# Régions sources des météorites martiennes

Les météorites martiennes sont les seuls échantillons de la planète Mars dont nous disposons. Ces météorites ont été caractérisées en détail grâce aux instruments disponibles sur Terre. Cependant, bien que plusieurs éléments nous indiquent que ces météorites viennent de Mars, leur source exacte à la surface nous est encore inconnue. Ne pas pouvoir replacer ces météorites dans leur contexte géologique nous empêche d'exploiter totalement les informations qu'elles nous fournissent sur la composition et l'évolution de la surface de Mars et de son manteau. Plusieurs études ont déjà tenté d'identifier la provenance de ces météorites en utilisant leurs âges ainsi que nos connaissances sur la dynamique des impacts pour contraindre géologiquement et chronologiquement les terrains et les cratères martiens appropriés [Nyquist 1983; McSween 1985; Mouginis-Mark et al., 1992; Treiman 1995; Barlow 1997; Rice 1997; Nyquist et al., 1998]. Hamilton et al., [2003] se sont basés sur la comparaison entre les propriétés spectrales dans l'infrarouge thermique des météorites martiennes et celles des spectres TES de la surface de Mars afin d'identifier des régions sources possibles. L'étude présentée ici propose une approche similaire, mais en se basant sur les données OMEGA dans l'infrarouge proche. Nous avons vu que ces données permettent une couverture quasi globale de la surface de Mars à une résolution allant de la centaine de m au km rendant possible l'identification et la cartographie à un niveau global des régions de propriétés spectrales similaires aux météorites martiennes. Sans avoir l'ambition de retrouver la source exacte des météorites martiennes, cette étude peut nous donner une idée du type de contextes géologiques et de terrains dans lesquels ces météorites auraient pu être formées. Suivant l'âge des terrains où elles sont observées et le nombre de régions identifiées, cette étude pourrait également poser des contraintes sur l'âge de ces météorites, qui varient de <175 Ma à <4.1 Ga suivant la méthode de datation dans le cas des shergottites, ainsi que sur leur représentativité qui sont des sujets encore débattus.

La première partie de cette section sera consacrée à la description et à la validation de la méthode utilisée afin d'identifier et de cartographier les régions de la surface de Mars de propriétés spectrales similaires à celles des météorites martiennes choisies. La deuxième partie sera consacrée aux résultats et la troisième à une discussion sur l'implication de ces résultats et sur leurs limites.

## 5.1 Méthode

## 5.1.1 Description

Cette étude est basée sur les spectres dans l'infrarouge proche [1.0-2.5µm] de 6 météorites martiennes appartenant aux 4 familles énoncées dans la section 1.2.2.1 [McFadden and Cline, 2005]: deux shergottites basaltiques (Los Angeles, Shergotty), une shergottite lherzolitique (ALH A77005), une Nakhlite (Nakhla), une Chassignite (Chassigny) et l'orthopyroxénite ALH84001 (Figure 97). Ces spectres sont issus de *McFadden and Cline* [2005] et les principales caractéristiques des échantillons de météorites dont ils sont issus sont données dans le Tableau 7. Un spectre de la lithologie A de la météorite EET79001 aurait également pu être utilisé dans cette étude afin de représenter la famille des shergottites enrichies en olivine. Cependant cette lithologie est la seule parmi les trois lithologies observées dans cette météorite dans son ensemble. De plus, aucune bande d'olivine n'est détectée dans les spectres issus de cet échantillon obtenus par *McFadden and Cline*, [2005]. Pour ces raisons nous avons décidé de ne pas intégrer cette météorite dans l'analyse présentée dans ce chapitre.



Figure 97. Spectres des différentes météorites martiennes utilisées dans cette thèse, issus de *McFadden and Cline*, [2005].

Météorite	Description de l'échantillon	RELAB ID/File	Composition				Age
			Pyroxène	Olivine	Plagioclase	Autre	
Los Angeles	Poudre <1000µm	MT-JFM- 005/C1MT05	40% composition intermédiaire En50-6 Fs81-33Wo12-41	2.3% Fayalite (Fo4)	48% maskelynite	Silice, verre de feldspath riche en K	575-165 Ga [Nyquist et al., 2001] 4.1 Ga [Bouvier et al., 2009]
Shergotty	Poudre <125μm	LM-LAM- 021/C1LM21	36% pigeonite 33% augite		23.3% maskelynite		575-165 Ga [Nyquist et al., 2001] 4.1 Ga [Bouvier et al., 2009]
ALH77005	Poudre <150µm	McFadden&Cline , [2005] Submetted to PDS	26% principalement LCP orthopyroxène $[En_{82}Fs_{16}Wo_{12} - En_{58}Fs_{30}Wo_{12}]$	61% Fo72	10% maskelynite		575-165 Ga [Nyquist et al., 2001] 4.1 Ga [Bouvier et al., 2009]
ALH84001	Poudre <125µm	MT-TXH-002- 3/C3MT02	97% othopyroxène			Augite Maskelynite	4.5 Ga [Jagoutz et al., 1994] 4.09 Ga [Bouvier et al., 2009; Lappen et al., 2010]
Nakhla	Poudre ~ 300µm	MR-MJG- 102/MGP071	74% augite	15% Fo32Fa68	7% plagioclase		1.3 Ga [Nyquist et al., 2001; Bouvier et al., 2009]
Chassigny	Poudre < 300µm	MR-MJG- 104/MGP075	3% augite	93% Fo68	3% plagioclase		1.3 Ga [Nyquist et al., 2001; Bouvier et al., 2009]

Tableau 7. Récapitulatif des échantillons de météorites utilisés et de leur composition\*

\* Issu de McFadden and Cline, [2005] et de Lodders [1998] et des références associées

