'olivine (bleu). 211
6.19 Variations spatiales du rapport de profondeur $\frac{Prof_{Ol}}{Prof_{Ol}+Prof_{Cpx}}$, avec les gaussiennes "1250" de l'olivine et "1000" du clinopyroxène. 212
6.20 Composition chimique des olivines trouvées sur Syrtis Major (configuration Ol en haut et Ol-Cpx en bas). Pour chaque pixel, l'information sur la position du centre des 3 gaussiennes "850", "1050" et "1250" est reportée. 214
6.21 Nuages de points, reportés dans le diagramme d'Adams (1974), correspondant aux positions des centres des gaussiennes à 1 et 2 µm associées aux pyroxènes, pour l'ensemble de la population des pixels analysés. Les couleurs sont associées à différentes zones dans l'édifice volcanique de Syrtis Major et la croûte environnante. Ces dernières sont représentées dans la figure 6.22. Les résultats des analyses de spectres ponctuels sont également reportés (cf. § 6.3.1 page 194). 215
6.22 Localisation spatiale des "gammes" de pyroxènes définies dans la figure 6.21 216
6.23 Compositions chimiques des pyroxènes déduites d'après les données de Cloutis et Gaffey (1991b) et les résultats du MGM pour les positions des centres des gaussiennes. 217
6.24 Résultats cartographiques concernant la région de Syrtis Major pour *a)* cette étude (figure page 211), *b)* l'étude de Combe *et al.* (2008) (figure page 44) et *c)* détection de l'olivine d'après Mustard *et al.* (2005) (figure page 42) 218
6.25 Déconvolution MGM d'un spectre ISM dans la région de Nili Patera (mélange de deux pyroxènes), extrait de Mustard et Sunshine (1995) 220
6.26 Détection du mélange olivine-clinopyroxène avec le MGM (cf. Fig. 6.19 page 212) et comparaison avec la localisation du type 1 "basaltique" (données TES, Bandfield *et al.*, 2000 *; Image réalisée avec JMARS,* `http://jmars.asu.edu/`). 221
6.27 Carte de l'abondance en olivine établie à partir des données TES en s'appuyant sur les données acquises par Spirit dans le cratère de Gusev, extrait de McSween *et al.* (2006) 223
6.28 Carte de la contribution moyenne des classes minéralogiques plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène, olivine, silicate/phyllosilicate et sulfate (2 pixels/degré), extrait de Koeppen et Hamilton (2008) 223
6.29 Composition des pyroxènes d'après les données de Kanner *et al.* (2007, cf. Tab. 6.3) et de Cloutis et Gaffey (1991b). Les compositions associées à la météorite Shergotty, d'après Smith et Hervig (1979), sont également reportées. 225
6.30 Composition de l'olivine dans la région de Nili Fossae, extrait de Hoefen *et al.* (2003) . 227
6.31 Carte d'abondance des pôles spectraux de l'olivine (2 pixels/degré), extrait de Koeppen et Hamilton (2008) 227

6.32 Diagramme de gauche : Spectres d'olivine ayant une taille de grains variable (teneur en fer fixe Fo_{88}, cf. § 3.3.3 page 61) réalisés au laboratoire (DTP/UMR 5562) ; Diagramme de droite : variabilité de la détermination MGM résultante. 228
6.33 Assemblages de pyroxènes pouvant coexister dans le quadrilatère Di-Hd-En-Fs, d'après Lindsley (1983 ; 1 atm et 1000°C), et compositions chimiques trouvées dans la région de Syrtis Major à partir des données spectroscopiques dans le cas d'un "orthopyroxène" (en vert) et d'un "clinopyroxène" (en rouge, cf. Fig. 6.23). 229
6.34 Nuages de points, reporté dans le diagramme d'Adams (1974), correspondant aux positions des centres des gaussiennes à 1 et 2 µm associées aux pyroxènes détectés dans le cas des mélanges à trois minéraux (cf. §6.4.2.2). 229
6.35 Composition chimique des pyroxènes détectés dans le cas des mélanges à trois minéraux (cf. §6.4.2.2 ; les pointillés dans le quadrilatère à 2 µm correspondent aux résultats à 1 µm). Les compositions de l'olivine sont également reportées (cf. §6.5.1). 231
6.36 Assemblages de pyroxènes pouvant coexister dans le quadrilatère Di-Hd-En-Fs, d'après Lindsley (1983 ; 1 atm et 1000°C), et compositions chimiques trouvées sur Syrtis Major à partir des données spectroscopiques dans le cas d'un mélange olivine, orthopyroxène et clinopyroxène (cf. Fig. 6.35). 231
6.37 Images MOC à haute résolution dans la région de Nili Patera (à gauche) et sur les laves au nord de l'édifice (à droite). Le contexte de chaque image est reporté à côté. (*Crédits : NASA/JPL/Malin Space Science Systems,* `http://www.msss.com/moc_gallery/`) . 233

7.1 ASD FieldSpec® en cours d'utilisation 238
7.2 Localisation de tous les sites de mesures, avec en fond la mosaïque des données HyMap sur le massif de Sumail (voir la partie 7.3 pour le détail des données hyperspectrales ; Canaux utilisés pour la composition colorée : Rouge 0.66 µm, Vert 0.56 µm et Bleu 0.53 µm). Les sites numérotés font référence aux échantillons décrits dans le paragraphe suivant *(1 : clinopyroxénite, 2 : orthopyroxénite, 3 : dunite, 4 : gabbro, 5 : harzburgite et 6 : wehrlite)* 240
7.3 Spectres en réflectance acquis sur le terrain pour les cinq échantillons sélectionnés . . . 241
7.4 Clinopyroxénite, du haut à gauche dans le sens horaire : affleurement mesuré, analyse MGM du spectre correspondant, lame mince en lumière polarisée analysée (LPA) et lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA). 242
7.5 Composition chimique, obtenue par analyse à la microsonde électronique, des pyroxènes présents dans les lames minces. 243
7.6 Positions des échantillons étudiés dans le quadrilatère des pyroxènes d'après les résultats du MGM et les données de Cloutis et Gaffey (1991b). 243
7.7 Orthopyroxénite, du haut à gauche dans le sens horaire : affleurement mesuré, analyse MGM du spectre correspondant, lame mince en lumière polarisée analysée (LPA) et lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA). *(Chr = chromite)* 244
7.8 Dunite, en haut : lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA) ; en bas : analyse MGM avec la configuration Ol pour la surface fraîche (à gauche) et la surface exposée (à droite). *(Chr=chromite)* 245
7.9 Gabbro, du haut à gauche dans le sens horaire : affleurement mesuré, analyse MGM du spectre correspondant, lame mince en lumière polarisée analysée (LPA) et lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA). *(Chl=chlorite)* 246

7.10 Comparaisons de spectres en réflectance obtenus sur des surfaces fraîches et des surfaces patinées pour différentes lithologies. Les pointillés rouges marquent la localisation du minimum de réflectance dans le domaine à 1 µm. Les pointillés bleus marquent le maximum de réflectance autour de 1.5 µm. 248

7.11 Harzburgite, en haut : lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA) ; en bas : analyse MGM avec la configuration OlOpx pour la surface fraîche (à gauche) et la surface exposée (à droite). *(Chr=chromite, Serp=serpentine)* 249

7.12 Wehrlite, en haut : analyse MGM avec la configuration Ol et avec la configuratin OlCpx ; en bas : lame mince en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA). *(Chr=chromite)* 250

7.13 Imageur hyperspectral HyMap chargé à bord d'un avion *(Crédits : HyVista Corp.)* . . 252

7.14 Localisation des traces acquises pendant le survol de 2002 sur une image Landsat en fond (canaux 7, 4 et 1) 253

7.15 Effet de la variation de l'illumination sur les valeurs moyennes de réflectance orthogonalement à la trace avant et après correction. Les quatre bandes sont, chacune, choisies dans l'intervalle spectral correspondant à un capteur différent. 253

7.16 Mosaïque globale des données HyMap : carte de l'albédo (0.53 µm) 255

7.17 Localisation de la mosaïque par rapport à la carte géologique d'Amri (1995). Le vert pâle et le jaune correspondent à la section mantellaire et les couleurs roses / rouges aux lithologies crustales. 256

7.18 Mosaïque globale des données HyMap révélant la variabilité spatiale associée aux unités lithologiques en se basant sur les rapports de bandes (R : 0.87/0.74 µm, V : 0.98/0.74 µm et B : 1.03/0.74 µm) 257

7.19 Mosaïque globale des données HyMap : carte de la dynamique mesurée dans le domaine 1 µm 259

7.20 Cartes des pixels présentant un fort *rms* pour chacune des configurations (pixels en noir) 261

7.21 Position du maximum de réflectance autour de 1.5 µm 262

7.22 Comparaison entre deux spectres HyMap acquis sur une surface ensoleillée et une surface ombragée (gabbro dans les deux cas, adapté de Roy *et al.* (2008) 263

7.23 Résultats MGM pour des spectres HyMap représentatifs des différentes lithologies : *a)* dunite, *b)* et *c)* gabbro et *d)* et *e)* harzburgite. On notera que les modélisations ne sont pas totalement satisfaisantes, les résidus variant fortement le long du domaine spectral. 264

7.24 Minéralogie dominante pour chaque pixel, d'après les configurations validées. La limite en pointillés marque approximativement la frontière entre la section mantellaire (à l'ouest) et la section crustale (à l'est). 267

7.25 Composition colorée des profondeurs des gaussiennes associées au clinopyroxène (domaine 1 µm, rouge), à l'orthopyroxène (domaine 1 µm, vert) et à l'olivine (gaussienne "1250", bleu). Les pixels non modélisés sont remplacés par l'albédo à 0.53 µm. 268

7.26 Variation spatiale du rapport $\frac{Prof_{Ol}}{Prof_{Ol}+Prof_{Opx}}$ pour l'ensemble de la mosaïque HyMap. En bleu apparaîssent les zones plus riches en orthopyroxène, en blanc celles plus riches en olivine. Le cadre rouge correspond au zoom de la figure 7.27. 270

7.27 Localisation des deux profils P1 et P3 sur la carte du rapport $\frac{Prof_{Ol}}{Prof_{Ol}+Prof_{Opx}}$ (voir la figure 7.26 pour la localisation à l'échelle du massif). Seuls quelques points sont représentés pour les deux situations (*P1.2A*, *P1.52* et *P3.0* et *P3.29* correspondent aux points extrêmes de chacun des profils). 271

7.28 Composition des échantillons prélevés sur les deux profils : proportion d'olivine, d'orthopyroxène et de serpentine. Les minéraux en proportions très faibles (plagioclase et clinopyroxène, voir aussi la figure 7.28) sont regroupés avec l'orthopyroxène afin d'obtenir un total sur cent. 272

7.29 Composition de la harzburgite pour les profils *P1* (en haut) et *P3* (en bas) : variations des teneurs en olivine et orthopyroxène, et variation de la perte au feu. Les points *P1.2A* et *P3.0* servent de référence pour la distance (cf. Fig. 7.27). 272

7.30 Composition de la harzburgite pour les profils *P1* et *P3* : teneur en olivine d'après l'analyse roche totale et d'après l'analyse spectroscopique. 273

7.31 Nuage de points, reporté dans le diagramme d'Adams (1974), correspondant à la position des centres des gaussiennes à 1 et 2 µm associées aux pyroxènes, pour l'ensemble de la population des pixels analysés. L'échelle de couleur correspond à la densité de pixels présentant une combinaison de paramètres donnée. Les pointillés de couleurs définissent différentes zones de la séquence crustale. Ces dernières sont représentées dans la figure 7.33. 275

