



HAL
open science

Étude des processus d'altération aqueuse et de maturation des surfaces par "space weathering" des astéroïdes primitifs en support aux futures missions spatiales de retour d'échantillons

Cateline Lantz

► To cite this version:

Cateline Lantz. Étude des processus d'altération aqueuse et de maturation des surfaces par "space weathering" des astéroïdes primitifs en support aux futures missions spatiales de retour d'échantillons. Planète et Univers [physics]. Université Paris Diderot, 2015. Français. NNT: . tel-01267119

HAL Id: tel-01267119

<https://theses.hal.science/tel-01267119v1>

Submitted on 3 Feb 2016

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.

École Doctorale Astronomie et Astrophysique d'Île-de-France

THÈSE DE DOCTORAT

présentée pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Paris Diderot

Spécialité : Astronomie & Astrophysique

par

Cateline LANTZ

**Étude des processus d'altération aqueuse et
de maturation des surfaces par *space weathering*
des astéroïdes primitifs
en support aux futures missions spatiales
de retour d'échantillons**

soutenue publiquement le 25 septembre 2015 devant le jury composé de :

Dr. Jacques LE BOURLOT	Président
Dr. Richard BINZEL	Rapporteur
Dr. Guy LIBOUREL	Rapporteur
Dr. Brigitte ZANDA	Examinatrice
Dr. Antonella BARUCCI	Co-directrice de thèse
Dr. Sonia FORNASIER	Co-directrice de thèse
Dr. Rosario BRUNETTO	Invité

*À mes grands-pères :
celui qui m'a aidée à devenir
celle que je suis,
et celui qui aurait aimé
ce que je fais.*

Résumé

Les processus d'altération de surface des petits corps sans atmosphère empêchent l'identification des matériaux constituant ces témoins privilégiés des premières phases de la formation du Système solaire. Si comprendre comment ces modifications agissent sur les astéroïdes et transforment les spectres électromagnétiques de la lumière qu'ils envoient permettra de mieux interpréter les observations télescopiques, un autre enjeu actuellement est d'apporter un support d'exploitation des données des missions spatiales à destination d'objets primitifs. Ces astéroïdes en particulier intéressent la communauté scientifique puisqu'ils sont supposés contenir des matériaux carbonés et de l'eau, deux éléments essentiels à l'émergence de la vie sur Terre. Des retours d'échantillons sont précieux pour une caractérisation précise de ce type de corps, et la nécessité d'obtenir l'échantillon le moins altéré possible évidente.

Durant cette thèse, j'ai étudié ces mécanismes de maturation – appelés *space weathering* ou altération spatiale – afin de proposer un modèle d'évolution des surfaces dites primitives. J'ai analysé des données spectroscopiques issues d'observations télescopiques dans les domaines de longueurs d'onde visible et proche infrarouge afin de mettre en évidence les effets de l'altération spatiale sur certaines populations d'astéroïdes primitifs. Des comparaisons avec les météorites, dont les astéroïdes sont les corps parents, sont également menées. Une seconde approche de la thématique a été faite via un travail expérimental pour simuler l'altération spatiale en laboratoire par irradiation ionique sur des échantillons météoritiques. Une étude complète sur plusieurs chondrites carbonées n'avait jusqu'alors jamais été proposée, et je montre que la réponse spectrale de telles surfaces aux irradiations est dépendante de la composition initiale. Les recherches sur l'altération spatiale doivent être poursuivies pour déchiffrer les modifications physiques, chimiques et minéralogiques qui s'en suivent.

Un autre mécanisme dit d'altération aqueuse a été investigué parmi les astéroïdes primitifs de la Ceinture principale. Avec un total de 600 objets, cette étude constitue la plus importante base statistique de détection des indices spectroscopiques dans le domaine de longueurs d'onde visible de la présence d'eau liquide dans cette région du Système solaire. Combinés aux récents modèles dynamiques, ces résultats permettent de comprendre la répartition des divers éléments présents lors de la formation de notre système planétaire et quelle a été son évolution.

Mots clés : Planétologie, astéroïdes, observations, spectroscopie, analyse de données, météorites, expériences de laboratoire.

Abstract

Surface alteration processes on airless small bodies prevent the identification of primitive materials preserved since Solar System formation. Understanding how these modifications act on asteroids and change their spectra will provide a step toward better compositional interpretation of telescopic observations. This knowledge will also be valuable support for the forthcoming space missions planned to collect sample of primitive objects and bring it back to Earth. These asteroids are especially studied because they are thought to contain organic compounds and some water, key elements for life on Earth. Unaltered samples returns are crucial to precisely characterize these asteroids.

Throughout my doctoral work, I studied these surface alterations – also known as space weathering – in order to propose a model of primitive surface maturation. I analysed spectral data from observations in the visible and near infrared ranges and find new evidence of space weathering on some specific primitive asteroid populations. Comparisons with meteorites are also made as asteroids are their parent bodies. A second approach performed in my work was to simulate space weathering effects in the laboratory using ion irradiation on meteorite samples. Such a global study on several carbonaceous chondrites had never been performed before. I show that the spectral changes are a function of initial composition. Space weathering studies must be pursued to decipher the physical, chemical and mineralogical changes it causes.

I also investigated the aqueous alteration process among primitive Main Belt asteroids. Visible spectra of 600 objects were analysed to look for the absorption band indicating that liquid water had previously been present in this region of the Solar System. This study is the biggest statistical database for the aqueous alteration in the visible range. Together with recent dynamical models, these results allow us to understand the location of various compounds that originated at the time of planetary system formation and the evolution since that time.

Keywords: Planetology, asteroids, observations, spectroscopy, data analysis, meteorites, laboratory experiments.

Remerciements

Ces remerciements commencent par l'expression de ma profonde reconnaissance envers mes directrices, Antonella et Sonia. Merci de m'avoir fait confiance en me proposant ce sujet de thèse et surtout d'avoir accepté que je fasse le stage de M2 en rapport avec la thématique dans une autre équipe à l'étranger ! Cette expérience fut enrichissante et a signé le début de ma recherche. Et nous avons réussi à la poursuivre ensemble de façon fructueuse. Merci aussi pour toutes les opportunités que vous m'avez offertes : en me faisant rencontrer la communauté scientifique et présenter les résultats en conférences, en montant des collaborations pour que je puisse avoir des échantillons et les étudier, ou en m'envoyant observer aux télescopes. Nous avons formé une jolie équipe féminine qui a bien fonctionné. De nouvelles aventures spatiales nous attendent et j'ai hâte de voir la suite !

Rosario, je n'aurais jamais imaginé passer autant de temps du côté expérimental de l'astrophysique lorsque j'ai commencé la thèse. Certes cela est en partie dû au retard qu'il y a eu sur la manip', mais cela fait partie des aléas des recherches expérimentales et je ne regrette pas une seconde ! J'ai appris énormément avec toi et je te suis aussi reconnaissante d'avoir pris du temps (beaucoup au final, j'ai passé 40 % de la thèse avec toi à Orsay. . .) pour me former au sein de cette collaboration que tu avais planifiée avec Antonella. Tu as aussi fait en sorte que je m'intègre au sein de l'équipe à l'IAS et as joué le rôle d'un directeur de thèse pendant cette dernière année où j'ai quasi exclusivement été ton apprentie expérimentatrice !

Mes remerciements les plus sincères aux membres du jury qui ont passé du temps à évaluer mon travail et qui m'ont aussi vue, pour certains, évoluer. Je remercie donc mes rapporteurs, Richard Binzel et Guy Libourel qui ont accepté de lire le manuscrit pendant la période estivale et ont apporté des commentaires encourageants pour la suite de ma carrière scientifique. Je voudrais remercier également mon examinatrice Brigitte Zanda. Qui sait, peut-être serons-nous amenés à collaborer un jour ! Jacques, tu as été là pour toutes les étapes importantes de ma vie d'étudiante universitaire. Mon premier prof à la fac, c'était toi. Mon premier contact régulier avec l'astrophysique, toi. L'examineur pour l'entretien d'acceptation au M2, toi. Jury de stage de M2, toi. Jury d'obtention d'une thèse, toi encore. Il a en plus fallu que tu deviennes directeur de l'ED pendant ma thèse ! Il m'a semblé logique que je finisse cette aventure académique en te proposant d'être le président du jury de la thèse (et je reconnais qu'une part de sentimentalisme a motivé cette demande), et je suis ravie que tu aies accepté.

Une personne a été très importante pour me lancer dans cette aventure scientifique. Merci Marcello d'avoir donné sa chance à l'étudiante de L3 que j'étais de partir en stage à Rome découvrir la planétologie et les astéroïdes. L'année d'après j'ai testé la cosmologie (je ne pouvais faire plus radicalement opposé comme choix) mais finalement c'est bien les petits corps qui ont

gagné. Tu as toujours été attentif à ce que je faisais, devenais, voulais : je suis aussi un peu ton étudiante.

L'opportunité la plus incroyable, je te la dois, Beth. Un stage de M2 sur une mission spatiale de la NASA, je n'osais même pas l'envisager ! Et en plus j'ai eu la chance de participer à une réunion de l'équipe scientifique à peine arrivée aux États-Unis. Tu m'as aussi fait la surprise, avec le concours d'Antonella, de proposer ma candidature pour intégrer la dite équipe me faisant ainsi devenir chercheur associé sur OSIRIS-REx. Merci pour tout. J'espère pouvoir continuer à participer à la mission (avec un post-doc ? pourquoi pas de nouveau avec toi ?).

Davide, j'éprouve une certaine fierté à avoir été ta toute première étudiante, et j'espère que toi aussi tu es maintenant fier de cette stagiaire à Rome devenue ta collègue à Paris deux ans plus tard. Et même plus que ça, nous sommes maintenant amis et, tu le sais, tu es comme mon grand frère scientifique. Je te remercie encore de m'avoir fait découvrir La Silla : je n'ai pas pu rapporter beaucoup de données pour ton programme, mais j'espère que la prochaine fois sera moins nuageuse !

J'ai vécu cette thèse avec trois camarades planéto, et c'était absolument génial. Vincent, j'ai adoré partager le bureau avec toi. Mely, j'ai trouvé en toi une vraie complice, et on a sacrément bien géré ce comité des pots d'urgence ! Jean-Loup, les attaques de rires démoniaques et de chansons énervantes étaient vraiment parfaites durant cette période finale. [Et que dire de nos commandes groupées de gâteaux... N'oubliez pas non plus que nous avons en réserve quelques scénarios de films catastrophes absurdes à développer.] Merci pour votre amitié.

Cédric, je ne peux m'empêcher de penser que cela n'aurait pas été pareil si tu étais devenu mon directeur de thèse... Merci pour tes conseils, les longues discussions sérieuses, les sujets plus légers, les blagues et les trajets en voiture jusqu'à la gare. Frédéric, merci d'avoir répondu à mes interrogations lorsque la partie italienne de l'équipe n'était pas là. Merci Sandrine pour ta bienveillance, Vladimir pour ton humour (et tes petits gâteaux en provenance de Russie), Nicolas, Dominique, Thierry, Alain, Emmanuel, Bruno. Il y a aussi Flo, Luca, Pedro (ton sourire brésilien nous manque), Guga, Zu, Alice (les chocolats belges pendant la rédaction furent fort appréciés), Batiste, Clément et tous les gens du bâtiment 17 à Meudon que j'ai côtoyés ces dernières années. Oui, cela inclut aussi les HRA qui ont quand même contribué à la bonne ambiance : JR tu m'auras fait beaucoup rire. Et Johan, on aura attendu que tu partes pour se découvrir et développer une amitié – j'ai été agréablement surprise et je te remercie pour ton soutien et notre correspondance.

Merci à l'équipe Astrochimie de l'IAS qui m'a adoptée. Obadias, grâce à toi et ta bonne humeur, c'était beaucoup plus agréable de passer des heures sur INGMAR à boulonner et déboulonner ! Donia, merci pour ton écoute, tes conseils et les moments de franche rigolade sur des sujets divers et variés (passer des commandes de micro-spatules aux concours de beauté, fallait le faire !). Zahia, merci de t'être intéressée à ce que je faisais et pour le prêt de matériel et de salle. Merci à Pierre, Alice, Lisseth, Louis et Emmanuel pour leur accueil. Je pense aussi à mes deux co-bureaux à Orsay, David et Alexandre avec qui j'ai passé de bons moments (même s'ils font de la cosmo !). Il y a aussi les personnes du CSNSM qui m'ont beaucoup vu errer dans leurs couloirs. Merci Cécile et Jean pour les échantillons et le matériel de la salle de manip' que je squattais au début. Marie, merci pour les bons tuyaux aussi bien pour traiter les données que

pour maîtriser LaTeX. À Dominique, Jérôme, Stéphane et Cyril pour les sessions d'irradiation. Enfin merci à Christophe et Paul de la ligne SMIS à SOLEIL.

Un grand merci à John pour m'avoir prêté son montage expérimental à Florence pendant deux semaines et à Sissi (Theresa) pour son aide. Mais aussi à Sara qui m'a organisé une superbe visite de l'Observatoire et de la maison de Galilée !

Francesca, c'était super de partager les chambres d'hôtel lors des conférences de ton côté de l'Atlantique, et je te remercie surtout pour tes encouragements tout au long de la thèse. Humberto, je t'ai souvent croisé en conférences et tu y es devenu un visage ami. Je me souviens que notre toute première discussion portait sur les traductions françaises et espagnoles d'une chanson de Disney, et que la dernière en date est un brainstorming pour une collaboration sur un article ! Merci pour ta sollicitude concernant mon avenir. Merci Gian Paolo de toujours demander de mes nouvelles lorsque nous nous voyons à Paris, à Florence ou ailleurs.

J'adresse aussi un grand merci aux étudiants du LESIA pour l'excellente ambiance qui règne au sein du labo et qui a été entretenue par Miguel (merci à toi pour ton amitié surtout) puis Sophie. À Claudine, Cris, Denis et Patricia pour leur aide dans l'organisation des missions et de certaines procédures administratives. D'une façon générale, merci à la direction du LESIA de veiller sur ses doctorants.

Ma thèse n'a pas été faite que d'observations, d'expériences et d'analyses. Il y a eu plein d'activités au travail de recherche qui ont contribué aussi à me former. Je remercie donc les équipes des enseignements de l'Université Paris Diderot auxquels j'ai participé. Je garde l'envie de vouloir enseigner plus tard, cela n'a donc pas été si terrible ! Une mention spéciale à mes (anciens) collègues représentants étudiants de l'ED 127 : Charlène, Maëlle, Clément et David. On en aura passé du temps à préparer des réunions, à s'écrire des messages pour discuter des points importants de la vie d'un doctorant à notre ED, etc., voire préparer une soirée... Je suis heureuse d'avoir partagé cela avec vous. Une pensée également pour Clément avec qui nous avons effectué un passage de témoin réussi.

Un grand merci à mes amis qui entendent parler de cette thèse depuis si longtemps (ceux du lycée doivent en avoir marre mais sont restés quand même !) et qui ont cru en moi. En particulier à Kevin qui a relu le manuscrit (quand on pense à ton amour des sciences physiques, tu as été courageux !). Aux copines (ou la triplète des amies avec des prénoms en -ine) qui se sont lancées dans une thèse : Ludivine et Marine, c'était chouette de pouvoir parler ensemble et se rendre compte qu'on traversait les mêmes étapes dans cette folle aventure de trois ans !

À Benoît, avec qui nous nous sommes encouragés mutuellement pendant nos études malgré la distance. Mais nous avons partagé tellement plus... Merci pour ces beaux moments.

Enfin à ma famille qui m'a soutenue et m'a apporté tout ce dont je pouvais avoir besoin pour me construire et me lancer dans ce projet.

Papa, souviens-toi de cette nuit d'été 2005 à Mayotte, où après avoir assisté à la ponte d'une tortue et à l'éclosion de centaines d'oeufs de ces mêmes tortues [Nous étions assis dessus, Cyril ! Tu râlais car soit disant je te chatouillais... Quelle surprise nous avons eue !], j'ai levé les yeux

vers une magnifique Voie Lactée et je t'ai dit « Et si je faisais de l'Astrophysique?! ». Tu m'as répondu que c'était un ambitieux mais joli projet. Et dès notre retour à Paris tu m'as accompagnée aux journées portes ouvertes de l'Observatoire de Paris et m'as offert toutes sortes de documents liés à ce métier. C'était il y a dix ans et regarde où j'en suis. Merci d'y avoir cru.

Maman, je sais que ce que je te raconte de cette thèse peut parfois paraître obscur, mais tu as toujours écouté attentivement, posé des questions et m'as remonté le moral quand un petit coup de mou se faisait sentir. Le confort que tu m'as offert pendant ces trois ans à la maison m'a permis de préparer ce doctorat dans des conditions optimales et je t'en suis infiniment reconnaissante. Il faut aussi préciser que tu as eu la patience de relire une partie de cette thèse!

Cyril, je crains que je ne vais pas résister à l'envie de te faire cette blague dont on parle depuis le premier jour de la préparation de mon doctorat. Tu sais comme dans une célèbre série scientifico-geek où il y a d'ailleurs un astrophysicien dans le lot.... Je deviens donc « Docteur » tandis que tu es « Monsieur ». Mais quel monsieur! Un frère super qui m'a notamment fourni la maintenance informatique nécessaire, qui s'est intéressé à ce que je faisais – j'ai été vraiment touchée lorsque tu m'as demandé de lire le manuscrit avant la soutenance pour mieux comprendre ce dont j'allais discuter – et qui a été un appui sans faille. Merci.

Table des matières

Résumé	v
Abstract	vii
Remerciements	ix
Prélude	1
I Les petits corps primitifs du Système solaire : définitions, observations et explorations spatiales	5
1 Les petits corps du Système solaire	7
1.1 Les astéroïdes	8
1.1.1 Le Système solaire interne	8
1.1.2 Le Système solaire externe	10
1.2 Les comètes	13
1.3 Les planètes naines	14
1.4 Les météorites	15
1.5 La genèse du Système solaire	17
1.5.1 La formation	17
1.5.2 Les modèles d'évolution	17
2 Les liens entre les astéroïdes et les météorites	21
2.1 Taxonomie des astéroïdes	22
2.1.1 Évolution des classifications	22
2.1.2 Distribution des classes dans la Ceinture principale	24
2.2 Les groupes de météorites	27
2.2.1 Généralités	27
2.2.2 Les chondrites carbonées	28
2.3 Mise en évidence de liaisons	31
2.3.1 L'altération aqueuse	31
2.3.2 L'altération spatiale	33
3 Les missions spatiales associées aux petits corps	37
3.1 Missions à destination d'astéroïdes	38
3.1.1 Les survols	38

3.1.2	Les mises en orbite	38
3.1.3	Les retours d'échantillons	39
3.2	Les missions actuelles de retour d'échantillons d'astéroïdes primitifs	41
3.2.1	Présentation générale et objectifs	41
3.2.2	Les cibles	42
3.2.3	Vous reprendrez bien un peu d'astéroïde ?	42
3.2.4	Les risques associés aux géocroiseurs	44
3.2.5	Implication dans OSIRIS-REx	45
 II Les données observationnelles : la source d'informations de l'astrophysicien		47
4	Le schéma « observer, réduire, analyser »	49
4.1	Techniques d'observation	50
4.1.1	La photométrie	50
4.1.2	La spectroscopie	50
4.2	Étape 1 : où et avec quoi observer	51
4.3	Étape 2 : réduire les données	52
4.3.1	Traitement des spectres	52
4.3.2	Spécificités de l'infrarouge	54
4.4	Étape 3 : les analyser	56
5	L'altération aqueuse dans la Ceinture principale	59
5.1	La détection de matériaux hydratés	60
5.1.1	Le processus d'altération aqueuse et ses effets	60
5.1.2	La technique d'analyse	62
5.2	Les résultats dans le domaine visible	65
5.2.1	Classes taxonomiques	65
5.2.2	Localisation	67
5.2.3	Diamètre	68
5.2.4	Albédo	68
5.3	Comparaison avec les météorites	71
5.4	Corrélation avec la bande à 3 μm	73
5.5	La planète naine Cérès	75
6	L'altération spatiale observée sur les astéroïdes primitifs	77
6.1	Description observationnelle des effets de l'altération spatiale	78
6.1.1	Au commencement était la Lune	78
6.1.2	Confirmation directe sur les astéroïdes de type S	79
6.1.3	La disparité entre les astéroïdes S et C	80
6.2	Comparaison entre astéroïdes primitifs et météorites	83
6.2.1	Choix des classes d'objets primitifs	83
6.2.2	Les données utilisées	84
6.2.3	Méthode d'analyse et résultats	86

6.2.4	En conclusion	88
6.3	Observation de deux familles primitives liées	90
6.3.1	De l'intérêt d'étudier des familles d'astéroïdes	90
6.3.2	Les observations en spectroscopie	91
6.3.3	Interprétations possibles	94
6.3.4	Recherche de météorites analogues	96
6.3.5	Hétérogénéité de surface de 24 Themis	97
III Les expériences de laboratoire : anticiper et approfondir		99
7	L'altération spatiale simulée en laboratoire	101
7.1	État de l'art	102
7.1.1	Les principales expériences liées aux modifications de surface des astéroïdes	102
7.1.2	Les matériaux mafiques	103
7.1.3	Les matériaux contenant du carbone	104
7.2	Les techniques de mesure utilisées	107
7.2.1	Spectroscopie de réflectance diffuse bidirectionnelle	107
7.2.2	Les instruments de la ligne SMIS au Synchrotron SOLEIL	110
7.3	Les irradiations avec les accélérateurs de particules	114
7.3.1	Protocole	114
7.3.2	Les accélérateurs	114
7.4	Les échantillons et leur préparation	118
7.4.1	Forme des échantillons	118
7.4.2	Détails sur les chondrites carbonées	119
8	Premières irradiations sur Allende et Murchison	121
8.1	Premières mesures en spectroscopie VISNIR	122
8.1.1	Description du montage	122
8.1.2	Comparaison avec la littérature	123
8.1.3	Contextes d'utilisation du montage	126
8.2	Mesure de l'altération spatiale sur Allende et Murchison	127
8.2.1	Résultats des analyses spectrales	127
8.2.2	Discussion	136
8.2.3	Correspondance des temps astrophysiques	140
8.2.4	Comparaison dans le domaine VISNIR avec les précédentes expériences d'irradiation	141
8.2.5	Résumé et conclusion	142
9	Le projet INGMAR	145
9.1	Présentation	146
9.1.1	Quelques considérations techniques	146
9.1.2	Étalonnage des lignes de réflectance	148
9.2	Irradiations et mesures systématiques d'échantillons	153

9.2.1	Résultats pour la partie 0,4 - 2,5 μm	153
9.2.2	Résultats pour la partie 2 - 16 μm	160
9.2.3	Interprétations	167
9.2.4	Importance de la composition initiale	169
9.2.5	Possibilités d'exploitation	169
Conclusion		173
Ad infinitum		177
Bibliographie		196
Table des figures		197
Liste des tableaux		200
Abréviations et acronymes		201
A	Articles publiés dans des revues à comité de lecture	203
A.1	“Evidence for the effects of space weathering spectral signatures on low albedo asteroids”	204
A.2	“Aqueous alteration on main belt primitive asteroids : Results from visible spectroscopy”	208
A.3	“Ion irradiation of Allende meteorite probed by visible, IR, and Raman spectroscopies”	226
A.4	“Ion irradiation of the Murchison meteorite : Visible to mid-infrared spectroscopic results”	234
A.5	“Short-term variability on the surface of (1) Ceres : A changing amount of water ice ?”	239
B	Les conférences	243
B.1	Communications lors de conférences internationales	244
B.2	Réunions dans le cadre de missions spatiales	246
B.3	Autres interventions	247
C	Activités connexes	249
C.1	Enseignement à Paris 7	250
C.2	Vulgarisation de la science	250
C.3	Représentante à l'ED127	250
C.4	Autres « autres »...	251

Prélude

La première chose que l'on peut se demander à la lecture de mon sujet de thèse, c'est « Pourquoi donc s'intéresser à ces petits corps du Système solaire ? » – et d'ailleurs il m'arrive d'entendre « Après tout, ce ne sont que des cailloux ! ». Je proteste.

Certes ce sont les objets les plus petits de notre Système solaire. Ils font moins rêver de par leur nature rocheuse, pour ainsi dire « fade » comparée à la forte activité des étoiles et qui ne donne pas d'aussi jolies images à exhiber que les nébuleuses colorées aux formes diverses stimulant l'imagination. Leur proximité n'est pas aussi attrayante que les lointaines galaxies qui inspirent la science-fiction (« Il y a bien longtemps, dans une galaxie lointaine, très lointaine. . . » pour ne citer que le plus célèbre *space opera*) et ils restent conceptuellement bien moins « amusants » que la sphère d'Hubble et autres trous noirs.

Malgré tout cela, force est de constater que les petits corps nous surprennent de plus en plus par leur nombre, leur diversité et les caractéristiques inédites (activité cométaire ou anneaux d'astéroïdes) que les instruments actuels dévoilent. Ils sont les cibles de nombreuses missions spatiales – aspect quand même divertissant de notre travail et qui révèle un certain engouement de la part du grand public. Et ils ont convaincu quelques grands noms du cinéma hollywoodien d'en faire des films (on retiendra surtout celui où le héros doit empêcher un astéroïde de s'écraser sur Terre devenant ainsi une arme fatale comme celle qui mit fin au règne des dinosaures. . . – bien que pas réaliste, ce film traite une thématique d'actualité pour notre communauté).

Maintenant que le décor est planté et que les domaines majeurs de cette belle et vaste science multi-échelles qu'est l'astrophysique ont été évoqués, voyons plus en détails pourquoi la planétologie, et ici spécifiquement l'étude de ses plus petits membres, mérite que l'on s'y intéresse. Et bien entendu que l'on y consacre une thèse. Ma thèse. Voici ce que j'y ai fait et pourquoi je l'ai fait.

L'étude de la composition des astéroïdes donne des indices sur les conditions qui ont régi les premières phases de la formation du Système solaire. En effet, les astéroïdes représentent les vestiges des planétésimaux, ces corps rocheux appelés à former les planètes à la fin de la période d'accrétion de la nébuleuse solaire. Mais contrairement aux planètes, la majorité n'a pas subi de différenciation interne intense qui modifie considérablement les roches et minéraux. Certains types d'astéroïdes, les plus primitifs, renferment les matériaux originels de notre système planétaire, d'où l'intérêt de la communauté scientifique en particulier pour l'eau et la matière organique, deux composants essentiels pour les conditions d'apparition de la vie. Certaines théo-

ries actuelles d'exobiologie proposent un scénario d'apport extérieur de matière organique à la Terre primitive : les petits corps primitifs (c'est à dire un objet à faible albédo supposé contenir des matériaux carbonés) pourraient avoir amené des molécules organiques complexes utiles pour la chimie prébiotique.

Dans la mesure où un astrophysicien obtient des données majoritairement en observant la lumière émise ou réfléchiée par l'objet étudié, la spectroscopie est l'outil principal avec lequel j'ai travaillé car elle permet d'avoir accès aux propriétés de surface des astéroïdes (la composition, l'albédo, etc.). Mais la plupart de ces observations se font depuis des télescopes au sol et de nombreuses limitations jouent sur la qualité des spectres obtenus, notamment l'aspect très sombre des astéroïdes primitifs et l'absorption atmosphérique, et donc réduisent notre capacité à interpréter les données.

En se basant sur le fait que les astéroïdes sont les corps parents des météorites, il est en partie possible de comprendre l'intérieur des astéroïdes en étudiant des morceaux de météorites, et aussi de trouver des composés organiques ainsi que des traces d'altération aqueuse (processus d'hydratation des roches révélant une présence antérieure d'eau liquide). Malheureusement les météorites sont en partie modifiées lors de leur pénétration dans l'atmosphère, subissent l'érosion et surtout une certaine contamination terrestre (dépôt d'acides aminés humains lors du ramassage par exemple). De plus, des biais sont présents dans la collection de météorites sur Terre : elles ne représentent pas la diversité des types d'astéroïdes.

C'est là que les missions spatiales révèlent leur importance. D'abord en améliorant la diversité des données récoltées et en étudiant des classes d'astéroïdes non échantillonnées par les météorites, mais aussi en donnant la possibilité de rapporter sur Terre des échantillons « vierges » de l'altération terrestre. Dans ce contexte, les agences spatiales proposent des missions de retour d'échantillons d'astéroïdes primitifs géocroiseurs : Hayabusa-2/JAXA lancée fin 2014 et OSIRIS-REx/NASA qui sera lancée courant 2016.

Une telle mission va pouvoir caractériser toute la surface de l'astéroïde cible et, *in fine*, récolter un échantillon sur un site – répondant à des critères spécifiques – déterminé par l'équipe scientifique. En effet, l'exposition des petits corps sans atmosphère à l'environnement spatial produit des changements sur leur surface. Le terme anglais de *space weathering* (que l'on peut traduire par « altération spatiale ») désigne tous les processus d'altération comme le bombardement micrométéoritique ou les irradiations par les ions du vent solaire et les rayons cosmiques. Ces modifications concernent les propriétés optiques, chimiques ou encore minéralogiques des couches externes des astéroïdes et dégradent l'interprétation de la composition des objets faite d'après les spectres (disparition des bandes d'absorption par exemple) ; il est donc essentiel de comprendre les effets de l'altération spatiale pour les observations télescopiques.

Cependant, des mécanismes de renouvellement de la surface existent (impacts, éboulements de terrain) et peuvent contrebalancer les effets d'altération. Reste à savoir distinguer une surface altérée d'une surface plus jeune où des matériaux sous-surfaciques se retrouvent exposés et où l'on peut prélever l'échantillon voulu... L'altération spatiale a été considérée de proche en proche sur les différents petits corps du Système solaire par analogie avec les effets vus pour la Lune lors du retour des échantillons lunaires. Encore peu d'études ont été menées sur des objets primitifs or il est urgent de construire un modèle d'altération spatiale pour les astéroïdes

à faible albédo, ce qui permettra de choisir la région la moins altérée possible pour une collecte de matériaux par les sondes spatiales.

J'ai donc démarré un programme de recherche sur l'altération spatiale des astéroïdes primitifs en comparant d'abord les spectres d'astéroïdes de faible albédo et de chondrites carbonées (météorite contenant de la matière organique qui sont les analogues des astéroïdes primitifs). Cette analyse a montré un effet opposé à ce qui avait été mis en évidence sur les chondrites ordinaires et qui a été confirmé sur leurs astéroïdes parents via des missions spatiales. Ce constat appelait une étude plus approfondie de la thématique.

Des expériences de laboratoire, fruit d'une collaboration avec l'Institut d'Astrophysique Spatiale et le Centre de Sciences Nucléaires et de Sciences de la Matière (respectivement IAS et CSNSM, campus d'Orsay) ont été entreprises. Elles permettent de simuler les effets de l'altération spatiale en comparant les surfaces d'échantillons météoritiques vues en spectroscopie de réflectance avant et après irradiation. Les irradiations ont été effectuées grâce à un accélérateur de particules qui peut créer une large variété d'ions et d'énergies permettant de reproduire au mieux les conditions spatiales variant avec la distance héliocentrique. Pendant la thèse j'ai pu effectuer une analyse par irradiation ionique des effets de l'altération spatiale sur un panel varié de chondrites carbonées.

Enfin, pour le volet expérimental, j'ai participé à la mise en service d'une nouvelle chambre à vide (projet INGMAR porté par R. Brunetto à l'IAS) permettant de collecter des spectres *in situ* (c'est-à-dire dans la même enceinte que celle où sont faites les irradiations). Cette chambre INGMAR servira pour plusieurs expériences prévues par les équipes de l'IAS et du CSNSM.

Parallèlement j'ai investigué une autre approche des effets de l'altération spatiale : une comparaison entre une population jeune (10 Man) et une population bien plus ancienne (2,3 Gan) appartenant à la même famille d'astéroïdes primitifs. Les deux populations ont des caractéristiques physiques similaires mais leurs surfaces n'ont pas été exposées avec la même durée à l'altération spatiale. D'où l'idée d'y chercher des différences spectrales pour enrichir, sur la base de données observationnelles, un modèle d'altération spatiale en support aux missions spatiales. Missions qui contribueront de façon unique à la compréhension de l'origine et de l'évolution du Système solaire.

De plus, j'ai examiné les spectres de plusieurs centaines d'astéroïdes primitifs afin de mettre au point une base de données statistique pour la détection et la caractérisation des bandes associées à l'altération aqueuse, second processus d'altération sur lequel mon projet de thèse repose.

Le présent manuscrit est divisé en trois parties pour mieux appréhender la démarche choisie lors de ces trois années de travail de recherche.

Dans un premier temps, des chapitres de définitions permettront au lecteur de situer le contexte de l'exploration des petits corps primitifs du Système solaire. Je décrirai donc ce que sont ces objets, où ils sont localisés et comment les étudier. Ce dernier point étant envisagé sous

deux angles – observer au télescope des astéroïdes ou analyser en laboratoire des météorites –, j’expliquerai quelles connexités lient ces deux populations. Puis je changerai de perspective pour discuter de l’intérêt que les missions spatiales leurs portent.

Avec la deuxième partie je présenterai trois études basées sur des observations télescopiques d’astéroïdes. Un chapitre traitera de la façon dont on récupère ces données : de la campagne d’observation au spectre final à interpréter, plusieurs étapes sont nécessaires et seront décrites. Le suivant détaillera le processus d’altération aqueuse des astéroïdes primitifs de la Ceinture principale et ce que l’on peut en apprendre sur l’histoire de notre système solaire. Le dernier combinera deux manières d’aborder le phénomène d’altération spatiale par comparaison de spectres d’astéroïdes avec ceux de météorites ou directement entre familles d’astéroïdes.

La troisième partie sera exclusivement consacrée aux expériences de laboratoire que j’ai menées. Le premier chapitre définira quelles sont les expériences dédiées à l’étude de l’altération spatiale sur les astéroïdes et comment elles sont faites : une description des divers instruments et techniques de mesures sera proposée. Le chapitre suivant exposera les premières irradiations effectuées sur deux chondrites carbonées. Enfin, un chapitre présentera le projet INGMAR et les résultats obtenus avec cette nouvelle installation.

Première partie

Les petits corps primitifs
du Système solaire :
définitions, observations et
explorations spatiales

Chapitre 1

Où l'on montre que les petits corps sont présents partout dans le Système solaire

Le Système solaire est vaste et contient une étoile, huit planètes comprises entre 0,4 et 30 UA, une bonne centaine de satellites de ces planètes et plusieurs centaines de milliers d'astéroïdes ! Cette population de petits corps est largement majoritaire en nombre et est tellement diversifiée qu'elle mérite bien quelques pages de définitions. Les autres petits corps du Système solaire, les comètes et les météorites, seront aussi introduits.

Sommaire

1.1	Les astéroïdes	8
1.1.1	Le Système solaire interne	8
1.1.2	Le Système solaire externe	10
1.2	Les comètes	13
1.3	Les planètes naines	14
1.4	Les météorites	15
1.5	La genèse du Système solaire	17
1.5.1	La formation	17
1.5.2	Les modèles d'évolution	17

1.1 Les astéroïdes

L'Assemblée Générale de l'Union d'Astronomie Internationale (U.A.I.) de 2006 a changé beaucoup de choses dans la vision que l'on avait du Système solaire en fixant par exemple une définition de ce qu'est une planète et en créant le groupe des planètes naines. Elle a aussi donné une classification précise pour tous les objets orbitant autour du Soleil (ce qui exclut de fait les satellites naturels – orbitant autour d'un autre corps) et qui ne sont ni une planète ni une planète naine : il s'agira dès lors d'un petit corps.

Commençons par ceux au coeur de cette thèse, les astéroïdes. Ce sont les derniers membres du Système solaire à avoir été découverts avec la première observation de Cérés par G. Piazzi à l'aube du XIXe siècle¹.

1.1.1 Le Système solaire interne

On parle en général de Système solaire interne pour désigner la partie intérieure à l'orbite de Jupiter. On y trouve deux réservoirs : la très connue Ceinture principale et les astéroïdes proches de l'orbite terrestre.

Les géocroiseurs

Les géocroiseurs, appelés aussi NEOs (pour *Near Earth Objects* en anglais), sont les objets qui ont leur périhélie plus petit que 1,3 UA² et qui, comme leur nom l'indique, croisent l'orbite terrestre (voir la figure 1.1). Les principales familles sont définies selon les paramètres orbitaux q (périhélie : point de l'orbite le plus proche du soleil), Q (aphélie : point le plus éloigné) et a (le demi-grand axe).

Atens – Demi-grand axe plus petit que celui de la Terre : $a < 1$ UA et $Q > 0,983$ UA. Ils représentent moins de 10 % des NEOs (900 membres³).

Apollons – Demi-grand axe plus grand que celui de la Terre : $a > 1$ UA et $q < 1,017$ UA. Plus de 60 % des NEOs (près de 6 000 membres).

Amors – Cette population ne croise pas l'orbite de la Terre mais se situe entre celles de Mars et de la Terre : $a > 1$ UA et $1,017 < q < 1,300$ UA. Environ 30 % de la population totale des NEOs (5100 membres).

Atiras – Quatrième population dont l'orbite est contenue dans celle de la Terre : $a < 1$ UA et $Q < 0,983$ UA. Moins de dix objets connus.

La durée de vie de ces objets est d'environ 10^6 - 10^8 ans avant attraction par le Soleil, impact avec une planète ou éjection du Système solaire [Gladman et al., 2000]. Ils proviennent principalement de la Ceinture principale, des Centaures mais aussi des réservoirs de comètes [Bottke et al., 2002].

1. Contexte de la découverte expliqué dans Foderà Serio et al. [2002].

2. UA = unité astronomique = distance Terre-Soleil = 149 597 870 700 m, telle que définie par l'U.A.I.

3. Sauf mention contraire, les chiffres donnés sont issus de la base de données *Minor Planet Center* (MPC).

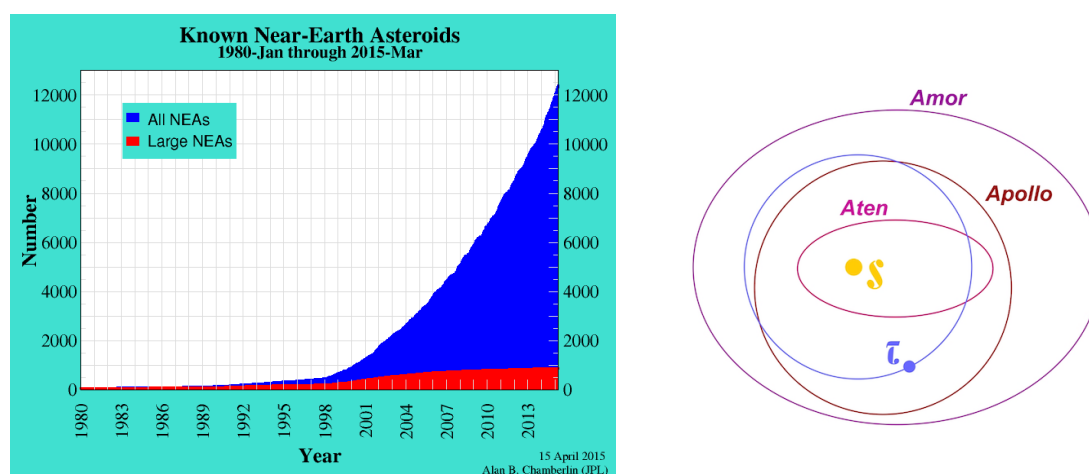


FIGURE 1.1 – À GAUCHE : Nombre de géocroiseurs découverts entre janvier 1980 et mars 2015. Les objets ayant un diamètre supérieur à 1 km sont montrés en rouge. {Source : *Jet Propulsion Laboratory (JPL)*, au 01/07/2015} – À DROITE : Orbites typiques des populations de géocroiseurs.

Parmi eux se trouvent des objets dits potentiellement dangereux (PHAs, de l'anglais *Potentially Hazardous Asteroids*). Ils sont classés ainsi lorsque leur distance minimale d'approche à la Terre (MOID pour *Minimum Orbital Intersection Distance*) est de 0,05 UA et ont une magnitude absolue de 22 ou moins⁴ (correspondant à un diamètre supérieur à 140 m).

Il y a à ce jour près de 1 600 PHAs connus [JPL, au 01/07/2015]. Le plus emblématique est 99942 Apophis : cet objet est le seul à avoir atteint le niveau 4 sur l'échelle de Turin (10 niveaux au total) déterminant le risque de collision avec la Terre [Binzel, 1997]. Découvert en 2004, la trajectoire alors calculée avait une probabilité relativement importante de croiser l'orbite de la Terre en 2029. Réévaluée plus finement avec de nouvelles observations dans les mois qui ont suivi la détection, tout risque a été écarté, y compris pour le passage suivant en 2036. Cela a été confirmé par le dernier passage en janvier 2013. Cet objet continue à être étudié finement afin d'illustrer notre capacité à utiliser des données prises depuis des télescopes sur Terre pour évaluer les risques que représentent ces PHAs [Binzel et al., 2009].

