



HAL
open science

Nature et évolution de la surface de Mercure : approche pluridisciplinaire en soutien à la mission spatiale BepiColombo de l'ESA

Nicolas Bott

► **To cite this version:**

Nicolas Bott. Nature et évolution de la surface de Mercure : approche pluridisciplinaire en soutien à la mission spatiale BepiColombo de l'ESA. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Sorbonne Université, 2019. Français. NNT : 2019SORUS505 . tel-02975106v1

HAL Id: tel-02975106

<https://theses.hal.science/tel-02975106v1>

Submitted on 22 Oct 2020 (v1), last revised 23 Oct 2020 (v2)

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

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

THÈSE DE DOCTORAT DE SORBONNE UNIVERSITÉ

Spécialité

Astronomie et Astrophysique d'Ile de France

École doctorale d'Astronomie et d'Astrophysique d'Ile de France (Paris)

Présentée par

Nicolas BOTT

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de SORBONNE UNIVERSITÉ

Sujet de la thèse :

**Nature et évolution de la surface de Mercure :
approche pluridisciplinaire en soutien à la mission spatiale
BepiColombo de l'ESA**

soutenue le 21 Octobre 2019

devant le jury composé de :

Pr. Bruno SICARDY	Président du jury
Pr. David ROTHERY	Rapporteur
Dr. Bernard SCHMITT	Rapporteur
Dr. Aurélie GUILBERT-LEPOUTRE	Examinatrice
Dr. Susan CONWAY	Examinatrice
Dr. Alain DORESSOUNDIRAM	Directeur de thèse
Dr. Davide PERNA	Co-directeur de thèse

*«Idéalement, nous sommes ce
que nous pensons. Dans la
réalité, nous sommes ce que
nous accomplissons.»*

Ayrton Senna
Champion du monde de F1
(1988, 1990, 1991)

Table des matières

Liste des figures	viii
Liste des tableaux	xii
Remerciements	xv
Résumé	xix
Abstract	xxi
Introduction générale	xxv
1 Mercure de l'Antiquité à MESSENGER	1
1.1 Mercure de l'Antiquité au début du XX ^e siècle	2
1.1.1 Dans l'Antiquité, une place importante dans les mythologies	2
1.1.2 Premières observations grâce à la naissance de la science moderne	2
1.1.3 À l'orée de l'ère spatiale	2
1.2 Mariner 10, première exploration de Mercure	4
1.2.1 Présentation de la mission	4
1.2.2 Principaux résultats et découvertes concernant Mercure	4
1.3 Mercure à travers le prisme de MESSENGER	8
1.3.1 Généralités sur la mission MESSENGER	8
1.3.2 Objectifs de la mission	9
1.3.3 Les instruments embarqués	12
Les caméras (MDIS)	12
Le spectromètre à rayons gamma et à neutrons (GRNS)	13
Le spectromètre à rayons X (XRS)	13
Le magnétomètre (MAG)	13
L'altimètre laser (MLA)	13
Le spectromètre UV-visible-proche IR (MASCS)	14
Le spectromètre à particules énergétiques et à plasma (EPPS)	14
1.4 Généralités sur la planète de fer	14
1.4.1 Une orbite particulière : la résonance 3:2	15
1.4.2 Caractéristiques physiques	16
1.4.3 Composition interne et champ magnétique	18
1.4.4 Exosphère	20
1.5 La surface de Mercure	22
1.5.1 L'altération spatiale	22
1.5.2 Caractéristiques physiques	24
1.5.3 Composition chimique et minéralogique	29
1.5.4 Géologie	33

2	Analyse des données MDIS : cartographie couleur du quadrangle Shakespeare de Mercure	41
2.1	Introduction	41
2.2	L'instrument MDIS de la sonde MESSENGER	43
2.3	Données utilisées	46
2.4	Méthodes utilisées	46
2.4.1	Méthode de construction de la mosaïque d'images	46
	Importation au format ISIS 3	46
	Géoreférencement	46
	Calibration radiométrique	48
	Réduction de la taille du jeu de données	49
	Correction photométrique	49
	Projection	50
	Coregistration	50
	Construction de la mosaïque	52
	Lissage des valeurs aberrantes	53
2.4.2	Méthodes d'analyse	54
	Analyse en Composantes Principales	55
	Définition des paramètres spectraux utilisés	56
	Seuillage des paramètres spectraux	59
	Combinaison de couleurs	59
	Partitionnement en k-moyennes	60
2.5	Résultats	61
2.5.1	Identification d'unités spectrales à l'aide du seuillage	61
2.5.2	Mosaïques d'images Rouge-Vert-Bleu (RVB)	67
2.5.3	Mise en évidence de zones d'intérêt dans le quadrangle Shakespeare	68
2.6	Discussion	69
2.6.1	Quelques éléments de la lithologie globale de Shakespeare	69
2.6.2	Lithologie locale de Shakespeare : deux exemples de régions d'intérêt	74
	Le cratère Degas	74
	L'éjecta principal d'Hokusai	75
2.7	Conclusion	76
3	Approche expérimentale pour l'étude de l'évolution de la surface de Mercure : chauffage, refroidissement et irradiation d'analogues minéralogiques	81
3.1	Introduction	81
3.1.1	Quelques rappels de spectroscopie	82
3.1.2	Éléments de minéralogie	83
	Minimum de Christiansen	84
	Bandes Reststrahlen (RB)	84
	Bandes d'absorption	85
	Structure de transparence	85
3.2	Dispositifs expérimentaux	85
3.2.1	Cellule de chauffage	85
3.2.2	Cryostat	86
3.2.3	Spectroscopie visible-proche infrarouge	87
3.2.4	Spectroscopie proche et moyen infrarouge	89
3.3	Analogues réputés et échantillons utilisés	89
3.3.1	Anorthite An ₈₀	90
3.3.2	Verres volcaniques de type NVP	90
3.3.3	Forstérite Fo ₉₀ irradiée partiellement recouverte de carbone	92
3.4	Méthodes expérimentales	92

3.4.1	Fabrication d'une pastille	92
3.4.2	Chauffage/refroidissement d'un échantillon	93
3.5	Résultats et discussions préliminaires	93
3.5.1	Effet d'inhomogénéité spatiale de l'échantillon	93
3.5.2	Effet du chauffage	95
3.5.3	Effet du refroidissement	114
3.5.4	Effet du carbone	116
3.5.5	Effet de l'irradiation	116
3.6	Conclusion	120
4	Conclusion générale et perspectives dans le cadre de la mission BepiColombo	123
	Bibliographie	127
	Annexes	149
	Les quatre premières Composantes Principales du quadrangle Shakespeare	149
	Article publié dans Journal of Geophysical Research: Planets	150

Table des figures

1.1	La carte de Mercure réalisée par Percival Lowell en 1896	3
1.2	La carte de Mercure réalisée par Eugène Antoniadi en 1934	3
1.3	Les sept instruments embarqués dans la sonde Mariner 10	4
1.4	La mosaïque des images de la mission Mariner 10 superposée aux différents quadrangles de Mercure	5
1.5	Les données du champ magnétique de Mercure récoltées par la sonde Mariner 10	6
1.6	Image d'artiste de la sonde MESSENGER en orbite autour de Mercure	9
1.7	Les sept instruments embarqués dans la sonde MESSENGER	12
1.8	La résonance 3:2 de l'orbite de Mercure	16
1.9	La différence entre journée sidérale et journée solaire	17
1.10	Coupe de la planète Mercure	18
1.11	Les trois populations de particules présentes dans une exosphère	21
1.12	La queue de l'exosphère de sodium de Mercure	22
1.13	Les différents processus intervenant dans l'altération spatiale	23
1.14	Mosaïque d'images de l'hémisphère de Mercure prises par la sonde Mariner 10	25
1.15	Comparaison entre une mosaïque d'images du bassin Caloris et une mosaïque d'images de la face visible de la Lune	26
1.16	Comparaison entre deux mosaïques d'images du bassin Caloris	28
1.17	Cartes d'abondances en ratio du soufre (S/Si) et du fer (Fe/Si)	29
1.18	Les différentes étapes qui ont conduit à la formation de la croûte de Mercure	31
1.19	Les différents terrains géochimiques identifiés à la surface de Mercure	32
1.20	L'échelle des temps géologiques de Mercure	34
1.21	Les deux volcanismes de Mercure	35
1.22	Les hollows du cratère Hopper	38
2.1	Les quinze quadrangles de Mercure	42
2.2	La carte géologique du quadrangle Shakespeare	43
2.3	Schémas optiques des caméras WAC et NAC	44
2.4	Les longueurs d'onde centrales et les bandes passantes des filtres de la caméra MDIS-WAC	45
2.5	Les différentes étapes du processus permettant d'obtenir une mosaïque d'images grâce au logiciel ISIS.	47
2.6	Le Modèle d'Élévation Digital utilisé pour géoréférencer les images MDIS du quadrangle Shakespeare	47
2.7	La redondance des images MDIS-WAC utilisées pour la cartographie du quadrangle Shakespeare	49
2.8	Histogramme de la résolution spatiale des images MDIS-WAC dans le quadrangle Shakespeare	51
2.9	Principe de la coregistration	51
2.10	Droite de Henry pour le filtre F (433.2 nm) du quadrangle Shakespeare.	53
2.11	Le lissage des valeurs aberrantes	55
2.12	Carte RVB des terrains géochimiques obtenues par ACP	57

2.13	Comparaison de la pente spectrale dans le visible (0.43-0.75 μm) et du ratio de réflectance 749 nm/433 nm de la partie Nord de l'éjecta principal provenant du cratère Hokusai	58
2.14	Les différentes étapes du partitionnement en k-moyennes	60
2.15	Application du partitionnement en K-moyennes à l'identification et la caractérisation des hollows	62
2.16	Carte spectrale du quadrangle Shakespeare pour le paramètre spectral PC2	63
2.17	Carte spectrale du quadrangle Shakespeare pour le paramètre spectral réflectance à 749 nm	64
2.18	Panneau de cartes du quadrangle Shakespeare	66
2.19	Application de la méthode des k-moyennes au cratère Degas	68
2.20	Application de la méthode des k-moyennes à l'éjecta principal d'Hokusai	70
2.21	Propriétés spectrales de l'éjecta principal d'Hokusai	71
3.1	Le principe de fonctionnnement d'un spectromètre IR à transformée de Fourier	84
3.2	La cellule de chauffage Linkam FTIR600	86
3.3	Spectre de transmission du séléniure de zinc	86
3.4	Le cryostat permettant de refroidir les échantillons et le spectromètre infrarouge	87
3.5	Le spectromètre visible-proche infrarouge Maya2000 Pro	88
3.6	Schéma détaillant la réflexion de la lumière par une surface	88
3.7	Images des échantillons d'anorthite	90
3.8	Images de la pastille de verres volcaniques	91
3.9	La composition des verres volcaniques	91
3.10	Image du slice de forstérite	92
3.11	Spectres de réflectance dans le MIR de l'anorthite	94
3.12	Spectres de réflectance dans le MIR de l'anorthite avant chaque expérience de chauffage	95
3.13	Spectres de réflectance VNIR de la pastille et de la poudre d'anorthite	96
3.14	Mesures de divers paramètres spectraux sur la pastille et la poudre d'anorthite	97
3.15	Comparaison des spectres de réflectance VNIR des échantillons d'anorthite et de verres volcaniques	99
3.16	Variation de la pente spectrale entre 0,5 et 0,8 μm pour les échantillons d'anorthite et la pastille de verres volcaniques	100
3.17	Variation du ratio 1,0/0,8 μm pour les échantillons d'anorthite et la pastille de verres volcaniques	101
3.18	Variation de la réflectance à 0,5 μm pour les échantillons d'anorthite et la pastille de verres volcaniques	102
3.19	Spectres de réflectance dans le NIR de la pastille d'anorthite à différentes températures	104
3.20	Variation de la position et de la profondeur de la bande entre 1,1 et 1,3 μm pour la pastille d'anorthite en fonction de la température	105
3.21	Spectres de réflectance dans le NIR de la poudre d'anorthite à différentes températures	106
3.22	Spectres de réflectance dans le MIR des trois types d'échantillons (poudre, pastille et slice) d'anorthite à différentes températures	107
3.23	Variation de la position du minimum de Christiansen en fonction de la température pour les trois types d'échantillons d'anorthite	107
3.24	Spectres de réflectance dans le MIR de la pastille d'anorthite à différentes températures	108
3.25	Spectres de réflectance dans le NIR de la pastille de verres volcaniques NVP à différentes températures.	109
3.26	Variation de la position du minimum de réflectance de la bande autour de 3 μm pour la pastille de verres volcaniques en fonction de la température	109

3.27 Mécanisme de réaction entre les silicates présents dans le verre et l'eau proposé par [Davis and Tomozawa, 1996]	111
3.28 Spectres de réflectance dans le MIR de la pastille de verres volcaniques NVP à différentes températures.	112
3.29 Variation de la position du minimum de Christiansen et de la bande à 9,8 μm pour la pastille de verres volcaniques en fonction de la température	113
3.30 Spectres de réflectance dans le NIR et dans le MIR de la pastille et du slice d'anorthite à différentes températures	115
3.31 Spectres de réflectance dans le MIR du slice de forstérite non irradié partiellement recouvert de carbone à différentes températures	117
3.32 Spectres de réflectance dans le MIR de deux des trois slices de forstérite irradiés à différentes doses (10^{11} et 10^{12} ions/cm ²) et partiellement recouverts de carbone, à différentes températures	118
3.33 Spectres de réflectance dans le MIR du slice de forstérite irradié à une dose de 10^{13} ions/cm ² partiellement recouvert de carbone, et à différentes températures .	119
4.1 Les différents modules composant l'instrument SIMBIO-SYS	125
4.2 Panneau de cartes montrant les quatre premières Composantes Principales du quadrangle Shakespeare	149

Liste des tableaux

1.1	Paramètres orbitaux de Mercure et de la Terre	15
1.2	Quelques propriétés géophysiques de Mercure et de la Terre	15
1.3	Structure de l'intérieur de Mercure dans le cadre du Modèle Préliminaire de Référence de Mercure	19
1.4	Abondances ou ratios d'abondances de certains éléments chimiques détectés à la surface de Mercure	30
1.5	Composition minéralogique (en %) dérivée du calcul CIPW	33
2.1	Informations essentielles des deux caméras de l'instrument MDIS	44
2.2	Informations essentielles des différents filtres de la caméra MDIS-WAC	45
2.3	Seuillage du paramètre spectral PC2	65
2.4	Seuillage du paramètre spectral réflectance à 749 nm	65
2.5	Valeurs des paramètres spectraux pour chaque unité spectrale	77
3.1	Centres (en μm) de quelques bandes d'absorption des spectres MIR de la pastille non chauffée d'anorthite	94
3.2	Valeurs moyennes de la pente spectrale entre 0,5 et 0,8 μm pour chaque échantillon d'anorthite et verres volcaniques.	98
3.3	Valeurs moyennes du ratio 1,0/0,8 μm pour chaque échantillon d'anorthite et verres volcaniques.	98
3.4	Valeurs moyennes de la réflectance à 0,5 μm pour chaque échantillon d'anorthite et verres volcaniques.	98
3.5	Effets du chauffage sur les paramètres spectraux des différents échantillons	103

Remerciements

Il me paraît naturel de remercier en premier lieu mon jury de thèse : mes deux rapporteurs David Rothery et Bernard Schmitt, pour leur lecture attentive de mon manuscrit de thèse, leurs remarques et suggestions constructives dans leurs rapports ; mes deux examinatrices Aurélie Guilbert-Lepoutre et Susan Conway, pour leurs questions pertinentes lors de ma soutenance de thèse ; enfin, Bruno Sicardy qui a présidé ce jury et qui a officialisé l'obtention de mon doctorat.

Ensuite, j'aimerais remercier Alain Doressoundiram, mon directeur de thèse, pour une infinité de raisons. Entretenir de bonnes relations avec son directeur de thèse n'est absolument pas une chose qui va de soi, et je pense que j'ai eu une chance immense de t'avoir pour me guider sur mon chemin du premier au dernier jour de ma thèse. Tu as toujours été là, disponible quand j'en avais besoin, pour me soutenir dans mes moments de doute, et pour rester calme malgré le nombre impressionnant de deadlines que je n'ai pas respectées ! Une force tranquille émane de toi, et j'ai essayé tant bien que mal de m'en imprégner pendant ces trois ans. Enfin, merci de m'avoir donné goût à la médiation scientifique, notamment à travers le projet Planètes en Guyane (quelle expédition inoubliable !) et les parrainages de classe.

J'ai eu la chance d'avoir non pas un, mais deux directeurs de thèse d'exception. Merci donc à Davide Perna pour m'avoir coencadré avec toute la gentillesse et la simplicité qui te caractérise. Malheureusement, tu as dû repartir pour l'Italie au milieu de ma thèse, ce qui a inévitablement rendu nos contacts plus sporadiques, mais je suis extrêmement heureux que cela t'ait permis de décrocher un poste permanent. Encore bravo, tu le mérites !

Je ne peux pas continuer ces remerciements sans te mentionner ici, Rosario. J'aurais vraiment aimé que tu fasses partie de mon jury de thèse, mais nos calendriers se sont mal accordés. Tu t'es énormément investi dans la partie expérimentale de ma thèse, c'est pourquoi je ne pense pas qu'il est usurpé de dire que tu es mon deuxième co-directeur de thèse. Une véritable collaboration scientifique s'est construite entre le LESIA et l'IAS dans le cadre de ces expériences de laboratoire en vue de la mission BepiColombo, et j'espère que celle-ci en appellera d'autres.

Être bien encadré est une chose formidable, être bien entouré l'est tout autant. J'ai énormément de personnes à remercier pour cela. Tout d'abord, les personnes que j'ai cotoyées au quotidien, à commencer par les doctorants et docteurs du LESIA.

Christophe, ça va faire 4 ans qu'on se connaît désormais, depuis le M2 planéto en fait. J'apprécie beaucoup ta droiture et ton ouverture d'esprit, deux qualités essentielles au chercheur (et à l'ingénieur de recherche !). Merci pour ces discussions passionnées sur la Formule 1, avec en point d'orgue ce séjour mémorable au Castellet à l'aube de notre dernière année de thèse !

Clément, on a partagé le même bureau pendant presque 3 ans, et tu m'as impressionné par la variété de tes connaissances, ta serviabilité et ton volume de travail. Je dois t'avouer que ce dernier point a un peu déteint sur moi. Bon courage pour ton post-doc à Berne !

Océane, tu as été ma co-bureau pour ma dernière année de thèse, la plus dure, et je voulais te remercier particulièrement pour ta joie de vivre communicante. Que Mercure soit avec toi pour la fin de ta thèse !

Merci aussi à Doriann (maître incontesté des jeux de société... mais pas de l'ouverture de portes), Pedro (c'est quand la prochaine vidéo conf surprise?), Alice, Van, Desh, Chih-Yuan, Yu-Chi, Clément P., Jacques-Robert, Batiste, François, Lucas, Lisa, Charlotte, Tabatha (longue vie à SpaceBus France!), Lester, Diane, Jean-Baptiste, Tetiana, Axel, Trisha, et Andrew.

Je me sens chanceux d'avoir pu effectuer ma thèse au LESIA, car j'ai été entouré de collègues bienveillants, et qui sont des références dans leurs domaines (géantes gazeuses, petits corps, exoplanètes) : Thierry Fouchet, Emmanuel Lellouch, Nicolas Biver, Dominique Bockelée-Morvan, Antonella Barucci, Marcello Fulchignoni, Cédric Leyrat, Frédéric Merlin, Benjamin Charnay, Quentin Kral, Thérèse Encrenaz, Jacques Crovisier, Sandrine Vinatier, Bruno Bézard, Stéphane Erard, Raphaël Moreno, Anthony Boccaletti, Garima Singh, Elsa Huby, ainsi que Souda et Goran du personnel informatique. Merci à vous tous !

Une thèse, c'est aussi des collaborations enrichissantes avec d'autres équipes en France ou à l'étranger. J'ai effectué la première partie de ma thèse en collaboration avec l'IAPS à Rome, une équipe très impliquée dans la mission BepiColombo. Je voudrais remercier notamment Cristian Carli, Francesca Zambon, Laura Guzzetta et Fabrizio Capaccioni, qui ont été mes principaux contacts sur place.

Par ailleurs, la deuxième partie de ma thèse a été réalisée avec l'aide de l'équipe planéto de l'IAS (un grand merci à Obadias Mivumbi, Zahia Djouadi, Mathieu Vincendon, Yves Langevin et François Poulet) d'une part, et de l'équipe de la ligne SMIS du synchrotron SOLEIL (merci beaucoup à Ferenc Borondics, Christophe Sandt, Francesco Capitani, Stéphane Lefrançois et Anna Celeste) d'autre part.

La thèse n'est évidemment pas ma première expérience professionnelle dans la recherche. C'est pourquoi je souhaiterais remercier mes anciens directeurs de stage pour ces premiers contacts avec la recherche : Donia Baklouti en L3, et Emmanuel Marcq en M1.

Si j'en suis là, c'est aussi grâce à mes professeurs. Il serait vain de vouloir tous les citer, mais s'il y en a bien un que je me dois de mentionner, c'est bien mon professeur de physique-chimie de Seconde, M. Cornelius. Être professeur, c'est bien plus que transmettre des connaissances, c'est aussi susciter des vocations. Eh bien ma passion pour l'astrophysique a justement eu un véritable déclic lors d'un TP de physique sur les raies d'émission de d'absorption du Soleil. Rien de bien palpitant à première vue, une simple étude de documents dans un manuel scolaire, mais c'est bien à ce moment-là que je me suis dit : "C'est ça que je veux faire", un sentiment profond que je souhaite à tout élève ou étudiant cherchant sa voie.

Au-delà de l'aventure professionnelle, la thèse est une sacrée aventure humaine. La vie est faite d'opportunités de faire des rencontres inoubliables, le tout est de savoir saisir ces opportunités. S'il y a bien un choix que je ne regrette pas d'avoir fait, c'est bien celui d'avoir participé à la Semaine des Jeunes Chercheurs, un événement annuel organisé par le Palais de la Découverte dans lequel j'exerçais ma mission doctorale. Pendant cet événement, un groupe d'amis est né : les "Anges du Palais", composés de Audrey, Lydie, Clémence, Antoine, Anyssa, Camille, Miléna, Caroline, Mehdi, Grégoire et Oriane, et référence tout à fait sérieuse (pas du tout) à la conversation WhatsApp grâce à laquelle nous gardons contact. Au moment où j'écris ces lignes, nous voilà quasiment (à deux exceptions près) tous docteurs. Comme disait Lydie : tout va bien se passer ! Et effectivement tout s'est bien passé, et tout se passera bien pour chacun de nous. Merci pour tous ces bons moments de folie passés ensemble ! Par contre, désolé les amis, j'ai cherché pendant trois ans, mais je n'ai pas trouvé trace ni de licorne ni de pingouin sur Mercure. Sans doute trop chaud pour eux !

Je remercie chaleureusement Philippe Rüegg, mon propriétaire, de m'avoir loué son appartement à Meudon Val Fleury. Grâce à vous, je n'ai pas eu besoin de prendre les transports en commun tous les matins pour aller au labo, quel confort ! Merci aussi à Mme Perron, ma voisine, notamment pour les délicieux morceaux de tarte qu'elle m'a gentillemeent apportés.

Je termine ces remerciements par les proches qui me tiennent le plus à coeur. À commencer par mes amis de ma Moselle natale. Cédric, alias l'Ami, je te dois tellement de choses depuis qu'on s'est rencontré au collège en classe de 5^{ème}. Tu as été et je sais que tu seras toujours un soutien incondiionnel pour moi. Tu es la définition même du meilleur ami, une personne incroyablement droite et humble en qui je peux avoir totale confiance. Merci pour tout l'Ami !

Émilie, c'est marrant la façon dont tu as toujours été en quelque sorte mon ange gardien, pour me remettre dans le droit chemin quand j'avais trop le nez dans le guidon. Je te remercie pour ça, car je me serais sans doute perdu en route sans toi ! Et longue vie à notre amitié qui dure depuis la maternelle !

Julien, certes on n'est plus aussi souvent en contact qu'avant, mais sache que ta personnalité à part, mélange passionné de rêverie et de réalité, m'est inoubliable !

Merci aussi à toute la bande du banc du collège Bergpfad (dont notamment Caroline, Florian K., Matthieu, Florian T., Marie, Cindy, Amélie, Lætitia et Pauline), après tant de délires passés (et futurs, je n'en doute pas !), je peux désormais le proclamer haut et fort : oui, je saaaauute de joie !!! Merci à vous les amis !

Enfin, je souhaiterais remercier ma chère et tendre famille - dont je ne citerai personne en particulier car vous avez tous une place inestimable et à part égale dans mon coeur - pour tout l'amour et le soutien qu'elle m'a donnés depuis toujours.

Résumé

Bien que proche du Soleil, Mercure possède une surface unique, plus pauvre en fer que la surface de la Lune, mais étonnamment riche en éléments volatils. Ces découvertes essentielles de la mission MESSENGER ont soulevé des questions auxquelles tentera de répondre la mission BepiColombo (ESA/JAXA) grâce notamment à l'instrument SIMBIO-SYS qui fournira des images spectrales de la surface de Mercure avec une résolution spatiale 10 à 100 fois plus élevée que celle atteinte par MESSENGER. Parmi ces questions fondamentales figure la composition chimique et minéralogique précise de Mercure.

Ma thèse aborde la problématique par une approche pluridisciplinaire. Un premier angle consiste en l'exploitation des données fournies par MESSENGER en cartographiant en couleurs le quadrangle Shakespeare. Mes travaux ont notamment permis de définir 1) des unités spectrales du quadrangle associées à des valeurs bien précises de divers paramètres spectraux, et 2) des régions d'intérêt à analyser et caractériser notamment par le spectro-imageur VIHI (0,4-2,0 μm), une des voies de SIMBIO-SYS.

Le deuxième angle consiste en des expériences de laboratoire : chauffage, refroidissement et irradiation d'analogues minéralogiques possibles de la surface de Mercure. Le but est d'anticiper l'arrivée de BepiColombo et de savoir quels sont les effets de ces altérations sur les propriétés spectrales de ces minéraux. Les résultats obtenus de mesures spectroscopiques d'analogues de minéraux herméens soumis aux conditions de la surface de Mercure ont permis de mettre en évidence des variations claires de leurs propriétés spectrales (e.g. position et forme de bandes d'absorption).

Mots-clefs : Planétologie, Mercure, Système solaire, MESSENGER, cartographie, spectroscopie.

Abstract

Although close to the Sun, Mercury has a unique surface, poorer in iron than the surface of the Moon, but surprisingly rich in volatile elements. These essential discoveries of the MESSENGER mission have raised questions that the BepiColombo mission (ESA/JAXA) will try to answer, thanks in particular to the SIMBIO-SYS instrument, which will provide spectral images of the Mercury surface with a spatial resolution 10 to 100 times higher than that achieved by MESSENGER. Among these fundamental questions is the accurate chemical and mineralogical composition of Mercury.

My thesis addresses the problem through a multidisciplinary approach. A first angle consists in using the data provided by MESSENGER to map in color the Shakespeare quadrangle. My work has made it possible to define 1) spectral units of the quadrangle associated with very precise values of various spectral parameters, and 2) regions of interest to be analyzed and characterized notably by the VIHI hyperspectral imager (0.4-2.0 μm), one of the channels of SIMBIO-SYS.

The second angle consists of laboratory experiments : heating, cooling and irradiation of possible mineralogical analogues of Mercury's surface. The aim is to anticipate the arrival of BepiColombo and to know the effects of these alterations on the spectral properties of the minerals. Results obtained from spectroscopic measurements of hermean mineral analogues subjected to Mercury surface conditions have revealed clear variations in their spectral properties (e.g. position and shape of absorption bands).

Keywords : Planetology, Mercury, Solar system, MESSENGER, mapping, spectroscopy

Énormément d'informations présentes dans ce manuscrit sont tirées de *Mercury : The view after MESSENGER*, un livre édité par Sean Solomon, Larry Nittler et Brian Anderson, récapitulant l'ensemble des connaissances acquises à la lumière de la mission MESSENGER. Ce livre ne sera donc pas cité systématiquement.

Merci à Alain Doressoundiram, mon directeur de thèse, de me l'avoir acheté. Il a été très précieux dans ma phase de rédaction.

Introduction générale

L'étude de Mercure s'inscrit dans le cadre des grandes questions que l'on se pose sur notre Système solaire : comment s'est-il formé ? Quelle était sa composition initiale ? Comment a-t-il évolué ? Autant de questions pour lesquelles Mercure peut apporter des réponses capitales. En effet, seule la planète de fer, du fait de sa proximité avec le Soleil, nous permet d'avoir accès à des informations sur la nébuleuse proto-solaire à de très faibles distances héliocentriques, là où le ratio métaux sur gaz était le plus élevé. De plus, Mercure est notre seule opportunité d'étudier *in situ* l'évolution d'une planète proche de son étoile, et constitue donc le choix de référence dans le Système solaire pour l'étude des exoplanètes. Présentée ainsi, Mercure semble être LA planète à étudier, et ce n'est pas Nicolas Copernic qui dira le contraire, lui pour qui - selon les dires - le fait de ne pas avoir pu observer Mercure au cours de son existence constituerait son plus grand regret. Malheureusement, quand l'heure de la course à l'espace aux planètes du Système solaire a sonné le 14 décembre 1962 avec la sonde Mariner 2, la destination finale n'était pas Mercure mais bien Vénus, la planète jumelle de la Terre associée à la déesse de la beauté. Et la décennie qui suivit ne fut guère plus propice pour la planète la plus proche du Soleil, Vénus, Mars et surtout la Lune lui volant la vedette. Il a fallu attendre l'année 1974 pour que Mercure reçoive enfin la visite d'une sonde spatiale, même si celle-ci était imprévue... Décidément ! Et les choses ont peu évolué depuis, car seule une sonde spatiale supplémentaire a été dédiée à l'étude de Mercure. Heureusement, les lignes sont en train de bouger, car la sonde européenne et japonaise BepiColombo est en route pour percer les mystères de cette planète encore peu connue.

Ce manuscrit est le fruit d'un travail pluridisciplinaire de trois ans sur la nature et l'évolution de la surface de Mercure. Il se divise en trois parties principales.

Dans le premier chapitre, je fais l'état de l'art des connaissances sur Mercure après un rapide préambule historique. J'y présente les découvertes majeures respectives des deux sondes consacrées à l'étude de la planète de fer, comme son champ magnétique pour Mariner 10 et les hollows pour MESSENGER. Je finis par m'attarder un peu plus longuement sur la partie en lien avec mes travaux : la surface de Mercure. Je rappelle que celle-ci est non seulement de nature différente de celle de la Lune, mais aussi qu'elle subit une altération très importante qui la fait évoluer plus rapidement que beaucoup de surfaces du Système solaire.

Dans le second chapitre, je présente mon analyse des données MDIS, la caméra de MESSENGER, grâce à une cartographie couleur du quadrangle Shakespeare de la surface de Mercure. Celle-ci s'inscrit dans une vaste campagne de cartographie géologique de la planète, qui fait partie du projet PLANMAP. Dans cette optique, j'ai collaboré avec l'équipe du département de planétologie de l'Istituto di Astrofisica e Planetologia Spaziali (IAPS) de Rome, dont plusieurs membres sont Co-I de l'instrument SIMBIO-SYS dont fait partie le spectro-imageur VIHI. Avant d'entrer dans le vif du sujet, je détaille l'instrument MDIS, puis j'enchaîne avec l'explication des données et méthodes utilisées. Ensuite, je détaille sur les résultats que j'ai obtenus et sur leur discussion.

Enfin, dans le troisième et ultime chapitre, j'expose mon approche expérimentale de l'étude de l'altération de la surface de Mercure qui consistent en des mesures spectroscopiques en laboratoire d'analogues de minéraux herméens soumis aux conditions de la surface de la planète (e.g. fortes variations de température, irradiation par les ions du vent solaire lent). Ces activités ont fait l'objet de deux autres collaborations : la principale avec l'équipe Système Solaire et Systèmes Planétaires de l'Institut d'Astrophysique Spatiale à Orsay, également fortement impliquée dans la mission BepiColombo, et l'autre avec l'équipe de la ligne SMIS du synchrotron SOLEIL à Saint-Aubin. Après quelques rappels sur la spectroscopie et quelques éléments de minéralogie essentiels pour assimiler le vocabulaire qui suit, je présente les différents dispositifs expérimentaux que j'ai utilisés soit pour simuler l'altération des minéraux, soit pour faire les mesures. Après cela, je justifie le choix des échantillons et je détaille le protocole à suivre pour réaliser un chauffage ou un refroidissement des analogues. Enfin, je montre mes résultats, dont ceux inédits des échantillons de forstérite à la fois irradiés et chauffés, et je commence à les discuter.

Chapitre 1

Mercure de l'Antiquité à MESSENGER

Sommaire

1.1	Mercury de l'Antiquité au début du XX^e siècle	2
1.1.1	Dans l'Antiquité, une place importante dans les mythologies	2
1.1.2	Premières observations grâce à la naissance de la science moderne	2
1.1.3	À l'orée de l'ère spatiale	2
1.2	Mariner 10, première exploration de Mercury	4
1.2.1	Présentation de la mission	4
1.2.2	Principaux résultats et découvertes concernant Mercury	4
1.3	Mercury à travers le prisme de MESSENGER	8
1.3.1	Généralités sur la mission MESSENGER	8
1.3.2	Objectifs de la mission	9
1.3.3	Les instruments embarqués	12
1.4	Généralités sur la planète de fer	14
1.4.1	Une orbite particulière : la résonance 3:2	15
1.4.2	Caractéristiques physiques	16
1.4.3	Composition interne et champ magnétique	18
1.4.4	Exosphère	20
1.5	La surface de Mercury	22
1.5.1	L'altération spatiale	22
1.5.2	Caractéristiques physiques	24
1.5.3	Composition chimique et minéralogique	29
1.5.4	Géologie	33

Mercure est l'une des cinq planètes du Système solaire à pouvoir être observée à l'oeil nu dans le ciel, avec Vénus, Mars, Jupiter et Saturne. En effet, sa magnitude apparente varie entre -2,48 et +7,25 [Mallama and Hilton, 2018], ce qui en fait certes un astre plus brillant que Sirius (-1,47) [Holberg et al., 2013] à sa conjonction supérieure, mais qui reste en général moins lumineux que les autres planètes comme Jupiter (entre -2,94 et -1,66) [Mallama and Hilton, 2018] et surtout Vénus (entre -4,92 et -2,98) [Mallama and Hilton, 2018]. Mercury est donc connue depuis que les Hommes ont levé les yeux vers le ciel nocturne. C'est pourquoi aucun découvreur ne lui a été attribué. Malgré cela, cette planète est longtemps resté méconnue, car ses conditions d'observations sont difficiles en raison de sa proximité avec le Soleil - son élongation ne dépasse pas 28° - qui ne lui permet pas de monter très haut dans le ciel, ni d'y apparaître très longtemps.

Dans les sections qui suivent est rapportée l'évolution de la connaissance de Mercury, qui n'a connue un véritable essor que dans la deuxième moitié du XX^e siècle grâce à l'avènement de l'ère du spatial.

1.1 Mercure de l'Antiquité au début du XX^e siècle

1.1.1 Dans l'Antiquité, une place importante dans les mythologies

Même si Mercure était probablement connu depuis bien plus longtemps que cela, les premières références écrites à l'astre Mercure datent de l'époque sumérienne (III^e millénaire avant J.-C.), peu de temps après l'invention de l'écriture. Chez les Babyloniens, Mercure représentait Nabû dans la mythologie mésopotamienne, le dieu de l'écriture. Ces derniers ont réalisé les premières observations détaillées de Mercure. Ils ont notamment étudié son mouvement apparent, qui différencie Mercure des autres planètes du Système solaire. Dans la mythologie grecque, Mercure était associé à deux dieux selon le moment de la journée où on l'observait : à l'aube, il était associé à Apollon, le dieu du chant, de la musique, de la poésie, et surtout de la lumière et du Soleil. Mercure endossait donc en quelque sorte le rôle d'annonceur de la levée imminente de l'astre du jour ; au crépuscule, Mercure était associé à Hermès, le messager des dieux, en raison du mouvement rapide de l'astre sur la sphère céleste, mais aussi conducteur des âmes aux Enfers. Apercevoir Mercure à ce moment-là était donc le signe avant-coureur de l'arrivée de la nuit. Les Egyptiens procédaient similairement, Sat faisant référence à l'étoile du soir, et Horus à l'étoile du matin.

Plus généralement, l'astre Mercure est bien encré dans notre société. Le symbole astronomique de Mercure ☿ représente une croix surmontée d'un cercle, lui-même coiffé d'un arc de cercle. Il symbolise le casque ailé et la caducée du dieu Hermès, le premier lui servant pour se déplacer dans sa fonction de messager des dieux et le deuxième, une baguette de laurier ou d'olivier surplombée par deux ailes et autour de laquelle s'enroule deux serpents entrelacés, servant à guérir les morsures de serpent et se référant à son statut de dieu du commerce. Enfin, étymologiquement, un jour de la semaine est associé à Mercure : mercredi, qui vient du latin *mercurii dies*, signifiant "le jour de Mercure".

1.1.2 Premières observations grâce à la naissance de la science moderne

Au XVII^e siècle, d'énormes progrès sont réalisés en optique tant d'un point de vue théorique (e.g. développement de l'optique géométrique grâce aux lois de la réfraction) que technique : en 1608, l'invention de la lunette astronomique par l'artisan hollandais Hans Lippershey (1570-1619) est largement popularisée un an plus tard par l'astronome italien Galileo Galilei (1564-1642), et Isaac Newton (1643-1727) construit le premier télescope pour remédier aux divers problèmes posés par la lunette astronomique (engorgement, aberrations chromatiques). Ces innovations ouvrent la voie à la cartographie de la surface de Mercure qui commence à la fin du XVIII^e siècle avec l'Allemand Johann Hieronymus Schröter (1745-1816). La lunette astronomique et le télescope sont progressivement perfectionnés, ce qui permet à l'Italien Giovanni Schiaparelli (1835-1910) et l'Américain Percival Lowell (1855-1916) de distinguer des structures rectilignes à la surface de Mercure, qu'ils interprètent comme des canaux similaires à ceux observés sur Mars à la même période (voir Figure 1.1). Malheureusement, il s'agissait en réalité d'artéfacts !

1.1.3 À l'orée de l'ère spatiale

Finalement, l'astronome franco-grec Eugène Michel Antoniadi (1870-1944) établit en 1934 la carte de Mercure la plus précise faite à la main en utilisant la grande lunette de l'Observatoire de Meudon (voir Figure 1.2). Celle-ci restera une référence pendant plus de quarante ans, jusqu'à l'arrivée des premières images de la sonde spatiale Mariner 10 de la NASA.

Sur cette carte, Antoniadi reporte pour la première fois les variations de la surface de

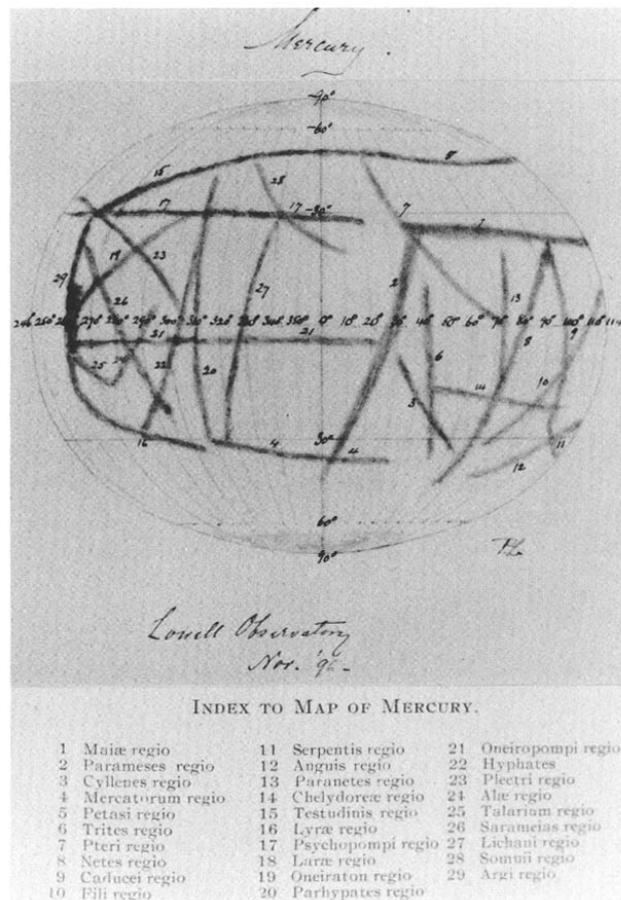


FIGURE 1.1 – La carte de Mercure réalisée par Percival Lowell en 1896. Les structures rectilignes reproduites sur cette carte se sont avérées être des artéfacts. Crédit : NASA/Atlas of Mercury

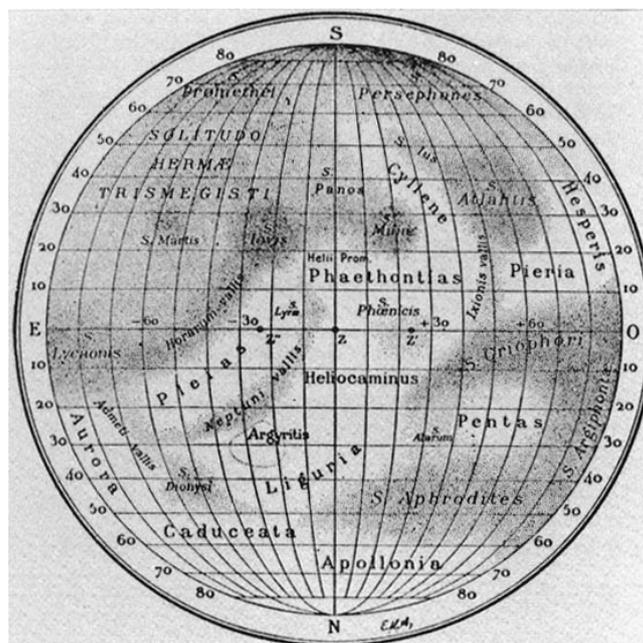


FIGURE 1.2 – La carte de Mercure réalisée par Eugène Antoniadi en 1934. Pour la première fois, les variations d'albédo de la surface sont reportées et des structures particulières sont nommées en lien avec les mythes faisant référence à Hermès. Crédit : NASA/Atlas of Mercury

Mercury. Des structures particulières sont référencées et nommées en rapport avec les mythes grecques impliquant Hermès. Par exemple, les régions référencées aujourd'hui comme les plaines volcaniques du pôle nord sont appelées *Apollonia*, les "terres d'Apollon". Celles-ci et d'autres ont été confirmées par les analyses morphologiques rendues possibles après l'arrivée des images de Mariner 10, mais ce n'est pas le cas de toutes les structures mises en évidence par Eugène Antoniadi.

1.2 Mariner 10, première exploration de Mercure

1.2.1 Présentation de la mission

Mariner 10 est la dernière mission du programme Mariner qui visait à explorer les planètes Mars, Vénus et Mercure. Elle a été lancée le 3 novembre 1973 depuis la base de lancement de Cap Canaveral en Floride. Il s'agit de la première mission d'exploration de Mercure. Durant son voyage de 5 mois vers la planète, elle a utilisé pour la première fois le phénomène d'assistance gravitationnelle grâce aux calculs du mathématicien italien Giuseppe Colombo (1920-1984), méthode consistant à utiliser la gravité des planètes pour modifier la vitesse et la trajectoire d'une sonde spatiale. Mariner 10 a effectué un survol de Vénus le 5 février 1974 et trois survols de Mercure (29 mars 1974, 21 septembre 1974 et 16 janvier 1975). Elle embarquait sept instruments à bord : un système d'imagerie, un détecteur de plasma, deux magnétomètres, un télescope analyseur de particules chargées, un spectromètre UV, un spectromètre EUV et un radiomètre infrarouge (voir Figure 1.3).

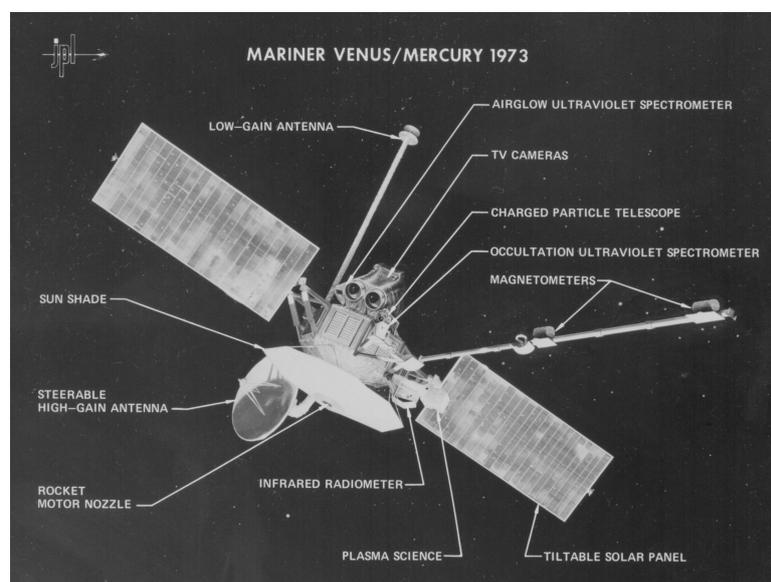


FIGURE 1.3 – Les sept instruments embarqués dans la sonde Mariner 10. Crédit : NASA.

1.2.2 Principaux résultats et découvertes concernant Mercure

Grâce aux trois survols effectués par Mariner 10, environ 45% de la surface de Mercure ont été cartographiés par l'instrument *Television Science* en trois couleurs (355 nm, i.e. UV proche, 475 nm, i.e. bleu, et 575 nm, i.e. orange) et avec avec une résolution variant de 10 km à 100 m [Davies et al., 1978] (voir Figure 1.4).

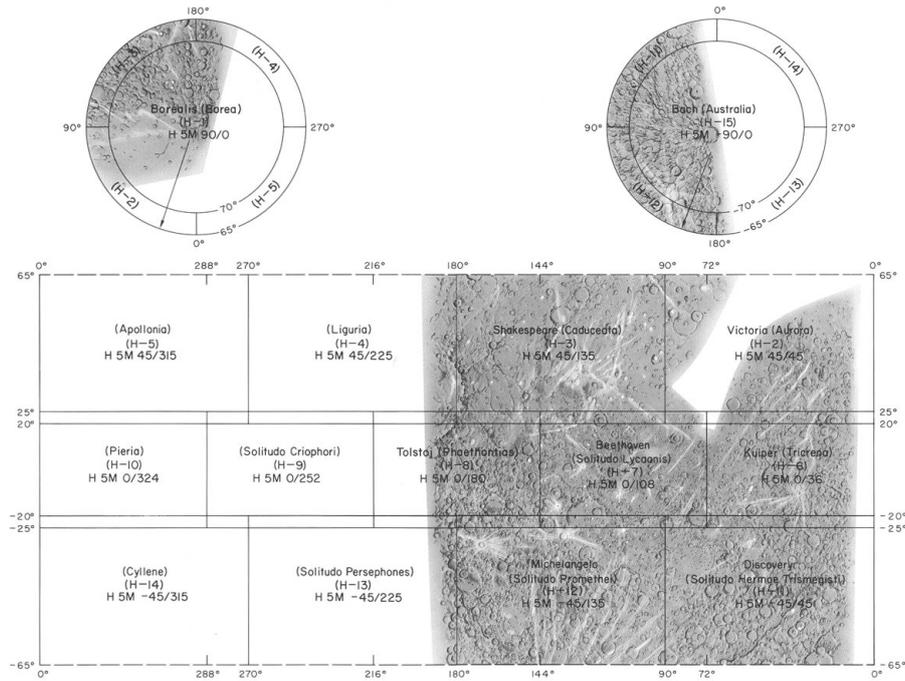


FIGURE 1.4 – La mosaïque des images de la mission Mariner 10 superposée aux différents quadrangles de Mercure [Davies et al., 1978]. Environ 45% de la surface de Mercure a ainsi été cartographiée pour la première fois.

La cartographie de la surface de Mercure en trois couleurs a permis d'en apprendre beaucoup sur la morphologie et sur les variations de composition de sa surface. En effet, ces variations peuvent très souvent être retrouvées dans les différences parfois subtiles dans les spectres de réflectance. En établissant des cartes de ratio entre les longueurs d'onde la plus longue et la longueur d'onde la plus courte, i.e. entre l'orange et l'UV, afin d'accentuer les contrastes, [Rava and Hapke, 1987] ont pu faire une étude détaillée de la géologie de Mercure. Celle-ci a révélé des différences importantes entre la Lune et Mercure : sur la Lune, il y a de fortes corrélations entre la couleur de sa surface et son contenu en titane - plus la surface de la Lune contient du titane, plus elle est plus bleue [Charette et al., 1974]. Ce lien a été utilisé pour cartographier la distribution du titane sur la Lune, et pour relier la couleur de sa surface au type de terrain présent (hauts plateaux ou mers lunaires). Sur Mercure, il n'y a pas ce type de corrélations : aucun lien n'est ressorti de l'analyse de [Rava and Hapke, 1987] entre les bordures des unités de couleurs et celles des plaines lisses de Mercure. De plus, [Rava and Hapke, 1987] n'ont pas trouvé de dépôts étendus de matériel bleu et sombre qui pourraient être considérés comme des analogues de basaltes de mers lunaires riches en fer et titane dans les régions cartographiées de Mercure. Trois indices ont été identifiés en faveur d'une croûte herménienne pauvre en fer et titane :

- Les éjectas de cratères et autres raies claires sont plus bleus que la plupart de la surface de Mercure [Hapke et al., 1975], alors que l'effet inverse se produit sur la Lune [Whitaker, 1972].
- La bande d'absorption du Fe^{2+} est très faible voire inexistante sur Mercure.
- Les contrastes d'albédo sont plus faibles sur Mercure que sur la Lune [Murray et al., 1974].

Enfin, [Rava and Hapke, 1987] ont suggéré qu'une activité de type pyroclastique, tardive et riche en fer aurait eu lieu sur Mercure. En vue de préparer l'arrivée des premières images

de la mission MESSENGER (la deuxième mission dédiée à Mercure, voir section 1.3), [Blewett et al. \[2007\]](#) ont retravaillé les images Mariner 10 et les ont analysées de manière plus poussée en reprenant deux paramètres spectraux précédemment utilisés pour la cartographie de l'oxyde de titane (TiO_2) sur la Lune [[Lucey et al., 1998, 2000](#)] et définis dans un modèle général pour étudier les effets spectraux des matériaux opaques sur un régolithe silicaté [[Hapke et al., 1975; Rava and Hapke, 1987](#)] : l'un permet de déterminer l'abondance en minéraux opaques de la surface de Mercure, l'autre révèle ses variations de maturité optique et son contenu en oxyde de fer (FeO). Cette analyse a permis d'expliquer la diversité des cratères de Mercure comme Kuiper et Lermontov : le fait que l'on voit encore les "raies" du premier serait dû à sa faible maturité optique et sa faible teneur en minéraux opaques ; alors que pour Lermontov, les "raies" ne sont plus visibles à cause d'une maturité optique plus importante, mais sa faible teneur en minéraux opaques maintiendrait son fond plus brillant que les terrains alentours.

Parmi les découvertes inattendues de Mariner 10, on peut citer celle d'un champ magnétique lors du premier survol de Mercure (29 mars 1974). [[Ness et al., 1974](#)] ont noté la détection d'une onde de choc et d'une région qui a toutes les caractéristiques d'une magnétosphère, i.e. un champ confiné au sein d'une magnétopause (voir Figure 1.5). Ces observations ont été confirmées par les deux autres survols de Mariner 10 [[Ness et al., 1975, 1976](#)], qui ont permis en outre de déterminer qu'il s'agit d'un champ magnétique intrinsèque dont la composante dipolaire est incliné de 10 à 20° par rapport à l'axe de rotation de la planète et dont le moment est estimé à 136-350 nT R_M^3 , avec R_M le rayon moyen de Mercure [[Connerney and Ness, 1988](#)].

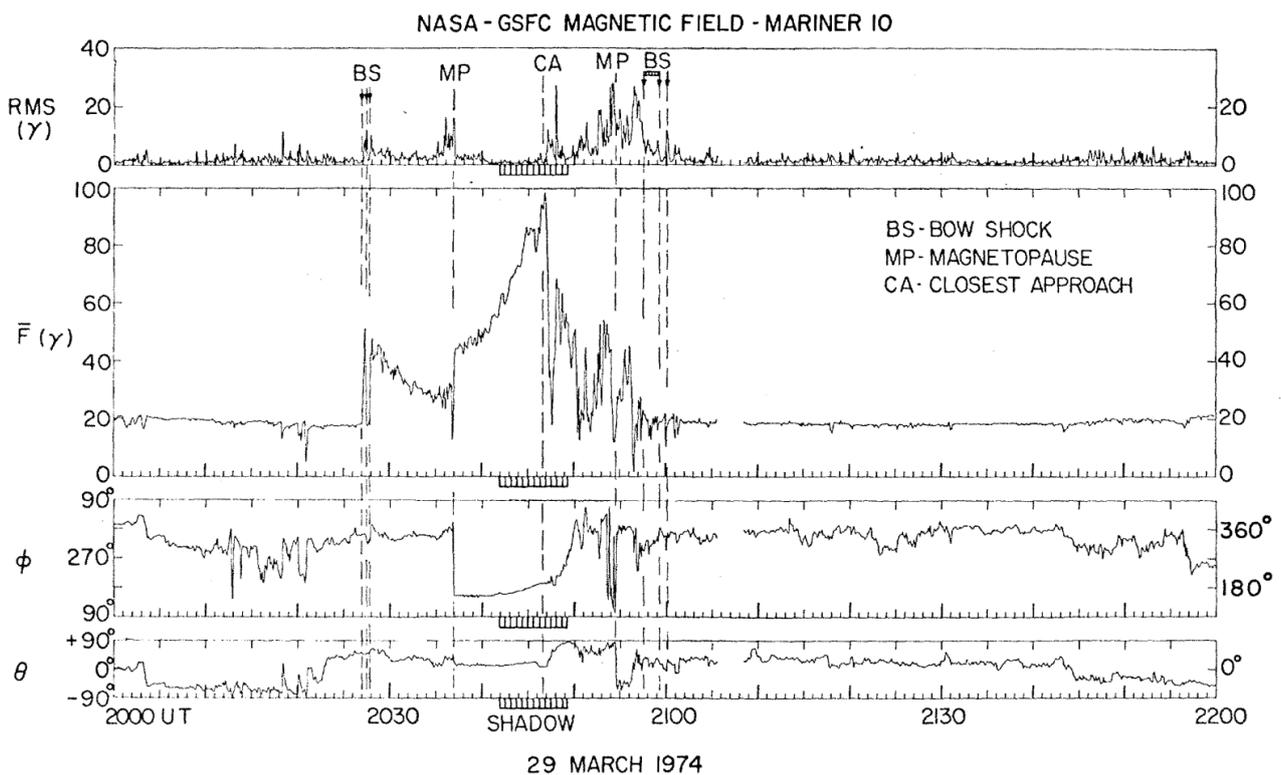


FIGURE 1.5 – Les données du champ magnétique de Mercure récoltées par la sonde Mariner 10 lors de son premier survol de la planète le 29 mars 1974. Tiré de [[Ness et al., 1974](#)].

Le caractère surprenant de cette découverte prend son sens si on la rapporte à la petite taille de Mercure dans le cadres des connaissances assez peu avancées que l'on avait à cette époque sur les dynamos planétaires. En effet, rappelons ici que le cas canonique d'une planète présentant un champ magnétique dipolaire est celui de la Terre. La convection thermo-chi-

mique, qui a lieu au sein d'un noyau externe fluide riche en éléments hautement électriquement conducteurs comme le fer ou le nickel, crée des champs électriques qui induisent à leur tour un champ magnétique interne [Stevenson et al., 1983]. Cette convection a besoin d'une source d'énergie pour entretenir l'effet dynamo : la cristallisation du noyau. Dans le paradigme de l'époque, on pensait que la cristallisation du noyau avait un caractère limitatif essentiel sur l'effet dynamo, proportionnel à la taille du corps considéré. Mars, dont la taille est pourtant supérieure à celui de Mercure ($R_{\text{♁}} = 3396,2 \text{ km} \approx 1,39 R_{\text{♃}}$), illustre parfaitement ce cas de figure. La mission Mars Global Surveyor a mis en évidence que la planète rouge possède un champ magnétique crustal [Acuna et al., 1999; Connerney et al., 1999] qui serait le résultat de la rémanence thermomagnétique d'un champ intrinsèque créé par un effet dynamo, et dont la disparition est estimée il y a environ 4,1 milliard d'années [Lillis et al., 2008; Robbins et al., 2013]. Une des hypothèses considérées à la fin du XX^e siècle est que le noyau de Mars se serait solidifié à un point tel que l'effet dynamo ne pouvait plus être entretenu [Acuna et al., 1998], lui faisant perdre son champ magnétique. En supposant que Mercure entre également dans le cadre classique décrit ci-dessus, des calculs [Solomon, 1976] indiquent que le noyau de Mercure aurait dû se solidifier dans le milliard d'années suivant sa formation.

En se basant à la fois sur la plus faible intensité de son champ magnétique intrinsèque et sur la plus grande densité du vent solaire au niveau de Mercure qu'au niveau de la Terre, [Slavin and Holzer, 1979; Russell et al., 1988] ont estimé que la magnétosphère herméenne est 7 à 8 fois plus petite que la magnétosphère terrestre. Mercure étant uniquement $\sim 2,6$ fois plus petite que la Terre, elle occupe une partie plus importante au sein de sa magnétosphère. Il s'agit du seul cas de magnétosphère à l'échelle planétaire dans le Système solaire. Les données de Mariner 10 ont également permis d'évaluer la distance au point subsolaire de la magnétosphère herméenne à 1,5-1,9 $R_{\text{♃}}$. Mariner 10 a aussi commencé à souligner le caractère très dynamique de la magnétosphère de Mercure [Russell et al., 1988]. En effet, sa taille et sa morphologie sont fortement influencées par les propriétés du vent solaire (e.g. pression dynamique).

Enfin, l'hypothèse d'un gros noyau métallique qui représente environ 80% de la masse de Mercure a été avancée. Ne disposant pas de données sismologiques permettant de faire des mesures directes *in situ*, cette hypothèse se base sur des signes indirects [Solomon, 1976] : sa densité élevée ; l'observation d'un champ magnétique intrinsèque, impliquant un effet dynamo convectif ; la géologie de sa surface (e.g. la forte compression de sa croûte), suggérant une différenciation à grande échelle de la planète ; les prédictions de la formation d'un coeur grâce à des calculs de l'histoire thermique de Mercure basés sur des modèles cosmochimiques [Siegfried and Solomon, 1974]. Plus généralement, l'estimation de la taille du noyau de Mercure s'inscrit dans l'étude de la structure de son intérieur planétaire, grâce aux informations fournies par sa géodésie, son champ gravitationnel et son état de rotation. [Peale, 1976] a utilisé les déviations à la résonance orbitale moyenne de Mercure, appelées libérations physiques, pour montrer qu'une partie de son noyau est liquide. Ces libérations physiques sont des oscillations périodiques en longitude causées par des couples de rotation dus à l'influence gravitationnelle du Soleil sur la forme asymétrique de Mercure. L'expression mathématique de l'amplitude des libérations physiques de Mercure, de période 88 jours (période orbitale herméenne) s'écrit :

$$\Phi_0 = \frac{3(B-A)}{2C} \left(1 - 11e^2 + \frac{959}{48}e^4 + o(e^6) \right) \quad (1.1)$$

où e est l'excentricité de l'orbite de Mercure, et $A < B < C$ sont les principaux moments d'inertie (A et B sont les moments d'inertie équatoriaux et C est le moment d'inertie polaire). Le terme qui nous intéresse ici est C , car le fait qu'il soit inversement proportionnel à l'amplitude des libérations Φ_0 indique qu'il s'agit d'une mesure de la résistance aux changements du

mouvement de rotation de la planète. Ainsi, si une partie du noyau de Mercure est liquide, donc découplée du manteau, celle-ci ne peut influencer les librations physiques, et la mesure du moment d'inertie de Mercure sera en réalité une mesure du moment d'inertie de son manteau et de sa croûte C_{m+cr} . [Peale, 1976] a estimé que $C_{m+cr}/C \simeq 0,5$, ouvrant la voie à une détermination de l'état du noyau de Mercure par une mesure de l'amplitude de ses librations physiques.

Une deuxième façon de caractériser l'état du noyau de Mercure est de s'intéresser à son obliquité θ . Les lois de Cassini, énoncées par Jean-Dominique Cassini en 1693, décrivent de manière concise le mouvement de la Lune. Elles ont été généralisées pour d'autres satellites et planètes (e.g. Mercure, les satellites galiléens) par [Colombo, 1966; Peale, 1969]. Un système obéissant à ces lois est dit dans un "état de Cassini", i.e. son axe de rotation, la normale à son plan orbitale et la normale au plan de Laplace¹ sont coplanaires et son obliquité reste constante. Dit autrement, dans un état de Cassini, l'obliquité a évolué jusqu'à atteindre une valeur pour laquelle la période de précession rotationnelle est égale à la période de précession orbitale [Gladman et al., 1996]. Les travaux de [Peale, 1969, 1988] ont estimé que Mercure est dans l'état 1 de Cassini (obliquité quasiment nulle) et permettent d'écrire :

$$K_1(\theta) \left(\frac{C - A}{C} \right) + K_2(\theta) \left(\frac{B - A}{C} \right) = K_3(\theta) \quad (1.2)$$

où K_1 , K_2 et K_3 sont des coefficients faisant intervenir l'obliquité θ . Ainsi, si Mercure est bien dans l'état 1 de Cassini, alors une mesure de l'obliquité permet d'avoir accès au moment d'inertie polaire total (noyau compris) de la planète si l'on connaît les valeurs de ses harmoniques sphériques de degré 2, notées C_{20} et C_{22} :

$$\frac{C}{MR^2} = (-C_{20} + 2C_{22}) \frac{K_1(\theta)}{K_3(\theta)} + 4C_{22} \frac{K_2(\theta)}{K_3(\theta)} \quad (1.3)$$

où M est la masse de Mercure et R son rayon moyen. On peut finalement remonter au moment d'inertie polaire du noyau C_c en calculant le rapport :

$$\frac{C_{m+cr}}{C} = \left(\frac{C_{m+cr}}{B - A} \right) \left(\frac{B - A}{MR^2} \right) \left(\frac{MR^2}{C} \right) \quad (1.4)$$

puis $C_c = C - C_{m+cr}$. Pour résumer, les quatre paramètres à mesurer essentiels à la caractérisation de l'état de l'intérieur de Mercure sont Φ_0 (voir équation 1.1), θ , C_{20} et C_{22} . Les données de Mariner 10 ont permis de déterminer $C_{20} = (-6,0 \pm 2,0) \times 10^{-5}$ et $C_{22} = (1,0 \pm 0,5) \times 10^{-5}$ [Anderson et al., 1987], les incertitudes étant particulièrement importantes à cause du peu de données acquis lors des survols pendant lesquels les mesures étaient possibles. Combinées à 35 observations radar depuis la Terre réalisées entre 2002 et 2006 qui ont estimé l'obliquité $\theta = 2,11 \pm 0,1$ arc min et le rapport $(B - A)/C_{m+cr} = (2,04 \pm 0,06) \times 10^{-4}$ [Margot et al., 2007], l'état partiellement liquide du noyau de Mercure était affirmé avant même l'arrivée de la sonde MESSENGER, qui fait l'objet du chapitre suivant.

1.3 Mercure à travers le prisme de MESSENGER

1.3.1 Généralités sur la mission MESSENGER

La mission MESSENGER (MErcury Surface Space ENvironment GEOchemistry and Ranging) est une mission spatiale de la NASA. Elle a été proposée au programme Discovery une

1. Le plan de Laplace est le plan normal au pôle de précession orbitale de Mercure.



FIGURE 1.6 – Image d’artiste de la sonde MESSENGER en orbite autour de Mercure. Crédit : NASA

première fois en 1996, puis une seconde fois en 1998, avant d’être sélectionnée en 1999. Les opérations de développement, de construction et de test de la sonde ont été menées à partir de janvier 2000. Le lancement de la sonde s’est déroulé le 3 août 2004 par un lanceur Delta II depuis la base de Cap Canaveral. MESSENGER a voyagé pendant plus de six ans et demi dans le milieu interplanétaire, le temps de modifier sa trajectoire par assistance gravitationnelle en survolant une fois la Terre, deux fois Vénus et trois fois Mercure elle-même (le 14 janvier 2008, le 6 octobre 2008 et le 29 septembre 2009), entre 2008 et 2009. La sonde s’est mise en orbite très elliptique le 18 mars 2011, avec un périastre à 200 km d’altitude et $\sim 60^\circ\text{N}$ et un apoastre à 15200 km d’altitude. La mission était prévue à l’origine pour un an, mais elle a été prolongée deux fois : une première fois de un an, la deuxième fois de deux ans. La mission s’est terminée par un crash à la surface de Mercure le 30 avril 2015.

1.3.2 Objectifs de la mission

La mission MESSENGER avait six objectifs essentiels qui ont été sélectionnés en se basant d’une part sur les connaissances de la communauté scientifique sur Mercure, qui tenaient essentiellement de la mission Mariner 10 et d’observations au sol ; d’autre part, sur la possibilité de faire des mesures viables en orbite qui pourraient apporter des réponses non seulement sur Mercure, mais aussi sur les autres planètes telluriques du Système solaire.

1. DÉTERMINER LE(S) PROCESSUS RESPONSABLE(S) DU FORT RATIO MÉTAL/SILICATES DE MERCURE

Avant la mission MESSENGER, la composition de la surface de Mercure était très peu connue. En effet, la sonde Mariner 10 n’ayant pas fait de mesures d’abondance en éléments chimiques de la surface, la seule information à disposition était sa très forte densité non

compressée (la densité moyenne qu'aurait ses constituants à une pression nulle), la plus élevée du Système solaire. Cela implique que le noyau de Mercure serait particulièrement riche en fer et qu'il occuperait une grande partie du volume de la planète [Siegfried and Solomon, 1974]. Différentes hypothèses ont été avancées pour expliquer ce fort rapport métal/silicates : la croûte et le manteau de Mercure, riches en silicates, auraient pu être initialement plus épais qu'à l'heure actuelle et être réduits par un impact géant [Benz et al., 1988] ou par évaporation (les températures estimées dans le Système solaire lors de la dissipation de la nébuleuse primitive seraient de l'ordre de 2500 à 3000 K [Cameron, 1985]) pour leur donner leurs épaisseurs actuelles ; la nébuleuse solaire primitive aurait aussi pu subir un fractionnement [Weidenschilling, 1978] ou un arrangement aérodynamique à haute température, ce qui aurait appauvri la nébuleuse en silicates proche du Soleil. Un tel ratio métal/silicates aurait dû se refléter dans la composition des roches de la surface de Mercure et, par extension, dans les spectres herméens. Or les quelques spectres de Mercure pris par des télescopes au sol ne montrent aucune bande d'absorption comme on en trouve dans les spectres de la Lune ou de Mars, et qui sont caractéristiques de minéraux ferreux présents dans les roches lunaires et martiennes. Ces résultats ont montré à la fois que la surface de Mercure est pauvre en fer par rapport à la Lune et Mars et qu'il est nécessaire de faire des mesures d'abondance en éléments chimiques de la surface de Mercure pour mieux comprendre sa formation et son évolution.

2. DÉTERMINER L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE MERCURE

Avec un fort ratio métal/silicates et une taille intermédiaire entre la Lune et Mars, Mercure a connu une évolution totalement différente de ces deux autres corps. Il est donc apparu évident que l'histoire géologique d'une planète est fortement conditionnée par les conditions initiales dans lesquelles elle s'est formée. Grâce aux images envoyées par la sonde Mariner 10 [Strom, 1979; Spudis and Guest, 1988], une histoire géologique de Mercure a été proposée pour la première fois. Cependant, la couverture partielle de la surface et la résolution assez médiocre (1 à 2 km par pixel) y a laissé un certain nombre de points d'ombre. La découverte de plaines lisses étendues dont la réflectance n'est pas inférieure à celles des terrains environnants comme sur la Lune (mers) et l'absence apparente de relief visible a posé question sur le mode de formation de ces plaines (volcanisme ou éjectas dus à un impact ?) [Strom et al., 1975; Wilhelms, 1976] et sur l'importance du volcanisme herméen. Enfin, la surface de Mercure présente des structures de déformation qui seraient dues à une contraction due au refroidissement interne de la planète [Strom et al., 1975].

3. DÉTERMINER L'ORIGINE ET LA NATURE DU CHAMP MAGNÉTIQUE DE MERCURE

Mariner 10 a permis la découverte du champ magnétique intrinsèque de Mercure [Ness et al., 1974, 1975, 1976]. Au premier ordre, il s'agit d'un dipôle dont l'axe est orthogonal au plan orbitale de la planète. Le calcul du moment du champ magnétique herméen [Connerney and Ness, 1988] grâce aux données du magnétomètre de Mariner 10 reste malgré tout très incertain en raison de sa valeur proche de celles de phénomènes externes et du faible nombre de mesures effectuées (deux, pendant le premier et le troisième survol de Mercure). Différentes hypothèses ont été avancées pour l'origine de ce champ magnétique : il pourrait s'agir d'un champ magnétique rémanent de la lithosphère herméenne [Stephenson, 1976; Srnka, 1976; Aharonson et al., 2004] ; d'un effet de dynamo hydrodynamique, autrement dit de la convection, dans un noyau externe liquide [Schubert et al., 1988; Stanley et al., 2005; Christensen, 2006] ; ou d'un effet thermoélectrique à cause d'inhomogénéités de température près des bords du noyau [Stevenson, 1987; Giampieri and Balogh, 2002]. Selon l'hypothèse retenue, les simulations du champ magnétique de Mercure donnent des géométries différentes, d'où l'importance d'investiguer la nature et l'origine du champ magnétique de Mercure.

4. DÉTERMINER LA STRUCTURE ET L'ÉTAT DU NOYAU DE MERCURE

Connaître la structure et l'état du noyau de Mercure est essentiel pour mieux déterminer l'histoire thermique de la planète, la composition des roches et les processus qui génèrent son champ magnétique [Zuber et al., 2007]. On peut avoir accès à la taille et à l'état du noyau de la planète en étudiant son obliquité, l'amplitude de ses librations physiques dues aux perturbations gravitationnelles du Soleil et, dans une moindre mesure, d'autres planètes du Système solaire (principalement Jupiter, Vénus, Saturne et la Terre, par ordre d'influence décroissant), et à deux paramètres déterminant la forme de son champ de gravité en (harmoniques sphériques à l'ordre 2 du moment d'inertie polaire) [Peale, 1976]. Certains de ces paramètres peuvent être estimés par des mesures radar depuis la Terre [Margot et al., 2007], d'autres ont été déterminés grâce au radiomètre de la sonde Mariner 10 [Anderson et al., 1987], mais des mesures en orbite apportent une bien meilleure précision.

5. DÉTERMINER LA NATURE DES DÉPÔTS BRILLANTS AUX POLES DE MERCURE

Les dépôts brillants des poles de Mercure ont été découverts en 1991 grâce à des observations radar de Mercure depuis la Terre. Ils présentent une forte similarité avec les dépôts des satellites galiléens glacés (Europe, Ganymède et Callisto) et de la calotte polaire Sud de Mars [Slade et al., 1992; Harmon and Slade, 1992]. Ainsi, l'hypothèse la plus acceptée concernant leur composition est rapidement devenue la glace d'eau. En effet, la faible obliquité de Mercure plonge dans l'ombre permanente ses cratères suffisamment profonds aux plus hautes latitudes, et au fond desquels la température reste assez basse pour que la glace d'eau y soit stable pendant des milliards d'années, d'après des calculs basés sur des modèles thermiques [Paige et al., 1992]. L'origine de cette glace d'eau reste encore débattue. La plus probable est exogène, par des impacts de comètes [Moses et al., 1999], mais un dégazage depuis l'intérieur de Mercure n'est pas à exclure. D'autres suggestions ont été avancées pour expliquer ces dépôts brillants : il pourrait s'agir de soufre pur en surface ou de sulfures mélangés au régolithe [Sprague et al., 1995], d'une inhabituelle rugosité de la surface [Weidenschilling, 1998] ou d'une plus faible perte diélectrique (dissipation de l'énergie électromagnétique) [Starukhina, 2001] à très basses températures. Des mesures géochimiques en téledétection permettraient de trancher parmi ces différentes hypothèses.

6. DÉTERMINER LES ÉLÉMENTS VOLATILS LES PLUS ABONDANTS DE L'EXOSPHERE ET DE LA MAGNÉTOSPHERE DE MERCURE, LEURS ORIGINES ET LEURS RÉSERVOIRS

La composition et le comportement de l'exosphère de Mercure sont contrôlés par sa magnétosphère et sa surface. Avant l'arrivée de la sonde MESSENGER à Mercure, on savait que son exosphère contenait de l'hydrogène, de l'hélium et de l'oxygène grâce aux données du spectromètre UV de la sonde Mariner 10 [Broadfoot et al., 1976], mais aussi du sodium [Potter and Morgan, 1985], du potassium [Potter and Morgan, 1986] et du calcium [Bida et al., 2000] grâce à des observations spectroscopiques depuis le sol. L'hydrogène et l'hélium sont probablement des ions du vent solaire qui ont été neutralisés par interaction avec la surface. Les autres espèces pourraient avoir différentes origines, parmi lesquelles une diffusion depuis l'intérieur planétaire, une évaporation depuis la surface, ou une pulvérisation du régolithe par les photons, protons ou ions énergétiques solaires ou galactiques et les impacts de micrométéorites [Killen and Ip, 1999]. Les observations de l'évolution rapide de l'exosphère herménne au cours du temps et de la distance héliocentrique [Sprague et al., 1998; Hunten and Sprague, 2002; Leblanc and Johnson, 2003] laissent présager que les espèces chimiques suscitées pourraient bien avoir une origine multiple. Une étude par une sonde en orbite pourrait confirmer ou non cette supposition.

1.3.3 Les instruments embarqués

En plus du système de communication de la sonde, MESSENGER a disposé de sept instruments scientifiques [Gold et al., 2001] (voir Figure 1.7) : MDIS (*Mercury Dual Imaging System*), un ensemble de deux caméras avec un grand champ de vue et un petit champ de vue, GRNS (*Gamma-Ray and Neutron Spectrometer*), un spectromètre à rayons gamma et à neutrons, et XRS (*X-Ray Spectrometer*), un spectromètre à rayons X pour la cartographie des espèces chimiques présentes à la surface de Mercure, MAG (*Magnetometer*), un magnétomètre, MLA (*Mercury Laser Altimeter*), un altimètre laser, MASCs (*Mercury Atmospheric and Surface Composition Spectrometer*), un spectromètre avec un canal observant dans l'UV-visible et un autre dans le visible-proche IR pour l'analyse des espèces chimiques de l'exosphère de Mercure et de la minéralogie de sa surface, EPPS (*Energetic Particle and Plasma Spectrometer*), un spectromètre à particules énergétiques et à plasma pour étudier l'environnement de Mercure. Cette section dresse un bref récapitulatif des principales caractéristiques de ces instruments. Plus de détails seront donnés sur les caméras MDIS, dont les données ont été utilisées pour le premier axe de ma thèse, dans le chapitre concerné (chapitre 2 section 2.2).

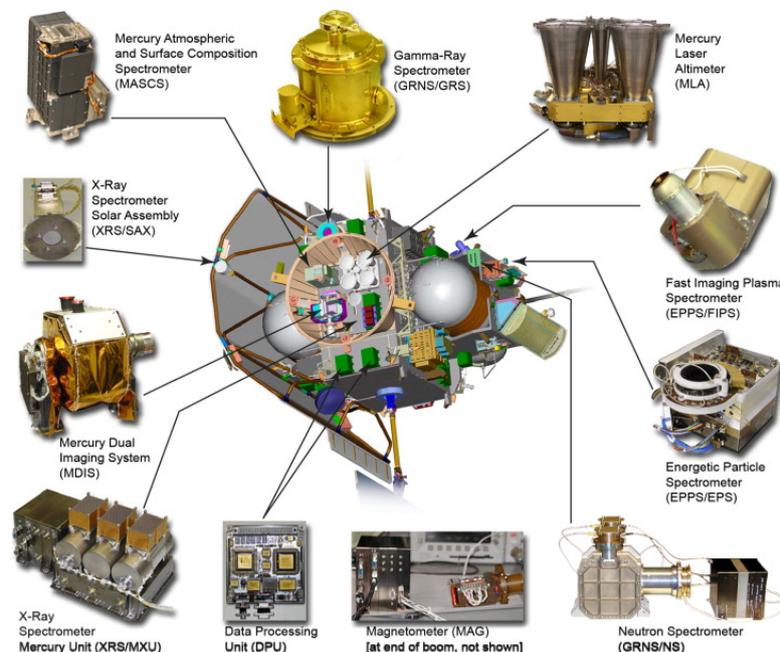


FIGURE 1.7 – Les sept instruments embarqués dans la sonde MESSENGER. Image tirée de [Bedini et al., 2012]

Les caméras (MDIS)

L'instrument MDIS [Hawkins et al., 2007] est constitué de deux caméras : une caméra monochrome à champ de vue étroit (NAC, *Narrow-Angle Camera*) et une caméra multi-spectrale à champ de vue large (WAC, *Wide-Angle Camera*). Les deux caméras sont co-alignées et partagent le même détecteur CCD de 1024 par 1024 pixels, ce qui imposait de n'utiliser qu'une caméra à la fois, mais permettait d'adopter des réglages de commande électronique communs. L'ensemble a été monté sur une plateforme capable de pivoter sur 90°. Les images prises par les deux caméras étaient groupées par classe (*pixel binning*), converties de 12 bits en 8 bits, et compressées avec ou sans perte. Les buts de MDIS étaient d'imager la surface de Mercure de manière à produire 1) une mosaïque monochrome globale de la surface en configuration quasi nadir (angle d'émission quasiment nul) et en incidence modérée ; 2) une carte stéréo

complémentaire dans des conditions d'illumination similaires; 3) des images en couleurs à des incidences faibles; et 4) des images en couleurs à haute résolution spatiale de zones d'intérêt cibles.

Le spectromètre à rayons gamma et à neutrons (GRNS)

Le spectromètre GRNS [Goldsten et al., 2007] est doté de deux détecteurs : le détecteur à rayons gamma (GRS, *Gamma-Ray Spectrometer*) et le détecteur à neutrons (NS, *Neutron Spectrometer*). Le but du GRS est de cartographier les éléments chimiques (H, O, Na, Mg, Si, Ca, Ti, Fe, K, Th) de la surface de Mercure. GRS détecte des rayonnements entre 0,1 et 10 MeV et possède une résolution en énergie de 3,5 keV. Le détecteur est en germanium et est refroidi et maintenu à 90 K. Un système d'anti-coïncidence permet de protéger le détecteur contre le flux important de particules énergétiques du rayonnement cosmique. Le but du NS est de déterminer la composition des dépôts d'éléments volatils des pôles, grâce à sa sensibilité particulière à l'hydrogène. NS mesure le flux de neutrons dans trois gammes d'énergie allant du thermique à environ 7 MeV grâce à une superposition de trois détecteurs à scintillation.

Le spectromètre à rayons X (XRS)

Le spectromètre XRS [Schlemm et al., 2007] utilise une technologie principalement dérivée de l'instrument XGRS (X-ray Gamma-Ray Spectrometer) de la mission Near Earth Asteroid Rendezvous (NEAR) : trois compteurs proportionnel à gaz sont utilisés pour maximiser la surface de détection et ainsi avoir accès aux abondances des éléments légers ; un autre détecteur pointe directement vers le Soleil - à travers des fines feuilles de Be pour limiter les surchauffes - afin de surveiller son activité ; et une ouverture est pratiquée afin d'éviter une surabondance de particules lors des éruptions solaires. Les mesures de rayonnement X sont opérées entre 1 et 10 keV. Le but de XRS est de déterminer la composition chimique élémentaire de la surface de Mercure en mesurant les émissions caractéristiques dans le domaine des rayons X provoquées par un flux incident solaire qui peut être important, comme lors d'éruptions solaires. Ainsi, les transitions $K\alpha$ (transitions électroniques de la couche électronique L à la couche électronique K) des éléments Mg, Al, Si, S, Ca, Ti et Fe doivent être mesurées et l'abondance de ces éléments cartographiée. À cause de l'orbite elliptique de MESSENGER, la résolution spatiale de XRS varie de 42 km par pixel au périapse (point de l'orbite de la sonde où celle-ci est au plus proche de Mercure), dans l'hémisphère nord de Mercure, à 3200 km par pixel à l'apoapse (point de l'orbite de la sonde où celle-ci est au plus loin de Mercure), dans l'hémisphère sud.

Le magnétomètre (MAG)

Le magnétomètre MAG [Anderson et al., 2007] est l'héritage d'une cinquantaine de missions spatiales : il consiste en un bras de 3,6 mètres de long sur lequel est fixé un capteur à faible bruit qui mesure le champ magnétique dans les trois directions de l'espace. Le but de MAG est de définir la structure du champ magnétique de Mercure et d'en estimer l'origine, notamment en calculant les moments du dipôle et des ordres supérieurs. Étant données les faibles valeurs attendues (voir section 1.2.2), une correction est appliquée pour réduire au maximum les champs variables et statiques générés par la sonde spatiale au niveau du capteur. La mesure en continu des fluctuations est assurée par un filtre passe-bande (1-10 Hz). Lorsque le niveau des fluctuations devient important, un échantillonnage à haute résolution temporelle est lancé afin d'enregistrer des événements d'intérêt (e.g. le passage de la magnétopause).

L'altimètre laser (MLA)

L'altimètre laser MLA [Cavanaugh et al., 2007] est constitué d'un laser envoyant vers la surface de Mercure des pulsions monochromatiques de longueur d'onde 1064 nm, de largeur

temporelle 5 ns et à une fréquence de 8 Hz, et d'un système de réception composé de quatre lunettes astronomiques connectés à des fibres optiques qui captent la lumière réfléchie par la planète. Ces dernières couplent les signaux en un unique signal au sein d'une photodiode. Le temps de parcours de la lumière mesuré, combiné à la position de la sonde en orbite et ses données de pointage, permet de déterminer avec une très grande précision (e.g. une mesure d'altimétrie en nadir inférieure à 1500 km, l'erreur est de l'ordre du mètre) la topographie de la surface de Mercure. De plus, ces mesures altimétriques permettent de mieux caractériser les libérations forcées de Mercure en suivant l'évolution de la topographie à grande échelle en fonction du temps.

Le spectromètre UV-visible-proche IR (MASCS)

L'instrument MASCS [McClintock and Lankton, 2007] est la réunion d'un télescope de type Cassegrain de longueur focale 257 mm et d'ouverture 50 mm, et de deux spectromètres : un spectromètre UV et visible (UVVS) et un spectromètre visible et proche infrarouge (VIRS). Le spectromètre UVVS a une focale de 125 mm et dispose d'un réseau de diffraction qui diffracte le faisceau lumineux incident vers trois photomultiplicateurs dont la sensibilité va de l'UV lointain à l'orange (115-600 nm) avec une résolution spectrale de 0,6 nm. Le but du spectromètre UVVS est d'une part de déterminer la structure et la composition de l'exosphère de Mercure, dont la recherche de nouvelles espèces chimiques, et d'autre part d'observer la surface de la planète dans l'UV lointain et moyen. Le spectromètre VIRS a une focale de 210 mm et dispose d'un réseau de diffraction et d'un sérateur de faisceaux qui dirige la lumière diffractée vers 1/ un ensemble de 512 photodiodes en Si sensibles à la lumière visible et proche infrarouge (300-1050 nm) et vers 2/ un ensemble de 256 photodiodes en In et arséniure de gallium sensibles dans le proche infrarouge (850-1450 nm). Le but du spectromètre VIRS est de cartographier la réflectance de la surface de Mercure avec une résolution spectrale de 5 nm pour mieux spécifier sa minéralogie à une échelle spatiale de l'ordre de 5 km.

