

Département de Géomatique appliquée
Faculté des Lettres et Sciences humaines
Université de Sherbrooke

Démixage lithologique et minéralogique par modélisation du transfert radiatif dans un
contexte de mine à ciel ouvert.

Étienne Clabaut

Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae Doctor (Ph. D) en télédétection,
cheminement en physique de la télédétection

Octobre 2019

©Étienne Clabaut, Décembre 2019, Sherbrooke

Directeur de recherche : Prof. Mickaël Germain

Codirecteur de recherche : Prof. Kalifa Goïta

Membres du jury interne : Prof. Myriam Lemelin, Dr. Caroline-Emmanuelle Morisset

Membre du jury externe : Dr. Martin Aubé

Résumé

La fosse en cours d'exploitation de la mine Canadian Malartic est considérée, dans cette thèse, comme étant un régolithe d'origine anthropique. Les explosions utilisées pour briser la roche conduisent à la formation d'un manteau rocheux non consolidé couvert de poussières, un médium particulière. Les observations de blocs et de poussières faites directement sur le site confirment que le sol de la fosse rentre dans la définition de régolithe. Le modèle de transfert radiatif de Hapke, habituellement réservé à la planétologie, peut donc être utilisé pour le démixage spectral dans une mine. Une cartographie, réalisée à partir de données spectroscopiques et du modèle de Hapke, apporterait une information spatialement continue en quasi-temps réel aux géologues. Cela les aiderait à prévenir d'éventuels problèmes de drainage minier acide et à mieux discriminer le minerai du stérile.

Cependant, les conditions rencontrées dans un contexte de mine à ciel ouvert ne permettent pas d'utiliser le modèle comme habituellement fait en planétologie. En effet, pour le démixage spectral des régolithes planétaires, une valeur de taille de grain générique est entrée dans le modèle et la porosité est souvent ignorée. Ces simplifications permettent de limiter le nombre de solutions possibles lors de l'utilisation du modèle, mais ne peuvent pas être généralisées aux mines à ciel ouvert. La variabilité de la taille de grain et de la porosité rencontrées empêche cette généralisation. Les travaux réalisés dans cette étude montrent que l'inversion du modèle de Hapke est un problème mal posé qui ne peut, sans diverses contraintes *a priori*, donner une solution unique.

Trois lithologies ont été collectées dans la fosse de la mine Canadian Malartic. Les résultats de fluorescence des rayons X montrent qu'une ségrégation chimique significative a lieu durant la fracturation. Cela conduit à une minéralogie différente entre la poussière et la roche mère. Les différentes méthodes d'épandage de poudres de roches broyées, testées dans cette étude, mettent en exergue les incertitudes qui peuvent apparaître si une méthodologie rigoureuse n'est pas suivie. Une méthode qui optimise la répétabilité des mesures spectrales est décrite. Les démixages minéralogiques ont été réalisés à l'aide de pôles purs tirés de la bibliothèque spectrale du « United States Geological Survey ». Ces travaux ont mis en évidence la difficulté de quantifier l'abondance relative des minéraux à cause de la forte quantité de tectosilicates, semi-transparentes dans les longueurs d'onde étudiées. Par exemple, un constituant majeur des échantillons, le quartz, peut varier de 20 % à 80 % en abondance sans que cela affecte significativement la modélisation. De plus, l'utilisation de pôles purs minéralogiques pris dans les

bibliothèques est délicate tant la variabilité morphologique des spectres est grande pour un même minéral. Le modèle de Hapke utilisant de nombreux paramètres, les solutions permettant un bon accord entre mesures et modélisations peuvent être très différentes de la réalité. Afin de réduire le nombre de variables en entrée du modèle, des pôles lithologiques sont utilisés. De plus, la plupart des particules constituant le médium étant des assemblages minéralogiques, il semble raisonnable de penser le problème en termes de lithologies. Des mélanges binaires de différentes proportions sont utilisés pour contraindre l'inversion du modèle lors du calcul de la partie imaginaire des indices optiques. Cela permet le calcul sur deux pôles à la fois sans nécessiter les spectres de réflectance sur plusieurs granulométries. Les erreurs moyennes d'abondances retrouvées par le modèle dans le cas où les mélanges binaires sont de mêmes tailles de grain n'excèdent jamais 5 %. Les expérimentations en laboratoire de mélanges entre des grains fins et grossiers montrent un comportement spectral qui ne semble pas correspondre aux prédictions faites par le modèle. Une fonction de « taille de grains partagée » est introduite pour rendre compte des observations. Cette fonction permet une amélioration générale des démixages lithologiques en quantifiant plus précisément les abondances relatives massiques des particules fines et grossières. Dans le cas d'un mélange biotite / olivine, cette amélioration atteint 16,5 %. Les tailles de grain calculées, sans être précises, sont suffisamment bonnes pour être classées en fines ou grossières. Enfin, cette étude prouve que les roches, entités constituées de différents minéraux, peuvent être utilisées comme pôles purs d'un mélange constitué de différentes lithologies. Ces travaux ouvrent donc la voie à des cartographies lithologiques qui pourraient être utilisées par les géologues dans un contexte de mine à ciel ouvert.

Mots clefs : Spectroscopie, Modèle de Hapke, Transfert radiatif, Démixage minéralogique / lithologique, Mine Canadian Malartic

Abstract

The open pit currently being mined at the Canadian Malartic mine is seen, in this thesis, as a man-made regolith. Blasts used for rock fracturing lead to the formation of an unconsolidated rock mantle covered with dust, a particulate medium. Observations of blocks and dust made directly on the site confirm that the soil of the pit falls within the definition of regolith. Hapke's radiative transfer model, usually reserved for planetology, can therefore be used for spectral unmixing work. Mapping, based on spectroscopic data and the Hapke model, would provide spatially continuous information in near real-time to geologists. This would help them to prevent potential acid mine drainage problems and to better discriminate ore from waste rock.

However, the conditions encountered in an open pit context do not allow the model to be used as often done in planetology. Indeed, a generic grain size value is entered in the model for the unmixing of the spectra of the regoliths and the porosity is often ignored. These simplifications make it possible to limit the number of possible solutions when using the model but can not be generalized to the open pit mines. The variability of grain size and porosity encountered prevents this generalization. The work carried out in this study show that the inversion of the Hapke model is an ill-conditioned problem that can not, without *a priori* constraints, give a unique solution.

Three lithologies were collected in the Canadian Malartic pit. X-ray fluorescence results show that significant chemical segregation occurs during fracturing. This leads to a different mineralogy between dust and bedrock. The different spreading methods of crushed rock powders, tested in this study, highlight the uncertainties that may arise if a rigorous methodology is not applied. A method that optimizes the repeatability of spectral measurements is described. Mineralogical unmixings were performed using endmembers from the spectral library of the United States Geological Survey. This work has highlighted the difficulty of quantifying the relative abundances of minerals because of the large quantity of tectosilicates, semi-transparent in the wavelengths studied. For instance, a major constituent of the samples, quartz, can vary from 20 % to 80 % in abundance without significantly affecting the modeled spectrum. In addition, the use of mineralogical endmembers taken from the spectral libraries could be misleading as the variability encountered is great for the same mineral. Finally, since the Hapke model uses many parameters, the solutions allowing a good agreement between measured spectra and modeled ones can be very different from reality. In order to reduce the number of input variables of the model,

lithological poles are used. Moreover, most of the particles constituting the medium being mineralogical assemblages, it seems reasonable to think the problem in terms of lithologies. Binary mixtures of different proportions are used to constrain the inversion of the model when calculating the imaginary part of the optical indices. This allows computation on two poles at a time without requiring the reflectance spectra on several grain size fractions. The average errors of abundance retrieved by the model in the case where the binary mixtures have the same grain sizes never exceed 5 %. Laboratory experiments of mixtures between fine and coarse grains show a spectral behavior that does not seem to correspond to the predictions made by the model. A "shared grain size" function was introduced to report observations. This function allowed a general improvement of the lithological unmixing results. This improvement can reach 16.5 % in the case of a biotite / olivine mixture. The grain sizes retrieved, if not accurate, can be correctly classified as fine or coarse particles. Finally, this study proves that rocks, entities made of different minerals, can be used as endmembers of a mixture of different lithologies. Therefore, this work opens the way to lithological mapping that could be used by geologists in an open pit context.

Keywords: Spectroscopy, Hapke's model, Radiative Transfer, lithological / mineralogical unmixing, Canadian Malartic Mine

Table des matières

Résumé.....	ii
Abstract.....	iv
Table des matières.....	vii
Liste des figures	ix
Liste des tableaux.....	xv
Glossaire	xvi
Acronymes	xviii
Remerciements.....	xx
Chapitre 1 : Introduction générale	1
1.1 La mine à ciel ouvert et le régolithe	1
1.1.1 L'importance des mines.....	1
1.1.2 L'exploitation des mines à ciel ouvert.....	2
1.1.3 La fosse vue comme un régolithe	4
1.2 La télédétection.....	7
1.3 Problématique.....	9
1.4 Objectifs.....	12
1.5 Hypothèses de travail.....	12
1.6 Postulats.....	13
1.7 Limites de l'étude	13
1.8 Organisation de la thèse.....	13
Chapitre 2 : Cadre théorique	15
2.1 Signatures spectrales.....	15
2.2 Modèle de Hapke.....	19
2.2.1 Équation générale	19
2.2.2 Albédo de simple diffusion.....	20
2.2.3 Fonction de phase	22
2.2.4 Fonction de réflectance isotrope.....	23
2.2.5 Porosité	23
2.2.6 Les minéraux opaques	24
2.3 Mixages linéaires et non-linéaires	25

2.4	Régolithes célestes et mines à ciel ouvert	26
Chapitre 3 : Cadre expérimental		34
3.1	Site d'étude	34
3.2	Méthodologie	36
3.2.1	Vue d'ensemble de l'approche	36
3.2.2	Données expérimentales	39
3.2.3	Inversions et modélisations	46
Chapitre 4 : Présentation et analyse des résultats		56
4.1	Étude de sensibilité aux méthodes d'épandage de la poudre.....	56
4.2	Distribution de la taille des grains	59
4.3	Ségrégation minéralogique	64
4.4	Résultats de démixages.....	65
4.4.1	Démixages minéralogiques.....	65
4.4.2	Démixages lithologiques	75
Chapitre 5 : Interprétation et discussion des résultats.....		111
5.1	Généralités	111
5.2	Inversion du modèle de Hapke comme problème mal posé.....	112
5.3	Des échantillons ressemblants et transparents.....	113
5.4	La fonction SGS et la porosité.....	117
5.5	Des démixages lithologiques efficaces mais trop compliqués	120
Chapitre 6 : Conclusion et perspectives.....		121
6.1	Conclusion	121
6.2	Perspectives	122
Références		124
Annexes.....		140

Liste des figures

Figure 1 : Production minérale mondiale de 1984 à 2016 (extrait de Reichl <i>et al.</i> , 2018).....	2
Figure 2 : Coupe schématique d'une mine à ciel ouvert.....	3
Figure 3 : Fosse de la mine Canadian Malartic en juillet 2016.	3
Figure 4 : Exemple de drainage minier acide. Rivière Rio Tinto dans la ceinture pyriteuse Ibérique en Espagne (modifié d'après Gahan <i>et al.</i> , 2012).	4
Figure 5 : Coupe schématique d'un « muck pile » après sautage.....	5
Figure 6 : Sommet d'un « muck pile » en cours d'extraction. Les empreintes des chenilles des engins de chantier sont visibles.....	5
Figure 7 : Photo de la surface d'une roche sur un « muck pile ». La poussière déposée a été enlevée sur la droite du bloc.	6
Figure 8 : En A, une photo de la surface de la fosse de la mine Canadian Malartic. En B, une photo prise lors de la mission Apollo 14 de la surface du régolithe lunaire (modifié d'après Helfenstein et Shepard, 1999).	7
Figure 9 : Coupe transversale d'un modèle 3-D, résultat d'une simulation de teneur en cuivre (modifié d'après Goodfellow et Dimitrakopoulos, 2016).	9
Figure 10 : Spectre électromagnétique depuis le rayonnement gamma jusqu'aux ondes radios. Extrait du site de l'USGS.....	15
Figure 11 : Représentation schématique de l'obtention d'un spectre de réflectance.....	16
Figure 12 : Les différents chemins que peut possiblement emprunter un rayon.	17
Figure 13 : Spectre de réflectance d'illite (modifié de Kokaly <i>et al.</i> , 2017). Les pics d'absorption sont annotés.	18
Figure 14 : Effet de la taille de grains sur les signatures spectrales d'un même minéral, un pyroxène (extrait de Clark, 1999).	18
Figure 15 : Modèle de description des phénomènes à l'origine de l'efficacité de diffusion (modifié de Hapke, 2012b).....	20
Figure 16 : À gauche, influence de la taille des grains sur le facteur de transmission interne θ à la longueur d'onde $0,5 \mu\text{m}$ (valeurs de θ étirées de 0 à 1 pour plus de clarté). À droite, le coefficient d'absorption α pour l'intervalle de longueurs d'onde étudié.	22
Figure 17 : Illustration de deux types de diffusion que décrit la fonction de phase.	23
Figure 18 : Illustration d'un cas classique de mélange linéaire. Dans l'exemple présenté, $0,65 \times [84 \ 130 \ 53] + 0,25 \times [124 \ 124 \ 124] + 0,1 [244 \ 177 \ 131] = [110 \ 133 \ 79]$. Les vecteurs correspondent aux valeurs RGB.	25
Figure 19: Illustration des résultats de mixages linéaires et non-linéaires.	26
Figure 20 : En A, la fosse de la mine Canadian Malartic (Image Worldview-3). En B, zoom sur une partie de l'exploitation (Worldview-3 panchromatique). En 1, contraste de réflectance entre une partie de chemin mouillée et une partie sèche + remblais. En 2, contraste de réflectance entre un « muck pile » en place et la partie excavée. En 3, contraste de réflectance entre une intrusion porphyrique et son encaissant.	27
Figure 21 : Boue et matériau de remblais sec. Le modèle n'est pas applicable.	27
Figure 22 : Roc recouvert de poussières après un sautage (gauche). Zoom sur les poussières qui recouvrent le bloc (droite).....	29

Figure 23 : Surface d'un bloc partiellement rincée par la pluie (gauche). Zoom mettant en avant la mise à nue de la roche (droite).	29
Figure 24 : Spectres de réflectances mettant en avant la distinction entre poussières et roches.	30
Figure 25 : À gauche, la rugosité retrouvée par inversion du modèle de Hapke θH en fonction de la rugosité moyenne calculée d'après les MNT (d'après Labarre <i>et al.</i> , 2019). À droite, les mêmes données (table 2 de Labarre <i>et al.</i> , 2019) avec l'ajout d'une courbe de tendance.	32
Figure 26 : Illustration de la variation de la rugosité (1), de la porosité (2) et de la taille des grains (3). Les changements de réflectance sont importants sur seulement quelques mètres alors la roche reste la même.....	32
Figure 27 : En haut, un « muck pile » après sautage. En bas, la même roche après extraction « du muck pile ».....	33
Figure 28 : Carte géologique du district de Malartic et de ses environs (modifié d'après Perrouty <i>et al.</i> , 2017).	35
Figure 29 : Paragenèse des porphyres monzodioritiques et des grauwackes du groupe de Pontiac (modifié d'après Helt <i>et al.</i> , 2014).....	36
Figure 30 : Organigramme méthodologique partie 1.....	37
Figure 31 : Organigramme méthodologique partie 2.....	38
Figure 32 : Zone où les échantillons ont été collectés (Image acquise par drone).	39
Figure 33 : Photos des roches échantillonnées et leur lame mince associée (méta-silt en A et B, porphyre potassique en C et D, porphyre sodique en E et F).....	41
Figure 34 : Illustration des défauts constatés lors du processus de tamisage à sec en A et schéma du tamisage humide en B.	42
Figure 35: Illustration de la méthode de mesure des spectres de réflectance.	43
Figure 36 : En A, illustration de l'application de la moyenne mobile. En B, Comparaison entre les spectres mesurés et le spectre final utilisé (moyenne et correction de la réflectance du Spectralon®)....	44
Figure 37 : Les différentes préparations qui ont servi aux tests de sensibilité. “S” pour “small Petri dish” (petite boîte de Petri), “B” pour “big Petri dish” (grande boîte de Petri). “s” pour “smooth” (lisse), “r” pour “low roughness” (faible rugosité), “R” pour “high roughness” (grande rugosité) et “slo” pour “slope” (pente).	45
Figure 38 : Illustration de la différence de représentativité de l'échantillon entre un petit et un grand champ de vision. Ici, la pyrite est surreprésentée dans l'empreinte du petit champ de vision.	46
Figure 39 : En haut, dans le cas où les grains ne sont pas collés entre eux, les feuillets présentent une orientation préférentielle. En bas, les feuillets sont pris entre les grains et ne présentent pas d'orientation préférentielle.	48
Figure 40 : Le modèle est inversé depuis une seule signature spectrale, la « chlorite_hs_179_2b ». En A et B, une même taille de grain de 50 μm est utilisée avec des coefficients de diffusion internes différents. En C et D, la taille de grain choisie est cette fois de 150 μm . Il n'est pas possible de contraindre correctement ni la taille de grain ni le coefficient de diffusion interne. Les accords sont nécessairement toujours parfaits.	49
Figure 41 : Avec plusieurs signatures spectrales, l'inversion est mieux contrainte. Les tailles de grain calculées sont proches des valeurs fournies par l'USGS dans les métadonnées.	49
Figure 42 : Exemples de spectres qui ne respectent pas l'influence de la taille sur l'intensité du spectre de réflectance. À gauche, des spectres de quartz et à droite des spectres de phlogopites de différentes granulométries.....	50

Figure 43 : En A, les n relatifs utilisés sont proches des absolus ($n_{air} \approx 1$). Ce n'est plus le cas en B puisqu'il n'y a plus d'air entre les minéraux qui composent le grain.	52
Figure 44 : Exemple d'une photo de la poudre 0-50 μm du porphyre sodique avant (A) et après (B) le processus d'extraction de la longueur et la largeur des grains avec « ImageJ ».....	53
Figure 45 : Illustration du risque de minimum local. La première descente (initial point 1) finit dans un minimum local. La seconde termine dans un minimum global (initial point 2).	54
Figure 46: Selon les méthodes employées, les RMSE peuvent atteindre presque 10 % en réflectance (porphyre sodique 50-63 μm). “S” pour “small Petri dish” (petite boîte de Petri), “B” pour “big Petri dish” (grande boîte de Petri). “s” pour “smooth” (lisse), “r” pour “low roughness” (faible rugosité), “R” pour “high roughness” (grande rugosité) et “slo” pour “slope” (pente).	57
Figure 47 : Le champ de vision du capteur est suffisamment large pour englober la rugosité. Une rotation de l'échantillon ne change pas la quantité d'énergie reçue. « p » signifie « pente » et « v » la « vue » de cette pente par le capteur.	58
Figure 48: Le champ de vision du capteur est trop étroit pour englober la rugosité. Dans l'illustration proposée, une rotation de l'échantillon diminue la quantité d'énergie reçue. « p » signifie « pente » et « v » la « vue » de cette pente par le capteur.	58
Figure 49 : Illustration de la variabilité des mesures sur un échantillon avec une pente de 7°. L'écart en réflectance peut dépasser 10 % (porphyre sodique 50-63 μm).	58
Figure 50 : Avec la bonne méthode d'épandage, la répétabilité d'une préparation à l'autre permet de rester sous les 3 % d'erreur (porphyre potassique 125-150 μm).	59
Figure 51 : Histogrammes calculés à partir des images du porphyre sodique traitées avec ImageJ (colonne de gauche). Équivalent de ces histogrammes, convertis en proportions volumiques (colonne de droite).	61
Figure 52 : Histogrammes calculés à partir des images du porphyre potassique traitées avec ImageJ (colonne de gauche). Équivalent de ces histogrammes, convertis en proportions volumiques (colonne de droite).	62
Figure 53 : Histogrammes calculés à partir des images du méta-grauwacke traitées avec ImageJ (colonne de gauche). Équivalent de ces histogrammes, convertis en proportions volumiques (colonne de droite).	63
Figure 54 : Grain du méta-grauwacke de la classe granulométrique 125-150 μm bien que les dimensions observées soient 263 μm par 113 μm	64
Figure 55 : Illustration de la variabilité des abondances de cinq oxydes en fonction de la classe granulométrique.	65
Figure 56: Muscovite en inclusion dans un plagioclase (encadré rouge).	66
Figure 57 : Illustration de la difficulté de se servir d'un spectre de référence de façon générique. Ici, quatre minéraux ont été pris dans la bibliothèque du RELAB et de l'USGS avec les tailles de grains les plus proches possible (identifiants des spectres en annexe 2).	67
Figure 58: Un mélange de 50 % de diopside (PD-CMP-010-C) et de 50 % de labradorite (PL-CMP-147-C) du RELAB est démixé. Avec un accord quasiment parfait, le modèle de Hapke retrouve les proportions au pourcent près. La même opération réalisée avec des spectres de référence des mêmes minéraux (HS15.2B et HS17.2B de l'USGS) aboutit à un mauvais résultat. Les pourcentages sont volumiques dans le cas présent.	68
Figure 59 : Spectres de l'albite, du quartz et de l'orthoclase (USGS).	69

Figure 60 : Illustration du problème de non-unicité de la solution. Avec un RMSE de 0,26 % avec des contraintes lâches et 0,29 % avec des contraintes serrées, l'accord spectral reste quasiment parfait malgré des solutions très différentes.	72
Figure 61 : À gauche, évolution de la taille de grain en fonction des facteurs de remplissage imposés. À droite, les abondances relatives optimisées en fonction des facteurs de remplissage imposés.	72
Figure 62 : Identique à la figure précédente avec contraintes supplémentaires sur l'abondance relative de l'albite et du quartz.	72
Figure 63 : En haut, optimisation sur le spectre du porphyre sodique 63-75 μm puis application du « continuum removal ». En bas, optimisation sur le spectre ayant subi un « continuum removal » et l'équivalent sans « continuum removal ».	74
Figure 64 : Mêmes opérations que précédemment, mais réalisées sur un seul pic d'absorption.	74
Figure 65 : En A, image MEB du porphyre sodique 10-20 μm avec la carte élémentaire correspondante en B. La plupart des grains est monominéralique. En C, image au MEB du porphyre sodique 150-250 μm avec la carte élémentaire correspondante. Les grains sont généralement composés de plusieurs minéraux. Silicium en rouge, sodium en vert et potassium en bleu.	76
Figure 66 : Erreurs de modélisations pour le porphyre sodique si une partie imaginaire des indices optiques commune est utilisée pour toutes les classes granulométriques. Les mesures sont en traits pleins et les modélisations en traits pointillés.	77
Figure 67 : Erreurs de modélisations pour le porphyre potassique si une partie imaginaire des indices optiques commune est utilisée pour toutes les classes granulométriques. Les mesures sont en traits pleins et les modélisations en traits pointillés.	78
Figure 68 : Erreurs de modélisations pour le méta-grauwacke si une partie imaginaire des indices optiques commune est utilisée pour toutes les classes granulométriques. Les mesures sont en traits pleins et les modélisations en traits pointillés.	79
Figure 69 : Accords entre les signatures modélisées et mesurées pour le porphyre sodique en A, le porphyre potassique en B et le méta-grauwacke en C.	81
Figure 70 : Schéma de préparation des mélanges binaires.	82
Figure 71 : Résultats pour les mélanges porphyre sodique / méta-grauwacke. À gauche, les contraintes sont serrées, à droite, les contraintes sont lâches. R.A.R pour « abondance relative retrouvée » (de l'anglais Relative Abundance Retrieved).	84
Figure 72 : Résultats pour les mélanges porphyre sodique / porphyre potassique. À gauche, les contraintes sont serrées, à droite, les contraintes sont lâches.	85
Figure 73 : Résultats pour les mélanges porphyre potassique / méta-grauwacke. À gauche, les contraintes sont serrées, à droite, les contraintes sont lâches.	86
Figure 74 : Résultats pour les mélanges porphyre sodique / méta-grauwacke. Contraintes serrées à gauche et contraintes lâches à droite.	91
Figure 75 : Résultats pour les mélanges porphyre potassique / méta-grauwacke. Contraintes serrées à gauche et contraintes lâches à droite.	92
Figure 76 : Résultats pour les mélanges porphyre potassique / porphyre sodique. Contraintes serrées à gauche et contraintes lâches à droite.	93
Figure 77 : Les spectres des mélanges apparaissent en dehors des pôles. La morphologie des spectres évolue très peu.	96
Figure 78 : Les mélanges 0.44/0.56 et 0.63/0.37 semblent présenter un biais (série porphyre potassique grossier / méta-grauwacke fin).	97

Figure 79 : Série de mélanges porphyre grossier / méta-grauwacke fin (traits pleins) et les modélisations correspondantes (traits pointillés) sans SGS en haut et avec SGS en bas.	99
Figure 80 : Mesures de réflectances à 0,5 et 2,1 μm et modélisations pour la série méta-grauwacke fin / porphyre potassique grossier sans SGS en haut et avec SGS en bas.	100
Figure 81 : Comparaison entre les abondances retrouvées dans le cas de contraintes serrées sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique / méta-grauwacke.	101
Figure 82 : Comparaison entre les abondances retrouvées dans le cas de contraintes lâches sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique / méta-grauwacke.	101
Figure 83 : Tailles de grain calculées pour chaque mélange sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique / méta-grauwacke.	101
Figure 84 : Facteurs de remplissage calculés pour chaque mélange sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique / méta-grauwacke.	102
Figure 85 : Comparaison entre les abondances retrouvées dans le cas de contraintes serrées sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique fin / grossier.	102
Figure 86 : Comparaison entre les abondances retrouvées dans le cas de contraintes lâches sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique fin / grossier.	102
Figure 87 : Tailles de grain calculées pour chaque mélange sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique fin / grossier.	103
Figure 88 : Facteurs de remplissage calculés pour chaque mélange sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique fin / grossier.	103
Figure 89 : Série olivine grossière / biotite fine. L'abaissement des spectres des mélanges est observé.	105
Figure 90 : Illustration schématique de la difficulté d'obtenir une surface représentative du mélange.	105
Figure 91 : Mesures de réflectances à 0,5 et 2,1 μm et modélisations pour la série biotite fine / olivine grossière sans SGS en haut et avec SGS en bas.	106
Figure 92 : Comparaison entre les abondances retrouvées pour la série biotite fine / olivine grossière dans le cas de contraintes serrées sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite).	108
Figure 93 : Comparaison entre les abondances retrouvées pour la série biotite fine / olivine grossière dans le cas de contraintes lâches sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite).	108
Figure 94 : Tailles de grain calculées pour chaque mélange de la série biotite fine / olivine grossière sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite).	108
Figure 95 : Porosités calculées pour chaque mélange de la série biotite fine / olivine grossière sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite).	109
Figure 96 : Abondances de gypse calculées en fonction des abondances effectivement présentes dans des mélanges binaires gypse / montmorillonite. Modifié d'après Robertson <i>et al.</i> (2016).	114
Figure 97 : Abondances calculées en fonction des abondances réelles de minéraux d'échantillons lunaires. Cercles noirs : feldspaths, triangles noirs : pyroxènes peu calciques, triangles inversés : pyroxènes calciques, carrés : olivine, ligne bleue : ratio 1 :1. Modifié d'après Lucey (2004).	114
Figure 98 : À gauche, le spectre de l'albite HS66.3B. À droite le spectre du quartz GD74. Modifié d'après Kokaly <i>et al.</i> (2017).	116
Figure 99 : À gauche, une série de mélanges montmorillonite / gype présente de nombreux pics d'absorption à des longueurs d'onde différentes. À droite, une série de mélanges porphyre sodique / méta-grauwacke présente peu de pics d'absorption. De plus, ces derniers sont placés sur les mêmes longueurs d'onde.	116

Figure 100 : La porosité d'un mélange de deux poudres de classe granulométriques et de porosités identiques ne change pas. Porosité A = porosité B = porosité C.	118
Figure 101 : Dans le cas d'un mélange de grains fins avec des grains grossiers, la porosité peut fortement diminuer si les petits grains bouchent les pores des grains grossiers. Porosité A = porosité B = porosité C > porosité D.	118
Figure 102 : Porosité des échantillons selon le mode de préparation. Méta-grauwacke fin en A et B. Porphyre sodique grossier en C. Porphyre sodique et méta-grauwacke avant mélange en D. Porphyre sodique et méta-grauwacke après mélange en E.	119
Figure 103 : Reconstruction 3-D par photogrammétrie de la surface d'un muck pile.	140
Figure 104 : Reconstruction 3-D par photogrammétrie du fond de la fosse où roulent couramment les engins de chantier.	141
Figure 105 : Photo utilisée pour estimer la taille de grain volumique de l'olivine.	143
Figure 106 : Distribution de la taille des grains de l'olivine.	143
Figure 107 : Distribution volumique des tailles de grain.	144

Liste des tableaux

Tableau 1 : Illustration de l'hétérogénéité des valeurs retrouvées pour la taille de grain en μm selon la méthode employée pour le porphyre sodique.	61
Tableau 2 : Illustration de l'hétérogénéité des valeurs retrouvées pour la taille de grain en μm selon la méthode employée pour le porphyre potassique.	62
Tableau 3 : Illustration de l'hétérogénéité des valeurs retrouvées pour la taille de grain en μm selon la méthode employée pour le méta-grauwacke.	63
Tableau 4 : Comparaison des abondances relatives (en % poids) calculées avec diverses contraintes. Les contraintes sont resserrées de la colonne de gauche vers la colonne de droite. Les solutions sont en gras, encadrées par les contraintes associées. Tous les RMSEs restent sous la barre de 0,3 %. Les astérisques marquent les changements dans les contraintes.	70
Tableau 5 : Corrélation entre les abondances en oxydes des différentes classes granulométriques pour le porphyre sodique. Corrélation moyenne = 0,80.	77
Tableau 6 : Corrélation entre les abondances en oxydes des différentes classes granulométriques pour le porphyre potassique. Corrélation moyenne = 0,90.	78
Tableau 7 : Corrélation entre les abondances en oxydes des différentes classes granulométriques pour le méta-grauwacke. Corrélation moyenne = 0,95.	79
Tableau 8 : Relation entre la chimie des lithologies et les RMSEs.	80
Tableau 9 : Abondances relatives des deux pôles dans une série de mélanges.	82
Tableau 10 : Erreurs sur les abondances relatives retrouvées sur les 24 démixages exécutés avec des contraintes serrées. « Ps » pour porphyre sodique, « pp » pour porphyre potassique et « mg » pour méta-grauwacke.	88
Tableau 11 : Erreurs sur les abondances relatives retrouvées, les tailles de grains et les porosités sur les 24 démixages exécutés avec des contraintes lâches.	89
Tableau 12 : Présentation des résultats de démixage avec des contraintes serrées si l'inversion du modèle a été faite sur une série de mélanges binaires.	94
Tableau 13 : Présentation des résultats de démixage avec des contraintes lâches si l'inversion du modèle a été faite sur une série de mélanges binaires.	95
Tableau 14 : Présentation des résultats de démixage avec des contraintes serrées. « ppf » pour porphyre potassique pôle fin, « ppg » pour porphyre potassique pôle grossier, « mgf » pour méta-grauwacke pôle fin, « bio » pour biotite et « ol » pour olivine.	109
Tableau 15 : Présentation des résultats de démixage avec des contraintes lâches.	110

Glossaire

Archéen : Époque géologique de 4 Ga à 2.5 Ga.

Craton : Grande étendue continentale tectoniquement stable (sans orogène).

Faciès schiste vert : Un faciès minéral est défini par l'association de certains minéraux (dans le cas schiste vert : chlorite, muscovite, amphibole, plagioclases et à la limite supérieure apparition de biotite) caractérisant le chimisme d'une roche et le degré de métamorphisme qu'elle a subi.

Felsique : S'applique aux roches magmatiques contenant 66 % ou plus en poids de SiO₂.

Grain / particule : Élément d'un milieu discontinu.

Grauwacke : Roche détritique riche en clastes pris dans une matrice argileuse assez abondante souvent riche en chlorite.

Grès : Roche sédimentaire détritique terrigène composée à 85 % au moins de grains de quartz plus ou moins arrondis, de 1/16 mm à 2 mm.

Minéral : Solide naturel à structure cristalline de chimie définie.

Mafique : S'applique aux roches magmatiques contenant des minéraux riches en Fe et Mg.

Monzodiorite : Roche plutonique composée principalement de feldspaths plagioclases sodiques, de feldspaths alcalins et de quartz.

Phyllosilicates : Minéraux de la famille des silicates constitués par empilement de couches tétraédriques. On les appelle également minéraux en feuillets. On y retrouve par exemple, la biotite, la phengite, la muscovite...

Porphyrique : Se dit d'une roche présentant de grands cristaux pris dans une matrice microlithique.

Régolithe : Couverture de roche fragmentaire non consolidée.

Silts : Équivalent du grès pour des tailles de grains de quartz inférieurs à 0.063 mm.

Tectosilicates : Minéraux de la famille des silicates dont les tétraèdres sont liés par tous leurs sommets. On retrouve dans cette famille la plupart des minéraux de la croûte terrestre comme le quartz ou les différents feldspaths.

Tellurites : Sels contenant du tellure.

Transfert radiatif : Ensemble des lois qui régissent la propagation d'une onde électromagnétique dans un milieu qui absorbe, transmet, diffuse et émet.

Acronymes

ASD : Analytical Spectrometer Device. Appareil de spectrométrie analytique.

ASTER : Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer. Radiomètre spatial avancé en émission et réflexion thermique.

CNES : Centre national d'études spatiales.

CRISM : Compact Reconnaissance Imaging Spectrometers for Mars. Spectromètres imageurs compacts pour la reconnaissance de Mars.

ESA : European Space Agency. Agence spatiale Européenne.

FRX : Fluorescence par rayons X.

LOLA : Lunar Orbiter Laser Altimeter. Altimètre laser en orbite lunaire.

LRO : Lunar Reconnaissance Orbiter. Orbiteur de reconnaissance lunaire.

M³ : Moon Mineralogical Mapper. Cartographe de la minéralogie lunaire.

MG : Méta-Grauwacke.

MNT: Modèle Numérique de Terrain.

MRO : Mars Reconnaissance Orbiter. Orbiteur de reconnaissance martienne.

MSI : MultiSpectral Instrument. Instrument multispectral.

PP : Porphyre Potassique.

PS : Porphyre Sodique.

RADAR : Radio Detection and Ranging. Détection et estimation de la position par onde radio.

RAR : Abondance relative retrouvée, de l'anglais « Relative Abundance Retrieved ».

RELAB : Reflectance Experiment LABORatory. Laboratoire de spectroscopie de la NASA et de l'Université de Brown.

RMSE : Root Mean Square error. Erreur quadratique moyenne.

SAM : Spectral Angle Mapper. Méthode de classification spectrale qui utilise un angle à n dimensions pour évaluer la correspondance entre un spectre cible et un spectre de référence.

SPOT : Satellites Pour l'Observation de la Terre.

USGS : United States Geological Survey. Commission géologique Américaine.

UVIS : UltraViolet Imaging Spectrograph. Spectrographe imageur ultraviolet.

Remerciements

Que de chemin parcouru depuis le temps des tontes de pelouses et des bêchages de massifs! Après la reprise d'étude qui m'aura mené au Master, le doctorat ne s'est pas imposé de lui-même comme une évidence. Il aura été le résultat d'un long processus de réflexion. Pendant la réalisation de cette thèse, beaucoup de questions se seront bousculées dans ma tête. La plupart scientifique ou épistémologique, mais d'autres également, plus personnelles. Peut-être peut-on parler d'accomplissement lorsqu'un projet de cette envergure arrive à son terme. C'est pourquoi j'aimerais remercier les personnes qui ont, de près ou de loin, participé à ce projet.

Tout d'abord, merci à mon directeur de thèse, Mickaël Germain. J'ai beaucoup apprécié tes encouragements, la confiance et le temps que tu m'as accordés. Merci également pour tous tes retours sur mon travail qui ont permis l'avancement du projet.

Ensuite, je tiens à remercier mon co-directeur et chef de projet, Kalifa Goïta. Le suivi des avancées, les divers conseils et corrections sur les rapports intermédiaires, ont grandement facilité la progression dans mes recherches.

Bien sûr, je voudrais remercier également les différentes personnes qui ont contribué au projet, Caroline-Emmanuelle Morisset, Benoît Plante, Christian Tessier, Ronan Hébert, Javier Garcia, Patrick Cliche et Gabriel Diab. Kevin Siebels, je te remercie particulièrement pour tous les échanges que nous avons eus au jour le jour au bureau.

Je souhaite exprimer une reconnaissance particulière à Myriam Lemelin. Myriam, ton mémoire de maîtrise est la première chose que j'ai lue en arrivant ici. Il a été le point de départ de tout pour moi dans ce projet. Je me souviens, lors de la journée de la géomatique t'avoir guettée avec inquiétude. Voudra-t-elle m'aider dans mes recherches? Me conseiller? Pensera-t-elle que mes idées sont nulles? Bien du temps est passé et nous avons énormément échangé depuis (merci aussi messenger). Je t'en remercie sincèrement. J'espère que l'on continuera de se donner des nouvelles. Je te souhaite le meilleur dans ta carrière.

Je voudrais remercier ma famille et mes amis qui ont eu assez de patience pour endurer mes histoires de pauvre thésard malheureux. Des oreilles attentives, ça aide quand on est dans le doute. Merci.

« Tous les modèles sont faux. Certains sont utiles. »

George Box, *Science and Statistics*, 1976

Chapitre 1 : Introduction générale

1.1 La mine à ciel ouvert et le régolithe

1.1.1 L'importance des mines

Depuis plusieurs décennies, la production minière mondiale a considérablement augmenté, passant d'un peu plus de 9 milliards de tonnes en 1984 à presque 17 milliards de tonnes en 2016 (Reichl *et al.*, 2018). Cette progression importante est en grande partie due au développement économique de pays d'Asie tels que l'Inde ou la Chine (Figure 1). L'extraction de matières premières minérales est, en effet, devenue indispensable à notre mode de vie. Elles se retrouvent dans presque tous les objets du quotidien. Pour ne nommer que quelques exemples, le cuivre est utilisé dans les tuyauteries, les toits ou les circuits électroniques. L'or et certains métaux dits stratégiques (lithium, niobium, etc.) sont utilisés dans toutes les technologies modernes comme le téléphone cellulaire, l'éolienne, l'ordinateur ou l'imagerie médicale (Goonan, 2011). Les feldspaths sont utilisés pour la fabrication des céramiques et la kaolinite pour la fabrication de briques réfractaires (« Minéraux industriels », 2014). Ressources naturelles Canada (« Production minérale canadienne », 2018) estime qu'en 2017, la production minière canadienne s'élevait à 43,9 milliards de dollars. Au cours des métaux de cette année-là, l'or a représenté la plus grande partie de cette production avec 8,7 milliards de dollars. Le secteur minier concourait à hauteur de 3,6 % du produit intérieur brut et employait 426000 personnes. Les exportations issues de l'exploitation des minéraux représentaient 19,4 % des exportations totales du Canada (« Production minérale canadienne », 2018). Le secteur minier est donc un enjeu économique majeur du Canada.

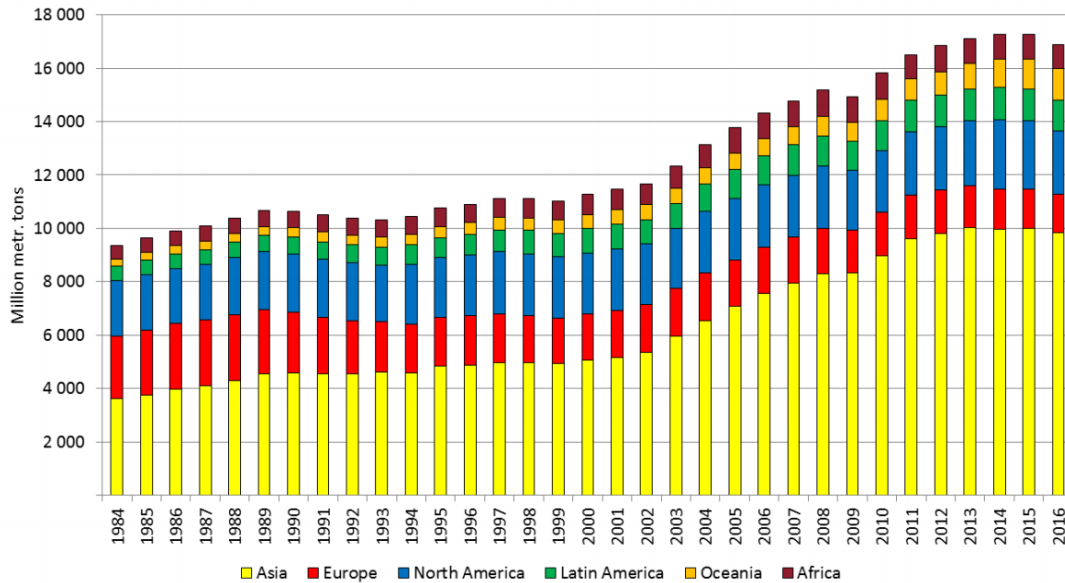


Figure 1 : Production minérale mondiale de 1984 à 2016 (extrait de Reichl *et al.*, 2018)

1.1.2 L'exploitation des mines à ciel ouvert

La vie d'un site minier comporte plusieurs étapes : (1) l'exploration ; (2) la mise en valeur ; (3) l'exploitation ; (4) la réhabilitation ; et (5) le suivi. Dans cette étude, l'accent est mis sur l'exploitation dans le cas d'une mine à ciel ouvert. Ce choix s'explique par des raisons d'intérêt pour les exploitants miniers (enjeux économiques et environnementaux) et des raisons de méthodologie scientifique (applicabilité de la télédétection).

Durant l'étape de l'exploitation, la roche extraite, peut être classée en « minerai » ou en « stérile ». La distinction entre ces termes n'est pas géologique, mais économique. Le minerai contient la substance recherchée en concentration économiquement viable pour la compagnie minière. La roche stérile peut parfaitement contenir la même substance utile, mais dans des concentrations trop faibles pour être rentable (Jébrak et Marcoux, 2008). La limite entre minerai et stérile est appelée « teneur de coupure ». Pour l'or, elle est généralement exprimée en grammes d'or par tonnes de roche. Cette teneur est dépendante de différents facteurs tels que le prix de l'or sur le marché, le volume de roches stériles à extraire pour atteindre le minerai, la localisation du site minier, le coût des infrastructures, l'énergie nécessaire pour atteindre la maille de libération de l'or, etc. Lors de l'exploitation, le minerai est convoyé jusqu'à une usine de traitement où il sera concassé finement jusqu'à

atteindre la maille de libération de la substance extraite. La roche stérile est quant à elle stockée dans des haldes (Figure 2 et Figure 3). L'entreprise a tout intérêt à séparer au mieux le minerai du stérile pour améliorer sa rentabilité.

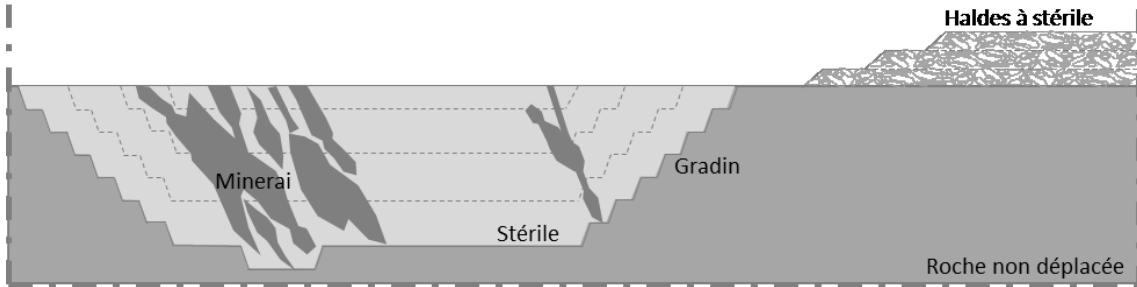


Figure 2 : Coupe schématique d'une mine à ciel ouvert.



Figure 3 : Fosse de la mine Canadian Malartic en juillet 2016.

Mais la séparation entre le minerai et le stérile n'est pas qu'un enjeu économique, il est également environnemental. Aujourd'hui, il n'est plus possible de penser l'extraction minière en dehors d'un cadre strict qui se veut respectueux de l'environnement. De nombreux gisements aurifères sont associés au dépôt de sulfures. L'oxydation de ces sulfures lors de l'exploitation peut potentiellement entraîner la formation d'un drainage minier acide (Akcil et Koldas, 2006) aux conséquences environnementales qui ne peuvent être négligées (Gahan *et al.*, 2012) (Figure 4). De plus, les poussières sulfurées générées par l'exploitation sont d'autant plus réactives que leur ratio surface sur volume est élevé (Nicholson et Gillham, 1989; Beckingham *et al.*, 2016). L'évaluation de la quantité de roches carbonatées par rapport à la quantité de minéraux sulfurés permet d'anticiper les

risques de drainage minier acide. En effet, la dissolution naturelle des carbonates, en quantité suffisante, permet d'éviter la formation d'un lixiviat à bas pH (Al *et al.*, 2000).



Figure 4 : Exemple de drainage minier acide. Rivière Rio Tinto dans la ceinture pyriteuse Ibérique en Espagne (modifié d'après Gahan *et al.*, 2012).

1.1.3 La fosse vue comme un régolithe

Durant l'exploitation d'une mine à ciel ouvert, les opérateurs miniers ont recours aux explosifs pour briser la roche de la fosse afin qu'elle puisse être ramassée puis transportée jusqu'à l'usine de traitement (Kumar *et al.*, 2016). Visiter une fosse en exploitation permet de constater que les explosions créent un « profil de fracturation » (Figure 5) dont les étages peuvent être décrits de la façon suivante:

- la roche mère non affectée;
- un tas de gravats, plus communément appelé « muck pile » (de l'anglais), dans le domaine minier (Figure 6);
- les poussières qui surfacent les « muck piles » (Figure 7).

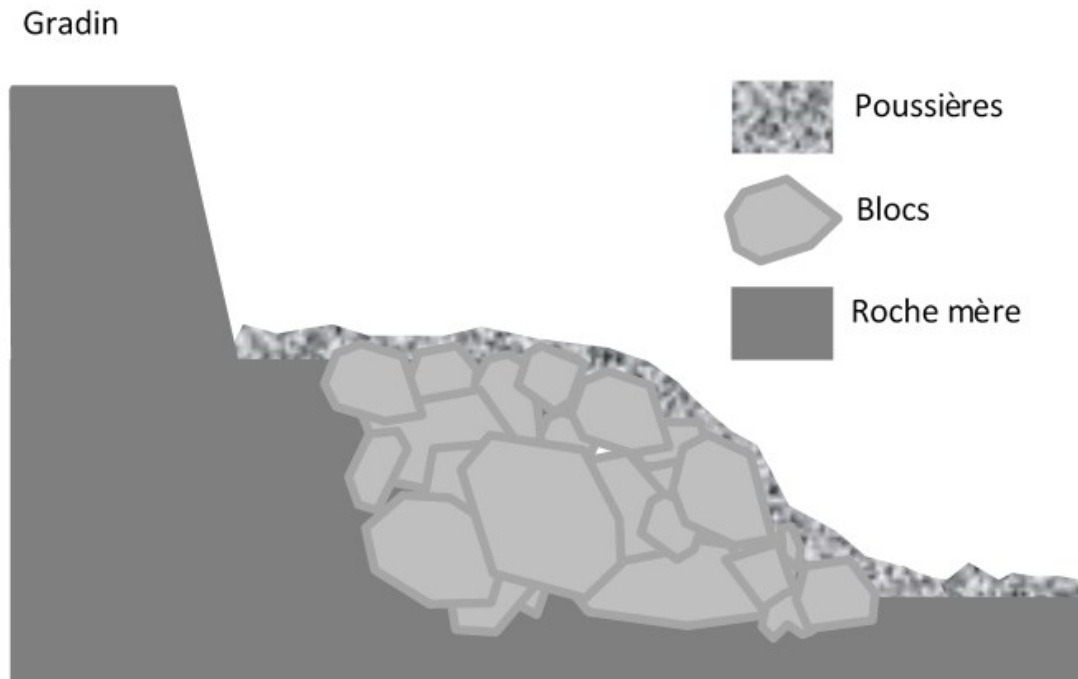


Figure 5 : Coupe schématique d'un « muck pile » après sautage.



Figure 6 : Sommet d'un « muck pile » en cours d'extraction. Les empreintes des chenilles des engins de chantier sont visibles.



Figure 7 : Photo de la surface d'une roche sur un « muck pile ». La poussière déposée a été enlevée sur la droite du bloc.

Cette description est cohérente avec la définition de régolithe en tant que « couverture d'un matériau rocheux non consolidé, de quel qu'origine que ce soit, résiduelle ou transportée, qui surface la roche solide » (Merrill, 1897). Au meilleur de notre connaissance, le lien entre régolithe et exploitation minière à ciel ouvert n'existe pas dans la littérature. En effet, le terme régolithe y est employé pour décrire des surfaces terrestres, planétaires ou lunaires d'origine naturelle. Bien que les processus à son origine soient anthropiques, l'exploitation d'une mine à ciel ouvert génère, elle aussi, une couche de roche non consolidée. Les explosions successives, les matériaux de remblais et le passage répété des tombereaux et autres engins de chantiers fragmentent la roche, aboutissant à la formation d'un « régolithe minier ». Il est intéressant de constater que la surface d'une fosse en exploitation est morphologiquement similaire à ce qui est observé sur la Lune (Figure 8). Jusqu'à aujourd'hui, la télédétection est le principal outil utilisé pour obtenir de l'information sur la composition de la surface lunaire, exception faite des missions Apollo.

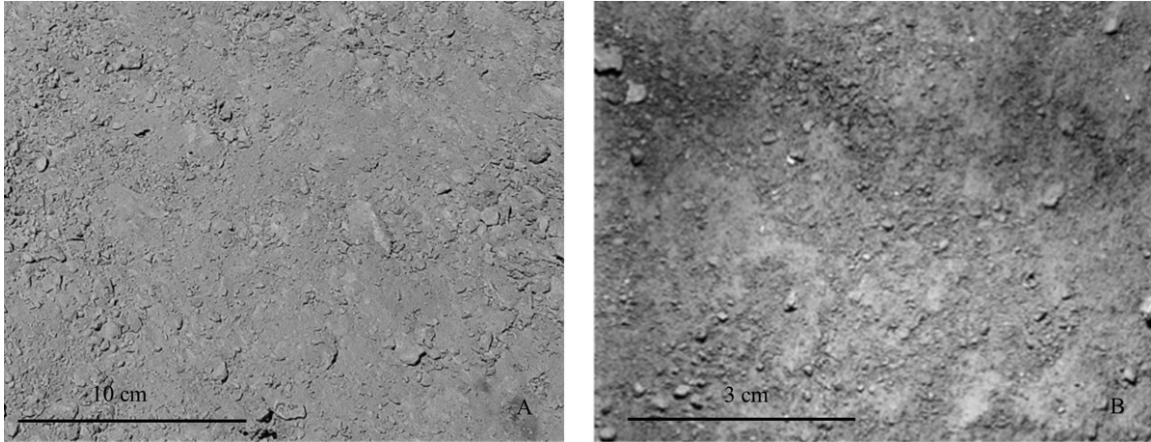


Figure 8 : En A, une photo de la surface de la fosse de la mine Canadian Malartic. En B, une photo prise lors de la mission Apollo 14 de la surface du régolithe lunaire (modifié d'après Helfenstein et Shepard, 1999).

1.2 La télédétection

La télédétection consiste à obtenir de l'information à distance de la cible étudiée. Elle permet généralement d'accéder à des zones d'intérêt difficiles d'accès et de couvrir de grandes surfaces. De nombreux capteurs existent selon les caractéristiques de la cible que l'on cherche à mettre en évidence. Cela inclut, les imageurs multi ou hyperspectraux, les radars (Radio Detection and Ranging), les lidars (Light Detection and Ranging), les sonars (Sound Navigation and Ranging), les capteurs gamma, les gravimètres, les magnétomètres, etc.

Les plateformes sont également différentes. On trouve les satellites, les aéronefs classiques (avions et hélicoptères), les aéronefs sans pilotes (drones), les astromobiles (rovers) ou encore les bateaux et les sous-marins. Le choix du vecteur se fait généralement afin d'obtenir le meilleur compromis entre la résolution spatiale nécessaire pour l'étude, la surface couverte et le coût d'acquisition. Par exemple, le suivi des événements de pluie sur neige en Arctique avec le radar pourrait se faire à l'aide d'un satellite à micro-onde passive (Dolant *et al.*, 2016), tandis que le suivi de l'état phytosanitaire à l'échelle de la parcelle agricole pourrait être réalisé depuis un drone (Tripicchio *et al.*, 2015). Dans certains cas, une approche multiéchelle est nécessaire. Par exemple, la cartographie de la minéralogie Martienne a fait appel à la fois aux orbiteurs et aux rovers (Lapotre *et al.*, 2017).

Des capteurs multi ou hyperspectraux, capables d'obtenir des images depuis les longueurs d'onde de l'ultraviolet jusqu'à l'infrarouge thermique, ont également de nombreuses utilisations.

Par exemple, dans le domaine de l'exploration spatiale, le capteur UVIS (UltraViolet Imaging Spectrograph avec 2 canaux de 56 à 118 nm et de 110 à 190 nm) embarqué sur la sonde Cassini a permis d'obtenir des images dans l'ultraviolet des anneaux de Saturne. Ces images ont mis en évidence les proportions de glace qui constituent ces anneaux (Bradley *et al.*, 2013). Embarqué sur l'orbiteur MRO (Mars Reconnaissance Orbiter), l'imageur hyperspectral (de 362 nm à 3920 nm) CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometers for Mars) permet d'obtenir des cartographies minéralogiques de la surface de Mars (Mustard *et al.*, 2008). Le télescope spatial James-Webb devrait, quant à lui, offrir la possibilité de déterminer la composition des atmosphères d'exoplanètes dans un futur proche grâce à l'utilisation de différents imageurs infrarouges (Lincowski *et al.*, 2019)...