7.32 Composition chimique des pyroxènes déduite d'après les données de Cloutis et Gaffey (1991b) et les résultats du MGM pour la position des centres des gaussiennes. La bordure colorée dans le cas des clinopyroxènes (en rouge ou vert) fait référence aux figures 7.31 et 7.33. 276

7.33 Localisation des "différents types" de clinopyroxène définis dans la figure 7.31. L'agrandissement fait référence à la zone choisie pour être étudiée d'un point de vue pétrographique (cf. §7.5.2.2 et §7.6). 277

7.34 Localisation de la zone étudiée par rapport à l'ensemble du massif de Sumail. Visualisation à partir des compositions colorées des rapports de bandes (à gauche, voir la figure 7.18 page 257) et des résultats du MGM (à droite, voir la figure 7.25 page 268). 278

7.35 Compositions des clinopyroxènes estimées à partir des données spectroscopiques (champ en vert et en rouge) et compositions mesurées à la microsonde (cf. §7.6). 279

7.36 Localization of the different ophiolitic massifs (dark gray) in the North Oman mountains (adapted from Lippard et al. (1986)). Our study areas are in the Sumail massif, located in the southeastern part of the ophiolite. 281

7.37 Global RGB composite over the Sumail massif. Red, Green and Blue correspond respectively to 0.87 µm, 0.98 µm and to 1.03 µm channels. All the values are normalized to the 0.74 µm strength which is mainly sensitive to albedo variations. This colored composition enhances the cpx absorption ; cpx-rich rocks appear in red. On the right of the picture, the two highlighted areas correspond respectively to north cumulates (at the top) and south cumulates (at the bottom). Our detailed cross section is localized in this second area. 283

7.38 Field view of the southern area. Picture is taken from the southern side of the outcrop. Clinopyroxenites and wehrlites crop out below layered gabbros which are the most abundant in this massif. Samples have been taken on the section A-B, that has a stratigraphic thickness of about 200 m. One can see alternations of two contrasted rock types : grayish outcrops are made essentially of clinopyroxenites while reddish ones are made essentially of olivine-rich rocks (essentially wehrlites). 286
7.39 Field view of layered pyroxenites in the northern area. Layers thickness is typically decametric. The upper left picture shows that these rocks have a medium grained (grain size ranging from a few mm to one cm) adcumulate texture. 286
7.40 Lithological log of the outcrop from the southern area. The half left picture corresponds to the upper part. Stratigraphic heights (in meters) are counted from the bottom of the cross section (altitude zero is at point Pyr5 corresponding to point A in Fig. 3). Label of the samples are in red. Lithologies showing alternations of wehrlite and clinopyroxenite overlain by gabbro. Variations in modal composition (ignoring alteration) for each collected sample are shown with the following color code : red for olivine, green for cpx, purple for opx and blue for plagioclase. 288
7.41 Stratigraphic variations of Mg# [100 x Mg/(Mg+Fetot)] in cpx (left) and olivine (right) from the southern outcrop. The color scale on the left shows dominant rock types (green : clinopyroxenite ; red : wehrlite ; blue : gabbro). 290
7.42 Stratigraphic variations of Cr_2O_3 (wt%) in cpx (left) and Cr-spinel from the southern outcrop. 291
7.43 Stratigraphic variations of TiO_2 (left) and of Al_2O_3 (right) in Cr-spinel from the southern outcrop. 292
7.44 Variations of Cr_2O_3 versus Mg# [100 x Mg/(Mg+Fetot)] in cpx from the southern outcrop compared to Oman pyroxenite mantle dykes and Oman gabbros (layered gabbros and mantle dykes) (Python et Ceuleneer, 2003 ; Abily and Ceuleneer, unpub. data). . . 293
7.45 Variations in TiO_2 versus Mg# [100 x Mg/(Mg+Fetot)] in cpx from the southern outcrop compared to various lithologies from the Trinity ophiolite (Ceuleneer et le Sueur, 2008). 293
7.46 Variations of Al_2O_3 versus Mg# [100 x Mg/(Mg+Fetot)] in cpx from the southern outcrop compared to those of ultramafic crustal cumulates and pyroxenite mantle dykes of the Trinity ophiolite (Ceuleneer et le Sueur, 2008) and to pyroxenitic mantle dykes of Oman (Python et Ceuleneer, 2003). 294
7.47 Variations of TiO_2 versus Mg# [100 x Mg/(Mg+Fetot)] in cpx from the southern and northern outcrops. Values are compared to those of the pegmatitic dykes surrounding the northern outcrop (defining the "boninitic fractionation trend") and to those of layered gabbroic cumulates cropping out in along the axis of the Maqsad paelo-spreading structure (defining the "MORB fractionation trend"). Fields were constructed with data of Benoit *et al.*, 1999 and with unpub. data of Ceuleneer and Abily. 295
7.48 Left column : Mg#/100 variations in olivine along the cross section. Right column : interpretation of this trend (together with those presented in figures 7.41-7.43) in terms of successive stages of replenishment, mixing and fractional crystallisation. 296
7.49 Sketch illustrating the proposed scenario of ultramafic cumulates formation in relation to mantle diapirism. 298

Liste des tableaux

4.1 Exemple de fichier de configuration du MGM original, développé par Sunshine *et al.* (1999), permettant de modifier les paramètres initiaux et les incertitudes associées à chaque gaussienne. Exemple dans le cas d'un fichier dédié à l'olivine, c'est-à-dire ayant trois gaussiennes pour modéliser les trois absorptions liées au minéral. 79

4.2 Gaussiennes présentes dans les différentes configurations dans le cas de spectres acquis en laboratoire, avec Ol pour olivine, Opx pour orthopyroxène et Cpx pour clinopyroxènes. Les gaussiennes utilisées sont dénommées par la position de leurs centres en nanomètres. 87

4.3 Gaussiennes utilisées dans les différentes configurations dans le cas de spectres de roches naturelles acquis sur le terrain ou à distance. Les gaussiennes sont dénommées par la position de leur centre en nanomètres. Par rapport au tableau 4.2, les gaussiennes centrées à 1410, 1950 et 2320 nm ont été rajoutées (voir texte). 88

4.4 Position des centres des absorptions (en nm) pour les trois minéraux mafiques, d'après les diagrammes de Adams (1974); Hazen *et al.* (1978); Cloutis et Gaffey (1991b); Sunshine et Pieters (1998). 90

4.5 Incertitudes utilisées pour chacune des gaussiennes 91

4.6 Correspondance entre les paramètres d'initialisation des différentes gaussiennes pour l'olivine et l'orthopyroxène d'après les parties 4.4.1.3.2 et 4.4.1.4.2. 116

5.1 Tableau récapitulatif des différentes configurations validées (X) pour les mélanges de pyroxènes 144

5.2 Tableau récapitulatif des différentes configurations validées (X) pour les mélanges à proportions variables d'olivine, d'orthopyroxène et de plagioclase (taille de grains : 45-75 µm) 151

5.3 Tableau récapitulatif des différentes configurations validées (X) pour les mélanges à tailles de grains variables d'olivine, d'orthopyroxène et de clinopyroxène. Les correspondances pour les tailles de grains sont détaillées dans le texte. 158

5.4 Tableau récapitulatif des résultats de notre procédure, dans le cas des météorites martiennes (X=configuration validée). Les références *RELAB* correspondantes sont données en annexe page 310. 162

5.5 Tableau récapitulatif des résultats de notre procédure pour les spectres présentant des minéralogies simples dans le cas des roches naturelles d'Oman (X=configuration validée). Les références *RELAB* correspondantes sont données en annexe page 310. 168
5.6 Tableau récapitulatif des résultats de notre procédure, dans le cas des roches naturelles d'Oman, pour les spectres présentant des minéralogies complexes. Les références *RELAB* correspondantes sont données en annexe page 310. Les "X" correspondent aux configurations validées avec les critères de tri utilisés pour les spectres de laboratoire, les "O" ne prennent pas en compte les profondeurs très faibles et le "+" indique qu'une des gaussiennes est légèrement positive. 173

6.1 Caractéristiques techniques principales du spectro-imageur (d'après Bibring *et al.*, 2004) 189
6.2 Compositions des roches de type 1 "basaltique" obtenues par infrarouge thermique (incertitude moyenne de ±10%, limite de détection 5-15%). *Pl = plagioclase, Cpx = clinopyroxène, Opx = orthopyroxène et Ol =olivine ; "Autre" peut correspondre à de l'amphibole et des phyllosilicates (⋆ Composition estimée à partir des cartes de la figure 6.28)* . . . 222
6.3 Positions des centres des gaussiennes (en µm) obtenues sur deux spectres OMEGA pris dans la région de Syrtis Major, adapté du tableau 5 de Kanner *et al.* (2007). 225

7.1 Caractéristiques techniques principales du spectromètre 239
7.2 Caractéristiques techniques principales du spectro-imageur (d'après Cocks *et al.*, 1998) 252

Bibliographie

M. J. Abrams, D. A. Rothery et A. Pontual : Mapping in the Oman ophiolite using enhanced Landsat Thematic Mapper images. *Tectonophysics*, 151:387–401, 1988.

Y. Adachi et S. Miyashita : Geology and petrology of the plutonic complexes in the Wadi Fizh area : Multiple magmatic events and segment strcture in the northern Oman ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(9):8619, 2003.

J. B. Adams : Lunar and martian surfaces : petrologic significance of absorption bands in the near-infrared. *Science*, 159:1453–1455, 1968.

J. B. Adams : Visible and near IR diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. *Journal of Geophysical Research*, 79(32):4829–4836, 1974.

J. B. Adams : *Infrared and Raman spectroscopy of lunar and terrestrial materials*, chap. Interpretation of visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes and other rock forming minerals, p. 91–116. New York Academic Press, 1975.

J. B. Adams : *Remote Sensing of Landscapes with spectral images : A physical modelling approach.* Cambridge University Press, NewYork, 2006.

J. B. Adams et T. B. McCord : Electronic spectra of pyroxenes and interpretation of telescopic spectral reflectivity curves of the Moon. *In Proc. Lunar and Planetary Science Conference III*, p. 3021–3034, 1972.

J. B. Adams, M. Smith et P. Johnson : Spectral mixture modeling : a new analysis of rock and soil types at the Viking Lander I site. *Journal of Geophysical Research*, 91:8098–8112, 1986.

J. B. Adams : Lunar surface composition and particle size : Implications from laboratory and lunar spectral reflectance data. *Journal of Geophysical Research*, 72(22):5717–5720, 1967.

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

I. Amri : *Étude pétrologique et structurale d'une dorsale océanique fossile, massif de Sumail (ophiolite d'Oman). Implications pour les mécanismes d'accrétion océaniques.* Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 1995.

I. Amri, M. Benoit et G. Ceuleneer : Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites : evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 139:177–194, 1996.

S. Arai, K. Kadoshima et T. Morishita : Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *Journal of the Geological Society, London*, 163:1–11, 2006.

R. E. Arvidson, E. A. Guinness et A. P. Zent : Classification of surface units in the equatorial region of Mars based on Viking orbiter color, albedo, and thermal data. *Journal of Geophysical Research*, 87(B12):10,149–10,157, 1982.