Le spectromètre à particules énergétiques et à plasma (EPPS)

Le spectromètre EPPS [Andrews et al., 2007] est pourvu de deux dispositifs : le spectromètre à particules énergétiques (EPS, *Energetic Particle Spectrometer*) et le spectromètre à plasma (FIPS, *Fast Imaging Plasma Spectrometer*). D'un côté, EPS est un spectromètre à temps de vol permettant de séparer et analyser les particules selon leurs énergies. Son but est de mesurer les caractéristiques essentielles (distributions en énergie, angulaire et en composition) des électrons et ions les plus énergétiques ($E_e > 20$ keV et $E_i > 5$ keV/nucléon) de la magnétosphère de Mercure. De l'autre, FIPS est un capteur couplé à un analyseur électrostatique doté d'un grand champ de vue. Il mesure les mêmes caractéristiques que EPS, mais pour les ions de plus faible énergie ($E_i < 50$ eV/charge à 20 keV/charge).

1.4 Généralités sur la planète de fer

Dans cette section sont détaillées quelques généralités sur les propriétés physiques et orbitales de Mercure. Les tables 1.1 et 1.2 résument quelques unes de ces propriétés et les comparent à celles de la Terre, pour référence.

	Mercure	Terre
Demi-grand axe (UA)	0,387	1,000
Excentricité	0,205 (12 \oplus)	0,017
Inclinaison ($^\circ$)	7,005	0,0
Longitude du noeud ascendant ($^\circ$)	48,33	0,0
Argument du périastre ($^\circ$)	77,46	102,9
Longitude moyenne ($^\circ$)	252,3	100,5
Obliquité ($^\circ$)	0,1	23,45
Période de rotation sidérale (jours)	58,65	0,997
Période de révolution (jours)	87,97 (0,24 \oplus)	365,24
Jour solaire moyen (jours)	176	1

TABLE 1.1 – Tableau récapitulant les paramètres orbitaux de Mercure et de la Terre [de Pater and Lissauer, 2015]

	Mercure	Terre
Rayon moyen (km)	2440 (0,38 \oplus)	6371
Masse ($\times 10^{24}$ kg)	0,3302 (0,055 \oplus)	5,9736
Masse volumique (g.cm^{-3})	5,427 (0,98 \oplus)	5,515
Gravité à l'équateur (m.s^{-2})	3,701 (0,38 \oplus)	9,780
Rayon du coeur (km)	2015 ^a (0,58 \oplus)	3485
Albédo géométrique	0,106	0,367
Champ magnétique moyen (μT)	0,220 (0,007 \oplus)	30,50

TABLE 1.2 – Tableau récapitulant quelques propriétés géophysiques de Mercure et de la Terre [de Pater and Lissauer, 2015]

^a Valeur mise à jour car trop différente de la valeur estimée actuelle

1.4.1 Une orbite particulière : la résonance 3:2

Mercure est la planète la plus proche du Soleil. Elle orbite à une distance moyenne de 0,39 UA² de notre Étoile. Son orbite est la plus excentrique des planètes du Système solaire ($e = 0,2$) : son périhélie est de 0,31 UA et son aphélie de 0,47 UA. Autrement dit, lorsque Mercure est à son aphélie, elle est environ 1,5 fois plus éloignée du Soleil qu'à son périhélie. Enfin, Mercure effectue une révolution en $P = 87,97$ jours terrestres, i.e. 1 année sur Terre $\approx 4,15$ années de Mercure. Dans le même temps, Mercure effectue une rotation sidérale (rotation complète sur elle-même) en $p = 58,65$ jours terrestres. Il est important de noter que le rapport P/p entre la période de révolution et la période de rotation sidérale de Mercure vaut exactement $3/2$. On dit que Mercure est en résonance 3:2, i.e. elle fait trois rotations sidérales en effectuant deux révolutions (voir schéma Figure 1.8).

Cette configuration orbitale, mise en évidence pour la première fois grâce à des observations radar de Mercure depuis la Terre par [Pettengill and Dyce, 1965], est gravitationnellement stable car elle est le résultat d'une compensation de deux couples exercés par le Soleil sur Mercure [Colombo, 1965]. En effet, la vitesse angulaire orbitale (i.e. la vitesse angulaire du centre de rotation de Mercure) au périhélie $\omega_{orb} = 2\pi/56,6$ jours est quasiment égale à la vitesse angulaire de

2. Pour rappel, l'Unité Astronomique, abrégée UA, est une unité de distance utilisée dans les sciences planétaires, principalement pour des raisons pratiques. Jusqu'à récemment, l'UA était définie par une expression mathématique faisant intervenir la masse du Soleil, la durée du jour et une constante (de Gauss) fixée conventionnellement de manière à tomber approximativement sur la distance moyenne entre la Terre et le Soleil. Depuis le 30 août 2012 et l'Assemblée Générale de l'UAI à Pékin, l'UA est déterminée de manière plus expérimentale, donc plus précise. Elle fait notamment intervenir une valeur mesurée de la masse du Soleil et vaut désormais exactement 149 597 870 700 m.

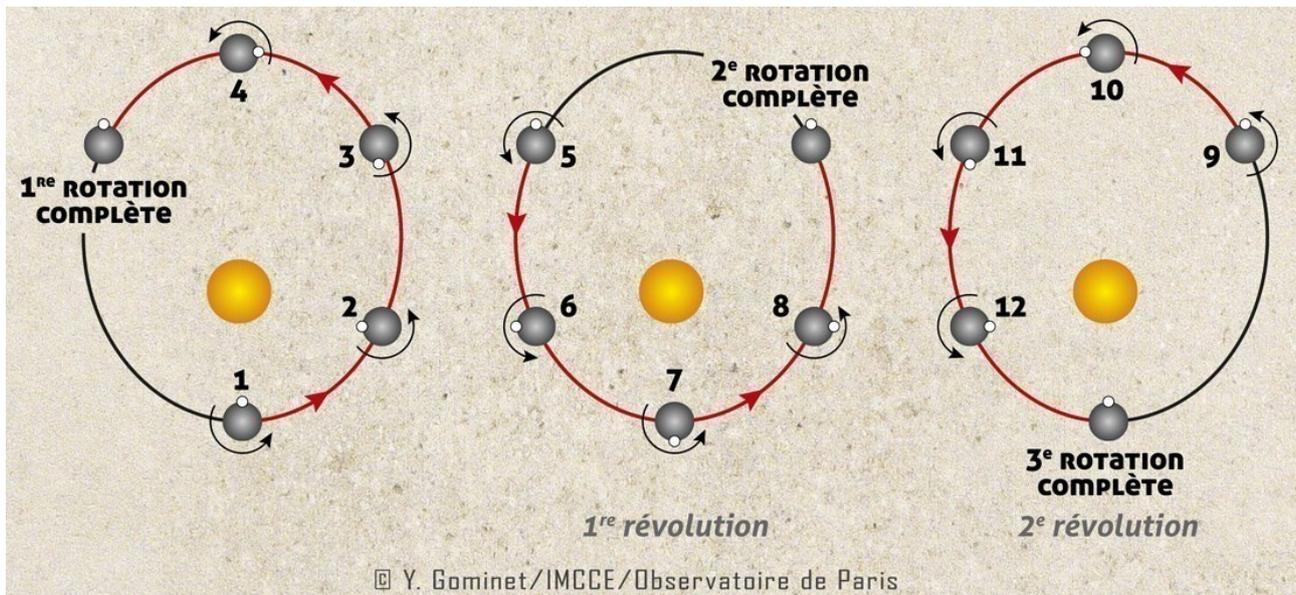


FIGURE 1.8 – Schéma permettant de visualiser la résonance 3:2 de l'orbite de Mercure : trois rotations sidérales en deux révolutions.

rotation (i.e. la vitesse angulaire de Mercure autour de son centre de rotation) $\omega_{rot} = 2\pi/58,65$ jours. Autrement dit, le mouvement de rotation est tel que l'axe du minimum du moment d'inertie est quasiment aligné avec l'axe Soleil-Mercure à chaque passage au périhélie, où l'interaction gravitationnelle entre les deux corps est la plus forte. Le Soleil crée ainsi un couple sur l'asymétrie axiale de l'ellipsoïde d'inertie de Mercure qui compense le couple issu des effets de marées, stabilisant le mouvement orbital dans une orientation qui lui confère une période égale à $2/3$ la période de rotation. La stabilité de cette résonance a donc été rapidement expliquée, ce qui n'est pas le cas de la question sur son origine. Une réponse possible, proposée par [Correia and Laskar, 2004] grâce à des calculs de densité de probabilité sur 1000 orbites des planètes du Système solaire avec des conditions initiales différentes mais très proches, est que la capture de Mercure par le Soleil en résonance 3:2 serait due à l'évolution chaotique de son orbite, avec des valeurs d'excentricité pouvant dépasser 0,325 à certains moments. Avec une telle orbite, Mercure aurait été beaucoup plus susceptible d'être capturée en résonance 3:2.

Une conséquence importante de la résonance 3:2 de Mercure concerne sa journée solaire, c'est-à-dire la durée entre deux retours successifs du Soleil au méridien local sur Mercure, à ne pas confondre avec la journée sidérale, la durée que met un corps pour effectuer une rotation complète (360°) par rapport à une direction fixe (voir Figure 1.9 pour plus de détails). En effet, la journée solaire sur Mercure dure exactement deux années herméennes. Une journée sur Mercure est donc particulièrement longue, ce qui a des conséquences importantes sur ses propriétés physiques comme la température de sa surface, comme nous le verrons dans la section 1.5.

1.4.2 Caractéristiques physiques

Mercure est aussi la plus petite planète du Système solaire : les travaux de [Perry et al., 2015] basés sur les mesures d'altimétrie laser de la sonde MESSENGER [Zuber et al., 2012] et sur des mesures plus anciennes d'occultation radio ont permis d'estimer le rayon moyen équatorial de Mercure à $R_{eq} = (2439,36 \pm 0,02)$ km. Elle est plus de deux fois plus petite que la Terre, et elle est même plus petite que Ganymède, satellite naturel de Jupiter ($R_{Ganymede} = (2631,2 \pm 1,7)$ km [Anderson et al., 2001]) et Titan, satellite naturel de Saturne ($R_{Titan} = (2574,73 \pm 0,09)$ km

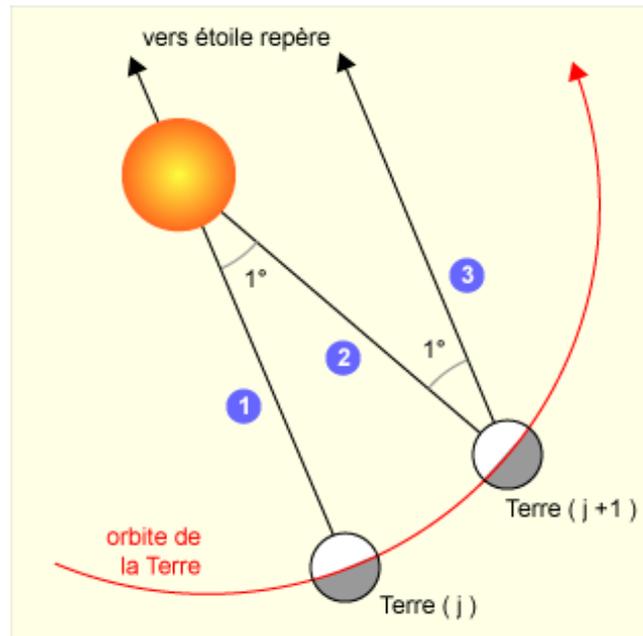


FIGURE 1.9 – Schéma permettant de visualiser la différence entre journée sidérale et journée solaire. Les tailles et les angles sont volontairement exagérés pour plus de clareté. L'exemple, pris ici pour la Terre, est également valable pour Mercure et pour toutes les planètes du Système solaire dont la rotation est prograde (toutes sauf Vénus). **(1)** La Terre au jour (j). L'observateur sur Terre qui se situe à la base de la flèche noire voit le Soleil au méridien local. **(2)** La Terre au jour (j+1). Elle s'est déplacée sur son orbite de $360^\circ/365,25^\circ \sim 1^\circ$ et a tourné sur elle-même du même angle plus 360° . Le même observateur voit à nouveau l'astre du jour au méridien local. Le temps mis par la Terre pour passer de (1) à (2) est une **journée solaire**. **(3)** La Terre est dans la même position sur son orbite autour de Soleil qu'en (2), mais elle n'a tourné sur elle-même que de 360° . L'observateur sur Terre voit le Soleil haut dans le ciel, mais pas au méridien local. Le temps mis par la Terre pour passer de (1) à (3) est une **journée sidérale**. Crédit : astro-rennes.com

[Zebker et al., 2009]). Au cours de son histoire, sous l'effet de son refroidissement, Mercure s'est contracté et son rayon a diminué. [Byrne et al., 2014] ont montré que cette contraction s'est accompagnée d'un plus grand nombre et d'une plus grande variété de structures qu'identifiées jusqu'à présent, et que le rayon de la planète a diminué d'au moins 7 km.

Les données MESSENGER ont aussi permis d'estimer la masse de Mercure avec une grande précision. [Mazarico et al., 2014] ont déterminé que la solution à un champ de gravité de degré et d'ordre 50 est vérifiée pour $GM = (2,203187080 \pm 0,000000086) \times 10^{13} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$. En remplaçant la constante gravitationnelle G par sa valeur $(6,67408 \pm 0,00031) \times 10^{11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$ calculée par [Mohr et al., 2016], on obtient $M = (3,301110 \pm 0,00015) \times 10^{23} \text{ kg}$, ce qui fait de Mercure la planète la moins massive du Système solaire. On peut ainsi en déduire la densité moyenne de Mercure : $\rho = (5429,30 \pm 0,28) \text{ kg.m}^{-3}$, ce qui est très proche de la valeur terrestre ($\rho_{\oplus} = 5514 \text{ kg.m}^{-3}$).

La faible vitesse de rotation de Mercure crée un aplatissement polaire très modéré (environ 2% de la valeur terrestre), ce qui permet de considérer une sphère de rayon $R_0 = 2440 \text{ km}$ à la surface de laquelle règne une gravité $\gamma_0 = \frac{GM}{R_0^2}$ comme le géoïde de référence de Mercure. Ainsi, en première approximation, la gravité de surface herménienne vaut environ $3,7 \text{ m.s}^{-2}$, quasiment trois fois plus faible que sur Terre mais très proche de la gravité martienne ($3,711 \text{ m.s}^{-2}$).

1.4.3 Composition interne et champ magnétique

Comme les autres planètes telluriques, Mercure est un corps différencié composé de trois couches en première approximation (voir Figure 1.10) : une croûte constituée de silicates, un manteau, lui aussi silicaté, et un imposant noyau métallique qui occupe 57% du volume planétaire et 83% de sa taille (pour la Terre, le noyau occupe 16% de son volume total et 55% de sa taille), dont l'extérieur est liquide et l'intérieur est solide. Les estimations des rayons des différentes couches sont détaillés dans la Table 1.3.

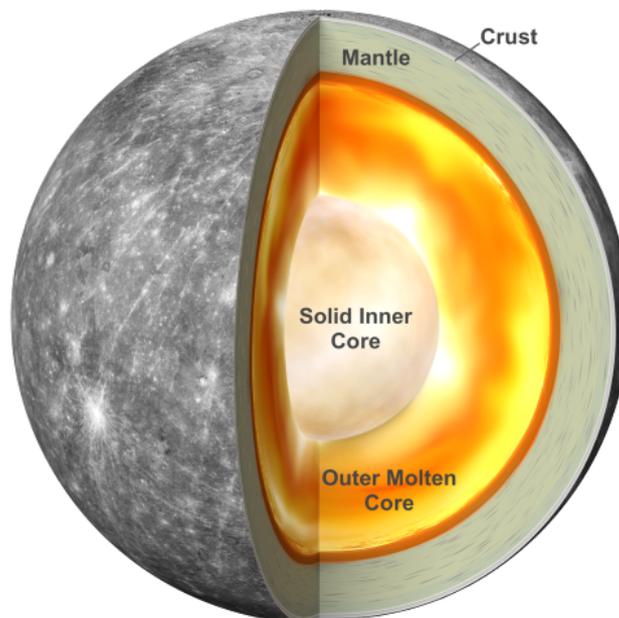


FIGURE 1.10 – Coupe de la planète Mercure dévoilant sa structure interne telle qu'on la connaît : un noyau interne solide (la graine), un noyau extérieur liquide, un manteau et une croûte. Crédit : Antonio Genova.

Couche de la planète	Rayon interne (km)	Rayon externe (km)
Noyau interne solide	0	369,433
Noyau externe liquide	369,433	2015,48
Manteau	2015,48	2401,20
Croûte	2401,20	2439,36

TABLE 1.3 – Tableau détaillant la structure de l’intérieur de Mercure dans le cadre du Modèle Préliminaire de Référence de Mercure (PRMM, *Preliminary Reference Mercury Model*) [Hauck et al., 2013]

Les valeurs de rayons des différentes couches données dans la Table 1.3 sont issues du Modèle Préliminaire de Référence de Mercure (PRMM, *Preliminary Reference Mercury Model*) [Hauck et al., 2013]. Il s’agit d’un modèle de la structure intérieure de Mercure parmi de nombreux autres, mais sa représentativité réside dans ses propriétés structurales qui permettent de retrouver des paramètres physiques importants de Mercure comme sa masse, son rayon, ses moments d’inertie ou la densité et l’épaisseur de sa croûte. En revanche, le PRMM est relativement simple d’un point de vue des contraintes compositionnelles apportées par les données des spectromètres XRS et GRNS (voir section 1.5.3). Ce modèle prend en compte un noyau composé d’un alliage fer-silicium (Fe-Si), mais il fait abstraction de la couche solide de sulfure de fer (FeS) séparant le noyau externe et le manteau et incorporée dans certains autres modèles structurels multi-couches.

Comme déjà abordé dans la section 1.2.2, la convection thermochimique qui s’opère dans le noyau externe liquide de Mercure crée et entretient un effet dynamo permettant à la planète de produire un champ magnétique intrinsèque. L’explication de la présence d’un noyau liquide au sein de Mercure a longtemps été débattue. En effet, rappelons que des calculs [Solomon, 1976] effectués juste après la découverte de champ magnétique montrent que la solidification complète du Mercure aurait dû avoir lieu au plus tard 1 milliard d’années après sa formation, ce qui aurait produit une contraction globale de la planète bien plus importante que les observations ne l’indiquent. Cependant, des modèles d’évolution thermique ont permis de montrer qu’un noyau partiellement liquide peut toujours exister à l’heure actuelle dans le cas de Mercure si la concentration en éléments volatils comme le soufre y est élevée [Schubert et al., 1988; Conzelmann and Spohn, 1999; Hauck et al., 2004], bien que l’intensité du champ magnétique résultant apparaisse trop faible pour être créé par effet dynamo. L’existence d’un noyau liquide ne donnant pas nécessairement lieu à une convection suffisamment efficace pour créer un effet dynamo, précisons ici que de nombreux processus peuvent contrôler l’efficacité de la convection. On peut par exemple citer le passage d’un régime de cristallisation du centre du noyau vers l’extérieur du corps à un régime de cristallisation du bord du noyau vers l’intérieur du corps sous forme de ”neige de fer” (voir [Davies and Pommier, 2018] pour Mars, [Laneuville et al., 2014] pour la Lune), mais aussi la chimie (e.g. hydrogénation du coeur de Mars [O’Rourke and Shim, 2018]), et les impacts catastrophiques par le chauffage du manteau qui réduit le flux de chaleur de la discontinuité de Gutenberg (limite noyau-manteau) [Roberts et al., 2009]. Le régime de cristallisation de type ”neige de fer” contribue lui aussi à l’entretien de l’effet dynamo [Dumberry and Rivoldini, 2015].

Le champ magnétique intrinsèque de Mercure interagit avec un autre champ magnétique, celui transporté par le vent solaire dans le milieu interplanétaire. Ce champ magnétique interplanétaire se présente sous la forme d’une spirale dont l’origine est le Soleil [Parker, 1958], appelée spirale de Parker en l’honneur de l’astrophysicien américain Eugene Newman Parker. L’influence du Soleil, exercé par le vent solaire qu’il produit, s’étend jusqu’aux confins du Système solaire, où celle-ci est en compétition notamment avec les vents stellaires d’autres étoiles, et forme une zone de forme grossièrement sphérique appelée l’héliosphère. Mercure est

dans l'héliosphère intérieure, ce qui a plusieurs conséquences importantes sur son environnement proche :

- Il règne une plus grande pression dynamique au niveau de Mercure (10 à 30 nPa) qu'au niveau de la Terre (~ 2 nPa) ;
- Le champ magnétique interplanétaire y est plus intense (~ 30 nT, contre ~ 5 nT pour la Terre) ;
- Le champ magnétique interplanétaire y est quasiment radiale. La normale à l'onde de choc est donc plus susceptible d'être parallèle au flux du vent solaire ;
- Le nombre de Mach Alfvénique ($M_A^2 = \frac{u^2}{V_A^2}$ où u est la vitesse du plasma et V_A la vitesse d'Alfvén) y est plus petit, donc l'onde de choc qui se forme en amont de Mercure est plus faible que celle au niveau de la Terre ;
- Le paramètre β ($\beta = \frac{p}{p_{mag}} = \frac{nk_B T}{B^2/2\mu_0}$ où p est la pression cinétique du plasma et p_{mag} sa pression magnétique) y est plus faible, la magnétogaine herménne est donc également plus faible que son équivalente terrestre.

Les survols de Mercure par la sonde MESSENGER ont permis de confirmer définitivement le caractère intrinsèque de son champ magnétique, ainsi que sa géométrie à dominante dipolaire [Anderson et al., 2008, 2010; Uno et al., 2009]. Le moment dipolaire a été réestimé à 174-250 nT R_M^3 , ce qui reste environ 100 fois plus faible que le moment dipolaire du champ magnétique terrestre. Ainsi, logiquement, la magnétosphère de Mercure est moins grande : Mercure occupe un volume environ 500 fois plus important dans sa magnétosphère que la Terre dans la sienne, ce qui en fait le seul cas de magnétosphère à l'échelle planétaire, i.e. où une interaction directe a lieu avec la surface. De plus, comme Mercure contient un gros noyau de fer et de nickel, les effets d'induction au sein du noyau sur la magnétosphère sont importants.

Enfin, l'une des découvertes majeures de la mission MESSENGER a été le décalage de l'équateur du dipole magnétique de Mercure de $Z_0 = 484 \pm 4$ km vers le nord par rapport à son équateur géographique [Anderson et al., 2012]. De plus, le champ magnétique de Mercure est très légèrement incliné ($0,6^\circ \pm 0,1^\circ$ [Anderson et al., 2011]) par rapport à son axe de rotation. Des tests ont été menés par [Anderson et al., 2012] pour déterminer si le décalage de l'équateur magnétique pouvait être reproduit avec des modèles faisant intervenir des harmoniques sphériques de plus haut degré, en vain.

1.4.4 Exosphère

Mercure est entourée d'une exosphère, une enveloppe de gaz très ténue au sein de laquelle les collisions entre particules sont négligeables. Celles-ci suivent des trajectoires ballistiques à cause des influences conjointes de la gravité de la planète et de la pression de radiation du Soleil. La théorie des exosphères présentée par Joseph Chamberlain [Chamberlain, 1963] permet de décrire leurs propriétés comme leurs compositions, leurs températures ou leurs densités. Dans une exosphère "classique", la source de particules est le gaz de distribution de vitesse maxwellienne à une température donnée, et provenant de l'atmosphère collisionnelle sous-jacente, celle-ci étant séparée de l'exosphère par une limite appelée exobase. C'est le cas pour les corps entourés d'une dense atmosphère comme la Terre. On peut généralement distinguer trois populations de particules dans une exosphère (voir Figure 1.11) : 1) les particules sur des trajectoires balistiques qui entrent dans l'atmosphère par l'exobase ; 2) les particules qui sont dans un état quasiment satellisé ; 3) les particules qui s'échappent dans le milieu interplanétaire et qui constituent l'unique source de perte dans une exosphère "classique".

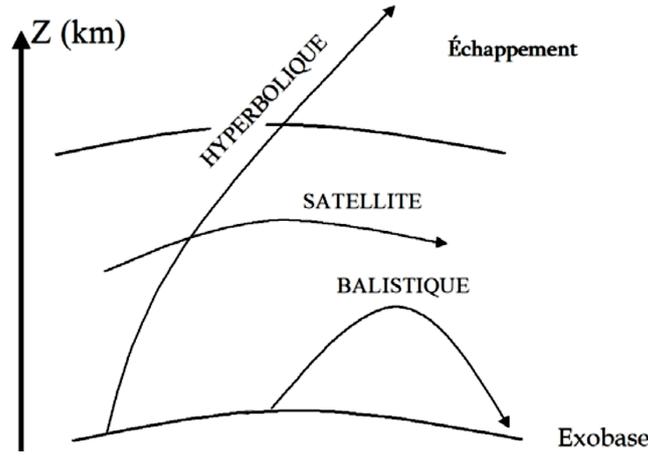


FIGURE 1.11 – Représentation schématique des trois populations de particules présentes dans une exosphère : balistiques, satellites et hyperboliques. Adapté de [Bertaux, 1973].

Mercure n'est pas dans le cas de figure décrit ci-dessus, car la densité de particules l'entourant est trop faible. Cette densité n est fonction de la distance au centre de la planète et suit la relation suivante :

$$n = \zeta n_0 \exp^{-U(r)-U_0/kT} \quad (1.5)$$

où n_0 est la densité de la surface de Mercure, $U(r)$ l'énergie potentielle d'une particule de l'exosphère à la distance r du centre de Mercure, U_0 l'énergie potentielle à la surface de Mercure, k la constante de Boltzmann et T la température. ζ est un facteur qui rend compte de la fraction de la distribution isotropique maxwellienne initiale qui est effectivement présente à une altitude donnée. L'énergie potentielle $U(r)$ tient compte de la gravité que subit la particule, mais aussi de la pression de radiation qui s'exprime par un terme correctif [Bishop and Chamberlain, 1989], et s'écrit donc :

$$U(r) = -\frac{GMm}{r} + mbr \cos \theta \quad (1.6)$$

avec G la constante gravitationnelle, M la masse de Mercure, m la masse de la particule d'exosphère, b l'accélération du photon exerçant la pression de radiation et θ l'angle solaire zénithal. Pour Mercure, l'exobase théorique correspond à sa surface, et les particules qui peuplent l'exosphère herménne peuvent avoir différentes distributions de vitesse. De plus, divers processus de perte viennent s'ajouter à l'échappement des particules de l'exosphère, parmi lesquels leur adsorption par le régolithe de la surface, leur ionisation qui les contraint ensuite à suivre les lignes de champ magnétique, et leur accélération par la pression de radiation solaire. A l'inverse, les sources qui approvisionnent l'exosphère de Mercure en particules sont en partie exogène (vent solaire, micrométéorites, i.e. poussières d'astéroïdes et de comètes), mais la surface contribue aussi à cet apport en libérant par pulvérisation par le vent solaire, par les impacts de micrométéorites, et par la désorption sous les effets de l'irradiation par les photons et les électrons solaires et par la température. Enfin, il apparaît que l'exosphère de Mercure n'est pas à symétrie sphérique comme dans le cas classique.

Comme vu dans le paragraphe précédent, l'exosphère de Mercure est perpétuellement en interaction étroite avec d'une part notamment avec le vent solaire, et d'autre part avec la surface de la planète. Il n'est donc pas surprenant de trouver des éléments chimiques caractéristiques de

ces deux sources de particules de l'exosphère. A l'heure actuelle, l'hydrogène, l'hélium [Broadfoot et al., 1976], le sodium, le potassium [Potter and Morgan, 1985, 1986], le calcium [Bida et al., 2000], le magnésium [Sarantos et al., 2011], l'aluminium [Doressoundiram et al., 2009], le fer [Bida and Killen, 2017] et le manganèse [Vervack et al., 2016], les deux premiers cités provenant principalement du vent solaire. Des possibles traces d'autres éléments sont évoqués, comme l'argon, le dioxyde de carbone, l'eau, le diazote, le xénon, le krypton et le néon. La distribution spatiale de l'exosphère varie selon les espèces chimiques considérées. Ainsi, côté jour, le sodium et (dans une moindre mesure le magnésium) sont à peu près uniformément distribués; le sodium est émis symétriquement à l'aube et au crépuscule de Mercure, créant une queue d'échappement dans la direction anti-solaire (voir Figure 1.12); en revanche, pour le calcium et le magnésium, on observe une forte asymétrie d'émission entre l'aube, où celle-ci est plus forte, et le crépuscule.

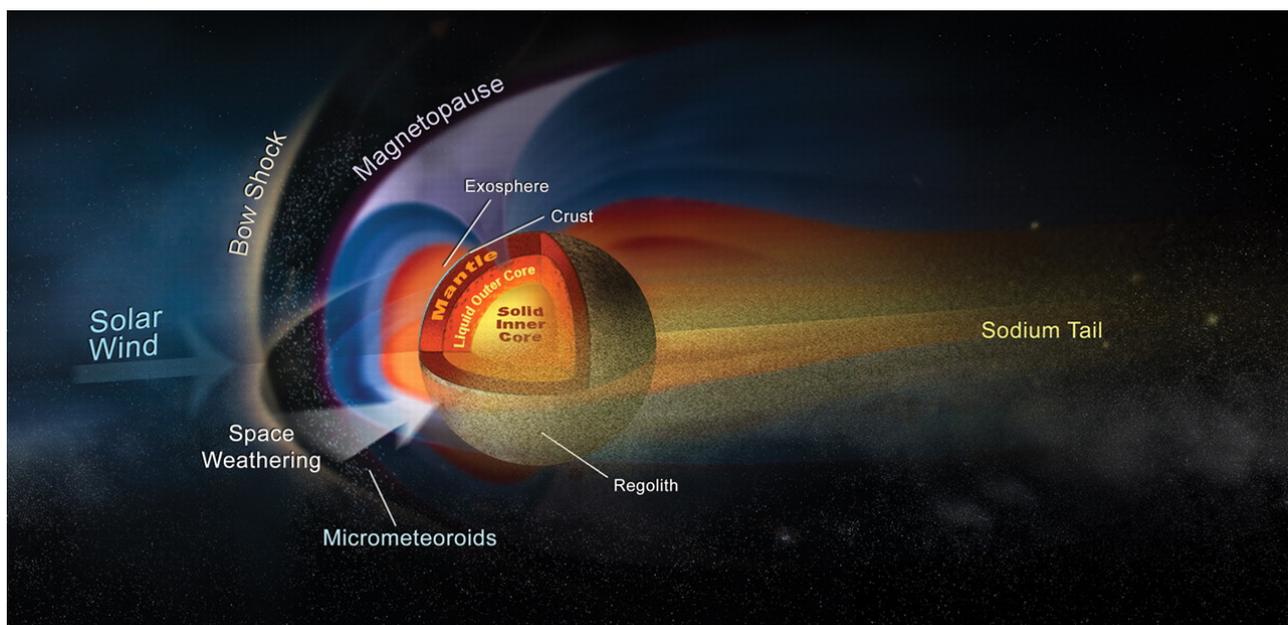


FIGURE 1.12 – Illustration schématique de la queue de l'exosphère de sodium de Mercure, pointant dans la direction anti-solaire. Tiré de [Solomon et al., 2008].

Cette différence dans la distribution spatiale de ces trois éléments chimiques est certainement révélatrice d'une différence dans les processus opérant dans leur émission. La température de l'exosphère de sodium est estimée à ~ 1200 K, ce qui laisse penser que son émission est stimulée par la photo-désorption du régolithe [Cassidy and Johnson, 2005]. Le magnésium exosphérique étant porté à ~ 6000 K, il est probablement émis par vaporisation dûs à des impacts. Enfin, l'émission de calcium fait certainement intervenir des mécanismes plus complexes, comme le laisse penser la température importante de son exosphère (~ 50000 K). En effet, des simulations [Bennett et al., 2016] ont montré qu'il pourrait y avoir des anomalies positives d'émission de particules exosphériques au-dessus des hollows (cf section 1.5.4), comme par exemple le calcium.

1.5 La surface de Mercure

1.5.1 L'altération spatiale

Comme vu dans la section précédente (1.4.4), Mercure ne dispose pas d'une atmosphère conséquente comme c'est le cas pour les autres planètes du Système solaire. Elle subit donc un ensemble de processus affectant la physico-chimie des surfaces de corps dépourvus d'atmosphère,

appelée l'altération spatiale. On se représente communément l'espace comme un environnement inerte, mais il s'agit d'une image erronée. Ces processus interagissent différemment avec le régolithe des surfaces concernées, et sont donc classés en trois groupes (voir aussi Figure 1.13) :

- Les processus faisant intervenir des particules macroscopiques. Les petits corps du Système solaire (astéroïdes, comètes) peuvent avoir des orbites très excentriques. La plupart de ces objets sont actifs : ils laissent dans leur sillage de la matière, dont des grains ayant fait partie de leur surface ou de leur noyau. Lorsqu'un corps sans atmosphère traverse cette matière, les poussières impactent la surface de celui-ci à très haute vitesse (11-72 km/s, [Cour-Palais, 1969], ce qui a pour effet de changer la structure des particules composant le régolithe de ces corps. Celles-ci peuvent se désagréger en plus petites particules, fondre ou se vaporiser, et selon la vitesse et la composition des particules d'impact et l'angle d'impact, elles peuvent simplement pénétrer dans le sol et/ou se mélanger aux particules qu'il contient.
- Les processus impliquant des particules de taille microscopique. i.e. les ions du vent solaire et les rayons cosmiques, qui sont des noyaux atomiques de très haute énergie provenant du Soleil, du centre de la Voie Lactée et de source extra-galactique. En entrant en collision avec les particules du sol, ces ions et atomes en réagencent la structure et certaines particules peuvent même être éjectées. Leur structure atomique cristalline est progressivement désordonnée : les particules s'amorphisent.
- Les processus résultant des radiations électromagnétiques, comme les radiations solaires. En plus d'un effet similaire sur la structure atomique des particules de la surface, dans le cas d'une irradiation périodique (e.g. cycle diurne), les radiations peuvent contribuer à la sublimation d'espèces volatiles, modifiant ainsi la composition chimique du sol.

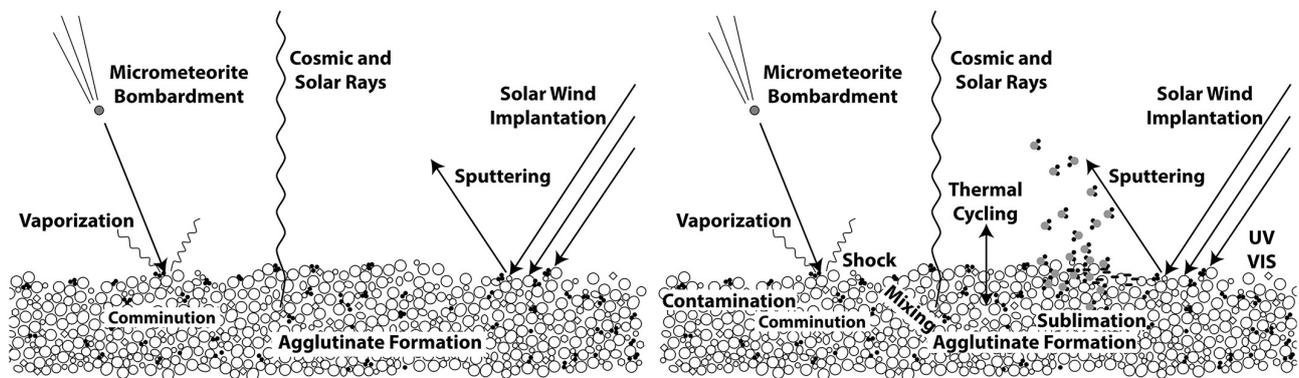


FIGURE 1.13 – Schéma résumant les différents processus intervenant dans l'altération spatiale d'un corps sans atmosphère. Tiré de [Pieters and Noble, 2016].

Les modifications physiques et chimiques des surfaces opérées par ces différents processus ont un impact important sur leurs propriétés optiques, ce qui soulève l'intérêt de les étudier. A l'origine, nos connaissances sur l'altération spatiale étaient fortement basées sur le cas de la Lune. Des théories ont même été échafaudées avant même les débuts de la conquête spatiale [Gold, 1955]. Désormais, on sait que l'altération spatiale du régolithe lunaire diminue sa réflectance, augmente la pente de ses spectres (on parle de rougissement des spectres, car les plus grandes longueurs d'onde sont plus réfléchies par le régolithe que les plus courtes longueurs d'onde), et diminue la profondeur de leurs bandes d'absorption, mais que cela ne constitue pas un cas générique. L'étude de l'altération spatiale des astéroïdes en laboratoire (e.g. [Lantz et al., 2015]) et par retour d'échantillons sur Terre (e.g. les missions Hayabusa, Hayabusa 2 et OSIRIS-REx) ont récemment illustré cette affirmation. Ainsi, si l'altération spatiale lunaire est caractérisée

par un dépôt de vapeurs formées par la vaporisation des impacts de micrométéorites et la pulvérisation des particules du vent solaire, et conduisant à la production de particules sub-micrométriques de fer métallique [Cassidy and Hapke, 1975; Hapke, 2001], l'altération spatiale des astéroïdes carbonnés (type C) sera plutôt sujette à la production de particules riches en FeS par exemple [Matsuoka et al., 2015]. La nature des produits de l'altération spatiale peut être très diverse selon l'environnement qui varie selon la distance héliocentrique (flux et vitesse des particules incidentes, intensité du rayonnement, température) et selon les caractéristiques de la surface qui subit ces altérations (composition, texture).

La notion de "maturité" d'un sol a été introduite dans le formalisme de l'altération spatiale de la Lune comme désignant une estimation qualitative de l'accumulation de produits de l'altération dans le sol considéré [Morris, 1978; Lucey et al., 2000]. Ainsi, on dira qu'un terrain est mature lorsque celui-ci contient beaucoup de produits d'altération. Dit autrement, ce terrain a subi les effets de l'altération spatiale pendant une longue période de temps, permettant aux produits de l'altération de s'y accumuler. Le terrain considéré est donc ancien. Cette notion de maturité ne doit pas être confondue avec l'âge d'exposition, qui est une mesure quantitative expérimentale de la durée d'exposition d'un échantillon à l'altération spatiale, basée sur des mesures précises de produits d'altération présents dans l'échantillon (ou dans un échantillon analogue) comme les gaz nobles du vent solaire [Zinner, 1980; Berger and Keller, 2015]. En raisonnant par analogie avec les corps dont on connaît assez bien l'altération spatiale, il est aussi possible de calculer des flux de particules incidentes. Ainsi, [Cintala, 1992] a montré que le flux de micrométéorites à la surface de Mercure est environ six fois supérieur à celui à la surface de la Lune, ce qui entraîne un taux de production de matière fondue par impact 14 fois supérieur et une production de vapeur 20 fois supérieure que sur la Lune.

1.5.2 Caractéristiques physiques

La réflectance d'un objet ou d'un matériau est une des observables permettant de fournir des renseignements cruciaux sur ses caractéristiques physiques comme sa composition ou les processus qui l'animent (e.g. dans le cas d'un corps planétaire, sa géologie). Il s'agit de la fraction du rayonnement solaire incident réfléchi par une surface pour un angle de phase et à une longueur d'onde donnés. En astronomie, on peut aussi définir l'albédo bolométrique qui est une mesure de la même fraction de rayonnement réfléchi mais intégrée sur tous les angles de phase et sur un intervalle de longueur d'onde. Par la suite, on parlera indifféremment de réflectance ou d'albédo, ces deux quantités ayant une définition très proche (bien que différente).

Les premiers résultats importants sur la réflectance de la surface ont été apportés par la sonde Mariner 10 (voir section 1.2.2 et Figure 1.14). Ces derniers ont révélé une surface très sombre ([Domingue et al., 2011] ont déterminé un albédo bolométrique de 0,081 dans l'intervalle de longueur d'onde 430-1010 nm), encore plus que la Lune [Robinson et al., 2008; Sato et al., 2014]. Ces premières images de la planète la plus proche du Soleil ont été recalibrées afin de préparer l'arrivée imminente des données du premier des trois survols par la sonde MESSENGER. [Denevi and Robinson, 2008] ont ainsi souligné que les contrastes d'albédo sur Mercure sont nettement moins prononcés que sur la face visible de la Lune (voir Figure 1.15). En revanche, ces contrastes d'albédo sur Mercure se rapprochent de ceux au sein des plateaux lunaires (sans mers, donc). Ainsi, 82% de la surface de Mercure cartographiée par Mariner 10 possède un albédo tel que $\bar{A} - \sigma < A < \bar{A} + \sigma$, où \bar{A} est l'albédo moyen de la surface cartographiée et σ l'écart type de la distribution d'albédo.

Une campagne de cartographie idéale de la surface d'un objet du Système solaire nécessiterait

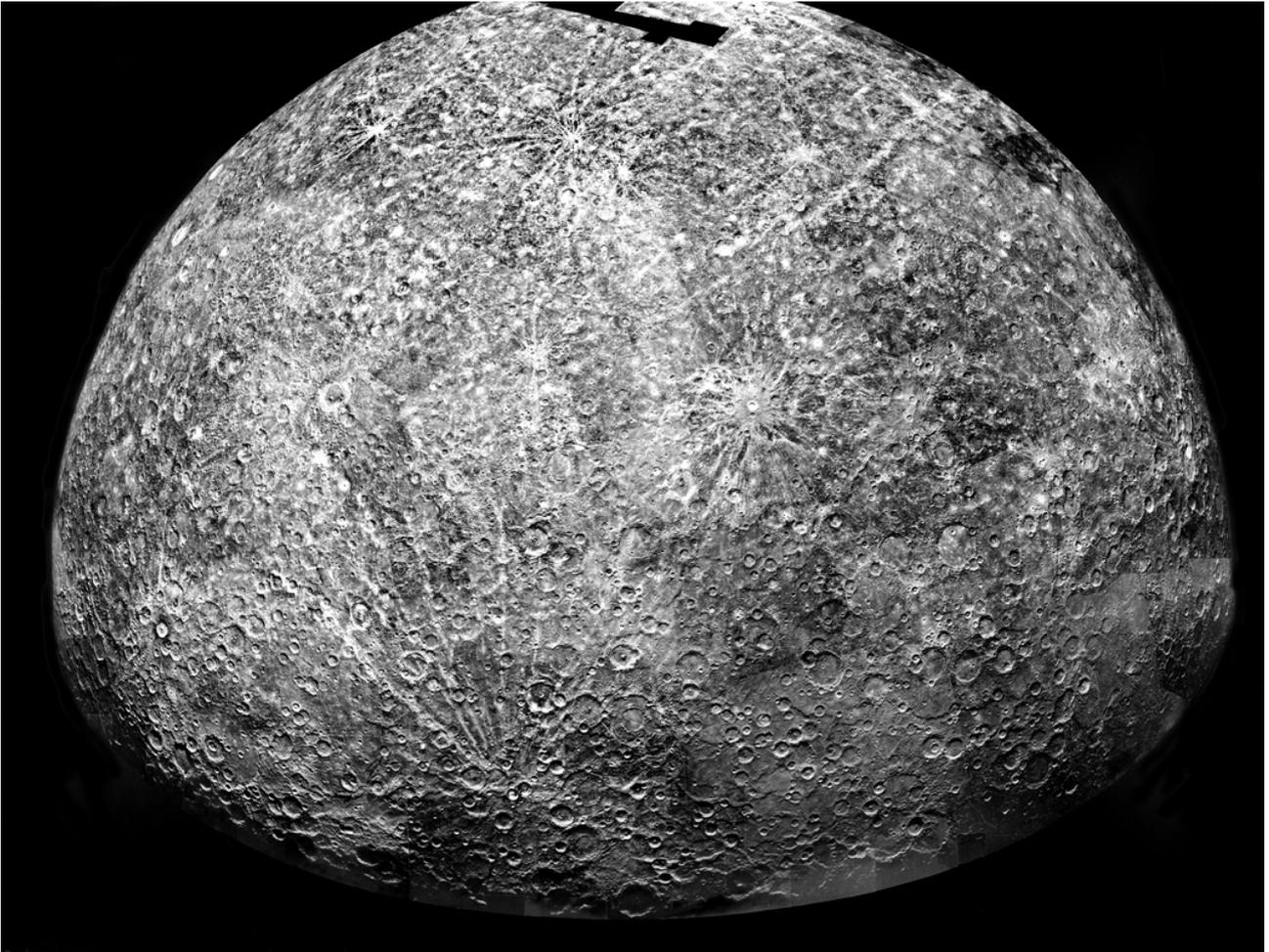


FIGURE 1.14 – Mosaique d'images de l'hémisphère de Mercure prises par la sonde Mariner 10.
Crédit : NASA/JPL.

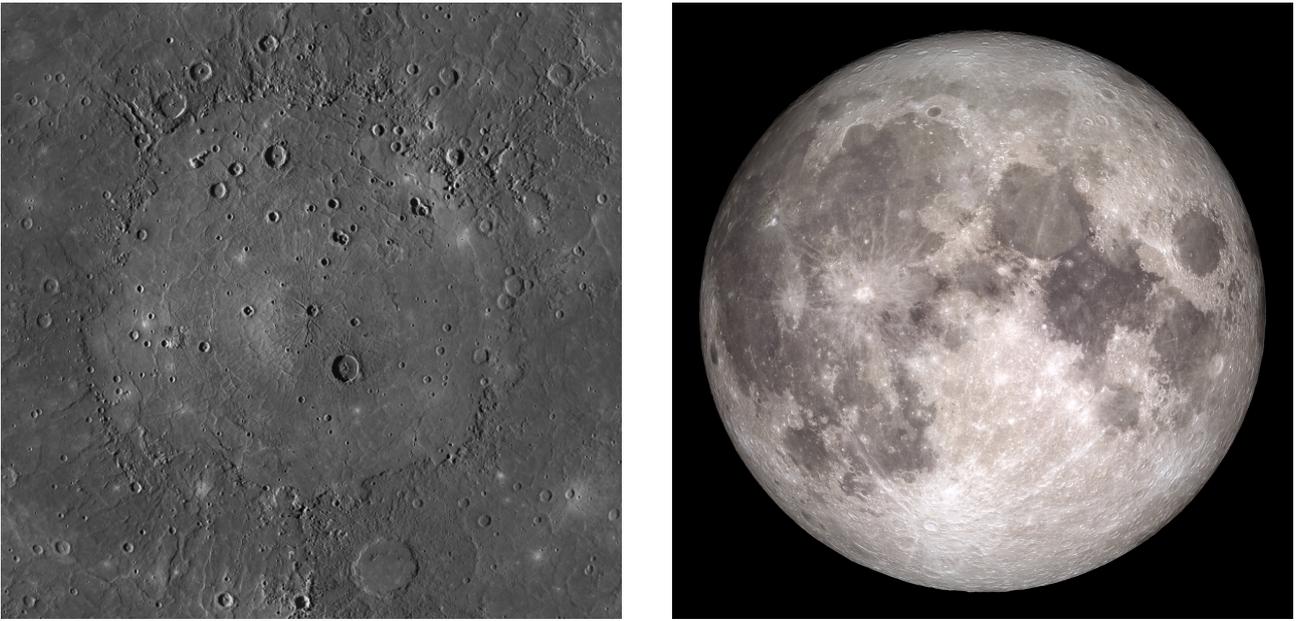


FIGURE 1.15 – Comparaison entre une mosaïque d’images du bassin Caloris prises par la sonde MESSENGER (gauche, crédit : NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Carnegie Institution of Washington) et une mosaïque d’images de la face visible de la Lune prises par la sonde Lunar Reconnaissance Orbiter (droite, crédit : NASA/GSFC/Arizona State University). On voit nettement mieux les contrastes d’albédo entre les plateaux et les mers lunaires qu’entre l’intérieur et l’extérieur du bassin Caloris.

de s’assurer que toutes les images de ladite surface aient été prises avec la même géométrie d’observation, i.e. avec des angles d’incidence, d’émission et de phase fixes. En effet, si la géométrie d’observation diffère d’une image à une autre, la réflectance d’un point de la surface commun à ces deux images sera différente, ce qui pose des problèmes pour faire une mosaïque d’images et si on veut comparer ces images entre elles. Cette condition ne peut pas être respectée dans la pratique, ni pour des images prises lors de survol(s), ni pour des images prises en orbite. Pour y remédier, on applique un modèle photométrique aux images et aux spectres de Mercure pris par les instruments MDIS et MASCS de la sonde MESSENGER, ce qui permet :

1. De s’affranchir d’effets indésirables pour la cartographie de la surface de la planète
2. De procurer des informations sur le régolithe la recouvrant, comme sa texture ou ses propriétés de diffusion.

Dans le milieu de l’analyse photométrique d’images prises par des sondes spatiales, deux types de modèles se démarquent par leur grande utilisation : il s’agit d’une part des modèles photométriques de Bruce Hapke [Hapke, 1981, 1984, 1986; Hapke et al., 1993; Hapke, 2002, 2008; Hapke et al., 2012] et d’autre part des modèles photométriques de Mikko Kaasalainen et Yuriy Shkuratov (abrégiés modèles KS) [Kaasalainen et al., 2001; Shkuratov et al., 2011; Schröder et al., 2013]. Les principes, points forts et inconvénients de ces deux types de modèles sont ici brièvement décrits. Les modèles de Hapke utilisent des modèles de diffusion pour prédire la forme et la transparence des particules, ainsi que la compression et la rugosité à l’échelle des grains. [Hapke et al., 2012] définit la réflectance bidirectionnelle comme suit :

$$r(i, e, \alpha) = K \frac{w}{4\pi \cos i_e + \cos e_e} \frac{\cos i_e}{\cos i_e + \cos e_e} p(\alpha)[1 + B_{S0}B_S(\alpha)] + M(i_e, e_e)[1 + B_{C0}B_C(\alpha)]S(i, e, \alpha) \quad (1.7)$$

où i , e et α sont les angles d'incidence, d'émission et de phase, respectivement, K est le facteur de porosité, w est l'albédo de simple diffusion volumique moyen, i_e et e_e les angles effectifs d'incidence et d'émission, respectivement, $p(g)$ est la fonction de diffusion moyenne d'une particule, B_{S0} et B_{C0} les amplitudes des deux composantes de l'effet d'opposition, B_S et B_C les fonctions de forme angulaire de ces dernières, $M(i_e, e_e)$ est la contribution de la diffusion multiple interparticulaire, et $S(i, e, g)$ la fonction d'ombrage de rugosité. L'effet d'opposition se produit pour des petits angles de phase ($< \sim 5^\circ - 20^\circ$) et se caractérise d'une part par la disparition de l'ombre portée des particules sur leurs plus proches voisines et à l'apparition d'une rétrodiffusion cohérente pour des particules caractérisée par une transparence élevée. Pour plus de détails sur les différents termes énoncés ci-dessus, le lecteur est invité à consulter [Hapke et al., 1993; Hapke, 2002, 2008; Hapke et al., 2012]. Les modèles de Hapke sont plus pratiques pour découpler les effets dus à une diffusion sur une particule des effets dus à une diffusion interparticulaire (porosité, rugosité). En revanche, les modèles KS sont plus empiriques et ont l'avantage de séparer les effets dus à l'angle de phase des effets dus aux angles d'incidence et d'émission, qui sont affectés par la topographie locale. La forme générale des modèles KS prend la forme :

$$\pi r(i, e, \alpha, \lambda) = A_{eq}(\alpha, \lambda) D(i, e, \alpha, \lambda) \quad (1.8)$$

avec r la réflectance, i , e et α les angles d'incidence, d'émission et de phase, respectivement, λ la longueur d'onde, A_{eq} l'albédo équigonale, et D la fonction de disque. L'albédo équigonale peut se décomposer en :

$$A_{eq}(\alpha, \lambda) = A_N f(\alpha, \lambda) \quad (1.9)$$

où $A_N = A(\alpha_0)$, λ est l'albédo normal, i.e. l'albédo apparent absolu, et $f(\alpha, \lambda)$ la fonction de phase. Plusieurs fonctions de disque peuvent être choisies selon le cas de figure rencontré. Pour une liste exhaustive des fonctions de disque utilisables, le lecteur est renvoyé à [Shkuratov et al., 2011]. Dans le cas de Mercure, la fonction de disque la plus appropriée est une combinaison de la fonction de disque de Lommel-Seeliger et de la fonction de disque de Lambert [Domingue et al., 2016] :

$$D_{LSL} = c_l \left(\frac{2 \cos i}{\cos i + \cos e} \right) + (1 - c_l) \cos i \quad (1.10)$$

Ce qui conduit au modèle KS3 :

$$KS_3 = A_N \exp^{-\alpha \mu} \left[c_l \left(\frac{2 \cos i}{\cos i + \cos e} \right) + (1 - c_l) \cos i \right] \quad (1.11)$$

où μ est un paramètre de la fonction de phase et c_l un paramètre de la fonction de disque.

Dans le cas des images de la surface de Mercure prises par l'instrument MDIS, les conditions géométriques de référence choisies pour normalisation sont $(i, e, \alpha) = (30^\circ, 0^\circ, 30^\circ)$, qui sont les conditions d'observation standards pour des mesures en laboratoire. Il est ainsi possible de comparer les paramètres issus des modèles de Hapke ou des modèles KS pour tirer des informations sur d'autres propriétés du régolithe de Mercure. Par exemple, il a été montré que le régolithe de Mercure était caractérisé par une rétrodiffusion particulièrement importante [McGuire and Hapke, 1995; Hapke, 2012; Domingue et al., 2016], ce qui laisse penser qu'il pourrait contenir en quantité conséquente des particules favorisant la diffusion, comme les

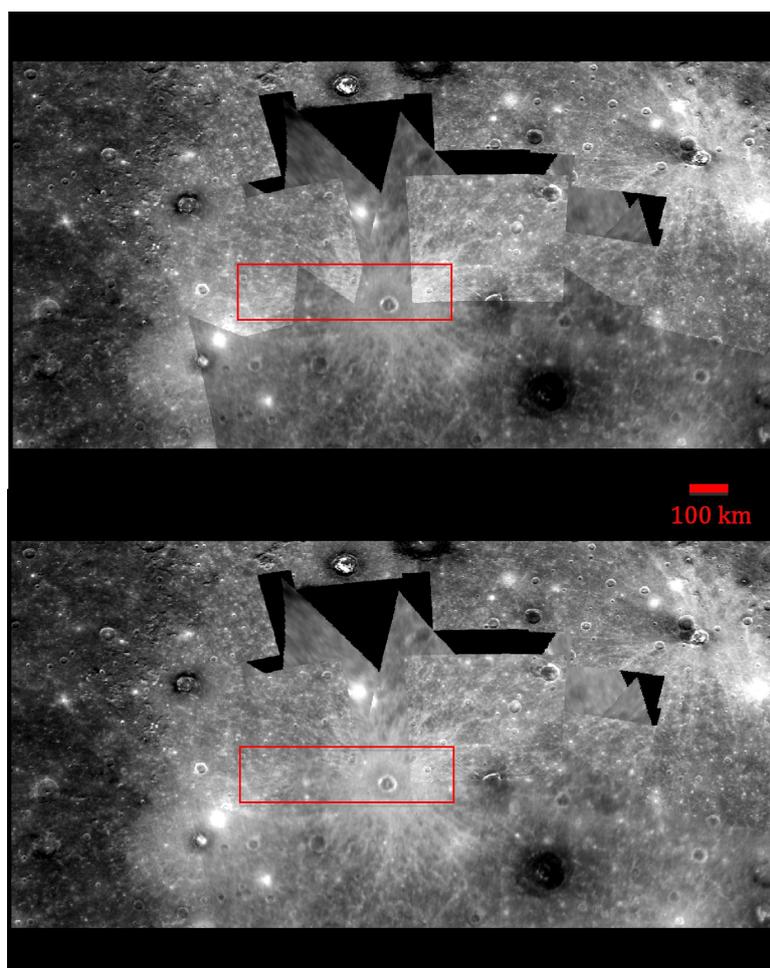


FIGURE 1.16 – Comparaison entre deux mosaïques d’images du bassin Caloris obtenues en appliquant une correction photométrique de Hapke (haut) ou de Kaasalainen-Shkuratov (bas). On voit clairement que cette dernière donne une mosaïque avec un meilleur rendu, notamment au niveau des endroits où les images se superposent (voir carré rouge). Tiré de [Domingue et al., 2016].

verres avec une forte teneur en minéraux opaques. Il a aussi été montré que, dans la pratique, il est préférable d'appliquer le modèle KS3 plutôt que celui de Hapke pour effectuer la correction photométrique des images de la sonde MESSENGER, car le rendu final est meilleur notamment au niveau des zones où les différentes images de la mosaïque se superposent [Domingue et al., 2016] (voir Figure 1.16).

1.5.3 Composition chimique et minéralogique

La composition de la surface de Mercure reste encore aujourd'hui une des grandes questions à l'étude. La composition chimique de la surface de Mercure est connue avec une précision variable selon les éléments grâce aux spectromètres à rayons X, XRS (*X-Ray Spectrometer*), et à rayons gamma et neutron, GRNS (*Gamma-Ray and Neutron Spectrometer*). Ces deux spectromètres utilisent le principe de la fluorescence causée par les éruptions solaires : les particules énergétiques constituant le plasma émis lors des éruptions solaires excitent les atomes de la surface de Mercure qui se désexcitent en émettant un rayonnement X ou gamma. Cette méthode a permis de cartographier la composition chimique de la surface herménienne avec une précision relativement faible ($\sim 10 - >2000$ km/pixel [Nittler et al., 2016]) mais suffisante pour se faire une idée des abondances de certains éléments chimiques et de leur distribution autour de Mercure [Nittler et al., 2011; Nittler et al., 2016; Weider et al., 2012, 2014, 2015] (voir Figure 1.17 et Table 1.4).

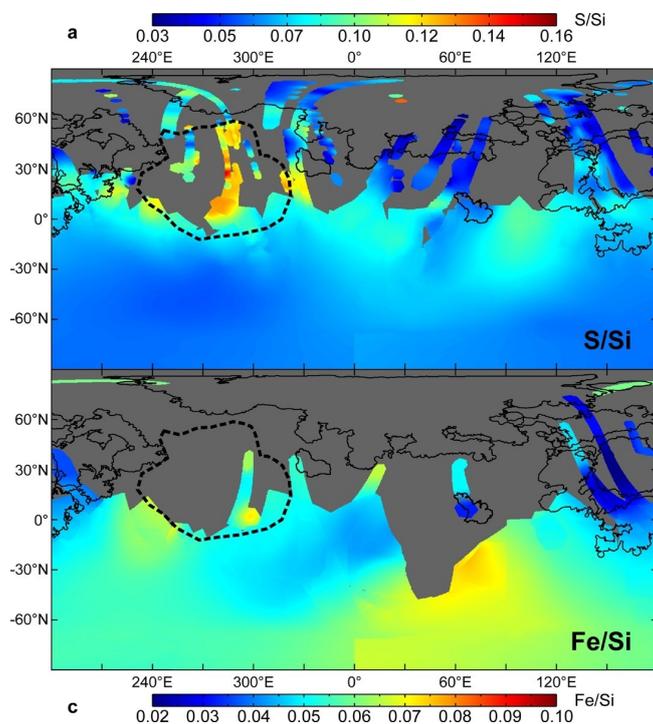


FIGURE 1.17 – Cartes d'abondances en ratio du soufre (S/Si) et du fer (Fe/Si) adaptées de [Weider et al., 2015]. Bien que les données du spectromètre XRS n'offrent pas une couverture optimale de l'hémisphère nord de Mercure, il est possible de distinguer certains terrains géochimiques comme la région riche en magnésium, qui a des ratios d'abondance S/Si et Fe/Si élevés, et le bassin Caloris, pour lequel le soufre et le fer semble peu abondants.

(Ratio) Élément chimique	XRS	GRS
Mg/Si	0.436 (0.106)	
Al/Si	0.268 (0.048)	
S/Si	0.076 (0.019)	
Ca/Si	0.165 (0.030)	
Ti/Si	0.012 ± 0.001	
Cr/Si	0.006 ± 0.001	
Mn/Si	0.004 ± 0.001	
Fe/Si	0.053 (0.013)	
K (ppm)		1288 ± 234
Na/Si (0-60°)		0,107 ± 0,008
Na/Si (80-90°)		0,198 ± 0,030
Cl/Si (0-60°)		0,0049 ± 0,001
Cl/Si (80-90°)		0,014 ± 0,005
O/Si		1,2 ± 0,1
C (% en masse)		1,4 ± 0,9

TABLE 1.4 – Abondances ou ratios d’abondances de certains éléments chimiques détectés à la surface de Mercure par les spectromètres XRS et GRS de la sonde MESSENGER [Nittler et al., 2011; Nittler et al., 2016; Weider et al., 2014, 2015]. Les nombres entre parenthèses désignent l’écart type des mesures XRS, tandis que le symbole \pm correspond à l’incertitude statistique à 1σ . Certains éléments comme le sodium ont une abondance différente selon la latitude à laquelle on effectue les mesures.

Ainsi, on constate qu’il y a bien une quantité globalement plus faible de fer sur Mercure ($< 4\%$ en masse [Nittler et al., 2011], $\sim 1,5\%$ en masse [Weider et al., 2015]) que sur la Lune ($< 15\%$ en masse [Lucey et al., 1995]), ce qui confirme les résultats précédemment obtenus par [McClintock et al., 2008]. Cependant, une quantité de fer aussi faible ne permet pas de retrouver l’albédo très bas de Mercure. En effet, le fer sur Mercure, généralement sous la forme de minéraux ferreux (ions Fe^{2+}), est progressivement réduit en fer métallique (Fe) qui s’aggrège en nanoparticules et microparticules de fer sous les effets de l’altération spatiale [Cassidy and Hapke, 1975; Hapke, 2001] (voir section 1.5.1). L’une des conséquences de cette transformation est que le matériel constituant la surface réfléchit moins la lumière, i.e. est plus sombre. En plus du fer, le faible albédo de Mercure est donc probablement lié à un autre composé opaque et sombre. Certains auteurs se basent sur la forte concentration en éléments volatils de la surface de Mercure (par exemple $< 4\%$ de soufre [Nittler et al., 2011]) pour avancer qu’il s’agirait de sulfures (e.g. FeS, CaS), qui seraient à l’origine de structures géologiques particulières sur Mercure [Blewett et al., 2013] (voir section 1.5.4), ou bien de carbone sous forme de grains très fins de graphite disséminés sur toute la surface de Mercure. En modélisant les données de réflectance de la sonde MESSENGER, [Murchie et al., 2015] ont estimé que le niveau moyen de réflectance de Mercure pouvait être reproduit pour une quantité moyenne de carbone de $\sim 1\%$ en masse, jusqu’à 5% en masse pour les zones où la surface est très sombre. L’abondance en carbone dans l’hémisphère nord a été évaluée $< 4,1\%$ en masse [Peplowski et al., 2015], ce qui est suffisant pour reproduire le niveau de réflectance de la planète. Une plus grande concentration en carbone ($+1,1$ à $3,1\%$) a été effectivement calculée dans les éjectas très sombres de certains cratères d’impact [Peplowski et al., 2016], laissant penser que le carbone herméen est excavé des profondeurs lors d’un impact, i.e. qu’il est endogène. Une telle quantité de carbone pourrait être un indice en faveur de la présence sous la surface de Mercure d’une couche de graphite, qui serait le vestige de la croûte primaire de la planète (voir Figure 1.18).

Plus globalement, il est important de noter que la surface de Mercure est particulièrement

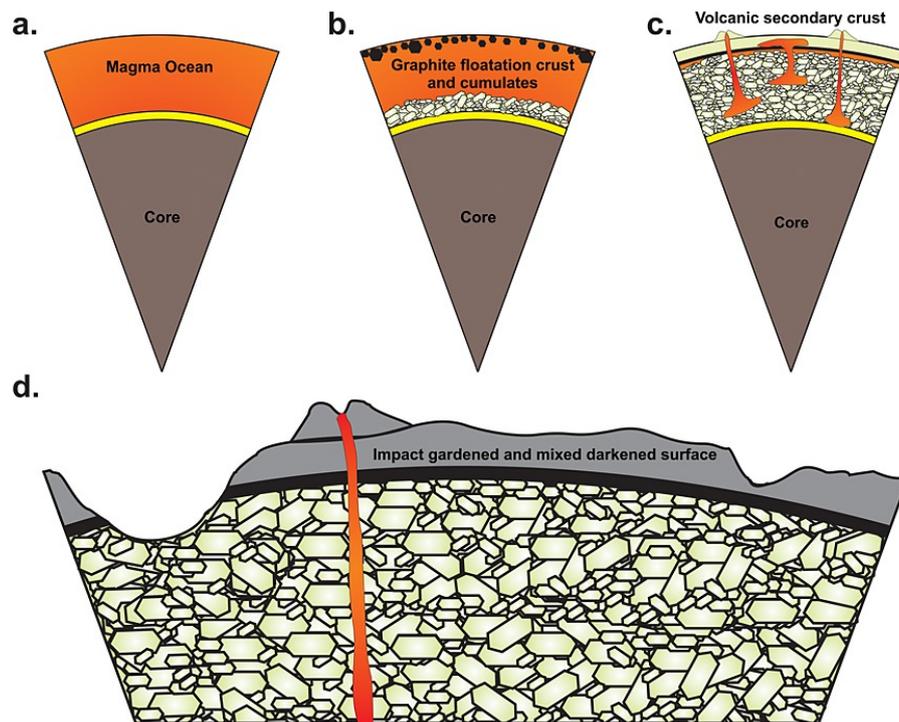


FIGURE 1.18 – Schéma résumant les différentes étapes qui ont conduit à la formation de la croûte de Mercure, dont la croûte primaire de graphite. a. L'état initial est un océan de magma liquide surplombant une mince couche (hypothétique) de FeS et un noyau en formation. b. L'océan de magma commence à cristalliser par la base, et du carbone sous forme de graphite commence à s'accumuler et à flotter sur l'océan de magma riche en plagioclase. c. La cristallisation se poursuit, la croûte primaire de graphite a terminé de se former, puis une fusion partielle au sein du manteau conduit à un volcanisme qui produit une croûte secondaire par-dessus la croûte primaire de graphite. d. L'état final actuel consiste en un manteau qui a été en partie révélé par les impacts les plus puissants et une surface qui résulte d'un mélange intime entre la croûte secondaire initiale et la croûte primaire de graphite. Tiré de [Vander Kaaden and Mccubbin, 2015].

hétérogène d'un point de vue chimique pour une surface dont les contrastes d'albédo et de couleurs sont assez faibles (cf section 1.5.2). En se basant sur ces mesures d'abondance en éléments chimiques, [Vander Kaaden et al., 2017b] ont déterminé la composition moyenne de neuf régions géochimiques (voir Figure 1.19). De cette manière, on peut identifier des différents terrains géochimiques avec des terrains d'abondance faible ou élevée en éléments chimiques. La grande région riche en magnésium, centrée en 30°N, -90°E a des abondances faible en aluminium et élevées en calcium, soufre et fer ; le bassin Caloris est pauvre en magnésium, calcium, soufre, fer et potassium mais riche en aluminium ; enfin, les plaines volcaniques du nord sont appauvries en magnésium, aluminium, calcium et soufre, mais enrichies en éléments volatils comme le potassium, le sodium ou le chlore. Enfin, des mesures du flux de neutrons thermiques au-dessus de la région du pôle nord de Mercure ont renforcé la probabilité que les dépôts brillants contiennent de l'hydrogène en grande quantité, donc très certainement de la glace d'eau [Lawrence et al., 2013].

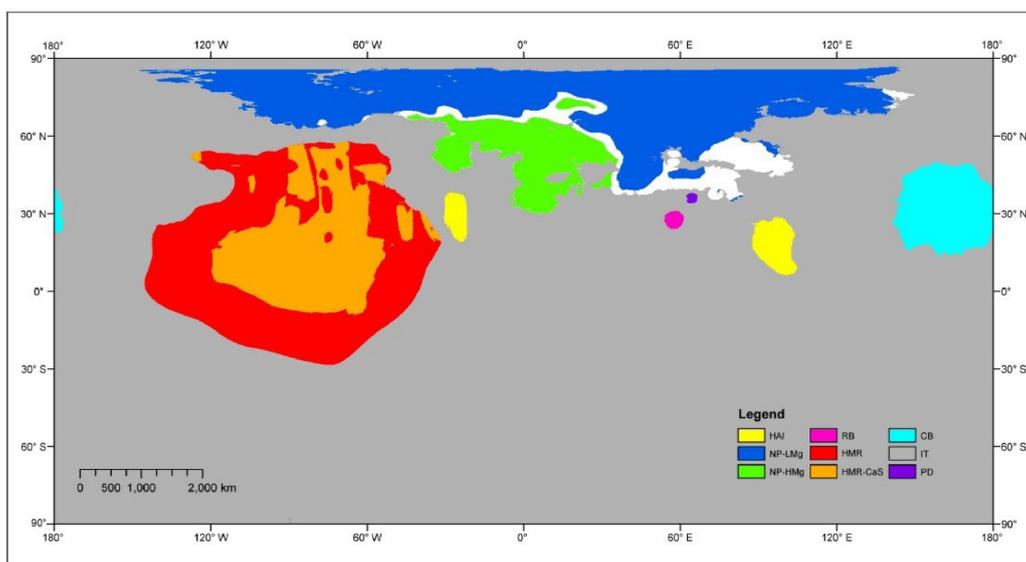


FIGURE 1.19 – Carte exposant les différents terrains géochimiques identifiés à la surface de Mercure.

On peut notamment citer la grande région riche en magnésium (rouge), les étendues de plaines volcaniques du nord pauvres en magnésium (bleu foncé) et les plaines intérieures du bassin Caloris (cyan). Tiré de [Vander Kaaden et al., 2017b].

La composition minéralogique herméenne n'a pu être déterminée avec certitude ni depuis la Terre [Vilas, 1985; Sprague et al., 2002; Warell and Blewett, 2004] ni depuis son orbite avec les données du spectromètre MASCS de la sonde MESSENGER [Izenberg et al., 2014; Murchie et al., 2015]. Les spectres de Mercure obtenus jusqu'à présent n'ont révélé de manière claire et certaine aucune bande d'absorption dans les domaines du visible et du proche infrarouge, ce qui aurait pu apporter des contraintes sur la nature des minéraux présents à la surface. La faible abondance en fer et la haute concentration en soufre de la surface de Mercure indique que la planète s'est formée dans des conditions très réductrices [McCubbin et al., 2012; Zolotov et al., 2013; Namur et al., 2016]. De récentes analyses [Vilas et al., 2016; Lucchetti et al., 2018] d'images multi-spectrales de la caméra MDIS (*Mercury Dual Imaging System*) ont permis de mettre en évidence une possible bande d'absorption autour de 0,6 μm , très large dont l'origine pourrait être un mélange de forstérite (olivine) contenant des impuretés sous forme d'éléments de transition comme le chrome, le titane, ou le nickel, et des sulfures (e.g. FeS, MgS, CaS). En se basant sur la composition géochimique de différents terrains, il est possible de calculer un hypothétique assemblage de minéraux pour chacun de ces terrains. On appelle cela un calcul

CIPW, du nom des quatre auteurs de la méthode : Cross, Iddings, Pirsson et Washington. Les quatre terrains géochimiques choisis pour ce calcul CIPW sont le terrain du nord, le terrain des plaines de l'intérieur de Caloris, le terrain riche en magnésium, et le terrain pour lequel on enregistre peu de neutrons rapides³. La minéralogie dérivée de ces terrains géochimiques est résumée dans la Table 1.5.

Minéraux	Terrain du nord	Terrain pauvre en neutrons rapides	Terrain riche en magnésium	Plaines intérieures du bassin Caloris
Plagioclases	55,7	48,2	37,4	57,7
Pyroxènes	29,0	47,5	26,2	32,8
Olivines	7,5	0,0	29,5	0,0
Sulfures	4,3	3,7	6,8	3,7

TABLE 1.5 – Composition minéralogique (en %) dérivée du calcul CIPW basé sur les abondances en éléments chimiques des différents terrains géochimiques identifiés sur Mercure. Tiré de [McCoy et al., 2018].

Tous les terrains sont riches en plagioclases (37-58%), mais deux terrains se démarquent par rapport aux deux autres : les plaines volcaniques du nord et les plaines lisses de l'intérieur de Caloris. Ces deux terrains peuvent être classifiés comme anorthositiques et pourraient donc contenir de la nortite et/ou du gabbro. Le terrain riche en magnésium pourrait être le plus abondant en olivine et être majoritairement composé de diopside. C'est aussi le terrain qui pourrait contenir le plus de sulfures. Enfin, le terrain pour lequel on enregistre peu de neutrons rapides serait dominé par des plagioclases et des pyroxènes, et pourrait renfermer principalement de la norite. Les quatre terrains géochimiques sont compatibles avec une composition de type boninite ($\text{MgO} > 8\%$ et $\text{TiO}_2 < 0,5\%$), ce qui va dans le sens des prédictions faites par [Vander Kaaden et al., 2017a].

1.5.4 Géologie

Mercure a une histoire géologique très riche que l'on peut reconstituer notamment en observant les structures qui se trouvent à sa surface. Par exemple, de nombreuses structures tectoniques comme les escarpements lobés constatés dans certaines étendues de plaines lisses sont révélatrices de la forte contraction (~ 7 km) du rayon de la planète lors de son refroidissement [Byrne et al., 2014]. Les distinctions morphologiques des éjectas de certains bassins et cratères d'impact observés par la sonde Mariner 10 ont permis de définir cinq temps géostratigraphiques [Spudis and Guest, 1988] : le pré-Tolstojien ($> \sim 4,0$ Ga), le Tolstojien (de $\sim 4,0$ à $\sim 3,9$ Ga), le Calorien (de $\sim 3,9$ à $\sim 3,5-3,0$ Ga), le Mansurien ($\sim 3,5-3,0$ à $\sim 1,0$ Ga), et le Kuiperien ($< \sim 1,0$ Ga). Cependant, de récents résultats ont raffiné cette classification [Banks et al., 2017]. Ainsi, le Mansurien et le Kuiperien aurait commencé bien plus tard qu'initialement supposé : $\sim 1,7 \pm 0,2$ Ga et $\sim 280 \pm 60$ Ma, respectivement (voir Figure 1.20).

Comme toutes les autres planètes telluriques du Système Solaire, Mercure a subi un important épisode volcanique qui a modelé sa surface. Les deux types de volcanisme connus sur Terre ont aussi eu lieu sur Mercure : le volcanisme effusif, caractérisé par des épanchements et des coulées de lave fluide, et le volcanisme explosif, projetant violemment du matériel pyroclastique autour de la cheminée volcanique (voir Figure 1.21). Ces deux types de volcanisme ont

3. Les neutrons rapides sont des neutrons dont l'énergie cinétique est très supérieure à celle des neutrons thermiques. Les neutrons thermiques sont des neutrons dont l'énergie cinétique est en équilibre d'agitation thermique avec celle des noyaux du milieu dans lequel ils se trouvent.

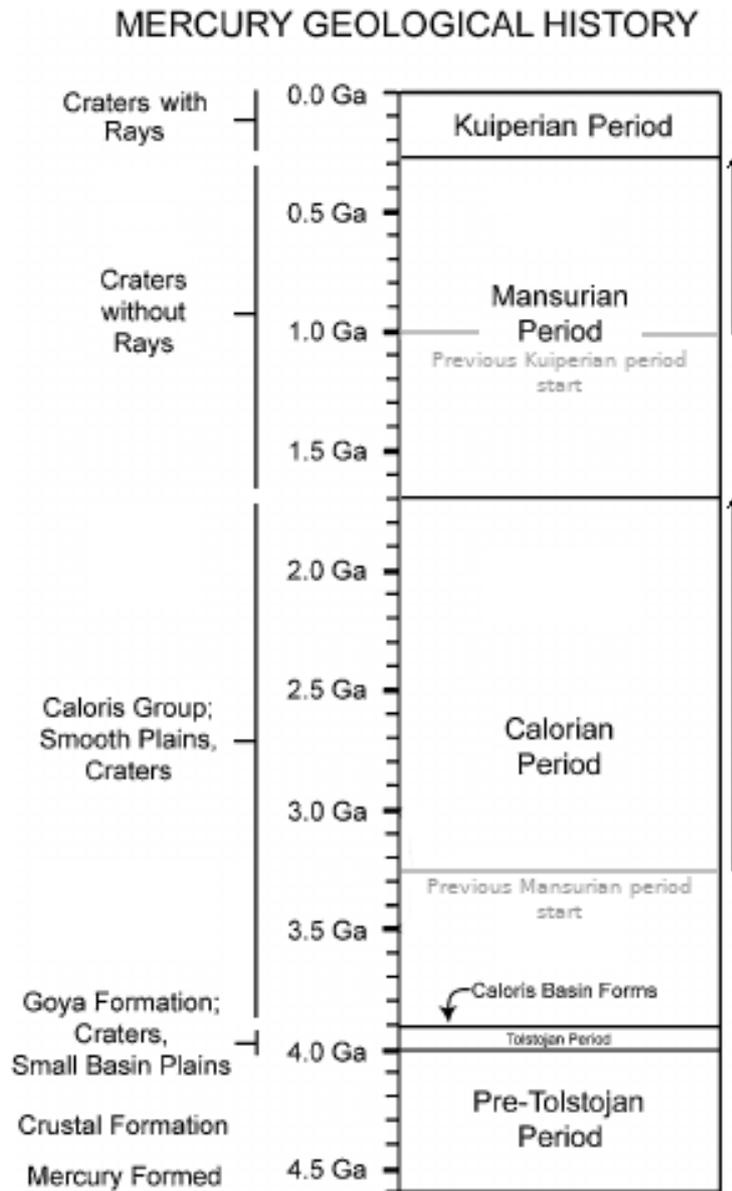


FIGURE 1.20 – L'échelle des temps géologiques de Mercure. Adapté de [Head et al., 2007] d'après les derniers ajustements des limites du Mansurien et du Kuiperien [Banks et al., 2017].

cohabité pendant longtemps sur Mercure, mais c'est le volcanisme explosif qui aurait cessé le plus tardivement [Thomas et al., 2014]. La datation de ces deux épisodes volcaniques herméens, basé sur le taux de cratérisation de plusieurs zones de chaque, a permis d'établir que le volcanisme effusif aurait duré de $\sim 4,1$ à $3,55$ Ga [Denevi et al., 2013; Marchi et al., 2013] et que le volcanisme explosif aurait eu lieu de $\sim 3,9$ à <1 Ga [Thomas et al., 2014]. Des écoulements mineurs de lave fluide aurait pu durer jusqu'à environ 1 Ga [Prockter et al., 2010; Marchi et al., 2011], mais cette affirmation reste débattue [Chapman et al., 2012].

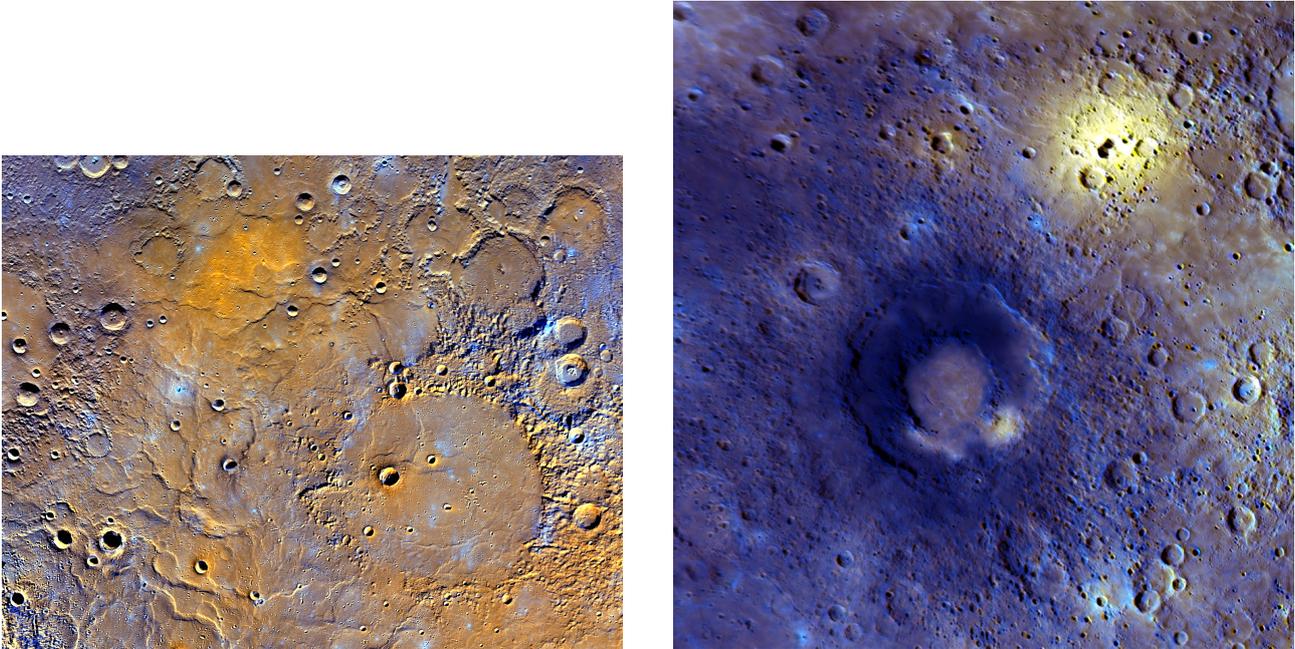


FIGURE 1.21 – **Gauche** : Image composite en fausses couleurs (RVB) des plaines volcaniques du nord de Mercure. Les écoulements de lave fluide ont rempli les cratères présents à cet endroit. Crédit : NASA/JHUAPL/Carnegie Institution of Washington. **Droite** : Image composite en fausses couleurs (RVB) de *Nathair Facula* (halo jaune, en haut à droite), le dépôt pyroclastique le plus étendu de Mercure (270 km), à proximité du bassin d'impact Rachmaninoff. Crédit : NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Arizona State University/Carnegie Institution of Washington.

Ces deux types de volcanisme ont également été classés séparément lors de la cartographie géologique de Mercure. Les terrains formés par le volcanisme effusif ont été séparés en plusieurs unités géologiques selon leur taux de cratérisation, leur morphologie et leur texture [De Hon et al., 1981; Guest and Greeley, 1983; King and Scott, 1990; McGill and King, 1983; Schaber and McCauley, 1980; Trask and Dzurisin, 1984] : les plaines lisses (*smooth plains* en anglais) est l'unité géologique contenant les terrains les moins cratérisés, autrement dit les terrains les plus récents⁴ [Öpik, 1960] ; les plaines intermédiaires (*intermediate plains* en anglais) ; et les plaines intercratères (*intercrater plains* en anglais) très cratérisées, donc correspondent aux terrains les plus anciens de la surface de Mercure. Le volcanisme explosif, de dimension moindre, n'est pas classé comme unité géologique, mais comme unité de terrain. En se basant sur différents critères comme la réflectance, la pente spectrale, la morphologie ou l'abondance en minéraux opaques, on peut identifier trois unités de terrain [Robinson et al., 2008] :

4. Le nombre de cratères de la surface d'un objet du Système solaire est corrélé à l'âge de la surface en question : en effet, plus la surface est ancienne, plus de cratères ont le temps de s'accumuler. Ainsi, on peut avoir une bonne estimation de l'âge d'une surface en comptant le nombre de cratères qui la recouvrent. Cette technique a été utilisée pour la première fois par Ernst Öpik pour estimer l'âge de Mare Imbrium à la surface de la Lune.

- Les plaines lisses, qui ont rempli des dépressions comme les cratères ou les bassins d'impact. Des sous-unités de ces plaines lisses ont été définies en se basant sur les variations de réflectance et pente spectrale [Denevi et al., 2009] : les plaines rouges à haute réflectance (HRP, pour *High-reflectance Red Plains*), remarquables par une réflectance 20% supérieure à la réflectance moyenne de Mercure, une pente spectrale importante, et des frontières marquées d'un point de vue des couleurs et de la morphologie avec les terrains environnants [Head et al., 2008] ; les plaines intermédiaires (IP, pour *Intermediate Plains*), caractérisées par une réflectance et des propriétés spectrales proches de la moyenne, des frontières morphologiques nettes, et des frontières de couleur quand ces plaines côtoient du matériel à basse réflectance (voir troisième point) ; et les plaines bleues à basse réflectance (LBP, pour *Low-reflectance Blue Plains*), marquées par une réflectance 15% inférieure à la valeur moyenne de la planète, une pente spectrale comprise entre celles des IP et du matériel à basse réflectance. La pente spectrale des LBP est environ 3% plus faible que celle des HRP. Les grandes étendues de plaines lisses entourant le pôle nord de Mercure sont nommées plaines volcaniques du nord (NVP, pour *Northern Volcanic Plains*) [Denevi et al., 2013] ;
- Les terrains intermédiaires, qui ont une plus grande densité de cratères que les plaines lisses et coïncident souvent avec l'unité géologique des plaines inter-cratères définie grâce aux images de la sonde Mariner 10 [Trask and Guest, 1975]. La réflectance et la pente spectres de ces terrains sont dans la moyenne de Mercure ;
- Le matériel à basse réflectance (LRM, pour *Low-Reflectance Material*) caractérisées par une réflectance et une pente spectrale inférieures à la moyenne de Mercure, de 30% et 5% respectivement. Les propriétés spectrales du LRM peuvent légèrement différer selon qu'il a été récemment révélé par un impact ou qu'il a été longtemps exposé à l'altération spatiale. Le LRM n'est pas identifiable par des frontières morphologiques particulières, car il s'agit d'un matériel qui prélève du matériel riche en carbone et qui recouvre des terrains plus anciens à la suite d'un impact [Vander Kaaden and McCubbin, 2015; Peplowski et al., 2016].