De l'exploitation minière pour des ressources rares [Lewis, 1997] en passant par la capture d'un astéroïde par la NASA pour le mettre en orbite autour de la Lune, les géocroiseurs sont au cœur des projets les plus fous. Les seuls réalistes à l'heure actuelle, nous le verrons par la suite, sont les missions spatiales de retour d'échantillons qui choisissent leurs cibles favorites parmi les géocroiseurs – notamment de par leur relative facilité d'accès.

La Ceinture principale

Cette région du Système solaire (voir la figure 1.2) est peuplée par les reliquats des planétésimaux qui n'ont pas pu s'accréter pour former une planète (prévue par la formule empirique de Titus Bode) entre les orbites de Mars et Jupiter à cause des perturbations joviennes. Il n'y a

4. Plus un objet est brillant plus sa magnitude est petite, et va dans les nombres négatifs.

pas une répartition continue dans toute la ceinture puisque des zones moins peuplées liées à des phénomènes de résonances orbitales et séculaires avec Jupiter apparaissent et peuvent laisser des zones vides : ce sont les lacunes de Kirkwood [Kirkwood, 1891].

En étudiant plus attentivement les éléments orbitaux des astéroïdes, des groupements avec des paramètres très similaires ont pu être trouvés. On parle de familles d'astéroïdes dynamiquement liés [Hirayama, 1918]. On suppose qu'elles résultent d'une collision sur un corps important qui donna naissance à une multitude de fragments plus petits de composition alors similaire. Dans ce cas, la famille est aussi dite génétiquement liée ; certaines peuvent être simplement une accumulation d'astéroïdes de plusieurs origines piégés dans une même région. Les plus grosses familles peuvent contenir plusieurs centaines de membres [Nesvorny, 2010, 2012]. Il y en a très certainement plus si l'on considère que l'on n'a pas encore découvert tous les astéroïdes – notamment les plus petits encore indétectables [Zappalà et al., 1995]. Généralement une famille est baptisée du nom de son plus gros membre, à l'exemple de la famille Themis en référence à l'astéroïde 24 Themis. Il a aussi pu être montré une certaine cohérence dans les spectres des membres d'une même famille, favorisant l'hypothèse d'un corps parent unique ; la spectroscopie nous permet ainsi d'avoir accès à différentes parties du corps d'origine (structure interne et surface à la fois).

Quelques groupes remarquables doivent être cités car ils se trouvent en dehors de la Ceinture principale communément définie entre 2,1 et 3,3 UA : les Hungarias (d'après l'astéroïde 434 Hungaria) entre 1,8 et 2,0 UA, près de 14 000 membres, et environ 5 000 Hildas (d'après 153 Hilda) à 4 UA en résonance 3:2 avec Jupiter.

Les dix plus gros membres de la Ceinture principale ont des diamètres de plus de 200 km (environ 500 km pour 2 Pallas et 4 Vesta, et près de 1000 km pour 1 Cérès). Actuellement 700 000 astéroïdes avec une orbite définie ont été repertoriés [DeMeo et al., 2015]. On évalue à plus d'un million le nombre d'objets avec un diamètre plus grand que 1 km [Tedesco et al., 2002]. La masse totale de la Ceinture principale est estimée à environ $5 \cdot 10^{-4} M_T^5$, soit environ trois fois la masse de son plus gros membre, la planète naine Cérès [Krasinsky et al., 2002].

1.1.2 Le Système solaire externe

Par analogie, on désigne par Système solaire externe la partie où règnent les planètes gazeuses (dites géantes). On y trouve aussi plusieurs catégories d'astéroïdes.

Les Troyens de Jupiter

Ces objets sont situés aux points de Lagrange L4 (plus de 4 000 objets) et L5 (près de 2 200) de l'orbite de Jupiter (points d'équilibre à 60° de l'axe Soleil-planète). Ils ont été capturés par Jupiter pendant les premières périodes de formation du Système solaire [Marzari et al., 2003] ou pendant les phases de migration planétaire [Morbidelli et al., 2005] (cf. section 1.5) et

5. Une masse terrestre, notée M_T , vaut environ $6 \cdot 10^{24}$ kg.

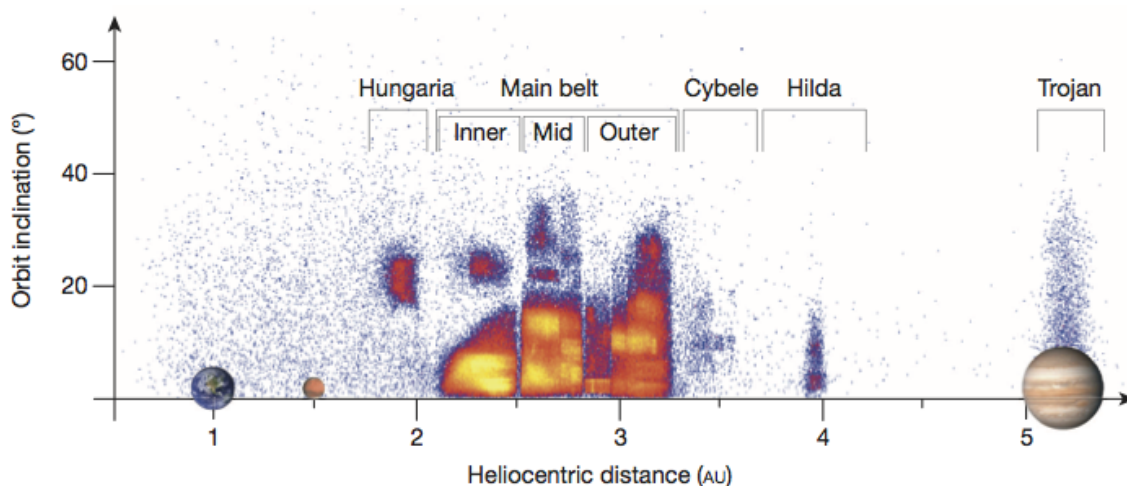


FIGURE 1.2 – Répartition (distance au Soleil et inclinaison de l’orbite) des astéroïdes entre la Terre et Jupiter. Les lacunes de Kirkwood à 2,5 et 2,8 UA sont facilement repérables et divisent la Ceinture principale en trois régions : intérieure, centrale et extérieure. L’échelle de couleur permet de se rendre compte de la densité des objets selon leur distance au Soleil et l’inclinaison par rapport au plan orbital des planètes (jaune = très haute densité, bleu = la plus faible densité). {Source : [DeMeo & Carry \[2014\]](#)}

proviennent très probablement à l’origine de la Ceinture de Kuiper. Ces deux essaims sont en réalité appelés Troyens (après Jupiter) et Grecs (avant).

Profitions de ce paragraphe pour signaler que l’on a identifié un Troyen de la Terre, quatre de Mars, un d’Uranus et douze de Neptune.

Les Centaures

Ils se situent entre Jupiter et Neptune et croisent donc les orbites des planètes géantes. Quelques centaines de membres sont répertoriés. La référence à la créature mythique hybride est due au fait qu’il s’agit d’un groupe de transition d’un point de vue orbital entre deux populations : les astéroïdes et les comètes (ces dernières sont traitées à la section 1.2). Mais pas seulement ; il s’avère que plusieurs de ses membres, dont 2060 Chiron, présentent une activité cométaire à l’approche du périhélie et sont donc considérés à la fois comme comètes et astéroïdes [[Jewitt, 2009](#)]. Ce sont des objets qui se sont très certainement échappés de la Ceinture de Kuiper : ils n’ont pas pu se former là où on les observe actuellement (fortes instabilités), et leur temps de vie est estimé à 10^7 ans [[Duncan et al., 1995](#)]. Il est donc très important de s’intéresser à cette catégorie de petits corps qui représentent un lien entre les astéroïdes de la Ceinture principale et les objets Transneptuniens.

Une observation remarquable a été faite très récemment concernant 10199 Chariklo : il possède un système d’anneaux découvert par la méthode des occultations stellaires [[Braga-Ribas et al., 2014](#)].

Les Transneptuniens

Appelés aussi TNOs (de l'anglais *Trans-Neptunian Objects*), ce sont tous les objets avec un demi-grand axe supérieur à 30 UA. Du fait de leur distance au Soleil, ils sont essentiellement recouverts de glace. Ils forment la Ceinture de Kuiper. On y dénombre là aussi différentes catégories d'objets dont les Cubewanos (ou objets classiques de Kuiper : orbite sphérique très peu excentrique, du nom de 1992 QB1 le premier TNO découvert en 1992 – après Pluton et Charon) qui représentent environ deux tiers de la population, et les objets résonnants dont notamment les Plutinos (comme Pluton, en résonance 3:2 avec Neptune). Plus de 1 000 membres ont été recensés. Leur observation, rendue très difficile du fait de leur très faible luminosité, est pourtant primordiale car on pense que ce sont les objets les moins altérés thermiquement. La température dans la Ceinture de Kuiper est de l'ordre de 50 °K.

Si la limite inférieure de la ceinture est connue, c'est-à-dire l'orbite de Neptune, nous n'avons pas d'idée précise concernant la limite supérieure de la distribution de ces petits corps. La densité de population décroît avec la distance au Soleil – une troncature existe d'ailleurs vers 50 UA et est considérée comme la limite supérieure de la Ceinture de Kuiper dite classique [Morbidei et al., 2008] – et des objets avec un aphélie supérieur à 2000 UA ont pu être détectés : au-delà on parle du Nuage d'Oort [Gladman et al., 2008]. Entre les deux se trouvent les objets du disque épars (périhélie à l'extérieur de l'orbite de Neptune, orbite très excentrique et forte inclinaison) et les objets détachés (ne subissant aucune influence orbitale par Neptune) [Gomes et al., 2008].

1.2 Les comètes

Contrairement aux astéroïdes les plus massifs, les comètes n'ont pas pu subir la différenciation (séparation des éléments en fonction de leur densité à l'intérieur du corps considéré). Leur noyau est assez sombre car contenant du carbone et d'autres matières de très faible albédo (à l'image de certaines populations d'astéroïdes dits primitifs, riches en matière organique notamment). De plus, elles évoluent dans un milieu plus froid et peuvent conserver les éléments volatils : elles sont donc plus riches en glaces.

Lorsque les comètes approchent du Soleil (vers 2-3 UA), ces éléments commencent à sublimer et l'on peut assister à un phénomène astronomique toujours impressionnant. Un observateur verra alors un halo très brillant (aussi appelé coma ou chevelure) qui se poursuit en une queue de poussières le long de la trajectoire. Le noyau est alors invisible car noyé dans ce bain de lumière. Une deuxième queue constituée d'ions se trouve dans la direction opposée au Soleil (voir la figure 1.3).

On distingue généralement deux classes dynamiques de comètes : celles à longue période ($P > 200$ ans) avec une forte excentricité orbitale qui peuvent provenir du Nuage d'Oort, et celles dites à courte période ($P < 200$ ans) qui restent proches du plan écliptique et dont les orbites sont gouvernées par la forte attraction gravitationnelle exercée par Jupiter (on les nomme donc aussi comètes de la famille de Jupiter) et ont sûrement pour source les réservoirs de TNOs.

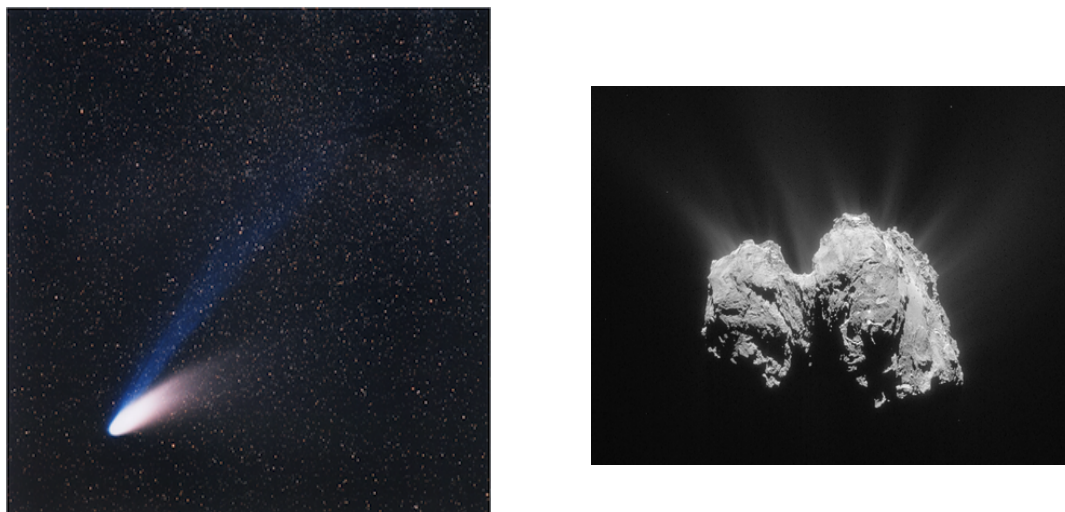


FIGURE 1.3 – À GAUCHE : Photographie de la comète C/1995 O1 Hale-Bopp, peu après le passage au périhélie début 1997, où l'on peut aisément distinguer les deux queues de matière : poussières (en blanc) et ions (en bleu). {Crédit : E. Slawik (ESO)} – À DROITE : Photographie du noyau de la comète 67P/Churyumov-Gerasimenko prise par l'instrument NAVCAM (*Navigation Camera*) le 3 mai 2015. On peut voir sur la partie supérieure de la photo des traînées blanches dues à la sublimation des volatils du noyau (la comète sera au plus près du Soleil à la mi-août de cette année ; on assistera alors au maximum de l'activité). Le noyau fait quelques kilomètres en dimensions : seule une mission spatiale destinée à étudier en orbite une comète pouvait nous donner des informations sur sa structure. Par comparaison, le noyau de Hale-Bopp est l'un des plus grands connus (plusieurs dizaines de kilomètres) mais aucune image n'a pu être prise. {Crédit : ESA}

À noter que la frontière entre astéroïdes et comètes semble disparaître dans la mesure où des comètes « éteintes » – noyaux cométaires ayant perdu tous leurs matériaux volatils et donc ne présentant plus d’activité – peuvent se trouver par exemple dans la population des géocroiseurs à hauteur de 5 % environ (en considérant les paramètres orbitaux, ces objets peuvent provenir des régions sources de comètes) [DeMeo & Binzel, 2008], et que, inversement, des astéroïdes montrent ces signes d’activité cométaire : l’exemple le plus frappant est celui de 1 Cérès avec son exosphère de vapeur d’eau détectée par le satellite Herschel [Küppers et al., 2014]. Plusieurs autres objets ont été observés [Bertini, 2011] dont la célèbre 311P/PANSTARRS qui possède une queue multiple [Jewitt et al., 2013] et des objets de la famille Themis [Hsieh & Jewitt, 2006]. Ces objets sont appelés MBCs (*Main Belt Comets*) et l’on en compte une quinzaine dans la région interne du Système solaire [Jewitt et al., 2015]. La communauté parle de plus en plus de continuum astéroïdes-comètes [Gounelle, 2012].

1.3 Les planètes naines

Ce ne sont en fait pas des petits corps si l’on suit *stricto sensu* la définition établie par l’U.A.I. en 2006, celle-là même qui a déclassé Pluton de son titre de planète pour en faire la première planète naine. Citons cependant les quatre autres planètes naines connues puisqu’il s’agit de l’astéroïde de la Ceinture principale 1 Cérès et des objets de la Ceinture de Kuiper 136199 Éris, 136108 Haumea et 136472 Makemake. Ces trois dernières sont en fait de la classe des plutoïdes, les planètes naines transneptuniennes, et ont un diamètre d’environ 2300 km [Sicardy et al., 2011], 1300 km [Lellouch et al., 2010] et 1450 km [Ortiz et al., 2012] respectivement.

Pour obtenir le statut de planète naine, le corps doit : être en orbite autour du Soleil, avoir une masse suffisante pour que sa gravité lui permette de maintenir un équilibre hydrostatique (forme quasi sphérique), ne pas avoir dépeuplé la région autour de son orbite, et ne pas être un satellite.

1.4 Les météorites

Un objet en mouvement dans l'espace interplanétaire est désigné comme « météoroïde ». Lors de son entrée dans l'atmosphère, un phénomène lumineux caractéristique du chauffage de l'air accompagnant l'objet apparaît et l'on parle de météore. Les morceaux qui survivent jusque sur le sol terrestre sont les très connues et recherchées météorites. La Terre a beau être majoritairement constituée de déserts (aussi bien étendues d'eau que de croûte terrestre), il n'est pas rare que ces chutes surviennent dans des zones habitées... avec des conséquences parfois impressionnantes. On se souviendra de l'évènement de Chelyabinsk [Kring & Boslough, 2014] au début de l'année 2013 : le bolide (de quelques dizaines de mètres) n'a été détecté qu'une fois entré dans l'atmosphère et a soulevé un vent de panique parmi la population de la ville russe. De nombreux dégâts ont été à déplorer. Cela a été l'évènement le plus important depuis celui de Tunguska en 1908 [Astapowitsch, 1938] qui a dévasté une large portion de forêt en Sibérie (2 km² environ, pour un objet d'une centaine de mètres). Ces événements majeurs restent peu fréquents et impactent souvent des zones désertiques. À l'exemple de Meteor Crater (Arizona, États-Unis d'Amérique) dont le diamètre fait environ 1,2 km pour une profondeur de presque 200 m : ce cratère est dû à une météorite métallique (mélange de fer et de nickel en majorité), dont la taille avoisinait 50 m de diamètre, tombée il y a 50 000 ans. En revanche, la Terre est bombardée tous les jours par une centaine de tonnes de poussières interplanétaires et de particules de la taille de grains de sable sans que l'on s'en rende compte. Pour les particules de masses comprises entre 10⁻³ et 10⁻¹⁰ g, l'estimation de la quantité tombant sur Terre est d'environ 40·10⁶ kg/an [Love & Brownlee, 1993; Bland et al., 1996].

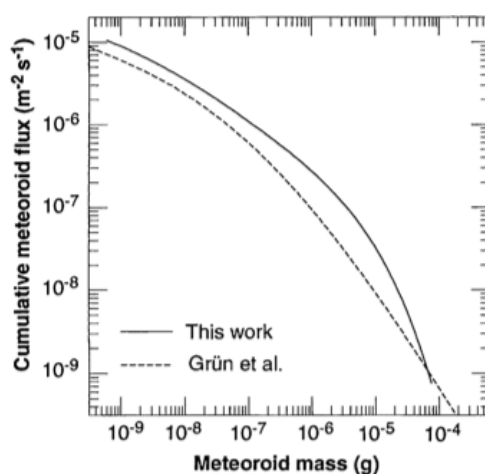


FIGURE 1.4 – Diagramme donnant le flux (par m² et par seconde) de poussières/particules tombant sur Terre en fonction de leur masse. {Source : Love & Brownlee [1993]}

Une météorite entre dans deux catégories : elle peut avoir été trouvée sans que sa chute n'ait été observée (elle sera alors dans le groupe « trouvaille »), ou avoir été récoltée après le suivi de sa course dans l'atmosphère terrestre (groupe des « chutes »).

Si les météorites qui arrivent sur Terre sont très majoritairement issues de la collision entre petits corps (99,5 %), le restant provient de notre lune et de la planète Mars. Environ 10 000

météorites ont été répertoriées à ce jour, tous types confondus. La classification des météorites sera évoquée plus en détails dans le chapitre 2.

Lorsque l'on parle de météorite, on pense en général à des morceaux de roche de l'ordre de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres ; il faut savoir que ce ne sont pas les seules réserves de matière extraterrestre dont on dispose. Les micrométéorites, dont la taille est comprise entre $10\ \mu\text{m}$ et $1\ \text{mm}$ (voir la figure 1.5), font l'objet de nombreuses études avec là aussi l'ambition de remonter à la chimie primordiale du Système solaire : cette « poussière » n'a presque pas été modifiée depuis sa formation (pas de différenciation du corps). Puisque le site n'est pas contaminé par les poussières d'origine terrestre, la base antarctique franco-italienne Concordia [Duprat et al., 2005] est un lieu propice à la collecte de ces minuscules échantillons extraterrestres [Duprat et al., 2007]. La neige les conserve piégés et intacts.

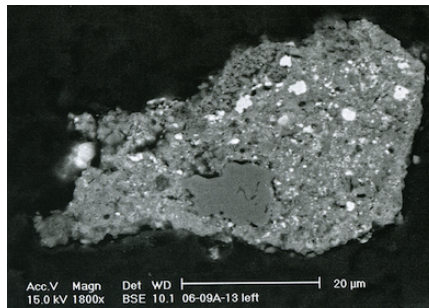


FIGURE 1.5 – Micrométéorite ($50\ \mu\text{m}$ en largeur) de la Collection CONCORDIA. {Crédit : CSNSM}

Bien que les météorites restent des matériaux assez rares et précieux, il est possible d'effectuer des demandes auprès des instituts possédant des collections de ces matériaux afin qu'ils soient prêtés le temps d'une étude. C'est ce que mon équipe a fait auprès de l'Observatoire du Vatican et du Museum d'Histoires Naturelles de Vienne qui nous ont fait parvenir des échantillons dans le cadre de ce projet de thèse. Certains particuliers nous en ont aussi fourni ; j'y reviendrai par la suite. L'intérêt de ces météorites réside dans le fait qu'elles contiennent, pour les plus primitives d'entre elles (ce point sera aussi abordé au chapitre 2), les plus vieux minéraux, bien plus anciens même que notre Système solaire : ce sont les grains présolaires formés dans les événements violents accompagnant la mort d'une étoile (explosions, éjecta, etc.).

1.5 La genèse du Système solaire

À quoi est due cette distribution inhomogène de petits corps dans le Système solaire ? La communauté des planétologues s'accorde à dire que le Système solaire n'a pas été figé dans sa configuration actuelle depuis sa formation. Retraçons les étapes de cette genèse.

1.5.1 La formation

L'histoire de notre système solaire commence il y a environ $4,56 \cdot 10^9$ ans lorsqu'un nuage géant de gaz et de poussières appelé nébuleuse solaire s'est effondré sur lui-même (au sens gravitationnel) pour former un disque autour d'une masse centrale : une proto-étoile. Cet événement déterminant a pu avoir lieu suite à la propagation d'une onde de choc venant de l'explosion d'une supernova (phénomène de mort d'une étoile) au voisinage de cette région de la Galaxie. À partir de là les réactions en chaîne ont commencé (voir la figure 1.6). La masse centrale a continué à augmenter jusqu'à amorcer les réactions nucléaires d'une étoile en son cœur ; le disque voit ses éléments se répartir selon le gradient de température qui y règne. La partie interne ne gardera que les matériaux rocheux tandis que la partie la plus éloignée de la jeune étoile est capable de garder des constituants volatils (comme l'eau) et formera des glaces. Dans cette dissémination des gaz et poussières initiales, l'accrétion va débiter et des corps de quelques micromètres vont continuer à croître jusqu'à obtention de planétésimaux puis des planètes. Celles-ci n'ont pas utilisé tout le matériel accréé à disposition et des réservoirs de petits corps subsistent.

1.5.2 Les modèles d'évolution

La suite peut être racontée comme un ballet en plusieurs actes : des épisodes de migration planétaire ont complètement refaçonné le Système solaire. Des modèles ont été proposés afin d'expliquer la conformation présente (voir la figure 1.7).

Voyons d'abord le modèle de Nice qui a été la première vraie réponse concernant les interrogations sur la localisation des planètes géantes [Tsiganis et al., 2005]. En effet, celles-ci étaient à l'origine plus proches du Soleil avec des orbites moins étalées que présentement (17 UA au maximum contre 30 UA pour le demi-grand axe de Neptune). Ces géantes ont entamé une lente migration, puis Jupiter et Saturne sont entrées en résonance, ce qui a rendu leurs orbites légèrement excentriques et a déstabilisé les astéroïdes [Morbidelli et al., 2005, 2007] dans tout le Système solaire. Cela a conduit au Grand Bombardement Tardif (LHB pour *Late Heavy Bombardment*) [Gomes et al., 2005] qui a laissé des traces indélébiles sur Mars, la Lune et Mercure (c.-à-d. des cratères).

Le modèle du *Grand Tack* (signifiant une notion d'aller-retour en anglais) par Walsh et al. [2012] quant à lui montre que, lors de la formation planétaire (ce modèle décrit donc une période ayant lieu avant celle traitée par le modèle de Nice), Jupiter a migré vers le Soleil dispersant les petits corps de la ceinture primordiale et empêchant le processus d'accrétion de Mars de se compléter (expliquant ainsi le manque de masse de cette planète : les simulations numériques

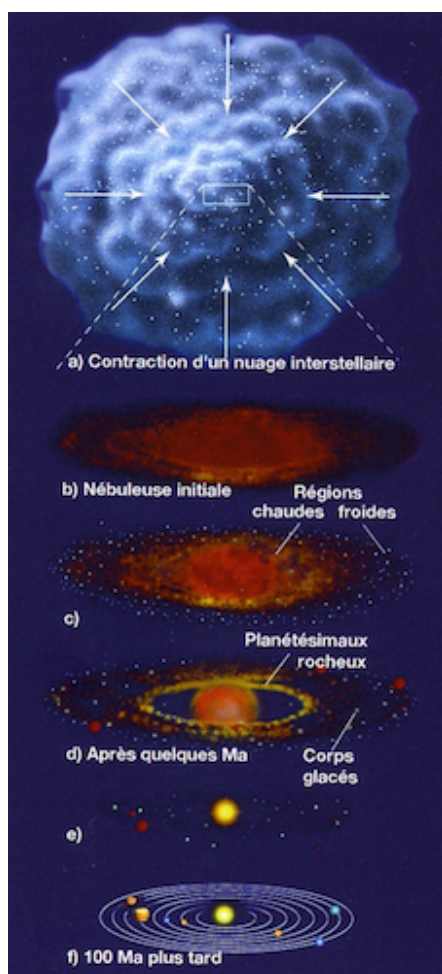


FIGURE 1.6 – Schématisation de la formation du Système Solaire. {Crédit : Chaisson & McMillan dans *Astronomy Today* (Pearson, 2011), adapté pour la revue « Les Météorites, 2/ Des météorites primitives au Système solaire » (Le règne Minéral n° 3, 2013)}

n'avaient jamais pu reproduire une planète de la taille de Mars à son emplacement, elles étaient toujours trop massives) [Walsh et al., 2011]. Dans un second temps, Jupiter s'est de nouveau déplacée mais vers l'extérieur du Système solaire : là encore, un brassage des petits corps a été opéré élucidant le fait que nombre d'entre eux se soient retrouvés dans la Ceinture principale et qu'on y observe maintenant des objets de type S (rocheux) et C (rocheux avec des composés carbonés et parfois des traces d'eau). Ces derniers s'étant formés plus loin du Soleil, ils ont pu garder les éléments les plus volatils cités.

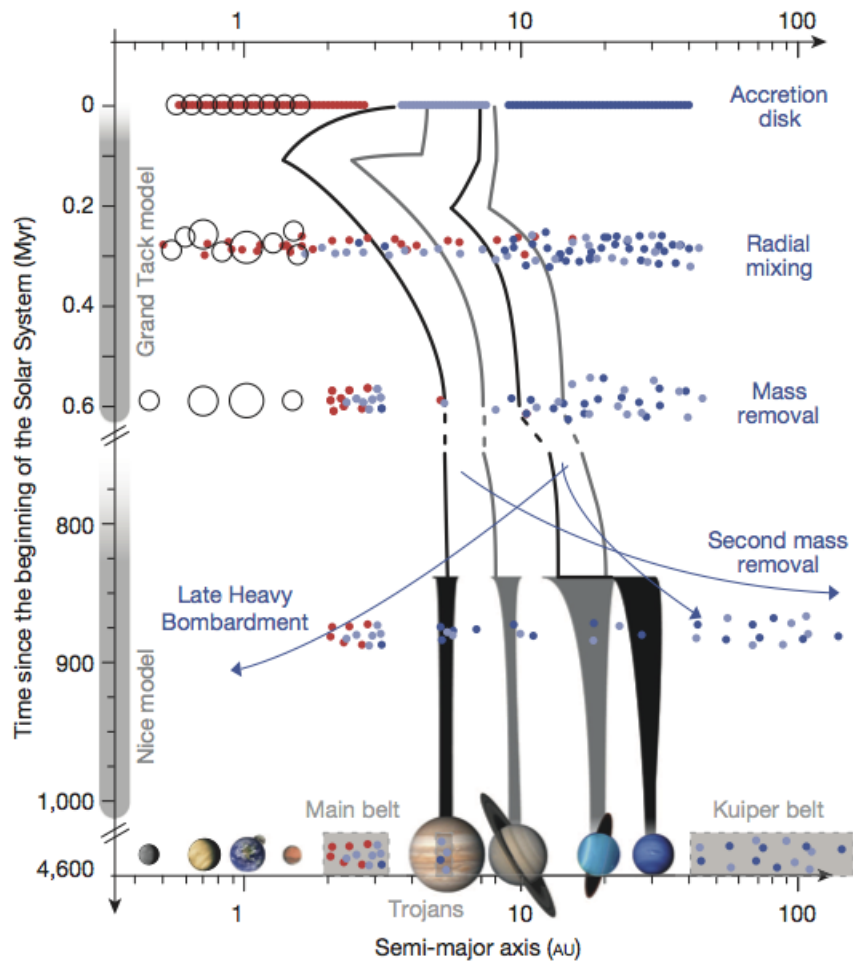


FIGURE 1.7 – Schématisation des deux principaux modèles retraçant l'évolution du Système solaire pouvant expliquer la répartition actuelle des corps le composant. La couleur rouge représente les astéroïdes dits de type S, tandis que les objets plus primitifs (riches en matière organique et/ou glaces) sont en gris et bleu. {Source : DeMeo & Carry [2014]}

Chapitre 2

Les liens entre les astéroïdes et les météorites

Les développements qui suivent vont permettre d'indiquer les classes d'objets étudiées et de fixer leur dénomination qui sera réutilisée dans la suite du manuscrit. Les taxonomies des astéroïdes et des météorites seront exposées pour comprendre le(s) lien(s) qui existe(nt) entre ces deux populations. Viendra alors une introduction aux deux processus d'altération des astéroïdes étudiés dans cette thèse et qui sont justement des indicateurs de liens entre les deux populations.

Sommaire

2.1	Taxonomie des astéroïdes	22
2.1.1	Évolution des classifications	22
2.1.2	Distribution des classes dans la Ceinture principale	24
2.2	Les groupes de météorites	27
2.2.1	Généralités	27
2.2.2	Les chondrites carbonées	28
2.3	Mise en évidence de liaisons	31
2.3.1	L'altération aqueuse	31
2.3.2	L'altération spatiale	33

2.1 Taxonomie des astéroïdes

La classification est un outil essentiel afin de pouvoir dégager une vue d'ensemble. Les astéroïdes n'ont pas échappé à cette démarche de classement et c'est ainsi que rapidement se sont dégagés des groupements, des types déterminés selon les spectres ou les couleurs de ces objets. L'origine des différences de composition parmi la population des astéroïdes réside principalement dans le fait que tous ne se sont pas formés à la même distance de notre étoile. Ceux qui avaient notamment un diamètre supérieur à quelques dizaines de kilomètres ont été portés à haute température grâce à la désintégration des éléments radioactifs de courte période qu'ils contenaient enclenchant le processus de différenciation des corps.

2.1.1 Évolution des classifications

Parmi les différentes taxonomies établies depuis une cinquantaine d'années – période où les données ont commencé à être suffisamment nombreuses pour évaluer de potentiels groupes dominants –, retenons celles largement adoptées par la communauté. Cette section n'aura pas pour ambition de faire l'historique des différentes classifications qui ont été élaborées sur le sujet, mais plutôt de présenter les plus communément utilisées et sur lesquelles ce travail de recherche s'est appuyé.

La taxonomie de Tholen

Elle a été développée par [Tholen \[1984\]](#) puis publiée sous sa forme finale dans [Tholen & Barucci \[1989\]](#). Elle s'appuie sur les données du programme ECAS (*Eight-Color Asteroid Survey*) dont les résultats préliminaires ont été publiés par [Gradie & Tedesco \[1982\]](#); le relevé final est une base de données spectro-photométriques d'environ 600 astéroïdes utilisant, comme son nom l'indique, huit filtres allant du domaine ultra-violet au proche infrarouge (0,30 – 1,1 μm) [[Zellner et al., 1985](#)]. [Barucci et al. \[1987\]](#) a analysé les mêmes données mais en prenant aussi en compte l'albédo IRAS (*InfraRed Astronomical Satellite*, [Tedesco \[1989\]](#)).

Les objets observés ont été divisés en 14 types dont trois groupements principaux : les C (comprenant les B, F, G et C), les S et les X (comprenant les M, E et P). Le premier groupe désigne les objets carbonés sombres ; les sous-groupes se distinguant par la pente des spectres (allant du rouge au bleu, c'est-à-dire croissante à décroissante vers les grandes longueurs d'onde) et des bandes (absorption caractéristique à 0,7 μm sur les G). Les types S sont tous les objets dits silicatés. Le dernier groupe englobe des objets aux spectres similaires mais dont la composition peut varier énormément : les M sont riches en métal, les E en enstatite, les P en composés carbonés et les albédos respectifs sont différents (élevé pour les E, très faible pour les P).

La taxonomie de Bus

Elle a été développée par [Bus \[1999\]](#) puis publiée sous sa forme finale dans [Bus & Binzel \[2002a\]](#). Un programme d'observation dans le domaine visible de 300 astéroïdes de la Ceinture

principale a été initié par le MIT (*Massachusetts Institute of Technology*) dans les années 1990 et a abouti en la publication du plus gros jeu de données spectrales [Xu et al., 1995] : le SMASS (*Small Main-belt Asteroid Spectra Survey*). Il a été poursuivi quelques années plus tard par un programme de deuxième génération, le SMASS2, regroupant les spectres de plus de 1 400 astéroïdes [Bus & Binzel, 2002b]. Cette taxonomie a été développée pour résoudre certaines incohérences entre les nouvelles données et le système de Tholen – bien que s'appuyant sur celui-ci.

Elle prend en compte les pentes spectrales et les bandes d'absorption pour distinguer trois grands groupes (voir la figure 2.1) : les complexes S, C et X, comme pour la taxonomie de Tholen. En tout 26 types sont définis. Si l'on détaille le groupe qui nous intéresse ici, le complexe C, on y trouve les types B, Cb, C, Cg, Ch et Cgh. Les B et C gardent la même définition que dans la précédente taxonomie : pente négative et pas ou peu d'absorption dans le domaine ultraviolet (noté UV par la suite) pour les premiers, pente légèrement positive avec un début de retombée dans l'UV pour les autres. Les objets avec des spectres intermédiaires sont classés comme Cb. Les spectres montrant une forte absorption UV (la réflectance chute brutalement vers les petites longueurs d'onde) seront notés Cg tandis que ceux présentant des traces de matériaux hydratés (une bande centrée à $0,7 \mu\text{m}$; j'y reviendrai plus tard) sont les Ch. Les objets combinant ces deux propriétés deviennent les Cgh. La classe F de Tholen disparaît chez Bus : les points de contrôle pour définir la nouvelle taxonomie ne permettent pas de distinguer les objets F des B.

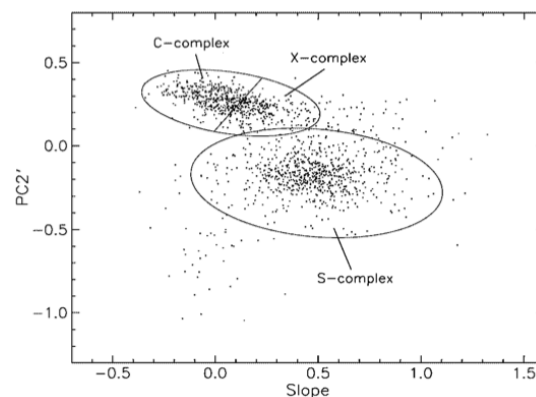


FIGURE 2.1 – Répartition des astéroïdes du relevé SMASS2 en fonction de deux paramètres spectraux (la pente et la variable PC2' qui indique la présence d'une bande à $1 \mu\text{m}$) montrant les trois complexes majeurs de la taxonomie de Bus : S, C et X. {Source : Bus & Binzel [2002a]}

La taxonomie de Bus-DeMeo

Publiée dans DeMeo et al. [2009], il s'agit d'une extension de la précédente, basée sur la même technique d'analyse, mais prenant en compte la partie infrarouge des spectres (jusqu'à $2,5 \mu\text{m}$) de plus de 350 astéroïdes. Le complexe C reste inchangé : les tendances sur les pentes spectrales sont les mêmes dans l'infrarouge proche, et ces objets n'y présentent pas de bandes d'absorption particulières. Les modifications ont principalement lieu pour les objets du complexe S. Cette taxonomie comprend au total 24 types spectraux (voir la figure 2.2).

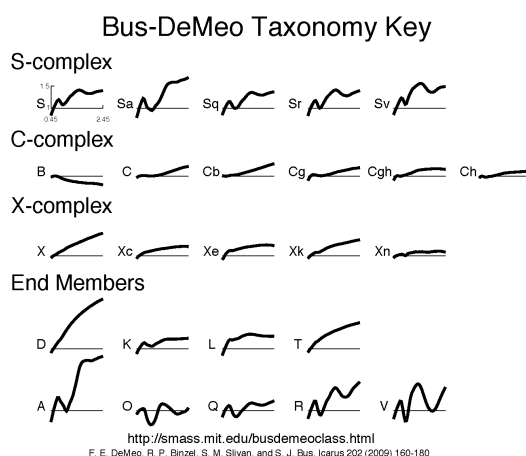


FIGURE 2.2 – Graphique « clé » résumant les comportements spectraux des 24 classes taxonomiques telles que définies par Bus - DeMeo sur le domaine 0,45 - 2,45 μm . {Source : DeMeo et al. [2009]}

2.1.2 Distribution des classes dans la Ceinture principale

L'étude détaillée de ces groupements d'astéroïdes selon leur couleur et/ou forme spectrale a révélé assez tôt une tendance de répartition des objets selon la distance au Soleil [Chapman et al., 1975; Gradie & Tedesco, 1982] : la partie interne de la Ceinture principale semblait se constituer majoritairement d'objets plus brillants et rouges (en terme de pente spectrale, c.-à-d. des types S) tandis que la partie externe semblait dominée par des populations plus sombres et bleues (des types C). Cela a été interprété comme le résultat d'un gradient thermique existant pendant la formation du Système solaire : de la matière plus ou moins rocheuse, riche en métal, métamorphisée, etc., s'est donc répartie suivant ce gradient [Bell et al., 1989; Gradie et al., 1989]. Si les interactions dynamiques lors des migrations planétaires ont pu en partie mixer toutes ces populations, la vision que nous avons du Système solaire il y a encore quelques années était très bimodale (voir la figure 2.3).