R. E. Arvidson, F. Poulet, R. V. Morris, J.-P. Bibring, J. F. Bell III, S. W. Squyres, P. R. Christensen, G. Bellucci, B. Gondet, B. L. Ehlmann, W. H. Farrand, R. L. Fergason, M. Golombek, J. L. Griffes, J. Grotzinger, E. A. Guinness, K. E. Herkenhoff, J. R. Johnson, G. Klingelhöfer, Y. Langevin, D. Ming, K. Seelos, R. J. Sullivan, J. G. Ward, S. M. Wiseman et M. Wolff : Nature and origin of the hematite-bearing plains of Terra Meridiani based on analyses of orbital and Mars Exploration rover data sets. *Journal of Geophysical Research*, 111:E12S08, 2006a.

R. E. Arvidson, S. W. Squyres, R. C. Anderson, J. F. Bell III, D. Blaney, J. Brückner, N. A. Cabrol, W. M. Calvin, M. H. Carr, P. R. Christensen, B. C. Clark, L. Crumpler, D. J. Des Marais, P. A. de Souza Jr., C. d'Uston, T. Economou, J. Farmer, W. H. Farrand, W. Folkner, M. Golombek, S. Gorevan, J. A. Grant, R. Greeley, J. Grotzinger, E. Guinness, B. C. Hahn, L. Haskin, K. E. Herkenhoff, J. A. Hurowitz, S. Hviid, J. R. Johnson, G. Klingelhöfer, A. H. Knoll, G. Landis, C. Leff, M. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, M. C. Malin, S. M. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. Moersch, R. V. Morris, T. Parker, J. W. Rice Jr., L. Richter, R. Rieder, D. S. Rodionov, C. Schröder, M. Sims, M. Smith, P. Smith, L. A. Soderblom, R. Sullivan, S. D. Thompson, N. J. Tosca, A. Wang, H. Wänke, J. Ward, T. Wdowiak, M. Wolff et A. Yen : Overview of the Spirit Mars Exploration Rover mission to Gusev Crater : Landing site to Backstay Rock in the Columbia Hills. *Journal of Geophysical Research*, 111:E02S01, 2006b.

J. L. Bandfield : Global mineral distributions on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 107 (E6):5042, juin 2002.

J. L. Bandfield, V. E. Hamilton et P. R. Christensen : A global view of martian surface compositions from MGS-TES. *Science*, 287:1626–1630, 2000.

D. Baratoux, P. Pinet, A. Gendrin, L. Kanner, J. Mustard, Y. Daydou, J. Vaucher et J.-P. Bibring : Mineralogical structure of the subsurface of Syrtis Major from OMEGA observations of lobate ejecta blankets. *Journal of Geophysical Research*, 112:E08S05, 2007.

F. Béchennec, J. Le Métour, D. Rabu, D. Villey et M. Beurrier : The Hawasina Basin : a fragment of starved, passive, continental margin thrust over the Arabian Platform during obduction of the Samail Nappe. *Tectonophysics*, 151:323–343, 1988.

F. Béchennec, J. Roger, J. Le Métour et R. Wyns : Explanatory notes to the Geological Map of Seeb, Sheet NF40-03, Scale : 1 :250,000. Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 1992a.

F. Béchennec, R. Wyns, J. Roger, J. Le Métour et S. Chevrel : Explanatory notes to the Geological Map of Nazwa, Sheet NF40-07, Scale : 1 :250,000. Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 1992b.

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

J. F. Bell, H. Y. McSween, J. A. Crisp, R. V. Morris, S. L. Murchie, N. T. Bridges, J. R. Johnson, D. T. Britt, M. P. Golombek, H. J. Moore, A. Gohosh, J. L. Bishop, R. C. Anderson, J. Brückner, T. Economou, J. P. Greenwood, H. P. Gunnlaugsson, R. M. Hargraves, S. Hviid, J. M. Knudsen, M. B. Madsen, R. Reid, R. Rieder et L. Soderblom : Mineralogic and compositional properties of martian soil and dust : Results from Mars Pathfinder. *Journal of Geophysical Research*, 105(E1):1721–1755, 2000.

J. F. Bell, M. J. Wolff, P. B. James, R. T. Clancy, S. W. Lee et L. J. Martin : Mars surface mineralogy from Hubble Space Telescope imaging during 1994-1995 : Observations, calibration, and initial results. *Journal of Geophysical Research*, 102(E4):9109–9123, 1997.

G. Belluci, F. Altieri, J. Bibring, G. Bonello, Y. Langevin, B. Gondet et F. Poulet : OMEGA/Mars Express : Visual channel performances and data reduction techniques. *Planetary and Space Science*, 54:675–684, mai 2006.

K. Benn, A. Nicolas et I. Reuber : Mantle-crust transition zone and origin of wehrlitic magmas : Evidence from the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, 151:75–85, 1988.

M. Benoit, M. Polvé et G. Ceuleneer : Trace element and isotopic characterization of mafic cumulates in a fossil mantle diapir (Oman ophiolite). *Chemical Geology*, 134:199–214, 1996.

M. Benoit, G. Ceuleneer et M. Polvé : The remelting of hydrothermally altered peridotite at mid-ocean ridges by intruding mantle diapirs. *Nature*, 402:514–518, 1999.

J. L. Berkley et N. J. Boynton : Minor/major element variation within and among diogenite and howardite orthopyroxenite groups. *Meteoritics*, 27:387–394, 1992.

J. L. Berkley, K. Keil et M. Prinz : Comparative petrology and origin of Governador Valadares and other nakhlites. *In Lunar and Planetary Science Conference XI*, p. 1089–1102, 1980.

J.-P. Bibring, M. Combes, Y. Langevin, A. Soufflot, C. Cara, P. Drossart, T. Encrenaz, S. Erard, O. Forni, B. Gondet, l. Ksanfomalfty, E. Lellouch, P. Masson, V. Moroz, F. Rocard, J. Rosenqvist et C. Sotin : Results from the ISM experiment. *Nature*, 341:591–593, 1989.

J.-P. Bibring, S. Erard, B. Gondet, Y. Langevin, A. Soufflot, M. Combes, C. Cara, P. Drossart, T. Encrenaz, E. Lellouch, J. Rosenqvist, V. I. Moroz, A. V. Dyachkov, A. V. Grygoriev, N. G. Havinson, I. V. Khatuntsev, A. V. Kiselev, L. V. Ksanfomality et Y. V. Nikolsky : Topography of the martian tropical regions with ISM. *Planetary and Space Science*, 39 (1/2):225–236, 1991.

J.-P. Bibring, Y. Langevin, A. Gendrin, B. Gondet, F. Poulet, M. Berthé, A. Soufflot, R. E. Arvidson, N. Mangold, J. Mustard, P. Drossart et the OMEGA team : Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/Mars Express observations. *Science*, 307:1576–1581, 2005.

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

J.-P. Bibring et S. Erard : The martian surface composition. *Space Science Reviews*, 96(1-4):293–316, 2001.

J. Bibring, A. Soufflot, M. Berthé, Y. Langevin, B. Gondet, M. Bouyé, P. Drossart, G. Bellucci, V. Formisano, V. Moroz, V. Kottsov et The OMEGA team : OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité. Rap. tech., ESA Special Publications SP-1240, 2004.

J. W. Boardman : Post-ATREM polishing of AVIRIS apparent reflectance data using EFFORT : a lesson in accuracy versus precision. *In Summaries of the Seventh JPL Airbone Earth Science Workshop, Vol. 1, p. 53*, 1998.

G. Bonello, J. Bibring, A. Soufflot, Y. Langevin, B. Gondet, M. Berthé et C. Carabetian : The ground calibration setup of OMEGA and VIRTIS experiments : description and performances. *Planetary and Space Science*, 53(7):711–728, 2005.

F. Boudier, J.-L. Bouchez, A. Nicolas, M. Cannat, G. Ceuleneer et d. M. M. M. Misseri a : Kinematics of oceanic thrusting of the Oman ophiolite. Model of plate convergence. *Earth and Planetary Science Letter*, 75:215–222, 1985.

F. Boudier, G. Ceuleneer et A. Nicolas : Shear zonesn thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite : initiation of thrusting on an oceanic ridge. *Tectonophysics*, 151:275–296, 1988.

F. Boudier et R. G. Coleman : Cross section through the peridotite in the Samail Ophiolite Southeastern Oman Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4):2573–2592, 1981.

F. Boudier et A. Nicolas : Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *Journal of Petrology*, 36:777–796, 1995.

F. Boudier, A. Nicolas et B. Ildefonse : Magma chambers in the Oman ophiolite : fed from the top and the bottom. *Earth and Planetary Science Letters*, 144:239–250, 1996.

N. L. Bowen : The later stages of the evolution of the igneous rocks. *Journal of Geology*, 23:1–89, 1915.

M. G. Braun et P. B. Kelemen : Dunite distribution in the Oman ophiolite : implications for melt flux through porous dunite conduits. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(11):8603, 2002.

P. Browning : *Ophiolites - Oceanic crustal analogues*, chap. Cryptic variation within the cumulate sequence of the Oman ophiolite : magma chamber depth and petrological implications, p. 71–82. Geological Survey Department, Cyprus, Nicosia, 1990.

T. E. Bunch et A. M. Reid : The nakhlites Part I : Petrography and mineral chemistry. *Meteoritics & Planetary Science*, 10(4):303–324, 1975.

R. G. Burns : Crystal field spectra and evidence of cation ordering in olivine minerals. *American Mineralogist*, 55:1608–1632, 1970a.

R. G. Burns : *Mineralogical applications of crystal field theory.* Cambridge university Press, 1970b. 224.

R. G. Burns : *Mineralogical applications of crystal field theory, 2nd Edition.* Cambridge university Press, 1993.

G. Ceuleneer : *Ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere*, chap. Evidence for a paleo-spreading center in the Oman ophiolite : mantle structures in the Maqsad area, p. 149–175. Kluwer Academic Press, 1991.

G. Ceuleneer et E. le Sueur : The Trinity Ophiolite (California) : the strange association of fertile mantle peridotite with ultra-depleted crustal cumulates. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(5):503–518, 2008.

G. Ceuleneer, M. Monnereau et I. Amri : Thermal structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates. *Nature*, 379:149–153, 1996.

G. Ceuleneer, A. Nicolas et F. Boudier : Mantle flow pattern at an oceanic spreading centre : the Oman peridotite record. *Tectonophysics*, 151:1–26, 1988.

G. Ceuleneer : *Structure des ophiolites d'Oman : Flux mantellaire sous un centre d'expansion océanique et charriage à la dorsale.* Thèse de doctorat, Université de Nantes, 1986.

S. Chabrillat, P. C. Pinet, G. Ceuleneer, P. E. Johnson et J. F. Mustard : Ronda peridotite massif : methodology for its geological mapping and lithological discrimination from airborne hyperspectral data. *International Journal of Remote Sensing*, 21(12):2363–2388, 2000.

S. Chevrel et P. Pinet : Near-infrared multispectral images for Gassendi crater : mineralogical and geological inferences. *In Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference 20th*, p. 187–194, 1990.

S. Chevrel et P. Pinet : Revisited geology of Gassendi crater from earth-based near-infrared multispectral solid-state imaging. *In Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference 22th*, p. 249–258, 1992.

S. Chevrel, P. Pinet, Y. Daydou, S. LeMouelic, Y. Langevin, F. Costard et S. Erard : Aristarchus Plateau : Structural and compositional study from integrated Clementine UV-Vis-NIR spectral data. *Icarus*, 2008.

S. Chevrel : *Caractérisation de la minéralogie de surface de la Lune et de Mars par imagerie multispectrale CCD.* Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 1990.

N. I. Christensen et J. D. Smewing : Geology and seismic structure of the northern section of the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4):2545–2555, 1981.