Le jeu de données OMEGA utilisé est celui décrit dans la section 3.2 auquel ont été ajoutées les observations acquises en mode 16. Il correspond à 7731 cubes de données et 3.6 années martiennes d'observation. Les cubes de données acquis en mode 16 ayant une meilleure résolution spatiale, ils ont l'avantage de capter les signatures spectrales de zones plus localisées, où peuvent être potentiellement observées les signatures particulières des météorites, sans que celles-ci soient perdues dans les signatures spectrales de la surface environnante. De la même façon que pour les cartes globales présentées dans le chapitre 3, ces données sont filtrées afin d'exclure les spectres affectés par les artéfacts instrumentaux ainsi que par la présence de glace ou d'une trop grande quantité d'aérosols. Afin de réduire l'échantillon de spectres OMEGA à comparer aux spectres des météorites, nous avons fait une présélection selon leurs propriétés spectrales et celles de la météorite martienne étudiée. Ainsi, les météorites Los Angeles, Shergotty, Nakhla et ALH84001 montrant des signatures importantes de pyroxène, nous n'avons sélectionné que les spectres présentant un critère spectral de pyroxène supérieur à 1 %. De même, les spectres des météorites Chassigny et ALH77005 ne seront comparés qu'aux spectres présentant un critère spectral d'olivine OSP2 supérieur à 1.0. De plus, certains spectres principalement acquis en mode 16, montrant des albédos très faibles (<0.06) correspondant à des pixels couvrant une zone d'ombre, sont exclus.

La comparaison entre les propriétés spectrales des météorites martiennes et celles de la surface de Mars se fera par un ajustement des spectres des météorites sur les spectres OMEGA. À l'inverse des spectres acquis en laboratoires, les spectres de la surface de Mars peuvent être affectés par différents facteurs observationnels tels que la présence de poussière ou d'aérosols, les mélanges intimes et spatiaux, ainsi que les effets photométriques. Afin de prendre en compte ces effets, nous avons décidé d'ajuster les spectres des météorites en faisant varier trois paramètres selon l'équation 9 : un paramètre d'échelle (E), un paramètre de pente (P) et un « offset » (O).

Bien que ces paramètres soient empiriques, nous pouvons leur attribuer un sens physique. Le paramètre de pente est principalement utilisé afin de prendre en compte les effets des aérosols et de la poussière qui vont avoir tendance à bleuir les spectres i.e augmenter sa réflectance aux courtes longueurs d'onde. Afin que ce paramètre reste cohérent avec les effets des aérosols et de la poussière, nous avons cependant limité ce paramètre aux pentes négatives. Des tests préliminaires réalisés avec la météorite Los Angeles ont de plus montré qu'appliquer une pente positive sur son spectre avait l'effet non désiré d'augmenter relativement la profondeur de bande à 1  $\mu$ m et par rapport à la bande à 2  $\mu$ m, lui permettant de s'ajuster parfaitement à des spectres modélisés comme correspondant à un mélange pyroxène-olivine avec plus de 15 % d'olivine alors que cette météorite n'en contient qu'environ 2 %.

Le paramètre d'échelle va permettre de faire varier la profondeur de bande des spectres de météorites. En effet, pour certaines météorites (Shergotty, Nakhla, ALH84001 ou Chassigny) la profondeur de leurs bandes d'absorption peut atteindre plus de 30 %, le paramètre d'échelle est donc nécessaire si on veut ajuster ces spectres aux spectres de la surface de Mars dont les profondeurs de bande ne dépassent que très rarement les 10 %. Cette différence de profondeur de bande peut être due à plusieurs facteurs comme la méthode d'acquisition des spectres de météorite en laboratoire ; les conditions observationnelles lors de l'acquisition des spectres OMEGA (incidence, aérosols, etc.) ; l'état et l'exposition de la surface ; une différence dans la taille des grains ; ainsi que les mélanges avec du matériau sans signature dans l'infrarouge, tel que la poussière, la magnétite, ou des composants spectralements neutres (plagioclase, phases riches en silices, etc.). Nous ne pouvons donc pas exclure que les spectres de la surface de Mars

identifiés avec cette méthode comme ayant des signatures spectrales similaires aux météorites aient en fait une abondance en minéraux neutres différente de celle des météorites. Le facteur d'échelle ne joue cependant pas sur les positions des bandes d'absorption. Le facteur de pente peut lui légèrement jouer sur leur position, mais que très faiblement, d'autant plus que nous verrons dans la suite que les ajustements satisfaisants sont généralement obtenus pour les valeurs de ce paramètre les plus faibles (sauf pour la météorite ALH84001). Le type de pyroxène et d'olivine, ainsi que leurs proportions relatives seront donc globalement préservées. On peut cependant noter qu'appliquer un facteur d'échelle trop petit peut complètement aplatir le spectre et lui permettre d'ajuster des spectres de la surface de Mars ayant des signatures faibles, mais pas forcément similaires à celles des météorites. Cependant, afin d'éviter de rejeter de bons ajustements, nous avons décidé dans un premier temps de ne pas appliquer de limite sur le paramètre d'échelle. Si nécessaire, cette limite sera déterminée et imposée au cas pas cas pour chaque météorite après l'étude de plusieurs de leurs ajustements.

Une fois le spectre de météorite modifié par les paramètres de pente et d'échelle, l' « offset » permet de réajuster son niveau de réflectance moyen sur celui du spectre OMEGA. Étant donné les petites valeurs du paramètre d'échelle qui seront nécessaires pour ajuster les spectres de météorites, divisant par 2 à ~20 fois sa réflectance moyenne, cet offset sera environ égal à l'albédo du spectre OMEGA.

Afin de quantifier de manière automatique la qualité de l'ajustement, nous calculons pour chaque ajustement un  $\chi^2$  selon la formule suivante :

$$\chi^{2} = \sqrt{\frac{\sum (\text{Spectre}_{\text{SNC}} - \text{Spectre}_{\text{OMEGA}})^{2}}{N}}$$
éq. 13

avec N le nombre de longueurs d'onde sur lesquelles sont basées l'ajustement. Cet ajustement ne prenant en compte uniquement les spectels OMEGA non défectueux, N va diminuer avec le numéro de l'orbite.