Avec le développement des techniques d'observation, de plus en plus de données sont collectées, et les objets peuvent être vus à des tailles de plus en plus petites¹. Un travail très récent a mis en évidence la distribution en masse des classes d'astéroïdes aux très petits diamètres [DeMeo & Carry, 2013, 2014] : on trouve en fait de tout partout. Notamment pour les objets qui nous intéressent ici, les astéroïdes primitifs : ces objets de faible albédo contenant du carbone et parfois aussi des volatils constituent le complexe C dans les taxonomies. Représentant à peine 6 % de la masse totale pour les objets aux grandes tailles dans la partie interne de la Ceinture principale, ils dominent en fait la distribution lorsque l'on descend vers les petites tailles (voir la figure 2.4). Cette nouvelle vision est beaucoup plus cohérente avec les théories de migrations planétaires (vues au chapitre 1) qui ont brassé plusieurs fois les petits corps se trouvant sur

1. Plus l'objet est petit, moins il est lumineux et est donc difficile à observer.

2.1. Taxonomie des astéroïdes

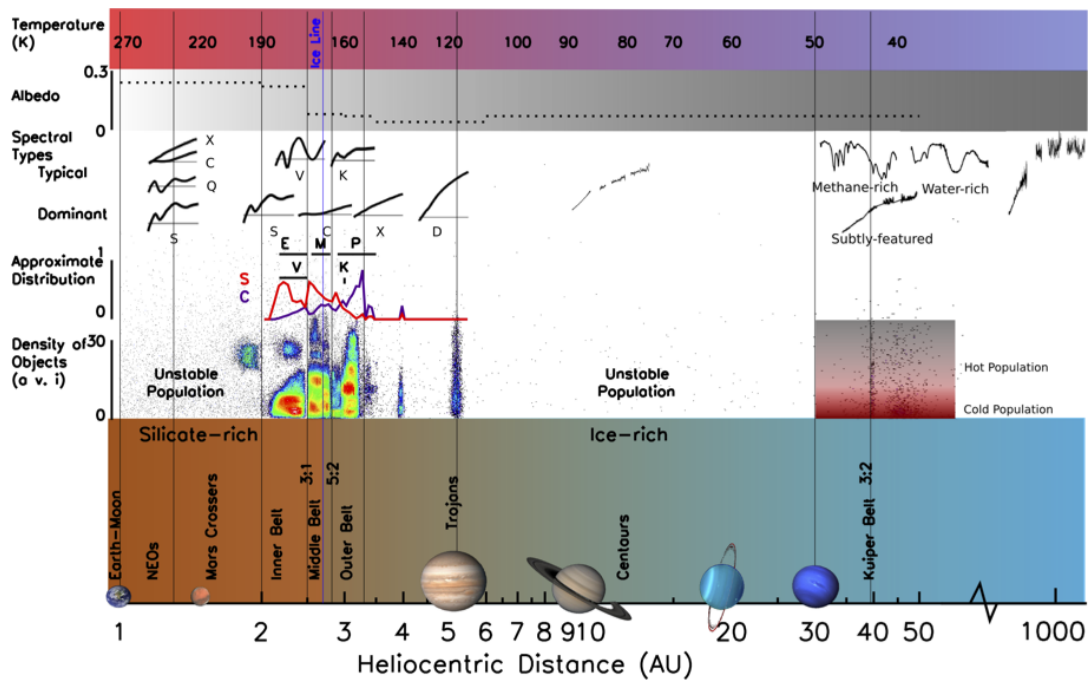


FIGURE 2.3 – Résumé graphique simplifié montrant la distribution du matériel constituant le Système solaire. Les positions des planètes sont indiquées sur l'axe des abscisses. La bande colorée en bas donne le gradient de composition des astéroïdes : des riches en silicate (marron) vers les petits corps glacés (bleu). Au milieu de la figure, on voit que les classes taxonomiques d'astéroïdes semblaient se répartir suivant une distribution variant avec la distance au Soleil. La partie interne est constituée d'astéroïdes différenciés et plutôt brillants qui ont subi un métamorphisme important et sont donc pauvres en matériaux volatils : on y trouve majoritairement des types S. Au contraire de la partie externe peuplée par des astéroïdes formés dans les régions plus froides du Système solaire et qui ont pu préserver les volatils riches en carbone. Cette configuration radiale correspond à un gradient de température lors de la formation de notre système planétaire et donc à différentes minéralogies constituant les objets. {Source : Thèse de Doctorat de F. DeMeo}

leur passage. Elle pourra apporter plus d'informations sur les étapes de formation du Système solaire.

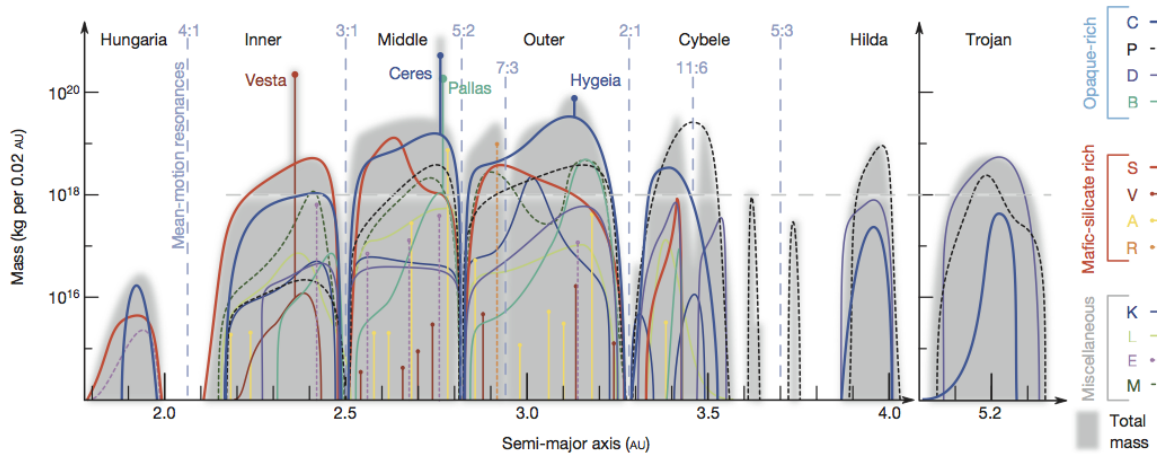


FIGURE 2.4 – Distribution en masse de la composition des astéroïdes de la Ceinture principale et des Troyens. En gris on peut lire la masse totale pour un pas de 0,02 UA. Chaque couleur est ensuite associée à une classe taxonomique. La ligne en pointillés à 10^{18} kg est la limite inférieure de ce qui était accessible aux travaux dans les années 1980. Les auteurs de ce graphique expliquent que leurs résultats sont en accord avec les découvertes de ces années-là, mais ils peuvent maintenant accéder aux détails des corps plus petits. On voit clairement que la distribution bimodale n'est plus appropriée. {Source : DeMeo & Carry [2014]}

2.2 Les groupes de météorites

Les météorites sont accessibles aux analyses depuis bien plus longtemps que les astéroïdes puisqu'elles se trouvent directement sur Terre. Si des chutes de météorites ont très certainement été observées dès la Préhistoire, elles n'étaient considérées que comme des présages dans l'Antiquité et il aura fallu attendre le début du XIX^e siècle pour que débutent des études scientifiques sur ces petits corps. C'est en effet suite à la chute de la météorite de l'Aigle en France en 1803 (en fait plus de 3 000 fragments sont tombés, inquiétant les autorités de l'époque qui ont ouvert une enquête) que le physicien, mathématicien, astronome mais également égyptologue et écrivain Jean-Baptiste Biot (considéré comme le « Newton français ») envisage que ces corps rocheux ont une origine extraterrestre. Notons toutefois que cette théorie avait été une première fois envisagée par le physicien allemand Chladni en 1794, dans l'indifférence générale de la communauté.

2.2.1 Généralités

Dans un premier temps, les météorites étaient réparties en trois groupes : les pierreuses (aérolithes, constituées de matériaux silicatés), les ferreuses (sidérites, alliages de fer et nickel) et les mixtes (ou ferro-pierreuses, sidérolithes). On distinguera en fait deux catégories de météorites [Sears & Dodd, 1988] : les chondrites (ou météorites non différenciées, groupe pierreux ; plus de 90 % de la collection globale) et les météorites différenciées qui incluent les sidérites, les sidérolithes et les achondrites (ces dernières font partie du groupe pierreux). Les météorites différenciées sont issues d'un corps parent dont la taille après accréation fut assez importante pour commencer le processus de différenciation : un coeur métallique, une croûte pierreuse et un milieu intermédiaire se forment. La fragmentation de ce corps est à l'origine de la distinction des trois classes. En ce qui concerne les météorites non différenciées, elles sont appelées chondrites du fait de la présence de petites particules : les chondres. Ces météorites sont dites primitives car elles ont peu évolué depuis leur formation et leur composition est donc très proche de celle de la nébuleuse protosolaire. Trois classes se distinguent pour les chondrites : les chondrites à enstatite, les chondrites ordinaires (80 % de la collection de météorites) et les chondrites carbonées (moins de 5 %) qui, comme leur nom l'indique, sont riches en composés carbonés [Grady, 2000]. Ce travail de recherche s'intéresse tout particulièrement à ce dernier type. Il faut remarquer dès à présent que la proportion de chondrites carbonées est très minime comparée à celle des astéroïdes primitifs auxquels elles sont affiliées : l'échantillonnage n'est donc absolument pas représentatif.

Voyons brièvement les éléments constituant les chondrites (voir la figure 2.5). On trouve d'abord la matrice, sorte de ciment liant tous les autres composants. Faite de silicates, phyllosilicates, etc. [Rubin, 1997], elle renferme aussi la matière organique et les grains présolaires (la matière la plus primitive et ancienne du Système solaire, issue des phénomènes antérieurs à la création du Soleil) ; elle s'est formée à basse température. C'est la partie la plus sensible aux phénomènes de métamorphisme et d'altération aqueuse [Scott et al., 1988]. Viennent ensuite les chondres, sortes de petits grains (taille de l'ordre du micromètre au millimètre) de silicates, verre, métal et autres matériaux fondus à très haute température (plus de 1500 °C) [Hewins

et al., 2005; Lauretta et al., 2006]. Les inclusions réfractaires sont quant à elles majoritairement riches en aluminium et calcium (CAIs pour *Calcium Aluminium Inclusions* en anglais) et entourées d'un alliage fer-nickel. Les CAIs sont les roches les plus anciennes du Système solaire, avec un âge évalué par décroissance de la radioactivité $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de $4,5673 \pm 0,0002$ Ga [Connelly et al., 2012]. Enfin, il y a une phase métallique (toujours principalement Fe et Ni) associée aux chondres et inclusions [Aleon, 2008]. La façon dont se sont assemblées ces différentes parties créées à des températures variées pour former les chondrites reste encore à déterminer.

Une caractéristique notable des chondrites carbonées CI est que ce sont les seules chondrites à ne pas contenir de chondres, ni d'inclusions réfractaires. La matrice ne contient que les grains présolaires : la composition des CI est la plus proche de celle du Soleil (hormis en teneur d'hydrogène) [Anders & Grevesse, 1989].

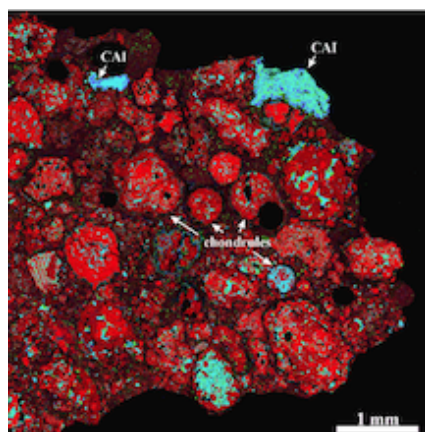


FIGURE 2.5 – Cartographie aux rayons X de la chondrite carbonée PCA 91082 (type CR) montrant les chondrules et les inclusions réfractaires entourées de matrice. On y repère les abondances des éléments suivants : magnésium (rouge), calcium (vert) et aluminium (bleu). Les zones rondes et noires sont des phases métalliques. {Source : *Planetary Science Research Discoveries (PSRD)*}

2.2.2 Les chondrites carbonées

On l'a énoncé précédemment, les chondrites sont les météorites les plus primitives puisqu'elles proviennent de corps qui n'ont pas subi de différenciation : elles ont donc gardé les caractéristiques initiales lors de la formation du Système solaire. Seule la catégorie des chondrites carbonées va être présentée ici puisque, de part leur teneur en carbone (seulement quelques pourcents en masse sous forme de carbonates, diamants, graphite et matière organique [Seph-ton, 2002; Gilmour, 2003; Pizzarello et al., 2006]), elles sont les corps analogues aux astéroïdes primitifs.

Il y a différentes classes de chondrites carbonées, déterminées par leur composition chimique et minéralogique (plus ou moins riches en carbone, en oxygène, en matrice, en chondres, etc.). On trouve ainsi les CI, CM, CO, CV, CK, CR, CH et CB. Le tableau 2.1 explicite ces différences. Dans la suite de ce travail, les CR, CH et CB seront laissées à part (plus éloignées des autres par la teneur en métal). Une description pétrographique permet ensuite d'ordonner les météorites

2.2. Les groupes de météorites

selon le degré de métamorphisme et d'altération aqueuse qui ont eu lieu (voir la figure 2.6). Les types numérotés 1 et 2 (généralement les CI et CM) ont été très fortement soumis à l'altération aqueuse mais pas chauffés suffisamment pour du métamorphisme. Plus le numéro augmente plus c'est l'inverse qui se produit. Le type 3 est donc relativement épargné par ces processus. Il existe cependant quelques météorites qui ne sont pas associées à une catégorie. Le cas le plus connu est la chondrite carbonée Tagish Lake ; nous verrons dans la troisième partie du manuscrit quelles sont ses caractéristiques spectrales (elle représente le matériau météoritique le plus sombre avec un albédo de moins de 3 %) et comment celles-ci sont changées sous l'effet d'irradiations en laboratoire.

TABLE 2.1 – Caractéristiques des chondrites carbonées selon chaque classe.

Classe	Métal (% en volume)	Matrice (% en volume)	Carbone (% en masse)	Chondres (taille moyenne en μm)
CI	0	> 99	$3 < C < 5$	-
CM	0-3	70	$1 < C < 3$	300
CO	1-5	34	< 1	150
CV	0-5	40	< 0,5	1000
CK	0	75		700
CR	5-8	30-50		700
CH	20-80	5		20
CB	60-70	< 5		100-20000

D'après Jarosewich [1990] et Krot et al. [2005, 2014].

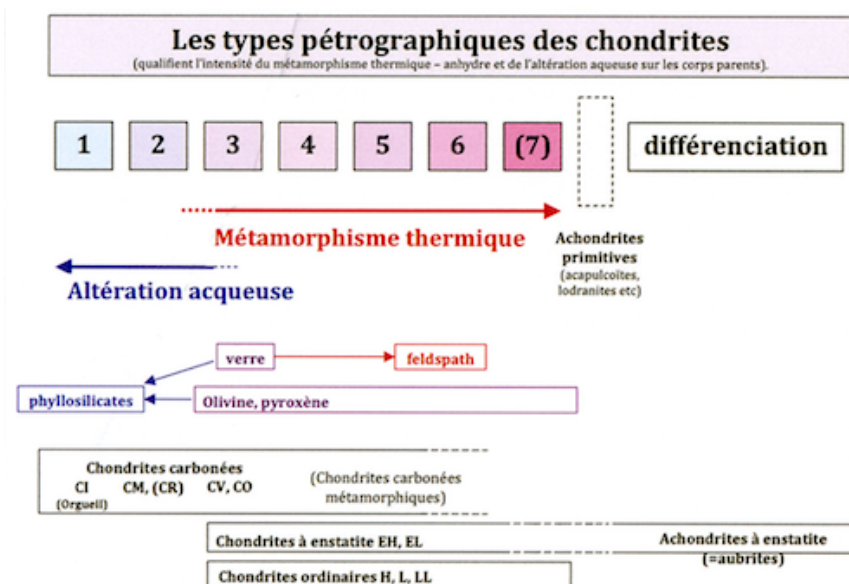


FIGURE 2.6 – Définition des types de chondrites selon leur degré d'altération aqueuse et de métamorphisme. Les météorites les mieux préservées de ce genre de modifications sont celles de type 3. {Source : « Les Météorites, 2/ Des météorites primitives au Système solaire » (Le règne Minéral n° 3, 2013)}

Très récemment, Vernazza et al. [2015] ont montré que les meilleurs matériaux analogues pour une large majorité des astéroïdes primitifs seraient les IDPs (*Interplanetary Dust Particles*). En effet, 60 % de la masse de la Ceinture principale est donnée par les astéroïdes du complexe taxonomique C [DeMeo & Carry, 2013, 2014]. Si le tiers de cette population primitive, les astéroïdes hydratés (types Ch/Cgh dans la taxonomie de Bus-DeMeo) ont de très bons objets analogues parmi les météorites (les chondrites CM) [Cloutis et al., 2011b, 2012b], le reste (types B, C, Cb et Cg) n'est pas représenté dans les collections de météorites (tout comme les autres astéroïdes primitifs de types P et D). Les chondrites CM et CI ont été proposées comme étant des corps analogues à ces astéroïdes (tout du moins leur surface ; seule région du corps accessible par les observations), mais plusieurs faits contredisent cette hypothèse. Trois raisons principales sont évoquées. La très faible quantité de chondrites CM/CI récupérées (environ 0,2 % des chutes observées) comparée à l'abondance de ces astéroïdes ; des différences dans les densités mesurées sur des corps de chaque population ; des différences majeures dans les propriétés spectrales en moyen infrarouge. Les IDPs (tailles inférieures à 2 mm et représentant la grande majorité de la matière extraterrestre tombant sur Terre) remplissent mieux ces conditions pour représenter les astéroïdes formés dans les régions externes du Système solaire (plus loin que 5 UA) et qui contiennent très certainement de la glace (d'après des mesures de densité [Marchis et al., 2012]). Les chondrites carbonées quant à elles restent de bons corps analogues pour les astéroïdes primitifs ayant subi l'altération aqueuse (formés plus près du Soleil).

De probables explications pour ce biais observé dans la collection de météorites peuvent être que les orbites des astéroïdes primitifs sont suffisamment distantes pour ne pas être perturbées par la Terre ou bien encore que les fragments de chondrites carbonées arrivant jusqu'à la Terre sont trop fragiles pour survivre à la traversée de l'atmosphère.

2.3 Mise en évidence de liaisons

Deux processus majeurs nous permettent de comprendre quels liens unissent les populations de météorites avec celles des astéroïdes. On parle en effet de corps parents des météorites pour désigner les astéroïdes, et d'analogues météoritiques dans le cas inverse. Une parenthèse importante : on parlera plus généralement de corps parent, car certaines études montrent que quelques météorites ont eu des orbites très excentriques et auraient ainsi une origine plus cométaire qu'astéroïdale. C'est le cas par exemple de la chondrite carbonée de type CI Orgueil [Gounelle et al., 2006]. Les phénomènes d'altération aqueuse et d'altération spatiale qui ont été au coeur de cette thèse sont présentés ici.

La technique de mesure utilisée pour mettre en évidence les ressemblances entre ces deux populations est la spectroscopie par réflectance. Il s'agit d'étudier la décomposition du rayonnement électromagnétique réfléchi par la surface de l'objet considéré : par diffraction, l'intensité du rayonnement est obtenue pour chaque longueur d'onde formant le spectre électromagnétique. La lumière interagissant avec la matière rencontrée nous renseigne sur la composition en lisant dans le spectre des bandes d'absorption.

2.3.1 L'altération aqueuse

Des matériaux hydratés ont été trouvés sur les astéroïdes de la Ceinture principale, la première preuve étant l'observation sur Cérès (le plus gros astéroïde, désormais classé comme planète naine) d'une bande d'absorption vers $3 \mu\text{m}$ révélant la présence de phyllosilicates (silicates hydratés ; en fait c'est la molécule OH dans ces minéraux qui est détectée) et de glace d'eau [Lebofsky, 1978; Lebofsky et al., 1981]. Rapidement, de nombreuses observations ont confirmé l'existence de bandes d'absorption liées à des matériaux hydratés sur les astéroïdes primitifs [Lebofsky, 1980; Vilas & Gaffey, 1989; Feierberg et al., 1981; Jones et al., 1990; Lebofsky et al., 1990; Vilas et al., 1993a, 1994; Barucci et al., 1998; Fornasier et al., 1999]. Ces matériaux sont produits par l'hydratation des silicates originellement anhydres pendant le processus d'altération aqueuse qui a nécessité la présence d'eau liquide à basse température ($< 320 \text{ }^\circ\text{K}$) pour modifier chimiquement les minéraux [Clayton & Mayeda, 1984]. L'altération aqueuse est donc importante pour déchiffrer les processus évolutifs du Système solaire primordial car elle donne des informations sur l'évolution thermique des astéroïdes et la localisation des sources d'eau dans la Ceinture principale. Nous verrons au chapitre 5 une analyse détaillée des effets de ce processus d'altération vus en spectroscopie dans le domaine visible ($0,4 - 0,9 \mu\text{m}$).

Cette altération a aussi été relevée sur les météorites [Kerridge et al., 1979; Gaffey, 1980; Zolensky & McSween, 1988; Miyamoto & Zolensky, 1994]. Dès lors les liens entre les deux populations [Chapman, 1976; Wetherill & Chapman, 1988; Pieters & McFadden, 1994] sur la base de ce processus d'hydratation ont fait l'objet de nombreuses recherches [Kerridge & Bunch, 1979; Fredriksson & Kerridge, 1988; Grimm & McSween, 1989; Hiroi et al., 1996]. C'est en comparant, par exemple, la bande principale d'altération aqueuse dans le domaine visible (centrée à $0,7 \mu\text{m}$) que l'on a véritablement compris que les chondrites carbonées CM avaient pour corps parents

certains types d'astéroïdes primitifs [Burbine, 1998; Burbine et al., 2002]. La bande majeure à regarder pour le processus d'altération aqueuse est celle située dans la région 2,5 - 3,5 μm car c'est la plus intense (entre 10 et 30 % de profondeur). D'autres rapprochements ont aussi été établis entre les chondrites carbonées et les astéroïdes primitifs. La figure 2.7 montre ce lien.

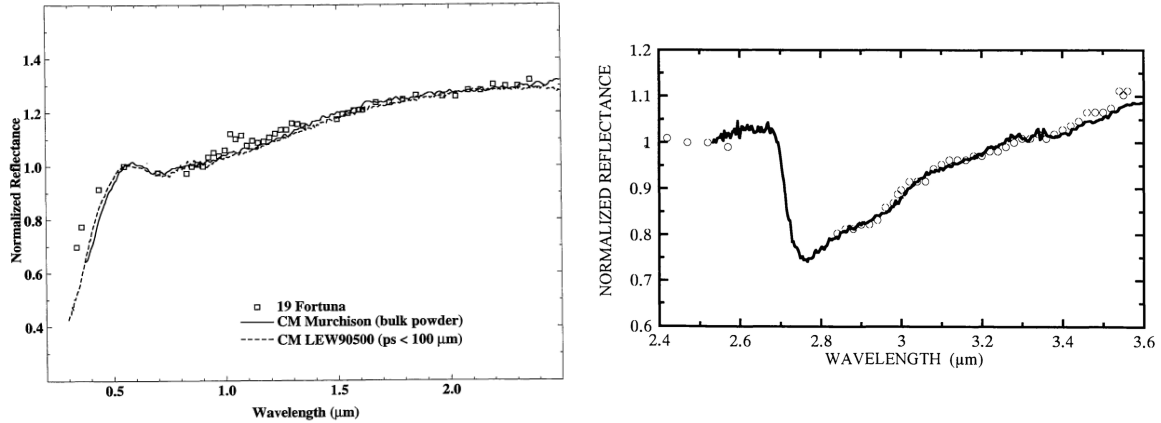


FIGURE 2.7 – À GAUCHE : Spectre en réflectance, normalisé à 0,55 μm , de l'astéroïde primitif 19 Fortuna (type G dans la taxonomie de Tholen) comparé à deux météorites de type CM mettant en relation la bande commune d'altération aqueuse dans le domaine visible. {Source : Burbine [1998]} – À DROITE : Spectre en réflectance, normalisé à 2,53 μm , de l'astéroïde primitif 2 Pallas (type B dans la taxonomie de Tholen, courbe avec les symboles ronds) comparé à la météorite Renazzo (typique du groupe CR, ligne pleine sur le graphique) mettant en relation la bande commune d'altération aqueuse dans le domaine infrarouge. {Source : Sato et al. [1997]}

Si l'altération aqueuse nous donne des informations sur les endroits où de l'eau liquide a existé, d'autres traces d'eau ont été détectées partout dans le Système solaire. La glace d'eau a été identifiée à la surface d'astéroïdes de la Ceinture principale externe comme 24 Themis [Rivkin & Emery, 2010; Campins et al., 2010] et 65 Cybele [Licandro et al., 2011] et sur certains objets, provenant certainement de la famille Themis, qui se sont révélés être « actifs » (appelés alors comètes de la Ceinture principale) [Hsieh & Jewitt, 2006; Hsieh et al., 2012]. Des absorptions inhabituelles qui pourraient être attribuées à l'altération aqueuse ont aussi été détectées à la surface de certains TNOs dans le domaine visible [de Bergh et al., 2004; Fornasier et al., 2004; Alvarez-Candal et al., 2008; Fornasier et al., 2009]. La population des géocroiseurs a elle aussi quelques cas de détection de bandes d'absorption liées à l'altération aqueuse dans le visible [Binzel et al., 2004; Vilas, 2008] ou l'infrarouge [Rivkin et al., 2013]. Sans oublier des détections sur les comètes, la planète Mars et des satellites de planètes géantes. Une revue complète du sujet peut-être lue dans l'article de Rivkin et al. [2002]. D'autres études ont montré la présence de la bande d'altération aqueuse à 3 μm sur des astéroïdes de type M [Rivkin et al., 1995, 2000; Landsman et al., 2015]. Ce résultat fut surprenant car l'on pensait ce type d'astéroïdes issu d'un corps différencié (donc ayant souffert d'une grande évolution thermique) : malgré un albédo plus élevé que les astéroïdes primitifs classiques (entre 10 et 20 % contre 5 % en moyenne), ils sembleraient avoir une origine non ignée. Les résultats de la mission Dawn/NASA sur Cérés, le plus gros objet primitif de la Ceinture principale, sont maintenant attendus avec impatience pour savoir quel est le degré d'hydratation de ses roches.

2.3.2 L'altération spatiale

Les chondrites ordinaires représentant la très large majorité des chutes de météorites sur Terre, leur origine a été cherchée parmi une population nombreuse d'astéroïdes : les types S. Bien que ces astéroïdes montrent une grande diversité dans leurs spectres, la minéralogie semblait en adéquation avec celle des chondrites ordinaires [Gaffey et al., 1993]. La correspondance entre les spectres des deux populations n'était pourtant jamais totale [Chapman & Gaffey, 1979] : les bandes d'absorption n'avaient pas la même profondeur et la pente ainsi que le niveau de réflectance variaient. Le premier astéroïde observé et ressemblant aux chondrites ordinaires a rassuré quant à l'existence d'un lien entre ces corps [Binzel et al., 1993], malgré le manque d'autres détections. Ce paradoxe a longtemps été débattu puis proposé comme résultat de différents degrés d'altération spatiale donnant aux astéroïdes de type S leur diversité spectrale [Binzel et al., 1996; Chapman, 1996] : à l'origine ils ont un spectre similaire à celui des chondrites ordinaires, puis les dissemblances augmentent avec l'action de particules de hautes énergies impactant l'astéroïde et affectant le régolite. La figure 2.8 résume les modifications ayant lieu à la surface des corps sans atmosphère : bombardement par des micrométéorites du milieu interplanétaire et irradiations par les ions du vent solaire et les rayons cosmiques.

Un point de définition s'impose. J'ai utilisé le terme de « régolite » au lieu de simplement « surface » car les couches supérieures des astéroïdes ne sont pas en général des roches d'un seul et même bloc : en effet la pulvérisation de ces roches de surface lors d'impacts aboutit à la création d'une couche de débris et de poussières nommée régolite. Un mécanisme de fatigue thermique peut fragmenter les roches sous l'effet des variations diurnes de température et contribue à la production de régolite [Delbo et al., 2014].

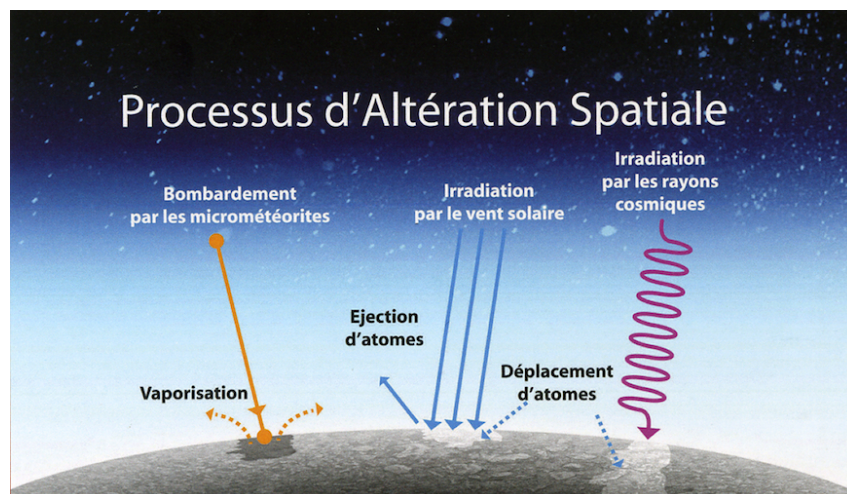


FIGURE 2.8 – Schématisation des processus en jeu dans l'altération spatiale agissant sur les petits corps sans atmosphère. {Source : « Les Météorites, 2/ Des météorites primitives au Système solaire » (Le règne Minéral n° 3, 2013)}

Une remarque importante est à faire ici. En étudiant des familles très jeunes d'astéroïdes de

type S, il a été montré que leurs spectres étaient déjà très « rouges », ce qui implique que le processus d'altération spatiale peut agir sur des temps très courts — moins d'un million d'années [Vernazza et al., 2008]. Les objets qui sont donc observés avec des spectres moins altérés que ceux de ces jeunes familles doivent avoir subi un processus de rajeunissement de leur surface. Ils s'agit en fait de phénomènes mécaniques qui « rafraichissent » la surface de l'astéroïde en redéposant des matériaux non exposés à l'altération spatiale : activité sismique créée suite à un impact qui fait se déplacer le régolite [Richardson et al., 2005], effet YORP qui peut éjecter des grains [Walsh et al., 2008], ou encore glissements de terrain, cratères [Shestopalov et al., 2013], etc. Un autre facteur pour le processus de renouvellement de surface est particulièrement efficace sur les géocroiseurs (NEOs) : lors d'un passage proche de la Terre, les effets de marée deviennent assez forts pour perturber le système et faire remonter à la surface des grains non altérés. Cette hypothèse a permis d'expliquer pourquoi dans la population des NEOs, parmi les astéroïdes du complexe S, plus d'objets de type Q (avec un spectre plus proche des chondrites ordinaires que les très altérés S) sont observés alors qu'ils sont quasiment absents de la Ceinture principale [Binzel et al., 2010].

Mieux comprendre les processus de vieillissement par altération spatiale des surfaces des astéroïdes a permis de résoudre le mystère qui entourait les différences entre les astéroïdes S et les chondrites ordinaires (voir la figure 2.9) : les variations des spectres au sein de la population des astéroïdes S peuvent donc être expliquées par des degrés différents d'altération spatiale à leur surface. La transition jusqu'aux spectres des chondrites ordinaires a ainsi été établie [Binzel et al., 2004].

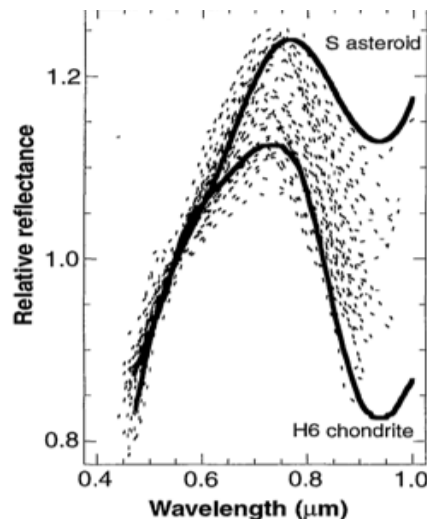


FIGURE 2.9 – Spectres de réflectance normalisés à 1 à la longueur d'onde $0,55 \mu\text{m}$ des astéroïdes S (ligne pleine du haut; moyenne pour les astéroïdes de la Ceinture principale) et des chondrites ordinaires de type H6 (ligne pleine du bas; moyenne sur plusieurs membres de la population). Ce graphique montre les ressemblances entre les deux populations en termes de bandes d'absorption, mais on voit clairement la pente spectrale qui a augmenté sous l'effet de l'altération spatiale sur les astéroïdes. Les lignes en pointillés sont des spectres d'astéroïdes géocroiseurs couvrant tout le domaine entre les astéroïdes S et les chondrites ordinaires. {Source : Binzel et al. [1996]}

Il existe une exception notable d'un corps sans atmosphère qui semble ne pas avoir subi les effets de l'altération spatiale : l'astéroïde 4 Vesta (le deuxième plus gros objet de la Ceinture principale) présente un spectre très similaire à ceux des achondrites HED (howardites, eucrites et diogenites) [Binzel & Xu, 1993]. Puisque des expériences d'irradiation de simulation en laboratoire de l'altération spatiale sur les HED ont montré que les spectres de ces météorites doivent être affectés similairement à ceux des chondrites ordinaires, il a été proposé que Vesta possède un champ magnétique le protégeant du flux de particules chargées responsables des effets majeurs de l'altération spatiale [Vernazza et al., 2006].

Le chapitre 6 abordera plus en détails les effets de l'altération spatiale tels que mis en évidence lors d'observations au télescope et confirmés par des missions spatiales sur les astéroïdes de type S. La troisième partie du manuscrit traitera l'aspect expérimental des études sur l'altération spatiale, c'est-à-dire comment celle-ci est simulée en laboratoire.

Chapitre 3

Les missions spatiales associées aux petits corps

Mettre au point une mission spatiale est un peu comme regarder au microscope : différents objectifs de grossissement peuvent être utilisés selon les objets d'étude. Ainsi, une sonde spatiale pourra simplement survoler un petit corps, se rapprocher et se mettre en orbite pour une caractérisation plus précise. Il est aussi possible d'envisager de déposer un engin à sa surface pour une analyse directe. À ce niveau-là nous avons atteint le grossissement maximum du microscope. Difficile de faire mieux... Et pourtant, nous voici arrivés à l'ère des missions de retour d'échantillons de petits corps primitifs qui donnent l'opportunité d'analyser en laboratoire un morceau d'astéroïde avec un microscope. Je vais décrire ici quelques escapades dans le Système solaire qui ont permis, permettent ou permettront de partir à la découverte de petits corps, et comment ces missions contribuent à la compréhension du phénomène d'altération spatiale.

Sommaire

3.1	Missions à destination d'astéroïdes	38
3.1.1	Les survols	38
3.1.2	Les mises en orbite	38
3.1.3	Les retours d'échantillons	39
3.2	Les missions actuelles de retour d'échantillons d'astéroïdes primitifs	41
3.2.1	Présentation générale et objectifs	41
3.2.2	Les cibles	42
3.2.3	Vous reprendrez bien un peu d'astéroïde ?	42
3.2.4	Les risques associés aux géocroiseurs	44
3.2.5	Implication dans OSIRIS-REx	45

3.1 Missions à destination d’astéroïdes

3.1.1 Les survols

Le premier survol (terme *flyby* en anglais, la sonde passe une fois à proximité de l’objet) a été effectué par Galileo (mission vers Jupiter de la NASA, *National Aeronautics and Space Administration*) en 1991 sur 951 Gaspra [Yeomans et al., 1993]. La sonde a aussi croisé la route de 243 Ida [Gonano-Beurer et al., 1992] et sa lune Dactyl – la première lune d’astéroïde découverte [Chapman et al., 1995] – en 1993. Ce sont tous des objets de type S de la Ceinture principale. Galileo a, entre autres, rapporté les premiers signes de l’altération spatiale sur les astéroïdes [Chapman, 1995]. En 1999, Deep Space 1 (mission NASA vers une comète) a survolé 9969 Braille, un astéroïde de type Q croisant l’orbite de Mars [Buratti et al., 2004]. Plus récemment, l’agence spatiale chinoise (acronyme CNSA pour *Chinese National Space Agency*) a prolongé sa mission lunaire Chang’e 2 pour un survol de l’astéroïde géocroiseur 4179 Toutatis (type S) fin 2012.

New Horizons

Cette mission de la NASA à destination de Pluton a été lancée début 2006 et opère en ce moment son approche du système double que la planète naine forme avec son plus gros satellite Charon. Les quatre autres lunes de Pluton seront aussi étudiées lors du survol. C’est la première fois que ces régions éloignées du Système solaire seront explorées. En chemin, la sonde a également effectué un survol de l’astéroïde de la Ceinture principale 132524 APL (type S) ; d’autres survols de TNOs sont prévus d’ici cinq ans lors de la progression de la sonde à travers la Ceinture de Kuiper.

3.1.2 Les mises en orbite

La première mission spatiale à avoir mis une sonde en orbite autour d’un petits corps est NEAR Shoemaker (*Near Earth Asteroid Rendezvous*, de la NASA). Elle a atteint le géocroiseur 433 Éros en 2000 (un 14 février !) et a contribué à la compréhension des effets de l’altération spatiale sur les corps de type S [Clark et al., 2001]. La sonde a aussi réussi l’exploit de se poser sans dégât (elle n’était pas prévue pour cela) et a continué à émettre des données pendant quelques jours [Domingue & Cheng, 2002]. En route vers son objectif, la mission avait aussi pu effectuer en 1997 un survol de l’astéroïde 253 Mathilde [Clark et al., 1999], objet de type C (une classe, on le rappelle, d’objets primitifs).

Rosetta

Proposée par l’agence spatiale européenne (ESA, *European Space Agency*), c’est la dernière mission en date. Outre les défis techniques qu’elle a présentés et le petit engin Philae posé il y a quelques mois à peine sur le noyau d’une comète, cette mission a effectué pendant son odyssée des survols des astéroïdes 28687 Steins en 2008 [Schulz, 2010] et 21 Lutetia en 2010 [Schulz et al., 2012] de types E et M/C (classe encore incertaine) respectivement. Rosetta sera véritablement une pierre angulaire de la compréhension des composés organiques et glacés dans le Système solaire.

Dawn

Cette mission américaine (NASA) a été mise en orbite autour de l'astéroïde 4 Vesta en 2011 et étudie actuellement 1 Cérès [Russell & Raymond, 2011]. Il s'agit de la seule mission qui a été placée en orbite autour de deux corps distincts pendant son épopée. Ces objets, de types V et C respectivement, sont les deux plus gros de la Ceinture principale. L'absence d'altération spatiale importante a pu être confirmée par les images de la caméra sur Vesta [Buratti et al., 2013] et la caractérisation complète qui est également prévue pour Cérès permettra d'avoir les premiers indices in situ du phénomène sur un corps primitif.

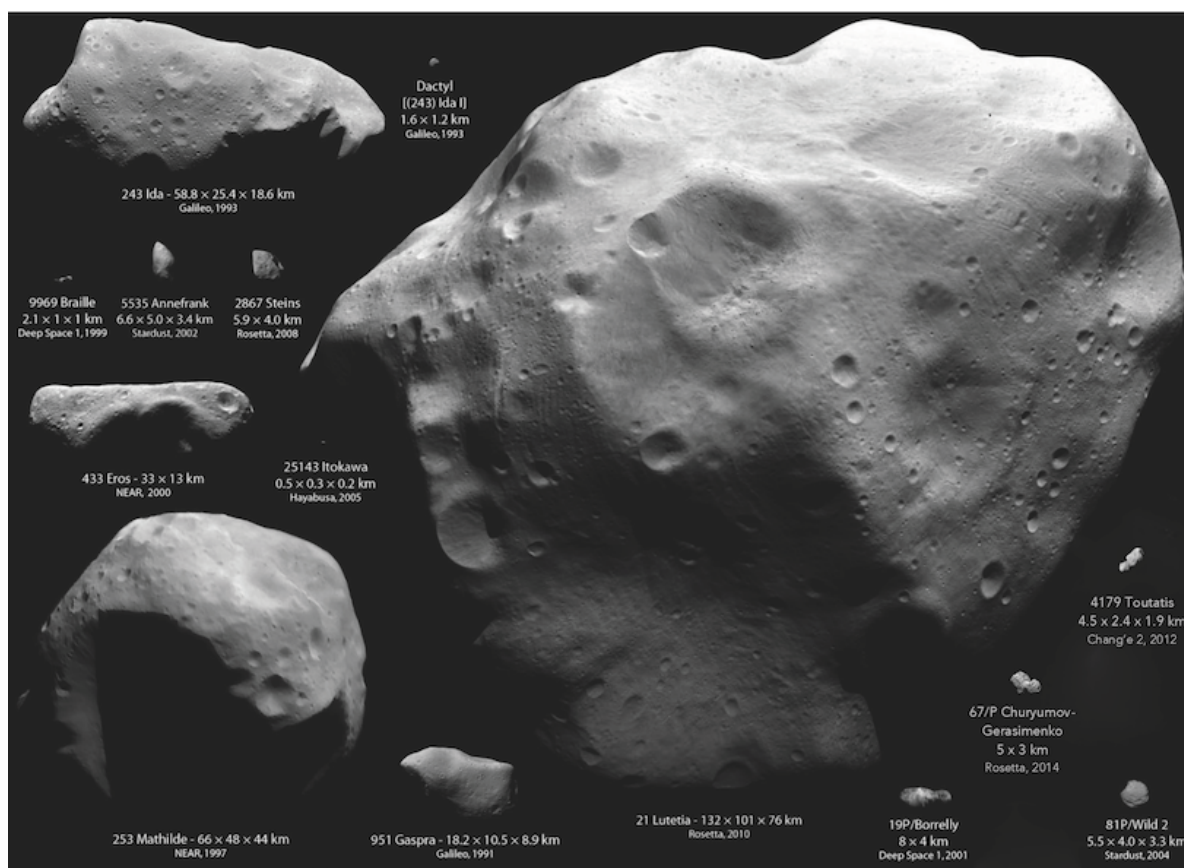


FIGURE 3.1 – Photographies à l'échelle des petits corps visités par des missions spatiales. Vesta et Cérès, les cibles de Dawn, ne sont pas représentés car de dimensions plus imposantes : près de 600 km sur sa plus grande dimension pour Vesta (non sphérique) et près de 1000 km de diamètre pour Cérès. {Crédit : adapté de E. Lakdawalla}

3.1.3 Les retours d'échantillons

Cela a commencé en 1969 avec des morceaux de la Lune pendant les missions Apollo (NASA). Ce type de missions spatiales s'est poursuivi bien plus tard, en 2006, avec la sonde Stardust (NASA) qui a récolté des échantillons de la queue d'une comète. Ce prélèvement a été fait à distance grâce à un collecteur avec mailles en aérogel dans lequel les particules se trouvaient

piégées. La seconde face de cette sorte de raquette géante a été exposée à des particules interplanétaires. Pendant son voyage, la sonde en a profité pour survoler l'astéroïde 5535 AnneFrank appartenant au type spectral S.