P. R. Christensen, J. L. Bandfield, J. F. Bell III, N. Gorelick, V. E. Hamilton, A. Ivanov, B. M. Jakosky, H. H. Kieffer, M. D. Lane, M. C. Malin, T. McConnochie, A. S. McEwen, H. Y. McSween, G. L. Mehall, J. E. Moersch, K. H. Nealson, J. W. Riche, M. I. Richardson, S. W. Ruff, M. D. Smith, T. N. Titus et M. B. Wyatt : Morphology and composition of the surface of Mars : Mars Odyssey THEMIS results. *Science*, 300:2056, 2003.

P. R. Christensen, J. L. Bandfield, V. E. Hamilton, S. W. Ruff, H. H. Kieffer, T. N. Titus, M. C. Malin, R. V. Morris, M. D. Lane, R. L. Clark, B. M. Jakosky, M. T. Mellon, J. C. Pearl, B. J. Conrath, M. D. Smith, R. T. Clancy, R. O. Kuzmin, T. Roush, G. L. Mehall, N. Gorelick, K. Bender, K. Murray, S. Dason, E. Greene, S. Silverman et M. Greenfield : Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment : Investigation description and surface science results. *Journal of Geophysical Research*, 106(E10):23,823–23,871, oct. 2001.

P. R. Christensen, H. Y. McSween Jr, J. L. Bandfield, S. W. Ruff, A. D. Rogers, V. E. Hamilton, N. Gorelick, M. B. Wyatt, B. M. Jakosky, H. H. Kieffer, M. C. Malin et J. E. Moersch : Evidence for magmatic evolution and diversity on Mars from infrared observations. *Nature*, 436:504–509, juil. 2005.

P. R. Christensen, J. L. Bandfield, M. D. Smith, V. E. Hamilton et R. N. Clark : Identification of a basaltic component on the Martian surface from Thermal Emission Spectrometer data. *Journal of Geophysical Research*, 105(E4):9609–9621, avr. 2000.

R. N. Clark : *Rock Physics and Phase Relations*, chap. Reflectance spectra, p. 178–188. American Geophysical Union, 1995.

R. N. Clark : *Manual of Remote Sensing, Volume 3, Remote Sensing for the Eath Sciences*, chap. Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy, p. 3–58. John Wiley and Sons, New York, 1999.

R. N. Clark et T. L. Roush : Reflectance spectrscopy : Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7):6329–6340, 1984.

R. N. Clark, G. A. Swayze, K. E. Livo, R. F. Kokaly, S. J. Sutley, J. B. Dalton, R. R. McDougal et C. A. Gent : Imaging spectroscopy : Earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems. *Journal of Geophysical Research*, 108(E12):5131, 2003.

H. Clenet, F. Heuripeau, P. Pinet, Y. Daydou, G. Ceuleneer, C. Rosemberg, D. Baratoux et S. Chevrel : MGM deconvolution of hyperspectral data applied to the study of mafic minerals units in Oman's ophiolite (Earth and Syrtis Major volcano Mars). *In 2° INTERNATIONAL WORKSHOP. Exploring Mars and its Earth Analogues, Trento*, 2007.

H. Clenet, P. C. Pinet, Y. Daydou, F. Heuripeau, C. Rosemberg et G. Ceuleneer : A sytematic testing approach using the Modified Gaussian Model (MGM) for mafic mineralogy mapping in natural conditions (Earth, Mars). *In Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, 2008.

H. Clénet, G. Ceuleneer, P. C. Pinet, B. Abily, Y. Daydou et C. Dantas : Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyper-spectral survey. petrogenesis and relationship to mantle diapirism. *Lithos*, Submitted, 2009.

E. A. Cloutis et M. J. Gaffey : Pyroxene spectroscopy revisited : Spectral-compositional correlations and relationship to geothermometry. *Journal of Geophysical Research*, 96(E5):22,809–22,826, 1991a.

E. A. Cloutis, M. J. Gaffey, T. L. Jackowski et K. L. Reed : Calibrations of phase abundance, composition, and particle size distribution for olivine-orthopyroxene mixtures from reflectance spectra. *Journal of Geophysical Research*, 91(B11):11,641–11,653, 1986.

E. A. Cloutis et M. J. Gaffey : Spectral-compositional variations in the constituent minerals of mafic and ultramafic assemblages and remote sensing implications. *Earth, Moon, and Planets*, 53 (1):11–53, 1991b.

T. Cocks, R. Jenssen, A. Stewart, I. Wilson et T. Shields : The HyMap™ airborne hyperspectral sensor : the system, calibration and performance. *In 1st EARSEL Workshop on Imaging Spectroscopy, Zurich*, 1998.

R. G. Coleman et C. A. Hopson : Introduction to the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research*, 86:2495–2496, 1981.

R. G. Coleman : Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4):2497–2508, 1981.

J.-P. Combe, S. Le Mouélic, C. Sotin, A. Gendrin, J. F. Mustard, L. Le Deit, P. Launeau, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, P. Pinet et the OMEGA Science Team : Analysis of OMEGA/Mars Express data hyperspectral data using a Multiple-Endmember Linear Spectral Unmixing Model (MELSUM) : Methodology and first results. *Planetary and Space Science*, 56:951–975, 2008.

J.-P. Combe : *Étude des surfaces planétaires par télédétection visible-infrarouge hyperspectrale*. Thèse de doctorat, Université de Nantes, Nantes, France, 2005.

J.-P. Combe, P. Launeau, P. Pinet, D. Despan, E. Harris, G. Ceuleneer et C. Sotin : Mapping of an ophiolite complex by high-resolution visible-infrared spectrometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7:Q08001, 2006.

M. Combes, C. Cara, P. Drossart, T. Encrenaz, E. Lellouch, J. Rosenqvist, J.-P. Bibring, S. Erard, B. Gondet, Y. Langevin, A. Soufflot, V. I. Moroz, A. V. Grygoriev, L. V. Ksanfomality, Y. V. Nikolsky, N. F. Sanko et D. V. Titov : Martien atmopshere studies from the ISM experiment. *Planetary and Space Science*, 39(1/2):189–197, 1991.

L. Coogan, G. Thompson et C. MacLeod : A textural and geochemical investigation of high level gabbros from the Oman ophiolite : implications for the role of the axial magma chamber at fast-spreading ridges. *Lithos*, 63:67–82, 2002.

D. A. Crown et C. M. Pieters : Spectral properties of plagioclase and pyroxene mixtures and the interpretation of lunar soil spectra. *Icarus*, 72(3):492–506, 1987.

C. Dantas, G. Ceuleneer, M. Gregoire, M. Python, R. Freydier, J. Warren et H. J. Dick : Pyroxenites from the Southwest Indian Ridge, 9-16°E : Cumulates from incremental melt fractions produced at thetop of a cold melting regime. *Journal of Petrology*, 48(4):647–660, 2007.

M. De Grenier et P. C. Pinet : Near-opposition martian limb-darkening : Quantification and implication for Visible-Near-Infrared bidirectional reflectance studies. *Icarus*, 115:354–368, 1995.

A. M. Deniss, D. A. Rothery, G. Ceuleneer et I. Amri : Lithological discrimination using Landsat and JERS-1 SWR data in the Oman ophiolite. *In 10th Thematic Conference on Gelogical Remote Sensing, San Antonio, Texas*, 1994.

H. J. Dick, P. S. Meyer, S. Bloomer, S. Kirby, D. Stakes et C. Mawer : *Proceeding Ocean Drilling Progam, Scientific Results*, chap. Lithostratigraphic evolution of an in-situ section of oceanic layer 3, p. 439–538. 118, College Station, Texas, U.S.A, 1991.

E. N. Dobrea, J. F. Bell III, M. J. Wolff, K. Noll, A. Lubenow et C. C. Million : Global-scale near infrared variability on Mars : Analysis of 2003 Mars opposition observations from HST/NICMOS. *Icarus*, 193:112–124, 2008.

S. Erard, J. Mustard, S. Murchie, J.-P. Bibring, P. Cerroni et A. Coradini : Martian aerosols : Near-infrared spectral properties and effects on the observation of the surface. *Icarus*, 111:317–337, 1994.

M. Ernewein, C. Pflumio et H. Whitechurch : The death of an accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman). *Tectonophysics*, 151(1-4):247–274, 1988.

M. Ernewein et H. Whitechurch : Les intrusions ultrabasiques de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman : un évènement témoin de l'extinction d'une zone d'accrétion océanique. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 303(Série II N°5):379–383, 1986.

M. Ernewein : *Histoire magmatique d'un segment de croûte océanique téthysienne : Pétrologie de la séquence plutonique du massif ophiolitique de Salahi (nappe de Semail, Oman).* Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 1987.

T. J. Falloon et A. J. Crawford : The petrogenesis of high-calcium boninite lavas dredged from the northern Tonga ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 102:375–394, 1991.

R. J. Floran, M. Prinz, P. F. Hlava, K. Keil, C. E. Nehru et J. R. Hinthorne : The Chassigny meteorite : a cumulate dunite with hydrous amphibole-bearing melt inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42:1213–1229, 1978.

R. C. Friedman, T. J. McCoy et G. J. Taylor : Constraints on the physical details of nakhlite formation. *In Lunar and Planetary Science XXV*, p. 391–392, 1994.

B.-C. Gao, K. B. Heidebrecht et A. F. Goetz : Derivation of scaled surface reflectances from AVIRIS data. *Remote Sensing of Environment*, 44:165–178, 1993.

A. Gendrin, J.-P. Bibring, J. Mustard, L. Kanner, N. Mangold, B. Gondet, Y. Langevin, F. Poulet, D. B. et C. Sotin et S. Le Mouélic : Strong pyroxene absorption bands on Mars identified by OMEGA : geological counterpart. *In Lunar and Planetary Science Conference XXXVII*, 2006a.

A. Gendrin, Y. Langevin, J.-P. Bibring et O. Forni : A new method to investigate hyperspectral image cubes : An application of the wavelet transform. *Journal of Geophysical Research*, 111:E10004, 2006b.

A. Gendrin : *Minéralogie de Mars : l'expérience OMEGA*. Thèse de doctorat, Université Paris 11, 2004.

K. W. Glennie, B. G. Boeuf, M. W. Hugues Clarke, M. Moody-Stuart, W. F. Pilaar et T. M. Reinhard : Geology of the Oman mountains. *Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap*, 31:423, 1974.

K. Glennie, M. Boeuf, M. Hughes-Clark, M. Moody-Stuart, W. Pilaar et B. Reinhard : Late cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57:5–27, 1973.

M. Godard, D. Bosch et F. Einaudi : A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. *Chemical Geology*, 234:58–78, 2006.

A. F. Goetz, G. Vane, J. E. Solomon et B. N. Rock : Imaging spectrometry for Earth remote sensing. *Science*, 228(4704):1147–1153, 1985.

M. P. Golombek, R. C. Anderson, J. R. Barnes, J. F. Bell III, N. T. Bridges, D. T. Britt, J. Brückner, R. A. Cook, D. Crisp, T. Economou, W. M. Folkner, R. Greeley, R. M. Haberle, R. B. Hargraves, J. A. Harris, A. F. Haldemann, K. E. Herkenhoff, S. F. Hviid, R. Jaumann, J. R. Johnson, P. H. Kallemeyn, H. U. Keller, R. L. Kirk, J. M. Knudsen, S. Larsen, M. T. Lemmon, M. B. Madsen, J. A. Magalhaes, J. N. Maki, M. C. Malin, R. M. Manning, J. Matijevic, H. Y. McSween, H. J. Moore, S. L. Murchie, J. R. Murphy, T. J. Parker, R. Rieder, T. P. Rivellini, J. T. Schofield, A. Seiff, R. B. Singer, P. H. Smith, L. A. Soderblom, D. A. Spencer, C. R. Stoker, R. Sullivan, N. Thomas, S. W. Thurman, M. G. Tomasko, R. M. Vaughan, H. Wänke, A. W. Ward et G. R. Wilson : Overview of the Mars Pathfinder mission : Launch through landing, surface operations, data sets, and science results. *Journal of Geophysical Research*, 104(E4):8523–8553, 1999.