Par ailleurs, des unités de couleurs, dites mineures car elles désignent des structures plus locales que les unités de terrain, ont été identifiées [Blewett et al., 2009] :

- Les "taches rouges" (*red spots*), caractérisées par des réflectances et des pentes spectrales parmi les plus élevées de la surface de Mercure. Certaines taches rouges entourant le bassin Caloris ont des propriétés spectrales qui les rapprochent plus de petits dépôts de HRP [Blewett et al., 2009]. D'autres associées à des cheminées volcaniques sont associées à des dépôts d'origine pyroclastique [Head et al., 2008, 2009; Kerber et al., 2009; Kerber et al., 2011; Goudge et al., 2014]. Ces dépôts pyroclastiques (exemple visible sur l'image de droite de la Figure 1.21) contiennent du matériel dont les spectres sont parmi les plus rouges de Mercure [Izenberg et al., 2014; Besse et al., 2015].
- Les dépôts brillants des fonds de cratères, qui sont aussi très brillants mais leurs pentes spectrales sont plus "bleues" que la moyenne de Mercure ainsi que le matériel des raies d'éjectas de certains cratères. Ces dépôts brillants contiennent des hollows [Blewett et al., 2011, 2013; Blewett et al., 2016], dont les propriétés sont décrites ci-dessous.

Les hollows sont des structures très particulières de la surface de Mercure qui n'ont pas d'équivalent sur les autres corps silicatés sans atmosphère du Système solaire. Il s'agit de dépressions (relief négatif) dont les caractéristiques sont présentées ci-dessous :

- Les hollows sont des structures très peu étendues : leur diamètre estimé variant entre quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres. [Thomas et al., 2014] ont estimé l'aire

de 445 groupes de hollows. Ces derniers ont une extension spatiale variant de 0,07 km² à 6771 km², pour une couverture totale de la surface de Mercure de 57400 km², ce qui représente 0.08% de la surface qui avait été imagée à une résolution au moins égale à 180 m/pixel (environ 96% de la surface totale).

- Les hollows sont très peu profonds. À l'aide des mesures de l'altimètre MLA, [Blewett et al., 2011; Blewett et al., 2016; Vaughan et al., 2012; Fassett, 2016; Thomas et al., 2014] et ont estimé la profondeur des hollows entre 5 et 98 m, pour une profondeur moyenne de 47 m et un écart-type de 21 m. Leur fond est généralement plat.
- Les hollows ont des formes irrégulières et arrondies, et ils sont dépourvus d'anneaux, contrairement aux cratères d'impact.
- Comparés aux terrains alentours, les hollows sont brillants et "bleus", ce qui signifie que leurs spectres ont une pente plus faible (voir image de droite de la Figure 1.22).
- Les hollows ont une distribution géographique particulière : on les trouve principalement sur le fond, le piton central ou les murs de cratères dont les pentes font face au Soleil [Blewett et al., 2011, 2013]. L'occurrence de hollows associés à des cratères dont les raies d'éjectas sont encore optiquement visible [Xiao et al., 2013], mais aussi au sein de certains dépôts pyroclastiques [Pajola et al., 2018] sont des signes qui tendent à montrer que les hollows sont des structures récentes.

Les premières images des hollows ont été prises par la caméra de la sonde Mariner 10 (voir image de gauche de la Figure 1.22). L'exemple le plus célèbre est celui du cratère Hopper, un cratère de 35 km de diamètre centré à 12,4°S, 304,1°E dont le fond contient un groupe de hollows très étendu.

Les hollows se forment quasiment exclusivement dans le LRM. Certaines caractéristiques du LRM sont donc plus favorables à la formation des hollows que d'autres types de terrains ou matériaux. Le magnésium, le calcium et le soufre, trois éléments dont le LRM serait riche, pourraient donc constituer des sources pour la formation des hollows. Un possible scénario de formation a été proposé par [Blewett et al., 2013] : le processus pourrait être initié par une combinaison de processus (hautes températures, pulvérisation par des ions, vaporisation par des impacts de micrométéorites) conduisant à la décomposition de minéraux contenant des éléments volatils (e.g. le soufre), à la sublimation de ces éléments volatils. De cette manière, les hollows augmentent en taille, fusionnent entre eux, jusqu'à un évènement limitant : soit la formation sur les hollows d'une couche de matériaux opaques, les isolant ainsi des processus précédemment cités ; soit tous les éléments volatils ont été perdus.

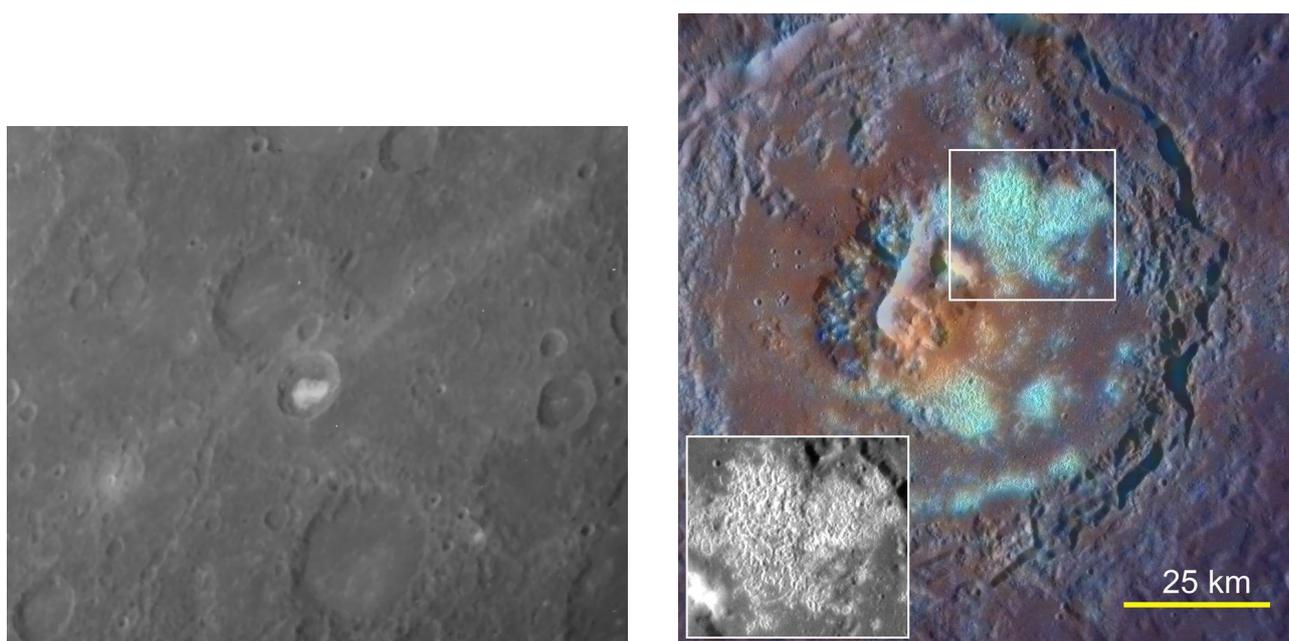


FIGURE 1.22 – **Gauche** : Image # 0166637 (rognée) prise par la sonde Mariner 10 du cratère Hooper ($12,4^{\circ}\text{S}$, $304,1^{\circ}\text{E}$) et ses environs. Il a été noté par certains auteurs [Hapke et al., 1975; Dzurisin, 1977; Schultz, 1977] que le fond de ce cratère contient un dépôt brillant. Crédit : Arizona State University/Mariner 10 image archive ; **Droite** : Image composite en fausses couleurs (RVB) d'un groupement de hollows au fond du cratère Tyagaraja. Ici, les hollows apparaissent en couleur cyan, ce qui souligne leur réflectance plus élevée et leur pente spectrale plus bleue que les terrains environnants. L'insert (zoom sur les hollows), en bas à gauche, met en évidence la texture particulière des hollows, comme gravé au poinçon, et l'absence de cratères d'impact, signe qu'il s'agit d'un terrain très jeune. Tiré de [Blewett et al., 2011].

Chapitre 2

Analyse des données MDIS : cartographie couleur du quadrangle Shakespeare de Mercure

Sommaire

2.1 Introduction	41
2.2 L'instrument MDIS de la sonde MESSENGER	43
2.3 Données utilisées	46
2.4 Méthodes utilisées	46
2.4.1 Méthode de construction de la mosaïque d'images	46
2.4.2 Méthodes d'analyse	54
2.5 Résultats	61
2.5.1 Identification d'unités spectrales à l'aide du seuillage	61
2.5.2 Mosaïques d'images Rouge-Vert-Bleu (RVB)	67
2.5.3 Mise en évidence de zones d'intérêt dans le quadrangle Shakespeare	68
2.6 Discussion	69
2.6.1 Quelques éléments de la lithologie globale de Shakespeare	69
2.6.2 Lithologie locale de Shakespeare : deux exemples de régions d'intérêt	74
2.7 Conclusion	76

2.1 Introduction

Historiquement, la surface de Mercure a été séparée en quinze régions appelées quadrangles, désignées de H-01 à H-15, le "H" faisant référence au dieu *Hermès* de la mythologie grecque associé à Mercure. Lors des campagnes de cartographie réalisées au cours de la mission Mariner 10 (mission spatiale de la NASA qui a effectué trois survols de Mercure en 1974-1975), les quadrangles ont d'abord été nommées en fonction de régions présentant un albédo qui les distinguent des terrains environnants. Elles portent désormais le nom de personnalités influentes de la littérature, la musique et l'art. Les meilleures images de la surface de Mercure prise par Mariner 10, qui ont une résolution comprise entre 2 km/pixel et 100 m/pixel, ont été utilisées pour produire une carte géologique avec une bonne résolution spatiale (1:5000000) mais une couverture limitée (45% de la surface).

PLANMAP (Planetary Mapping Project) est une campagne de cartographie de la géologie de Mercure, la Lune et Mars. La cartographie de la géologie de Mercure a commencé en 2014 sous l'impulsion de quatre équipes italiennes impliquées dans l'instrument SIMBIO-SYS de la

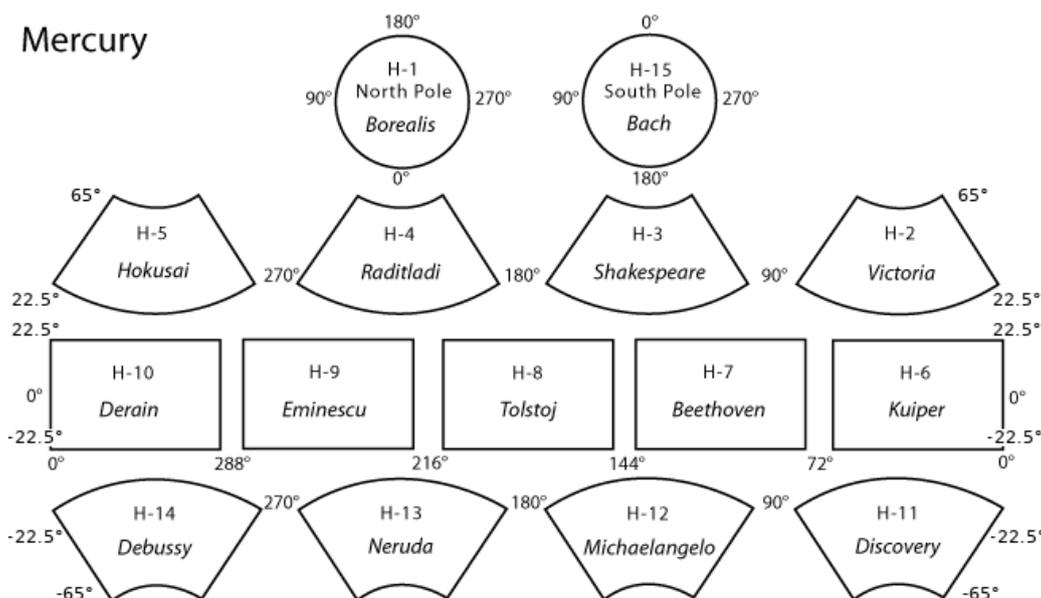


FIGURE 2.1 – Les quinze quadrangles de Mercure, avec leurs coordonnées géographiques respectives.
Crédit : Arizona State University/Space Exploration Resources.

mission BepiColombo : l'IAPS (Istituto di Astrofisica et Planetologia Spaziali), l'Université de Naples, l'Université de Pérouse, et l'Université et l'Observatoire de Padoue. L'Open University (Royaume-Uni) a rejoint le projet dans un second temps. Le travail de cartographie présenté ici entre dans le cadre du projet PLANMAP et permet à l'Observatoire de Paris de s'impliquer encore plus dans la mission BepiColombo en participant à sa stratégie observationnelle. En effet, le but de cette campagne de cartographie de Mercure est de produire une carte géologique globale de la planète à une meilleure résolution (1:3000000) que le produit de l'équipe de la mission MESSENGER (1:15000000). Le projet est en cours et il est découpé en trois phases : d'abord, une carte géologique de chaque quadrangle (voir Figure ??) est produite séparément ; dans un second temps, les cartographes qui ont produit des cartes adjacentes se réunissent pour discuter des bords communs de leur quadrangle, et éventuellement les ajuster ; finalement, lorsque tous les quadrangles seront cartographiés, la carte géologique globale de Mercure se présentera sous la forme d'un produit digitalisé avec lequel on aura une vue globale de tous les quadrangles, ce qui permettra de faire des analyses globales ou détaillées de la géologie de la surface. Au 23 décembre 2019, les quadrangles Victoria (H-02) [Galluzzi et al., 2016], Shakespeare (H-03) [Guzzetta et al., 2017], Raditladi (H-04) [Mancinelli et al., 2016] and Hokusai (H-05) [Wright et al., 2019] et quelques régions cibles d'intérêt (bassins d'impact¹ Rembrandt [Semenzato et al., 2018] et Beethoven [Lewang et al., 2018]) ont été cartographiés. La cartographie des quadrangles Kuiper (H-06), Beethoven (H-07), Eminescu (H-09), Derain (H-10), Discovery (H-11) et Debussy (H-14) est en cours. Celle des quadrangles Tolstoj (H-08) et Michelangelo (H-12) est planifiée. Pour résumer, au 18 juin 2019, 45% de la surface de Mercure a été cartographiée à l'échelle 1:3000000 dans le cadre du projet PLANMAP.

Le quadrangle sur laquelle je me suis focalisé est le quadrangle Shakespeare, connu aussi sous l'acronyme H-03, dont un des cratères porte le même nom. Ce quadrangle est dans l'hémisphère Nord de Mercure et s'étend de 22,5°N à 65°N en latitude et de 180°E à 270°E en longitude, couvrant une surface d'environ 5 millions de km². La carte géologique à l'échelle 1/3000000 de Shakespeare réalisée par [Guzzetta et al., 2017] (voir Figure 2.2) montre la distribution des unités géologiques et des cratères d'impact dans cette région de la planète. En particulier, les

1. D'après le *Lunar and Planetary Institute*, les cratères dont le diamètre dépasse 300 km sont appelés bassins d'impact.

principales unités géologiques de Shakespeare sont les plaines lisses et les plaines intercratères. Les plaines intermédiaires sont très peu présentes et très peu étendues [Trask and Guest, 1975; Spudis and Guest, 1988; Guzzetta et al., 2017]. Les cratères d'impact sont plus abondants dans la partie Est, celle-ci est donc plus ancienne que la partie Ouest dominée par les éjectas du bassin Caloris [McCauley et al., 1981].

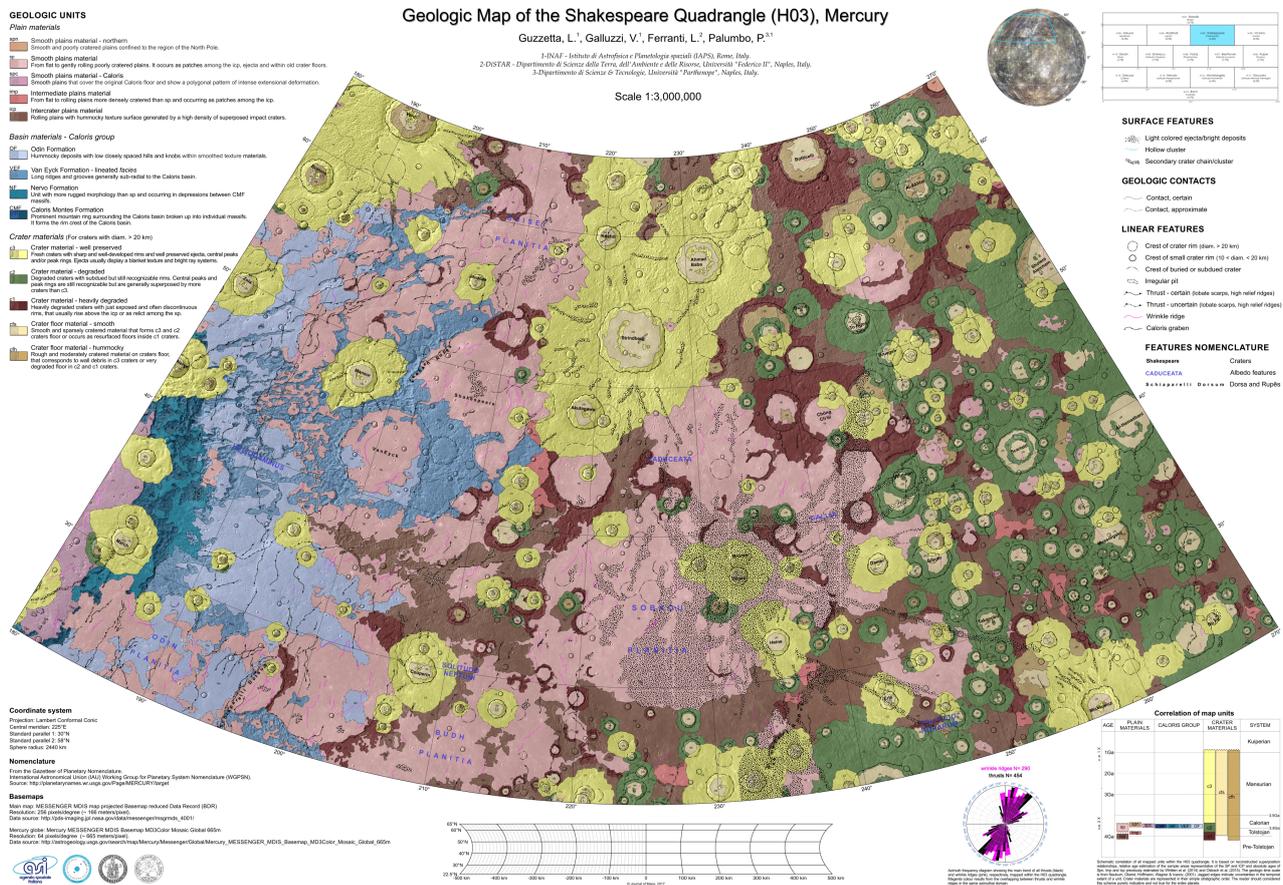


FIGURE 2.2 – La carte géologique du quadrangle Shakespeare. Tiré de [Guzzetta et al., 2017].

2.2 L'instrument MDIS de la sonde MESSENGER

Parmi les instruments embarqués dans la sonde MESSENGER (voir section 1.3.3), on trouve l'instrument MDIS (*Mercury Dual Imaging System* en anglais) [Hawkins et al., 2007] permettant de prendre des images de la surface de Mercure dans différentes longueurs d'onde du visible et du proche-infrarouge et à différentes résolutions spatiales. MDIS est un ensemble de deux caméras : une caméra monochrome avec un champ de vue étroit (*Narrow-Angle Camera*, NAC en anglais) et une caméra multispectrale avec un champ de vue plus large (*Wide-Angle Camera*, WAC en anglais). La table 2.1 dresse un comparatif des caractéristiques techniques des caméras NAC et WAC.

La caméra WAC (voir image de gauche de la Figure 2.3) est constituée d'une lunette astronomique, elle-même composée de quatre éléments optiques, pour une longueur focale de 78 mm, d'un détecteur CCD de 1024 × 1024 pixels placé dans son plan focal image, et d'une roue de douze filtres qui permet de placer un filtre d'une longueur d'onde donnée à la suite de l'autre en face du détecteur. La caméra NAC (voir image de droite de la Figure 2.3) est composée

	NAC	WAC
Longueur focale	550 mm	78 mm
Champ de vue	$1,5^\circ \times 1,5^\circ$	$10,5^\circ \times 10,5^\circ$
Champ de vue d'un pixel à 200 km	5,1 m	35,8 m
Filtres	1	12
Domaine spectral	700-800 nm	395-1040 nm

TABLE 2.1 – Informations essentielles des deux caméras de l'instrument MDIS [Hawkins et al., 2007].

d'un télescope de type Ritchey-Chretien décalé de l'axe optique principal, composé d'un miroir primaire ellipsoïdal et d'un miroir secondaire hyperboloïdal en aluminium recouverts d'or, pour une longueur focale de 550 mm, d'un détecteur CCD (le même que celui de la caméra WAC, ce qui permet de faire des réglages électroniques en simultanément pour les deux caméras) et d'un filtre à bande passante (100 nm centré sur 747 nm). Cette configuration a été préférée à un télescope de type Cassegrain plus classique pour éviter l'obturation centrale causée par le miroir secondaire.

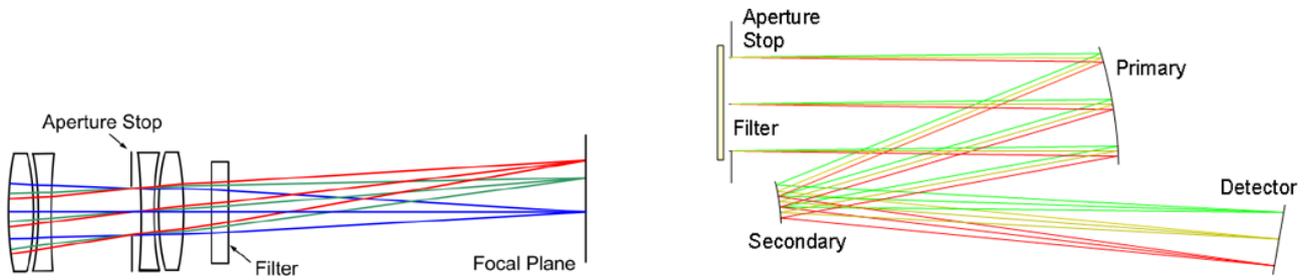


FIGURE 2.3 – Schémas optiques des caméras WAC (gauche) et NAC (droite). Tirés de [Hawkins et al., 2007].

Le tout est monté sur une plateforme pouvant pivoter entre 40° dans la direction du Soleil et 50° dans la direction opposée. Les données sont compressées au sein de la sonde par binning (groupement des données par classe), passage de données 12 bits en données 8 bits et compression sans ou avec perte. Chaque caméra avait un objectif particulier : la caméra NAC, grâce à une meilleure résolution spatiale, pour l'analyse géologique de la surface ; la caméra WAC, grâce à une meilleure couverture spectrale, pour l'analyse de la composition de la surface. La première phase de la mission MESSENGER devait permettre de produire deux cartes monochromes globales (une à incidence quasi nulle, i.e. quasi-nadir, une à incidence modérée, i.e. 55° - 75°) pour avoir une carte globale de la réflectance de la surface de Mercure, une carte stéréo complémentaire hors nadir pour les analyses topographiques et la production d'un modèle d'élévation digital (DEM, pour *Digital Elevation Model*), des images couleur à faible angle d'incidence pour avoir des cartes globales des propriétés spectrales de la surface, et des images couleur à haute résolution spatiale (20-50m/pixel) de régions d'intérêt pour produire des mosaïques d'images à haute résolution.

Les caractéristiques des douze filtres de la caméra WAC sont résumés dans la table 2.2 et sont visibles sur la Figure 2.4. Les différentes longueurs d'onde de ces filtres ont permis d'observer Mercure dans le domaine spectral du visible et du proche-infrarouge, i.e. de 433,2 nm à 1012,6 nm. On remarquera que les bandes passantes de ces filtres sont assez larges, couvrant une gamme spectrale centrée sur une longueur d'onde, ce qui donne une résolution spectrale moins intéressante. C'est pourquoi pour une analyse spectrale plus poussée, on préférera l'instrument

MASCS qui dispose d'une meilleure résolution spectrale, mais en contrepartie d'une résolution spatiale - et donc d'une couverture - plus faibles que MDIS (voir section 1.3.3 et [Izenberg et al., 2014]). On peut aussi noter que les filtres de la roue ne sont pas disposés par ordre croissant de longueur d'onde centrale. L'ordre des filtres de la roue a en effet été choisi pour avoir des bandes passantes complémentaires dans des positions adjacentes (e.g. les filtres F, G et I sont dans des positions rapprochées pour faciliter les opérations de cartographie de la surface en trois couleurs). Le filtre B a une large bande passante (600 nm) pour utilisation dans le système d'imagerie d'étoiles pour la navigation optique.

Filtre	Longueur d'onde (nm)	Bande passante (nm)	# images
A/1	698.8	5.3	49
B/2	700	600.0	40
C/3	479.9	10.1	772
D/4	558.9	5.8	996
E/5	628.8	5.5	770
F/6	433.2	18.1	2300
G/7	748.7	5.1	6163
H/8	947.0	6.2	48
I/9	996.2	14.3	2305
J/10	898.8	5.1	759
K/11	1012.6	33.3	48
L/12	828.4	5.2	992

TABLE 2.2 – Informations essentielles des différents filtres de la caméra MDIS-WAC [Hawkins et al., 2007]. La dernière colonne correspond au nombre d'images disponible dans le quadrangle Shakespeare. Les informations correspondant aux filtres utilisés pour la cartographie sont en gras.

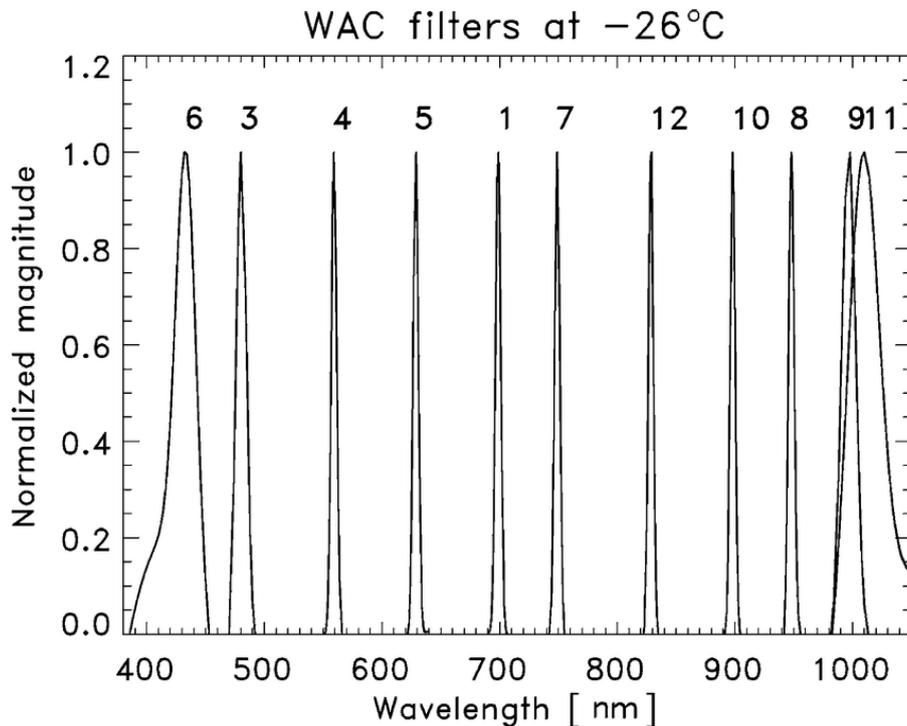


FIGURE 2.4 – Graphique permettant de visualiser les longueurs d'onde centrales et les bandes passantes des filtres de la caméra MDIS-WAC. Les numéros au-dessus de chaque bande passante correspondent aux numéros de filtres de la colonne de gauche de la Table 2.2. Le filtre B/2 n'est pas représenté. Tiré de [Hawkins et al., 2007].

2.3 Données utilisées

Les données utilisées pour la cartographie du quadrangle Shakespeare de Mercure ont été téléchargées sur le site PDS Image Atlas du Jet Propulsion Laboratory : <https://pds-imaging.jpl.nasa.gov/Atlas/>. Le site offre la possibilité d'entre télécharger des images déjà calibrées (CDR, pour *Calibrated Data Record*), des images déjà calibrées auxquelles on a appliqué une correction photométrique (DDR, pour *Derived Data Record*), ou bien les images "brutes" (EDR, pour *Experimental Data Record*) de la caméra WAC de MESSENGER, c'est-à-dire les images non calibrées et sans application d'une correction photométrique. Ce sont ces dernières qui ont été choisies afin d'appliquer une procédure de calibration et de correction photométrique commune et acceptée au sein du projet PLANMAP. Celle-ci reste tout de même basée sur la méthode décrite dans [Denevi et al., 2018] (section 8) pour l'élaboration des produits finaux de l'équipe MESSENGER, et est décrite dans la prochaine section.

Seules les images dont les conditions géométriques ne sont pas trop extrêmes (angle d'incidence $i < 70^\circ$, angle d'émission $e < 70^\circ$) ont été téléchargées. En effet, celles-ci peuvent être problématiques lors de la correction photométrique. De trop grandes différences dans les conditions d'illumination de deux images superposées ne peuvent être corrigées, i.e. les bords des images individuelles sont visibles dans la mosaïque finale (voir le haut de la Figure 1.16). Enfin, seules les images correspondant au quadrangle Shakespeare ($22,5^\circ\text{N} < \text{latitude} < 65^\circ\text{N}$ et $180^\circ\text{E} < \text{longitude} < 270^\circ\text{E}$) ont été sélectionnées.

2.4 Méthodes utilisées

2.4.1 Méthode de construction de la mosaïque d'images

Pour obtenir la mosaïque d'images du quadrangle de Shakespeare, j'ai utilisé la version 3.5.2.0 du logiciel ISIS (Integrated Software for Imagers and Spectrometers) développé et mis à disposition par l'USGS (United States Geological Survey)². Le processus général est décrit ci-après et est résumé sur la Figure 2.5.

Importation au format ISIS 3

Les images PDS (Planetary Data System) sont d'abord importées dans le format utilisé par ISIS (*image.cub*). Les fichiers résultants sont appelés des "cubes", même si ce ne sont pas encore des cubes de données au sens propre du terme, i.e. une image avec une troisième dimension, souvent la longueur d'onde.

Géoreférencement

Les images sont ensuite géoreférencées en utilisant des "SPICE kernels" intégrés au logiciel et on leur applique un modèle de forme. Les "SPICE kernels" contiennent les informations de la sonde spatiale comme sa position, son orientation ou la position du Soleil, et sont indispensables pour extraire la position au sol de la sonde et les données géométriques des images (angles d'incidence, d'émission et de phase, résolution...). Le modèle de forme est un Modèle d'Élévation Digital produit au Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) en Allemagne [Preusker et al., 2017] (voir Figure 2.6). Il a une haute précision verticale (30 m) et une meilleure résolution spatiale (222 mètres par pixel) que le modèle de forme de l'USGS (665 mètres par pixel) précédemment utilisé dans la communauté.

2. Documentation et références : <https://isis.astrogeology.usgs.gov/index.html>; [Torson and Becker, 1997; Gaddis et al., 1997; Anderson et al., 2004]

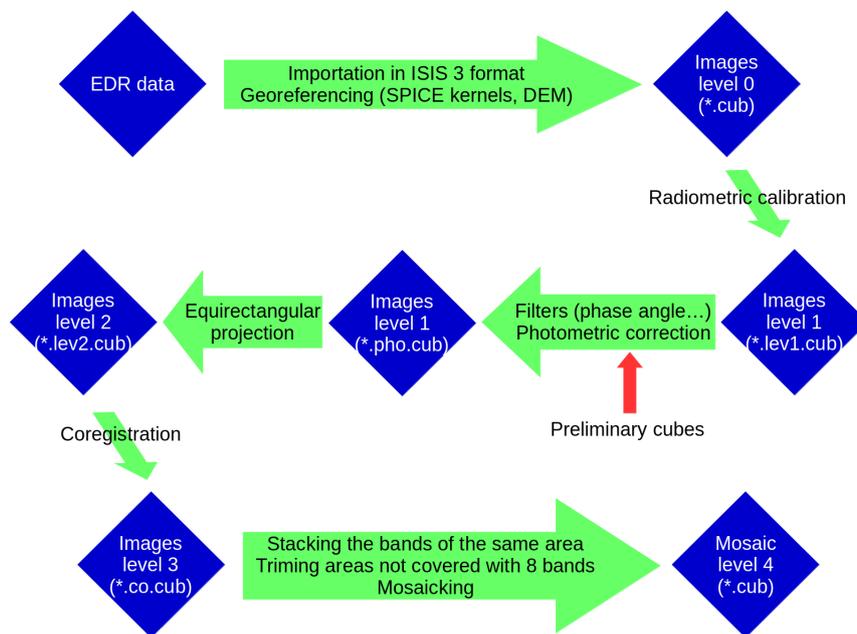


FIGURE 2.5 – Schéma illustrant les différentes étapes du processus permettant d’obtenir une mosaïque d’images grâce au logiciel ISIS.

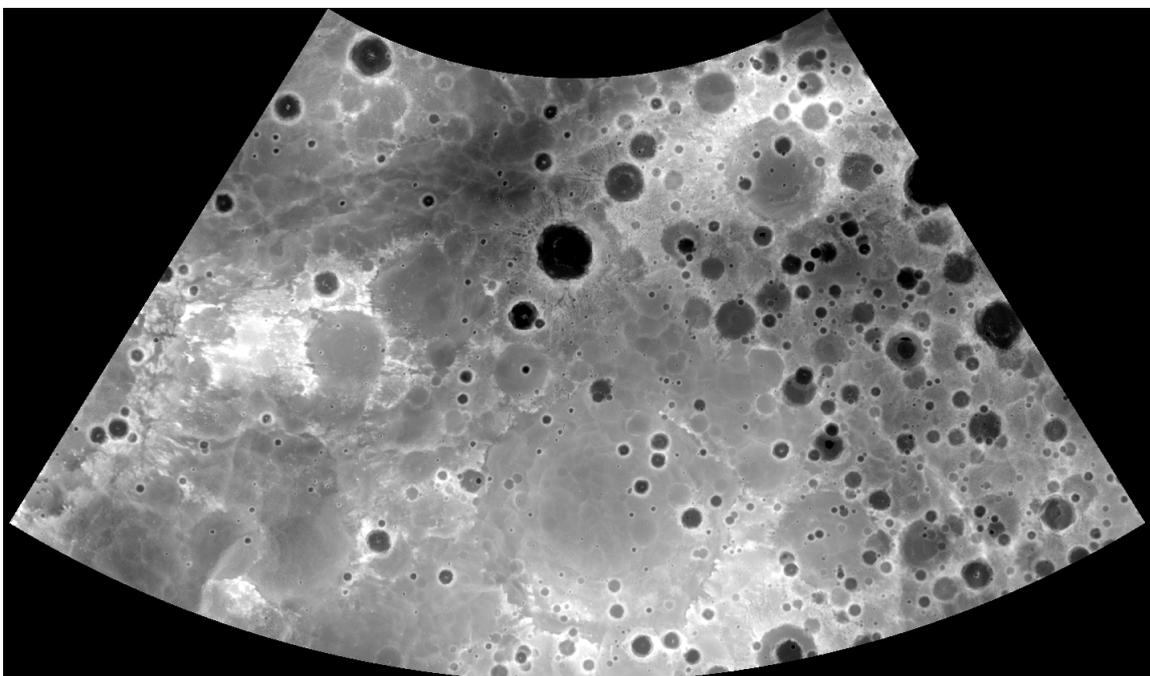


FIGURE 2.6 – Le Modèle d’Élévation Digital utilisé pour géoréférencer les images MDIS du quadrangle Shakespeare. La distance au centre de la planète varie de 2 435 706 m à 2 442 822 m, ce qui correspond à une élévation ($R_{\text{Mercure}} = 2\,439\,400$ m) variant de -3694 m à +3422 m.

Calibration radiométrique

La calibration radiométrique des images inclue de nombreuses corrections dont :

- Le biais b , qui est le bruit électronique du détecteur CCD de l'instrument causé par l'addition de signaux parasites propres au détecteur (e.g. bruit de photons) et de signaux interférants d'origine extérieur ;
- Le courant d'obscurité d (pour *dark current*), courant parasite dont l'origine est l'agitation thermique des électrons. Il est corrigé en utilisant des modèles développés au sol par l'équipe de la sonde MESSENGER ;
- Les problèmes de non-linéarité du détecteur ;
- La trainée S (pour *smear*), qui correspond à un gradient de charge électrique entre le haut et le bas de l'image dû à une exposition lors du processus de lecture de l'image ;
- L'image de la lumière parasite $I(f)$, causée par la diffraction de la lumière incidente sur le détecteur et sa réflexion sur les filtres ;
- L'inclusion d'un facteur de réponse $R(f)$, qui est une mesure de la façon dont la lumière est transmise dans chaque filtre. Ce sont des corrections empiriques aux problèmes de réponse de l'instrument MDIS ;
- Le champ plat normalisé $N(f)$ (pour *normalized flat field*), qui est une mesure d'une source très lumineuse et uniforme. Cette correction remédie aux défauts de fabrication du détecteur CCD et aux éventuels polluants extérieurs qui s'y seraient déposés.

L'ensemble des corrections appliquées à l'image $A(f)$ prise dans le filtre f est résumé dans la formule ci-dessous :

$$L(f) = \frac{(A(f) - S - b)/t_{exp} - d - I(f)}{R(f) N(f)} \quad (2.1)$$

où $L(f)$ est la radiance calibrée en $\text{W}^{-2} \cdot \text{nm}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ et t_{exp} le temps d'exposition.

La radiance calibrée est aussi convertie en facteur de radiance $RADF$, plus communément noté I/F , suivant la formule :

$$I/F(f) = \frac{L(f) \times \pi}{F(f)} \left(\frac{D}{1 \text{ UA}} \right)^2 \quad (2.2)$$

où $L(f)$ est la radiance calibrée calculée pour le filtre f , D est la distance au Soleil en km, $1 \text{ UA} = 149\,597\,870,691 \text{ km}$, et $F(f)$ est l'irradiance solaire effective moyenne, échantillonnée sous la bande passante du filtre.

La notation I/F est aussi appelée facteur de radiance, quantité adimensionnée définie comme le rapport entre la réflectance bidirectionnelle d'une surface et la réflectance d'une surface qui diffuse la lumière de manière parfaite (surface lambertienne) éclairée en incidence normale.

Réduction de la taille du jeu de données

Pour le produit final, seuls 8 des 12 filtres de la caméra MDIS-WAC ont été utilisés. En effet, les filtres A (698.8 nm), B (700.0 nm), H (947.0 nm) et K (1012.6 nm) ne disposent pas de suffisamment d'images pour couvrir tout le quadrangle Shakespeare. De plus, le filtre B est réservé à la navigation optique.

De plus, la redondance du jeu de données a été réduite pour améliorer le temps de traitement des prochaines étapes de construction de la mosaïque. En effet, malgré ce qui précède, certaines parties de la mosaïque sont couvertes jusqu'à quatorze fois par une image du même filtre, comme on peut le constater sur la Figure 2.7. Pour remédier à ce problème, les images ont tout d'abord été ordonnées par résolution spatiale croissante. Ensuite, on s'intéresse à l'empreinte au sol de chaque image : si l'empreinte au sol d'une image est superposée à plus de 90% de l'ensemble des empreintes au sol déjà considérées, alors cette image n'est pas conservée pour construire la mosaïque finale. La valeur seuil de 90% a été trouvée empiriquement pour avoir une redondance d'images minimale tout en gardant une couverture de données maximale.

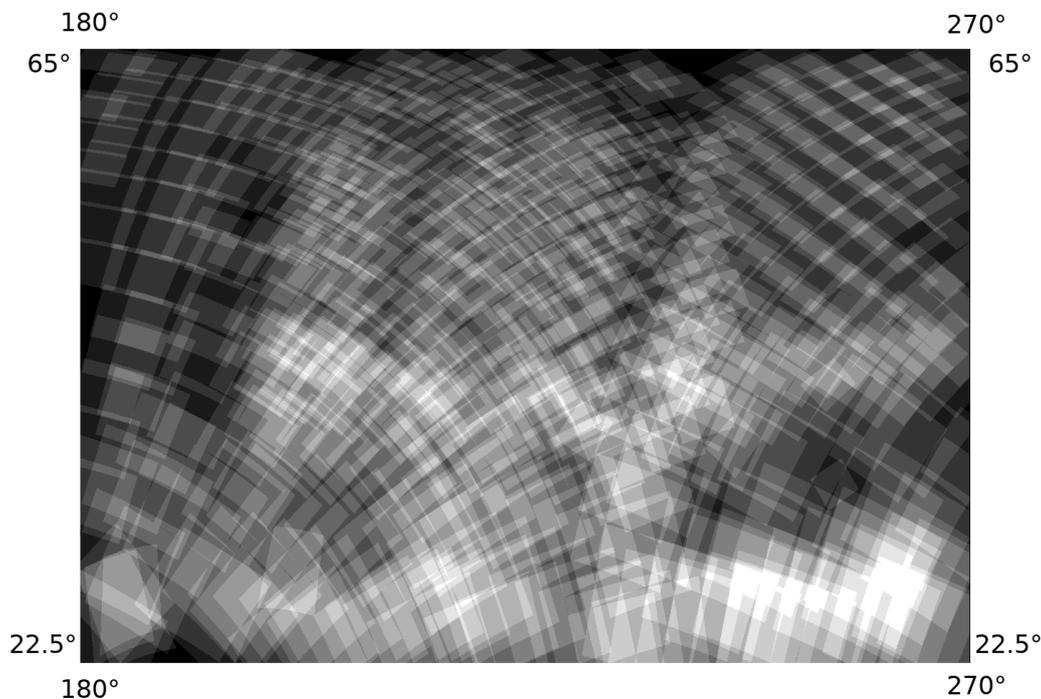


FIGURE 2.7 – Image en projection équirectangulaire illustrant la redondance des images MDIS-WAC utilisées pour la cartographie du quadrangle Shakespeare. Un pixel noir représente une redondance nulle (pas d'image disponible), tandis qu'un pixel blanc dénote une redondance de 14 (quatorze images disponibles).

Au final, le nombre de cubes utilisés pour construire la mosaïque d'images passe de 759 à 499, ce qui permet de diviser le temps total des prochaines étapes par 1,5.

Correction photométrique

Le modèle de correction photométrique utilisé pour la cartographie est le modèle de Kaasailanen-Shkuratov [Kaasalainen et al., 2001; Shkuratov and Helfenstein, 2001]. Chaque image pour laquelle le modèle a été appliqué est normalisée à des conditions géométriques cou-

ramment utilisées en laboratoire, i.e. angle d'incidence $i = 30^\circ$, angle d'émission $e = 0^\circ$ et angle de phase $\alpha = 30^\circ$. Ainsi, pour chaque pixel de chaque image, on a :

$$I/F_{\text{norm}} = \frac{I/F}{\text{KS}_3(i, e, \alpha)} \times \text{KS}_3(i = 30^\circ, e = 0^\circ, \alpha = 30^\circ) \quad (2.3)$$

où :

$$\text{KS}_3(i, e, \alpha) = A_N e^{-\alpha\mu} \left[c_1 \left(\frac{2 \cos i}{\cos i + \cos e} \right) + (1 - c_1) \cos i \right] \quad (2.4)$$

avec i l'angle d'incidence **local**, e l'angle d'émission **local**, α l'angle de phase, A_N l'albédo normal, μ le paramètre de la fonction de phase et c_1 le paramètre de la fonction de disque. Comme décrit dans [Domingue et al., 2016] et rappeler dans la section 1.5.2, le modèle de Kaasalainen-Shkuratov produit une meilleure correction photométrique que le modèle de Hapke [Hapke, 1981; Hapke et al., 2012; Domingue et al., 2015], en particulier pour les jointures entre deux images de conditions d'illumination différentes.

Projection

Projeter une image signifie transformer les latitudes et les longitudes de chaque pixel de l'image de la surface en positions sur un plan. Deux projections ont été considérées : une projection équirectangulaire, aussi appelée projection cylindrique équidistante, pour avoir la possibilité de comparer avec les mosaïques produites par l'équipe MESSENGER. Le carte a alors une forme rectangulaire ; et une projection conique conforme de Lambert qui est la projection conventionnelle pour les latitudes moyennes. Dans cette projection, les méridiens sont des droites concourantes, et les parallèles des arcs de cercle centrés sur le point de convergence des méridiens.

Lors de la projection, la résolution spatiale a été imposée à 450 mètres par pixel pour deux raisons : pour rester cohérent avec la résolution adoptée pour la cartographie couleur d'autres quadrangles de Mercure (voir par exemple [Zambon et al., 2017] pour les quadrangles Victoria et Hokusai), et parce que c'est une valeur proche de la résolution spatiale moyenne des images utilisées pour produire la mosaïque (Figure 2.8).

Coregistration

L'acquisition des images de Mercure par la sonde MESSENGER n'était pas instantanée, mais se faisait sur un intervalle de temps. Le temps d'exposition était certes court pour une seule image (quelques secondes), mais il devient non négligeable lorsque l'on met bout à bout les 12 acquisitions d'une même zone de la surface correspondant aux 12 filtres de la caméra MDIS. Des effets géométriques de translation et de torsion de l'image dûs au mouvement de la sonde pendant l'acquisition doivent donc être corrigés. C'est l'étape de coregistration. La Figure 2.9 illustre le principe de la coregistration d'images.

ISIS permet de coregistrer des images soit en appliquant une simple translation à l'image, soit en appliquant une combinaison de translation suivant les lignes et les colonnes de l'image. La partie commune des deux méthodes est l'utilisation d'une image de référence par rapport à laquelle la ou les autres image(s) du même cube sont translattées. Le choix entre l'une ou l'autre des méthodes de coregistration se fait en comparant les géométries internes de l'image de référence et de l'image à coregistrer. Si les deux géométries sont proches, alors une simple

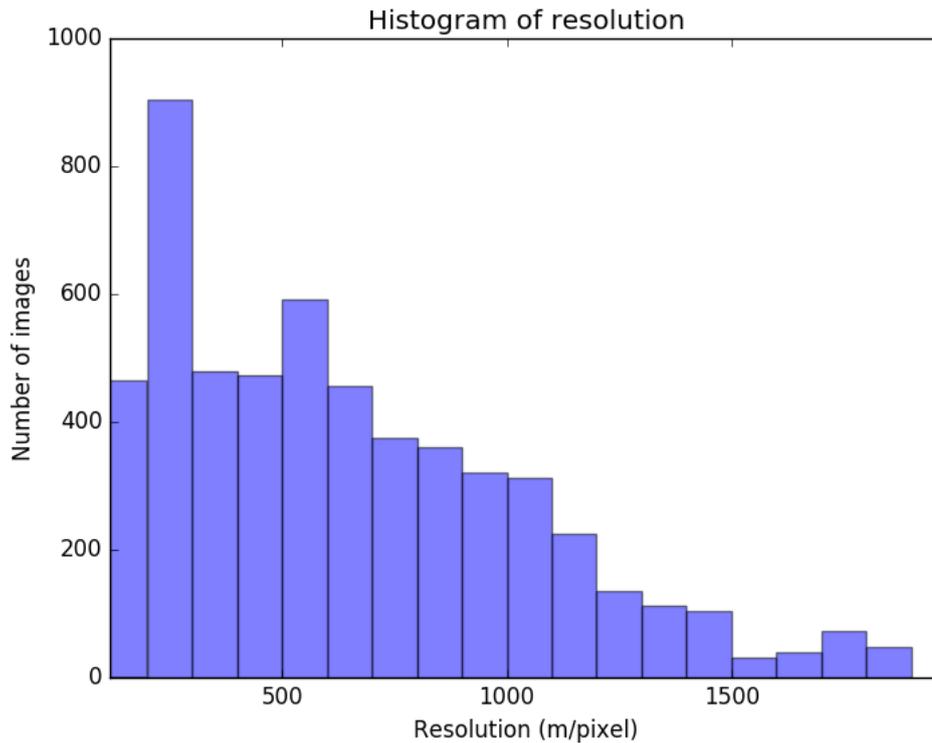


FIGURE 2.8 – Histogramme de la résolution spatiale des images MDIS-WAC dans le quadrangle Shakespeare

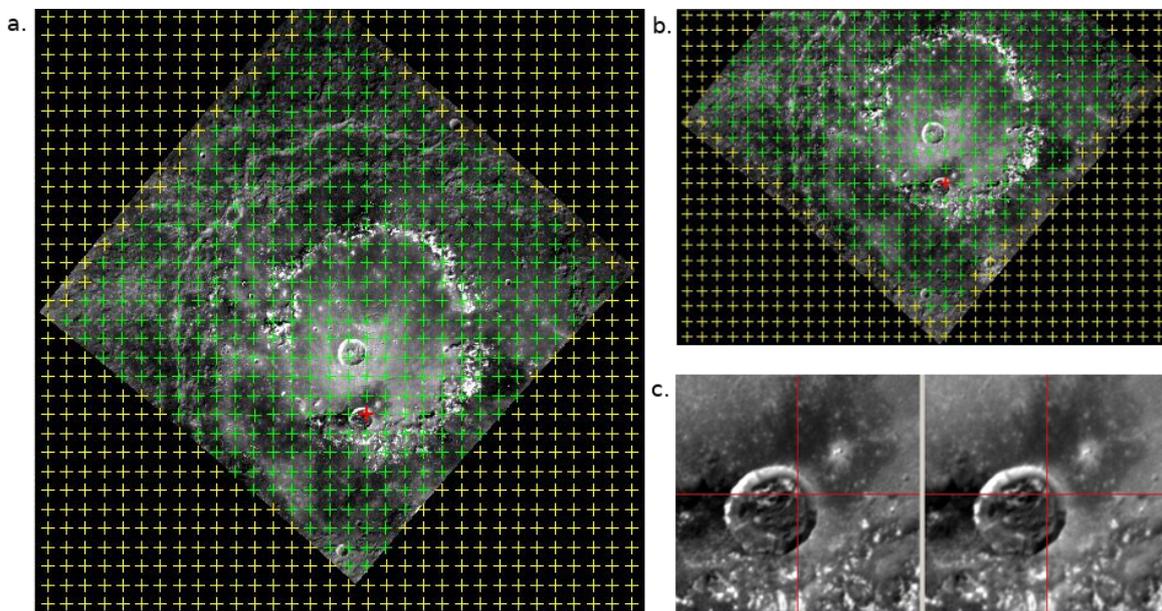


FIGURE 2.9 – Illustration du principe de la coregistration. **a.** L'image à coregistrer est divisée en sous-ensembles appelés "fragments de modèle" (chaque croix est le point commun des quatre sommets des fragments de modèle adjacents). **b.** De la même manière, on divise l'image de référence en sous-ensemble nommés "fragments de recherche" (chaque croix est le point commun des quatre sommets des fragments de recherche adjacents). **c.** Les fragments de modèle (gauche) et de recherche (droite) sont comparés en calculant leur coefficient de corrélation.

translation suffit ; sinon, la deuxième méthode est nécessaire. Pour la cartographie du quadrangle Shakespeare de Mercure, c'est la deuxième option qui a été retenue.

D'un point de vue plus technique, le processus de comparaison utilise deux sous-ensembles :

- ★ Un sous-ensemble de l'image de référence, appelé "fragment de recherche" (*search chip* en anglais)
- ★ Un sous-ensemble de l'image à coregistrer, nommé "fragment de modèle" (*pattern chip* en anglais)

Le fragment de modèle parcourt le fragment de recherche pour trouver une correspondance entre les deux images. Ceci implique que les dimensions du fragment de recherche doivent être plus grandes que les dimensions du fragment de modèle. ISIS propose deux algorithmes pour le processus de comparaison : l'un maximise le coefficient de corrélation entre les deux sous-ensembles définis ci-dessus, l'autre minimise la différence entre les pixels d'un sous-ensemble par rapport à l'autre. C'est le premier algorithme qui a été utilisé et qui va être décrit plus en détails. Pour plus d'informations sur la deuxième méthode, le lecteur est renvoyé à la documentation en ligne de ISIS.

L'algorithme utilisé pour la coregistration des images MDIS calcule le coefficient de corrélation R entre le fragment de modèle et une sous-région du fragment de recherche (équation (2.5)). Cette sous-région doit avoir les mêmes dimensions que le fragment de modèle pour pouvoir faire une comparaison pixel par pixel.

$$R = \frac{cov(FM, SR)}{Var(FM) \times Var(SR)} \quad (2.5)$$

où $-1 < R < 1$, $cov(FC, SR)$ est la covariance entre le fragment de modèle (FM) et la sous-région (SR) du fragment de recherche, $Var(PC)$ la variance du fragment de modèle et $Var(SR)$ la variance de la sous-région. La qualité de l'ajustement GOF (pour *goodness-of-fit* en anglais) est ensuite déduite en prenant la valeur absolue du coefficient de corrélation : $GOF = |R|$. La tolérance (i.e. la valeur seuil de la qualité de l'ajustement) du processus de comparaison a été fixée à 0,8, ce qui signifie que tous les tests pour lesquels $GOF > 0.8$ sont positifs.

Quand le fragment de modèle coïncide avec la sous-région du fragment de recherche (i.e. quand la qualité de l'ajustement est maximale), l'image est ensuite déplacée par rapport à l'image de référence pour reproduire la coregistration. Cependant, le décalage appliqué à l'image peut être si important que le résultat du processus de comparaison peut être remis en question. Pour éviter ce problème, une distance de décalage maximale acceptable est définie dans le processus. La valeur recommandée est égale à 0,75, c'est-à-dire que la coregistration ne sera pas effectuée si la nouvelle position d'un pixel est distante de plus de 0,75 fois de sa position initiale (précision sous-pixel).

Construction de la mosaïque

Pour construire la mosaïque d'images, il faut d'abord produire tous les cubes en emplissant les 8 images d'un même partie de la surface prises avec les différents filtres de la caméra MDIS. Ensuite, on supprime les bords des cubes qui n'ont pas 8 filtres superposés. Enfin, on peut assembler les cubes entre eux.

Lissage des valeurs aberrantes

Une étape supplémentaire a été de remplacer les pixels avec des valeurs aberrantes (e.g. valeurs négatives ou supérieures à 1). Ces valeurs aberrantes sont gênantes pour faire une classification de la mosaïque (à cause de leur grand écart par rapport à la moyenne de la distribution, elles constituent souvent une classe à part entière, voir la section 2.5.3 pour plus de précision) et ont pour principale origine l'étape de correction photométrique. En effet, la correction photométrique utilisée ici prend en entrée les angles (d'incidence, d'émission et de phase) locaux qui peuvent être $> 90^\circ$ ou proches de 0° . Les valeurs des cosinus peuvent donc être négatives ou proches de 1, ce qui implique des valeurs de I/F négatives ou $\gg 1$. Ces cas de figure se présentent quand la topographie de la surface change brutalement, comme pour les cratères.

Pour cela, plusieurs droites de Henry (méthode graphique qui permet d'ajuster une distribution gaussienne à une distribution d'une série d'observations) ont été tracées pour vérifier s'il est justifié de considérer que chacune des 8 couches de la mosaïque d'images peut être assimilée à une distribution normale. Dans ce type de graphique, une distribution normale (ou quasi-normale) se manifeste par une droite linéaire dont on peut aisément déduire la moyenne et l'écart type de ladite distribution. La Figure 2.10 montre un exemple de droite de Henry obtenue, les autres cas étant très similaires.

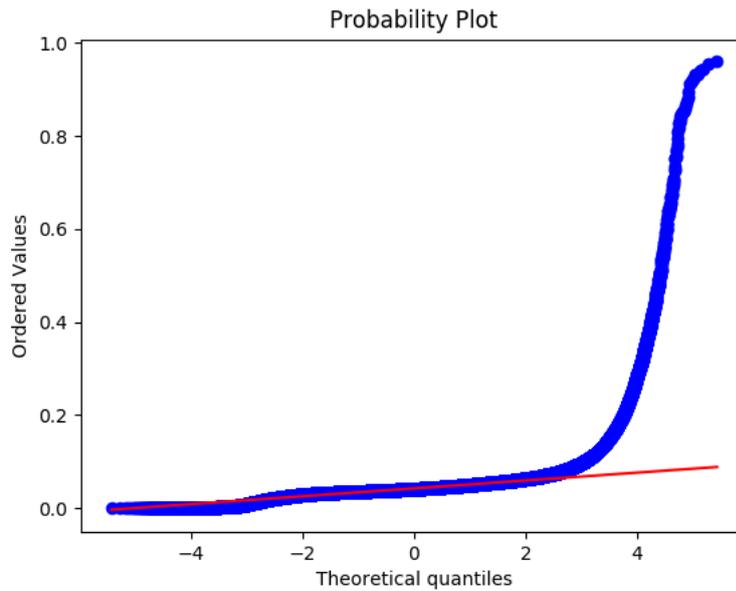


FIGURE 2.10 – Droite de Henry pour le filtre F (433.2 nm) du quadrangle Shakespeare.

L'axe des abscisses représente les quantiles théoriques (*theoretical quantiles* en anglais), aussi appelés cote Z. Celle-ci correspond au nombre d'écart type qui séparent un point de la moyenne de la distribution dont il fait partie. Par définition :

$$\text{CoteZ} = \frac{x - \mu}{\sigma} \quad (2.6)$$

où x est la valeur du pixel, μ la moyenne de la distribution et σ son écart type.

Cependant, utiliser la cote Z peut être problématique, car la moyenne et l'écart type d'une distribution sont influencés par les valeurs aberrantes [Rousseuw and Hubert, 2018]. Une

définition plus robuste (i.e. moins dépendantes des valeurs aberrantes) de la cote Z résout le problème en considérant la médiane de la distribution au lieu de la moyenne :

$$\text{CoteZ}' = \frac{0.6745(x - \bar{x})}{\text{MAD}} \quad (2.7)$$

où x est la valeur du pixel, \bar{x} la médiane de la distribution, et MAD la variation médiane absolue définie par :

$$\text{MAD} = \overline{|x - \bar{x}|} \quad (2.8)$$

La droite de Henry montre clairement que la distribution des valeurs de réflectance pour le filtre F ne peut pas être assimilée à une distribution normale pour une cote $Z > 3,5$. En effet, la distribution n'est linéaire que pour $\text{CoteZ}' < 3,5$. Cette déviation à une distribution normale est caractérisée par une aile droite dans la distribution de données, ce qui la rend asymétrique. Pour corriger cette asymétrie, on calcule dans un premier temps la médiane de la distribution pour la diviser en deux parties de même cardinal. Ces deux sous-distributions sont ensuite traitées comme des distributions normales indépendantes : la cote Z est calculée pour chaque sous-distribution et les pixels pour lesquels $\text{CoteZ}' > 3,5$ et ceux dont les valeurs de réflectance sont < 0 sont attribués à des valeurs aberrantes.

Les deux sous-distributions sont ensuite recollées, et chaque valeur aberrante est remplacée par la moyenne des pixels adjacents. Plusieurs ordres de pixels adjacents ont été testés : l'ordre 1 correspond aux premiers pixels adjacents (plus proches voisins), l'ordre 2 aux deux premiers pixels adjacents, etc. L'ordre 1 semble être le meilleur choix. En utilisant l'ordre 1, peu de pixels (au plus huit) sont pris en compte pour la moyenne, tandis qu'en utilisant l'ordre 2 ou plus, le nombre de pixels pris en compte est plus raisonnable (e.g. quarante-huit pixels pour l'ordre 3). Cependant, avec deux pixels adjacents ou plus, les pixels adjacents les plus à l'extérieur peuvent concerner des terrains de nature complètement différente de celles du pixel de la valeur aberrante. Par exemple, pour l'ordre 2, les pixels les plus distants sont à $2 \times 450 = 900$ m du centre du pixel de la valeur aberrante. Comme les pixels de valeurs aberrantes correspondent habituellement à des terrains très brillants comme les fonds ou les flancs de certains cratères, ou très sombres comme les ombres de cratères, une telle échelle de taille peut conduire à inclure des pixels avec des valeurs complètement différentes (e.g. des valeurs en dehors du cratère), en attribuant ainsi une nouvelle valeur biaisée à la valeur aberrante. La Figure 2.11 montre un exemple de la correction apportée à une zone contenant des valeurs aberrantes.

Le cube de données est ainsi prêt à être analysé. C'est l'objet de la sous-section suivante.

2.4.2 Méthodes d'analyse

Une fois la mosaïque d'images construite et traitée des valeurs aberrantes, je l'ai analysé par différentes méthodes, supervisée ou non. J'ai commencé par une méthode d'analyse supervisée, c'est-à-dire qui fait intervenir un choix extérieur et donc subjectif, pour avoir une vue d'ensemble des propriétés spectrales des terrains du quadrangle Shakespeare : leur intervalle de valeurs et leur répartition notamment. Il s'agit de la méthode de seuillage des paramètres spectraux. Ensuite, j'ai considéré deux méthodes d'analyse non supervisées. L'Analyse en Composantes Principales (ACP) et le partitionnement en k -moyennes. Cela m'a permis dans un cas de réduire le nombre de variables (huit, pour les huit couches du cube de données), et dans le second cas de combiner les données de manière optimisée pour identifier des terrains caractérisés par des propriétés spectrales similaires. Ces méthodes, décrites plus en détail dans les paragraphes qui suivent, ont été appliquées grâce au logiciel ENVI[®].

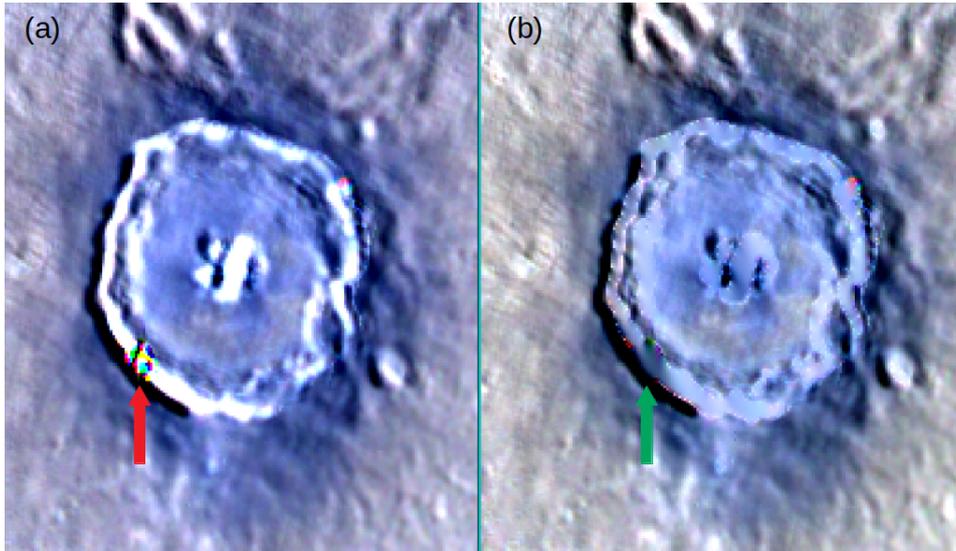


FIGURE 2.11 – (a) Avant le lissage : le flanc de Degas (37.1°N , -127.2°W) contient des valeurs aberrantes (flèche rouge), i.e. des valeurs de réflectance très élevées, parfois > 1 ; (b) Après le lissage : les pixels ont maintenant des valeurs plus en accord avec les valeurs des pixels voisins (flèche verte).

Analyse en Composantes Principales

L'Analyse en Composante Principale (ACP) est une méthode d'analyse statistique visant à convertir un jeu de données faisant intervenir des paramètres corrélés en un jeu de données impliquant des variables non corrélées appelées Composantes Principales (PCs). L'ACP permet d'obtenir le nombre minimal de paramètres pertinents permettant d'étudier les propriétés spectrales de notre jeu de données.

Il existe différents types d'ACP. Les deux principales utilisent une matrice de covariance pour la première, et une matrice de corrélation pour la deuxième. La matrice de corrélation est utilisée si les variances des variables individuelles diffèrent de manière importante ou si ces variables sont exprimées dans des unités différentes. En effet, la corrélation est une quantité adimensionnée (voir équation 2.5) et qui n'est pas affectée par un changement d'échelle au sein des valeurs de l'une ou l'autre des variables, alors que la covariance est une quantité dont l'unité dépend du produit des unités des variables et qui dépend d'un changement d'échelle des valeurs. De plus, quand la corrélation ne peut varier qu'entre -1 et 1 , la covariance peut prendre des valeurs entre $-\infty$ et $+\infty$. Dans notre cas, les variables sont de la même grandeur physique (réflectance) et ont la même unité de mesure (quantité adimensionnée), le choix de l'ACP à utiliser pour nos analyses s'est donc naturellement porté sur celle qui fait usage de la matrice de covariance.

Le procédé général est le même pour l'une ou l'autre des méthodes. Tout d'abord, on construit avec nos données une matrice initiale X de dimensions $N \times M$, où N est le nombre de variables (dans notre cas huit, correspondant aux huit valeurs en réflectance d'un pixel d'une image) et M le nombre de valeurs par variable. Puis, à chaque valeur X_i d'une variable, on soustrait la moyenne des valeurs de cette variable μ_{X_i} pour réduire l'erreur quadratique moyenne et avoir des valeurs \tilde{X}_i de moyenne nulle : $\tilde{X}_i = X_i - \mu_{X_i}$. On calcule ensuite la matrice de covariance associée à la matrice corrigée \tilde{X} :

$$\text{cov}(\tilde{X}) = \frac{1}{N-1} \tilde{X} \tilde{X}^T \quad (2.9)$$

On trouve l'ensemble des valeurs propres $\lambda_i > 0$ associées aux vecteurs propres v_i de la matrice de covariance (ou la matrice de corrélation). Comme $i \in [1, N]$, il y a autant de valeurs et vecteurs propres que de variables, i.e. que de lignes dans X . Ainsi, on peut construire la matrice de projection X_{proj} à partir des vecteurs propres organisés par valeurs propres décroissantes (la première composante principale aura donc la plus grande variance, la deuxième composante principale la deuxième plus grande variance, et ainsi de suite) :

$$X_{proj} = \begin{bmatrix} v_1 \\ \vdots \\ v_N \end{bmatrix} \quad (2.10)$$

Cette matrice de projection est exclusive au jeu de données contenu dans la matrice initiale X dans le sens où une modification de cette dernière peut également avoir un impact fort sur X_{proj} . Finalement, on effectue la projection $X \times X_{proj}$ pour obtenir la matrice des composantes principales Y :

$$Y = X X_{proj} = \begin{bmatrix} PC1 \\ \vdots \\ PCN \end{bmatrix} \quad (2.11)$$

Ainsi, on est passé dans un nouveau sous-espace des variables conservées permettant de s'affranchir des informations redondantes [Richards, 2013]. En effet, la matrice Y issue de la projection a pour l'instant les mêmes dimensions que X , celle-ci ayant simplement subi une rotation. La dernière étape consiste à réduire le nombre de vecteurs propres conservés, i.e. le nombre de paramètres (composantes principales) maximal avec lesquels il est possible de travailler. Le critère déterminant de ce choix est basé sur la "conservation de variance" : pour que la réduction de données conserve un sens, la majorité de l'échantillon doit pouvoir être expliquée par les vecteurs propres conservés. Sachant que les valeurs propres λ_i correspondent aux variances $\sigma_{Y_i}^2$, en faisant le rapport de la somme de toutes les variances sur la somme des variances conservées, on peut déterminer si les vecteurs propres que l'on a choisi de conserver décrivent bien la majorité du jeu de données. Pour cela, le rapport doit être le plus grand possible. Dans notre cas, en conservant les vecteurs propres v_1 et v_2 et leurs composantes principales associées PC1 et PC2, 98,6% de la variance totale du jeu de données est conservée, donc les conditions de conservation de la variance sont nettement satisfaites.

Cette méthode a été utilisée à plusieurs reprises [Robinson et al., 2008; Denevi et al., 2009; Peplowski and Stockstill-Cahill, 2018] pour identifier des terrains particuliers de Mercure. Le dernier cas d'utilisation de la PCA (voir Figure 2.12) est particulièrement intéressant, car il a permis de redéfinir de manière plus rigoureuse les terrains géochimiques (voir section 1.5.3).

Définition des paramètres spectraux utilisés

Dans un premier temps, j'ai sélectionné divers paramètres spectraux fournissant des informations complémentaires sur la nature des terrains qui couvrent le quadrangle Shakespeare : la réflectance à 749 nm, plusieurs ratios de réflectance (e.g. 996 nm / 433 nm), des pentes spectrales et la courbure spectrale observée autour de 600 nm. Ces paramètres spectraux ont, pour la plupart, été sélectionnés sur la base de précédentes études de Mercure (e.g. [Murchie et al., 2015]) ou d'autres corps sans atmosphère (e.g. la Lune [Lucey et al., 1995]).

La réflectance à 749 nm et la PC1 (*Principal Component 1*, Composante Principale 1 en anglais, cf. paragraphe précédent) permettent de distinguer les variations d'albédo de la surface

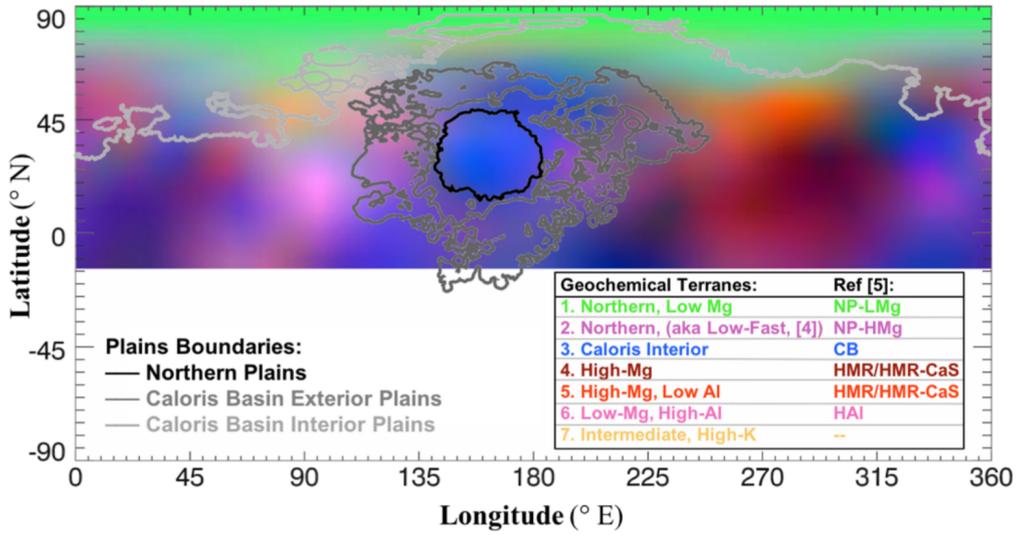


FIGURE 2.12 – Carte RVB des terrains géochimiques obtenues par ACP. Le rouge, décrit par PC2, correspond à des terrains riches en magnésium et pauvres en aluminium ; le vert, retracé par PC1, coïncide avec des terrains riches en potassium et pauvres en magnésium et aluminium ; le bleu, représentant PC4, montre les terrains riches en aluminium et pauvres en magnésium. Tiré de [Peplowski and Stockstill-Cahill, 2018].

dans le quadrangle Shakespeare. La PC2 et le ratio $996 \text{ nm} / 433 \text{ nm}$ sont reliés aux variations de la pente spectrale globale (entre 433 et 996 nm). Par exemple, le ratio R de deux bandes de la mosaïque respectivement de réflectance R_1 à $\lambda_1 \text{ nm}$ et R_2 à $\lambda_2 \text{ nm}$ est lié à la pente spectrale S par :

$$R = \frac{R_2}{R_1} = 1 + \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{R_1} S \quad (2.12)$$

Il est essentiel de noter ici que la relation entre ratio de réflectance et pente spectrale entre les deux longueurs d'onde correspondante n'est pas une simple relation linéaire, car R_1 intervient aussi dans le membre de droite. Ainsi, pour une même pente spectrale, un terrain dont le niveau de réflectance global est plus élevé aura un ratio plus faible. Les ratios de réflectance sont donc particulièrement utiles pour mettre en évidence les matériaux de la surface les plus spectralement "bleus" et les plus brillants, donc les plus frais comme les éjectas d'impact ou les raies, ce qui n'est pas possible uniquement avec la pente spectrale (voir section 1.5.1 et Figure 2.13).

Dans leurs travaux, [Vilas et al., 2016; Lucchetti et al., 2018] ont montré qu'il est possible de détecter une faible et large bande d'absorption autour de 600 nm dans le fond de certains cratères d'impact contenant des hollows, ces derniers contenant du matériel très peu altéré ("frais") [Blewett et al., 2011]. Cette bande d'absorption est potentiellement associée à du matériel présent dans les régions les plus sombres de Mercure, i.e. celles associées au LRM. Dans cette optique, [Klima et al., 2018] a repris un paramètre calculant la courbure spectrale autour 600 nm introduit par [Murchie et al., 2015] afin de détecter le LRM à la surface de Mercure et l'a réadapté de la façon suivante :

$$SC_{600} = 1 - \frac{(R_{559} + R_{629} + R_{749} + R_{828})/4}{(R_{899} + R_{479})/2} \quad (2.13)$$

où SC_{600} est la courbure spectrale du spectre autour de 600 nm et R_λ la réflectance à la

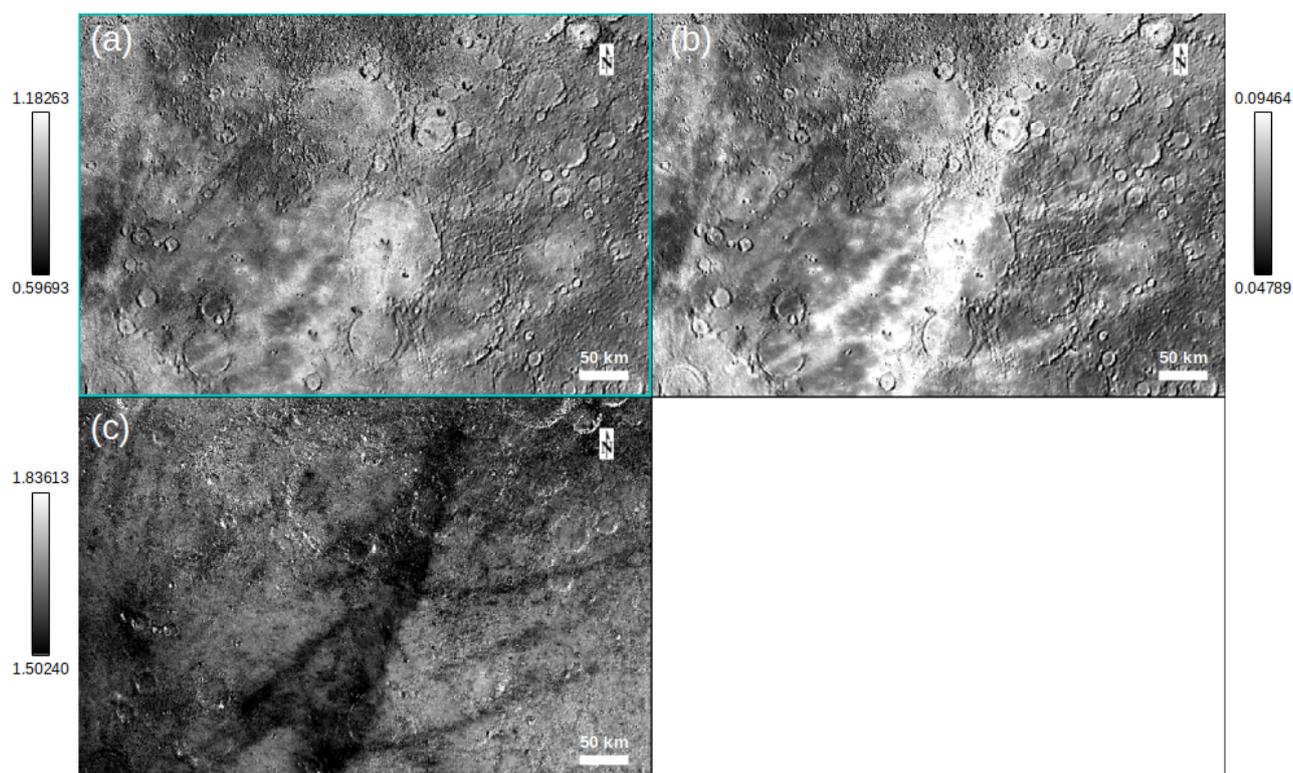


FIGURE 2.13 – Trois cartes de divers paramètres spectraux au niveau de la partie Nord de l'éjecta principal provenant du cratère Hokusai (centrées autour de $44,2^{\circ}\text{N}$, $-116,4^{\circ}\text{W}$). **(a)** Pente spectrale dans le visible ($0.43\text{-}0.75\ \mu\text{m}$) ; **(b)** Réflectance à $749\ \text{nm}$; **(c)** Ratio de réflectance $749\ \text{nm}/433\ \text{nm}$.

Sur la carte de pente spectrale, l'éjecta est assez peu identifiable : il a une pente spectrale dans le visible proche de celle des terrains environnants. En revanche, sur la carte du ratio de réflectance, on peut nettement mieux distinguer l'éjecta, ce paramètre spectral tenant compte de la plus haute réflectance de l'éjecta par rapport aux terrains alentours, en plus de la pente spectrale.

longueur d'onde λ .

Seuillage des paramètres spectraux

Le seuillage des paramètres spectraux est une méthode certes supervisée, mais qui a eu son importance dans un premier temps pour les premières analyses de la mosaïque d'images.

Un seuillage se déroule comme suit : pour chaque paramètre spectral, on affiche progressivement les pixels en partant de sa valeur minimale jusqu'à ce qu'un terrain soit clairement apparu et qu'un autre commence à être révélé. La limite définit ainsi la valeur seuil (maximale) de la première unité spectrale pour le paramètre considéré. On procède ainsi jusqu'à atteindre la valeur maximale du paramètre spectral. Les terrains qui n'ont pas pu être séparé par la méthode du seuillage ont été rassemblés dans une unique région étendue appelée "Autre". Elle peut être considérée comme une région intermédiaire, i.e. qui a des propriétés spectrales dans la moyenne du quadrangle pour le paramètre spectral considéré.

NB : il est important de bien comprendre que, bien qu'elle soit subjective, cette méthode permet d'identifier des unités spectrales à grande échelle, c'est-à-dire à l'échelle de tout le quadrangle Shakespeare. On verra dans les paragraphes suivants que les autres méthodes d'analyse ne permettent pas forcément de réaliser ce genre d'analyse à grande échelle.

Combinaison de couleurs

J'ai combiné plusieurs paramètres spectraux au sein d'une même carte en considérant des cartes en fausses couleurs RVB (Rouge - Vert - Bleu). Le but a été de trouver les bonnes combinaisons de paramètres spectraux pour révéler et réhausser les différences de composition de la surface de Mercure. De cette manière, il est plus facile d'identifier des régions d'intérêt et de faire une analyse ou une classification plus fine.

Deux cartes RVB sont couramment employées dans la littérature dans le cas de Mercure [Blewett et al., 2009; Denevi et al., 2009; Robinson et al., 2008] : la première combine les réflectances à 996 nm, 749 nm et 433 nm, respectivement dans les canaux rouge, vert et bleu ; la deuxième inclut les deux premières composantes principales (PC1 et PC2) et le ratio de réflectance 433 nm/996 nm. Sur la première carte, seule la réflectance peut être directement visualisée. Cependant, comme il a été montré lors de la présentation des paramètres spectraux, la pente spectrale est aussi fondamentale pour mieux contraindre la lithologie de la surface. Pour avoir un accès à la distribution de la pente spectrale dans le quadrangle, il est utile de considérer un ratio de réflectance (e.g. 996 nm/433 nm).

J'ai aussi recherché la potentielle signature spectrale de la surface de Mercure dans le domaine du visible, i.e. la courbure spectrale autour de 600 nm. Pour cela, j'ai considéré le paramètre spectral SC_{600} (équation 2.13) pour voir s'il existe des régions où la courbure spectrale est significative. Comme dans les travaux de [Pieters et al., 1994] pour la cartographie de l'abondance de fer sur la Lune, j'ai décidé d'utiliser l'inverse de SC_{600} pour être plus sensible à cette faible courbure.

Pour finir, j'ai défini une carte RVB similaire à celle utilisant PC2 et PC1 for les canaux rouge et vert, respectivement, mais avec la courbure spectrale autour de 600 nm pour le canal bleu.

Partitionnement en k-moyennes

Le partitionnement en k-moyennes est une des nombreuses méthodes de partitionnement de données, qui ont pour but de regrouper des points de données dans des groupes similaires et ont des applications multiples, comme la reconnaissance de formes, la quantification vectorielle, l'analyse de données ou la découverte de connaissances. Contrairement à l'ACP, il ne s'agit donc ni d'une méthode statistique, ni une méthode de réduction de données. Un problème de partitionnement de données peut être présenté de la façon suivante : pour un ensemble de points (x_1, x_2, \dots, x_n) dans un espace d -dimensionnel \mathbb{R}_d , on souhaite partitionner ces n points en k ensembles (S_1, S_2, \dots, S_k) $k \leq n$ dans \mathbb{R}_d tel que la distance euclidienne carrée de chaque point au centre de partition le plus proche soit minimal. La distance euclidienne carrée SSE (pour *Sum of Squared Euclidian distance*) entre un point et un centre de partition peut s'écrire :

$$SSE = \sum_{j=1}^k \sum_{i=1}^{n_j} \|x_{ij} - \bar{x}_j\|^2 \quad \text{où } \bar{x}_j = \frac{1}{n_j} \sum_{i=1}^{n_j} x_{ij} \quad (2.14)$$

est le centre du cluster j , x_{ij} est le i ème point du groupe j et n_j le nombre total de points x_{ij} . Grâce à sa relative bonne efficacité de calcul et une implémentation aisée, l'algorithme de partitionnement en k-moyennes a été démocratisé pour le partitionnement des jeux de données de grande taille, notamment par James McQueen [MacQueen et al., 1967].

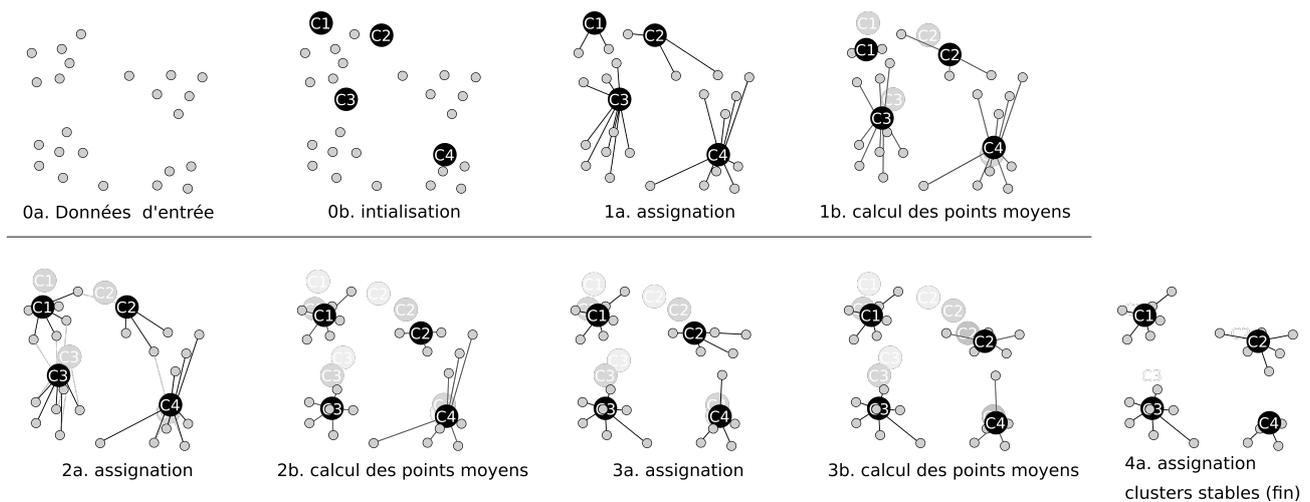


FIGURE 2.14 – Schéma illustrant les différentes étapes du partitionnement en k-moyennes (voir texte pour les détails). Crédit : Wikipedia User/Mquantin.