Dans le domaine de l'observation terrestre, le programme Landsat est un outil majeur dans le monde de la télédétection. Landsat 1 ayant été lancé en 1972, c'est presque 50 ans de données qui permettent le suivi des écosystèmes et des changements climatiques. Sur cette durée, ce sont 8 satellites Landsat qui ont été mis en orbite. En 2020 sera lancé Landsat 9 avec 11 bandes allant du visible (à partir de 450 nm) à l'infrarouge thermique (jusqu'à 12500 nm) et capable d'acquérir 700 images par jour. Développés par le CNES (Centre National d'Études Spatiales), les satellites SPOT (Satellite pour l'observation de la Terre) offrent quant à eux plus de trente ans d'images d'observation de la Terre. Ces dernières ont permis la réalisation de MNT (Modèles Numérique de Terrain) par stéréoscopie, ou le suivi des rendements agricoles et du type de culture grâce aux bandes rouge (610 nm à 680 nm), infrarouge proche (790 nm à 890 nm) et infrarouge moyen (1580 nm à 1750 nm). Entre SPOT-1, lancé en 1985, et SPOT-7 lancé en 2014, la résolution spatiale du panchromatique est passée de 10 m à 1,5 m. Dans la continuité des programmes Landsat et SPOT, la mission Copernicus de l'ESA (European Spatial Agency) a mis en orbite en 2015 et 2017, deux satellites Sentinel-2 qui acquièrent grâce au capteur MSI (MultiSpectral Instrument) des images multispectrales dans le VNIR (Visible Near Infrared) et le SWIR (Short Wave Infrared). Dans le domaine plus spécifique de la géologie, les satellites WorldView-3 (16

bandes de 380 nm à 2500 nm) ou encore ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer avec 14 bandes de 520 nm à 11650 nm) sont utilisés pour la cartographie, et parfois même la quantification relative des minéraux (Ramos *et al.*, 2016; Sun *et al.*, 2017). En effet, beaucoup de minéraux argileux d'altération ont des pics d'absorption caractéristiques dans les longueurs d'onde captées par ces satellites. Les travaux de télédétection appliqués à la géologie font souvent la part belle à l'exploration pour cibler des zones potentiellement riches en minerai (*e.g.* Crósta *et al.*, 2003; Pour et Hashim, 2012; Hosseinjani Zadeh *et al.*, 2014) ou au suivi environnemental (Shang *et al.*, 2009; Riaza et Müller, 2010; Zabcic *et al.*, 2014).

La télédétection est donc une discipline en perpétuel mouvement, dont les avancées technologiques permettent d'obtenir des informations toujours plus précises sur la Terre et même l'Univers dans son ensemble.

1.3 Problématique

Les géologues travaillant dans une fosse en cours d'exploitation construisent des modèles 3-D du gisement (Figure 9) d'après les forages réalisés lors de la période d'exploration, complétés par les sondages effectués au fur et à mesure de l'extraction (Zhou-quan *et al.*, 2007; Beaulieu, 2010; Goodfellow et Dimitrakopoulos, 2016).

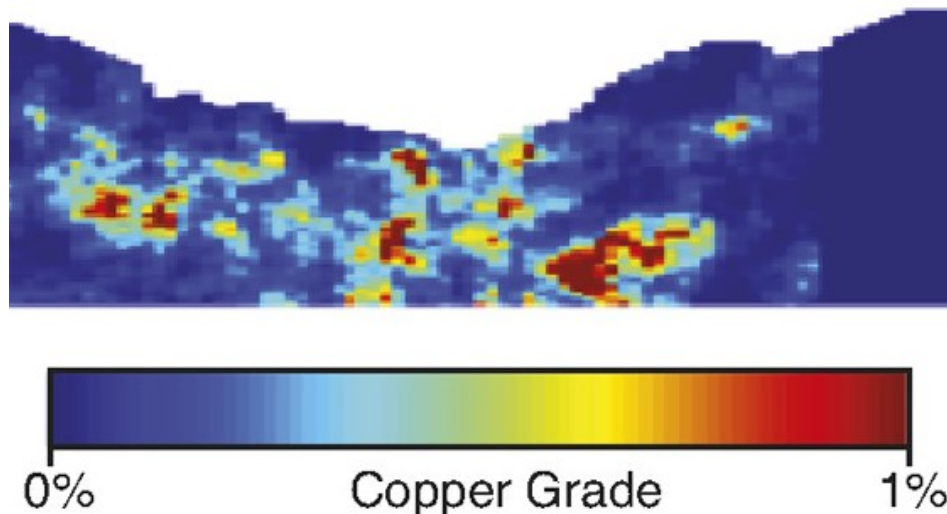


Figure 9 : Coupe transversale d'un modèle 3-D, résultat d'une simulation de teneur en cuivre (modifié d'après Goodfellow et Dimitrakopoulos, 2016).

Si ces modèles sont utiles pour guider l'exploitation et gérer les stériles miniers, ils souffrent de plusieurs problèmes. Ils sont construits par interpolation de données discrètes. Cela peut entraîner des erreurs sur les variations lithologiques si la maille d'échantillonnage n'est pas assez fine (Brooker, 1986). De plus, l'acquisition de ces données, produites par des laboratoires d'analyses géochimiques, est coûteuse. Au-delà de ces considérations, il est important de noter que ces modèles sont parfaitement incapables de prendre en compte les poussières qui surfacent la mine. Un outil automatisé qui serait capable de cartographier, à partir d'un imageur hyperspectral, les minéraux et/ou les lithologies et la taille des grains qui forment la poussière, apporterait aux exploitants une information spatialement continue et à moindre coût. Une telle carte permettrait de cibler les zones où la composition du sol est plus riche en sulfures (ou plus pauvre en carbonates) et de suivre le déplacement de la poussière qui surface le sol de la mine.

D'autre part, la modélisation du transfert radiatif selon Hapke (Hapke, 1981; Hapke et Wells, 1981; Hapke, 1984, 1986, 2002, 2008, 2012a, 2012b) a été employée depuis plus de trois décennies dans de nombreux travaux pour le démixage minéralogique de régolithes (*e.g.* Helfenstein, 1988; Roush, 1994; Vincendon, 2013; Lemelin *et al.*, 2013, 2014, 2015, 2019; Fernando *et al.*, 2016; Protopapa *et al.*, 2017; Corley *et al.*, 2018). En effet, ce modèle a été conçu afin de tenir compte de la non-linéarité du mélange spectral qui existe dans les médiums particuliers. Le modèle de Hapke permet également de retrouver la taille des grains qui composent le régolithe et de tenir compte de la porosité du médium (Hapke, 1981, 2008). Il semble donc intéressant d'utiliser ce modèle dans un contexte d'exploitation de mine à ciel ouvert. Cependant, déterminer les paramètres requis pour son utilisation peut être difficile. Ceci est particulièrement vrai pour la partie imaginaire des indices optiques, appelée « k », des composants du médium. Lucey (1998) a montré que l'inversion du modèle permettait de déterminer cette partie imaginaire des indices optiques. Cette dernière caractérise la propriété d'un milieu à absorber une onde électromagnétique qui le traverse. Pour ce faire, les spectres de réflectance des pôles purs, avec des tailles de grains parfaitement connues sont nécessaires. Dans le cas de l'étude du régolithe lunaire, ces informations sont connues puisque des échantillons rapportés par les missions Apollo ont été largement étudiés par le Lunar Soil Characterization Consortium (Pieters, 2002). Dans le cas d'une mine en activité, les pôles purs sont le plus souvent inconnus car ils ne

représentent pas d'intérêt économique. Il est donc difficile de suivre rigoureusement la méthode décrite par Lucey (1998). Cependant, des bibliothèques spectrales, telles que celle du « United States Geological Survey » (USGS) (Kokaly *et al.*, 2017) ou du « Reflectance Experiments LABORatory » (RELAB, 2012), contiennent des centaines de spectres de réflectance de minéraux. Le démixage minéralogique semble donc possible. D'un autre côté, le démixage de « mélange de mélanges » a été très peu étudié. Cette expression pourrait être définie comme une mixture de lithologies, étant elles-mêmes, des assemblages minéralogiques. Au meilleur de notre connaissance, seuls Mustard et Pieters (1987) et Roush (2003) ont réalisé des études mêlant modèle de Hapke et lithologies. Cependant, Mustard et Pieters (1987) n'ont utilisé que des conversions de spectres de réflectance en albédo de simple diffusion pour les démixages. Les auteurs n'ont donc pas eu besoin de remonter aux indices de réfraction complexes. Cette méthodologie restreint considérablement le domaine de prédiction du modèle de Hapke. Quant à Roush (2003), s'il a bien calculé des indices optiques, aucun travail de démixage n'a été réalisé. Le démixage de lithologies est, dans cette étude, également exploré. En effet, considérer une lithologie comme étant un pôle pur, au même titre qu'un minéral, permet d'utiliser la méthode décrite par Lucey (1998) sans connaissance *a priori*. Une cartographie lithologique de la fosse paraît tout à fait pertinente du point de vue d'un exploitant, les lithologies étant déjà caractérisées lors de la phase d'exploration du gisement.

Ainsi, est-il légitime de s'interroger sur la transférabilité du modèle de Hapke dans un domaine autre que celui de la planétologie. Le modèle peut-il, dans un contexte d'exploitation à ciel ouvert, retrouver les abondances relatives des minéraux et la taille des grains qui composent la surface? Est-il possible de considérer une roche, un mélange de minéraux, comme un pôle pur pour des cartographies lithologiques? Si une seule granulométrie est disponible pour un pôle pur, peut-on utiliser un mélange binaire pour contraindre suffisamment le modèle?

1.4 Objectifs

Pour répondre à la problématique, cette thèse présente les études préliminaires indispensables à l'évaluation du modèle de transfert radiatif de Hapke comme outil cartographique dans un contexte minier. L'objectif principal de la recherche est de tester l'efficacité du modèle de Hapke dans un environnement contrôlé dans le cas où les abondances relatives des constituants, la taille des grains et la porosité ne sont pas connues à l'avance. Le but visé par ce test est de s'assurer que le modèle retrouve correctement, de façon univoque, les caractéristiques du médium étudié avant une éventuelle application sur des images hyperspectrales.

Les objectifs spécifiques ci-dessous sont visés dans le cadre de la recherche :

- évaluer la faisabilité du démixage minéralogique en utilisant des pôles spectraux génériques pris dans une bibliothèque spectrale ;
- montrer que les démixages lithologiques sont possibles en suivant la procédure appliquée aux minéraux ;
- améliorer les démixages sur des mixtures binaires faites d'un pôle pur à grains fins et d'un pôle pur à grains grossiers.

1.5 Hypothèses de travail

Ce projet de thèse propose de valider trois hypothèses de travail :

- il est possible de passer par des mélanges binaires de différentes proportions pour contraindre l'inversion du modèle permettant de calculer la partie imaginaire des indices optiques ;
- une modification du modèle est nécessaire pour rendre compte des observations lorsqu'un pôle pur est constitué de grains fins et l'autre de grains grossiers ;
- l'utilisation d'une roche et non d'un minéral comme pôle pur est possible et devrait permettre d'obtenir *in fine* une cartographie lithologique.

1.6 Postulats

Ces travaux s'appuient sur les postulats suivants :

- la fosse de la mine Canadian Malartic est représentative d'une exploitation à ciel ouvert. Les travaux conduits ici sont donc reproductibles dans d'autres mines ou carrières à ciel ouvert.
- le sol d'une mine est constitué d'une roche mère cohérente recouverte d'une couche de roche non consolidée créée par les sautages lors de l'exploitation. Ceci correspond bien à la définition de régolithe. La poussière qui couvre les blocs constitue un médium rocheux particulière sur lequel le modèle de Hapke devrait pouvoir être appliqué. Ainsi, la mine Canadian Malartic est considérée dans cette thèse comme un régolithe.

1.7 Limites de l'étude

Les travaux de recherche présentés n'ont pas vocation à appliquer le modèle de Hapke sur une image multi ou hyperspectrale. Le projet présente les études préliminaires indispensables à une telle application en évaluant la pertinence du modèle dans des conditions contrôlées. Aucune opération de séparation des minéraux constitutifs des roches n'est réalisée. Travailler sur les « vrais » pôles purs spectraux n'est donc pas possible. Les travaux de recherche étant menés en laboratoire sur des poudres dans des boîtes de Petri, la rugosité est ignorée dans le modèle. Aucune étude photométrique n'est réalisée ici, les angles d'illumination, d'émission et de phase sont fixes.

1.8 Organisation de la thèse

À la suite de cette introduction, le chapitre 2 présente le cadre théorique sur lequel se base cette thèse. La signature spectrale et les paramètres principaux qui influent sur sa forme et son intensité sont expliqués. Les différentes équations du modèle de Hapke sont présentées. La différence entre les démixages linéaires et non-linéaires est ensuite abordée. Une étude bibliographique permet d'exposer les applications du modèle d'Hapke sur les régolithes planétaires et de comparer avec les contraintes rencontrées dans une mine à ciel ouvert.

Dans le chapitre 3, le cadre expérimental est présenté. Il permet d'exposer le site d'étude, la méthodologie et les données. Dans ce projet de thèse, les données présentées sont à la

fois des étapes méthodologiques et, pour partie, des résultats. C'est pourquoi il n'y a pas à proprement parler de chapitre « présentation des données ». Cette dernière fait partie intégrante du cadre expérimental.

Le chapitre 4 présente les résultats. Après avoir exposé les résultats obtenus avec différentes méthodes d'épandage de la poudre et les distributions de taille de grain, l'accent est mis sur les résultats concernant les démixages minéralogiques et lithologiques.

Dans le chapitre 5, la pertinence des résultats est discutée. Ils sont mis en relation avec les objectifs de départ, puis remis en perspective au sein de la littérature et des hypothèses de travail.

Une synthèse clôt ce mémoire au chapitre 6 et offre de nouvelles pistes de réflexion.

Chapitre 2 : Cadre théorique

Dans ce chapitre seront d'abord présentés les mécanismes physiques à l'origine d'un spectre de réflectance. Ensuite, le modèle de transfert radiatif de Hapke sera détaillé puis comparé au démixage linéaire. Enfin, les paramètres clefs en entrée du modèle seront mis en perspective dans un contexte d'exploitation de mine à ciel ouvert.

2.1 Signatures spectrales

La spectroscopie utilise les rayonnements électromagnétiques comme moyen physique pour obtenir de l'information sur la cible étudiée. Dans le cadre des travaux présentés, ce rayonnement est traité comme une onde et seule la « longueur d'onde » sera utilisée pour la caractériser (Figure 10). Plus la longueur d'onde est courte, plus le rayonnement est énergétique. Les longueurs d'onde généralement étudiées en spectroscopie minérale vont de 350 nm à 2500 nm, soit de l'ultraviolet à l'infrarouge.

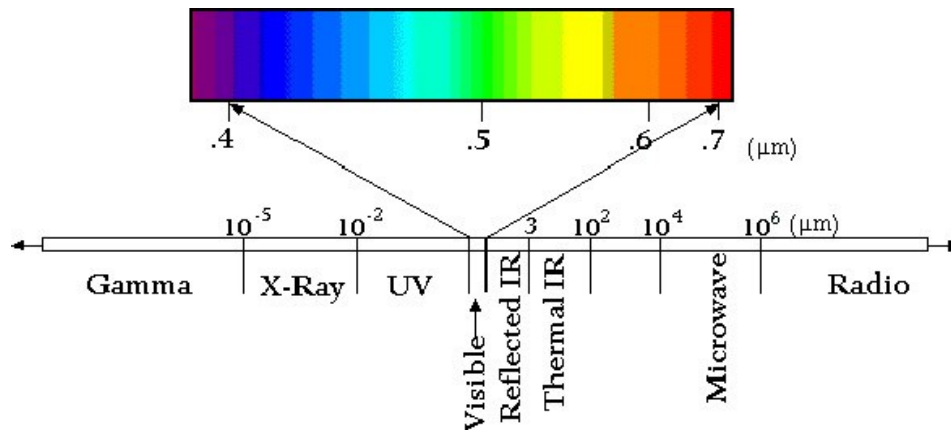


Figure 10 : Spectre électromagnétique depuis le rayonnement gamma jusqu'aux ondes radios. Extrait du site de l'USGS.

Un spectre de réflectance est, pour chaque longueur d'onde, l'énergie renvoyée par la cible au capteur divisée par l'énergie renvoyée par un diffuseur parfait (surface lambertienne) au capteur (Figure 11) selon :

$$R_{\lambda} = Lc_{\lambda}/Ldf_{\lambda} \quad (1)$$

Avec, pour une longueur d'onde λ , R , la réflectance, Ldf la luminance renvoyée par un diffuseur parfait et Lc , la luminance renvoyée par la cible étudiée. Ici, les mesures de

réflectance sont « dites » bidirectionnelles puisqu'à la fois la source et le détecteur sont collimatés. Il s'agit en réalité d'une approximation puisque les mesures sont biconiques, aucune collimation parfaite n'étant possible en pratique. Le capteur utilisé en laboratoire dans cette étude normalise directement des comptes numériques. Aucune grandeur physique n'est donc mesurée durant l'opération.

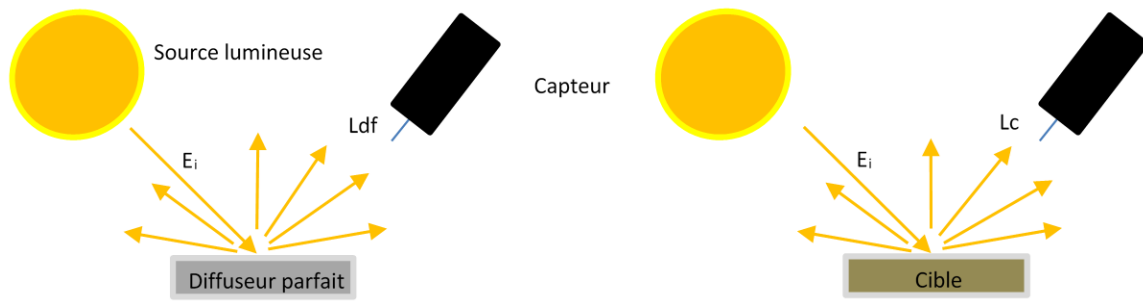


Figure 11 : Représentation schématique de l'obtention d'un spectre de réflectance.

Lorsqu'une onde électromagnétique rencontre l'interface entre le milieu extérieur et un grain, de constantes diélectriques différentes, une part est réfléchi et l'autre réfractée. Les angles formés entre les rayons incidents, réfléchis et réfractés sont décrits par la loi de Snell-Descartes. Pour une interface lisse, la réflexion est spéculaire. Tous les rayons sont réfléchis dans la même direction. En cas de réflexion diffuse, les rayons lumineux sont renvoyés dans toutes les directions par la rugosité de surface (Figure 12). Une composante spéculaire peut toutefois persister.

L'onde qui a traversé l'interface vers le grain peut être transmise, diffusée ou absorbée. Si elle est transmise, elle rencontre l'interface grain / extérieur où les mêmes phénomènes que décrits plus haut peuvent avoir lieu (Figure 12).

Le phénomène de diffusion à l'intérieur du grain apparaît lorsque le rayon réfracté rencontre une discontinuité. Cette dernière peut être de différentes natures. Il peut s'agir d'un défaut dans la maille cristalline, par exemple, un vide ou une substitution. Le rayon peut également rencontrer des inclusions fluides, des micro-fissures ou des clivages. Ces interactions favorisent l'absorption de l'onde dans la particule (Figure 12).

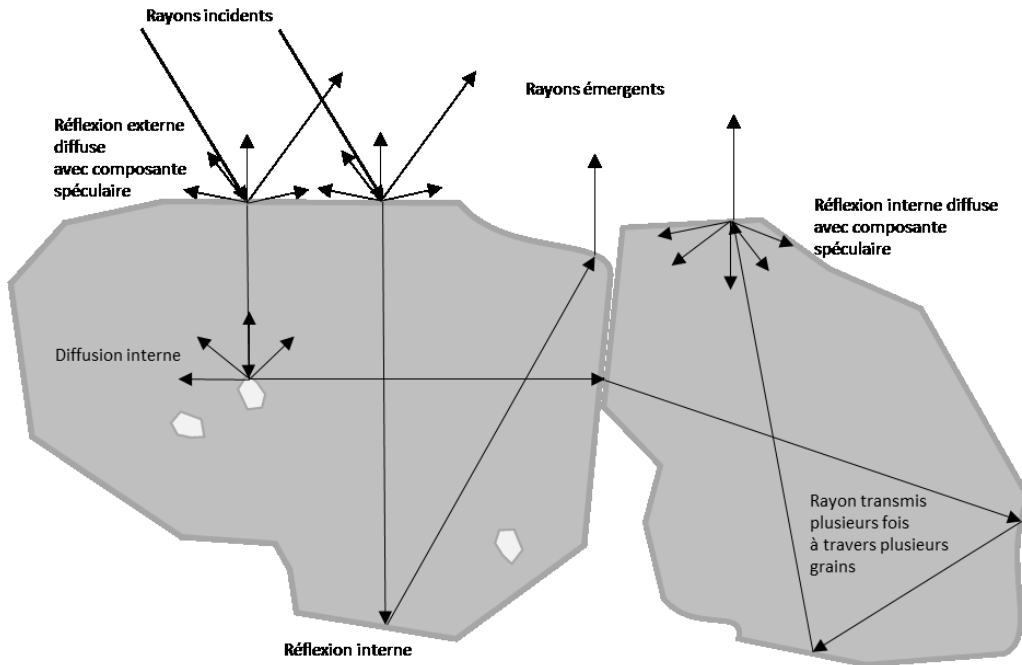


Figure 12 : Les différents chemins que peut possiblement emprunter un rayon.

Enfin, l'onde peut être absorbée. Selon la composition de la particule, certaines longueurs d'onde vont être absorbées préférentiellement. Cela crée dans le spectre, des pics d'absorption caractéristiques de l'objet. L'étude de ces pics doit permettre l'identification de la cible. Ces pics d'absorptions sont causés par différents phénomènes physiques tels que les processus électroniques (*e.g.* Fe^{2+} , Fe^{3+} autour de $1 \mu\text{m}$) et les processus vibrationnels (*e.g.* Al-OH autour de $2,3 \mu\text{m}$) (Clark, 1999). Ces types de pics d'absorption caractéristiques sont visible sur un spectre de réflectance d'illite (Figure 13) (Kokaly *et al.*, 2017).

L'absorption le long du trajet du rayon dans le grain suit la loi de Beer-Lambert telle que :

$$I = I_0 \times \exp(-\alpha x) \quad (2)$$

Avec I l'intensité lumineuse en sortie du milieu absorbant, I_0 l'intensité du rayon en entrée, α le coefficient d'absorption dépendant de la longueur d'onde et x la distance optique. Cette équation permet de comprendre que, plus les grains qui composent un médium sont grands (donc la distance optique augmente), plus la réflectance sera faible. En effet, les trajets parcourus dans les particules seront plus longs, les rayons auront donc plus de chance d'être absorbés (Figure 14). Il est important de remarquer que cela est vrai tant que

les particules sont grandes devant la longueur d'onde ($x \gg \lambda$). Si les grains sont trop petits, la théorie de Mie (1912), qui décrit la propagation d'une onde électromagnétique dans une sphère parfaite et isolée, à partir de laquelle sont dérivées les équations du transfert radiatif n'est plus valide.

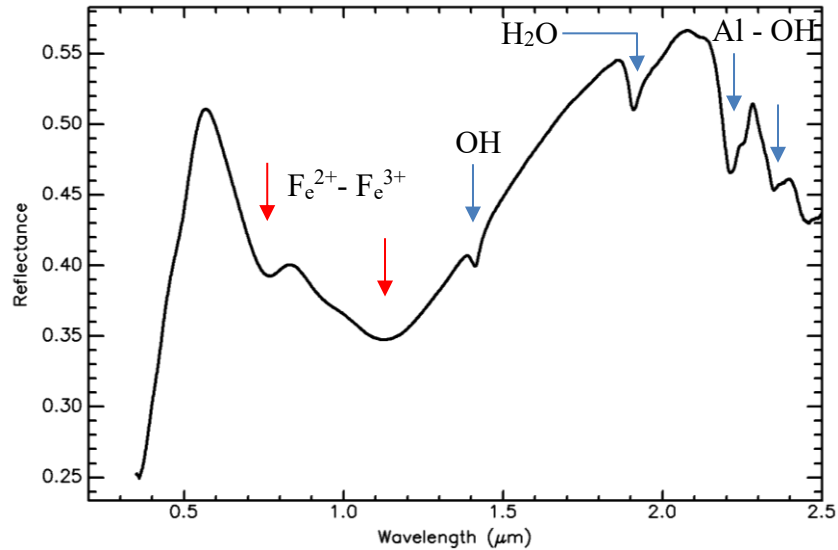


Figure 13 : Spectre de réflectance d'illite (modifié de Kokaly *et al.*, 2017). Les pics d'absorption sont annotés.

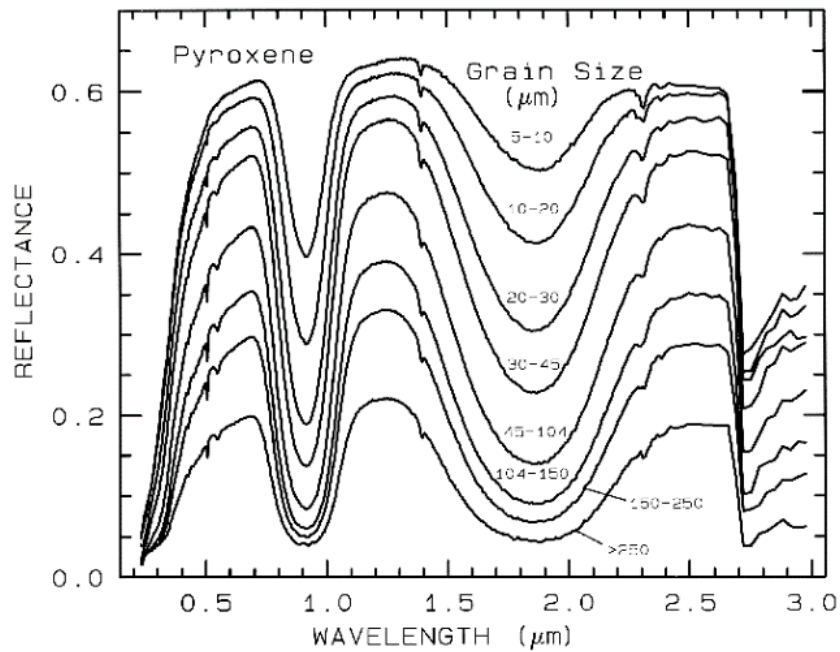


Figure 14 : Effet de la taille de grains sur les signatures spectrales d'un même minéral, un pyroxène (extrait de Clark, 1999).

Le phénomène de diffraction n'est pas présenté. En effet, dans le cas où les grains du médium sont en contact les uns avec les autres, il peut être négligé (Hapke, 1981).

2.2 Modèle de Hapke

2.2.1 Équation générale

Les équations du modèle de Hapke sont dérivées de la solution de Mie (1912) appartenant au régime de l'optique géométrique ($x \gg \lambda$) et adaptées pour le cas où les grains sont en contact les uns avec les autres. Certaines différences notables existent entre la théorie de Mie et la modélisation du transfert radiatif selon Hapke. La théorie de Mie, qui ne s'applique que pour des particules sphériques et isolées les unes des autres, présente un lobe de diffusion vers l'avant très prononcé. La rugosité de surface de particules non-sphériques amoindrit cet effet, jusqu'à rendre la diffusion quasiment isotrope. Une fonction de phase dérivée de la théorie de Mie n'est donc pas utilisable. On peut également noter que la diffraction est un phénomène important dans la théorie de Mie. En revanche, dans un médium particulaire, la diffraction peut être ignorée puisque les particules sont en contact les unes avec les autres.

Hapke (1981) propose plusieurs équations dépendamment de l'utilisation qui est faite du modèle. Il existe entre autres, la réflectance bihémisphérique, la réflectance bidirectionnelle, le facteur de radiance, etc. Tous les spectres présentés dans cette étude correspondent à la brillance des échantillons normalisée par la brillance d'une surface Lambertienne illuminée de façon identique. Hapke (2012b) appelle cette quantité sans dimension « facteur de réflectance » (*REFF* de l'anglais REflectance Factor). L'équation permettant le calcul du facteur de réflectance (Hapke, 2012b) est utilisée :

$$REFF = K \frac{w_{avg}}{4} \frac{1}{\mu_0 + \mu} \{P(g) + H(\mu_0/K)H(\mu/K) - 1\} \quad (3)$$

Dans cette équation, *REFF* est la réflectance, w_{avg} est l'albédo de simple diffusion moyen du médium. K est un coefficient de correction pour la porosité. μ_0 et μ sont respectivement le cosinus de l'angle d'incidence et le cosinus de l'angle d'émergence de l'onde

électromagnétique. g est l'angle de phase. $P(g)$ est la fonction de phase. $H(x)$ est une approximation de la fonction de diffusion multiple de Chandrasekhar.

2.2.2 Albédo de simple diffusion

L'albédo de simple diffusion est défini (Hapke, 2012b) comme étant le ratio de l'efficacité de diffusion Q_S sur la somme de l'efficacité d'absorption Q_A et de l'efficacité de diffusion :

$$w = \frac{Q_S}{Q_S + Q_A} \quad (4)$$

Un albédo de simple diffusion de 0 signifie donc que tout le rayonnement est absorbé, tandis qu'un albédo de simple diffusion de 1 signifie que tout le rayonnement est diffusé. Hapke (2012b) explique que si les grains sont grands devant la longueur d'onde et en contact les uns avec les autres, la diffraction peut être négligée. Alors $Q_S + Q_A = 1$, donc :

$$w = Q_S \quad (5)$$

Un diagramme schématique (Figure 15) permet de comprendre les processus à l'origine de l'efficacité de diffusion Q_S .

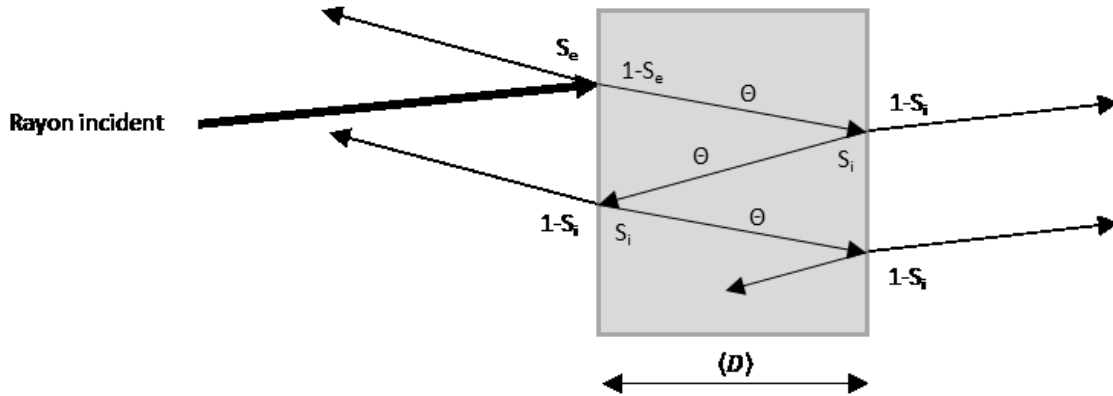


Figure 15 : Modèle de description des phénomènes à l'origine de l'efficacité de diffusion (modifié de Hapke, 2012b).

L'efficacité de diffusion est donnée par l'équation :

$$Q_S = S_e + \frac{(1 - S_e)(1 - S_i)}{1 - S_i \theta} \theta \quad (6)$$

S_e est le coefficient de réflexion d'un rayon incident de l'extérieur vers l'intérieur du grain. Il décrit la part du rayonnement réfléchi par l'interface extérieur/grain. Il peut être approximé par (Hapke, 1981):

$$S_e = \frac{(n - 1)^2}{(n + 1)^2} + 0.05 \quad (7)$$

S_i est le coefficient de réflexion d'un rayon incident de l'intérieur du grain vers le milieu extérieur. Il décrit la part du rayonnement réfléchi par l'interface grain/extérieur. Il peut être approximé par (Hapke, 1981):

$$S_i = 1,014 - \frac{4}{n(n + 1)^2} \quad (8)$$

θ est le facteur de transmission interne. Il décrit la fraction du rayonnement qui est absorbé lors de son parcours le long du chemin optique $\langle D \rangle$. Ce facteur de transmission interne est également dépendant du coefficient d'absorption α et du coefficient de diffusion interne s . Il est calculé par (Hapke, 2012b) :

$$\theta = \frac{r_i + \exp(-\sqrt{(\alpha(\alpha + s)) \langle D \rangle})}{1 + r_i \exp(-\sqrt{(\alpha(\alpha + s)) \langle D \rangle})} \quad (9)$$

La réflectance interne diffuse r_i est donnée par (Hapke, 1981) :

$$r_i = \frac{1 - \sqrt{\alpha/(\alpha + s)}}{1 + \sqrt{\alpha/(\alpha + s)}} \quad (10)$$

Le coefficient d'absorption α est donné par (Hapke, 1981):

$$\alpha = \frac{4\pi nk}{\lambda} \quad (11)$$

Où λ est la longueur d'onde, n et k sont respectivement la partie réelle et imaginaire de l'indice de réfraction complexe.

Le chemin optique $\langle D \rangle$ est approximé par (Hapke, 1981) :

$$\langle D \rangle = 2D/3 \quad (12)$$

Avec D , le diamètre moyen de la particule. Cette quantité est appelée « taille de la particule » ou encore « taille de grain ».

Les deux graphiques ci-après illustrent l'influence de la taille des grains sur le facteur de transmission interne (Figure 16). Il est possible de constater que plus un minéral est opaque (α élevé), plus son influence sur θ décroît rapidement.

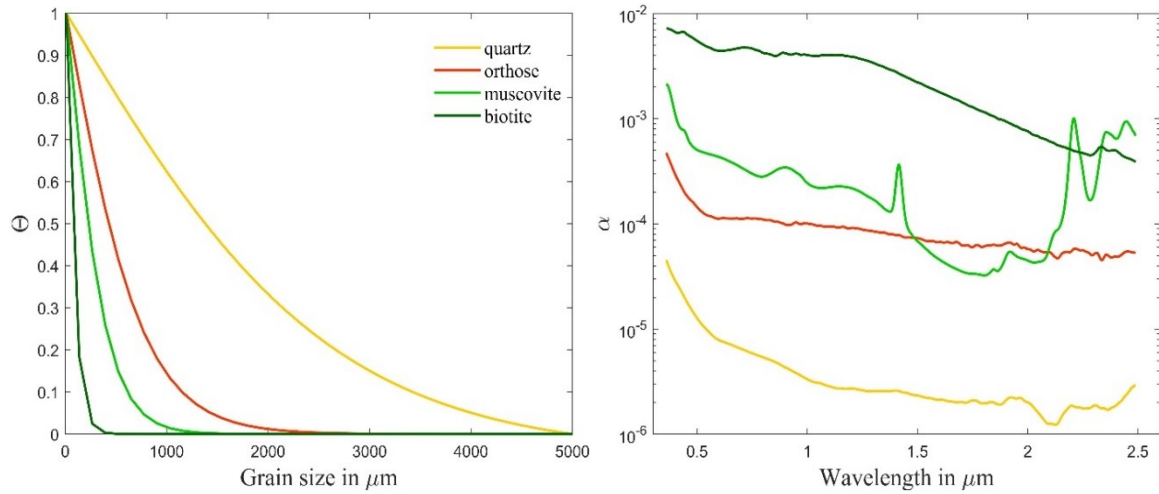


Figure 16 : À gauche, influence de la taille des grains sur le facteur de transmission interne θ à la longueur d'onde 0,5 μm (valeurs de θ étirées de 0 à 1 pour plus de clarté). À droite, le coefficient d'absorption α pour l'intervalle de longueurs d'onde étudié.

L'albédo de simple diffusion moyen est calculé à partir de la moyenne des albédos de diffusion des différents constituants, pondérée par la fraction massique des grains de ces mêmes constituants. L'albédo de simple diffusion moyen est donc une combinaison linéaire des albédos de simple diffusion de chacun de ses constituants. D'après Hapke (1981) :

$$w_{avg} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{w_i M_i}{\rho_i D_i}}{\sum_{i=1}^n \frac{M_i}{\rho_i D_i}} \quad (13)$$

Où w_i est l'albédo de simple diffusion, ρ_i la densité, D_i est le diamètre des grains et M_i la fraction massique du $i^{\text{ème}}$ constituant.

2.2.3 Fonction de phase

La fonction de phase décrit la distribution angulaire du rayonnement qui rencontre une particule. Dans le cas d'une diffusion isotrope, la fonction de phase ne dépend pas de l'angle de phase g ($P(g) = 1 = \text{constante}$) (Figure 17). McGuire et Hapke (1994)

proposent l'utilisation d'un polynôme de Legendre de degré deux pour décrire la fonction de phase tel que :

$$P_{(g)} = 1 + b \cos(g) + c (1,5 \cos^2(g) - 0.5) \quad (14)$$

Le coefficient b caractérise la part d'énergie diffusée vers l'avant et vers l'arrière. Une valeur de b négative indique une diffusion majoritairement vers l'avant. Une valeur de b positive indique une diffusion majoritairement vers l'arrière. Le coefficient c détermine la quantité d'énergie diffusée latéralement. Si $b = c = 0$, la diffusion est isotrope (Mustard et Pieters, 1989).

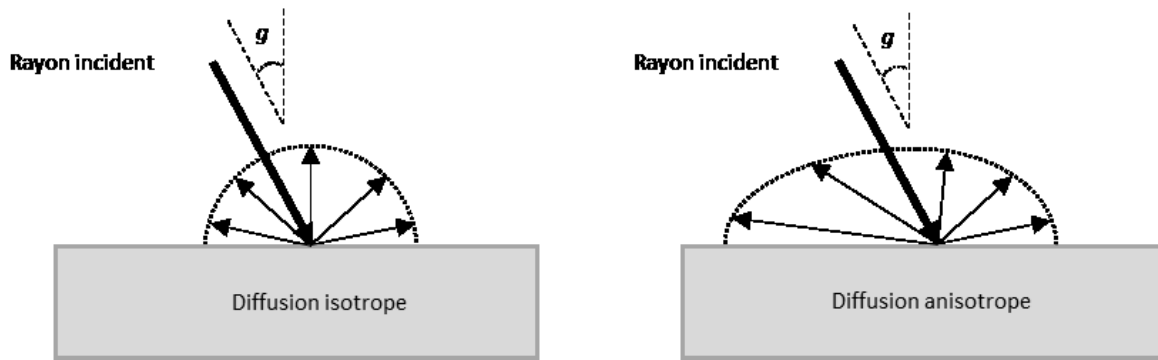


Figure 17 : Illustration de deux types de diffusion que décrit la fonction de phase.

2.2.4 Fonction de réflectance isotrope

La fonction de réflectance isotrope de Chandrasekhar (1960) décrit le phénomène de diffusion multiple isotrope dans un médium semi-infini. Elle a été approximée par Hapke (1993) de la façon suivante :

$$H_{(x)} = \left[1 - \left(1 - \sqrt{1 - w_{avg}} \right) x \left\{ r_0 + \left(1 - \frac{r_0}{2} - r_0 x \right) \ln \frac{1+x}{x} \right\} \right]^{-1} \quad (15)$$

Avec $x = \mu_0$ ou $x = \mu$ dépendamment du calcul. La réflectance diffuse r_0 , définie comme le rapport de la puissance émergente du médium sur la puissance incidente, est donnée par :

$$r_0 = \frac{2}{1 + \sqrt{1 - w_{avg}}} - 1 \quad (16)$$

2.2.5 Porosité

Hapke (2012b) explique que la fonction qui décrit la transmissivité pour des particules séparées les unes des autres doit être corrigée si ces dernières sont en contact. Il devient

nécessaire de tenir compte de la porosité du médium. Le coefficient de correction pour la porosité est calculé par :

$$K = -\ln(1 - 1,209 * \phi^{(2/3)}) / (1,209 * \phi^{(2/3)}) \quad (17)$$

Avec ϕ le facteur de remplissage calculé par :

$$\phi = 1 - \frac{V_{pores}}{V_{total}} \quad (18)$$

La fonction de réflectance isotrope de Chandrasekhar doit, elle aussi, être corrigée et devient (Hapke, 2012b) :

$$H_{(x/K)} = \frac{1 + 2x/K}{1 + 2\gamma/K} \quad (19)$$

Avec γ , le facteur d'albédo calculé par (Hapke, 2012b) :

$$\gamma = \sqrt{1 - w_{avg}} \quad (20)$$

La valeur maximale de ϕ est atteinte pour $\phi = (1/1,209)^{(3/2)} \approx 0,75$. Au-delà, la solution est complexe. Toutefois, l'expérience montre que pour des valeurs supérieures à 0,52, l'équation de porosité ne permet plus de modéliser le comportement de la réflectance. En effet, lorsque les poudres sont pressées, la porosité devient très faible et des agglomérats de particules peuvent agir collectivement comme un grain plus gros (Hapke, 2012b).

2.2.6 Les minéraux opaques

Le modèle de transfert radiatif selon Hapke ne fonctionne que pour des minéraux non-opaques. Un minéral est considéré comme opaque s'il ne remplit pas la condition $k \ll 1$ (Hapke, 1981). La partie imaginaire de l'indice de réfraction doit être largement inférieure à un. Afin de pouvoir réaliser le démixage de poudres contenant de la pyrite, le spectre de réflectance de cette dernière a été directement converti en albédo de simple diffusion selon la formule donnée par Bokun *et al.*, (2010) :

$$w = 1 - \left(\frac{-27r + \sqrt{4,029r^2 + 602,932r + 268,696}}{51,71r + 16,392} \right)^2 \quad (21)$$

Avec w , l'albédo de simple diffusion et r la réflectance.

2.3 Mixages linéaires et non-linéaires

Un mixage spectral est dit linéaire, ou parfois surfacique, si le spectre de réflectance de la cible étudiée est la moyenne pondérée des spectres de ses constituants. La pondération correspond dans ce cas aux proportions surfaciques. Le mixage linéaire peut donc être écrit sous la forme :

$$r = \sum_{i=1}^n r_i S_i \quad (22)$$

Avec r la réflectance du mélange étudié, r_i la réflectance du $i^{\text{ème}}$ constituant et S_i sa surface relative vue par le capteur. Ce type de mixage linéaire fonctionne correctement si un photon n'interagit qu'avec un seul pôle lors de son parcours (Keshava et Mustard, 2002). C'est pourquoi cette méthode est employée à juste titre dans le démixage de grandes surfaces à l'intérieur d'un pixel (Figure 18).

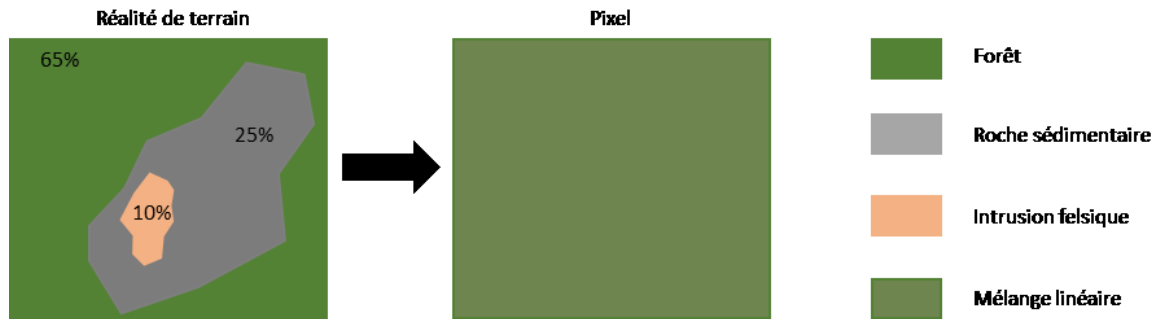


Figure 18 : Illustration d'un cas classique de mélange linéaire. Dans l'exemple présenté, $0,65 \times [84 \ 130 \ 53] + 0,25 \times [124 \ 124 \ 124] + 0,1 [244 \ 177 \ 131] = [110 \ 133 \ 79]$. Les vecteurs correspondent aux valeurs RGB.

En revanche, dans un médium particulaire, le mélange des minéraux est non-linéaire ou « intime ». La lumière interagit avec différentes phases minérales avant d'être détectée. Il est donc intéressant d'utiliser les modèles de transfert radiatif qui sont capables de prendre en compte ce phénomène (Hapke, 1981; Shkuratov *et al.*, 1999). Le démixage réalisé par ces modèles est donc non-linéaire (Figure 19). Ainsi peut-on observer que la répartition des signatures spectrales de mélanges n'est pas linéairement proportionnelle aux abondances relatives des pôles qui les constituent.

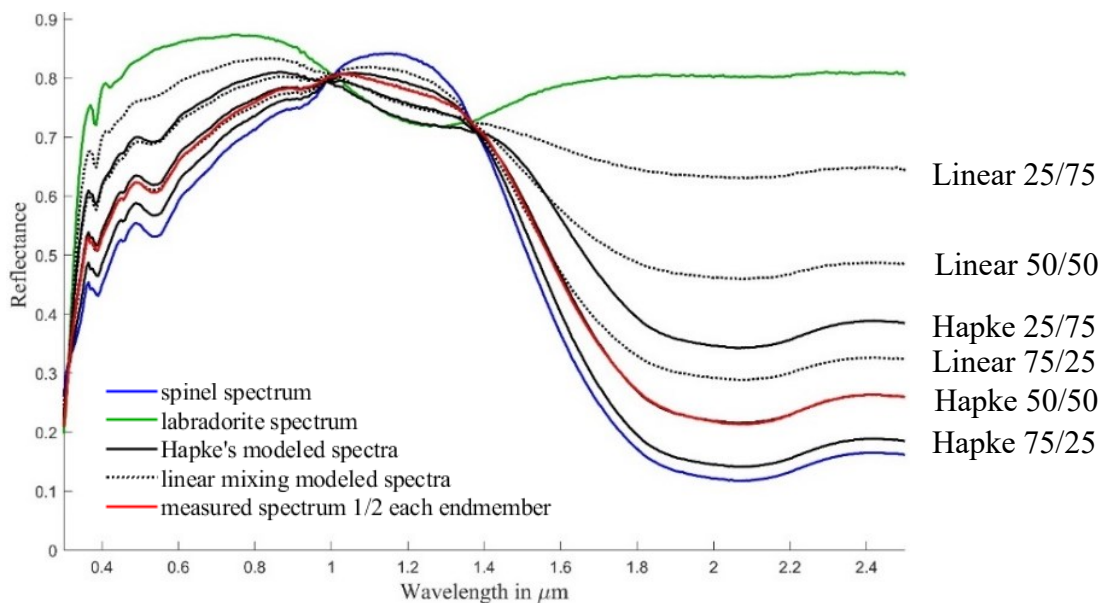


Figure 19: Illustration des résultats de mixages linéaires et non-linéaires.

2.4 Régolithes célestes et mines à ciel ouvert

Si le modèle de transfert radiatif de Hapke a été présenté précédemment, il est important de discuter certains paramètres. En effet, il semble raisonnable de penser que, dans une certaine mesure, l'application du modèle dans une mine à ciel ouvert peut différer de ce qui se fait habituellement en planétologie. Ces variables sont :

- la géométrie de visée ;
- la taille des grains qui composent le médium ;
- la porosité ;
- la rugosité du sol.

Le contenu en eau du médium n'est pas pris en compte dans le modèle. Pourtant, les zones arrosées présentent un contraste de réflectance fort avec les zones sèches (Figure 20 et Figure 21). En effet, l'humidité abaisse fortement les spectres de réflectances des sols (Whiting *et al.*, 2004). Ces zones sortent du domaine d'application du modèle de Hapke si aucune correction du contenu en eau n'est faite (Minasny *et al.*, 2011).

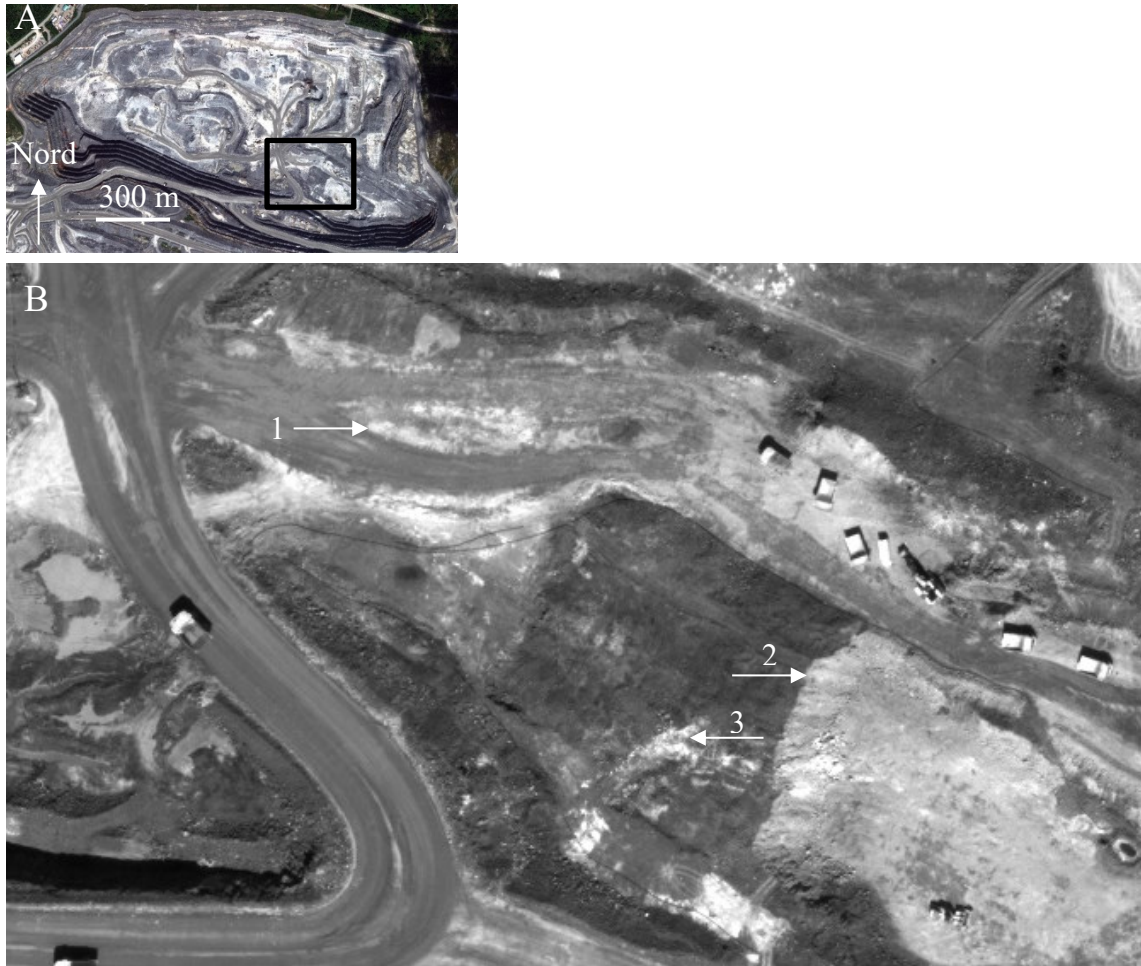


Figure 20 : En A, la fosse de la mine Canadian Malartic (Image Worldview-3). En B, zoom sur une partie de l'exploitation (Worldview-3 panchromatique). En 1, contraste de réflectance entre une partie de chemin mouillée et une partie sèche + remblais. En 2, contraste de réflectance entre un « muck pile » en place et la partie excavée. En 3, contraste de réflectance entre une intrusion porphyrique et son encaissant.



Figure 21 : Boue et matériau de remblais sec. Le modèle n'est pas applicable.

Certains travaux (*e.g.* Lucey, 2004; Lemelin *et al.*, 2013) ont utilisé une géométrie de visée générique avec des angles de phase, d'incidence et d'émission de 30°, 30° et 0° respectivement. En effet, la mosaïque Clementine (capteur multispectral en orbite lunaire) utilisée avait subi une normalisation radiométrique afin que chaque pixel corresponde à la luminosité qu'il aurait eue pour cette géométrie de visée. Cependant, la topographie avait été ignorée, la Lune étant alors considérée comme une sphère lisse (Eliason *et al.*, 1999). Des travaux ultérieurs ont pris en compte cette topographie dans le calcul des géométries de visée (*e.g.* Lemelin *et al.*, 2015; Corley *et al.*, 2018; Lemelin *et al.*, 2019) afin d'améliorer les résultats de démixage spectral. Le traitement radiométrique appliqué aux images prises par l'imageur multi-bandes de la sonde Kaguya et le Moon Mineralogy Mapper (communément appelé M³) de la sonde Indienne Chandrayaan-1, a nécessité l'utilisation d'un modèle numérique de terrain (MNT). Ce dernier a été réalisé à partir de des données acquises par l'instrument Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA) embarqué sur le Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO). Dans une mine à ciel ouvert, un MNT serait indispensable pour les corrections géométriques et radiométriques. Mais contrairement au cas lunaire, à cause des sautages et de l'extraction, la topographie change d'heure en heure. Il ne semble pas possible d'utiliser un MNT qui serait temporellement séparé d'une image hyperspectrale de la fosse contrairement à ce qui a été fait sur les travaux de démixage spectral du régolithe lunaire.

La fragmentation de la roche entraîne la formation de poussières constituées de grains fins. La distribution spatiale de ces grains peut être fortement modifiée par les vents (Silvester *et al.*, 2009). De plus, le passage répété des tombereaux et autres engins de chantier de plusieurs centaines de tonnes crée de nouvelles poussières le long des chemins. Il est donc normal de s'attendre à une grande hétérogénéité de la taille de grain sur l'ensemble de la surface. Lors d'une explosion, les débris les plus lourds retombent plus vite que les poussières. Si la vitesse de la chute des corps est indépendante de leur masse, il n'en est pas de même pour les forces de frottement dues à l'atmosphère (Newton, 1846). Les poussières recouvrent donc généralement les blocs après les explosions (Figure 22). Par la suite, le vent peut déplacer les particules fines exposées, augmentant l'abondance relative des particules plus grossières restées sur place. Sur les corps célestes sans atmosphère, ces phénomènes n'existent pas. Il est ainsi possible d'utiliser une taille de grains générique en

entrée du modèle de Hapke sur les zones étudiées (Pieters *et al.*, 1993), à l'échelle de la Lune dans son entièreté (*e.g.* (Lucey, 2004; Lemelin *et al.*, 2013, 2015, 2019)). Dans une mine à ciel ouvert, la taille de grain en entrée du modèle devrait être laissée libre dans son domaine d'applicabilité et idéalement indépendante pour chaque constituant du sol comme cela a été fait pour Mars (Lapotre *et al.*, 2017). Par ailleurs, il est important de noter que plusieurs facteurs peuvent rendre le modèle de Hapke totalement inapplicable. Les forts vents, les pluies et les arrosages divers qui visent à limiter la dispersion de la poussière, peuvent mettre à nue la roche (Figure 23). Hors, le modèle de Hapke est construit à partir de la théorie de Mie (1912) qui décrit la propagation d'une onde électromagnétique dans milieu constitué de particules sphériques. Appliquer le modèle sur une roche cohérente n'aurait donc aucun sens. Bien que cela ne soit pas un objectif en soit, les mesures de spectres de réflectance réalisées durant ce projet mettent en évidence que la séparation roche nue / roche + poussières est réalisable par discrimination des ratios de bandes (Figure 24). En effet, la pente générale des spectres de réflectance s'inverse en passant de la roche à la poussière.