X. Gramont de, J. Le Métour et M. Villey : Geological map of Samad, Sheet NF 40-7C, Scale 1 :100,000, Explanatory Notes. Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 1986.

R. Greeley et J. E. Guest : Geological map of the eastern equatorial region of Mars, Map I-1802-B, Scale 1 :15,000,000. Rap. tech., USGS, 1987.

T. L. Grove, R. J. Kinzler et W. B. Bryan : *Mantle flow and melt generation at Mid-Ocean Ridges*, chap. Fractionation of mid-ocean ridge basalt, p. 281–311. Washington D.C., American Geophysical Union Monograph 71, 1992.

E. A. Guiness, R. E. Arvidson, M. A. Dale-Bannister, R. B. Singer et E. A. Bruckenthal : On the spectral reflectance properties of materials exposed at the Viking landing sites. *Proc. of the 17th LPSC conference, Part 2 - Journal of Geophysical Research*, 92(B4):E575–E587, 1987.

V. E. Hamilton et P. R. Christensen : Evidence for extensive, olivine-rich bedrock on Mars. *Geology*, 33(6):433–436, 2005.

V. E. Hamilton, P. R. Christensen, H. Y. McSween et J. L. Bandfield : Searching for the source regions of martian meteorites using MGS TES : Integrating martian meteorites into the

global distribution of igneous materials on Mars. *Meteoritics & Planetary Science*, 38(6):871–885, 2003.

V. E. Hamilton et W. C. Koeppen : Global mineral maps on Mars : Examination of compositional variation within solid solution series. *In Eos Trans. AGU, 88(52), Fall Meeting, Abstract P13D-1549*, num. 1549, 2007.

V. E. Hamilton, M. B. Wyatt, H. Y. McSween Jr. et P. R. Christensen : Analysis of terrestrial and Martian volcanic compositions using thermal emission spectroscopy. application to Martian surface spectra from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer. *Journal of Geophysical Research*, 106(7):14,733–14,746, juil. 2001.

B. Hapke : Bidirectional reflectance spectroscopy 1. theory. *Journal of Geophysical Research*, 86 (B4):3039–3054, 1981.

B. Hapke : Bidirectional reflectance spectroscopy 3. correction for macroscopic roughness. *Icarus*, 59:41–59, 1984.

B. Hapke : Bidirectional reflectance spectroscopy 4. the extinction coefficient and the opposition effect. *Icarus*, 67:264–280, 1986.

B. Hapke : *Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy.* Cambridge university Press, New York, 1993.

B. Hapke : Bidirectional reflectance spectroscopy 5. the coherent backscatter opposition effect and anisotropic scattering. *Icarus*, 157:523–534, 2002.

B. Hapke et E. Wells : Bidirectional reflectance spectroscopy 2. experiments and observations. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4):3055–3060, 1981.

J. Harloff et G. Arnold : Near-infrared reflectance spectroscopy of bulk analog materials for planetary crust. *Planetary and Space Science*, 49:191–211, 2001.

J. Harloff et G. Arnold : The near-infrared continuum slope of martian dark region reflectance spectra. *Earth, Moon, and Planets*, 88(4):223–245, 2002.

W. K. Hartmann et G. Neukum : Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Science Reviews*, 96:165–194, 2001.

P. Harvey et V. Hamilton : Syrtis Major as the source of the Nakhlite/Chassignite martian meteorites. *In 68th Annual Meteoritical Society Meeting*, num. 5165, 2005.

R. P. Harvey et H. Y. McSween : New observations of Nakhla, Governador Valadares and Lafayette and their bearing on petrogenesis. *In Lunar and Planetary Science Conference XXII*, p. 527–528, 1991.

R. M. Hazen, P. M. Bell et H. K. Mao : Effects of compositional variation on absorption spectra of lunar pyroxenes. *In Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th*, p. 2919–2934, 1978.

J. Head, S. Murchie, J. Mustard, C. M. Pieters, G. Neukum, A. McEwen, R. Greeley, E. Nagel et M. Belton : Lunar impact basins : New data for the western limb and far side

(Orientale and South-Pole Aitken basins) from the first galileo flyby. *Journal of Geophysical Research*, 98, E9:17149–17181, 1993.

H. Hiesinger et J. W. Head : The Syrtis Major volcanic province, Mars : Synthesis from Mars Global Surveyor data. *Journal of Geophysical Research*, 109(E01004):E01004, jan. 2004.

T. Hiroi, C. M. Pieters et S. K. Noble : Improved scheme of Modified Gaussian Deconvolution for reflectance spectra of lunar soils. *In Lunar and Planetary Science Conference XXXI*, num. 1548, 2000.

T. Hiroi et C. M. Pieters : Estimation of grain sizes and mixing ratios of fine powder mixtures of common geologic minerals. *Journal of Geophysical Research*, 99(E5):10,867–10,879, mai 1994.

T. M. Hoefen, R. N. Clark, J. L. Bandfield, M. D. Smith, J. C. Pearl et P. R. Christensen : Discovery of olivine in the Nili Fossae region of Mars. *Science*, 302:627–630, oct. 2003.

C. A. Hopson, R. G. Coleman, R. T. Gregory, J. S. Pallister et E. H. Bailey : Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, Southeastern Oman Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4):2527–2544, 1981.

G. R. Hunt : Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, 42:501–513, 1977.

G. R. Hunt et J. W. Salisbury : Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, I, silicate minerals. *Modern Geology*, 1:283–300, 1970.

G. R. Hunt, J. W. Salisbury et C. J. Lenhoff : Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, IV, additional silicates. *Modern Geology*, 4:65–106, 1973.

G. Hutin, F. Béchennec, M. Beurrier et D. Rabu : Geological map of Birkat al Mawz, Sheet NF 40-7B, Scale 1 :100,000, Explanatory Notes. Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 1986.

Y. Ikeda : Petrography and petrology of the ALHA77005 shergottite. *In Proc. NIPR Symp. Antarctic Meteorites 7th, Nat. Inst. Polar Res., Tokyo*, p. 9–29, 1994.

T. Ishikawa, K. Nagaishi et S. Umino : Boninitic volcanism in the Oman ophiolite : Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc. *Geology*, 30(10):899–902, 2002.

P. B. James, R. T. Clancy, S. W. Lee, L. J. Martin, R. B. Singer, E. Smith, R. A. Kahn et R. W. Zurek : Monitoring Mars with the Hubble Space Telescope : 1990-1991 observations. *Icarus*, 109:79–101, 1994.

R. Jaumann, G. Neukum, T. Behnke, T. C. Duxbury, K. Eichentopf, J. Flohrer, S. V. Gasselt, B. Giese, K. Gwinner, E. Hauber, H. Hoffmann, A. Hoffmeister, U. Köhler, K.-D. Matz, T. B. McCord, V. Mertens, J. Oberst, R. Pischel, D. R. andE. Ress, T. Roatsch, P. Saiger, F. Scholten, G. Schwarz, K. Stephan, M. Wählisch et the HRSC Co-Investigator Team : The high-resolution stereo camera (HRSC) experiment on Mars Express : Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission. *Planetary and Space Science*, 55:928–952, 2007.

D. Jousselin, A. Nicolas et F. Boudier : Detailed mapping of a mantle diapir below a paleo-spreading center in the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research*, 103:18153–18170, 1998.

T. Juteau, M. Ernewein, I. Reuber, H. Whitechurch et R. Dahl : Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Sumail Nappe, Oman. *Tectonophysics*, 151:107–135, 1988.

L. C. Kanner, J. F. Mustard et A. Gendrin : Assessing the limits of the Modified Gaussian Model for remote spectroscopic studies of pyroxenes on Mars. *Icarus*, 187:442–456, 2007.

P. B. Kelemen, K. Koga et N. Shimizu : Geochemistry of gabbro sills in the crust/mantle transition zone of the Oman ophiolite : implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(3-4):475–488, 1997.

H. H. Kieffer, T. Z. Martin, A. R. Peterfreund et B. M. Jakosky : Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission. *Journal of Geophysical Research*, 82(28):4249–4291, 1977.

T. V. King et W. I. Ridley : Relation of the spectroscopic reflectance of olivine to mineral chemistry and some remote sensing implications. *Journal of Geophysical Research*, 92(B11):11,457–11,469, 1987.

R. L. Klima, C. M. Pieters et M. Dyar : Spectroscopy of synthetic Mg-Fe pyroxenes I : Spin-allowed and spin-forbidden crystal field bands in the visible and near-infrared. *Meteoritics and Planetary Science*, 42(2):235–253, 2007.

W. C. Koeppen et V. E. Hamilton : The global distribution of olivine on Mars : Forsterite to fayalite. *In 68th Annual Meteoritical Society Meeting*, num. 5143, 2005.

W. C. Koeppen et V. E. Hamilton : Global distribution, composition, and abundance of olivine on the surface of Mars from thermal infrared data. *Journal of Geophysical Research*, 113:E05001, 2008.

K. Koga, P. Kelemen et N. Shimizu : Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of the lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2 (9):1038, 2001.

M. A. Lanphere : K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Samail ophiolite, Oman. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4):2777–2782, 1981.

P. Launeau, J. Girardeau, C. Sotin et J. M. Tubia : Comparison between field measurements and airborne visible and infrared mapping spectrometry (AVIRIS and HyMap) of the Ronda peridotite massif (south-west Spain). *International Journal of Remote Sensing*, 25(14):2773–2792, 2004.

P. Launeau, C. Sotin et J. Girardeau : Cartography of the Ronda peridotite (Spain) by hyper-spectral remote sensing. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173(6):491–508, 2002.

M. Leblanc, G. Ceuleneer, H. Al Azri et J. Jedwab : Concentration hydrothermale de Pd et de Pt dans les péridotites mantellaires du complexe ophiolitique d'Oman. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*, 312(II):1007–1012, 1991.

G. M. Lees : The geology and tectonics of Oman and parts of Southern Arabia. *Geological Society of London Quart. J.*, 84(336):585–670, 1928.

R. C. Lentz, G. J. Taylor et A. H. Treiman : Formation of a Martian pyroxenite : A comparative study of the nakhlite meteorites and theo's flow. *Meteoritics & Planetary Science*, 34:919–932, 1999.

K. A. Lichtenberg, R. E. Arvidson, F. Poulet, R. V. Morris, A. Knudson, J. F. Bell, G. Bellucci, J.-P. Bibring, W. H. Farrand, J. R. Johnson, D. W. Ming, P. C. Pinet, A. D. Rogers et S. W. Squyres : Coordinated analyses of orbital and Spirit Rover data to characterize surface materials on the cratered plains of Gusev Crater, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 112:E12S90, 2007.

D. H. Lindsley : Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68:477–493, 1983.

S. J. Lippard, A. W. Shelton et I. G. Gass : *The ophiolite of the northern Oman.* Geological Society of London, Memoirs. 11, 1986.

P. G. Lucey : Model near-infrared optical constants of olivine and pyroxene as a function of iron content. *Journal of Geophysical Research*, 103(E1):1703–1713, 1998.