Cette méthode est appliquée de façon automatique sur tous les spectres OMEGA appartenant au jeu de données décrit précédemment. Les valeurs du  $\chi^2$  sont ensuite cartographiées selon la même méthode que celle utilisée pour la confection des cartes globales (section 3.4), à la différence près que ce sont les valeurs de  $\chi^2$  les plus faibles qui sont ici sélectionnées dans le cas où plusieurs orbites passent au dessus du même pixel. Pour chaque météorite, une carte globale du  $\chi^2$  à une résolution de 40pixel/° est ainsi obtenue et permet de mettre en évidence la distribution des régions ayant à priori des propriétés spectrales similaires à celles de la météorite étudiée.

Nous verrons dans la section suivante que la majorité des valeurs de  $\chi^2$  obtenues pour la météorite Los Angeles, qui a été utilisée pour tester cette méthode, sont comprises entre 0.002 et 0.004. Les valeurs  $\chi^2$  peuvent donc êtres considérées comme étant faibles pour des  $\chi^2 < 0.002$ . Ceci est en accord avec des ajustements de spectres de laboratoires sur les données OMEGA dans le cadre du modèle de transfert radiatif qui montre que des  $\chi^2$  inférieurs à 0.002 pouvaient être considérées comme correspondant à de bons ajustements [*Poulet et al., 2009b*]. Des exemples d'ajustements pour des valeurs de  $\chi^2$  de 0.001, 0.002 et 0.003 sont présentés sur laFigure 98. On peut observer qu'un  $\chi^2$  de 0.001 représente un excellent ajustement dont la valeur résulte uniquement du bruit de l'instrument. Un  $\chi^2$  de 0.002 représente par contre un ajustement peu satisfaisant, mais il permet encore de rendre compte de la forme générale du spectre de la météorite. Bien que les valeurs de  $\chi^2$  pour les autres météorites, hormis la Shergotty, soient en moyenne plus élevées, nous avons choisi de prendre cette valeur de  $\chi^2$  à 0.002 comme seuil pour toutes les météorites, les valeurs supérieures à ce seuil ne seront pas cartographiées.



Figure 98. Exemple d'ajustement avec le spectre de la météorite Los Angeles pour 3 valeurs de  $\chi^2$ 

Les valeurs du  $\chi^2$  pouvant être affectées par de nombreux facteurs, il sera tout de même nécessaire, afin de valider les ajustements, de les étudier au cas par cas pour chaque météorite. Au préalable, nous avons vérifié que la méthode utilisée n'introduisait pas de biais dans les valeurs de  $\chi^2$  et que les paramètres introduits dans l'ajustement (P, O, E) ne faisaient pas varier ces valeurs de façon incohérente. Les résultats de ces tests sont présentés dans la section suivante.

#### 5.1.2 Validation

Afin de valider cette méthode nous l'avons testée sur la météorite Los Angeles, qui de par la profondeur de ses bandes d'absorption et sa composition (pyroxène et un peu olivine), a les propriétés spectrales les plus similaires aux spectres de la surface de Mars observés avec OMEGA.

La première étape a été de vérifier si aucun biais systématique dans les valeurs du  $\chi^2$ n'est introduit par le bruit dans les spectres, par le vieillissement du détecteur ou par le mode d'acquisition des observations (mode 16, 32, 64, 128). Les résultats de ces tests sont présentés sur la Figure 99. La Figure 99A illustre l'évolution du  $\chi^2$  avec la valeur des données brutes (idat) à 1.7µm. Cette valeur du idat est proportionnelle au flux reçu par OMEGA et le rapport signal/bruit dans le spectre sera donc d'autant plus élevé que cette valeur est forte. Des faibles valeurs de  $\chi^2$  (typiquement <0.002) sont observées pour toutes les valeurs de idat excepté pour les plus faibles (<300) qui restent cependant très peu nombreuses. Le bruit ne semble donc pas affecter de manière significative le calcul du  $\chi^2$ . Le vieillissement du détecteur, provoquant la défaillance de nombreux spectels au cours du temps, va entrainer une perte d'information dans l'ajustement et dans le calcul du  $\chi^2$ . Cette perte d'information peut entrainer une augmentation de la valeur du  $\chi^2$ . L'évolution de ces valeurs en fonction du numéro de l'orbite i.e en fonction du temps, ne semble cependant pas montrer d'augmentation significative et nous considèrerons donc que cet effet est peu important (Figure 99C). Les valeurs du  $\chi^2$  en fonction du mode d'acquisition des observations, qui va principalement jouer sur la taille du pixel à la surface, sont présentées sur la Figure 99B. On peut observer que les observations acquises en mode 32 et 64 sont les plus utilisées dans cette étude. La distribution des valeurs du  $\chi^2$  semble cependant identique pour les 4 modes et des faibles valeurs de  $\chi^2$  sont obtenues dans tous les cas. Le mode de l'observation i.e la résolution spatiale semble donc ne pas avoir d'effet sur la valeur du  $\chi^2$ .



Figure 99. Variation du  $\chi^2$  en fonction de la valeur des données brutes (idat) à 1.7 µm (A), du mode de l'observation OMEGA (16, 32, 64, 128) (B) et du numéro de l'orbite (C).