Figure 22 : Roc recouvert de poussières après un sautage (gauche). Zoom sur les poussières qui recouvrent le bloc (droite).

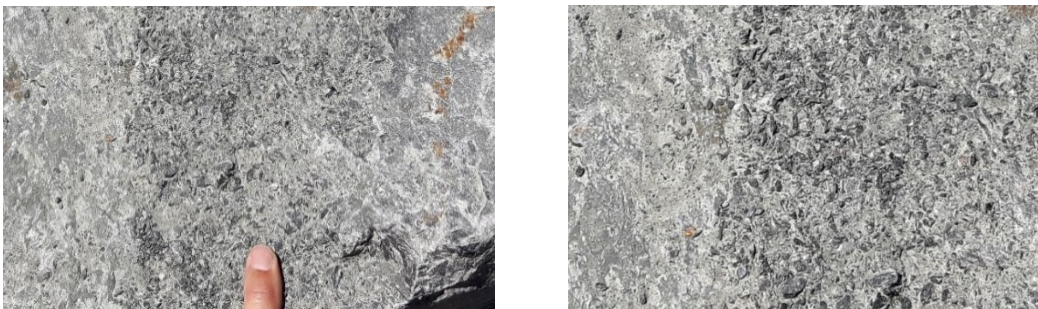


Figure 23 : Surface d'un bloc partiellement rincée par la pluie (gauche). Zoom mettant en avant la mise à nue de la roche (droite).

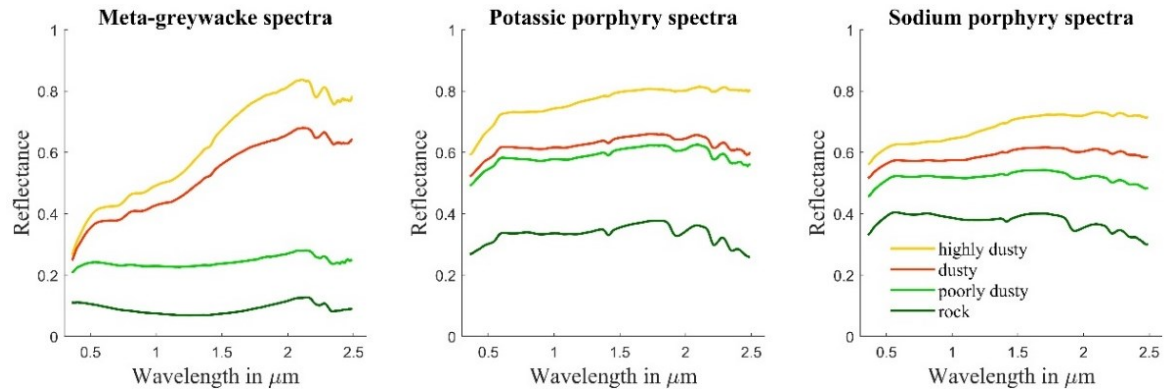


Figure 24 : Spectres de réflectances mettant en avant la distinction entre poussières et roches.

La porosité joue également un rôle important dans une signature spectrale. La compaction d'un médium va entraîner une augmentation significative de sa réflectance. Hapke (2008) a montré que cette augmentation pouvait atteindre 50 %. Malgré cela, il est intéressant de noter que beaucoup de travaux ignorent les effets de la porosité (*e.g.* Lucey, 2004; Lemelin *et al.*, 2015; Lapotre *et al.*, 2017; Liu *et al.*, 2018). Cette simplification du modèle peut être justifiée si la variation spatiale de la porosité est négligeable sur la zone étudiée. De plus, l'effet de la porosité est difficilement séparable de l'effet d'un changement d'albédo de simple diffusion. Hapke (2012b) explique :

« Une différence de porosité peut être facilement interprétée comme une différence d'albédo de simple diffusion Retrouver une unique valeur d'albédo de simple diffusion en inversant le modèle sur un jeu de données est donc difficile ».

Dans ces conditions, il semble justifié, sur la Lune ou Mars, où aucun procédé de compaction n'est à l'œuvre en surface, de simplifier le modèle en ignorant la porosité. En revanche, il est raisonnable de vouloir tenir compte de la porosité du sol dans une mine à ciel ouvert. En effet, les engins de chantiers qui circulent compactent le sol. Sans cette prise en compte, des sols à réflectance plus élevée due à la compaction pourraient être interprétés comme étant constitués de grains plus petits qu'ils ne le sont en réalité. L'abondance relative de minéraux à albédo de simple diffusion élevés pourrait, quant à elle, être surévaluée.

Le dernier paramètre présenté dans cette section est la rugosité ($\bar{\theta}$). Cette dernière est définie par Hapke (2012b) comme étant :

« ... les facettes de la surface, plus grandes que la taille de la particule, mais plus petites que l'empreinte du détecteur, inclinées avec une distribution de pentes irrégulières ».

Une étude photométrique (Labarre *et al.*, 2019) a permis le calcul de la rugosité de surface de sols terrestres. Les auteurs ont acquis par photogrammétrie des MNT de résolution millimétrique de surfaces de rugosité différentes. Les travaux présentés dans cette étude suivent une méthodologie rigoureuse et de grande qualité difficilement attaquable. Pourtant, la corrélation entre les rugosités retrouvées par inversion du modèle de Hapke à partir d'images Pléiades et les rugosités calculées à partir des MNT, n'est pas évidente. Le « R^2 » est de 0.13 et la pente est négative (Figure 25). Ces résultats sont particulièrement intéressants dans la mesure où le paramètre de rugosité du modèle a été confronté à la réalité terrain, chose bien plus délicate à réaliser pour des corps célestes (*e.g.* Helfenstein, 1988; Shepard et Campbell, 1998; Vincendon, 2013). Mais ces études n'ont pas conduit à l'utilisation de la rugosité dans le modèle de Hapke lors de travaux de démixages spectraux (*e.g.* Lucey, 2004; Lemelin *et al.*, 2013, 2015, 2019; Lapotre *et al.*, 2017; Lin et Zhang, 2017; Corley *et al.*, 2018). Il semblerait que l'amélioration espérée face aux difficultés et aux incertitudes liées à la rugosité dans le modèle ne justifie pas son application. Pourtant, dans une mine à ciel ouvert, la rugosité paraît être un paramètre important qui devrait être pris en compte. Comme pour la porosité, la rugosité peut être spatialement hétérogène. Des zones lisses sont au contact de zones très rugueuses (Figure 26, Figure 27 et annexe 1). L'effet que cela a sur la réflectance est déjà visible sur de simples image RGB dans le domaine du visible.

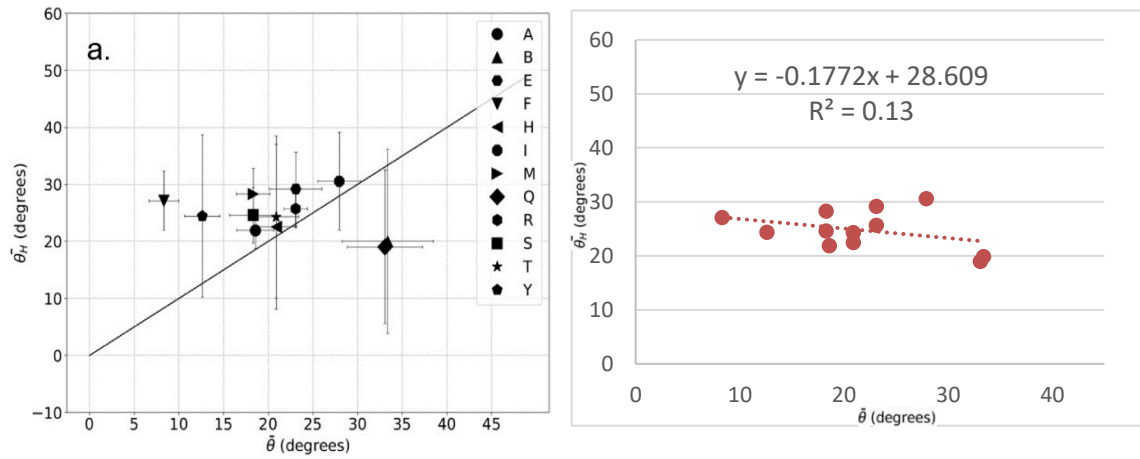


Figure 25 : À gauche, la rugosité retrouvée par inversion du modèle de Hapke $\hat{\theta}_H$ en fonction de la rugosité moyenne calculée d'après les MNT (d'après Labarre *et al.*, 2019). À droite, les mêmes données (table 2 de Labarre *et al.*, 2019) avec l'ajout d'une courbe de tendance.

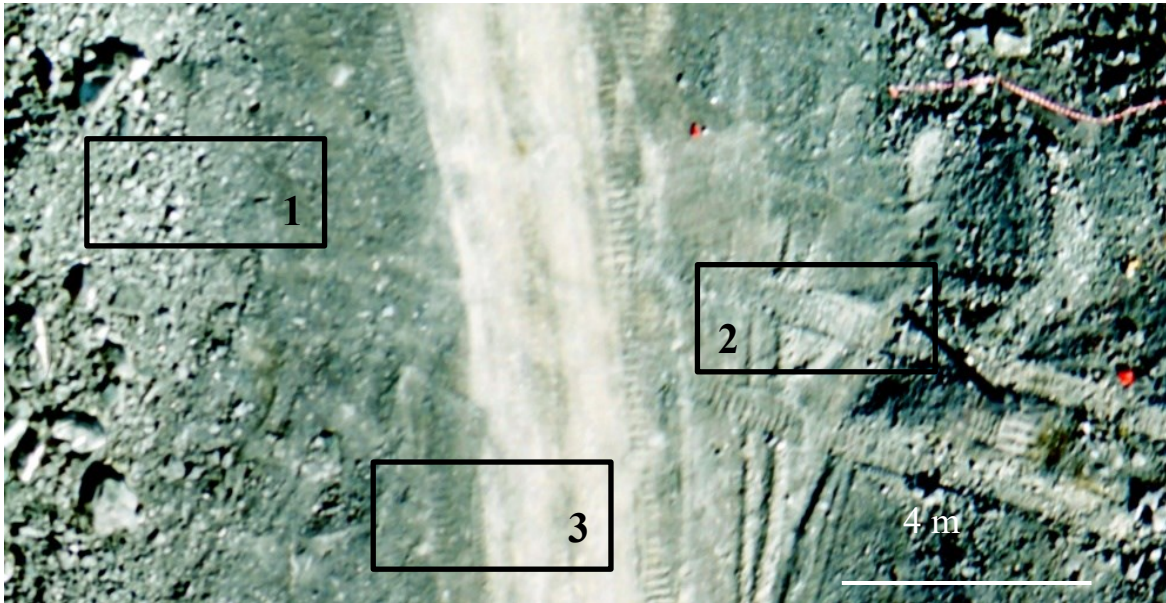


Figure 26 : Illustration de la variation de la rugosité (1), de la porosité (2) et de la taille des grains (3). Les changements de réflectance sont importants sur seulement quelques mètres alors la roche reste la même.

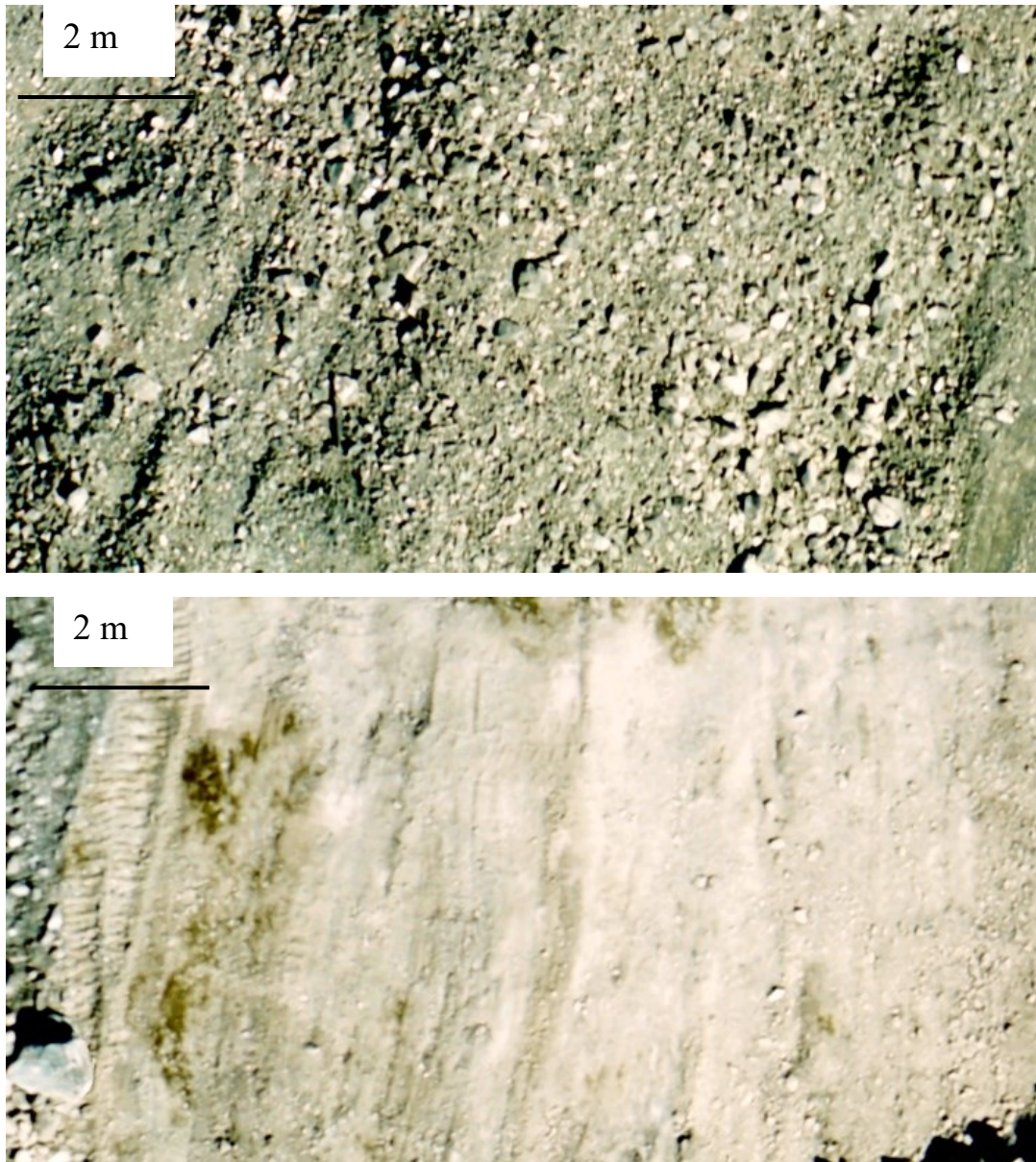


Figure 27 : En haut, un « muck pile » après sautage. En bas, la même roche après extraction « du muck pile ».

Chapitre 3 : Cadre expérimental

Dans cette section seront présentés le site d'étude, la méthodologie et les différentes données nécessaires à la réalisation du projet.

3.1 Site d'étude

La mine Canadian Malartic est située au Québec à 450 km au Nord-Ouest de Montréal et à 23 km à l'Ouest de Val-d'Or (latitude : 48° 7'46.57"N; longitude : 78° 7'19.36"O dans le système géodésique WGS-84). La mine, qui appartenait à Osisko Mining Corp., est entrée en exploitation en 2011 puis a été rachetée en 2014 par Agnico Eagle et Yamana Gold à parts égales pour former « Mine Canadian Malartic ». Aujourd'hui il s'agit de la plus grande mine à ciel ouvert au Canada.

Géologiquement, la mine est située dans la province du Supérieur. C'est le plus grand craton Archéen au monde (Davis, 2002). Il s'est formé à partir de l'accrétion de différents terrains protocontinentaux et océaniques lors de cinq épisodes orogéniques s'étalant entre 2720 millions d'années (Ma) et 2680 Ma. Certaines roches de ce craton ont un âge supérieur à 3500 Ma (Bickford *et al.*, 2006). La province du Supérieur est découpée en 19 sous-provinces. La mine de Malartic est située sur le couloir cisailant de « Cadillac-Larder Lake » (Larder Lake-Cadillac Fault Zone, LLCFZ) qui sépare la sous-province de l'Abitibi de la sous-province du Pontiac. Cette faille majeure est longue de 250 km. Son orientation est généralement Est-Ouest avec un plongement subvertical Nord dans la région de Val-d'Or (Helt *et al.*, 2014; Lafrance, 2015). Au Nord de la fosse, la faille est principalement constituée du groupe de Piché, formé de roches ultramafiques. Au Sud de cette zone, on trouve les méta-sédiments du groupe de Pontiac. Des plutons intrusifs dans les méta-sédiments sont datés entre 2680 Ma et 2670 Ma (Robert, 2001).

Le district de Malartic est parcouru par les failles principales de Malartic au Nord et de Sladen au Sud, toutes deux Est-Ouest et font écho au couloir de déformation de Cadillac-Larder Lake. Un second réseau de failles NE-SW et NW-SE forme avec les deux failles principales, des blocs en losange (Fallara *et al.*, 2000). Le gisement est pour la plus grande partie compris dans les roches du groupe de Pontiac et les porphyres monzodioritiques intrusifs (Figure 28). On note une altération potassique, une carbonatation et une

silicification (De Souza *et al.*, 2015). Le gradient métamorphique augmente du Nord vers le Sud, allant d'un faciès sub-schistes verts à un faciès schistes verts / amphibolites (Powell *et al.*, 1995). Une chloritisation de la biotite et la formation d'actinolite après la hornblende témoignent de ce métamorphisme.

La minéralisation en or du site de Malartic est associée à une enveloppe de pyrite de 1 % à 5 % disséminée et à une altération potassique et carbonatée pervasive. De 1938 à 1983, l'or était exploité dans des veines de quartz souterraines. Aujourd'hui, le gisement est de type faible teneur / fort tonnage. Les grains d'or natif mesurent en moyenne 4 μm et sont généralement, soit inclus dans la pyrite, soit au contact entre les grains de pyrite. Les concentrations observées sur les section-polies varient entre 0,15 $\text{g}\cdot\text{t}^{-1}$ et 17,4 $\text{g}\cdot\text{t}^{-1}$ (Helt *et al.*, 2014). La paragenèse présentée dans la Figure 29 synthétise les relations entre la minéralisation en or, les altérations (notamment potassique) et les tellurites.

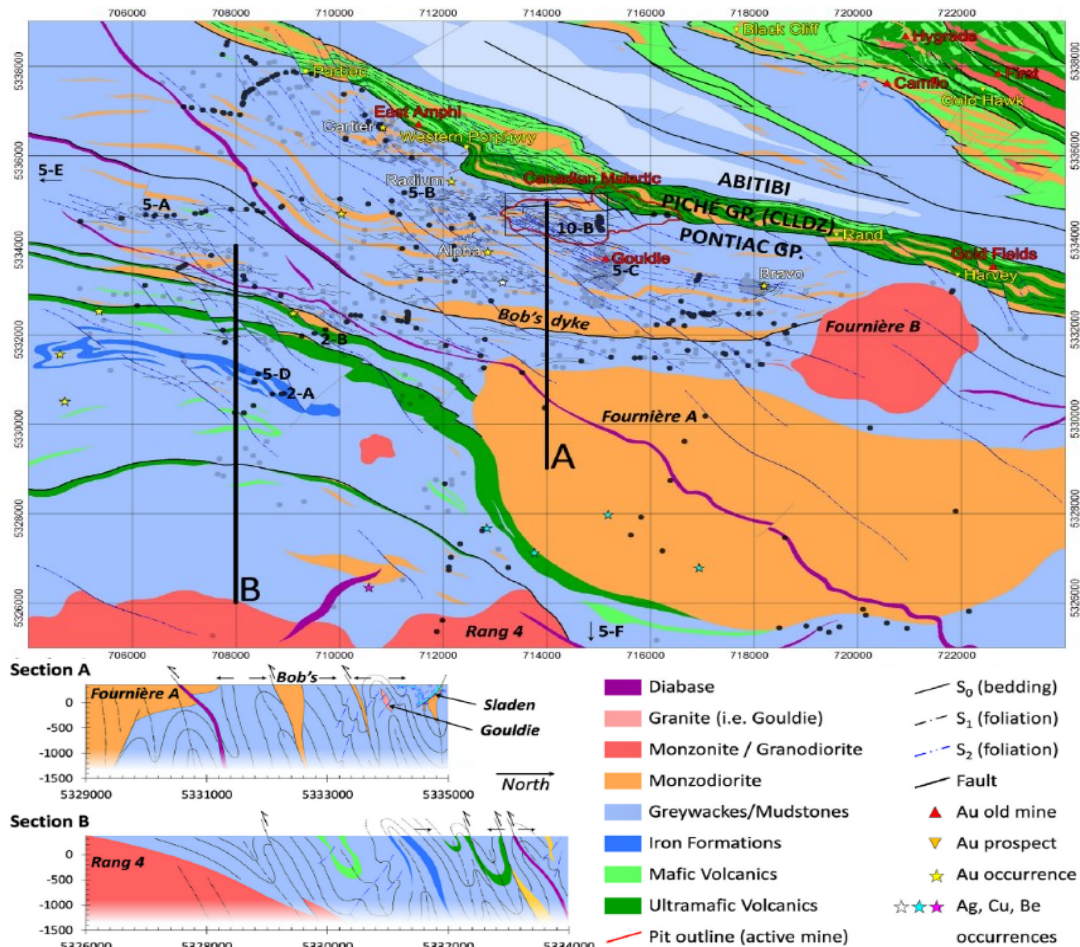


Figure 28 : Carte géologique du district de Malartic et de ses environs (modifié d'après Perrouty *et al.*, 2017).

Mineral	Sedimentary Assemblage	Igneous Assemblage	Hydrothermal Assemblage			
			Pre-Ore	Ore		Post-Ore
			V1	V2 _{main}	V2 _{late}	V3
Plagioclase						
Quartz						
K-Feldspar						
Biotite						
Amphibole						
Muscovite/sericite						
Calcite						
Ankerite						
Pyrite						
Chlorite						
Magnetite						
Monazite						
Apatite						
Zircon						
Allanite						
Epidote						
Hematite						
Pyrrhotite						
Ilmenite						
Barite						
Scheelite						
Titanite						
Chalcopyrite						
Galena						
Molybdenite						
Sphalerite						
Rutile						
Native Gold						
Calaverite						
Hessite						
Petzite						
Altaite						
Tellurobismuthite						

Figure 29 : Paragenèse des porphyres monzodioritiques et des grauwackes du groupe de Pontiac (modifié d'après Helt *et al.*, 2014).

3.2 Méthodologie

3.2.1 Vue d'ensemble de l'approche

Afin de pouvoir répondre aux objectifs de la thèse, la méthodologie a été divisée en deux parties.

La première partie vise à vérifier l'aptitude du modèle à réaliser des démixages minéralogiques et lithologiques. Trois lithologies (*i.e.* porphyre sodique, porphyre potassique et méta-grauwacke) collectées à la mine de Canadian Malartic sont broyées puis tamisées afin d'obtenir différentes classes granulométriques. Les spectres de réflectance de ces poudres sont démixés grâce au modèle de Hapke à partir de spectres de référence de minéraux pris dans la bibliothèque spectrale de l'USGS. La caractérisation minéralogique permet de contrôler les résultats. Des mélanges binaires de lithologies différentes de

plusieurs proportions sont réalisés. Ils sont ensuite démixés en utilisant des pôles lithologiques, toujours avec le modèle de Hapke (Figure 30).

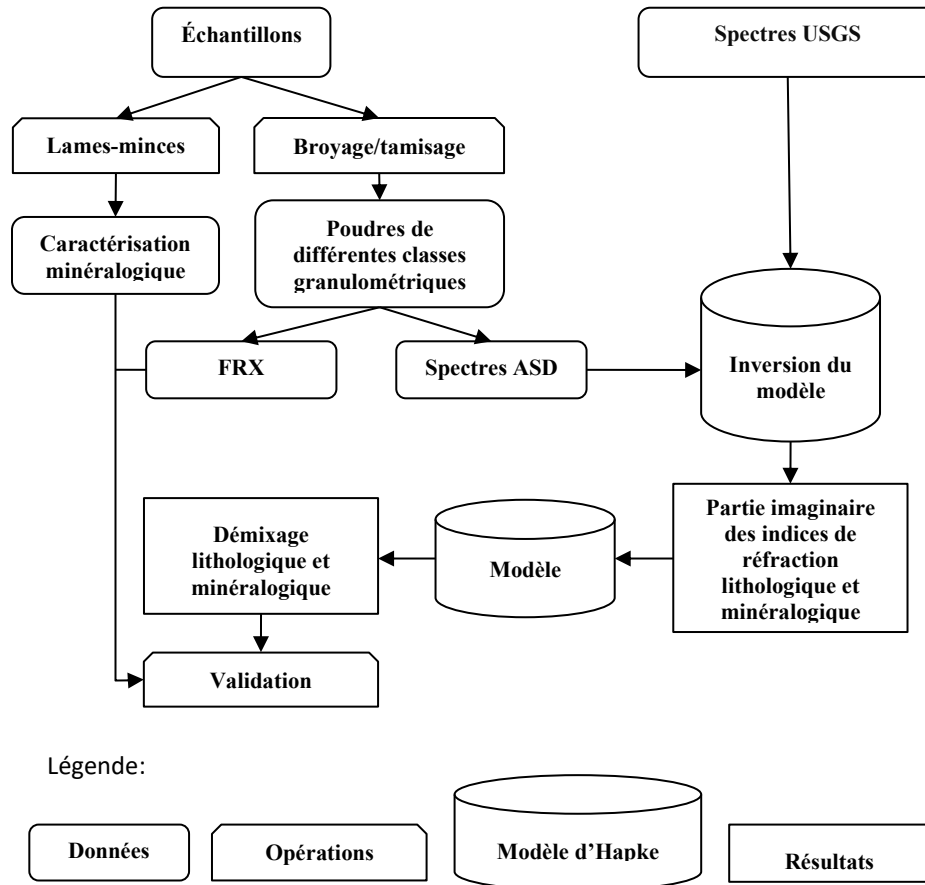


Figure 30 : Organigramme méthodologique partie 1.

La seconde partie se concentre sur le cas où un mélange binaire est constitué d'un pôle à grains fins et d'un pôle à grains grossiers. Nos travaux ont mis en évidence que si le pôle fin était issu d'une roche sombre et le pôle grossier d'une roche claire, le spectre de réflectance du mélange pouvait ne pas être compris entre les signatures des deux pôles qui le constituaient. Au meilleur de notre connaissance, ce phénomène n'est pas décrit dans la littérature. Pour rendre compte de ces observations, nous avons introduit la « taille de grain partagée » (SGS de l'anglais « Shared Grain Size ») dans le modèle de Hapke. Afin de vérifier qu'il ne s'agit pas d'un artéfact propre aux échantillons de la mine ou au fait que le démixage est lithologique, la même expérience a été réalisée avec de l'olivine et de la biotite. Si l'olivine, un minéral ferromagnésien, est considéré comme étant sombre en minéralogie, il peut être considéré comme étant clair spectralement par rapport à la biotite,

comme cela sera montré lors de l'étude des spectres de réflectance. Le démixage a donc été exécuté pour des mélanges lithologiques et minéralogiques, avec et sans la fonction SGS (Figure 31).

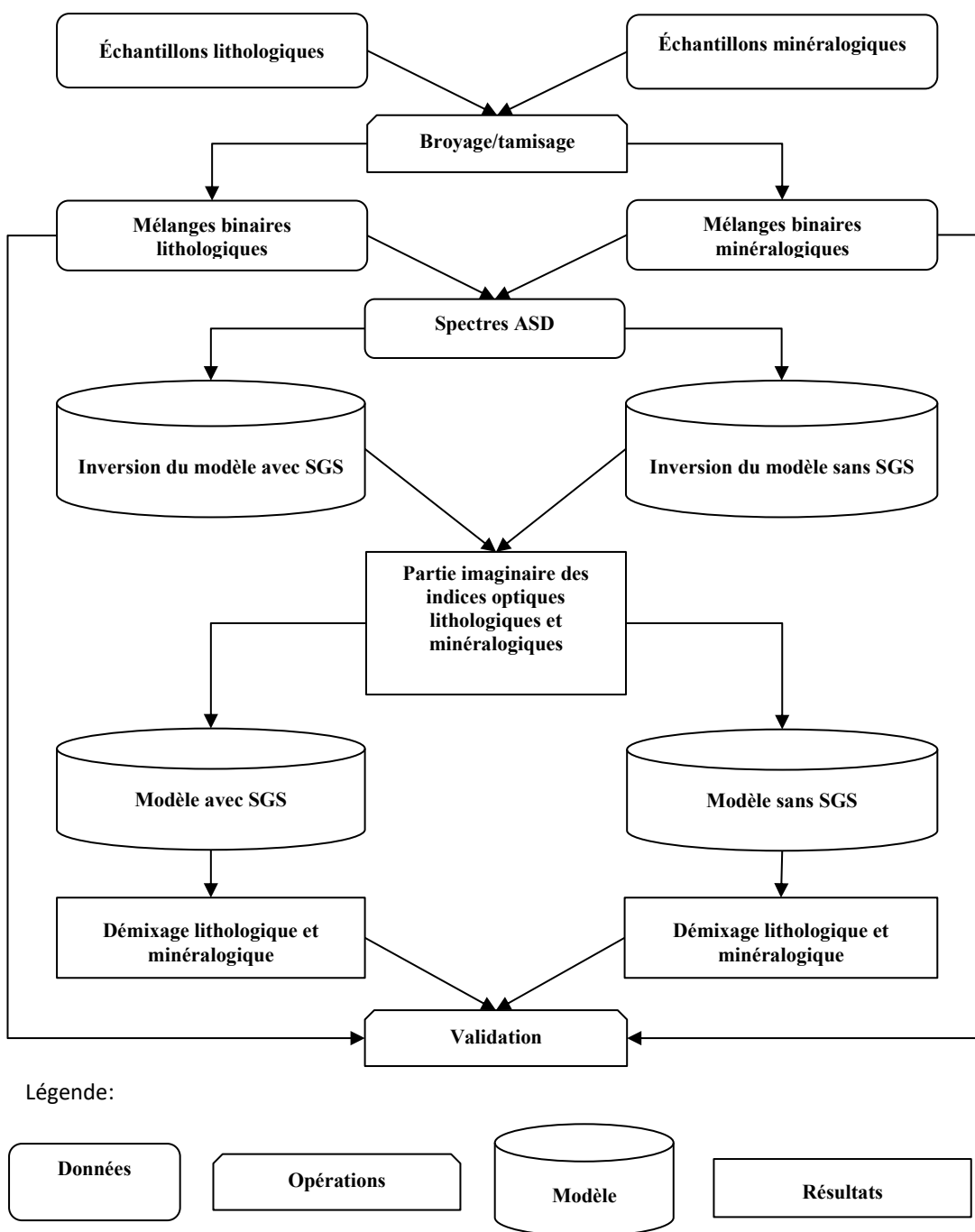


Figure 31 : Organigramme méthodologique partie 2.

3.2.2 Données expérimentales

La modélisation du transfert radiatif requiert la connaissance de différents paramètres dont l'obtention nécessite de suivre une méthodologie rigoureuse. Dans le cas de ces travaux de thèse, la présentation des données expérimentales fait partie intégrante de la méthodologie.

Lors de la campagne de terrain de 2016 sur le site de la mine de Canadian Malartic, deux lithologies ont été échantillonnées le surlendemain de l'exécution d'un sautage (Figure 32).

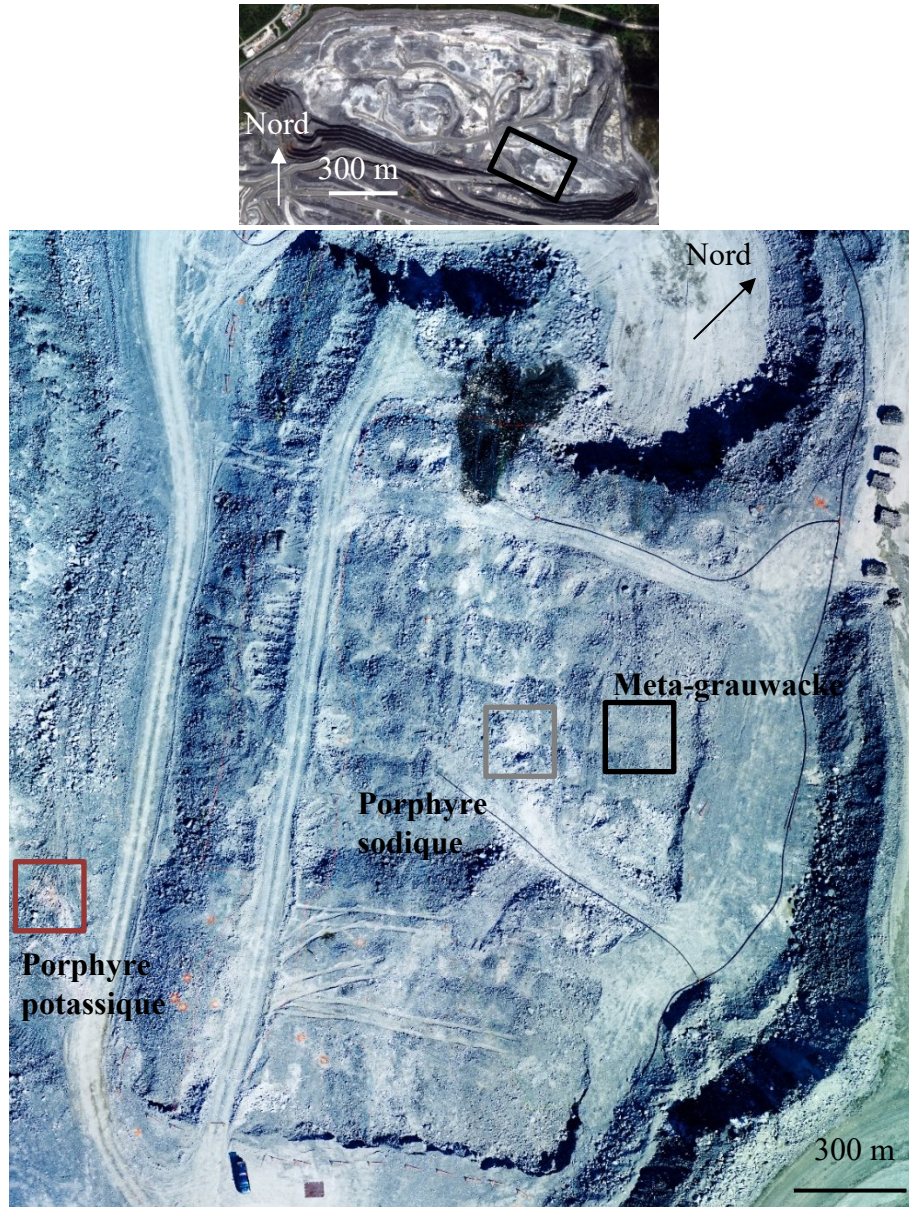


Figure 32 : Zone où les échantillons ont été collectés (Image acquise par drone).

La première lithologie (Figure 33 A et B) appartient aux méta-sédiments du groupe de Pontiac qui représente la plus grande surface de la fosse. La seconde lithologie correspond à une intrusion monzodioritique. Pour cette étude, il a été décidé de la subdiviser en deux groupes dans la mesure où les échantillons étaient différenciables. Les échantillons du premier groupe (Figure 33 C et D), plutôt rosés, sont plus riches en feldspaths alcalins que ceux du second groupe. Ces derniers sont gris clair et plus riches en feldspath sodique (Figure 33 E et F). Méta-grauwacke (mg), porphyre potassique (pp) et porphyre sodique (ps) seront les noms génériques utilisés dans la suite de cette étude pour désigner les trois groupes d'échantillons.

Une lame mince a été réalisée par groupe d'échantillons. L'abondance relative de chaque phase a été estimée visuellement avec un microscope à lumière polarisée analysée.

Les grains du méta-grauwacke sont inférieurs à 50 μm , excepté les opaques (jusqu'à 0,8 mm) et quelques minéraux recristallisés dans les ombres de pressions (Figure 33 B). La roche est principalement constituée de $\approx 55\text{-}60\%$ de quartz, $\approx 20\text{-}25\%$ de biotite, $\approx 10\%$ de mica blanc, $\approx 5\%$ de feldspath plagioclase, $\approx 5\%$ de biotite chloritisée et opaques (probablement pyrites). La présence de points triples sur le quartz recristallisé suggère un métamorphisme de contact, probablement dû aux intrusions monzodioritiques.

La texture du porphyre monzodioritique potassique est felsitique à microgrenue. La roche est principalement constituée de $\approx 45\text{-}50\%$ de feldspath plagioclase (jusqu'à 1,5 mm), $\approx 20\%$ de quartz 1 (20-50 μm), $\approx 10\text{-}15\%$ de feldspaths alcalins (jusqu'à 1 mm), 10 % de filon de quartz 2 (jusqu'à 0,4 mm), $< 5\%$ d'amas de quartz bien cristallisé ($\approx 100\ \mu\text{m}$), $\approx 2\%$ de muscovite, le plus souvent en inclusion dans les feldspaths, 1 % à 2 % de biotite chloritisée (0,2 mm), $< 1\%$ de calcite (0,5 mm), traces d'épidote.

La texture du porphyre monzodioritique sodique est felsitique. La roche est principalement constituée de $\approx 35\text{-}40\%$ de feldspath plagioclase (jusqu'à 1,5 mm), $\approx 20\%$ de quartz 1 (20-50 μm), $\approx 5\text{-}10\%$ de feldspaths alcalins (jusqu'à 1 mm), 10-15 % de filon de quartz 2 (jusqu'à 0,4 mm), $\approx 2\text{-}5\%$ de muscovite, le plus souvent en inclusion dans les feldspaths, 1 % à 2 % de biotite chloritisée (0,2 mm), 1 % d'opaques (probablement de la pyrite de 50 μm à 200 μm), $< 1\%$ de chlorite ($< 0,3\ \text{mm}$), traces d'épidote.

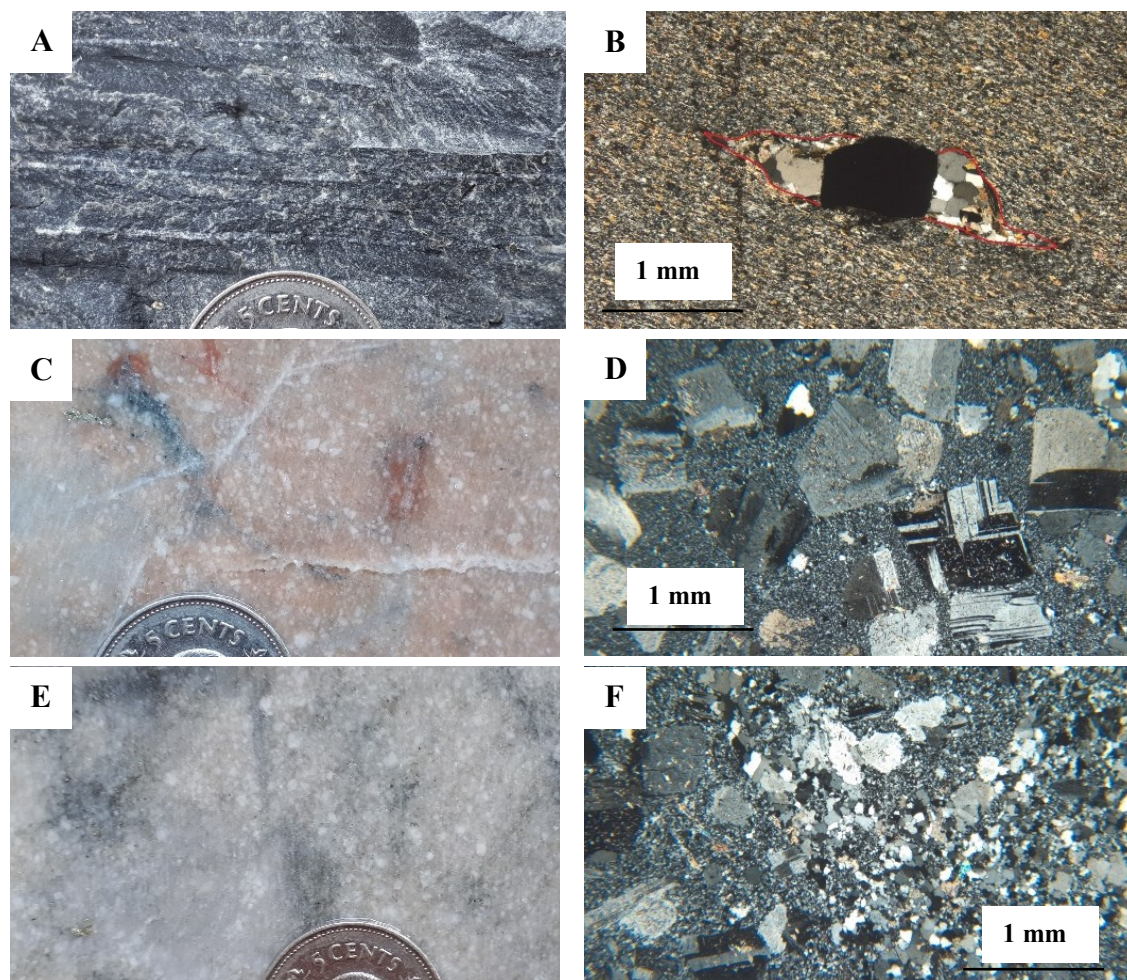


Figure 33 : Photos des roches échantillonnées et leur lame mince associée (méta-silt en A et B, porphyre potassique en C et D, porphyre sodique en E et F).

Afin de tester les démixages minéralogiques et lithologiques en laboratoire, dans un environnement contrôlé, 20 kg de roches ont été broyés puis tamisés. Les opérations décrites ci-après sont valables pour chaque groupe d'échantillons. Le premier outil utilisé était un concasseur à mâchoires. Les particules les plus grossières atteignaient 2 cm à la sortie. Afin de réduire cette taille, les échantillons ont ensuite été passés dans un concasseur à cône qui a permis de diminuer la taille maximale des grains à 0,8 cm. Un premier tamisage à sec a permis de séparer le tout, en une fraction supérieure à 0,5 mm et une fraction inférieure à 0,5 mm. Cette dernière a été mise en partie dans une pulvérisette pour

s'assurer que la quantité de grains de taille inférieure à $63\ \mu\text{m}$ soit suffisante pour les études spectrales. Un second tamisage à sec a été réalisé pour diviser les échantillons en différentes classes granulométriques souhaitées. Ce procédé a deux inconvénients majeurs. Les particules les plus fines restent collées aux plus gros grains. Ensuite, on observe des agglomérats de particules plus petites que la taille de la maille (Figure 34 A). Ainsi a-t-il été nécessaire d'ajouter un courant d'eau (Figure 34 B) lors d'une nouvelle étape de tamisage. Les poudres ont finalement été mises dans une étuve à 60°C pendant 24 heures à 48 heures selon la quantité à sécher. Les classes granulométriques obtenues sont : $10\text{-}20\ \mu\text{m}$, $20\text{-}50\ \mu\text{m}$, $50\text{-}63\ \mu\text{m}$, $63\text{-}75\ \mu\text{m}$, $75\text{-}106\ \mu\text{m}$, $106\text{-}150\ \mu\text{m}$, $150\text{-}250\ \mu\text{m}$, $250\text{-}500\ \mu\text{m}$ et $0.5\text{-}1\ \text{mm}$.

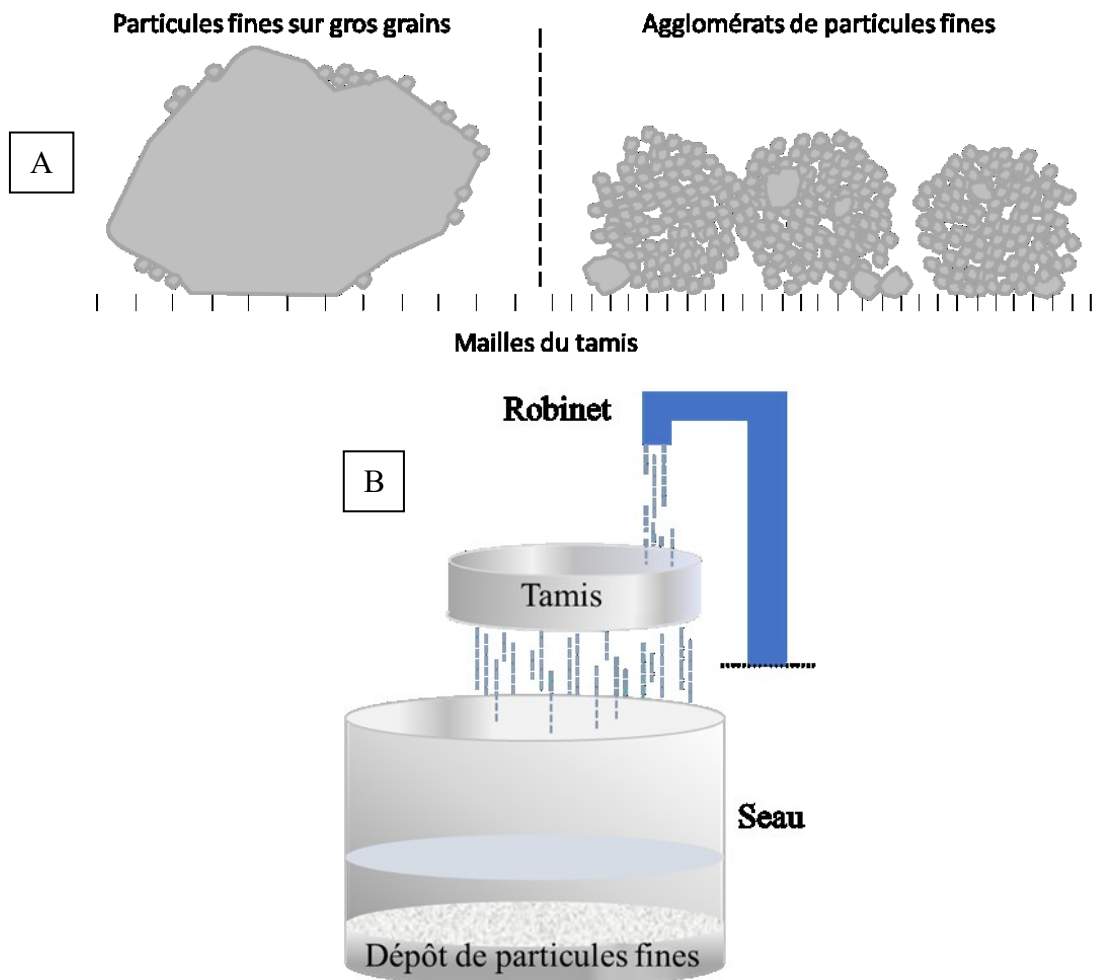


Figure 34 : Illustration des défauts constatés lors du processus de tamisage à sec en A et schéma du tamisage humide en B.

L'appareil utilisé pour mesurer les réflectances des échantillons en laboratoire est un Analytical Spectrometer Device (ASD) Fieldspec FR. Trois capteurs collectent les longueurs d'onde allant, pour le visible – proche infrarouge de 350 à 1000 nm, pour le proche infrarouge de 1000 à 1800 nm et pour l'infrarouge à ondes courtes de 1800 à 2500 nm. La résolution spectrale est de 3 nm pour le premier capteur et de 10 nm pour les deux autres. Tous les spectres sont automatiquement rééchantillonnés à un nanomètre. Chaque mesure est normalisée par le spectre de la source lumineuse, une lampe halogène, diffusée par une surface dite lambertienne (Spectralon®). L'erreur entre deux mesures d'affilée ne dépasse pas 0,4 % de réflectance.

L'angle solide de visée est de 18° . Le capteur a été placé au NADIR et la source lumineuse à 30° afin d'éviter le pic d'opposition. La géométrie de visée est donc : angle d'incidence = 30° , angle d'émission = 0° et angle de phase = 30° (Figure 35).

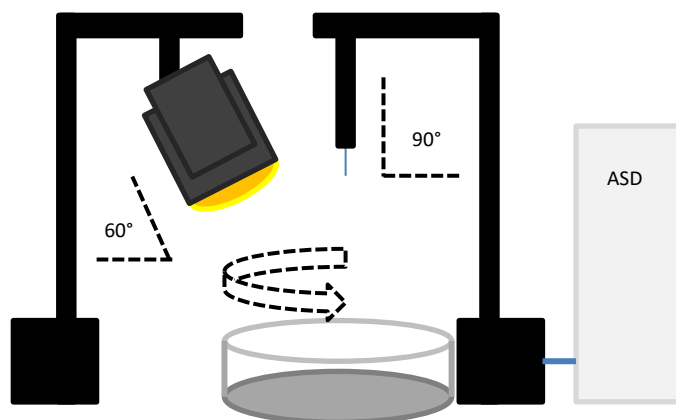


Figure 35: Illustration de la méthode de mesure des spectres de réflectance.

Pour chaque spectre utilisé dans cette étude, au moins quatre mesures ont été prises dans des orientations différentes. Cette méthode permet de vérifier que les artefacts causés par une fabrique anisotrope de l'échantillon soient acceptables. L'écart maximal toléré était de 3 % entre les signatures les plus éloignées. Cependant, il était généralement inférieur à 2 %. Afin de réduire le bruit, une moyenne mobile, avec une fenêtre de 20 nm, a été appliquée sur chaque mesure. La largeur de la fenêtre a été déterminée empiriquement afin de diminuer le bruit tout en conservant l'information (Figure 36 A). La moyenne des mesures d'un même échantillon est calculée (Figure 36 B) et finalement normalisée par le spectre de réflectance du Spectralon® (Figure 36 B). En effet, ce dernier n'a pas une réflectance

de 100 % dans toute la gamme de longueurs d'onde étudiée. On constate que cette correction est particulièrement nécessaire dans les longueurs d'onde du proche infrarouge à ondes courtes (Figure 36 B).

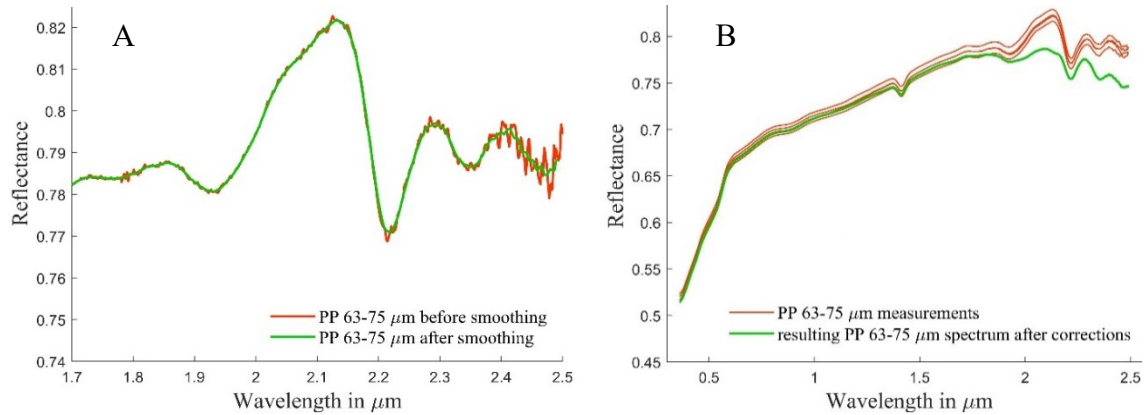


Figure 36 : En A, illustration de l'application de la moyenne mobile. En B, Comparaison entre les spectres mesurés et le spectre final utilisé (moyenne et correction de la réflectance du Spectralon®).

Étaler la poudre dans une boîte de Petri de façon à obtenir une très grande répétabilité n'est pas trivial. En effet, des variations, principalement de l'intensité du spectre de réflectance, peuvent apparaître à cause de légers changements de la porosité, de la formation d'agrégats, ou encore de la pente. Ces effets peuvent être mis en évidence de deux façons. En tournant l'échantillon sur lui-même entre deux mesures, tout effet anisotrope crée alors un affaissement ou au contraire un rehaussement du spectre. Si les défauts dans la préparation ont une fabrication isotrope, il est toujours possible de s'en rendre compte en préparant l'échantillon plusieurs fois. Les mesures doivent concorder si la méthode de dispersion de la poudre est fiable. La taille même de la boîte de Petri a son importance. En effet, une boîte plus grande permet l'utilisation d'un champ de vision plus large. Cela permet d'atténuer les défauts ponctuels de préparation et d'augmenter la représentativité de l'échantillon. Ce dernier point est d'autant plus vrai avec des granulométries plus importantes.

Une étude de sensibilité a donc été réalisée afin de retenir la méthode d'épandage qui présente la meilleure répétabilité sur un échantillon de porphyre sodique avec une granulométrie inférieure à 50 μm. Les erreurs possibles dans la préparation ont été exagérées pour mettre en évidence leur influence (Figure 37). Quatre tests ont été réalisés, (1) lisse, (2) faible rugosité, (3) forte rugosité, (4) pente.

Ces tests ont été doublés pour vérifier l'influence du champ de vision. L'utilisation de boîtes de Petri de deux tailles différentes ($d = 97 \text{ mm}$, $h = 12 \text{ mm}$ et $d = 50 \text{ mm}$, $h = 6 \text{ mm}$) ont permis de vérifier qu'un petit champ de vision n'empêcherait pas une bonne répétabilité (Figure 38). En effet, la quantité d'échantillons disponible ne permettait pas d'utiliser les grandes boîtes de Petri pour étudier les mélanges. Pour les cas « lisse », la poudre a été versée en excès puis nivelée avec une règle, glissée sur le rebord de la boîte, en prenant garde à ne pas tasser l'échantillon. Dans les cas « faible rugosité », la poudre est versée dans la boîte de Petri, puis étalée à l'aide d'un pinceau. Des marques sont laissées afin de créer une légère rugosité de surface. Pour les cas « forte rugosité », la manipulation est identique à la précédente, à ceci près que les marques de pinceaux sont plus larges et plus profondes. Enfin, les cas « pente » ont été réalisés en étalant la poudre avec une règle dont un des bords touchait le fond de la boîte de Petri.