L. L. Lundberg, G. Crozaz, G. A. McKay et E. Zinner : Rare earth element carriers in the Shergotty meteorite and implications for its chronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52:2147–2163, 1988.

L. L. Lundberg, G. Crozaz et H. Y. McSween : Rare earth elements in minerals of the ALHA77005 shergottite and implications for its parent magma and crystallization history. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54:2535–2547, 1990.

M. Ma, J. C. Laul et R. Schmitt : Complementary rare earth element patterns in unique achondrites, such as ALHA77005 and shergottites, and in the Earth. *In Lunar and Planetary Science Conference XII*, p. 1349–1358, 1981.

C. MacLeod et G. Yaouancq : A fossil melt lens in the Oman ophiolite : Implications for magma chamber processes at fast spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 176:357–373, 2000.

M. C. Malin, M. H. Carr, G. E. Danielson, M. E. Davies, W. K. Hartmann, A. P. Ingersoll, P. B. James, H. Masursky, A. S. McEwen, L. A. Soderblom, P. Thomas, J. Veverka, M. A. Caplinger, M. A. Ravine, T. A. Soulanille et J. L. Warren : Early views of the martian surface from the Mars Orbiter Camera of Mars Global Surveyor. *Science*, 279:1681–1685, 1998.

M. C. Malin, G. E. Danielson, A. P. Ingersoll, H. Masursky, J. Veverka, M. A. Ravine et T. A. Soulanille : Mars Observer Camera. *Journal of Geophysical Research*, 97(E5):7699–7718, 1992.

N. Mangold, V. Ansan, D. Baratoux, F. Corstard, L. Dupeyrat, H. Hiesinger, P. Masson, G. Neukum et P. Pinet : Identification of a new outflow channel on Mars in Syrtis Major Planum using HRSC/MEx data. *Planetary and Space Science*, 56:1030–1042, 2008.

P. Martin : *Hétérogénéité optique et minéralogique des surfaces planétaires par étude spectrale : région de Tharsis (Mars) et bassin d'impact Humorum (Lune).* Thèse de doctorat, Université de Toulouse III, 1996.

P. D. Martin, P. C. Pinet, R. Bacon, A. Rousset et F. Bellagh : Martian surface mineralogy from 0.8 to 1.05 μm TIGER spectro-imagery measurements in Terra Sirenum and Tharsis Montes formation. *Planetary and Space Science*, 44(8):859–888, 1996.

B. Mason : *Antartic Meteorites Newsletter*, 4:12, 1981.

B. Mason, G. J. MacPherson, R. Score, R. Martinez, C. Satterwhite, C. Schwarz et J. L. Gooding : *Field and Laboratory Investigations of Antarctic Meteorites Collected by the United States Expeditions 1985-1987.*, chap. Descriptions of stony meteorites, p. 17–35. Smithson. Contrib. Earth Sci. 30, Smithsonian Institution Press, Washington D.C., USA., 1992.

T. B. McCord et J. B. Adams : Spectral reflectivity of Mars. *Science*, 163(3871):1058–1060, 1969.

T. B. McCord, R. L. Huguenin et G. L. Johnson : Photometric imaging of Mars during the 1973 opposition. *Icarus*, 31:293–314, 1977a.

T. B. McCord, R. L. Huguenin, D. Mink et C. Pieters : Spectral reflectance of Martian areas during the 1973 opposition : Photoelectric filter photometry 0.33-1.10 μm. *Icarus*, 31:25–39, 1977b.

T. B. McCord et J. A. Westphal : Mars : narrow-band photometry from 0.3 to 2.5 microns of surface regions during the 1969 apparition. *Astrophys. J.*, 168:141–153, 1971.

T. B. McCord, R. N. Clark et R. L. Huguenin : Mars : Near-infrared spectral reflectance and compositional implication. *Journal of Geophysical Research*, 83(B11):5433–5441, 1978.

T. J. McCoy et G. E. Lofgren : Crystallization of the Zagami shergottite : an experimental study. *Earth and Planetary Science Letters*, 173:397–411, 1999.

T. J. McCoy, G. J. Taylor et K. Keil : Zagami : Product of a two-stage magmatic history. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56:3571–3582, 1992.

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

H. Y. McSween, T. L. Grove et M. B. Wyatt : Constraints on the composition and petrogenesis of the Martian crust. *Journal of Geophysical Research*, 108(E12):5135, 2003.

H. Y. McSween et E. Jarosewich : Petrogenesis of the EETA79001 meteorite : Multiple magma pulses on the shergottite parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47:1501–1513, 1983.

H. Y. McSween, M. B. Wyatt, R. Gellert, J. F. Bell III, R. V. Morris, K. E. Herkenhoff, L. S. Crumpler, K. A. Milam, K. R. Stockstill, L. L. Tornabene, R. E. Arvidson, P. Bartlett, D. Blaney, N. A. Cabrol, P. R. Christensen, B. C. Clark, J. A. Crisp, D. J. D. Marais, T. Economou, J. D. Farmer, W. Farrand, A. Ghosh, M. Golombek, S. Gorevan, R. Greeley, V. E. Hamilton, J. R. Johnson, B. L. Joliff, G. Klingelhöfer, A. T. Knudson, S. McLennan, D. Ming, J. E. Moersch, R. Rieder, S. W. Ruff, C. Schröder, P. A. d. Souza Jr., S. W. Squyres, H. Wänke, A. Wang, A. Yen et J. Zipfel : Characterization and petrologic interpretation of olivine-rich basalts at Gusev Crater,Mars. *Journal of Geophysical Research*, 111(E02S10):E02S10, 2006.

H. Y. McSween, E. M. Stolper, L. A. Taylor, R. A. Muntean, G. D. O'Kelley, J. S. Eldridge, S. Biswas, H. T. Ngo et M. E. Lipschutz : Petrogenetic relationship between Allan Hills 77005 and other achondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 45:275–284, 1979.

T. Mikouchi, M. Miyamoto et G. A. McKay : The role of undercooling in producing igneous zoning trends in pyroxenes and maskelynites among basaltic Martian meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*, 173:235–256, 1999.

R. E. Milliken et J. Mustard : Quantifying absolute water content of minerals using near-infrared reflectance spectroscopy. *Journal of Geophysical Research*, 110:E12001, 2005.

R. E. Milliken et J. F. Mustard : Estimating the water content of hydrated minerals using reflectance spectroscopy I. effects of darkening agents and low-albedo materials. *Icarus*, 189:550–573, 2007.

D. W. Mittlefehldt : ALH84001, a cumulate orthopyroxenite member of the martian meteorite clan. *Meteoritics & Planetary Science*, 29:214–221, 1994.

T. E. Mølholt, H. P. Gunnlaugsson, J. P. Merrison, R. V. Morris et P. Nørnberg : Mössbauer and VNIR study of dust generated from olivine basalt : application to Mars. *Hyperfine Interact*, 186:127–133, 2008.

R. Montigny, O. L. Mer, R. Thuizat et H. Whitechurch : K-Ar and 40Ar/39Ar study of metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite : tectonic implications. *Tectonophysics*, 151:345–362, 1988.

S. Murchie, R. Arvidson, P. Bedini, K. Beisser, J.-P. Bibring, J. Bishop, J. Boldt, P. Cavender, T. Choo, R. T. Clancy, E. H. Darlington, D. Des Marais, R. Espiritu, D. Fort, R. Green, E. Guinness, J. Hayes, C. Hash, K. Heffernan, J. Hemmler, G. Heyler, D. Humm, J. Hutcheson, N. Izenberg, R. Lee, J. Lees, D. Lohr, E. Malaret, T. Martin, J. A. McGovern, P. McGuire, R. Morris, J. Mustard, S. Pelkey, E. Rhodes, M. Robinson, T. Roush, E. Schaefer, G. Seagrave, F. Seelos, P. Silverglate, S. Slavney, M. Smith, W.-J. Shyong, K. Strohbehn, H. Taylor, P. Thompson, B. Tossman, M. Wirzburger et M. Wolff5 : Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). *Journal of Geophysical Research*, 112:E05S03, 2007.

S. Murchie, L. Kirkland, S. Erard, J. Mustard et M. Robinson : Near-infrared spectral variations of martian surface materials from ISM imaging spectrometer data. *Icarus*, 147:444–471, 2000.

J. B. Murton, D. W. Peate, R. J. Arculus, J. A. Pearce et S. Van der Laan : *Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results*, chap. Trace-element geochemistry of volcanic rocks from Site 786 : the Izu-Bonin forearc, p. 211–235. 125, College Station, Texas, U.S.A., 1992.

J. Mustard et J. M. Sunshine : Seeing through the dust : Martian crustal heterogeneity and links to the SNC meteorites. *Science*, 267(5204):1623–1626, 1995.

J. Mustard, P. Thollot, S. L. Murchie, S. M. Pelkey, B. L. Ehlmann, L. H. Roach, F. Seelos, F. Poulet, J.-P. Bibring et The CRISM science team : OMEGA-CRISM characterization of mafic crustal composition : Pyroxene. *In Seventh International Conference on Mars*, 2007a.

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

J. F. Mustard, F. Poulet, J. W. Head, N. Mangold, J.-P. Bibring, S. M. Pelkey, C. I. Fassett, Y. Langevin et G. neukum : Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data : 1. ancient impact melt in the Isidis Basin and implications for the transition from the Noachian to Hesperian. *Journal of Geophysical Research*, 112:E08S03, 2007b.

J. F. Mustard et J. M. Sunshine : *Manual of Remote Sensing, Volume 3, Remote Sensing for the Eath Sciences*, chap. Spectral analysis for earth science : investigations using remote sensing data, p. 251–306. John Wiley and Sons, New York, 1999.

J. F. Mustard, J. M. Sunshine, C. M. Pieters, A. Hoppin et S. F. Pratt : From minerals to rocks : Toward modeling lithologies with remote sensing. *In Lunar and Planetary Science Conference XXIV*, p. 1041–1042, 1993a.

J. F. Mustard, S. Erard, J.-P. Bibring, J. W. Head, S. Hurtrez, Y. Langevin, C. M. Pieters et C. Sotin : The surface of Syrtis Major : Composition of the volcanic substrate and mixing with altered dust and soil. *Journal of Geophysical Research*, 98(E2):3387–3400, 1993b.

J. F. Mustard et J. E. Hays : Effects of hyperfine particles on reflectance spectra from 0.3 to 25 μm. *Icarus*, 125:145–163, 1997.

J. F. Mustard, S. Murchie, S. Erard et J. Sunshine : In situ compositions of Martian volcanics : Implications for the mantle. *Journal of Geophysical Research*, 102(E11):25,605–25,615, 1997.

J. F. Mustard et C. M. Pieters : Photometric phase functions of common geologic minerals and applications to quantitative analysis of mineral mixture reflectance spectra. *Journal of Geophysical Research*, 94(B10):13,619–13,634, 1989.

J. H. Natland et H. J. Dick : Formation of the lower ocean crust and crystallization of gabbroic cumulates at a very slowly spreading ridge. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110: 191–233, 2001.

G. Neukum, R. Jaumann et The HRSC Co-Investigator and Experiment Team : HRSC : the High Resolution Stereo Camera of Mars Express. Rap. tech., ESA Special Publications SP-1240, 2004.

A. Nicolas : *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, 1989.

A. Nicolas, I. Reuber et K. Benn : A new magma chamber model based on structural studies in the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, 151:87–105, 1988.

A. Nicolas, F. Boudier et B. Ildefonse : Variable crustal thickness in the Oman ophiolite : Implication for oceanic crust. *Journal of Geophysical Research*, 101(B8):17,941–17,950, 1996.