Nous nous sommes ensuite intéressés à la variation des valeurs du  $\chi^2$  avec les trois paramètres utilisés dans l'ajustement : les paramètres de pente, d'échelle et d'« offset » (Figure 100). Ces paramètres n'ont été que peu restreints dans cette méthode afin d'éviter d'exclure des bons ajustements, il est donc important de vérifier qu'ils n'ont pas introduit de biais ou permis des ajustements trop incohérents avec les propriétés spectrales de la météorite. On peut observer sur la Figure 100 que les petites valeurs de  $\chi^2$  (<0.002) sont obtenues pour des paramètres de pentes proches de 0 (0, -0.03) n'ayant donc que peu ou pas modifiés le continuum du spectre de la météorite. De même, ces petites valeurs de  $\chi^2$  présentent un « offset » inférieur à 0.2 ce qui est en accord avec la réflectance moyenne de la météorite Los Angeles (<0.09) et qui correspond aux valeurs d'albédo observées dans les terrains sombres de la surface de Mars. Bien que la plupart des petites valeurs de  $\chi^2$  soient observées pour des valeurs du paramètre d'échelle comprises entre 0.4 et 0.8, ce qui reste réaliste, ont peut remarquer qu'un petit groupe de valeurs de  $\chi^2$  légèrement supérieures à 0.002 présentant des valeurs de paramètre d'échelle entre 0 et 0.2, se détache (flèche sur la Figure 100C). Ce groupe de valeur de  $\chi^2$  est également observé sur la Figure 100A (flèche) pour des valeurs du paramètre de pente comprises entre -0.03 et -0.04. Ce petit groupe de  $\chi^2$  correspond principalement à des ajustements réalisés sur les spectres de plaines du nord présentant une pente bleue importante et des bandes d'absorption de pyroxène très faibles. Ces ajustements sur des spectres montrant une pente importante et/ou présentant peu de signatures spectrales sont assez fréquents pour toutes les météorites et peuvent présenter des valeurs de  $\chi^2$  très faibles. Ils constituent le principal biais induit par cette méthode et justifient la nécessité de faire une vérification visuelle des ajustements. Afin de repérer plus facilement ces ajustements, les valeurs des paramètres d'échelle, de pente et l' « offset » sont enregistrées avec les valeurs de  $\chi^2$ .





### 5.2 Résultats

Les cartes globales de  $\chi^2$  obtenues pour chaque météorite étudiée dans cette thèse sont présentées sur la Figure 101, à l'exception de celle de la météorite ALH77005.

En effet, comme la météorite EET79001, la météorite ALH77005 montre plusieurs lithologies différentes [McFadden and Cline, 2005]. Bien que le spectre de l'échantillon de poudre utilisé dans cette étude semblait être le plus approprié pour représenter la composition de cette météorite dans son ensemble, il n'a montré aucun ajustement correct sur les spectres OMEGA. Les petites valeurs de  $\chi^2$  obtenues sont très rares et ne correspondent qu'à quelques pixels qui ne semblent pas associés à un contexte géologique particulier. De plus, ces ajustements ne sont pas observés dans des zones montrant un enrichissement important en olivine alors que cette météorite en est composée à 60 %. Ceci peut s'expliquer par le fait que la pente positive naturelle du spectre de cette météorite, qui est due à l'olivine, peut être compensée par le paramètre de pente utilisé dans cette étude pour prendre en compte l'effet des aérosols. Cette compensation permet à ce spectre de s'ajuster sur des spectres de la surface montrant des abondances en olivine beaucoup plus faible que 60 %. Pour ces raisons, nous avons décidé d'exclure cette météorite de nos résultats.

Pour toutes les cartes globales présentées sur la Figure 101 nous avons choisi de cartographier toutes les valeurs de  $\chi^2$  inférieurs à 0.002 afin de pouvoir les comparer entre elles et avoir une idée de la représentativité de chaque météorite. Ces valeurs sont cartographiées du rouge jusqu'au vert, les valeurs supérieures à 0.002 sont cartographiées en bleu afin d'illustrer la superficie couverte avec l'ajustement (zones riches en pyroxène pour toutes les météorites, sauf la Chassigny qui est restreinte aux zones enrichies en olivine). Des exemples d'ajustements pour des  $\chi^2$  de 0.001 (rouge), 0.002 (vert) et 0.003 (bleu) sont montrés sur la Figure 98. Les  $\chi^2$  inférieurs compris entre 0.0015 et 0.002 ne correspondant pas tous à des ajustements satisfaisants, chaque carte a fait l'objet d'une analyse détaillée et les bons ajustements ont été sélectionnés visuellement et indiqués par des ronds rouges. On peut observer que les shergottites basaltiques Los Angeles et Shergotty semblent avoir les propriétés spectrales les plus représentatives de celles observées à la surface de Mars.



Figure 101. Cartes globale de  $\chi^2$  entre 0.001 et 0.002 pour chaque météorite. Les bons ajustements séléctionnés au cas par cas sont représentés avec des points rouges. Le  $\chi^2$  minimal obtenu pour chacune des météorites est également indiqué.

#### 5.2.1 Les shergottites : Los Angeles et Shergotty

Les cartes globales de  $\chi^2$  présentées sur la Figure 101a,b, montrent que les signatures spectrales des shergottites basaltiques Los Angeles et Shergotty analysées dans cette étude sont assez communes à la surface de Mars et notamment dans les régions peu poussiéreuses des anciens terrains de l'hémisphère sud. Les  $\chi^2$  inférieurs à 0.002 observés dans les plaines du nord correspondent aux mauvais ajustements avec des très faibles facteurs d'échelle et forts facteurs de pente (section 5.1.2) et il ne faut donc pas les prendre en compte comme justifié précédemment (section 5.1.2). Afin de pouvoir analyser et comparer plus facilement la distribution des signatures spectrales similaires à ces deux shergottites nous avons regroupé les  $\chi^2$  < 0.0015 de ces deux météorites sur la même carte globale: Los Angeles en rouge et Shergotty en vert, les meilleurs ajustements (<<0.0011) étant indiqués avec des ronds de couleur (Figure 102). Les régions volcaniques d'après Werner et al., [2009] sont également représentées pour comparaison. On peut remarquer que les meilleurs  $\chi^2$  sont principalement observés au niveau des trois grands massifs volcaniques hespériens, Thaumasia Planum, Hesperia Planum et Syrtis Major. Certains bons  $\chi^2$  sont également obtenus dans la région de Terra Tyrrhena, dans la région au nord d'Argyre et dans celle de Valles Marineris, principalement en associations avec les terrains chaotiques à l'est. Dans chacune de ces régions, des signatures spectrales similaires aux deux shergottites sont observées, cependant celles de la Shergotty semblent être détectées sur de plus grandes étendues que celles de la Los Angeles.