On notera que manipuler l'échantillon (*e.g.* déplacement jusqu'au détecteur, pose de la boîte de Petri sous la fibre optique) peut compacter de façon non contrôlée la préparation, augmentant la masse volumique apparente. Il est raisonnable de penser que cette influence est constante d'une préparation à une autre et peut être négligée.

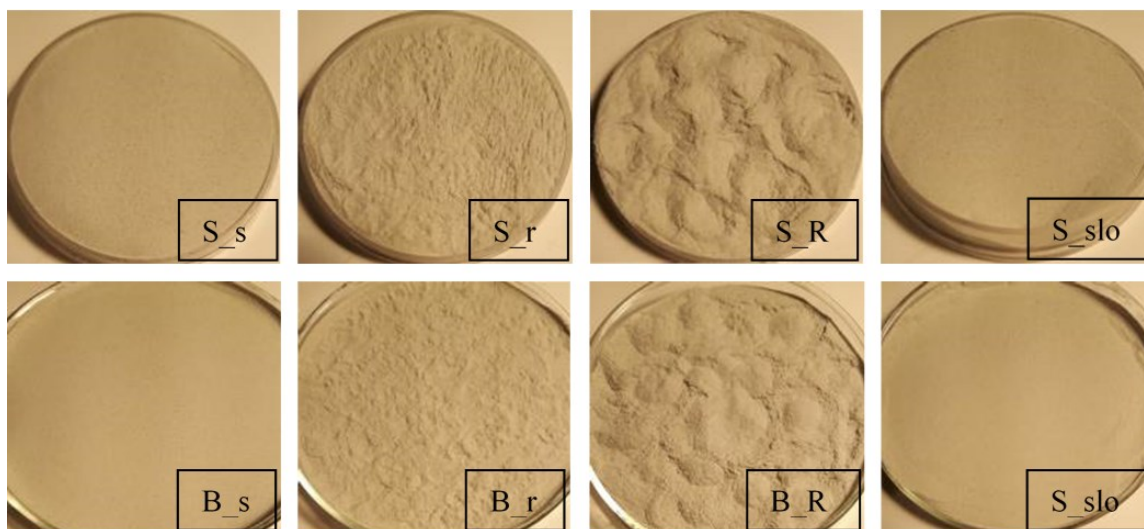


Figure 37 : Les différentes préparations qui ont servi aux tests de sensibilité. “S” pour “small Petri dish” (petite boîte de Petri), “B” pour “big Petri dish” (grande boîte de Petri). “s” pour “smooth” (lisse), “r” pour “low roughness” (faible rugosité), “R” pour “high roughness” (grande rugosité) et “slo” pour “slope” (pente).

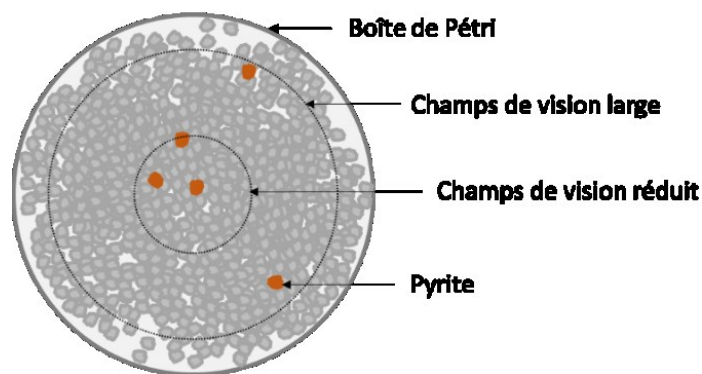


Figure 38 : Illustration de la différence de représentativité de l'échantillon entre un petit et un grand champ de vision. Ici, la pyrite est surreprésentée dans l'empreinte du petit champ de vision.

La spectrométrie de fluorescence des rayons X (FRX) s'appuie sur l'émission secondaire de rayons X lorsque la matière est bombardée par des rayons X primaires. L'analyse des énergies des rayons X réémis vers le capteur permet de remonter à la chimie qui compose l'échantillon. Les analyses FRX ont été réalisées à l'Institut de recherche en mines et environnement, à l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue. L'appareil utilisé était un Niton XL 3t de la compagnie Thermo Scientific. Son mode préprogrammé « TestAll Geo » permet une estimation des proportions élémentaires. Ces analyses étaient nécessaires afin de mettre en évidence la ségrégation chimique qui a lieu durant les opérations de broyage et tamisage.

Les images des poudres obtenues par microscopie électronique à balayage (MEB) ont été réalisées à la Faculté de génie de l'Université de Sherbrooke. L'appareil utilisé était un Hitachi S-4700. L'énergie du canon à électron était réglée sur $2 \cdot 10^4$ keV et la distance de travail était de 12 mm. L'instrument X-man 50 mm² de la compagnie Oxford Instruments, couplé au MEB, a produit les images de distribution des éléments chimiques.

3.2.3 Inversions et modélisations

La modélisation du spectre de réflectance d'un milieu particulière requiert un haut degré de connaissance de plusieurs paramètres physiques. Ces derniers peuvent être séparés en deux groupes. Dans le premier on retrouve :

- la partie réelle de l'indice de réfraction pour chaque longueur d'onde ;
- la densité du minéral ;
- les coefficients du polynôme de Legendre.

Les valeurs attribuées à ces paramètres sont fixes durant le processus d'optimisation qui permet le calcul de la partie imaginaire des indices optiques. Or, dans le second groupe, les valeurs sont ajustées pendant l'inversion du modèle de façon à améliorer l'accord entre la modélisation et la mesure. Ces paramètres sont :

- la taille de grain ;
- le coefficient de diffusion interne ;
- le facteur de remplissage.

Il est important de noter que ces trois paramètres ne peuvent pas être optimisés avec une seule signature spectrale de référence. D'autres signatures spectrales du même composé mais de tailles de grain différentes sont nécessaires. À cette étape, le facteur de remplissage n'est utile que pour accommoder les variations dans la compaction des échantillons dues aux manipulations. La méthode d'inversion du modèle de Hapke pour calculer la partie imaginaire de l'indice de réfraction complexe est illustrée ci-après avec deux cas différents. Le premier est un cas minéralogique avec l'albite et le second est un cas lithologique avec le porphyre sodique.

L'albite est le pôle pur de la solution solide des plagioclases du groupe des feldspaths. Sa maille élémentaire est triclinique avec trois axes optiques $n\alpha = 1,528-1,533$; $n\beta = 1,532-1,537$ et $n\gamma = 1,538-1,542$ dépendamment des auteurs (Su *et al.*, 1986). Comme le minéral est présent sous forme de poudre sans aucune orientation préférentielle des grains, la partie réelle « n » est obtenue en moyennant $n\alpha$, $n\beta$ et $n\gamma$. Cette affirmation peut être discutable dans le cas des phyllosilicates. En effet, on pourrait s'attendre à ce que des feuillets présentent une orientation préférentielle. Cela devrait être vrai dans le cas d'une poudre où les minéraux seraient bien étalés. Les micas auraient la place de se mettre « à plat ». Mais dans le cas d'une poudre compacte où les minéraux sont superposés comme présenté dans cette étude, il n'y a aucune raison pour que cela se produise (Figure 39). Dans cette étude, « n » est considéré comme étant constant, car peu dépendant de la longueur d'onde entre 0,35 et 2,5 μm (Lucey, 1998; Marra *et al.*, 2006; Carli *et al.*, 2014).

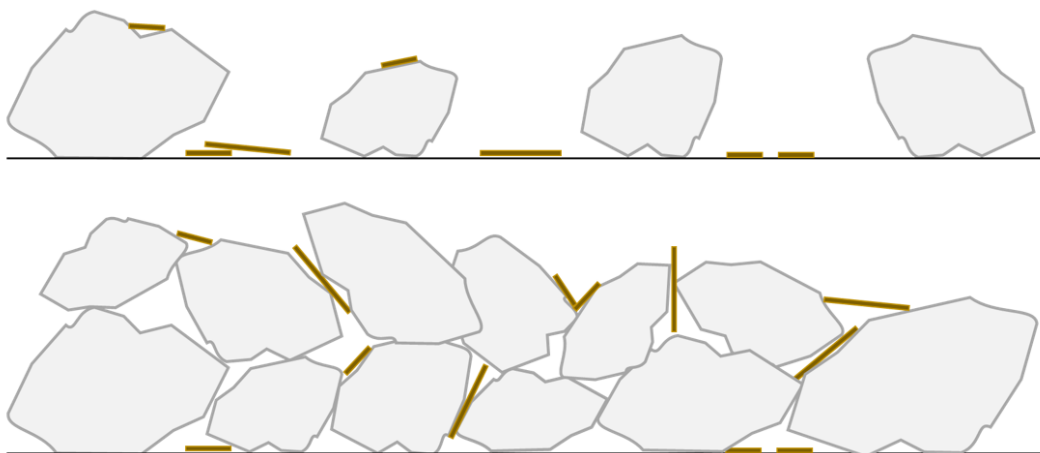


Figure 39 : En haut, dans le cas où les grains ne sont pas collés entre eux, les feuillets présentent une orientation préférentielle. En bas, les feuillets sont pris entre les grains et ne présentent pas d'orientation préférentielle.

La densité de l'albite est comprise entre 2,6 et 2,65. Elle est moyennée en entrée du modèle. Les paramètres du polynôme de Legendre $b = -0,4$ et $c = 0,25$ sont tirés de Mustard et Pieters (1989). Ces valeurs ont été calculées pour d'autres minéraux et d'autres tailles de grain, mais de manière plus générale, il s'agissait de silicates à réflectance assez élevée (plagioclases et olivine) accompagnés d'un minéral très sombre (magnétite ou hématite). Au premier ordre, cela correspond aux échantillons étudiés ici. De plus, il semble que la sensibilité aux coefficients de la fonction de phase des minéraux clairs soit faible (Yang *et al.*, 2018). Enfin, l'amélioration attendue par rapport à un cas isotrope reste modeste (Lucey, 1998). Dans le cas d'une signature spectrale prise dans une bibliothèque, le choix de la taille de grain en entrée du modèle est délicat. En effet, il n'y a pas toujours plusieurs classes granulométriques pour un même minéral. Si plusieurs classes granulométriques sont présentes, aucune information de distribution de taille n'est fournie. On notera toutefois que la moyenne peut être présente. Par exemple, les spectres de la bibliothèque de l'USGS sont souvent classés en quatre classes granulométriques : 1B, 2B, 3B, 4B pour désigner respectivement 0-5 μm , 0-74 μm , 74-250 μm , 250-1200 μm . La classe 1B est inexploitable dans la mesure où, d'après Hapke (1981), les grains doivent être grands devant la longueur d'onde. La classe 2B paraît pertinente dans la mesure où un grand volume de l'échantillon doit être composé de grains supérieurs à 5 μm . De plus, l'intervalle de taille (0-74 μm) est suffisamment étroit pour limiter les erreurs. Les classes 3B et surtout

4B semblent trop larges pour être utilisées seules. Cependant, elles contraignent les tailles de grain retrouvées si elles sont utilisées avec la classe 2B (Figure 40 et Figure 41).

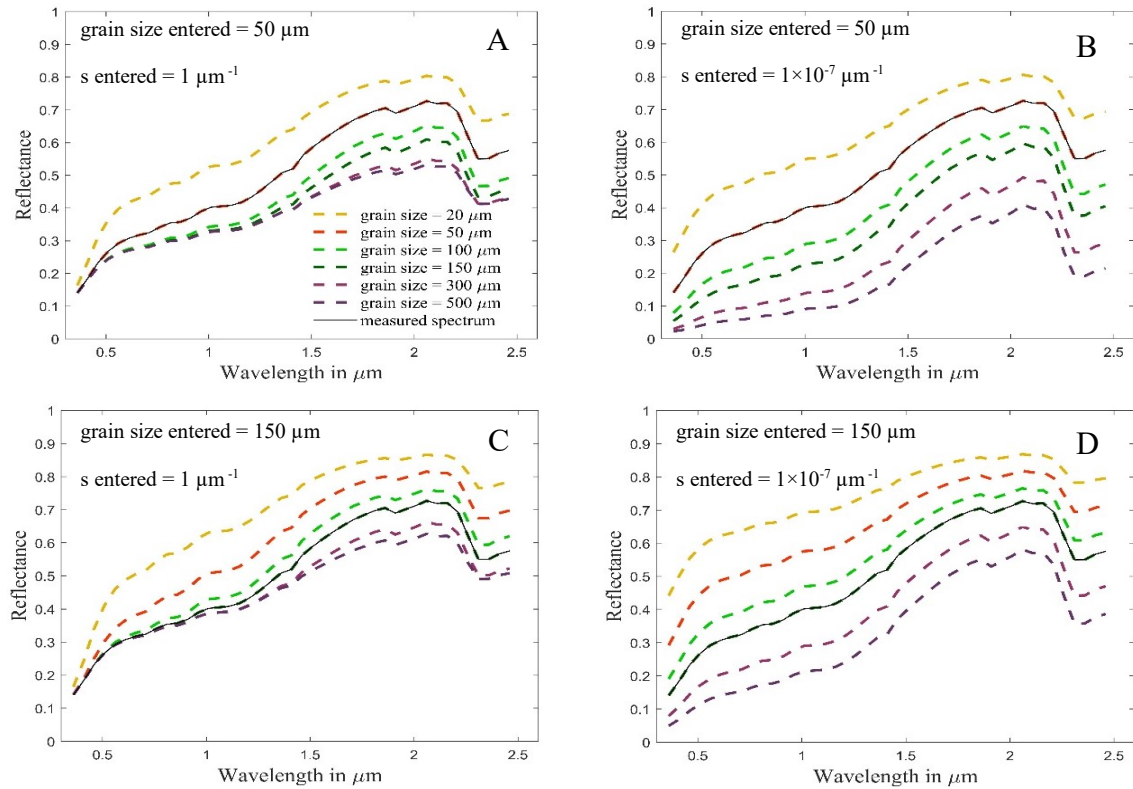


Figure 40 : Le modèle est inversé depuis une seule signature spectrale, la « chlorite_hs_179_2b ». En A et B, une même taille de grain de $50 \mu\text{m}$ est utilisée avec des coefficients de diffusion internes différents. En C et D, la taille de grain choisie est cette fois de $150 \mu\text{m}$. Il n'est pas possible de contraindre correctement ni la taille de grain ni le coefficient de diffusion interne. Les accords sont nécessairement toujours parfaits.

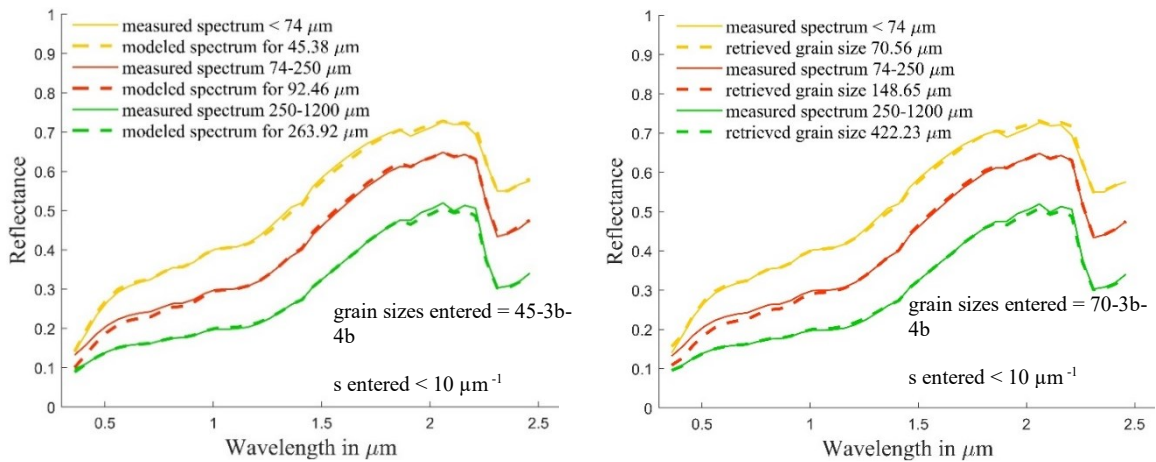


Figure 41 : Avec plusieurs signatures spectrales, l'inversion est mieux contrainte. Les tailles de grain calculées sont proches des valeurs fournies par l'USGS dans les métadonnées.

L'utilisation de plusieurs spectres de réflectance n'est pas toujours possible malgré leur disponibilité. Des incohérences peuvent en effet apparaître. Les spectres présentés sont directement extraits de l'outil « View_SPECPR » (Kokaly, 2008) sans qu'aucune modification leur ait été apportée (Figure 42). Ces signatures spectrales ne respectent pas l'influence de la taille de grain sur la hauteur du spectre de réflectance telle que présentée dans le cadre théorique (Figure 14). Aucune inversion cohérente du modèle n'est donc possible en utilisant ces signatures en même temps. Dans un tel cas, le spectre de classe 2B est choisi puisque la distribution y est relativement étroite. Sans autre information, la taille de grain entrée est 50 μm .

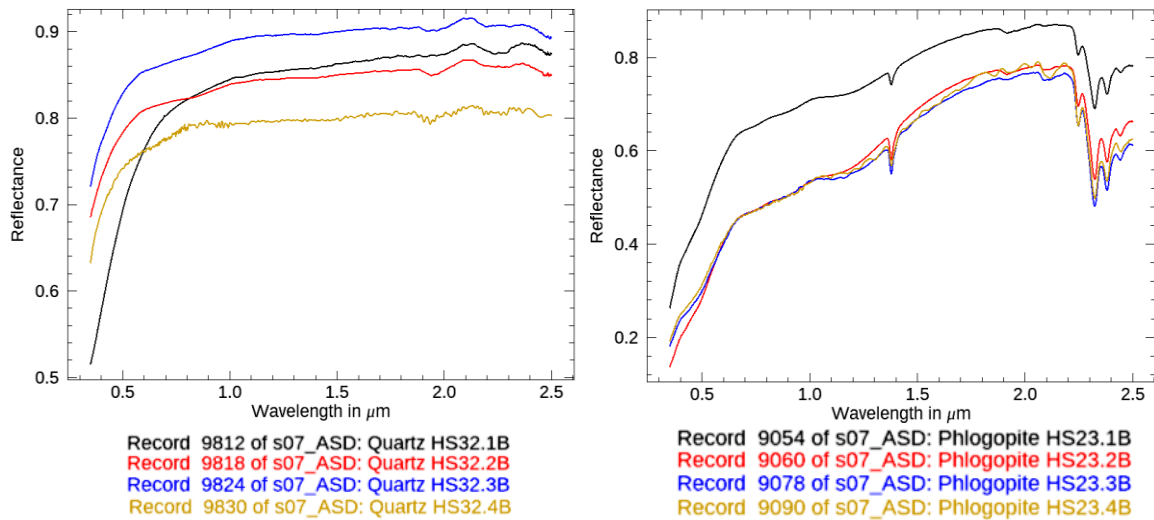


Figure 42 : Exemples de spectres qui ne respectent pas l'influence de la taille sur l'intensité du spectre de réflectance. À gauche, des spectres de quartz et à droite des spectres de phlogopites de différentes granulométries.

Le coefficient de diffusion interne « s » est sujet à de grandes variations. En effet, il est dépendant des inclusions fluides, des clivages et des défauts présents dans la maille cristalline. Ces caractéristiques étant propres à chaque échantillon, utiliser une valeur fixe n'est pas adéquat. Le coefficient de diffusion interne doit donc être optimisé pour chaque poudre. Dans une étude spectrale visant à identifier les composants, autres que la glace d'eau, sur la lune Charon, Roush (1994) fixe $s = 10e^{-17}$ (sans préciser l'unité) en supposant la diffusion interne minimale. Lucey (1998) a inversé le modèle pour calculer la partie imaginaire des indices de réfraction pour les solutions solides de l'olivine et des pyroxènes (riches et pauvres en calcium). Dans cette étude, l'auteur fait remarquer qu'une valeur $s =$

1 cm^{-1} permet d'obtenir de bien meilleurs résultats qu'avec $s = 600 \text{ cm}^{-1}$, une valeur utilisée dans les travaux de Hapke et Wells (1981) sur des particules de synthèse en verre ou en résine. Dans ces conditions, le coefficient de diffusion interne a été contraint empiriquement entre $10^{-8} \mu\text{m}^{-1}$ et $10 \mu\text{m}^{-1}$ de façon à ne pas interrompre la descente du gradient lors de l'optimisation, tout en permettant un ajustement entre les signatures modélisées et mesurées (Figure 41). Si un seul spectre est disponible, la valeur du coefficient de diffusion interne entrée est $0,1 \mu\text{m}^{-1}$. Cette dernière a été choisie, car elle semble fonctionner de façon générique sur les démixages lithologiques.

Le facteur de remplissage est fixé tel que $\phi = 0,42$. Selon Hapke (2012b) cette valeur est cohérente dans le cas où la poudre est versée dans le porte-échantillon. Si plusieurs spectres sont utilisés lors de l'inversion, le facteur de remplissage est contraint entre 0,39 et 0,43 pour accommoder, si nécessaire, de légères variations dans la compaction de l'échantillon. Les mesures de masse volumique apparente faites sur plusieurs échantillons confirment que ces valeurs sont cohérentes.

Dans le cas du porphyre sodique, un grain est multi-composants. Dans le modèle de Hapke, n est relatif. Ainsi, à l'intérieur d'une particule, les indices de réfraction sont toujours proches de 1 (Figure 43). Le coefficient d'absorption α est donc virtuellement indépendant de n dans la particule et ne dépend que de k et λ (équation 11). En revanche, ça n'est pas le cas pour la frontière air / particule. Le n correspondant à cette frontière doit être la probabilité de rencontrer un minéral sur cette interface plutôt qu'un autre. Ainsi, la partie réelle des indices optiques est calculée en moyennant la partie réelle des minéraux dans la roche pondérée, par les abondances relatives attendues tel que réalisé par Roush (2003). La densité a été retrouvée en versant une masse connue d'échantillon dans un tube à essai rempli d'eau. Le volume déplacé étant celui de l'échantillon, il est possible de calculer la densité, ici 2,65 pour le porphyre sodique. La taille de grain en entrée est calculée à partir d'une étude de distribution réalisée préalablement. Une tolérance à $\pm 10 \%$ de la taille de grain calculée est laissée pour ajuster les modélisations aux mesures.

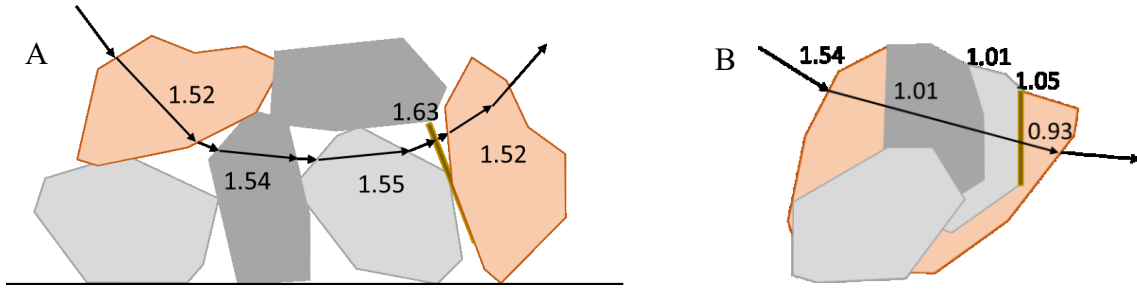


Figure 43 : En A, les n relatifs utilisés sont proches des absolus ($n_{air} \approx 1$). Ce n'est plus le cas en B puisqu'il n'y a plus d'air entre les minéraux qui composent le grain.

Le reste de la méthode est identique au cas décrit pour l'albite.

Afin d'entrer une valeur de taille de grain dans le modèle qui soit cohérente avec les poudres préparées, une étude sur la distribution de la taille des grains qui les composent est nécessaire. Les fractions granulométriques inférieures à 150 μm ont été plongées dans une solution de pyrophosphate de sodium. Cette solution a la propriété de casser les liens électrostatiques qui lient les particules entre elles. Cela permet donc d'éviter les agglomérats lors de l'étude. Ensuite, une petite quantité de chaque poudre est mélangée dans de l'eau. Une goutte contenant des particules est déposée sur une lame mince puis étudiée avec un microscope optique. Au moins cinq photos sont prises par échantillons pour augmenter la représentativité. Pour les classes granulométriques supérieures à 150 μm , un appareil photo a été employé dans la mesure où cela permettait d'obtenir un champ de vision suffisamment grand pour contenir un grand nombre de particules.

Les photos ont ensuite été traitées avec le logiciel « ImageJ » (Abràmoff, 2004). Un seuillage permet de changer l'image RGB d'origine en image binaire présentant les grains en noir sur fond blanc. Le logiciel retrouve ensuite la longueur et la largeur des particules (Figure 44). Ces données ont permis de calculer des histogrammes présentant la distribution de la taille de grain dans chaque classe granulométrique. À partir de ces histogrammes, une taille de grain volumique est calculée selon :

$$S_{vol} = \sum \bar{d}_i * Vol_{prop i} / N_{bins} \quad (23)$$

Avec \bar{d}_i la taille moyenne des grains dans l'intervalle i de l'histogramme. Vol_{prop} est la proportion volumique dans l'intervalle i de l'histogramme. N_{bins} est le nombre d'intervalles dans l'histogramme. $Vol_{prop i}$ est calculé par :

$$Vol_{prop i} = \sum Vol_{grains i} / Vol_{grains tot} \quad (24)$$

$Vol_{grains i}$ est le volume d'un grain de l'intervalle i et $Vol_{grains tot}$ est le volume total de tous les grains échantillonnés. Chaque volume est calculé tel que :

$$Vol_{grain} = \frac{4}{3} \pi ((r_l + r_w)/2)^3 \quad (25)$$

Avec r_l et r_w le rayon, respectivement, dans le sens de la longueur et le sens de la largeur du grain.

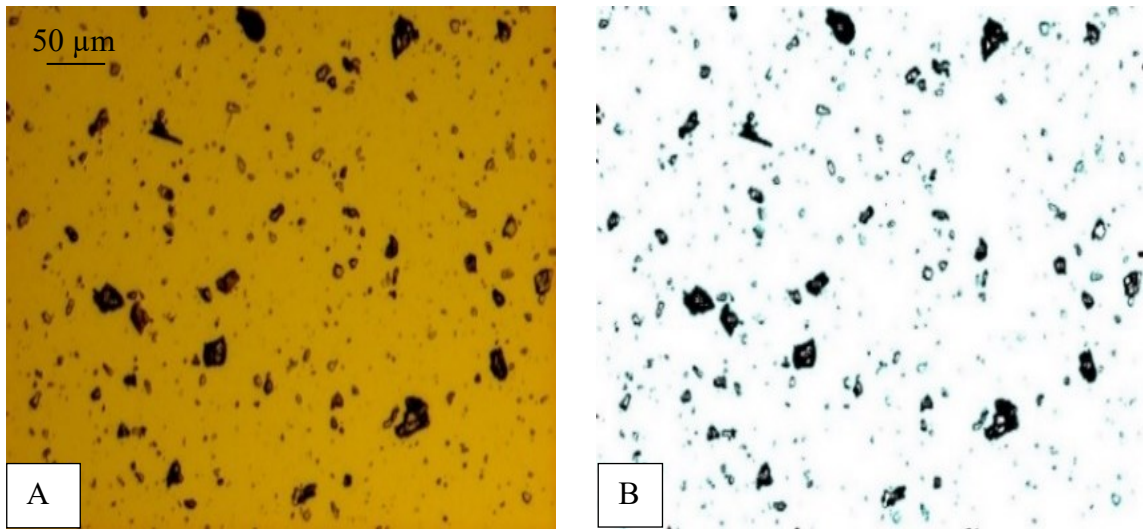


Figure 44 : Exemple d'une photo de la poudre 0-50 μm du porphyre sodique avant (A) et après (B) le processus d'extraction de la longueur et la largeur des grains avec « ImageJ ».

La routine *fmincon* du logiciel de programmation Matlab[®] est utilisée afin de minimiser l'erreur quadratique moyenne (RMSE de l'anglais (Root Mean Square Error) calculée par :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{\lambda=1}^n (mesure_{\lambda} - modèle_{\lambda})^2}{n}} \quad (26)$$

L'unité des RMSEs dépend de l'unité des mesures et des modélisations. Pour les spectres de réflectance, il s'agit de pourcentages et pour la taille de grain, il s'agit de micromètres.

À partir des valeurs en entrée du modèle, un premier RMSE est calculé. D'autres RMSEs sont calculés pour des changements incrémentaux des paramètres. Ces opérations sont répétées dans la « direction » qui permet d'obtenir des RMSEs toujours plus petits (Figure 45). Ce procédé ne nécessite pas le calcul du gradient en amont puisque les différentes directions sont explorées. Afin de minimiser le risque d'arriver à un minimum local, la routine *multistart* démarre un nombre de routines *fmincon* spécifié par l'utilisateur avec des valeurs en entrées randomisées, mais respectant les contraintes imposées pour chaque paramètre. Ainsi, la solution fournie correspond aux paramètres qui auront permis la plus faible valeur de RMSE toutes routines de *fmincon* confondues. Un spectre de « k » qui permet le meilleur accord entre les modèles et les mesures est finalement obtenu.

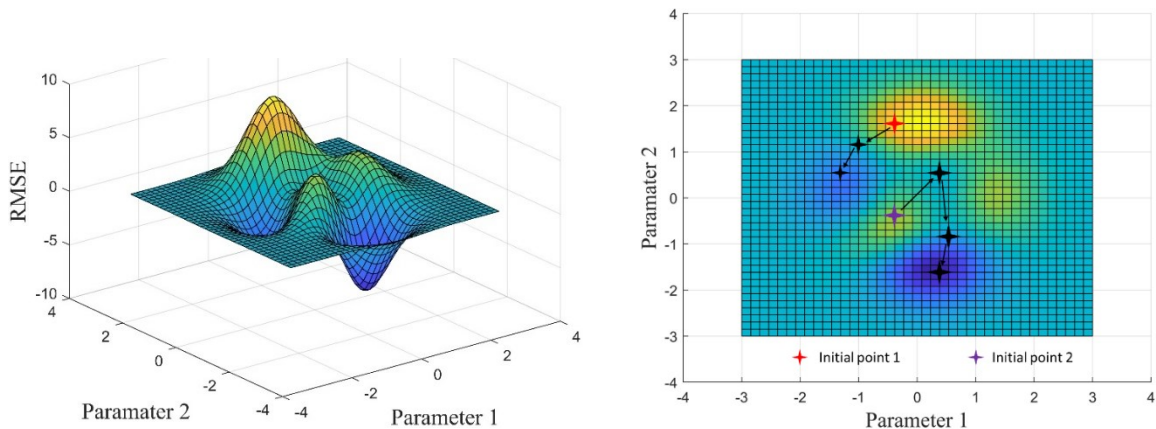


Figure 45 : Illustration du risque de minimum local. La première descente (initial point 1) finit dans un minimum local. La seconde termine dans un minimum global (initial point 2).

Même avec une distribution de la taille de grain correctement contrainte, une taille « effective » est calculée lors de l'optimisation afin de permettre au modèle d'utiliser plusieurs spectres de réflectance du même minéral, mais avec des tailles de grain différentes. Comme cela sera montré dans la section 4.3, une ségrégation minéralogique apparaît lors des opérations de broyage et de tamisage. Si l'abondance relative des minéraux est trop différente d'une classe granulométrique à l'autre, retrouver un spectre de « k » commun n'est pas adéquat.

C'est pourquoi une approche différente est tentée. Des mélanges binaires de proportions connues sont entrés dans l'inversion du modèle à la place d'un seul pôle représenté par

plusieurs tailles de grains. Si cette méthode s'avérait efficace, elle permettrait de s'affranchir du besoin d'avoir plusieurs tailles de grains d'un même pôle.

Pour vérifier si le modèle est capable de retrouver l'abondance de particules fines au sein de particules grossières, des mélanges binaires pôle fin / pôle grossier ont été réalisés. Les expérimentations ont mis en évidence un comportement spectral inattendu qui, au meilleur de notre connaissance, n'est pas décrit dans la littérature. Ce comportement spectral ne permet pas au modèle de Hapke de retrouver les abondances relatives des mélanges. Dans la mesure où ces observations ont été faites dans le cadre de mélanges binaires lithologiques, des mélanges binaires minéralogiques à partir d'olivine et de biotite ont également été réalisés. En effet, il apparaissait nécessaire de s'assurer qu'il ne s'agissait pas d'un artefact dû à l'utilisation de lithologies.

Chapitre 4 : Présentation et analyse des résultats

4.1 Étude de sensibilité aux méthodes d'épandage de la poudre

Cette partie de l'étude s'intéresse à l'influence de la technique d'épandage utilisée sur la variabilité spectrale. Idéalement, la méthode employée devrait permettre une excellente répétabilité des mesures. Cette répétabilité doit pouvoir être vérifiée de deux façons. Les spectres de réflectance doivent rester stables lorsque l'échantillon subit une rotation. Ce dernier peut alors être considéré comme diffusant la lumière de façon isotrope, à géométrie de visée fixe. Les spectres doivent également rester stables lorsque l'échantillon est préparé de nouveau.

Des agglomérats, de la rugosité et de légères pentes peuvent être présents malgré le soin apporté. Tasser la poudre permet d'éviter facilement ces problèmes. Les échantillons présentent alors une fabrique anisotrope qui permet une grande répétabilité entre chaque rotation. Cependant, le changement de porosité qui en découle entraîne un problème de répétabilité entre deux préparations. Il est en effet difficile de s'assurer que l'échantillon est toujours tassé avec la même force. Les variations d'intensité des signatures spectrales empêchent alors d'obtenir des séries de mélanges cohérentes. De plus, si la porosité de l'échantillon devient inférieure à 48 %, le modèle de Hapke devient incapable de modéliser le spectre de réflectance.

Les cas présentés ci-après maximisent les erreurs possibles afin de quantifier la limite haute de la variabilité dans les mesures spectrales (Figure 46). L'utilisation de la grande boîte de Petri permet de diminuer les erreurs de mesure avec un RMSE moyen de 2,24 % en réflectance contre 4,5 % pour la petite boîte de Petri. Il était attendu qu'un plus grand champ de vision permettrait d'englober les variations de luminosité dues à la rugosité.

Le cas « lisse », en moyenne (petite et grande boîte), présente le plus petit RMSE avec 0,75 %. En effet, si ce cas est correctement réalisé, aucune ombre et aucune variation topographique ne doit faire varier l'intensité lumineuse diffusée vers le capteur.

Le cas « faible rugosité » présente également une bonne répétabilité des mesures avec un RMSE moyen de 1,58 %. Ce bon résultat s'explique par une fabrique anisotrope des

marques laissées par le pinceau sur la surface et une empreinte trop large pour résoudre la rugosité.

Ensuite le cas « forte rugosité » suit avec un RMSE moyen de 5,18 %. Avec un RMSE de 0,75 %, le cas « forte rugosité + grande boîte de Petri » présente une surprenante répétabilité. Un large champ de vision qui ne permet pas la résolution de la rugosité et une fabrique anisotrope doivent en être à l'origine (Figure 47). Le RMSE de 9,6 % obtenu avec la petite boîte de Petri est cohérent avec un cas où l'empreinte est assez petite pour résoudre la rugosité. Tout se passe comme si, d'une mesure à l'autre, le capteur changeait de géométrie de visée puisque la pente change (Figure 48).

Enfin, le cas « pente » illustre les problèmes qui pourraient émerger dans le cas d'une géométrie de visée mal contrainte. Dans cette étude, une pente de 7° entraîne des écarts de réflectance pouvant dépasser 10 % d'une mesure à l'autre (Figure 49).

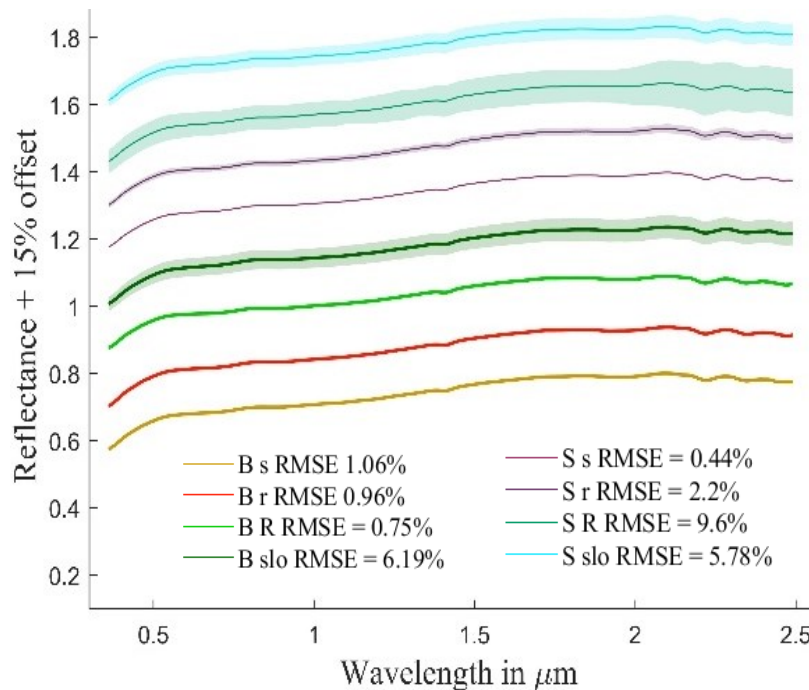


Figure 46: Selon les méthodes employées, les RMSE peuvent atteindre presque 10 % en réflectance (porphyre sodique 50-63 µm). “S” pour “small Petri dish” (petite boîte de Petri), “B” pour “big Petri dish” (grande boîte de Petri). “s” pour “smooth” (lisse), “r” pour “low roughness” (faible rugosité), “R” pour “high roughness” (grande rugosité) et “slo” pour “slope” (pente).

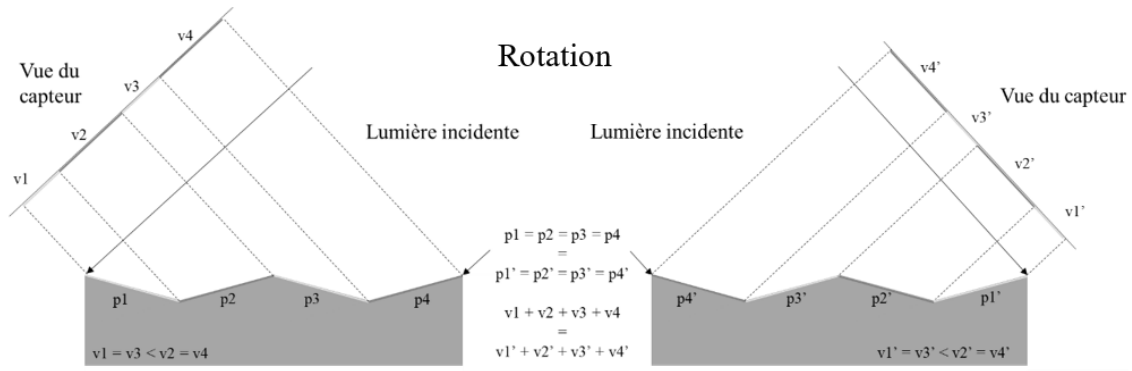


Figure 47 : Le champ de vision du capteur est suffisamment large pour englober la rugosité. Une rotation de l'échantillon ne change pas la quantité d'énergie reçue. « p » signifie « pente » et « v » la « vue » de cette pente par le capteur.

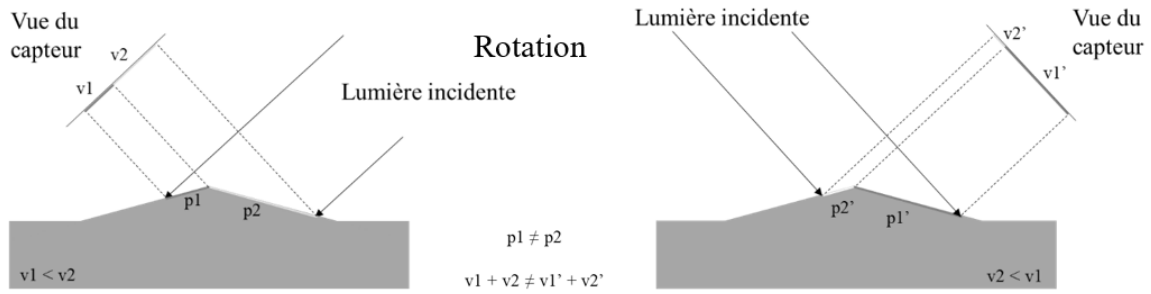


Figure 48: Le champ de vision du capteur est trop étroit pour englober la rugosité. Dans l'illustration proposée, une rotation de l'échantillon diminue la quantité d'énergie reçue. « p » signifie « pente » et « v » la « vue » de cette pente par le capteur.

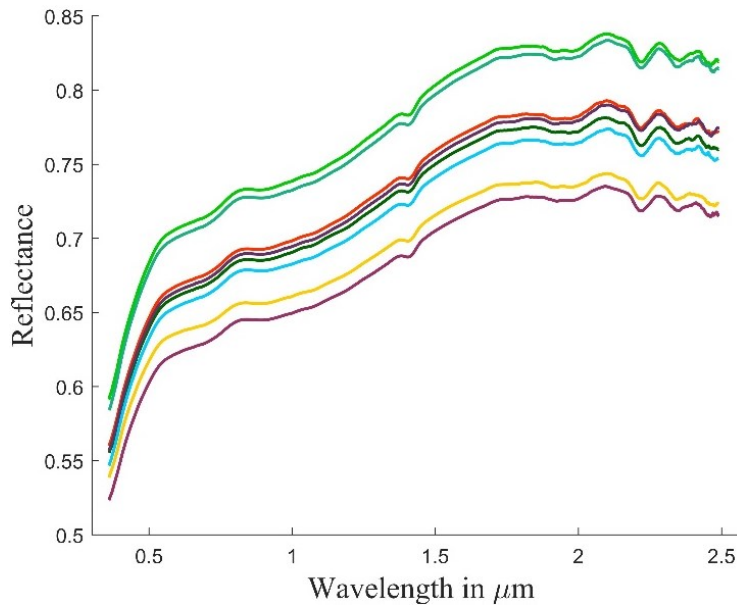


Figure 49 : Illustration de la variabilité des mesures sur un échantillon avec une pente de 7°. L'écart en réflectance peut dépasser 10 % (porphyre sodique 50-63 μm).

Cette étude met en évidence les biais qui pourraient apparaître si une méthode d'épandage rigoureuse n'était pas appliquée. La meilleure répétabilité est obtenue en versant la poudre en excès dans la boîte de Petri. Puis, la surface est lissée en faisant passer un objet rectiligne qui prend appui sur les bords du contenant en prenant garde à ne pas tasser l'échantillon. La quantité limitée d'échantillon n'a pas permis d'utiliser la grande boîte de Petri même si cette dernière a obtenu les meilleurs résultats.

La meilleure méthode ainsi déterminée permet d'obtenir également une grande répétabilité dans le cas où de nouvelles préparations sont réalisées. Toutes les mesures présentées dans ce projet devraient donc être cohérentes entre elles et les artéfacts de mesure devraient être négligeables (Figure 50).

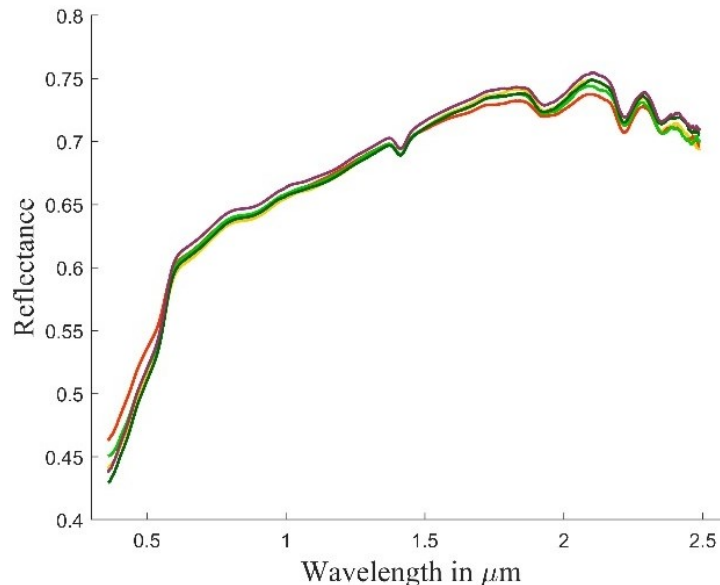


Figure 50 : Avec la bonne méthode d'épandage, la répétabilité d'une préparation à l'autre permet de rester sous les 3 % d'erreur (porphyre potassique 125-150 μm).

4.2 Distribution de la taille des grains

Malgré l'application de la méthode décrite à la section 3.2.3, une quantité significative de particules fines a été mise en évidence lors de l'étude de distribution de la taille des grains au sein des différentes classes granulométriques. Même si cela est peu probable, les plus petites particules ont pu ne pas être lessivées correctement durant le tamisage, malgré le courant d'eau et le contrôle visuel qui a été opéré. Il est aussi possible que de nouvelles

particules de petite dimension se soient formées lors des différentes manipulations des échantillons dans les sachets à partir des grains fragilisés par les opérations de broyages.

Si Carli *et al.*, (2014) utilisent une étude de distribution de la taille des grains pour entrer une valeur optimale dans le modèle pour chaque classe granulométrique, d'autres travaux font plus souvent appel à la moyenne (*i.e.* Lucey, 1998; Roush, 2005). Cette dernière permet une bonne approximation en cas d'intervalles de tailles des grains étroits. En revanche, dans le cas contraire, une étude de distribution s'impose. Les histogrammes montrent la distribution des tailles de grains dans chaque classe granulométrique pour chacune des trois roches et l'équivalent en proportion volumique (Figure 51, Figure 52 et Figure 53). Sans cette conversion en proportion volumique, les particules les plus fines, en grand nombre, seraient sur-représentées en comparaison des particules plus grosses. En effet, lorsque la taille de grain double, le volume est multiplié par huit. Le modèle de Hapke calculant des abondances relatives massiques (Sunshine et Pieters, 1993), il semble plus pertinent de s'intéresser au volume des grains puisque le rapport masse sur volume est constant. Ainsi est-il possible de voir que les particules les plus fines sont en réalité négligeables dans les différentes préparations.

Les tableaux 1, 2 et 3, présentent la taille moyenne, médiane et volumique des grains pour différentes classes granulométriques pour chacune des trois lithologies. Trois remarques sont à faire.

Tout d'abord, les tailles moyennes sont très inférieures aux tailles volumiques. Cette différence est davantage marquée pour les classes granulométriques les plus fines. Cet écart devient négligeable à partir de la classe granulométrique 150-250 μm puisque les plus petits grains ne sont plus détectés. Ensuite, on constate que le comportement rhéologique des deux porphyres est très semblable alors que le méta-grauwacke a créé bien plus de particules fines au sein des différentes classes granulométriques. Enfin, les tailles volumiques calculées sont souvent en dehors de l'intervalle des classes granulométriques. Cela s'explique par la forme des grains qui composent les poudres. En effet, ces derniers sont souvent plus longs que larges. Une particule mesurant 113 μm de large par 263 μm de long, malgré un diamètre moyen de 188 μm , appartiendra à la classe granulométrique 125-150 μm (Figure 54).

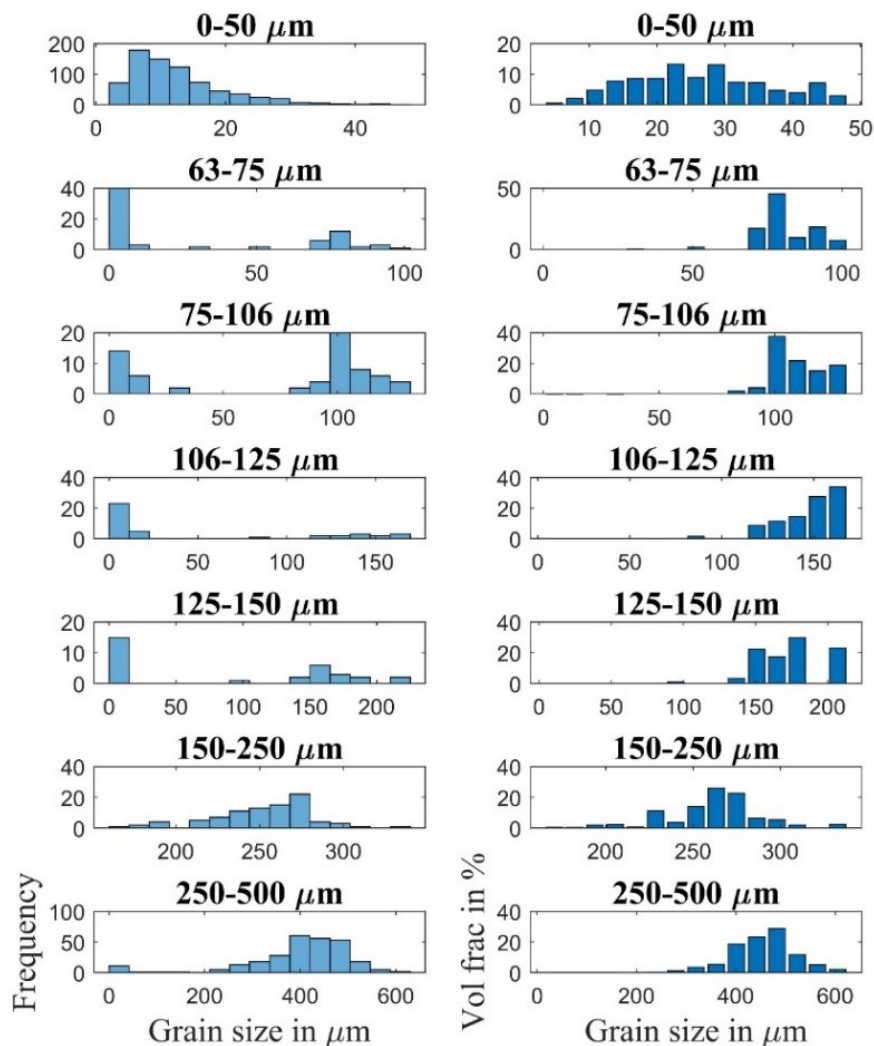


Figure 51 : Histogrammes calculés à partir des images du porphyre sodique traitées avec ImageJ (colonne de gauche). Équivalent de ces histogrammes, convertis en proportions volumiques (colonne de droite).

Tableau 1 : Illustration de l'hétérogénéité des valeurs retrouvées pour la taille de grain en μm selon la méthode employée pour le porphyre sodique.

Classe granulométrique	Taille moyenne	Taille médiane	Déviations standard	Taille volumique
0-50	12,5	10,6	7,4	26,8
63-75	30,7	5,2	36,5	81,6
75-106	73,7	99,3	47,7	109
106-125	49,6	6,8	64	144,2
125-150	87,7	99,8	83,2	168,9
150-250	251,5	260,4	30,6	261,2
250-500	399,5	419,1	110,3	457,1

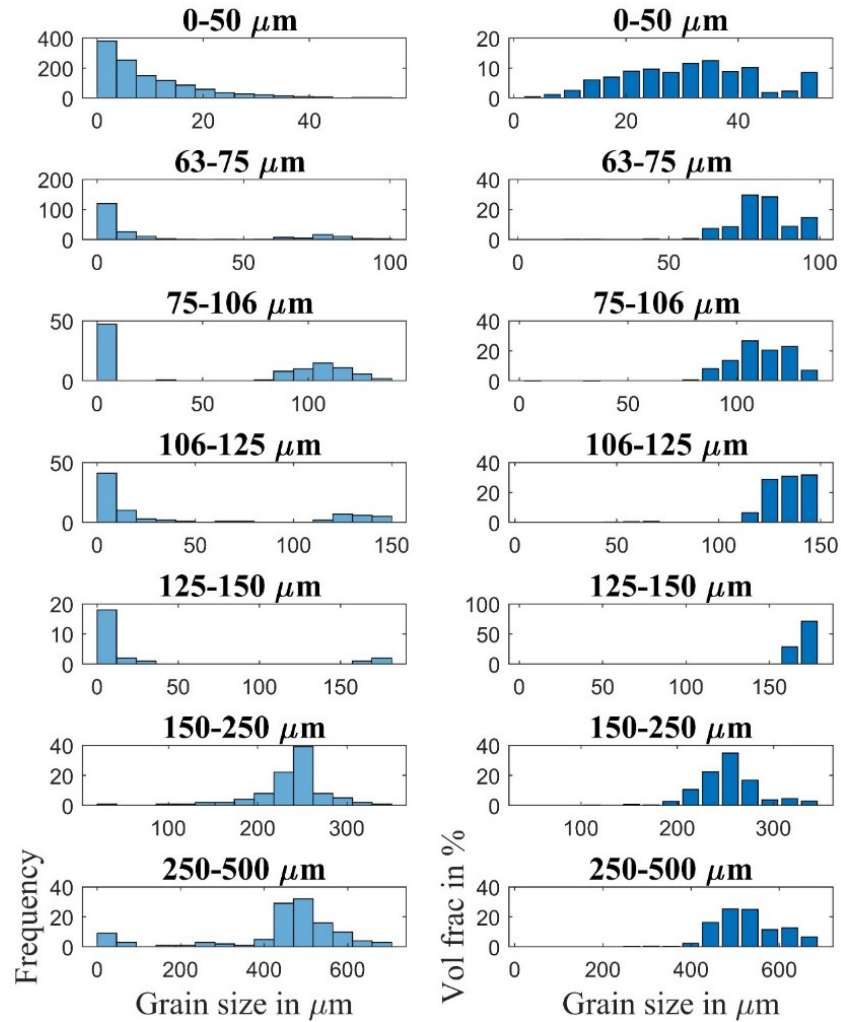


Figure 52 : Histogrammes calculés à partir des images du porphyre potassique traitées avec ImageJ (colonne de gauche). Équivalent de ces histogrammes, convertis en proportions volumiques (colonne de droite).

Tableau 2 : Illustration de l'hétérogénéité des valeurs retrouvées pour la taille de grain en μm selon la méthode employée pour le porphyre potassique.