Peu de temps après, en 2010, revenait le précieux chargement de la sonde Hayabusa [Yoshikawa et al., 2007] de l'agence spatiale japonaise (JAXA, *Japan Aerospace Exploration Agency*) qui a permis l'exploration du géocroiseur 25143 Itokawa – un objet de type S [Abe et al., 2006]. Ici le défi était grand car l'astéroïde est de petite taille (500 m de diamètre environ), ce qui génère des difficultés de gravité pour pouvoir s'approcher au plus près. La sonde a tout de même pu se poser brièvement sur la surface de l'astéroïde sans prendre d'échantillon, réussissant le premier atterrissage contrôlé sur un astéroïde. Lors d'une autre approche, l'échantillon a pu être collecté et Hayabusa a donné la possibilité de voir la nature exacte de ce très petit astéroïde proche de l'orbite terrestre [Yano et al., 2006]. Ces défis techniques ont été accomplis grâce à une technologie d'auto-guidage de la sonde : avec une durée de 40 min pour recevoir des données de localisation de la sonde et envoyer une commande de modification de trajectoire, cette technologie était indispensable pour s'approcher sans risque de l'astéroïde. La mission a permis de nombreuses études de l'altération spatiale par les observations in situ et sur les particules (environ 10^3 de taille micrométrique) rapportées sur Terre [Yada et al., 2014]. Nous en reparlons dans la deuxième partie de ce manuscrit.

3.2 Les missions actuelles de retour d'échantillons d'astéroïdes primitifs

3.2.1 Présentation générale et objectifs

On a pu le découvrir ci-avant, plusieurs petits corps ont été explorés par des missions spatiales, mais une seule a eu pour cible un astéroïde primitif – seules des photographies de la surface ont été prises. Il est nécessaire d'aller plus loin pour obtenir, notamment, une caractérisation des effets de l'altération spatiale du point de vue spectroscopique. Dans ce but, des missions sont en phase finale de développement (voire déjà lancées) pour non seulement cartographier la surface d'objets primitifs (informations géologiques, spectrales et thermiques) mais aussi en rapporter des morceaux sur Terre.

La JAXA a déjà lancé en décembre 2014 sa mission de deuxième génération, Hayabusa-2, vers le géocroiseur 162173 1999 JU3, de type C [Takagi et al., 2011], dont un échantillon sera rapporté en 2020. Une mission de la NASA baptisée OSIRIS-REx (*Origins - Spectral Interpretation - Resource Identification - Security - Regolith Explorer*) sera lancée en 2016 vers le géocroiseur 101955 Benu, de type B [Campins et al., 2010], pour un retour d'échantillon prévu en 2023. L'Europe prévoyait une mission similaire, MarcoPolo-R vers le géocroiseur 342843 2008 EV5, mais l'ESA ne l'a finalement pas sélectionnée (début 2014). Une précédente version conjointement planifiée avec la JAXA, MarcoPolo [Barucci et al., 2009], avait été également refusée en phase finale pendant le précédent programme *Cosmic Vision* de type M1-M2 (« M » signifiant mission de type « moyenne » en coût) de l'agence européenne. Une proposition de mission a de nouveau été faite pour le prochain programme M4 mais elle n'a pas passé les phases de sélection. L'idée était cette fois d'aller vers un astéroïde de type D, ce qui n'aurait jamais été fait avant. On le rappelle, ces astéroïdes sont de type primitif car on pense qu'ils sont riches en matière organique [Gradie & Veverka, 1980], très sombres avec une pente spectrale très rouge. Ils constituent la grande majorité des Troyens de Jupiter [Fornasier et al., 2007; Roig et al., 2008; Emery et al., 2011] ou sont trouvés dans les populations de la Ceinture principale externe [DeMeo & Carry, 2013]. Très peu ont été détectés parmi les géocroiseurs [Binzel et al., 2004] et très récemment quelques objets ont été observés dans la Ceinture principale interne [DeMeo et al., 2014].

OSIRIS-REx et Hayabusa-2 sont les premières missions qui vont collecter des échantillons d'astéroïdes primitifs pour être étudiés sur Terre. L'intérêt est d'améliorer notre connaissance de la formation des planètes et des conditions d'apparition de la vie puisque les astéroïdes contiennent les matériaux les mieux préservés venant de la nébuleuse solaire et témoignent ainsi de l'histoire du Système solaire. Ce type d'astéroïdes en particulier, les primitifs, ont pu contribuer à l'apport d'eau et de matière organique sur notre planète. C'est donc d'un grand intérêt pour toute la communauté scientifique, y compris au-delà de l'astrophysique.

Si l'objectif premier est le retour d'échantillons, il y aura aussi une analyse *in situ* détaillée du lieu de collecte pour caractériser la texture, la morphologie et les propriétés spectrales du régolite à une échelle submillimétrique. Une cartographie de l'astéroïde est également prévue.

Associée à l'analyse de l'échantillon, on aura ainsi une vue complète de l'histoire thermique et de la distribution en constituants minéralogiques de la cible.

3.2.2 Les cibles

Les astéroïdes sélectionnés pour cette nouvelle vague de missions de retour d'échantillons sont de type primitif, c'est-à-dire qu'ils sont supposés contenir plus de matière organique et d'eau. La communauté scientifique espère ainsi pouvoir répondre aux questions telles que :

- Quelles sont les premières molécules organiques ayant existé dans le Système solaire et qu'en est-il de l'eau ?
- Quel est le lien avec la chimie prébiotique et l'eau de nos océans ?

Les objets qui seront visités par ces missions sont des géocroiseurs, tout simplement pour des raisons financières liées à la simplicité et la durée du projet (voir la figure 3.2). Les principales caractéristiques orbitales, morphologiques et spectrales des deux cibles choisies par les missions japonaise et américaine sont regroupées dans le tableau 3.1. La figure 3.3 schématise le pourquoi de la sélection de ces astéroïdes en particulier pour des missions de retour d'échantillons.

TABLE 3.1 – Caractéristiques des astéroïdes cibles pour OSIRIS-REx et Hayabusa-2.

paramètre (unité)	OSIRIS-REx		Hayabusa-2	
	valeur	référence	valeur	référence
Astéroïde	Bennu		1999 JU3	
demi grand-axe (UA)	1,126	1	1,190	8
excentricité	0,204	1	0,190	8
inclinaison (°)	6,035	1	5,884	8
période de révolution (jours)	436,65	1	473,92	8
diamètre moyen (m)	492 ± 20	2	870 ± 30	6
période de rotation (h)	4,297 ± 0,002	3	7,63 ± 0,01	6
albédo	0,045 ± 0,015	4	0,070 ± 0,006	6
type spectral	B	5	C	7

Références = (1) Chesley et al. [2014]; (2) Nolan et al. [2013]; (3) Hergenrother et al. [2013]; (4) Emery et al. [2014]; (5) Clark et al. [2011]; (6) Müller et al. [2011]; (7) Takagi et al. [2011]; (8) (MPC).

3.2.3 Vous reprendrez bien un peu d'astéroïde ?

Une fois que les sondes spatiales auront déterminé les propriétés spectrales, thermiques et géologiques des astéroïdes, elles pourront entamer la phase d'approche pour la collecte de l'échantillon. De manière générale, la topographie des astéroïdes cibles des missions sera entièrement caractérisée grâce à un LIDAR (acronyme pour *LIght Detection And Ranging*) : il s'agit d'un altimètre laser fonctionnant comme un radar ou un sonar mais utilisant la lumière. Un signal

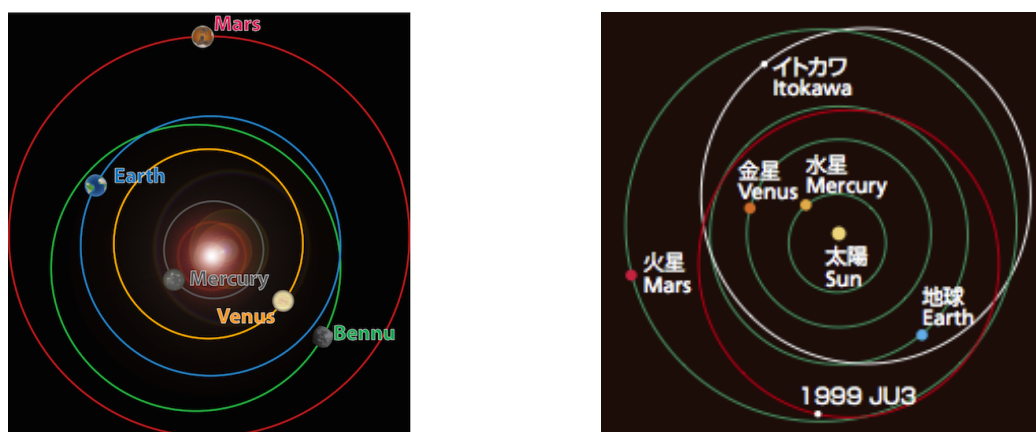


FIGURE 3.2 – Orbites de Benu (à gauche) et 1999 JU3 (à droite), schématisées par rapport aux orbites de la Terre et des autres planètes telluriques. L'orbite d'Itokawa, cible de la mission de retour d'échantillon de première génération de la JAXA, est aussi représentée. {Sources : [site internet](#) de D. Lauretta (*Principal Investigator* d'OSIRIS-REx) & [documentation](#) Hayabusa-2}

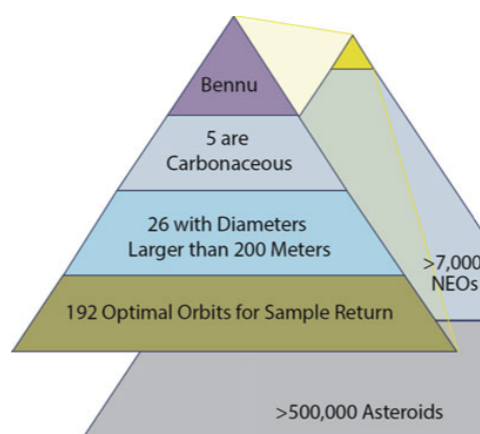


FIGURE 3.3 – Pourquoi avoir choisi l'astéroïde géocroiseur Benu comme cible de la mission spatiale OSIRIS-REx/NASA ? « Il y a plus de 500 000 astéroïdes, plus de 7 500 géocroiseurs, moins de 200 ont des orbites optimales pour une mission de retour d'échantillon, environ 25 ont des diamètres suffisamment grands pour pouvoir s'approcher au plus près de l'objet en maîtrisant les risques, seuls cinq sont de type primitif (carbonés). » Parmi ces cinq objets de choix, se trouvent aussi la cible 1999 JU3 de la mission Hayabusa-2/JAXA et les anciennes cibles (1996 FG3 et 2008 EV5) de la mission MarcoPolo-R/ESA. {Source : [Lauretta \[2015\]](#)}

est envoyé vers l'objet et le calcul du temps de retour du signal réfléchi permet de connaître les variations de terrain et mettre un point final au modèle de forme de l'objet. Des caméras seront aussi à bord pour aider à la navigation et amasser des informations précieuses (comme chercher des satellites naturels ou des éjections de gaz), ainsi qu'une antenne pour la communication avec la Terre. Des spectromètres dans les domaines visible/proche infrarouge ($0,4 - 4 \mu\text{m}$) et infrarouge ($5 - 50 \mu\text{m}$) permettront de déterminer la composition minéralogique (et la température pour le domaine infrarouge thermique) de toute la surface avec une résolution de quelques dizaines de mètres à une altitude d'environ 5 km pour une cartographie globale. Des traces de carbonates, sulfates, silicates, d'eau et de molécules organiques sont attendues sur ces types

d'astéroïdes primitifs. Un aperçu plus précis des sites sélectionnés comme probables lieux de prise d'échantillons sera fait à plus basse altitude afin d'atteindre une résolution de quelques centimètres à quelques mètres.

La collecte en elle-même sera rapide une fois le site choisi pour l'effectuer. La NASA opte pour l'option d'un bras articulé qui va se déployer pour aller toucher la surface : un jet de nitrogène est alors expulsé ce qui va faire décoller des particules de l'astéroïde qui se trouveront piégées dans la tête du bras de collecte. Trois bouteilles de gaz seront à disposition laissant la possibilité de trois essais de collecte. Les tests effectués ont montré qu'il était possible de récupérer les 60 g requis, cette quantité pouvant aller jusqu'à 2 kg. Le bras se replie et dépose son chargement dans une capsule qui sera larguée dans l'atmosphère terrestre après le retour vers la Terre de la sonde. La JAXA va initier une nouvelle technique en propulsant un projectile d'environ 2 kg pour impacter la surface et créer un cratère de plusieurs mètres de diamètre : du matériel sous-surfacique sera ainsi accessible. Une première collecte aura été faite à un autre endroit avec des échantillons de surface (comme pour la mission américaine) en utilisant un système de *Touch-and-Go* via une corne de collecte non rétractable.

La seconde différence entre les deux missions est que la JAXA a prévu un petit atterrisseur (héritage, en partie, de Philae sur Rosetta avec son microscope infrarouge in situ MicrOméga, développé à l'IAS) pour une étude au plus près de l'astéroïde.

La phase finale est le retour des échantillons grâce à une capsule de réentrée dans l'atmosphère. Elle pourra atteindre des vitesses de plus de 10 km/s et d'énormes frottements, et donc échauffements, seront à prendre en compte. Les capsules auront donc une protection thermique afin de préserver les particules rapportées. Les capsules seront alors ouvertes dans des conditions drastiques spécifiques d'ultra propreté pour éviter toute contamination terrestre.

3.2.4 Les risques associés aux géocroiseurs

Un but important de ces missions qui vont au plus près des astéroïdes est de quantifier l'effet Yarkovsky [Bottke et al., 2006]. Une surface éclairée par le Soleil est chauffée et va réémettre dans la direction du mouvement de l'astéroïde lors de sa rotation. Cette force radiative va alors ralentir la progression de l'astéroïde sur sa trajectoire et il va dériver vers une orbite plus proche du Soleil (voir la figure 3.4). Il peut y avoir l'effet inverse si la rotation de l'astéroïde est prograde : dans ce cas l'émission se fait dans la direction opposée au mouvement de l'astéroïde, augmentant sa vitesse et l'éloignant de son orbite originelle. Cet effet agit le plus efficacement sur les petits corps de moins de 40 km [Chesley et al., 2003], la poussée étant suffisamment importante pour modifier l'orbite et rendre l'objet « potentiellement dangereux » (un PHA). Il peut alors y avoir collision ou un simple passage proche de notre planète. L'Union Européenne a d'ailleurs un programme dédié à l'évaluation des risques et aux possibles solutions de détournement/destruction d'un tel objet : NEOShield. Étudier l'effet Yarkovsky permet donc de mieux prévoir le risque de collision entre la Terre et ces géocroiseurs. La prise de données au plus près de tels objets par ces deux missions est une excellente opportunité de mieux contraindre leurs propriétés (taille, densité, porosité, monolithe, amas de plus petites roches, etc.) qu'il faut connaître afin de développer la

meilleure stratégie de « défense » contre d'éventuels impacts [Perna et al., 2013].

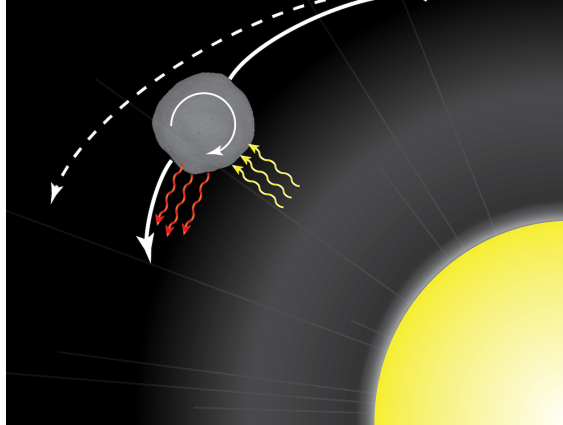


FIGURE 3.4 – Schématisation de l'effet Yarkovsky. La ligne en pointillés est la trajectoire normale que suivrait l'astéroïde s'il n'était pas ralenti par la réémission (flèches rouges) de chaleur emmagasinée (flèches jaunes) pendant sa rotation. Ce phénomène pouvant conduire à une collision avec la Terre, l'un des buts des missions à destination de géocroiseurs est de pouvoir quantifier cet effet pour mieux évaluer les risques. {Source : [site internet](#) de D. Lauretta}

3.2.5 Implication dans OSIRIS-REx

Le travail de recherche mené pendant cette thèse est étroitement lié à ces missions puisqu'il serait susceptible d'aider à la sélection d'un site d'échantillonnage : un site où l'équipe scientifique pense que les effets de l'altération spatiale sont moins importants voire inexistantes et où il sera donc intéressant de collecter des matériaux parmi les plus primitifs dans le Système solaire [Beshore & Lauretta, 2014].

À cet effet, je suis membre associé à l'équipe scientifique d'OSIRIS-REx (titre de *associated scientist* depuis 2012), dans le groupe spectroscopie. Si actuellement je ne fournis pas des données directement exploitables par les équipes de la NASA, les avancées dans le cadre de ce projet de thèse sont régulièrement présentées lors des réunions annuelles de la mission et j'espère pouvoir poursuivre ma carrière en contribuant à la mission.

Deuxième partie

Les données observationnelles : la source d'informations de l'astrophysicien

Chapitre 4

Le schéma

« observer, réduire, analyser »

Si l'astronomie est l'une des plus anciennes disciplines – contempler les étoiles est en effet une activité millénaire –, elle a connu des améliorations techniques qui permettent aujourd'hui une analyse approfondie de la lumière issue des astres observés. Le schéma « observation à la lunette => prise de notes » est passé par le stade « observation au télescope => plaque photographique » pour arriver à l'actuel mode « observation sur un très grand télescope => capteur CCD ». Je vais décrire ici tout le processus d'analyse de données spectroscopiques issues de campagnes d'observations que j'ai réalisées. Les résultats de l'une d'elles seront exposés au chapitre 6.

Sommaire

4.1	Techniques d'observation	50
4.1.1	La photométrie	50
4.1.2	La spectroscopie	50
4.2	Étape 1 : où et avec quoi observer	51
4.3	Étape 2 : réduire les données	52
4.3.1	Traitement des spectres	52
4.3.2	Spécificités de l'infrarouge	54
4.4	Étape 3 : les analyser	56

4.1 Techniques d'observation

Le présent travail de recherche est presque exclusivement basé sur des données issues de la spectroscopie. Il n'est cependant pas inutile de s'arrêter un instant sur le second outil de l'astrophysicien : la photométrie.

4.1.1 La photométrie

Il s'agit d'une méthode d'imagerie mesurant le flux de photons d'un objet astronomique reçu par l'observateur. On fait des acquisitions d'images dans un domaine restreint de longueurs d'onde, appelé filtre, et on en déduit la magnitude apparente (mesure de la luminosité de l'objet, liée également à sa distance – la magnitude absolue s'en affranchit) de l'objet dans cette bande spectrale. En étudiant les variations de magnitude on peut en déduire une courbe de lumière – nécessitant des observations régulières sur toute la période de rotation – donnant des indications sur la forme de l'objet si celui-ci présente des irrégularités, c'est-à-dire n'est pas sphérique : plus de lumière sera réfléchi si une plus grande surface est exposée. Les variations de magnitude servent aussi à révéler une surface non homogène. Il n'existe toutefois aucun lien entre une magnitude et une composition effective des objets. Un autre paramètre étudié en astronomie est l'indice de couleur (ou simplement couleur), obtenu en soustrayant deux magnitudes apparentes prises dans deux filtres différents. Il est aussi possible de faire des acquisitions dites « en champ profond » pour tenter par exemple de trouver une coma autour d'astéroïdes puisqu'une activité cométaire a été mise en évidence sur certains d'entre eux.

4.1.2 La spectroscopie

Déjà définie à la section 2.3, la spectroscopie est une technique d'analyse qui consiste à disperser le rayonnement électromagnétique émis par un objet et permettant de remonter à la composition de surface du dit objet. En effet, la lumière réfléchi n'a pénétré au préalable que de quelques microns la surface et ne pourra donc fournir aucune information concernant l'intérieur. Pour le domaine de longueurs d'onde $0,3 - 5 \mu\text{m}$, les bandes d'absorption sont dues aux transitions électroniques et aux vibrations de petites molécules (typiquement H_2O vers $3 \mu\text{m}$). Au-delà, les absorptions sont causées par les modes de vibration des molécules plus grosses (typiquement les groupements SiO_4 dans les silicates, vers $10 \mu\text{m}$). En employant le terme de spectroscopie, j'entends spécifiquement la spectroscopie de réflectance : dans le cadre des observations astronomiques de petits corps, nous ne pouvons analyser que la lumière provenant du Soleil et qui est réfléchi par la surface de l'astéroïde. Ce sera donc aussi la spectroscopie de réflectance qui sera utilisée pour analyser, en comparaison, des météorites en laboratoire.

4.2 Étape 1 : où et avec quoi observer

Le TNG et ses instruments

Situé à l'Observatoire du Roque de los Muchachos dans l'archipel des Canaries, le *Telescopio Nazionale Galileo* (TNG) est le plus grand télescope italien avec son miroir principal de 3,58 m (voir la figure 4.1). Il est géré par l'*Istituto Nazionale di Astrofisica* (INAF). L'observatoire est au sommet de l'île de La Palma en haute altitude (2400 m). Pour rappel, cela permet d'avoir une pollution lumineuse quasi inexistante et des conditions atmosphériques optimales augmentant ainsi la qualité des observations.

Le TNG est actuellement équipé de trois instruments. L'un pour la recherche d'exoplanètes par mesure des vitesses radiales – qui n'entre pas dans le propos ici. Les deux autres permettent des observations dans le visible et le proche infrarouge, notamment pour les astéroïdes :

- DOLORES (*Device Optimized for the LOw RESolution*) est un imageur et spectrographe à basse résolution dans le visible. La caméra (capteurs CCD, *Charge-Coupled Device*) est constituée de 2048x2048 E2V pixels faisant 13,5 μm . Le champ de vue est de 8,6x8,6 arc-min. Dans le mode spectroscopie, les deux grismes LR-B et LR-R permettent de couvrir les domaines de longueurs d'onde 0,38 - 0,80 μm et 0,52 - 0,95 μm respectivement. Les deux parties du spectre visible sont traitées séparément puis recombinaées ensemble.
- NICS (*Near Infrared Camera Spectrometer*) est l'instrument multi-modes (dont imagerie et spectroscopie) dans l'infrarouge (0,85 - 2,4 μm). Sa caméra fait la moitié de la taille de DOLORES (pour un champ de vue réduit de moitié aussi). En spectroscopie, le système de dispersion à basse résolution AMICI a été employé.



FIGURE 4.1 – Photographies du TNG, extérieure et intérieure (monture alt-azimutale).

4.3 Étape 2 : réduire les données

Plusieurs modifications sont à apporter sur les données brutes prises lors de la session d'observations. Si l'on a considérablement amélioré le taux de conversion de photons en électrons grâce aux capteurs CCD – environ 80 % d'efficacité (voir la figure 4.2) contre 5 % pour les anciennes plaques photographiques –, il reste plusieurs facteurs limitant la qualité des données acquises et qu'il faut corriger.

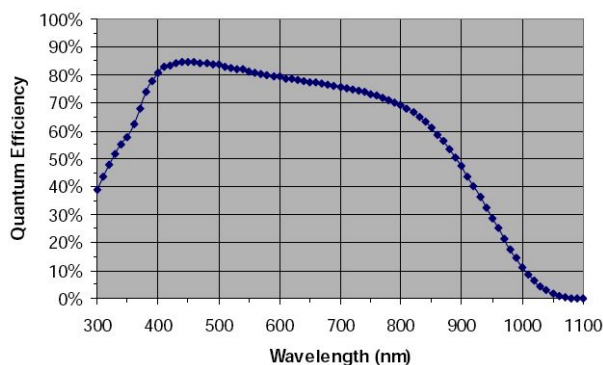


FIGURE 4.2 – À gauche : Efficacité de conversion des photons en électrons (rendement quantique) en fonction de la longueur d'onde de l'instrument DOLORES monté sur le TNG (IAC, La Palma). {Source : TNG}

4.3.1 Traitement des spectres

Bien que la démarche soit globalement la même pour la photométrie, les étapes de la réduction de données qui suivent prendront pour exemple la spectroscopie.

Bruits de lecture dus au capteur CCD

Plusieurs phénomènes peuvent entacher une acquisition par une caméra CCD, notamment lors de la lecture, donc l'obtention de données via ce système nécessite de prendre en compte plusieurs biais ou bruits de mesure. La liste en est faite ci-après.

La tension de biais (ou *bias*)

C'est un signal qui est présent même lorsqu'aucune acquisition n'est effectuée. Mesurer cette tension parasite au moyen d'une image de zéro (ou presque) seconde d'exposition et la soustraire aux images à étudier (contenant les spectres) suffit pour corriger ce bruit instrumental. Dans la pratique on utilise la médiane d'une série d'images *bias*.

Le courant d'obscurité (ou *dark*)

La création spontanée de charges est possible en l'absence de photon incident due à l'agitation thermique intrinsèque à la caméra. Pour minimiser ce bruit thermique qui est indiscernable des

photons provenant de l'astre observé, les capteurs CCD sont refroidis. Sa correction n'est nécessaire que dans le domaine infrarouge ou le rayonnement thermique domine (les instruments dans le visible sont peu sensibles à ce processus). L'acquisition d'une image dite « matrice cachée » (aucune lumière n'arrive sur le détecteur) du même temps d'exposition que l'objet à analyser est à soustraire aux données. Le *dark* à prendre est aussi une médiane.

Le champ plat (ou *flat*)

À éclairage égal la réponse de chaque pixel sera différente. Pour supprimer ces effets de non uniformité il faut prendre la médiane de plusieurs images à courte exposition du fond de ciel à la tombée de la nuit ou au lever du jour pour avoir le même éclairage, idéalement, sur tous les pixels. Les données d'intérêt (les astres observés) sont alors divisées par ce *flat*.

Pour obtenir une image corrigée I_c des effets cités ci-dessus, il faut effectuer l'opération suivante :

$$I_c(i, j) = \frac{I_0(i, j) - I_{bias} - I_{dark}}{I_{flat}(i, j)}$$

où les indices i et j correspondent à la position du pixel sur la matrice CCD.

Il faut aussi veiller aux cas suivants pouvant altérer la lecture des données :

- les pixels chauds qui produisent des électrons même en l'absence de lumière ;
- les pixels morts qui eux ne réagissent plus ;
- la saturation des pixels lors de l'exposition (temps trop long ou contribution d'un rayon cosmique).

Les contraintes environnementales

Une fois les bruits instrumentaux éliminés, et pour obtenir un spectre entièrement traité à partir d'une acquisition brute (image d'un astre à travers une fente), celle-ci doit subir quelques transformations.

Soustraire le fond de ciel

Il y a une contribution non négligeable du ciel environnant l'objet cible qu'il faut soustraire aux données pour ne récupérer que le signal de l'objet considéré.

Étalonner en longueur d'onde

La caméra donne des informations par rapport à des coordonnées en pixels : c'est à l'utilisateur de traduire ces positions en longueur d'onde. Pour ce faire il mesure les raies de lampes spectrales (argon et xénon par exemple pour l'instrument NICS du TNG) et les identifie pour faire correspondre une longueur d'onde à un pixel sur ces raies bien connues.

Corriger l'absorption atmosphérique

Lorsque les rayons lumineux traversent l'atmosphère, celle-ci en absorbe une partie qui varie en fonction de l'angle zénithal (noté z) de l'objet : l'absorption sera minimale au zénith et maximale en pointant vers l'horizon car proportionnelle à $\cos^{-1}(z)$. Pour chaque point d'observation on

peut connaître la contribution de l'extinction atmosphérique et redonner au spectre sa réelle teneur en flux.

Diviser par une étoile analogue

Les petits corps ne nous envoient que la lumière émise par le Soleil qui est réfléchi par leur surface (aux mêmes longueurs d'onde) ou l'absorbent pour la réémettre. Ce deuxième processus n'est efficace que pour les longueurs d'onde supérieures à $4 \mu\text{m}$ (domaine dit thermique). Aux longueurs d'onde regardées (typiquement $0,4 - 2,5 \mu\text{m}$ au télescope), on ne s'intéresse qu'à la composante réfléchi. Pour avoir la réflectance relative de l'objet (c.-à-d. supprimer la contribution solaire), il va falloir diviser son spectre par un spectre d'étoile similaire au Soleil. Ces analogues solaires sont des étoiles du même type spectral que la nôtre (et non variable) et idéalement observées proche en temps et distance dans le ciel pour avoir les mêmes conditions atmosphériques. Cette contrainte est source d'une mauvaise réduction (spectre aux caractéristiques aberrantes, notamment la présence de la raie $H\alpha$ à $656,3 \text{ nm}$) si l'étoile analogue n'est pas correctement choisie.

4.3.2 Spécificités de l'infrarouge

Prise en compte de l'opacité atmosphérique

L'atmosphère terrestre est un milieu absorbant dans plusieurs domaines de longueurs d'onde – très utile pour notamment nous protéger de la majorité des rayonnements UV. Mais beaucoup moins appréciable lorsqu'on veut observer un astre dans les longueurs d'onde où l'atmosphère est opaque (voir la figure 4.3). C'est justement le cas dans l'infrarouge vers $1,4-1,5$ et $1,8-2,0 \mu\text{m}$ où l'on fera très attention à l'interprétation de fausses bandes d'absorption qui s'y trouveront certainement. On prendra également garde dans le visible à ne pas considérer les absorptions résiduelles qui peuvent subsister lors du traitement des données, notamment la bande A de l' O_2 à $0,76 \mu\text{m}$ et/ou la bande tellurique de l'eau atmosphérique à $0,73-0,82 \mu\text{m}$.

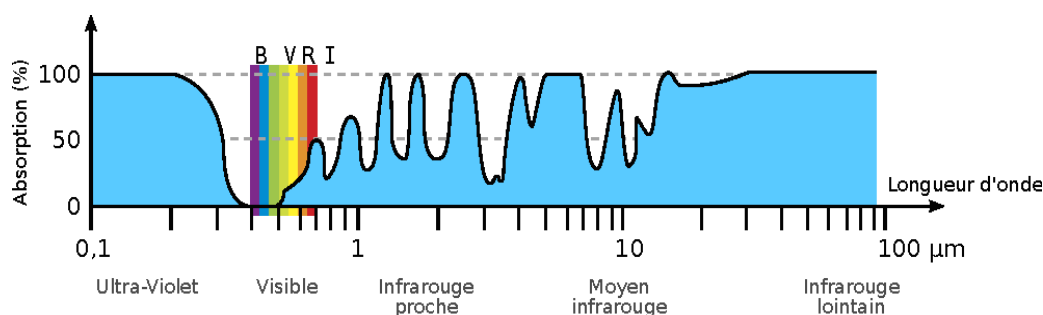


FIGURE 4.3 – Opacité atmosphérique en fonction de la longueur d'onde. L'arc-en-ciel indique le domaine dit visible ($0,4 - 0,8 \mu\text{m}$, filtres photométriques B, V, R et I) : l'atmosphère y est transparente et les observations possibles. L'infrarouge est entre-coupé de plusieurs régions où l'absorption tellurique est trop forte et nécessitant une attention particulière lors du traitement des données. {Crédit : adapté de B. Carry}

Déplacement du capteur pour la soustraction du fond de ciel

Dans le domaine infrarouge, le ciel est très lumineux et surtout variable. Il faut donc prendre des spectres avec de courts temps d'exposition (moins de 2 min) afin de limiter l'influence des fluctuations du fond de ciel. Pour augmenter le rapport de signal à bruit il suffit d'additionner une série de plusieurs de ces spectres à pose rapide (voir la figure 4.4). Les spectres sont pris selon des cycles ABBA (à prononcer « A, B, B, A » ...) où les lettres A et B correspondent à deux positions différentes le long de la fente du spectrographe. Entre le premier couple AB et le deuxième BA, on ajoute un très léger décalage. Cela permet de ne pas toujours utiliser les mêmes pixels si jamais ceux-ci sont défectueux, et surtout en faisant la soustraction $A_1 - B_1$ (puis $B_2 - A_2$) on supprime le signal du ciel. On réajuste le déplacement spatial, c'est à dire qu'on va additionner les quatre signaux débarrassés de la contribution du ciel. Et répéter l'opération pour chaque cycle ABBA afin de les additionner tous ensemble.

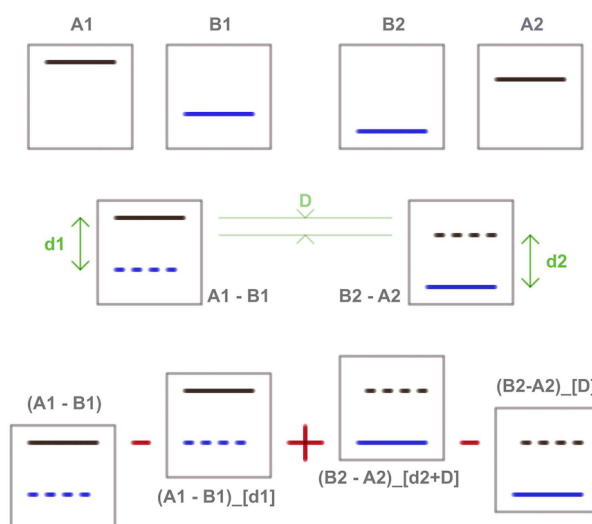


FIGURE 4.4 – Schématisation des opérations sur le cycle ABBA pour le traitement des données prises en infrarouge. La ligne du haut montre quatre spectres pris en décalant à chaque fois l'objet sur le détecteur. La ligne du milieu montre l'étape de soustraction sur les deux couples AB permettant d'enlever la contribution du fond de ciel directement ; les décalages d_1 (entre la position de A1 et celle de B1), d_2 (idem sur le deuxième couple) et D (entre A1 et A2) sont indiqués. La ligne du bas montre comment les quatre spectres sont combinés (on les additionne en prenant en considération le décalage entre chaque image pour qu'il y ait superposition de l'information).

4.4 Étape 3 : les analyser

Le spectre final est maintenant prêt à être décortiqué pour comprendre ses caractéristiques spectrales. Les principales informations que l'on va mesurer sont des bandes d'absorption et la pente du spectre. Quelques techniques d'analyse sont nécessaires pour les extraire.

Joindre les différentes parties de spectres

Nous avons de fait pris séparément les spectres dans les domaines visible et infrarouge. Il faut donc commencer par accoler les morceaux si plusieurs sont à disposition (sur certains instruments le domaine infrarouge est fractionné). Un facteur multiplicatif est appliqué à l'un des morceaux pour être ajusté à l'autre.

Normaliser le spectre

Lors de l'étape de division du spectre étudié par un spectre de type solaire, on obtient le comportement spectral de l'objet par rapport au Soleil. On va alors normaliser le spectre divisé à l'unité à une longueur d'onde donnée. S'il est connu, on normalise le spectre par la valeur de l'albédo du petit corps pour avoir une idée de la réelle quantité de lumière réfléchie par sa surface. Ce n'est presque jamais le cas et on se contente alors de normaliser par la valeur du spectre à $0,55 \mu\text{m}$ en général. Il s'agit du point où est calculé l'albédo dans le visible.

En pratique, on normalisera la partie visible du spectre, puis on y ajustera la partie infrarouge : ainsi l'opération de normalisation se fait en même temps.

Détection de bande

Son centre, sa profondeur et son aire sont les propriétés que l'on calcule selon une méthode systématique afin de comparer le spectre avec celui d'autres objets. Je fais référence notamment aux spectres pris en laboratoires qui historiquement ont été traités de cette façon. Il est ainsi plus aisé de retrouver des traces d'éléments minéralogiques/chimiques sur la surface de l'objet étudié. Il suffit de définir à l'unité le continuum entre les bornes de la bande. Des ajustements polynomiaux de différents ordres sont alors utilisés pour reproduire la bande et calculer les trois paramètres cités (voir la figure 4.5).

Calcul de pente

Un simple ajustement linéaire des données dans l'intervalle choisi donne cette information. Elle est souvent exprimée directement en μm^{-1} mais peut aussi se trouver sous le format $\%/10^3\text{\AA}$.

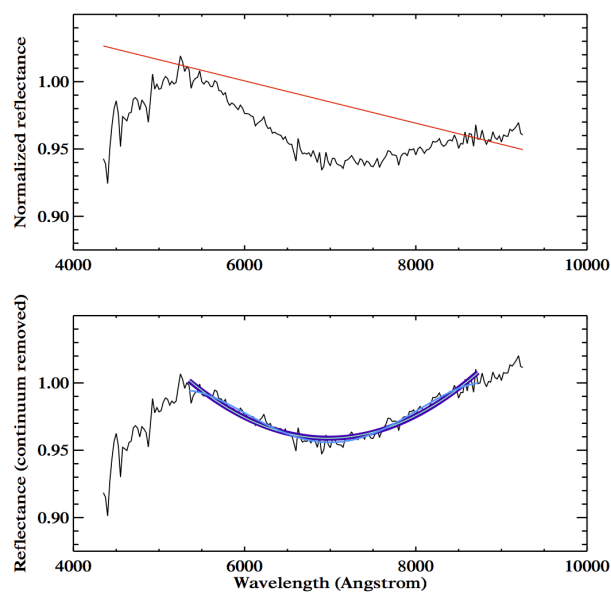


FIGURE 4.5 – Exemple de détermination d’une bande d’absorption sur un spectre (en noir). Le panel du haut montre la sélection des bornes de la bande entre lesquelles il faut tracer une droite (en rouge). Celle-ci est alors utilisée pour diviser le spectre et ainsi obtenir un continuum plat comme montré sur le panel du bas. On y voit aussi les différents polynômes (en bleu) qui donnent les paramètres de bande voulus : centre et profondeur. L’aire se calcule aisément par une intégrale une fois le continuum enlevé.

Chapitre 5

À la recherche des traces d'eau sur les astéroïdes primitifs

Ce chapitre décrit une étude que j'ai menée sur une grande quantité de données spectroscopiques dans le domaine de longueur d'onde visible. La finalité a été de chercher les signatures spectrales de l'altération aqueuse sur les astéroïdes primitifs de la Ceinture principale pour comprendre si des relations existent avec les propriétés physiques et orbitales de ces objets. Les liens avec des météorites ont aussi été examinés. Les résultats ont été publiés dans l'article [Fornasier et al. \[2014\]](#).

Sommaire

5.1	La détection de matériaux hydratés	60
5.1.1	Le processus d'altération aqueuse et ses effets	60
5.1.2	La technique d'analyse	62
5.2	Les résultats dans le domaine visible	65
5.2.1	Classes taxonomiques	65
5.2.2	Localisation	67
5.2.3	Diamètre	68
5.2.4	Albédo	68
5.3	Comparaison avec les météorites	71
5.4	Corrélation avec la bande à 3 μm	73
5.5	La planète naine Cérès	75

5.1 La détection de matériaux hydratés

Pour ce travail, je suis partie de la base de 80 nouveaux spectres d'astéroïdes du complexe C encore non publiés que l'équipe avait obtenus pour y chercher, dans le domaine visible (0,4 - 0,9 μm), la bande à 0,7 μm . J'y ai ajouté une trentaine de spectres publiés dans [Fornasier et al. \[1999\]](#) et ai finalement étendu l'étude à tous les objets primitifs de types C, G, F, B et P (taxonomie de Tholen) dont les spectres sont disponibles dans la littérature. Un total de 600 astéroïdes de la Ceinture principale ont ainsi été analysés en suivant la même méthode.