Figure 102. Carte des  $\chi^2$  pour les deux shergottites Los Angeles (rouge) et Shergotty (vert). Les bons ajustements sont représentés par des points de couleurs sur la carte du bas. Les provinces volcaniques d'après *Werner et al.*, [2009] sont également représentées.

Une comparaison entre des spectres issus de la région de Syrtis Major et les spectres de ces deux shergottites est illustrée sur la Figure 103. Ces spectres montrent un  $\chi^2$  inférieur à

0.0010 et sont parmi les meilleurs  $\chi^2$  obtenus dans cette étude. Un spectre extrait de la région au sud de Syrtis Major a également été comparé aux spectres des météorites et montre un mauvais ajustement (étoile bleue). Cette région illustre bien la différence mentionnée précédemment entre les distributions des signatures spectrales similaires à la Shergotty et celles similaires à la Los Angeles. En effet, la Figure 103 montre que les signatures spectrales de la Shergotty semblent être représentatives de celles des laves composant cette région, tandis que celles de Los Angeles semblent principalement associées aux éjectas de cratères présentant des petites signatures d'olivine. On peut cependant observer que les meilleurs  $\chi^2$  sont observés pour les parties de ces éjectas, généralement la partie externe, présentant les signatures d'olivine les plus faibles en accord avec la faible teneur en olivine (<2.3 %) mesurée par les analyses de laboratoire pour la météorite Los Angeles (Tableau 7). En, revanche, les régions présentant de trop fortes signatures d'olivine ne sont pas en accord avec les signatures spectrales de la météorite Los Angeles et montrent des  $\chi^2$  élevés. Cette corrélation entre les éjectas de cratères montrant de faibles signatures d'olivine et les signatures spectrales de la Los Angeles est également observée dans les deux autres massifs volcaniques hespériens Thaumasia et Hesperia Planum. À noter que la météorite Shergotty étant légèrement plus enrichie en LCP que la Los Angeles, les variations spectrales entre les signatures similaires à la météorite Los Angeles et celle similaires à la météorite Shergotty dans ces massifs volcaniques pourraient également être reliées à des variations dans la composition du pyroxène (HCP vs LCP) comme cela a été déjà observé par Baratoux et al., [2007] dans la région de Syrtis Major. On peut également remarquer que pour les deux shergottites, les bons  $\chi^2$  sont clairement anticorrélés aux trainées de poussière que l'on peut observer dans l'alignement des petits cratères.



Figure 103. (A) Gros plan sur la distribution des  $\chi^2$  des deux shergotty Los Angeles (rouge) et Shergotty (vert) superposée à la mosaïque THEMIS de jour. Les points rouges et verts correspondent aux ajustements avec des  $\chi^2$ <0.0010 donc similaires aux deux exemples donnés sur la gauche (étoile rouge pour la Los Angeles et étoile verte pour la Shergotty). L'ajustement correspondant à l'étoile bleue est issu d'une zone située sous Syrtis Major et a été présenté pour comparaison. (B) Même région que A mais avec la carte géologique de l'USGS (vert : Hespérien ; Marron : Noachien). (C) Même région que A mais avec la carte d'olivine (critère OSP2).

À l'est de Valles Marineris, des bons  $\chi^2$  principalement obtenus pour la météorite Shergotty sont observés dans les terrains chaotiques de Margaritifer Terra. Cependant, ces terrains ont une géologie complexe et il est difficile de relier ces signatures à des structures particulières (chaos, terrains entre les chaos, couche particulière) qui pourraient représenter une source possible pour cette météorite.

De même, de bons ajustements pour ces deux shergottites sont observés dans la région de Terra Thyrrena, ainsi que dans les régions de Terra Cimmeria et Terra Sirenum pour la météorite Shergotty. Cependant, dans ces régions, ces ajustements se trouvent exclusivement en bordure des plaines ou des fonds de cratères hespériens enrichis en olivine mis en évidence dans le chapitre 4, dans les zones où la signature d'olivine est très faible (signatures similaires à la Los Angeles) ou inexistante (signatures similaires à la Shergotty). Nous avons vu dans le chapitre 4 que ces régions présentaient de nombreuses variations spectrales dues à la présence d'une couche inhomogène de particules de pyroxène provenant des régions noachiennes adjacentes. Les signatures spectrales similaires à celles des shergottites ne semblant être associées ni aux plaines et cratères hespériens ni aux terrains noachiens, nous les interprétons ici comme reflétant les résultats d'un mélange entre du matériau provenant de ces deux régions plutôt que comme étant associées à une composition particulière. Nous considèrerons donc que ces régions ne peuvent pas être retenues comme étant des régions sources possibles pour ces shergottites.

On peut également noter que des signatures similaires à celles de la météorite Shergotty ( $\chi^2 < 0.0012 - 0.0014$ ) sont observables au sud de Valles Marineris sur de petites zones associées à des terrains ou à des éjectas de cratères noachiens dont le contexte est mal défini et nécessite une étude plus approfondie.

Des signatures spectrales similaires à la météorite Los Angeles ( $\chi^2 < 0.0012$ ) sont également observées dans un terrain amazonien formant le fond d'un grand cratère de la région de Valles Marineris à l'est de Noctis Labyrinthus (Figure 104) et plus spécifiquement dans un petit croissant dans la partie est de ce cratère. L'étude des images CTX, et des spectres associés à ce cratère montrent que ce croissant semble être la seule région du cratère non recouverte de poussière laissant apparaitre les signatures spectrales du matériau sous-jacent qui semble avoir rempli le cratère. La région située au nord-est de l'image CTX (Figure 104D), correspondant à une zone où ce matériau est érodé, montre que ce dernier a une morphologie plutôt résistante en accord avec des laves. Ce cratère est donc la seule région détectée dans cette étude où des signatures spectrales similaires à la météorite Los Angeles sont observées en association avec des laves amazoniennes.