Classe granulométrique	Taille moyenne	Taille médiane	Déviations standard	Taille volumique
0-50	9,7	6,3	9	31,1
63-75	22,6	5,4	31,4	79,9
75-106	58	85,8	52,4	110,9
106-125	42,4	9,5	54	131,4
125-150	27,5	5,8	55,4	170,2
150-250	236,7	244,9	42,3	252,3
250-500	440,5	488	160,4	530,7

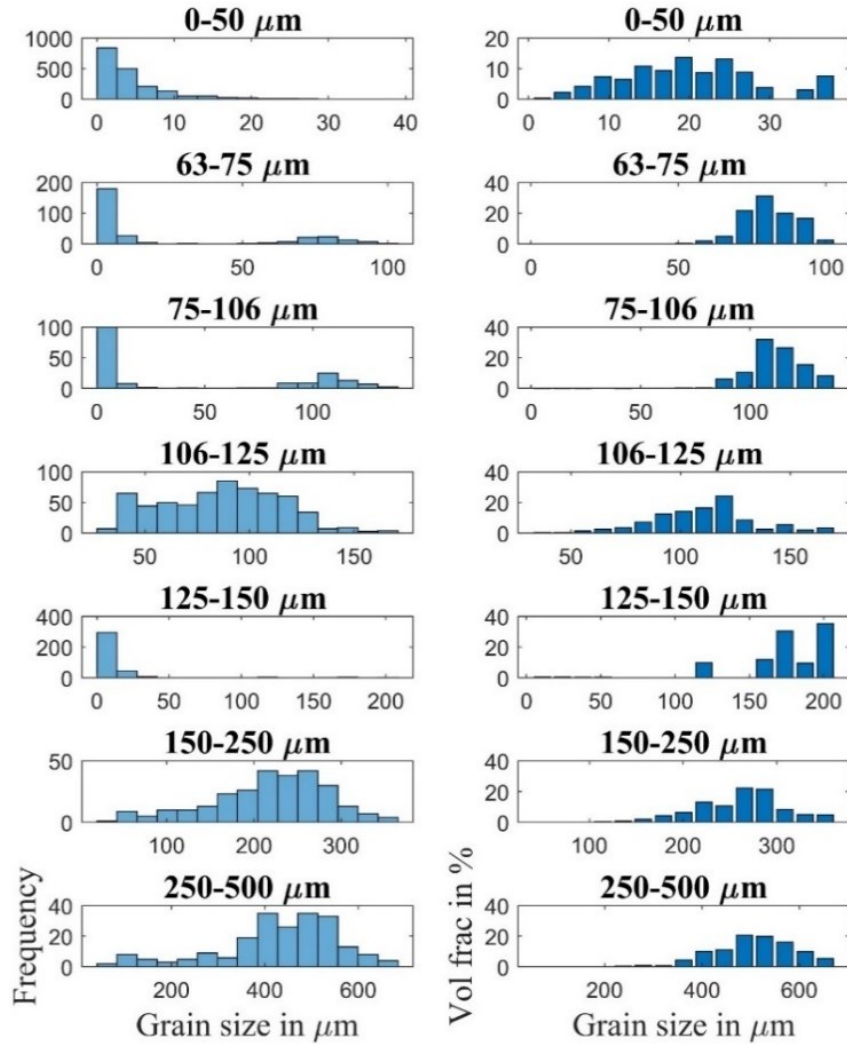


Figure 53 : Histogrammes calculés à partir des images du méta-grauwacke traitées avec ImageJ (colonne de gauche). Équivalent de ces histogrammes, convertis en proportions volumiques (colonne de droite).

Tableau 3 : Illustration de l'hétérogénéité des valeurs retrouvées pour la taille de grain en μm selon la méthode employée pour le méta-grauwacke.

Classe granulométrique	Taille moyenne	Taille médiane	Déviations standard	Taille volumique
0-50	4,7	2,9	4,9	20
63-75	23,6	3,6	33,4	80,6
75-106	43,3	5,4	51,1	111,8
106-125	86,9	87,6	28,1	116
125-150	15,6	7,7	31,1	173,3
150-250	216,8	225	66,3	262,1
250-500	428,5	446,5	130,2	505,9

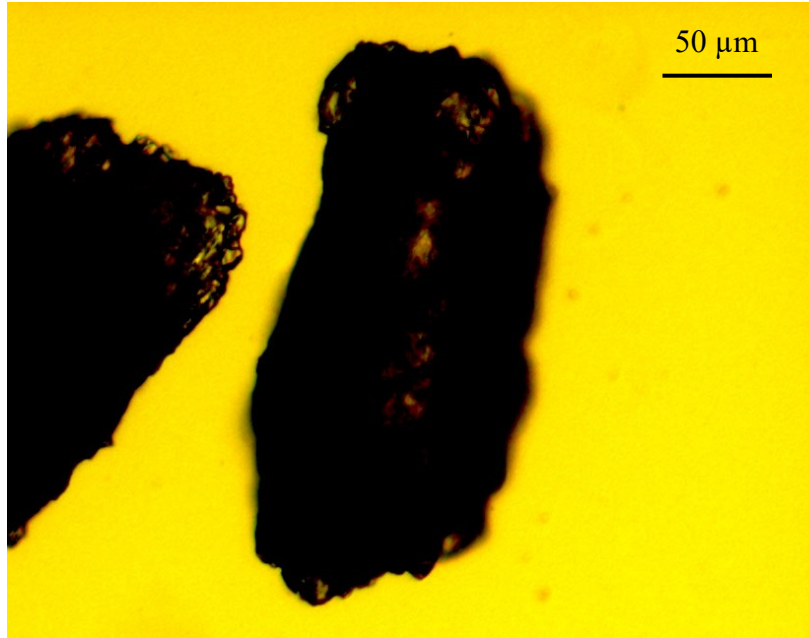


Figure 54 : Grain du méta-grauwacke de la classe granulométrique 125-150 μm bien que les dimensions observées soient 263 μm par 113 μm .

4.3 Ségrégation minéralogique

Les différents minéraux qui composent la roche possèdent des comportements rhéologiques qui leur sont propres (Broz *et al.*, 2006). Le solide peut subir une déformation élastique, ductile ou fragile. Dans ce dernier cas, il casse sous la contrainte (Paterson, 1978). La fissure se propage en suivant les zones de faiblesse préférentielles. Ces dernières sont principalement causées, dans le cas des minéraux, par la présence de défauts dans la maille (vides, substitutions), de clivages, d'inclusions fluides ou encore par la présence de cracks préexistants (Neville, 1966). Pour cette raison, les minéraux présents dans les roches étudiées ne se briseront pas de la même façon. Lors du tamisage, les minéraux qui se seront brisés en particules plus fines que les autres, se retrouveront donc préférentiellement dans les fractions granulométriques les plus fines. Chacune de ces fractions aura donc une composition modale différente de la roche mère (Bécane, 2018). Cet effet a été également mis en évidence sur le régolithe lunaire (Hörz et Cintala, 1997). Les analyses FRX effectuées dans cette étude mettent en évidence la variabilité chimique qui existe entre les différentes classes granulométriques d'un même échantillon (Figure 55) pour les raisons expliquées plus haut. Si l'erreur analytique est difficile à quantifier, les variations sont

suffisamment grandes pour traduire une ségrégation minéralogique. Pour les 3 lithologies, les abondances restent relativement stables pour les fractions granulométriques supérieures à 150 μm . La composition des poudres est alors proche de la composition de la roche elle-même. En revanche, des variations significatives sont à noter entre les différentes classes comprises entre 0 μm et 150 μm . Par exemple, on observe un appauvrissement relatif de l'abondance de l'aluminium autour de 50-75 μm et un enrichissement relatif dans les poudres plus fines (Figure 55).

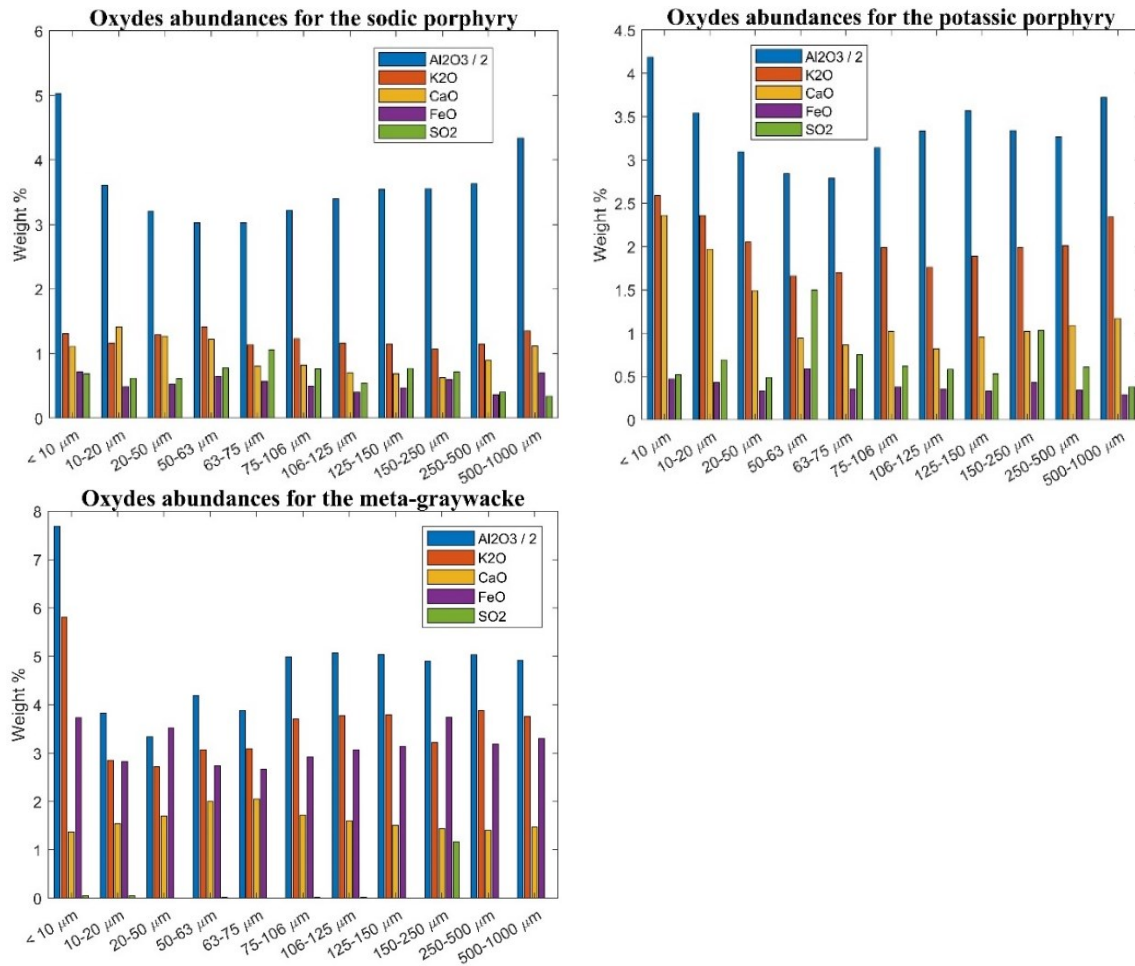


Figure 55 : Illustration de la variabilité des abondances de cinq oxydes en fonction de la classe granulométrique.

4.4 Résultats de démixages

4.4.1 Démixages minéralogiques

La morphologie des spectres de réflectance est dépendante de la chimie du minéral. Plusieurs cas sont à envisager. Un minéral peut appartenir à une solution solide. Par

exemple, utiliser le terme « plagioclase » à la place de 63 % anorthite (une labradorite) peut être trompeur dans le choix du pôle qui servira lors du démixage. Dans cette situation, la modélisation discrète (pour une composition chimique donnée) des spectres de réflectance correspondant à différents cas d'une solution solide peut s'avérer nécessaire. Afin de réaliser une cartographie de l'olivine sur le régolithe lunaire, Lucey (2004) a utilisé des spectres modélisés, capables de rendre compte de la variation des proportions de magnésium et de fer ($Mg^{\#}$) entre la forstérite et la fayalite. Cependant, d'autres cas plus complexes peuvent être rencontrés. Différents processus d'altération modifient la chimie d'un minéral pouvant même donner, *in fine*, un autre minéral (Jébrak et Marcoux, 2008). Par exemple, la minéralisation dans la fosse de Canadian Malartic est associée à une altération potassique et une carbonatation. Il semble difficile de tenir compte de ces changements de chimie dans le choix des pôles spectraux qui sont en nombres limités dans les bibliothèques spectrales. D'autant que tenir compte de cette variabilité impliquerait d'utiliser un nombre extrêmement grand de pôles, augmentant ainsi le problème de non-unicité de la solution. Enfin, des inclusions peuvent également affecter la pureté du minéral. Par exemple, l'étude des lames minces des porphyres a mis en évidence des inclusions de muscovites dans les plagioclases (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Dans un tel cas, un spectre de référence du feldspath plagioclase extrait de la roche, serait en réalité un mélange. Les spectres disponibles dans la bibliothèque de l'USGS possèdent dans leurs métadonnées des indices de pureté des minéraux. Il est à noter qu'ils ne sont que très rarement considérés comme « spectralement purs ».

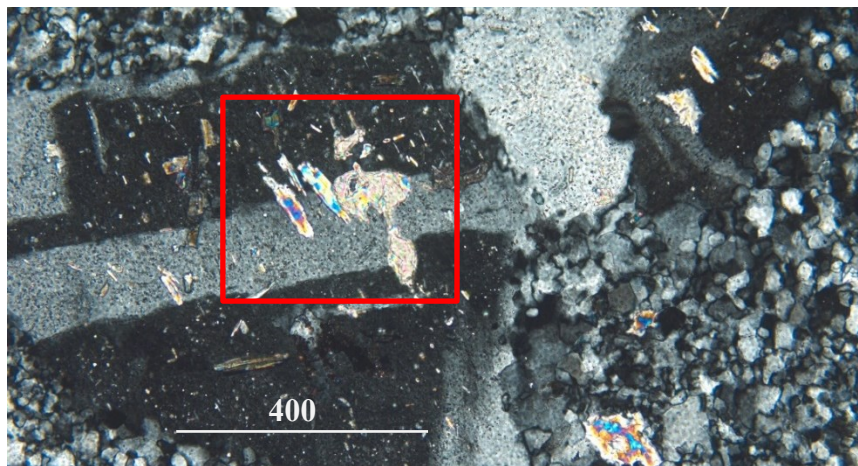


Figure 56: Muscovite en inclusion dans un plagioclase (encadré rouge).

Tous ces phénomènes peuvent mener à des changements dans la morphologie des spectres de réflectance d'une même phase minérale collectée dans différents contextes géologiques (Figure 57). Ainsi peut-on voir des incohérences émergeant d'un mauvais choix de spectres de références pour un démixage spectral (Figure 58). Le spectre de réflectance d'un mélange de 50 (vol) % de diopside et de 50 (vol) % de labradorite a été mesuré. Les spectres de la poudre de diopside et de la poudre de labradorite sont également mesurés. Les « vrais » pôles spectraux du mélange sont donc connus et utilisés pour le démixage spectral. Le modèle de Hapke modélise correctement la signature du mélange avec un RMSE de 0,5 %. L'erreur dans les abondances relatives calculée est de 1,1 %. En revanche, l'utilisation de spectres différents, bien qu'appartenant aux mêmes phases minérales avec des tailles de grain comparables, entraîne une mauvaise modélisation avec un RMSE de 6,78 % et une morphologie générale peu respectée. L'erreur dans les abondances relatives calculée passe à 36,07 %.

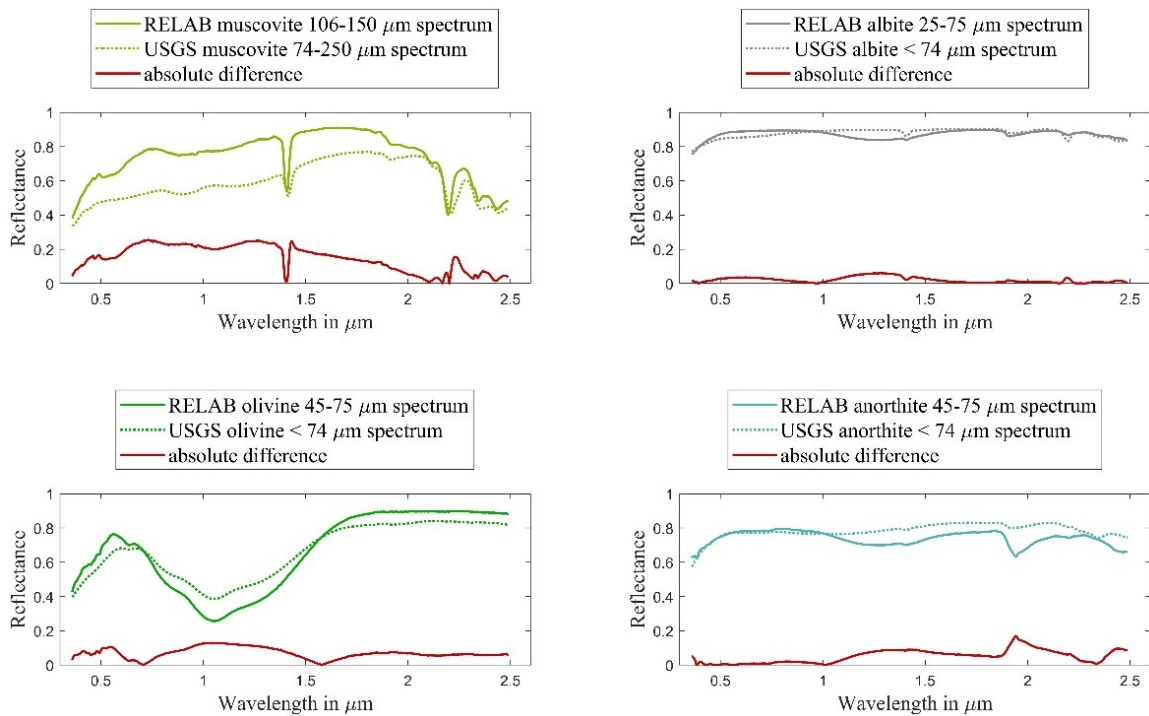


Figure 57 : Illustration de la difficulté de se servir d'un spectre de référence de façon générique. Ici, quatre minéraux ont été pris dans la bibliothèque du RELAB et de l'USGS avec les tailles de grains les plus proches possible (identifiants des spectres en annexe 2).

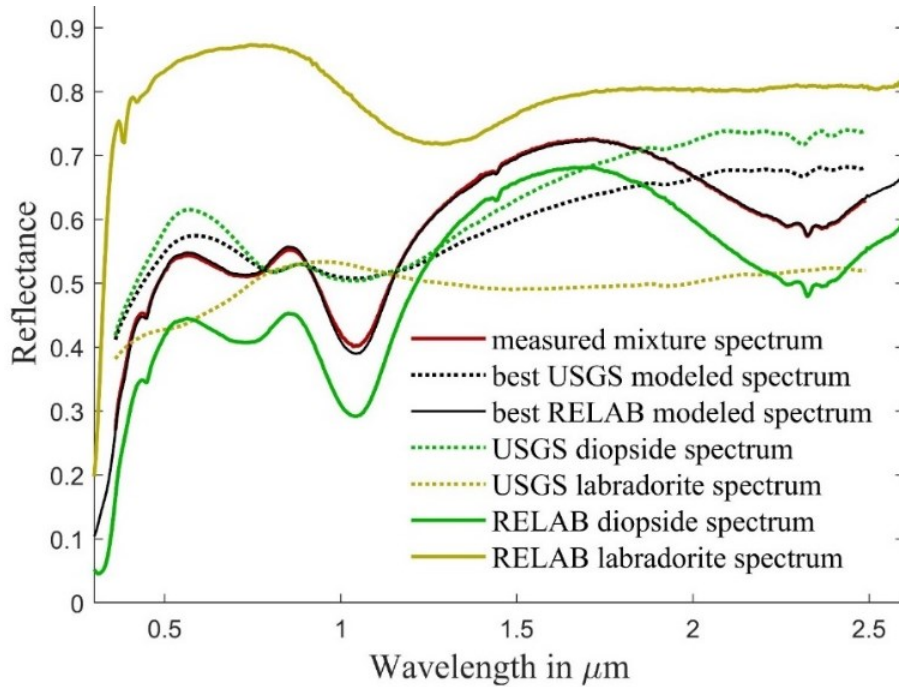


Figure 58: Un mélange de 50 % de diopside (PD-CMP-010-C) et de 50 % de labradorite (PL-CMP-147-C) du RELAB est démixé. Avec un accord quasiment parfait, le modèle de Hapke retrouve les proportions au pourcent près. La même opération réalisée avec des spectres de référence des mêmes minéraux (HS15.2B et HS17.2B de l'USGS) aboutit à un mauvais résultat. Les pourcentages sont volumiques dans le cas présent.

De plus, l'albite, le quartz et l'orthose, les minéraux les plus abondants dans les échantillons collectés dans la fosse, sont semi-transparentes dans les longueurs d'onde étudiées et présentent la même morphologie générale (Figure 59). Les seuls pics d'absorption visibles sur le spectre de l'albite sont en réalité dus à des inclusions fluides (Hunt et Salisbury, 1970). Un spectre de bytownite (plagioclase riche en calcium) a été ajouté au démixage bien qu'il n'apparaisse pas dans la littérature de la mine de Canadian Malartic. Ce spectre est en effet très proche de celui de l'albite, sans contenir pour autant les absorptions dues aux inclusions fluides.

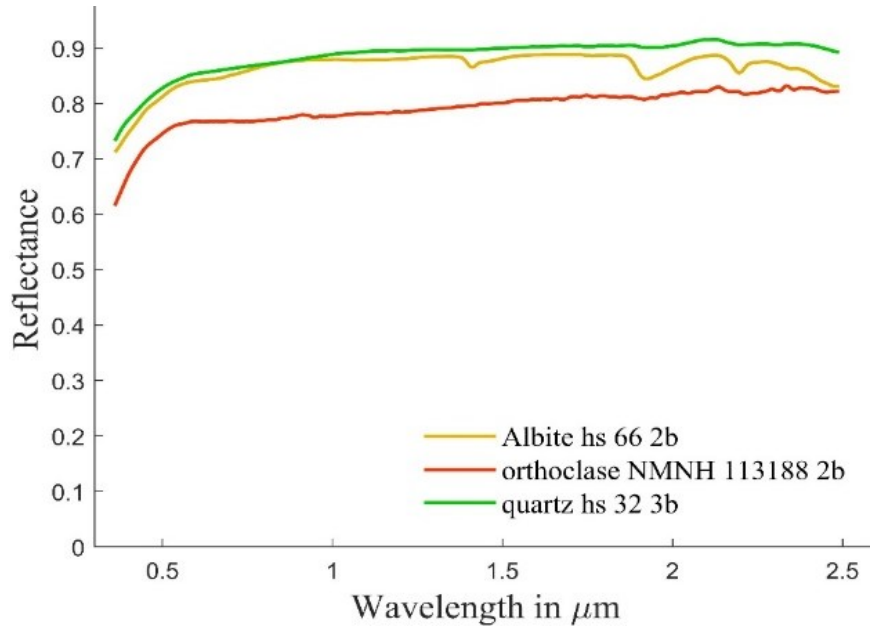


Figure 59 : Spectres de l'albite, du quartz et de l'orthoclase (USGS).

Afin de vérifier si le modèle de transfert radiatif selon Hapke peut apporter une information fiable aux exploitants de mines à ciel ouvert, les RMSEs obtenus avec diverses contraintes ont été comparés. La minimisation de la fonction de coût permet d'obtenir une certaine combinaison de valeurs pour les paramètres du modèle, qui permet le meilleur accord entre la signature mesurée et la signature modélisée.

Dans un cas idéal, l'inversion du modèle serait un problème bien posé et répondrait aux exigences suivantes définies par Hadamard (1902) : (1) une solution existe ; (2) la solution est unique ; (3) la solution dépend de façon continue des données dans le cadre d'une topologie raisonnable.

Toute variation significative des abondances relatives, de la taille de grain ou de la porosité devrait mener à la modélisation d'un spectre de réflectance qui s'éloigne de celui mesuré.

Dans l'exemple présenté, le spectre de réflectance du porphyre sodique de classe granulométrique 63-75 μm est démixé avec le modèle de Hapke. Les entrées du modèle lors de l'optimisation sont :

- les différents pôles, ici, huit minéraux ;
- la taille de grain ;
- le facteur de remplissage.

La première colonne du tableau 4 présente les résultats obtenus en laissant varier les abondances relatives entre 0 % et 100 % pour tous les pôles. La taille de grain a été laissée libre dans le domaine d'applicabilité du modèle avec 5 μm en limite inférieure (deux fois la plus grande longueur d'onde observée) et 500 μm en limite supérieure (les grains deviennent opaques). Le facteur de remplissage peut être compris entre 0,22 et 0,52, là encore pour des raisons d'applicabilité. Dans les quatre colonnes suivantes, les contraintes sont resserrées autour des valeurs attendues pour la poudre étudiée ici. Les abondances relatives des différents minéraux sont issues de l'étude de la lame mince réalisée à l'Université de Cergy-Pontoise, et la taille de grain de l'étude distribution. Les mesures de porosité indiquent, selon la préparation, des valeurs comprises entre 0,61 et 0,56.

Tableau 4 : Comparaison des abondances relatives (en % poids) calculées avec diverses contraintes. Les contraintes sont resserrées de la colonne de gauche vers la colonne de droite. Les solutions sont en gras, encadrées par les contraintes associées. Tous les RMSEs restent sous la barre de 0,3 %. Les astérisques marquent les changements dans les contraintes

	Sans contrainte	Avec contraintes	Avec contraintes	Avec contraintes	Avec contraintes réalistes
Albite	0 < 0,20 < 100	0 < 0,16 < 100	40* < 40,25 < 50*	40 < 40,02 < 50	40 < 40,04 < 50
Biotite	0 < 1,64 < 100	0 < 1,39 < 5*	0 < 2,76 < 5	0 < 2,27 < 5	0 < 2,85 < 5
Chlorite	0 < 2,38 < 100	0 < 2,57 < 4*	0 < 3,32 < 4	0 < 3,01 < 4	0 < 4,00 < 4
Muscovite	0 < 2,97 < 100	0 < 2,18 < 10*	0 < 2,63 < 10	0 < 1,97 < 10	0 < 3,30 < 10
Orthoclase	0 < 0,06 < 100	0 < 13,19 < 100	5* < 7,68 < 15*	5 < 9,90 < 15	5 < 9,97 < 15
Quartz	0 < 84,31 < 100	0 < 77,33 < 100	30* < 39,95 < 40*	30 < 39,5 < 40	30 < 37,09 < 40
Bytownite	0 < 7,73 < 100	0 < 1,99 < 2*	0 < 1,99 < 2	0 < 1,99 < 2	0 < 1,99 < 2
Pyrite	0 < 0,61 < 100	0 < 1,09 < 2*	0 < 1,31 < 2	0 < 1,21 < 2	0 < 1,29 < 2
Taille de grain	5 < 70,57 < 500	5 < 95 < 500	5 < 59,12 < 500	70* < 70,10 < 90*	70 < 70,72 < 90
Facteur de remplissage	0,22 < 0,22 < 0,52	0,22 < 0,22 < 0,52	0,22 < 0,22 < 0,52	0,22 < 0,22 < 0,52	0,39* < 0,4 < 0,45*
RMSE	0,26 %	0,26 %	0,28 %	0,28 %	0,29 %

Les RMSEs sont tous en dessous de 0,3 % en réflectance. Pourtant, les solutions qui mènent à ces résultats peuvent être très différentes. Les signatures spectrales modélisées avec un intervalle large entre les contraintes (contraintes lâches) et des contraintes resserrées autour des valeurs attendues (contraintes serrées) sont pratiquement identiques (Figure 60). Les contraintes lâches correspondent au cas où l'expérimentateur ne connaît à l'avance, ni les

abondances, ni la taille de grain, ni la porosité, au contraire des contraintes serrées. L'écart moyen en réflectance entre ces deux spectres modélisés est 0,022 %. Dans ces conditions, la modélisation ne semble pas capable de discriminer la solution ou même un ensemble de solutions qui serait cohérent. L'abondance relative de l'albite peut ainsi passer de 0,2 % à 40,04 % sans que cela affecte significativement la signature modélisée étant donné que ce minéral est semi-transparent dans les longueurs d'ondes étudiées. Le tableau met également en évidence que pour n'importe quelle contrainte, le facteur de remplissage vient systématiquement contre la borne inférieure. En contraignant une série de facteurs de remplissage, il est possible de cerner comment réagissent les autres paramètres (Figure 61 et Figure 62). La taille de grain calculée et les abondances relatives restent relativement stables jusqu'à un facteur de remplissage de 0,6. Au-delà de cette valeur, les solutions divergent. Pour compenser l'augmentation de réflectance induite par la diminution de la porosité, l'optimisation augmente la proportion de minéraux sombres et la taille de grain. Entre les bornes 0,22 et 0,52, les RMSEs ne font que diminuer vers les porosités élevées. Ceci peut être interprété comme un artéfact découlant des signatures spectrales de référence utilisées pour le démixage. En effet, les meilleures solutions sont obtenues avec les proportions de quartz les plus grandes. Le spectre de porphyre sodique démixé a des pics d'absorption très peu prononcés, très proches de ceux du spectre du quartz. L'optimisation se dirige donc dans la direction qui permet de mettre le plus de quartz en abondance relative. Toutefois, il est important de noter que les différences dans les RMSEs ne sont pas significatives. Tous les écarts restent à l'intérieur du dixième de pourcent. On peut explorer la réaction des paramètres lorsque la proportion d'albite et de quartz est contrainte (Figure 62). Dans le cas précédent l'optimisation calculait des valeurs autour de 0 % albite et 80 % quartz. Ici, ces valeurs sont contraintes respectivement à 40 % et 30 %. Pour des raisons de lisibilité, les solutions obtenues pour un facteur de remplissage supérieur à 0,65 ne sont pas présentées (divergences des solutions). Malgré le changement drastique de proportion des deux minéraux les plus abondants, le calcul d'optimisation trouve toujours des solutions permettant un excellent accord entre les signatures modélisées et mesurées. De plus, aucune variation dans les RMSEs ne permet de discriminer une solution par rapport à une autre.

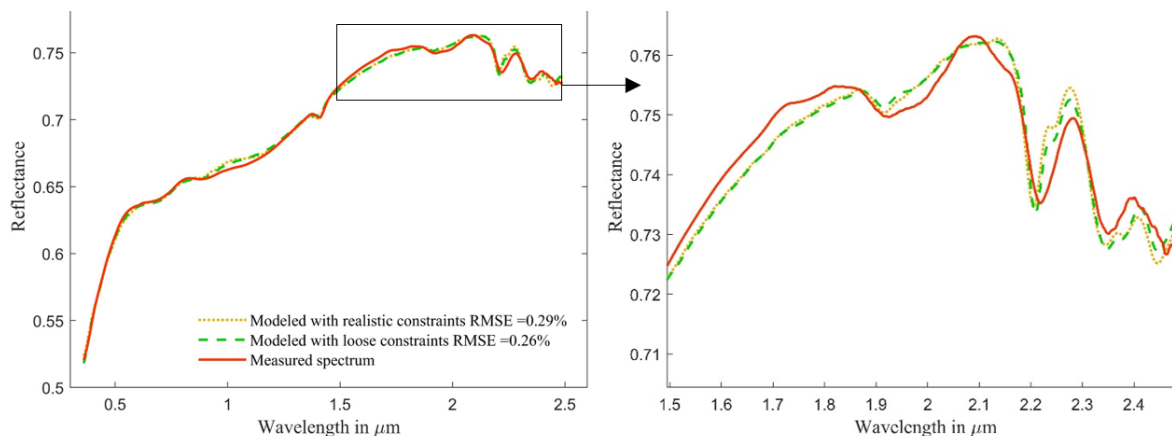


Figure 60 : Illustration du problème de non-unicité de la solution. Avec un RMSE de 0,26 % avec des contraintes lâches et 0,29 % avec des contraintes serrées, l'accord spectral reste quasiment parfait malgré des solutions très différentes.

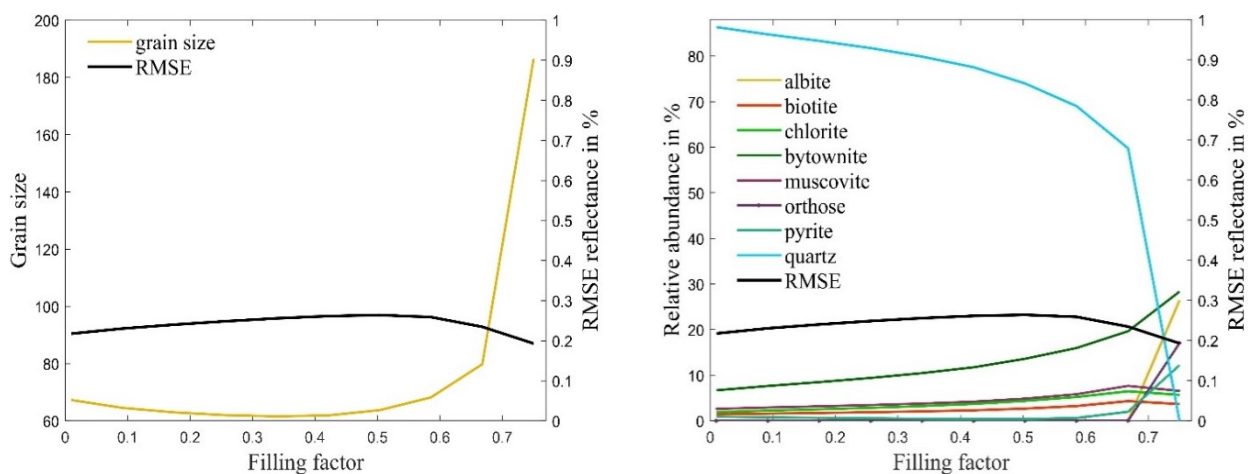


Figure 61 : À gauche, évolution de la taille de grain en fonction des facteurs de remplissage imposés. À droite, les abondances relatives optimisées en fonction des facteurs de remplissage imposés.

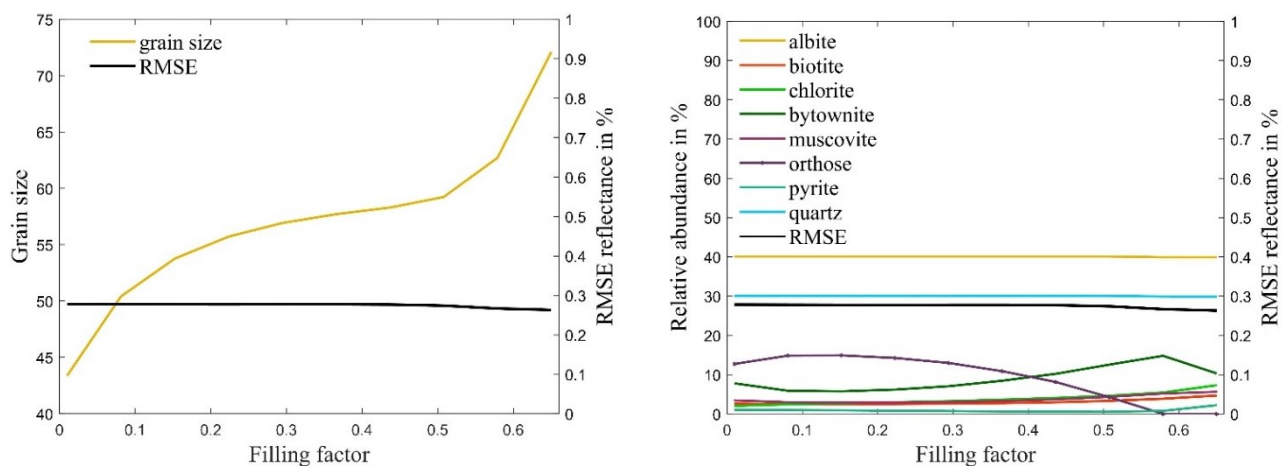


Figure 62 : Identique à la figure précédente avec contraintes supplémentaires sur l'abondance relative de l'albite et du quartz.

Le « continuum removal » est parfois utilisé dans les démixages minéralogiques (*e.g.* Bokun *et al.*, 2010; Lemelin *et al.*, 2019). Cette opération permet de séparer l'absorption de fond, du pic d'absorption d'intérêt, en le normalisant par une droite qui joint les épaules de ce pic. Elle rend la comparaison des centres des pics d'absorption plus lisible (Clark, 1999). Des minimums qui ne semblaient pas présents dans la signature spectrale, avant retrait du « continuum », peuvent devenir évidents. Si la profondeur d'un pic d'absorption dépend de la proportion du minéral qui en est responsable dans le mélange, la taille des grains joue également un grand rôle. Il est donc supposé que la taille de grain puisse être calculée même lorsqu'un « continuum removal » est appliqué.

Cependant, lorsque les pôles utilisés ne proviennent pas d'une séparation effectuée sur les échantillons, le « continuum removal » ne semble pas indiqué. En effet, à taille de grain équivalente, la profondeur des pics peut différer (voir début de cette section). Une optimisation sur un pic d'absorption ayant subi un « continuum removal » n'aura plus de ligne de base pour comparer la modélisation à la mesure. La taille de grain, qui influe énormément sur l'intensité de la réflectance, ne sera calculée que pour ajuster la profondeur du pic d'absorption. La signature modélisée pourra ne plus être en accord avec la mesure bien que l'ajustement entre les spectres ayant subi le « continuum removal » soit bon. Ceci s'est avéré exact, que l'optimisation soit réalisée sur l'ensemble du spectre (Figure 63) ou un pic d'absorption caractéristique (Figure 64).

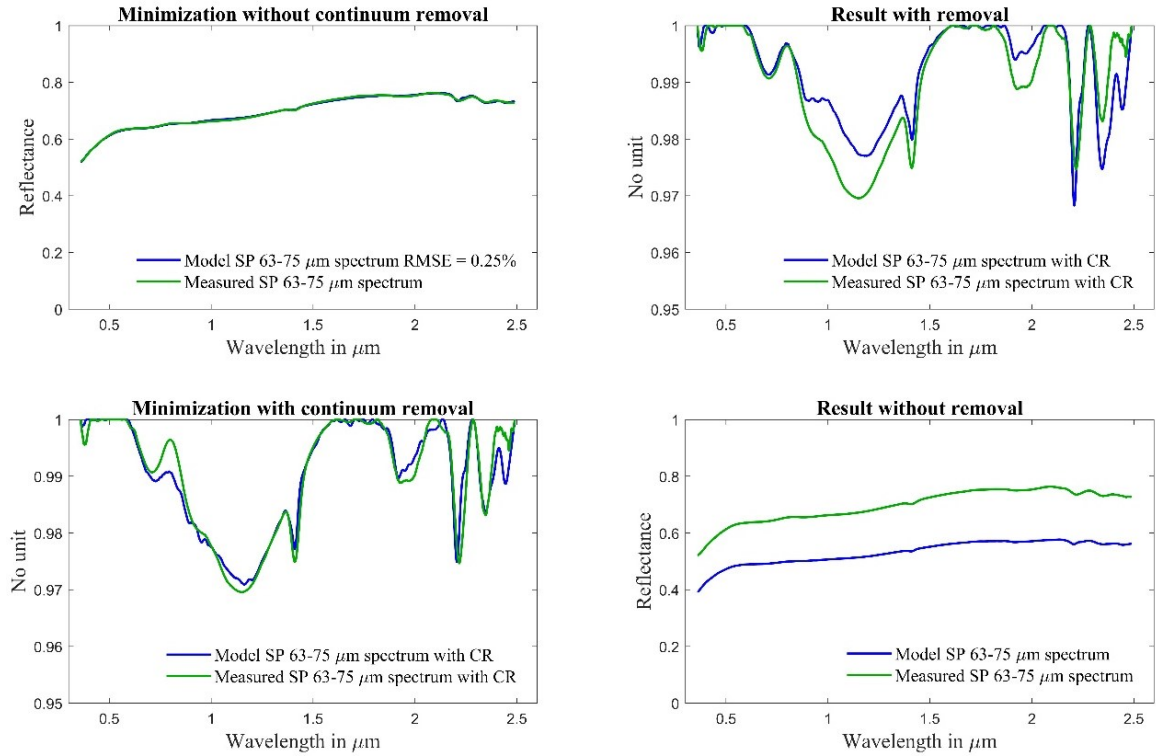


Figure 63 : En haut, optimisation sur le spectre du porphyre sodique 63-75 μm puis application du « continuum removal ». En bas, optimisation sur le spectre ayant subi un « continuum removal » et l'équivalent sans « continuum removal ».

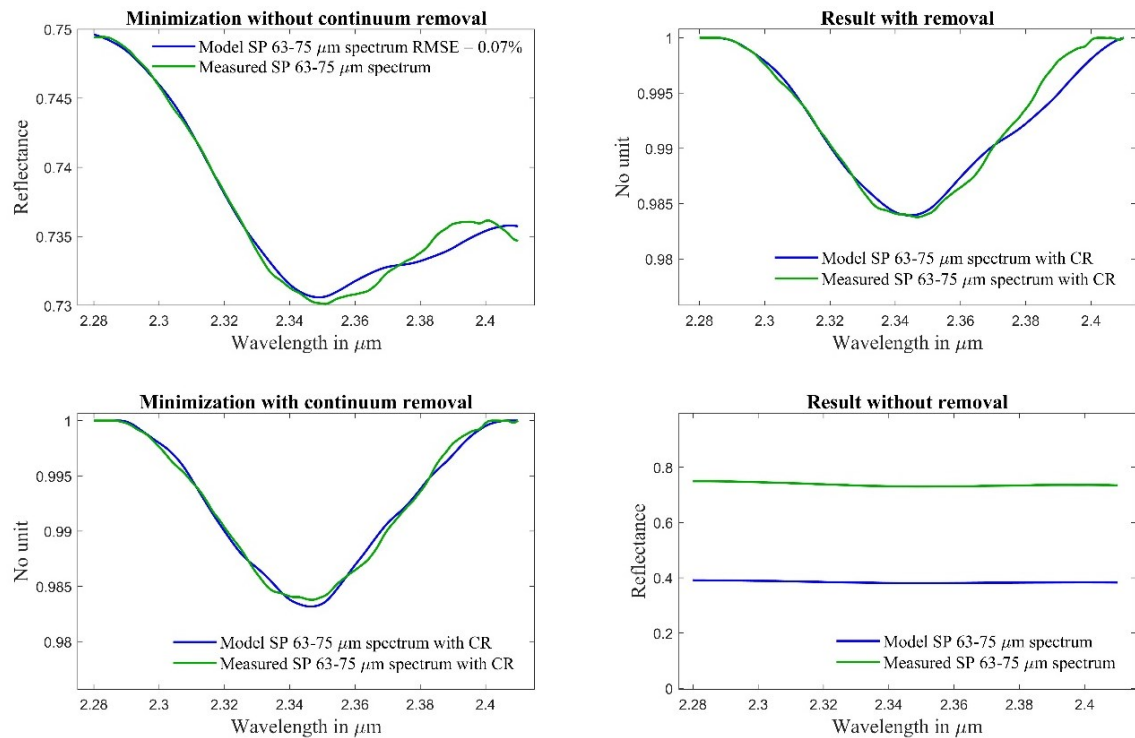


Figure 64 : Mêmes opérations que précédemment, mais réalisées sur un seul pic d'absorption.

4.4.2 Démixages lithologiques

Comme vu au paragraphe précédent, le modèle de Hapke permet bien la modélisation de spectres de réflectance en accord quasi parfait avec les mesures. En revanche, cet accord peut être obtenu avec une variété de valeurs incompatible avec une application visant à connaître la proportion relative des minéraux.

L'unicité de la solution pourrait-elle être améliorée en diminuant les intrants du modèle ?

La taille de grain ne peut pas être déterminée en avance pour la surface de la mine (voir section 2.4). Il en va de même pour la porosité. L'identification et la quantification relative des lithologies pourraient être une solution. Les cartographies élémentaires réalisées grâce à la microscopie électronique à balayage mettent en évidence que les grains ne sont pas nécessairement des minéraux purs (Figure 65). En effet, dépendamment de la taille des minéraux dans la roche et de la classe granulométrique considérée, le plus souvent, la maille de libération d'un minéral n'est pas atteinte. Ainsi, est-il intéressant de vérifier si une lithologie peut être utilisée comme pôle pour le démixage. Une telle application permettrait de remplacer sept minéraux par une seule lithologie en entrée dans le modèle. Si cette méthode permet d'obtenir de l'information sur les différentes lithologies (abondances relatives et tailles de grain), elle pourra être considérée comme présentant de l'intérêt. En revanche, la validité physique de ce concept dans le transfert radiatif ne sera pas discutée.

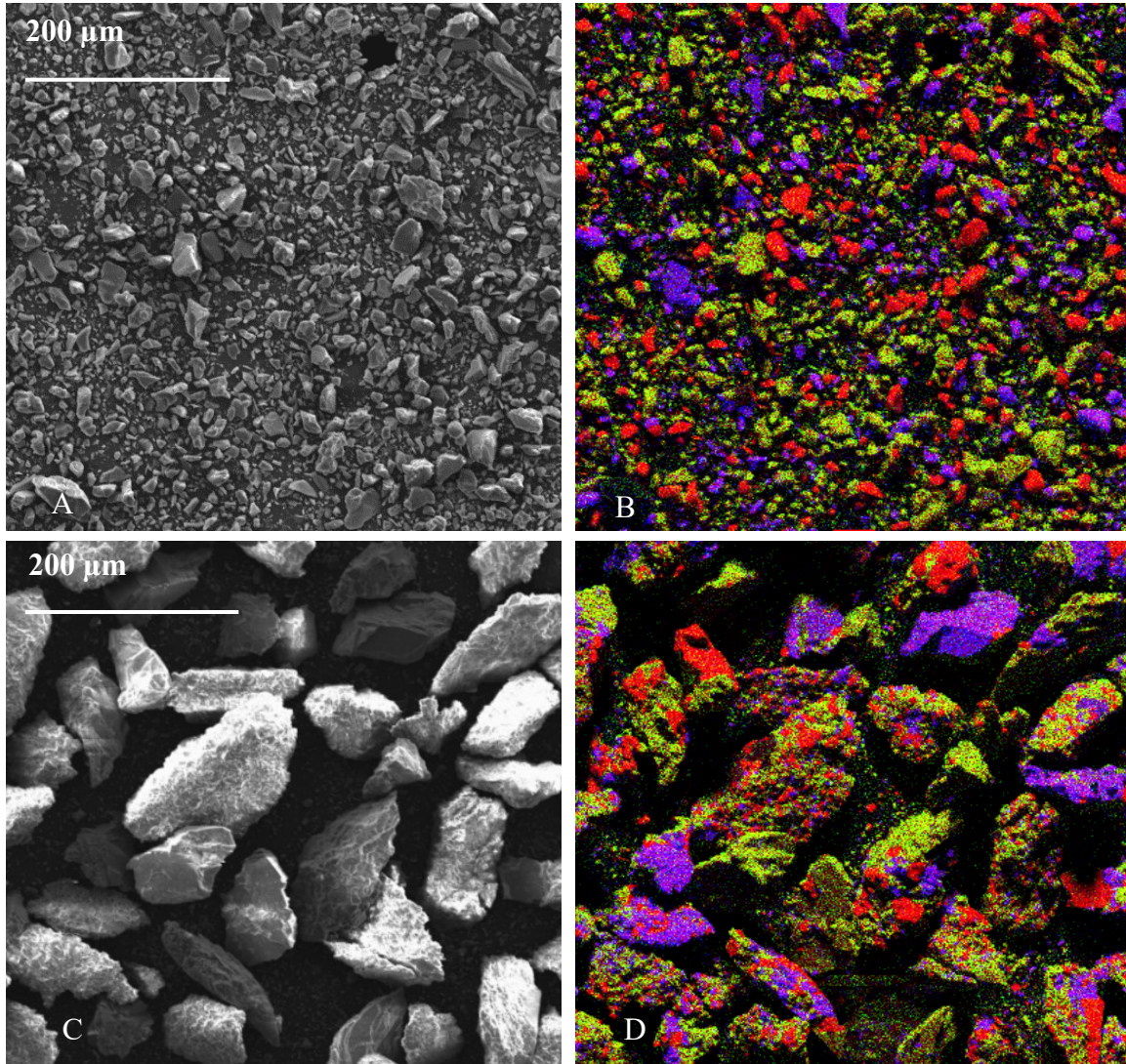


Figure 65 : En A, image MEB du porphyre sodique 10-20 µm avec la carte élémentaire correspondante en B. La plupart des grains est monominéralique. En C, image au MEB du porphyre sodique 150-250 µm avec la carte élémentaire correspondante. Les grains sont généralement composés de plusieurs minéraux. Silicium en rouge, sodium en vert et potassium en bleu.

La modélisation des spectres d'une même lithologie de plusieurs classes granulométriques différentes génère de mauvais RMSEs, atteignant 3 % en réflectance (Figure 66, Figure 67 et Figure 68). Ce résultat pouvait être attendu puisque les analyses FRX ont mis en évidence la ségrégation minéralogique qui avait lieu durant les processus de broyage et de tamisage. Retrouver une partie imaginaire des indices optiques commune aux neuf granulométries n'est donc pas pertinent. Les tableaux 5, 6 et 7 montrent la corrélation entre les abondances des différentes classes granulométriques de certains oxydes pour les trois roches

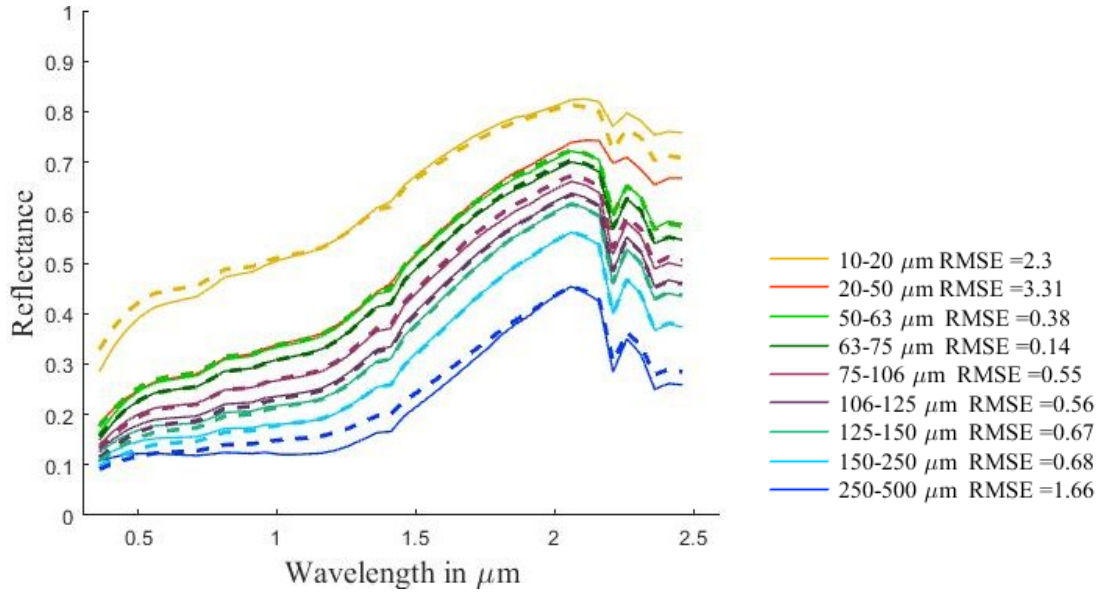


Figure 68 : Erreurs de modélisations pour le méta-grauwacke si une partie imaginaire des indices optiques commune est utilisée pour toutes les classes granulométriques. Les mesures sont en traits pleins et les modélisations en traits pointillés.

Tableau 7 : Corrélation entre les abondances en oxydes des différentes classes granulométriques pour le méta-grauwacke. Corrélation moyenne = 0,95.

	10-20 μm	20-50 μm	50-63 μm	63-75 μm	75-106 μm	106-125 μm	125-150 μm	150-250 μm	250-500 μm
10-20 μm	■	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,91	0,98
20-50 μm	■	■	0,94	0,93	0,91	0,92	0,93	0,92	0,92
50-63 μm	■	■	■	1,00	0,98	0,97	0,97	0,82	0,95
63-75 μm	■	■	■	■	0,98	0,97	0,96	0,80	0,95
75-106 μm	■	■	■	■	■	1,00	1,00	0,87	0,99
106-125 μm	■	■	■	■	■	■	1,00	0,89	1,00
125-150 μm	■	■	■	■	■	■	■	0,91	1,00
150-250 μm	■	■	■	■	■	■	■	■	0,92
250-500 μm	■	■	■	■	■	■	■	■	■

Il serait normal de s'attendre à ce que plus la corrélation est élevée, plus le RMSE moyen soit petit. En effet, une corrélation élevée entre les chimies des différentes classes granulométriques signifie que les abondances des différents constituants du médium sont proches. La modélisation des spectres, pour différentes tailles de grain, devrait donc être plus efficace. Or, les RMSEs moyens calculés ne respectent pas ce principe avec 1,30 %,

1,47 % et 1,14 %. Les couples [0,80 1,30 %] et [0,90 1,47 %] paraissent incohérents. Cela s'explique par la dispersion des spectres de réflectance qui n'est pas prise en compte. C'est pourquoi les RMSEs ont été normalisés en les divisant par la différence entre la plus haute et la plus basse valeur de réflectance. Ainsi, le tableau 8 montre que la capacité du modèle à rendre compte des mesures décroît bien avec la baisse de la corrélation entre les proportions d'oxydes pour différentes classes granulométriques.

Tableau 8 : Relation entre la chimie des lithologies et les RMSEs.

	Porphyre sodique (ps)	Porphyre potassique (pp)	Méta-grauwacke (mg)
Corrélation oxydes	0,80	0,90	0,95
RMSEs moyens	1,30	1,47	1,14
RMSEs moyens normalisés	3,1	2,91	1,58

Cependant, la méthode n'est pas compromise si l'intervalle de taille de grain est réduit, les abondances minéralogiques restant alors assez proches. Tous les RMSEs restent sous les 0,1 %, excepté pour le porphyre sodique 150-250 μm qui reste sous la barre de 0,23 % (Figure 69).