5.1.1 Le processus d'altération aqueuse et ses effets

Dans les années 1980, les analyses spectroscopiques menées en laboratoire sur les météorites primitives (les chondrites carbonées) ont mis en évidence de fortes bandes d'absorption dans certains types de ces météorites ayant subi un processus d'hydratation de la roche (matrice silicatée) [[Lebofsky, 1980](#)] : ces bandes sont associées par exemple à des phyllosilicates [[Gaffey, 1980](#); [Tomeoka & Buseck, 1985](#)]. Il aura fallu attendre la fin de cette décennie et des observations d'astéroïdes primitifs de qualité suffisante pour explorer ce phénomène d'altération sur les corps parents des météorites [[Vilas & Gaffey, 1989](#); [Vilas & McFadden, 1992](#); [Vilas et al., 1993b](#)]. L'hypothèse que l'altération aqueuse des météorites ait eu lieu directement dans le corps parent et non sur Terre (par érosion, exposition à l'atmosphère riche en eau, etc.) avait pourtant été proposée dès les années 1960 [[Dufresne & Anders, 1962](#)].

Le processus d'altération aqueuse a donc agi sur les astéroïdes dits primitifs, comme cela a été évoqué dans le chapitre 2. Il s'agit d'un phénomène d'altération chimique à basse température ($T < 320$ °K) des roches par de l'eau liquide : celle-ci joue le rôle de solvant et produit des matériaux hydratés comme des phyllosilicates, des sulfates, des oxydes, des carbonates et des hydroxydes. Cela implique bien évidemment que de l'eau à l'état liquide a été présente sur ces objets, ce qui les rend particulièrement intéressants.

Une probable source pour cette eau liquide est la glace d'eau, agglomérée sur les petits corps éloignés du Soleil pendant la formation du Système solaire, qui a fondu sous l'action de sources de chaleur, principalement la décroissance radioactive de l'élément ^{26}Al [[Krot et al., 2006](#); [Scott, 2006](#)]. Ce phénomène de chauffage radioactif (voir la figure 5.1) est également proposé pour expliquer la différenciation des astéroïdes comme Vesta [[Zuber et al., 2011](#)] et Cérès [[Zolotov, 2009](#)].

Lorsque l'on utilise la spectroscopie de réflectance pour observer ces objets hydratés, des bandes d'absorption sont clairement détectables dans les domaines visible et proche infrarouge (bien que dans le deuxième, peu de données sont produites à cause de la difficulté d'observer à travers l'atmosphère, opaque dans cette région). Plusieurs absorptions (voir la table 5.1) associées à des transitions électroniques du fer oxydé présent dans les minéraux hydratés sont vues à 0,43, 0,60-0,65, 0,70 et 0,80-0,90 μm . La preuve la plus évidente est la présence d'une bande large vers 3 μm associée à des hydroxydes de structure (OH, pic à 2,7 μm) et de l'eau (H_2O , qui s'étale jusqu'à 4 μm) inter-couche [[Lebofsky et al., 1990](#)] mais aussi adsorbée. L'adsorption n'est

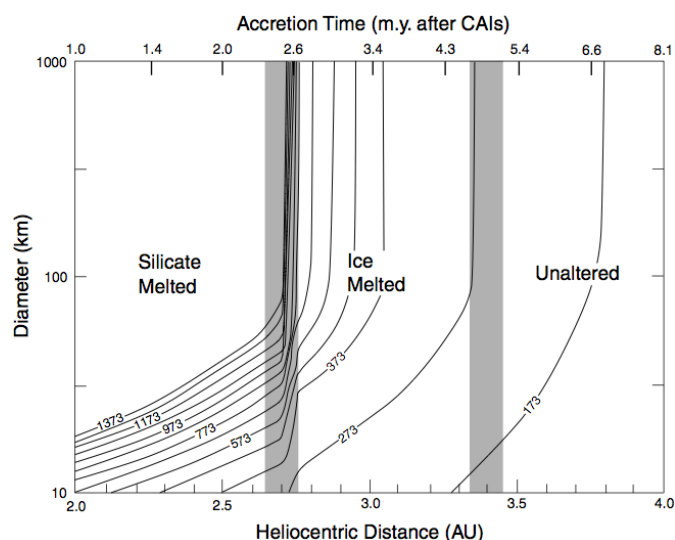


FIGURE 5.1 – Contours de pics de température obtenus suite à la décroissance radioactive de l’élément ^{26}Al dans les astéroïdes de la Ceinture principale en fonction de leur taille et de leur distance au Soleil. La durée d’accrétion augmentant avec la distance héliocentrique (comme indiqué sur l’axe supérieur du graphique), les objets formés à ces grandes distances n’ont pas pu emmagasiner assez de ^{26}Al « actif » pour entamer un processus de chauffage interne. Les objets avant 2,7 UA ont pu être fondus pour aboutir à la différenciation du corps et ceux entre 2,7 et 3,4 ont pu subir un chauffage suffisant pour subir du métamorphisme et/ou faire fondre la glace et avoir de l’eau liquide conduisant au processus d’altération aqueuse. {Source : [McSween et al. \[2002a\]](#), repris et amélioré à partir de [Grimm & McSween \[1993\]](#)}

toutefois présente que pour les météorites, car en contact avec l’atmosphère terrestre et nécessite que les échantillons soient chauffés pour supprimer cette composante dans les spectres [[Takir et al., 2013](#)] et ainsi avoir accès à la bande des organiques à $3,4 \mu\text{m}$ qui se trouve souvent cachée par cette large bande parasite. C’est ce qui est montré par la figure 5.2.

TABLE 5.1 – Absorptions liées au processus d’altération aqueuse et détectées dans les spectres des astéroïdes primitifs [d’après [Vilas et al., 1994](#)].

Longueur d’onde (μm)	Transition	référence
0,43	${}^6\text{A}_1 \Rightarrow {}^4\text{A}_1, {}^4\text{E}(\text{G}) \text{Fe}^{3+}$ spin interdit dans la jarosite	1
0,60-0,65	${}^6\text{A}_1 \Rightarrow {}^4\text{T}_2 \text{Fe}^{3+}$ dans les oxydes de Fer	2
0,70	$\text{Fe}^{2+} \Rightarrow \text{Fe}^{3+}$ dans les phyllosilicates	3, 4
0,80-0,90	${}^6\text{A}_1 \Rightarrow {}^4\text{T}_1 \text{Fe}^{3+}$ dans les oxydes de Fer	2
3,0	OH de structure & H_2O inter-couches	5, 6
3,07	Glace H_2O	7
	Saponite avec NH_4	8

Références = (1) [Vilas et al. \[1993a\]](#); (2) [Vilas et al. \[1994\]](#); (3) [Vilas & Gaffey \[1989\]](#); (4) [Sawyer \[1991\]](#); (5) [Lebofsky \[1978\]](#); (6) [Lebofsky \[1980\]](#); (7) [Lebofsky et al. \[1981\]](#); (8) [King et al. \[1992\]](#).

Étudier ce processus d’altération dit secondaire (puisqu’il a eu lieu après la formation des corps) est très important. D’abord pour mieux comprendre quels ont été les mécanismes thermiques qui ont pris place pendant les phases d’évolution de notre système solaire, mais aussi

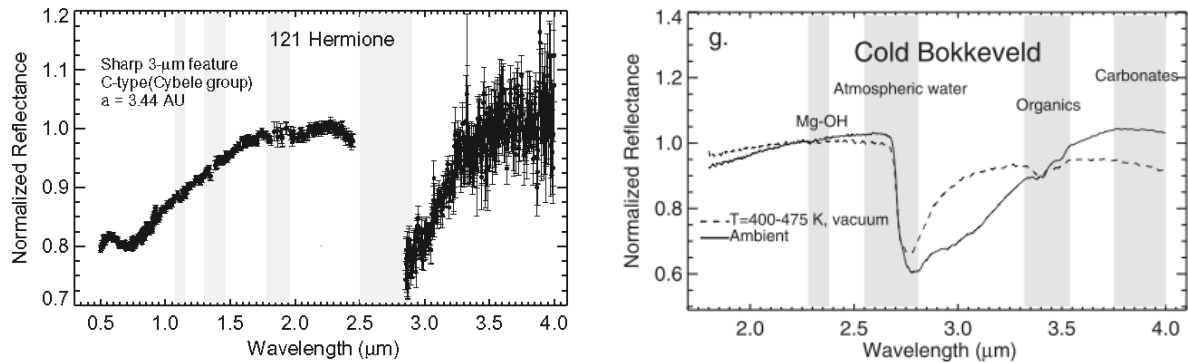


FIGURE 5.2 – À GAUCHE : Spectre en réflectance, normalisé à $2,2 \mu\text{m}$, de l'astéroïde primitif 121 Hermione (type C dans la taxonomie de Tholen). On peut y voir les bandes d'altération aqueuse à $0,7$ et $3 \mu\text{m}$. Les zones grisées correspondent aux longueurs d'onde où une forte absorption a lieu à cause de la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère terrestre. {Source : [Takir & Emery \[2012\]](#)} – À DROITE : Spectres en réflectance de la météorite Cold Bokkeveld (de type CM) mesurés à température ambiante (ligne pleine) puis sous vide (ligne pointillée). Les bandes grisées sont là encore les zones où la vapeur d'eau produit de fortes perturbations dans les mesures. On voit clairement un premier pic (vers le bas) à $2,75 \mu\text{m}$ marquant la position de l'absorption des phyllosilicates (typiques dans ces chondrites), puis une large aile allant jusqu'à $3,75 \mu\text{m}$ qui recouvre les bandes des organiques à $3,4 \mu\text{m}$. Cette aile diminue fortement sous l'effet du chauffage : l'eau adsorbée disparaît et ne restent que les phyllosilicates intrinsèques à l'échantillon. {Source : [Takir et al. \[2013\]](#)}

pour localiser les sources d'eau dans la Ceinture principale d'astéroïdes. Cela a de plus des implications astrobiologiques : il a en effet été proposé – au moyen de simulations numériques sur l'évolution des corps du Système solaire et prenant en compte les contraintes chimiques [[Morbidelli et al., 2000](#); [Lunine, 2006](#)] – que l'eau que l'on trouve sur Terre lui a été majoritairement délivrée pas des astéroïdes (Ceinture principale externe, région des planètes géantes et Ceinture de Kuiper) et non des comètes, le rapport D/H (« deutérium sur hydrogène ») ne correspondant pas, sauf pour le cas de la comète 103P/Hartley 2 [[Hartogh et al., 2011](#)]. Cette hypothèse est renforcée par le fait que le rapport isotopique pour les océans terrestres est sensiblement identique à celui mesuré dans les inclusions hydratées de certains types de chondrites carbonées [[Alexander et al., 2012](#)].

5.1.2 La technique d'analyse

L'échantillon de données utilisées pour cette étude est constitué de tous les spectres dans le domaine visible de longueurs d'onde disponibles dans la littérature se rapportant aux objets de types C, B, G, F et P (suivant la taxonomie de Tholen, [Tholen \[1984\]](#)). Ils font partie de bases de données publiques, [SMASS \[Xu et al., 1995\]](#), [SMASS II \[Bus & Binzel, 2002b\]](#) et [S3OS2 \[Lazzaro et al., 2004\]](#), ou sont issus de campagnes d'observations dédiées à l'altération aqueuse [[Sawyer, 1991](#); [Vilas & McFadden, 1992](#); [Vilas et al., 1993b](#); [Fornasier et al., 1999](#)]. Les données jusqu'ici non publiées par l'équipe (observations et réduction des données faites par Sonia Fornasier) ont donc été ajoutées à cet échantillon. Les données de [Sawyer](#) et [Vilas](#) sont disponibles sur le *Planetary Data System* (PDS).

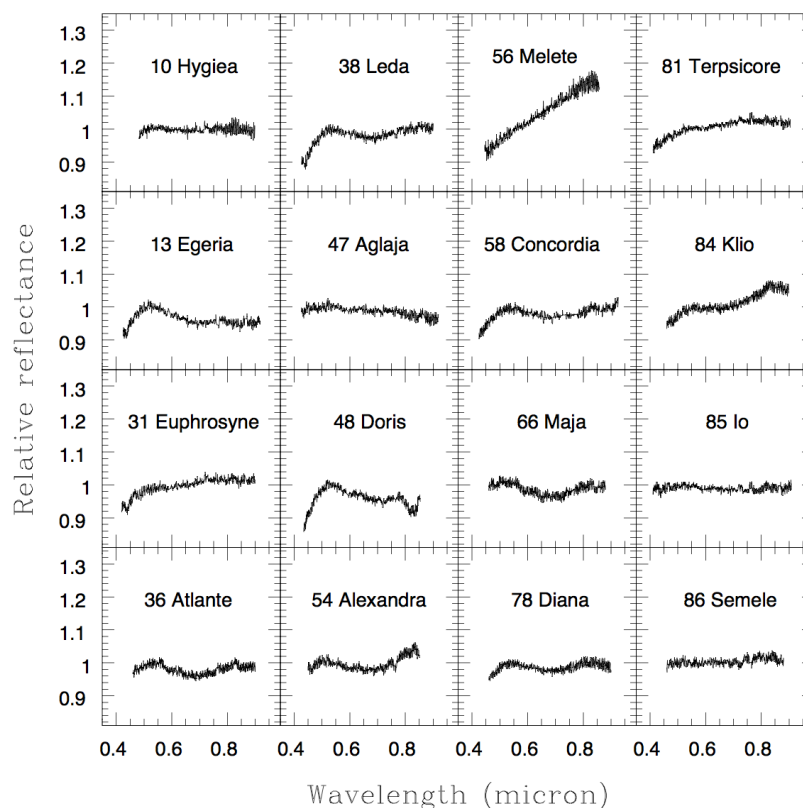


FIGURE 5.3 – Exemples de spectres dans le domaine visible utilisés dans le cadre de cette étude. Les données sont normalisées à $0,55 \mu\text{m}$. On voit clairement la bande à $0,70 \mu\text{m}$ pour les objets 13, 36, 38, 48 (ici aussi à $0,80\text{-}0,90 \mu\text{m}$), 54, 58, 66, 78 et 84. {Source : Fornasier et al. [2014]}

Pour chaque spectre, j'ai évalué si la bande à $0,70 \mu\text{m}$ était présente ou non (voir la figure 5.3). Dans le cas positif, j'ai caractérisé son centre, sa profondeur et sa largeur. Pour ce faire, un ajustement linéaire a été utilisé aux bornes de la bande pour enlever le continuum (en divisant le spectre par cette droite). Un ajustement polynomial est alors effectué : pour reproduire au mieux la forme de la bande, les degrés 2, 3 et 4 sont utilisés. La profondeur de bande est définie comme étant le minimum de la courbe polynomiale, et le centre de bande comme étant la position de ce minimum sur l'axe des longueurs d'onde. Prendre en compte plusieurs ordres polynomiaux et recommencer la mesure en faisant varier légèrement les bornes de la bande permet d'estimer l'erreur à considérer sur la détection. Seules les absorptions avec une profondeur supérieure à 0,8 % sont gardées : limite fixée empiriquement sur ce panel important de données, garantissant une détection réelle et non la seule contribution du bruit dans les données. Les bandes détectées ici pouvaient atteindre une profondeur de 7 % (relativement au continuum). Cette procédure a aussi été appliquée si des bandes vers $0,43$ et/ou $0,90 \mu\text{m}$ étaient visibles, mais elles sont secondaires : la plus importante et donc la plus facilement détectable reste celle à $0,70 \mu\text{m}$.

La pente spectrale a été calculée sur chaque spectre entre $0,55$ et $0,80 \mu\text{m}$. L'erreur est déterminée en prenant en compte l'incertitude à 1σ donnée par l'ajustement linéaire à laquelle on a

ajouté une composante due aux variations de pente issues de l'utilisation de différents analogues solaires lors de la réduction des données pour les spectres obtenus par l'équipe. Aucun ajout pour les autres données puisqu'on ne connaît pas les conditions d'observation (qualité de la nuit) et la concordance des analogues solaires utilisés pour extraire la réflectance des astéroïdes.

Une table regroupant ces résultats est mise en annexes.

Le but était, pour chaque objet, de déterminer s'il est hydraté ou non, puis de regarder sur la statistique de ces 600 astéroïdes primitifs de la Ceinture principale comment ce phénomène d'altération aqueuse se comprend en terme de liens avec les classes taxonomiques, les tailles des objets, la distance au Soleil, etc. Lorsque plusieurs observations pour un même objet étaient exploitables, j'ai gardé la détection avec le meilleur rapport de signal à bruit pour le reste de l'analyse.

Le test de Spearman (*Spearman Rank Correlation*, [Spearman \[1904\]](#)) a alors été employé pour chercher des corrélations entre les objets hydratés et leurs caractéristiques physiques (albédo, diamètre, éléments orbitaux et taxonomie). Le résultat de ce test de corrélation est un coefficient ρ qui mesure la dépendance statistique entre deux variables. Ses valeurs vont de -1 à 1 : dans les deux cas extrêmes, aucune valeur n'est répétée et donc chaque variable est une fonction strictement monotone par rapport à l'autre (le signe donnant une indication de croissance ou décroissance). Plus ρ sera proche de 0, moins les deux groupes seront corrélés. Un deuxième paramètre est donné, P_r , qui lui précise la confiance à accorder à la corrélation trouvée : une faible valeur indique une corrélation importante ($0 < P_r < 1$). Dans ce cas-ci, les corrélations ont été considérées solides pour $|\rho| > 0,6$ et $P_r < 0,01$, et probables dans les cas où $0,3 < |\rho| < 0,6$ et $0,01 < P_r < 0,08$.

5.2 Les résultats dans le domaine visible

Il est important de souligner que l'étude menée ici ne considère que les données du domaine visible. Comme indiqué plus haut, une large bande à $3 \mu\text{m}$ est l'indication principale de l'état d'hydratation d'un astéroïde, et celle-ci peut être présente même si la bande à $0,7 \mu\text{m}$ n'est pas détectée dans le spectre : ainsi, les résultats mentionnés peuvent uniquement donner une limite inférieure de la quantité d'astéroïdes primitifs de la Ceinture principale ayant subi l'altération aqueuse.

Il faut également apporter une précision sur les objets observés plusieurs fois par différentes équipes. Le plus souvent, il y a concordance entre les détections (la bande à $0,7 \mu\text{m}$ est soit tout le temps vue, soit jamais), mais il arrive qu'il y ait plusieurs réponses possibles : une équipe va conclure à l'hydratation de tel ou tel astéroïde alors qu'une autre n'aura pas détecté la signature de l'altération aqueuse. Cela s'explique parfois simplement par la qualité des observations – même si les années 1990 ne sont pas si loin derrière nous, les améliorations sur les détecteurs CCD ont considérablement augmenté les performances des télescopes qui ont servi pour des campagnes d'observations plus récentes. Mais aussi car il se peut que l'objet ne soit pas homogène sur toute la surface. Et les cas discordants sont effectivement repérés pour des objets dont le diamètre est supérieur à une centaine de kilomètres. Cela ferait d'eux de bons candidats pour de futures observations spectroscopiques couvrant toute la période de rotation et ainsi confirmer cette possible hétérogénéité de surface et avoir plus d'informations sur l'astéroïde : le processus de chauffage n'a-t-il pas été efficace de la même façon pour la totalité de l'objet ou ce dernier est-il un agglomérat de différents corps n'ayant à l'origine pas la même composition ? Ces questionnements pourraient être un développement intéressant, mais revenons aux paramètres auxquels nous avons accès présentement.

5.2.1 Classes taxonomiques

Il y a une vingtaine d'années, Vilas [1994] a évalué les données photométriques du relevé ECAS pour y chercher la bande à $0,7 \mu\text{m}$. Un peu plus de 200 astéroïdes primitifs (toujours en suivant la taxonomie de Tholen : types C, G, B, F et P) ont ainsi été analysés et l'auteur a trouvé les proportions suivantes pour les objets testés positivement à la présence de la bande d'altération aqueuse dans le domaine visible : 87,5 % pour les G, 47,7 % pour les C, 33 % pour les B, 16,5 % pour les F et 8,3 % pour les P. Un peu plus tard, deux travaux basés sur des données spectroscopique ont évalué chacun une trentaine d'objets de type C : entre 60 et 65 % montrent la trace évidente de l'altération aqueuse à $0,7 \mu\text{m}$ [Barucci et al., 1998; Fornasier et al., 1999].

Par la présente étude (voir la figure 5.4), il est possible de confirmer la séquence d'altération aqueuse proposée par Vilas [1994] : les types P sont les plus primitifs (4,3 %), puis la proportion d'objets hydratés augmente selon le schéma F (7,7 %), B (9,8 %), C (50,7 %) et enfin les G qui montrent à 100 % la bande à $0,7 \mu\text{m}$. Ce dernier chiffre n'est pas surprenant car la taxonomie définit justement ces objets comme reconnaissables par cette bande dans le visible [Tholen & Barucci, 1989].

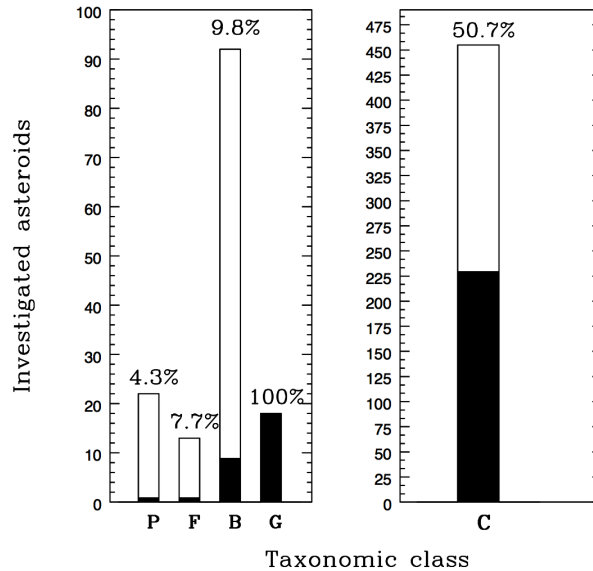


FIGURE 5.4 – Histogramme des astéroïdes étudiés en fonction de la classe taxonomique. En noir se trouve la proportion des astéroïdes dits hydratés (le spectre visible montre une bande d'absorption liée à l'altération aqueuse) et le pourcentage correspondant est indiqué sur chaque colonne.

Si l'on considère cette population de 600 objets, 45 % des astéroïdes primitifs sont hydratés. Ce chiffre est à comparer avec une autre étude, menée par Rivkin [2012] qui a trouvé une proportion plus faible de 30 ± 5 % en étudiant les données photométriques du *Sloan Digital Sky Survey Moving Object Catalog* (SDSSMOC, York et al. [2000]; Ivezić et al. [2001]). Cependant, les objets sur lesquels l'auteur a cherché la bande à $0,7 \mu\text{m}$ sont tous les astéroïdes du complexe C défini par la taxonomie de Bus & Binzel [Bus & Binzel, 2002a], ce qui inclut les types C, B, Cb, Cg et les types Ch et Cgh qui se distinguent par la présence de cette bande de l'altération aqueuse dans le domaine visible. Il peut y avoir des différences avec les objets considérés comme primitifs par la taxonomie de Tholen puisque, nous l'avons vu au chapitre 2, les auteurs n'ont pas utilisé les mêmes techniques de classification (les classes du complexe C de Tholen sont toutes comprises dans le complexe C de Bus & Binzel, mais l'inverse n'est pas vrai). De plus, Rivkin [2012] s'est basé sur des données photométriques alors qu'ici la spectroscopie a été privilégiée : cette dernière est plus directe et fiable pour la détection de bandes d'absorption bien que la première permet d'avoir accès à beaucoup plus de données (3 700 objets pour l'étude citée ici en comparaison). Une première étude avait déjà tenté d'utiliser les données du relevé SDSS pour chercher la bande à $0,7 \mu\text{m}$ sur un très grand nombre de données pour mieux contraindre le phénomène d'altération aqueuse [Vilas, 2005]. L'auteur indique cependant que les filtres utilisés pour la prise d'images photométriques ne sont pas centrés sur les longueurs d'ondes optimales permettant une détection de bande sûre. Toutes ces considérations peuvent donc expliquer le décalage noté entre les résultats de notre étude et celle de Rivkin [2012].

5.2.2 Localisation

Les premières études sur l'altération aqueuse par Vilas [1994] ont mis en évidence une région de la Ceinture principale d'astéroïdes appelée « zone d'altération aqueuse » entre 2,6 et 3,5 UA. Grimm & McSween [1989] et McSween et al. [2002b] avaient proposé un modèle expliquant la structure thermique radiale trouvée dans la ceinture d'astéroïdes. Ils y identifient une région aux environs de 2,7 UA comme étant l'endroit où la transition entre les astéroïdes métamorphisés et ayant subi l'altération aqueuse prend place. Entre 2,7 et 3,4 UA on trouve la glace fondue, au-delà l'eau reste à l'état solide [Grimm & McSween, 1993].

Dans l'échantillon des 600 objets présenté ici, on identifie cette zone où le processus d'altération aqueuse domine comme étant plus proche au Soleil : entre 2,3 et 3,1 UA comme montré sur la figure 5.5. La fraction d'astéroïdes hydratés diminue avec le demi-grand axe qui augmente en partant du milieu de la Ceinture principale. Une distribution similaire avait été trouvée par Carvano et al. [2003] en cherchant les signatures spectrales (pas uniquement liée à l'altération aqueuse) sur les astéroïdes primitifs à partir du relevé S3OS2 (environ 450 objets) et Takir & Emery [2012] en observant en infrarouge (bande à 3 μm) une trentaine d'astéroïdes primitifs de la Ceinture principale. Cette décroissance de la quantité d'objets hydratés en allant vers la partie externe de la Ceinture principale a été confirmée par une quatrième étude [Rivkin, 2012] via le relevé photométrique SDSS : les astéroïdes du complexe C hydratés se concentrent principalement au milieu de la ceinture d'astéroïdes.

En regardant plus en détails la distribution des objets hydratés de cette étude en fonction de leur périhélie (paramètre q), on trouve que le processus d'altération aqueuse domine (plus de 50 % d'objets hydratés) pour les astéroïdes ayant $1,8 < q < 2,6$ UA. Le test de Spearman donne aussi une légère anticorrélation ($\rho = -0,4157$ et $P_r = 0,0388$) : la proportion des astéroïdes ayant subi l'altération aqueuse diminue avec le périhélie qui augmente.

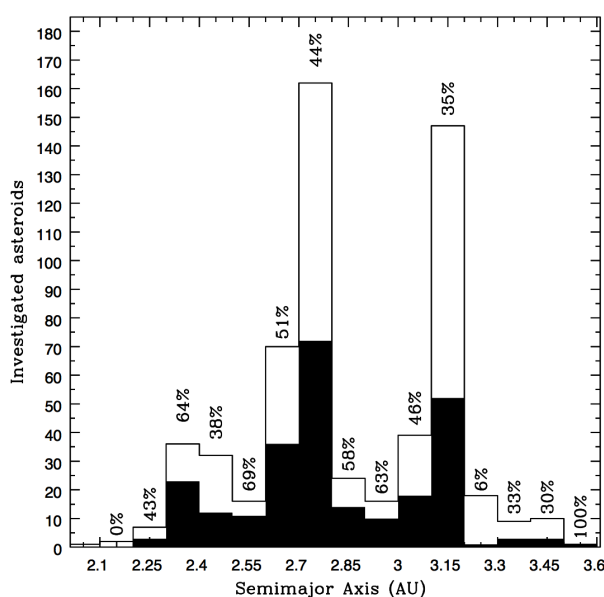


FIGURE 5.5 – Histogramme des astéroïdes étudiés en fonction du demi-grand axe. En noir se trouve la proportion des astéroïdes hydratés et le pourcentage correspondant est indiqué sur chaque colonne.

5.2.3 Diamètre

Pour la grande majorité des 600 astéroïdes inclus dans la présente étude statistique, les valeurs du diamètre et de l'albédo sont connues. Elles proviennent du relevé *Wide-field Infrared Survey Explorer* (WISE, Masiero et al. [2011]), ou sinon du relevé plus ancien *Infrared Astronomical Satellite* (IRAS, Tedesco [1989]; Tedesco et al. [2002]). La figure 5.6 montre comment se répartissent les astéroïdes ayant une bande liée à l'altération aqueuse en fonction de leur diamètre. On y décèle une corrélation : le pourcentage d'objets hydratés augmente avec la taille des objets. Le test de Spearman donne d'ailleurs des paramètres $\rho = 0,8626$ et $P_r = 0,0004$ validant cette conclusion. Ce test a été effectué pour un pas de 20 km en diamètre, mais en prenant un pas plus petit de 10 km, la corrélation demeure ($\rho = 0,6920$ et $P_r = 0,0002$).

L'analyse montre également que le processus d'altération aqueuse domine pour les objets ayant un diamètre compris entre 50 et 240 km (les quelques objets les plus gros, diamètre allant jusqu'à 1000 km, n'ont pas été inclus car non représentatifs). Ceci avait déjà été remarqué par plusieurs auteurs [Jones et al., 1990; Vilas & Sykes, 1996; Howell et al., 2001]. L'explication avancée est que ces gros objets pourraient avoir retenu en leur intérieur de la glace d'eau, puis auraient produit un chauffage interne (par décroissance radioactive) pour faire fondre cette glace. L'eau liquide aurait alors rejoint la surface pour produire des matériaux hydratés [Grimm & McSween, 1989].

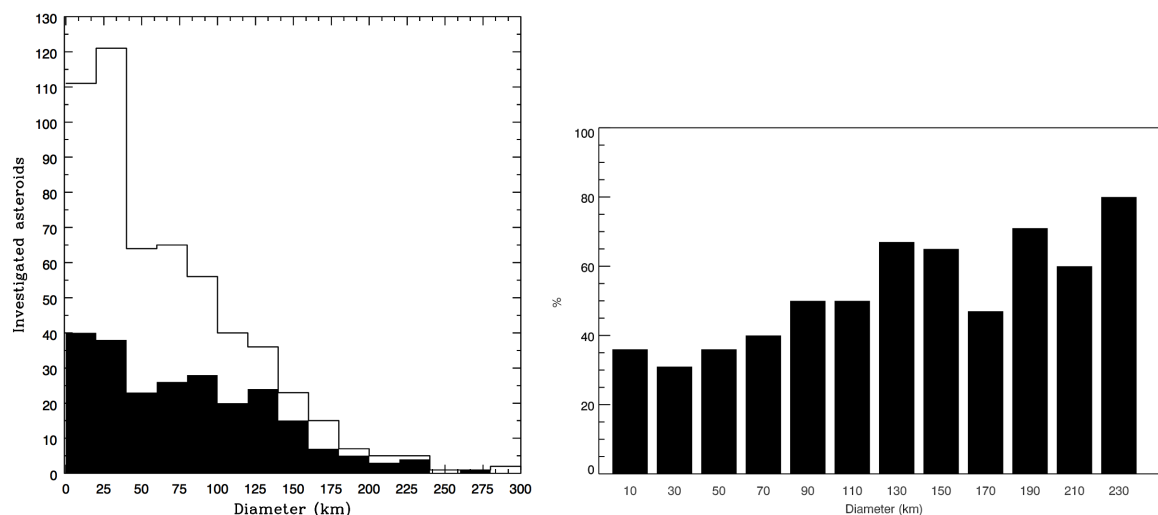


FIGURE 5.6 – À GAUCHE : Histogramme des astéroïdes étudiés en fonction du diamètre. En noir se trouve la proportion des astéroïdes hydratés. – À DROITE : Pourcentage des astéroïdes hydratés en fonction de leur diamètre. Il augmente avec la taille des objets.

5.2.4 Albédo

La figure 5.7 donne la répartition des objets investigués en fonction de l'albédo. Le tableau 5.2 regroupe les albédos moyennés pour chaque classe taxonomique et selon que le groupe soit hydraté ou non. On remarque que les objets de type G, qui sont ceux ayant subi une altération aqueuse importante, ont l'albédo le plus élevé. En revanche, les types B, qui montrent moins

les effets de l'altération aqueuse que les C, ont un albédo plus élevé que ceux-ci. Il semble donc qu'on ne peut pas conclure sur un éventuel lien entre l'albédo d'une population et sa proportion d'objets hydratés. Un test de Spearman (pour un pas de 0.02 en albédo) le confirme : pas de corrélation ($\rho = -0,0358$ et $P_r = 0,9394$). On ne prend pas en compte les types F et P où seul un objet a été identifié comme hydraté (une comparaison des moyennes n'a donc aucun sens dans ces cas-là). De plus, aucune différence n'est vue entre le groupe hydraté et le groupe non hydraté à l'intérieur d'une classe taxonomique.

À noter que l'étude faite par Vilas [1994], utilisant les données photométriques ECAS pour trouver la bande à $0,7 \mu\text{m}$ avait aussi regardé les albédos moyens des types P, B, C et G (selon la taxonomie de Tholen toujours) dérivés du relevé IRAS. L'auteur avait conclu que la proportion d'objets hydratés est plus importante pour les populations avec un albédo plus grand. Une explication plausible était que plus l'altération aqueuse agit, plus des phases opaques (typiquement le fer qui est majoritaire dans ces matériaux subissant l'altération aqueuse) seront supprimées ou recouvertes par des grains moins absorbants, ce qui aura pour effet de faire augmenter l'albédo. Nous ne pouvons confirmer cette tendance.

TABLE 5.2 – Nombre des astéroïdes primitifs étudiés, hydratés (N_{HY}) ou non (N_{ANHY}), selon la classe taxonomique. Pour chaque catégorie on donne la valeur moyenne de l'albédo avec la déviation standard associée (on indique entre parenthèse le nombre d'objets pour lesquels l'albédo est connu).

Classe	N_{HY}	albedo $_{HY}$ (%)	N_{ANHY}	albedo $_{ANHY}$ (%)
C	230	$5,7 \pm 2,1$ (219)	224	$6,1 \pm 2,6$ (204)
B	9	$7,5 \pm 2,5$ (8)	83	$8,0 \pm 3,2$ (76)
F	1	$6,3 \pm 2,4$ (1)	12	$5,2 \pm 1,9$ (12)
G	18	$8,8 \pm 3,8$ (16)	0	-
P	1	$7,1 \pm 0,3$ (1)	22	$5,0 \pm 2,5$ (21)

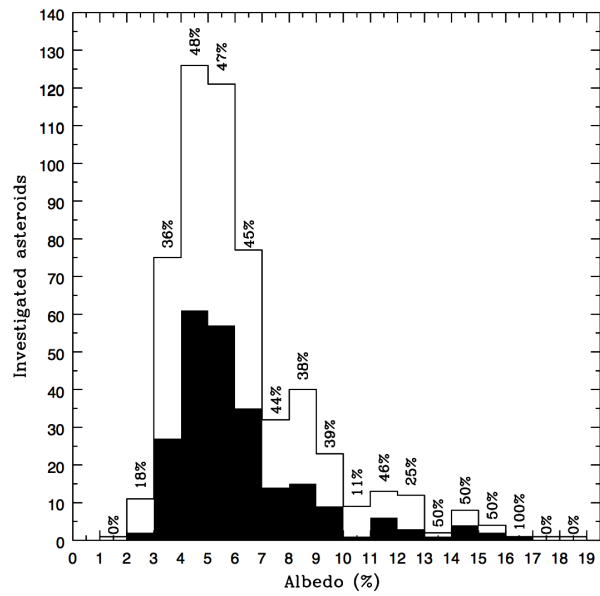


FIGURE 5.7 – Histogramme des astéroïdes étudiés en fonction de l'albédo. En noir se trouve la proportion des astéroïdes hydratés et le pourcentage correspondant est indiqué sur chaque colonne.

5.3 Comparaison avec les météorites

Dans la collection de météorites trouvées sur Terre, les matériaux hydratés sont le plus souvent présents dans les chondrites carbonées de types CI, CM et CR dont la minéralogie indique un faible degré de métamorphisme (inférieur à 1200 °C) et un processus d'altération aqueuse important. En étudiant les bandes d'absorption des phyllosilicates dans les astéroïdes primitifs, [Vilas & Gaffey \[1989\]](#) ont trouvé les meilleurs analogues parmi les chondrites CM. En comparant la totalité des spectres d'astéroïdes de type G (disponibles à l'époque) avec les chondrites CM, [Burbine \[1998\]](#) propose que ces astéroïdes pourraient être les corps parents de ces météorites en particulier. La bande à 0,7 μm n'a pas été détectée dans les spectres des chondrites CI et CR [[Cloutis et al., 2011a, 2012a](#)]. Elle est cependant très commune pour les chondrites CM [[Cloutis et al., 2011b](#)], de paire avec la bande à 3 μm [[Jones, 1988](#)]. Tous ces éléments nous permettent de considérer sérieusement le lien entre ces deux populations.

En se basant sur cette hypothèse, une comparaison a été effectuée entre les propriétés des bandes caractérisées sur cet échantillon d'astéroïdes hydratés du complexe C et celles des chondrites CM. Pour ce faire, la même étude a été menée (caractérisation du centre et de la profondeur de bande, ainsi que calcul de la pente spectrale) sur les spectres de plus d'une centaine de météorites. Les données sont disponibles via la base de données [RELAB \(Reflectance Experiment Laboratory, Brown University\)](#). Si les deux groupes d'objets couvrent le même domaine de pentes spectrales et de profondeur de bande, une différence notable est vue pour la position du centre de bande : 0,71 - 0,75 μm pour les météorites, contre 0,66 - 0,72 μm pour les astéroïdes.

Ce décalage avait déjà été signalé par [Burbine \[1998\]](#) lorsqu'il a cherché à faire correspondre les spectres des astéroïdes 13 Egeria et 19 Fortuna (centre de bande à environ 0,67 μm) avec la météorite LEW 90500 (centre à 0,72 μm). Dans leur étude détaillée des spectres de laboratoire pris sur les chondrites CM, [Cloutis et al. \[2011b\]](#) remarquent que cette bande de l'altération aqueuse est située entre 0,70 et 0,75 μm , correspondant à une forte abondance de phyllosilicates du groupe des serpentinites (dont la serpentine), et qu'il n'y a pas de trace du complexe saponite/olivine (la saponite étant aussi un phyllosilicate) localisé plutôt à 0,65 μm .

On remarque aussi d'après la figure 5.8 que les centres de bandes et les pentes spectrales sont plus regroupés pour les astéroïdes et plus étalés pour les météorites. Puisque notre échantillon de météorites est clairement biaisé (on rappelle que seuls 5 % des météorites sur Terre sont de type primitif, alors qu'on arrive au chiffre de 50 % pour les astéroïdes), on devrait s'attendre à l'effet inverse. Ce résultat n'est toutefois pas si surprenant car différents sous-groupes pétrologiques ont été identifiés parmi les chondrites CM [[Rubin et al., 2007](#)], sans oublier qu'une unique chondrite CM peut être assez inhomogène selon les morceaux étudiés [[Cloutis et al., 2011b](#)].

Dans le panel des météorites présenté ici, il y a des spectres de météorites qui ont été utilisées pour des expériences de laboratoire (chauffage et irradiation laser) afin d'illustrer le métamorphisme thermique [[Cloutis et al., 2012b](#)]. Ces auteurs avaient alors trouvé que la profondeur de bande diminuait avec des températures croissantes et des doses plus importantes d'irradiation. Nous en venons à la même conclusion. Cependant ces considérations ne nous permettent pas de mettre en évidence un quelconque décalage de la bande au cours des expériences.

Sur la même idée, les spectres d'une même météorite collectés pour différentes tailles de grains ne peuvent expliquer le décalage dans le centre de bande [Cloutis et al., 2011b]. Enfin, n'oublions pas que les météorites mises en poudre pour les analyses de laboratoire peuvent ne pas reproduire correctement les propriétés de surface des astéroïdes [Burbine et al., 1996].

En conclusion, la différence dans les centres de bande entre les astéroïdes hydratés du complexe C et les météorites chondritiques de type CM peut être due à des abondances minéralogiques pas totalement similaires (les météorites semblent plus riches en roches type serpentine), à des modifications ayant pour cause des altérations environnementales, ou tout simplement car les météorites dont on dispose ne représentent pas correctement toute la population des astéroïdes ayant subi l'altération aqueuse.

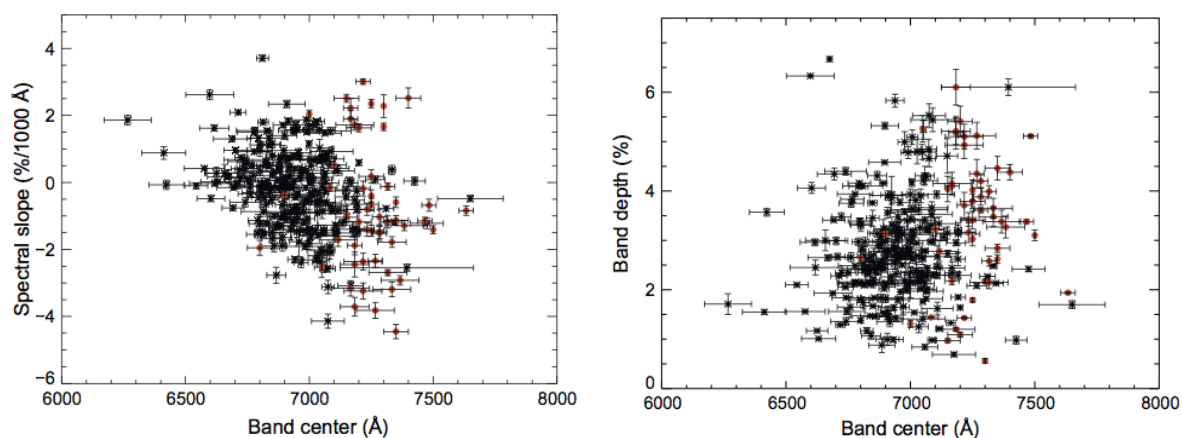


FIGURE 5.8 – À GAUCHE : Pentas spectrales calculées entre 0,55 et 0,80 μm en fonction du centre de bande pour les astéroïdes hydratés (en noir) et les météorites de types CM choisies (en rouge). – À DROITE : Même chose, mais en comparant cette fois la profondeur avec le centre de bande.