Figure 104. Cratère dans la région de Noctis Labyrinthus avec en (A) la carte des  $\chi^2$  pour la météorite Los Angeles superposée à la mosaïque THEMIS de jour, en (B) la même région, mais avec la mosaïque THEMIS de jour seule et en (C) la carte géologique de l'USGS (rose : Amazonien, vert : Hespérien ; marron : Noachien, gris : ejecta de cratères). (D) Gros plan CTX sur la région encadrée en noir sur la figure A suggérant que les signatures similaires à celles de la météorite Los Angeles soient associées à un matériau à la texture résistante, probablement des laves, et en partie recouvert de poussière. L'ajustement correspondant à l'étoile rouge est le meilleur obtenu dans cette région.

#### 5.2.2 ALH84001

La carte globale des  $\chi^2$  obtenue après l'ajustement des spectres de la météorite ALH84001 sur les spectres OMEGA (Figure 101c) montre que cette météorite présente des signatures spectrales peu représentatives de celles observées à la surface de Mars. De même que pour les shergottites, les  $\chi^2$ <0.002 observés dans les plaines du nord correspondent à de mauvais ajustements et ne sont pas à prendre en compte ici. Des signatures spectrales comparables à celles de la météorite ALH84001 sont cependant repérées dans trois régions particulières : au sud-ouest (non indiqué sur la carte) et au nord d'Hellas, et au nord de la région de Syrtis Major.

Dans la région au sud-ouest d'Hellas, ces signatures spectrales sont cependant associées à des dunes dans le fond de cratères et ne sont donc pas forcément représentatives de la composition du matériau sous-jacent. On ne peut donc, dans ce cas, pas faire de lien direct entre ces signatures et une source possible pour cette météorite. Des exemples d'ajustements correspondant aux meilleurs  $\chi^2$  obtenus, ainsi que les contextes géologiques dans lesquels ils sont observés pour les régions au nord d'Hellas et au nord de Syrtis Major sont montrés sur la Figure 105. Les meilleurs  $\chi^2$  obtenus se situent autour de 0.0013 ce qui est nettement plus élevé que dans le cas des shergottites. Les signatures spectrales de ces régions restent cependant en très bon accord avec celles de la météorite ALH84001 surtout au niveau de la bande de pyroxène à 2 µm. On peut observer sur la Figure 105 que dans ces trois régions, ces signatures sont exclusivement observées dans des terrains noachiens (unités Nple, Npl1, Npl2 et Npld) et en accord avec les régions précédemment identifiées comme présentant des signatures de LCP [*Mustard et al., 2005 ; Poulet et al., 2009c*]. Dans la région au nord d'Hellas, illustrée sur la Figure 105A, ces signatures semblent cependant associées à des terrains plus jeunes que les terrains noachiens voisins. Elles sont d'ailleurs en partie comprises dans l'unité noachienne Npl2 (« plateau séquence, subdued cratered unit ») qui est datée de la fin du Noachien.



Figure 105. Exemple de bons ajustements obtenus avec le spectre de la météorite ALH84001 situés dans une région au nord d'Hellas (A) et au nord de Syrtis Major (B). Dans les deux cas sont représentés de gauche à droite : le meilleur ajustement obtenu dans ces région, la carte de  $\chi 2$  superposée à la mosaïque THEMIS de jour, la mosaïque THEMIS de jour seule et la carte géologique USGS avec les unités noachiennes (marron) nommées (vert : unités hespériennes, rose : unités amazoniennes).

#### 5.2.3 La Nakhla

La Nakhla semble avoir, parmi toutes les météorites étudiées dans cette thèse, les signatures les moins représentatives de la surface visible de Mars. Les seules régions montrant des signatures pouvant être comparables à celles de la Nakhla sont situées dans la région de Thaumasia Planum. Ces signatures spectrales sont associées à des zones enrichies en olivine présentes dans le fond de deux cratères assez proches dans le sud de Thaumasia Planum, et sur un éjecta de cratère présent sur la bordure est de cette région à la limite avec Proteï Planum. Bien que ces contextes soient associés à des cratères, ils ne semblent pas montrer de liens particuliers entre eux hormis leur enrichissement en olivine qui est en accord avec la composition de la Nakhla (15 % d'olivine Fa68). De plus, même pour ces ajustements montrant des valeurs de  $\chi^2$  entre 0.0012 et 0.0017, les spectres sont bruités et/ou les signatures spectrales semblent légèrement décalées par rapport à celles de la Nakhla. Bien que ces régions ne puissent pas être exclues, elles sont jugées ici comme peu convaincantes pour représenter des régions sources possibles de la météorite Nakhla.

#### 5.2.4 Chassigny

Comme on pouvait s'y attendre, la Figure 101 montre que les signatures spectrales comparables à celles de la météorite Chassigny sont principalement regroupées dans la région riche en olivine de Nili Fossae. Bien que les spectres y soient très penchés, la signature à 1  $\mu$ m de l'olivine observée dans ces régions s'ajuste très bien à celle de la météorite Chassigny. Ces signatures sont souvent associées aux plus grandes valeurs du critère d'olivine OSP2 et sont observables avec des ajustements satisfaisants ( $\chi$ 2<0.0018) au travers de toute la région (Figure 106).

De bons ajustements du même type sont également observés à ~1400 km au nord de la région de Nili Fossae associés à un ejecta de cratère de taille moyenne (~20km), ainsi qu'à plus hautes latitudes également associés à un ejecta de cratère, mais de plus grande taille (~100km) (Figure 106). Étant donné la proximité du premier cratère de taille moyenne avec les terrains noachiens et le grand diamètre du cratère présent à plus hautes latitudes (>50 km, même cratère que celui de la Figure 88), les signatures spectrales similaires à celles de la météorite Chassigny observées dans leurs ejecta proviennent très certainement d'un matériau d'âge noachien (voir section 4.2.3).