S. K. Noble et C. M. Pieters : Type 2 terrain : Compositional constraints on the martian lowlands. *In Lunar and Planetary Science Conference XXXII*, num. 1230, 2001.

S. K. Noble, C. M. Pieters, T. Hiroi et L. A. Taylor : Using the modified gaussian model to extract quantitative data from lunar soils. *Journal of Geophysical Research*, 111(E11009):E11009, nov. 2006.

P. Nonnotte, G. Ceuleneer et M. Benoit : Genesis of andesitic-boninitic magmas at mid-ocean ridges by melting of hydrated peridotites : Geochemical evidence from DSDP Site 334 gabbronorites. *Earth and Planetary Science Letters*, 236:632–653, 2005.

B. O'Driscoll, C. H. Donaldson, V. R. Troll, D. A. Jerram et H. Emeleus : An origin for harrisitic and granular olivine in the Rum layered suite, NW Scotland : a crystal size distribution study. *Journal of Petrology*, 48:253–270, 2007.

J. S. Pallister et C. A. Hopson : Samail Ophiolite plutonic suite : Field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4):2593–2644, 1981.

M. Parente et J. L. Bishop : Deconvolution of reflectance spectra using nonlinear least squares curve fitting : Application to martian meteorites. *In Lunar and Planetary Science Conference XXXVII*, num. 1535, 2006.

J. A. Pearce, T. Alabster, A. W. Shelton et M. P. Searle : The Oman Ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex : Evidence and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454):299–317, 1981.

C. M. Pieters, J. F. Mustard, S. F. Pratt, J. M. Sunshine et A. Hoppin : Visible-infrared properties of controlled laboratory soils. *In Lunar and Planetary Science Conference XXIV*, p. 1147–1148, 1993.

C. M. Pieters : Strength of mineral absorption features in the transmitted component of near-infrared reflected light : First results from RELAB. *Journal of Geophysical Research*, 88(B11):9534–9544, 1983.

P. Pinet, E. Harris, M. Python, G. Ceuleneer, P. Launeau, Y. Daydou, A. Cord, H. Al Azri, S. Chabrillat, X. Lenot et S. Chevrel : Hyperspectral remote sensing approach for rock surface mineralogy mapping in arid environment. *In IUGG XXXIII General Assembly, Int. Union of Geod. and Geophys., Sapporo, Japan.*, 2003.

P. C. Pinet, H. Clenet, F. Heuripeau, S. D. Chevrel, C. Rosemberg, Y. Daydou, M. Toplis et D. Baratoux : Mafic mineralogy of martian meteorites based on a systematic deconvolution using an improved Modified Gaussian Model (MGM) approach. *In Lunar and Planetary Science Conference XL*, 2009.

P. C. Pinet, H. Clénet, C. Rosemberg, G. Ceuleneer, F. Heuripeau, E. Harris, Y. Daydou, D. Baratoux, S. C. Chevrel, P. Launeau, J.-P. Combe, S. Le Mouélic et C. Sotin : Mantle rock surface mineralogy mapping in arid environment from imaging spectroscopy : the case of the Maqsad peridotitic massif in Oman and implications for the spectroscopic study of exposed mafic units on Mars. *In Lunar and Planetary Science Conference XXXVII*, num. 1346, 2006a.

P. C. Pinet, F. Heuripeau, H. Clenet, S. Chevrel, Y. Daydou, D. Baratoux, C. Rosemberg, J.-P. Bibring, F. Poulet, B. Gondet, J. Mustard, S. Le Mouélic, G. Belluci et The

OMEGA Team : Mafic mineralogy variations across Syrtis Major shield and surroundings as inferred from Visible-Near-Infrared spectroscopy by OMEGA/Mars Express. *In Seventh International Conference on Mars*, 2007a.

P. C. Pinet, F. Heuripeau, H. Clenet, S. Chevrel, Y. Daydou, D. Baratoux, C. Rosemberg, J.-P. Bibring, F. Poulet, B. Gondet, J. Mustard, S. Le Mouélic, G. Belluci et The OMEGA Team : Mafic mineralogy variations across Syrtis Major shield and surroundings as inferred from Visible-Near-Infrared spectroscopy by OMEGA/Mars Express. *In European Mars Science and Exploration Conference : Mars Express & ExoMars, ESTEC, Noordwijk*, 2007b.

P. Pinet et S. Chevrel : Spectral identification of geological units on the surface of Mars related to the presence of silicates from Earth-based near-infrared telescopic charge-coupled device imaging. *Journal of Geophysical Research*, 95(B9):14,435–14,446, 1990.

P. C. Pinet, C. Kaufmann et J. Hill : Imaging spectroscopy of changing Earth's surface : a major step toward the quantitative monitoring of land degradation and desertification. *C.R. Geoscience*, 338:1042–1048, oct. 2006b.

P. Pinet, S. Chevrel et P. Martin : Copernicus : A regional probe of the lunar interior. *Science*, 260:797–801, 1993.

P. Pinet, V. Shevchenko, S. Chevrel, Y. Y. Daydou et C. Rosemberg : Local and regional lunar regolith characteristics at Reiner Gamma formation : Optical and spectroscopic properties from Clementine and Earth-based data. *Journal of Geophysical Reasearch*, 105, E4:9457–9475, 2000.

J. L. Pouchou et F. Pichoir : "PAP" Z procedure for improved quantitative microbeam analysis. *Microbeam Analysis*, p. 104–160, 1985.

F. Poulet, J.-P. Bibring, Y. Langevin, J. F. Mustard, N. Mangold, M. Vincendon, B. Gondet, P. Pinet, J.-M. Bardintzeff et B. Platevoet : Quantitative compositional analysis of Martian mafic regions using MEx/OMEGA reflectance data : 1. Methodology, uncertainties and examples of application. *Icarus*, In Press, 2008.

F. Poulet, J.-P. Bibring, J. F. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R. E. Arvidson, B. Gondet, C. Gomez et The Omega Team : Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature*, 438:623–627, 2005.

F. Poulet et S. Erard : Nonlinear spectral mixing : quantitative analysis of laboratory mineral mixtures. *Journal of Geophysical Research*, 109(E02009):E02009, fév. 2004.

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

F. Poulet, N. Mangold et S. Erard : A new view of dark Martian regions from geomorphic and spectroscopic analysis of Syrtis Major. *Astronomy and Astrophysics*, 412:L19–L23, 2003.

F. Poulet, N. Mangold, B. Platevoet, J.-M. Bardintzeff, V. Sautter, J. F. Mustard, J.-P. Bibring, P. Pinet, Y. Langevin, B. Gondet et A. Aléon-Toppani : Quantitative compositional analysis of Martian mafic regions using the MEx/OMEGA reflectance data : 2. Petrological implications. *Icarus*, In press, 2009.

M. Prinz, P. H. Hlava et K. Keil : The Chassigny meteorite : a relatively iron-rich cumulate dunite. *Meteoritics*, 9:393–394, 1974.

M. Python et G. Ceuleneer : Nature and distribution of dykes and related melt migration structures in the mantle section of the Oman ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(7):8612, 2003.

M. Python, G. Ceuleneer et S. Arai : Cr-spinel in mafic-ultramafic mantle dykes : evidence for a two-stage melt prouction during the evolution of the Oman ophiolite. *Lithos*, 106:137–154, 2008.

M. Python : *Nature et r épartition des filons basiques dans la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman : Implications pour la genèse des MORBs.* Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, 2002.

M. Python, G. Ceuleneer, Y. Ishida, J.-A. Barrat et S. Arai : Oman diopsidites : a new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres. *Earth and Planetary Science Letters*, 255:289–305, 2007.

M. Rabinowicz, G. Ceuleneer et A. Nicolas : Melt segregation and asthenospheric flow in diapirs below spreading centers : evidence from the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research*, 92:3475–3486, 1987.

M. Rabinowicz, A. Nicolas et J.-L. Vigneresse : A rolling mill effect in asthenosphere beneath oceanic spreading centers. *Earth and Planetary Science Letter*, 67:97–108, 1984.

D. Rabu, P. Nehlig et J. Roger : Geological map of Nakhl, Sheet NF 40-3E, Scale 1 :100,000, Explanatory Notes. Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 1986.

D. Rabu, P. Nehlig et J. Roger : *Stratigraphy and structure of the Oman mountains.* Documents B.R.G.M., N° 221, 1993.

I. Reuber : Compexity of the crustal sequence in northern Oman ophiolite (Fizh and southern Aswad block) : the effect of early slicing. *Tectonophysics*, 151:137–165, 1988.

I. Reuber, P. Nehlig et T. Juteau : Axial segmentation at a fossil oceanic spreading centre in the Haylayn block (Semail nappe, Oman) : off-axis mantle diapir and advancing ridge tip. *Journal of Geodynamic*, 13:253–278, 1991.

D. P. Reyes et P. R. Christensen : Evidence for Komatiite-type lavas on Mars from Phobos ISM data and other observations. *Geophysical Research Letters*, 21(10):887–890, 1994.

D. Roberts, M. Gardner, R. Church, S. Ustin, G. Scheer et R. O. Green : Mapping chaparral in the Santa Monica Mountains using multiple endmember spectra mixture models. *Remote Sensing of Environment*, 65 (3):267–279, 1998.

A. D. Rogers, J. L. Bandfield et P. R. Christensen : Global spectral classification of Martian low-albedo regions with Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (MGS-TES) data. *Journal of Geophysical Research*, 112:E02004, 2007.

A. D. Rogers et P. R. Christensen : Surface mineralogy of martian low-albedo regions from MGS-TES data : implications for upper crustal evolution and surface alteration. *Journal of Geophysical Research*, 112(E01003):E01003, jan. 2007.

K. Ross et D. Elthon : *Proceeding Ocean Drilling Progam, Scientific Results*, chap. Cumulus and post-cumulus crystallization in the oceanic crust : major- and trace-element geochemistry of Leg 153 gabbroic rocks, p. 333–350. 153, College Station, Texas, U.S.A., 1997.

D. A. Rothery : Improved discrimination of rock units using Landsat Thematic Mapper imagery of the Oman ophiolite. *Journal of the Geological Society*, 144:587–597, 1987.

R. Roy, P. Launeau, V. Carrère, G. Ceuleneer, H. Clénet, P. Pinet, Y. Daydou, J. Girardeau et I. Amri : Geological mapping strategy using VNIR hyperspectral remote sensing : application to the Oman ophiolite (Sumail Massif). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10(2):Q02004, 2008.

R. Roy : *Influence des altérations de surface naturelle sur la reconnaissance des roches par télédétection V-IR : application à la cartographie de l'ophiolite d'Oman et au programme d'étude des nouvelles AOC des muscadet de la région nantaise.* Thèse de doctorat, Université de Nantes, 2007.

G. G. Schaber : Syrtis Major : A low-relief volcanic shield. *Journal of Geophysical Research*, 87 (B12):9852–9866, 1982.

U. Schade, R. Wäsch et L. Moroz : Near-infrared reflectance spectroscopy of Ca-rich clinopyroxenes and prospects for remote spectral characterization of planetary surfaces. *Icarus*, 168:80–92, 2004.

C. S. Schwandt, J. H. Jones, D. W. Mittlefehldt et A. H. Treiman : The magma composition of EET79001A : the first recount. *In Lunar and Planetary Science Conference XXXII*, num. 1913, 2001.

M. P. Searle et J. Malpas : Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences*, 71:247–262, 1980.

M. Searle et J. Cox : Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. *Geological Society of America Bulletin*, 111(1):104–122, 1999.