La méthode générale du partitionnement en k-moyennes se décompose en deux phases principales (voir Figure 2.14) : une initialisation (phase 0) et une phase itérative (phases 1 à 3), jusqu'à atteindre la convergence (phase 4). Pour l'initialisation, l'algorithme choisit k points qui représentent les centres initiaux de chaque partition $(m_1^{(1)}, m_2^{(1)}, \dots, m_k^{(1)})$ (phase 0b). Ensuite, chaque point du jeu de données est affecté à la partition $S_i^{(t)}$ la plus proche (phase 1a) :

$$S_i^{(t)} = \left\{ x_j : \|x_j - m_i^{(t)}\| \leq \|x_j - m_{i^*}^{(t)}\| \forall i^* = 1, \dots, k \right\} \quad (2.15)$$

Puis, le centre de chaque partition est déplacé vers son barycentre $m_i^{(t+1)}$ (phase 1b) :

$$m_i^{(t+1)} = \frac{1}{|S_i^{(t)}|} \sum_{x_j \in S_i^{(t)}} x_j \quad (2.16)$$

Les deux précédentes phases sont réitérées (deux fois dans l'exemple de la Figure 2.14) jusqu'à ce qu'un critère de convergence est satisfait, par exemple quand deux itérations successives ne produisent aucun changement dans la position des centres des partitions. Dans notre cas, les points x_j sont les réflectances $R_j(\lambda_i)$ ($i=1,8$) pour chaque longueur d'onde λ_i des filtres MDIS.

Cependant, présenté ainsi, le partitionnement en k-moyennes a un inconvénient majeur. En effet, bien que la majeure partie du processus est autonome, il s'agit d'une méthode de classification supervisée, i.e. où l'utilisateur doit intervenir pour converger vers une solution convenable. Dans le cas du partitionnement en k-moyennes, il faut définir au préalable le nombre k de classes attendues. Or, la méthode est très sensible au choix initial des centres de partitions, ce qui implique de faire des tests avec différentes valeurs de k et de choisir celle qui paraît être la meilleure. De plus, ce choix peut conduire à un optimum local et non à l'optimum absolu [Bottou and Bengio, 1995; Bradley and Fayyad, 1998; Grim et al., 1998; Mangasarian, 1997; Moore, 1999; Pollard et al., 1982; Selim and Ismail, 1984]. Pour remédier à cet écueil et avoir un processus totalement non supervisé, j'ai utilisé un algorithme développé par [Marzo et al., 2006] et testé dans [Marzo et al., 2008, 2009]. Cet algorithme est basé sur le critère de Calinski-Harabasz (abrégé CH par la suite, voir équation 2.17) pour déterminer si le jeu de données possède une structure qui peut être partitionnée [Calinski and Harabasz, 1974]. Si oui, l'algorithme détermine le nombre approprié de partitions pour le jeu de données considéré, rendant ainsi le processus complètement non supervisé.

$$CH = \frac{\text{trace}(B)}{k-1} \bigg/ \frac{\text{trace}(W)}{n-k} \quad (2.17)$$

où $\text{trace}(W) = SSE$ est la distance euclidienne carrée entre un point et un centre de partition, et $\text{trace}(B)$ est l'équivalent entre les centres de partitions. Un jeu de données aura une structure partitionnable si le critère CH présente un maximum local. Ainsi, une région d'intérêt peut être séparé en différentes partitions. Chaque partition est caractérisée par un spectre moyen, qui révèle la variabilité spectrale de la région d'intérêt. La méthode de partitionnement en k-moyennes diffère donc de l'ACP. Cette dernière est une méthode de réduction de données, adaptée à des jeux de données de grande taille pour s'affranchir des points moins pertinents, alors que le partitionnement en k-moyennes va seulement séparer le jeu de données en différentes groupes, ce qui rend cette méthode plus utilisable pour des jeux de données de taille modérée.

Dans le cadre de Mercure, la méthode de partitionnement en k-moyennes associée à l'algorithme développé par [Marzo et al., 2006] a été récemment utilisé dans l'étude des hollows de Mercure, en montrant que ces derniers définissent une classe de spectres distincte des terrains environnants [Lucchetti et al., 2018] (voir Figure 2.15).

2.5 Résultats

2.5.1 Identification d'unités spectrales à l'aide du seuillage

Les Figures 2.16 et 2.17 montrent les cartes obtenues en effectuant le seuillage de PC2 et de la réflectance à 749 nm, respectivement. Les Tables 2.3 et 2.4 détaillent ces seuillages. De plus, les mosaïques des quatre premières PC (PC1, PC2, PC3 et PC4) du quadrangle Shakespeare

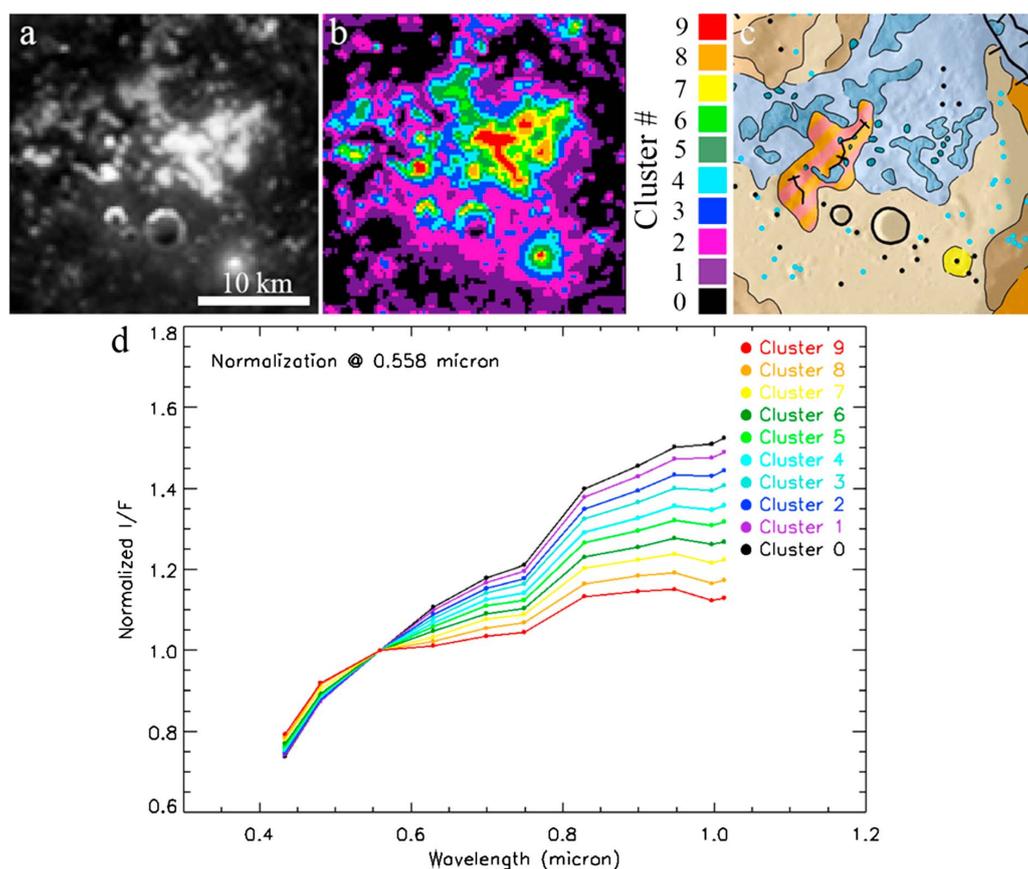


FIGURE 2.15 – Illustration de l’application du partitionnement en K-moyennes à l’identification et la caractérisation des hollows dans le fond du cratère Canova. **a.** L’image des hollows prise par la caméra WAC dans le filtre D (558 nm). **b.** Les dix partitions identifiées après application de l’algorithme. **c.** Carte géologique à très haute résolution du fond du cratère Canova. **d.** Les spectres moyens de chaque partition identifiée par l’algorithme. On remarque que cette méthode permet non seulement d’identifier avec précision la morphologie des hollows du cratère Canova (en comparant b. et c.), mais aussi de mettre en évidence une particularité spectrale (large bande d’absorption autour de 600 nm, voir les spectres des partitions #7, 8 et 9) de ces derniers. Tiré de [Lucchetti et al., 2018].

sont présentées en annexe.

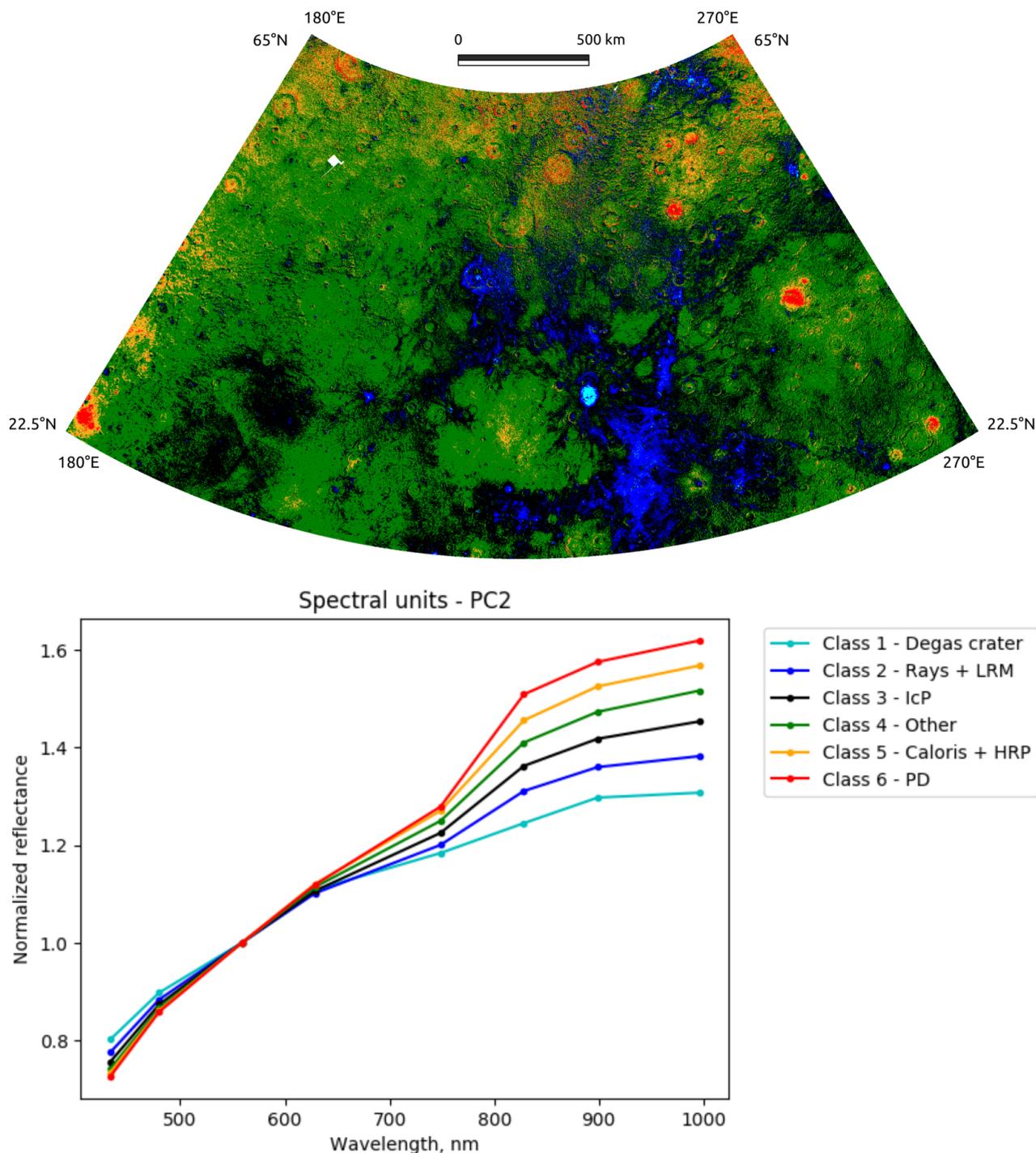


FIGURE 2.16 – **Haut** : Carte spectrale du quadrangle Shakespeare pour le paramètre spectral PC2 ; **Bas** : Spectres moyens (normalisés à 559 nm) de chaque unité spectrale de la carte précédemment citée ; LRM = Low Reflectance Material ; ICP = Inter crater Plains ; HRP = High-reflectance Red Plains ; PD = Pyroclastic Deposits.

Le seuillage permet d'identifier les terrains géologiques cartographiés par [Guzzetta et al., 2017]. Les plaines intercratères, identifiées comme classe 3 dans la Figure 2.16, en sont l'exemple le plus convaincant. En effet, les terrains entourant Sobkou Planitia qui ont été cartographiés

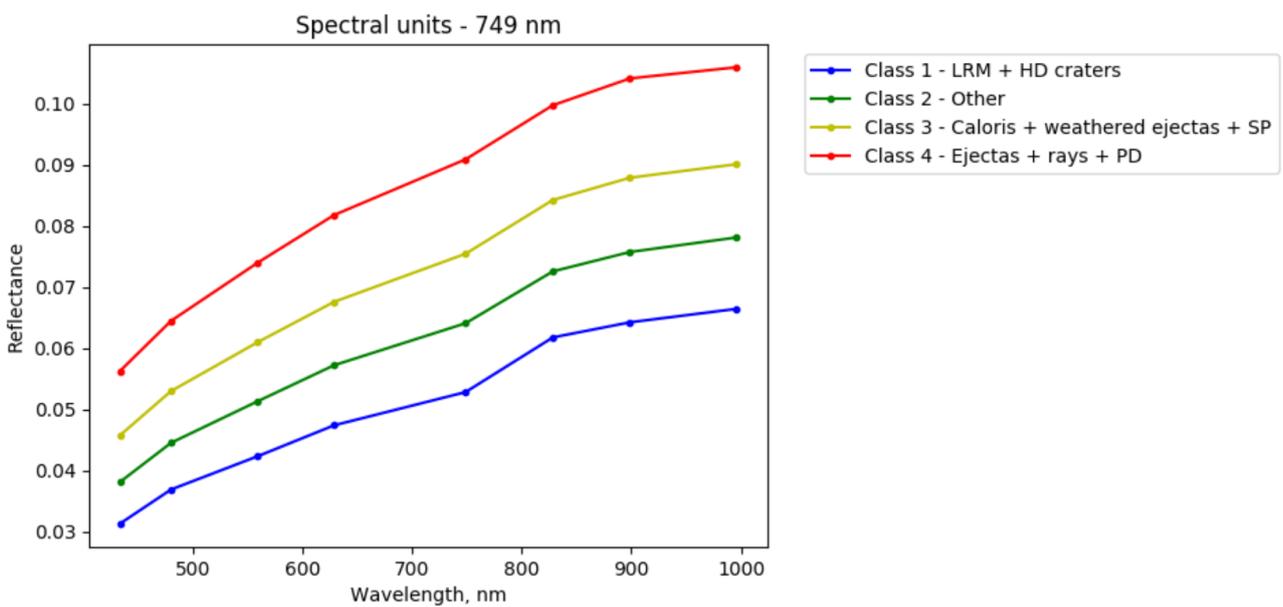
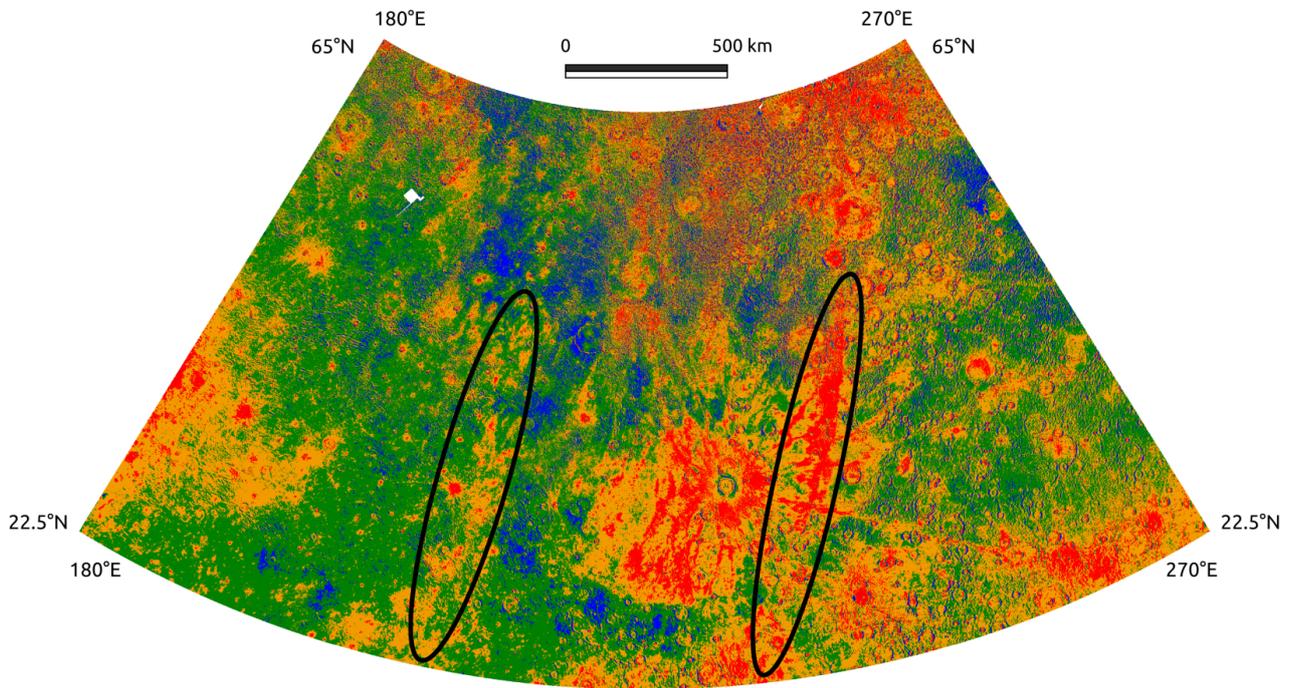


FIGURE 2.17 – **Haut** : Carte spectrale du quadrangle Shakespeare pour le paramètre spectral réflectance à 749 nm ; **Bas** : Spectres moyens de chaque unité spectrale de la carte précédemment citée ; LRM = Low Reflectance Material ; HD craters = Heavily Degraded craters ; SP = Smooth Plains ; PD = Pyroclastic Deposits.

Seuil #	Couleur sur la carte	Valeurs du paramètre spectral		Terrain/structure associé(e)
		Min	Max	
1	Cyan	-0.022	-0.01	Cratère Degas
2	Bleu	-0.01	-0.005	Raies, LRM
3	Noir	-0.005	-0.001	IcP
4	Vert	-0.001	0.0035	Autre
5	Orange	0.0035	0.007	Caloris, HRP
6	Rouge	0.007	0.018	Dépôts pyroclastiques

TABLE 2.3 – Seuillage du paramètre spectral PC2 utilisé pour classifier Shakespeare comme dans la Figure 2.16.

Seuil #	Couleur sur la carte	Valeurs du paramètre spectral		Terrain/structure associé(e)
		Min	Max	
1	Blue	0.035	0.058	LRM, Cratères très dégradés
2	Green	0.058	0.069	Autre
3	Orange	0.069	0.085	Caloris, Éjectas altérés, SP
4	Red	0.085	0.102	Éjectas, raies, dépôts pyroclast.

TABLE 2.4 – Seuillage du paramètre spectral réflectance à 749 nm utilisé pour classifier Shakespeare comme dans la Figure 2.17.

comme IcP (voir [Guzzetta et al., 2017]) sont très bien caractérisés par des valeurs de PC2 allant de -0,005 à -0,001, d’après la carte. Le LRM et la raie d’éjectas principale d’Hokusai provenant du cratère éponyme (voir section 2.6.2 pour plus d’informations sur ce cratère) sont clairement distingués par la classe 2. Puisque cette raie est orthogonale aux raies du cratère Degas, nous l’appellerons ci-après ”raie orthogonale”, abrégé OR (pour *Orthogonal Ray*), même si le terme complet sera parfois rappelé pour plus de clareté. Des terrains peu étendus de matériaux des plaines lisses du bassin Caloris et de HRP sont détectées à l’extrême ouest du quadrangle Shakespeare avec la classe 5. En outre, il est également possible de mettre en évidence des structures plus locales. Il apparaît que le matériau présent dans le fond et dans les environs immédiats du cratère Degas (37,1°N, -127.3°W) est distinct du reste du quadrangle en termes de valeurs PC2. Par conséquent, j’ai cartographié ce cratère comme une classe à part. Si l’on considère le spectre moyen de la classe 1, on peut même affirmer que le matériau recouvrant le fond de Degas possède le spectre le plus plat du quadrangle Shakespeare. Les dépôts pyroclastiques [Head et al., 2008, 2009; Kerber et al., 2009; Kerber et al., 2011; Goudge et al., 2014; Besse et al., 2015] sont un autre exemple de structures qui constituent une classe séparée (classe 6), mais contrairement à Degas, ils ont la plus forte pente spectrale du quadrangle.

D’autres terrains peuvent être identifiés avec le seuillage de la réflectance à 749 nm, comme les cratères fortement dégradés, ce qui était impossible de faire avec PC2. Ces terrains sont assez bien caractérisés dans la partie ouest du quadrangle, où aucun matériau brillant ne les recouvre. On remarque également que les deux principales zones contenant du LRM dans Shakespeare, près des cratères d’Akutagawa (50,9°N, -90,5°W) et de Sholem Aleichem (48,3°N, -141,1°W), sont cartographiées dans la classe 1 de réflectance (voir Figure 2.17), alors que le LRM qui les entoure ne l’est pas. Par conséquent, le LRM identifié à proximité d’Akutagawa et de Sholem Aleichem est plus brillant que le LRM entourant Degas. En outre, nous pouvons identifier les deux raies d’éjectas les plus brillants provenant du cratère de Hokusai dans notre quadrangle (encadrés en noir sur la Figure 2.17; voir [Ernst et al., 2018] Fig. 1 pour le système complet des raies de ce cratère) : un dans la partie orientale, qui est très lumineux, donc dans la classe 4, et un dans la partie occidentale, moins lumineux et dans la classe 3.

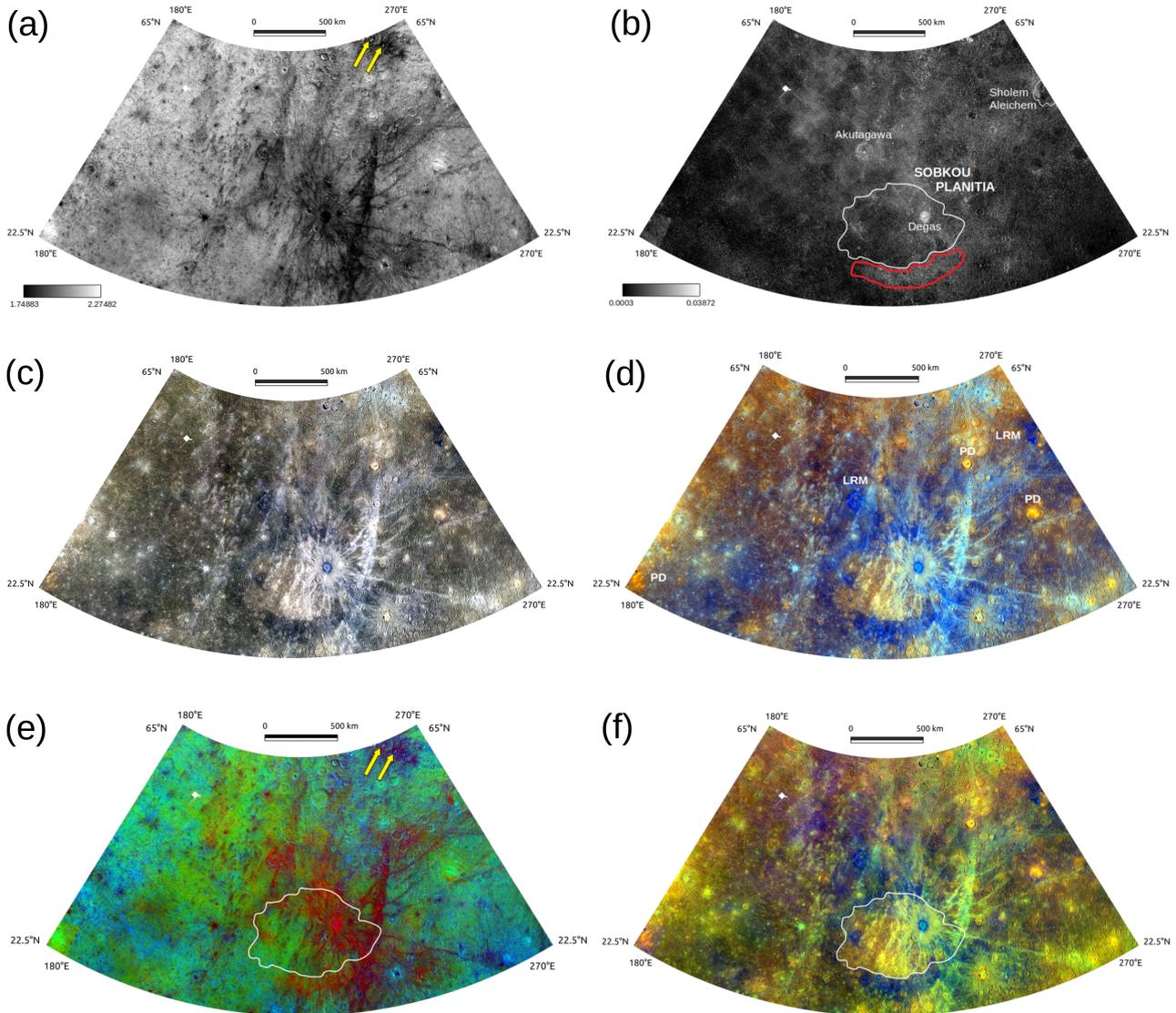


FIGURE 2.18 – (a) Carte de ratio (996 nm / 433 nm) du quadrangle Shakespeare. Les flèches jaunes pointent les deux cratères kuipériens sans nom discutés dans les sections 2.5.2 et 2.6.1 ; (b) Carte montrant la courbure spectrale autour de 600 nm dans le quadrangle Shakespeare. Seules les valeurs entre 0 et 5% ont été conservées ; (c) Carte RVB (R = 996 nm - V = 749 nm - B = 433 nm) du quadrangle Shakespeare. Rouge : 0.063-0.110, vert : 0.049-0.095, bleu : 0.029-0.059 ; (d) Carte RVB (R = PC2 - V = PC1 - B = 433/996 nm) du quadrangle Shakespeare. Rouge : 0.031-0.053, vert : 0.134-0.249, bleu : 0.437-0.569. Annotations : PD = pyroclastic deposits ; LRM = Low Reflectance Material ; (e) Carte RVB (R = SC_{600} - V = 996/433 nm - B = $1/SC_{600}$) du quadrangle Shakespeare. Rouge : 0.0003-0.039, vert : 1.749-2.275, bleu : 20.0-13331. Les flèches jaunes pointent vers les deux cratères kuipériens sans nom discutés dans les sections 2.5.2 et 2.6.1 ; (f) Carte RVB (R = PC2 - V = PC1 - B = SC_{600}) du quadrangle Shakespeare. Rouge : 0.031-0.053, vert : 0.134-0.249, bleu : 0.0003-0.039.

La Figure 2.18a montre le rapport entre la réflectance à 996 nm et la réflectance à 433 nm. Comme mentionné dans la section 2.4.2, une carte de rapport peut être utilisée comme intermédiaire pour mettre en avant les variations de la pente spectrale globale, i.e. sur toute la gamme de longueurs d'onde couvertes par MDIS (visible et proche infrarouge). Selon l'équation 2.12, les tons clairs de la Figure 2.18a mettent en évidence les terrains à forte pente spectrale globale (plus rouge). Inversement, les tons foncés de la Figure 2.18a sont les terrains avec une pente spectrale plus bleue. Il n'est pas surprenant de retrouver les dépôts pyroclastiques parmi les éléments aux pentes les plus rouges de Shakespeare, ni de remarquer que le LRM, les éjectas et les raies d'éjectas constituent les terrains aux pentes les moins profondes de ce quadrangle.

La Figure 2.18b vise à identifier les zones où la courbure spectrale autour de 600 nm est la plus forte. La carte est similaire à celle obtenue par [Klima et al., 2018], avec les valeurs les plus élevées de SC_{600} autour des cratères Degas, Akutagawa et Sholem Aleichem, et dans la zone située au sud de Sobkou Planitia également (entourée en rouge).

2.5.2 Mosaïques d'images Rouge-Vert-Bleu (RVB)

En combinant les réflectances à 996, 749 et 433 nm (Figure 2.18c), on met particulièrement en évidence les dépôts pyroclastiques, des faculae (taches brillantes) de couleur jaune vif traduisant leur haut niveau global de réflectance, encore plus prononcé dans les grandes longueurs d'onde que les terrains environnants : ils sont spectralement rouges ; le LRM, des taches bleu foncé locales révélant des propriétés spectrales contrastant avec les dépôts pyroclastiques, i.e. une faible réflectance et un spectre plus bleu ; et les éjectas et raies d'éjectas, taches et lignes blanches, respectivement, avec une grande luminosité et une pente spectrale moyenne. Les plaines intercratères (IcP, pour *InterCrater Plains*) sont également bien visibles, comme celles qui entourent Sobkou Planitia. Elles définissent une couronne gris foncé autour de ces plaines.

Comme la première carte RVB (Figure 2.18c), la carte RVB qui combine PC2, PC1 et le rapport 433 nm/996 nm (Figure 2.18d) fait apparaître les dépôts pyroclastiques (jaune intense), le LRM (bleu foncé intense) et les éjectas et raies d'éjectas lumineux des matériaux frais (blanc ou cyan selon leur niveau de réflectance par rapport à leur spectre plus bleu) de manière encore plus importante. Les mêmes propriétés spectrales sont mises en évidence dans les deux cartes, mais donnent accès à des paramètres spectraux différents. Cependant, avec cette combinaison de couleurs, les hollows sont également bien mis en évidence en cyan, ce qui indique à quel point ils sont brillants et bleus par rapport aux zones environnantes. Enfin, le matériau des plaines lisses de Caloris est également mis en valeur par des tons orangés et verdâtres, caractéristiques de la luminosité modérée et de la forte pente spectrale de cette région.

En utilisant SC_{600} (équation 2.13), le paramètre spectral pour étudier la présence de la courbure spectrale autour de 600 nm, on obtient la carte RVB ($R = SC_{600}$, $V = 996/433$ nm, et $B = 1/SC_{600}$) représentée en Figure 2.18e. Trois types de surfaces peuvent être identifiés : les surfaces qui apparaissent vertes sur la carte, qui ont une forte pente spectrale globale (du visible au proche infrarouge) comme les dépôts pyroclastiques et les HRP ; les surfaces qui apparaissent bleues, pour lesquelles la courbure autour de 600 nm est faible ; et les surfaces qui apparaissent rouges avec une forte courbure probable autour de 600 nm. On constate que les zones vertes sont dispersées sur l'ensemble du quadrangle, tandis que les zones bleues les plus évidentes sont principalement situées au nord du quadrangle. Dans ce secteur du quadrangle, il y a deux cratères du Kuipérien (sans nom) centrés à $62,9^\circ\text{N}$, $-101,4^\circ\text{W}$ et $64,5^\circ\text{N}$, $-104,6^\circ\text{W}$ (flèches jaunes sur la Figure 2.18e), dont les éjectas apparaissent particulièrement bleus sur cette carte. Le cratère Degas, l'OR et les terrains contenant du LRM apparaissent plutôt en zones rouges.

Après avoir remplacé le rapport 433/996 nm de la carte RVB de la Figure 2.18d par le paramètre SC_{600} , on obtient une carte RVB (Figure 2.18f) très similaire. Ce n'est pas tout à fait surprenant car la formule utilisée pour calculer SC_{600} (équation 2.13) est un rapport de réflectances, comme pour le canal bleu de la Figure 2.18d. Cependant, en utilisant SC_{600} , nous avons un accès direct à l'intensité de la courbure spectrale dans le quadrangle. Comme dans la Figure 2.18b, le LRM (bleu) semble être essentiellement présent autour des cratères Degas, Akutagawa, et Sholem Aleichem, et autour de Sobkou Planitia. Cependant, la Figure 2.18f est significativement différente sur ce dernier point. En effet, selon cette carte, le LRM semble être plus ou moins présent tout autour de Sobkou Planitia, ce qui est moins évident sur la Figure 2.18b où le LRM semble se concentrer au sud de Sobkou Planitia. La Figure 2.18f est donc la meilleure carte pour identifier le LRM. Les frontières du LRM sont plus nettement discernables tout en donnant un accès direct à la valeur de la courbure spectrale autour 600 nm, qui est liée à la quantité de matière présente.

2.5.3 Mise en évidence de zones d'intérêt dans le quadrangle Shakespeare

J'ai appliqué l'algorithme de partitionnement en k-moyennes (voir section 2.4.2 pour plus de détails sur cette méthode) à deux sous-ensembles du cube huit couleurs de Shakespeare : le cratère Degas et l'OR. Le lecteur est renvoyé à la section 2.6.2 pour une explication de ces choix.

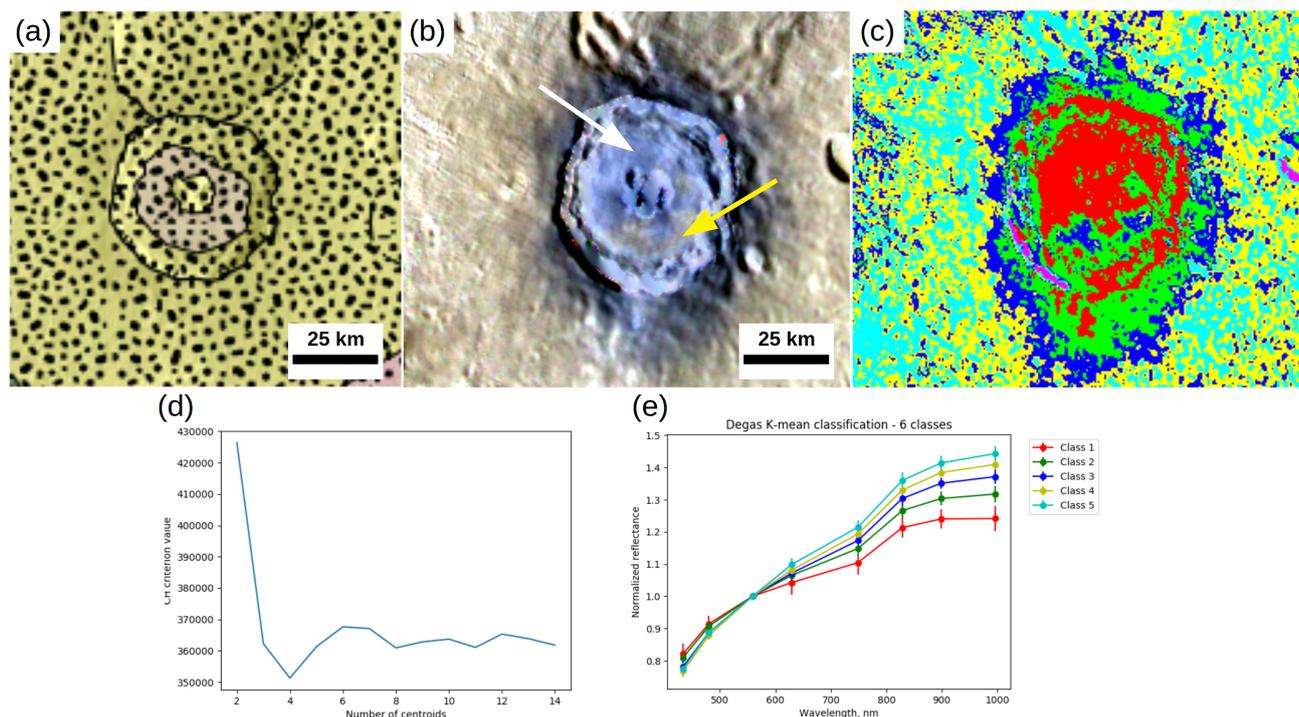


FIGURE 2.19 – (a) Carte géologique rognée autour du cratère Degas présenté en Figure 2.2 [Guzzetta et al., 2017]. Le matériel bien préservé du cratère est en jaune (c3), le beige correspond au matériel lisse du fond de cratère (cfs), et les points noirs sont une texture qui désigne les éjectas et dépôts brillants. Le fond de Degas est cartographié avec une unique unité géologique; (b) Carte RVB (996 nm - 749 nm - 433 nm) de la même région d'intérêt. Rouge : 0.061-0.110, vert : 0.049-0.095, bleu : 0.028-0.060. Les flèches blanche et jaune pointent les différents terrains identifiés grâce au partitionnement en k-moyennes; (c) Classification obtenue à l'issue du partitionnement en k-moyennes de la région d'intérêt; (d) Critère CH en fonction du nombre de partitions. Le maximum est atteint pour 6 partitions; (e) Spectres moyens de chaque partition (sauf la classe 6, qui correspond aux ombres des cratères).

L'analyse du cratère Degas est résumée en Figure 2.19. Nous avons considéré un cube huit couleurs centré sur Degas. Six partitions (aussi appelées classes) ont été identifiées pour cette région d'intérêt (voir Figure 2.19d). La classe 6, qui correspond aux ombres des cratères, n'est pas significative pour notre analyse. Presque tout le fond de Degas est de classe 1, dont le spectre moyen est le plus bleu et a la courbure spectrale la plus forte (voir Figure 2.19e). Ainsi, le matériel principal hébergé par ce cratère est très probablement le plus "frais" de la zone étudiée. Les classes 2 et 3 identifient le LRM excavé par l'impact.

En ce qui concerne la géologie, il est également intéressant de noter que le matériau lisse du fond du cratère semble être distribué isotropiquement autour du pic central (voir Figure 2.19a), alors que la carte RVB montre une distribution anisotrope de ce matériau (voir Figure 2.19b). La classification (voir Figure 2.19c) confirme cette observation et montre qu'au moins deux types de matériaux caractérisés par des pentes spectrales différentes, donc avec des compositions minéralogiques probablement différentes, couvrent le fond de Degas. De petits hollows ont été signalés par [Blewett et al., 2013] et [Thomas et al., 2014] sur le fond du cratère de Degas mais n'ont pas été cartographiés d'un point de vue géologique (voir [Guzzetta et al., 2017] et Figure 2.19a) car ce sont des structures trop petites, ni dans les cartes couleur (par exemple, Figure 2.19b) à cause de la résolution spatiale encore trop limitée. Ces observations rendues possibles par le partitionnement en k-moyennes sont complémentaires des considérations soulevées par l'analyse de seuillage, qui ont été faites à l'échelle du quadrangle (voir section 2.5.1).

L'analyse de l'OR est présentée en Figures 2.20 et 2.21. Un partitionnement en k-moyennes (partiellement supervisé, i.e. sans utiliser l'algorithme de [Marzo et al., 2006], car la zone sondée est trop grande) appliqué à cette région d'intérêt (ROI ci-après, pour *Region of Interest*) permet d'identifier trois classes, séparées l'une de l'autre par une réflectance de 0,01 (Figures 2.20c et 2.20e). Si l'on considère seulement la réflectance à 749 nm (Figure 2.20a), l'OR semble s'arrêter avant la zone encerclée par l'ovale jaune, et présente un gradient de réflectance global du sud vers le nord. Cependant, si l'on considère le rapport 996/433 nm (Figure 2.20b), il est évident que l'OR s'étend continuellement du nord au sud de la vue, sans aucune tendance particulière pour la pente spectrale (Figures 2.20d et 2.20f). Pourtant, si l'on regarde de plus près la Figure 2.20c, il semble que l'OR redevienne plus brillant à son extrémité sud. De plus, les deux sites identifiés de classe 1 sont probablement dus au bassin Sobkou et/ou au cratère Erté qui recouvrent des IcP, puisque ces terrains chevauchent parfaitement les zones rouges (voir les lignes pointillées sur la Figure 2.20c).

Deux contrastes de la même RVB (996-749-433 nm) ont été appliqués. En haut à droite de la Figure 2.21, le contraste met en évidence en particulier l'OR, même la partie la plus sombre, qui apparaît en bleu foncé. En outre, cinq petits ROI ont été sélectionnés à différents endroits à côté, mais à l'extérieur de l'OR : trois sont sur les plaines lisses (SP) et deux sur le IcP. Les spectres moyens de ces ROI (en bas de la Figure 2.21) indiquent clairement que l'OR recouvrant les SP est plus élevé en réflectance d'un facteur 0,01 que l'OR recouvrant les IcP.

2.6 Discussion

2.6.1 Quelques éléments de la lithologie globale de Shakespeare

Si l'on s'intéresse à la PC2 (Figure 2.16) et son spectre moyen (classe 1), on peut affirmer que Degas a le spectre le plus bleu du quadrangle Shakespeare. Même si l'on ne peut exclure que la composition des roches joue un rôle significatif dans cette propriété spectrale, cela signifie surtout qu'il s'agit sans doute de la plus jeune structure de la région. Cela expliquerait

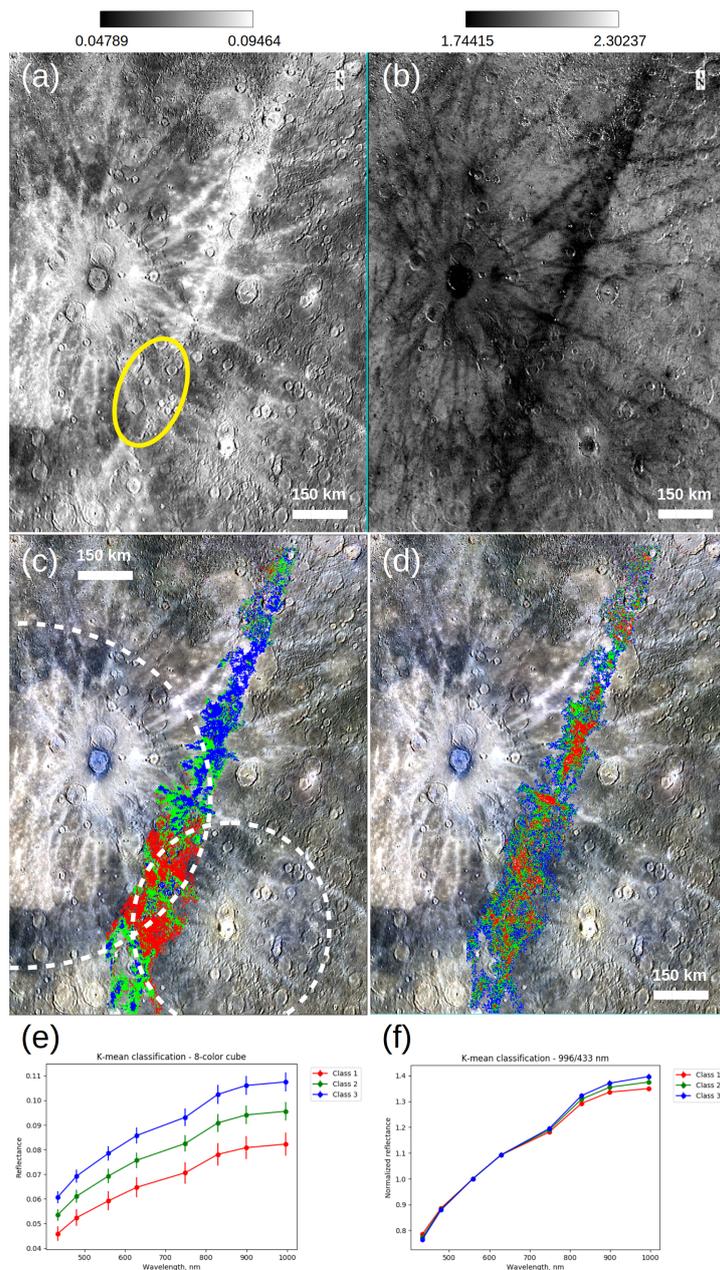


FIGURE 2.20 – (a) Vue globale de l'OR sur la carte monochrome à 749 nm. L'oval jaune encercle l'endroit où l'OR semble s'arrêter ; (b) Vue globale de l'OR sur la carte de ratio 996/433 nm ; (c) Les trois partitions de l'OR tracées par-dessus une carte RVB (996 nm - 749 nm - 433 nm) du cube 8 couleurs de la région sur laquelle a été appliqué le partitionnement en k-moyennes. Rouge : 0.061-0.110, vert : 0.049-0.095, bleu : 0.028-0.060. Les lignes en pointillés sont des estimations approximatives de l'extension des ICP entourant le bassin Sobkou et le cratère Erté ; (d) Les trois partitions de l'OR tracées par-dessus une carte RVB (996 nm - 749 nm - 433 nm) de la carte de ratio (996 nm / 433 nm) de la région sur laquelle a été appliqué le partitionnement en k-moyennes. Rouge : 0.061-0.110, vert : 0.049-0.095, bleu : 0.028-0.060 ; (e) Les spectres moyens de chaque partition identifiée en appliquant le partitionnement en k-moyennes sur le cube 8 couleurs de la région d'intérêt ; (f) Les spectres moyens de chaque partition identifiée en appliquant le partitionnement en k-moyennes sur la carte de ratio (996 nm / 433 nm) de la région d'intérêt. Les barres d'erreur sont à l'intérieur des points.

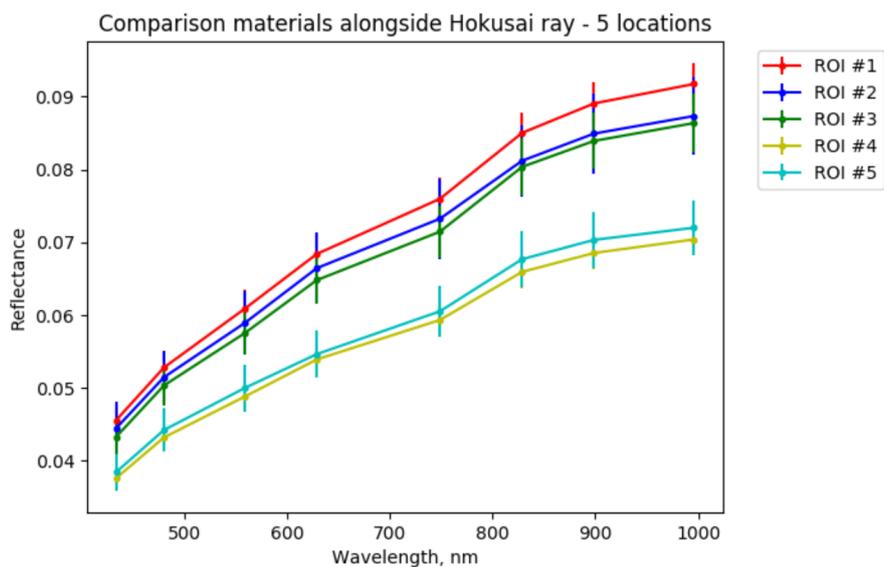
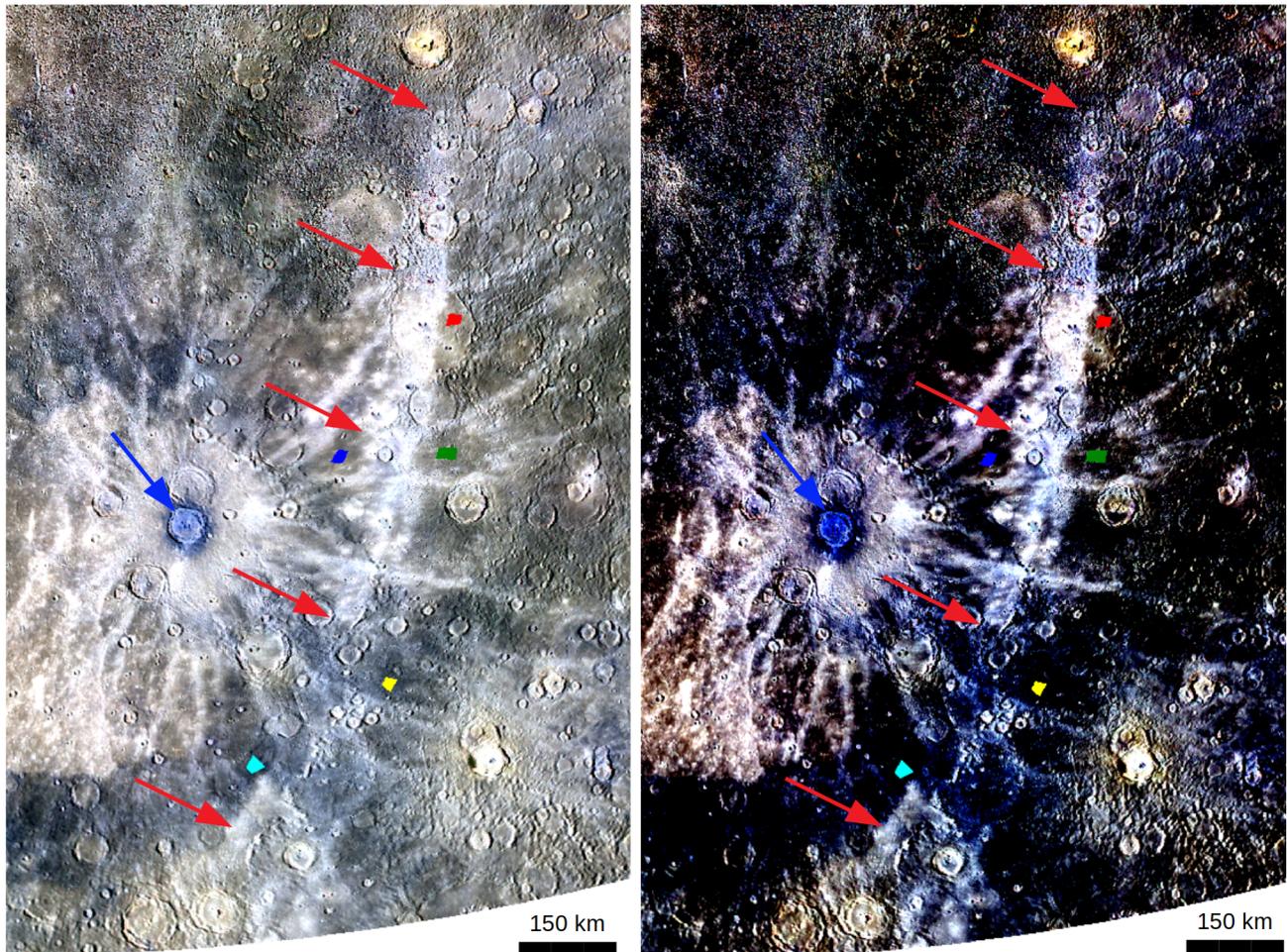


FIGURE 2.21 – **Haut** : Deux vues globales de l'OR en projection conique conforme de Lambert (flèches rouges) de la même carte RVB (996nm - 749nm - 433nm) avec deux contrastes différents, sur lesquelles sont représentées cinq régions d'intérêt (polygones rouge, bleu, vert, jaune et cyan). La flèche bleue pointe le cratère Degas. **Haut gauche** : Rouge : 0.063-0.110, vert : 0.049-0.095, bleu : 0.029-0.059. **Haut droit** : Rouge : 0.088-0.110, vert : 0.075-0.095, bleu : 0.045-0.059. **Bas** : Les spectres moyens de chaque région d'intérêt.

pourquoi son système de raies d'éjectas est si bien préservé. De plus, sur la même carte, les trois principaux terrains contenant du LRM appartiennent à la même classe (classe 2). Cependant, la Figure 2.17 nous permet de voir que le LRM autour de Degas a une plus grande réflectance que le LRM associé à Akutagawa et Sholeim Aleichem. L'explication de cette différence pourrait être liée à l'âge du matériel concerné. En effet, pour expliquer la variabilité de la brillance des hollows dans le cratère Dominici, [Vilas et al., 2016] ont proposé que ces hollows pourraient avoir des âges différents ou être à des états d'évolution différents. Par exemple, ils pourraient avoir subi des processus d'altération spatiale pendant une période de temps différente.

Selon des considérations sur l'altération spatiale abordées dans [Bott et al., 2019] (section 5.1), le LRM pourrait s'assombrir avec l'âge. Ceci confirme que le LRM autour du cratère Degas est le matériau le plus jeune des trois dépôts de LRM dans Shakespeare. [Domingue et al., 2014] a soulevé la possibilité que (au moins) l'implantation d'ions hydrogène dans le sol de Mercure puisse avoir atteint son niveau de saturation. En supposant cette hypothèse pour la majeure partie de la surface herméenne, on peut poser une contrainte sur l'échelle de temps de ce processus sur Mercure. [Guzzetta et al., 2017] ont cartographié les éjectas du cratère Akutagawa dans la même unité que les éjectas du cratère Degas (c3, matériau bien conservé; voir Figure 2.2), tandis que les éjectas du cratère Sholem Aleichem sont cartographiés dans une autre unité (c2, matériau dégradé). Selon les échelles de temps géologiques de Mercure considérées pour établir la carte géologique de Shakespeare (voir le coin inférieur droit de la Figure 2.2), le cratère Akutagawa aurait pu se former pendant le Mansurien ou au début du Calorien, tandis que le cratère Sholem Aleichem se serait probablement formé à la fin du Calorien ou au début du Tolstojan. Pourtant, les cratères Akutagawa et Sholem Aleichem appartiennent à la même classe de réflectance (voir Figure 2.17). Cela signifie que la saturation en termes d'altération spatiale de la surface de Mercure devrait être atteinte dans un temps géologique relativement court, i.e. pendant l'âge mansurien (entre -1 et -3,6 Ga). Ceci est en adéquation avec la définition du début du Mansurien, période à partir de laquelle les cratères n'ont pas de système de raies d'éjectas visible. Par ailleurs, il est intéressant de noter que la vitesse de maturation optique sur Mercure a été estimée environ quatre fois plus rapide que sur la Lune [Braden and Robinson, 2013], où les cratères à grandes raies d'éjectas atteignent la maturité optique au bout de $\sim 800-1000$ Ma [Hawke et al., 2004]. Les raies d'éjectas de Mercure devraient donc arriver à maturité après seulement $\sim 200-250$ Ma, soit bien avant le début du Mansurien. Cette différence entre le début du Mansurien et la maturité optique estimée s'explique par la différence de minéralogie entre Mercure et la Lune. En effet, la croûte mercurienne est dominée par des minéraux mafiques à faible abondance en fer, alors que la croûte lunaire contient principalement des minéraux riches en fer. Ces minéraux sont structurellement différents, donc ils peuvent avoir un comportement différent (par exemple avoir une efficacité moindre, donc agir à des échelles de temps plus longues) lorsqu'ils sont exposés à l'altération spatiale. Nonobstant les considérations qui précèdent, l'hypothèse selon laquelle le LRM s'assombrirait avec l'âge n'est pas toujours cohérente avec les observations faites à l'échelle de la planète, comme l'ont suggéré [Murchie et al., 2015] : le LRM est plus foncé dans les cratères plus jeunes, ce qui suggère qu'il est progressivement incorporé et mélangé dans le régolithe au cours du temps et devient donc moins concentré. En outre, [Moroz et al., 2004] ont montré que l'irradiation des matériaux hydrocarbonés tend à réduire leur pente spectrale élevée et à augmenter légèrement leur réflectance dans le visible. Une différence dans la teneur en agent assombrissant semble donc la plus plausible. Cela indiquerait la présence sous la surface d'une croûte de graphite non homogène [Peplowski et al., 2016; Vander Kaaden and McCubbin, 2015].

Comme Hokusai est un cratère datant du Kuipérien [Banks et al., 2017], ses raies d'éjectas n'ont pas été beaucoup altérées et sont donc encore fraîches. Comme les effets usuels de l'altération spatiale sont l'assombrissement et le rougissement d'une surface [Domingue et al., 2014; Brunetto et al., 2015; Pieters and Noble, 2016], il est donc raisonnable de s'attendre à ce

que l'OR dans Shakespeare soit caractérisé par une pente spectrale plus bleue que les terrains moyens du Mercure. Cette hypothèse est confirmée par le rapport 996 nm/433 nm de la carte (Figure 2.18a), où les structures dans les tons sombres, par exemple l'OR, ont une pente plus faible, donc devraient être plus frais que les terrains environnants. Cependant, le seuillage de la réflectance (Figure 2.17) a permis d'identifier une diminution de la réflectance à l'extrémité sud de l'OR. Cette partie du quadrangle correspond à la partie la plus sombre de l'OR (voir section 2.5.3 et en particulier la Figure 2.20). Cela pourrait suggérer que le matériau extrait des profondeurs au niveau de Degas contenait du LRM et s'est mélangé avec le matériau frais de l'OR, ce qui l'a rendu plus sombre dans cette zone.

D'après des études générales sur les dépôts pyroclastiques, il a été émis l'hypothèse selon laquelle leurs caractéristiques spectrales (réflectance élevée et pente spectrale élevée) sont dues à des propriétés compositionnelles ou physiques plutôt qu'à l'âge. Selon [Kerber et al., 2011] qui se sont appuyés sur les travaux de [Lucey et al., 1995] pour la Lune, la brillance et le caractère rouge des dépôts pyroclastiques herméens s'expliquent par leur faible teneur en fer (Fe^{2+}) par rapport aux terrains environnants, qui sont déjà pauvres en fer par rapport à la surface lunaire par exemple. De plus, les mêmes auteurs ont avancé que le matériau qui compose les dépôts pyroclastiques n'a pas cristallisé une grande quantité de minéraux opaques, par exemple des sulfures. Ceci est en accord avec [Nittler et al., 2014] qui ont montré que le plus grand dépôt pyroclastique de Mercure (Rachmaninoff) est pauvre en soufre. Enfin, [Besse et al., 2015] ont démontré que la variabilité de la taille des grains composant les dépôts pyroclastiques peut influencer sur leurs propriétés spectrales : plus on s'éloigne de la cheminée volcanique, plus la taille des grains est petite et moins le dépôt pyroclastique est spectralement rouge (ces considérations peuvent s'appliquer aux éjecta comme montré par [D'Incecco et al., 2016]). Nos résultats sont donc conformes à ces précédentes considérations. En effet, sur la même carte discutée ci-dessus (Figure 2.18a), les dépôts pyroclastiques ont des valeurs élevées de rapport 996/433 nm, donc la pente spectrale la plus élevée du quadrangle. La couleur jaune des dépôts pyroclastiques de la Figure 2.18d indique également qu'il s'agit d'un matériau brillant dont la pente spectrale est plus rouge, puisque des valeurs élevées pour les canaux vert et rouge, respectivement, donnent des pixels jaunes. De plus, la couleur cyan de l'OR est conforme à celle d'un matériau bleu et avec une forte réflectance, conduisant à des valeurs élevées pour les canaux vert et bleu, respectivement.

Sur la première carte RVB utilisant SC_{600} (Figure 2.18e), nous avons remarqué qu'il y avait des terrains spectralement rougeâtres (avec une pente spectrale élevée, i.e. avec des tons verts sur la carte) sur les parties est et ouest de Shakespeare. Cette propriété spectrale peut être due soit à la maturité des terrains, soit à une différence de composition. Si l'on examine le taux de cratérisation des deux parties (voir Figure 2.2), la partie Est semble plus cratérisée que la partie Ouest. Grâce à la relation avec le temps d'exposition de la surface aux processus d'altération spatiale, on peut donc affirmer que la partie Est de Shakespeare est composée de terrains plus matures. Cependant, des terrains plus récents affleurent dans la partie Ouest. Ces terrains sont des éjectas du bassin Caloris et des plaines lisses, qui pourraient être naturellement plus rouges que la moyenne de Mercure. De plus, sur la même carte, on peut voir que l'OR apparaît en rouge, donc a une courbure spectrale élevée. Néanmoins, comme cette structure a une réflectance élevée (voir Figure 2.17), nous ne pouvons pas interpréter la forte courbure spectrale à la présence de LRM. Si l'on examine la formule de SC_{600} (équation 2.13), il pourrait s'agir plutôt d'un effet de biais en raison du haut niveau de réflectance global de l'OR. On peut noter que la même interprétation est valable pour les raies d'éjecta de Degas. Enfin, nous avons fait remarquer que les éjectas des deux cratères kuipériens au nord du quadrangle (flèches jaunes sur la Figure 2.18a) sont bleus par rapport à ceux du cratère Degas. Ceci montre que ces éjectas ont une très faible courbure spectrale et ne contiennent donc pas de LRM. Par conséquent, la lithologie de ces deux cratères sans nom est différente de la lithologie de Degas.

Nous avons vu sur la Figure 2.18b que les valeurs les plus élevées de SC_{600} sont concentrées autour des cratères de Degas, Akutagawa et Sholem Aleichem, et au sud de Sobkou Planitia. Cependant, nous ne pouvons pas conclure que tous les terrains mis en évidence sur cette carte contiennent du LRM. En effet, selon la carte géologique de [Guzzetta et al., 2017], les terrains entourant Sobkou Planitia sont des IcP et il n’y a aucune raison pour la présence de LRM uniquement (ou plus) concentré dans le sud de Sobkou Planitia. Cela pourrait être un indice d’hétérogénéité lithologique pour l’unité IcP : les propriétés spectrales des IcP dans le sud de Sobkou Planitia semblent différentes de celles des autres IcP dans le quadrangle. Les IcP riches en LRM autour de Sobkou Planitia pourraient donc représenter une sous-unité des IcP les plus répandues, ou un équivalent spécifique. En utilisant SC_{600} comme paramètre spectral pour le canal bleu au lieu du rapport 433/996 nm de la Figure 2.18d, il convient de nuancer cette affirmation, car il apparaît que le LRM est principalement localisé au sud de Sobkou Planitia, même si on ne peut exclure la présence de LRM en plus petite quantité tout autour de ce bassin. Par conséquent, la cartographie couleur peut aider à résoudre ce type d’incohérences, et donc la nature lithologique précise des roches qui se ressemblent au premier abord.

De ce qui précède, nous pouvons identifier les unités spectrales suivantes, caractérisées par des propriétés spectrales spécifiques :

- Les dépôts de LRM, avec une faible réflectance (Figure 2.17), une pente spectrale plus bleue que la moyenne, c’est-à-dire des valeurs plus petites de PC2 (Figure 2.16) mais des valeurs plus élevées de ratio 433/996 nm (Figure 2.18d), et une courbure spectrale élevée (Figures 2.18b, 2.18e, et 2.18f).
- L’OR, qui présente une réflectance élevée (Figure 2.17) et une pente spectrale plus bleue que la moyenne (Figures 2.16 et 2.18a).
- Le cratère Degas, dont le fond a une réflectance assez élevée (aussi élevée que les SP de Sobkou Planitia ; voir Figure 2.17) et la pente spectrale la plus faible du quadrangle (Figures 2.16 et 2.18a).
- Les IcP, principalement mis en évidence grâce à leur pente spectrale assez faible (Figure 2.16), et à leur forte courbure spectrale pour celles qui sont riches en LRM (Figure 2.18b). Ils ont également un faible pouvoir réfléchissant (Figure 2.17), mais plus élevé que le LRM.
- Le matériau du bassin Caloris à l’ouest du quadrangle Shakespeare, avec une réflectance élevée (formation d’Odin) ou très élevée (plaines de Caloris) (Figure 2.17) et une pente spectrale similaire aux terrains moyens.
- Enfin, les terrains couverts par les dépôts pyroclastiques, présentant une réflectance très élevée (Figure 2.17) et une pente spectrale très élevée (Figure 2.16).

La région centrale de Shakespeare, englobant Sobkou Planitia, le cratère Degas et l’OR sont probablement des choix pertinents pour explorer la diversité de la lithologie globale de Mercure.

2.6.2 Lithologie locale de Shakespeare : deux exemples de régions d’intérêt

Le cratère Degas

Le cratère de Degas ($D \approx 53,5$ km) situé à $37,1^\circ\text{N}$, $-137,2^\circ\text{W}$ à l’intérieur de Sobkou Planitia est également une cible très intéressante pour BepiColombo. Il a été daté de la période du Kuipérien (commencée il y a environ 280 ± 60 Ma ; voir [Xiao et al., 2014; Banks et al., 2017], il présente un important système de raies d’éjectas brillants très bien conservé, très développé

en longueur, et même clairement visible sur des cartes monochromatiques. De plus, alors que ce cratère ne présente aucune spécificité sur la carte géologique de [Guzzetta et al., 2017], il est très intéressant d'un point de vue spectral pour deux raisons : (1) Comparé aux autres cratères du quadrangle, son sol apparaît dans des tons bleus nettement distincts sur les cartes composites de couleurs des Figures 2.18c, 2.18d et 2.18f; (2) il y a du LRM visible dans les éjectas les plus proches du cratère, donnant ainsi un indice de la lithologie de cette région.

Il peut y avoir deux interprétations de la classification obtenue (voir section 2.5.3) : soit le matériau à l'extérieur du cratère n'a pas la même composition que le matériau qui se trouve dans le fond, soit il s'agit du même matériau qui a subi des processus différents, le faisant évoluer différemment (ou les deux).

De plus, deux terrains spectralement différents ont été mis en évidence dans le fond de Degas. Celui qui est très bleu sur la carte RVB (voir flèche blanche en Figure 2.19b) pourrait correspondre à un matériau à forte teneur en agent assombrissant fraîchement extrait des profondeurs lors de l'impact. Le second pourrait être le même matériau mais mélangé à un matériau plus ancien comme celui de Sobkou Planitia (matériau des plaines lisses), ce qui expliquerait la pente spectrale différente des deux terrains. Ici, le partitionnement en k-moyennes a permis de mettre en évidence les hétérogénéités lithologiques (deux classes associées à deux terrains) du fond de Degas. Cela n'avait pas été possible avec l'analyse de seuillage (une seule classe).

La couleur bleue des terrains de la classe 1 sur la Figure 2.19c peut rappeler certains cratères du bassin Caloris, qui ont aussi un fond bleu comme Degas [Ernst et al., 2015; Potter and Head, 2017]. Cependant, le fond de ces cratères est bleu seulement avec la combinaison de couleurs PC2, PC1 et le rapport 433/996 nm. De plus, avec cette combinaison de couleurs, le bleu est très différent pour le sol Degas d'une part, et pour le LRM entourant Degas et le sol des cratères de Caloris d'autre part. Il y a donc trois cas spécifiques : (1) il s'agit du même matériau mais en quantités différentes; (2) c'est le même matériau qui a évolué de différentes manières; (3) ou ils correspondent à des matériaux différents. Le cas le plus probable est le premier, car cela expliquerait que le sol de Degas est plus clair que l'environnement du cratère. En effet, le seuillage de la réflectance à 749 nm (Figure 2.17) sépare le fond du cratère (classe 2) et son environnement (classe 3). De plus, cela serait conforme au seuillage de PC2 (Figure 2.16) pour lequel le fond et les environs de Degas sont dans une classe unique (classe 1). Ainsi, l'environnement plus sombre de Degas contiendrait plus de LRM que le fond. Le dernier cas est aussi tout à fait possible, puisque les deux zones pourraient contenir du LRM mais plus ou moins mélangées à d'autres matériaux qui ont des propriétés spectrales différentes (par exemple les SP).

L'éjecta principal d'Hokusai

Une autre ROI peut être l'OR (voir Figure 2.21, flèches rouges). Cette structure s'étend de 33,3°N, -121,1°W à 49,3°N, -112,2°W et sa longueur est estimée à environ 750 km. Selon [Xiao et al., 2016; Ernst et al., 2018], l'OR provient du cratère Hokusai (57,8°N, 16,6°W). Ce grand (diamètre : 114 km) cratère du Kuipérien a le système de raies d'éjectas le plus répandu sur Mercure et est à ~ 3516 km du cratère Degas. Le rayon qui nous intéresse est long (plusieurs milliers de kilomètres) et particulièrement large (environ 50 km) comparé aux autres raies d'éjectas d'Hokusai (environ 20 km de large).

Le partitionnement en k-moyennes de l'OR a mis en évidence trois classes de réflectance bien séparées, la partie la plus sombre se trouvant dans la partie sud du rayon mais pas à sa toute fin (voir section 2.5.3 et Figure 2.20). La carte du rapport 996/433 nm montre que cette partie la plus sombre ne peut pas correspondre à une discontinuité. Cette affirmation est confirmée si

l'on utilise un contraste différent de la carte RVB (voir en haut à gauche de la Figure 2.21) : la partie la plus sombre de l'OR apparaît en bleu foncé. Cette observation peut être interprétée comme une différence de composition, ce qui entraîne probablement la concurrence de deux effets :

1. Une diminution de la quantité de matière éjectée du nord au sud, ce qui est cohérent avec l'endroit d'où provient le rayon, i.e. le cratère Hokusai, et qui passe près du pôle nord. Ainsi, plus on est au sud, moins il devrait y avoir de matière, et donc plus la raie d'éjectas apparaît sombre. Cela expliquerait aussi le gradient global de réflectance.
2. Une influence de la réflectance des terrains sous-jacents. Les IcP entourant le bassin Sobkou et/ou le cratère Erté centré sur $27,4^{\circ}\text{N}$, $-117,3^{\circ}\text{W}$, au sud-est du rayon (voir les cercles en pointillés de la Figure 2.20) sont beaucoup plus sombres que les SP dans la partie nord de l'OR. Ainsi, la matière beaucoup plus brillante éjectée du cratère Hokusai pourrait s'être mélangée à la matière plus sombre autour de Sobkou et/ou Erté, diminuant ainsi constamment la réflectance de cette partie de la raie d'éjectas.

2.7 Conclusion

L'utilisation de cartes couleur à haute résolution et spatialement corrélées entre elles est essentielle pour construire une carte géologique tenant compte à la fois de la morphologie et de la composition de la surface de Mercure. Dans ce chapitre, j'ai présenté une mosaïque en huit couleurs à haute résolution du quadrangle Shakespeare. Ce produit constitue un bon point de départ pour étudier les propriétés spectrales et lithologiques générales de cette région de l'hémisphère nord de Mercure. Plusieurs exemples ont été cités, parmi lesquels la présence de grandes quantités de LRM principalement autour de Degas, Akutagawa et Sholem Aleichem, et dans le sud de Sobkou Planitia et la mise en évidence de matériaux intrinsèquement plus rouges (HRP) dans la partie occidentale de Shakespeare. Ensuite, je me suis concentré sur quelques zones d'intérêt qui pourraient présenter un grand intérêt pour la future mission BepiColombo : le cratère Degas et la principale raie d'éjectas d'Hokusai. Il ressort de cette analyse que Mercure avait une activité géologique passée (qui pourrait même être encore exister de nos jours) qui met en lumière la complexité de sa croûte, et plus généralement de son intérieur.

Les principales unités spectrales identifiées sont résumées dans la Table 2.5, avec leurs valeurs pour chaque paramètre spectral (qui seront utiles pour des travaux futurs comme l'intégration des unités spectrales à la carte géologique du quadrangle Shakespeare) :

- Les dépôts de LRM, avec une réflectance faible et une pente spectrale plus bleue que la moyenne (valeurs plus basses de PC2), et pour lesquelles j'ai mis en évidence une concentration plus élevée autour de Degas. En effet, le LRM [Murchie et al., 2015], et plus globalement les matériaux hydrocarbures [Moroz et al., 2004], ont une réflectance légèrement qui augmente au cours du temps.
- La raie d'éjectas principale d'Hokusai, présentant une réflectance élevée et une pente spectrale plus bleue que la moyenne. J'ai montré que cette raie d'éjectas n'est pas homogène, du moins en terme de réflectance (0,071 pour la partie la plus sombre, 0,093 pour la partie la plus brillante, soit une différence de $\sim 30\%$), et que cela peut être un indice de la lithologie sous-jacente de la surface. En effet, le matériau formant les raies éjectées d'Hokusai a probablement retravaillé le matériau local et pourrait également être affecté par les IcP sous-jacentes autour de Sobkou et/ou Erté.
- Le cratère Degas lui-même, dont le fond a une réflectance assez élevée (aussi élevée que les SP de Sobkou Planitia) et la pente spectrale la plus faible du quadrangle. Ses éjectas contiennent du LRM, qui est plus bleu que la moyenne des terrains environnants. Ceci

confirme que sa propre couleur plus bleue n'est pas seulement due à sa jeunesse, mais aussi à sa composition. Le fond des plaines lisses semble également être partiellement recouvert de LRM, mais pas complètement.

- Les plaines intercratères, mises en évidence grâce à leur pente spectrale assez faible. Elles ont également une réflectance faible, mais plus élevée que le LRM. Cependant, j'ai mis en évidence que les propriétés spectrales des IcP au sud de Sobkou Planitia sont différentes de celles des autres IcP du quadrangle. Ces IcP riches en LRM pourraient donc représenter une sous-unité des IcP les plus répandues au sens strict du terme, ou une de leurs variantes spécifiques. C'est une bonne indication en faveur d'une croûte primaire hétérogène pour Mercure, du moins à cet endroit, avec une concentration de graphite plus importante dans le sud de Sobkou Planitia que dans le nord.
- Le matériau du bassin Caloris à l'ouest de Shakespeare, avec une réflectance élevée (formation d'Odin) ou très élevée (plaines de Caloris) et une pente spectrale similaire aux terrains moyens.
- Enfin, les terrains couverts par les dépôts pyroclastiques, présentant une très forte réflectance et une très forte pente spectrale, ce qui est cohérent avec leur nature volcanique.

Unité spectrale	R749		PC2		996/433		SC_{600}	
	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
LRM	0.035	0.058	-0.01	-0.005	1.64	1.86	0.015	0.05
OR	0.085	0.102	-0.01	-0.005	1.64	1.86	< 0.015	
Degas	X		-0.022	-0.01	1.35	1.64	< 0.015	
IcP	X		-0.005	-0.001	X		< 0.015	
Caloris	0.069	0.085	0.0035	0.007	X		< 0.015	
PD	0.085	0.102	0.007	0.018	2.20	2.40	< 0.015	

TABLE 2.5 – Valeurs des paramètres spectraux pour chaque unité spectrale. R749 = réflectance à 749 nm; PC2 = Principal Component 2; SC_{600} = courbure spectrale autour de 600 nm; LRM = Low Reflectance Material; OR = raie d'éjectas principale d'Hokusai; IcP = Plaines InterCratères; Caloris = matériel du bassin Caloris; PD = dépôts pyroclastiques. X = pas de valeur (pas une unité séparée).

L'analyse des régions d'intérêt identifiées s'est appuyée sur un partitionnement en k-moyennes couplé à un algorithme qui calcule le nombre naturel de partitions pour les classer. J'ai analysé les propriétés spectrales de la raie d'éjectas principale d'Hokusai et du cratère Degas. En particulier, on a vu que le fond de Degas est recouvert d'un matériau bleuâtre, qui n'est observé nulle part ailleurs, du moins dans le quadrangle Shakespeare. Cependant, [Guzzetta et al., 2017] ont cartographié Degas avec la même unité géologique que les cratères environnants (par exemple, Erté) qui ne présentent pas ce type de dépôts sur leurs fonds.

Cet différence entre la carte géologique de [Guzzetta et al., 2017] et notre carte couleur peut justifier de définir une sous-unité spectrale (ou lithologique), pour combiner les informations morphologiques et compositionnelles fournies par les deux cartes. Dans la même perspective, une étude plus approfondie de la région au sud de Sobkou, qui a permis d'établir que celle-ci semble contenir une plus grande quantité de LRM que dans le nord de ce bassin, peut être très intéressant. Cela exigerait de comprendre comment Sobkou s'est formé, donc déterminer son histoire géologique.

L'objectif final de la campagne de cartographie géologique est d'obtenir un ensemble de cartes géologiques de Mercure à l'échelle 1:3000000 en soutien à la mission ESA/JAXA Bepi-Colombo (lancée le 19 octobre 2018), afin d'établir le contexte des opérations de la mission et aider à mieux définir ses objectifs. Ces produits cartographiques seront notamment utiles pour SIMBIO-SYS, l'un des 11 instruments à bord de l'orbiteur planétaire MPO (sous la supervision de l'ESA), qui prendra des images haute résolution de la surface de la planète.

Chapitre 3

Approche expérimentale pour l'étude de l'évolution de la surface de Mercure : chauffage, refroidissement et irradiation d'analogues minéralogiques

Sommaire

3.1 Introduction	81
3.1.1 Quelques rappels de spectroscopie	82
3.1.2 Éléments de minéralogie	83
3.2 Dispositifs expérimentaux	85
3.2.1 Cellule de chauffage	85
3.2.2 Cryostat	86
3.2.3 Spectroscopie visible-proche infrarouge	87
3.2.4 Spectroscopie proche et moyen infrarouge	89
3.3 Analogues réputés et échantillons utilisés	89
3.3.1 Anorthite An ₈₀	90
3.3.2 Verres volcaniques de type NVP	90
3.3.3 Forstérite Fo ₉₀ irradiée partiellement recouverte de carbone	92
3.4 Méthodes expérimentales	92
3.4.1 Fabrication d'une pastille	92
3.4.2 Chauffage/refroidissement d'un échantillon	93
3.5 Résultats et discussions préliminaires	93
3.5.1 Effet d'inhomogénéité spatiale de l'échantillon	93
3.5.2 Effet du chauffage	95
3.5.3 Effet du refroidissement	114
3.5.4 Effet du carbone	116
3.5.5 Effet de l'irradiation	116
3.6 Conclusion	120

NB : Ce chapitre a été rédigé alors que les résultats obtenus étaient encore en cours d'analyse et d'interprétation.

3.1 Introduction

Deux des résultats majeurs apportés par la sonde MESSENGER, et notamment l'instrument MDIS [Hawkins et al., 2007], ont été d'une part que la surface de Mercure est à dominante d'origine volcanique [Head et al., 2009, 2011; Prockter et al., 2010; Denevi et al., 2013; Marchi

et al., 2013; Thomas et al., 2014] (voir aussi section 1.5.4), et d'autre part la confirmation qu'il s'agit d'une surface pauvre en fer [Nittler et al., 2011; Peplowski et al., 2011; Weider et al., 2015] et la découverte de sa richesse inattendue en éléments volatils comme le soufre (e.g. [Nittler et al., 2011], voir aussi section 1.5.3). Cette dernière découverte a profondément bouleversé nos connaissances du fonctionnement global de la planète, de sa structure interne (voir section 1.5.3) à sa géologie. En effet, ces éléments volatils associés à d'autres éléments aux propriétés plus réfractaires (e.g. magnésium, calcium) pourraient former des composés chimiques (e.g. sulfures) dont la décomposition sous l'effet des hautes températures de la surface et de l'altération spatiale conduiraient à la formation de structures géologiques observées nulle part ailleurs dans le Système solaire : les hollows (voir section 1.5.4). Des expériences de laboratoire visant à reproduire et à étudier l'évolution de ces composés soufrés dans les conditions de la surface de Mercure (faible pression et hautes températures) ont récemment été menées [Varatharajan et al., 2019]. Cette étude suggère notamment une réexploitation des données MDIS et MASCIS en se concentrant sur les signatures spectrales de ces composés comme la bande d'absorption à $0,3 \mu\text{m}$.

D'autres mesures ont été réalisées partiellement dans les conditions de la surface de Mercure mais sur des échantillons qui ne peuvent être considérés comme des analogues établis de celle-ci (simulation de l'irradiation par le vent solaire lent de poudre de météorites [Brunetto et al., 2014]). Des mesures sur des minéraux attendus à la surface de Mercure dans des conditions similaires à celle-ci (e.g. pour l'olivine, refroidissement [Suto et al., 2006] et chauffage [Helbert et al., 2013] d'échantillons de forstérite) existent, mais restent assez peu nombreuses. Mieux comprendre les propriétés spectrales de la surface de Mercure implique de prendre en compte sa diversité minéralogique et la manière dont ces minéraux sont affectés par l'environnement herméen. L'éventualité que les propriétés spectrales des minéraux peuvent être affectés par la température a été évoquée et étudiée pour la première fois dans les années 80' [Roush and Singer, 1984; Singer and Roush, 1985; Roush and Singer, 1986]. Des mesures d'échantillons de minéraux mafiques à différentes températures ont pu mettre en évidence des variations au niveau de la largeur, la surface, et la position des bandes d'absorption de ces minéraux. Ces modifications ont été interprétées comme étant la conséquence de changements dans les espaces interatomiques et dans le réseau cristallin.

Le but des travaux présentés dans ce chapitre est d'effectuer des mesures inédites (du moins complémentaires) de celles déjà existantes dans la littérature. Pour cela, il faut considérer des minéraux que l'on qualifie d'«analogues» de la surface de Mercure. De tels minéraux peuvent être déterminés par mesures en télédétection [Sprague et al., 2002] ou par des modèles basés sur ces dernières [McCoy et al., 2018]. Dans mon cas, j'en ai sélectionné trois : les plagioclases, des verres volcaniques et l'olivine. J'ai également considéré différents états (poudre, pastille, i.e. poudre compressée, et slice, i.e. lamelle coupée dans la roche) pour les plagioclases afin de couvrir tous les types de surface (e.g. régolithe, blocs de roches). Différents effets d'altération sur ces minéraux ont été analysés : les effets de la température et ceux de l'irradiation. Pour suivre l'évolution spectrale des échantillons suite à ces altérations, un suivi spectroscopique dans le visible-proche infrarouge d'une part, et dans le proche et le moyen infrarouge d'autre part, ont été utilisés. Avant de présenter plus en détails les dispositifs expérimentaux, les échantillons utilisés, et les méthodes appliquées, il convient de rappeler quelques notions de spectroscopie.

3.1.1 Quelques rappels de spectroscopie

La spectroscopie est l'étude de l'interaction entre la lumière et la matière. Par extension, ce terme désigne également l'ensemble des techniques permettant de réaliser ce type d'étude. C'est un outil très puissant permettant de sonder la composition physico-chimique d'un matériau et l'abondance des éléments présents dans ce matériau. Il existe de nombreuses sortes de spec-

troscopie différentes, chacune étant caractérisée par un domaine de longueur d'onde d'étude et une géométrie d'observation. Le choix parmi l'une ou l'autre de ces spectroscopies se fait selon l'objet que l'on veut analyser et ses propriétés (e.g. sa rugosité de surface). Ici, je vais présenter quelques rappels du principe de la spectroscopie et des techniques utilisées pour mes travaux de thèse.

Le principe de base, commun à toutes les techniques de spectroscopie, est d'illuminer l'échantillon que l'on souhaite analyser avec un rayonnement électromagnétique et de mesurer sa réponse en fonction de la longueur d'onde, appelée spectre. Les domaines de longueur d'onde qui nous intéressent sont le visible et l'infrarouge (proche et moyen), chacun fournissant des informations différentes sur la structure atomique et moléculaire d'un échantillon :

- Le visible s'étend de 26315 cm^{-1} à 12820 cm^{-1} , soit de 380 à 780 nm. C'est dans ce domaine spectral qu'ont lieu les transitions électroniques associées à une liaison atomique, i.e. les liaisons absorbent les photos qui ont exactement l'énergie $E = E_f - E_i$ où E_f est l'énergie de l'état électronique final, après absorption du photon, et E_i l'énergie de l'état électronique initial.
- Le domaine spectral du proche infrarouge (NIR) s'étend de 12820 cm^{-1} à 4000 cm^{-1} , soit de 780 nm à $2.5 \mu\text{m}$. C'est dans ce domaine spectral que s'expriment les vibrations des modes harmoniques d'une liaison atomique, et les combinaisons de ces modes. Ces modes harmoniques correspondent par exemple à des interactions entre les vibrations des molécules (plus rarement entre les rotations et les vibrations).
- Le domaine spectral du moyen infrarouge (MIR) s'étend de 4000 cm^{-1} à 400 cm^{-1} , soit de 2.5 à $25 \mu\text{m}$. C'est dans ce domaine spectral que se manifestent les vibrations fondamentales interatomiques : les liaisons qui ne peuvent vibrer qu'à une fréquence ν_1 et une autre fréquence $\nu_2 > \nu_1$ n'absorberont que les photons d'énergie $E = h\nu$ (où h est la constante de Planck et $\nu = \nu_2 - \nu_1$) pour vibrer à la fréquence ν_2 . Ces vibrations peuvent être de deux natures : à l'échelle moléculaire, elles peuvent traduire soit l'étirement d'une liaison covalente (*stretching* en anglais), soit sa torsion (*bending* en anglais).