À l'ouest du bassin d'Argyre et au nord du bassin d'Hellas, des signatures spectrales très similaires à celles de la météorite Chassigny sont associées à des petits affleurements. Leurs proximités avec les deux grands bassins suggèrent que ces affleurements puissent être du matériau crustal remonté pendant l'impact, ou éventuellement des ejecta de manteau, similaires à ceux étudiés dans le chapitre 4 (section 4.2.2, 4.2.5).



Figure 106. Illustrations des bons ajustements obtenus avec les signatures spectrales de la météorite Chassigny dans la région de Nili Fossae et dans les ejecta de deux cratères au nord de cette région. (A) carte des  $\chi 2 < 0.0018$  superposée à la mosaïque THEMIS de jour. (B) Même région, mais avec la carte géologique de l'USGS (rose : Amazonien, vert : Hespérien ; marron : Noachien, gris : éjectas de cratères). (C) Même région, mais avec la carte d'olivine (critère OSP2). Les ajustements illustrés sur la droite correspondent aux meilleurs  $\chi 2$  obtenus dans chacune de ces régions, leurs numéros sont reportés sur la carte A.

## 5.3 Conclusion et Discussion

Parmi toutes les météorites martiennes étudiées dans cette thèse, les shergottites basaltiques semblent avoir les signatures spectrales les plus représentatives de celles observées à la surface de Mars. Excepté une petite zone amazonienne, ces signatures sont trouvées dans les terrains anciens de l'hémisphère sud principalement associées aux trois grandes structures volcaniques datant du début Hespérien, Syrtis Major, Hesperia Planum et Thaumasia Planum et à certains terrains noachiens dans le cas de la Shergotty. Cette corrélation avait déjà été suggérée par ISM/Phobos-II [Mustard et al., 1993, Mustard and Sunshine, 1995, Mustard et al., 1997] dont les spectres des régions sombres de Mars, et notamment ceux de Syrtis Major, étaient similaires à ceux des shergottites. Les résultats de l'étude réalisée par Hamilton et al., [2003] ne montrent cependant aucune correspondance entre les spectres dans l'infrarouge thermique des shergottites et les spectres TES de la surface de Mars. Les signatures spectrales similaires aux shergottites détectées dans notre étude étant observées sur de grandes étendues, cette différence ne peut être expliquée par la différence de résolution spatiale entre TES et OMEGA. Le fait que de façon générale TES ne détecte que très peu de LCP à la surface de Mars [Bandfield et al., 2002], alors qu'ils sont détectés par les études dans le proche infrarouge [Poulet et al., 2009a] et présents en abondance non négligeable dans les shergottites, pourrait être une explication à cette absence de corrélation entre les spectres TES et ceux des shergottites. Les spectres TES sont principalement sensibles aux plagioclases, alors que ces derniers ne sont pas directement détectables dans l'infrarouge proche, une différence dans la teneur en plagioclase entre les shergottites et les terrains sombres de l'hémisphère sud pourrait également être une explication possible.

Il y a aujourd'hui une polémique sur l'âge des sergottites qui sont datées comme étant jeunes (575-165 Ga) par Nyquist et al., [2001] et comme anciennes (4.1Ga) par Bouvier et al., [2009]. Les résultats obtenus dans cette étude montrent que les signatures spectrales de deux de ces shergottites dans l'infrarouge proche sont en accord avec la composition de terrains anciens et donc avec un âge ancien de ces météorites. Au niveau des massifs hespériens, les signatures de la Shergotty semblent associées au matériau présent en surface tandis que celles de la Los Angeles semblent plutôt associées à du matériau excavé par des impacts. Comme proposés par Tornabene et al., [2008] dans le cas de Syrtis Major, ces massifs pourraient donc avoir connu plusieurs stades de volcanisme pouvant refléter les variations en composition des différentes shergottites et faisant d'eux des régions intéressantes parmi les régions sources possibles de ces météorites. On peut cependant noter que la plupart des régions amazoniennes étant recouvertes de poussière, il nous est difficile de poser des contraintes quant à la représentativité des signatures spectrales de ces shergottites dans ces régions. L'unique exemple de bon ajustement obtenu entre les signatures spectrales de la shergottite Los Angeles et celles de laves amazoniennes suggère cependant que cette dernière puisse avoir une composition également représentative de certaines laves amazoniennes. Pour finir, on a s'est demandé dans la section 4.2.1 quelle pouvait être la cause de la différence de composition entre les terrains noachiens qui semblent pauvres en olivine et les plaines et fonds de cratères hespériens qui sont enrichis en olivine. Les similitudes entre les signatures spectrales de la shergottite Shergotty et celles de certains terrains noachiens pourraient, si cette météorite a effectivement un âge ancien, indiquer une composition originellement pauvre en olivine dans les terrains noachiens plutôt qu'un appauvrissement en olivine à la suite d'un processus d'altération.

Seulement deux régions à la surface de Mars semblent montrer des signatures spectrales similaires à la météorite ALH84001. Ces régions situées au nord de la région de Syrtis Major et du bassin d'Hellas sont bien corrélées avec les régions précédemment détectées comme montrant des signatures de LCP ce qui est en accord avec la composition de cette météorite qui est composée à 97% d'orthopyroxène [*Poulet et al., 2009c, Clenet, 2009*]. Ces régions sont également exclusivement situées dans des terrains noachiens ce qui est en accord avec l'âge vieux de cette météorite. On peut noter qu'au nord de la région d'Hellas, ces signatures semblent associées à des laves plus jeunes et sont en partie comprises dans l'unité Npl2 qui est l'unité noachienne la moins ancienne. Cette observation serait donc éventuellement plus en faveur de la nouvelle datation de ALH84001 qui lui donne un âge plus jeune de 4.1Ga contre 4.5Ga avant. On peut noter que la zone dans Valles Marineris détectée avec TES par *Hamilton et al.,* [2003] comme ayant des propriétés spectrales dans l'infrarouge thermique similaire à celle de la météorite ALH84001 n'est pas détectée dans cette étude.