5.4 Corrélacion avec la bande à 3 μm

Il a été montré que les bandes à 0,7 et 3 μm sont fortement corrélées puisque toutes deux attribuées à la présence de phyllosilicates [Vilas, 1994]. J'ai donc également cherché dans la littérature les astéroïdes inclus dans l'étude présentée ci-avant et pour lesquels des spectres sont disponibles dans le domaine infrarouge afin de vérifier ce lien entre les bandes [Lebofsky, 1980; Feierberg et al., 1985; Jones et al., 1990; Vilas, 1994; Rivkin et al., 2003; Rivkin & Emery, 2010; Campins et al., 2010; Licandro et al., 2011; Takir & Emery, 2012]. Le résultat de cette recherche se trouve dans le tableau 5.3.

Sur les 56 astéroïdes trouvés pour la comparaison, 27 possèdent les deux bandes, 11 n'ont ni l'une ni l'autre, 16 montrent la bande à 3 μm et pas celle à 0,7 μm , et enfin 2 pour la situation inverse. Ainsi, pour les objets qui ont la trace spectrale de l'altération aqueuse dans le domaine visible, 93 % ont aussi la bande dans l'infrarouge (27 sur 29). La corrélation est bien validée et confirme les résultats de Vilas [1994] et Takir & Emery [2012] qui ont investigué un panel plus restreint d'objets (une trentaine chacun, avec une corrélation d'environ 60 et 80 % respectivement), ainsi que ceux de Howell et al. [2011] (100 % des objets montrant la bande d'absorption dans le visible ont également celle dans l'infrarouge). Ces chiffres nous renseignent aussi sur le fait que la bande à 0,7 μm n'est pas systématiquement présente. Cela peut être expliqué par le fait que cette bande est plus faible que celle à 3 μm et peut donc être cachée dans des données à faible rapport de signal à bruit. Ou bien que la bande détectée à 3 μm est associée uniquement à de la glace d'eau [Takir & Emery, 2012] : dans ce cas l'altération aqueuse n'a pas forcément eu lieu et la bande dans le visible n'existe tout simplement pas. Une autre possibilité est que ces objets sans absorption dans le visible sont plus pauvres en fer, ont converti tout le Fe^{2+} en Fe^{3+} (transition mise en évidence par la bande à 0,7 μm), ou bien encore ont souffert d'un épisode de chauffage avec des températures moyennes entre 400 et 600 °C. Il a en effet été montré lors d'expériences de laboratoire sur des échantillons de la chondrite carbonée Murchison (type CM2) que les deux bandes sont présentes simultanément pour $T < 300$ °C, disparaissent toutes les deux pour $T > 600$ °C, mais dans le domaine de températures intermédiaires seule la bande du domaine visible disparaît (celle de l'infrarouge diminue en intensité) [Hiroi et al., 1996; Cloutis et al., 2011b].

Dans cet échantillon de 56 objets, 48 % montrent la trace de l'altération aqueuse dans le domaine visible ; ce chiffre monte à 77 % si l'on inclut les objets avec la bande du domaine infrarouge. Ainsi l'étude statistique présentée ci-avant n'apporte qu'une limite inférieure au nombre d'astéroïdes primitifs de la Ceinture principale possédant des matériaux hydratés. En considérant les 45 % d'objets ayant la bande à 0,7 μm évalués dans l'étude statistique de 600 objets, on peut estimer à 70 % le nombre de ces astéroïdes primitifs ayant subi le processus d'altération aqueuse.

Rivkin et al. [2015] ont de nouveau évalué cette corrélation pour tous les objets de la Ceinture principale qui ont des observations dans les deux domaines de longueurs d'onde, visible et proche infrarouge. Sur l'échantillon de 160 astéroïdes, 35 % ont la bande d'altération aqueuse à 0,7 μm et 70 % montrent des signes d'hydratation à 0,7 et/ou 3 μm . En ne considérant que les astéroïdes primitifs du complexe C (soit 70 objets), les auteurs trouvent des valeurs de 63

et 75 % respectivement. Ce résultat est en accord avec le nôtre, confirmant une nouvelle fois la robustesse de la corrélation entre les deux bandes et que celle dans le visible ne fournit qu'une limite inférieure au total des astéroïdes ayant subi le processus d'altération aqueuse.

TABLE 5.3 – Comparaison de l'analyse dans le domaine de longueurs d'onde visible avec les données de la littérature sur la bande à 3 μm . La lettre « O » est utilisée pour indiquer la présence de la bande ; lettre « N » dans le cas contraire.

Astéroïde	Bande à 0,7 μm	Bande à 3 μm	Astéroïde	0,7 μm	3 μm
1	N	O ^{1,3}	2	N	O ^{1,3}
10	O	O ^{1,2,4}	13	O	O ^{1,2,3}
19	O	O ^{1,2,3}	24	O	O ^{1,4,5,6}
31	N	O ⁴ / N ^{1,2}	34	O	O ⁴
36	O	O ^{1,3}	45	N	N ³
48	O	O ⁴	51	O	O ^{1,2,3}
52	O	N ^{1,2,3,4}	54	O	O ⁴
59	N	N ³	65	O	O ⁷ / N ^{1,2}
70	O	O ^{1,2}	74	N	N ¹
76	N	O ⁴	87	N	N ^{1,2}
88	N	N ^{1,2}	91	O	O ⁴
104	O	O ⁴	106	O	O ³
107	O	O ⁴	120	N	O ⁴
121	O	O ⁴	130	O	O ^{1,2,4}
139	N	N ¹	140	N	N ⁴
153	N	O ⁴	173	O	O ^{1,4} / N ²
185	N	O ³	187	O	O ⁴
190	N	O ⁴ / N ²	238	O	O ³
247	N	N ¹	313	O	O ¹
324	N	O ^{1,4} / N ³	334	N	O ⁴
375	O	O ^{1,2,3}	386	O	O ^{1,2}
409	N	O ^{1,2}	410	O	O ^{1,2}
423	N	N ¹	451	N	O ⁴
511	N	O ^{1,2,4}	521	O	O ³
554	O	N ¹	566	N	N ²
704	N	O ^{1,3,4} / N ²	748	N	N ²
776	O	O ¹	790	N	O ⁴
1015	N	O ⁴	1467	O	O ²

Références = (1) Jones et al. [1990] citant aussi des données de Lebofsky [1980] et Feierberg et al. [1985]; (2) Vilas [1994]; (3) Rivkin et al. [2003]; (4) Takir & Emery [2012]; (5) Rivkin & Emery [2010]; (6) Campins et al. [2010]; (7) Licandro et al. [2011]

5.5 La planète naine Cérès

Le cas du plus gros membre de la Ceinture principale est particulièrement intéressant et d'actualité avec les données de la sonde Dawn qui commencent à arriver [De Sanctis et al., 2015].

Lors de la campagne d'observation au TNG de décembre 2012 (à laquelle j'ai participé), un suivi temporel a été effectué et ces spectres ont été complétés par une nouvelle campagne en janvier 2013 donnant lieu à une publication [Perna et al., 2015]. Nous n'avons pas pu détecter la bande d'altération aqueuse dans le domaine de longueurs d'onde visible – alors qu'une forte bande à $3 \mu\text{m}$ existe [Lebofsky et al., 1981; King et al., 1992; Rivkin et al., 2006]. Cependant, des variations de pente spectrale ont été relevées entre différentes régions du corps. Si cette hétérogénéité avait déjà été remarquée, le domaine de variation que nous observons est plus large que ce qui avait été publié jusqu'à présent. La figure 5.9 explicite ces variations. De plus, la même zone a été observée lors des deux campagnes : un changement net de la surface est traduit par la variation de pente. Un processus de modification de la surface aboutissant à des concentrations de glace différentes en fonction du temps (comme par exemple du cryovolcanisme ou une activité cométaire) semble donc assez efficace (un mois d'intervalle entre les deux mesures). Cette « zone active » ne correspond pas à celle où de l'émission de vapeur d'eau a été détectée [Küppers et al., 2014], mais les résultats préliminaires apportés par les données de Dawn montrent de larges points brillants très localisés dont l'albédo varie au cours du temps [Hoffmann et al., 2015].

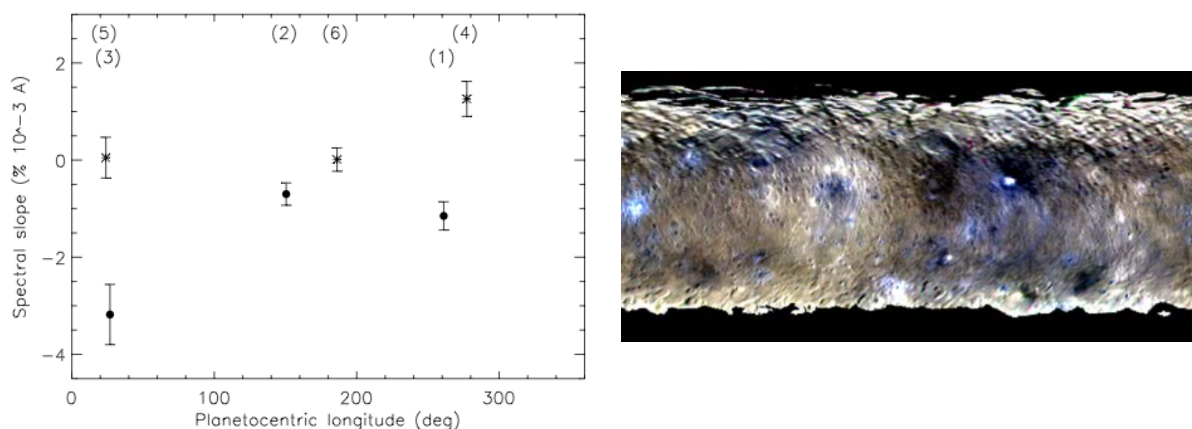


FIGURE 5.9 – À GAUCHE : Pentas spectrales calculées entre $0,55$ et $0,80 \mu\text{m}$ en fonction de la longitude. Les données ont été prises en décembre 2012 (points) et janvier 2013 (astérisques). Les variations sur toute la surface étaient déjà connues, la nouveauté réside dans la variation d'une même région (localisée ici vers 30°). {Source : Perna et al. [2015]} – À DROITE : Mosaïque d'images en fausses couleurs obtenues par la sonde Dawn en mai 2015 montrant de forts contrastes d'albédo : des zones très brillantes sont localisées à la surface de Cérès. {Crédit : NASA/JPLCaltech/UCLA/MPS/DLR/IDA}

Chapitre 6

L'action de l'altération spatiale sur des astéroïdes primitifs via les observations télescopiques

Ce chapitre traite des effets de l'altération spatiale d'un point de vue strictement observationnel. J'ai mené deux études comparatives sur le sujet : l'une mettant en relation des spectres de météorites et d'astéroïdes provenant de bases de données, l'autre en évaluant directement des spectres d'astéroïdes de deux familles dynamiquement liées que j'ai intégralement pris en charge (de l'observation jusqu'à l'exploitation ; cf. chapitre 4 sur les observations télescopiques). Les résultats de la première étude ont été publiés dans l'article [Lantz et al. \[2013\]](#) ; la seconde est en préparation [Fornasier et al.].

Sommaire

6.1	Description observationnelle des effets de l'altération spatiale	78
6.1.1	Au commencement était la Lune	78
6.1.2	Confirmation directe sur les astéroïdes de type S	79
6.1.3	La disparité entre les astéroïdes S et C	80
6.2	Comparaison entre astéroïdes primitifs et météorites	83
6.2.1	Choix des classes d'objets primitifs	83
6.2.2	Les données utilisées	84
6.2.3	Méthode d'analyse et résultats	86
6.2.4	En conclusion	88
6.3	Observation de deux familles primitives liées	90
6.3.1	De l'intérêt d'étudier des familles d'astéroïdes	90
6.3.2	Les observations en spectroscopie	91
6.3.3	Interprétations possibles	94
6.3.4	Recherche de météorites analogues	96
6.3.5	Hétérogénéité de surface de 24 Themis	97

6.1 Description observationnelle des effets de l'altération spatiale

6.1.1 Au commencement était la Lune

La thématique de recherche liée au processus d'altération spatiale – modification des surfaces des corps sans atmosphère via l'interaction avec leur environnement – a été amorcée au milieu des années 50 lorsque l'hypothèse de l'existence du processus a été soulevée. Il aura alors fallu attendre une quinzaine d'années pour mettre en lumière ses effets. En effet, la première fois que le terme de *space weathering* (que l'on a traduit par « altération spatiale ») a été employé, ce fut pour proposer une explication sur les différences spectrales relevées entre les matériaux issus des couches supérieures de la surface de la Lune vues par des télescopes sur Terre et les roches plus profondes ramenées par les missions Apollo 11 et Luna 16. Le régolite de surface avait un albédo plus faible, un spectre plus rouge (pente croissante avec la longueur d'onde) et des bandes d'absorption qui tendaient à disparaître. Ce phénomène avait été prédit avant les retours d'échantillons par l'astronome T. Gold en 1955. Il était parti du constat que les cratères de la Lune avaient des caractéristiques spectrales légèrement changeantes par rapport au reste de la surface. Ceux-ci représentant les matériaux les plus jeunes de notre satellite naturel (l'impact a brassé la matière pour apporter à la surface les couches plus enfouies), il en déduisit qu'un processus devait agir pour transformer les propriétés optiques [Gold, 1955]. L'Histoire lui a donné raison en 1969 lorsque l'Homme a posé le pied sur la Lune et est revenu avec des morceaux de sols lunaires.

Ceci est illustré sur la figure 6.1 montrant des spectres d'échantillons lunaires, une roche sous-surfacique et du régolite plus exposé. On y voit clairement les effets suivants :

1. assombrissement (*darkening* en anglais, signifiant une réduction globale de la réflectance) ;
2. rougissement spectral (*reddening*, indiquant une augmentation de la réflectance vers les grandes longueurs d'onde) ;
3. des bandes d'absorption (caractéristiques minérales) plus faibles, voire qui disparaissent.

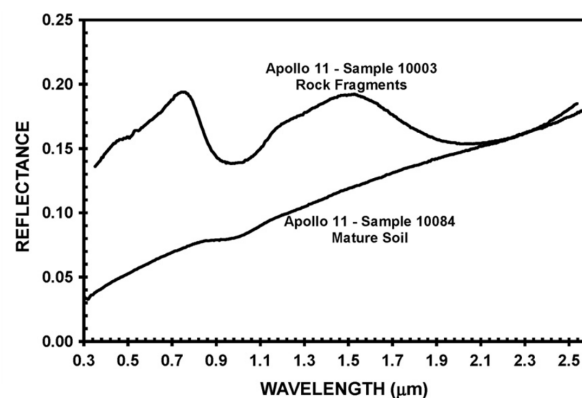


FIGURE 6.1 – Spectres de réflectance pris sur des échantillons lunaires : une roche non altérée et une roche exposée à l'altération spatiale (indicatif *mature soil*). {Source : Gaffey [2010]}

Des analyses au microscope électronique par transmission (TEM, pour *Transmission Electron Microscope*) des sols lunaires [Keller & McKay, 1993, 1997] ont révélé la présence de nanoparticules de fer réduit (notées npFe^0 pour *nanophase reduced iron* ou SMFe pour *submicroscopic iron*) qui apparaissent plus sombres que les silicates qui les entourent (constituants majeurs de ces corps rocheux). Il avait été proposé [Hapke, 1973; Hapke et al., 1975] puis montré [Taylor et al., 2000] que la production de ces SMFe est due au phénomène de dépôt de vapeur suivant une érosion de la surface : lors de l'impact d'une particule de haute énergie avec la surface du corps considéré, les éléments chimiques fondamentaux se dispersent sous forme de vapeur et peuvent être éjectés ou se redéposer à la surface selon leur masse [Pieters et al., 2000]. Les variations systématiques des propriétés optiques des sols lunaires ont été reliées à la quantité de SMFe observée dans les échantillons [Pieters et al., 1993] et ont pu être reproduites en laboratoire par ajout artificiel de SMFe dans des analogues des matériaux de type sols lunaires [Allen et al., 1996a,b; Noble et al., 2001, 2007]. La reproduction des effets observés – rougissement spectral, diminution de la réflectance et atténuation des bandes d'absorption – par un modèle théorique [Hapke, 2001] a fini de faire converger la communauté sur la validité et la solidité de l'hypothèse du rôle de ces particules de fer.

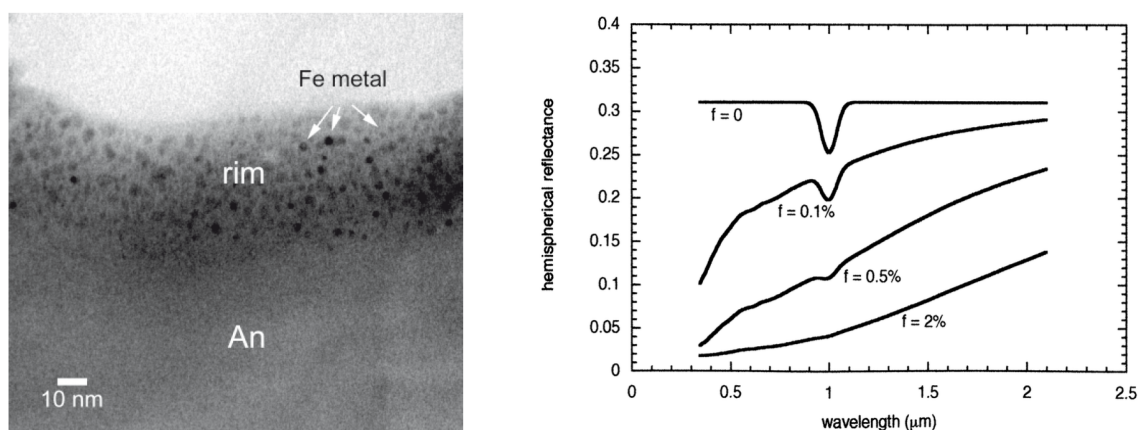


FIGURE 6.2 – À GAUCHE : Image au TEM d'un grain d'anorthosite (minéral à base de silicate) issue d'échantillons lunaires fortement exposés à l'altération spatiale. L'anorthosite, naturellement dépourvue de fer, présente ici un bord enrichi en petites inclusions de ce métal : ce sont les SMFe produites sous l'action de l'altération spatiale. {Source : Clark et al. [2002a]} – À DROITE : Modélisation des effets de l'ajout de SMFe sur les spectres. Plus on augmente la proportion de ces particules, plus les caractéristiques spectrales sont modifiées. {Source : Hapke [2001]}

6.1.2 Confirmation directe sur les astéroïdes de type S

Le seul autre retour d'échantillon effectué jusqu'ici sur des corps rocheux a été un succès de la JAXA avec sa mission Hayabusa sur l'astéroïde Itokawa, de type S. Dès la découverte de cet astéroïde en 1998, les comparaisons spectrales avec les chondrites ordinaires avaient montré des différences nettes [Binzel et al., 2001] qui ont trouvé une explication lorsque la sonde spatiale a récolté des spectres à différents endroits de la surface et que ceux-ci variaient entre le comportement typique des astéroïdes S et celui des chondrites ordinaires [Hiroi et al., 2006]. Les images

récoltées avaient aussi mis en évidence des régions plus claires où des matériaux plus jeunes sont à la surface et les parties sombres ont été modifiées par l'altération spatiale, apportant une nouvelle vérification du processus d'assombrissement des surfaces dû à l'altération spatiale [Ishiguro et al., 2007]. Les grains collectés sur l'astéroïde Itokawa et analysés ultérieurement en laboratoire ont aussi reporté les effets de rougissement spectral [Bonal et al., 2015] et la présence des nanoparticules de fer réduit [Noguchi et al., 2011].

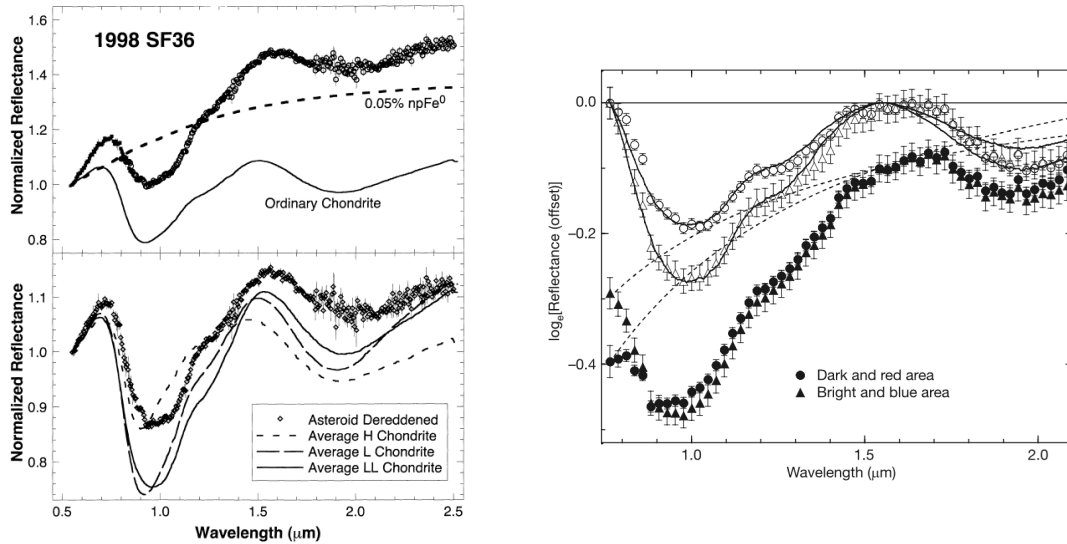


FIGURE 6.3 – À GAUCHE : Le graphique du haut montre le spectre de l'astéroïde Itokawa (ancienne dénomination 1998 SF36, cible de la mission Hayabusa/JAXA) comparé au spectre moyenné des trois groupes de chondrites ordinaires (H, L et LL). On retrouve bien les bandes communes à 1 et 2 μm pour ces objets. Le rougissement spectral semble être induit par la présence de SMFe, comme montré par la courbe croissante en pointillés modélisant une quantité de 0.05 % de ces particules de fer nanophasé. Le graphique du bas montre ce même spectre d'astéroïde corrigé par le modèle de rougissement à 0.05 % de SMFe, comparé aux trois groupes de météorites. {Source : Binzel et al. [2001]} – À DROITE : Spectres d'Itokawa pris par la sonde Hayabusa sur deux régions différentes spectralement parlant : l'une claire et bleue (triangles pleins), l'autre rouge et sombre (ronds pleins). Les mêmes spectres sont présentés après suppression du continuum (symboles vides). Les effets de l'altération spatiale sont facilement identifiables. {Source : Hiroi et al. [2006]}

6.1.3 La disparité entre les astéroïdes S et C

Entre l'analyse des échantillons de la Lune et celle des grains d'Itokawa, près de 40 ans se sont écoulés. Les recherches sur l'altération spatiale ne sont pas restées inactives pendant tout ce temps, bien au contraire. Du point de vue des missions spatiales à destination d'astéroïdes, nous l'avons évoqué au chapitre 3, la sonde Galileo a pu mettre en évidence au début des années 90 des différences dans les spectres de deux objets de type S [Chapman, 1995] : la plupart des surfaces montraient des spectres plus rouges avec des bandes d'absorption plus faibles que les régions cratérisées (qui on le rappelle montrent des matériaux sous-surface moins abîmés par l'altération spatiale). Dix ans plus tard, c'est la sonde NEAR qui explora un autre astéroïde de type S où le plus gros cratère de l'objet (Psyché, sur 433 Éros) a montré des régions distinctes de

matériaux plus clairs, en accord avec des effets de glissement de terrain du régolite plus sombre affecté par l'altération spatiale [Clark et al., 2001]. Les effets de rougissement spectral étaient toutefois plus faibles que ceux qui avaient été observés sur les échantillons lunaires. Au contraire, les images prises de l'astéroïde Mathilde de type C (lié aux chondrites carbonées) sont uniformément sombre et ne présentent pas de régions plus « fraîches » non exposées à l'altération spatiale près des cratères (où les éjecta de matière sous-surfacique non altérée s'accumulent) ou sur les murs des cratères (propices aux glissements de terrains aboutissant à l'exposition des matériaux sous-surfaciques ; ce qui a été vu sur Éros) [Clark et al., 1999; Veverka et al., 1999].

Il s'agit là d'un point important. L'une des raisons pour lesquelles on se demande si les effets de l'altération spatiale sur les astéroïdes de type S évoqués ci-dessus sont aussi valides pour les astéroïdes de type C repose sur le fait que les principaux effets de l'altération spatiale sur des surfaces relativement brillantes sont compris comme étant dus à la création de particules de fer (SMFe). Or ces particules sont des minéraux opaques [Pieters et al., 2000; Clark et al., 2002a] absorbants dans le domaine spectral visible et hautement réfléchissants dans l'infrarouge : c'est ce qui cause ce phénomène du rougissement de la pente des spectres. Mais les météorites chondrites carbonées possèdent déjà des petites particules opaques dispersées dans la matrice [Cloutis et al., 2011b]. Il se pourrait donc que les effets de l'altération spatiale soient « cachés » sur les objets de faible albédo [Pieters et al., 2000]. De plus, les SMFe sont plus efficaces lorsqu'elles se trouvent dans des minéraux transparents comme l'olivine et le pyroxène qui constituent majoritairement les objets de type S puisque ces particules de fer ont un albédo plus faible que les minéraux en question ; et qu'il a été montré qu'une faible quantité peut radicalement changer un spectre en l'assombrissant [Hapke, 2001]. Cependant, ces particules SMFe ont un albédo plus élevé que les minéraux présents dans les objets de type primitifs (une faible teneur en carbone assombrit la surface de ces matériaux) : il a donc été proposé que les SMFe ne changeraient que peu les spectres des surfaces primitives exposées à l'altération spatiale [Clark et al., 2002a; Rivkin et al., 2002].

En étudiant les variations de couleur entre des familles jeunes et des familles plus vieilles d'astéroïdes, une étude a montré que les surfaces exposées à l'altération spatiale pour les objets de type S deviennent effectivement beaucoup plus rouges, tandis que celles des objets de type C (primitifs) tendent à devenir plus bleues [Nesvorný et al., 2005]. Au contraire, une étude statistique sur les pentes spectrales des trois plus gros groupes d'astéroïdes – les types S, C et X représentant près de 90 % de la population de la Ceinture principale – en fonction de l'âge estimé des surfaces (et donc de la durée d'exposition à l'altération spatiale) a proposé que l'effet de rougissement devrait affecter tous les astéroïdes, avec toutefois des efficacités différentes [Lazzarin et al., 2006].

De nombreuses autres études ont été menées sur des météorites grâce à des expériences de laboratoire : une dégradation de l'objet (irradiations ioniques ou photoniques) est faite afin de reproduire les effets de l'altération spatiale. Je les passerai en revue dans la troisième partie du manuscrit.

Une chose à noter ici néanmoins est que les objets de types S ou C (astéroïdes et météorites) ont été inégalement considérés dans la thématique de recherche sur l'altération spatiale. Cette

disparité peut s'expliquer assez simplement puisque l'altération spatiale a été étudiée sur les très nombreuses météorites chondritiques ordinaires qui sont liées aux astéroïdes de type S (albédo relativement élevé donc plus facilement observables) : les effets y sont plus largement étudiés car plus facilement détectables. Les astéroïdes de type C étant plus difficiles à observer car peu lumineux, et les chondrites carbonées étant plus rares, moins d'études ont été consacrées à l'altération spatiale des objets primitifs et il n'existe actuellement aucun consensus sur les effets qu'elle provoque à leur surface. J'exposerai dans la prochaine partie, les toutes nouvelles expériences de laboratoire que j'ai justement menées sur un large panel de chondrites carbonées dans le cadre de cette thèse.

6.2 Comparaison entre astéroïdes primitifs et météorites

Nous l'avons montré au chapitre 2, en considérant le fait que les astéroïdes sont les corps parents des météorites moins exposées, un bon moyen d'étudier les effets de l'altération spatiale est de comparer les spectres de ces populations. Cela devrait donner des indications sur les effets spectraux des processus d'altération subis par les surfaces des astéroïdes.

L'idée de ce premier travail comparatif est venue de la nécessité de développer un modèle prédisant les effets de l'altération spatiale sur l'astéroïde 101955 Benu, cible de la mission spatiale OSIRIS-REx, afin d'aider à la sélection du site d'échantillonnage.

6.2.1 Choix des classes d'objets primitifs

L'astéroïde Benu fait partie du type taxonomique B : son spectre est dit « bleu » (la quantité de lumière réfléchi diminue vers les plus grandes longueurs d'onde, dans le domaine visible/proche infrarouge, c.-à-d. 0,4 - 1,2 μm) et sans absorption caractéristique. Si ce groupe est aussi considéré comme lié aux chondrites carbonées, il existe de fortes divergences sur quelle classe de météorites primitives est l'analogue approprié pour Benu.

L'article de [Clark et al. \[2010\]](#) essaye de comprendre cette filiation en analysant les spectres de plusieurs astéroïdes de type B et en les confrontant avec les spectres de toutes les classes de chondrites carbonées. Un résultat intéressant est que la vingtaine d'objets considérés peut être divisée en trois groupes : l'un avec des spectres similaires à ceux de la famille Themis, l'autre à la famille Pallas et un troisième non identifié. Le premier groupe ressemble, spectralement parlant, aux météorites CI, CM et CR tandis que le deuxième a un comportement plus proche des CK, CO et CV.

En regardant spécifiquement le cas de Benu, [Clark et al. \[2011\]](#) montrent que cet astéroïde aurait pour meilleur analogue météoritique des membres des classes CI et CM (les moins bons étant les CH et CO). Les auteurs ont toutefois noté que si Benu est comparable à Themis selon l'albédo et la forme du spectre couvrant le domaine visible jusqu'à 1,4 μm , le reste du spectre est plutôt similaire à Pallas. Cela suggère qu'il existe un continuum au sein des astéroïdes de type B et que Benu est un objet intermédiaire.

Dans le même ordre d'idées, [de León et al. \[2012\]](#) ont cherché les meilleurs analogues météoritiques pour 45 astéroïdes B (cela représente environ un quart de cette population taxonomique). Ce continuum entre les objets les plus bleus et les plus rouges est également détecté, avec des analogues parmi les classes CK/CV et CM respectivement.

Pour minimiser les controverses, j'ai décidé de travailler sur des astéroïdes primitifs de type Ch/Cgh (taxonomie de Bus & DeMeo, [DeMeo et al. \[2009\]](#)) pour lesquels le lien avec les météorites du groupe CM est largement accepté et établi dans la littérature [[Hiroi et al., 1993](#), [1996](#); [Burbine, 1998](#); [Burbine et al., 2002](#)]. Le faible albédo est bien sûr commun aux deux populations, mais c'est la présence d'une bande d'altération aqueuse à 0,7 μm qui les distingue des autres météorites et astéroïdes. Ceci est un point essentiel et critique : il est indispensable d'avoir un lien sans équivoque entre ces types de météorites et d'astéroïdes pour se concentrer uniquement sur les différences spectrales qui ne sont pas dues principalement à des différences

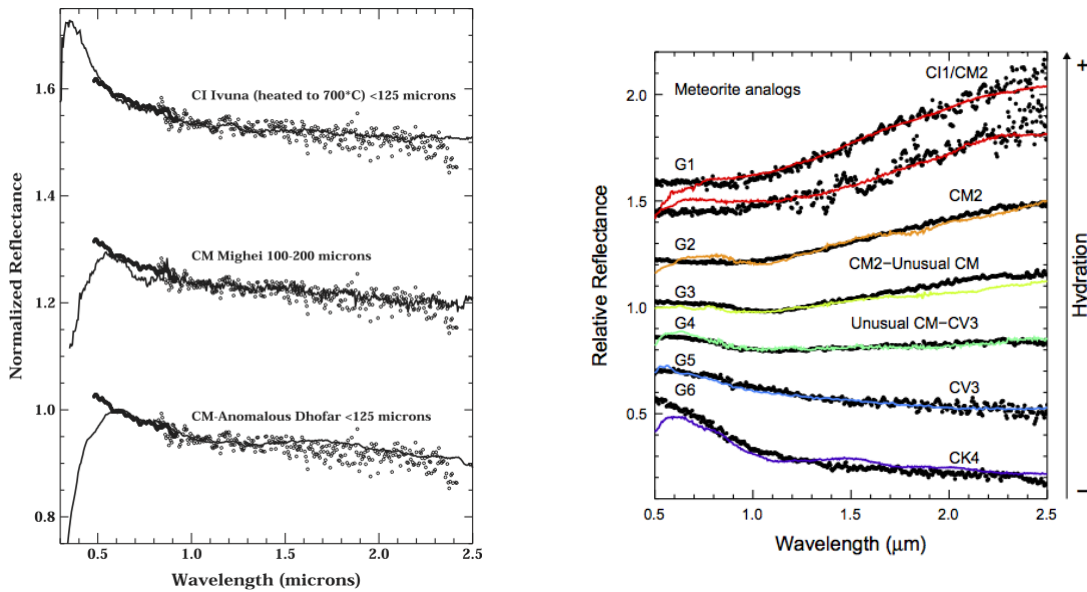


FIGURE 6.4 – À GAUCHE : Spectre de l’astéroïde (courbe avec les symboles ronds) cible de la mission OSIRIS-REx/NASA comparé à des chondrites carbonées (lignes pleines). Ces trois météorites sont celles montrant la meilleure ressemblance. {Source : Clark et al. [2011]} – À DROITE : Comparaison des différentes tendances spectrales parmi la population des astéroïdes de type B (points noirs) avec les meilleurs analogues météoritiques correspondants (en couleur). {Source : de León et al. [2012]}

minéralogiques. À partir de cette hypothèse je cherche les différences systématiques dans les spectres en raisonnant que ces nuances peuvent être dues aux processus d’altération de surface des astéroïdes. C’est donc pourquoi, avec l’objectif de détecter les possibles signatures spectrales de l’altération spatiale sur les astéroïdes primitifs, j’ai analysé les spectres de réflectance de météorites de type CM – que l’on considère représenter les matériaux de sous-surface des astéroïdes, donc non altérés par le processus d’altération spatiale – pour les comparer ensuite avec les observations télescopiques d’astéroïdes de types Ch/Cgh.

6.2.2 Les données utilisées

J’ai assemblé une collection de 43 spectres de ces astéroïdes primitifs ayant subi l’altération aqueuse à partir de données publiées ou disponibles. Les spectres sont issus de la base de données en ligne SMASS et d’observations faites par S.J. Bus (communication privée pour la partie infrarouge), S. Fornasier [Fornasier et al., 1999] et B.E. Clark (communication privée) : 19 objets ont des données couvrant les domaines visible et proche infrarouge (0.4 - 2.4 μm), les 24 autres ne sont disponibles que dans le visible.

Concernant les météorites, tous les spectres sont issus de la base de données RELAB. J’y ai choisi ceux des météorites CM possédant une bande d’absorption centrée entre 0,65 et 0,75 μm (indice de la présence de matériaux phyllosilicatés, Vilas [1994]) avec un rapport de signal à bruit (noté SSR pour *Signal Strength Ratio*; défini plus loin) satisfaisant : 45 spectres remplissaient ces conditions.

6.2. Comparaison entre astéroïdes primitifs et météorites

TABLE 6.1 – Astéroïdes inclus dans l'étude. La classe taxonomique de Bus-DeMeo est indiquée, ainsi que le domaine de longueurs d'onde des données disponibles (Vis = visible, NIR = proche infrarouge).

Astéroïde	Type	Data	Référence	Astéroïde	Type	Data	Référence
13	Ch	VisNIR	1	19	Ch	VisNIR	1
24	C ^a	Vis	2	34	Ch	Vis	1
38	Cgh	VisNIR	1	41	Ch	VisNIR	1
48	Ch	VisNIR	1	49	Ch	Vis	1
50	Ch	Vis	1	51	Cgh	Vis	1
54	Cgh	Vis	1	58	Ch	Vis	1
66	Ch	VisNIR	1	70	Cgh	Vis	1
78	Ch	VisNIR	1	84	Ch	Vis	1
104	Ch	Vis	2	105	Ch	Vis	1
106	Cgh	VisNIR	3	111	Ch	Vis	1
112	Cgh	VisNIR	4	130	Ch	VisNIR	3
137	n.i. ^{a,b}	Vis	2	144	Ch	VisNIR	4
145	Ch	Vis	2	146	Ch	Vis	2
200	Ch	Vis	2	205	Ch	Vis	1
211	Ch	Vis	2	238	Ch	Vis	2
266	Ch	VisNIR	1	284	Ch	VisNIR	4
345	Ch	VisNIR	1	410	Ch	Vis	2
444	C ^a	Vis	2	490	Ch	Vis	2
554	Ch	Vis	4	706	Cgh	VisNIR	1
712	n.i. ^{a,b}	Vis	2	776	Cgh	VisNIR	1
1300	Cgh	VisNIR	1	2099	Ch	VisNIR	1
2378	Cgh	VisNIR	1				

^a : Ces objets ont été gardés car ils montrent bien une bande d'absorption vers 0,7 μm .

^b : n.i. = non identifié dans la taxonomie de Bus-DeMeo.

Références = (1) DeMeo et al. [2009]; (2) Fornasier et al. [1999]; (3) DeMeo et al. [2009] & Bus; (4) Clark (cette étude).

La sélection a été faite en caractérisant la bande d'absorption via la méthode décrite au chapitre 4 : détermination du continuum aux bornes de la bande pour supprimer sa contribution et travailler sur un spectre avec une pente neutre, ajustement polynomial de différents degrés (entre 2 et 4, aller plus loin est inutile car l'absorption est globalement symétrique) sur la bande jusqu'à obtention du meilleur SSR. On rappelle que cette étape de l'ajustement permet de déterminer la position du centre de bande et sa profondeur. Le SSR utilisé ici est une quantité qui spécifie l'intensité de la bande d'absorption : il est obtenu en divisant la profondeur de bande calculée par la déviation standard entre la valeur de l'ajustement polynomial et la valeur des données de réflectance. Après de nombreux essais, j'ai estimé qu'un SSR égal ou supérieur à 7 était une bonne valeur seuil permettant de distinguer les fortes absorptions des faibles détections dans des données bruitées.

Parmi la centaine de météorites CM de RELAB, 36 ont été utilisées pour des expériences de laboratoire et ont donc été exposées à des degrés variés d'irradiation laser (9 objets) et/ou à des cycles de chauffage (le reste de l'échantillon : 27) – et ce souvent afin de simuler les effets de l'altération spatiale (nous referons un point sur les expériences de laboratoire dans le chapitre 7). Ces météorites particulières seront appelées les « altérées ». Je vais comparer les spectres des astéroïdes avec les météorites non modifiées en laboratoire (groupe 1) puis avec celles grandement altérées (groupe 2). En effet, disposant de spectres de météorites altérées par des expériences supposées simuler l'action de l'altération spatiale, il m'a paru intéressant de regarder l'évolution

des spectres des météorites. Une comparaison identique à celle de la partie précédente sera donc présentée mais entre les astéroïdes et les météorites expérimentalement modifiées.