La taille des atomes, la longueur et la force de liaison peuvent être très variées dans une molécule ou dans un cristal. Ainsi, la fréquence à laquelle une liaison absorbe un photon dans l'infrarouge varie selon la nature de la liaison, les modes de vibration et les autres liaisons du composé, ce qui permet d'avoir théoriquement accès à la structure globale de l'échantillon. Deux composés ayant strictement le même spectre infrarouge sont identiques, ce qui permet d'identifier des composés silicatés purs par l'examen de leurs spectres dans l'intervalle de longueur d'onde entre 7 et $11 \mu\text{m}$ appelé "empreinte digitale" du spectre.

Un spectromètre infrarouge permet d'étudier la composition et la structure d'un composé en faisant passer un rayonnement infrarouge à travers ou sur un échantillon et en mesurant le rayonnement transmis ou réfléchi par le composé. Dans un spectromètre à transformée de Fourier (IRTF, voir Figure 3.1), on utilise un interféromètre au lieu d'un réseau de diffraction. Le spectre est obtenu en prenant la transformée de Fourier du signal provenant de l'échantillon. Dans l'infrarouge, le spectromètre IRFT a l'avantage d'être plus rapide et plus précis qu'un spectromètre dispersif.

3.1.2 Éléments de minéralogie

Dans cette section sont présentées quelques notions importantes de minéralogie qui seront utilisées par la suite.

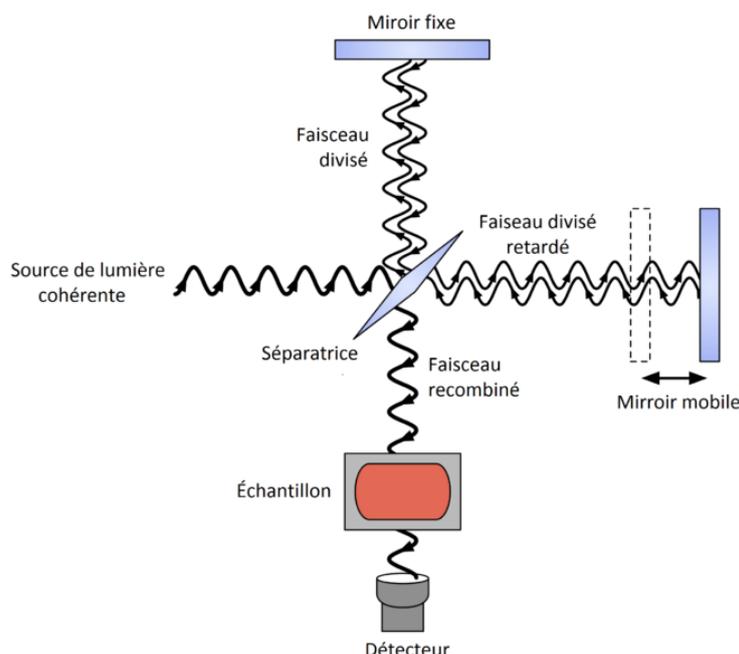


FIGURE 3.1 – Schéma illustrant le principe de fonctionnement d'un spectromètre IR à transformée de Fourier, grâce notamment à l'utilisation d'un interféromètre de Michelson. Crédit : Wikipedia User/Sanchonx.

Minimum de Christiansen

Dans un spectre de réflectance, le minimum de Christiansen est centré sur la longueur d'onde λ_{CF} pour laquelle la partie réelle de l'indice de réfraction subit un changement rapide et devient proche de l'indice de réfraction du milieu entourant les grains, ce qui produit une diffusion minimale, donc peu de rétrodiffusion et donc une réflectance minimale [Conel, 1969]. Il correspond aussi à la séparation entre le régime de diffusion de surface ($\lambda > \lambda_{CF}$) et le régime de diffusion de volume ($\lambda < \lambda_{CF}$), ainsi qu'à la plus forte bande d'absorption de vibration moléculaire. Enfin, le minimum de Christiansen peut servir d'indicateur pour déterminer la composition d'un minéral.

Bandes Reststrahlen (RB)

Les bandes Reststrahlen (RB) sont les bandes de vibration moléculaire fondamentales [Salisbury et al., 1991]. Elles apparaissent dans la région pour laquelle $\lambda > \lambda_{CF}$. Les coefficients d'absorption y sont extrêmement élevés, ce qui rend les silicates opaques dans cet intervalle de longueurs d'onde, et donc les bandes d'absorption sont des pics. C'est cette opacité qui crée un effet "miroir" pour les surfaces polies. Quand la surface est plus rugueuse ou contient des particules plus fines, les diffusions multiples ont lieu plus souvent. Comme l'énergie est perdue à chaque diffusion, l'intensité des pics diminue en diminuant la taille des particules et en augmentant le nombre de diffusion. On parle malgré tout de diffusion de surface car les particules restent opaques. La grande réflectance de la surface d'un grain dans le moyen infrarouge est à l'origine du terme "Reststrahlen", qui signifie "résiduel" en allemand, en référence aux photons qui sont transmis à travers une particule après plusieurs réflexions [Henderson and Jakosky, 1997].

A noter que dans le cas de nos échantillons silicatés, d'après [Iiishi et al., 1971; Chihara and Koike, 2017], les bandes RB dans la région spectrale comprise entre 7 et 11 μm sont dues à des modes de vibration d'étirement des liaisons Si-O et Al-O, tandis que les bandes dans la

région spectrale comprise entre 11 et 14 μm sont dues à des modes de vibration d'étirement des liaisons Si-Si et Si-Al.

Bandes d'absorption

La région pour laquelle $\lambda < \lambda_{CF}$ (entre 4 et 7 μm) est la région pour laquelle le coefficient d'absorption est beaucoup plus faible que les bandes Reststrahlen, ce qui a pour conséquence que les silicates ne sont pas opaques sur cet intervalle de longueur d'onde. C'est donc le régime de diffusion de volume qui domine et les bandes d'absorption sont tracées avec des "creux" (et non des pics) [Salisbury et al., 1991]. L'intensité de ces bandes est faible, mais elles peuvent être très utile pour déterminer la composition de matériaux contenant des particules fines, car leur contraste est augmenté pour ce type de particules. Ces faibles bandes sont causées par les harmoniques des bandes Reststrahlen ou par la combinaison avec des modes fondamentaux des vibrations du réseau cristallin.

Structure de transparence

Dans la région de régime de diffusion de surface ($\lambda > \lambda_{CF}$), il y a une zone entre 11 et 13 μm où l'absorption est relativement faible. Dans cette zone, si on diminue la taille des grains jusqu'à avoir une distribution contenant des grains dont le diamètre est $< 75 \mu\text{m}$, le coefficient d'absorption est suffisamment faible pour que les grains deviennent optiquement fins et un régime de diffusion de volume se met en place [Salisbury et al., 1987]. Ceci a pour effet d'augmenter la réflectance dans le voisinage de ces longueurs d'onde, car plus de photons parviennent à traverser les grains et être rétrodiffusés vers le détecteur du dispositif. La structure qui apparaît en conséquence s'appelle la structure de transparence.

3.2 Dispositifs expérimentaux

Les mesures présentées dans la section 3.5 ont été menées avec les moyens expérimentaux d'une part de l'Institut d'Astrophysique Spatiale à Orsay (Essone) et d'autre part du synchrotron SOLEIL implanté à Saint-Aubin (Essone), comme cela sera rappelé dans les sous-sections qui suivent.

3.2.1 Cellule de chauffage

Pour chauffer et refroidir les échantillons analogues de Mercure, une cellule Linkam FTIR600 a été utilisée (voir Figure 3.2). Une fois connectée à un contrôleur de température, elle permet d'effectuer un chauffage ou un refroidissement programmé en choisissant la limite de température à atteindre, la vitesse de chauffage (5 K/min) et le temps du plateau une fois la température demandée atteinte. La cellule est dotée d'une résistance chauffante en platine de 100 Ω sur laquelle on dépose l'échantillon à chauffer ; le chauffage est donc réalisé par la base de l'échantillon. Comme les échantillons ont une certaine épaisseur et qu'ils ont une conductivité thermique non infinie, il faut donc attendre que l'échantillon se thermalise avant de prendre le spectre. La température maximale atteignable par la résistance est de 873 K (600°C), la plus basse de 77 K (-196°C, température de l'azote liquide).

Pour faire des mesures spectroscopiques *in situ* au cours du chauffage, la cellule est conçue avec une petite fenêtre circulaire de 22 mm de diamètre en séléniure de zinc (ZnSe) afin de laisser pénétrer le rayonnement dans la cellule. Cependant, la transmission du ZnSe est maximale et constante (environ 70%) sur une gamme de longueurs d'onde allant du proche infrarouge à l'infrarouge moyen, de $\sim 1,0$ à $\sim 14,3 \mu\text{m}$ (voir Figure 3.3). Pour avoir un environnement stable autour de l'échantillon, la cellule est purgée au diazote gazeux, ce qui permet également

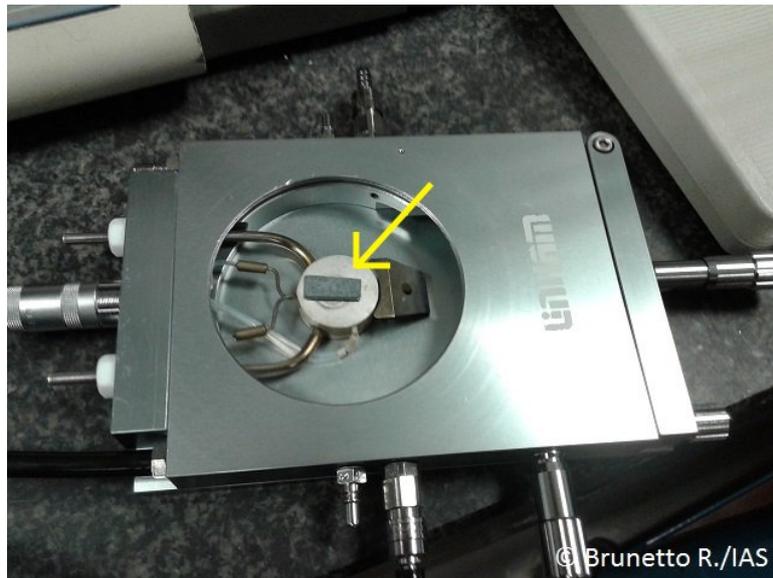


FIGURE 3.2 – Photo de la cellule Linkam FTIR600 ouverte permettant de chauffer de manière contrôlée les échantillons analogues de la surface de Mercure en les déposant sur la résistance (flèche jaune). Crédit : Rosario Brunetto/IAS.

d'homogénéiser la température à l'intérieur de la cellule et d'ainsi contribuer à la thermalisation de l'échantillon. La cellule est découpée dans de l'argent, ce qui aide aussi à la thermalisation.

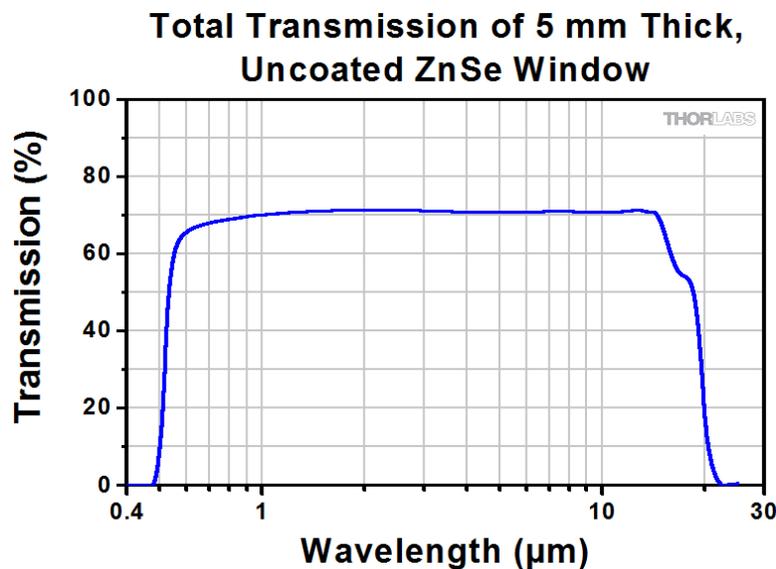


FIGURE 3.3 – Spectre de transmission du sélénure de zinc constituant la fenêtre à travers laquelle est illuminé l'échantillon à analyser. La transmission est maximale et constante égale à 70% entre 1,0 et 14,3 μm , qui est donc l'intervalle de longueur d'onde d'étude. Crédit : Thorlabs.

3.2.2 Cryostat

Pour s'affranchir des problèmes de condensation lors du refroidissement et pour être plus proche des conditions de la surface de Mercure, un refroidissement des échantillons dans un cryostat **sous vide** (voir Figure 3.4) a aussi été décidé.

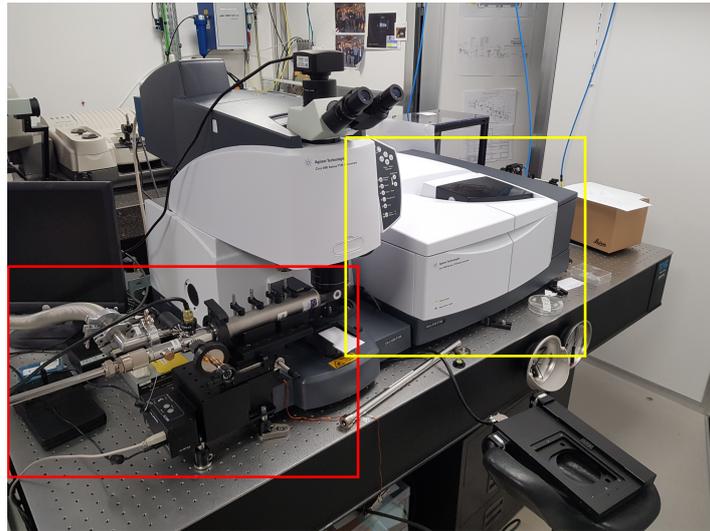


FIGURE 3.4 – Photo du cryostat permettant de refroidir de manière contrôlée les échantillons analogues de la surface de Mercure (encadré en rouge) et du spectromètre infrarouge (encadré en jaune) couplé à un microscope utilisé pour prendre des spectres NIR et MIR.

Tout comme la cellule de chauffage, le cryostat est branché à un contrôleur de température qui permet de réaliser un refroidissement programmé en indiquant la température à atteindre, la rampe de refroidissement (5 K/min) et le temps du plateau une fois la température demandée atteinte. Le cryostat est pourvu d'un support refroidi à l'azote liquide sur lequel on a collé les échantillons avec de la colle d'argent, afin d'assurer un contact maximal avec le support et optimiser la conductivité thermique entre le support et les échantillons. Le tout est hermétiquement fermé et est soumis à un vide de 10^{-6} mbar.

Pour faire des mesures spectroscopiques *in situ* au cours du refroidissement, la cellule est conçue avec une petite fenêtre circulaire sur le dessus afin de laisser pénétrer le rayonnement dans la cellule. Malheureusement, seulement quelques spectres ont pu être pris de nos échantillons (voir Figure 3.30) pour cause de problème avec le contrôleur de température.

3.2.3 Spectroscopie visible-proche infrarouge

Pour acquérir les spectres en réflectance dans le domaine du visible-proche infrarouge, un spectromètre à réseau Maya2000 Pro (Ocean Optics) couplé à un "macroscopie" optique par des fibres optiques, installés à l'Institut d'Astrophysique Spatiale (Orsay), ont été utilisés (voir Figure 3.5). Un Spectralon B a été utilisé comme référence pour les spectres.

L'utilisation de fibres optiques permet à l'expérimentateur d'avoir une certaine souplesse sur les conditions géométriques expérimentales : angle d'incidence, i.e. l'angle par rapport à la normale à l'échantillon avec lequel on éclaire l'échantillon avec la source lumineuse (ici une source de lumière blanche), et l'angle d'émission, i.e. l'angle par rapport à la normale à l'échantillon avec lequel on collecte la lumière réfléchiée par l'échantillon (voir Figure 3.6). Il peut ainsi choisir entre collecter la composante spéculaire de la lumière réfléchiée par l'échantillon ($e = r = i$) ou sa composante diffuse ($e \neq r$). Dans notre cas, c'est le régolithe de Mercure (surface plutôt rugueuse) qui nous intéresse, donc la composante diffuse de la lumière réfléchiée par nos échantillons. On se place donc en configuration **bidirectionnelle** : $i = 45^\circ$, $e = 0^\circ$.

Le domaine spectral considéré ici s'étend de 0,47 à 1,12 μm et couvre une bonne partie de

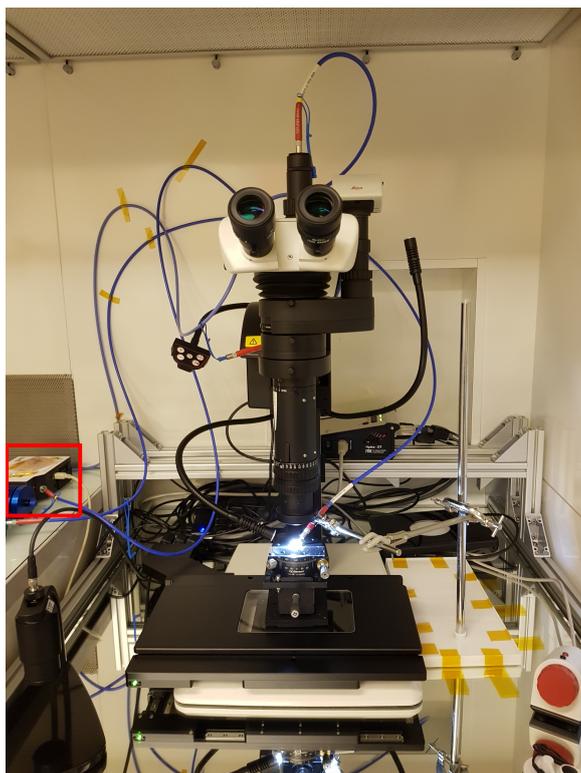


FIGURE 3.5 – Photo du spectromètre Maya2000 Pro (boîtier blanc et noir en arrière plan sur la gauche, encadré en rouge) et du "macroscopie", instrument hybride entre le microscope et la loupe binoculaire, utilisés pour prendre des spectres VNIR des échantillons analogues de la surface de Mercure.

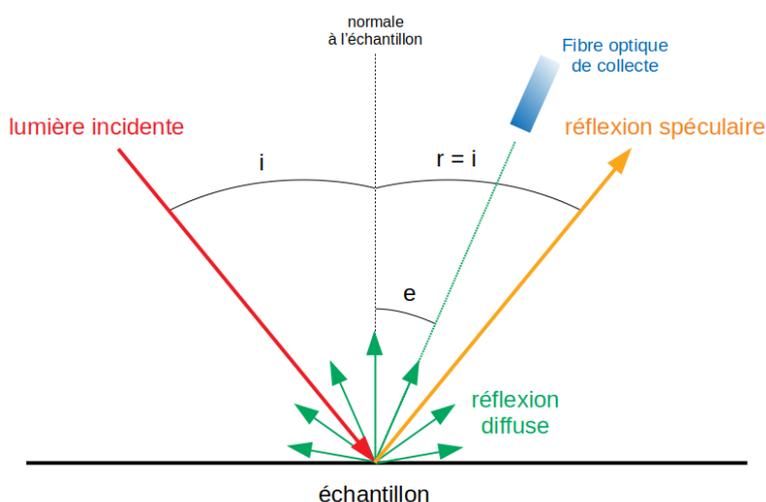


FIGURE 3.6 – Schéma détaillant la réflexion de la lumière par une surface. La lumière incidente (rayon rouge) arrive avec un angle d'incidence i par rapport à la normale à la surface de l'échantillon. La lumière est réfléchié selon deux composantes, dont l'importance varie selon les caractéristiques de l'échantillon (notamment sa rugosité) : si l'échantillon est plutôt lisse, la composante de la réflexion qui se fait dans une direction préférentielle, avec un angle r égal à l'angle d'incidence (rayon orange), prédomine : il s'agit de la réflexion spéculaire ; si l'échantillon est plutôt rugueux, la lumière qui est réfléchié dans toutes les directions (rayons verts) est plus importante : on parle de réflexion diffuse. Enfin, l'angle que fait la fibre optique de collecte avec la normale à la surface de l'échantillon est l'angle d'émission e .

celui de l'instrument VIHI (0,4-2,0 μm). La résolution spectrale choisie (0,5 nm) est environ 10 fois supérieure à celle annoncée pour le spectro-imageur de BepiColombo (<10 nm).

3.2.4 Spectroscopie proche et moyen infrarouge

Pour collecter les spectres en réflectance dans les domaines du proche infrarouge et moyen infrarouge, un spectromètre infrarouge à transformée de Fourier (IRTF) couplé à un microscope Agilent, installés sur la ligne SMIS (Spectroscopy and Microscopy in the Infrared using Synchrotron) du synchrotron SOLEIL, ont été utilisés. Un miroir d'or a été utilisé comme référence pour les spectres. Le spectromètre apparaît à droite du microscope sur la photo du montage avec le cryostat (Figure 3.4).

Pour ces mesures NIR-MIR, la source de lumière est la source interne du microscope. Ce choix est nécessaire, principalement car la fenêtre par laquelle passe la lumière est trop petite pour travailler avec une source externe en configuration bidirectionnelle, mais il impose une contrainte expérimentale forte : les mesures sont faites en configuration **confocal**, i.e. avec un diaphragme devant le détecteur et dans le plan focal conjugué au plan focal de l'objectif pour ne capter que la lumière provenant de ce dernier. Cela implique de travailler avec $i = e = 0^\circ$, donc avec la composante spéculaire de la lumière réfléchie.

Le domaine spectral des mesures NIR est pris entre 1,0 et 3,5 μm et vient compléter la partie non couverte de la gamme de VIHI par les mesures VNIR. Pour les mesures MIR, le domaine spectral 2,0-14,3 μm a été choisi et englobe parfaitement la gamme spectrale du spectromètre MERTIS (7-14 μm). La résolution spectrale sélectionnée (4 ou 8 cm^{-1}) est de l'ordre des résolutions des deux instruments de BepiColombo (<90 nm pour MERTIS).

3.3 Analogues réputés et échantillons utilisés

Comme déjà vu en section 1.5.3, la composition minéralogique de Mercure est mal connue et encore débattue, malgré les derniers apports des instruments MDIS et MASCS de la sonde MESSENGER. Cependant, des comparaisons de spectres synthétiques d'émission pris en laboratoire avec les données télescopiques de la surface de Mercure dans le domaine de l'infrarouge thermique (TIR) ont montré qu'un mélange de type labradorite-enstatite (i.e. un mélange hautement feldspathique) est le plus représentatif [Sprague and Roush, 1998]. Ces résultats ont été remis en question par l'arrivée des premières données d'abondances en éléments chimiques de la surface : en effet, le ratio élevé Mg/Si et les faibles ratios Al/Si et Ca/Si mesurés par les spectromètres XRS excluent une composition riche en feldspath comme c'est le cas pour les hauts plateaux lunaires ; de plus, un fort ratio Mg/Si et des ratios Fe/Si et Ca/Si bas écartent l'hypothèse d'une surface de type terrestre ou basaltes lunaires [Nittler et al., 2011; Weider et al., 2012]. Selon les mêmes auteurs, la surface de Mercure serait plutôt composée de chondrites à enstatite et de certains types d'achondrites à enstatite (renfermant notamment de l'orthopyroxène à enstatite). Pourtant, les analyses de la météorite North-West Africa (NWA) 7325, de type achondrite ungrouped, qui pourrait être le premier échantillon de la planète Mercure [Irving et al., 2013], ont révélé une forte abondance en plagioclases et en chrome diopside, et dans une moindre mesure de l'olivine [Weber et al., 2014]. Par ailleurs, les nombreux impacts de la surface de Mercure ont pu d'une part former localement des minéraux choqués et des verres, et d'autre part disséminer et mélanger du carbone, issu de la croûte primaire de graphite, aux minéraux présents [Peplowski et al., 2016]. Au regard des dernières considérations, j'ai choisi d'analyser en laboratoire les effets de l'altération spatiale et des variations de température sur les échantillons analogues suivant : de l'anorthite An_{80} , des verres volcaniques de type "plaines volcaniques du nord", et de la forstérite Fo_{90} irradiée et partiellement recouverte d'un film de carbone. Ces échantillons sont brièvement détaillés dans les sections qui suivent.

3.3.1 Anorthite An₈₀

Les plagioclases sont des minéraux silicatés de la famille des feldspaths contenant principalement de l'aluminium, du silicium, de l'oxygène, du sodium et du calcium. La composition chimique des plagioclases peut varier entre deux pôles purs : l'albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) contenant exclusivement du sodium, de l'aluminium, du silicium et de l'oxygène ; et l'anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) composé uniquement de calcium, d'aluminium, de silicium et d'oxygène. On dit que les plagioclases forment une solution solide, i.e. la série albite-anorthite. Entre ces deux pôles purs, les noms des minéraux sont basés sur leur fraction d'anorthite ou d'albite (en %). Ainsi, la labradorite est un minéral contenant entre 50 et 70% du pôle anorthite, compositions que l'on note An₅₀ et An₇₀, respectivement.

Dans notre cas, les échantillons de plagioclase ont une fraction d'anorthite de 80% (An₈₀) et sont pauvres en fer (0,5 % de FeO en masse) [Serventi et al., 2013] pour respecter les contraintes de la surface de Mercure [Izenberg et al., 2008; McClintock et al., 2008]. Ces échantillons étaient sous trois formes différentes (voir Figure 3.7) : une poudre dont la taille des grains varie entre 75 et 100 μm , une pastille de 5 mm de diamètre faite à partir de la poudre comprimée dans une presse, et un "slice" (fine lamelle coupée dans la roche).

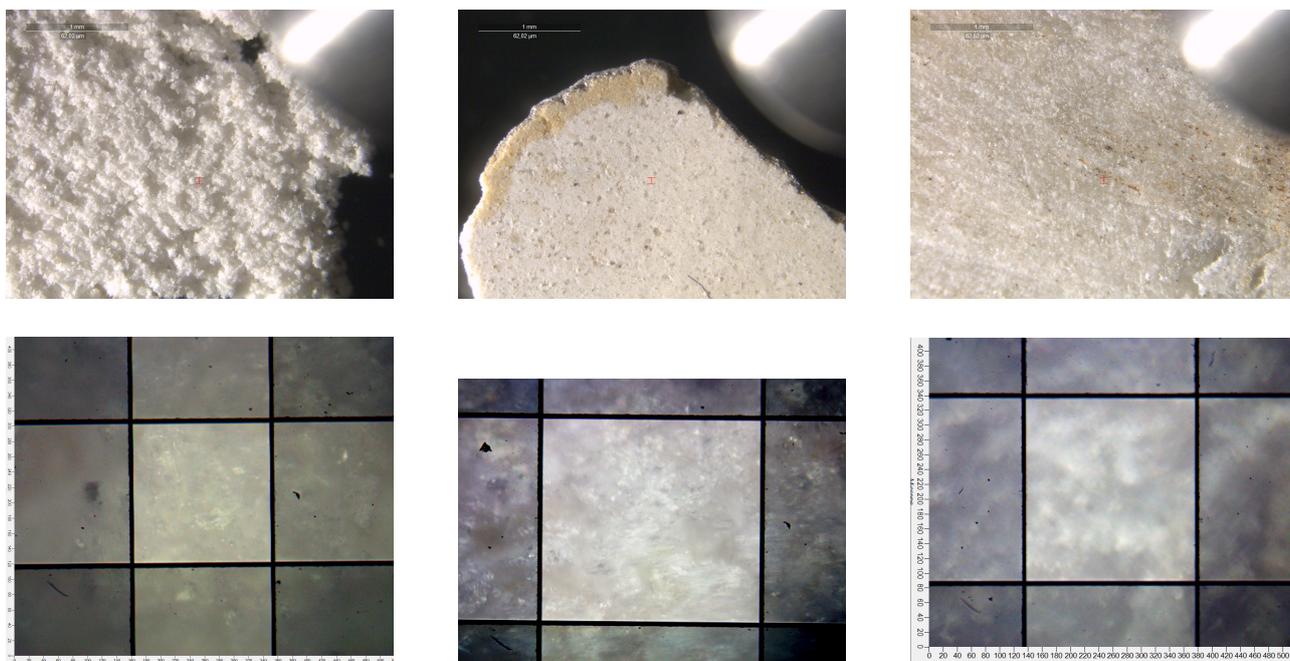


FIGURE 3.7 – **Haut** : Images de la poudre (gauche), de la pastille (milieu) et du slice (droite) d'anorthite prises à la loupe binoculaire ; **Bas** : Images de la poudre (gauche), de la pastille (milieu) et du slice (droite) d'anorthite prises au microscope en grossissement x15.

3.3.2 Verres volcaniques de type NVP

Les plaines volcaniques du nord (NVP pour *Northern Volcanic Plains*) de Mercure ont une composition particulièrement riche en sodium [Peplowski et al., 2014] et pauvre en aluminium [Weider et al., 2015] et en soufre (1,64% en masse [Namur et al., 2016]). [Vetere et al., 2017] se sont basés sur les concentrations estimées de ces terrains pour élaborer les verres volcaniques. La composition exacte de ces analogues (voir Figure 3.8) est détaillée en Figure 3.9.

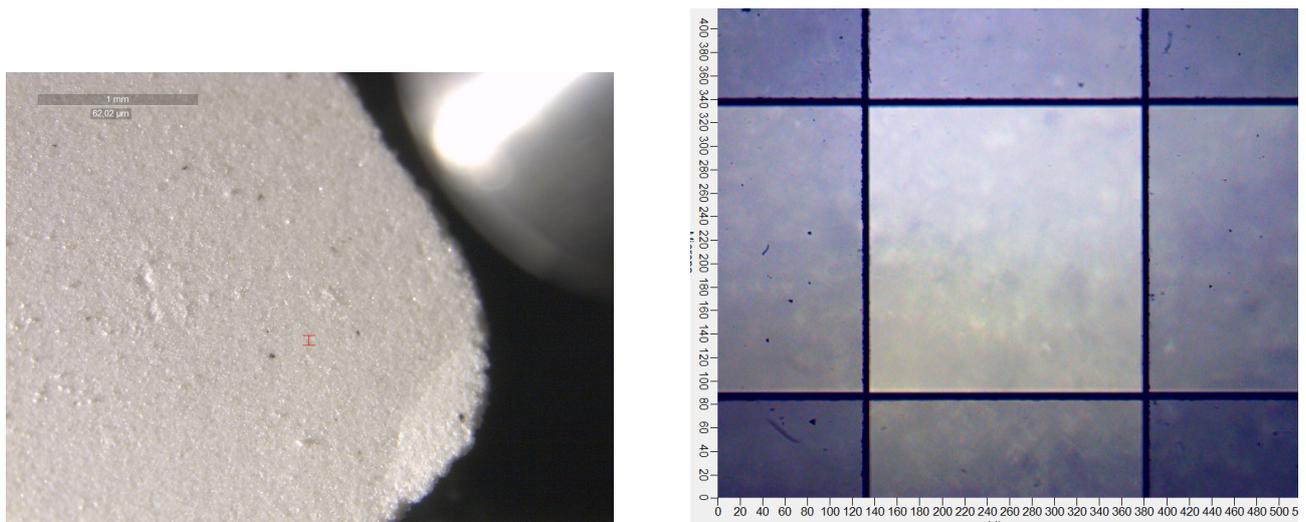


FIGURE 3.8 – **Gauche** : Images de la pastille de verres volcaniques prises à la loupe binoculaire ; **Droite** : Images de la pastille de verres volcaniques prises au microscope en grossissement x15.

Table 1. Electron Microprobe Analyses of the Starting Material Compared to Literature Data^a

	This Work (wt %)	SW-2015				
		SD	Enstatite bas	NVP	NVP-Na	IcP-HCT
SiO ₂	61.48	0.36	55.06	57.10	55.02	53.30
TiO ₂	0.36	0.01	0.18	0.96	0.89	0.89
Al ₂ O ₃	8.95	0.11	13.07	15.27	14.88	12.31
FeO	–	–	0.29	3.61	2.88	3.31
MnO	–	–	0.14	0.25	0.25	0.23
MgO	14.12	0.21	19.72	16.53	13.59	22.53
CaO	6.81	0.09	12.37	4.95	4.29	6.29
Na ₂ O	8.85	0.21	0.04	0.29	6.25	0.16
K ₂ O	0.21	0.02	0.08	0.31	0.22	0.19
Tot	100.78		100.95	99.27	98.27	99.21
NBO/T	0.89		1.00 ^a	0.64 ^a	0.68 ^a	1.05 ^a
			–	0.50 ^b	0.55 ^b	0.86 ^b
			–	0.41 ^c	0.53 ^c	0.79 ^c

^aThe starting composition represents an average of 50 measurements on the synthetic starting glass material. SW-2015 refers to literature data presented in *Sehlke and Whittington* [2015]. SD refers to the standard deviations. The NBO/T values (nonbridging oxygens (NBO) per tetrahedrally coordinated cation (T) [*Mysen and Richet*, 2005]). NBO/T values for *Sehlke and Whittington* [2015] chemical compositions refer to calculation results considering (a) ferrous only, (b) ferrous and ferric, and (c) ferric only.

FIGURE 3.9 – Tableau résumant la composition des verres volcaniques (colonne "This work"). Tiré de [[Vetere et al., 2017](#)].

3.3.3 Forstérite Fo₉₀ irradiée partiellement recouverte de carbone

La surface de Mercure est recouverte de minéraux silicatés qui pourraient être mélangés à des nanoparticules et microparticules de fer, produits de l'altération spatiale sur ces mêmes minéraux ferreux [Cassidy and Hapke, 1975; Hapke, 2001], et de carbone sous forme de graphite [Peplowski et al., 2015; Peplowski et al., 2016]. Un fin film de carbone a donc été partiellement déposé sur quatre échantillons de forstérite Fo₉₀ (voir Figure 3.10), puis trois d'entre eux ont été irradiés avec des ions $^{126}\text{Xe}^{23+}$ à une énergie de 88 MeV et des doses différentes (0, 10^{11} , 10^{12} , 10^{13} ions/cm²) à GANIL-IRRSUD, un accélérateur de particules implanté à Caen [Martinez et al., 2017]. Ces échantillons ont été préparés et gentillemeent fournis par l'équipe de Ph. Boduch et H. Rothard (CIMAP-GANIL) et par G. Strazzulla (INAF, Rome, Italie).

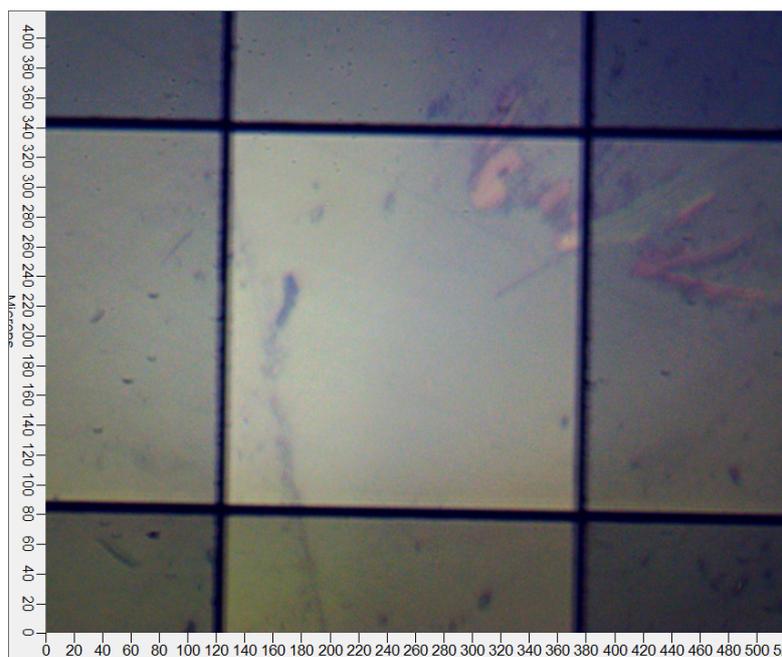


FIGURE 3.10 – Image du slice de forstérite prise au microscope en grossissement x15 au niveau du bord du dépôt de carbone (partie droite, légèrement plus sombre).

3.4 Méthodes expérimentales

3.4.1 Fabrication d'une pastille

Pour fabriquer une pastille à partir de la poudre d'un minéral (dans notre cas, l'anorthite An₈₀ et les verres volcaniques), on procède de la manière suivante :

1. On pèse la poudre pour en avoir en quantité suffisante afin de faire une pastille de 5 mm de diamètre et suffisamment épaisse (environ 2 mm) : 74 mg pour la poudre d'anorthite ; 40 mg pour la poudre de verres volcaniques ;
2. On assemble les trois premiers éléments du moule de la presse : le support, le corps et le premier petit cylindre ;
3. On verse la poudre dans le moule et on place le deuxième petit cylindre et le gros cylindre par dessus ;
4. On place le moule contenant la poudre en-dessous de la presse, en le centrant soigneusement ;

5. On ferme le boîtier, la vanne et on actionne le levier jusqu'à atteindre une pression équivalente de 1,9 tonne ;
6. On laisse presser pendant 20 minutes ;
7. Enfin, on ouvre la vanne, on démonte le moule et on récupère méticuleusement la pastille.

3.4.2 Chauffage/refroidissement d'un échantillon

Une expérience de chauffage ou de refroidissement typique se déroule comme suit :

1. On fait une mesure du "background", i.e. de l'environnement parasite (lumière, air) sur une référence (e.g. Spectralon B pour les spectres VNIR, miroir d'or pour les spectres NIR et MIR), ou dit encore autrement de la fonction de transfert du dispositif ;
2. On place le ou les échantillon(s) à analyser sur la résistance au centre de la cellule purgée au diazote, que l'on referme délicatement en vissant le couvercle ;
3. On collecte un spectre du ou des échantillon(s) à température ambiante ;
4. On lance le programme de chauffage en ajustant les paramètres suivants au besoin : rampe de chauffage de 5 K/min, pas de chauffage de 50 K, 10-20 minutes de plateau pour attendre la thermalisation de l'échantillon et faire l'acquisition du spectre ;
5. On répète l'étape précédente jusqu'à atteindre la température maximale désirée, puis lors de la descente en température jusqu'à revenir à température ambiante (idéalement, en pratique on s'arrête à 313 K [40°C]).

3.5 Résultats et discussions préliminaires

3.5.1 Effet d'inhomogénéité spatiale de l'échantillon

Bien que les processus d'obtention des échantillons sélectionnés (voir section 3.3) ont dû permettre d'atteindre une certaine pureté, ces derniers ont tout de même une certaine hétérogénéité à cause de leur origine (matériaux terrestres, donc présence de minéraux non désirés et une certaine hydratation) et de la variabilité de la taille de grains pour les échantillons de type poudre et pastille, bien que celle-ci soit contrôlée. Une étude de l'impact des inhomogénéités spatiales au sein de l'échantillon d'anorthite An_{80} sur ses propriétés spectrales a donc été menée, et un exemple est illustré en Figure 3.11.

A première vue, les spectres sont très similaires, en particulier pour le niveau de réflectance, ce qui traduit la relative pureté de l'échantillon à l'échelle de la taille relativement importante de la fenêtre d'analyse (200 μm). Cependant, en y regardant de plus près, on peut remarquer certaines différences dont la plus fondamentale concerne la première bande Reststrahlen autour de 9 μm (noté RB1 ci-après). Il s'agit d'une double bande d'absorption dont le ratio d'intensité entre ses deux composantes varient selon l'endroit sur l'échantillon. En effet, la première composante de RB1 (abrégiée RB11 pour la suite) est plus intense que la deuxième composante de RB1 (RB12) pour les spectres pris sur le haut et le centre droit de la pastille ; RB12 est plus intense que RB11 pour le spectre acquis la partie basse de la pastille ; enfin, RB11 et RB12 ont la même intensité pour le spectre pris sur la partie centre gauche de la pastille. Au-delà de la variation d'intensité des bandes d'absorption, un oeil averti peut également déceler que la position de certaines bandes est affectée par les hétérogénéités de l'échantillon. Pour s'en assurer, les positions du minimum de Christiansen et de quelques bandes Reststrahlen ont été déterminées en considérant la position de chaque maximum local. Les résultats sont résumés dans la Table 3.1.

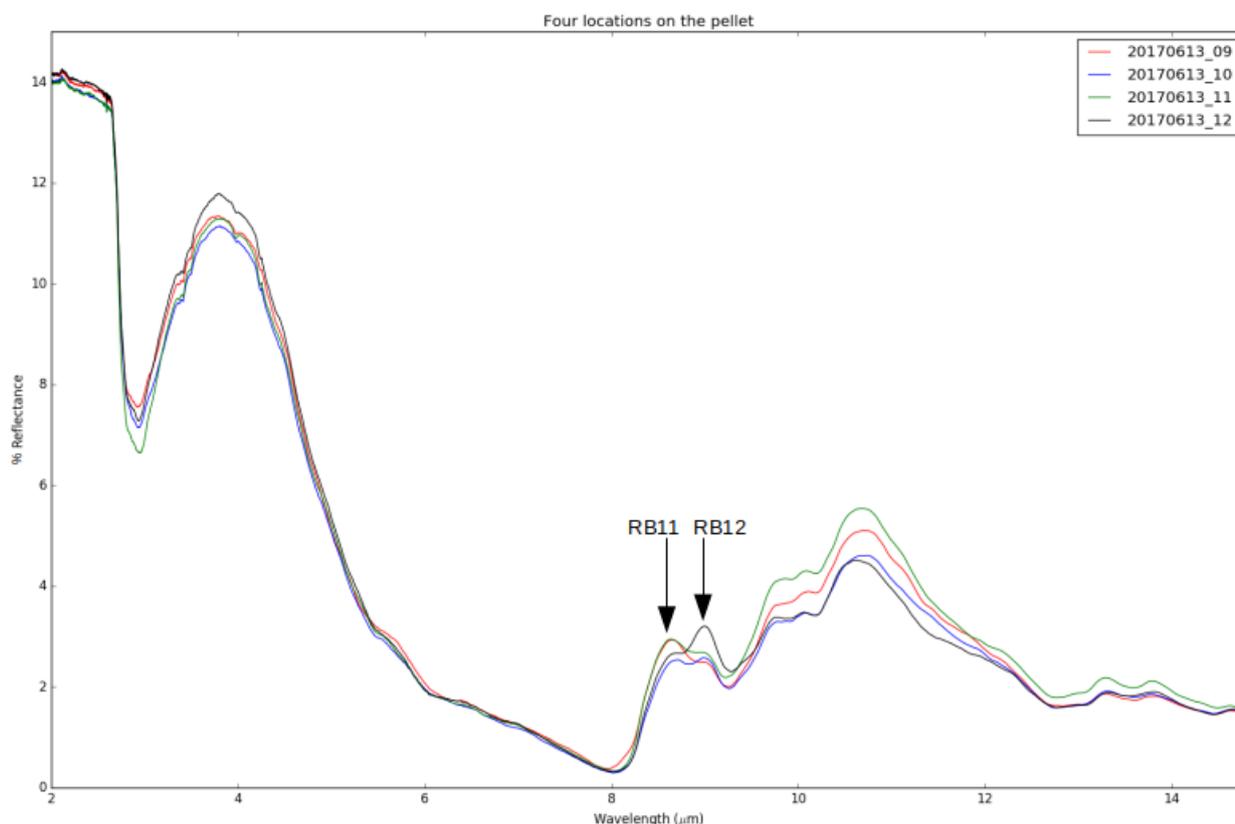


FIGURE 3.11 – Spectres de réflectance dans le MIR de l’anorthite An_{80} à quatre endroits différents (haut = rouge, centre gauche = bleu, centre droit = vert, et bas = noir) sur la pastille non chauffée.

Bande	Haut	Centre gauche	Centre droit	Bas	Décalage maximal (nm)
CF	7,98	8,03	8,04	8,01	60
RB11	8,64	8,71	8,64	?	70
RB12	?	8,99	8,96	9,00	40
RB22	10,11	10,09	10,09	10,07	40
RB3	10,69	10,74	10,69	10,63	110

TABLE 3.1 – Centres (en μm) de quelques bandes d’absorption des spectres MIR de la pastille non chauffée d’anorthite An_{80} déterminés en prenant la position correspondant au maximum local créé par la bande. Les points d’interrogation indiquent quand la détermination du centre n’est pas possible avec cette méthode (spectre trop plat, i.e. maximum local trop faible). La dernière colonne (en gras) précise le décalage maximal de chaque bande dû aux hétérogénéités spatiales, i.e. la différence entre le centre de plus grande longueur d’onde et le centre de plus petite longueur d’onde. Abréviations : CF = minimum de Christiansen ; RB11, RB12 = première et deuxième composantes de la double bande Reststrahlen 1 ($\sim 9,0 \mu\text{m}$) ; RB22 = deuxième composante de la double bande Reststrahlen 2 ($\sim 10,0 \mu\text{m}$) ; RB3 = bande Reststrahlen 3 ($\sim 10,5 \mu\text{m}$).

Les différentes positions calculées confirment les impressions visuelles que l'on peut avoir d'un point de vue qualitatif. Les décalages du minimum de Christiansen et des bandes Reststrahlen sont clairement non négligeables et peuvent atteindre des valeurs (plusieurs dizaines, voire une centaine de nm) de l'ordre de grandeur des décalages que l'on peut observer après le chauffage à haute température d'un minéral (environ 90 nm pour un échantillon de forstérite Fo_{92} chauffé à 773 K [500°C] [Helbert et al., 2013], voir aussi section 3.5.2). Ainsi, les hétérogénéités spatiales au sein d'un échantillon, et par extension au sein des roches d'une région d'une même unité de terrain (e.g. à l'intérieur des hollows, la supposée présence de minéraux largement répandus à la surface de Mercure comme la forstérite, mais présentant des éléments de transition comme le chrome, le titane et le nickel [Lucchetti et al., 2018]), jouent un rôle significatif dans les variations des propriétés spectrales de la zone analysée. À ce stade de l'analyse, encore préliminaire, il n'est pas possible d'estimer si ces hétérogénéités spatiales sont plutôt dues à des inhomogénéités de composition ou une variation de la rugosité locale de l'échantillon.

3.5.2 Effet du chauffage

NB : Les échantillons analogues de Mercure ont tous été chauffés au moins une fois.

L'analyse des effets des hétérogénéités spatiales au sein de l'échantillon d'**anorthite** An_{80} (voir section 3.5.1) peut permettre de déterminer approximativement la zone de la pastille que l'on étudie, ou du moins la zone de la pastille spectralement similaire, en comparant les rapports d'intensité des deux composantes de la double bande RB1. Un exemple de comparaison est illustré en Figure 3.12 avec les spectres de la pastille à température ambiante (25°C) avant chaque expérience de chauffage effectuée au cours de cette thèse.

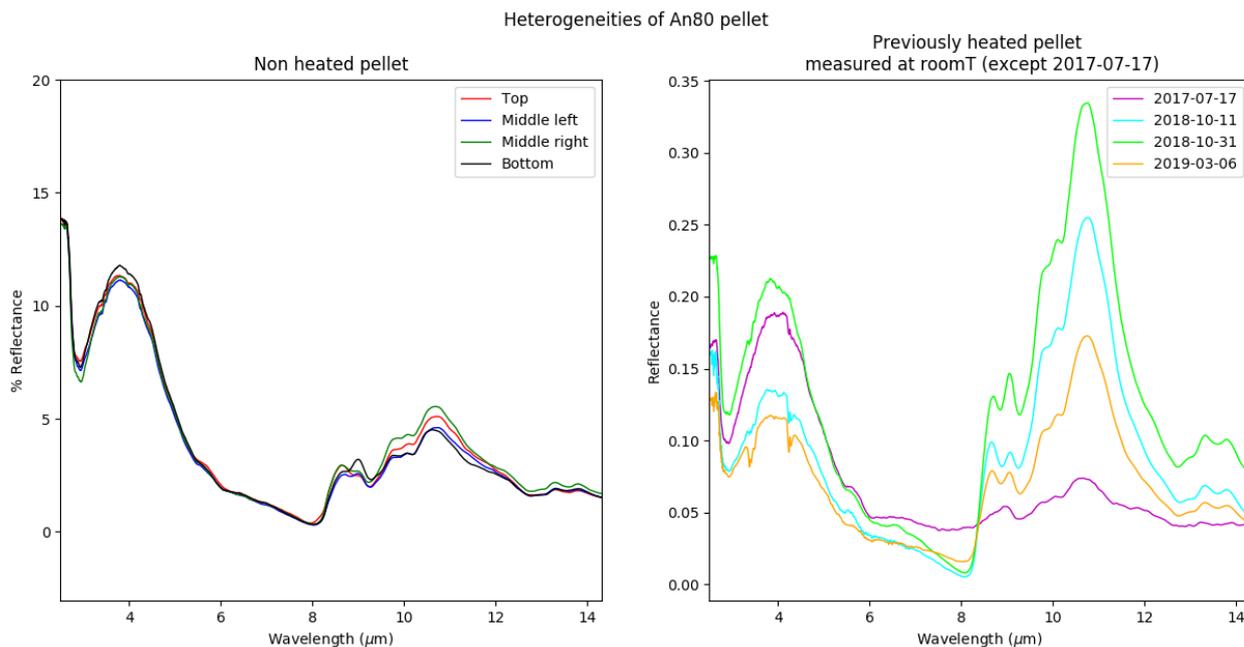


FIGURE 3.12 – **Gauche** : Spectres de réflectance dans le MIR de l'anorthite An_{80} à quatre endroits différents sur la pastille non chauffée. **Droite** : Spectres de réflectance dans le MIR de la pastille d'anorthite An_{80} à température ambiante (25°C) avant chaque expérience de chauffage (cycle complet 25°C - 400°C - 40°C). Les chiffres de la légende correspondent aux dates de chaque expérience de chauffage.

Une première remarque importante que l'on peut soulever est que les spectres de la pastille non chauffée (gauche) sont nettement plus similaires entre eux qu'avec les spectres de la pastille

avant chaque chauffage (droite), exception faite du spectre pris avant la première expérience de chauffage (violet, 17 juillet 2017) car la pastille n'avait justement pas encore été chauffée. Ce dernier et le spectre du 31 octobre 2018 (vert clair) ont une RB12 plus intense, donc ont soit été pris dans la zone basse de la pastille (noir), soit dans une zone avec des propriétés spectrales similaires. De même, le spectre du 11 octobre 2018 (cyan) a une RB11 plus profonde, donc coïncide avec la zone haute et centre droite de la pastille (rouge et vert), et le spectre du 6 mars 2019 a des RB11 et RB12 similaires, donc se rapproche plus de la zone centre gauche de la pastille (bleu). Ces variations de la forme de la RB1 pourrait très bien aussi être le résultat d'un effet irréversible du chauffage, mais nous verrons plus loin (voir section 3.5.2) que les effets du chauffage pour les RB sont réversibles. En conclusion, il est intéressant d'observer que toutes les zones de la pastille (de composition ou de rugosité différente) ont été analysées au moins une fois au cours des différentes expériences de chauffage.

Les spectres de réflectance VNIR de la poudre et la pastille d'anorthite **non chauffées** sont tracés en Figure 3.13. Dans le visible-proche infrarouge, les spectres de l'anorthite n'ont pas de bande d'absorption et sont très similaires entre eux, avec quelques différences de niveau global de réflectance et de pente spectrale qu'on peut mettre en évidence par une analyse quantitative simple (voir Figure 3.14).

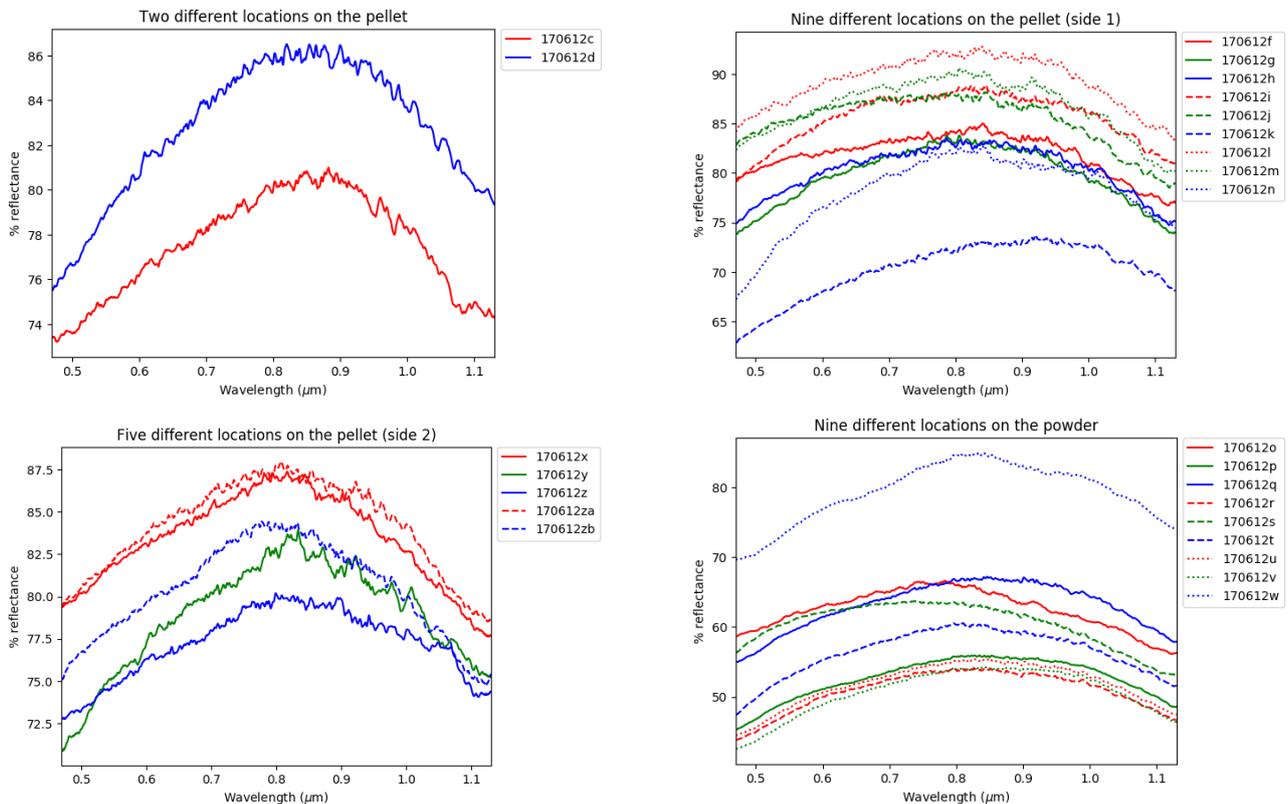


FIGURE 3.13 – Spectres de réflectance VNIR de la pastille et de la poudre d'anorthite An_{80} . **Haut** : pastille face 1 ; **Bas gauche** : pastille face 2 ; **Bas droite** : poudre.

Les valeurs de pente spectrale sont du même ordre de grandeur : en moyenne, la pente spectrale est de 2,36%/100 nm pour la face 1 de la pastille, 2,55%/100 nm pour la face 2 de la pastille, et 3,09%/100 nm pour la poudre. La poudre est donc légèrement plus rouge que les deux faces de la pastille, ce qui est en accord avec les observations de [Cloutis et al., 2013] : une surface plus lisse comme une pastille (ou encore mieux un slice) sera la plupart du temps plus bleu que la poudre contenant le même matériau. La légère différence de pente spectrale

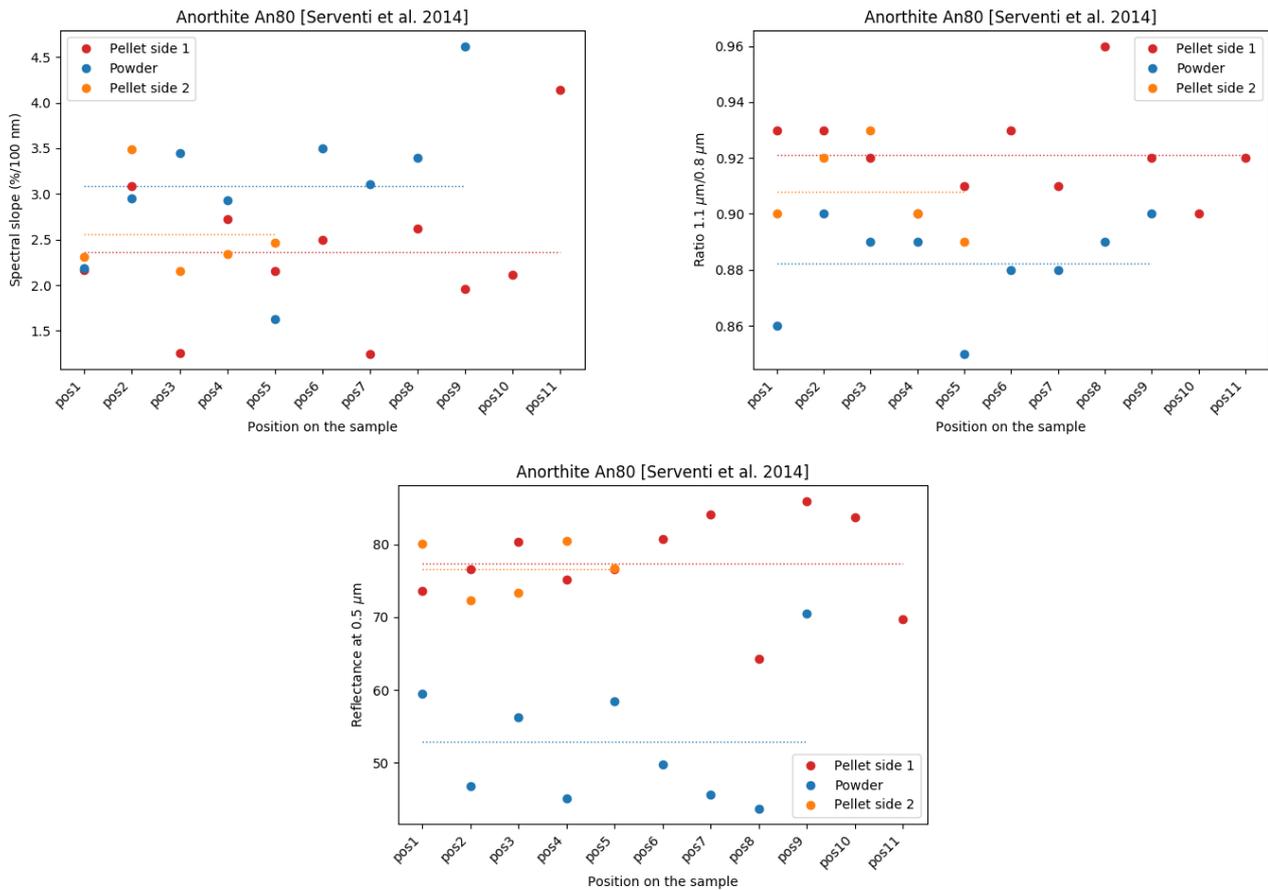


FIGURE 3.14 – **Haut gauche** : Pente spectrale entre 0,5 et 0,8 μm à différents endroits sur la pastille et la poudre d'anorthite ; **Haut droite** : Rapport entre 1,1 et 0,8 μm à différents endroits sur la pastille et la poudre d'anorthite ; **Bas** : Réflectance à 0,5 μm à différents endroits sur la pastille et la poudre d'anorthite. Les lignes en pointillés sont les valeurs moyennes du paramètre spectral pour chaque échantillon analysé.

entre les deux faces de la pastille est donc très probablement due à leur différence de rugosité (face 2 moins lisse que la face 1). Le ratio $1,1/0,8 \mu\text{m}$ est relié à la pente sur cet intervalle de longueur d'onde (voir équation 2.12), qui donne des caractéristiques sur la forme (largeur, profondeur) de la bande du Fe^{2+} entre $1,1$ et $1,3 \mu\text{m}$. Les valeurs du ratio sont aussi du même ordre de grandeur et valent en moyenne $0,92$ pour la face 1 de la pastille, $0,91$ pour la face 2 de la pastille, et $0,88$ pour la poudre. Le ratio de la poudre est donc légèrement inférieur à celui des deux faces de la pastille, autrement dit la pente spectrale est plus importante pour la pastille et la bande est soit plus étroite, soit plus profonde. Enfin, les valeurs de réflectance à $0,5 \mu\text{m}$ (moyennes de $77,37\%$ pour la face 1 de la pastille, $76,59\%$ pour la face 2 de la pastille, et $52,90\%$ pour la poudre) montrent une nette différence entre la pastille, plus brillante à $0,5 \mu\text{m}$, et la poudre. Il s'agit d'un des effets typiques d'une différence de rugosité, la pastille étant plutôt lisse et réfléchit donc mieux la lumière visible (notamment en spéculaire), et la poudre ayant un aspect naturellement granuleux. Pour rappel, les mesures VNIR sont réalisées en réflectance bidirectionnelle, donc les effets observés concerne la réflectance diffuse.

Les effets du chauffage sur les spectres VNIR des échantillons d'**anorthite et de verres volcaniques** sont présentés en Figure 3.15. En pratique, il a été impossible de coupler la cellule Linkam avec le dispositif de microscopie VNIR (les deux systèmes appartiennent à deux établissements différents) donc de faire des rampes de chauffage. Il a donc fallu prendre des spectres à différentes positions sur chaque échantillon non chauffé d'une part, et chaque échantillon chauffé d'autre part, pour obtenir une valeur moyenne de chaque paramètre spectral et s'affranchir des hétérogénéités spatiales, notamment de rugosité. Plus le nombre de spectres pris sur un même échantillon est grand, plus la méthode de comparaison est fiable. L'évolution des trois mêmes paramètres spectraux analysés pour les spectres VNIR des échantillons d'anorthite non chauffés a été étudiée. Les résultats sont rassemblés en Figures 3.16, 3.17 et 3.18 et les valeurs moyennes des valeurs de chaque paramètre spectral dans les Tables 3.2, 3.3 et 3.4.

Échantillon	An ₈₀ slice	An ₈₀ pastille	An ₈₀ poudre	Verres NVP pastille
Non chauffé	-1,81	2,31	3,08	0,60
Chauffé	-0,99	4,29	3,15	1,61

TABLE 3.2 – Valeurs moyennes de la pente spectrale entre $0,5$ et $0,8 \mu\text{m}$ pour chaque échantillon d'anorthite et verres volcaniques.

Échantillon	An ₈₀ slice	An ₈₀ pastille	An ₈₀ poudre	Verres NVP pastille
Non chauffé	0,854	0,963	0,953	0,995
Chauffé	0,880	0,983	0,980	0,995

TABLE 3.3 – Valeurs moyennes du ratio $1,0/0,8 \mu\text{m}$ pour chaque échantillon d'anorthite et verres volcaniques.

Échantillon	An ₈₀ slice	An ₈₀ pastille	An ₈₀ poudre	Verres NVP pastille
Non chauffé	47,79	93,42	52,90	82,87
Chauffé	37,52	79,03	80,05	99,04

TABLE 3.4 – Valeurs moyennes de la réflectance à $0,5 \mu\text{m}$ pour chaque échantillon d'anorthite et verres volcaniques.

Le chauffage a eu un effet clair et irréversible sur la pente spectrale du slice et de la pastille d'anorthite et sur la pastille de verres volcaniques. En effet, les échantillons chauffés ont une plus grande pente spectrale dans le visible que leurs équivalents non chauffés. En revanche, la

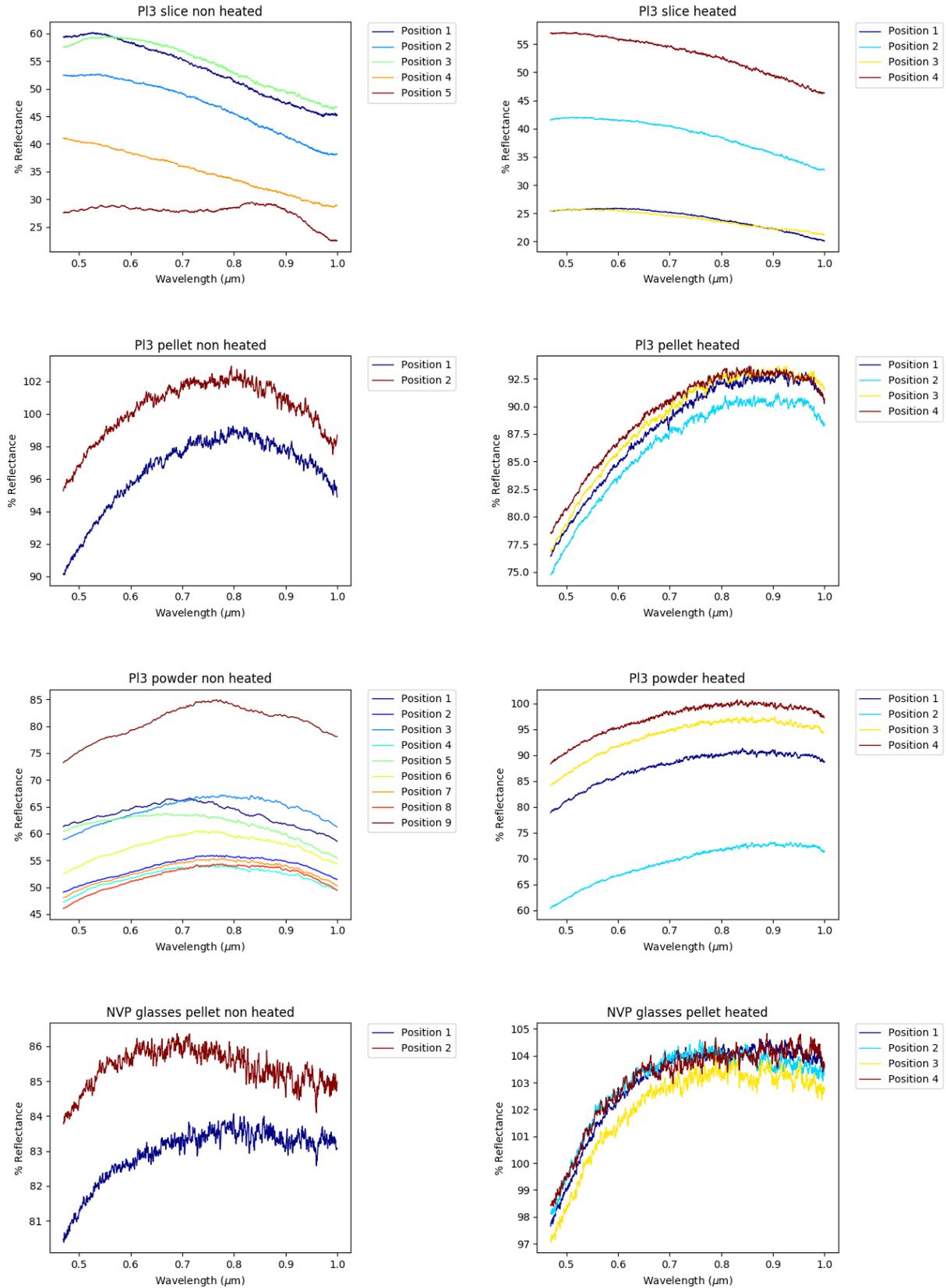


FIGURE 3.15 – Comparaison des spectres de réflectance VNIR des échantillons d’anorthite An_{80} et de verres volcaniques de type NVP non chauffées avec leurs équivalents chauffés. De gauche à droite et de haut en bas : slice d’anorthite non chauffée, slice d’anorthite chauffée, pastille d’anorthite non chauffée, pastille d’anorthite chauffée, poudre d’anorthite non chauffée, poudre d’anorthite chauffée, pastille de verres non chauffée, pastille de verres chauffée. Seuls deux spectres ont été acquis pour la pastille d’anorthite non chauffée et la pastille de verres non chauffée en raison de leur petite taille.

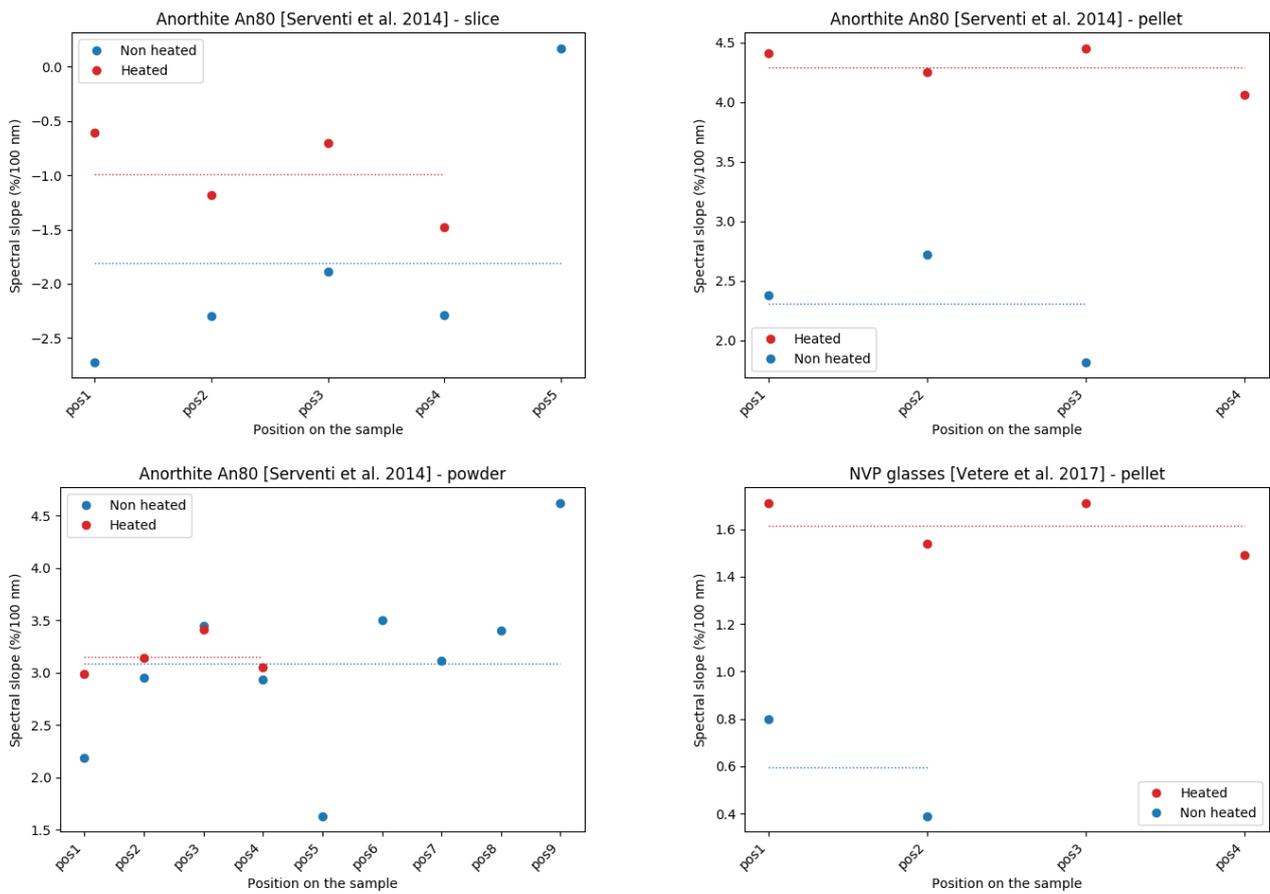


FIGURE 3.16 – Variation de la pente spectrale entre 0,5 et 0,8 μm pour les échantillons d’anorthite (slice en haut à gauche, pastille en haut à droite, poudre en bas à gauche) et la pastille de verres volcaniques (en bas à droite). Les lignes en pointillés correspondent aux valeurs moyennes.

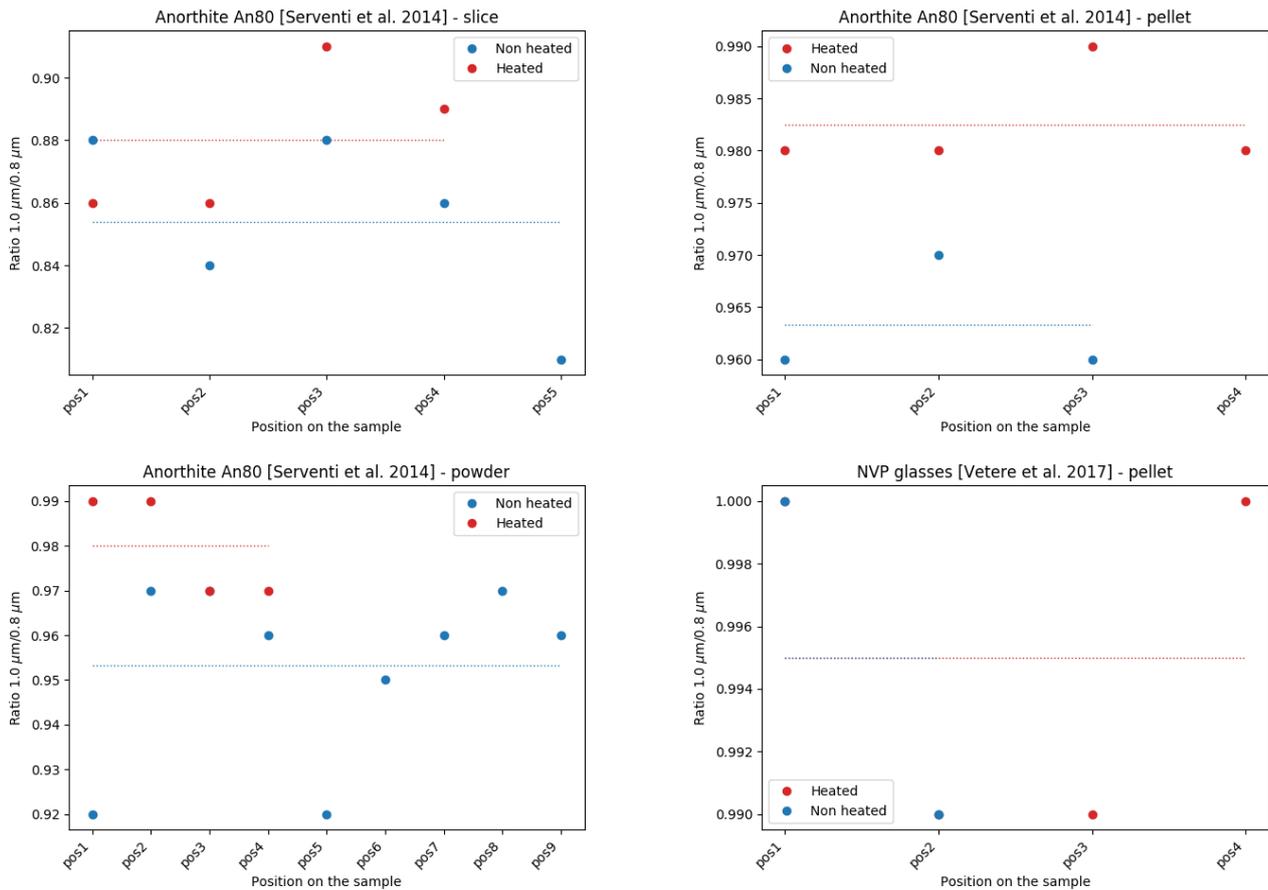


FIGURE 3.17 – Variation du ratio $1,0/0,8 \mu\text{m}$ pour les échantillons d’anorthite (slice en haut à gauche, pastille en haut à droite, poudre en bas à gauche) et la pastille de verres volcaniques (en bas à droite). Les lignes en pointillés correspondent aux valeurs moyennes. Il y a bien quatre valeurs de ratio pour la pastille de verres chauffée, les points (rouges) correspondant aux deux premières positions sont simplement superposés par ceux (bleus) de la pastille de verres non chauffée.

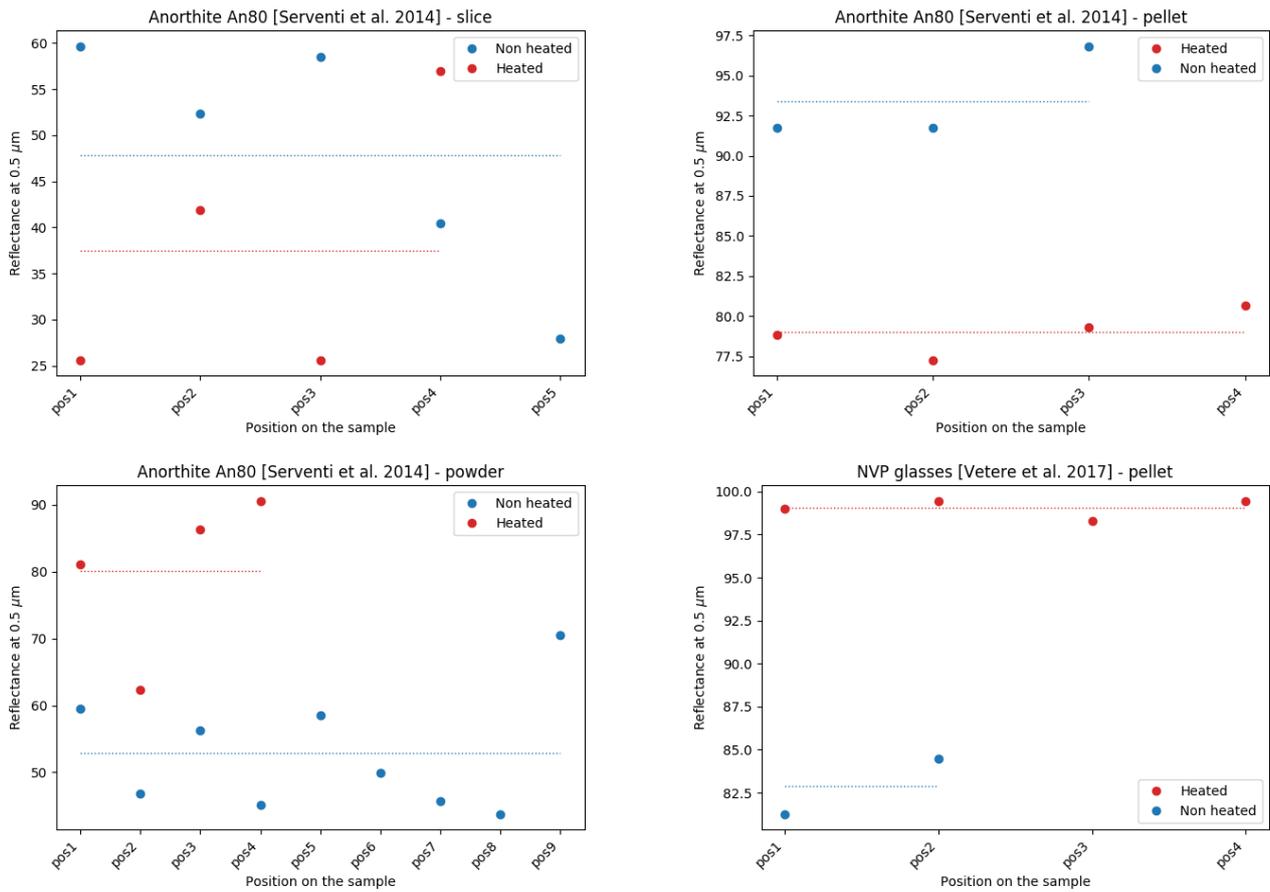


FIGURE 3.18 – Variation de la réflectance à $0,5 \mu\text{m}$ pour les échantillons d'anorthite (slice en haut à gauche, pastille en haut à droite, poudre en bas à gauche) et la pastille de verres volcaniques (en bas à droite). Les lignes en pointillés correspondent aux valeurs moyennes.

pente spectrale de la poudre d'anorthite ne semble pas affectée par le chauffage. La poudre étant plus difficilement manipulable que les autres types d'échantillons (pastille, slice), car plus solides, il n'est pas impossible que la manière dont celle-ci est déposée sur le support du microscope, donc les variations de porosité locales, joue un rôle important dans ses propriétés spectrales. Dans le cas du ratio 1,0/0,8 μm , le chauffage a une influence significative pour tous les échantillons d'anorthite, pour lesquels le ratio est plus grand pour les échantillons chauffés. A l'inverse, le chauffage n'a aucune incidence sur le ratio de la pastille de verres volcaniques. Si l'on se réfère aux spectres VNIR (voir Figure 3.15), on peut facilement expliquer les deux comportements. Pour l'anorthite, l'épaule gauche de la bande entre 1,1 et 1,3 μm du Fe^{2+} semble se décaler vers les plus grandes longueurs d'onde, ce qu'on visualise bien sur les spectres de la pastille d'anorthite. La bande "commence" donc à une plus grande longueur d'onde pour les échantillons chauffés (vers 1,0 μm), les valeurs de réflectance à 0,8 μm et 1,0 μm sont donc plus proches, d'où un ratio plus élevée. Pour la pastille de verres volcaniques, les spectres sont déjà très plats avant chauffage et le restent après, d'où un ratio similaire. Enfin, le chauffage modifie la réflectance à 0,5 μm pour tous les échantillons de deux manières différentes opposées : d'un côté, la réflectance est plus basse après chauffage pour le slice et la pastille d'anorthite, de l'autre côté la réflectance est plus grande pour la poudre d'anorthite et la pastille de verres volcaniques. Rappelons ici que ces mesures ont été réalisées en réflectance bidirectionnelle, donc il ne peut s'agir d'effets dus à une réflexion spéculaire. Même en s'appuyant sur les spectres, il est donc difficile de trouver une interprétation solide à ces observations. Les effets du chauffage sur les paramètres spectraux des différents échantillons sont résumés dans la Table 3.5.

	An ₈₀ slice	An ₈₀ pastille	An ₈₀ poudre	Verres NVP pastille
Pente spectrale (0,5-0,8 μm)	+	+	=	+
Ratio NIR (1,0/0,8 μm)	+	+	+	= (?)
Réflectance à 0,5 μm	-	-	+	+

TABLE 3.5 – Effets du chauffage sur les paramètres spectraux des différents échantillons. '+' signifie "augmentation", '-' signifie "diminution", '=' signifie "pas de variation". (?) signifie que la tendance n'est pas fiable, car elle se base sur une moyenne de paramètre spectral avec trop peu de points.

Les paramètres spectraux du slice et de la pastille d'anorthite ont strictement la même évolution : augmentation de la pente spectrale et du ratio 1,0/0,8 μm et diminution de la réflectance à 0,5 μm . La poudre d'anorthite a une pente spectrale constante au cours du chauffage, mais un ratio 1,0/0,8 μm et une réflectance à 0,5 μm plus élevés. Enfin, la pastille de verres volcaniques a un ratio 1,0/0,8 μm constant au cours du chauffage dû à un spectre plat dans cet intervalle de longueur d'onde, mais sa pente spectrale et sa réflectance à 0,5 μm sont plus importants après chauffage, ce qui est en accord avec les propriétés spectrales des plaines volcaniques du nord de Mercure (réflectance et pente spectrale plus élevées que les valeurs moyennes de Mercure).

Les spectres de réflectance acquis dans le NIR de la **pastille d'anorthite** sont tracés en Figure 3.19. Ces spectres sont relativement similaires entre eux, avec des légères variations de niveau de réflectance (baisse du niveau global de réflectance en augmentant la température) ainsi que dans les positions, intensités et formes des trois bandes d'absorption principales : la bande entre 1,1 et 1,3 μm , qui provient des transitions électroniques dans les ions Fe^{2+} au sein de la structure du plagioclase [Adams and McCord, 1971; Bell and Mao, 1972]; la large

bande autour de $2,9 \mu\text{m}$, principalement causée par la présence d'eau dans et sur l'échantillon ; enfin, la bande à $3,4 \mu\text{m}$, qui provient de l'absorption des liaisons C-H de composés carbonés aliphatiques sous forme d'impuretés. Le bruit observé est dû à la présence d'interférences dont l'origine et l'affranchissement n'ont pas encore été résolus. Intéressons-nous tout d'abord à la bande entre $1,1$ et $1,3 \mu\text{m}$, plus particulièrement à sa position (Figure 3.20 gauche) et son intensité (Figure 3.20 droite) en fonction de la température. La position de cette bande a été déterminée en normalisant par le continuum et en ajustant la bande avec une gaussienne.