R. B. Singer : Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures : Systematic combinations of pyroxenes, olivine and iron oxides. *Journal of Geophysical Research*, 86(B9):7967–7982, 1981.

R. B. Singer, T. B. McCord, R. N. Clark, J. B. Adams et R. L. Huguenin : Mars surface composition from reflectance spectroscopy : A summary. *Journal of Geophysical Research*, 84(B14): 8415–8426, 1979.

J. A. Skinner, T. M. Hare et K. L. Tanaka : Digital renovation of the atlas of Mars 1 :15,000,000-scale global geologic series maps. *In Lunar and Planetary Science Conference XXXVII*, num. 2331, 2006.

J. Skok, J. Mustard, S. L. Murchie, L. H. Roach, B. L. Ehlmann et P. Thollot : Compositionally distinct ejecta blankets in Syrtis Major : Implications for environmental change. *In Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, num. 1790, 2008.

D. E. Smith, M. T. Zuber, S. C. Solomon, R. J. Phillips, J. W. Head, J. B. Garvin, W. B. Banerdt, D. O. Muhleman, G. H. Pettengill, G. A. Neumann, F. G. Lemoine, J. B. Abshire, O. Aharonson, C. D. Brown, S. A. Hauck, A. B. Ivanov, P. J. McGovern, H. J. Zwally et T. C. Duxbury : The global topography of Mars and implications for surface evolution. *Science*, 284:1495–1503, 1999.

J. V. Smith et R. L. Hervig : Shergotty meteorite : mineralogy, petrography and minor elements. *Meteoritics & Planetary Science*, 14:121–141, 1979.

L. A. Soderblom, K. Edwards, E. M. Eliason, E. M. Sanchez et M. P. Charette : Global color variations on the martian surface. *Icarus*, 34:446–464, 1978.

S. W. Squyres, R. E. Arvidson, D. Bollen, J. F. Bell III, J. Brückner, N. A. Cabrol, W. M. Calvin, M. H. Carr, P. R. Christensen, B. C. Clark, L. Crumpler, D. J. Des Marais, C. d'Uston, T. Economou, J. Farmer, W. H. Farrand, W. Folkner, R. Gellert, T. D. Glotch, M. Golombek, S. Gorevan, J. A. Grant, R. Greeley, J. Grotzinger, K. E. Herkenhoff, S. Hviid, J. R. Johnson, G. Klingelhöfer, A. H. Knoll, G. Landis, M. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, M. C. Malin, S. M. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. Moersch, R. V. Morris, T. Parker, J. W. Rice Jr., L. Richter, R. Rieder, C. Schröder, M. Sims, M. Smith, P. Smith, L. A. Soderblom, R. Sullivan, N. J. Tosca, H. Wänke, T. Wdowiak, M. Wolff et A. Yen : Overview of the Opportunity Mars Exploration Rover mission to Meridiani Planum : Eagle Crater to Purgatory Ripple. *Journal of Geophysical Research*, 111:E12S12, 2006.

D. Stöffler, R. Ostertag, C. Jammes, G. Pfannschmidt, P. R. Sen Gupta, S. B. Simon, J. J. Papike et R. H. Beauchamp : Shock metamorphism and petrography of the Shergotty achondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50:889–913, 1986.

E. M. Stolper et H. Y. McSween : Petrology and origin of the shergottite meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(9):1475–1477, 1979.

A. Streckeisen : To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12:1–33, 1976.

J. M. Sunshine et C. M. Pieters : Estimating modal abundances from the spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the modified Gaussian model. *Journal of Geophysical Research*, 98:9075–9087, 1993.

J. M. Sunshine, C. M. Pieters et S. F. Pratt : Deconvolution of mineral absorption bands : an improved approach. *Journal of Geophysical Research*, 93:6955–6966, 1990.

J. M. Sunshine, C. M. Pieters, S. F. Pratt et K. S. McNaron-Brown : Absorption band modeling in reflectance spectra : availability of the Modified Gaussian Model. *In Lunar and Planetary Science Conference XXX*, 1999.

J. M. Sunshine et C. M. Pieters : Determining the composition of olivine from reflectance spectroscopy. *Journal of Geophysical Research*, 103(E6):13,675–13,688, 1998.

A. Tarantola et B. Valette : Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Review of Geophysics and Space Physics*, 20:219–232, 1982.

G. R. Tilton, C. A. Hopson et J. E. Wright : Uranium-Lead isotopic ages of the Samail Ophiolite, Oman, with applications to Tethyan ocean ridge tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 86 (B4):2763–2775, 1981.

P. Tippit, E. Pessagno et J. Smewing : The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Semail ophiolite. *Journal of Geophysical Research*, 86:2756–2762, 1981.

S. Tompkins, C. M. Pieters, J. Mustard, P. Pinet et S. Chevrel : Distribution of materials excavated by the lunar crater Bullialdus and implications for the geologic history of the Nubium region. *Icarus*, 110:261–274, 1994.

A. H. Treiman : Complex petrogenesis of the nakhla (SNC) meteorite : Evidence from petrography and mineral chemistry. *In Lunar and Planetary Science Conference XX*, p. 273–280, 1990.

A. H. Treiman : S $\neq$ NC : Multiple source areas for Martian meteorites. *Journal of Geophysical Research*, 100:5329–5340, 1995.

A. H. Treiman, G. A. McKay, D. D. Bogard, M. Wang, M. E. Lipschutz, D. W. Mittlefehldt, L. Keller, M. M. Lindstrom et D. Garrison : Comparison of the LEW88516 and ALHA77005 Martian meteorites : Similar but distinct. *Meteoritics*, 29:581–592, 1994.

S. Umino, S. Yanai, A. Jaman, Y. Nakamura et J. Iiyama : *Ophiolite - Oceanic crustal analogues*, chap. The transition from spreading to subduction : evidence from the Semail ophiolite, northern Oman mountains, p. 375–384. Geological Survey Department, Cyprus, Nicosia, 1990.

S. Van der Laan, R. J. Arculus, J. A. Pearce et B. J. Murton : *Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results*, chap. Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninites series of Site 786, Izu-Bonin forearc, p. 171–201. 125, College Station, Texas, U.S.A., 1992.

M. Villey, J. Le Métour et X. De Gramont : Geological map of Fanjah, Sheet NF 40-3F, Scale 1 :100,000, Explanatory Notes. Rap. tech., Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 1986.

M. Vincendon, Y. Langevin, F. Poulet, J.-P. Bibring et B. Gondet : Recovery of surface reflectance spectra and evaluation of the optical depth of aerosols in the near-IR using a Monte Carlo approach : Application to the OMEGA observations of high-latitude regions of Mars. *Journal of geophysical Research*, 112:E08S13, 2007.

M. Wadhwa, H. Y. McSween et G. Crozaz : Petrogenesis of shergottite meteorites inferred from minor and trace element microdistributions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58:4213–4229, 1994.

Q. Williams : *Mineral Physics and Crystallography*, chap. Infrared, Raman and Optical Spectroscopy of Earth Materials, p. 291–302. American Geophysical Union, 1995.

M. B. Wyatt et H. Y. McSween : Andesite or weathered basalt ? Martian surface compositions from MGS-TES. *In Lunar and Planetary Science Conference XXXIII*, num. 1702, 2002a.

M. B. Wyatt et H. Y. McSween : Spectral evidence for weathered basalt as an alternative to andesite in the northern lowlands of Mars. *Nature*, 417(6886):263–266, 2002b.

Title

Hyperspectral remote sensing : mineralogy and petrology, Application to Syrtis Major volcano (Mars) and to the Oman ophiolite

Abstract

Mafic to ultramafic rocks can trace formation and evolution processes of planetary surfaces. To characterize these surfaces, visible-near infrared reflectance spectroscopy is well-suited because of its sensitivity to iron present in minerals. The objective of this thesis is to determine the modal composition of rocks and the chemical composition of minerals (olivine and pyroxenes).

A systematic procedure based on the Modified Gaussian Model (MGM) has been developed for characterizing spectra associated with complex mineralogies involving mixtures of olivine, orthopyroxene and clinopyroxene. Once this procedure is validated on simple cases (powders), it is implemented on complex cases corresponding to natural rocks (Martian meteorites and ophiolite samples).

Based on these learnings, mineralogical mappings are then produced from airborne and space data, respectively for the Syrtis Major volcano on Mars and the Sumail ophiolite (Oman). Our results demonstrate that Syrtis Major lavas present an enrichment in olivine (Fo_{50-80}) and that the pyroxenes, depending on crystallisation conditions, may have compositions ranging from augite to enstatite. For Oman's ophiolite, we identify and map for the first time organized spatial variations of the modal composition within the harzburgite unit. We also characterize changes in crustal clinopyroxene compositions with petrogenetic implications.

These contributions are essential in characterizing and understanding petrologic processes inherent to the formation of planetary surfaces and should motivate the use of imaging spectroscopy for geological purposes.

Auteur : Harold CLENET

Titre : Télédétection hyperspectrale : minéralogie et pétrologie, Application au volcan Syrtis Major (Mars) et à l'ophiolite d'Oman

Directeurs de thèse : Patrick PINET & Georges CEULENEER

Lieu et date de soutenance : 06 avril 2009 à l'Observatoire Midi-Pyrénées

---

RESUME

Les roches mafiques à ultramafiques permettent de tracer les processus de formation et d'évolution des surfaces planétaires. Pour caractériser ces surfaces, la spectroscopie de réflectance visible-proche infrarouge est une technique adaptée de part sa sensibilité aux absorptions du fer présent dans les minéraux. L'objectif de cette thèse est de déterminer la composition modale des roches, ainsi que la composition chimique des minéraux constitutifs.

Nous avons développé une procédure basée sur la mise en oeuvre du Modèle Gaussien Modifié (MGM) qui permet de modéliser les spectres pour des assemblages minéralogiques complexes (olivine - orthopyroxène - clinopyroxène). Après validation de cette approche sur des données simples (poudres), la méthode a été appliquée à des roches naturelles complexes (météorites martiennes et roches d'Oman).

Fort de l'expertise acquise dans cette étape intermédiaire, des cartographies minéralogiques ont alors pu être réalisées à partir de données spatiales et aéroportées, respectivement pour le volcan Syrtis Major sur Mars et le massif ophiolitique de Sumail (Oman). Nous avons ainsi montré que les laves de l'édifice volcanique présentent un enrichissement en olivine (Fo_{50-80}) et que les pyroxènes, suivant les conditions de mise en place, peuvent avoir des compositions allant des augites aux enstatites. Pour l'ophiolite d'Oman, nous avons mis en évidence et cartographié pour la première fois des variations spatiales organisées de composition modale au sein même de l'unité harzburgitique. Nous avons également caractérisé des variations de composition dans les clinopyroxènes de la zone crustale ayant des implications pétrogénétiques.

Ces apports sont essentiels dans la caractérisation et la compréhension des processus pétrologiques inhérents à la formation des surfaces planétaires et devraient stimuler l'utilisation de l'imagerie spectroscopique à des fins géologiques.

MOTS-CLES

télédétection hyperspectrale ; spectroscopie de réflectance ; visible-proche infrarouge ; Modèle Gaussien Modifié MGM ; olivine ; pyroxène ; mafique ; minéralogie ; pétrologie ; OMEGA ; HyMap ; Mars ; Syrtis Major ; Oman ; ophiolite ; Sumail

---

Discipline administrative : Géosciences planétaires

Intitulé du laboratoire : Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire

DTP / UMR 5562 - Observatoire Midi-Pyrénées

14, Av. Edouard Belin

31400 Toulouse, France