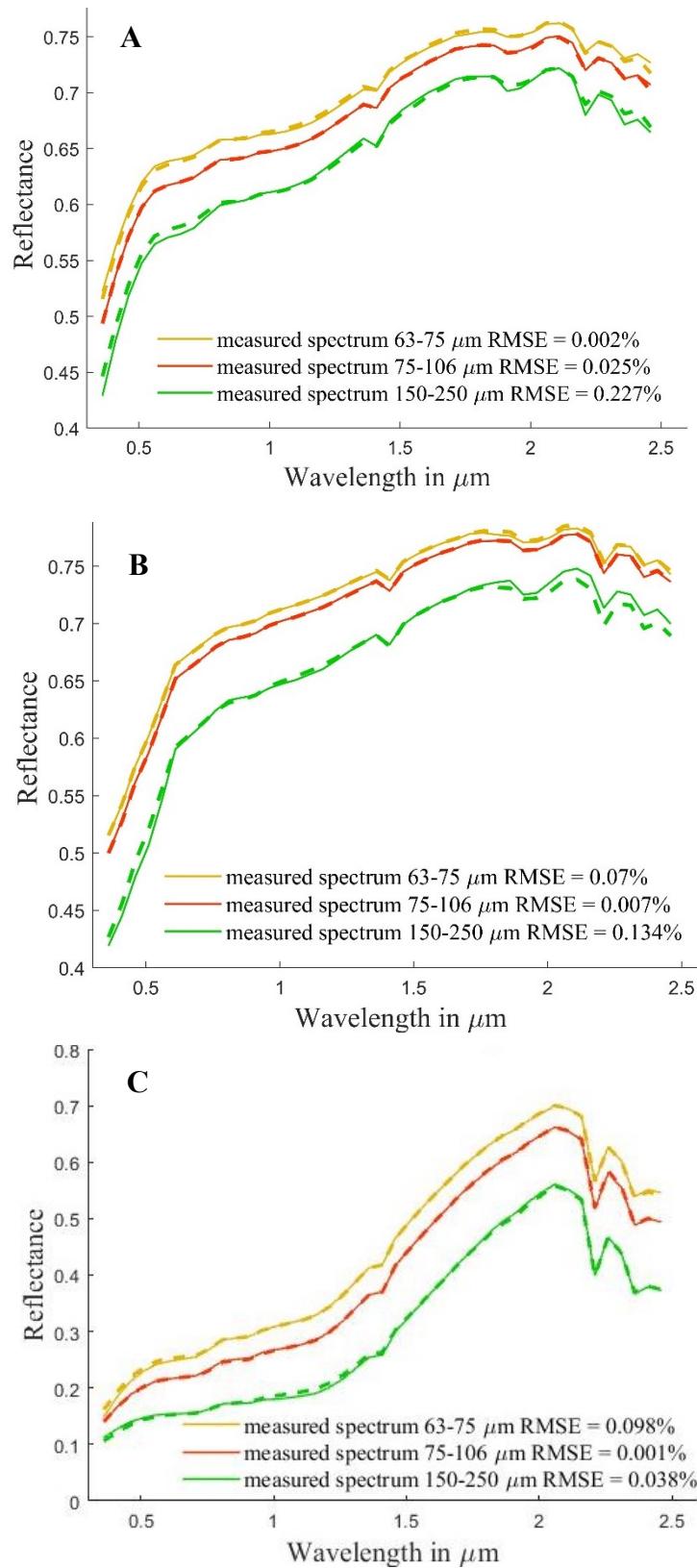


Figure 69 : Accords entre les signatures modélisées et mesurées pour le porphyre sodique en A, le porphyre potassique en B et le méta-grauwacke en C.

Puisqu'il est possible de retrouver une partie imaginaire des indices optiques pour des lithologies et de modéliser correctement les spectres mesurés, il est encore nécessaire de vérifier que les démixages sont également cohérents.

Parmi les trois classes granulométriques qui ont servi aux inversions du modèle, seule la classe 150-250 μm était disponible en quantité nécessaire pour tester plusieurs mélanges. Les mélanges binaires ont été réalisés de la façon suivante. Neuf grammes d'un premier pôle sont versés avec un gramme d'un second pôle dans une bouteille. Une fois refermée, la bouteille est vivement secouée afin de mélanger au mieux les deux pôles. Les deux poudres étant de densité et de taille de grains équivalente, le mélange est toujours apparu homogène. Cette dernière est ensuite versée dans la boîte de Petri. Les mesures ont été réalisées telles que décrites dans la partie méthodologie (section 3.2.2). Ensuite, le mélange est versé dans la bouteille à nouveau. Deux grammes du deuxième pôle sont ajoutés. La manipulation est ainsi répétée en ajoutant quatre grammes, puis huit grammes. Ces opérations sont répétées à partir du deuxième pôle en ajoutant un gramme puis deux (Figure 70).

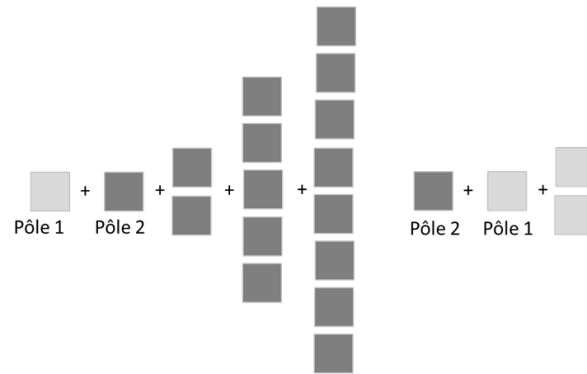


Figure 70 : Schéma de préparation des mélanges binaires.

Les proportions obtenues sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 9 : Abondances relatives des deux pôles dans une série de mélanges.

Abondances relatives massiques

Pôle 1	1	0,90	0,75	0,56	0,38	0,25	0,10	0
Pôle 2	0	0,10	0,25	0,44	0,65	0,75	0,90	1

Trois séries de mélanges sont réalisées de cette façon :

- porphyre sodique / méta-grauwacke ;
- porphyre potassique / méta-grauwacke ;
- porphyre sodique / porphyre sodique.

Ce sont donc 24 spectres qui doivent être démixés. Les résultats présentés peuvent être rangés en deux catégories.

En effet, chaque démixage a été réalisé en utilisant deux types de contraintes en entrée du modèle.

Le premier type correspond à des contraintes « serrées ». La taille de grains utilisée est celle qui a été retrouvée durant l'inversion du modèle pour la classe granulométrique correspondante. Le facteur de remplissage est limité aux valeurs utilisées durant cette étape d'inversion. Il est compris entre 0,41 et 0,43.

Le deuxième type de démixage correspond aux conditions qui pourraient être rencontrées dans une fosse à ciel ouvert. Les contraintes sont « lâches » puisque non connues à l'avance. Chaque spectre est démixé en laissant la taille de grains libre entre 5 et 500 μm et le facteur de remplissage, libre entre 0,22 et 0,52.

Trois séries de six figures (Figure 71, Figure 72 et Figure 73) sont réalisées. Chaque série correspond à une série de mélanges.

À noter, dans le cas où les contraintes sont serrées, aucune figure de tailles de grain ou de porosité n'est montrée puisque les résultats correspondent aux contraintes elles-mêmes.

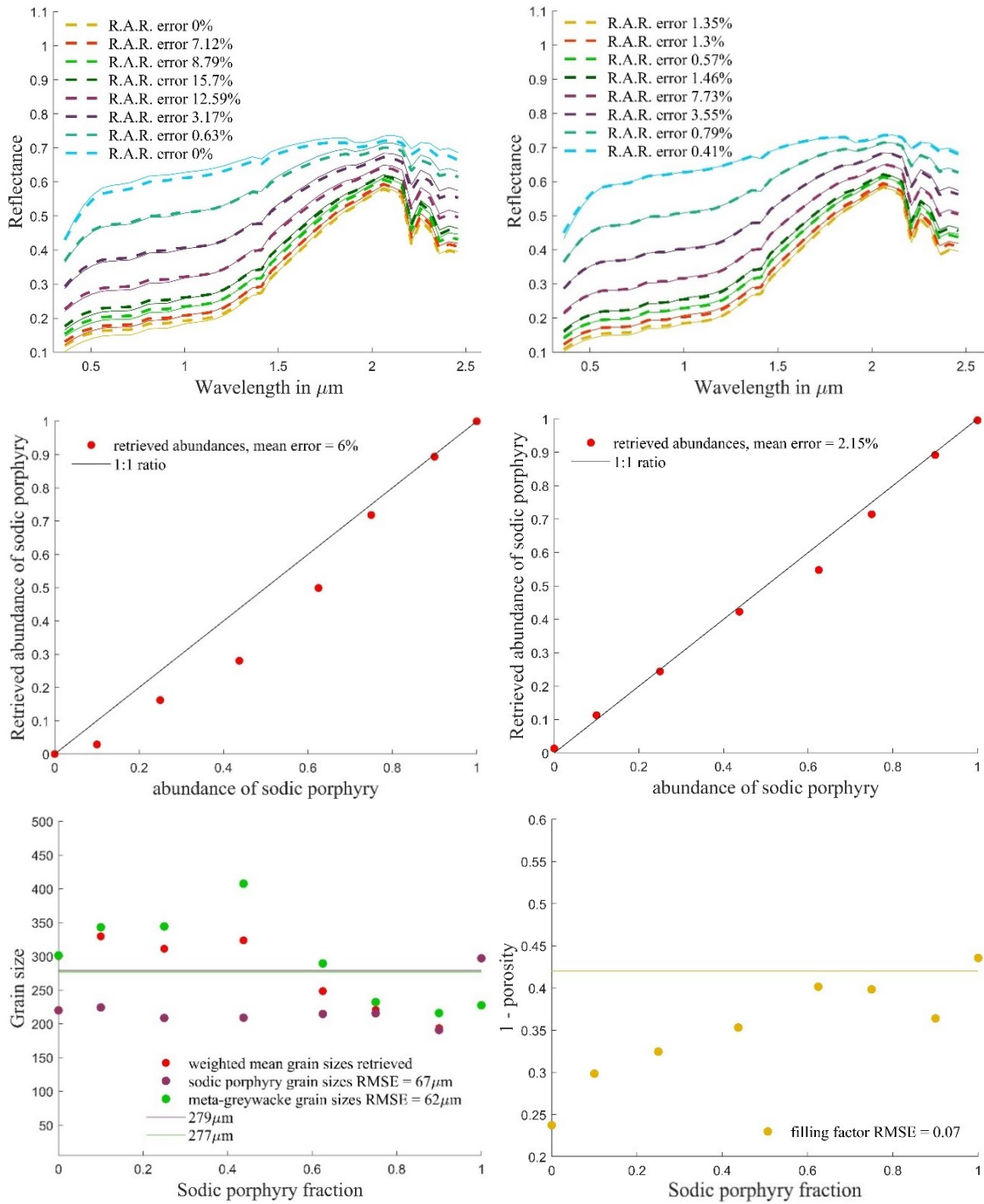


Figure 71 : Résultats pour les mélanges porphyre sodique / méta-grauwacke. À gauche, les contraintes sont serrées, à droite, les contraintes sont lâches. R.A.R pour « abondance relative retrouvée » (de l'anglais Relative Abundance Retrieved).

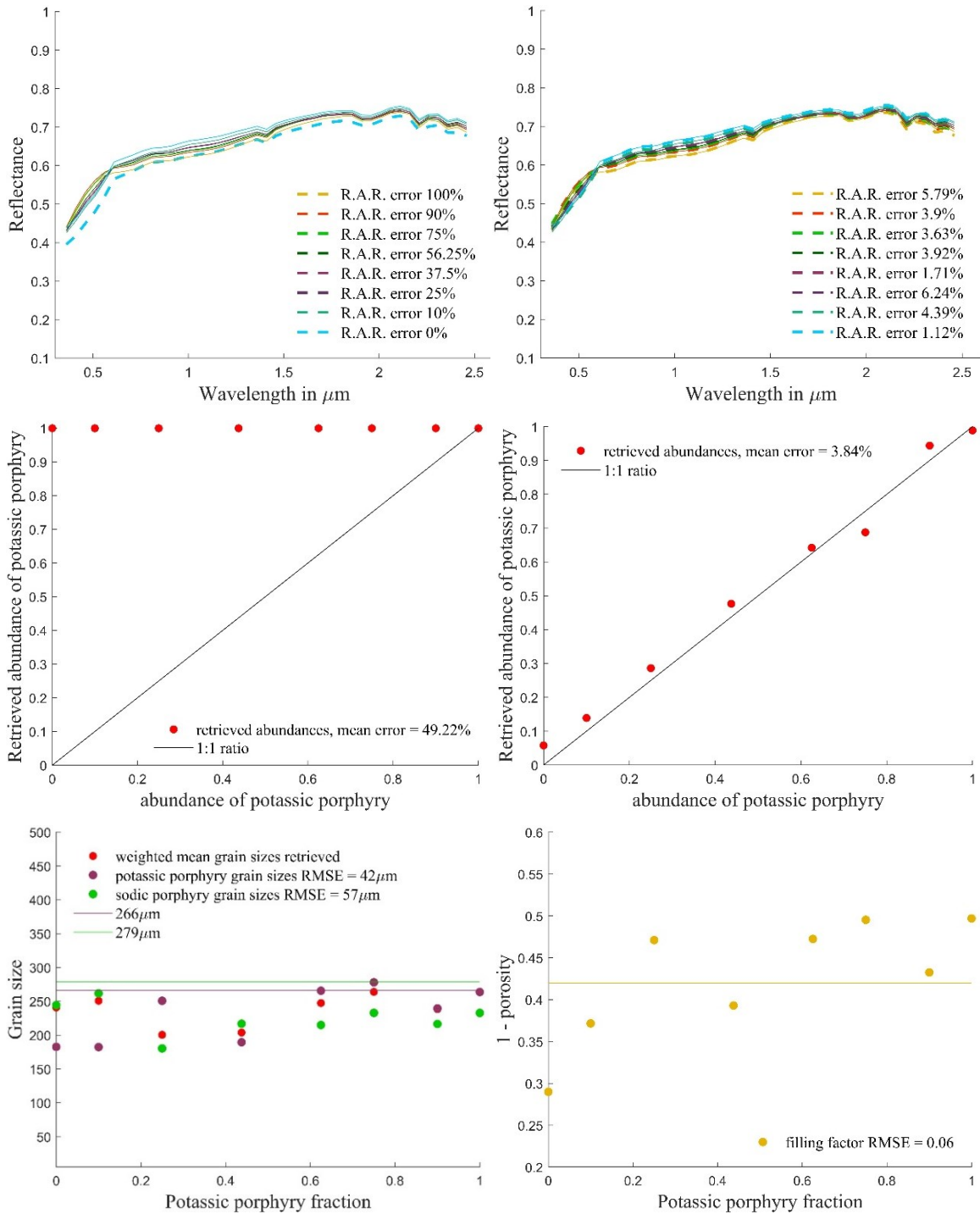


Figure 72 : Résultats pour les mélanges porphyre sodique / porphyre potassique. À gauche, les contraintes sont serrées, à droite, les contraintes sont lâches.

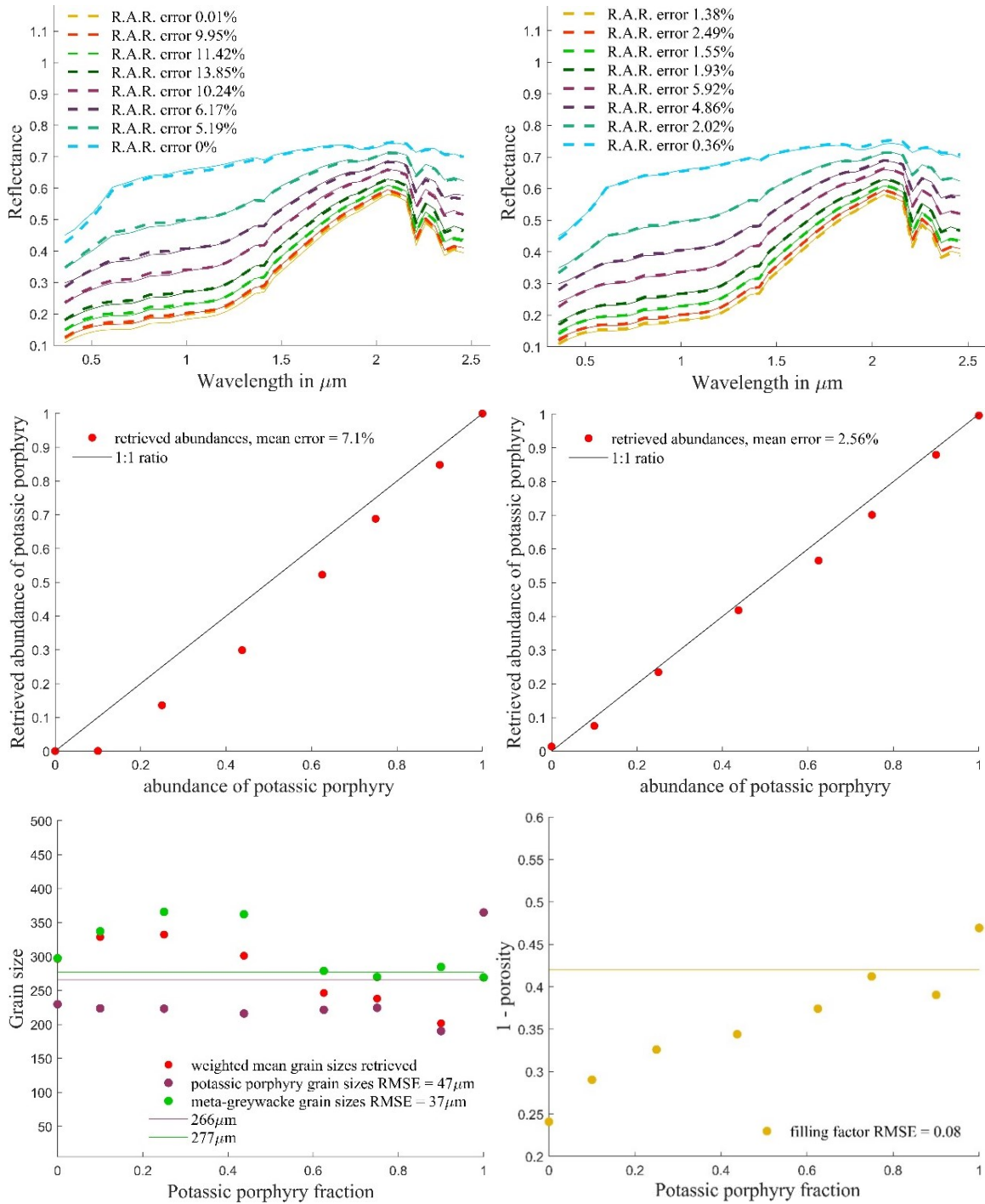


Figure 73 : Résultats pour les mélanges porphyre potassique / méta-grauwacke. À gauche, les contraintes sont serrées, à droite, les contraintes sont lâches.

Lorsque des contraintes serrées sont utilisées, le modèle peut ne pas obtenir d'accord entre la modélisation et la mesure. Pourtant, dans le cas d'un pôle pur, l'abondance retrouvée est la bonne. Cela est particulièrement flagrant avec le mélange porphyre sodique/méta-grauwacke. L'erreur d'abondance sur le porphyre sodique est nulle malgré un mauvais accord. Cela se voit également, dans une moindre mesure sur les pôles des autres séries de mélanges.

Il s'agit d'un « artéfact » mathématique dû à la méthode de recherche qui vise à réduire l'écart entre la mesure et la modélisation. Une optimisation sur des spectres ayant subi un « continuum removal » ne souffrirait pas de cet inconvénient. Mais comme expliqué dans la section sur les démixages minéralogiques, la perte d'information serait trop grande. Si cela n'est visible que sur les pôles, c'est qu'aucun ajustement des proportions ne permet de s'approcher de la mesure. Ce cas devrait être rencontré chaque fois que les mesures d'un même pôle diffèrent, même légèrement.

Dans le cas du porphyre sodique cité précédemment, un écart de 2 % en réflectance et un mauvais ajustement du facteur de remplissage sont à l'origine de l'impossibilité de modéliser la mesure correctement. Le cas du mélange porphyre potassique / porphyre sodique est particulier. En effet, toutes les signatures mesurées des différents mélanges s'échelonnent au mieux sur 5 % de réflectance. Sur de nombreuses longueurs d'onde, cet écart est bien moindre. De plus, les pôles sont quasiment identiques. Seules les longueurs d'onde entre 0,36 μm et 0,6 μm permettent de les discriminer. Ajouté au phénomène décrit au paragraphe précédent, on comprend l'incohérence des résultats obtenus. 100 % du pôle potassique sont presque toujours calculés pour modéliser les mélanges.

Les erreurs sur les abondances calculées avec des contraintes serrées sont présentées au tableau 10.

Tableau 10 : Erreurs sur les abondances relatives retrouvées sur les 24 démixages exécutés avec des contraintes serrées. « Ps » pour porphyre sodique, « pp » pour porphyre potassique et « mg » pour méta-grauwacke.

	ps/mg	pp/mg	pp/ps
0/1	0,00	0,01	100,00
0,10/0,90	7,12	9,95	90,00
0,25/0,75	8,79	11,42	75,00
0,44/0,56	15,70	13,85	56,25
0,63/0,37	12,59	10,24	37,50
0,75/25	3,17	6,17	25,00
0,90/0,10	0,63	5,19	10,00
1/0	0,00	0,00	0,05
Erreurs moyennes (% poids)	6,00	7,10	49,23

Dans le cas où les signatures spectrales sont démixées avec des contraintes lâches en entrée, les accords entre la mesure et la modélisation sont toujours quasiment parfaits. Les RMSEs en réflectance sont toujours en dessous de 0,5 % et certains sont sous la barre de 0,1 %. En effet, contrairement au cas précédent, le modèle peut ajuster les tailles de grains et les facteurs de remplissage de façon à augmenter ou réduire l'intensité de la réflectance. Les abondances retrouvées sont bonnes avec des erreurs moyennes allant de 2,15 % à 3,84 %.

La variabilité dans les tailles de grain calculées pour chaque mélange reste faible. Les erreurs moyennes fluctuent de 37 μm à 67 μm , malgré certains écarts atteignent 100 à 150 μm . La porosité calculée est très souvent en dehors des valeurs attendues. Au sein d'une même série de mélanges, il est possible d'obtenir des porosités de 78 % et d'autres de 52 % (autour de 58 % attendu). Les erreurs sur les abondances, les tailles de grains et la porosité calculées avec des contraintes lâches sont présentées dans le tableau 11.

Tableau 11 : Erreurs sur les abondances relatives retrouvées, les tailles de grains et les porosités sur les 24 démixages exécutés avec des contraintes lâches.

	ps/mg	pp/mg	pp/ps
0/1	1,35	1,38	5,79
0,10/0,90	1,30	2,49	3,90
0,25/0,75	0,57	1,55	3,63
0,44/0,56	1,46	1,93	3,92
0,63/0,37	7,73	5,92	1,71
0,75/25	3,55	4,86	6,24
0,90/0,10	0,79	2,02	4,39
1/0	0,41	0,36	1,12
Erreurs moyennes (% poids)	2,15	2,56	3,84
RMSEs grains	[67 62]	[47 37]	[42 57]
RMSEs porosité	0,07	0,08	0,06

Il n'est pas toujours possible d'avoir plusieurs tailles de grain pour contraindre l'inversion du modèle. Dans notre cas, à cause de la ségrégation minéralogique, certaines classes granulométriques sont trop dissemblables pour être utilisées ensemble. Il serait donc intéressant de voir s'il est possible d'obtenir des résultats équivalents aux précédents, en inversant le modèle directement sur les mélanges (Figure 74, Figure 75 et Figure 76). Ce procédé devrait montrer l'existence d'au moins une solution qui satisfait les abondances relatives connues.

Pour le calcul de la partie imaginaire des indices optiques, il est nécessaire d'entrer dans le modèle, une série de mélanges et les proportions correspondantes, la taille de grain d'un des deux pôles ainsi que la porosité. Si les abondances sont fixes, les autres paramètres peuvent varier tels que définis dans la méthodologie. À chaque itération, l'optimisation cherche la meilleure combinaison de « k », tailles de grain et porosité qui permet le meilleur accord entre toutes les mesures spectrales des mélanges de différentes proportions et les

modélisations. Si cet accord est bon, alors il existe une solution qui permet de retrouver les abondances des différents mélanges.

Une fois la partie imaginaire des indices optiques calculée, les mélanges spectraux sont démixés. Il est important de remarquer que chaque signature est démixée indépendamment des autres. Dans le cas contraire, tout le processus serait circulaire. Or ici, on peut parler « d'entraînement » du modèle sur des mélanges spectraux. D'un point de vue pratique, cela devrait améliorer la fiabilité des résultats dans une application concrète comme souhaitée dans un contexte de mine à ciel ouvert.

Comme précédemment, les démixages sont d'abord réalisés avec des contraintes serrées. Ces dernières correspondent aux valeurs retrouvées lors de l'inversion du modèle sur les mélanges. Si les résultats sont bons, preuve sera faite qu'il existe bien au moins une solution correspondant aux abondances relatives des mélanges préparés. Ensuite, les démixages sont réalisés avec les contraintes lâches. Cette étape met en évidence la capacité du modèle à retrouver ou non les abondances relatives et la taille de grain des constituants dans le cas « réel » où la porosité et cette même taille de grains ne sont pas connus à l'avance. Avec des paramètres libres et une optimisation qui ne s'effectue que sur un mélange à fois, il est possible qu'une solution différente de celle escomptée offre un meilleur accord entre mesure et modélisation. Malgré un meilleur accord, la solution obtenue pourrait être considérée comme mauvaise.

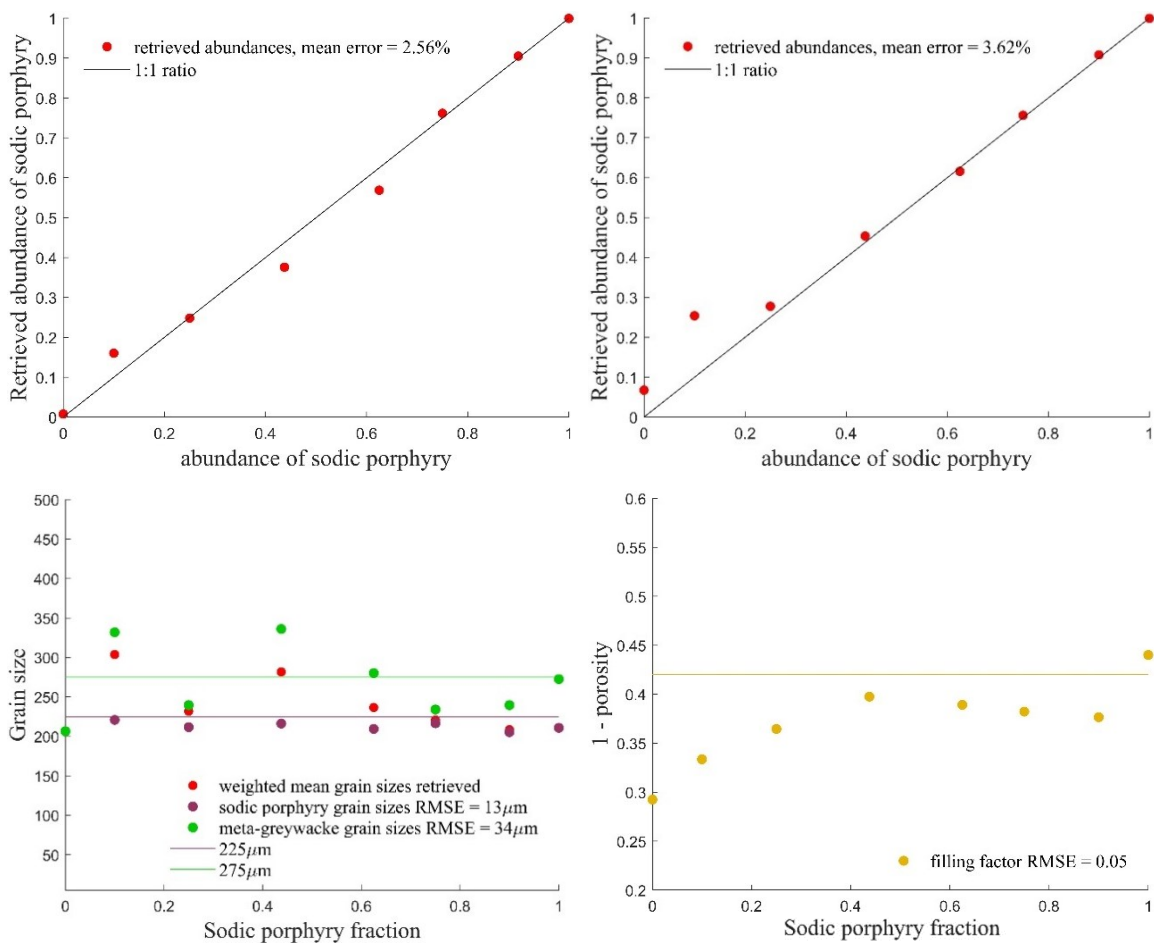


Figure 74 : Résultats pour les mélanges porphyre sodique / méta-grauwacke. Contraintes serrées à gauche et contraintes lâches à droite.

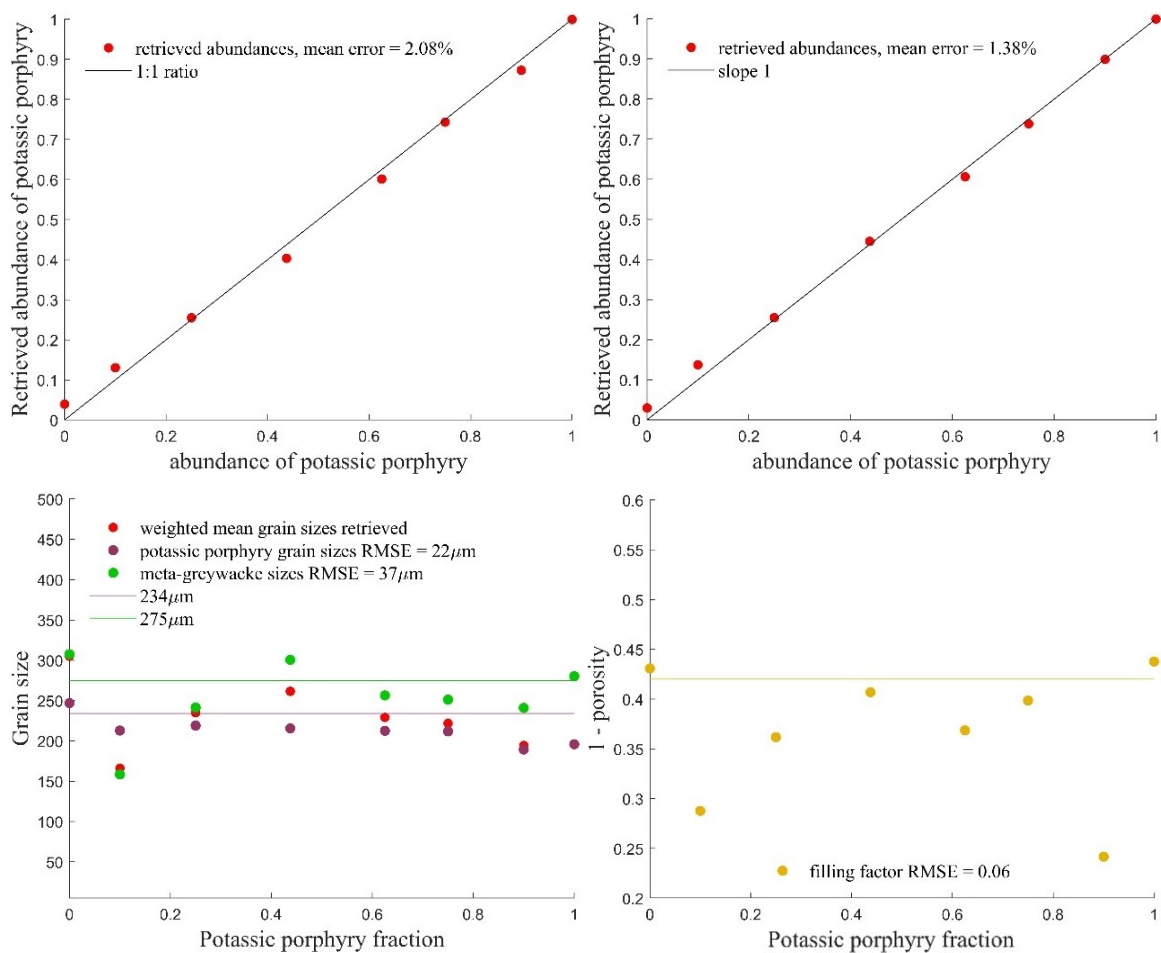


Figure 75 : Résultats pour les mélanges porphyre potassique / méta-grauwacke. Contraintes serrées à gauche et contraintes lâches à droite.

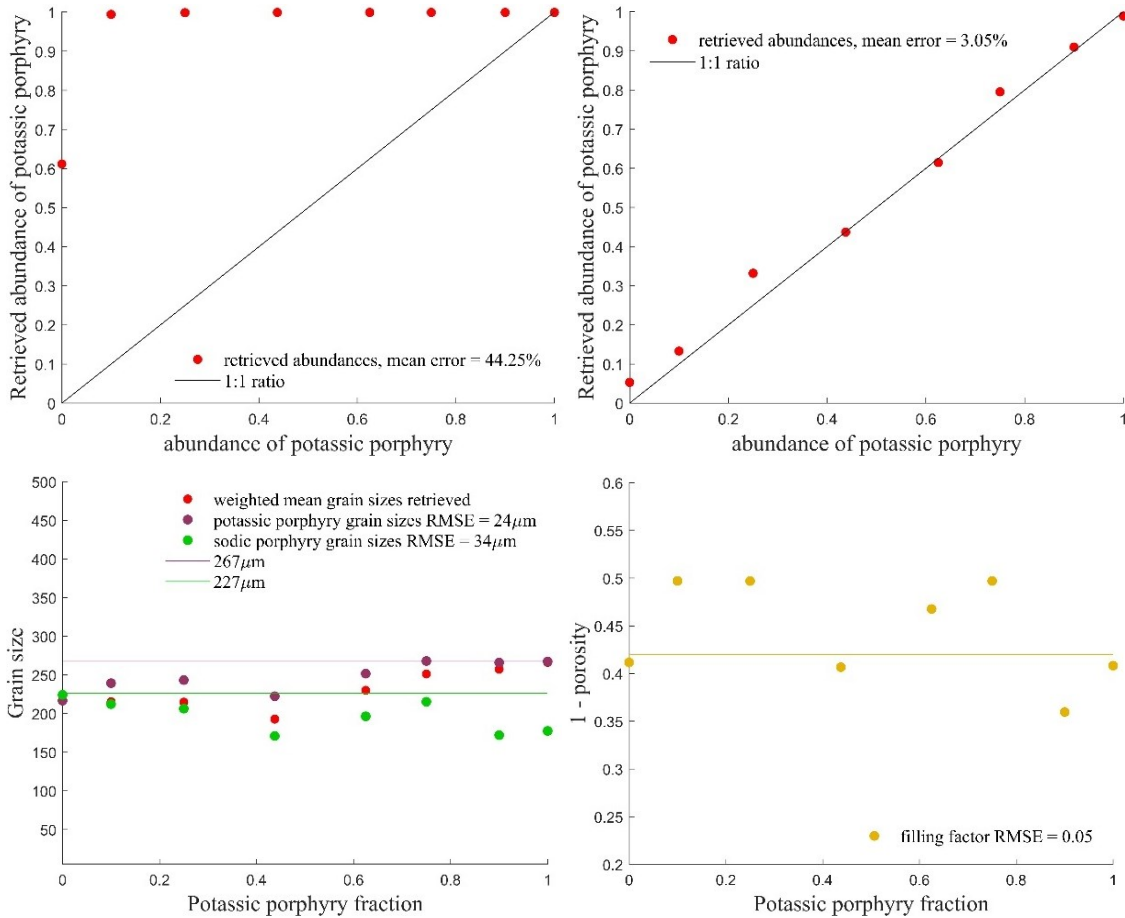


Figure 76 : Résultats pour les mélanges porphyre potassique / porphyre sodique. Contraintes serrées à gauche et contraintes lâches à droite.

Quelle que soit la série de mélanges, les erreurs sur les abondances calculées avec les contraintes serrées sont tout à fait comparables avec ce qui avait été obtenu précédemment. Il en va de même pour les tailles de grains calculées. Les erreurs sur les abondances calculées avec des contraintes serrées sont présentées dans le tableau 12.

Tableau 12 : Présentation des résultats de démixage avec des contraintes serrées si l'inversion du modèle a été faite sur une série de mélanges binaires.

	pp/mg	pp/ps	psg/mg
0/1	3,91	61,17	0,78
0,10/0,90	3,03	89,43	6,02
0,25/0,75	0,50	74,87	0,18
0,44/0,56	3,43	56,17	6,18
0,63/0,37	2,38	37,43	5,61
0,75/25	0,66	24,93	1,17
0,90/0,10	2,71	9,93	0,51
1/0	0,01	0,07	0,05
Erreurs moyennes (% poids)	2,08	44,25	2,56

En utilisant des contraintes lâches, les abondances relatives calculées sont bonnes et proches de ce qui avait été trouvé en utilisant plusieurs classes granulométriques pour l'inversion du modèle (2,15 % → 3,62 % pour la série porphyre sodique / méta-grauwacke ; 3,84 % → 3,05 % pour la série porphyre potassique / porphyre sodique et 2,56 % → 1,38 % pour la série porphyre potassique méta-grauwacke).

Certaines tailles de grain calculées s'éloignent de plusieurs dizaines de micromètres de la valeur attendue. Pourtant, cela ne semble pas influencer sur la qualité des abondances relatives calculées. Cependant, les ordres de grandeur sont bien respectés en moyenne avec des RMSEs allant de 13 μm à 37 μm .

L'origine de la dispersion des tailles de grain calculées est probablement à chercher du côté de la porosité. En effet, une augmentation de la taille de grain diminue l'intensité du spectre de réflectance. En revanche, une augmentation du facteur de remplissage augmente l'intensité du spectre de réflectance. Les effets sont donc antagonistes et peuvent se compenser l'un l'autre. Les erreurs sur les abondances, les tailles de grains et la porosité calculées avec des contraintes lâches sont présentées dans le tableau 13.

Tableau 13 : Présentation des résultats de démixage avec des contraintes lâches si l'inversion du modèle a été faite sur une série de mélanges binaires.

	ppg/mgg	ppg/psg	psg/mgg
0/1	2,96	5,30	6,76
0,10/0,90	3,72	3,29	15,40
0,25/0,75	0,48	8,17	2,76
0,44/0,56	0,75	0,05	1,61
0,63/0,37	1,88	1,03	0,90
0,75/25	1,16	4,53	0,64
0,90/0,10	0,10	0,96	0,78
1/0	0,02	1,08	0,09
Erreurs moyennes (% poids)	1,38	3,05	3,62
RMSEs grains	[22 37]	[24 34]	[13 34]
RMSEs porosités	0,04	0,05	0,05

Puisque les vents et le passage des tombereaux peuvent déplacer les particules les plus fines, il est nécessaire de tester si le modèle peut rendre compte de l'abondance d'une lithologie constituée de grains fins mélangée à une lithologie de grains grossiers.

Les séries de mélanges ont été réalisées de la même façon que décrite précédemment. La classe granulométrique 0-50 μm a été choisie pour étudier l'influence des fines. La quantité d'échantillons disponible ne permettait pas de restreindre davantage l'intervalle de tailles de grain. Dans les travaux présentés ci-après, les « pôles fins » correspondent à la classe granulométrique 0-50 μm et les « pôles grossiers » à la classe granulométrique 150-250 μm .

La morphologie des spectres des mélanges évolue très peu. Un phénomène similaire a été décrit dans le cas du régolithe lunaire où une très faible quantité (0,5 %) de fer microscopique suffit à abaisser considérablement la réflectance de la surface (Hapke, 2001). Toutefois, il est également précisé que la très haute absorption de ce fer est certainement en cause. Dans le cas observé ici, il est possible de constater que l'évolution des signatures spectrales est pratiquement indépendante de la proportion dans le mélange jusqu'à 90 % de particules grossières (Figure 77). L'abaissement de la réflectance qui

conduit à des spectres en dehors des limites imposées par les pôles est un phénomène qui pourrait être observé si le mélange avait une taille de grain supérieure à celles de ses deux pôles pris séparément. En effet, plus la taille des grains augmente, plus la réflectance diminue. Serait-il possible que la taille de grain effective du mélange (fins plus grossiers) soit supérieure à celle prédite par le modèle ? « Comme si » la granulométrie grossière « prêtait » de sa taille à la granulométrie fine. C'est sur cette voie qu'une fonction de « taille de grain partagée » (Shared Grain Size en anglais, SGS) permettant un ajustement de la modélisation a été cherchée.

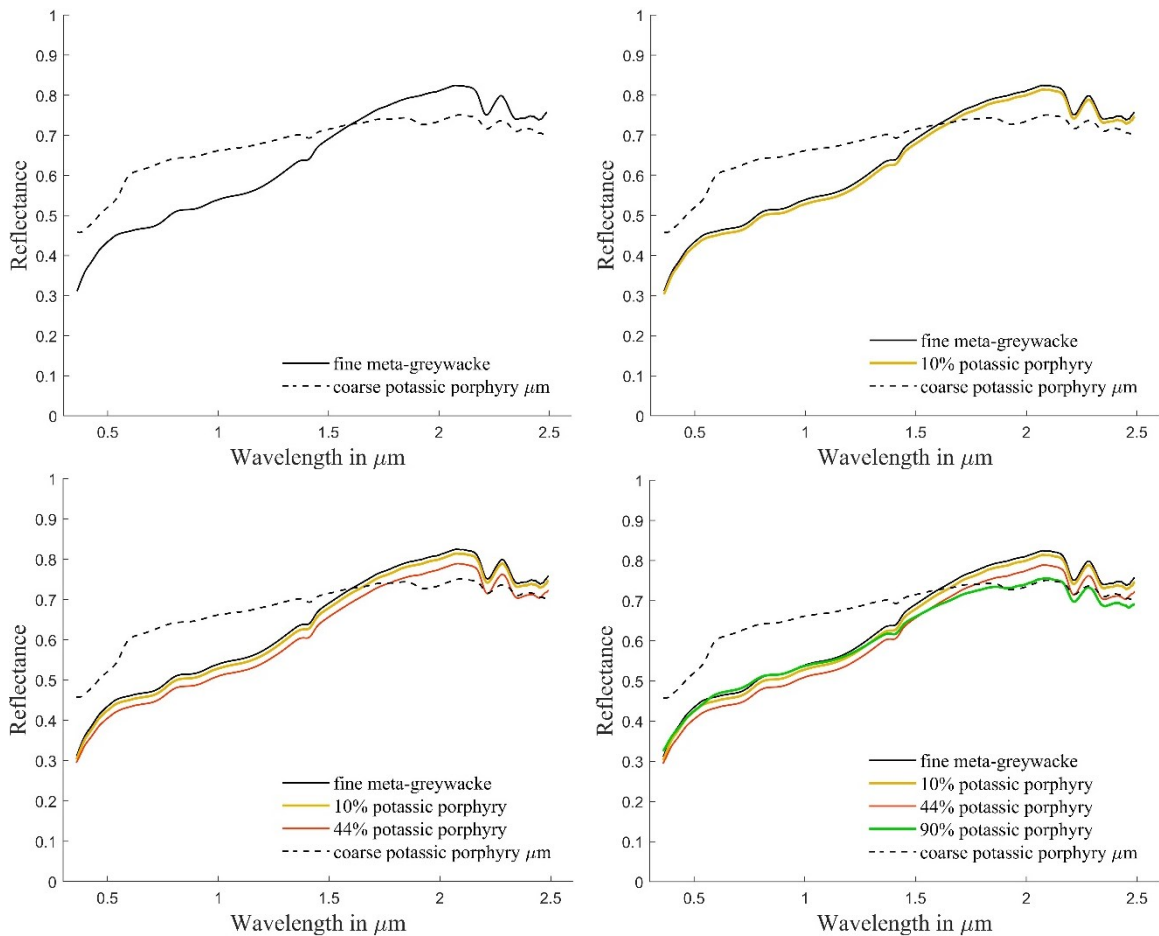


Figure 77 : Les spectres des mélanges apparaissent en dehors des pôles. La morphologie des spectres évolue très peu.

Les différentes tentatives ont permis de cerner quelques principes auxquels devrait obéir la fonction. Cette dernière devrait :

- modifier l'albédo de simple diffusion de la particule ;
- être dépendante de la proportion du mélange binaire ;

En effet, une des variables de l'albédo de simple diffusion est la taille de grain (équation 9). La notion de taille de grain partagée implique qu'il existe une particule équivalente, d'albédo de simple diffusion différent qui permet l'abaissement de la réflectance. La deuxième condition est intuitive puisque pour un « mélange » de 100 % du pôle fin, la taille de grains partagée doit être égale à la taille de grain réelle. Une fonction empirique (équation 24) a été développée dans cette thèse afin de répondre à ces conditions.

$$D_s = D_{opt} * M_c + D_f \quad (24)$$

Avec D_s la taille de grains partagée, D_f la taille des grains fins, D_{opt} la taille « prêtée » des particules grossières aux particules fines et M_c la proportion dans le mélange de ces mêmes particules. D_{opt} est optimisée durant le processus d'inversion.

Sur certaines séries, il semblerait qu'une erreur cumulative de manipulation ait fait dévier les abondances relatives massiques. Cette erreur pourrait être causée par une légère perte de la poudre fine lors des préparations ou une préparation non-homogène. Cette déviation peut devenir visible sur les mélanges quatre et cinq (Figure 78).

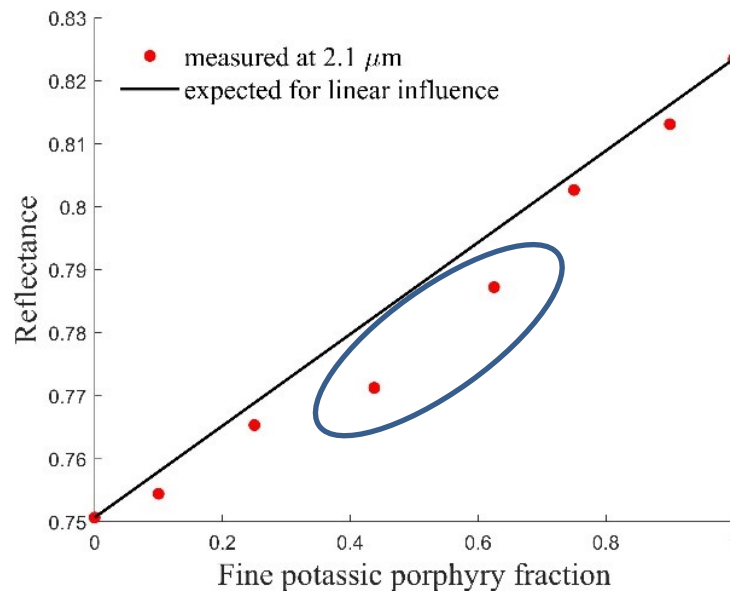


Figure 78 : Les mélanges 0.44/0.56 et 0.63/0.37 semblent présenter un biais (série porphyre potassique grossier / méta-grauwacke fin).

L'inversion du modèle a été réalisée directement sur les séries de mélanges comme expliqué précédemment. Que ce soit directement sur les signatures spectrales, ou sur des longueurs d'onde choisies, on peut observer que la non-linéarité et l'abaissement de la réflectance dépendent de λ (Figure 79 et Figure 80). L'optimisation, lors de l'inversion du modèle, cherche le meilleur compromis pour accorder la modélisation à toutes les signatures spectrales mesurées d'une même série. Le modèle prédit correctement la faible dépendance de la morphologie des spectres aux proportions des mélanges fins / grossiers. Cependant, l'impossibilité du modèle à sortir des bornes spectrales induites par les pôles conduit à un accord assez faible avec un RMSE de 1,49 % en réflectance. L'application de la fonction de taille de grain partagée permet une amélioration significative de l'accord entre les mesures et les modélisations. Le RMSE passe de 1,49 % à 0,17 %.

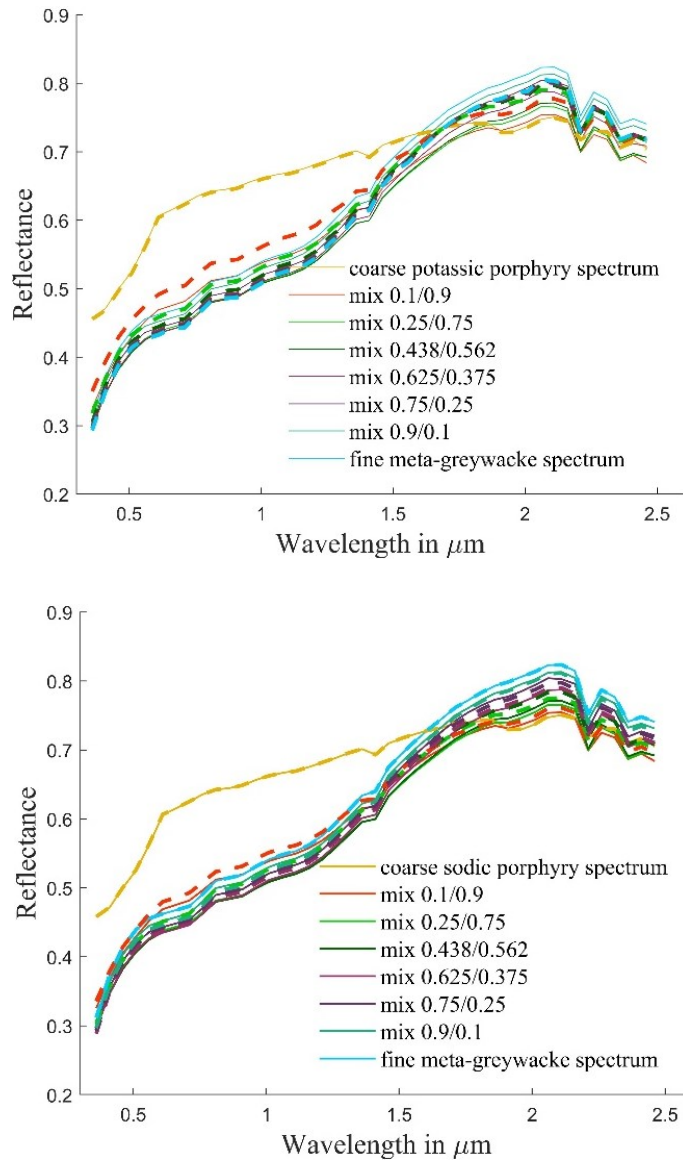


Figure 79 : Série de mélanges porphyre grossier / méta-grawacke fin (traits pleins) et les modélisations correspondantes (traits pointillés) sans SGS en haut et avec SGS en bas.

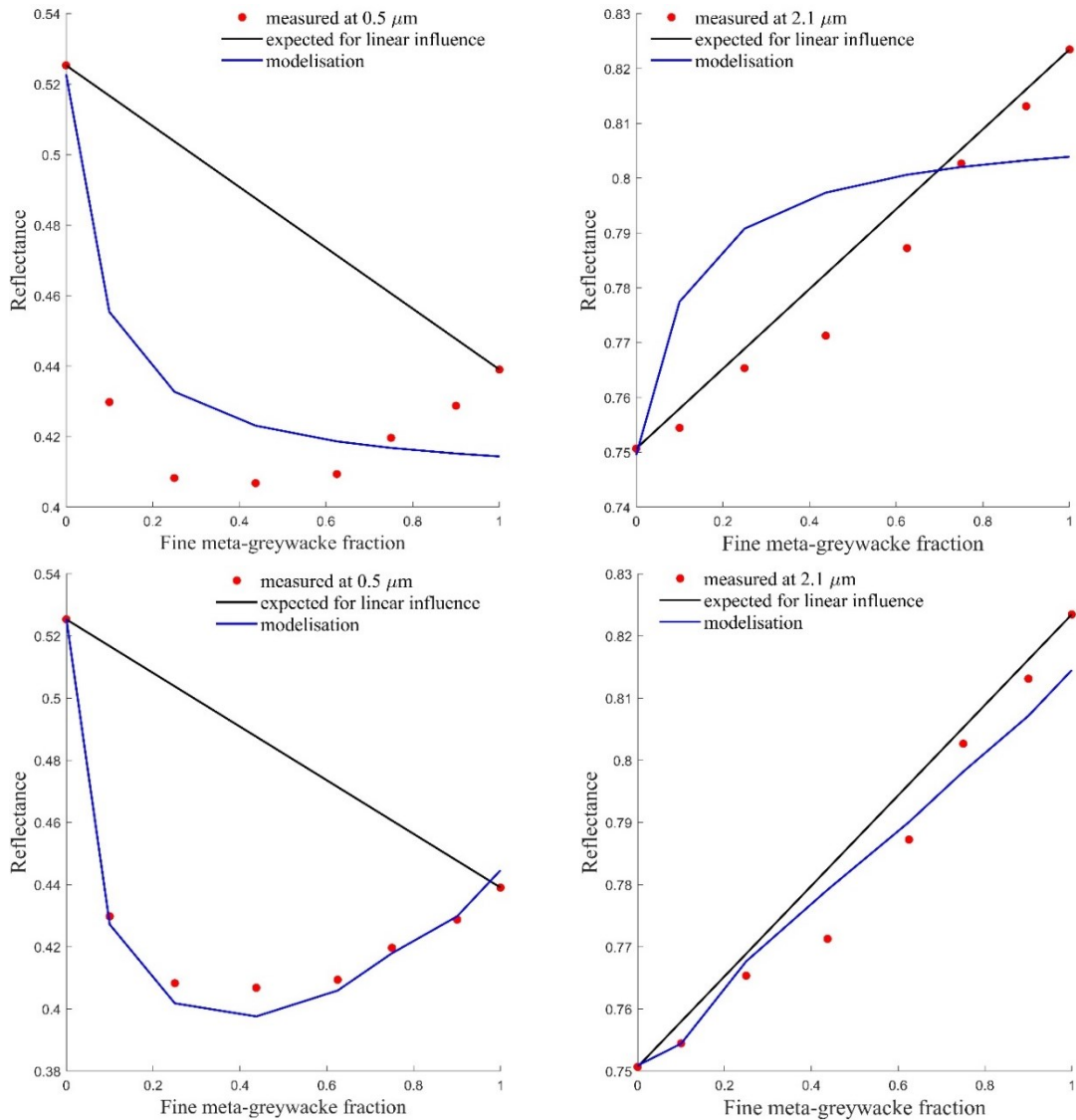


Figure 80 : Mesures de réflectances à 0,5 et 2,1 μm et modélisations pour la série méta-grauwacke fin / porphyre potassique grossier sans SGS en haut et avec SGS en bas.

Les signatures spectrales des différents mélanges ont d'abord été démixées avec en entrée les paramètres qui avaient été calculés lors de l'inversion du modèle. Elles ont ensuite été démixées avec les contraintes lâches. Ce processus a été réalisé deux fois, sans SGS puis avec SGS (Figure 81 à Figure 88).