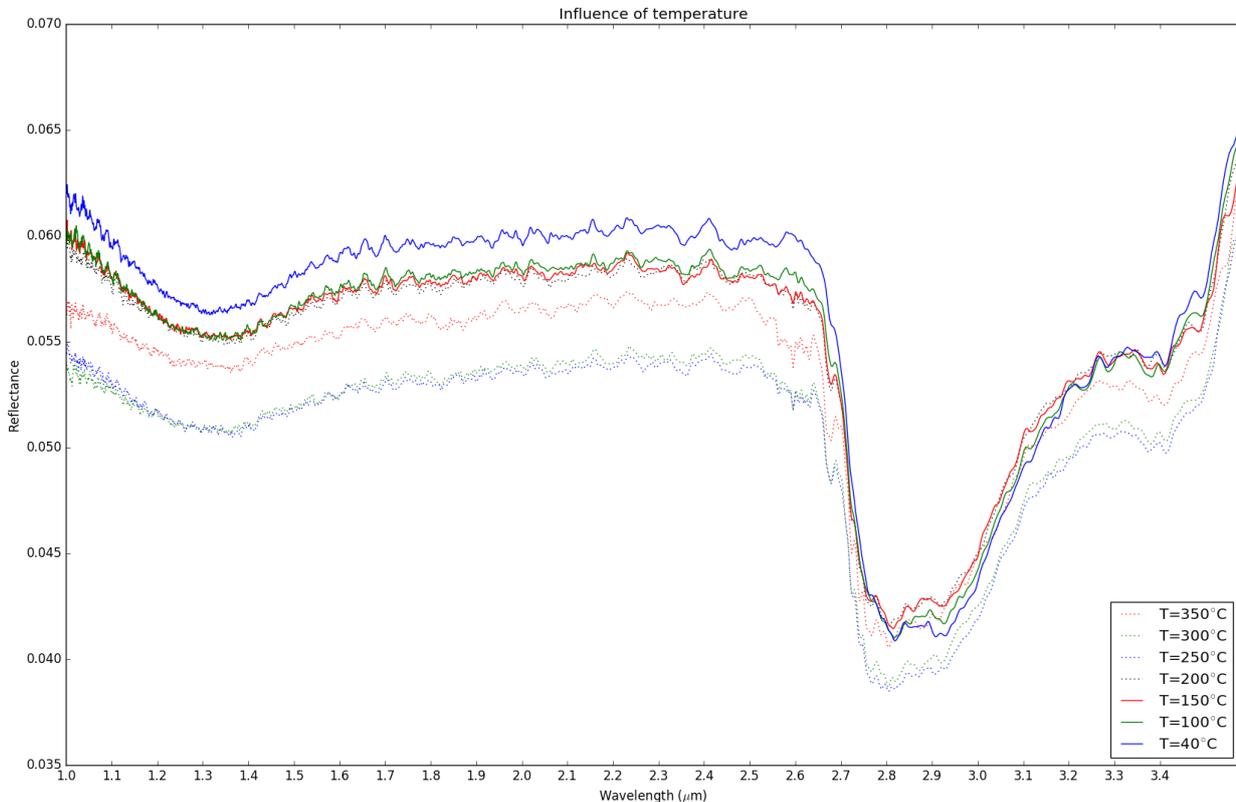


FIGURE 3.19 – Spectres de réflectance dans le NIR de la pastille d'anorthite An_{80} à différentes températures.

Bien qu'un très léger décalage de la position de la bande du Fe^{2+} vers les plus grandes longueurs d'onde en diminuant la température ($\sim 80 \text{ cm}^{-1}$ vers les plus petits nombres d'onde, i.e. $\sim 14 \text{ nm}$ vers les plus grandes longueurs d'onde pour une position initiale autour de 7700 cm^{-1}) semble être indiqué par les barres d'erreur, la variation n'est pas monotone et la bande retrouve même, à 40°C , une position très proche de sa valeur initiale à 350°C . Il est difficile de trouver une explication physique convaincante à ce comportement. Celui-ci pourrait donc être causé par une mauvaise estimation des paramètres de la gaussienne, elle-même due à divers facteurs comme l'aile gauche incomplète de la bande dans la gamme de longueur d'onde limitée par la fenêtre de la cellule Linkam ($1,0$ - $14,3 \mu\text{m}$ pour rappel, voir section 3.2.1) ou la présence des interférences. L'erreur sur la détermination de la position de la bande pourrait donc être plus importante et devenir du même ordre de grandeur que le potentiel décalage de la bande. En effet, [Sung et al., 1977] ont estimé que les variations de position des bandes associées aux transitions électroniques de Fe^{2+} sont très légères voire inexistantes (e.g. $\sim 20 \text{ nm}$ pour la bande entre $1,1$ et $1,3 \mu\text{m}$ de la fayalite).

En revanche, la variation de l'intensité de la bande entre $1,1$ et $1,3 \mu\text{m}$ est visible à l'oeil (voir Figure 3.20 droite). Cette intensité a été calculée en soustrayant à 1 le rapport entre R_B ,

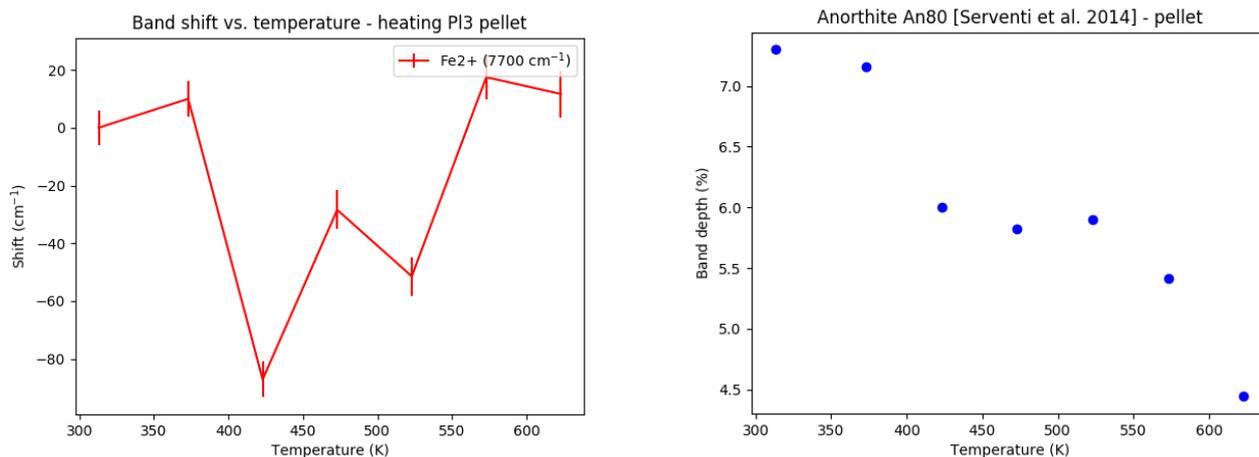


FIGURE 3.20 – **Gauche** : Variation de la position de la bande entre 1,1 et 1,3 μm pour la pastille d’anorthite An_{80} en fonction de la température. Les positions ont été déterminées en normalisant par le continuum et en ajustant la bande avec une gaussienne; **Droite** : Variation de la profondeur de la bande entre 1,1 et 1,3 μm pour la pastille d’anorthite An_{80} en fonction de la température. Les valeurs de profondeur de bande ont été calculées en soustrayant à 1 le rapport entre la réflectance à la longueur d’onde centrale de la bande et la réflectance du continuum à cette même longueur d’onde. Le continuum a été déterminé en déterminant la droite passant par deux points du spectre en dehors de la bande d’absorption (1,0 et 1,6 μm ici).

la réflectance à la longueur d’onde centrale de la bande et R_C , la valeur du continuum à cette même longueur d’onde (voir équation 3.1).

$$D = \frac{R_C - R_B}{R_C} = 1 - \frac{R_B}{R_C} \quad (3.1)$$

Les valeurs calculées confirment l’impression visuelle : la profondeur de la bande entre 1,1 et 1,3 μm augmente en baissant la température. En revanche, les Figures 3.19 et 3.20 (droite) seules ne permettent pas de conclure sur le caractère réversible ou irréversible de cette variation de profondeur, donc sur la nature (physique ou chimique) de la modification ayant lieu au sein du minéral sous l’effet de la température. En effet, les mesures de la Figure 3.19 n’ont été prises que lors de la descente en température. Néanmoins, on retrouve des résultats très similaires pour la **poudre d’anorthite An_{80}** (voir Figure 3.21), même si la profondeur de la bande est moins importante ($\sim 2,7\%$ à température ambiante) que pour la pastille ($\sim 7,2\%$), ce qui confirme au passage les valeurs de ratio 1,1/0,8 μm plus basses pour la poudre : la profondeur de la bande entre 1,1 et 1,3 μm diminue en augmentant la température. Bien qu’il ne s’agisse pas de la même expérience et du même type d’échantillon (pastille dans un cas, poudre dans l’autre cas), les variations opposées de profondeur de la bande observées lors de la montée et de la descente en température semblent cohérentes avec un caractère réversible, donc une modification physique (e.g. désorganisation) du réseau cristallin. Cependant, rappelons qu’il est établi que la profondeur de la bande peut aussi être influencée par la quantité de fer présent dans le plagioclase : plus il y a de fer, plus la bande est profonde. Par exemple, on détecte rarement la bande dans les albites, car la substitution de l’ion Ca^{2+} par l’ion Fe^{2+} est plus favorable que la substitution de Na^+ par Fe^{2+} (le rayon de Ca^{2+} est légèrement plus grand que le rayon de Na^+) [Adams and McCord, 1971; Bell and Mao, 1973; Adams and Goulaud, 1978]. Ainsi, le chauffage a un effet de désorganisation du réseau cristallin du plagioclase qui reproduit les effets d’une substitution inverse des ions Fe^{2+} par les ions Ca^{2+} , qui fait baisser la concentration en fer dans le plagioclase et la profondeur de la bande entre 1,1 et 1,3 μm . Ces considérations ont déjà été abordées par [Helbert et al., 2013] pour des échantillons d’olivine.

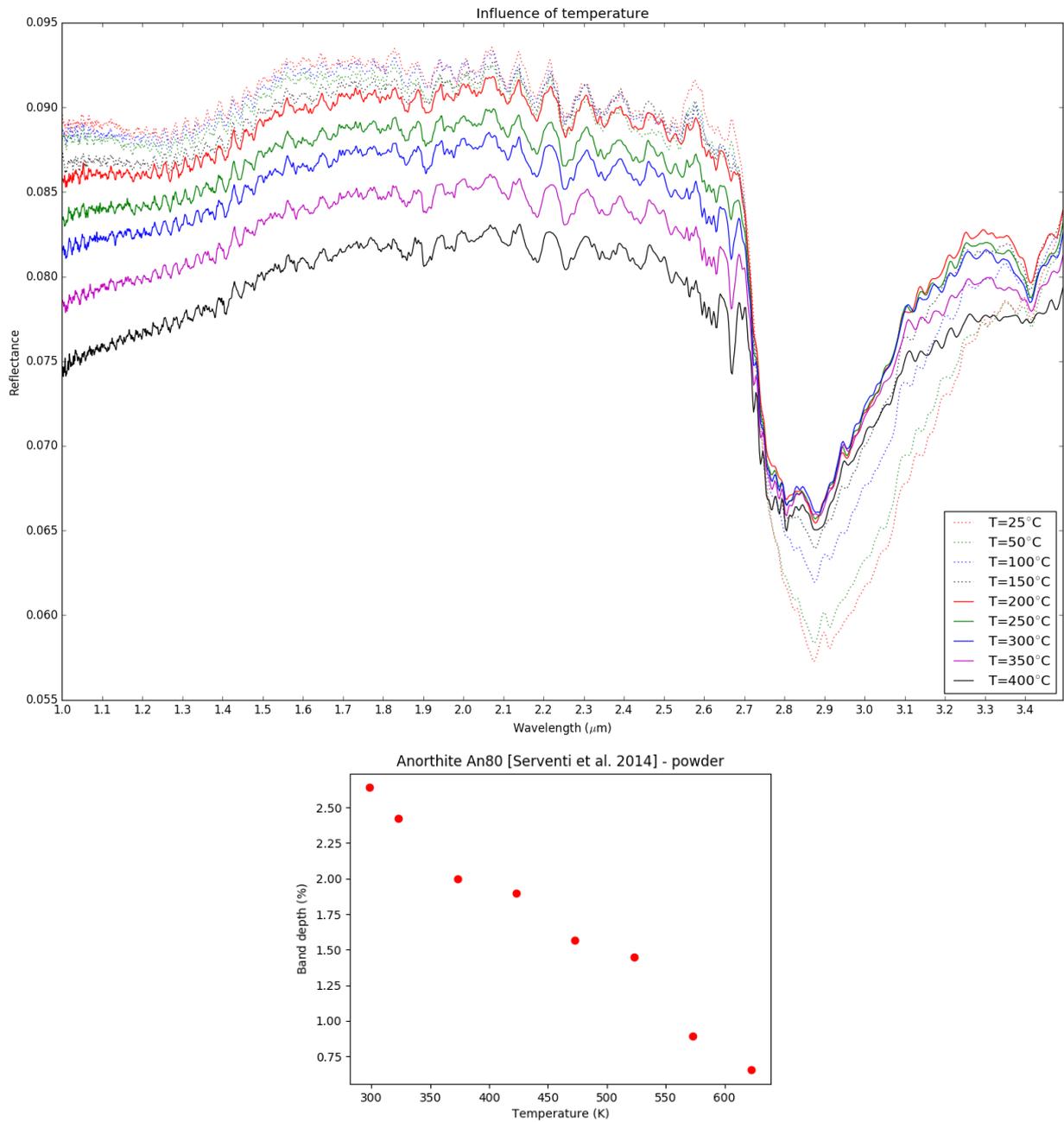


FIGURE 3.21 – **Haut** : Spectres de réflectance dans le NIR de la poudre d’anorthite An_{80} à différentes températures ; **Bas** : Variation de la profondeur de la bande entre 1,1 et 1,3 μm pour la poudre d’anorthite An_{80} en fonction de la température. Les valeurs de profondeur de bande ont été calculées en soustrayant à 1 le rapport entre la réflectance à la longueur d’onde centrale de la bande et la réflectance du continuum à cette même longueur d’onde.

Les spectres de réflectance acquis dans le MIR des **trois types d'échantillons d'anorthite** sont tracés en Figure 3.22. Quelque soit le type d'échantillon, on peut voir que le niveau global de réflectance et la profondeur de toutes les bandes d'absorption (sauf le minimum de Christiansen $\sim 8 \mu\text{m}$) diminuent en augmentant la température, ce qui est en accord avec les résultats des expériences de chauffage de [Helbert and Maturilli, 2009] sur des échantillons de quartz et de labradorite. Le minimum de Christiansen se déplace clairement vers les plus grandes longueurs d'onde avec la température pour les trois types d'échantillon de l'anorthite, ce qui est confirmé par une analyse quantitative (voir Figure 3.23).

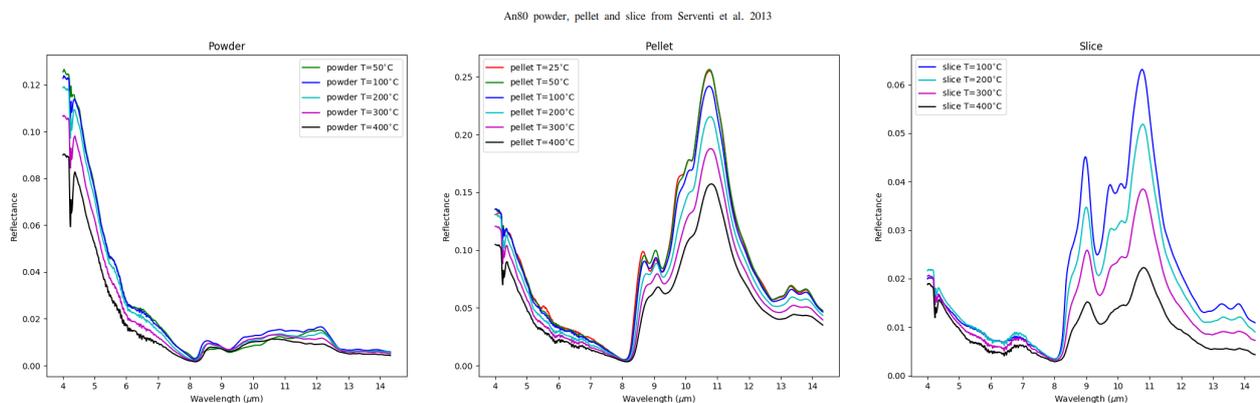


FIGURE 3.22 – Spectres de réflectance dans le MIR des trois types d'échantillons (gauche : poudre ; centre : pastille ; droite : slice) d'anorthite An_{80} à différentes températures. Les spectres de la poudre et du slice à température ambiante (25°C) et celui du slice à 50°C ont mal été acquis (sans doute dû à une mauvaise mise au point sur l'échantillon) et peuvent donc être ignorés.

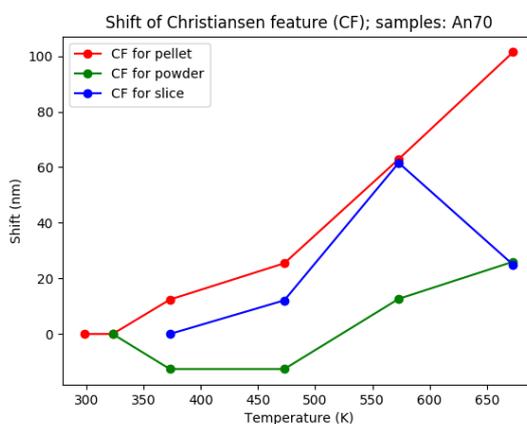


FIGURE 3.23 – Variation de la position du minimum de Christiansen en fonction de la température pour les trois types d'échantillons d'anorthite An_{80} .

D'autres analyses ont permis de mettre en évidence que la bande RB1 ($\sim 9,0 \mu\text{m}$) se déplace également vers les plus grandes longueurs d'onde en augmentant la température, pour les trois échantillons d'anorthite. De plus, la bande RB3 ($\sim 11 \mu\text{m}$) a la même position à $0,1 \text{ cm}^{-1}$ près pour la pastille et le slice d'anorthite, à chaque température, et celle-ci ne se déplace quasiment pas en chauffant ($1,9 \text{ cm}^{-1}$ vers les plus grandes longueurs d'onde). Enfin, il est intéressant de constater que la forme de la (double) bande RB1 de la pastille d'anorthite change en fonction de la température : le rapport d'intensité entre les deux composantes de la bande RB1 s'inverse, passant d'une composante gauche plus intense à une composante

droite plus intense. Il s'agit du même comportement que celui observé pour les hétérogénéités spatiales de la pastille d'anorthite (voir section 3.5.1). On peut donc en déduire qu'il s'agit soit d'un effet de composition (modification chimique du réseau cristallin avec le chauffage), soit d'un effet de rugosité (modification de la texture des grains à haute température), ou bien les deux. Pour répondre à cette interrogation, un deuxième chauffage de la pastille d'anorthite An_{80} a été effectué, avec une montée et une descente en température, ainsi qu'avec un pas de température deux fois plus petit ($25^{\circ}C$ au lieu de $50^{\circ}C$) pour estimer à quelle température a lieu cette transition double bande-simple bande. Les mesures sont présentées en Figure 3.24.

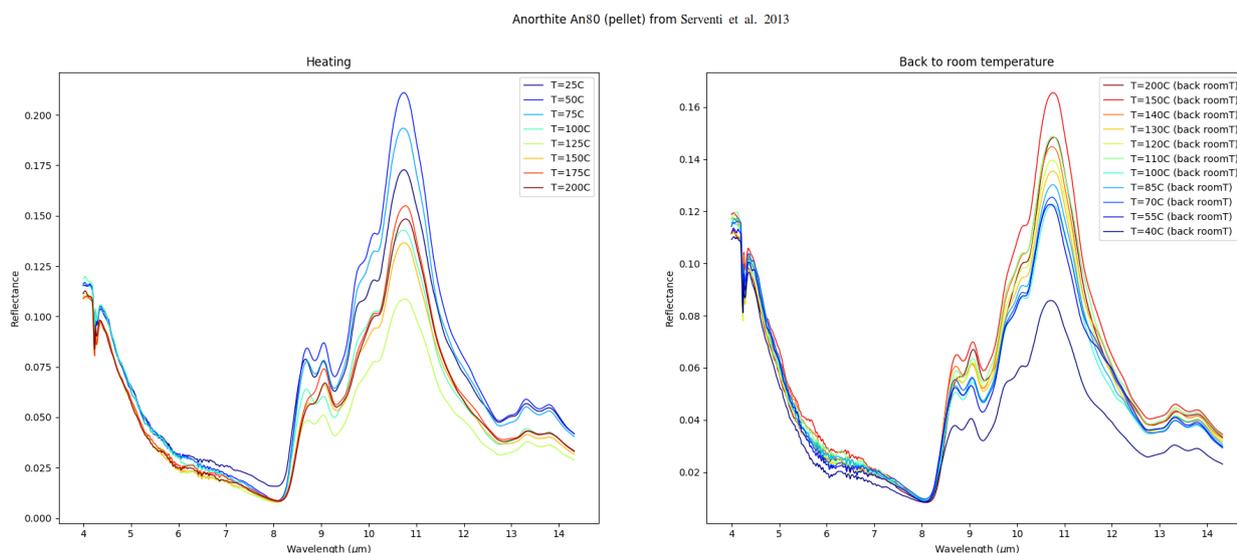


FIGURE 3.24 – Spectres de réflectance dans le MIR de la pastille d'anorthite An_{80} à différentes températures, mais avec un pas de température différent par rapport à la Figure 3.22 ($25^{\circ}C$ au lieu de $50^{\circ}C$) afin de déterminer plus précisément la température à laquelle s'effectue la transition entre une RB1 à double composante et une RB1 à une seule composante.

On voit que le changement de forme opère entre $150^{\circ}C$ et $175^{\circ}C$ et qu'il s'agit d'un effet réversible. En effet, une fois revenu à $40^{\circ}C$, la RB1 a à nouveau deux composantes clairement distinctes. Pour finir, ce changement de forme de la RB1 est exclusif à la pastille d'anorthite, donc semble ne s'appliquer qu'à un terrain de type régolithe "compacté", et a l'air de s'opérer principalement entre $25^{\circ}C$ et $200^{\circ}C$.

Les spectres de réflectance acquis dans le NIR de la **pastille de verres volcaniques** de composition analogues aux plaines du nord de Mercure (NVP) sont tracés en Figure 3.25. Tout comme les spectres NIR de la pastille d'anorthite, les spectres NIR de la pastille de verres volcaniques sont assez similaires entre eux, avec toutefois des différences notables pour le niveau global de réflectance et la position (Figure 3.26 gauche), la forme et la profondeur (Figure 3.26 droite) de la large bande autour de $3 \mu m$ due à l'eau. Vu la modification complexe de la forme de la bande au cours du chauffage, les positions ont été estimées en considérant en première approximation le minimum local de réflectance de la bande d'absorption.

La bande à $3 \mu m$ est fortement déplacée vers les plus courtes longueurs d'onde en augmentant la température. La vitesse de déplacement de la bande n'est pas constante : celle-ci est plus importante entre 25 et $50^{\circ}C$, puis décroît progressivement jusqu'à atteindre une valeur asymptotique du déplacement d'environ -140 nm . Cependant, en regardant de plus près la forme de la bande et la façon dont elle évolue, il semblerait qu'elle soit composée de plusieurs bandes dont

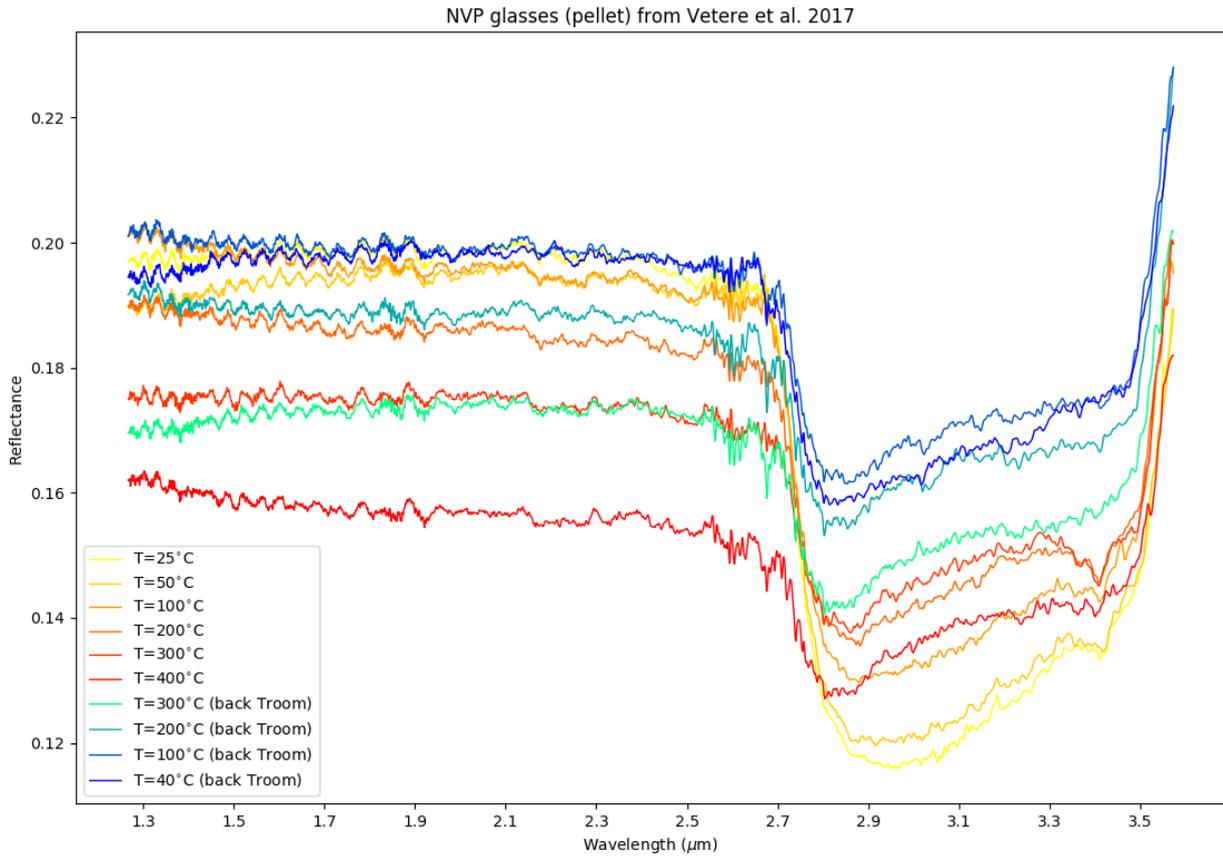


FIGURE 3.25 – Spectres de réflectance dans le NIR de la pastille de verres volcaniques NVP à différentes températures.

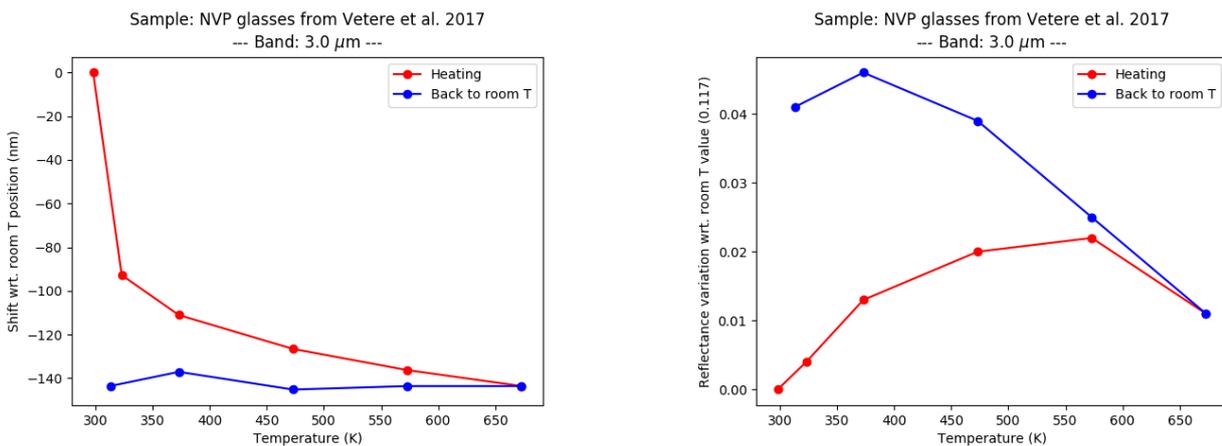


FIGURE 3.26 – **Gauche** : Variation de la position de la bande autour de $3 \mu\text{m}$ pour la pastille de verres volcaniques en fonction de la température. En raison de la forme changeante de la bande, les positions ont été déterminées à partir du minimum local de réflectance de la bande d'absorption ; **Droite** : Variation du minimum de réflectance de la bande autour de $3 \mu\text{m}$ pour la pastille de verres volcaniques en fonction de la température.

les différentes contributions créeraient cette large bande autour de $3 \mu\text{m}$. Cette observation reste valable même en excluant la bande à $3,4 \mu\text{m}$ (vibration d'étirement de la liaison C-H) qui est due à une contamination de l'échantillon par du carbone. Bien que l'environnement de l'échantillon de verres volcaniques était purgé au diazote, il est probable qu'il y avait tout de même de l'eau à l'intérieur de la cellule Linkam lors du chauffage. Ainsi, les silicates pourraient avoir interagi avec la vapeur d'eau environnante. [Davis and Tomozawa, 1996] ont décrit cette interaction entre silicates et eau et ont proposé un mécanisme d'interaction silicates-eau (voir Figure 3.27) qui est cohérent avec l'ordre dans lequel les différentes bandes d'absorption apparaissent ou disparaissent pendant le chauffage des verres. Les auteurs précisent que cette réaction est cinétiquement lente, ce qui pourrait expliquer pourquoi le minimum de réflectance ne retrouve pas sa valeur initiale après retour à température ambiante, mais suit une augmentation monotone (voir Figure 3.26 droite). Les considérations qui viennent d'être faites sont en accord avec la structure amorphe de l'échantillon de verres volcaniques qui a tendance à piéger de l'eau dans sa structure.

La large bande d'absorption entre $2,91$ et $2,95 \mu\text{m}$ (modes de vibration d'étirement symétrique et asymétrique de la liaison hydroxyle -OH) domine le spectre à température ambiante. En commençant à chauffer l'échantillon, la profondeur de la bande diminue, ce qui traduit l'évaporation de molécules d'eau libres présentes dans l'échantillon. D'autres bandes d'absorption apparaissent dans le spectre et sont causées par des espèces hydratées dans les verres silicatés de l'échantillon :

- La bande à $2,85 \mu\text{m}$ est l'expression de l'étirement des liaisons -OH des silanols¹ qui forme une liaison hydrogène avec l'oxygène des silanols voisins (voir étape D de la Figure 3.27) ;
- La bande à $2,90 \mu\text{m}$ est le reflet de l'étirement asymétrique des liaisons -OH des molécules d'eau liée au réseau des silicates et de l'étirement asymétrique des liaisons -OH des molécules d'eau libres (avec liaisons hydrogène entre elles) ou faisant une liaison hydrogène à l'intérieur du verre ;
- La bande à $3,10 \mu\text{m}$, qui est l'épaule de la bande à $2,90 \mu\text{m}$, souligne le premier harmonique de la bande à $6,21 \mu\text{m}$, qui est le mode de torsion de l'eau moléculaire de type I (voir étapes A et B de la Figure 3.27).

Toutes les bandes précédemment citées apparaissent dans les spectres NIR des verres volcaniques, et leurs profondeurs diminuent, i.e. les espèces hydratées dans le verre silicaté sont aussi éliminées, mais plus lentement que les molécules d'eau adsorbées sur l'échantillon. L'état stationnaire pour le déplacement du minimum de la large bande est probablement atteint à cause de l'absence d'autres bandes d'absorption moins intenses dans le spectre. Pour finir sur les spectres NIR, il est curieux d'observer que la bande à $3,4 \mu\text{m}$, due à une contamination de l'échantillon par du carbone, devient plus profonde jusqu'à 300°C puis disparaît à 400°C . On peut interpréter cette observation par l'addition de deux mécanismes : (1) Le chauffage éliminant progressivement l'eau et les espèces hydratées dans l'échantillon, les différentes composantes de la bande d'absorption autour de $3 \mu\text{m}$ diminuent en intensité, i.e. les ailes de cette bande désaturent. Cela donne donc l'impression visuelle (erronée, donc) que la bande d'absorption à $3,4 \mu\text{m}$ devient plus profonde ; (2) En augmentant la température, l'énergie apportée au système est de plus en plus importante, ce qui fait passer les liaisons C-H dans des états de vibration de plus en plus excités jusqu'à casser les liaisons C-H, libérant des ions H^+ qui se recombinent en H_2 . La température à laquelle a lieu la transition vibration-rupture des liaisons C-H devrait donc se situer entre 300 et 400°C et correspondrait à l'énergie minimale apportée

1. Les silanols sont des composés silicatés comportant une liaison hydroxyle -OH.

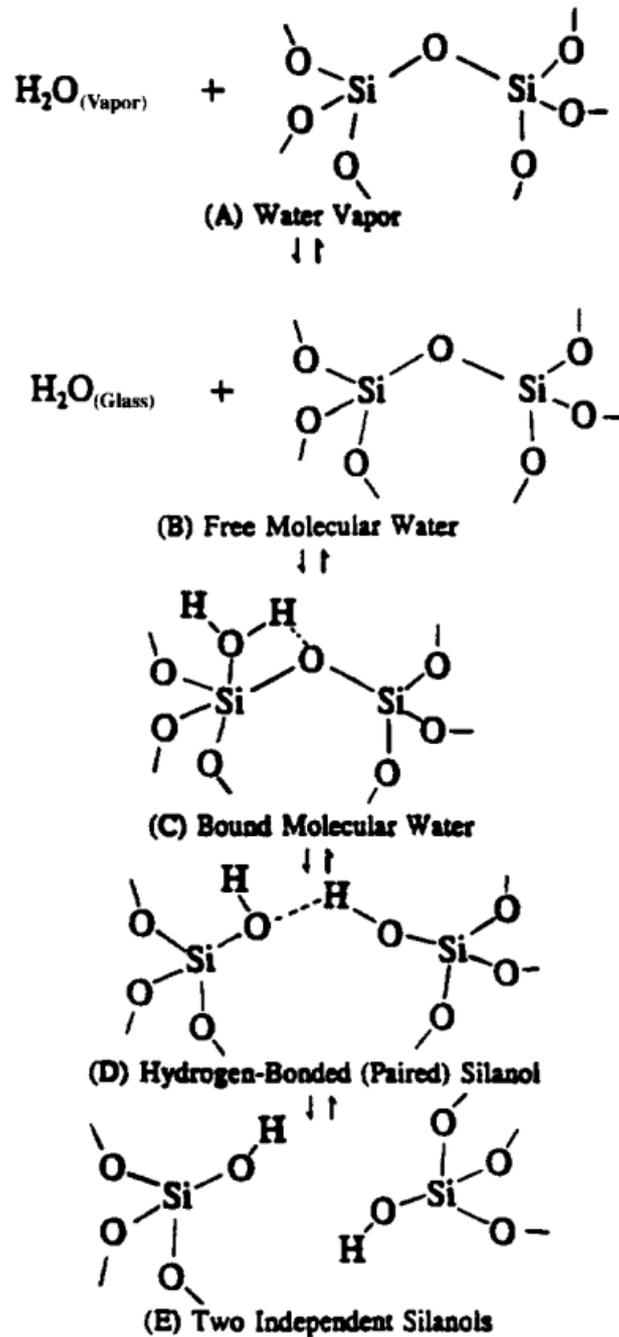


FIGURE 3.27 – Mécanisme de réaction entre les silicates présents dans le verre et l'eau proposé par [Davis and Tomozawa, 1996]. Figure tirée du même article. Les molécules d'eau présentes à l'état gazeux dans l'atmosphère interagissent avec les verres (étapes A et B) jusqu'à former une liaison moléculaire avec ces derniers (étape C). Les liaisons hydrogène au sein de la structure ainsi formée conduisent à la création d'une paire de silanols qui, une fois indépendants, font des liaisons hydrogène entre eux (étapes D et E).

par le chauffage pour casser les liaisons. Cette augmentation hypothétique du rapport carbone/hydrogène est similaire à ce qui est observé pour l'irradiation de particules de poussière interplanétaire [Muñoz Caro et al., 2006], même s'il faut noter que la chimie mise en jeu diffère : dans le cas de l'irradiation, le carbone a plus tendance à polymériser, formant des chaînes organiques aliphatiques plus complexes, alors que pour le chauffage, le carbone est plus enclin à s'aromatiser, bien que les deux mécanismes ont lieu conjointement dans les deux situations.

Les spectres de réflectance acquis dans le MIR de la **pastille de verres volcaniques** de type NVP sont tracés en Figure 3.28.

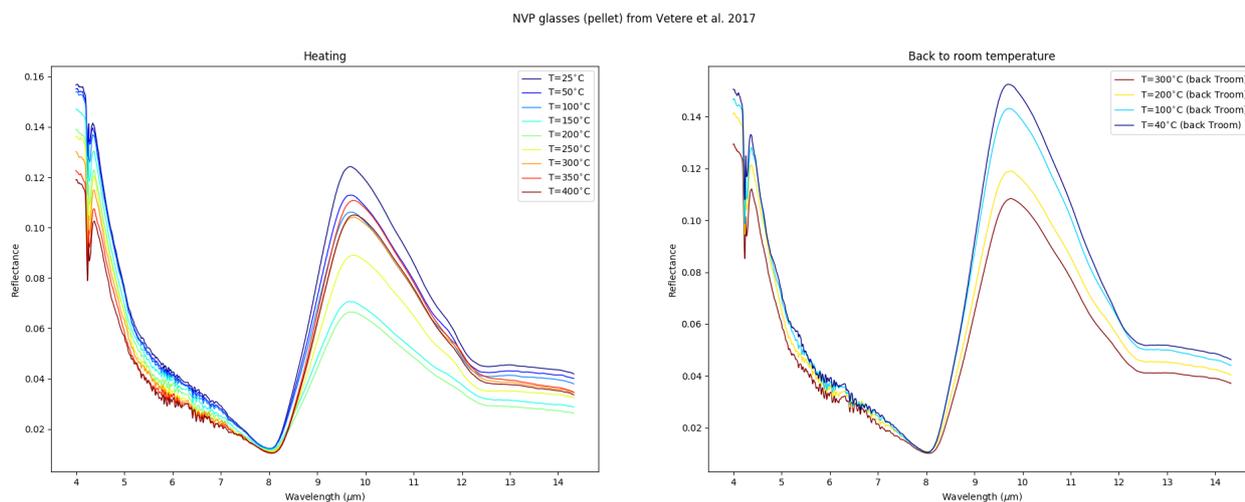


FIGURE 3.28 – Spectres de réflectance dans le MIR de la pastille de verres volcaniques NVP à différentes températures.

Encore une fois, les spectres se ressemblent beaucoup, avec pour principales différences notables une variation du niveau global de réflectance et de profondeur de la bande Reststrahlen (RB) à $9,8 \mu\text{m}$. De plus, comme c'était le cas pour les échantillons d'anorthite, le minimum de Christiansen ($\sim 8 \mu\text{m}$) se déplace nettement vers les plus grandes longueurs d'onde avec la température. Ces résultats sont confirmés par les analyses quantitatives présentées en Figure 3.29.

Le déplacement du minimum de Christiansen est quasiment symétrique entre la montée en température et le retour à température ambiante. Le minimum de réflectance correspondant peut être considéré comme constant vu les très faibles variations calculées (variation maximale de $-0,002$ correspondant à une diminution de réflectance de $16,7\%$). De la même manière que la bande autour de $3 \mu\text{m}$, la large RB autour de $9,8 \mu\text{m}$ est très probablement aussi le résultat de la convolution de plusieurs RBs moins larges, parmi lesquels :

- Les RBs à $9,0 \mu\text{m}$ et $10,0 \mu\text{m}$ des modes de vibration d'étirement des liaisons Si-O et Al-O ;
- La RB à $10,4 \mu\text{m}$ du mode de vibration de la liaison Al-O-Al dans l'alumine (Al_2O_3).

La bande se déplace (monotonement aux incertitudes de détermination de la position près) vers les plus grandes longueurs d'onde avec la température et revient quasiment à sa position initiale en se rapprochant de la température ambiante. Notons la possibilité que la position de la bande à $9,8 \mu\text{m}$ peut être influencée par l'élément chimique (Mg ou Ca) relié à la liaison Si-O ou Al-O, comme c'est le cas par exemple pour l'olivine avec Mg et Fe. Ces éléments n'ayant pas

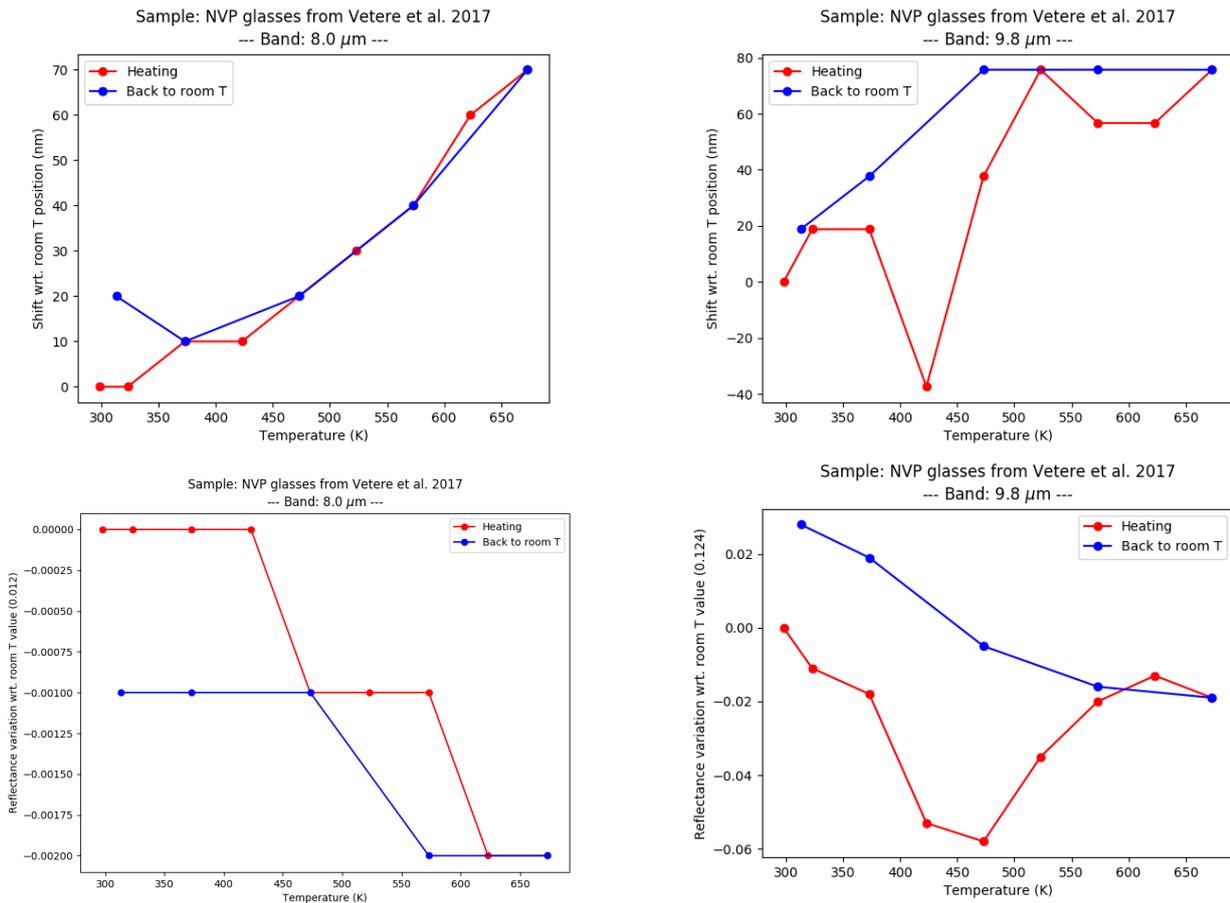


FIGURE 3.29 – **Haut** : Variation de la position du minimum de Christiansen (gauche) et de la bande à 9,8 μm (droite) pour la pastille de verres volcaniques en fonction de la température. Pour plus de précision, les positions ont été déterminées en ajustant le sommet des bandes d'absorption par un polynôme de degré 5; **Bas** : Variation du minimum/maximum de réflectance du minimum de Christiansen (gauche) et de la bande à 9,8 μm (droite) pour la pastille de verres volcaniques en fonction de la température.

la même masse atomique, selon l'élément relié à la liaison Si-O ou Al-O, celle-ci ne vibrerait pas avec la même intensité. Cependant, comme les verres volcaniques sont amorphes, les liaisons ne sont pas orientés de manière régulière comme dans un cristal, donc l'effet pourrait être moins influant.

En revanche, la variation du maximum de réflectance est plus complexe : la réflectance diminue dans un premier temps entre la température ambiante et 200°C puis remonte pour le reste du chauffage et lors du retour vers la température ambiante jusqu'à atteindre une valeur de réflectance à 40°C très différente (augmentation de 0,028) de sa valeur initiale (0,124). Ce changement dans la variation de la réflectance du maximum de la bande à 9,8 μm est difficile à expliquer (e.g. début de changement de la structure amorphe des verres en structure plus cristalline?) et demande des analyses plus approfondies.

3.5.3 Effet du refroidissement

La surface de Mercure atteint des températures très élevées côté jour ($\sim 427^\circ\text{C}$), mais aussi très basses côté nuit (environ -183°C en moyenne), notamment au fond de certains cratères polaires plongés en permanence dans l'ombre où la température peut ne pas dépasser -223°C (50K) [Paige et al., 2013]. Il est donc judicieux de faire les mêmes mesures sur les échantillons analogues de Mercure, mais en les refroidissant. Des mesures dans le NIR et le MIR ont été effectuées (voir Figure 3.30). Celles réalisées dans le NIR ont nécessité l'utilisation d'un cryostat sous vide ($\sim 10^{-6}$ mbar) pour éviter la condensation de la vapeur d'eau de l'air sur les échantillons et la fenêtre de la cellule Linkam.

Seulement sept spectres (quatre pour le **slice** et trois pour la **pastille d'anorthite**) ont pu être acquis dans le NIR avec le cryostat à cause de défaillances avec le système de contrôle de la température. Ces problèmes ont également eu pour conséquence que l'acquisition de chaque spectre ne s'est pas faite à température constante. Néanmoins, tous les spectres ont été pris dans les mêmes conditions, ce qui rend légitime leur comparaison. Le niveau global de réflectance tend à diminuer en remontant vers la température ambiante (tendance néanmoins à confirmer avec d'avantage de mesures pour la pastille), ce qui signifie que le refroidissement a produit une augmentation du niveau global de réflectance du slice d'anorthite. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par [Corley and Gillis-Davis, 2015; Corley et al., 2015] pour le refroidissement d'échantillons d'olivine et de plagioclase. De plus, les auteurs de la dernière étude ont montré que l'altération spatiale simulée par irradiation laser causait notamment une dissimulation des effets du refroidissement sur les spectres de l'olivine, en diminuant leur albédo à 1064 nm. [Corley et al., 2015] ont donc conclu que la réflectance plus élevée des régions en permanence dans l'ombre de la Lune observée par l'instrument LOLA de la sonde LRO est due à une plus faible production de nanoparticules de fer par l'altération spatiale à très basse température. Autrement dit, l'altération spatiale pourrait être moins efficace à basse température. Cet effet pourrait également avoir lieu dans les régions en permanence dans l'ombre des pôles de Mercure, indépendamment de la présence de glace d'eau intrinsèquement très brillante [Lawrence et al., 2013].

En revanche, pour les spectres pris dans le MIR (voir le bas de la Figure 3.30), la tendance est moins évidente. La tendance globale semble être une diminution du niveau de réflectance en diminuant la température, ainsi qu'un retour à température ambiante avec un niveau de réflectance plus bas qu'avant refroidissement. En revanche, la bande Reststrahlen autour de 9 μm a l'air d'être décalée vers les plus courtes longueurs d'onde en refroidissant, ce qui est bien l'effet opposé observé lors d'un chauffage (voir section 3.5.2). Ces observations sont cependant à nuancer en raison des problèmes de mesures rencontrés lors du refroidissement des échantillons avec la cellule Linkam, déjà évoqués plus haut. En effet, malgré la purge au diazote effectué

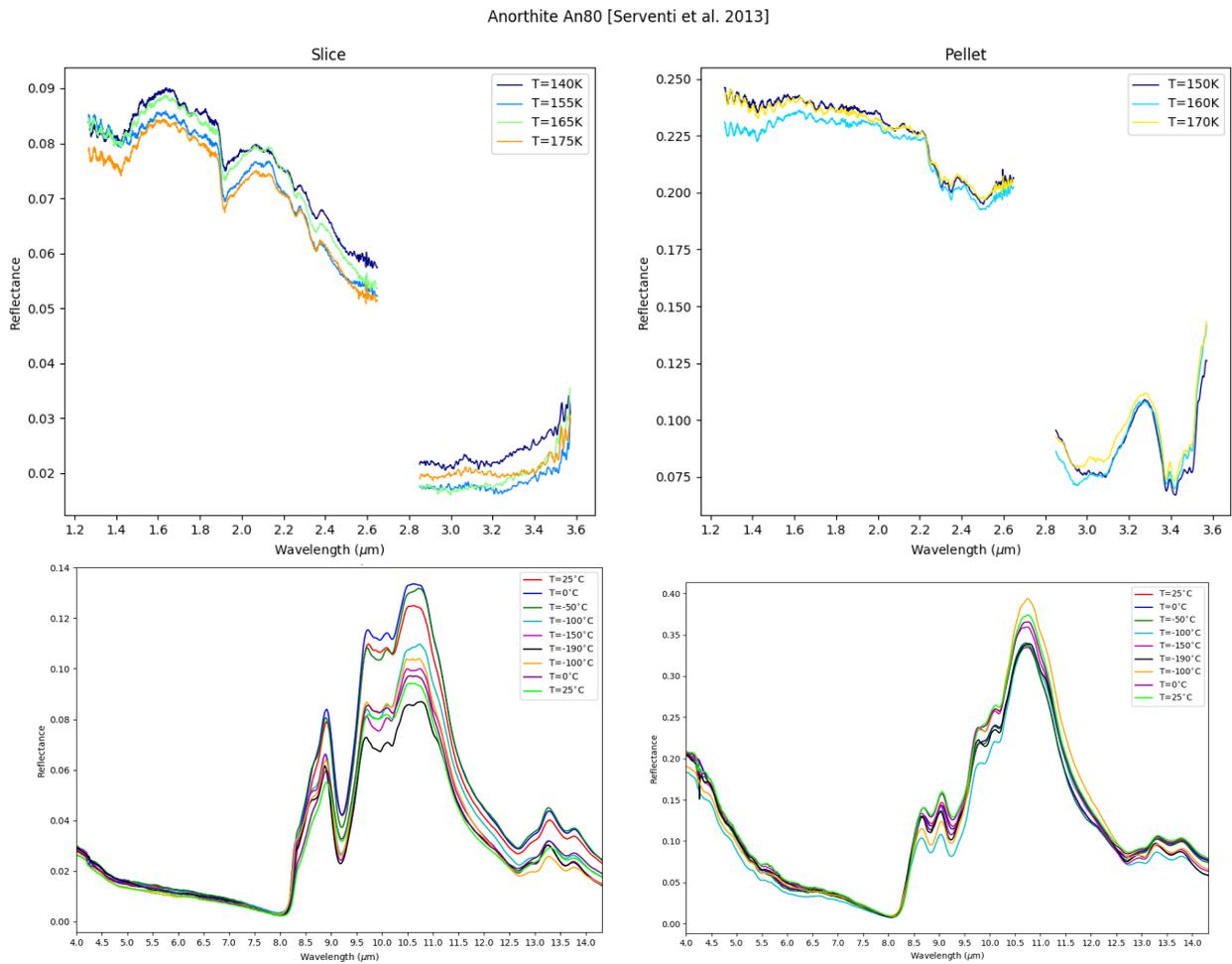


FIGURE 3.30 – Spectres de réflectance dans le NIR (haut) et dans le MIR (bas) de la pastille et du slice d’anorthite An₈₀ à différentes températures.

au sein de la cellule Linkam, de la condensation se formait sur la fenêtre, et probablement aussi sur les échantillons même. Pour tenter d’y remédier, il a fallu remonter à température ambiante après chaque mesure pour faire disparaître cette condensation, et les spectres ont été acquis directement après avoir atteint la température désirée, sans attendre que l’échantillon ne se thermalise. Si l’on s’intéresse tout de même aux résultats, on peut remarquer que l’effet du refroidissement sur le niveau de réflectance global des échantillons dans le MIR est le même que l’effet du chauffage (voir section 3.5.2), ce qui pose question sur une interprétation possible de cette similarité, mais aussi sur la manière dont on peut discriminer ces deux effets sur les propriétés spectrales des minéraux présents à la surface de Mercure, bien qu’une possible explication pourrait être instrumentale : en effet, il est tout à fait possible que les variations de température de la cellule Linkam peuvent avoir un effet sur les optiques du microscope (e.g. dilatation/contraction), qui est situé juste au-dessus de cette dernière dans le montage expérimental.

3.5.4 Effet du carbone

Pour étudier l’effet du carbone sur les propriétés spectrales des minéraux présents à la surface de Mercure, à température ambiante et chauffés, les échantillons de **forstérite** Fo_{90} ont été partiellement recouverts d’un film de carbone d’épaisseur de l’ordre du μm . Les spectres pris dans le MIR de chaque partie de l’échantillon en fonction de la température sont tracés en Figure 3.31. Celui-ci étant plus épais que les autres échantillons, le temps de thermalisation avant d’acquies chaque spectre a été allongé de cinq minutes (quinze minutes au total).

Comme pour les autres échantillons, les spectres d’une même partie (avec ou sans carbone) sont similaires entre eux. Néanmoins, on constate des différences importantes pour le niveau de réflectance global (diminution avec la température), la position des bandes Reststrahlen (déplacement vers les plus grandes longueurs d’onde en chauffant) ainsi que leurs profondeurs (diminution en augmentant la température). On retrouve les variations observées pour les autres échantillons (anorthite An_{80} et verres volcaniques de type NVP, voir section 3.5), ce qui semble confirmer que les effets du chauffage sont de même nature pour les minéraux silicatés. Enfin, les variations ont l’air d’être complètement symétriques en revenant vers la température ambiante. Ces résultats doivent être confirmés par une analyse quantitative.

De manière assez surprenante, les spectres de la partie carbonée ressemblent énormément aux spectres de la partie non carbonée, y compris au niveau de la réflectance globale, de sorte qu’il est quasiment impossible de les différencier. En effet, on est en droit de s’attendre que la partie carbonée de l’échantillon ait une réflectance différente que la partie non carbonée. Des résultats similaires ont été obtenus par [Carli et al., 2018], y compris sur d’autres analogues de la surface de Mercure comme la néphéline. Là encore, une analyse plus quantitative de l’évolution de différents paramètres spectraux de l’échantillon pourrait permettre de mieux comprendre de telles observations.

3.5.5 Effet de l’irradiation

La surface de Mercure subit non seulement des variations de température extrêmes, mais aussi l’altération spatiale, dont l’irradiation par les ions du vent solaire lent. Il est donc particulièrement intéressant d’étudier les effets de ces deux phénomènes combinés. Les spectres dans le MIR de trois échantillons de **forstérite** Fo_{90} irradiés à différentes doses avec des ions $^{126}\text{Xe}^{23+}$, en fonction de la température, sont tracés en Figures 3.32 et 3.33.

On peut faire les mêmes remarques préliminaires que pour les spectres du slice non irradié (voir section 3.5.4) : les spectres pris sur la même partie d’un échantillon sont ressemblants, les variations usuelles dues au chauffage sont aussi visibles (diminution de la réflectance, de la

Olivine (slab) [Martinez et al. 2017]

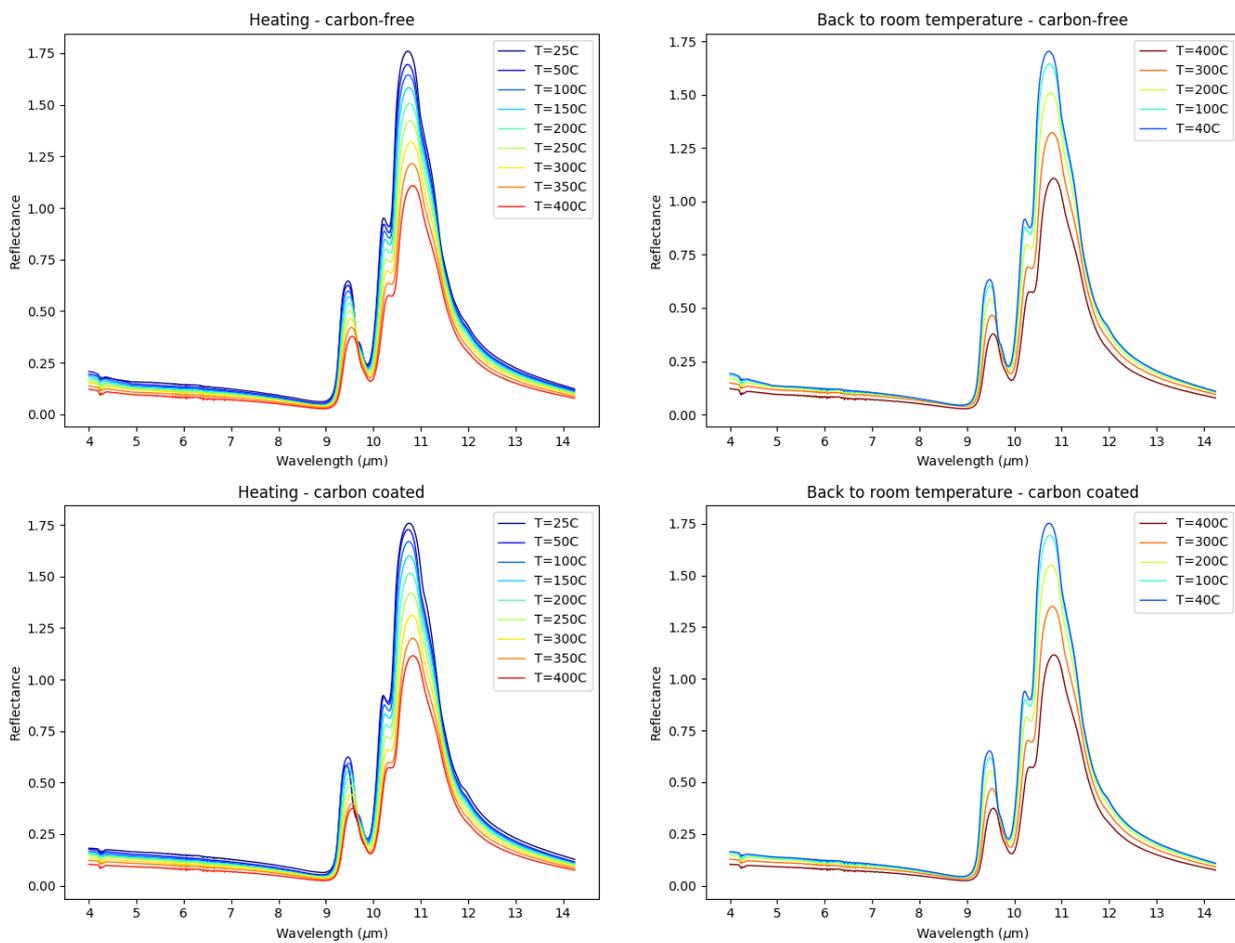


FIGURE 3.31 – Spectres de réflectance dans le MIR du slice de forstérite Fo_{90} non irradié, sans carbone (haut) et recouvert de carbone (bas), à différentes températures.

Olivine (slab) [Martinez et al. 2017]

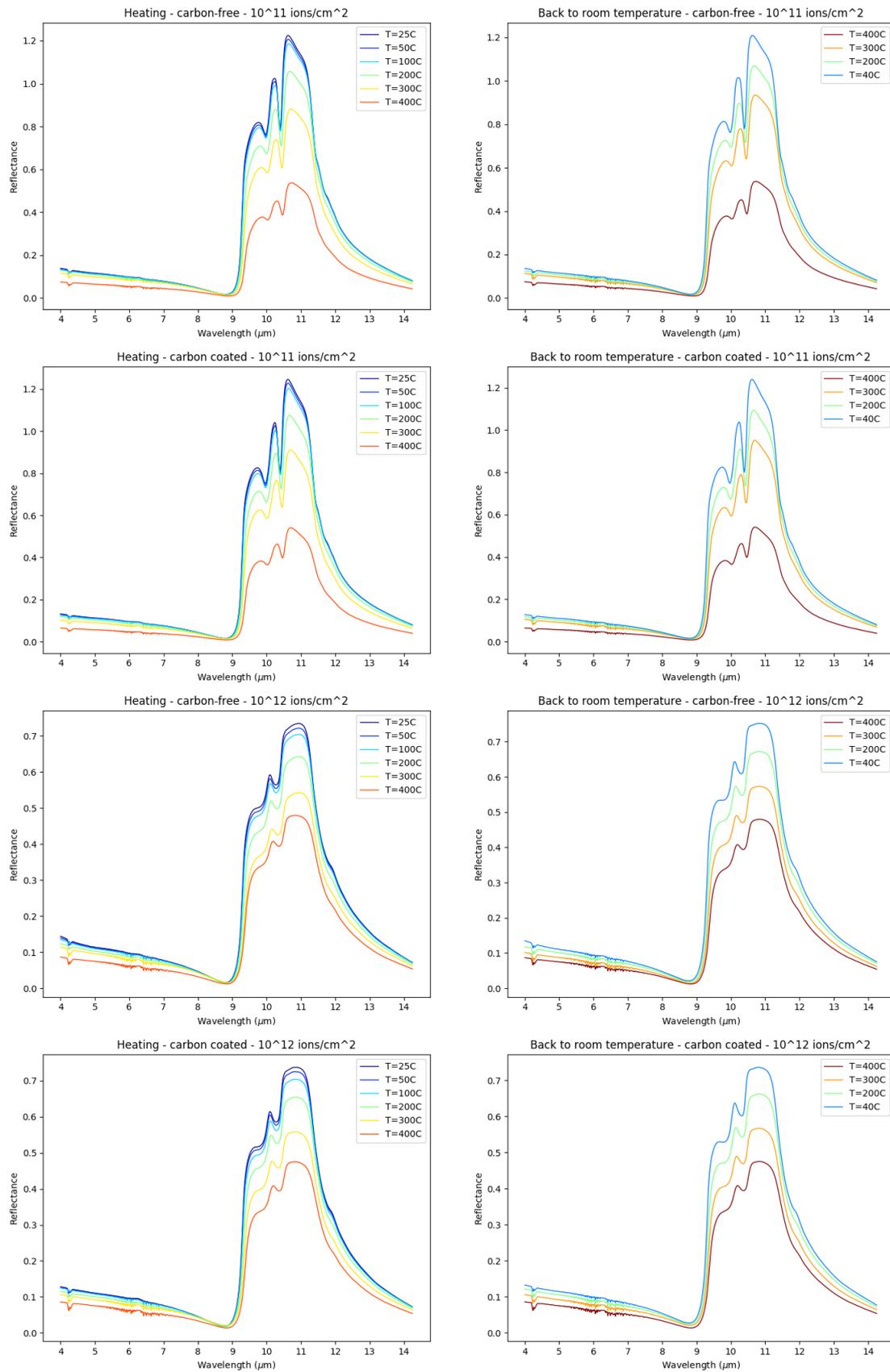


FIGURE 3.32 – Spectres de réflectance dans le MIR de deux des trois slices de forstérite Fo_{90} irradiés à différentes doses (10^{11} et 10^{12} ions/cm², correspondant respectivement aux lignes 1-2 et 3-4), sans carbone (lignes 1 et 3) et recouverts de carbone (lignes 2 et 4), et à différentes températures.

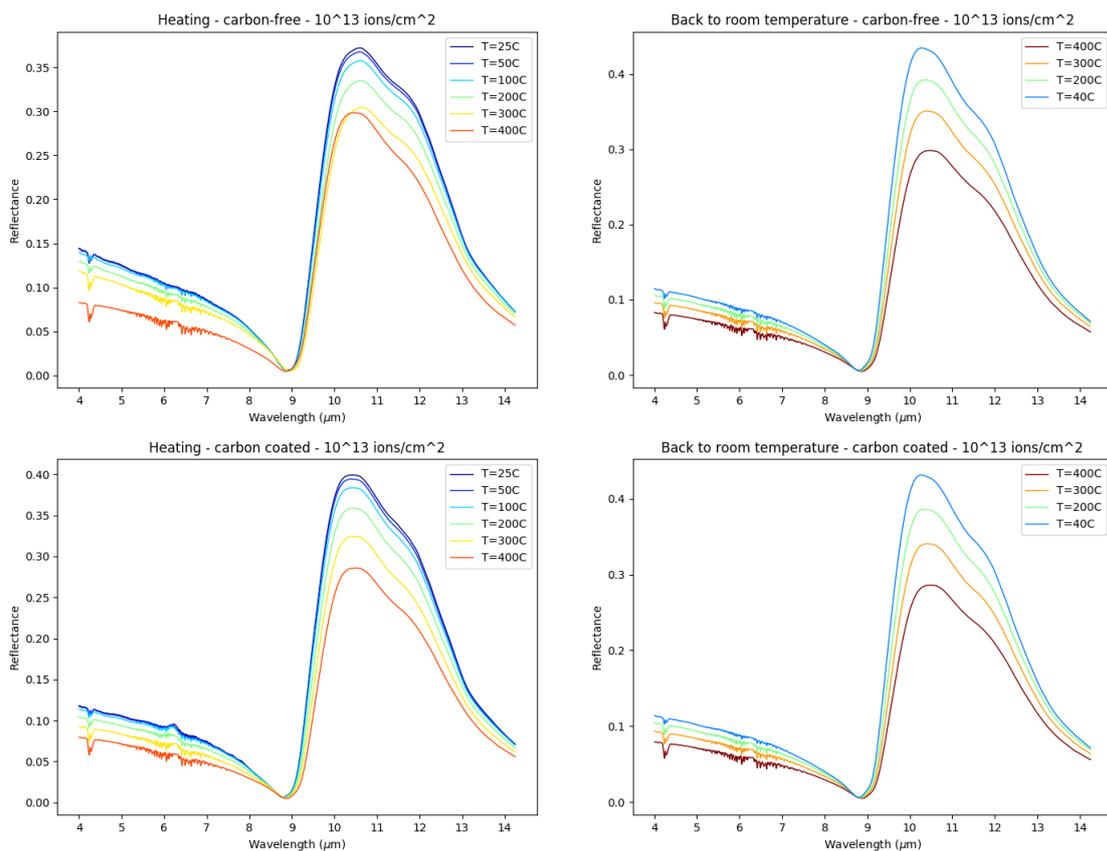


FIGURE 3.33 – (Suite de la Figure 3.32) Spectres de réflectance dans le MIR du slice de forstérite Fo_{90} irradié à une dose de 10^{13} ions/cm², sans carbone (haut) et recouvert de carbone (bas), et à différentes températures.

profondeur des bandes et déplacement des bandes vers les plus grandes longueurs d'onde), et les parties carbonées n'ont aucune différence évidente avec les parties non carbonées, sauf peut-être une très légère baisse de la réflectance (estimée à 0,025) entre 4 et 8 μm pour l'échantillon irradié avec la plus forte dose (10^{13} ions/ cm^2). Ce dernier résultat ne doit pas surprendre au premier abord. En effet, les spectres en réflectance dans l'infrarouge du carbone amorphe ne présentent pas un fort contraste. Cependant, la même observation (aucune différence spectrale entre la partie carbonée et la partie sans dépôt) a également été faite dans le visible-proche infrarouge par [Carli et al., 2018], alors que la partie carbonée devrait logiquement apparaître plus sombre. L'interprétation donnée *a posteriori* à cette incohérence est que le dépôt du film de carbone sur l'échantillon n'est pas idéal, d'autant plus que le carbone potentiellement présent sur Mercure serait plutôt mélangé intimement avec le régolithe herméen, que simplement déposé dessus.

En revanche, on peut relever un effet notable de l'irradiation : plus la dose avec laquelle les échantillons sont irradiés est importante, plus le niveau global de réflectance est bas, moins les bandes Reststrahlen sont profondes et clairement séparées. On tend progressivement vers une unique et large bande autour de 10,5 μm , similaire à la bande autour de 9,8 μm des verres volcaniques. C'est le signe caractéristique d'une amorphisation des minéraux présents dans nos échantillons, comme cela a été suggéré par [Brunetto et al., 2014]. Enfin, quelque soit la dose d'irradiation, on observe clairement un décalage des RBs vers les plus grandes longueurs d'onde en augmentant la température, celles-ci semblant retrouver leurs positions initiales une fois revenu proche de la température ambiante. L'interprétation que l'on peut donner est la même qu'en section 3.5.2 : des effets physiques sur le réseau cristalin. Ces résultats sont toutefois à confirmer par une analyse quantitative future. Notons pour conclure que le chauffage réalisé sur nos échantillons ne permet pas d'observer un effet de recuit, i.e. une recristallisation du minéral amorphe irradié. Cependant, cette expérience seule ne nous permet de conclure sur la présence ou non de cet effet de recuit sur Mercure. En effet, d'autres mesures imposant une durée de chauffage plus importante aux échantillons doivent permettre de conclure si des effets cinétiques entrent en jeu dans leur altération.

3.6 Conclusion

Les mesures spectroscopiques faites sur des échantillons contenant des minéraux analogues à ceux possiblement présents à la surface de Mercure, et dans des conditions similaires (fortes variations de température, irradiation par le vent solaire lent), et les analyses préliminaires qui en ont suivies ont montré la variété des effets de ces processus d'altération sur les propriétés spectrales des minéraux considérés. Les paramètres spectraux considérés et analysés (pas systématiquement) regroupent le niveau global de réflectance, la réflectance à une longueur d'onde communément choisie (e.g. 0,5 μm), la position et la profondeur des principales bandes d'absorption présentes (e.g. le minimum de Christiansen et les bandes Reststrahlen), la pente spectrale sur un intervalle de longueur d'onde et le ratio de réflectance entre deux longueurs d'onde judicieusement choisies (e.g. 0,5-0,8 μm). Les principaux enseignements qu'on peut en tirer sont résumés ci-dessous :

- Les hétérogénéités spatiales, qui peuvent être dues à des inhomogénéités de composition ou de rugosité de l'échantillon, créent essentiellement des variations dans la position et la profondeur des bandes Reststrahlen, notamment la première bande (double) autour de 9,0 μm . L'ordre de grandeur du décalage de ces bandes causé par les hétérogénéités (quelques dizaines de nm) est le même que pour les décalages constatés causés par le chauffage.
- Dans le visible-proche infrarouge (0,47-1,1 μm), les échantillons mesurés (anorthite et verres volcaniques) n'ont aucune bande d'absorption. Les variations **irréversibles** des paramètres spectraux sélectionnés (pente spectrale entre 0,5 et 0,8 μm , ratio 1,1/0,8 [ou 1,0/0,8] μm , réflectance à 0,5 μm) permettent de caractériser chaque échantillon de

manière unique, sauf le slice et la pastille d'anorthite dont les variations des trois paramètres spectraux sont strictement identiques (voir Table 3.5). Par exemple, la pastille de verres volcaniques a une plus grande réflectance et une plus grande pente spectrale dans le visible après chauffage.

- Dans le proche infrarouge (1,0-3,5 μm), la bande d'absorption du Fe^{2+} entre 1,1 et 1,3 μm pour les échantillons d'anorthite semble ne pas être décalée de manière significative au cours du chauffage, mais sa profondeur est affectée. Celle-ci diminue en augmentant la température, ce qui a été interprété comme une désorganisation du réseau cristallin couplée à une potentielle substitution des ions Fe^{2+} par des ions Ca^{2+} qui diminuerait la concentration de fer aussi du réseau. La large bande d'absorption autour de 3 μm des verres volcaniques a aussi été analysée. En se basant sur l'évolution de la profondeur et de la forme de cette bande, la présence d'espèces hydratées dans les verres silicatés comme les silanols paraît cohérente. Ces espèces chimiques sont éliminées au cours du chauffage, mais plus lentement que les molécules d'eau libres adsorbées.
- Dans le moyen infrarouge (4,0-14,3 μm), le chauffage a des effets communs aux trois échantillons d'anorthite : diminution du niveau global de réflectance et de la profondeur des bandes, particulièrement pour le slice ; déplacement du minimum de Christiansen et d'au moins une bande Reststrahlen (RB) vers les plus grandes longueurs d'onde ; modification de la forme de la RB à 9 μm , passant d'une bande double à une bande simple en augmentant la température et interprétée comme une modification chimique du réseau cristallin avec le chauffage. La présence d'une unique et très large bande autour de 9,8 μm pour les verres volcaniques, convolution d'au moins trois bandes plus étroites, qui se déplace vers les plus grandes longueurs d'onde au cours du chauffage, est le reflet du caractère amorphe de l'échantillon.
- Le refroidissement des échantillons d'anorthite est accompagné d'une augmentation du niveau global de réflectance dans le NIR. Il s'agit du comportement inverse qui avait été observé pour le chauffage, et peut être interprété similairement par une variation de la composition chimique au sein des minéraux d'anorthite. L'évolution inverse est également constatée dans le MIR, mais cette observation demande confirmation à cause des conditions expérimentales dans lesquelles ont été faites les mesures.
- Étonnamment, au-delà des variations déjà connues dues au chauffage, aucune différence évidente n'a été observée entre les spectres du slice de forstérite et les spectres de la partie carbonée du même échantillon, pas même pour le niveau global de réflectance.
- Enfin, l'irradiation des slices de forstérite par des ions xénon à différentes doses permet d'apprécier l'amorphisation progressive des minéraux par une baisse du niveau global de réflectance et des bandes Reststrahlen de moins en moins profondes, qui s'élargissent de plus en plus jusqu'à ne former plus qu'une unique et large bande centrée sur 10,5 μm , et qui se décalent vers les plus grandes longueurs d'onde en augmentant la température.

Ces résultats montrent que la surface de Mercure, et plus généralement celle des corps sans atmosphère, possède des propriétés spectrales qui évoluent et qui dépendent à la fois de la nature de l'altération (e.g. variations extrêmes de température, irradiation par les ions du vent solaire lent) et de la nature des roches soumises à ces phénomènes exogènes. Certaines observations appellent à d'avantage d'analyses et de mesures complémentaires pour mieux comprendre les processus physico-chimiques entrant en jeu, ce qui sera essentiel pour interpréter correctement les données acquises par les instruments SIMBIO-SYS et MERTIS embarqués dans la sonde BepiColombo, et qui auront pour but de déterminer avec une grande précision la minéralogie de la surface de Mercure.

Chapitre 4

Conclusion générale et perspectives dans le cadre de la mission BepiColombo

Cette thèse avait pour but de répondre aux questions de la nature (e.g. abondance d'éléments volatils, très faible teneur en fer dans le régolithe de surface) et de l'évolution (e.g. processus de sublimation très récents) de la surface de Mercure, questions principalement soulevées par la mission MESSENGER de la NASA, qui a révolutionné notre connaissance de la planète Mercure et en même temps ouvert de nombreuses interrogations sur sa formation et ses propriétés actuelles. La mission BepiColombo de l'ESA aura pour but de répondre à ces questions et plus encore, grâce notamment à l'instrument SIMBIO-SYS, un ensemble de caméras et spectromètre qui fournira des images spectrales dans le visible et le proche infrarouge avec une résolution spatiale 10 à 100 fois plus élevée que celle obtenue par MESSENGER. J'ai abordé la problématique par une approche pluridisciplinaire. Un premier angle a consisté en l'exploitation des données fournies par MESSENGER. Un deuxième angle a consisté en des expériences de laboratoire : chauffage et irradiation d'analogues minéralogiques possibles de la surface herménienne, afin d'étudier les processus d'altération spatiale sur ces matériaux et pour tester l'hypothèse d'une contribution importante d'une composante carbonée à l'assombrissement de la surface.

Tout d'abord, j'ai produit un cube de 8 couleurs d'une région de l'hémisphère nord de la surface de Mercure, appelée Shakespeare, chaque couleur étant une mosaïque d'images de cette région prises par la caméra WAC (Wide Angle Camera) de l'instrument MDIS (Mercury Dual Imaging System) embarqué dans la sonde MESSENGER (MErcury Surface Space Environment Geochemistry and Ranging) de la NASA. J'ai ensuite utilisé divers paramètres spectraux (e.g. réflectance à 749 nm, ratio de réflectance entre 996 nm et 433 nm) et différentes méthodes de classification (Analyse en Composantes Principales, partitionnement en K-moyennes) pour créer des cartes en fausses couleurs et définir des unités spectrales de cette région. Il est apparu que la région Shakespeare contient une très grande variété de terrains caractérisés par des propriétés spectrales différentes. Parmi les régions d'intérêt identifiées, on peut trouver des zones à forte concentration en matériel très sombre (LRM, Low Reflectance Material) entourant les cratères Degas, Akutagawa et Sholem Aleichem et au sud de Sobkou Planitia. Le cas de cette dernière région pose les jalons d'un futur travail sur l'intégration des informations apportées par les unités spectrales dans la carte géologique de la région Shakespeare. En effet, la zone au sud de Sobkou Planitia correspond à des plaines intercratères, l'unité géologique englobant les terrains les plus cratérisés (i.e. anciens) de Mercure. Or ceux-ci ne contiennent pas nécessairement ce type de matériau sombre, ce qui impliquerait de définir deux sous-unités géologiques pour les plaines intercratères : celles qui contiennent du LRM, et celles qui n'en contiennent pas. Enfin, ces régions d'intérêt peuvent constituer des cibles potentielles pour les deux spectro-imageurs de la sonde BepiColombo : VIHI et MERTIS.

Dans un second temps, j'ai adopté une approche expérimentale qui vise à reproduire certaines conditions extrêmes de la surface de Mercure : les fortes variations de température et l'irradiation par les particules du vent solaire lent. Les échantillons utilisés sont des analogues de minéraux de la surface de Mercure : des plagioclases (anorthite An_{80}), des verres volcaniques et des olivines (forstérite Fo_{90}) irradiées aux ions $^{129}\text{Xe}^{23+}$ à différentes intensités (10^{11} , 10^{12} et 10^{13} ions/cm²) et partiellement recouvertes de carbone. L'altération de ces échantillons a été suivie *in situ* par spectroscopie visible et infrarouge, couvrant ainsi les gammes de longueurs d'onde des deux spectroimageurs de BepiColombo : 0,4-2,0 μm pour VIHI, et 7-14 μm pour MERTIS. Les spectres des analogues chauffés présentent des différences nettes par rapport aux spectres mesurés à température ambiante. Par exemple, pour les plagioclases : 1) diminution du niveau global de réflectance, 2) décalage des bandes d'absorption caractéristiques des minéraux (minimum de Christiansen, bandes Reststrahlen) vers les plus grandes longueurs d'onde, 3) diminution de la profondeur des bandes d'absorption, 4) modification de la forme de certaines bandes d'absorption et 5) variations monotones de la pente spectrale. Le fait que ces effets soient réversibles 1) lorsque les échantillons sont de retour à température ambiante et 2) lorsqu'on refroidit les échantillons traduit un effet de déformation du réseau cristallin (e.g. allongement des liaisons interatomiques) plutôt qu'une transformation chimique du minéral. Cependant, une étude plus poussée est nécessaire pour déterminer si les variations de pente spectrale observées ne sont pas également dues à une polymérisation du carbone contaminant contenu dans les échantillons. Enfin, la plupart de ces effets sont similaires à ceux observés pour l'irradiation, ce qui demande des analyses supplémentaires pour essayer de découpler les effets de ces deux altérations sur les minéraux étudiés et voir s'ils seront détectables par les instruments de BepiColombo.

SIMBIO-SYS (Spectrometers and Imagers for MPO Integrated Observatory System) [Flamini et al., 2010] est l'un des seize instruments embarqués dans la sonde BepiColombo et est lui-même composé de trois voies (voir Figure 4.1) : une caméra stéréo STereo Channel (STC), qui permettra de mesurer la topographie de la surface de Mercure à une résolution spatiale de 50 m/pixel ; un imageur multispectral visible-proche infrarouge à haute résolution spatiale, HRIC (High spatial Resolution Imaging Channel) qui prendra des images de la surface dans quatre longueurs d'onde (550, 650, 700 and 880 nm) à une résolution de 5 m/pixel ; un imageur hyperspectral visible-proche infrarouge (0,4-2,0 μm), VIHI (Visible Infrared Hyperspectral Imager) qui collectera des cubes spectraux à une résolution spatiale de 100 m/pixel et une résolution spectrale < 10 nm, bien meilleure que celle de l'instrument MASCS de la sonde MESSENGER.

Les objectifs de VIHI sont nombreux et ambitieux :

- Une cartographie de la minéralogie de la surface avec une bonne résolution spectrale (< 10 nm) et une très bonne résolution spatiale (< 500 m) ;
- Une cartographie plus précise de régions d'intérêt (10% de la surface) avec une résolution spatiale de 100 m/pixel ;
- Une analyse minéralogique des différents terrains de Mercure avec un très bon rapport signal sur bruit ($S/N > 100$) ;
- L'identification de nouveaux minéraux et la détermination de l'abondance des minéraux présents avec une précision de 10%.

L'un des points importants à mettre en avant est que la résolution spectrale de VIHI (< 10 nm) devrait permettre de détecter les changements des propriétés spectrales constatées grâce

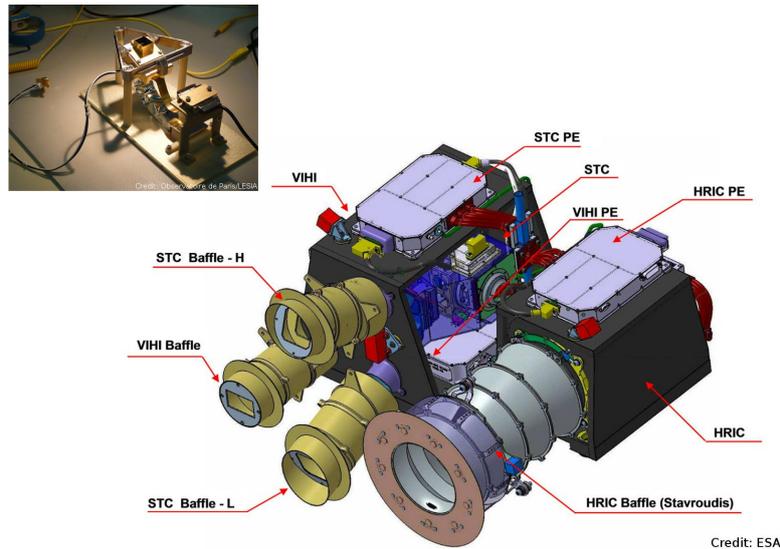


FIGURE 4.1 – Schéma détaillé des différents modules composant l’instrument SIMBIO-SYS. La photo insérée en haut à gauche est une photo du détecteur de l’instrument VIHI, dont le modèle de vol a été conçu et étalonné au LESIA/Observatoire de Paris.

aux mesures spectroscopiques faites en laboratoire, notamment le déplacement des bandes d’absorption et de Reststrahlen qui sont de l’ordre de quelques dizaines de nm pour les échantillons chauffés (voir section 3.5.2) ou pour des échantillons irradiés [Lantz et al., 2015].

En terme de perspectives, de nombreux résultats restent à être analysés ou à être approfondis, que ce soit pour la partie ”analyse des données MESSENGER” ou la partie ”simulation en laboratoire de l’évolution de la surface de Mercure”, bien que cette dernière nécessitera plus de travail.