La Nakhla étant principalement composée de pyroxène et de 15 % d'olivine, on pourrait s'attendre à retrouver des signatures spectrales similaires à cette météorite dans la plupart des régions enrichies en olivine étudiées dans le chapitre 4. Les résultats présentés dans la section précédente montrent cependant que ce n'est pas le cas. La Nakhla semble au contraire très peu représentative de ces régions et des ajustements acceptables, mais peu convaincants ne sont obtenus que dans la région de Thaumasia Planum. Ceci est plutôt en accord avec l'étude de Hamilton et al., [2003] qui ne détecte cette météorite que pour quelques zones et avec des abondances très faibles proches de la limite de détection. Si on observe le spectre de la Nakhla dans l'infrarouge proche, on peut voir qu'il est en fait très différent des spectres typiques observés dans les régions enrichies en olivine. En effet, il montre un pic entre ses bandes d'absorption à 1 et 2 µm à 1.7 µm ce qui est très peu observé à la surface de Mars même dans des régions montrant de fortes signatures d'olivine. De plus, dans les rares régions où les signatures d'olivine sont assez fortes pour décaler ce pic de façon aussi importante, la bande d'absorption du pyroxène à 2 µm est généralement très faible ou inexistante, ce qui n'est pas le cas sur le spectre de la Nakhla qui montre une bande à 2 µm très marquée. Pour finir cette bande montre un minima à 2.3 µm alors que la plupart des spectres observés dans ces régions montrent une bande plus large avec un minima situé entre 2 et 2.2 μm. Les signatures spectrales de la Nakhla sont dues à sa composition particulière composée d'olivine riche en fer (Fa68) et de 74 % de HCP. Le fait qu'elles ne soient pas ou très peu observées à la surface de Mars suggère que cette composition n'est pas représentative de celle des laves enrichies en olivine ayant formé les dépôts mis en évidence dans la section 4. Ces dépôts étant essentiellement noachiens et hespériens, ces résultats sont en accord avec l'âge amazonien (1.3 Ga) mesuré pour cette météorite [Nyquist et al., 2001 ; Bouvier et al., 2009]. Les signatures spectrales particulières de la Nakhla pourraient donc être typiques des laves amazoniennes qui sont sur Mars enfouies en grande partie sous la poussière. La Nakhla étant un cumulat, il est également possible que ce type de signature ne soit pas du tout observable à la surface. Ces résultats pourraient cependant suggérer une évolution dans la composition des laves entre le Noachien-début Hespérien et le milieu de l'Amazonien.

Les signatures spectrales de la météorite Chassigny dans le proche infrarouge sont dominées par la bande d'absorption à 1 µm de l'olivine (Fo68) dont elle est composée à 98 %. Des signatures similaires sont principalement observées dans la région de Nili Fossae, en accord avec l'étude de *Hamilton et al.*, [2003], ainsi que dans les éjectas de deux cratères au nord de cette région et au niveau d'affleurements à proximité des bassins d'Argyre et d'Hellas. Bien que ce soit peu probable pour les affleurements qui sont observés sur des étendues spatiales trop faibles, les régions impactées par ces cratères et celle de Nili Fossae pourraient représenter de bons candidats pour la région source de cette météorite. Ces trois types de contextes géologiques ont cependant été étudiés en détail dans le chapitre 4 (section 4.2.2, 4.2.3, 4.2.5) et les signatures d'olivines qui y sont associées ont été interprétées comme provenant d'un matériau d'origine noachienne, ce qui n'est pas en accord avec l'âge jeune de 1.3 Ga mesuré pour cette météorite [*Nyquist et al., 2001 ; Bouvier et al., 2009*]. De même que pour les autres

météorites, il est possible que du matériau de composition similaire à celle de la Chassigny soit présent dans les régions amazoniennes recouvertes de poussières donc non observables depuis l'orbite. Cette météorite étant un cumulat, il est également possible qu'elle ait été excavée d'une couche présente en profondeur qui ne soit pas du tout visible à la surface. Dans tous les cas, si cette météorite est effectivement amazonienne, ces résultats suggèrent néanmoins que cette composition très riche en olivine ne soit pas restreinte au matériau crustal comme cela pourrait être suggéré par les détections depuis l'orbite, et que du matériau de composition similaire se soit formé jusqu'à des époques très récentes.

Pour finir ce chapitre, il est nécessaire de rappeler que la méthode utilisée ici est sujette à certaines limites qui peuvent biaiser ces résultats. La plupart des régions amazoniennes présentes à la surface de Mars sont recouvertes de poussière rendant impossible la comparaison de leurs compositions avec celles des météorites au travers de leurs signatures spectrales acquises depuis l'orbite. De plus certains terrains peuvent avoir été altérés depuis leur formation, comme c'est le cas pour les régions sombres de l'hémisphère nord [*Poulet et al., 2007*] et éventuellement certains terrains noachiens (section 4.2.1). La composition de surface de ces terrains, observée depuis l'orbite, pourrait donc être différente de leur composition d'origine et de celle des météorites qui ont probablement été excavées depuis des couches plus profondes et donc peut être non altérées. Cette méthode est également basée sur des spectres obtenus d'après un échantillon précis de ces météorites et ne reflétant peut-être pas la composition de la météorite dans son ensemble. Ces échantillons ont de plus été réduits en poudre ce qui peut avoir des effets sur les signatures spectrales et particulièrement sur celles de la Chassigny dont la forme et la profondeur de la signature à 1  $\mu$ m de l'olivine dépendent fortement de la taille de grains.