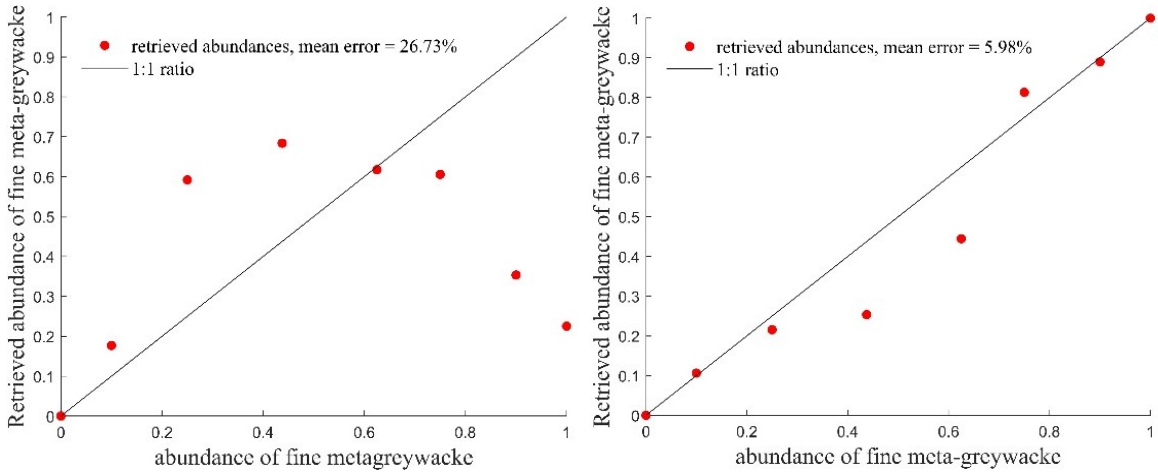


Figure 81 : Comparaison entre les abondances retrouvées dans le cas de contraintes serrées sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique / méta-grauwacke.

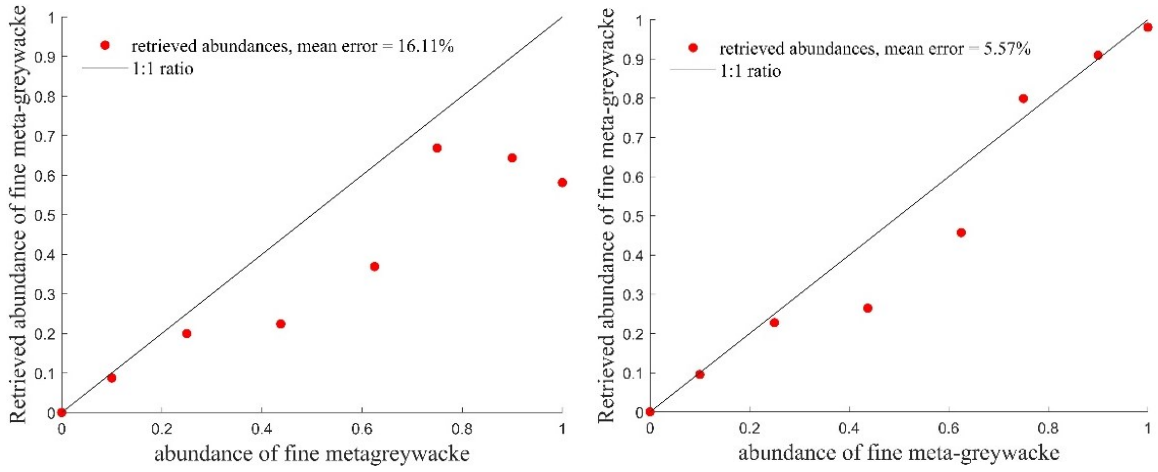


Figure 82 : Comparaison entre les abondances retrouvées dans le cas de contraintes lâches sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique / méta-grauwacke.

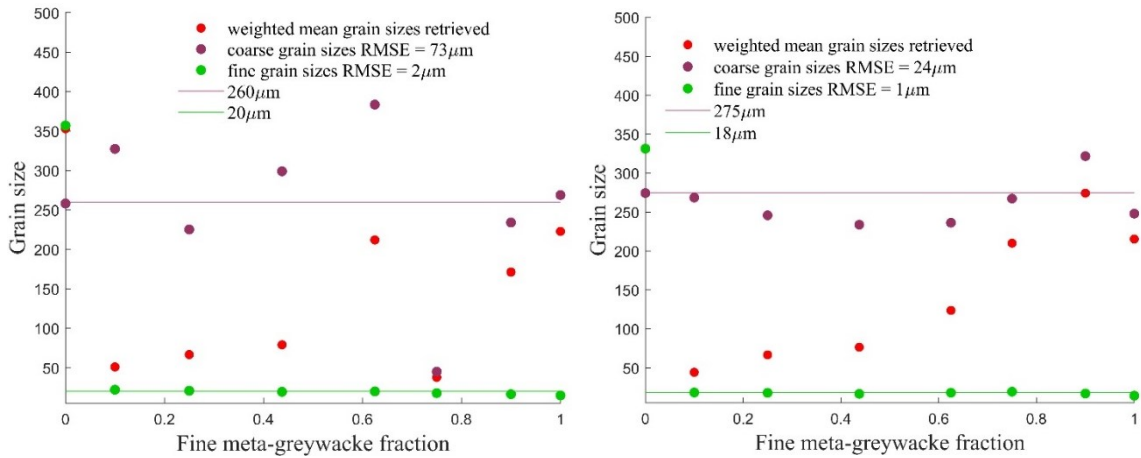


Figure 83 : Tailles de grain calculées pour chaque mélange sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique / méta-grauwacke.

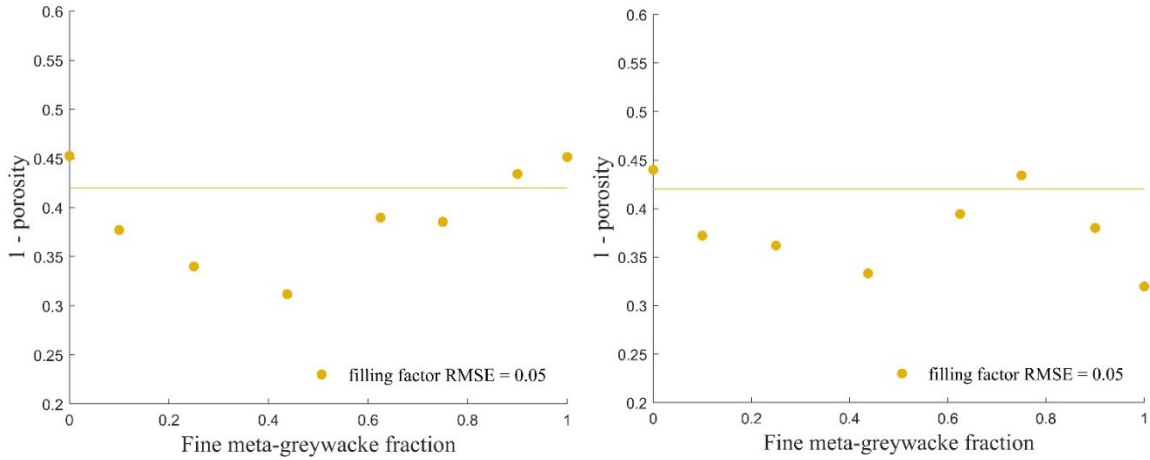


Figure 84 : Facteurs de remplissage calculés pour chaque mélange sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique / méta-grauwacke.

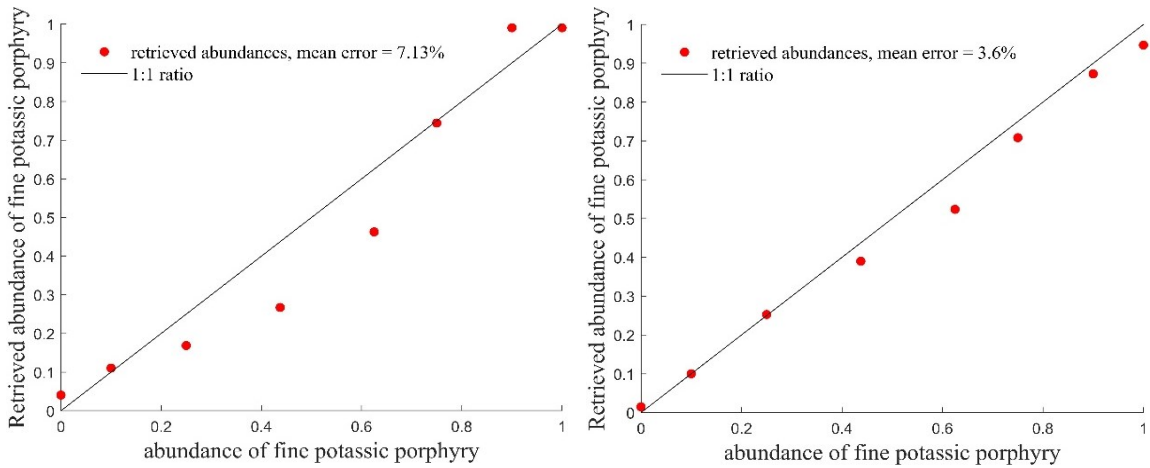


Figure 85 : Comparaison entre les abondances retrouvées dans le cas de contraintes serrées sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique fin / grossier.

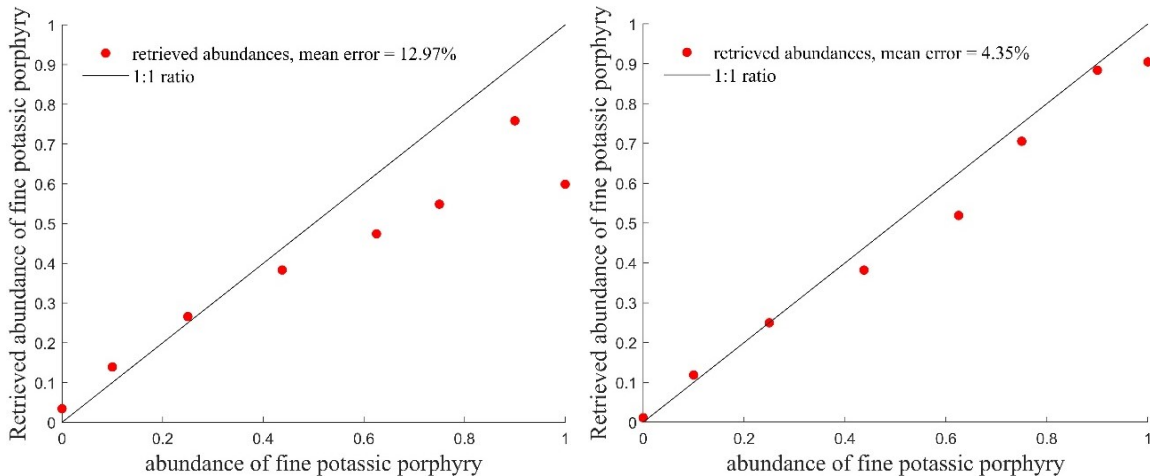


Figure 86 : Comparaison entre les abondances retrouvées dans le cas de contraintes lâches sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique fin / grossier.

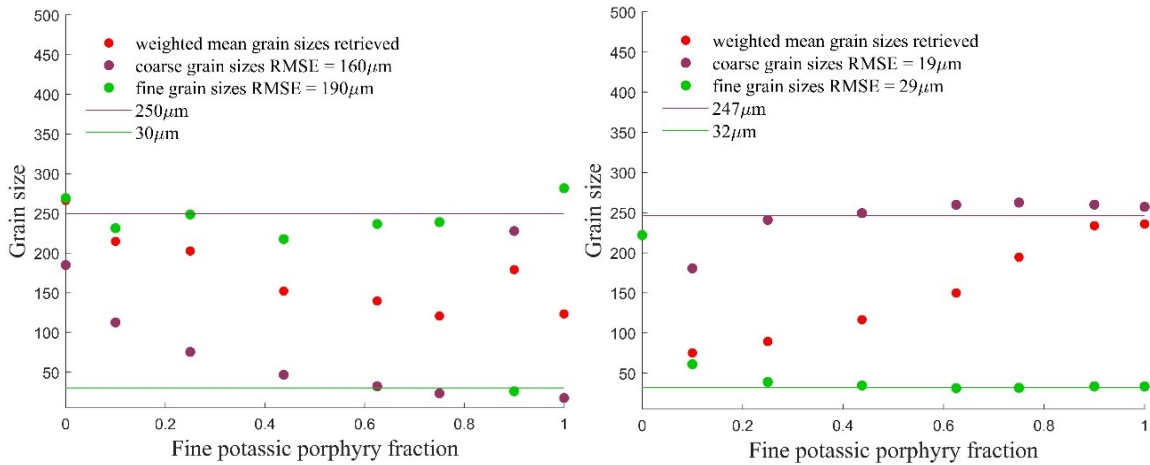


Figure 87 : Tailles de grain calculées pour chaque mélange sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique fin / grossier.

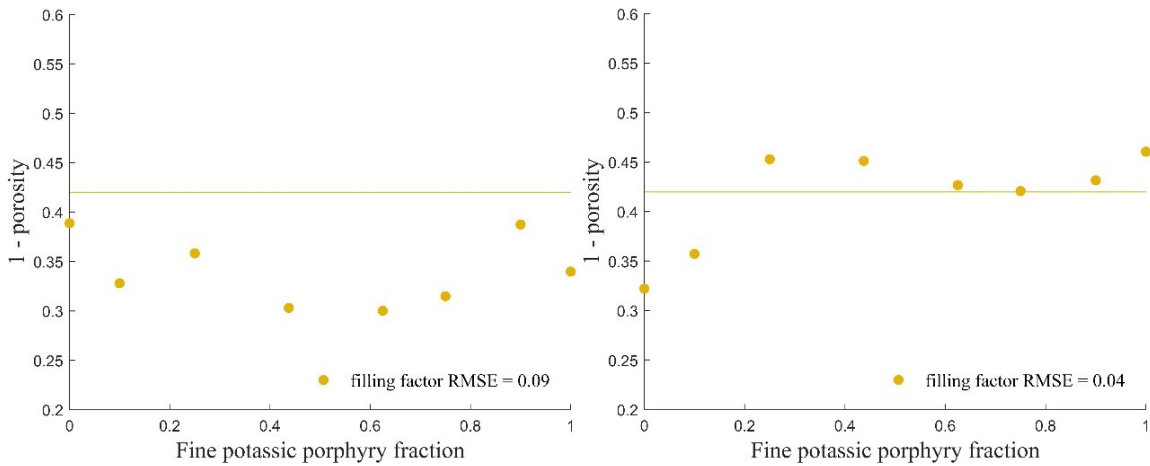


Figure 88 : Facteurs de remplissage calculés pour chaque mélange sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite) pour la série porphyre potassique fin / grossier.

La fonction de taille de grain partagée permet d'obtenir de meilleurs résultats sur les abondances relatives que ce soit pour les contraintes serrées (26,73 % → 5,98 % pour la série porphyre potassique / méta-grauwacke et 7,13 % → 3,6 % pour la série porphyre potassique fin / grossier) ou les contraintes lâches (16,1 % → 5,57 % pour la série porphyre potassique / méta-grauwacke et 12,97 % → 4,35 % pour la série porphyre potassique fin / grossier) (Figure 81, Figure 82, Figure 85 et Figure 86). Le gain obtenu dans le cas des contraintes lâches est plus faible. En effet, l'optimisation est libre de modifier la taille de grain entre 5 μm et 500 μm pour chacun des deux pôles. Ainsi est-il possible d'abaisser la réflectance du spectre modélisé en augmentant la taille de grain.

L'amélioration sur les abondances calculées n'est pas la seule à devoir être prise en compte. En effet, l'objectif est également de retrouver la taille des grains qui composent le médium. Ainsi est-il possible de constater que la variabilité dans la taille de grain calculée pour le pôle grossier diminue significativement pour la série porphyre potassique / méta-grauwacke ($73 \mu\text{m} \rightarrow 24 \mu\text{m}$) (Figure 83 et Figure 87). Concernant la série porphyre potassique fin / grossier, l'amélioration est significative pour les deux pôles ($160 \mu\text{m} \rightarrow 19 \mu\text{m}$ pour le pôle grossier et $190 \mu\text{m} \rightarrow 29 \mu\text{m}$ pour le pôle fin). Sans la fonction SGS, l'optimisation a presque toujours inversé la taille de grain des deux pôles. Cela peut s'expliquer par la très forte ressemblance de ces derniers puisque ce sont tous les deux des porphyres potassiques. On note que dans les deux cas, l'identification d'une fraction fine au sein d'une fraction grossière a été possible.

Les porosités calculées lors du processus d'optimisation ne présentent pas d'amélioration significative lorsque la fonction de taille de grain partagée est appliquée (Figure 84 et Figure 88).

Puisque l'abaissement des réflectances a été observé dans des séries de mélanges lithologiques, les mêmes opérations ont été réalisées avec des minéraux purs. Ceci permettant de vérifier qu'il ne s'agit pas d'un artefact dû à l'utilisation de grains composés de plusieurs minéraux. Pour répéter les conditions observées dans le cas des séries lithologiques, les minéraux devaient avoir des albédos significativement différents. De cette façon, le minéral sombre, de granulométrie fine, aurait une réflectance du même ordre de grandeur que le minéral clair sous forme grossière. La biotite et l'olivine, répondant à ces critères, ont été choisies car facilement disponibles dans le commerce. Comme pour les séries lithologiques, il est possible d'observer une faible dépendance de la morphologie du spectre aux proportions de grains grossiers. L'abaissement du spectre de réflectance en dehors des spectres des deux pôles est là encore observé (Figure 89).

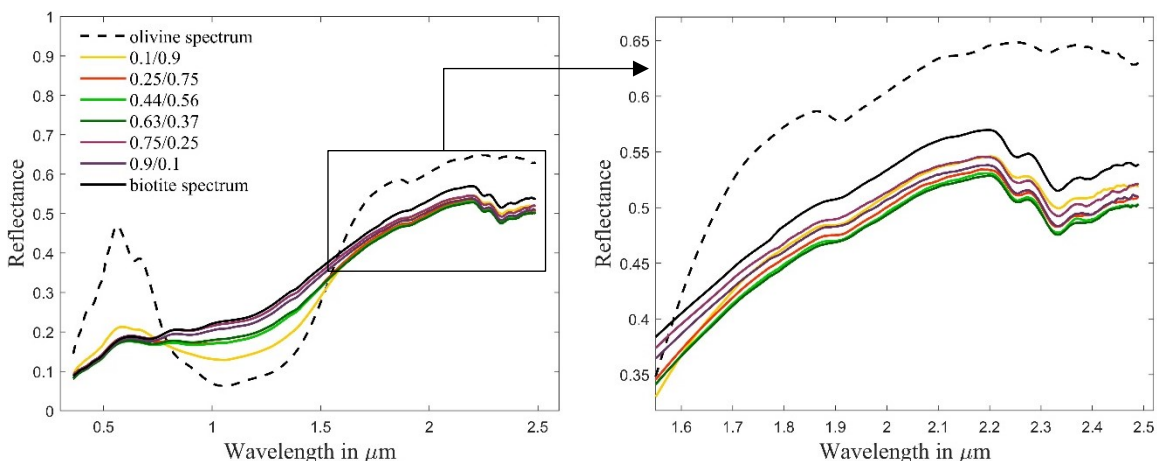


Figure 89 : Série olivine grossière / biotite fine. L'abaissement des spectres des mélanges est observé.

La partie imaginaire des indices de réfraction est calculée par inversion du modèle. L'étude de la distribution de la taille des grains pour l'olivine indique 1610 μm (annexe 3). La biotite étant un phyllosilicate, la taille des grains est difficilement quantifiable. L'épaisseur des feuillets est en effet inconnue. Puisque les grains de biotite appartiennent à la fraction granulométrique 0-63 μm , les optimisations ont été réalisées en laissant la taille de grain libre entre ces deux valeurs. Les manipulations ont mis en évidence la difficulté de réaliser des mélanges de porosités identiques (Figure 90). La grande taille de grain de l'olivine a obligé à « enfoncer » certaines particules grossières dans le mélange afin d'éviter de créer de la rugosité. L'intervalle de porosité a été élargi à 0,39-0,45 pour tenir compte de cela. Il est également possible que les proportions vues par le détecteur ne reflètent pas parfaitement les fractions massiques à cause de ce même problème.

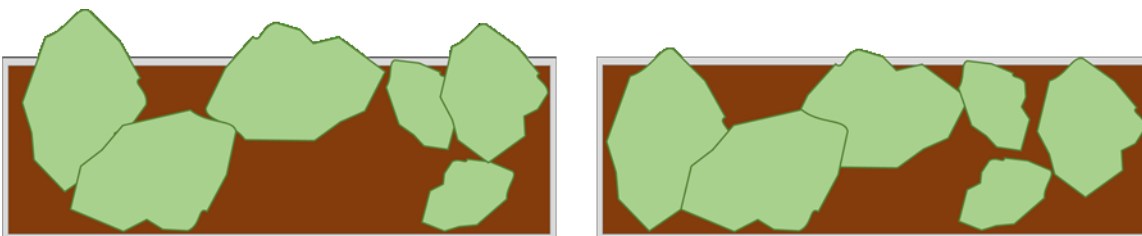


Figure 90 : Illustration schématique de la difficulté d'obtenir une surface représentative du mélange.

Comme vu avec les cas lithologiques, le modèle de Hapke nécessite une modification pour rendre compte des observations.

Lors de l'inversion du modèle, le meilleur compromis obtenu un RMSE moyen en réflectance sur la série dans son ensemble, pour toutes les longueurs d'ondes, de 0,70 % sans la fonction SGS et de 0,51 % lorsque la fonction est utilisée (Figure 91). Si le gain de 0,2 % peut sembler limité, il permet cependant une amélioration significative des abondances relatives calculées.

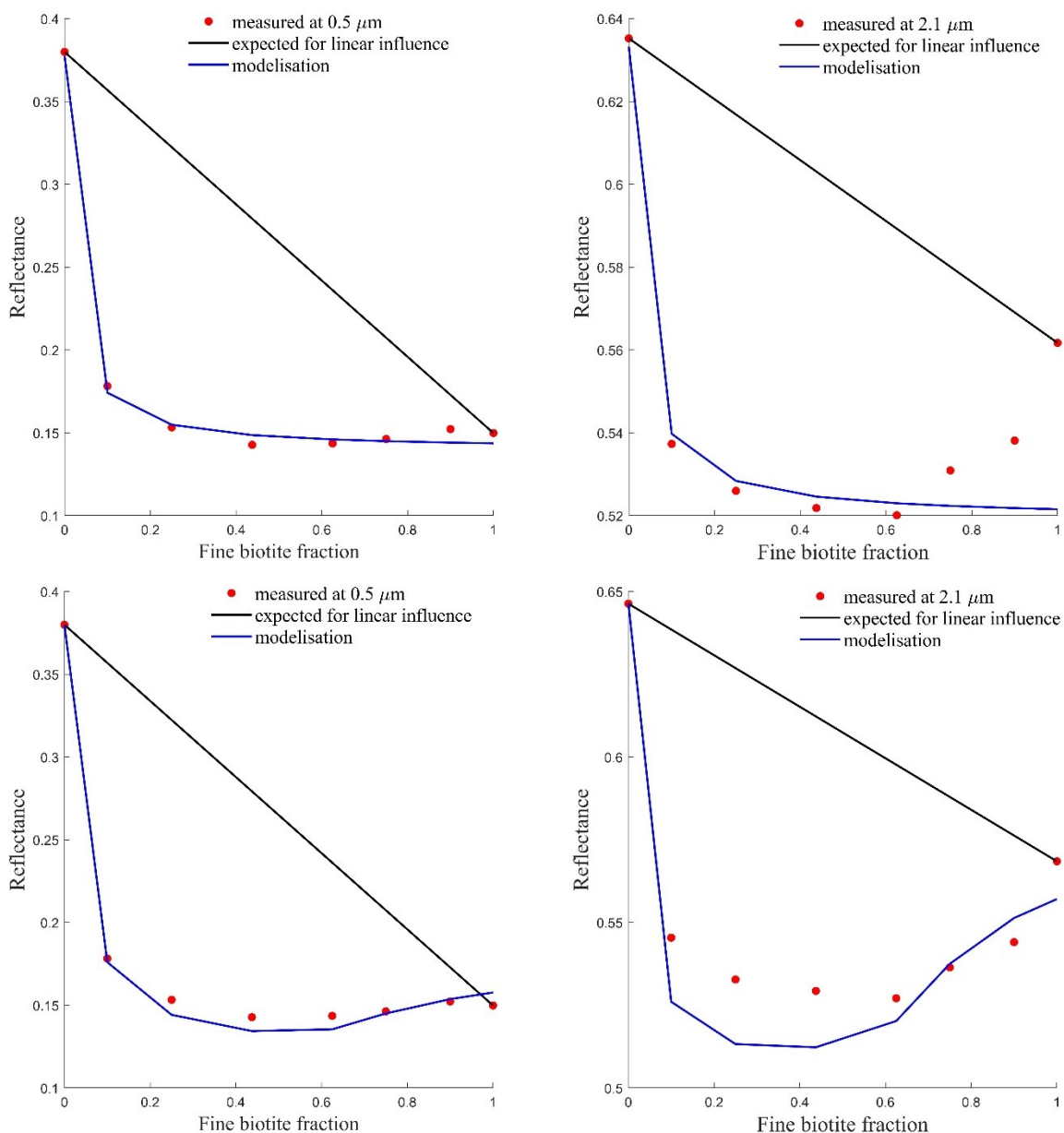


Figure 91 : Mesures de réflectances à 0,5 et 2,1 μm et modélisations pour la série biotite fine / olivine grossière sans SGS en haut et avec SGS en bas.

Comme dans les cas lithologiques, la faible dépendance de la morphologie du spectre et l'abaissement de la réflectance des spectres de mélanges empêchent de retrouver des

abondances relatives cohérentes avec les fractions massiques lorsque la fonction SGS n'est pas utilisée. Dans le cas où les contraintes en entrée du modèle sont serrées autour des valeurs calculées lors de l'optimisation, la fonction de taille de grain partagée permet de passer d'une erreur moyenne de 23,14 % à 6,68 % sur les abondances relatives massiques (Figure 92). Pour les contraintes lâches, la recherche de taille de grain a été élargie de 500 μm à 2000 μm pour la borne supérieure à cause de la grande taille des grains d'olivine. Les abondances relatives calculées sont meilleures avec la fonction SGS avec une erreur moyenne passant de 16,28 % à 7 % sur les abondances relatives massiques (Figure 93).

L'amélioration des tailles de grain calculées est également significative passant d'un RMSE de 314 μm à 110 μm pour la fraction grossière et de 692 μm à 149 μm pour la fraction fine et de 513 μm à 11 μm (Figure 94).

Là encore, aucune amélioration significative sur les facteurs de remplissage n'est remarquée (Figure 95).

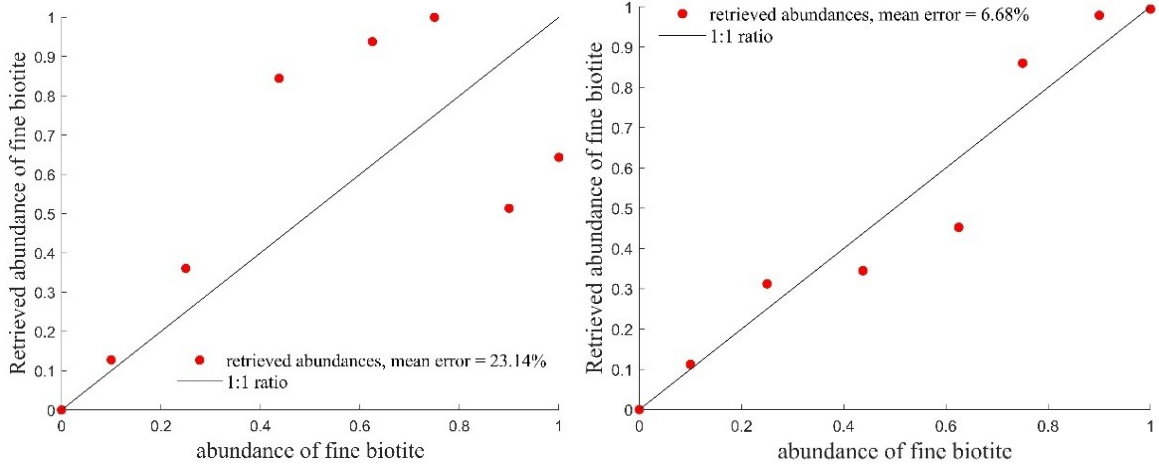


Figure 92 : Comparaison entre les abondances retrouvées pour la série biotite fine / olivine grossière dans le cas de contraintes serrées sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite).

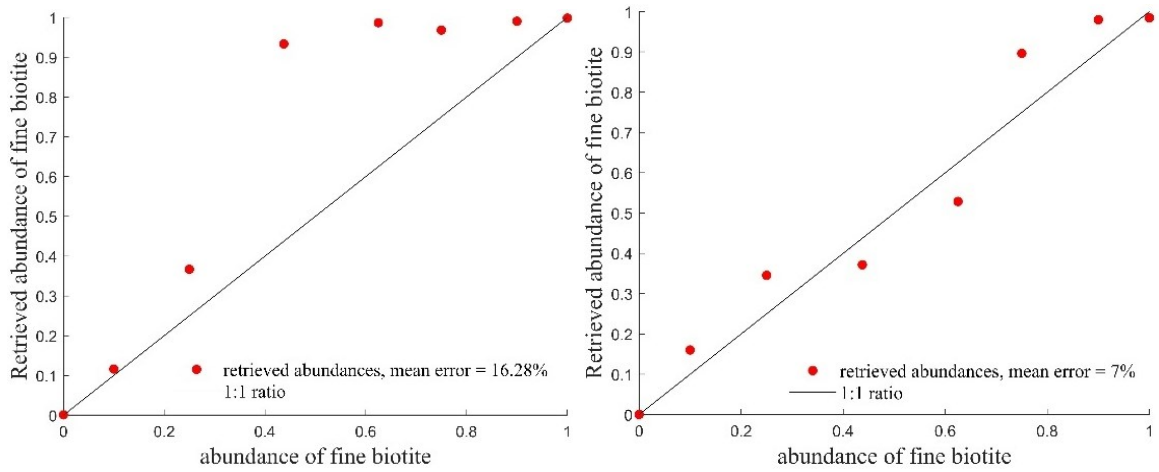


Figure 93 : Comparaison entre les abondances retrouvées pour la série biotite fine / olivine grossière dans le cas de contraintes lâches sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite).

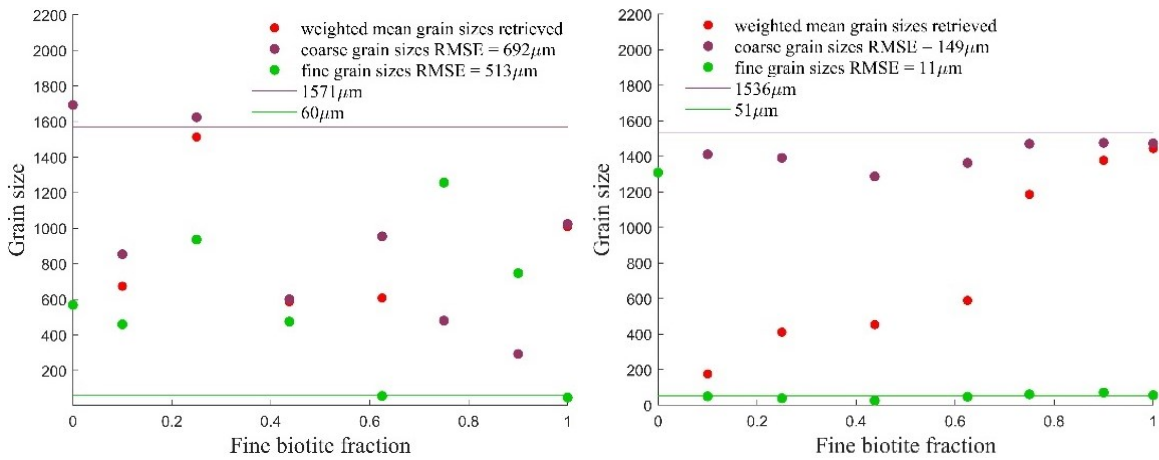


Figure 94 : Tailles de grain calculées pour chaque mélange de la série biotite fine / olivine grossière sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite).

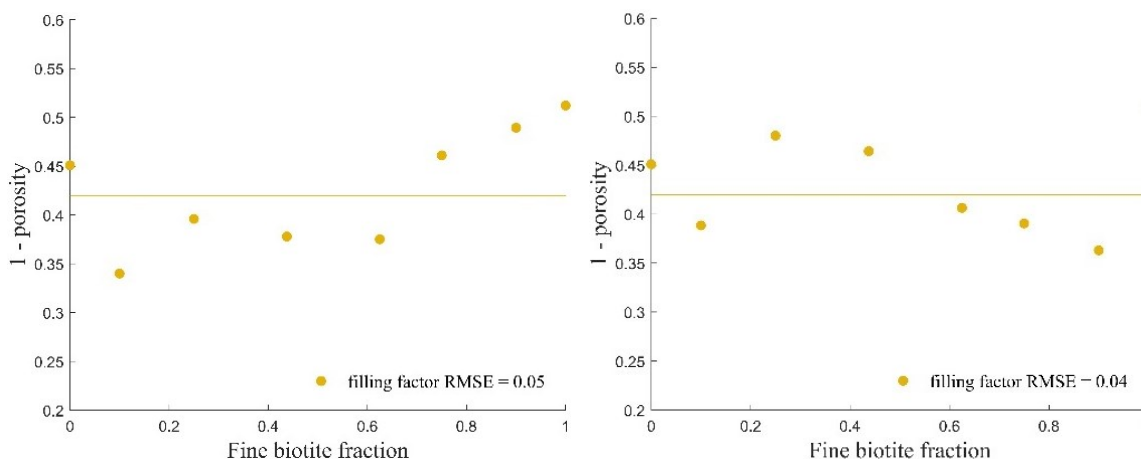


Figure 95 : Porosités calculées pour chaque mélange de la série biotite fine / olivine grossière sans SGS (à gauche) et avec SGS (à droite).

Les résultats de démixage des différents mélanges testés sont présentés dans le tableau 14 pour les contraintes serrées et dans le tableau 15 pour les contraintes lâches.

Tableau 14 : Présentation des résultats de démixage avec des contraintes serrées. « ppf » pour porphyre potassique pôle fin, « ppg » pour porphyre potassique pôle grossier, « mgf » pour méta-grauwcke pôle fin, « bio » pour biotite et « ol » pour olivine.

	ppf/ppg	mgf/ppg	bio/ol	
Poudre grossière	4,06	0,00	0,00	Sans SGS
	1,47	0,01	0,00	SGS
0,10/0,90	1,04	7,69	2,77	Sans SGS
	0,01	0,63	1,23	SGS
0,25/0,75	8,12	34,18	11,04	Sans SGS
	0,27	3,44	6,22	SGS
0,44/0,56	17,02	24,62	40,70	Sans SGS
	4,76	18,40	9,28	SGS
0,63/0,37	16,22	0,76	31,29	Sans SGS
	10,13	18,03	17,25	SGS
0,75/25	0,55	14,45	24,99	Sans SGS
	4,16	6,31	11,00	SGS
0,90/0,10	9,08	54,64	38,65	Sans SGS
	2,71	1,02	7,87	SGS
Poudre fine	0,91	77,46	35,67	Sans SGS
	5,30	0,02	0,57	SGS
Erreurs moyennes (% poids)	7,13	26,73	23,14	Sans SGS
	3,60	5,98	6,68	SGS
Différences erreurs moyennes	3,52	20,74	16,46	

Tableau 15 : Présentation des résultats de démixage avec des contraintes lâches.

	ppf/ppg	mgf/ppg	bio/ol	
Poudre grossière	3,42	0,02	0,12	Sans SGS
	1,12	0,04	0,02	SGS
0,1/0,9	3,92	1,26	1,61	Sans SGS
	1,85	0,43	6,02	SGS
0,25/0,75	1,60	5,03	11,70	Sans SGS
	0,03	2,23	9,56	SGS
0,44/0,56	5,43	21,35	49,60	Sans SGS
	5,56	17,27	6,60	SGS
0,63/0,37	15,07	25,61	36,18	Sans SGS
	10,60	16,76	9,63	SGS
0,75/25	20,12	8,12	21,82	Sans SGS
	4,46	4,93	14,63	SGS
0,9/0,1	14,13	25,62	9,05	Sans SGS
	1,63	0,95	7,99	SGS
Poudre fine	40,10	41,87	0,16	Sans SGS
	9,53	1,91	1,55	SGS
Erreurs moyennes (% poids)	12,97	16,11	16,28	Sans SGS
	4,35	5,57	7,00	SGS
Différences erreurs moyennes	8,63	10,55	9,28	
RMSEs grains	[160 190]	[76 12]	[692 513]	Sans SGS
	[19 29]	[38 3]	[149 11]	SGS
Différences RMSEs grains	[141 161]	[38 9]	[543 502]	
RMSEs porosité	0,09	0,08	0,05	Sans SGS
	0,04	0,1	0,04	SGS
Différences RMSEs porosités	0,05	-0,02	0,01	

Chapitre 5 : Interprétation et discussion des résultats

5.1 Généralités

Les travaux réalisés visaient à démontrer l'utilité du modèle de Hapke dans un contexte de mine à ciel ouvert. Aucune étude à ce jour n'avait abordé une telle application. Le modèle est pourtant capable de tenir compte de la non-linéarité des mélanges spectraux, de calculer la taille de grain d'un médium tout en s'affranchissant des problèmes de porosité et de rugosité. De telles caractéristiques font du modèle de Hapke, le plus indiqué pour apporter de l'information aux géologues sur les abondances des minéraux.

Les résultats présentés dans ce projet de thèse ont permis de répondre aux objectifs fixés.

(1) L'utilisation de pôles spectraux génériques pour le démixage minéralogique semble peu réaliste tant la variabilité spectrale est grande pour un même minéral. (2) Les démixages lithologiques pour des granulométries équivalentes ont fonctionné comme on se serait attendu pour des démixages minéralogiques. (3) La fonction de « taille de grain partagée » a permis d'améliorer les résultats de démixage lithologiques lorsqu'un pôle fin est mélangé à un pôle grossier.

Les objectifs ayant été atteints en respectant la méthodologie, il est maintenant possible de remettre en perspective les hypothèses de départ. (1) Les résultats de démixages, obtenus à partir d'une partie imaginaire des indices optiques calculée depuis un mélange binaire, sont comparables aux résultats obtenus à partir d'une partie imaginaire des indices optiques calculée depuis plusieurs granulométries. (2) Dans un cas concret d'application du modèle dans une fosse, compte tenu des imprécisions concernant différents paramètres (rugosité, géométrie de visée), il n'est pas certain qu'une modification du modèle soit nécessaire dans les cas de mélanges fins/grossiers. Une correction du modèle améliore les résultats dans des cas contrôlés en laboratoire. Sans cette correction, si l'optimisation est libre dans les contraintes, la solution calculée présente une taille de grain un peu plus grosse qu'en réalité ou une porosité plus faible. Aux vues des incertitudes liées au modèle et aux conditions réelles d'application, l'intérêt de la modification n'est pas évident. (3) L'utilisation d'une roche comme pôle pur dans le modèle d'Hapke s'est montrée très efficace pour réduire le

nombre de solutions possibles. Malgré des signatures spectrales morphologiquement très proches (parfois quasi identiques), les résultats sont stables avec des abondances relatives généralement bonnes. Il en est de même pour les tailles de grain calculées. Cela ouvre effectivement la voie à une cartographie lithologique réalisée à l'aide du modèle de Hapke.

Ces résultats doivent être nuancés. Les exploitants miniers sont désireux d'obtenir une information fiable permettant de mieux cibler les zones favorables économiquement et les zones présentant un potentiel environnemental négatif. Pour être applicable concrètement, la méthode devait :

- être relativement facile à mettre en œuvre après une période de calibration pouvant être plus longue ;
- apporter une information spatialement continue ;
- offrir une précision suffisante en termes d'abondance et de taille de grain pour diminuer l'échantillonnage et suivre le déplacement des poussières dans la mine.

5.2 Inversion du modèle de Hapke comme problème mal posé

Certaines difficultés peuvent entraver l'application du modèle. Mishchenko (1994) explique que l'inversion du modèle de Hapke appartient aux problèmes mal posés, étant incapable de répondre une solution unique. Elle ne remplit donc pas la condition d'unicité de la solution énoncée par Hadamard (1902). Il accuse également le modèle de retrouver des solutions physiquement impossibles.

En 2007, deux auteurs (Shepard et Helfenstein, 2007) ont réalisé une étude photométrique en aveugle pour tester le modèle de Hapke. Un des auteurs réalisait 770 mesures, couvrant les différents angles d'émission, d'émergence et de phase, pour plusieurs poudres de composition, de porosité et de rugosité connues. Le second auteur devait ensuite retrouver de façon univoque les propriétés physiques des médiums à l'aide du modèle de Hapke. Les auteurs résument leur étude en ces termes :

« Nous n'avons trouvé aucune preuve convaincante que des paramètres photométriques individuels puissent être interprétés de manière unique pour révéler l'état physique de nos échantillons, dans un sens absolu ou relatif. »

Dans une critique du modèle de Hapke (Shkuratov *et al.*, 2012), les auteurs font remarquer que le nombre de paramètres et leur interdépendance ne permettent pas de retrouver une unique solution lors des inversions du modèle. On peut lire en conclusion :

« *De plus, ce modèle peut produire des résultats ambigus et instables qui ne correspondent pas nécessairement aux caractéristiques physiques des surfaces planétaires.* »

Ces critiques, parfois sévères (*e.g.* violation de la conservation d'énergie, résultats physiquement impossibles), concernent uniquement les paramètres photométriques du modèle. Aucun travail de démixage n'était réalisé.

Au meilleur de notre connaissance, seuls les travaux de Lapotre *et al.* (2017) montrent que de nombreuses combinaisons d'abondances relatives et de tailles de grains différentes permettent un bon accord entre les mesures et les modélisations. Une chaîne de Markov était utilisée pour calculer des densités de probabilité de solution, fonctions de l'accord entre les modélisations et les mesures. Ainsi, les solutions calculées pouvaient différer de plusieurs dizaines de pourcents en abondance relative et de plusieurs centaines de micromètres pour les tailles de grain.

5.3 Des échantillons ressemblants et transparents

De nombreux travaux ont, malgré ces critiques, utilisé ce modèle et montré son efficacité à retrouver les abondances de mélanges de minéraux. Il est courant qu'aucune mention sur les contraintes en entrée du modèle ne soit faite (*e.g.* Li et Milliken, 2015; Robertson *et al.*, 2016) laissant penser que les optimisations ont été faites sans. Les résultats présentés ont une précision généralement inférieure à 10 % (% poids) en absolu sur des mélanges binaires (Figure 96). D'autres études précisent les contraintes utilisées dans le modèle (Lucey, 2004; Lemelin *et al.*, 2013, 2015) comme la taille de grain ou certaines abondances limitées par d'autres données (*e.g.* contenu en titane pour l'ilménite ou contenu en fer pour discriminer certaines minéralogies). Ces travaux sont considérés comme valides dans la mesure où les abondances calculées sont généralement excellentes dans le cas de mélanges binaires et « satisfaisantes » dans le cas de mélanges plus complexes. Lucey *et al.* (2014) montre un exemple avec une validation du modèle en conditions contrôlées sur des échantillons lunaires avec quatre pôles utilisés. L'erreur moyenne est de 8% (% poids) en

absolu (Figure 97). Il est à noter que ces « validations » ont lieu en laboratoire. Les validations terrains manquent, le modèle étant utilisé quasi exclusivement en planétologie.

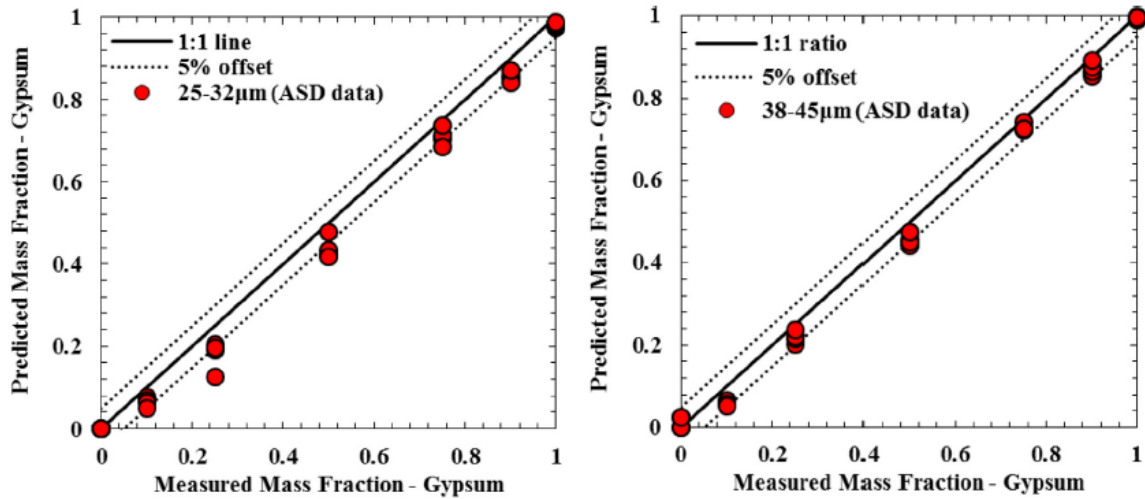


Figure 96 : Abondances de gypse calculées en fonction des abondances effectivement présentes dans des mélanges binaires gypse / montmorillonite. Modifié d'après Robertson *et al.* (2016).

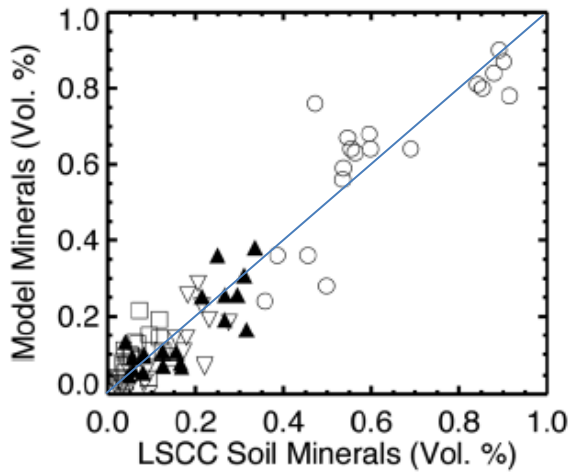


Figure 97 : Abondances calculées en fonction des abondances réelles de minéraux d'échantillons lunaires. Cercles noirs : feldspaths, triangles noirs : pyroxènes peu calciques, triangles inversés : pyroxènes calciques, carrés : olivine, ligne bleue : ratio 1 : 1. Modifié d'après Lucey (2004)

Les résultats préliminaires qui visaient à évaluer le modèle dans un contexte de mine à ciel ouvert sur le site de Canadian Malartic semblent ne pas répondre aux exigences d'une application concrète telle que mentionnée plus haut. Pourquoi ?

Comme montré dans la littérature, la fosse de la mine est grossièrement représentée par deux ensembles lithologiques : des intrusions monzodioritiques dans des méta-sédiments.

Les études de lames-minces présentées ici permettent de catégoriser la minéralogie des deux ensembles lithologiques en deux groupes. Au premier ordre, la minéralogie des intrusions pourrait être décrite telle que :

- ≈ 90 % de tectosilicates (albite, orthose, quartz, spectralement transparents);
- ≈ 10 % de phyllosilicates (biotite, muscovite, chlorite).

Les méta-sédiments pourraient être décrits tels que :

- ≈ 65 % de tectosilicates;
- ≈ 35 % de phyllosilicates (principalement biotite).

L'ensemble tectosilicate est semi-transparent à transparent sur l'intervalle de longueurs d'onde étudiées. Le démixage minéralogique est donc rendu difficile par l'absence de pics d'absorption caractéristiques. D'un point de vue spectral, il n'y a que la proportion de biotite qui permet de différencier les intrusions, de l'encaissant.

Cette transparence des principaux composants des médiums étudiés est vraisemblablement un des responsables de l'incapacité du modèle à retrouver une solution unique. En effet, si l'on résonne en termes de mélanges tectosilicates / autres minéraux, les proportions sont cohérentes à ce qui est attendu. La taille de grain, sans être précise, est dans un ordre de grandeur en accord avec les études de distribution.

Les mêmes travaux, réalisés dans le domaine de l'infrarouge à ondes longues (de $8 \mu\text{m}$ à $13 \mu\text{m}$), pourraient donner des résultats très différents. En effet, des minéraux comme le quartz ou l'albite y sont différenciables (Figure 98). Cependant, les énergies en jeu sont bien moindres. La résolution spatiale des imageurs est donc généralement plus basse et le coût d'acquisition plus élevé qu'avec des imageurs fonctionnant du visible à l'infrarouge à ondes courtes.

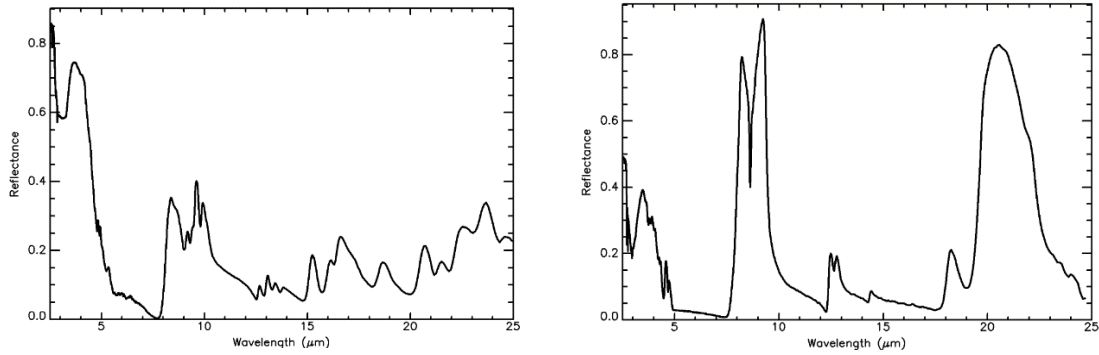


Figure 98 : À gauche, le spectre de l'albite HS66.3B. À droite le spectre du quartz GD74. Modifié d'après Kokaly *et al.* (2017).

Afin de limiter le nombre de pôles en entrée du modèle, nous avons remplacé les minéraux par les lithologies qu'ils représentaient. Les modélisations sur les différentes classes granulométriques ont mis en évidence une ségrégation minéralogique empêchant de retrouver une partie imaginaire des indices de réfraction commune. Cependant, nous avons montré qu'inverser le modèle directement sur des séries de mélanges est possible et permet *in fine* de faire des démixages lithologiques avec une bonne précision malgré des signatures spectrales fortement ressemblantes. À titre de comparaison, une série de mélanges montmorillonite / gypse est accotée à une série porphyre sodique / méta-grauwacke (Figure 99). Il est important de noter que les pics d'absorption de la première série sont nombreux et placés à des longueurs d'onde différentes entre les deux pôles. Concernant la série lithologique, les pics d'absorption sont presque inexistantes et situés aux mêmes longueurs d'onde.

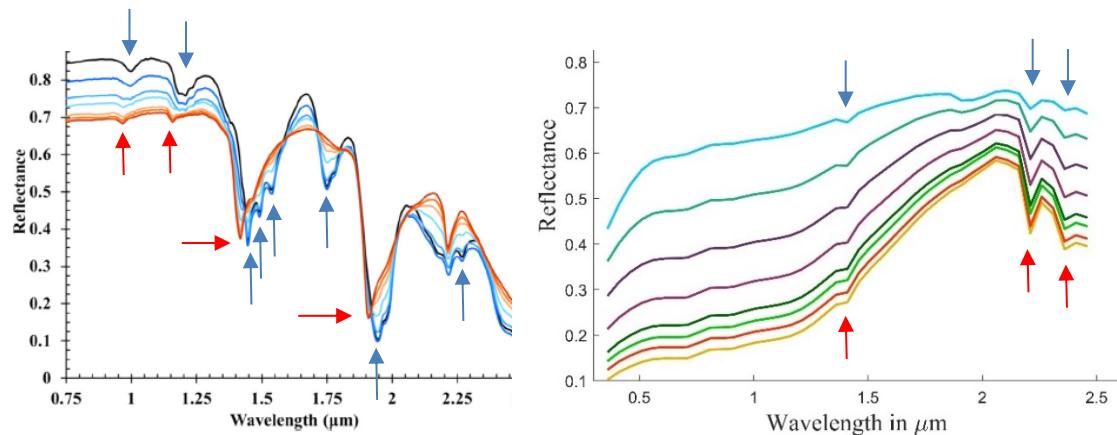


Figure 99 : À gauche, une série de mélanges montmorillonite / gypse présente de nombreux pics d'absorption à des longueurs d'onde différentes. À droite, une série de mélanges porphyre sodique / méta-grauwacke présente peu de pics d'absorption. De plus, ces derniers sont placés sur les mêmes longueurs d'onde.

5.4 La fonction SGS et la porosité

Identifier des fines mélangées au sein de particules grossières est une opération délicate. En effet, les fines ont un effet spectral considérable sur les mélanges. Jusqu'à 90 % de grains grossiers dans le mélange, la morphologie générale des spectres de réflectance reste dominée par les fines. De plus, l'abaissement des signatures spectrales non prédites par le modèle mène à des erreurs d'abondances pouvant atteindre 80 % en absolu et souvent plus de 100 % en relatif. Laisser libre la taille de grain durant l'optimisation permet de retrouver des abondances plus justes, mais au prix de tailles de grains souvent incohérentes. La fonction empirique de taille de grain partagée permet de stabiliser les résultats pour la taille de grain calculée et d'améliorer à la fois la précision et la justesse des abondances calculées.

Cette fonction a été inspirée principalement par l'abaissement des réflectances qui laisse penser que le mélange mesuré est constitué de grains plus gros que ce qui est calculé par les études de distribution de la taille des grains. La fonction de taille de grain partagé a donc pour but d'augmenter artificiellement la taille des grains du mélange afin de rendre compte de l'observation.

Une explication à ce phénomène est envisageable et devrait dorénavant être privilégiée.