Côté analyse des données MESSENGER, le premier objectif est de poursuivre et terminer l’intégration des informations apportées par les unités spectrales que j’ai définies pour la région Shakespeare de Mercure à la carte géologique de celle-ci. Le but sera de travailler, dans le cadre du projet PLANMAP, en collaboration plus étroite avec l’équipe qui a réalisé cette dernière afin d’éventuellement opérer quelques ajustements des limites des unités géologiques à la lumière de ces unités spectrales, et ainsi mieux déterminer quelle pourrait être la stratigraphie sous la région Shakespeare. Ensuite, j’aimerais continuer à identifier et étudier d’autres régions d’intérêt dans la région Shakespeare. Par exemple, certaines petites structures comme les ”dark spots”, qui ressemblent à des halos de matière très sombre qui présenterait les mêmes caractéristiques que le matériau sombre (LRM) excavé des profondeurs de Mercure par les impacts de météorites, et qui seraient liés à d’autres structures peu étendues : les ”hollows”. Une partie de ce travail pourrait même s’étendre à une cartographie géologique à très haute résolution (1:1000000) de certaines de ces zones d’intérêt comme celle du cratère Degas. Il pourrait être intéressant de recouper nos analyses avec celles faites sur d’autres quadrangles (Victoria, Hokusai [Zambon et al., 2017] et Borealis [Nguyen et al., 2018]) et sur les données du spectromètre MASCS. Enfin, je prévois également de réaliser un travail similaire (production d’un cube de 8 couleurs, définition d’unités spectrales et intégration à la carte géologique) pour une autre région de Mercure, à commencer par la région Raditladi qui a déjà sa carte géologique depuis 2016. Cette région a un intérêt tout particulier par la présence du bassin Caloris, le plus gros bassin d’impact de Mercure (1550 km de diamètre), dont les propriétés spectrales sont très différentes du reste de la surface de Mercure.

Du point de vue des expériences de laboratoire, il sera important d'exploiter les mesures de spectroscopie Raman sur les échantillons chauffés et non chauffés d'anorthite pour déterminer si le carbone présent dans l'échantillon joue un rôle dans les modifications des propriétés spectrales constatées, notamment la pente spectrale. Je planifie aussi de faire des mesures spectroscopiques sur d'autres analogues de Mercure chauffés. Par exemple, j'aimerais analyser le comportement de minéraux de komatiite et boninite sous l'effet de la température. Ces minéraux ont été récemment proposés comme de probables bons analogues de la surface de Mercure. Il serait aussi intéressant de chauffer les échantillons de néphéline irradiées et d'irradier les échantillons de plagioclases chauffés pour tenter de mieux décorréler les effets de ces deux altérations.

Finalement, je souhaiterais dédier une partie de mon temps personnel à l'étude des propriétés spectrales des astéroïdes proches du Soleil (NSA, pour *Near-Sun Asteroids*), assez peu observés jusqu'à présent, en réduisant et analysant les données qui ont été acquises au cours de ma thèse, afin d'en étudier les propriétés et éventuellement d'en établir une taxonomie. Ces objets sont importants à étudier, car ils n'ont pas été modifiés à grande échelle comme l'a été Mercure ; ils ont donc gardé les traces de l'altération spatiale qui a lieu proche du Soleil depuis leur formation, au tout début du Système solaire.

Bibliographie

- Acuna, M. H., Connerney, J. E. P., Ness, N. F., Lin, R. P., Mitchell, D., Carlson, C. W., McFadden, J., Anderson, K. A., Reme, H., Mazelle, C., Vignes, D., Wasilewski, P., and Cloutier, P. (1999). Global Distribution of Crustal Magnetization Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment. Science, 284 :790.
- Acuna, M. H., Connerney, J. E. P., Wasilewski, P., Lin, R. P., Anderson, K. A., Carlson, C. W., McFadden, J., Curtis, D. W., Mitchell, D., Reme, H., Mazelle, C., Sauvaud, J. A., D'Uston, C., Cros, A., Medale, J. L., Bauer, S. J., Cloutier, P., Mayhew, M., Winterhalter, D., and Ness, N. F. (1998). Magnetic Field and Plasma Observations at Mars : Initial Results of. Science, 279 :1676.
- Adams, J. B. and Goullaud, L. H. (1978). Plagioclase feldspars : Visible and near infrared diffuse reflectance spectra as applied to remote sensing. Lunar and Planetary Science Conference Proceedings, 3 :2901–2909.
- Adams, J. B. and McCord, T. B. (1971). Optical properties of mineral separates, glass, and anorthositic fragments from Apollo mare samples. Lunar and Planetary Science Conference Proceedings, 2 :2183.
- Aharonson, O., Zuber, M. T., and Solomon, S. C. (2004). Crustal remanence in an internally magnetized non-uniform shell : a possible source for Mercury's magnetic field? Earth and Planetary Science Letters, 218(3-4) :261–268.
- Anderson, B. J., Acuña, M. H., Korth, H., Purucker, M. E., Johnson, C. L., Slavin, J. A., Solomon, S. C., and McNutt, R. L. (2008). The Structure of Mercury's Magnetic Field from MESSENGER's First Flyby. Science, 321(5885) :82.
- Anderson, B. J., Acuña, M. H., Korth, H., Slavin, J. A., Uno, H., Johnson, C. L., Purucker, M. E., Solomon, S. C., Raines, J. M., Zurbuchen, T. H., Gloeckler, G., and McNutt, R. L. (2010). The Magnetic Field of Mercury. , 152(1-4) :307–339.
- Anderson, B. J., Acuña, M. H., Lohr, D. A., Scheifele, J., Raval, A., Korth, H., and Slavin, J. A. (2007). The Magnetometer Instrument on MESSENGER. , 131(1-4) :417–450.
- Anderson, B. J., Johnson, C. L., Korth, H., Purucker, M. E., Winslow, R. M., Slavin, J. A., Solomon, S. C., McNutt, R. L., Raines, J. M., and Zurbuchen, T. H. (2011). The Global Magnetic Field of Mercury from MESSENGER Orbital Observations. Science, 333(6051) :1859.
- Anderson, B. J., Johnson, C. L., Korth, H., Winslow, R. M., Borovsky, J. E., Purucker, M. E., Slavin, J. A., Solomon, S. C., Zuber, M. T., and McNutt, Ralph L., J. (2012). Low-degree structure in Mercury's planetary magnetic field. Journal of Geophysical Research (Planets), 117 :E00L12.
- Anderson, J. A., Sides, S. C., Soltész, D. L., Sucharski, T. L., and Becker, K. J. (2004). Modernization of the Integrated Software for Imagers and Spectrometers. In Mackwell, S. and Stansbery, E., editors, Lunar and Planetary Science Conference, page 2039.

- Anderson, J. D., Colombo, G., Espitio, P. B., Lau, E. L., and Trager, G. B. (1987). The mass, gravity field, and ephemeris of Mercury. , 71(3) :337–349.
- Anderson, J. D., Jacobson, R. A., Lau, E. L., Moore, W. B., Olsen, O., Schubert, G., Thomas, P. C., and Galileo Gravity Science Team (2001). Shape, Mean Radius, Gravity Field and Interior Structure of Ganymede. In AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts #33, volume 33 of AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts, page 35.09.
- Andrews, G. B., Zurbuchen, T. H., Mauk, B. H., Malcom, H., Fisk, L. A., Gloeckler, G., Ho, G. C., Kelley, J. S., Koehn, P. L., Lefevre, T. W., Livi, S. S., Lundgren, R. A., and Raines, J. M. (2007). The Energetic Particle and Plasma Spectrometer Instrument on the MESSENGER Spacecraft. , 131(1-4) :523–556.
- Banks, M. E., Xiao, Z., Braden, S. E., Barlow, N. G., Chapman, C. R., Fassett, C. I., and Marchi, S. S. (2017). Revised constraints on absolute age limits for Mercury’s Kuiperian and Mansurian stratigraphic systems. Journal of Geophysical Research : Planets, 122(5) :1010–1020.
- Bedini, P. D., Solomon, S. C., Finnegan, E. J., Calloway, A. B., Ensor, S. L., McNutt, R. L., Anderson, B. J., and Prockter, L. M. (2012). Messenger at mercury : A mid-term report. Acta Astronautica, 81(1) :369 – 379.
- Bell, P. M. and Mao, H. K. (1972). Crystal-field effects of iron and titanium in selected grains of Apollo 12, 14, and 15 rocks, glasses, and fine fractions. Lunar and Planetary Science Conference Proceedings, 3 :545.
- Bell, P. M. and Mao, H. K. (1973). Optical and chemical analysis of iron in Luna 20 plagioclase. , 37(4) :755–759.
- Bennett, C. J., McLain, J. L., Sarantos, M., Gann, R. D., DeSimone, A., and Orlando, T. M. (2016). Investigating potential sources of Mercury’s exospheric Calcium : Photon-stimulated desorption of Calcium Sulfide. Journal of Geophysical Research (Planets), 121(2) :137–146.
- Benz, W., Slattery, W. L., and Cameron, A. G. W. (1988). Collisional stripping of Mercury’s mantle. , 74(3) :516–528.
- Berger, E. L. and Keller, L. P. (2015). Space Weathering of Itokawa Particles : Implications for Regolith Evolution. In Lunar and Planetary Science Conference, page 2351.
- Bertaux, J. L. (1973). Geocoronal Hydrogen. In McCormac, B. M., editor, Physics and Chemistry of Upper Atmospheres, volume 35 of Astrophysics and Space Science Library, page 260.
- Besse, S., Doressoundiram, A., and Benkhoff, J. (2015). Spectroscopic properties of explosive volcanism within the Caloris basin with MESSENGER observations. Journal of Geophysical Research E : Planets, 120(12) :2102–2117.
- Bida, T. A. and Killen, R. M. (2017). Observations of the minor species Al and Fe in Mercury’s exosphere. , 289 :227–238.
- Bida, T. A., Killen, R. M., and Morgan, T. H. (2000). Discovery of calcium in Mercury’s atmosphere. , 404(6774) :159–161.
- Bishop, J. and Chamberlain, J. W. (1989). Radiation pressure dynamics in planetary exospheres : A “natural” framework. , 81(1) :145–163.

- Blewett, D. T., Chabot, N. L., Denevi, B. W., Ernst, C. M., Head, J. W., Izenberg, N. R., Murchie, S. L., Solomon, S. C., Nittler, L. R., McCoy, T. J., Xiao, Z., Baker, D. M. H., Fassett, C. I., Braden, S. E., Oberst, J., Scholten, F., Presuker, F., and Hurwitz, D. M. (2011). Hollows on Mercury : MESSENGER Evidence for Geologically Recent Volatile-Related Activity. Science, 333.
- Blewett, D. T., Hawke, B. R., Lucey, P. G., and Robinson, M. S. (2007). A Mariner 10 color study of Mercurian craters. Journal of Geophysical Research (Planets), 112(E2) :E02005.
- Blewett, D. T., Robinson, M. S., Denevi, B. W., Gillis-Davis, J. J., Head, J. W., Solomon, S. C., Holsclaw, G. M., and McClintock, W. E. (2009). Multispectral images of Mercury from the first MESSENGER flyby : Analysis of global and regional color trends. Earth and Planetary Science Letters, 285(3-4) :272–282.
- Blewett, D. T., Stadermann, A. C., Susorney, H. C., Ernst, C. M., Xiao, Z., Chabot, N. L., Denevi, B. W., Murchie, S. L., McCubbin, F. M., Kinczyk, M. J., Gillis-Davis, J. J., and Solomon, S. C. (2016). Analysis of MESSENGER high-resolution images of Mercury’s hollows and implications for hollow formation. Journal of Geophysical Research (Planets), 121(9) :1798–1813.
- Blewett, D. T., Vaughan, W. M., Xiao, Z., Chabot, N. L., Denevi, B. W., Ernst, C. M., Helbert, J., D’Amore, M., Maturilli, A., Head, J. W., and Solomon, S. C. (2013). Mercury’s hollows : Constraints on formation and composition from analysis of geological setting and spectral reflectance. Journal of Geophysical Research : Planets, 118(5) :1013–1032.
- Bott, N., Doressoundiram, A., Zambon, F., Carli, C., Guzzetta, L., Perna, D., and Capaccioni, F. (2019). Global spectral properties and lithology of mercury : The example of the shakespeare (h-03) quadrangle. Journal of Geophysical Research : Planets, 124 :2326–2346.
- Bottou, L. and Bengio, Y. (1995). Convergence properties of the k-means algorithms. In Advances in neural information processing systems, pages 585–592.
- Braden, S. E. and Robinson, M. S. (2013). Relative rates of optical maturation of regolith on Mercury and the Moon. Journal of Geophysical Research (Planets), 118(9) :1903–1914.
- Bradley, P. S. and Fayyad, U. M. (1998). Refining initial points for k-means clustering. In ICML, volume 98, pages 91–99. Citeseer.
- Broadfoot, A. L., Shemansky, D. E., and Kumar, S. (1976). Mariner 10 UV Experiment : Helium on Mercury. In , volume 8, page 483.
- Brunetto, R., Lantz, C., Ledu, D., Baklouti, D., Barucci, M. A., Beck, P., Delauche, L., Dionnet, Z., Dumas, P., Duprat, J., Engrand, C., Jamme, F., Oudayer, P., Quirico, E., Sandt, C., and Dartois, E. (2014). Ion irradiation of Allende meteorite probed by visible, IR, and Raman spectroscopies. Icarus, 237 :278–292.
- Brunetto, R., Loeffler, M. J., Nesvorny, D., Sasaki, S., and Strazzulla, G. (2015). Asteroid Surface Alteration by Space Weathering Processes, pages 597–616. Univ. of Arizona, Tucson.
- Byrne, P. K., Klimczak, C., Celâl Şengör, A. M., Solomon, S. C., Watters, T. R., and Hauck, Steven A., I. (2014). Mercury’s global contraction much greater than earlier estimates. Nature Geoscience, 7(4) :301–307.
- Calinski, T. and Harabasz, J. (1974). A dendrite method for cluster analysis. Communications in Statistics - Theory and Methods, 3(1) :1–27.
- Cameron, A. G. W. (1985). The partial volatilization of Mercury. , 64(2) :285–294.

- Carli, C., Brunetto, R., Strazzulla, G., Serventi, G., Poulet, F., Capaccioni, F., Langevin, Y., Gardes, E., Martinez R., R., Boduch, P., Domaracka, A., and Rothard, H. (2018). Investigating reflectance properties of space weathered silicates : effect of swift heavy ion irradiation. In European Planetary Science Congress, pages EPSC2018–672.
- Cassidy, T. A. and Johnson, R. E. (2005). Monte Carlo model of sputtering and other ejection processes within a regolith. , 176(2) :499–507.
- Cassidy, W. and Hapke, B. (1975). Effects of Darkening Processes on Surfaces of Airless Bodies. , 25(3) :371–383.
- Cavanaugh, J. F., Smith, J. C., Sun, X., Bartels, A. E., Ramos-Izquierdo, L., Krebs, D. J., McGarry, J. F., Trunzo, R., Novo-Gradac, A. M., Britt, J. L., Karsh, J., Katz, R. B., Luke-mire, A. T., Szymkiewicz, R., Berry, D. L., Swinski, J. P., Neumann, G. A., Zuber, M. T., and Smith, D. E. (2007). The Mercury Laser Altimeter Instrument for the MESSENGER Mission. , 131(1-4) :451–479.
- Chamberlain, J. W. (1963). Planetary coronae and atmospheric evaporation. , 11(8) :901–960.
- Chapman, C. R., Merline, W. J., Marchi, S., Prockter, L. M., Fassett, C. I., Head, J. W., Solomon, S. C., and Xiao, Z. (2012). The Young Inner Plains of Mercury’s Rachmaninoff Basin Reconsidered. In Lunar and Planetary Science Conference, page 1607.
- Charette, M. P., McCord, T. B., Pieters, C., and Adams, J. B. (1974). Application of Remote Spectral Reflectance Measurements to Lunar Geology Classification and Determination of Titanium Content of Lunar Soils. Journal of Geophysical Research, 79(11) :1605–1613.
- Chihara, H. and Koike, C. (2017). Infrared absorption spectra of plagioclase feldspar : Dependencies of composition and temperature. , 149 :94–99.
- Christensen, U. R. (2006). A deep dynamo generating Mercury’s magnetic field. , 444(7122) :1056–1058.
- Cintala, M. J. (1992). Impact-induced thermal effects in the lunar and mercurian regoliths. , 97(E1) :947–973.
- Cloutis, E. A., Izawa, M. R. M., Pompilio, L., Reddy, V., Hiesinger, H., Nathues, A., Mann, P., Le Corre, L., Palomba, E., and Bell, J. F. (2013). Spectral reflectance properties of HED meteorites + CM2 carbonaceous chondrites : Comparison to HED grain size and compositional variations and implications for the nature of low-albedo features on Asteroid 4 Vesta. , 223(2) :850–877.
- Colombo, G. (1965). Rotational Period of the Planet Mercury. , 208(5010) :575.
- Colombo, G. (1966). Cassini’s second and third laws. , 71 :891.
- Conel, J. E. (1969). Infrared Emissivities of Silicates : Experimental Results and a Cloudy Atmosphere Model of Spectral Emission from Condensed Particulate Mediums. , 74 :1614.
- Connerney, J. E. P., Acuna, M. H., Wasilewski, P. J., Ness, N. F., Reme, H., Mazelle, C., Vignes, D., Lin, R. P., Mitchell, D. L., and Cloutier, P. A. (1999). Magnetic Lineations in the Ancient Crust of Mars. Science, 284 :794.
- Connerney, J. E. P. and Ness, N. F. (1988). Mercury’s magnetic field and interior., pages 494–513. University of Arizona Press.
- Conzelmann, V. and Spohn, T. (1999). New thermal evolution models suggesting a hot, partially molten Mercurian interior. In , volume 31, page 1102.

- Corley, L. M. and Gillis-Davis, J. J. (2015). Temperature Effects on the Reflectance Spectra of Olivine and Plagioclase. In Lunar and Planetary Science Conference, Lunar and Planetary Science Conference, page 2858.
- Corley, L. M., Gillis-Davis, J. J., and Lucey, P. G. (2015). Comparison of the Temperature Effects on Reflectance Spectra of Fresh and Experimentally Space Weathered Olivine. In Space Weathering of Airless Bodies : An Integration of Remote Sensing Data, Laboratory Experiments and Sample Analysis Workshop, volume 1878, page 2067.
- Correia, A. C. M. and Laskar, J. (2004). Mercury's capture into the 3/2 spin-orbit resonance as a result of its chaotic dynamics. , 429(6994) :848–850.
- Cour-Palais, B. G. (1969). The characteristics of very high speed small particle impacts in rocks and glasses. Meteoritics, 4 :268–269.
- Davies, C. J. and Pommier, A. (2018). Iron snow in the Martian core? Earth and Planetary Science Letters, 481 :189–200.
- Davies, M. E., Dornik, S. E., Gault, D. E., and Strom, R. G. (1978). Atlas of Mercury., volume 423. Prepared for the Office of Space Sciences, National Aeronautics and Space..
- Davis, K. M. and Tomozawa, M. (1996). An infrared spectroscopic study of water-related species in silica glasses. Journal of Non Crystalline Solids, 201(3) :177–198.
- De Hon, R., Scott, D., and Underwood Jr, J. (1981). Geologic map of the kuiper (h-6) quadrangle of mercury. United States Geological Survey, Geologic Investigations Series, Map I-1233.
- de Pater, I. and Lissauer, J. J. (2015). Planetary Sciences. Cambridge University Press.
- Denevi, B. W., Chabot, N. L., Murchie, S. L., Becker, K. J., Blewett, D. T., Domingue, D. L., Ernst, C. M., Hash, C. D., Hawkins, S. E., Keller, M. R., Laslo, N. R., Nair, H., Robinson, M. S., Seelos, F. P., Stephens, G. K., Turner, F. S., and Solomon, S. C. (2018). Calibration, Projection, and Final Image Products of MESSENGER's Mercury Dual Imaging System. Space Science Reviews, 214(1).
- Denevi, B. W., Ernst, C. M., Meyer, H. M., Robinson, M. S., Murchie, S. L., Whitten, J. L., Head, J. W., Watters, T. R., Solomon, S. C., Ostrach, L. R., Chapman, C. R., Byrne, P. K., Klimczak, C., and Peplowski, P. N. (2013). The distribution and origin of smooth plains on Mercury. Journal of Geophysical Research E : Planets, 118(5) :891–907.
- Denevi, B. W. and Robinson, M. S. (2008). Mercury's albedo from Mariner 10 : Implications for the presence of ferrous iron. Icarus, 197 :239–246.
- Denevi, B. W., Robinson, M. S., Solomon, S. C., Murchie, S. L., David, T., Domingue, D. L., McCoy, T. J., Ernst, C. M., Head, J. W., Watters, T. R., Chabot, N. L., Science, S., Series, N., and May, N. (2009). The Evolution of Mercury's Crust : A Global Perspective from MESSENGER. Science, 324(5927) :613–618.
- D'Incecco, P., Helbert, J., D'Amore, M., Ferrari, S., Head, J. W., Maturilli, A., and Hiesinger, H. (2016). A geologically supervised spectral analysis of 121 globally distributed impact craters as a tool for identifying vertical and horizontal heterogeneities in the composition of the shallow crust of Mercury. Planetary and Space Science, 132 :32–56.
- Domingue, D. L., Chapman, C. R., Killen, R. M., Zurbuchen, T. H., Gilbert, J. A., Sarantos, M., Benna, M., Slavin, J. A., Schriver, D., Trávníček, P. M., Orlando, T. M., Sprague, A. L., Blewett, D. T., Gillis-Davis, J. J., C., F. W., Lawrence, D. J., Ho, G. C., Ebel, D. S., Nittler,

- L. R., Vilas, F., Pieters, C. M., Solomon, S. C., Johnson, C. L., Winslow, R. M., Helbert, J., Peplowski, P. N., Weider, S. Z., Mouawad, N., Izenberg, N. R., and McClintock, W. E. (2014). Mercury's Weather-Beaten Surface : Understanding Mercury in the Context of Lunar and Asteroidal Space Weathering Studies. Space Science Reviews, 181 :121–214.
- Domingue, D. L., Denevi, B. W., Murchie, S. L., and Hash, C. D. (2016). Application of multiple photometric models to disk-resolved measurements of Mercury's surface : Insights into Mercury's regolith characteristics. Icarus, 268 :172–203.
- Domingue, D. L., Murchie, S. L., Chabot, N. L., Denevi, B. W., and Vilas, F. (2011). Mercury's spectrophotometric properties : Update from the Mercury Dual Imaging System observations during the third MESSENGER flyby. Planetary and Space Science, 59 :1853–1872.
- Domingue, D. L., Murchie, S. L., Denevi, B. W., Ernst, C. M., and Chabot, N. L. (2015). Mercury's global color mosaic : An update from MESSENGER's orbital observations. Icarus, 257 :477–488.
- Doressoundiram, A., Leblanc, F., Foellmi, C., and Erard, S. (2009). Metallic Species in Mercury's Exosphere : EMMI/New Technology Telescope Observations. , 137(4) :3859–3863.
- Dumberry, M. and Rivoldini, A. (2015). Mercury's inner core size and core-crystallization regime. , 248 :254–268.
- Dzurisin, D. (1977). Mercurian bright patches : Evidence for physio-chemical alteration of surface material? , 4(10) :383–386.
- Ernst, C. M., Chabot, N. L., and Barnouin, O. S. (2018). Examining the Potential Contribution of the Hokusai Impact to Water Ice on Mercury. Journal of Geophysical Research (Planets), 123(10) :2628–2646.
- Ernst, C. M., Denevi, B. W., Barnouin, O. S., Klimczak, C., Chabot, N. L., Head, J. W., Murchie, S. L., Neumann, G. A., Prockter, L. M., Robinson, M. S., Solomon, S. C., and Watters, T. R. (2015). Stratigraphy of the Caloris basin, Mercury : Implications for volcanic history and basin impact melt. Icarus, 250.
- Fassett, C. I. (2016). Ames stereo pipeline-derived digital terrain models of Mercury from MESSENGER stereo imaging. , 134 :19–28.
- Flamini, E., Capaccioni, F., Colangeli, L., Cremonese, G., Doressoundiram, A., Josset, J. L., Langevin, Y., Debei, S., Capria, M. T., de Sanctis, M. C., Marinangeli, L., Massironi, M., Mazzotta Epifani, E., Naletto, G., Palumbo, P., Eng, P., Roig, J. F., Caporali, A., da Deppo, V., Erard, S., Federico, C., Forni, O., Sgavetti, M., Filacchione, G., Giacomini, L., Marra, G., Martellato, E., Zusi, M., Cosi, M., Bettanini, C., Calamai, L., Zaccariotto, M., Tommasi, L., Dami, M., Fikai Veltroni, J., Poulet, F., Hello, Y., and Simbio-Sys Team (2010). SIMBIO-SYS : The spectrometer and imagers integrated observatory system for the BepiColombo planetary orbiter. , 58(1-2) :125–143.
- Gaddis, L., Anderson, J., Becker, K., Becker, T., Cook, D., Edwards, K., Eliason, E., Hare, T., Kieffer, H., Lee, E. M., Mathews, J., Soderblom, L., Sucharski, T., and Torson, J. (1997). AN OVERVIEW OF THE INTEGRATED SOFTWARE FOR IMAGING SPECTROMETERS (ISIS). In Lunar and Planetary Science Conference.
- Galluzzi, V., Guzzetta, L., Ferranti, L., Di Achille, G., Rothery, D. A., and Palumbo, P. (2016). Geology of the Victoria quadrangle (H02), Mercury. Journal of Maps, 12(1) :227–238.
- Giampieri, G. and Balogh, A. (2002). Mercury's thermoelectric dynamo model revisited. , 50(7-8) :757–762.

- Gladman, B., Quinn, D. D., Nicholson, P., and Rand, R. (1996). Synchronous Locking of Tidally Evolving Satellites. , 122(1) :166–192.
- Gold, R. E., Solomon, S. C., McNutt, R. L., Santo, A. G., Abshire, J. B., Acuña, M. H., Afzal, R. S., Anderson, B. J., Andrews, G. B., Bedini, P. D., Cain, J., Cheng, A. F., Evans, L. G., Feldman, W. C., Follas, R. B., Gloeckler, G., Goldsten, J. O., Hawkins, S. Edward, I., Izenberg, N. R., Jaskulek, S. E., Ketchum, E. A., Lankton, M. R., Lohr, D. A., Mauk, B. H., McClintock, W. E., Murchie, S. L., Schlemm, Charles E., I., Smith, D. E., Starr, R. D., and Zurbuchen, T. H. (2001). The MESSENGER mission to Mercury : scientific payload. , 49(14-15) :1467–1479.
- Gold, T. (1955). The lunar surface. , 115 :585.
- Goldsten, J. O., Rhodes, E. A., Boynton, W. V., Feldman, W. C., Lawrence, D. J., Trombka, J. I., Smith, D. M., Evans, L. G., White, J., Madden, N. W., Berg, P. C., Murphy, G. A., Gurnee, R. S., Strohhahn, K., Williams, B. D., Schaefer, E. D., Monaco, C. A., Cork, C. P., Del Eckels, J., Miller, W. O., Burks, M. T., Hagler, L. B., Deteresa, S. J., and Witte, M. C. (2007). The MESSENGER Gamma-Ray and Neutron Spectrometer. , 131(1-4) :339–391.
- Goudge, T. A., Head, J. W., Kerber, L., Blewett, D. T., Denevi, B. W., Domingue, D. L., Gillis-Davis, J. J., Gwinner, K., Helbert, J., Holsclaw, G. M., Izenberg, N. R., Klima, R. L., McClintock, W. E., Murchie, S. L., Neumann, G. A., Smith, D. E., Strom, R. G., Xiao, Z., Zuber, M. T., and Solomon, S. C. (2014). Global inventory and characterization of pyroclastic deposits on Mercury : New insights into pyroclastic activity from MESSENGER orbital data. Journal of Geophysical Research, 119 :1–24.
- Grim, J., Novovicova, J., Pudil, P., Somol, P., and Ferri, F. J. (1998). Initializing normal mixtures of densities. In Proceedings of the 14th International Conference on Pattern Recognition-Volume 1 - Volume 1, ICPR '98, pages 886–, Washington, DC, USA. IEEE Computer Society.
- Guest, J. and Greeley, R. (1983). Geologic map of the shakespeare (h-3) quadrangle of mercury. United States Geological Survey, Miscellaneous Investigations Series, Map I-1408.
- Guzzetta, L., Galluzzi, V., Ferranti, L., and Palumbo, P. (2017). Geology of the Shakespeare quadrangle (H03), mercury. Journal of Maps, 13(2) :227–238.
- Hapke, B. (1981). Bidirectional reflectance spectroscopy : 1. Theory. Journal of Geophysical Research, 86(4) :3039–3054.
- Hapke, B. (1984). Bidirectional reflectance spectroscopy 3. Correction for macroscopic roughness. , 59(1) :41–59.
- Hapke, B. (1986). Bidirectional reflectance spectroscopy 4. The extinction coefficient and the opposition effect. , 67(2) :264–280.
- Hapke, B. (2001). Space weathering from Mercury to the asteroid belt. , 106(E5) :10039–10074.
- Hapke, B. (2002). Bidirectional Reflectance Spectroscopy. 5. The Coherent Backscatter Opposition Effect and Anisotropic Scattering. , 157(2) :523–534.
- Hapke, B. (2008). Bidirectional reflectance spectroscopy. 6. Effects of porosity. , 195(2) :918–926.
- Hapke, B. (2012). Bidirectional reflectance spectroscopy 7. The single particle phase function hockey stick relation. , 221(2) :1079–1083.

- Hapke, B., Danielson, G. E., J., Klaasen, K., and Wilson, L. (1975). Photometric observations of Mercury from Mariner 10. Journal of Geophysical Research, 80(B17) :2431–2443.
- Hapke, B., Denevi, B., Sato, H., Braden, S., and Robinson, M. (2012). The wavelength dependence of the lunar phase curve as seen by the Lunar Reconnaissance Orbiter wide-angle camera. Journal of Geophysical Research, 117.
- Hapke, B. W., Nelson, R. M., and Smythe, W. D. (1993). The Opposition Effect of the Moon : The Contribution of Coherent Backscatter. Science, 260(5107) :509–511.
- Harmon, J. K. and Slade, M. A. (1992). Radar Mapping of Mercury : Full-Disk Images and Polar Anomalies. Science, 258(5082) :640–643.
- Hauck, S. A., Dombard, A. J., Phillips, R. J., and Solomon, S. C. (2004). Internal and tectonic evolution of Mercury. Earth and Planetary Science Letters, 222(3-4) :713–728.
- Hauck, S. A., Margot, J.-L., Solomon, S. C., Phillips, R. J., Johnson, C. L., Lemoine, F. G., Mazarico, E., McCoy, T. J., Padovan, S., Peale, S. J., Perry, M. E., Smith, D. E., and Zuber, M. T. (2013). The curious case of Mercury’s internal structure. Journal of Geophysical Research (Planets), 118(6) :1204–1220.
- Hawke, B. R., Blewett, D. T., Lucey, P. G., Smith, G. A., Bell, J. F., Campbell, B. A., and Robinson, M. S. (2004). The origin of lunar crater rays. , 170(1) :1–16.
- Hawkins, S. E., Boldt, J. D., Darlington, E. H., Espiritu, R., Gold, R. E., Gotwols, B., Grey, M. P., Hash, C. D., Hayes, J. R., Jaskulek, S. E., Kardian, C. J., Keller, M. R., Malaret, E. R., Murchie, S. L., Murphy, P. K., Peacock, K., Prockter, L. M., Reiter, R. A., Robinson, M. S., Schaefer, E. D., Shelton, R. G., Sterner, R. E., Taylor, H. W., Watters, T. R., and Williams, B. D. (2007). The mercury dual imaging system on the MESSENGER spacecraft. Space Science Reviews, 131(1-4) :247–338.
- Head, J. W., Chapman, C. R., Domingue, D. L., Hawkins, S. E., McClintock, W. E., Murchie, S. L., Prockter, L. M., Robinson, M. S., Strom, R. G., and Watters, T. R. (2007). The Geology of Mercury : The View Prior to the MESSENGER Mission. , 131(1-4) :41–84.
- Head, J. W., Chapman, C. R., Strom, R. G., Fassett, C. I., Denevi, B. W., Blewett, D. T., Ernst, C. M., Watters, T. R., Solomon, S. C., Murchie, S. L., Prockter, L. M., Chabot, N. L., Gillis-Davis, J. J., Whitten, J. L., Goudge, T. A., Baker, D. M. H., Hurwitz, D. M., Ostrach, L. R., Xiao, Z., Merline, W. J., Kerber, L., Dickson, J. L., Oberst, J., Byrne, P. K., Klimczak, C., and Nittler, L. R. (2011). Flood Volcanism in the Northern High Latitudes of Mercury Revealed by MESSENGER. Science, 333(6051) :1853.
- Head, J. W., Murchie, S. L., Prockter, L. M., Robinson, M. S., Solomon, S. C., Strom, R. G., Chapman, C. R., Watters, T. R., McClintock, W. E., Blewett, D. T., and Gillis-Davis, J. J. (2008). Volcanism on Mercury : Evidence from the First MESSENGER Flyby. Science, 321(5885) :69.
- Head, J. W., Murchie, S. L., Prockter, L. M., Solomon, S. C., Chapman, C. R., Strom, R. G., Watters, T. R., Blewett, D. T., Gillis-Davis, J. J., Fassett, C. I., Dickson, J. L., Morgan, G. A., and Kerber, L. (2009). Volcanism on Mercury : Evidence from the first MESSENGER flyby for extrusive and explosive activity and the volcanic origin of plains. Earth and Planetary Science Letters, 285(3-4) :227–242.
- Helbert, J. and Maturilli, A. (2009). The emissivity of a fine-grained labradorite sample at typical Mercury dayside temperatures. Earth and Planetary Science Letters, 285(3-4) :347–354.

- Helbert, J., Nestola, F., Ferrari, S., Maturilli, A., Massironi, M., Redhammer, G. J., Capria, M. T., Carli, C., Capaccioni, F., and Bruno, M. (2013). Olivine thermal emissivity under extreme temperature ranges : Implication for Mercury surface. Earth and Planetary Science Letters, 371-372 :252–257.
- Henderson, B. G. and Jakosky, B. M. (1997). Near-surface thermal gradients and mid-IR emission spectra : A new model including scattering and application to real data. , 102(E3) :6567–6580.
- Holberg, J. B., Oswalt, T. D., Sion, E. M., Barstow, M. A., and Burleigh, M. R. (2013). Where are all the Sirius-like binary systems? Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, 435(3) :2077–2091.
- Hunten, D. M. and Sprague, A. L. (2002). Diurnal variation of Na and K at Mercury. Meteoritics and Planetary Science, 37(9) :1191–1195.
- Iiishi, K., Tomisaka, T., Katô, T., and Umegaki, Y. (1971). The force field of K feldspar. Zeitschrift fur Kristallographie, 134(3-4) :213–229.
- Irving, A. J., Kuehner, S. M., Bunch, T. E., Ziegler, K., Chen, G., Herd, C. D. K., Conrey, R. M., and Ralew, S. (2013). Ungrouped Mafic Achondrite Northwest Africa 7325 : A Reduced, Iron-Poor Cumulate Olivine Gabbro from a Differentiated Planetary Parent Body. In Lunar and Planetary Science Conference, page 2164.
- Izenberg, N. R., Klima, R. L., Murchie, S. L., Blewett, D. T., Holsclaw, G. M., McClintock, W. E., Malaret, E., Mauceri, C., Vilas, F., Sprague, A. L., Helbert, J., Domingue, D. L., Head, J. W., Goudge, T. A., Solomon, S. C., Hibbitts, C. A., and Dyar, M. D. (2014). The low-iron, reduced surface of Mercury as seen in spectral reflectance by MESSENGER. Icarus, 228 :364–374.
- Izenberg, N. R., McClintock, W. E., Holsclaw, G. M., Robinson, M. S., Blewett, D. T., Domingue, D. L., Head, J. W., Jensen, E. A., Kochte, M. C., Lankton, M. R., Murchie, S. L., Sprague, A. L., Vilas, F., and Solomon, S. C. (2008). An Overview of Ultraviolet Through Infrared Reflectance Observations of Mercury during the Second Messenger Flyby. In AGU Fall Meeting Abstracts, volume 2008, pages U11C–05.
- Kaasalainen, M., Torppa, J., and Muinonen, K. (2001). Optimization Methods for Asteroid Lightcurve Inversion. Icarus, 153.
- Kerber, L., Head, J. W., Blewett, D. T., Solomon, S. C., Wilson, L., Murchie, S. L., Robinson, M. S., Denevi, B. W., and Domingue, D. L. (2011). The global distribution of pyroclastic deposits on Mercury : The view from MESSENGER flybys 13. Planetary and Space Science, 59(15) :1895–1909.
- Kerber, L., Head, J. W., Solomon, S. C., Murchie, S. L., Blewett, D. T., and Wilson, L. (2009). Explosive volcanic eruptions on Mercury : Eruption conditions, magma volatile content, and implications for interior volatile abundances. Earth and Planetary Science Letters, 285(3-4) :263–271.
- Killen, R. M. and Ip, W.-H. (1999). The surface-bounded atmospheres of Mercury and the Moon. Reviews of Geophysics, 37(3) :361–406.
- King, J. and Scott, D. (1990). Geologic map of the beethoven quadrangle of mercury. United States Geological Survey, Miscellaneous Investigations Series, Map I-2048.
- Klima, R. L., Denevi, B. W., Ernst, C. M., Murchie, S. L., and Peplowski, P. N. (2018). Global Distribution and Spectral Properties of Low-Reflectance Material on Mercury. Geophysical Research Letters, 45 :2945–2953.

- Laneuville, M., Wieczorek, M. A., Breuer, D., Aubert, J., Morard, G., and Rückriemen, T. (2014). A long-lived lunar dynamo powered by core crystallization. Earth and Planetary Science Letters, 401 :251–260.
- Lantz, C., Brunetto, R., Barucci, M. A., Dartois, E., Duprat, J., Engrand, C., Godard, M., Ledu, D., and Quirico, E. (2015). Ion irradiation of the Murchison meteorite : Visible to mid-infrared spectroscopic results. Astronomy & Astrophysics, 577.
- Lawrence, D. J., Feldman, W. C., Goldsten, J. O., Maurice, S., Peplowski, P. N., Anderson, B. J., Bazell, D., Jr, R. L. M., Nittler, L. R., Prettyman, T. H., Rodgers, D. J., Solomon, S. C., and Weider, S. Z. (2013). Evidence for Water Ice Near Mercury’s North Pole from MESSENGER Neutron Spectrometer Measurements. Science, 339(January) :292–297.
- Leblanc, F. and Johnson, R. E. (2003). Mercury’s sodium exosphere. , 164(2) :261–281.
- Lewang, A. M., Hiesinger, H., Bernhardt, H., Galluzzi, V., Guzzetta, L., and Massironi, M. (2018). Preliminary Geologic Map of the Beethoven Basin, Mercury. In Lunar and Planetary Science Conference, page 1846.
- Lillis, R. J., Frey, H. V., and Manga, M. (2008). Rapid decrease in Martian crustal magnetization in the Noachian era : Implications for the dynamo and climate of early Mars. , 35(14) :L14203.
- Lucchetti, A., Pajola, M., Galluzzi, V., Giacomini, L., Carli, C., Cremonese, G., Marzo, G. A., Ferrari, S., Massironi, M., and Palumbo, P. (2018). Mercury Hollows as Remnants of Original Bedrock Materials and Devolatilization Processes : A Spectral Clustering and Geomorphological Analysis. Journal of Geophysical Research : Planets, 123.
- Lucey, P. G., Blewett, D. T., and Hawke, B. R. (1998). Mapping the FeO and TiO₂ content of the lunar surface with multispectral imagery. Journal of Geophysical Research, 103(E2) :3679–3700.
- Lucey, P. G., Blewett, D. T., Taylor, G. J., and Hawke, B. R. (2000). Imaging of lunar surface maturity. Journal of Geophysical Research, 105(E8) :20377–20386.
- Lucey, P. G., Taylor, G. J., and Malaret, E. (1995). Abundance and Distribution of Iron on the Moon. Science, 268(May) :1150–1154.
- MacQueen, J. et al. (1967). Some methods for classification and analysis of multivariate observations. In Proceedings of the fifth Berkeley symposium on mathematical statistics and probability, volume 1, pages 281–297. Oakland, CA, USA.
- Mallama, A. and Hilton, J. L. (2018). Computing apparent planetary magnitudes for The Astronomical Almanac. Astronomy and Computing, 25 :10–24.
- Mancinelli, P., Minelli, F., Pauselli, C., and Federico, C. (2016). Geology of the Raditladi quadrangle, Mercury (H04). Journal of Maps, 12(1) :190–202.
- Mangasarian, O. L. (1997). Mathematical programming in data mining. Data mining and knowledge discovery, 1(2) :183–201.
- Marchi, S., Chapman, C. R., Fassett, C. I., Head, J. W., Bottke, W. F., and Strom, R. G. (2013). Global resurfacing of Mercury 4.0-4.1 billion years ago by heavy bombardment and volcanism. , 499(7456) :59–61.
- Marchi, S., Massironi, M., Cremonese, G., Martellato, E., Giacomini, L., and Prockter, L. (2011). The effects of the target material properties and layering on the crater chronology : The case of Raditladi and Rachmaninoff basins on Mercury. Planetary and Space Science, 59(15) :1968–1980.

- Margot, J. L., Peale, S. J., Jurgens, R. F., Slade, M. A., and Holin, I. V. (2007). Large Longitude Libration of Mercury Reveals a Molten Core. Science, 316(5825) :710.
- Martinez, R., Langlinay, T., Ponciano, C. R., da Silveira, E. F., Palumbo, M. E., Strazzulla, G., Brucato, J. R., Hijazi, H., Agnihotri, A. N., Boduch, P., Cassimi, A., Domaracka, A., Ropars, F., and Rothard, H. (2017). Sputtering of sodium and potassium from nepheline : Secondary ion yields and velocity spectra. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, 406 :523–528.
- Marzo, G. A., Roush, T. L., Blanco, A., Fonti, S., and Orofino, V. (2006). Cluster analysis of planetary remote sensing spectral data. Journal of Geophysical Research E : Planets, 111(3) :1–14.
- Marzo, G. A., Roush, T. L., Blanco, A., Fonti, S., and Orofino, V. (2008). Statistical exploration and volume reduction of planetary remote sensing spectral data. Journal of Geophysical Research E : Planets, 113(12) :1–9.
- Marzo, G. A., Roush, T. L., and Hogan, R. C. (2009). Automated classification of visible and infrared spectra using cluster analysis. Journal of Geophysical Research, 114(E8) :E08001.
- Matsuoka, M., Nakamura, T., Kimura, Y., Hiroi, T., Nakamura, R., Okumura, S., and Sasaki, S. (2015). Pulse-laser irradiation experiments of Murchison CM2 chondrite for reproducing space weathering on C-type asteroids. , 254 :135–143.
- Mazarico, E., Genova, A., Goossens, S., Lemoine, F. G., Neumann, G. A., Zuber, M. T., Smith, D. E., and Solomon, S. C. (2014). The gravity field, orientation, and ephemeris of Mercury from MESSENGER observations after three years in orbit. Journal of Geophysical Research (Planets), 119(12) :2417–2436.
- McCauley, J. F., Guest, J. E., Schaber, G. G., and Trask, N. J. (1981). Stratigraphy of the Caloris Basin, Mercury. Icarus, 47.
- McClintock, W. E., Izenberg, N. R., Holsclaw, G. M., Blewett, D. T., Domingue, D. L., Head III, J. W., Helbert, J., McCoy, T. J., Murchie, S. L., Robinson, M. S., Solomon, S. C., Sprague, A. L., and Faith, V. (2008). Spectroscopic Observations of Mercury’s Surface Reflectance During MESSENGER’s First Mercury Flyby. Science, 321 :62–65.
- McClintock, W. E. and Lankton, M. R. (2007). The Mercury Atmospheric and Surface Composition Spectrometer for the MESSENGER Mission. , 131(1-4) :481–521.
- McCoy, T., Peplowski, P., McCubbin, F., and Weider, S. (2018). The geochemical and mineralogical diversity of mercury.
- McCubbin, F. M., Riner, M. A., Vand er Kaaden, K. E., and Burkemper, L. K. (2012). Is Mercury a volatile-rich planet? , 39(9) :L09202.
- McGill, G. E. and King, E. A. (1983). Geologic map of the victoria (h-2) quadrangle of mercury. Atlas of Mercury, 1(5,000,000).
- McGuire, A. F. and Hapke, B. W. (1995). An experimental study of light scattering by large, irregular particles. , 113(1) :134–155.
- Mohr, P. J., Newell, D. B., and Taylor, B. N. (2016). CODATA recommended values of the fundamental physical constants : 2014. Journal of Physical and Chemical Reference Data, 45(4) :043102.
- Moore, A. W. (1999). Very fast mixture-model-based clustering using multiresolution kd-trees, pages 543–549. Morgan Kaufmann.

- Moroz, L., Baratta, G., Strazzulla, G., Starukhina, L., Dotto, E., Barucci, M. A., Arnold, G., and Distefano, E. (2004). Optical alteration of complex organics induced by ion irradiation : 1. Laboratory experiments suggest unusual space weathering trend. , 170(1) :214–228.
- Morris, R. V. (1978). The surface exposure (maturity) of lunar soils : Some concepts and I_S/FeO compilation. Lunar and Planetary Science Conference Proceedings, 2 :2287–2297.
- Moses, J. I., Rawlins, K., Zahnle, K., and Dones, L. (1999). External Sources of Water for Mercury’s Putative Ice Deposits. , 137(2) :197–221.
- Muñoz Caro, G. M., Matrajt, G., Dartois, E., Nuevo, M., D’Hendecourt, L., Deboffle, D., Montagnac, G., Chauvin, N., Boukari, C., and Le Du, D. (2006). Nature and evolution of the dominant carbonaceous matter in interplanetary dust particles : effects of irradiation and identification with a type of amorphous carbon. , 459(1) :147–159.
- Murchie, S. L., Klima, R. L., Denevi, B. W., Ernst, C. M., Keller, M. R., Domingue, D. L., Blewett, D. T., Chabot, N. L., Hash, C. D., Malaret, E., Izenberg, N. R., Vilas, F., Nittler, L. R., Gillis-Davis, J. J., Head, J. W., and Solomon, S. C. (2015). Orbital multispectral mapping of Mercury with the MESSENGER Mercury Dual Imaging System : Evidence for the origins of plains units and low-reflectance material. Icarus, 254 :287–305.
- Murray, B. C., Belton, M. J. S., Danielson, G. E., Davies, M. E., Gault, D. E., Hapke, B., O’Leary, B., Strom, R. G., Suomi, V., and Trask, N. (1974). Mercury’s Surface : Preliminary Description and Interpretation from Mariner 10 Pictures. Science, 185(4146) :169–179.
- Namur, O., Charlier, B., Holtz, F., Cartier, C., and McCammon, C. (2016). Sulfur solubility in reduced mafic silicate melts : Implications for the speciation and distribution of sulfur on Mercury. Earth and Planetary Science Letters, 448 :102–114.
- Ness, N. F., Behannon, K. W., Lepping, R. P., and Whang, Y. C. (1975). Magnetic field of Mercury confirmed. Nature, 255(5505) :204–205.
- Ness, N. F., Behannon, K. W., Lepping, R. P., and Whang, Y. C. (1976). Observations of Mercury’s Magnetic Field. Icarus, 28(4) :479–488.
- Ness, N. F., Behannon, K. W., Lepping, R. P., Whang, Y. C., and Schatten, K. H. (1974). Magnetic Field Observations near Mercury : Preliminary Results from Mariner 10. Science, 185(4146) :151–160.
- Nguyen, N., Bott, N., and Doressoundiram, A. (2018). Preliminary color map of the Borealis (H-01) quadrangle of Mercury. In European Planetary Science Congress, pages EPSC2018–1104.
- Nittler, L. R., Frank, E. A., Weider, S. Z., Crapster-Pregont, E., Vorburger, A., Starr, R. D., and Solomon, S. C. (2016). Global Major-Element Maps of Mercury Updated from Four Years of Messenger X-Ray Observations. In Lunar and Planetary Science Conference, page 1237.
- Nittler, L. R., Starr, R. D., Weider, S. Z., McCoy, T. J., Boynton, W. V., Ebel, D. S., Ernst, C. M., Evans, L. G., Goldsten, J. O., Hamara, D. K., Lawrence, D. J., McNutt, R. L., Schlemm, C. E., Solomon, S. C., and Sprague, A. L. (2011). The major-element composition of Mercury’s surface from MESSENGER X-ray spectrometry. Science, 333(6051) :1847–1850.
- Nittler, L. R., Weider, S. Z., Starr, R. D., Chabot, N., Denevi, B. W., Ernst, C. M., Goudge, T. A., Head, J. W., Helbert, J., Klima, R. L., McCoy, T. J., and Solomon, S. C. (2014). Sulfur-depleted composition of Mercury’s largest pyroclastic deposit : Implications for explosive volcanism and surface reflectance on the innermost planet. In Lunar and Planetary Science Conference, page 1391.

- Öpik, E. J. (1960). The Frequency of Crater Diameters in Mare Imbrium. , 65 :55.
- O'Rourke, J. G. and Shim, S. H. (2018). Suppressing the Martian Dynamo with Ongoing Hydrogenation of the Core by Hydrated Mantle Minerals. In Lunar and Planetary Science Conference, page 2390.
- Paige, D. A., Siegler, M. A., Neumann, G. A., Mazarico, E., Smith, D. E., Zuber, M. T., and Solomon, S. C. (2013). North Polar Temperatures on Mercury : Thermal Models Derived from the Latest MESSENGER Topography. In AGU Fall Meeting Abstracts, volume 2013, pages P11A-03.
- Paige, D. A., Wood, S. E., and Vasavada, A. R. (1992). The thermal stability of water ice at the poles of Mercury. Science, 258(5082) :643-646.
- Pajola, M., Lucchetti, A., Marzo, G. A., Cremonese, G., and Massironi, M. (2018). Spectral clustering on Hermean hollows located on pyroclastic deposits. EPSC Abstracts, 12.
- Parker, E. N. (1958). Dynamics of the Interplanetary Gas and Magnetic Fields. , 128 :664.
- Peale, S. J. (1969). Generalized Cassini's Laws. , 74 :483.
- Peale, S. J. (1976). Does Mercury have a molten core? , 262(5571) :765-766.
- Peale, S. J. (1988). The rotational dynamics of Mercury and the state of its core., pages 461-493. University of Arizona Press.
- Peplowski, P. N., Blewett, D. T., Denevi, B. W., Evans, L. G., Lawrence, D. J., Nittler, L. R., Rhodes, E. A., Selby, C. M., and Solomon, S. C. (2011). Mapping iron abundances on the surface of Mercury : Predicted spatial resolution of the MESSENGER Gamma-Ray Spectrometer. Planetary and Space Science, 59(13) :1654-1658.
- Peplowski, P. N., Evans, L. G., Stockstill-Cahill, K. R., Lawrence, D. J., Goldsten, J. O., McCoy, T. J., Nittler, L. R., Solomon, S. C., Sprague, A. L., Starr, R. D., and Weider, S. Z. (2014). Enhanced sodium abundance in Mercury's north polar region revealed by the MESSENGER Gamma-Ray Spectrometer. , 228 :86-95.
- Peplowski, P. N., Klima, R. L., Lawrence, D. J., Ernst, C. M., Denevi, B. W., Frank, E. A., Goldsten, J. O., Murchie, S. L., Nittler, L. R., and Solomon, S. C. (2016). Remote sensing evidence for an ancient carbon-bearing crust on Mercury. Nature Geoscience, 9(4) :273-276.
- Peplowski, P. N., Lawrence, D. J., Evans, L. G., Klima, R. L., Blewett, D. T., Goldsten, J. O., Murchie, S. L., McCoy, T. J., Nittler, L. R., Solomon, S. C., Starr, R. D., and Weider, S. Z. (2015). Constraints on the abundance of carbon in near-surface materials on Mercury : Results from the MESSENGER Gamma-Ray Spectrometer. , 108 :98-107.
- Peplowski, P. N. and Stockstill-Cahill, K. R. (2018). Mercury's Geochemical Terranes Revisited. In Mercury : Current and Future Science 2018, page 6032.
- Perry, M. E., Neumann, G. A., Phillips, R. J., Barnouin, O. S., Ernst, C. M., Kahan, D. S., Solomon, S. C., Zuber, M. T., Smith, D. E., Hauck, S. A., Peale, S. J., Margot, J.-L., Mazarico, E., Johnson, C. L., Gaskell, R. W., Roberts, J. H., McNutt, R. L., and Oberst, J. (2015). The low-degree shape of Mercury. , 42(17) :6951-6958.
- Pettengill, G. H. and Dyce, R. B. (1965). A Radar Determination of the Rotation of the Planet Mercury. , 206(4990) :1240.
- Pieters, C., Staid, M., Fischer, E., Tompkins, S., and He, G. (1994). A Sharper View of Impact Craters from Clementine Data. Science, 266(5192) :1844-1848.

- Pieters, C. M. and Noble, S. K. (2016). Space weathering on airless bodies. Journal of Geophysical Research (Planets), 121(10) :1865–1884.
- Pollard, D. et al. (1982). A central limit theorem for k -means clustering. The Annals of Probability, 10(4) :919–926.
- Potter, A. and Morgan, T. (1985). Discovery of Sodium in the Atmosphere of Mercury. Science, 229(4714) :651–653.
- Potter, A. E. and Morgan, T. H. (1986). Potassium in the atmosphere of Mercury. , 67(2) :336–340.
- Potter, W. K. and Head, J. W. (2017). Basin formation on Mercury : Caloris and the origin of its low-reflectance material. Earth and Planetary Science Letters, 474.
- Preusker, F., Oberst, J., Stark, A., Matz, K.-D., Gwinner, K., and Roatsch, T. (2017). High-Resolution Topography from MESSENGER Orbital Stereo Imaging - The H3 Quadrangle "Shakespeare". In Lunar and Planetary Science XLVIII, page 1441.
- Prockter, L. M., Ernst, C. M., Denevi, B. W., Chapman, C. R., Head, J. W., Fassett, C. I., Merline, W. J., Solomon, S. C., Watters, T. R., Strom, R. G., Cremonese, G., Marchi, S., and Massironi, M. (2010). Evidence for Young Volcanism on Mercury from the Third MESSENGER Flyby. Science, 329(5992) :668.
- Rava, B. and Hapke, B. (1987). An Analysis of the Mariner 10 Color Ratio Map of Mercury. Icarus, 71 :397–429.
- Richards, J. A. (2013). Spectral Domain Image Transforms, pages 161–201. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Robbins, S. J., Hynke, B. M., Lillis, R. J., and Bottke, W. F. (2013). Large impact crater histories of Mars : The effect of different model crater age techniques. , 225(1) :173–184.
- Roberts, J. H., Lillis, R. J., and Manga, M. (2009). Giant impacts on early Mars and the cessation of the Martian dynamo. Journal of Geophysical Research (Planets), 114(E4) :E04009.
- Robinson, M. S., Murchie, S. L., Blewett, D. T., Domingue, D. L., Hawkins, S. E., Head, J. W., Holsclaw, G. M., McClintock, W. E., McCoy, T. J., McNutt, R. L., Prockter, L. M., Solomon, S. C., and Watters, T. R. (2008). Reflectance and color variations on mercury : Regolith processes and compositional heterogeneity. Science, 321(5885) :66–69.
- Roush, T. L. and Singer, R. B. (1984). Modelling of Temperature Effects on Spectral Reflectance of Asteroid Surfaces. In , volume 16, page 710.
- Roush, T. L. and Singer, R. B. (1986). Gaussian analysis of temperature effects on the reflectance spectra of mafic minerals in the 1- μ m region. , 91(B10) :10,301–10,308.
- Rousseeuw, P. J. and Hubert, M. (2018). Anomaly detection by robust statistics. WIREs Data Mining and Knowledge Discovery, 8 :1–14.
- Russell, C. T., Baker, D. N., and Slavin, J. A. (1988). The magnetosphere of Mercury., pages 514–561.
- Salisbury, J. W., D’Aria, D. M., and Jarosewich, E. (1991). Midinfrared (2.5-13.5 μ m) reflectance spectra of powdered stony meteorites. , 92(2) :280–297.
- Salisbury, J. W., Hapke, B., and Eastes, J. W. (1987). Usefulness of weak bands in midinfrared remote sensing of particulateplanetary surfaces. , 92 :702–710.

- Sarantos, M., Killen, R. M., McClintock, W. E., Todd Bradley, E., Vervack, R. J., Benna, M., and Slavin, J. A. (2011). Limits to Mercury’s magnesium exosphere from MESSENGER second flyby observations. , 59(15) :1992–2003.
- Sato, H., Robinson, M. S., Hapke, B., Denevi, B. W., and Boyd, A. K. (2014). Resolved Hapke parameter maps of the Moon. Journal of Geophysical Research (Planets), 119(8) :1775–1805.
- Schaber, G. G. and McCauley, J. F. (1980). Geologic map of the tolstoj (h-8) quadrangle of mercury. United States Geological Survey, Miscellaneous Investigations Series, Map I-1199.
- Schlemm, C. E., Starr, R. D., Ho, G. C., Bechtold, K. E., Hamilton, S. A., Boldt, J. D., Boynton, W. V., Bradley, W., Fraeman, M. E., Gold, R. E., Goldsten, J. O., Hayes, J. R., Jaskulek, S. E., Rossano, E., Rumpf, R. A., Schaefer, E. D., Strohbehn, K., Shelton, R. G., Thompson, R. E., Trombka, J. I., and Williams, B. D. (2007). The X-Ray Spectrometer on the MESSENGER Spacecraft. , 131(1-4) :393–415.
- Schröder, S. E., Maue, T., Gutiérrez Marqués, P., Mottola, S., Aye, K. M., Sierks, H., Keller, H. U., and Nathues, A. (2013). In-flight calibration of the Dawn Framing Camera. , 226(2) :1304–1317.
- Schubert, G., Ross, M. N., Stevenson, D. J., and Spohn, T. (1988). Mercury’s thermal history and the generation of its magnetic field., pages 429–460. University of Arizona Press.
- Schultz, P. H. (1977). Endogenic modification of impact craters on Mercury. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 15(2-3) :202–219.
- Selim, S. Z. and Ismail, M. A. (1984). K-means-type algorithms : A generalized convergence theorem and characterization of local optimality. IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence, 1 :81–87.
- Semenzato, A., Massironi, M., Pozzobon, R., Galluzzi, V., Rothery, D., and Ferrari, S. (2018). Discovering Rembrandt basin’s subsurface and Enterprise Rupes : 3D-model based on stratigraphic mapping and structural analysis. In European Planetary Science Congress, pages EPSC2018–344.
- Serventi, G., Carli, C., Sgavetti, M., Ciarniello, M., Capaccioni, F., and Pedrazzi, G. (2013). Spectral variability of plagioclase-mafic mixtures (1) : Effects of chemistry and modal abundance in reflectance spectra of rocks and mineral mixtures. , 226(1) :282–298.
- Shkuratov, Y., Kaydash, V., Korokhin, V., Velikodsky, Y., Opanasenko, N., and Videen, G. (2011). Optical measurements of the Moon as a tool to study its surface. , 59(13) :1326–1371.
- Shkuratov, Y. G. and Helfenstein, P. (2001). The Opposition Effect and the Quasi-fractal Structure of Regolith : I. Theory. Icarus, 152.
- Siegfried, R. W., I. and Solomon, S. C. (1974). Mercury : Internal Structure and Thermal Evolution. , 23(2) :192–205.
- Singer, R. B. and Roush, T. L. (1985). Effects of temperature on remotely sensed mineral absorption features. , 90 :12,434–12,444.
- Slade, M. A., Butler, B. J., and Muhleman, D. O. (1992). Mercury Radar Imaging : Evidence for Polar Ice. Science, 258(5082) :635–640.
- Slavin, J. A. and Holzer, R. E. (1979). The effect of erosion on the solar wind stand-off distance at mercury. , 84(A5) :2076–2082.

- Solomon, S. C. (1976). Some Aspects of Core Formation in Mercury. , 28(4) :509–521.
- Solomon, S. C., McNutt, R. L., Watters, T. R., Lawrence, D. J., Feldman, W. C., Head, J. W., Krimigis, S. M., Murchie, S. L., Phillips, R. J., Slavin, J. A., and Zuber, M. T. (2008). Return to Mercury : A Global Perspective on MESSENGER’s First Mercury Flyby. Science, 321(5885) :59.
- Sprague, A. L., Emery, J. P., Donaldson, K. L., Russell, R. W., Lynch, D. K., and Mazuk, A. L. (2002). Mercury : Mid-infrared (3-13.5 m) observations show heterogeneous composition, presence of intermediate and basic soil types, and pyroxene. Meteoritics and Planetary Science, 37(9) :1255–1268.
- Sprague, A. L., Hunten, D. M., and Lodders, K. (1995). Sulfur at Mercury, elemental at the poles and sulfides in the regolith. , 118(1) :211–215.
- Sprague, A. L. and Roush, T. L. (1998). Comparison of Laboratory Emission Spectra with Mercury Telescopic Data. , 133(2) :174–183.
- Sprague, A. L., Schmitt, W. J., and Hill, R. E. (1998). Mercury : Sodium Atmospheric Enhancements, Radar-Bright Spots, and Visible Surface Features. , 136(1) :60–68.
- Spudis, P. D. and Guest, J. E. (1988). Stratigraphy and Geological History of Mercury, pages 118–164. University of Arizona.
- Srnka, L. J. (1976). Magnetic dipole moment of a spherical shell with TRM acquired in a field of internal origin. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 11(3) :184–190.
- Stanley, S., Bloxham, J., Hutchison, W. E., and Zuber, M. T. (2005). Thin shell dynamo models consistent with Mercury’s weak observed magnetic field [rapid communication]. Earth and Planetary Science Letters, 234(1-2) :27–38.
- Starukhina, L. (2001). Water detection on atmosphereless celestial bodies : Alternative explanations of the observations. , 106(E7) :14701–14710.
- Stephenson, A. (1976). Crustal remanence and the magnetic moment of Mercury. Earth and Planetary Science Letters, 28(3) :454–458.
- Stevenson, D. J. (1987). Mercury’s magnetic field : a thermoelectric dynamo? Earth and Planetary Science Letters, 82(1-2) :114–120.
- Stevenson, D. J., Spohn, T., and Schubert, G. (1983). Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets. Icarus, 54(3) :466–489.
- Strom, R. G. (1979). Mercury : A Post-Mariner 10 Assessment. , 24(1) :3–70.
- Strom, R. G., Trask, N. J., and Guest, J. E. (1975). Tectonism and volcanism on Mercury. , 80(B17) :2478–2507.
- Sung, C. M., Singer, R. B., Parkin, K. M., Burns, R. G., and Osborne, M. (1977). Temperature dependence of Fe²⁺ crystal field spectra : implications to mineralogical mapping of planetary surfaces. Lunar and Planetary Science Conference Proceedings, 1 :1063–1079.
- Suto, H., Sogawa, H., Tachibana, S., Koike, C., Karoji, H., Tsuchiyama, A., Chihara, H., Mizutani, K., Akedo, J., Ogiso, K., Fukui, T., and Ohara, S. (2006). Low-temperature single crystal reflection spectra of forsterite. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, 370(4) :1599–1606.
- Thomas, R. J., Rothery, D. A., Conway, S. J., and Anand, M. (2014). Hollows on Mercury : Materials and mechanisms involved in their formation. Icarus, 229 :221–235.

- Torson, J. M. and Becker, K. J. (1997). ISIS - A SOFTWARE ARCHITECTURE FOR PROCESSING PLANETARY IMAGES. In Lunar and Planetary Science Conference.
- Trask, N. J. and Dzurisin, D. (1984). Geologic map of the discovery quadrangle of mercury. U.S. Geological Survey Report, page 1658.
- Trask, N. J. and Guest, J. E. (1975). Preliminary Geologic Terrain Map of Mercury. Journal of Geophysical Research, 80(17) :2461–2477.
- Uno, H., Johnson, C. L., Anderson, B. J., Korth, H., and Solomon, S. C. (2009). Modeling Mercury’s internal magnetic field with smooth inversions. Earth and Planetary Science Letters, 285(3-4) :328–339.
- Vander Kaaden, K. E. and Mccubbin, F. M. (2015). Exotic crust formation on Mercury : Consequences of a shallow, FeO-poor mantle. Journal of Geophysical Research : Planets, pages 1–15.
- Vander Kaaden, K. E., McCubbin, F. M., Nittler, L. R., Peplowski, P. N., Weider, S. Z., Frank, E. A., and McCoy, T. (2017a). Geochemistry, mineralogy, and petrology of boninitic and komatiitic rocks on the mercurian surface : Insights into the mercurian mantle. Icarus, 285 :155–168.
- Vander Kaaden, K. E., McCubbin, F. M., Ross, D. K., and Draper, D. S. (2017b). The Role of Carbon in Core Formation Under Highly Reducing Conditions with Implications for the Planet Mercury. In Lunar and Planetary Science XLVIII, page 1099.
- Varatharajan, I., Maturilli, A., Helbert, J., Alemanno, G., and Hiesinger, H. (2019). Spectral behavior of sulfides in simulated daytime surface conditions of Mercury : Supporting past (MESSENGER) and future missions (BepiColombo). Earth and Planetary Science Letters, 520 :127–140.
- Vaughan, W. M., Helbert, J., Blewett, D. T., Head, J. W., Murchie, S. L., Gwinner, K., McCoy, T. J., and Solomon, S. C. (2012). Hollow-Forming Layers in Impact Craters on Mercury : Massive Sulfide or Chloride Deposits Formed by Impact Melt Differentiation ? In Lunar and Planetary Science Conference, page 1187.
- Vervack, R. J., Killen, R. M., McClintock, W. E., Merkel, A. W., Burger, M. H., Cassidy, T. A., and Sarantos, M. (2016). New discoveries from MESSENGER and insights into Mercury’s exosphere. , 43(22) :11,545–11,551.
- Vetere, F., Rossi, S., Namur, O., Morgavi, D., Misiti, V., Mancinelli, P., Petrelli, M., Pauselli, C., and Perugini, D. (2017). Experimental constraints on the rheology, eruption, and emplacement dynamics of analog lavas comparable to Mercury’s northern volcanic plains. Journal of Geophysical Research : Planets, 122(7) :1522–1538.
- Vilas, F. (1985). Mercury : Absence of crystalline Fe ²⁺ in the regolith. , 64(1) :133–138.
- Vilas, F., Domingue, D. L., Helbert, J., D’Amore, M., Maturilli, A., Klima, R. L., Stockstill-Cahill, K. R., Murchie, S. L., Izenberg, N. R., Blewett, D. T., Vaughan, W. M., and Head, J. W. (2016). Mineralogical indicators of Mercury’s hollows composition in MESSENGER color observations. Geophysical Research Letters, 43(4) :1450–1456.
- Warell, J. and Blewett, D. T. (2004). Properties of the Hermean regolith : V. New optical reflectance spectra, comparison with lunar anorthosites, and mineralogical modelling. , 168(2) :257–276.

- Weber, I., Morlok, A., Bischoff, A., Hiesinger, H., and Helbert, J. (2014). Mineralogical and Spectroscopic Studies on NWA 7325 as an Analog Sample for Rocks from Mercury. In Lunar and Planetary Science Conference, page 1323.
- Weidenschilling, S. J. (1978). Iron Silicate Fractionation and the Origin of Mercury. , 35(1) :99–111.
- Weidenschilling, S. J. (1998). Mercury’s Polar Radar Anomalies : Ice and/or Cold Rock ? In Lunar and Planetary Science Conference, page 1278.
- Weider, S. Z., Nittler, L. R., Starr, R. D., Crapster-Pregont, E. J., Peplowski, P. N., Denevi, B. W., Head, J. W., Byrne, P. K., Hauck, S. A., Ebel, D. S., and Solomon, S. C. (2015). Evidence for geochemical terranes on Mercury : Global mapping of major elements with MESSENGER’s X-Ray Spectrometer. Earth and Planetary Science Letters, 416 :109–120.
- Weider, S. Z., Nittler, L. R., Starr, R. D., McCoy, T. J., and Solomon, S. C. (2014). Variations in the abundance of iron on Mercury’s surface from MESSENGER X-Ray Spectrometer observations. Icarus, 235 :170–186.
- Weider, S. Z., Nittler, L. R., Starr, R. D., McCoy, T. J., Stockstill-Cahill, K. R., Byrne, P. K., Denevi, B. W., Head, J. W., and Solomon, S. C. (2012). Chemical heterogeneity on Mercury’s surface revealed by the MESSENGER X-Ray Spectrometer. Journal of Geophysical Research E : Planets, 117(10) :1–15.
- Whitaker, E. A. (1972). Lunar Color Boundaries and Their Relationship to Topographic Features : A Preliminary Survey. Moon, 4(3-4) :348–355.
- Wilhelms, D. E. (1976). Mercurian Volcanism Questioned. , 28(4) :551–558.
- Wright, J., Rothery, D. A., Balme, M. R., and Conway, S. J. (2019). The First Geological Map of the Hokusai Quadrangle (H05) of Mercury. In Lunar and Planetary Science Conference, Lunar and Planetary Science Conference, page 1372.
- Xiao, Z., Prieur, N. C., and Werner, S. C. (2016). The self-secondary crater population of the Hokusai crater on Mercury. Geophysical Research Letters, 43(14) :7424–7432.
- Xiao, Z., Strom, R. G., Blewett, D. T., Byrne, P. K., Solomon, S. C., Murchie, S. L., Sprague, A. L., Domingue, D. L., and Helbert, J. (2013). Dark spots on Mercury : A distinctive low-reflectance material and its relation to hollows. Journal of Geophysical Research, 118 :1752–1765.
- Xiao, Z., Zeng, Z., Li, Z., Blair, D. M., and Xiao, L. (2014). Cooling fractures in impact melt deposits on the Moon and Mercury : Implications for cooling solely by thermal radiation. Journal of Geophysical Research (Planets), 119(7) :1496–1515.
- Zambon, F., Galluzzi, V., Carli, C., Capaccioni, F., Wright, J., and Rothery, D. A. (2017). Spectral variations on H-2 Victoria quadrangle on Mercury : the case of Hokusai rays. In EPSC Abstracts, pages 903–3.
- Zebker, H. A., Stiles, B., Hensley, S., Lorenz, R., Kirk, R. L., and Lunine, J. (2009). Size and Shape of Saturn’s Moon Titan. Science, 324(5929) :921.
- Zinner, E. (1980). On the constancy of solar particle fluxes from track, thermoluminescence and solar wind measurements in lunar rocks. In Pepin, R. O., Eddy, J. A., and Merrill, R. B., editors, The Ancient Sun : Fossil Record in the Earth, Moon and Meteorites, pages 201–226.
- Zolotov, M. Y., Sprague, A. L., Hauck, S. A., Nittler, L. R., Solomon, S. C., and Weider, S. Z. (2013). The redox state, FeO content, and origin of sulfur-rich magmas on Mercury. Journal of Geophysical Research (Planets), 118(1) :138–146.

Zuber, M. T., Aharonson, O., Aurnou, J. M., Cheng, A. F., Hauck, S. A., Heimpel, M. H., Neumann, G. A., Peale, S. J., Phillips, R. J., Smith, D. E., Solomon, S. C., and Stanley, S. (2007). The Geophysics of Mercury : Current Status and Anticipated Insights from the MESSENGER Mission. , 131(1-4) :105–132.

Zuber, M. T., Smith, D. E., Phillips, R. J., Solomon, S. C., Neumann, G. A., Hauck, S. A., Peale, S. J., Barnouin, O. S., Head, J. W., Johnson, C. L., Lemoine, F. G., Mazarico, E., Sun, X., Torrence, M. H., Freed, A. M., Klimczak, C., Margot, J.-L., Oberst, J., Perry, M. E., McNutt, R. L., Balcerski, J. A., Michel, N., Talpe, M. J., and Yang, D. (2012). Topography of the Northern Hemisphere of Mercury from MESSENGER Laser Altimetry. Science, 336(6078) :217.

Annexes

Les quatre premières Composantes Principales du quadrangle Shakespeare

La Figure 4.2 montre les mosaïques d'images des quatre premières PC du quadrangle Shakespeare. Pour rappel, PC1 donne des informations sur les variations de réflectance, tandis que PC2 montre les variations spectrales principalement liées à la pente spectrale du continuum. PC3 et PC4 n'ont aucune signification physique réelle.

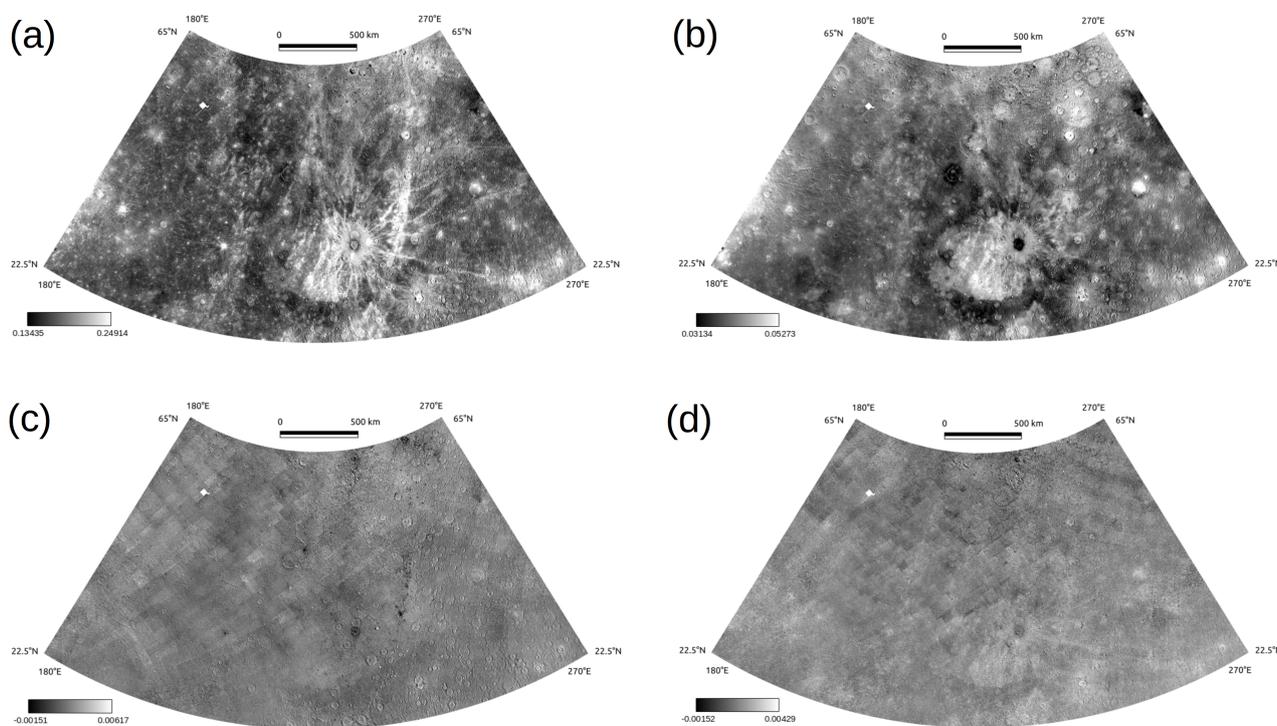


FIGURE 4.2 – Panneau de cartes montrant les quatre premières Composantes Principales du quadrangle Shakespeare. (a) PC1; (b) PC2; (c) PC3; (d) PC4.

Article publié dans Journal of Geophysical Research: Planets

Voir pages suivantes

Key Points:

- We used the MDIS-WAC data to produce an eight-color mosaic of the Shakespeare quadrangle
- We identified spectral units from the maps of Shakespeare
- We selected two regions of high interest as potential targets for the BepiColombo mission

Correspondence to:

N. Bott,
nicolas.bott@obspm.fr

Citation:

Bott, N., Doressoundiram, A., Zambon, F., Carli, C., Guzzetta, L., Perna, D., & Capaccioni, F. (2019). Global spectral properties and lithology of Mercury: The example of the Shakespeare (H-03) quadrangle. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *124*, 2326–2346. <https://doi.org/10.1029/2019JE005932>

Received 28 JAN 2019

Accepted 25 JUL 2019

Accepted article online 1 AUG 2019

Published online 2 SEP 2019

©2019. American Geophysical Union.
All Rights Reserved.

Global Spectral Properties and Lithology of Mercury: The Example of the Shakespeare (H-03) Quadrangle

N. Bott¹, A. Doressoundiram¹, F. Zambon², C. Carli², L. Guzzetta², D. Perna³, and F. Capaccioni²

¹LESIA-Observatoire de Paris-CNRS-Sorbonne Université-Université Paris-Diderot, Meudon, France, ²Istituto di Astrofisica e Planetologia Spaziali-INAF, Rome, Italy, ³Osservatorio Astronomico di Roma-INAF, Monte Porzio Catone, Italy

Abstract The Mercury Surface, Space Environment, Geochemistry and Ranging mission showed the surface of Mercury with an accuracy never reached before. The morphological and spectral analyses performed thanks to the data collected between 2008 and 2015 revealed that the Mercurian surface differs from the surface of the Moon, although they look visually very similar. The surface of Mercury is characterized by a high morphological and spectral variability, suggesting that its stratigraphy is also heterogeneous. Here, we focused on the Shakespeare (H-03) quadrangle, which is located in the northern hemisphere of Mercury. We produced an 8-color cube of this quadrangle at 450-m per pixel spatial resolution and with a complete coverage. Various selected color maps based on this eight-color cube were used to analyze the spectral properties of this region to define its compositional variability and identify some clear units constrained by relevant spectral parameters: for example, we identified a higher concentration of low reflectance material around three main craters of Shakespeare (Degas, Akutagawa, and Sholem Aleichem) and in the area to the south of Sobkou Planitia delimited by 24.4°N to 28.4°N and –140°W to –125°W. Moreover, we selected some regions of interest, which can be proposed as particularly interesting targets for the Visual and Infrared Hyper-spectral Imager and Mercury Radiometer and Thermal Imaging Spectrometer instruments onboard the BepiColombo spacecraft. This work can help for the geological analysis of this quadrangle, by integrating information that are usually not derived with a single morphostratigraphic analysis.

Plain Language Summary The Mercury Surface, Space Environment, Geochemistry and Ranging mission showed Mercury's surface with an accuracy never reached before. The analyses performed thanks to the data collected between 2008 and 2015 revealed that the Mercurian surface differs from the surface of the Moon, although they look visually very similar. Mercury's surface is characterized by a high variability in terms of shape and colors, suggesting that its subsurface is also heterogeneous. Here, we focused on the region called Shakespeare, which is located in the north hemisphere of Mercury. We produced a mosaic of images of this region for several colors at high resolution and with a complete coverage. Various selected color maps based on this mosaic were used to analyze the properties of this area to define its compositional variability: for example, we identified a higher concentration of dark material around three craters of Shakespeare (Degas, Akutagawa, and Sholem Aleichem) and in the south of the Sobkou basin. Moreover, we selected some interesting regions that can be proposed as particularly interesting targets for instruments onboard the BepiColombo spacecraft. This work can help for the geological analysis of this quadrangle, by adding information that are usually not derived with a single analysis of landforms.

1. Introduction

One of the goals of the Mercury Surface, Space Environment, Geochemistry and Ranging (MESSENGER) mission (Solomon et al., 2007) was to better understand its internal and surface composition. The very low abundance in iron (ions and metallic) of the surface has been confirmed (McClintock et al., 2008; Weider et al., 2012, 2014), and the volatile elements in high quantities (Nittler et al., 2011; Peplowski et al., 2011; Weider et al., 2012, 2015) compared to the one of the Moon (Lucey et al., 1995) were unexpected. The Mercury Dual Imaging System (MDIS) instrument, thanks to its accurate (see Table 1) Wide-Angle Camera

Table 1
Comparison of the Spatial Resolution, Number of Colors, and Coverage of the Mariner 10 Television Science and the MESSENGER MDIS-WAC Instruments

Instrumental parameter	Mariner 10	
	Television Science (Davies et al., 1978)	MESSENGER MDIS-WAC ^a
Spatial resolution	100 m to 10 km per pixel	8 m to 7 km per pixel
Number of colors	3 (355, 475, and 575 nm)	11 (433.2, 479.9, 558.9, 628.8, 698.8, 748.7, 828.4, 898.8, 947.0, 996.2, and 1,012.6 nm)
Coverage	45%	100%

Note. The multifilters camera of MESSENGER provided a better spatial resolution, number of colors and fully mapped the surface of Mercury. MESSENGER = MErcury Surface, Space ENvironment, GEOchemistry and Ranging.

^aSee <https://ode.rsl.wustl.edu/mercury/indexProductSearch.aspx> <https://pds-imaging.jpl.nasa.gov/search/>, and https://pdsimage2.wr.usgs.gov/data/mess-h-mdis-5-rdr-bdr-v1.0/MSGRMDS_4001/EXTRAS/websites.

(WAC) and Narrow-Angle Camera, revealed a very dark surface (Domingue et al., 2011, retrieved a bolometric albedo of 0.081 over the wavelength range from 430 to 1010 nm), with high geological and spectral variabilities. Spudis and Guest (1988) and Trask and Guest (1975) defined three main geological units based on the morphology and the texture of the terrains: the young smooth plains (SP), the intermediate plains (ImP), and the oldest intercrater plains (IcP). Besides, based on the spectral slope and the relative reflectance, Denevi et al. (2009) identified three terrains that can be attributed to SP: the high-reflectance red plains (HRP), the intermediate terrains (IT) and the low-reflectance blue plains (LBP). Furthermore, (Blewett et al., 2009; Robinson et al., 2008) pointed out several minor color units: three types of red spots (RS), among which pyroclastic deposits (PD), which have the reddest spectral slopes on Mercury, and bright crater floor deposits (BCFD), composed of hollows which have bluer slopes (Blewett et al., 2011, 2013, 2016).

The space weathering of ferrous iron in minerals produces notably nanophase metallic iron, which darkens the surface of Mercury (Blewett et al., 2009). However, this point associated to the low amount of iron on Mercury can not fully explain the low albedo of Mercury. This led to the need to find a darkening agent in addition to iron. A good candidate can be found in the low reflectance material (LRM) identified thanks to the MESSENGER mission. The LRM has been investigated through MDIS (Klima et al., 2018; Murchie et al., 2015; Thomas et al., 2016; Xiao et al., 2013) data, Mercury Atmospheric and Surface Composition Spectrometer data (Izenberg et al., 2014; Thomas et al., 2016; Trang et al., 2017), and Gamma Ray and Neutron Spectrometer data (Peplowski et al., 2016). Thus, particular spectral properties of this material have been raised: It consists of a dark (hence low reflectance) material, with one of the shallowest spectral slopes of the Mercurian surface, which samples carbon-bearing deposits within the crust during impacts (Peplowski et al., 2016; Vander Kaaden & McCubbin, 2015). This led to the hypothesis that carbon could be the darkening agent. However, Blewett et al. (2013) suggested that microsized and nanosized particules of sulfides (e.g., FeS and CaS) can also be involved in the darkening agent responsible for the low reflectance of LRM terrains. The concentration of hollows on LRM terrains (Blewett et al., 2011, 2013; Thomas et al., 2016) and the first detection ever in hollows of a weak mineral absorption band at 600 nm attributed to sulfides (Vilas et al., 2016) mixed with bedrock-forming minerals like pyroxenes including elements such as chromium, titanium, and nickel (Lucchetti et al., 2018) strengthened this hypothesis. Moreover, the sublimation of the volatile sulfides would be related to the formation of hollows (Blewett et al., 2013). Furthermore, the ejecta diversity, bright in some areas ($\approx 40\%$ brighter than the average terrains at 749 nm), dark in other regions ($\approx 20\%$ darker at 749 nm), is also indicative of a very complex Mercurian crust. Hence, a more closer investigation of the lithology of the surface is required.