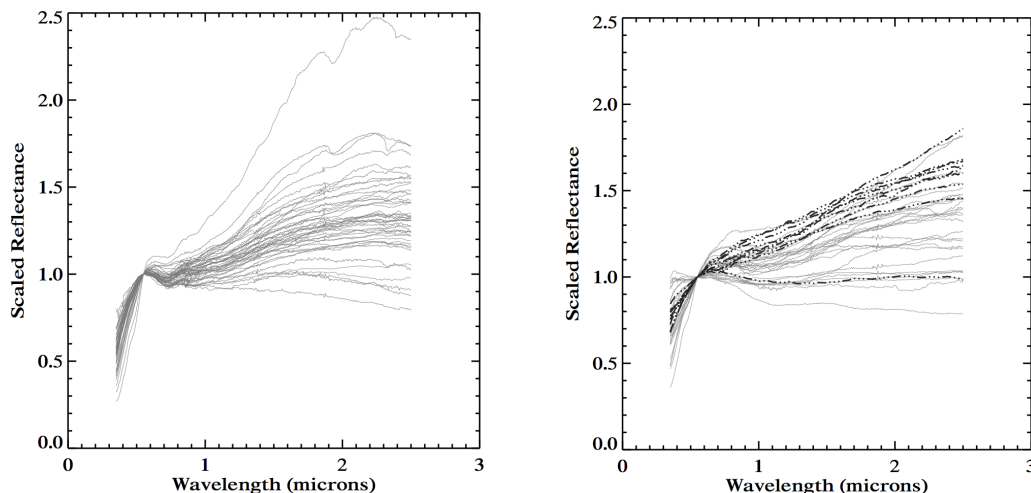


FIGURE 6.5 – À GAUCHE : Spectres de réflectance issus de la base RELAB des météorites CM dont la bande à $0,70 \mu\text{m}$ a été détectée avec $\text{SSR} > 7$. Les données sont normalisées à 1 à $0,55 \mu\text{m}$. On peut voir une météorite qui se détache du reste de l'échantillon : elle est bien plus brillante et a une pente bien plus rouge. Ce spectre semble être une aberration statistique puisqu'il est à 4σ de la moyenne des spectres et a donc été retiré de l'étude. – À DROITE : Même chose pour les météorites ayant subi des modifications lors d'expériences en laboratoire (ligne pleine pour le chauffage, lignes pointillées pour les irradiations laser).

6.2.3 Méthode d'analyse et résultats

Afin d'évaluer les différences spectrales entre les astéroïdes et météorites sélectionnés, j'ai employé trois méthodes distinctes : comparaison de la moyenne des spectres de chaque population, mise en évidence du comportement individuel de chacun des astéroïdes en divisant son spectre par ceux des météorites (méthode du « ratio » permettant de mettre rapidement et simplement en évidence les différences pour le niveau de réflectance et la pente spectrale), et inspection directe des paramètres spectraux (réflectance, pentes spectrales et caractéristiques de la bande d'absorption).

Pour les deux premières méthodes, les résultats sont montrés dans la figure 6.7. En ce qui concerne la comparaison des spectres moyennés de chaque population, on voit que les astéroïdes sont plus « bleus » que les météorites (groupe 1, celles non altérées en laboratoire). Cette constatation doit cependant être modérée lorsque l'on considère les déviations standards : les populations se confondent. La deuxième méthode consistant à diviser chaque spectre d'astéroïde par les spectres de chacune des météorites (groupe 1 toujours), elle aboutit à près de 2 000 ratios (43 astéroïdes x 44 météorites) à examiner ; je ne présente qu'un exemple, représentatif de tous les astéroïdes considérés. La décroissance du ratio vers le domaine infrarouge permet de conclure que les spectres des astéroïdes Ch/Cgh sont plus bleus comparés aux météorites CM. On remarque cependant six ratios pour lesquels la tendance inverse est observée : ils correspondent

aux six spectres de météorites de la figure 6.5 (panel gauche) séparés du reste de l'échantillon avec leurs pentes spectrales négatives. Avec toutes les autres météorites (39 sur 44, soit 89 %), un bleuissement des astéroïdes est mis en évidence.

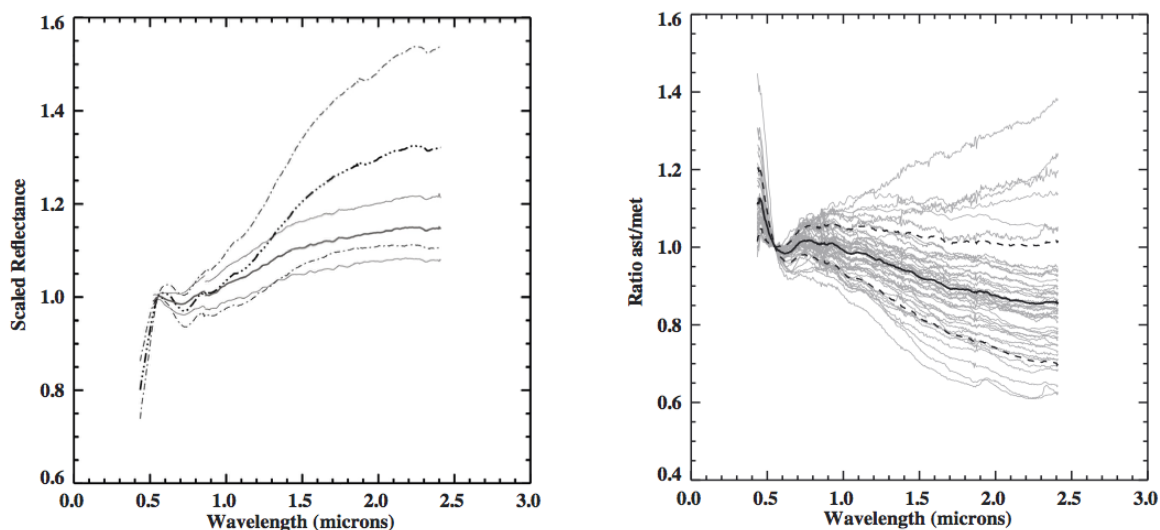


FIGURE 6.6 – À GAUCHE : Spectres des astéroïdes (lignes pleines en gris) et des météorites du groupe 1 (lignes en pointillés, en noir) moyennés sur tous les membres des deux populations. La déviation standard ($\pm 1\sigma$) est aussi tracée pour chaque moyenne (même code graphique, mais traits plus fins). Les données sont normalisées à $0,55 \mu\text{m}$. Puisque tous les astéroïdes n'ont pas des données sur les deux domaines de longueurs d'onde, la moyenne a été calculée sur les intervalles $0,52 - 0,86 \mu\text{m}$ et $0,86 - 2,41 \mu\text{m}$. – À DROITE : Exemple de ratio avec l'astéroïde 13 Egeria : il décroît vers les grandes longueurs d'onde, mettant en relief l'effet de bleuissement des spectres sous l'action possible de l'altération spatiale. En gris sont tracés les ratios individuels avec chacune des météorites, la ligne pleine en noir est la moyenne et les lignes en pointillés donnent la déviation standard. Les spectres des astéroïdes ont été « lissés » pour éviter les petites variations dues au bruit dans les données et se concentrer sur le comportement global.

En ce qui concerne l'extraction d'informations directement sur les spectres (astéroïdes et météorites des deux groupes cette fois), les résultats sont résumés dans le tableau 6.2. Les paramètres évalués sont l'albédo (ou la valeur de la réflectance à $0,55 \mu\text{m}$ pour les météorites), les pentes spectrales sur les domaines $0,44 - 0,70 \mu\text{m}$ (notée VIS), $1,10 - 1,45 \mu\text{m}$ (NIR1) et $1,6 - 2,3 \mu\text{m}$ (NIR2), le centre de la bande à $0,70 \mu\text{m}$ et sa profondeur – calculés selon la méthode présentée au chapitre 4. La figure 6.7 permet de visualiser la situation pour quelques uns de ces paramètres.

Pour l'albédo, les astéroïdes couvrent la région 4 - 10 % (il y a un astéroïde beaucoup plus brillant, à 17 %, mais étant bien de type Cgh, il a été gardé dans l'étude – on rappelle que la taxonomie de Bus-DeMeo ne prend pas en compte l'albédo), les météorites sont sur la région 3 - 8 % et les altérées sont plus concentrées sur la région 3 - 5 %. La valeur de la réflectance à $0,55 \mu\text{m}$ pour les météorites est considérée comme grossièrement équivalente à l'albédo géométrique pour les astéroïdes, mais il est toujours délicat de bien comparer ces deux quantités [Barucci et al., 2012]. Néanmoins, l'absence de différence dans les réflectances des astéroïdes et des météorites (groupe 1) pourrait être due au fait que les processus de surface n'affectent pas

massivement l'albédo des astéroïdes primitifs. De fait, il a été évoqué que les effets de l'altération spatiale attendus sur les albédos de ces astéroïdes riches en minéraux opaques ne soient que minimes [Pieters et al., 2000]. On note en revanche une diminution de la réflectance des météorites altérées (groupe 2) par rapport aux autres (groupe 1). Ces expériences ont donc bien un effet sur la surface des météorites, mais ne reproduisent pas correctement, semble-t-il, les processus d'altération spatiale sur les astéroïdes primitifs.

Il y a une corrélation dans les pentes spectrales : celles des météorites (y compris les altérées) sont systématiquement plus grandes que celles des astéroïdes, en accord avec l'effet de bleuissement évoqué précédemment. Les météorites altérées en laboratoire couvrent les régions occupées par les astéroïdes et les autres météorites (groupe 1) : il se peut donc que certaines expériences aient reproduit des effets de l'altération spatiale sur les astéroïdes primitifs. Plus d'expériences de laboratoire seraient nécessaires pour comprendre quel processus affecte la pente spectrale.

Enfin, la bande à $0,70 \mu\text{m}$ ne semble pas affectée. Ce résultat n'est pas surprenant car il y a un biais dans les populations : j'ai effectivement sélectionné les météorites présentant une bande d'absorption avec un rapport de signal à bruit suffisant ($\text{SSR} > 7$), mais on ne connaît pas la précision sur la détection de bande requise pour la définition des types Ch/Cgh dans la taxonomie de Bus-DeMeo (qui ont sélectionné les objets avec une bande « détectable »). Toute conclusion sur la profondeur de bande est donc à exclure entre astéroïdes et météorites du groupe 1. Notons quand même que les météorites altérées en laboratoire ont une profondeur de bande plus petite que les météorites du groupe 1 : cet effet est lié aux processus de chauffage (une irradiation laser chauffe aussi la surface) qui fait disparaître progressivement les bandes d'absorption associées à l'altération aqueuse [Hiroi et al., 1996; Cloutis et al., 2011b].

TABLE 6.2 – Moyennes des paramètres spectraux pour les populations d'astéroïdes Ch/Cgh et de météorites CM (le groupe 2 sont celles dites altérées par les expériences de laboratoire).

	Albédo (%)	Pentes spectrales (μm^{-1})			Bande à $0,7 \mu\text{m}$	
		Vis <i>0,44 - 0,70</i>	NIR1 (*) <i>1,10 - 1,45</i>	NIR2 (*) <i>1,6 - 2,3</i>	Centre (μm)	Profondeur (%)
Astéroïdes	6 ± 2	$0,13 \pm 0,22$	$0,19 \pm 0,09$	$0,05 \pm 0,04$	$0,71 \pm 0,04$	3 ± 1
Météorites 1	5 ± 1	$0,55 \pm 0,33$	$0,39 \pm 0,19$	$0,13 \pm 0,11$	$0,72 \pm 0,01$	4 ± 1
Météorites 2	4 ± 2	$0,73 \pm 0,47$	$0,25 \pm 0,14$	$0,17 \pm 0,15$	$0,68 \pm 0,20$	2 ± 1

Pour chaque paramètre je présente la valeur moyenne et la déviation standard.

(*) : Il faut se rappeler que les pentes NIR ne sont mesurées que pour les astéroïdes qui ont des données dans ce domaine de longueurs d'onde.

6.2.4 En conclusion

J'ai cherché à mettre en évidence les possibles effets des processus d'altération de surface des astéroïdes primitifs en comparant les spectres d'une quarantaine d'objets à ceux de météorites analogues. L'hypothèse étant que les astéroïdes de types Ch/Cgh et les chondrites carbonées CM sont le même matériel, mais que les astéroïdes représentent une surface sans atmosphère

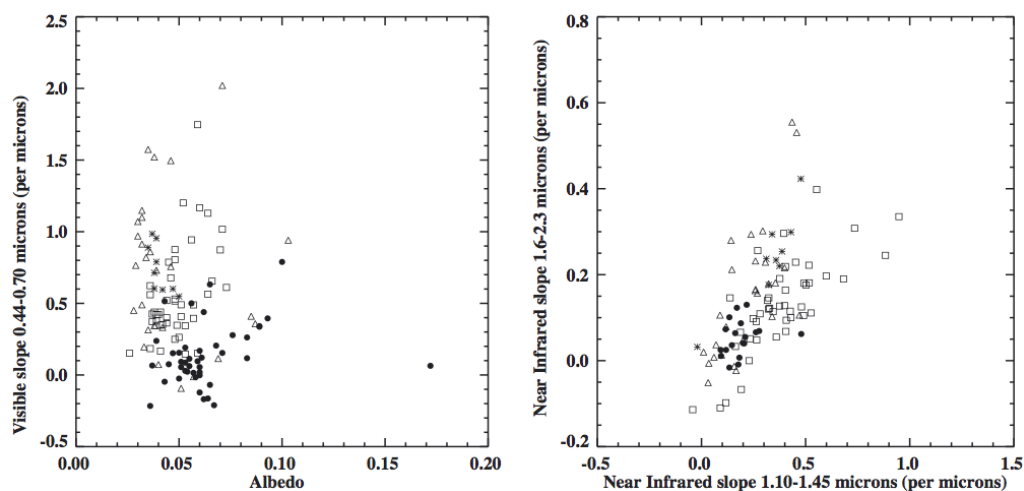


FIGURE 6.7 – Représentation graphique des paramètres spectraux pour les astéroïdes (ronds), météorites (carrés) et météorites altérées en laboratoire (triangles pour les expériences de chauffage, astérisques pour les irradiations laser). – À GAUCHE : Albédo (réflectance à $0,55 \mu\text{m}$) et pente VIS ($0,44 - 0,70 \mu\text{m}$). Les albédos des astéroïdes sont issus du catalogue IMPS (*IRAS Minor Planet Survey*) [Tedesco et al., 2004]. À DROITE : Pentes NIR1 ($1,10 - 1,45 \mu\text{m}$) et NIR2 ($1,6 - 2,3 \mu\text{m}$).

exposée à l’altération spatiale alors que les météorites représentent les matériaux préservés. Les différences entre les spectres de ces deux populations peuvent être dues aux causes suivantes : erreurs systématiques dans la mesure, différences de morphologie/texture des surfaces, minéralogies distinctes et/ou action de l’altération spatiale sur les astéroïdes. Ici j’ai privilégié la dernière hypothèse et ai donc quantifié les possibles signatures spectrales de l’altération spatiale sur un matériau de type chondrite CM. Une décroissance de la réflectance vers les grandes longueurs d’onde et une neutralisation de la pente sont observées : les résultats indiquent un effet de bleuissement de la pente spectrale de ces astéroïdes en particulier.

Si ce résultat est en accord avec les conclusions de Nesvorný et al. [2005], il va à l’encontre de celles de Lazzarin et al. [2006] qui ont proposé que le rougissement spectral devrait affecter toutes les classes d’astéroïdes. Il est important de noter que ces trois études n’ont pas porté sur les mêmes objets. En effet j’ai examiné uniquement les astéroïdes de type Ch/Cgh (les hydratés), tandis que Nesvorný et al. [2005] ont sélectionné certaines familles d’astéroïdes primitifs et Lazzarin et al. [2006] ont inclu tous les objets du complexe C (types B, Cb, C, Cg, Ch et Cgh). Il y a un effet évident de sélection qui peut biaiser le résultat : il ne serait pas représentatif de toute la population des astéroïdes primitifs. Ce qui expliquerait donc les différentes conclusions apportées par ces quelques études récentes. Mais cela soulève un point essentiel, à savoir que les effets de l’altération spatiale pourraient ne pas être les mêmes sur tous les objets primitifs compte tenu de leur diversité.

6.3 Observation de deux familles primitives liées

6.3.1 De l'intérêt d'étudier des familles d'astéroïdes

La famille Themis est l'une des plus robustes, statistiquement parlant, dans la Ceinture principale. Découverte par Hirayama [1918], 550 membres sont identifiés par Zappalà et al. [1995]. Les astéroïdes qui la constituent se situent dans la région $3,05 \leq a \leq 3,22$ UA, avec $0,12 \leq e \leq 0,19$ et $0,7 \leq i \leq 2,22^\circ$ [Zappala et al., 1990] et sont principalement des objets de types C et B [Florczak et al., 1998; Mothé-Diniz et al., 2005]. Cette famille s'est très vraisemblablement formée il y a environ $2,3 \cdot 10^9$ ans suite à une collision entre un corps de 400 km de diamètre avec un projectile de 190 km [Marzari et al., 1995]. Au sein de la famille Themis, une sous-famille a été identifiée [Milani & Knezevic, 1994] : Beagle, formée il y a moins de $10 \cdot 10^6$ ans à partir d'un corps d'un diamètre supérieur à 20 km et composée de 150 membres [Nesvorný et al., 2008]. En faisant l'hypothèse que le corps parent ayant donné lieu à la famille Themis était homogène, une comparaison des propriétés spectrales de ces deux familles – l'une vieille et l'autre jeune – peut se révéler intéressante dans le cadre de la compréhension du processus d'altération spatiale à la surface des astéroïdes primitifs.

De plus, et cela a déjà été évoqué, des traces de glace d'eau (et d'organiques) ont été trouvées à la surface du plus gros membre de la famille, 24 Themis [Campins et al., 2010; Rivkin & Emery, 2010]. Remarquons toutefois que la nature de la bande d'absorption détectée à $3,1 \mu\text{m}$ reste sujet de débat : Beck et al. [2011] proposent que la goethite (minéral à base d'oxyde de fer) est à l'origine de cette bande, bien que Jewitt & Guilbert-Lepoutre [2012] soulignent que la goethite trouvée dans les météorites est le résultat d'une altération avec l'environnement terrestre et qu'aucune détection de goethite dans les récentes chutes de météorite n'a été faite. Des bandes d'absorption liées à l'altération aqueuse dans le domaine visible de longueurs d'onde ont été trouvées sur quinze membres de la famille Themis [Florczak et al., 1998]. Cela suggère donc que de l'eau sous forme liquide a pu également se trouver sur ces astéroïdes, et qu'un processus de chauffage post-formation a eu lieu. Enfin, il a été proposé que certaines comètes de la Ceinture principale (les MBCs) auraient pour origine la famille de Themis, renforçant l'idée que l'eau sur Terre aurait été délivrée par les astéroïdes et non par les comètes [Morbidelli et al., 2000; Lunine, 2006].

La famille Themis est donc intéressante aussi bien pour la compréhension de l'origine et de la répartition de l'eau dans le Système solaire, mais aussi car elle offre la possibilité avec la sous-famille Beagle d'étudier des surfaces d'astéroïdes primitifs exposées avec des durées différentes à l'altération spatiale. L'équipe du LESIA (S. Fornasier comme PI) a donc mené une campagne d'observation spectroscopique sur des membres des familles Themis et Beagle afin de mieux connaître la composition de surface et l'évolution thermique de cette famille.

6.3.2 Les observations en spectroscopie

Les observations ont été faites en février et décembre 2012 avec le TNG (La Palma, Espagne). La description des instruments utilisés et de la méthode d'analyse des données est faite au chapitre 4. Le détail des conditions d'observation est donné dans le tableau 6.3. Nous présentons de nouveaux spectres (voir les figures 6.9 et 6.8) pour 22 astéroïdes de la famille Themis (cinq n'ont pas la partie visible, cinq la partie infrarouge) et 8 de la famille Beagle.

TABLE 6.3 – Circonstances d'observations. Le temps universel est indiqué (UT pour l'anglais *Universal Time*) suivi du temps d'exposition, ainsi que l'instrument utilisé et son grisme, puis l'airmass moyen pendant l'observation. Les étoiles analogues nommées « Hip » proviennent du catalogue Hipparcos ; celles « Lan » du catalogue de Landolt des étoiles photométriques standards.

Objet	Nuit	UT _{début} (hh : mm)	T _{expo} (s)	Instru.	Grisme	airm.	Étoile analogue (airm.)
24 Themis	18 Dec. 2012	02 : 16	10	Dolores	LRB	1,22	Lan98-978 (1.22)
24 Themis	18 Dec. 2012	02 : 20	20	Dolores	LRR	1,23	Lan98-978 (1.22)
24 Themis	18 Dec. 2012	21 : 33	10	Dolores	LRB	1,14	Lan115-271 (1.13)
24 Themis	18 Dec. 2012	21 : 35	20	Dolores	LRR	1,14	Lan115-271 (1.13)
24 Themis	19 Dec. 2012	01 : 07	60	Dolores	LRB	1,07	Lan115-271 (1.13)
24 Themis	19 Dec. 2012	01 : 09	60	Dolores	LRR	1,07	Lan115-271 (1.13)
24 Themis	18 Dec. 2012	00 : 38	20	NICS	Amici	1,03	Hip22536 (1.02)
62 Erato	19 Feb. 2012	05 : 38	900	Dolores	LRR	1,24	Lan98-978(1.18)
90 Antiope	18 Dec. 2012	01 : 48	30	Dolores	LRB	1,20	Lan102-1081 (1.15)
90 Antiope	18 Dec. 2012	01 : 52	60	Dolores	LRR	1,21	Lan102-1081 (1.15)
90 Antiope	17 Dec. 2012	23 : 29	60	NICS	Amici	1,01	Hip22536 (1.03)
268 Adorea	20 Feb. 2012	06 : 08	300	Dolores	LRB	1,33	Hip59932 (1.32)
268 Adorea	20 Feb. 2012	06 : 15	300	Dolores	LRR	1,33	Hip59932 (1.32)
383 Janina	19 Feb. 2012	06 : 07	900	Dolores	LRR	1,38	Hip59932 (1.35)
461 Saskia	19 Feb. 2012	03 : 52	900	Dolores	LRB	1,27	Hip59932 (1.34)
461 Saskia	19 Feb. 2012	04 : 09	900	Dolores	LRR	1,33	Hip59932 (1.35)
461 Saskia	19 Feb. 2012	23 : 44	720	NICS	Amici	1,09	Hip44103 (1.04)
468 Lina	19 Dec. 2012	06 : 08	300	Dolores	LRR	1,12	Lan115-271 (1.14)
492 Gismonda	18 Dec. 2012	22 : 45	300	Dolores	LRB	1,56	Hip52192 (1.46)
492 Gismonda	18 Dec. 2012	22 : 51	300	Dolores	LRR	1,59	Hip52192 (1.47)
492 Gismonda	16 Dec. 2012	20 : 47	480	NICS	Amici	1,16	Lan93-101 (1.14)
526 Jena	19 Dec. 2012	00 : 23	300	Dolores	LRB	1,17	Hip44027 (1.17)
526 Jena	19 Dec. 2012	00 : 28	300	Dolores	LRR	1,19	Hip44027 (1.17)
526 Jena	17 Dec. 2012	22 : 54	240	NICS	Amici	1,04	Hip22536 (1.03)
621 Werdandi	19 Feb. 2012	22 : 18	720	NICS	Amici	1,02	Hip44103 (1.04)
656 Beagle	18 Dec. 2012	20 : 02	600	Dolores	LRB	1,23	Lan93-101 (1.23)
656 Beagle	18 Dec. 2012	20 : 14	600	Dolores	LRR	1,26	Lan115-271 (1.14)
656 Beagle	18 Dec. 2012	19 : 39	960	NICS	Amici	1,21	Lan115-271 (1.25)
846 Lipperta	20 Feb. 2012	03 : 19	900	Dolores	LRB	1,21	Lan102-1081(1.31)
846 Lipperta	20 Feb. 2012	03 : 36	900	Dolores	LRR	1,27	Lan102-1081(1.31)
846 Lipperta	20 Feb. 2012	00 : 19	960	NICS	Amici	1,06	Hip44103 (1.04)
954 Li	19 Feb. 2012	21 : 23	1440	NICS	Amici	1,23	Hyades64 (1.22)
1027 Aesculapia	18 Dec. 2012	20 : 42	1200	Dolores	LRR	1,33	Lan115-271 (1.14)
1027 Aesculapia	17 Dec. 2012	20 : 07	1920	NICS	Amici	1,29	Lan115-271 (1.25)
1247 Memoria	19 Dec. 2012	05 : 04	900	Dolores	LRR	1,04	Lan115-271 (1.14)
1623 Vivian	20 Feb. 2012	05 : 06	900	Dolores	LRB	1,32	Lan102-1081(1.31)
1623 Vivian	20 Feb. 2012	05 : 24	900	Dolores	LRR	1,39	Lan102-1081(1.31)
1623 Vivian	20 Feb. 2012	01 : 26	1440	NICS	Amici	1,12	Hip44103(1.04)
1687 Glarona	19 Feb. 2012	03 : 01	600	Dolores	LRB	1,24	Lan98-978 (1.18)
1687 Glarona	19 Feb. 2012	03 : 17	600	Dolores	LRR	1,28	Lan98-978 (1.18)
1687 Glarona	19 Feb. 2012	01 : 26	720	NICS	Amici	1,04	Hip59932 (1.09)
1778 Alfven	17 Dec. 2012	06 : 04	1440	NICS	Amici	1,29	Hip41815 (1.26)

Suite sur la page suivante...

Objet	Nuit	UT <i>début</i>	T _{expo}	Instr.	Grism	airm.	Étoile analogue (airm.)
1953 Rupertwildt	18 Dec. 2012	04 : 19	300	Dolores	LRB	1,17	Lan102-1081 (1.15)
1953 Rupertwildt	18 Dec. 2012	04 : 25	480	Dolores	LRR	1,19	Lan102-1081 (1.15)
1953 Rupertwildt	17 Dec. 2012	03 : 48	960	NICS	Amici	1,11	Hip22536 (1.13)
2009 Voloshina	17 Dec. 2012	23 : 58	960	NICS	Amici	1,24	Lan98-978 (1.28)
2203 Van Rhijn	17 Dec. 2012	21 : 24	960	NICS	Amici	1,05	Hip22536 (1.03)
2222 Lermontov	20 Feb. 2012	04 : 36	900	Dolores	LRB	1,34	Lan102-1081 (1.31)
2222 Lermontov	20 Feb. 2012	04 : 38	900	Dolores	LRR	1,41	Lan102-1081 (1.31)
2222 Lermontov	20 Feb. 2012	00 : 48	960	NICS	Amici	1,05	Lan102-1081 (1.18)
2228 Soyuz-Apollo	19 Dec. 2012	04 : 30	600	Dolores	LRB	1,03	Lan115-271 (1.13)
2228 Soyuz-Apollo	19 Dec. 2012	04 : 42	600	Dolores	LRR	1,03	Lan115-271 (1.14)
2264 Sabrina	19 Dec. 2012	02 : 07	600	Dolores	LRB	1,04	Lan115-271 (1.13)
2264 Sabrina	18 Dec. 2012	06 : 21	600	Dolores	LRR	1,45	Lan102-271 (1.15)
2264 Sabrina	17 Dec. 2012	05 : 21	480	NICS	Amici	1,22	Lan1021081 (1.16)
2270 Yazhi	19 Dec. 2012	02 : 48	1100	Dolores	LRB	1,01	Lan115-271 (1.13)
2270 Yazhi	19 Dec. 2012	03 : 23	1100	Dolores	LRR	1,02	Lan115-271 (1.13)
2270 Yazhi	17 Dec. 2012	04 : 26	1920	NICS	Amici	1,10	Hip44027 (1.04)
2519 Annagerman	19 Feb. 2012	04 : 46	900	Dolores	LRB	1,16	Land98-978 (1.17)
2519 Annagerman	19 Feb. 2012	05 : 04	900	Dolores	LRR	1,18	Land98-978 (1.18)
2519 Annagerman	20 Feb. 2012	02 : 13	1920	NICS	Amici	1,18	Hip59932 (1.09)
3174 Alcock	19 Dec. 2012	01 : 22	600	Dolores	LRB	1,26	Lan93-101 (1.23)
3174 Alcock	19 Dec. 2012	01 : 34	600	Dolores	LRR	1,30	Hip41815 (1.30)
3174 Alcock	16 Dec. 2012	23 : 52	960	NICS	Amici	1,06	Hip22536 (1.13)
3591 Vladimirskij	18 Dec. 2012	21 : 53	2200	Dolores	LRR	1,21	Hip44027 (1.18)
3591 Vladimirskij	16 Dec. 2012	22 : 20	1920	NICS	Amici	1,36	Lan93-101 (1.14)
3615 Safronov	16 Feb. 2012	21 : 31	900	Dolores	LRB	1,21	Lan98-978 (1.25)
3615 Safronov	16 Feb. 2012	21 : 49	900	Dolores	LRR	1,21	Lan98-978 (1.25)
3615 Safronov	18 Dec. 2012	05 : 47	1200	Dolores	LRR	1,13	Lan102-1081 (1.15)
3615 Safronov	17 Dec. 2012	02 : 40	480	NICS	Amici	1,05	Hip41815 (1.06)
4903 Ichikawa	18 Dec. 2012	02 : 53	900	Dolores	LRB	1,12	Lan102-1081 (1.15)
4903 Ichikawa	18 Dec. 2012	03 : 25	900	Dolores	LRR	1,15	Lan102-1081 (1.15)
4903 Ichikawa	17 Dec. 2012	01 : 38	960	NICS	Amici	1,02	Hip22536 (1.13)

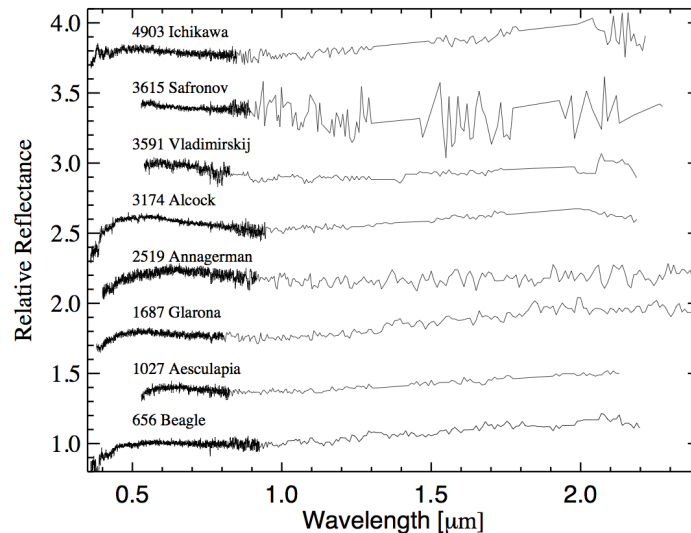


FIGURE 6.8 – Spectres de réflectance des astéroïdes de la famille Beagle observés sur le domaine de longueurs d'onde 0,4 - 2,4 μm . Les spectres sont normalisés à 0,55 μm et sont décalés de 0,4 en unité de réflectance pour mieux les lire individuellement.

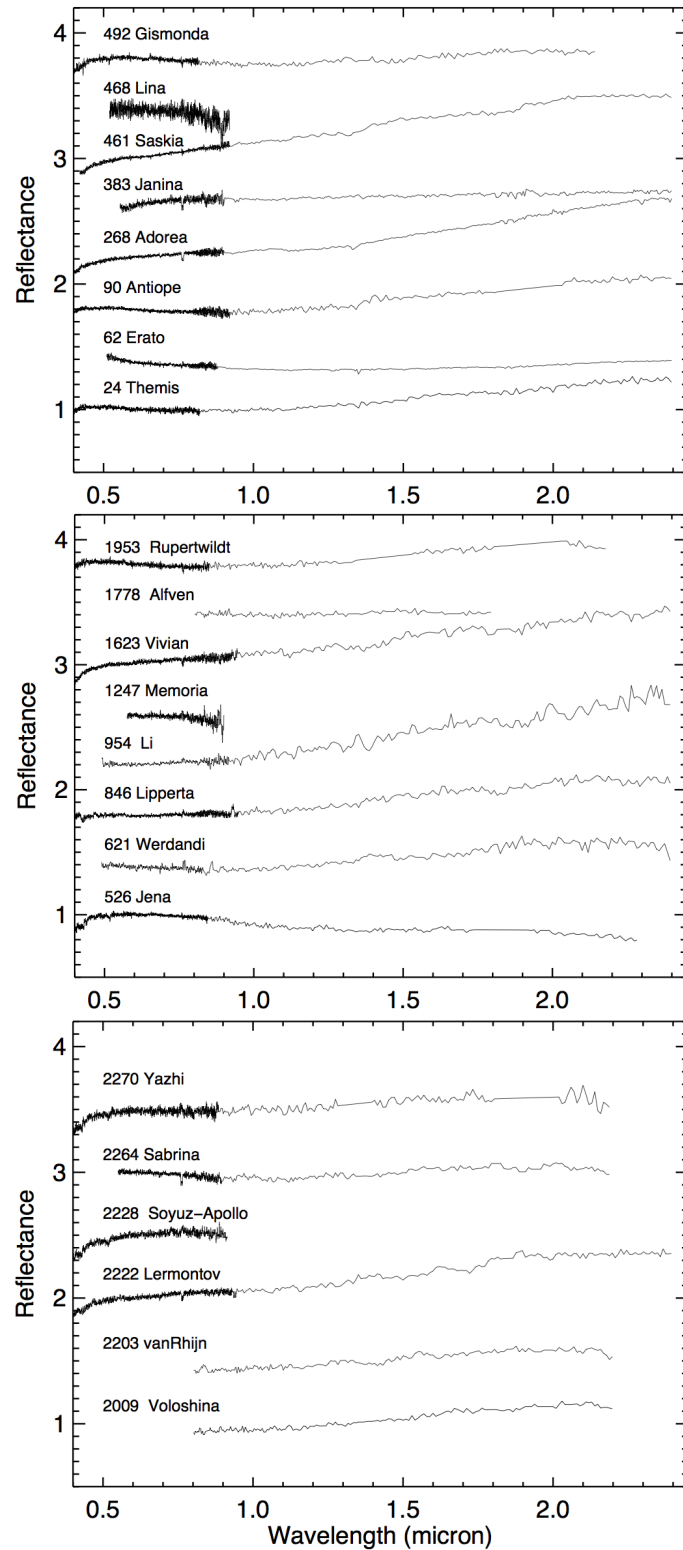


FIGURE 6.9 – Spectres de réflectance des astéroïdes de la famille Themis observés sur le domaine de longueurs d'onde 0,4 - 2,4 μm . Les parties VIS des objets 621 et 954 proviennent de la base S3OS2 Lazzaro et al. [2004]; les parties NIR pour 62 et 383 sont issues de Clark et al. [2010].

Ces astéroïdes ne montrant pas de bandes d'absorption particulières (seuls quelques objets ont la bande d'altération aqueuse à $0,7 \mu\text{m}$) dans leurs spectres, nous nous sommes intéressés aux pentes spectrales (calculées sur plusieurs intervalles par des ajustements linéaires). À partir de la figure 6.10, les membres de la famille Themis montrent une plus grande variété de pentes mais les Beagle observés ici ont une pente globalement plus « bleue ». Cette diversité spectrale avait déjà été observée par Ziffer et al. [2011] sur sept membres de la famille Themis.

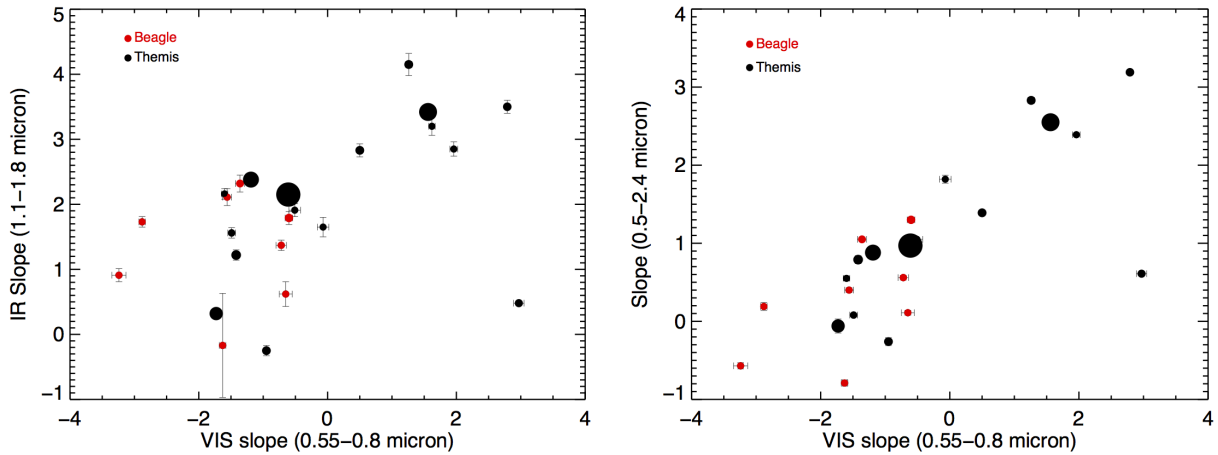


FIGURE 6.10 – Valeurs des pentes spectrales (en $\%/10^3 \text{\AA}$) calculées sur les domaines $0,55 - 0,80 \mu\text{m}$ (notée VIS), $1,1 - 1,8 \mu\text{m}$ (notée IR) et sur tout le domaine $0,5 - 2,4 \mu\text{m}$. Les astéroïdes de la famille Themis sont en noir, les Beagle en rouge. Les différentes tailles de disques correspondent à la taille des objets (quatre ont un diamètre supérieur à 100 km , le plus gros faisant 200 km ; la majorité de la distribution se trouve dans l'intervalle $20 - 50 \text{ km}$).

Des corrélations entre les pentes spectrales et les paramètres physiques tels que l'albédo et le diamètre (données WISE [Masiero et al., 2011]) ont été cherchées. La figure 6.11 montre l'albédo des objets Themis et Beagle observés pour cette étude : les membres plus jeunes, les Beagle, ont un albédo plus élevé que les membres plus vieux, les Themis. Cette analyse a été étendue pour tous les objets des familles Themis et Beagle dont les spectres sont disponibles dans la littérature et qui avaient déjà été inclus dans l'étude publiée par Fornasier et al. [2014] : il est là encore clair qu'aucun membre Beagle ne possède un faible albédo ($< 7 \%$) ou une pente spectrale rouge. Au contraire, les membres Themis montrent une plus grande diversité d'albédo (de 4 à 14%) et de pente. Ceci n'est pas dû à un effet de taille des objets : les Themis ayant un diamètre similaire aux Beagle ont bien des albédos et des pentes spectrales dans le domaine visible ($-2,5$ à $3,0 \%/10^3 \text{\AA}$ contre $-3,0$ à $-0,5 \%/10^3 \text{\AA}$ pour les Beagle) plus variés.

6.3.3 Interprétations possibles

Les études spectroscopiques des familles d'astéroïdes peuvent fournir des informations sur l'intérieur des corps parents ; cela permet alors de proposer des scénarios d'évolution thermique et collisionnelle de ces objets. Il a été montré que de la matière éjectée par différentes parties d'un corps parent hétérogène devrait garder une certaine cohésion de structure suite à de la

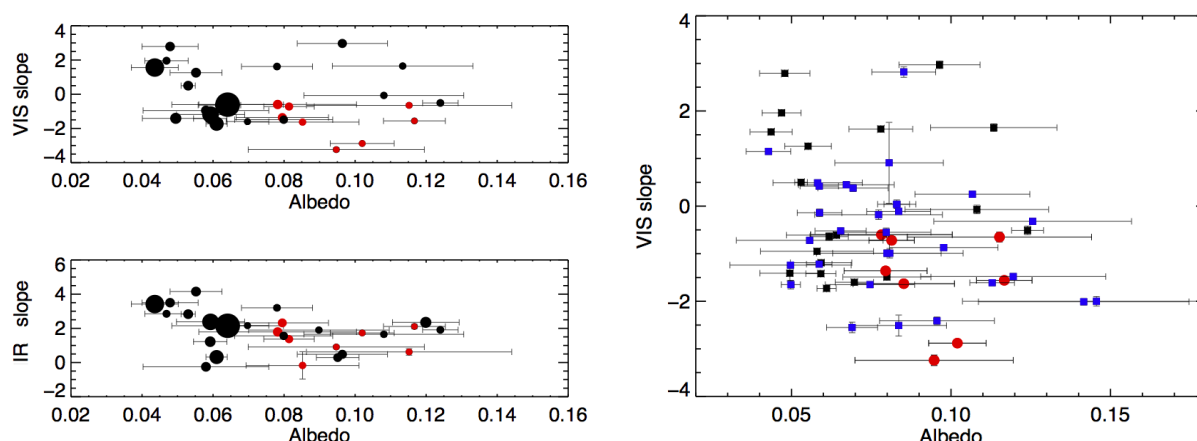


FIGURE 6.11 – À GAUCHE : Valeurs des pentes spectrales (en $\%/10^3\text{\AA}$) calculées sur les domaines $0,55 - 0,80 \mu\text{m}$ (notée VIS), $1,1 - 1,8 \mu\text{m}$ (notée IR) en fonction de l’albédo. Le code graphique utilisé est le même que celui de la figure 6.10. – À DROITE : Pente VIS en fonction de l’albédo pour tous les objets Themis de la littérature (points en bleu ; valeurs de pente calculées dans Fornasier et al. [2014]).

réaccumulation [Michel et al., 2004] : ainsi les gradients de composition dans les planétésimaux devraient se retrouver au sein d’une même famille. En utilisant les estimations de masse du corps parent et des plus gros membres « restants » de la famille Themis, Jacobson et al. [2014] proposent que cette famille est celle dont l’intérieur du corps parent d’origine est la plus exposée (c.-à-d. que la collision a été suffisamment violente pour disperser la totalité de l’objet, et pas uniquement une couche superficielle). Il n’existe aucune identification de famille résultant d’un évènement d’éclatement complet du corps parent : le cas de la famille Themis semble donc unique.