Mélanger des pôles de taille de grain équivalente n'a pas d'effet sur la porosité du médium. Indépendamment de la composition minéralogique du mélange, toutes choses étant égales par ailleurs, les grains sont identiques. En mélangeant deux pôles qui ont chacun une porosité de 50 %, le médium résultant aura une porosité de 50 % (Figure 100). Au premier abord, la porosité d'un médium paraît être une variable intensive. Cette constatation devient fautive si un des pôles contient des particules plus petites. Un médium de 50 % de porosité, constitué de grains suffisamment petits diminuera considérablement la porosité du mélange. En effet, les espaces vides de la granulométrie grossière (50 % du volume disponible) seraient remplis à hauteur de 50 % (le volume des particules fines). La nouvelle porosité du médium serait alors de 25 % (Figure 101). Dans le modèle de Hapke, la fonction qui permet de tenir compte de la porosité augmente la réflectance lorsque la porosité diminue. Cela est contraire à ce qui est observé dans le cas idéal présenté ici. En revanche, Hapke (2012b) explique que la fonction de porosité ne fonctionne pas pour des facteurs de remplissage supérieurs à 0,52 (porosité de 48 %). Il ajoute que l'équation de porosité ne

fonctionne donc pas pour des poudres extrêmement compressées. Or, il semblerait que le seuil d'applicabilité de 0,52 puisse être facilement dépassé sans jamais tasser le médium. Le cas décrit plus haut est idéal et suppose un agencement optimal des particules. Si cet agencement optimal était facilement atteint, les régolithes auraient des porosités quasi nulles, puisque composés de grains de tailles extrêmement variables. Il y aurait toujours un grain assez petit pour combler un pore créé par le contact de deux grains plus gros. Ce n'est pas ce qui est observé. Tout d'abord, l'agencement des grains n'a pas de raison d'être optimal. Ensuite, les plus petits grains forment des agglomérats qui les rendent similaires à des particules plus grossières de densité plus faible.

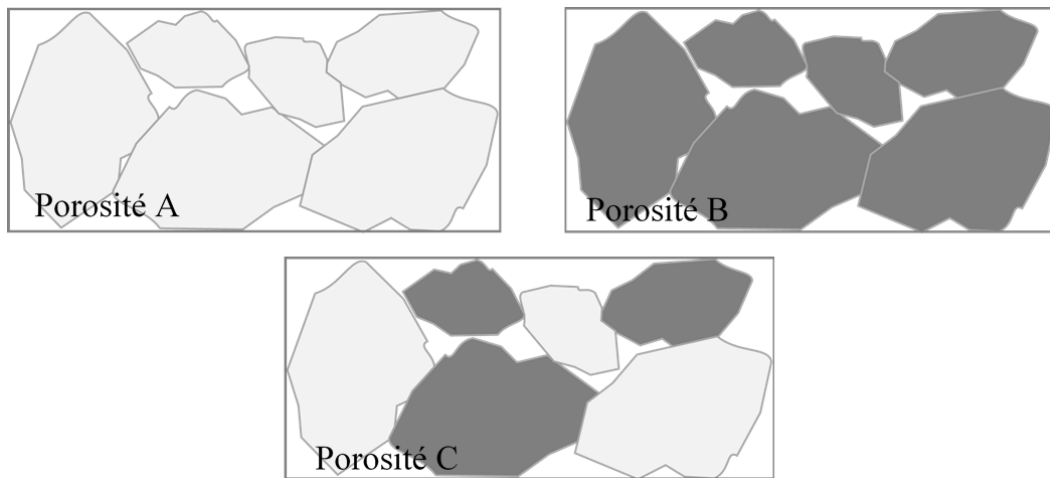


Figure 100 : La porosité d'un mélange de deux poudres de classe granulométriques et de porosités identiques ne change pas. Porosité A = porosité B = porosité C.

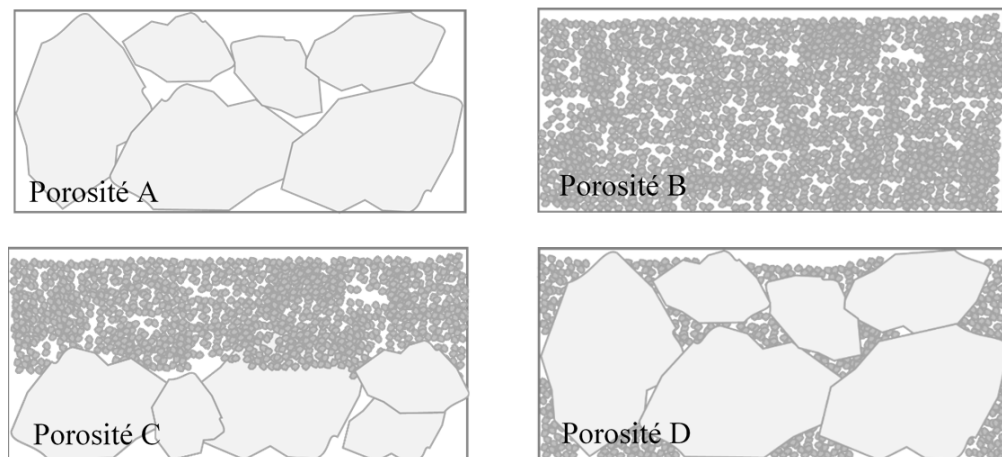


Figure 101 : Dans le cas d'un mélange de grains fins avec des grains grossiers, la porosité peut fortement diminuer si les petits grains bouchent les pores des grains grossiers. Porosité A = porosité B = porosité C > porosité D.

Différents agencements de grains ont été testés en laboratoire pour valider cette hypothèse. Lorsque le méta-grauwacke de classe granulométrique 0-50 μm est versé doucement dans le tube à essai avec un angle de 45° , puis redressé, il est possible de remarquer que la porosité est très grande avec de grands volumes vides (Figure 102 A). Lorsque la poudre est versée directement dans le fond du tube à essai, les espaces vides disparaissent. Il ne reste que la porosité attendue du médium (Figure 102 B). Cette différence entre A et B ne peut pas être reproduite avec des grains grossiers (Figure 102 C). Les forces électrostatiques ne doivent pas être suffisantes pour tenir les grains collés entre eux. Lorsque du méta-grauwacke fin est ajouté au porphyre sodique grossier, le volume augmente (Figure 102 D). Après mélange, les fines ont pris la place des pores, le volume a diminué. La porosité a donc elle-même diminué. Le facteur de remplissage calculé est alors de 0,61 (Figure 102 E). Cette valeur est au-delà de la limite imposée par la fonction de porosité du modèle de Hapke (0,52).

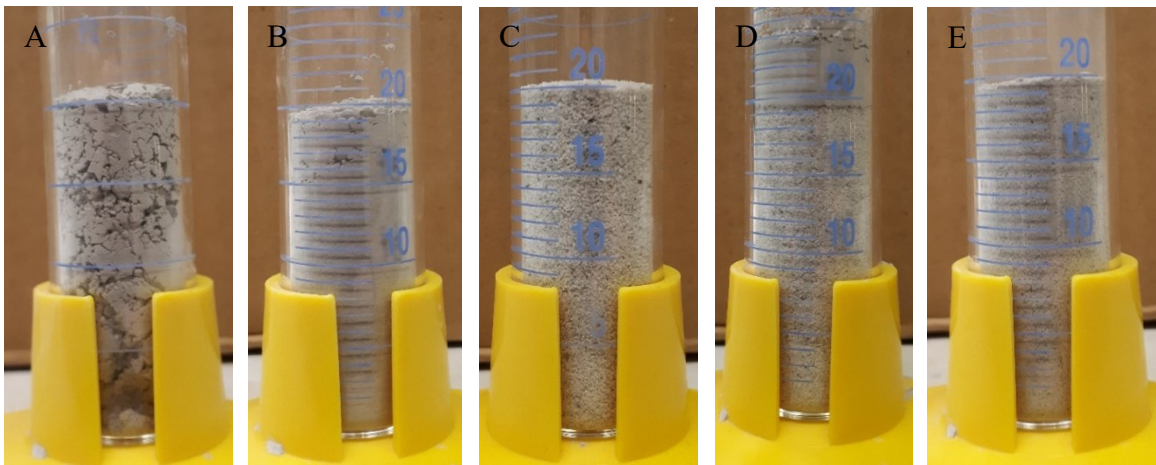


Figure 102 : Porosité des échantillons selon le mode de préparation. Méta-grauwacke fin en A et B. Porphyre sodique grossier en C. Porphyre sodique et méta-grauwacke avant mélange en D. Porphyre sodique et méta-grauwacke après mélange en E.

Puisque les réflectances diminuent pour les médiums présentant des porosités inférieures à 48 %, il est raisonnable de supposer qu'il s'agit bien de l'origine du phénomène observé dans les séries de mélanges fins / grossiers. Comme expliqué dans la section 2.2.5 sur la porosité, lorsque des particules fines sont très serrées les unes aux autres, elles peuvent agir collectivement comme un grain plus gros. La fonction de taille de grain partagée serait donc une façon empirique *ad hoc* de prendre en compte cet effet de cohérence et ce, sans que le médium soit nécessairement compressé.

5.5 Des démixages lithologiques efficaces mais trop compliqués

La minéralogie de la fosse de la mine Canadian Malartic présente une proportion trop importante de minéraux transparents pour que le modèle de Hapke offre une information satisfaisante aux géologues. En revanche, les démixages lithologiques semblent plus fiables et permettraient une cartographie continue des poussières qui surfacent la fosse. Pour que ce type de démixage soit efficace, il a fallu créer différents mélanges de proportions différentes et de tailles de grain différentes pour calculer les parties imaginaires des indices de réfraction des lithologies. Aux vues de la difficulté à mettre en œuvre le modèle, sa précision relative sur les abondances et les tailles de grain retrouvées et le temps de calcul nécessaire, une autre approche pourrait être mise en place.

Les méthodes classiques de démixage peinent à retrouver les proportions d'un mélange et sont incapables de calculer une taille de grain. Elles utilisent des spectres de références trouvés dans des bibliothèques spectrales ou directement sur le terrain. Ces spectres de références ne permettent pas de rendre compte des observations faites dans une mine à ciel ouvert. En serait-il de même une fois les spectres de références acquis avec des échantillons de la mine ? Durant cette étude, des centaines de spectres ont été mesurés, correspondant à de nombreuses combinaisons de tailles de grain et de proportions.

Dans l'hypothèse de l'acquisition d'une image hyperspectrale d'une fosse en cours d'exploitation, le Spectral Angle Mapper (Kruse *et al.*, 1993) pourrait être utilisé. Cette méthode détermine la similarité entre un spectre de référence et un spectre ciblé en calculant un angle à « n » dimensions, « n » correspondant au nombre de bandes spectrales. Il faut donc avoir une bibliothèque spectrale de référence. Une fois cette dernière réalisée, comme cela a été nécessaire pour le cas des démixages lithologiques avec le modèle de Hapke, le Spectral Angle Mapper semble plus indiqué.

Chapitre 6 : Conclusion et perspectives

6.1 Conclusion

Le modèle de transfert radiatif de Hapke permet le calcul des abondances relatives des constituants d'un médium particulaire. Bien qu'il ait été utilisé à de nombreuses reprises pour le démixage minéralogique sur des corps célestes depuis 1981, notre travail de recherche est le premier à l'avoir évalué dans un contexte d'exploitation de mine à ciel ouvert. Les résultats du projet de thèse présentés ici permettent de répondre à plusieurs questions concernant l'applicabilité du modèle de Hapke dans un tel contexte. Cette application devait permettre un démixage minéralogique ou lithologique offrant la possibilité de discriminer les zones économiquement favorables et les zones pouvant poser potentiellement un risque environnemental.

Les observations faites dans la fosse de la mine Canadian Malartic ainsi que les travaux sur les spectres des échantillons collectés ont confirmé que la surface d'une fosse en exploitation peut être considérée comme un régolithe. En effet, les explosions et les passages répétés des engins de chantier forment une couverture non consolidée qui recouvre la roche mère. Les processus à l'origine de sa formation sont donc purement anthropiques.

Dans le but de maximiser la répétabilité des mesures spectrales, une méthode d'épandage des poudres de roches fiable a été validée par des mesures quantitatives. La répétabilité permet d'obtenir des spectres dont les réflectances ne varient pas au-delà de 2 à 3 %.

Les analyses FRX montrent qu'il existe une ségrégation minéralogique significative lors du fractionnement de la roche. Cela a permis de mettre en évidence que la composition du médium particulaire est différente de celle de la roche mère.

Les travaux de démixages minéralogiques ont apporté la preuve que l'utilisation de pôles spectraux génériques n'est pas réaliste. En effet, la variabilité spectrale qui existe au sein d'un même minéral pris dans des contextes géologiques différents est trop grande pour une utilisation générique. De plus, les minéraux semi-transparents étant fortement abondants dans les roches étudiées, il semble impossible d'obtenir des abondances minéralogiques

cohérentes avec la réalité sans apporter des contraintes supplémentaires. Dans ce cas, il semble que le modèle de Hapke ne permette pas d'obtenir une information fiable.

Pour contrer cette difficulté, des démixages lithologiques ont été réalisés. Aucune incohérence n'a été détectée dans les résultats, indiquant que la méthode est valide. Une lithologie peut donc être utilisée en tant que pôle pur pour des cartographies lithologiques.

Il a été montré qu'il était possible, pour contraindre le calcul de la partie imaginaire des indices optiques, d'utiliser des mélanges binaires plutôt que des pôles identiques de fractions granulométriques différentes.

Les mélanges binaires réalisés avec un fort contraste de tailles de grains ont mis en évidence un comportement spectral qui ne peut pas être prédit par le modèle de Hapke. En effet, les signatures spectrales des mélanges perdent en intensité comme cela serait le cas si la taille de grain moyenne du mélange augmentait. Une fonction de taille de grains partagée a été introduite pour rendre compte des observations. L'utilisation de la fonction de taille de grains partagée a permis de fortement améliorer l'exactitude des abondances relatives par rapport au modèle de Hapke seul. La réduction de l'erreur moyenne des abondances relatives calculées a atteint 16.5 % dans le cas biotite / olivine. Cette fonction est capable d'augmenter la taille de grain de la fraction fine pour tenir compte des effets de cohérence des particules qui agissent comme formant un grain plus gros. Les mélanges de fractions fines au sein de grains grossiers ont montré que la porosité peut diminuer suffisamment pour sortir du domaine d'applicabilité du modèle sans avoir à tasser la poudre.

6.2 Perspectives

Un paradigme répandu semble vouloir que plus la modélisation est proche de la mesure, meilleure est la solution. Ce modèle de pensée paraît raisonnable lorsque l'inversion d'un problème répond aux trois critères d'Hadamart. Cependant, le travail de recherche présenté ici a montré que l'inversion du modèle de Hapke ne respectait pas ces exigences. L'utilisation « réelle » du modèle de Hapke, en dehors du laboratoire, à plus grande échelle sur une image de mine à ciel ouvert semble donc encore soumise à trop d'inconnues pour être effective. Beaucoup de rigueur et une méthodologie soignée dans des conditions

contrôlées ont été indispensables pour obtenir des résultats acceptables concernant les démixages lithologiques. Les erreurs moyennes sur les abondances relatives massiques sont le plus souvent en dessous de 5 % et les tailles de grain calculées sont assez précises pour être classifiées en « fin » ou « grossier ». En dehors de ce cadre expérimental, la complexité de la mise en œuvre du modèle ne semble pas correspondre aux besoins d'une mine à ciel ouvert. Pour réaliser les démixages lithologiques, la mesure de nombreuses signatures spectrales des différents échantillons en différentes granulométries s'est avérée indispensable. Ces travaux ont finalement abouti au développement d'une bibliothèque spectrale propre à la mine de Canadian Malartic. D'autres méthodes que le modèle de Hapke, plus simples comme le Spectral Angle Mapper, devraient être privilégiées une fois qu'une bibliothèque spectrale « personnalisée » aura été réalisée.

Il est plus simple de descendre dans une mine à ciel ouvert pour ramasser un échantillon que d'aller sur la Lune ou sur Mars. Le modèle de Hapke restera, probablement, encore longtemps dans le domaine de la planétologie.

Références

- Abràmoff, D. M. D. (2004) Image Processing with ImageJ. *Biophotonics International*, vol. 11, n°7, p. 36-42.
- Akcil, A. et Koldas, S. (2006) Acid Mine Drainage (AMD): causes, treatment and case studies. *Journal of Cleaner Production*, vol. 14, n°12-13, p. 1139-1145.
- Al, T. A., Martin, C. J. et Blowes, D. W. (2000) Carbonate-mineral/water interactions in sulfide-rich mine tailings. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 64, n°23, p. 3933-3948.
- Beaulieu, C. (2010) Le gisement aurifère péri-granitique de Canadian Malartic (Québec) : apport de la modélisation 3D à l'interprétation métallogénique. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Montréal.
- Becane, L. (2018) Étude de faisabilité sur l'apport de la télédétection pour la gestion des stériles de la mine Canadian Malartic. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Institut de recherche en mines et en environnement.
- Beckingham, L. E., Mitnick, E. H., Steefel, C. I., Zhang, S., Voltolini, M., Swift, A. M., Yang, L., Cole, D. R., Sheets, J. M., Ajo-Franklin, J. B., DePaolo, D. J., Mito, S. et Xue, Z. (2016) Evaluation of mineral reactive surface area estimates for prediction of reactivity of a multi-mineral sediment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 188, p. 310-329.
- Bickford, M. E., Wooden, J. L. et Bauer, R. L. (2006) SHRIMP study of zircons from Early Archean rocks in the Minnesota River Valley: Implications for the tectonic

- history of the Superior Province. Geological Society of America Bulletin, vol. 118, n°1-2, p. 94-108.
- Bokun, Y., Runsheng, W., Fuping, G. et Zhenchao, W. (2010) Minerals mapping of the lunar surface with Clementine UVVIS/NIR data based on spectra unmixing method and Hapke model. *Icarus*, vol. 208, n°1, p. 11-19.
- Bradley, E. T., Colwell, J. E. et Esposito, L. W. (2013) Scattering properties of Saturn's rings in the far ultraviolet from Cassini UVIS spectra. *Icarus*, vol. 225, n°1, p. 726-739.
- Brooker, P. I. (1986) A parametric study of robustness of kriging variance as a function of range and relative nugget effect for a spherical semivariogram. *Mathematical Geology*, vol. 18, n°5, p. 477-488.
- Broz, M. E., Cook, R. F. et Whitney, D. L. (2006) Microhardness, toughness, and modulus of Mohs scale minerals. *American Mineralogist*, vol. 91, n°1, p. 135-142.
- Carli, C., Ciarniello, M., Capaccioni, F., Serventi, G. et Sgavetti, M. (2014) Spectral variability of plagioclase–mafic mixtures (2): Investigation of the optical constant and retrieved mineral abundance dependence on particle size distribution. *Icarus*, vol. 235, p. 207-219.
- Chandrasekhar, S. (1960) Radiative transfer. Dover Books on Physics. Dover Publications Inc.
- Clark, R. N. (1999) Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy. Manual of Remote Sensing, Remote Sensing for the Earth Sciences, ((A.N. Rencz, ed.) John Wiley and Sons., Vol. 3, p. 3-58). New-York.

- Corley, L. M., McGovern, P. J., Kramer, G. Y., Lemelin, M., Trang, D., Gillis-Davis, J. J., Taylor, G. J., Powell, K. E., Kiefer, W. S., Wieczorek, M. et Zuber, M. T. (2018) Olivine-bearing lithologies on the Moon: Constraints on origins and transport mechanisms from M 3 spectroscopy, radiative transfer modeling, and GRAIL crustal thickness. *Icarus*, vol. 300, p. 287-304.
- Crósta, A. P., De Souza Filho, C. R., Azevedo, F. et Brodie, C. (2003) Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 24, n°21, p. 4233-4240.
- Davis, D. W. (2002) U–Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*, vol. 115, n°1-4, p. 97-117.
- De Souza, S., Dubé, B., McNicoll, V. J., Dupuis, C., Mercier-Langevin, P., Creaser, R. A. et Kjarsgaard, I. M. (2015) Geology, hydrothermal alteration, and genesis of the world-class Canadian Malartic stockwork-disseminated Archean gold deposit, Abitibi, Quebec (No. 7852).
- Dolant, C., Langlois, A., Montpetit, B., Brucker, L., Roy, A. et Royer, A. (2016) Development of a rain-on-snow detection algorithm using passive microwave radiometry: Snow; Passive Microwave; Rain-on-snow; Extreme Winter Events. *Hydrological Processes*, vol. 30, n°18, p. 3184-3196.
- Eliason, E., Isbell, C., Lee, E., Becker, T., Gaddis, L., McEwen, A. et Robinson, M. (1999) Mission to the Moon: The Clementine UVVIS Global Lunar Mosaic. PDS

- Volumes USA_NASA_PDS_CL_4001 through 4078, produced by the U.S. Geological Survey and distributed on CD media by the Planetary Data System.
- Fallara, F., Ross, P. S. et Sansfaçon, R. (2000) Caractérisation géochimique, pétrographique et structurale : nouveau modèle métallogénique du camp minier de Malartic. Ministère des ressources naturelles.
- Fernando, J., Schmidt, F. et Douté, S. (2016) Martian surface microtexture from orbital CRISM multi-angular observations: A new perspective for the characterization of the geological processes. *Planetary and Space Science*, vol. 128, p. 30-51.
- Gahan, C. S., Srichandan, H., Kim, D.-J. et Akcil, A. (2012) Biohydrometallurgy and Biomineral Processing Technology: A Review on its Past, Present and Future, vol. 1, p. 16.
- Goodfellow, R. C. et Dimitrakopoulos, R. (2016) Global optimization of open pit mining complexes with uncertainty. *Applied Soft Computing*, vol. 40, p. 292-304.
- Goonan, T. G. (2011) Rare earth elements—End use and recyclability (No. 2011-5094). U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report.
- Hadamard, J. (1902) Sur les Problèmes aux Dérivées Partielles et Leur Signification Physique. *Princeton University Bulletin*, vol. 13, p. 49-52.
- Hapke, B. (1981) Bidirectional reflectance spectroscopy 1. Theory. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 86, n°B4, p. 3039-3054.
- Hapke, B. (1984) Bidirectional Reflectance Spectroscopy 3. Correction for Macroscopic Roughness. *Icarus*, vol. 59, p. 41-59.
- Hapke, B. (1986) Bidirectional Reflectance Spectroscopy 4. The extinction coefficient and the opposition effect. *Icarus*, vol. 67, p. 264-280.

- Hapke, B. (1993) Introduction to the Theory of reflectance and Emittance Spectroscopy (Cambridge University Press.). New York.
- Hapke, B. (2001) Space weathering from Mercury to the asteroid belt. *Journal of Geophysical Research: Planets*, vol. 106, n°E5, p. 10039-10073.
- Hapke, B. (2002) Bidirectional Reflectance Spectroscopy 5. The Coherent Backscatter Opposition Effect and Anisotropic Scattering. *Icarus*, vol. 157, n°2, p. 523-534.
- Hapke, B. (2008) Bidirectional reflectance spectroscopy 6. Effects of porosity. *Icarus*, vol. 195, n°2, p. 918-926.
- Hapke, B. (2012a) Bidirectional reflectance spectroscopy 7. The single particle phase function hockey stick relation. *Icarus*, vol. 221, n°2, p. 1079-1083.
- Hapke, B. (2012b) Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy (2^e éd.). Cambridge : Cambridge University Press.
- Hapke, B. et Wells, E. (1981) Bidirectional reflectance spectroscopy 2. Experiments and Observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 86, n°B4, p. 3055-3060.
- Helfenstein, P. (1988) The geological interpretation of photometric surface roughness. *Icarus*, vol. 73, n°3, p. 462-481.
- Helfenstein, P. et Shepard, M. K. (1999) Submillimeter-Scale Topography of the Lunar Regolith. *Icarus*, vol. 141, n°1, p. 107-131.
- Helt, K. M., Williams-Jones, A. E., Clark, J. R., Wing, B. A. et Wares, R. P. (2014) Constraints on the Genesis of the Archean Oxidized, Intrusion-Related Canadian Malartic Gold Deposit, Quebec, Canada. *Economic Geology*, vol. 109, n°3, p. 713-735.

- Hörz, F. et Cintala, M. (1997) The Barringer Award Address Presented 1996 July 25, Berlin, Germany: Impact experiments related to the evolution of planetary regoliths. *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 32, n°2, p. 179-209.
- Hosseinjani Zadeh, M., Tangestani, M. H., Velasco Roldan, F. et Yusta, I. (2014) Mineral Exploration and Alteration Zone Mapping Using Mixture Tuned Matched Filtering Approach on ASTER Data at the Central Part of Dehaj-Sarduiyeh Copper Belt, SE Iran. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, vol. 7, n°1, p. 284-289.
- Hunt, G. R. et Salisbury, J. W. (1970) Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks. I. Silicate Minerals. (Modern Geology., Vol. 1).
- Jébrak, M. et Marcoux, E. (2008) *Géologie des ressources minérales*.
- Keshava, N. et Mustard, J. F. (2002) Spectral unmixing. *IEEE Signal Processing Magazine*, vol. 19, n°1, p. 44-57.
- Kokaly, R. F. (2008) *View_SPECPR: Software for Plotting Spectra (Installation Manual and User's Guide, Version 1.2) (No. 2008-1183) (p. 26)*. U.S Geological Survey.
- Kokaly, R. F., Clark, R. N., Swayze, G. A., Livo, K. E., Hoefen, T. M., Pearson, N. C., Wise, R. A., Benzel, W. M., Lowers, H. A., Driscoll, R. L. et Klein, A. J. (2017) *USGS Spectral Library Version 7 (Report No. 1035). Data Series (p. 68)*. Reston, VA.
- Kruse, F. A., Heidebrecht, K. B., Shapiro, A. T., Barloon, P. J. et Goetz, A. F. H. (1993) The Spectral Image Processing System (SIPS) Interactive Visualization and Analysis of Imaging Spectrometer Data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 44, p. 145-163.

- Kumar, S., Jha, R. R., Roy, M. P. et Singh, P. K. (2016) Rock Fragmentation by Blasting – a review. *Journal of Mines, Metals and Fuels*, vol. 64, n°9, p. 424-431.
- Labarre, S., Jacquemoud, S., Ferrari, C., Delorme, A., Derrien, A., Grandin, R., Jalludin, M., Lemaître, F., Métois, M., Pierrot-Deseilligny, M., Rupnik, E. et Tanguy, B. (2019) Retrieving soil surface roughness with the Hapke photometric model: Confrontation with the ground truth. *Remote Sensing of Environment*, vol. 225, p. 1-15.
- Lafrance, B. (2015) Geology of the orogenic Cheminis gold deposit along the Larder Lake – Cadillac deformation zone, Ontario. (K. M. Bethune, Dir.) *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 52, n°12, p. 1093-1108.
- Lapotre, M. G. A., Ehlmann, B. L., Minson, S. E., Arvidson, R. E., Ayoub, F., Fraeman, A. A., Ewing, R. C. et Bridges, N. T. (2017) Compositional variations in sands of the Bagnold Dunes, Gale crater, Mars, from visible-shortwave infrared spectroscopy and comparison with ground truth from the Curiosity rover: BAGNOLD DUNES: COMPOSITION FROM ORBIT. *Journal of Geophysical Research: Planets*, vol. 122, n°12, p. 2489-2509.
- Lemelin, M., Blair, D. M., Roberts, C. E., Runyon, K. D., Nowka, D. et Kring, D. A. (2014) High-priority lunar landing sites for in situ and sample return studies of polar volatiles. *Planetary and Space Science*, vol. 101, p. 149-161.
- Lemelin, M., Lucey, P. G., Miljković, K., Gaddis, L. R., Hare, T. et Ohtake, M. (2019) The compositions of the lunar crust and upper mantle: Spectral analysis of the inner rings of lunar impact basins. *Planetary and Space Science*, vol. 165, p. 230-243.

- Lemelin, M., Lucey, P. G., Song, E. et Taylor, G. J. (2015) Lunar central peak mineralogy and iron content using the Kaguya Multiband Imager: Reassessment of the compositional structure of the lunar crust: LUNAR CENTRAL PEAK MINERALOGY AND IRON. *Journal of Geophysical Research: Planets*, vol. 120, n°5, p. 869-887.
- Lemelin, M., Morisset, C.-E., Germain, M., Hipkin, V., Goïta, K. et Lucey, P. G. (2013) Ilmenite mapping of the lunar regolith over Mare Australe and Mare Ingenii regions: An optimized multisource approach based on Hapke radiative transfer theory: ILMENITE MAPPING OF THE LUNAR REGOLITH. *Journal of Geophysical Research: Planets*, vol. 118, n°12, p. 2582-2593.
- Li, S. et Milliken, R. E. (2015) Estimating the modal mineralogy of eucrite and diogenite meteorites using visible-near infrared reflectance spectroscopy. *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 50, n°11, p. 1821-1850.
- Lin, H. et Zhang, X. (2017) Retrieving the hydrous minerals on Mars by sparse unmixing and the Hapke model using MRO/CRISM data. *Icarus*, vol. 288, p. 160-171.
- Lincowski, A. P., Lustig-Yaeger, J. et Meadows, V. S. (2019) Observing Isotopologue Bands in Terrestrial Exoplanet Atmospheres with the *James Webb Space Telescope* : Implications for Identifying Past Atmospheric and Ocean Loss. *The Astronomical Journal*, vol. 158, n°1, p. 26.
- Liu, Y., Goudge, T. A., Catalano, J. G. et Wang, A. (2018) Spectral and stratigraphic mapping of hydrated minerals associated with interior layered deposits near the southern wall of Melas Chasma, Mars. *Icarus*, vol. 302, p. 62-79.

- Lucey, P. G. (1998) Model near-infrared optical constants of olivine and pyroxene as a function of iron content. *Journal of Geophysical Research: Planets*, vol. 103, n°E1, p. 1703-1713.
- Lucey, P. G. (2004) Mineral maps of the Moon. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, n°8.
- Lucey, P. G., Norman, J. A., Crites, S. T., Taylor, G. J., Hawke, B. R., Lemelin, M. et Melosh, H. J. (2014) A large spectral survey of small lunar craters: Implications for the composition of the lunar mantle. *American Mineralogist*, vol. 99, n°11-12, p. 2251-2257.
- Marra, A. C., Politi, R., Blanco, A., Brunetto, R., Fonti, S., Marzo, G. A. et Orofino, V. (2006) Optical constants of particulate minerals from reflectance measurements: The case of calcite. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, vol. 100, n°1-3, p. 250-255.
- McGuire, A. F. et Hapke, B. W. (1994) An experimental study of light scattering by large, irregular particles. *Icarus*, vol. 113, p. 134-155.
- Merrill, G. P. (1897) *A treatise on rocks, rock-weathering and soils*. New York, London : The Macmillan company; Macmillan & co., ltd.
- Mie, G. (1912) Grundlagen einer Theorie der Materie. *Annalen der Physik*, vol. 342, n°3, p. 511-534.
- Minasny, B., McBratney, A. B., Bellon-Maurel, V., Roger, J.-M., Gobrecht, A., Ferrand, L. et Joalland, S. (2011) Removing the effect of soil moisture from NIR diffuse reflectance spectra for the prediction of soil organic carbon. *Geoderma*, vol. 167-168, p. 118-124.

Minéraux industriels (2014) Gros plan sur les mines.

Mishchenko, M. I. (1994) Asymmetry parameters of the phase function for densely packed scattering grains. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, vol. 52, n°1, p. 95-110.

Mustard, J. F., Murchie, S. L., Pelkey, S. M., Ehlmann, B. L., Milliken, R. E., Grant, J. A., Bibring, J.-P., Poulet, F., Bishop, J., Dobrea, E. N., Roach, L., Seelos, F., Arvidson, R. E., Wiseman, S., Green, R., Hash, C., Humm, D., Malaret, E., McGovern, J. A., Seelos, K., Clancy, T., Clark, R., Marais, D. D., Izenberg, N., Knudson, A., Langevin, Y., Martin, T., McGuire, P., Morris, R., Robinson, M., Roush, T., Smith, M., Swayze, G., Taylor, H., Titus, T. et Wolff, M. (2008) Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument. *Nature*, vol. 454, p. 305.

Mustard, J. F. et Pieters, C. M. (1987) Quantitative abundance estimates from bidirectional reflectance measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 92, n°B4, p. E617-E626.

Mustard, J. F. et Pieters, C. M. (1989) Photometric phase functions of common geologic minerals and applications to quantitative analysis of mineral mixture reflectance spectra. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 94, n°B10, p. 13619-13634.

Neville, J. P. (1966) *Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock* (Pergamon.). F. H. T. Rhodes.

- Newton, I., 1642-1727 (1846) *Newton's Principia : the mathematical principles of natural philosophy*. First American edition, carefully revised and corrected / with a life of the author, by N. W. Chittenden. New-York : Daniel Adee, 1846.
- Nicholson, V. et Gillham, R. W. (1989) Pyrite oxidation in carbonate-buffered solution: 2. Rate control by oxide coatings. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 54, p. 395-402.
- Paterson, M. S. (1978) *Experimental rock deformation, the brittle field*. (Minerals and rocks. Berlin, Heidelberg [usw.] : Springer.
- Perrouy, S., Gaillard, N., Piette-Lauzière, N., Mir, R., Bardoux, M., Olivo, G. R., Linnen, R. L., Bérubé, C. L., Lypaczewski, P., Guilmette, C., Feltrin, L. et Morris, W. A. (2017) Structural setting for Canadian Malartic style of gold mineralization in the Pontiac Subprovince, south of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone, Québec, Canada. *Ore Geology Reviews*, vol. 84, p. 185-201.
- Pieters, C. (2002) Statistical Analysis of the Links among Lunar Mare Soil Mineralogy, Chemistry, and Reflectance Spectra. *Icarus*, vol. 155, n°2, p. 285-298.
- Pieters, C. M., Fischer, E. M., Rode, O. et Basu, A. (1993) Optical effects of space weathering: The role of the finest fraction. *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, n°E11, p. 20817.
- Poulet, F., Ruesch, O., Langevin, Y. et Hiesinger, H. (2015) Modal mineralogy of the surface of Vesta: Evidence for ubiquitous olivine and identification of meteorite analogue. *Icarus*, vol. 253, p. 364-377.

- Pour, A. B. et Hashim, M. (2012) Identifying areas of high economic-potential copper mineralization using ASTER data in the Urumieh–Dokhtar Volcanic Belt, Iran. *Advances in Space Research*, vol. 49, n°4, p. 753-769.
- Powell, W. G., Carmichael, D. M. et Hodgson, C. J. (1995) Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, n°6, p. 787-805.
- Production minérale canadienne (2018) Ressources naturelles Canada.
- Protopapa, S., Grundy, W. M., Reuter, D. C., Hamilton, D. P., Ore, C. M. D., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Schmitt, B., Philippe, S., Quirico, E., Binzel, R. P., Earle, A. M., Ennico, K., Howett, C. J. A., Lunsford, A. W., Olkin, C. B., Parker, A., Singer, K. N., Stern, A., Verbiscer, A. J., Weaver, H. A., Young, L. A. et Team, the N. H. S. (2017) Pluto's global surface composition through pixel-by-pixel Hapke modeling of New Horizons Ralph/LEISA data. *Icarus*, vol. 287, p. 218-228.
- Ramos, Y., Goïta, K. et Péloquin, S. (2016) Mapping advanced argillic alteration zones with ASTER and Hyperion data in the Andes Mountains of Peru. *Journal of Applied Remote Sensing*, vol. 10, n°2, p. 026031.
- Reichl, C., Schatz, M. et Zsak, G. (2018) WORLD MINING DATA 2018. BUNDESMINISTERIUM FÜR NACHHALTIGKEIT UND TOURISMUS.
- RELAB (2012) RELAB Spectral Database in KECKINASA, Reflectance Experiment Laboratory.

- Riaza, A. et Müller, A. (2010) Hyperspectral remote sensing monitoring of pyrite mine wastes: a record of climate variability (Pyrite Belt, Spain). *Environmental Earth Sciences*, vol. 61, n°3, p. 575-594.
- Robert, F. (2001) Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, vol. 36, n°6, p. 503-516.
- Robertson, K. M., Milliken, R. E. et Li, S. (2016) Estimating mineral abundances of clay and gypsum mixtures using radiative transfer models applied to visible-near infrared reflectance spectra. *Icarus*, vol. 277, p. 171-186.
- Roush, T. L. (1994) Charon: More than Water Ice. *Icarus*, vol. 108, p. 243-254.
- Roush, T. L. (2003) Estimated optical constants of the Tagish Lake meteorite. *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 38, n°3, p. 419-426.
- Roush, T. L. (2005) Near-infrared (0.67–4.7 μm) optical constants estimated for montmorillonite. *Icarus*, vol. 179, p. 259-264.
- Shang, J., Morris, B., Howarth, P., Lévesque, J., Staenz, K. et Neville, B. (2009) Mapping mine tailing surface mineralogy using hyperspectral remote sensing. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 35, p. 16.
- Shepard, M. K. et Campbell, B. A. (1998) Shadows on a Planetary Surface and Implications for Photometric Roughness. *Icarus*, vol. 134, n°2, p. 279-291.
- Shepard, M. K. et Helfenstein, P. (2007) A test of the Hapke photometric model. *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, n°E3, p. E03001.
- Shkuratov, Y., Kaydash, V., Korokhin, V., Velikodsky, Y., Petrov, D., Zubko, E., Stankevich, D. et Videen, G. (2012) A critical assessment of the Hapke

- photometric model. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, vol. 113, n°18, p. 2431-2456.
- Shkuratov, Y., Starukhina, L., Hoffmann, H. et Arnold, G. (1999) A Model of Spectral Albedo of Particulate Surfaces: Implications for Optical Properties of the Moon. *Icarus*, vol. 137, n°2, p. 235-246.
- Silvester, S. A., Lowndes, I. S. et Hargreaves, D. M. (2009) A computational study of particulate emissions from an open pit quarry under neutral atmospheric conditions. *Atmospheric Environment*, vol. 43, n°40, p. 6415-6424.
- Su, S.-C., Ribbe, P. H. et BLoss, F. D. (1986) Optical properties of single crystals in the order-disorder series low albite-high albite. *American Mineralogist*, vol. 71, p. 1384-1392.
- Sun, Y., Tian, S. et Di, B. (2017) Extracting mineral alteration information using WorldView-3 data. *Geoscience Frontiers*, vol. 8, n°5, p. 1051-1062.
- Sunshine, J. M. et Pieters, C. M. (1993) Estimating modal abundances from the spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the modified Gaussian model. *Journal of Geophysical Research: Planets*, vol. 98, n°E5, p. 9075-9087.
- Tripicchio, P., Satler, M., Dabisias, G., Ruffaldi, E. et Avizzano, C. A. (2015) Towards Smart Farming and Sustainable Agriculture with Drones. 2015 International Conference on Intelligent Environments, p. 140-143. Prague, Czech Republic : IEEE.
- Vincendon, M. (2013) Mars surface phase function constrained by orbital observations. *Planetary and Space Science*, vol. 76, p. 87-95.

- Whiting, M. L., Li, L. et Ustin, S. L. (2004) Predicting water content using Gaussian model on soil spectra. *Remote Sensing of Environment*, vol. 89, n°4, p. 535-552.
- Yang, Y., Li, S., Milliken, R. E., Zhang, H., Robertson, K. et Hiroi, T. (2018) Phase Functions of Typical Lunar Surface Minerals Derived for the Hapke Model and Implications for Visible to Near-Infrared (VNIR) Spectral Unmixing. *Journal of Geophysical Research: Planets*, p. 2018JE005713.
- Zabcic, N., Rivard, B., Ong, C. et Mueller, A. (2014) Using airborne hyperspectral data to characterize the surface pH and mineralogy of pyrite mine tailings. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, vol. 32, p. 152-162.
- Zhou-quan, L., Xiao-ming, L., Jia-hong, S., Ya-bin, W. et Wang-ping, L. (2007) Deposit 3D modeling and application. *Journal of Central South University of Technology*, vol. 14, n°2, p. 225-229.

Annexes

Annexe 1 :

Comparaison de la rugosité par reconstruction 3-D.

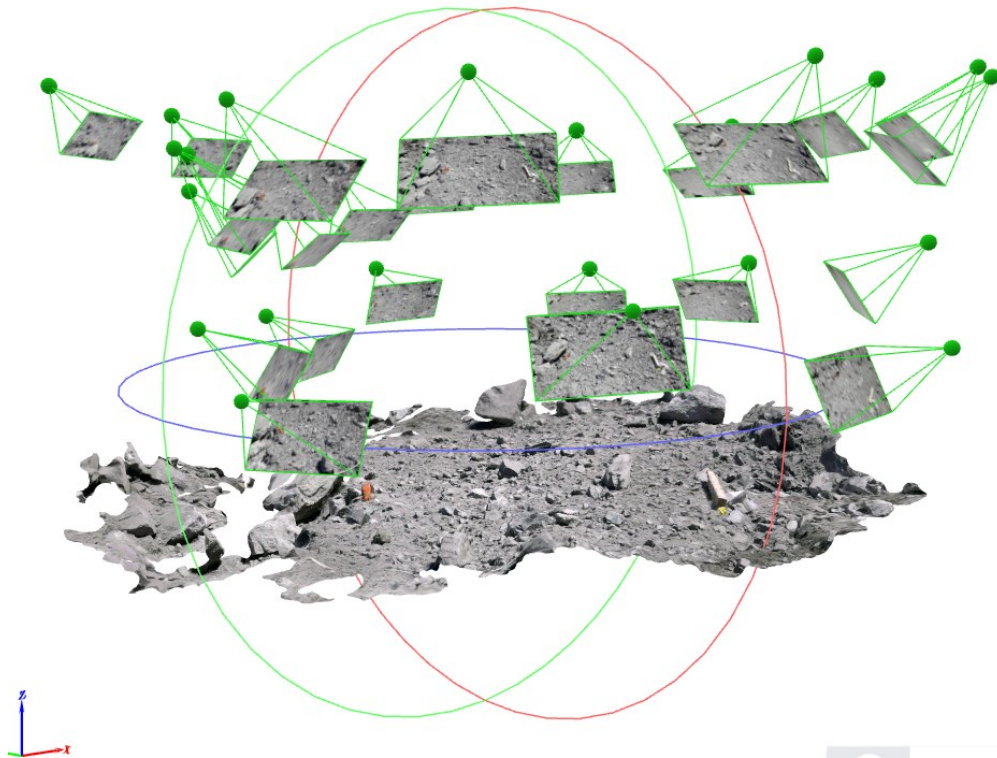


Figure 103 : Reconstruction 3-D par photogrammétrie de la surface d'un muck pile.

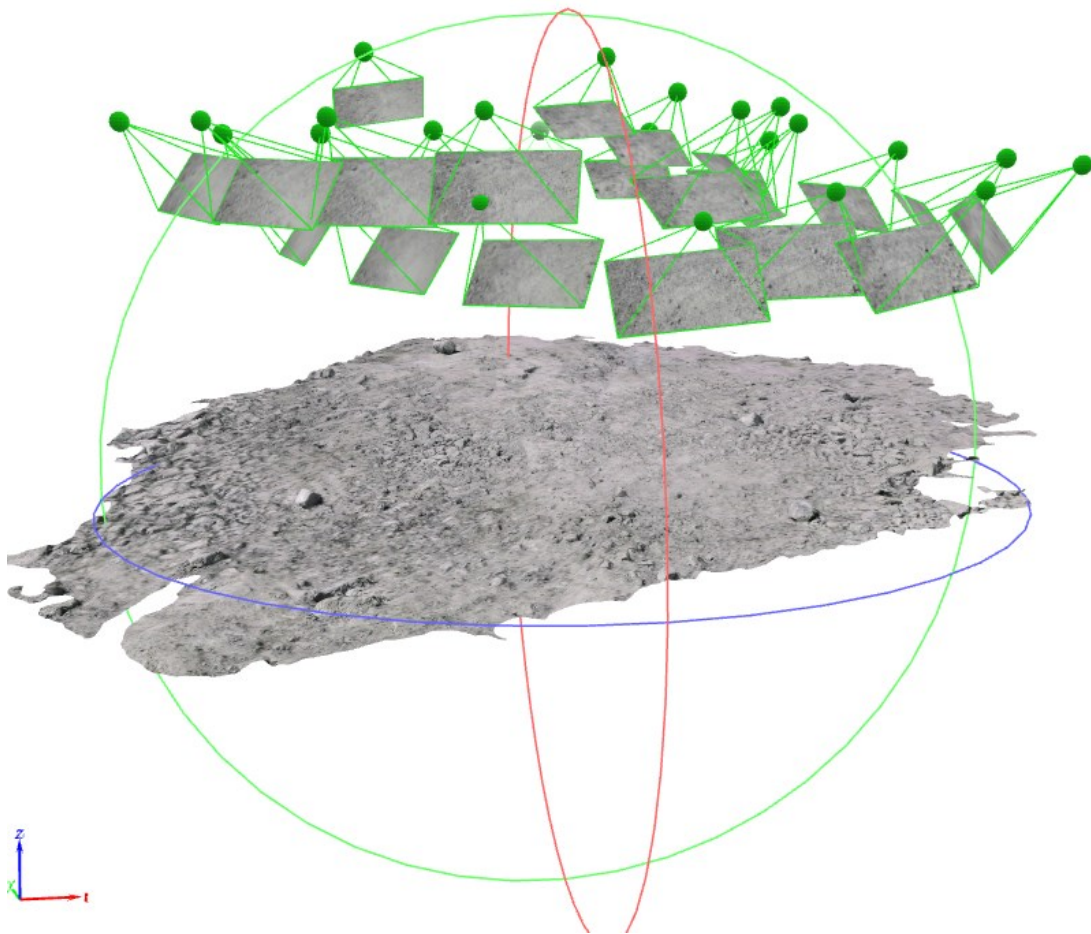


Figure 104 : Reconstruction 3-D par photogrammétrie du fond de la fosse où roulent couramment les engins de chantier.

Annexe 2 :

Identifiants des spectres utilisés.

	Albite	Anorthite	Diopside	Labradorite	Muscovite	Olivine
USGS	HS324.2B	HS349.2B	HS15.2B	HS17.2B	HS146.3B	HS285.2B
RELAB	CBPA05	C1PA60	C1PD10C2	C1PL147C4	C1XT09	C2PO81

Annexe 3 :

Taille de grain utilisée pour l'olivine.

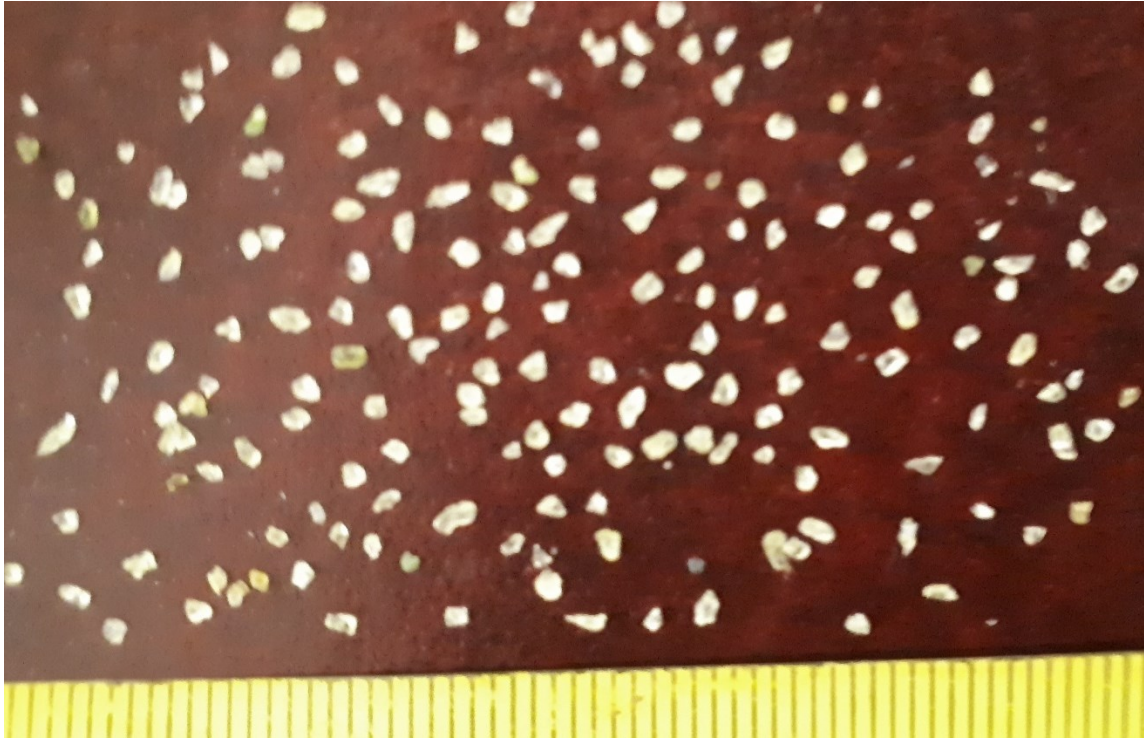


Figure 105 : Photo utilisée pour estimer la taille de grain volumique de l'olivine.

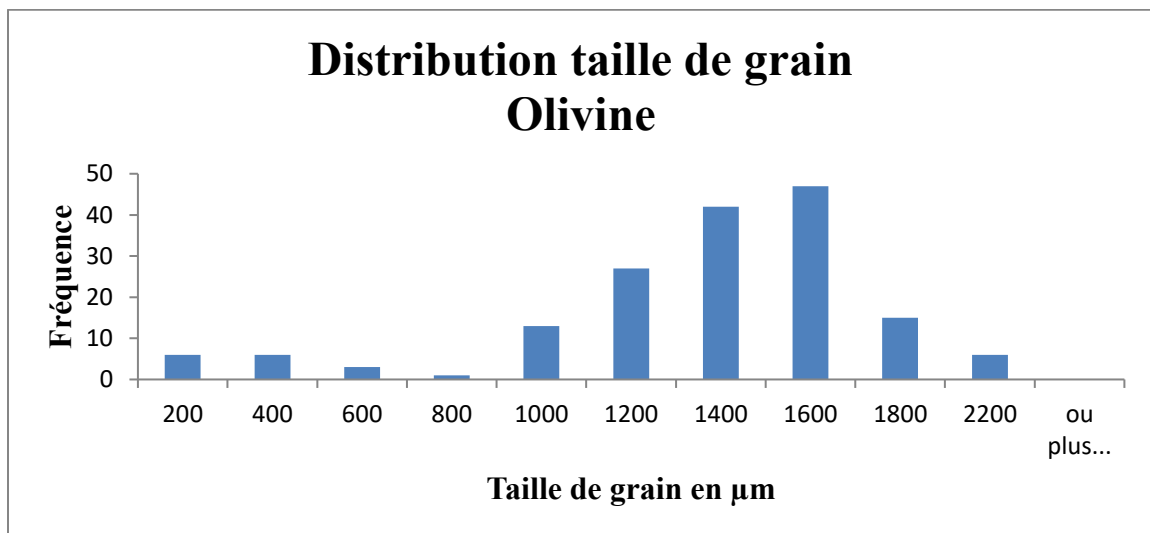


Figure 106 : Distribution de la taille des grains de l'olivine.

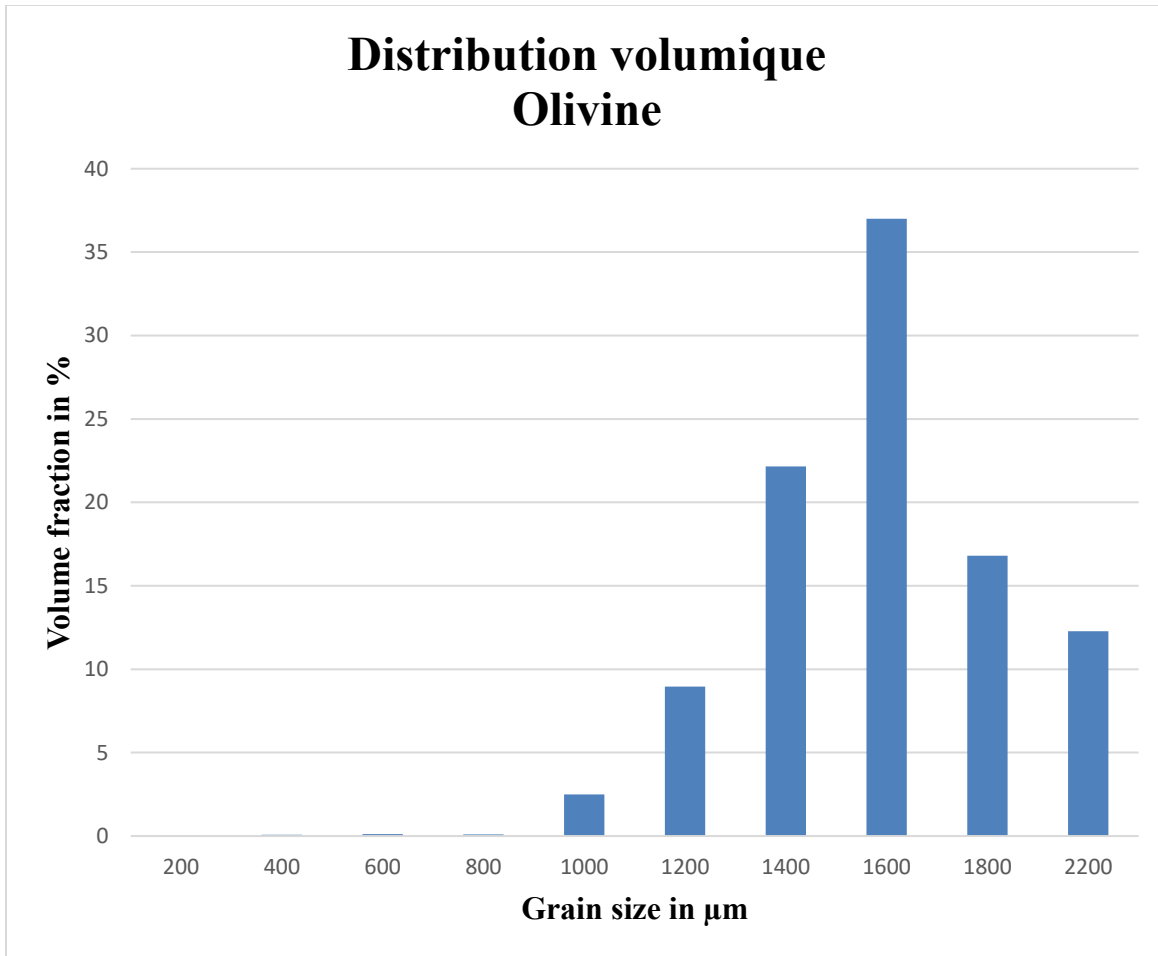


Figure 107 : Distribution volumique des tailles de grain.