In this work, we focus on the Shakespeare (H-03) quadrangle. We compared the terrain units identified mainly on a morphological basis (see Guzzetta et al., 2017, and Figure 1) and the respective spectral responses, in order to constrain the mapped units also from a compositional point of view and then

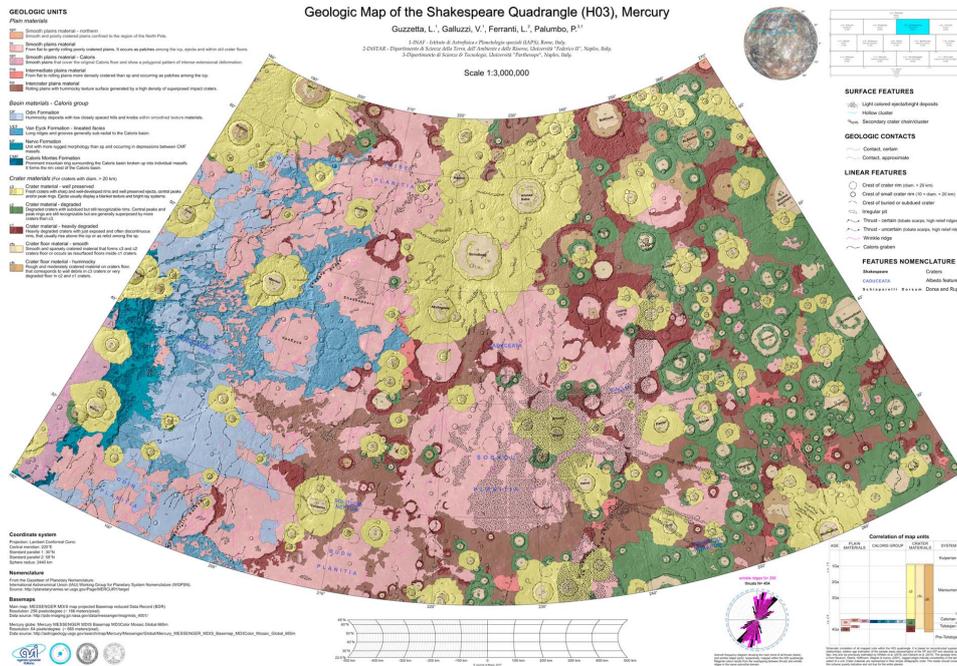


Figure 1. The geological map of the Shakespeare quadrangle published in Guzzetta et al. (2017).

geological units, and help for a more accurate geological analysis of this quadrangle, integrating information that are usually not derived with a single morphostratigraphic analysis.

An eight-color mosaic of the Shakespeare quadrangle was produced using the Integrated Software for Imagers and Spectrometers software. Then, several spectral analyses were conducted in order to reconstruct the lithology of the studied area. In section 2 are shortly described the data set and the methodology used to obtain our eight-color mosaic of Shakespeare. Section 3 deals with the spectral analysis of our product, and the results are exposed in section 4. Finally, in section 5, we discuss the results of the spectral analysis, first at a global scale, then drawing our attention on two interesting regions, which can be considered as some targets for the SIMBIO-SYS (Spectrometers and Imagers for Mercury Planetary Orbiter BepiColombo Integrated Observatory SYSTEM) instrument onboard the BepiColombo spacecraft.

2. Data Set and Data Processing

We used the Experiment Data Record obtained by MDIS-WAC (Hawkins et al., 2007) composed of 12 filters, observing Mercury in the visible and near-infrared range, from 433.2 to 1012.6 nm. The characteristics of each filter is detailed in Table 2.

The Shakespeare quadrangle extends from 22.5°N to 65°N in latitude and from 180°E to 270°E in longitude and covers an area of about 5×10^6 km². The 1:3M-scale geological map of the quadrangle (Guzzetta et al., 2017, and Figure 1) shows the distribution of the terrain units and of the impact craters in this region of the planet. In particular, the main units occurring in Shakespeare are the SP and the ICP, whereas the ImP occur only as small patches (Guzzetta et al., 2017; Spudis & Guest, 1988; Trask & Guest, 1975). The impact craters are more abundant in the eastern part of the quadrangle, which thus seems to be older than the western area, dominated by the Caloris ejecta (McCauley et al., 1981).

The final image mosaic product has been obtained in June 2018 with the version 3.5.2.0 (6 April 2018) of the Integrated Software for Imagers and Spectrometers developed and provided by the U.S. Geological Survey

Table 2
Basic Information on MDIS-WAC Filters (Hawkins et al., 2007)

Filter	Wavelength (nm)	Width (nm)	# images
A	698.8	5.3	49
B	700	600.0	40
C	479.9	10.1	772
D	558.9	5.8	996
E	628.8	5.5	770
F	433.2	18.1	2300
G	748.7	5.1	6163
H	947.0	6.2	48
I	996.2	14.3	2305
J	898.8	5.1	759
K	1012.6	33.3	48
L	828.4	5.2	992

Note. The filters used to build the mosaic are marked in bold. Last column is the number of images available for the Shakespeare quadrangle. MDIS = Mercury Dual Imaging System; WAC = Wide-Angle Camera.

(Anderson et al., 2004; Gaddis et al., 1997; Torson & Becker, 1997). Our method is mainly based on the method described in Denevi et al. (2018, section 8) to obtain the final products of the MESSENGER team. Below are reminded the main steps of the two methods, and their differences are addressed.

The Planetary Data System (available in <https://pds-imaging.jpl.nasa.gov/Atlas/>) images were first georeferenced using SPICE kernels integrated to the software and a shape model of Mercury. This geometric calibration uses notably the last version of Planetary Constants Kernel as suggested in the comments on the MESSENGER SPICE data archive. The shape model is a digital elevation model produced at DLR (Preusker et al., 2017). This digital elevation model has a high vertical accuracy (30 m) and a better spatial resolution (222 m per pixel) than the U.S. Geological Survey shape model (665 m/pixel spatial resolution). The distance to the center of the planet varies from 2,435,706 to 2,442,822 m, that is, an elevation ($R_{Mercury} = 2,439,400$ m) ranging from $-3,694$ to $+3,422$ m.

Then a radiometric calibration was applied, including the correction of the dark current, of the linearity, of the smear, and of the flat field of the images. The use of the appropriate command called “mdiscal” performs the same calibration routine than in the Calibrated Data Record catalog file available on the Orbital Data Explorer. This includes in particular the empirical corrections for responsivity issues.

We selected only 8 filters among the 12 available for MDIS-WAC. Filters A, B, H, and K (698.8, 700.0, 947.0, and 1012.6 nm) do not ensure a complete coverage of the quadrangle. Moreover, filter B (700 nm) was used for the calibration operations. The images with too high illumination conditions (incidence angle $i > 70^\circ$, emission angle $e > 70^\circ$) were discarded to avoid a too big difference between the illumination conditions of two overlapped images. Without this filtering, the photometric correction is not fully efficient, that is, some image footprints are visible in the final mosaic. Finally, we reduced the amount of data to improve the processing time, as follows: first, we sorted our images by increasing spatial resolution. Then we considered the footprint of each image, one by one: If the footprint of an image overlaps more than 90% of the already present footprints, then this image was skipped. We considered 90% as a relevant threshold, because with a smaller value, some holes appeared in the final product and with a higher one, too many images were kept, and so the filtering was not efficient. With this filtering, the number of cubes used for the mosaic has been reduced from 759 to 499 cubes, thus dividing by ~ 1.5 the total processing time.

We applied a Kaasalainen-Shkuratov model (Kaasalainen et al., 2001; Shkuratov & Helfenstein, 2001) to normalize our images to the geometric conditions commonly used in laboratory experiments, that is, incidence angle $i = 30^\circ$, emission angle $e = 0^\circ$, and phase angle $\alpha = 30^\circ$. This model gives a better global photometric correction, in particular, for seams between images of different illumination conditions (Domingue et al., 2016), than the Hapke model (Domingue et al., 2015; Hapke, 1981; Hapke et al., 2012).

Two different projections were considered: an equirectangular projection to keep possible a comparison with the eight-color mosaic produced by the MESSENGER team and a Lambert conformal conic projection, which is the most conventional projection at these latitudes. The resolution of each image has been forced to 450 m per pixel. This spatial resolution has been chosen for two reasons: first, to be consistent with the resolution selected by (Zambon et al., 2017) for their own eight-color mosaics (Victoria and Hokusai quadrangles); then, because it is close to the average spatial resolution of the images used to produce our mosaic. The projected images were then coregistered.

Finally, we produced the eight-color mosaic and we filtered it to remove the bad pixels still present (e.g., negative pixel values or greater than 1), which mainly come from the photometric correction. We did not consider the scattered light issue as in Denevi et al. (2018) because of the small redundancy of our data set. However, the problem should be reduced thanks to the final bad pixels filtering.

3. Spectral Analysis

To have a global view of the spectral and lithological properties of the surface of Mercury at a quadrangle scale, we performed thresholds of different parameters highlighting variations in reflectance, spectral slope, ratios, and spectral curvature. Moreover, we used red-green-blue (RGB) combinations to emphasize spectral variations and we took into account the information obtained by a principal component analysis (PCA). PCA is a statistical method that converts a data set of potentially correlated variables into a data set of uncorrelated variables called principal components (PC). This method produces the least number of relevant parameters to study the global spectral properties of the data set. It has been used several times to identify specific terrains on Mercury (Denevi et al., 2009; Peplowski & Stockstill-Cahill, 2018; Robinson et al., 2008).

To find the PC of a data set, the basic method using PCA can be based on either a covariance matrix or a correlation matrix. The correlation matrix is used if the variances of the individual variables differ significantly or if the variables have different units of measurement. Since the variables of our data set are of the same physical quantity (reflectance) and have the same unit of measurement (dimensionless physical quantity), we used the PCA which computes the covariance matrix for our analyses. In our context, applied to our 8-color mosaic, the first PC (PC1) gives information on the reflectance variations, whereas the second PC (PC2) shows spectral variations related to the physical state or chemistry of the material, that is, predominant slope of the spectral continuum. We computed the PC of our eight-color mosaic with ENVI⁷.

Combining the information described above from different analyses, we could highlight specific spectral units to be associated to compositional information. In the following subsections, we describe the performed analyses.

3.1. Classification Using Thresholding

We retained four spectral parameters for this analysis: PC2, reflectance at 749 nm, ratio 996/433 nm and spectral curvature around 600 nm. Here we show the thresholding of the two first parameters, which are the best to highlight the two main spectral properties of the Mercurian surface (for further details, see Murchie et al., 2015, who used these parameters for their investigation of the color units of Mercury): the thresholding of the reflectance at 749 nm emphasizes the brightness variations of the Mercurian surface, while the thresholding of PC2 puts forward its global spectral slope variations. The two other spectral parameters were considered to complete both the global information given by the thresholdings and the discussion. This way, we aimed to identify units associated to specific terrains with probable differences in composition.

For each spectral parameter, we started considering the lowest significant values of this parameter, that is, the values from which a specific terrain starts to appear. Then, we increased progressively the value of the parameter till another well separated terrain clearly emerges. The value corresponding to that change of terrain is taken as the upper limit of the threshold. We proceeded this way till the highest significant values of the spectral parameter are reached. The thresholding method enables to identify some terrains at large scale, although it is not possible to discriminate specific terrains when considering values of the parameter close to the mean value. The terrains which cannot be separated are gathered in an unique, widespread region labeled as "Other," and can be considered as an intermediate region.

The ratio 996/433 nm is another manner to highlight the spectral slope variations. The ratio R of two bands R_1 at λ_1 nm and R_2 at λ_2 nm of the eight-color mosaic is linked to the spectral slope S by

$$R = \frac{R_1}{R_2} = 1 + \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{R_1} S \quad (1)$$

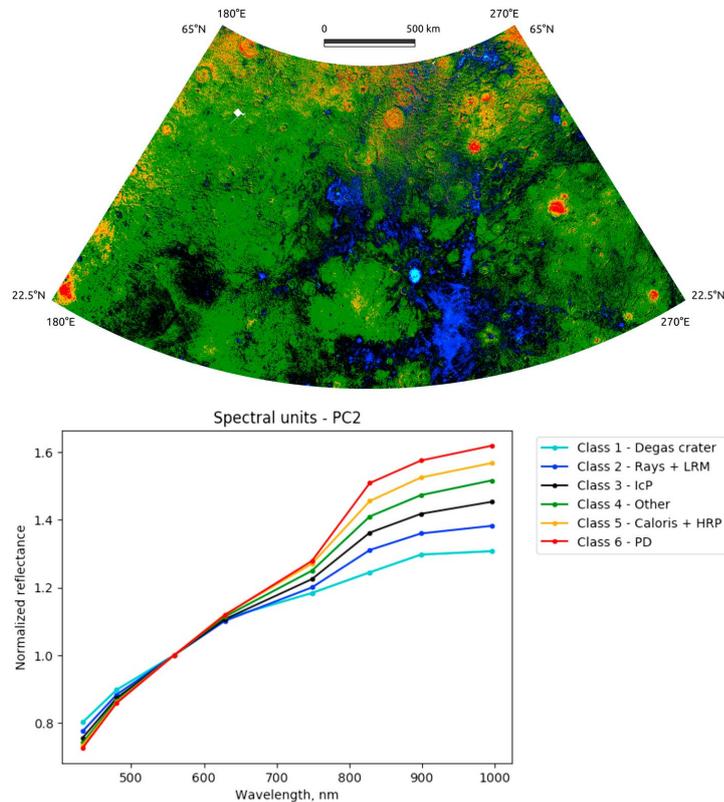


Figure 2. Top: The spectral map of the Shakespeare quadrangle for the PC2. Bottom: Average spectra (normalized at 559 nm) of each spectral unit of the previous map. LRM = low reflectance material; ICP = intercrater plains; HRP = high-reflectance red plains; PD = pyroclastic deposits.

It is important to notice here that the relationship between the ratio and the spectral slope is not linear since the reflectance (R_1) is involved. For the same spectral slope, a brighter terrain will have a lower ratio. Ratios are thus also useful to enhance the bluest and brightest, so freshest material like ejecta and rays, what was not possible with the spectral slope alone.

Vilas et al. (2016) and Lucchetti et al. (2018) showed that a weak, broadband around 600 nm can be detected on the floor of some craters containing hollows, which contain fresh material according to (Blewett et al., 2011). This band is expected to be associated to a material present in the darkest regions of Mercury, that is, those that may contain LRM. Klima et al. (2018) used the spectral curvature this band creates to detect LRM on the surface of Mercury. To do a finer analysis of this spectral curvature, we considered a spectral parameter introduced by Murchie et al. (2015) and used recently by Klima et al. (2018) to compute the spectral curvature at 600 nm (equation (2)).

$$SC_{600} = 1 - \frac{(R_{559} + R_{629} + R_{749} + R_{828})/4}{(R_{899} + R_{479})/2} \quad (2)$$

3.2. RGB Mapping

We combined several spectral parameters in one map by doing a RGB color mapping to find the right color combinations to enhance the composition variations across the surface. This way, it is easier to identify regions of interest and do a finer analysis or classification.

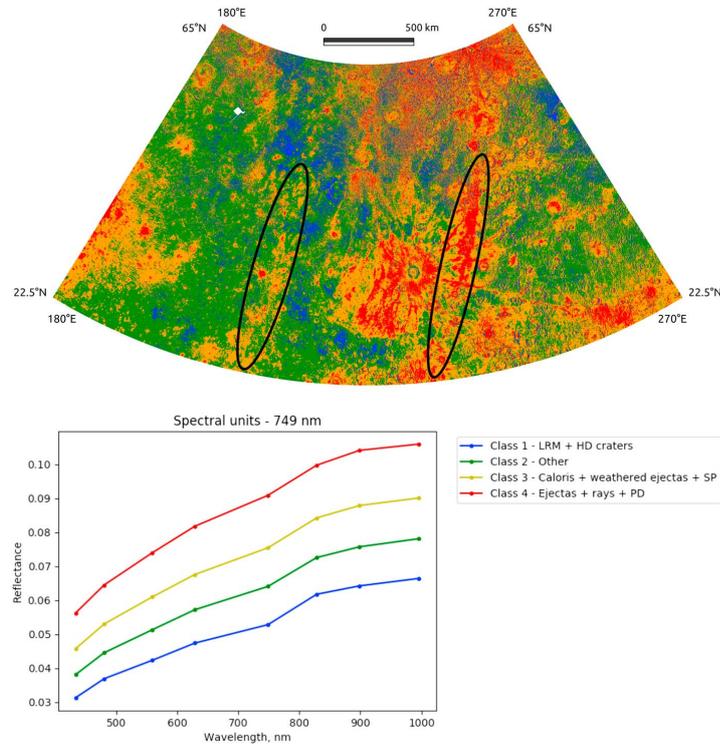


Figure 3. Top: The spectral map of the Shakespeare quadrangle for the reflectance at 749 nm. Bottom: Average spectra of each spectral unit of the previous map. LRM = low reflectance material; HD craters = heavily degraded craters; SP = smooth plains; PD = pyroclastic deposits.

Two RGB maps were commonly used in the literature (Blewett et al., 2009; Denevi et al., 2009; Robinson et al., 2008): The first combines the reflectance at 996, 749, and 433 nm, respectively; the second includes the two first principal components (PC1 and PC2) and the ratio 433/996 nm. On the first map, only reflectance can be directly visualized. Yet, as evidenced in section 3.1, the spectral slope is also essential to better constrain the lithology of a surface. To have an access to the spectral slope distribution across the quadrangle, it is useful to do the ratio between two filters (e.g., 996/433 nm).

We also looked for the potential spectral signature of the surface of Mercury in the visible domain, that is, the spectral curvature at 600 nm. To do so, we considered the parameter SC_{600} (defined in section 3.1) to search for areas where this curvature is significant. As employed by Pieters et al. (1994) for their RGB map to estimate the abundance of iron on the Moon, we decided to introduce the reciprocal of SC_{600} , to be more sensible to the weak strength of this curvature.

Finally, we defined an RGB map similar to the one using PC2 and PC1 for the red and green channels, respectively, but the spectral curvature at 600 nm for the blue channel.

3.3. K-Mean Clustering

We also performed a K-mean clustering on selected areas of the quadrangle, whose aim is to classify a variable into k clusters. This classification method has been introduced by Tou and Gonzalez (1974). Here the variable is the multicolor spectrum coming from a pixel of our eight-color mosaic. In addition, we used an algorithm (Marzo et al., 2006, 2008, 2009) based on the calculation of the Calinski-Harabasz criterion (shortened CH criterion hereafter; Calinski & Harabasz, 1974) to determine if there is a clustering structure. If yes, it will give the natural number of clusters for the data set considered, making the process fully unsupervised.

Table 3
Thresholds of PC2 Used to Classify Shakespeare as Visible in Figure 2

Threshold #	Color on map	Spectral parameter range		Terrain/feature associated
		Min	Max	
1	Cyan	-0.022	-0.01	Degas crater
2	Blue	-0.01	-0.005	Rays, LRM
3	Black	-0.005	-0.001	IcP
4	Green	-0.001	0.0035	Other
5	Orange	0.0035	0.007	Caloris, HRP
6	Red	0.007	0.018	Pyroclastic deposits

Note. LRM = low reflectance material; HRP = high-reflectance red plains; IcP = intercrater plains; PC = principal component.

A data set has a clustering structure if the CH criterion shows a local maximum. Thus, the region of interest is separated into clusters. Each cluster is characterized by an average spectrum, revealing the spectral variability of the region of interest.

This method is different from the PCA. Indeed, where PCA is a method of data reduction, so better used at large scale to remove the less significant points of the data set, the K-mean clustering will only separate the data set into several groups, making it more usable for data set with limited size.

4. Results

4.1. Using the Thresholding

Figures 2 and 3 show the maps obtained by thresholding PC2 and the reflectance at 749 nm, respectively. Tables 3 and 4 detail these thresholdings. The mosaics of the four first PCs (PC1, PC2, PC3, and PC4) of the Shakespeare quadrangle are shown in Appendix A.

The thresholding permits to identify geological terrains mapped by Guzzetta et al. (2017). Intercrater plains, identified as Class 3 in Figure 2, are the most convincing example. Indeed, the terrains surrounding Sobkou Planitia which have been mapped as IcP (see Guzzetta et al., 2017) are very well characterized by a PC2 ranging from -0.005 to -0.001, according to our map. LRM and the main Hokusai ray coming from the eponymous crater (see section 5.3.2 for more information on this crater) are clearly distinguished through Class 2. For clarity of what follows, since this ray is orthogonal to the Degas rays, we hereafter refer to it as “orthogonal ray,” shortened OR. Some patches of Caloris smooth plains material and HRP are detected in the far western of the Shakespeare quadrangle with Class 5. Furthermore, it is also possible to enhance more local features. It appears that the material on the floor and in the close surroundings of Degas crater (37.1°N, -127.3°W) is distinct from the rest of the quadrangle, in terms of PC2 values. Hence, we mapped this crater as a separate class. Looking at the average spectrum of class 1, we can even claim that the material covering the floor of Degas has the flattest spectrum of the Shakespeare quadrangle. Pyroclastic deposits (Besse et al., 2015; Goudge et al., 2014; Head et al., 2008, 2009; Kerber et al., 2009, 2011) are another example of features which constitute a separated class (class 6), but unlike Degas, they have the steepest spectral slope of the Shakespeare region.

Table 4
Thresholds of Reflectance at 749 nm Used to Classify Shakespeare as Visible in Figure 3

Threshold #	Color on map	Spectral parameter range		Terrain/feature associated
		Min	Max	
1	Blue	0.035	0.058	LRM, heavily degraded craters
2	Green	0.058	0.069	Other
3	Orange	0.069	0.085	Caloris, weathered ejecta, SP
4	Red	0.085	0.102	ejecta, rays, pyroclastic deposits

Note. LRM = low reflectance material.

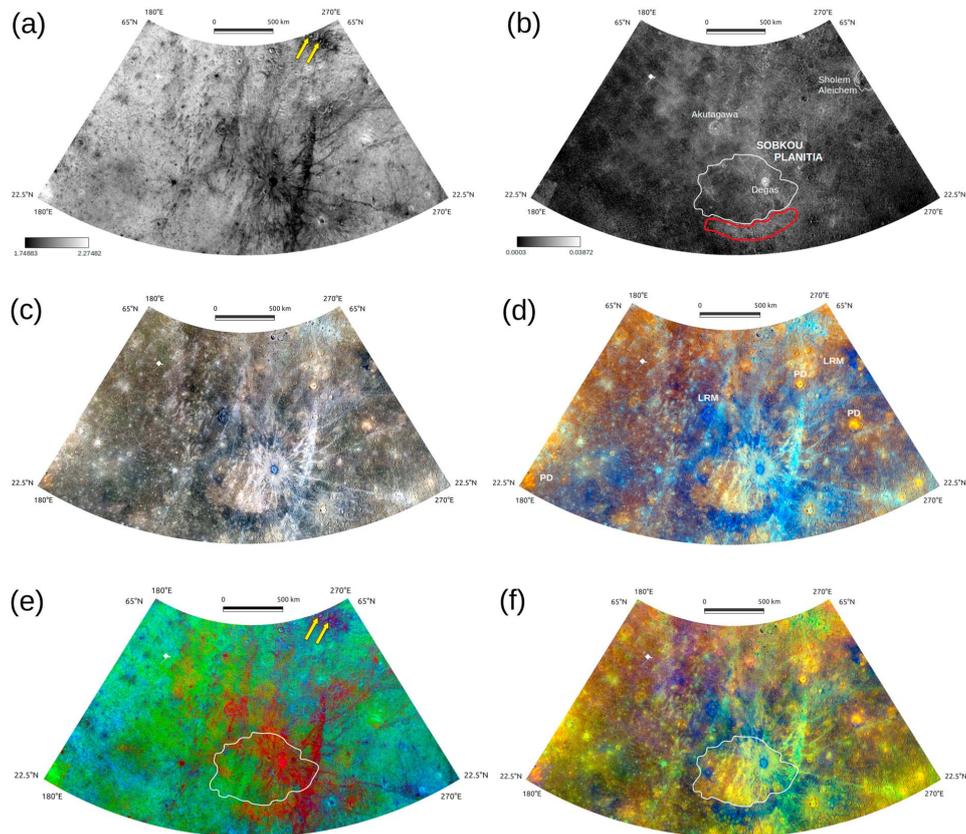


Figure 4. (a) Ratio (996/433 nm) map of the Shakespeare quadrangle. The yellow arrows point the two unnamed Kuiperian craters discussed in sections 4.2 and 5.2. (b) Map showing the spectral curvature around 600 nm across the Shakespeare quadrangle. A stretching has been applied to keep values between 0% and 5%. (c) RGB (R = 996, G = 749, and B = 433 nm) map of the Shakespeare quadrangle. Red range: 0.06254–0.11021; green range: 0.04946–0.09450; blue range: 0.02909–0.05932. (d) RGB (R = PC2, G = PC1, and B = 433/996 nm) map of the Shakespeare quadrangle. Red range: 0.03130–0.05270; green range: 0.13410–0.24909; blue range: 0.43716–0.56937. Annotations: PD = pyroclastic deposits; LRM = low reflectance material. (e) RGB (R = SC_{600} , G = 996/433 nm, and B = $1/SC_{600}$) map of the Shakespeare quadrangle. Red range: 0.0003–0.03872; green range: 1.74883–2.27482; blue range: 20.03125–13331. The yellow arrows point the two unnamed Kuiperian craters discussed in sections 4.2 and 5.2. (f) RGB (R = PC2, G = PC1, and B = SC_{600}) map of the Shakespeare quadrangle. Red range: 0.03134–0.05273; green range: 0.13435–0.24914; blue range: 0.0003–0.03872. RGB = red-green-blue.

Other terrains can be identified with the thresholding of the reflectance at 749 nm, like the heavily degraded craters material, what we could not do with PC2. Those terrains are quite well characterized in the western part of the quadrangle, where no bright features covered them. We also notice that the two main spots of LRM in Shakespeare, close to Akutagawa (50.9°N, –90.5°W) and Sholem Aleichem (48.3°N, –141.1°W) craters, are mapped in class 1 of reflectance (see Figure 3), whereas the LRM which circles the Degas crater is not. Therefore, the LRM identified close to Akutagawa and Sholem Aleichem is brighter than the LRM surrounding Degas. Besides, we can identify the two brightest rays coming from the Hokusai crater in our quadrangle (circled in black in Figure 3; see Ernst et al., 2018; Figure 1 for the complete rays system of this crater): one in the eastern part, which is very bright, so classified in class 4; and one in the western part, less bright and classified in class 3.

Figure 4a shows the ratio between the reflectance at 996 nm and the reflectance at 433 nm. As mentioned in section 3.1, a ratio map can be used as a proxy to put forward the global spectral slope variations, that is,

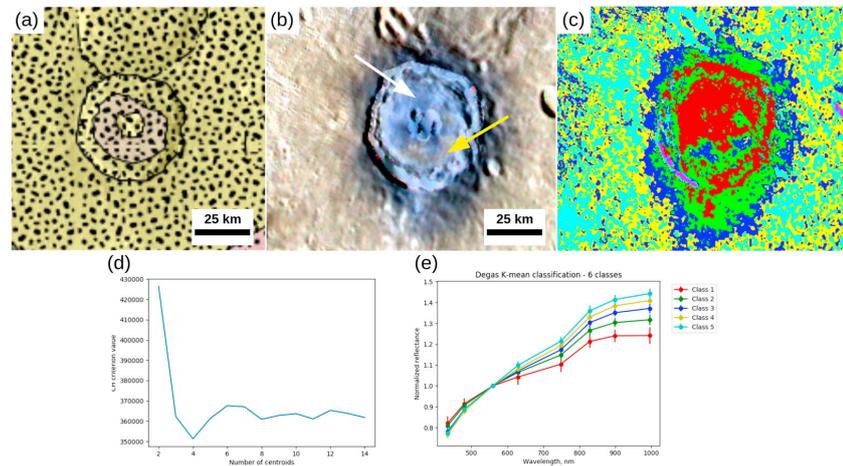


Figure 5. (a) Crop of the geological map around the Degas crater presented in Figure 1 (Guzzetta et al., 2017). The well-preserved crater material is in yellow (c3), the beige corresponds to the smooth crater floor material, and the black dots texture the light colored ejecta. The floor of Degas is mapped by a single geological unit; (b) red-green-blue (996, 749, and 433 nm) of the same region of interest. Red range: 0.06062–0.11039; green range: 0.0489–0.09464; blue range: 0.02790–0.05954. The white and yellow arrows point the different terrains identified thanks to the K-mean classification. (c) K-mean classification of our region of interest. (d) Calinski-Harabasz criterion as a function of the number of K-mean clusters. The maximum is reached for six clusters. (e) Average spectra of each K-mean class (except Class 6, which corresponds to the crater shadows).

on the full range of wavelengths covered by MDIS (visible and near infrared). According to equation (1), the bright tones in Figure 4a highlight the terrains with a high global spectral slope (redder). Conversely, the dark tones on Figure 4a are the terrains with a bluer spectral slope. It is not surprising to find once again the pyroclastic deposits among the features with the reddest slopes of Shakespeare, neither to notice that the LRM, the ejecta and the rays constitute the terrains with the shallowest slopes of this quadrangle.

Figure 4b aims to identify the areas where the spectral curvature at 600 nm is the strongest. Our map is similar to the one obtained by Klima et al. (2018), with the highest values of SC_{600} around Degas, Akutagawa, and Sholem Aleichem craters, and in the area located to the south of Sobkou Planitia as well (red circled).

4.2. Using the Color Combinations

With the reflectances at 996, 749, and 433 nm as a color combination (Figure 4c), we enhanced in particular the pyroclastic deposits, bright yellow patches expressing their overall high level of reflectance, yet more pronounced in the longer wavelengths than the average terrains; that is, they are spectrally red; the LRM, local dark blue spots revealing spectral properties in contrast with the pyroclastic deposits, that is, low reflectance and blue spectrum; and the ejecta and rays, white patches and lines, respectively, evidencing their brightness and average spectral slope. ICP are also well visible, like those surrounding Sobkou Planitia. They define a dark gray corona around these plains.

As the first RGB (Figure 4c) map, the RGB map that combines PC2, PC1, and the 433-nm/996-nm ratio (Figure 4d) enhances the pyroclastic deposits (intense yellow); the LRM (intense dark blue); and the bright ejecta and rays of fresh material (white or cyan according how much they are bright compared to how blue is their spectrum) are here even more enhanced (see Figure 4d). The same spectral properties are highlighted in both maps, yet in a clearer way. However, with this color combination, the hollows are also well evidenced in cyan, indicating how bright and blue they are compared to the surrounded areas. Finally, the Caloris smooth plains material is also highlighted with orange and greenish tones, characteristic of the moderate brightness and high spectral slope of this region.

When using SC_{600} , the spectral parameter to investigate the presence of the spectral curvature at 600 nm, we obtained the RGB ($R = SC_{600}$, $G = 996/433$ nm, and $B = 1/SC_{600}$) map shown in Figure 4e. Three kinds of

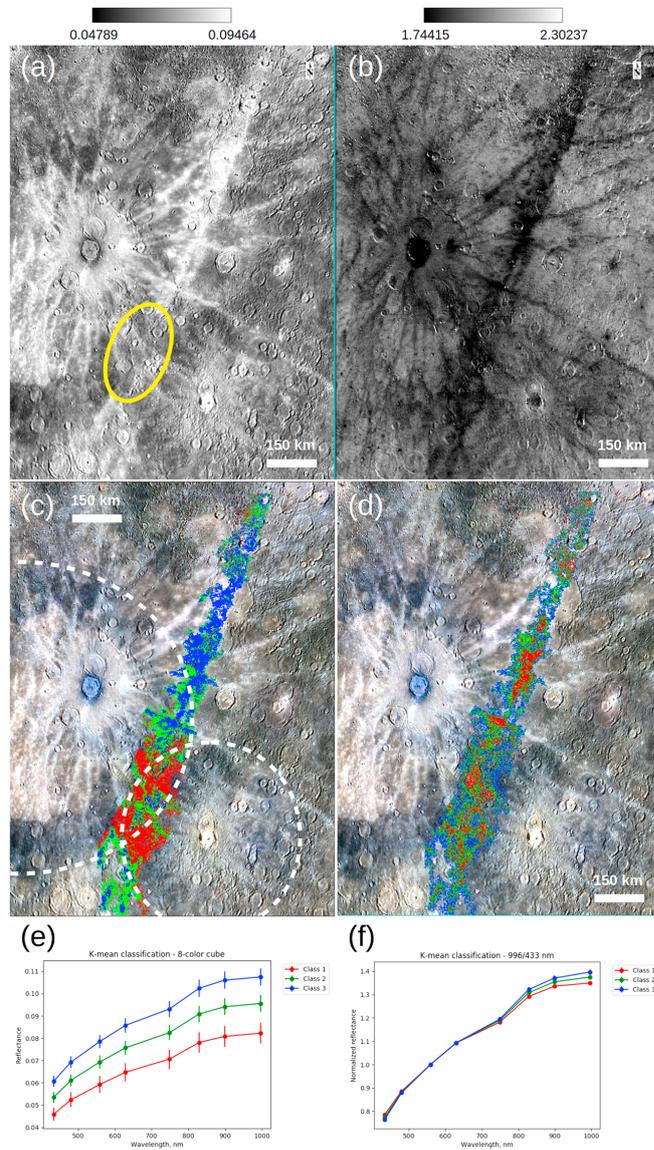


Figure 6. (a) Global view of the OR on the 749-nm (monochrome) map. The yellow oval circles the location where the OR seems to stop. (b) Global view of the OR on the 996/433-nm map. (c) The three classes of the OR overlapped on a RGB (996, 749, and 433 nm) map for the K-mean clustering applied on the eight-color cube. Red range: 0.06062–0.11039; green range: 0.0489–0.09464; blue range: 0.02790–0.05954. The dashed lines estimate roughly the extension of IcP surrounding Sobkou basin and Erté crater. (d) The three classes of the OR overlapped on a RGB (996, 749, and 433 nm) map for the K-mean clustering applied on the ratio (996/433 nm) mosaic. Red range: 0.06062–0.11039; green range: 0.0489–0.09464; blue range: 0.02790–0.05954. (e) The average spectra of each class identified for the K-mean clustering applied on the eight-color cube. (f) The average spectra of each class identified for the K-mean clustering applied on the ratio (996/433 nm) mosaic. The error bars are within the points. OR = orthogonal ray; RGB = red-green-blue.

area can be identified: the green areas, which have a global high spectral slope (visible with near-infrared) like pyroclastic deposits and HRP; the blue areas, where the curvature at 600 nm is low; and the red areas with a likely high curvature at 600 nm. We note that the green areas are scattered over the whole quadrangle, while the most evident blue areas are mainly located to the north of the quadrangle. In this sector of the quadrangle, there are two unnamed Kuiperian craters centered at 62.9°N, -101.4°W and 64.5°N, -104.6°W (yellow arrows on Figure 4e), whose ejecta appear particularly blue on this map. The Degas crater, the OR and the terrains containing LRM appear instead as red areas.

After replacing the ratio 433/996 nm in the RGB map of Figure 4d by the parameter SC_{600} , we obtained a RGB map (Figure 4f) which is very similar. This is not completely surprising because the formula used to calculate SC_{600} (equation 2) is a ratio of reflectances, like for the blue channel of Figure 4d. However, using SC_{600} , we have a direct access to the strength of the spectral curvature across the quadrangle: as in Figure 4b, the LRM (blue) seems to be essentially present around Degas, Akutagawa, and Sholem Aleichem craters, and around Sobkou Planitia. However, Figure 4f is significantly different on the last point: indeed, according to this map, LRM seems to be more or less all around Sobkou Planitia, whereas it was less evident on Figure 4b where LRM appears to be concentrated in the south of Sobkou Planitia. Figure 4f is thus the best map to identify the LRM: The LRM boundaries are well distinguishable while giving a direct access to the spectral curvature at 600 nm, which is related to the amount of material present.

4.3. Using the K-Mean Clustering

We applied a K-mean clustering (see section 3.3 for more details on this method) to two subsets of the eight-color cube of Shakespeare: the Degas crater and the OR. The reader is referred to section 5 for an explanation of these choices.

The analysis of the crater Degas is summarized in Figure 5. We considered an eight-color cube centered on Degas. Six clusters have been identified for this region of interest (see Figure 5d). Class 6, which corresponds to the shadows, is not significant for our analysis. Almost all the floor of Degas is classified as class 1, whose average spectrum is the shallowest and has the strongest spectral curvature (see Figure 5e). Thus, the main material hosted by this crater is most probably the freshest of the studied area. Classes 2 and 3 identify the LRM excavated by the impact.

Regarding the geology, it is also interesting to notice that the smooth crater floor material seems to be isotropically distributed around the central peak (see Figure 5a), while the RGB map shows an anisotropic distribution of this material (see Figure 5b). Our classification (see Figure 5c) confirms this observation and shows that at least two kinds of material characterized by different spectral slopes, hence with probably different mineralogical compositions, cover the floor of Degas. Small hollows have been reported by Blewett et al. (2013) and Thomas et al. (2014) on Degas crater floor but have neither been mapped from a geological point of view (see Guzzetta et al., 2017, and Figure 5a) because they are too small structures, neither in our color maps (e.g., Figure 5b) because of the still too limited spatial resolution. These observations made possible by the K-mean clustering analysis are complementary of the considerations raised with the thresholding analysis, which were done at a quadrangle scale (see section 4.1).

The analysis of the OR is presented in Figures 6 and 7. A (partly supervised, i.e., without using the algorithm of Marzo et al., 2006, because the probed area is too large) K-mean classification applied on this region of interest (ROI hereafter) permits to identify three classes, separated from each other by 0.01 in reflectance (Figures 6c and 6e). Looking only with the reflectance at 749 nm (Figure 6a), the OR seems to stop before the location circled on the figure with the yellow oval, showing a global reflectance gradient from south to north. However, if we consider the ratio 996/433-nm map (Figure 6b), it is obvious that the OR runs continuously from north to south of the view, showing no peculiar trend for the spectral slope (Figures 6d and 6f). Yet, if we look closer to Figure 6c, it seems that the OR becomes brighter at its very end (south). Moreover, the two locations identified as Class 1 are likely due to Sobkou basin and/or Erté crater underlying IcP, since these terrains perfectly overlap the red areas (see dashed lines on Figure 6c).

Two different stretchings of the same RGB (996-749-433 nm) have been applied. On the top right of Figure 7; the stretching highlights in particular the Hokusai ray, even the darkest part, which appears in dark blue. In addition, five small ROIs have been selected at different locations alongside, but outside the OR: three are on the SP and two on the IcP. The average spectra of these ROIs (bottom of Figure 7) clearly indicate that the SP underlying the OR are 0.01 higher in reflectance than the IcP underlying the OR.

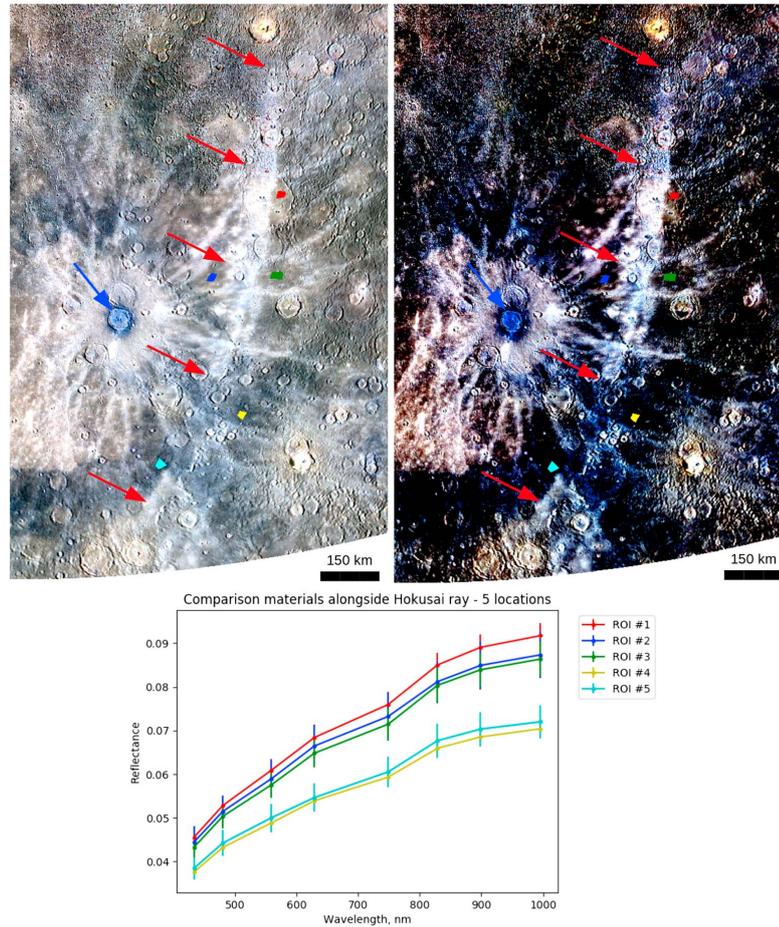


Figure 7. Top: Two global views in Lambert conformal conic projection of the orthogonal ray (red arrows) on the same red-green-blue (996-749-433 nm) map with different stretchings, together with five selected regions of interest (red, blue, green, yellow, and cyan polygons). The blue arrow denotes the Degas crater. Top left: Red range: 0.06254–0.11021; green range: 0.04946–0.09450; blue range: 0.02909–0.05932. Top right: Red range: 0.08820–0.11021; green range: 0.07464–0.09450; blue range: 0.04480–0.05932. Bottom: The average spectra of the regions of interest (ROI).

5. Discussion

The results obtained from the different approaches and described in section 4 permit to highlight spectral variations that can be related to compositional variations at quadrangle scale, with two examples of ROIs. In the following section, we summarize which units can be clearly separated. If not precise, the images presented are subsets of maps in equirectangular projection.

5.1. LRM Alteration

Numerous laboratory experiments have been conducted to investigate the effects of space weathering on the spectral properties of airless bodies of our solar system like asteroids. Most commonly, space weathering produces a reddening and a darkening of the surface (Brunetto et al., 2015). However, it has been shown that these effects are not systematic for every asteroid class but depends also on the initial albedo (Lantz et al., 2015). Thus, the darkest C-type asteroids (the richest in carbon) can have the opposite spectral behavior

with respect to space weathering, that is, bluing and brightening. Yet, these asteroids and their associated meteorites have an albedo (e.g., $\approx 5\%$ at 550 nm for the Murchison meteorite; Lantz et al., 2015) lower than the albedo of LRM on Mercury ($\approx 13\%$ at 550 nm for the Degas crater, $\approx 8\%$ at 550 nm for the Basha crater, which is surrounded by LRM darker than around Degas, like are Akutagawa and Sholem Aleichem craters; Denevi & Robinson, 2008). The albedo of LRM is closer to the one of the Allende meteorite ($\approx 11\%$ at 550 nm; Brunetto et al., 2014) for which the space weathering weakly reddens and darkens the surface. Nevertheless, LRM on Mercury probably contains carbon in higher quantity than in the carbonaceous meteorites (up to $\approx 4\%$ wt. for LRM; Klima et al., 2018, $\approx 2\%$ wt. for Murchison and $\approx 0.3\%$ wt. for Allende; Lantz et al., 2015). Besides, the Tagish Lake meteorite, which is darker (albedo between ≈ 2.0 and 3.5% at 550 nm); (Izawa et al., 2015) and contains even more carbon than LRM (5.5% wt. (Lantz et al., 2015)), becomes brighter and bluer after irradiation. Therefore, the LRM of Mercury is an intermediate case between the cases of Murchison meteorite and Tagish Lake meteorite and thus can darken and redden when exposed to the space weathering.

The physical mechanisms that occur when LRM is exposed to space weathering could vary, depending on the albedo of the LRM. According to Brunetto et al. (2015), for bright material like Allende meteorite (or brighter LRM in our case), the mechanisms can be ordinary chondrites like, that is, the formation of nanosized particles of iron; for darker material such as Tagish Lake (or darker LRM in our case), the mechanisms may be terrestrial bitumens-like, that is, the formation of C-H bonds and the increasing of aromaticity. Nevertheless, we can not exclude that the differences between Mercury and carbonaceous chondrites (FeO content, mineralogical differences such as the presence of hydrated silicates and oxidized material, e.g., magnetite) could also cause carbonaceous chondrites response to space weathering to differ from that of Mercury.

5.2. Global Lithology of Shakespeare

Looking at PC2 (Figure 2) and its Class 1 average spectrum, we can claim that Degas has the shallowest spectrum of the Shakespeare quadrangle. Even if we can not exclude that the rocks composition plays a significant role in this spectral property, it means above all that it is most probably the youngest feature of the area. This would explain why its rays system is so well preserved. Moreover, on the same map, the three main spots containing LRM fall in the same class (Class 2). However, Figure 3 allows us to see that the LRM around Degas is brighter compared to the LRM associated with the Akutagawa and Sholem Aleichem craters. The explanation of this difference could be related to the age of the material involved. Indeed, to explain the brightness variability of the hollows in the Dominici crater, Vilas et al. (2016) proposed that these hollows could have different ages or could be at different evolution states, for example, could have undergone space weathering processes for a different period of time.

Following the considerations addressed in section 5.1, LRM could darken while aging. This confirms that the LRM around the Degas crater is the youngest of the three LRM spots. (Domingue et al., 2014) raised the possibility that (at least) the implantation of hydrogen ions in Mercury's soil can be at saturation level. Assuming this hypothesis for the majority of the Mercurian surface, we can raise a constraint on the time scale of this process on Mercury. Guzzetta et al. (2017) mapped the ejecta of the Akutagawa crater in the same unit than the ejecta of the Degas crater (c3, well-preserved crater material; see Figure 1), while the ejecta of the Sholem Aleichem crater were mapped in another unit (c2, degraded crater). According to the geological time scales of Mercury (e.g., see the lower right corner of Figure 1), the Akutagawa crater could have formed during the Mansurian or at the beginning of the Calorian, whereas the Sholem Aleichem crater probably formed at the end of the Calorian or at the beginning of the Tolstojan. Yet, the Akutagawa and Sholem Aleichem craters are in the same class of reflectance (see Figure 3). This means that the saturation in terms of space weathering of the surface of Mercury should be reached in a relatively short geological time, that is, during the Mansurian age (between -1 and -3.6 Gyr). This is in adequation with the definition of the beginning of the Mansurian, from which craters have no visible rays system. Besides, it is interesting to notice that the rate of optical maturation on Mercury has been estimated to be about four times faster than on the Moon (Braden & Robinson, 2013), where large rayed craters reach optical maturity after ~ 800 – 1000 Myr (Hawke et al., 2004). Mercury rays should thus reach maturity after only ~ 200 – 250 Myr, so much before the beginning of the Mansurian. This difference between beginning of the Mansurian and estimated optical maturity can be explained by the difference in mineralogy between Mercury and the Moon. Indeed, the Mercurian crust is dominated by mafic minerals with low abundance in iron, whereas the lunar crust contains mainly Fe-rich minerals. These minerals are structurally different, therefore they can have a different behavior (e.g., lower efficiency, so acting at longer timescales) when exposed to space weathering. Notwithstanding the above considerations, the hypothesis that LRM darkens when aging is not always consistent with

observations on a global scale of the planet, as previously suggested by Murchie et al. (2015): The LRM is darker in the younger craters, suggesting that it is gardened with age into the regolith and becomes less concentrated. In addition, Moroz et al. (2004) showed the irradiation of hydrocarbon materials tends to reduce their high spectral slope and to slightly increase their reflectance in the visible. A difference in the content of darkening agent seems thus the most plausible. This would indicate the presence underneath the surface of a nonhomogeneous graphite crust (Peplowski et al., 2016; Vander Kaaden & McCubbin, 2015) at each point.

Since Hokusai is a Kuiperian crater (Banks et al., 2017), its rays have not been weathered a lot and are thus still fresh. As the common effects of the space weathering are the darkening and the reddening of a surface (Domingue et al., 2014; Brunetto et al., 2015; Pieters & Noble, 2016), it is therefore reasonable to expect that the OR in Shakespeare is characterized by a spectral slope bluer than the average terrains of Mercury. This assumption is confirmed by the ratio 996-nm/433-nm map (Figure 4a), where the dark features, for example the OR, have a shallower slope, so are expected to be fresher than the surrounding terrains. However, the thresholding of the reflectance (Figure 3) permitted to identify a decrease in reflectance at the end of the OR. This part of the quadrangle corresponds to the darkest part of the OR in our quadrangle (see section 5.3.2 and in particular Figure 6). This could suggest that the material excavated from the depth of Degas contained LRM and has mixed with the fresh material of the OR, thus making it darker in this area.

Based on global studies of pyroclastic deposits, it has been hypothesized that their spectral characteristics (high reflectance and high spectral slope) are due to compositional or physical properties, rather than age. According to Kerber et al. (2011) who relied on the works of Lucey et al. (1995) for the Moon, the brightness and redness of the Mercurian pyroclastic deposits can be explained by their low-iron content compared to the surrounding terrains, which are already poor in iron compared to the Moon surface for example. Moreover, the same authors put forward that the material which composes the pyroclastic deposits did not crystallize a large amount of opaque minerals, e.g. sulfides. This is in agreement with Nittler et al. (2014) who showed that the largest pyroclastic deposit of Mercury (Rachmaninoff) is sulfur depleted. Finally, Besse et al. (2015) demonstrated that the grain size variability of the pyroclastic deposits material can impact their spectral properties: the further from the pyroclastic vent, the smaller the grain size is, and the less red the pyroclastic deposit (such considerations can be extended to craters ejecta like in D'Incecco et al., 2016). Our results statements are consistent with these statements. Indeed, on the same map discussed above (Figure 4a), pyroclastic deposits have high values of ratio 996/433 nm, so have the highest spectral slope of the quadrangle. The yellow color of the pyroclastic deposits in Figure 4d is also indicative of a bright material with a redder spectral slope, since with high values for the green and red channels, respectively, get yellow pixels. Besides, the cyan color of the OR is consistent with a bright bluer material leading to high values to the green and blue channels, respectively.

On the first RGB using SC_{600} (Figure 4e), we noticed that there are spectrally reddish (with high spectral slope, i.e., with green tones on the map) terrains both on the eastern and the western parts of Shakespeare. This spectral property can be due either to the terrains maturity or to a difference in composition. Looking at the cratering rate of both parts (see Figure 1), the eastern part appears more craterized than the western part. With the relation to the time of surface exposure to space weathering processes, we can thus consider it composed of more mature terrains. However, more recent terrains outcrop in the western part. These terrains are ejecta of the Caloris basin and smooth plains, which could be naturally redder than the average of Mercury. Moreover, on the same map, we can see that the OR appears in red, so has a high spectral curvature. Nevertheless, since this feature has a very high reflectance (see Figure 3), we cannot interpret the high curvature to the presence of LRM. Looking at the formula of SC_{600} (equation (2)), it could be rather a bias effect due to the global high level of reflectance of the OR. We can notice the same interpretation is valid for the Degas rays. Finally, we pointed out that the ejecta of the two Kuiperian craters in the north of the quadrangle (yellow arrows on Figure 4a) are blue in contrast to the Degas crater. This shows that these ejecta have a very low spectral curvature, thus do not contain LRM. Therefore, the lithology of these two unnamed craters is different from the lithology of Degas.

We saw in Figure 4b that the highest values of SC_{600} are concentrated around the Degas, Akutagawa, and Sholem Aleichem craters, and in the south of Sobkou Planitia. However, we can not conclude that all the terrains highlighted on this map contain LRM. Indeed, according to the geological map of Guzzetta et al. (2017), the terrains surrounding Sobkou Planitia are ICP and there is no reason for the presence of LRM only (or more) concentrated in the south of Sobkou Planitia. This might be a hint of lithology heterogeneities for

the IcP unit: the spectral properties of the IcP in the south of Sobkou Planitia seem different from the other IcP in the quadrangle. The IcPs rich in LRM surrounding Sobkou Planitia could therefore represent a subunit of the more widespread, strictly speaking IcP or their specific facies. Using SC_{600} as the spectral parameter for the blue channel instead of the ratio 433/996 nm in Figure 4d, we have to qualify this statement, as it appears that the LRM is mainly localized in the south of Sobkou Planitia, even if we cannot exclude the presence of LRM in smaller quantity all around this basin. Hence, the color mapping can help solve such kind of inconsistencies, and thus the precise lithological nature of rocks, which look similar in the first instance.

From what precedes, we can identify the following spectral units, characterized by specific spectral properties:

- The LRM spots, with a low reflectance (Figure 3), a bluer spectral slope than the average, that is, smaller values of PC2 (Figure 2) but higher values of 433/996 nm (Figure 4d), and a high spectral curvature (Figures 4b, 4e, and 4f).
- The OR, presenting a high reflectance (Figure 3) and a bluer spectral slope than the average (Figures 2 and 4a).
- The Degas crater, whose floor has a quite high reflectance (as high as the SPs of Sobkou Planitia; see Figure 3) and the shallowest spectral slope of the quadrangle (Figures 2 and 4a).
- The IcP, mainly pointed out thanks to their quite low spectral slope (Figure 2), and to their high spectral curvature for the ones which are rich in LRM (Figure 4b). They also have a low reflectance (Figure 3), but higher than the LRM.
- The Caloris material on the western of the Shakespeare quadrangle, with a high (Odin formation) or very high (Caloris plains) reflectance (Figure 3) and a spectral slope similar to the average terrains.
- Lastly, the terrains covered by the pyroclastic deposits, showing a very high reflectance (Figure 3) and a very high spectral slope (Figure 2).

Furthermore, the central region of Shakespeare, encompassing Sobkou Planitia, the Degas crater and the OR are probably relevant choices to probe the diversity of the global lithology of Mercury.

5.3. Local Lithology of Shakespeare: The Examples of Two Regions of Interest

5.3.1. The Degas Crater

The Degas crater ($D \approx 53.5$ km) located at 37.1°N , -137.2°W within Sobkou Planitia is also a very interesting target for BepiColombo. It has been referred to the Kuiperian period (started nearly 280 ± 60 Myr ago; see Banks et al., 2017; Xiao et al., 2014), because this crater shows a well-preserved important system of bright rays, well developed in length, and even clearly visible on monochromatic base maps. Further, whereas this crater presents no specificity on the geological map of Guzzetta et al. (2017), it is very interesting from a spectral point of view for two reasons: (1) Compared to the other craters in the quadrangle, its floor appears in distinctive blue tones in the color-composite maps of Figures 4c, 4d, and 4f; (2) there is LRM visible on the proximal ejecta surrounding the crater rim, thus giving a hint of the lithology of this area.

There can be two interpretations of the classification obtained (see section 4.3): either the material outside the crater has not the same composition than the material which is on the floor or it is the same material which underwent different processes, making it evolving differently (or both).

Moreover, two spectrally different terrains have been evidenced in the floor of Degas. The one which is very blue on the RGB map (see white arrow in Figure 5b) could correspond to a material with a high content in fresh darkening agent excavated from depth during the impact. The second could be the same material but mixed with an older material like the Sobkou Planitia smooth plains material, which would explain the different spectral slope of the different terrains. Here, the K-mean clustering helped us to highlight the lithological heterogeneities (two classes associated to two terrains) of Degas floor. This was not possible with the thresholding analysis (only one class).

The blue color of the terrains classified as Class 1 in Figure 5c can be a reminder of some craters in the Caloris basin, which also have a blue floor like Degas (Ernst et al., 2015; Potter & Head, 2017). However, the floor of these craters are blue only with the color combination using PC2, PC1, and the ratio 433/996 nm. In addition, with this color combination, the blue is slightly different for Degas floor on the one hand, and for the LRM surrounding Degas and the floor of craters in Caloris on the other hand. Thus, there are three specific cases: (1) it is the same material but in different quantities; (2) it is the same material which evolved in different ways; (3) or they correspond to different materials. The most probable is the first case, as this

would explain that Degas floor is brighter than the surroundings of the crater. Indeed, the thresholding of the reflectance at 749 nm (Figure 3) separates the floor of the crater (class 2) and its surroundings (Class 3). Moreover, this would be consistent with the thresholding of PC2 (Figure 2) for which the floor and the surroundings of Degas are in a unique class (Class 1). This way, the darker surroundings of Degas would contain more LRM than the floor. The last case is also quite possible, since both areas could contain LRM but more or less mixed with other materials which have different spectral properties (e.g., SP).

5.3.2. The Hokusai Ray

Another ROI can be the OR (see Figure 7, red arrows). This feature extends nearly from 33.3°N, -121.1°W to 49.3°N, -112.2°W and is estimated to be \approx 750 km long. According to Xiao et al. (2016) and Ernst et al. (2018), the OR comes from the Hokusai crater (57.8°N, 16.6°W). This big (diameter: 114 km) Kuiperian crater has the most widespread system of rays on Mercury and is \sim 3,516 km far from the Degas crater. The ray we are interested in is long (several thousand of kilometers) and particularly large (about 50-km width) compared to the other rays of Hokusai (about 20-km width).

The K-mean classification of the OR has evidenced three well separated classes of reflectance, with the darkest part in the southern part of the ray but not at its very end (see section 4.3 and Figure 6). The 996/433-nm ratio map shows that this darkest part can not correspond to a discontinuity of the ray. This statement is confirmed if one stretches the RGB map (see top left of Figure 7): The darkest part of the OR appears in dark blue. This can be interpreted as a difference in composition, probably resulting in the competition of two effects:

1. A decrease of the amount of fresh material from north to south. This is consistent with the location from where the ray originates, that is, the Hokusai crater, and passing close to the north pole. Thus, the more southward we are, the less material there should be, and so the darker the ray appear. This would also explain the global gradient in reflectance.
2. An influence of the reflectance of the underlying terrains. The ICP surrounding the Sobkou basin and/or the Erté crater centered on 27.4°N, -117.3°W, in the southeast of the ray (see dashed circles in Figure 6) are much darker than the SP in the northern part of the OR. Thus, the much brighter material ejected from the Hokusai crater may have mixed with the darker material around Sobkou and/or Erté, consistently decreasing the reflectance of this part of the ray.

6. Conclusions

The use of high-resolution color maps spatially correlated with each other is essential to build a geological map taking into account both the morphology and the composition of the Mercurian surface. In this paper, we presented a high-resolution eight-color mosaic of the Shakespeare quadrangle. This product constitutes a good starting point to study the general spectral and lithological properties of this region of the north hemisphere of Mercury. Several examples have been given, among which the presence of high quantities of LRM mainly around Degas, Akutagawa, and Sholem Aleichem, and in the south of Sobkou Planitia and the highlighting of intrinsically redder material (HRP) in the western part of Shakespeare. Then, we focused on some areas which could present a high interest for the future BepiColombo mission: the Degas crater and the main Hokusai ray. What emerges from this analysis is that Mercury had a past—and may have an ongoing—activity that brings to light the complexity of its crust, and more generally of its interior.

The main spectral units identified are the following, with their values for the spectral parameters (which will be useful for future works like the integration of the spectral units to the geological map of the Shakespeare quadrangle) summarized in Table 5:

- The LRM spots, with a low reflectance and a bluer spectral slope than the average (smaller values of PC2), and for which we evidenced a higher concentration around Degas, since LRM (Murchie et al., 2015) and more globally hydrocarbon materials (Moroz et al., 2004) slightly brighten when aging.
- The OR, presenting a high reflectance and a bluer spectral slope than the average. We showed this ray is not homogeneous, at least in terms of reflectance, and that it may be a hint of the underlying lithology of the surface, since the ray-forming material ejected from Hokusai has probably reworked the local material and may also be affected by underlying ICP around Sobkou and/or Erté.
- The Degas crater itself, whose floor has a quite high reflectance (as high as the SP of Sobkou Planitia) and the shallowest spectral slope of the quadrangle. Its ejecta contain LRM, which is bluer than the average

Table 5
Values of the Spectral Parameters for Each Spectral Unit

Spectral unit	R749		PC2		996/433		SC ₆₀₀	
	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
LRM	0.035	0.058	-0.01	-0.005	1.64	1.86	0.015	0.05
OR	0.085	0.102	-0.01	-0.005	1.64	1.86	<0.015	
Degas		X	-0.022	-0.01	1.35	1.64	<0.015	
IcP		X	-0.005	-0.001	X		<0.015	
Caloris	0.069	0.085	0.0035	0.007	X		<0.015	
PD	0.085	0.102	0.007	0.018	2.20	2.40	<0.015	

Note. R749 = reflectance at 749 nm; PC2 = principal component 2; SC₆₀₀ = spectral curvature around 600 nm; LRM = low reflectance material; OR = Hokusai orthogonal ray; IcP = intercrater plains; Caloris = Caloris material; PD = pyroclastic deposits. X = no value (not a separated unit).

terrains. This confirms that its own bluer color is not only due to its youth, but also to its composition. The smooth plains floor also seems to be partly covered by LRM, but not completely.

- The IcP, pointed out thanks to their quite low spectral slope. They also have a low reflectance, but higher than the LRM. However, we put forward that the spectral properties of the IcP in the south of Sobkou Planitia are different from the other IcP in the quadrangle. These IcP are rich in LRM and could therefore represent a subunit of the more widespread IcP in the strict sense of the term, or their specific facies. This is a good indication in favor of a heterogeneous primary crust for Mercury, at least in this location, with a bigger concentration of graphite in the south of Sobkou Planitia than in the north.
- The Caloris material on the western of Shakespeare, with a high (Odin formation) or very high (Caloris plains) reflectance and a spectral slope similar to the average terrains.
- Lastly, the terrains covered by the pyroclastic deposits, showing a very high reflectance and a very high spectral slope, consistent with their volcanic nature.

The analysis of our identified ROIs was based on an algorithm that computes the natural number of clusters to classify them. We analyzed the spectral properties of the OR and the Degas crater. In particular, we saw that the floor of Degas is covered by a bluish material, which is observed nowhere else, at least in the Shakespeare quadrangle. However, (Guzzetta et al., 2017) mapped Degas with the same geological unit than the surrounding craters (e.g., Erté) which do not present such kind of deposits on their floors.

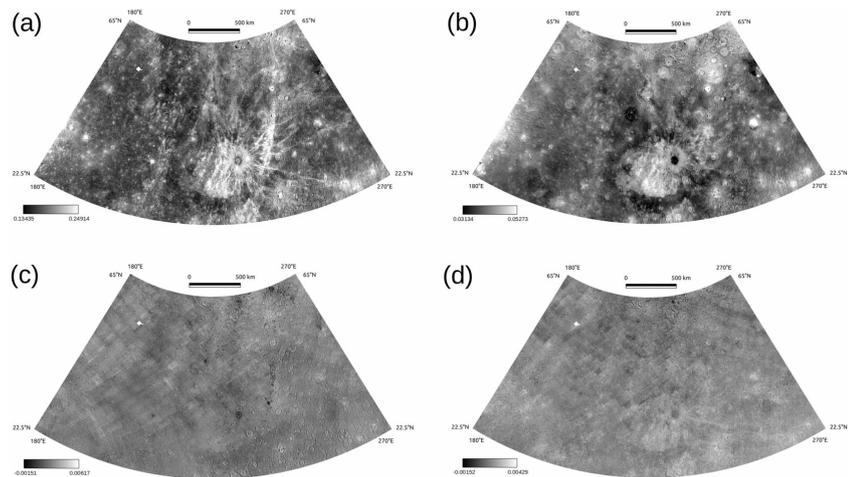


Figure A1. Panel of maps showing the four first principal components of the Shakespeare quadrangle. (a) PC1; (b) PC2; (c) PC3; (d) PC4.

This discrepancy between the geological map of Guzzetta et al. (2017) and our color map can justify to define a spectral (or lithological) subunit, to combine both morphological and compositional information given by the two maps. In the same perspective, a closer study of the region in the south of Sobkou, which seems to contain more LRM than in the north of this basin, can be highly interesting. This would require to understand how Sobkou has been formed, so draw its chronology.

The final goal of the geological mapping campaign is to obtain a global series of 1:3M-scale geological maps of Mercury in support to the ESA/JAXA BepiColombo mission (launched on 19 October 2018), in order to set up the context for mission operations and help to redefine mission goals. Notably, these cartographic products will be useful for SIMBIO-SYS, one of the 11 instruments onboard Mercury Planetary Orbiter (under the supervision of ESA), which will take high-resolution images of the surface of the planet.

Appendix A: The Four First Principal Components of the Shakespeare Quadrangle

In Figure A1 are shown the mosaics of the four first PCs of the Shakespeare quadrangle. As a reminder, PC1 gives information on the brightness variations, while PC2 shows spectral variations mainly related to the spectral slope of the continuum. PC3 and PC4 have no real physical meaning.

Acknowledgments

This work was partly supported by the Centre National d'Études Spatiales, the Agenzia Spaziale Italiana, and the SIMBIO-SYS project (ASI-INAF 2017-47-H.0). C. Carli and F. Zambon were funded by the European Union's Horizon 2020, research grant agreement 776276-PLANMAP. D. Perna received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme under the Marie Skłodowska-Curie grant agreement 664931. The authors want to thank G. Marzo and T. Roush for having kindly provided the tools for the K-mean analysis. Lastly, the authors thank two anonymous reviewers for their careful and constructive reviews. The PDS images used in this work are available on <https://pds-imaging.jpl.nasa.gov/Atlas/> and were processed thanks to ISIS, a software developed and provided by USGS.

References

- Anderson, J. A., Sides, S. C., Soltész, D. L., Sucharski, T. L., & Becker, K. J. (2004). Modernization of the Integrated Software for Imagers and Spectrometers, Lunar and Planetary Science XXXV, abstract #2039.
- Banks, M. E., Xiao, Z., Braden, S. E., Barlow, N. G., Chapman, C. R., Fassett, C. I., & Marchi, S. S. (2017). Revised constraints on absolute age limits for Mercury's Kuiperian and Mansurian stratigraphic systems. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *122*, 1010–1020. <https://doi.org/10.1002/2016JE005254>
- Besse, S., Doressoundiram, A., & Benkhoff, J. (2015). Spectroscopic properties of explosive volcanism within the Caloris basin with MESSENGER observations. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *120*, 2102–2117. <https://doi.org/10.1002/2015JE004819>
- Blewett, D. T., Chabot, N. L., Denevi, B. W., Ernst, C. M., Head, J. W., Izenberg, N. R., et al. (2011). Hollows on Mercury: MESSENGER Evidence for Geologically Recent Volatile-Related Activity. *Science*, *333*, 1856–1859.
- Blewett, D. T., Robinson, M. S., Denevi, B. W., Gillis-Davis, J. J., Head, J. W., Solomon, S. C., et al. (2009). Multispectral images of Mercury from the first MESSENGER flyby: Analysis of global and regional color trends. *Earth and Planetary Science Letters*, *285*(3–4), 272–282. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.021>
- Blewett, D. T., Stadermann, A. C., Susorney, H. C., Ernst, C. M., Xiao, Z., Chabot, N. L., et al. (2016). Analysis of MESSENGER high-resolution images of Mercury's hollows and implications for hollow formation. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *121*, 1798–1813. <https://doi.org/10.1002/2016je005070>
- Blewett, D. T., Vaughan, W. M., Xiao, Z., Chabot, N. L., Denevi, B. W., Ernst, C. M., et al. (2013). Mercury's hollows: Constraints on formation and composition from analysis of geological setting and spectral reflectance. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *118*, 1013–1032. <https://doi.org/10.1029/2012JE004174>
- Braden, S. E., & Robinson, M. S. (2013). Relative rates of optical maturation of regolith on Mercury and the Moon. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *118*, 1903–1914. <https://doi.org/10.1002/jgre.20143>
- Brunetto, R., Lantz, C., Ledu, D., Baklouti, D., Barucci, M. A., Beck, P., et al. (2014). Ion irradiation of Allende meteorite probed by visible, IR, and Raman spectroscopies. *Icarus*, *237*, 278–292.
- Brunetto, R., Loeffler, M. J., Nesvornyy, D., Sasaki, S., & Strazzulla, G. (2015). Asteroid Surface Alteration by Space Weathering Processes. In P. Michel, F. E. DeMeo, W. F. Bottke (Eds.), *Asteroids IV* (pp. 597–616). Tucson: University of Arizona. https://doi.org/10.2458/azu_uapress_9780816532131-ch031
- Calinski, T., & Harabasz, J. (1974). A dendrite method for cluster analysis. *Communications in Statistics - Theory and Methods*, *3*(1), 1–27. <https://doi.org/10.1080/03610927408827101>
- D'Incecco, P., Helbert, J., D'Amore, M., Ferrari, S., Head, J. W., Maturilli, A., & Hiesinger, H. (2016). A geologically supervised spectral analysis of 121 globally distributed impact craters as a tool for identifying vertical and horizontal heterogeneities in the composition of the shallow crust of Mercury. *Planetary and Space Science*, *132*, 32–56. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2016.08.004>
- Davies, M. E., Dornik, S. E., Gault, D. E., & Strom, R. G. (1978). Atlas of Mercury (<https://history.nasa.gov/sp-423/sp423.htm>).
- Denevi, B. W., Chabot, N. L., Murchie, S. L., Becker, K. J., Blewett, D. T., Domingue, D. L., et al. (2018). Calibration, projection, and final image products of MESSENGER's Mercury Dual Imaging System. *Space Science Reviews*, *214*(1), 52. <https://doi.org/10.1007/s11214-017-0440-y>
- Denevi, B. W., & Robinson, M. S. (2008). Mercury's albedo from Mariner 10: Implications for the presence of ferrous iron. *Icarus*, *197*, 239–246.
- Denevi, B. W., Robinson, M. S., Solomon, S. C., Murchie, S. L., David, T., Domingue, D. L., et al. (2009). The evolution of Mercury's crust: A global perspective from MESSENGER. *Science*, *324*(5927), 613–618.
- Domingue, D. L., Chapman, C. R., Killen, R. M., Zurbuchen, T. H., Gilbert, J. A., Sarantos, M., et al. (2014). Mercury's weather-beaten surface: Understanding Mercury in the context of lunar and asteroidal space weathering studies. *Space Science Reviews*, *181*, 121–214.
- Domingue, D. L., Denevi, B. W., Murchie, S. L., & Hash, C. D. (2016). Application of multiple photometric models to disk-resolved measurements of Mercury's surface: Insights into Mercury's regolith characteristics. *Icarus*, *268*, 172–203. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.11.040>
- Domingue, D. L., Murchie, S. L., Chabot, N. L., Denevi, B. W., & Vilas, F. (2011). Mercury's spectrophotometric properties: Update from the Mercury Dual Imaging System observations during the third MESSENGER flyby. *Planetary and Space Science*, *59*, 1853–1872.

- Domingue, D. L., Murchie, S. L., Denevi, B. W., Ernst, C. M., & Chabot, N. L. (2015). Mercury's global color mosaic: An update from MESSENGER's orbital observations. *Icarus*, 257, 477–488. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.11.027>
- Ernst, C. M., Chabot, N. L., & Barnouin, O. S. (2018). Examining the potential contribution of the Hokusai impact to water ice on Mercury. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123, 2628–2646. <https://doi.org/10.1029/2018je005552>
- Ernst, C. M., Denevi, B. W., Barnouin, O. S., Klimczak, C., Chabot, N. L., Head, J. W., et al. (2015). Stratigraphy of the Caloris basin, Mercury: Implications for volcanic history and basin impact melt. *Icarus*, 250, 413–429.
- Gaddis, L., Anderson, J., Becker, K., Becker, T., Cook, D., Edwards, K., et al. (1997). An overview of the Integrated Software for Imaging Spectrometers (ISIS). Lunar and Planetary Science XXVIII, abstract #1226.
- Gouge, T. A., Head, J. W., Kerber, L., Blewett, D. T., Denevi, B. W., Domingue, D. L., et al. (2014). Global inventory and characterization of pyroclastic deposits on Mercury: New insights into pyroclastic activity from MESSENGER orbital data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119, 635–658. <https://doi.org/10.1002/2013JE004480>
- Guzzetta, L., Galluzzi, V., Ferranti, L., & Palumbo, P. (2017). Geology of the Shakespeare quadrangle (H03), Mercury. *Journal of Maps*, 13(2), 227–238. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1290556>
- Hapke, B. (1981). Bidirectional reflectance spectroscopy: 1. Theory. *Journal of Geophysical Research*, 86(4), 3039–3054. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p03039>
- Hapke, B., Denevi, B., Sato, H., Braden, S., & Robinson, M. (2012). The wavelength dependence of the lunar phase curve as seen by the Lunar Reconnaissance Orbiter wide-angle camera. *Journal of Geophysical Research*, 117, E00H15. <https://doi.org/10.1029/2011JE003916>
- Hawke, B. R., Blewett, D. T., Lucey, P. G., Smith, G. A., Bell III, J. F., Campbell, B. A., & Robinson, M. S. (2004). The origin of lunar crater rays. *Icarus*, 170, 1–16.
- Hawkins, S. E., Boldt, J. D., Darlington, E. H., Espiritu, R., Gold, R. E., Gotwols, B., et al. (2007). The Mercury Dual Imaging System on the MESSENGER Spacecraft. *Space Science Reviews*, 131(1–4), 247–338. <https://doi.org/10.1007/s11214-007-9266-3>
- Head, J. W., Murchie, S. L., Prockter, L. M., Robinson, M. S., Solomon, S. C., Strom, R. G., et al. (2008). Volcanism on Mercury: Evidence from the first MESSENGER flyby. *Science*, 321, 69–72.
- Head, J. W., Murchie, S. L., Prockter, L. M., Solomon, S. C., Chapman, C. R., Strom, R. G., et al. (2009). Volcanism on Mercury: Evidence from the first MESSENGER flyby for extrusive and explosive activity and the volcanic origin of plains. *Earth and Planetary Science Letters*, 285, 227–242.
- Izawa, M. R. M., Craig, M. A., Applin, D. M., Sanchez, J. A., Reddy, V., Le Corre, L., et al. (2015). Variability, absorption features, and parent body searches in "spectrally featureless" meteorite reflectance spectra: Case study - Tagish Lake. *Icarus*, 254, 324–332.
- Izenberg, N. R., Klima, R. L., Murchie, S. L., Blewett, D. T., Holsclaw, G. M., McClintock, W. E., et al. (2014). The low-iron, reduced surface of Mercury as seen in spectral reflectance by MESSENGER. *Icarus*, 228, 364–374. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.10.023>
- Kaasalainen, M., Torppa, J., & Muinonen, K. (2001). Optimization methods for asteroid lightcurve inversion. *Icarus*, 153, 37–51.
- Kerber, L., Head, J. W., Blewett, D. T., Solomon, S. C., Wilson, L., Murchie, S. L., et al. (2011). The global distribution of pyroclastic deposits on Mercury: The view from MESSENGER flybys 1–3. *Planetary and Space Science*, 59(15), 1895–1909. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2011.03.020>
- Kerber, L., Head, J. W., Solomon, S. C., Murchie, S. L., Blewett, D. T., & Wilson, L. (2009). Explosive volcanic eruptions on Mercury: Eruption conditions, magma volatile content, and implications for interior volatile abundances. *Earth and Planetary Science Letters*, 285, 263–271.
- Klima, R. L., Denevi, B. W., Ernst, C. M., Murchie, S. L., & Peplowski, P. N. (2018). Global distribution and spectral properties of low-reflectance material on Mercury. *Geophysical Research Letters*, 45, 2945–2953. <https://doi.org/10.1002/2018GL077544>
- Lantz, C., Brunetto, R., Barucci, M. A., Dartois, E., Duprat, J., Engrand, C., et al. (2015). Ion irradiation of the Murchison meteorite: Visible to mid-infrared spectroscopic results. *Astronomy & Astrophysics*, 577, 9.
- Lucchetti, A., Pajola, M., Galluzzi, V., Giacomini, L., Carli, C., Cremonese, G., et al. (2018). Mercury hollows as remnants of original bedrock materials and devolatilization processes: A spectral clustering and geomorphological analysis. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123, 2365–2379. <https://doi.org/10.1029/2018je005722>
- Lucey, P. G., Taylor, G. J., & Malaret, E. (1995). Abundance and distribution of iron on the Moon. *Science*, 268, 1150–1154.
- Marzo, G. A., Roush, T. L., Blanco, A., Fonti, S., & Orofino, V. (2006). Cluster analysis of planetary remote sensing spectral data. *Journal of Geophysical Research*, 111, 1–14. <https://doi.org/10.1029/2005JE002532>
- Marzo, G. A., Roush, T. L., Blanco, A., Fonti, S., & Orofino, V. (2008). Statistical exploration and volume reduction of planetary remote sensing spectral data. *Journal of Geophysical Research*, 113, E12009. <https://doi.org/10.1029/2008JE003219>
- Marzo, G. A., Roush, T. L., & Hogan, R. C. (2009). Automated classification of visible and infrared spectra using cluster analysis. *Journal of Geophysical Research*, 114, E08001. <https://doi.org/10.1029/2008JE003250>
- McCaulley, J. F., Guest, J. E., Schaber, G. G., & Trask, N. J. (1981). Stratigraphy of the Caloris Basin, Mercury. *Icarus*, 47, 184–202.
- McClintock, W. E., Izenberg, N. R., Holsclaw, G. M., Blewett, D. T., Domingue, D. L., Head, J. W. III, et al. (2008). Spectroscopic observations of Mercury's surface reflectance during MESSENGER's first Mercury flyby. *Science*, 321, 62–65.
- Moroz, L., Baratta, G., Strazzulla, G., Starukhina, L., Dotto, E., Barucci, M. A., et al. (2004). Optical alteration of complex organics induced by ion irradiation: 1. Laboratory experiments suggest unusual space weathering trend. *Icarus*, 170, 214–228.
- Murchie, S. L., Klima, R. L., Denevi, B. W., Ernst, C. M., Keller, M. R., Domingue, D. L., et al. (2015). Orbital multispectral mapping of Mercury with the MESSENGER Mercury Dual Imaging System: Evidence for the origins of plains units and low-reflectance material. *Icarus*, 254, 287–305. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.03.027>
- Nittler, L. R., Starr, R. D., Weider, S. Z., McCoy, T. J., Boynton, W. V., Ebel, D. S., et al. (2011). The major-element composition of Mercury's surface from MESSENGER X-ray spectrometry. *Science*, 333(6051), 1847–1850. <https://doi.org/10.1126/science.1211567>
- Nittler, L. R., Weider, S. Z., Starr, R. D., Chabot, N., Denevi, B. W., Ernst, C. M., et al. (2014). Sulfur-depleted composition of Mercury's largest pyroclastic deposit: Implications for explosive volcanism and surface reflectance on the innermost planet, Lunar and Planetary Science XLV, abstract #1391.
- Peplowski, P. N., Blewett, D. T., Denevi, B. W., Evans, L. G., Lawrence, D. J., Nittler, L. R., et al. (2011). Mapping iron abundances on the surface of Mercury: Predicted spatial resolution of the MESSENGER Gamma-Ray Spectrometer. *Planetary and Space Science*, 59(13), 1654–1658. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2011.06.001>
- Peplowski, P. N., Klima, R. L., Lawrence, D. J., Ernst, C. M., Denevi, B. W., Frank, E. A., et al. (2016). Remote sensing evidence for an ancient carbon-bearing crust on Mercury. *Nature Geoscience*, 9(4), 273–276. <https://doi.org/10.1038/ngeo2669>
- Peplowski, P. N., & Stockstill-Cahill, K. R. (2018). Mercury's geochemical terranes revisited, Mercury: Current and Future Science of the Innermost Planet, abstract #6032.
- Pieters, C. M., & Noble, S. K. (2016). Space weathering on airless bodies. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 121, 1865–1884. <https://doi.org/10.1002/2016JE005128>

- Pieters, C. M., Staid, M. I., Fischer, E. M., Tompkins, S., & He, G. (1994). A sharper view of impact craters from Clementine data. *Science*, 266(5192), 1844–1848. <https://doi.org/10.1126/science.266.5192.1844>
- Potter, W. K., & Head, J. W. (2017). Basin formation on Mercury: Caloris and the origin of its low-reflectance material. *Earth and Planetary Science Letters*, 474, 427–435.
- Preusker, F., Oberst, J., Stark, A., Matz, K.-D., Gwinner, K., & Roatsch, T. (2017). High-resolution topography from MESSENGER orbital stereo imaging—The H3 quadrangle “Shakespeare”, Lunar and Planetary Science XLVIII, abstract #1441.
- Robinson, M. S., Murchie, S. L., Blewett, D. T., Domingue, D. L., Hawkins, S. Edward, Head, J. W., et al. (2008). Reflectance and color variations on Mercury: Regolith processes and compositional heterogeneity. *Science*, 321(5885), 66–69. <https://doi.org/10.1126/science.1160080>
- Shkuratov, Y. G., & Helfenstein, P. (2001). The opposition effect and the quasi-fractal structure of regolith: I. Theory. *Icarus*, 152, 96–116.
- Solomon, S. C., McNutt, Ralph L. Jr., Gold, R. E., & Domingue, D. L. (2007). MESSENGER mission overview. *Space Science Reviews*, 131, 3–39. <https://doi.org/10.1007/s11214-007-9247-6>
- Spudis, P. D., & Guest, J. E. (1988). Stratigraphy and geological history of Mercury. In F. Vilas, C. R. Chapman, & M. S. Matthews (Eds.), *Mercury* (pp. 118–164). Tucson: University of Arizona Press.
- Thomas, R., Hynek, B. M., Rothery, D. A., & Conway, S. J. (2016). Mercury’s low-reflectance material: Constraints from hollows. *Icarus*, 277, 455–465. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2016.05.036>
- Thomas, R. J., Rothery, D. A., Conway, S. J., & Anand, M. (2014). Hollows on Mercury: Materials and mechanisms involved in their formation. *Icarus*, 229, 221–235. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.11.018>
- Torson, J. M., & Becker, K. J. (1997). ISIS—A software architecture for processing planetary images. Lunar and Planetary Science XXVIII, abstract #1219.
- Tou, J. T., & Gonzalez, R. C. (1974). Pattern recognition principles. *Applied Mathematics and Computation*, 7, 395.
- Trang, D., Lucey, P. G., & Izenberg, N. R. (2017). Radiative transfer modeling of MESSENGER VIRS spectra: Detection and mapping of submicroscopic iron and carbon. *Icarus*, 293, 206–217.
- Trask, N. J., & Guest, J. E. (1975). Preliminary geologic terrain map of Mercury. *Journal of Geophysical Research*, 80(17), 2461–2477. <https://doi.org/10.1029/JB080i017p02461>
- Vander Kaaden, K. E., & McCubbin, F. M. (2015). Exotic crust formation on Mercury: Consequences of a shallow, FeO-poor mantle. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 120, 1–15. <https://doi.org/10.1002/2014JE004733>
- Vilas, F., Domingue, D. L., Helbert, J., D’Amore, M., Maturilli, A., Klima, R. L., et al. (2016). Mineralogical indicators of Mercury’s hollows composition in MESSENGER color observations. *Geophysical Research Letters*, 43, 1450–1456. <https://doi.org/10.1002/2015GL067515>
- Weider, S. Z., Nittler, L. R., Starr, R. D., Crapster-Pregont, E. J., Peplowski, P. N., Denevi, B. W., et al. (2015). Evidence for geochemical terranes on Mercury: Global mapping of major elements with MESSENGER’s X-Ray Spectrometer. *Earth and Planetary Science Letters*, 416, 109–120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.023>
- Weider, S. Z., Nittler, L. R., Starr, R. D., McCoy, T. J., & Solomon, S. C. (2014). Variations in the abundance of iron on Mercury’s surface from MESSENGER X-Ray Spectrometer observations. *Icarus*, 235, 170–186. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.03.002>
- Weider, S. Z., Nittler, L. R., Starr, R. D., McCoy, T. J., Stockstill-Cahill, K. R., Byrne, P. K., et al. (2012). Chemical heterogeneity on Mercury’s surface revealed by the MESSENGER X-Ray Spectrometer. *Journal of Geophysical Research*, 117, E00L05. <https://doi.org/10.1029/2012JE004153>
- Xiao, Z., Prieur, N. C., & Werner, S. C. (2016). The self-secondary crater population of the Hokusai crater on Mercury. *Geophysical Research Letters*, 43, 7424–7432. <https://doi.org/10.1002/2016GL069868>
- Xiao, Z., Strom, R. G., Blewett, D. T., Byrne, P. K., Solomon, S. C., Murchie, S. L., et al. (2013). Dark spots on Mercury: A distinctive low-reflectance material and its relation to hollows. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118, 1752–1765. <https://doi.org/10.1002/jgre.20115>
- Xiao, Z., Zeng, Z., Li, Z., Blair, D. M., Xiao, L., Zeng, Z., et al. (2014). Cooling fractures in impact melt deposits on the Moon and Mercury: Implications for cooling solely by thermal radiation. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119, 1496–1515. <https://doi.org/10.1002/2013JE004560>
- Zambon, F., Galluzzi, V., Carli, C., Capaccioni, F., Wright, J., & Rothery, D. A. (2017). Spectral variations on H-2 Victoria quadrangle on Mercury: The case of Hokusai rays. European Planetary Science Congress 2017 (Riga), EPSC2017-903-3.