Les observations faites ici montrent une grande diversité spectrale au sein de la famille Themis. Plusieurs interprétations sont envisagées pour l’expliquer. Il est actuellement impossible de pouvoir conclure sur l’une ou l’autre hypothèse. Il est aussi très certainement probable qu’il faille envisager une combinaison de plusieurs de ces processus [Campins et al., 2012]. Afin d’affiner l’interprétation, une option serait de poursuivre des observations des membres de ces deux familles – notamment pour les Beagle qui ont été moins ciblés par les campagnes d’observation disponibles dans la littérature.

Action de l’altération spatiale sur un corps parent homogène

Dans le cadre de cette thèse, la première interprétation faite à partir de ces résultats est liée à l’action de l’altération spatiale sur ces astéroïdes primitifs issus d’un même objet mais dont les surfaces n’ont pas le même âge. En partant de l’hypothèse que le corps originel ayant donné naissance à la famille Themis puis à la sous-famille Beagle était homogène, les variations observées sont liées aux effets de l’altération spatiale : nos observations semblent indiquer que ces surfaces ont la même réponse spectrale (rougissement de la pente) que les astéroïdes de type S. En effet, les Beagle ont un albédo globalement plus grand et une pente plus bleue que les Themis, plus vieux. Quelques membres Themis ont cependant des propriétés spectrales ressemblant à celles

des Beagle : ainsi ces objets pourraient avoir subi un processus de rajeunissement de la surface. Ou alors le corps parent n'était pas homogène et ce qui est vu aujourd'hui est le résultat d'une combinaison d'effets d'hétérogénéité de composition et d'altération spatiale.

Un corps parent hétérogène

En ce qui concerne la possibilité d'un corps parent avec un gradient de composition, un processus de différenciation n'est pas la piste à explorer. Il peut s'agir plus simplement d'une séparation des roches et de la glace, avec un noyau ayant subi un chauffage modéré sans métamorphisme [Castillo-Rogez & Schmidt, 2010]. Florczak et al. [1999] ont publié 36 spectres de la famille Themis dans le domaine visible : 50 % ont la bande d'altération aqueuse à $0,7 \mu\text{m}$. Cela indique que le corps parent a subi une altération thermique suffisante pour faire passer l'eau de l'état solide à l'état liquide. Ces auteurs ne voyaient pas de diversité spectrale dans le domaine visible, contrairement à ce que nous trouvons dans le domaine proche infrarouge et qui a été aussi montré par Ziffer et al. [2011] et de León et al. [2012]. Ces résultats semblent donc pointer une composition interne non homogène du corps parent. Nous voyons alors aujourd'hui différentes parties du dit corps avec des compositions différentes (par exemple entre les régions externes et la structure intérieure) : la famille Beagle proviendrait d'une source localisée dans le corps parent.

Un corps parent homogène, un projectile de composition différente

Il est également envisagé que le projectile ayant percuté le corps d'origine provoquant l'éclatement en centaines d'astéroïdes avait une composition très différente (et les deux objets sont restés ensuite dynamiquement liés). Marzari et al. [1995] ont suggéré au moyen d'un modèle de collision que le projectile ayant provoqué l'éclatement du corps parent ne s'est pas formé dans la même région que ce dernier, et donc n'avait pas la même composition.

6.3.4 Recherche de météorites analogues

Afin d'avoir quelques possibles indications sur la minéralogie des astéroïdes observés (sur tout le domaine, c.-à-d. de $0,5$ à $2,3 \mu\text{m}$ environ), une recherche d'objets analogues a été faite parmi les météorites de la base RELAB. La plupart des correspondances sont trouvées avec les chondrites carbonées de type CM2, quelques unes avec les CV3 ou CI (tout comme l'avaient relevé de León et al. [2012]), et aucune différence n'est repérée entre les membres de la famille Beagle et ceux de la famille Themis. La figure 6.12 présente quelques exemples de cette recherche. Quelques astéroïdes ont des spectres ressemblant à ceux de météorites chauffées ou dites « peu communes ». Cela avait déjà été noté par Clark et al. [2010] : ils montrent que la moitié des spectres de la famille Themis qu'ils ont obtenus ressemblent à des spectres de matériaux ayant subi un métamorphisme thermique. Ces différentes correspondances montrent encore une large diversité spectrale des membres de ces familles.

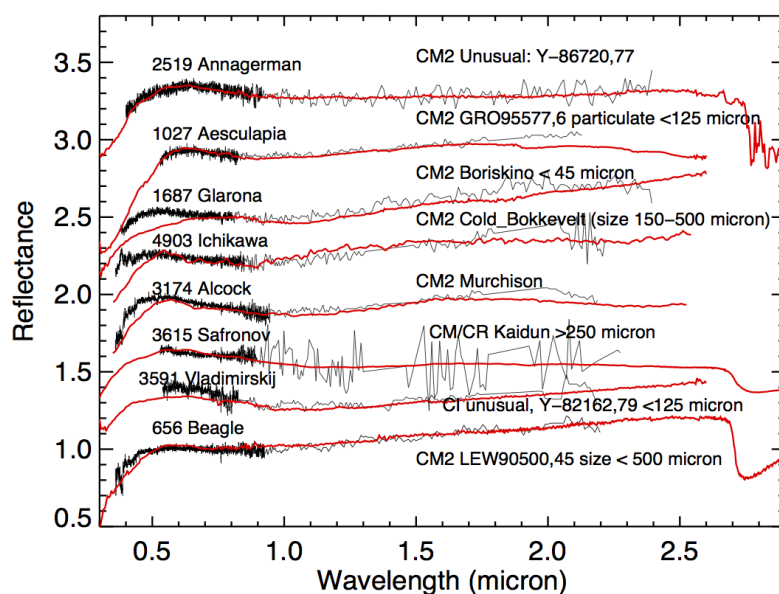


FIGURE 6.12 – Exemples de correspondance spectrale entre les astéroïdes de la famille Beagle observés et les météorites (RELAB).

6.3.5 Hétérogénéité de surface de 24 Themis

Le cas de l'astéroïde 24 Themis mérite une attention particulière puisque les trois spectres obtenus lors de cette étude montrent des variabilités. La figure 6.13 présente ces spectres comparés à ceux disponibles dans la littérature. Le second spectre du 18 décembre montre une bande d'absorption centrée à $7353 \pm 46 \text{ \AA}$ (profondeur de 2,6 %) associée aux phyllosilicates. Fornasier et al. [1999] ont également noté cette bande mais à de plus courtes longueurs d'onde ($6722 \pm 39 \text{ \AA}$ pour une profondeur de 3,5 %) ; le spectre publié par Lazzaro et al. [2004] présente aussi une bande à $7254 \pm 50 \text{ \AA}$ (profondeur de moins de 2 % – ces valeurs ont été calculées dans l'article Fornasier et al. [2014]). Des variabilités dans les pentes spectrales sont aussi vues. Il est intéressant de noter que la glace d'eau a été détectée sur Themis lors de son approche au périhélie, et que les spectres montrant la bande d'altération aqueuse dans le domaine visible présentés ici ont été pris dans des conditions similaires (faible distance héliocentrique sur l'orbite de l'objet : entre 2,71 et 2,95 UA).

Themis a un diamètre de $218 \pm 1 \text{ km}$ et un albédo de $6 \pm 1 \%$ [Hargrove et al., 2015]. Les fortes évidences de détection de glace d'eau sur Themis semblent assez répandues sur toute la surface, comme montré par des observations au cours d'une phase rotationnelle par [Carpins et al., 2010]. Le spectre en émission de Themis, ainsi que d'autres membres de la famille, montrent une bande de forme arrondie à $10 \text{ }\mu\text{m}$ [Licandro et al., 2012] attribuée à de petits grains de silicates dans une matrice relativement transparente. Très récemment, McAdam et al. [2015] ont interprété le spectre infrarouge de Themis comme étant le résultat d'une minéralogie de surface complexe constituée à 70 % de phyllosilicates et de 25 % en volume de silicates anhydres.

En considérant les nouveaux spectres et ceux de la littérature, il apparaît clairement que Themis présente une hétérogénéité de surface importante avec à la fois de la glace d'eau, des

phyllosilicates, mais aussi des phases opaques comme celles trouvées dans les chondrites carbonées. D'après le modèle d'évolution géophysique proposé par [Castillo-Rogez & Schmidt \[2010\]](#), les plus gros membres de la famille Themis contiennent une fraction de la partie glacée du corps parent : cette glace d'eau n'était probablement pas pure et présentait des traces d'organiques, d'oxydes ou d'autres matériaux hydratés. [Jewitt & Guilbert-Lepoutre \[2012\]](#) ne reportent pas de détection de gaz issu de la sublimation des glaces sur Themis et concluent donc que la glace ne recouvre qu'une faible partie (10 %) de la surface de l'objet et qu'elle a été exposée par de récents impacts. D'autres observations avec un grand rapport de signal à bruit sur plusieurs périodes de rotation seraient nécessaires pour mieux comprendre la répartition des matériaux à sa surface.

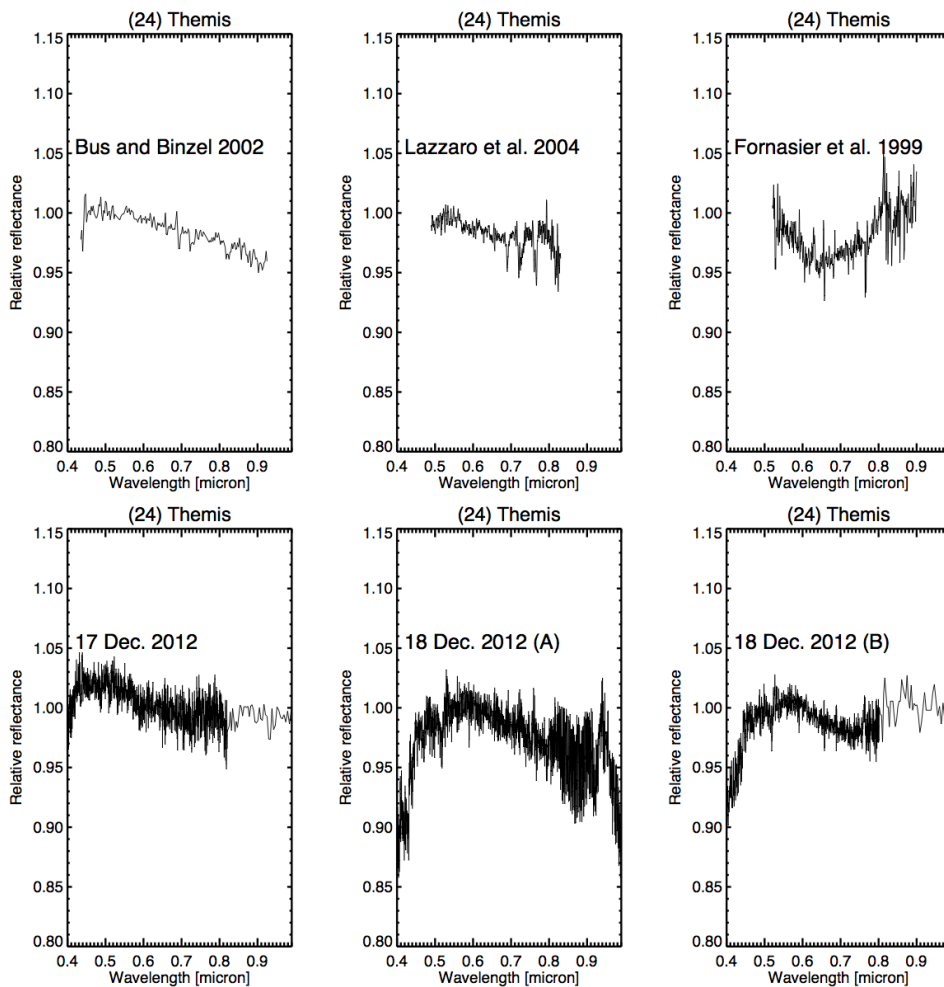


FIGURE 6.13 – Spectres de réflectance de l'astéroïde 24 Themis pris à différentes phases rotationnelles par plusieurs équipes (panel du haut) dont la nôtre (panel du bas). Cet objet montre une certaine hétérogénéité de surface.

Troisième partie

Les expériences de laboratoire : anticiper et approfondir

Chapitre 7

L'altération spatiale simulée en laboratoire

Ce chapitre, comme les deux suivants, est consacré aux expériences de laboratoire que j'ai menées pendant la thèse au sein de l'équipe Astrochimie & Origines à l'Institut d'Astrophysique Spatiale (IAS, Orsay) en collaboration avec Rosario Brunetto. J'ai utilisé des installations de ce laboratoire mais aussi du Centre de Sciences Nucléaires et de Sciences de la Matière (CSNSM, Orsay) et du Synchrotron SOLEIL (Gif-sur-Yvette). Je présente donc ici les différents instruments qui ont servi pour étudier des chondrites carbonées et quelques silicates. Je parlerai également des accélérateurs de particules avec lesquels j'ai irradié les échantillons et enfin j'expliquerai comment ces derniers ont été préparés.

Sommaire

7.1	État de l'art	102
7.1.1	Les principales expériences liées aux modifications de surface des astéroïdes	102
7.1.2	Les matériaux mafiques	103
7.1.3	Les matériaux contenant du carbone	104
7.2	Les techniques de mesure utilisées	107
7.2.1	Spectroscopie de réflectance diffuse bidirectionnelle	107
7.2.2	Les instruments de la ligne SMIS au Synchrotron SOLEIL	110
7.3	Les irradiations avec les accélérateurs de particules	114
7.3.1	Protocole	114
7.3.2	Les accélérateurs	114
7.4	Les échantillons et leur préparation	118
7.4.1	Forme des échantillons	118
7.4.2	Détails sur les chondrites carbonées	119

7.1 État de l'art

Puisqu'une large partie de cette thèse a été dédiée à une étude expérimentale des effets de l'altération spatiale, commençons par passer en revue les résultats obtenus sur cette problématique. Nous verrons encore une fois que la majorité des efforts ont jusqu'à présent été concentrés sur les objets de types S, et que les matériaux riches en carbone soumis à des irradiations en laboratoire ont des comportements bien moins compris.

7.1.1 Les principales expériences liées aux modifications de surface des astéroïdes

Avant d'aller plus loin, insistons sur le fait qu'une reproduction totale des conditions d'environnement et de la composition de surface des astéroïdes n'est pas possible. Il faut se contenter d'essayer de simuler les mécanismes majeurs contribuant au phénomène d'altération spatiale. On trouvera principalement des expériences d'irradiation ionique utilisées pour simuler les bombardements par les ions du vent solaire et des irradiations laser pour reproduire plutôt les impacts micrométéoritiques (donnant lieu à un phénomène de vaporisation du régolite). Une expérience idéale pourrait contrôler à la fois les paramètres de température et de pression et utiliser des énergies comparables aux événements astrophysiques. Une revue des éléments responsables des principales altérations dans tout le Système solaire (incluant les planètes et les satellites) peut être trouvée dans [Bennett et al. \[2013\]](#). Les techniques d'altération appliquées en laboratoire constituent cependant le meilleur moyen pour comprendre certains aspects des modifications qui peuvent avoir lieu sur les astéroïdes.

Les temps astrophysiques d'exposition de la surface des astéroïdes à l'altération spatiale sont plus longs de plusieurs ordres de grandeur par rapport aux temps utilisés en laboratoire. De ce fait, pour toutes ces méthodes expérimentales, du métamorphisme peut être présent : il est produit « par inadvertance » à cause du chauffage créé par les irradiations. Il faut donc prendre garde à ce phénomène lors de l'interprétation des résultats car il a été montré que ce métamorphisme thermique peut être à l'origine de différences spectrales, notamment sur la profondeur des bandes d'absorption [[Hiroi et al., 1996](#)] ou des changements de pente spectrale [[Moroz, 2005](#)]. Toutefois, le métamorphisme résultant de l'altération spatiale n'est pas considéré comme un processus majeur affectant le régolite des astéroïdes.

De plus, il faut préciser que la taille des grains a une influence sur les spectres mesurés : plus les grains sont petits, plus les spectres seront « rouges » (augmentation de la pente spectrale vers le domaine infrarouge) [[Johnson & Fanale, 1973](#)]. Des mesures à différentes températures ont aussi montré des changements non négligeables (déplacement des centres de bande par exemple) dans la forme des spectres obtenus [[Moroz et al., 2000](#)]. Enfin, l'angle de phase lors de la mesure, c'est-à-dire l'angle formé entre le rayon incident et la lumière réfléchi par la surface considérée, a son importance. Nous y reviendrons par la suite, mais très brièvement, lorsque l'angle de phase tend vers 0° , un effet d'opposition apparait et la réflectance augmente [[Beck et al., 2012](#)]. Au contraire, lorsque l'angle de phase croît, un effet de rougissement spectral a été clairement mis en évidence sur plusieurs objets dont les astéroïdes [[Clark et al., 2002b](#)], des météorites [[Gradie](#)

et al., 1980], et la comète 67P cible de la mission Rosetta [Fornasier et al., 2015]. Ces effets ne seront pas gênants pour les études menées ici car elles ont été concentrées sur des comparaisons avant/après irradiations aux cours desquelles les paramètres tels que la température, la taille des grains et l'angle de phase étaient fixés au début de l'étude et n'entrent donc pas en considération.

7.1.2 Les matériaux mafiques

Sous ce qualificatif « mafique » sont regroupés les minéraux comme les silicates riches en fer et magnésium – typiquement les olivines et pyroxènes dont on parlera à plusieurs reprises. Par extension j'englobe aussi les chondrites ordinaires dans cette définition : il s'agit simplement de traiter séparément le cas des matériaux riches en carbone qui m'ont intéressée.

Les premières études expérimentales, traitées dans le contexte des premiers signes de l'altération spatiale par le vent solaire sur la Lune, ont consisté en l'irradiation protonique de roches et ont montré un assombrissement de leur surface [Wehner et al., 1963; Hapke, 1965; Nash, 1967]. Ce n'est pourtant qu'une trentaine d'années plus tard que des analyses régulières sont menées, cette fois pour mieux comprendre les liens entre les astéroïdes de type S et les chondrites ordinaires (notées OCs). Des expériences de broyage des grains (pour une sélection en taille) d'OCs associé à du chauffage et de la re-cristallisation (via un four de fusion) ont pu mettre en évidence un effet de rougissement spectral, sans pour autant parvenir à combiner tous les paramètres expliquant la transition entre les astéroïdes de type S et les OCs [Clark et al., 1992]. Moroz et al. [1996] ont repris le même principe d'altération mais ont utilisé un laser dans le domaine infrarouge (pulses de 1 μ s) pour procéder à un cycle chauffage/refroidissement plus rapide. Si le principal résultat de cette manipulation est une fusion des matériaux, des particules riches en fer ont été détectées et les spectres ont clairement montré les effets de diminution de l'albédo et de rougissement de la pente (voir la figure 7.1). Il s'est avéré que l'utilisation de lasers dits « μ sec » n'était pas adapté pour simuler les effets de l'altération spatiale en termes d'énergie, de durée et de fréquence des pulses, mais aussi à cause de la production trop importante de matériaux fondus [Chapman, 2004]. Le recours aux lasers avec des pulses de l'ordre de la nanoseconde a été opéré pour des simulations plus réalistes des impacts micrométéoritiques. Ainsi, Sasaki et al. [2001] et Sasaki et al. [2002] ont irradié des échantillons de silicates (olivine, pyroxène et anorthite) et confirmé le rougissement, l'assombrissement ainsi que la production de SMFe (ces dernières sont visibles uniquement grâce à la technique de microscopie électronique à transmission, ou MET). Des études d'irradiation laser « nsec » par photons UV sur des silicates ont conclu aux effets d'assombrissement et de rougissement de la pente, ainsi qu'en la disparition progressive des bandes d'absorption [Brunetto et al., 2006a, 2007]. Loeffler et al. [2008] ont eux aussi utilisé l'irradiation laser UV sur de l'olivine riche en fer et de la forsterite (olivine dépourvue de fer, ne contient que du magnésium). Ils ont étudié des films d'éjecta, c'est-à-dire toutes les particules « éjectées » lors de l'impact qui subissent de la vaporisation puis qui se redéposent à la surface de l'objet en contribuant aux effets de l'altération spatiale. Ils ont ainsi pu mettre en évidence la création de nanoparticules de fer (les SMFe) sur les échantillons d'olivine dans lesquels le fer a été réduit, tandis qu'elles sont absentes de la forsterite qui de base ne contient pas de fer. La création de SMFe a été confirmée par Noble et al. [2011] directement sur la surface

de l'échantillon ayant subi l'irradiation laser.

La chondrite ordinaire Epinal a quant à elle été irradiée par des ions d'argon, et les modifications spectrales citées ci-dessus ont encore été retrouvées [Strazzulla et al., 2005]. Les mêmes conclusions sont faites pour des minéraux silicatés irradiés par plusieurs ions à différentes énergies [Marchi et al., 2005; Brunetto & Strazzulla, 2005; Brunetto et al., 2006b; Loeffler et al., 2009]. Plus récemment une nouvelle étude des effets de l'irradiation ionique sur de l'olivine a encore mis en évidence l'assombrissement de la surface, le rougissement spectral et la diminution des profondeurs de bandes associées aux silicates [Fu et al., 2012]. Yamada et al. [1999] ont utilisé de l'irradiation laser infrarouge et de l'implantation de protons sur différents échantillons d'olivine et pyroxène. Ils montrent que l'olivine subit de plus gros changements que le pyroxène, et que les irradiations avec des protons ne modifient presque pas les spectres de ces silicates, malgré des doses élevées.

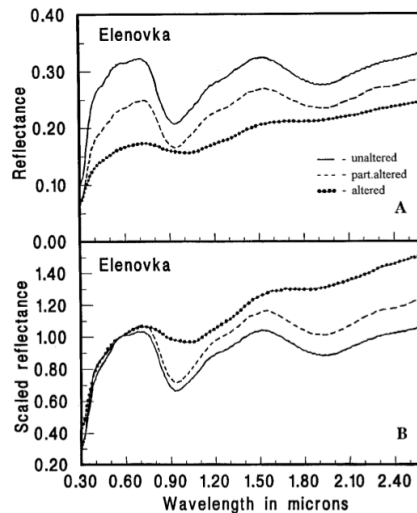


FIGURE 7.1 – Résultat de l'irradiation laser sur la chondrite ordinaire Elenovka. Le panel du haut montre les spectres bruts où l'assombrissement et la disparition progressive de la bande d'absorption sont flagrants, tandis que le panel du bas avec les spectres normalisés permet de mettre en avant l'augmentation de la pente vers le domaine infrarouge. {Source : Moroz et al. [1996]}

7.1.3 Les matériaux contenant du carbone

Si un consensus général a été établi pour tous les matériaux dits mafiques, le constat est tout autre lorsqu'il s'agit des objets contenant de la matière organique. Cela a déjà été évoqué au chapitre 6 d'un point de vue observationnel pour les astéroïdes du complexe C et se confirme avec les quelques expériences d'irradiations ioniques menées en laboratoire : des résultats contradictoires émergent. Le rougissement spectral a été obtenu sur les météorites CV Allende et CO Frontier Mountain 95002 [Lazzarin et al., 2006] tandis que l'effet inverse, un bleuissement (pour rappel, diminution de la pente vers les grandes longueurs d'onde), a été observé sur de l'asphaltite (bitume naturel, mélange d'hydrocarbures, donc riche en carbone et hydrogène) [Moroz et al., 2004a] et la chondrite carbonée non classée Tagish Lake [Vernazza et al., 2013]. La modification

de la pente est accompagnée d'un éclaircissement de la surface, contrairement à l'assombrissement noté sur tous les objets cités à la section précédente.

Cette météorite Tagish Lake a aussi montré un aplatissement spectral et une augmentation de la réflectance après un traitement au laser infrarouge [Hiroi et al., 2004]. Près d'une décennie plus tard, le même auteur propose de nouvelles irradiations laser de plusieurs chondrites carbonées : une CI, une CM et Tagish Lake qui « bleussent » et s'assombrissent, tandis qu'une CO et une CK suivent le comportement global des chondrites ordinaires et astéroïdes de type S [Hiroi et al., 2013]. Une autre irradiation laser sur le domaine 0,4 - 3,4 μm faite sur la CM Mighei a en revanche conclu à ces mêmes effets de rougissement et d'assombrissement que les objets purement silicatés [Moroz et al., 2004b]. La figure 7.2 montre quelques exemples. Si l'on ne considère que la région visible (jusqu'à 1 μm environ) sur cette CM, on pourrait plutôt conclure à un léger aplatissement de la pente... Pour un autre échantillon de la même météorite, une analyse au MET après une irradiation laser a mis en évidence la présence de parties sphériques vitrifiées riches en inclusions ferreuses [Shingareva et al., 2004]. La même conclusion avait été tirée pour des analogues synthétiques des chondrites CM [Shingareva et al., 2003].

Kaňuchová et al. [2010] ont préparé des échantillons d'olivine recouverts de différents polymères organiques qui ont été exposés à des irradiations ioniques. Ce polystyrène est utilisé comme analogue à la matière carbonée contenue dans les astéroïdes primitifs. Les résultats de cette étude ont été représentés d'une façon nouvelle par la même équipe dans Kaňuchová et al. [2012] : en regardant les variations de couleurs (en termes de filtres photométriques), ils montrent que certaines surfaces (selon la composition d'origine et les doses utilisées) subissent un effet de rougissement puis de bleuissement avec des doses plus fortes, pour atteindre un palier où le spectre devient plat et très sombre. Un cycle semble donc apparaître, mais surtout cette étude a reproduit différentes couleurs vues sur les surfaces d'astéroïdes et qui seraient liées à différents degrés d'altération spatiale.

Des résultats contradictoires ont donc été obtenus jusqu'à présent sur les échantillons contenant du carbone. Une limitation à aboutir à une conclusion globale est que ces expériences sont faites avec des paramètres variants de l'une à l'autre ; cette diversité est cependant d'un grand intérêt scientifique pour simuler le plus largement les effets de l'altération spatiale. L'idée ayant conduit à une forte implication expérimentale dans ce projet de thèse était de fournir une analyse systématique de plusieurs chondrites carbonées avec les mêmes conditions de préparation, d'irradiation et de mesure spectroscopique pour pouvoir s'affranchir des difficultés d'interprétation liées aux différentes préparations d'échantillons et géométries de mesure.

Je rappelle que les simulations des effets de l'altération spatiale sur les chondrites carbonées peuvent fournir un support pour l'interprétation des données des futures missions spatiales de retour d'échantillons OSIRIS-REx/NASA et Hayabusa2/JAXA et ainsi aider à la sélection du site de collecte.

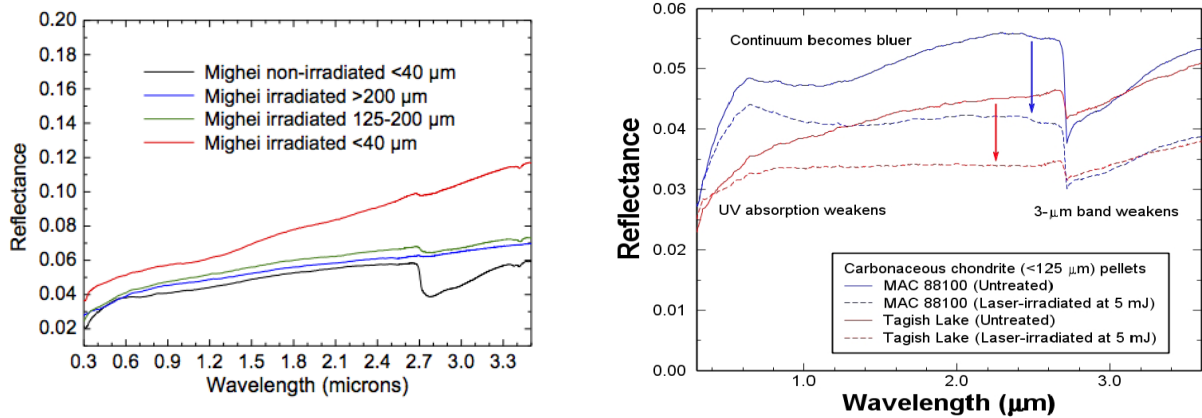


FIGURE 7.2 – À GAUCHE : Effets de l’irradiation laser sur la chondrite carbonée Mighei (type CM) pour différentes tailles de grains. Le spectre en rouge (après irradiation) est à comparer au spectre en noir (avant irradiation avec la même taille de grains) : on note une augmentation de la réflectance et un rougissement de la pente sur le domaine 0,3 - 3,5 μm . En se concentrant sur la partie 0,3 - 0,9, puisque la chute sur le bord gauche (région UV) disparaît après irradiation, un effet de bleuissement de la pente apparaît... {Source : [Moroz et al. \[2004b\]](#)} – À DROITE : Autre irradiation laser sur les spectres en réflectance d’une CM (courbes en bleu, en pointillés après altération) et Tagish Lake (courbes en rouge). Cette fois la surface s’est assombrie et la pente spectrale a bleui sur le domaine 0,3 - 3,6 μm . {Source : [Hiroi et al. \[2013\]](#)}

7.2 Les techniques de mesure utilisées

Afin de comparer les données de laboratoire aux observations télescopiques, la spectroscopie de réflectance est la technique d'analyse que j'ai privilégiée. Celle-ci peut cependant prendre plusieurs formes : domaine de longueurs d'onde, géométrie du système, etc. Je présente dans cette section les différents procédés de mesure avec lesquels j'ai acquis les données nécessaires à ce travail expérimental.

7.2.1 Spectroscopie de réflectance diffuse bidirectionnelle

Définitions

La réflectance est une grandeur exprimée en pourcentage (ou dont la valeur est comprise entre 0 et 1, sans unité) qui traduit la quantité de lumière réfléchi par l'objet par rapport à la lumière incidente qu'il a reçue. Cette dernière est issue du Soleil dans le cas des observations au télescope, et provient d'une source externe, type lampe visible (abrégié en VIS) ou infrarouge (IR) selon le domaine choisi, pour les mesures de laboratoire.

La lumière peut être réfléchi par une surface selon deux façons : spéculaire ou diffuse (voir la figure 7.3). Une surface dont les imperfections sont plus petites que la longueur d'onde de la lumière incidente (ou, dit plus simplement, dans le cas d'un miroir ou d'une surface lisse quasi parfaite), la réflexion est dite spéculaire : elle se fait avec le même angle que celui formé par le rayon incident et la normale à la surface (cas classique en optique géométrique). Dans la grande majorité des cas, et *a fortiori* pour les astéroïdes dont la surface est constituée de régolite et a donc une structure rugueuse, la lumière réfléchi est dite diffuse : la lumière est renvoyée dans toutes les directions. C'est cette composante diffuse de la lumière réfléchi qui m'intéresse donc pour les mesures de laboratoire. Pour y avoir accès, j'ai souvent travaillé en spectroscopie bidirectionnelle : l'angle incident et l'angle de collecte ne sont pas les mêmes pour éviter la contribution de la composante spéculaire. Nous y reviendrons dans les prochains chapitres où les différents montages utilisés seront présentés en détails.

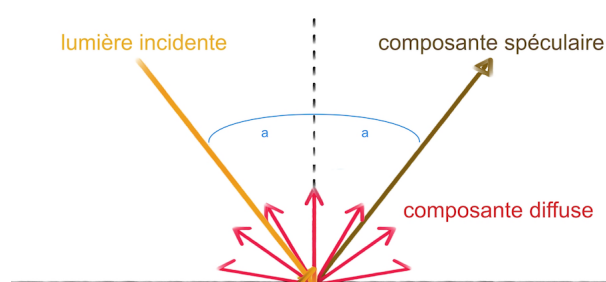


FIGURE 7.3 – Schématisation des différentes composantes de la lumière réfléchi par une surface.

Enfin, rappelons qu'il ne s'agit pas exclusivement d'une réflexion superficielle au sens strict : la lumière pénètre dans l'échantillon (la profondeur sondée dépend de la taille des grains, de la densité et de l'indice optique de l'échantillon ainsi que de la longueur d'onde), de multiples réflexions internes ont lieu jusqu'à ce que des photons soient renvoyés « vers l'arrière » (les

autres sont absorbés par le milieu) pour ressortir de l'échantillon. Il y a donc aussi diffusion de volume. L'indice de réfraction est un nombre complexe s'écrivant sous la forme $m = n + ik$ où n , appelé indice de réfraction, est lié aux propriétés réfléchissantes du matériau tandis que k est l'indice d'absorption renseignant sur la capacité du matériau à absorber les photons. L'intensité de rayonnement non absorbé suit la loi de Beer-Lambert telle que $I(z) = I_0 e^{-az}$ où z est la distance parcourue dans l'échantillon et a est le coefficient d'absorption, dépendant de la partie imaginaire k de l'indice de réfraction selon $a = 4\pi k/\lambda$ (avec λ la longueur d'onde).

Pour le domaine visible/proche infrarouge, le coefficient d'absorption reste assez faible permettant aux photons de sonder en profondeur l'échantillon analysé et de ressortir vers l'extérieur. On dit alors que la diffusion de volume domine. Ce coefficient n'est cependant pas constant et subit des variations vers les absorptions caractéristiques du milieu : les photons dont la longueur d'onde est comprise dans ces absorptions ne peuvent survivre à la traversée de l'échantillon. Les spectres de réflectance montrent alors des creux à ces endroits où il y a un défaut de photons collectés : on parle de bandes d'absorption.

Méthode

Pour les observations d'astéroïdes, nous avons vu qu'il faut diviser le spectre de l'objet en question par le spectre d'une étoile dite analogue solaire (ayant les mêmes caractéristiques que notre étoile) afin de supprimer la composante solaire incidente. Pour les mesures en laboratoire, il faut utiliser une surface de référence qui va permettre de supprimer la contribution « expérimentale » (lampe source, fibres optiques, etc.) à la réponse spectrale des échantillons – en opérant là encore une division. Pour ce faire, j'ai utilisé un Spectralon 99 (de la société Labsphere ; voir la figure 7.4). Ce matériau est une résine thermoplastique dont le comportement Lambertien quasi idéal (c.-à-d. que la luminance est orthotrope : la réflexion est isotrope mais l'intensité lumineuse suit la loi de Lambert et est proportionnelle au cosinus de l'angle entre la normale à la surface et la direction de l'émission) permet d'obtenir une réflexion diffuse constante sur tout le domaine 0,4 - 2,5 μm que j'ai sélectionné (bon signal à bruit sur les spectromètres VIS et IR). Un matériau équivalent, l'Infragold, sera utilisé pour le domaine 2 - 16 μm (spectromètres IR du Synchrotron SOLEIL présentés ci-après).

Les spectres collectés en laboratoire nécessitent d'être corrigés afin de prendre en compte un signal parasite ayant plusieurs origines : lumière inondant la pièce où se trouve le montage et qui contribue au signal final collecté (notamment pour le VIS) ou réflexions diverses dans le détecteur (nous verrons ce cas pour le spectromètre IR). Toujours par analogie avec les observations télescopiques, ce signal parasite sera appelé « *dark* » : il suffira de le soustraire aux spectres de l'échantillon et de la référence pour le supprimer.

Spectromètre VIS

Pour collecter des spectres dans le domaine visible de longueurs d'onde (en fait partie VIS-NIR puisqu'on peut aller jusqu'à 1,1 μm environ ; NIR pour *Near InfraRed*), un spectromètre à réseau Maya2000 Pro (Ocean Optics) est couplé à des fibres optiques afin d'orienter facilement les directions d'émission (branchée sur une source de lumière blanche) et de collecte (pointant

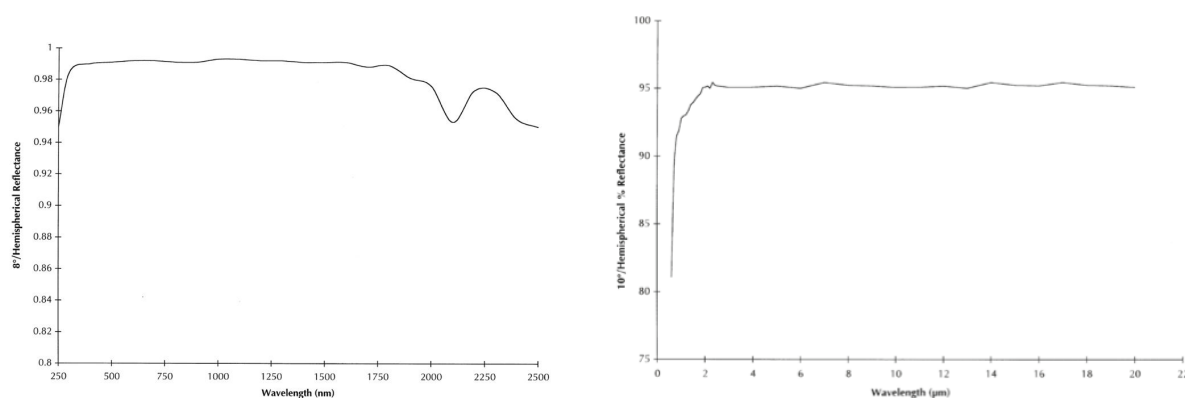


FIGURE 7.4 – Quantité de lumière réfléchie diffuse par les réflecteurs de référence utilisés : Spectralon 99 (à gauche) et Infragold (à droite). Dans le premier cas, 99 % de la lumière reçue par ce matériau est réfléchi sur la plage de longueurs d’onde 0,30 - 1,75 μm . On peut voir que l’efficacité diminue vers le domaine NIR. De plus une bande d’absorption autour de 2 μm est détectée. Pour éviter une absorption parasite sur les spectres des échantillons à analyser due à la contribution du Spectralon, il faut multiplier la réflectance de l’échantillon par celle absolue du Spectralon. Pour l’analyse IR on utilise une référence en or. Cet Infragold renvoie une lumière diffuse entre 92 et 96 % sur le domaine NIR-MIR. Le spectre de l’Infragold montré n’est qu’un exemple et non celui que j’ai utilisé, contrairement au cas du Spectralon où j’ai pu étalonner les spectres VIS-NIR et ainsi avoir la réflectance absolue. {Source : [Labsphere](#)}

vers l’échantillon). La résolution a été choisie à 0,5 nm. Pour augmenter le rapport de signal à bruit, et donc la qualité des spectres, le paramètre important est le temps d’exposition – comme au télescope. Ce spectromètre a servi dans deux situations qui seront présentées dans les deux prochains chapitres : un montage temporaire pour des tests de validation du système et les premières mesures sur deux météorites, puis une nouvelle chambre à vide – le projet INGMAR (abordé au chapitre 9).

Dans cette région spectrale, j’ai cherché la bande d’absorption liée à l’altération aqueuse (centrée à 0,7 μm) mais les paramètres intéressants pour comparaison avec les études sur l’altération spatiale dans la littérature ont été le niveau de réflectance (albédo) et la pente spectrale.

Spectromètre IRTF

La partie infrarouge des spectres a été collectée avec un spectromètre à transformée de Fourier Tensor 37 (Bruker). En théorie ce spectromètre permet d’obtenir des spectres sur toute la gamme 0,8 - 25 μm si l’on combine les détecteurs et les fibres correspondantes (tous ces composants optiques n’ont pas des réponses optimales sur l’intégralité du domaine IR), mais en pratique nous n’avons pu avoir que la partie NIR (0,8 - 2,5 μm) pour la réflexion (la partie 2,5 - 25 μm est accessible en transmission cependant mais ne nous concerne pas ici) : l’optimisation du montage avec l’extension du domaine couvert est prévue pour plus tard. L’acronyme IRTF signifie InfraRouge à Transformée de Fourier. Plutôt que d’utiliser un spectromètre dispersif classique qui scanne une par une les fréquences à analyser, un appareil dit à TF fait passer la lumière venant de l’échantillon dans un interféromètre (principe du Michelson). Le signal mesuré est donc un interférogramme qui est ensuite transformé par une fonction de Fourier pour obte-

nir le spectre. La mesure est ainsi plus rapide car toutes les fréquences sont analysées en même temps. La résolution utilisée est de 16 cm^{-1} (unité typique de fréquence pour la spectroscopie IR).

Alors que la spectroscopie VIS sonde les transitions électroniques, celle en IR est sensible aux vibrations des molécules (celles-ci se comportent comme des oscillateurs harmoniques), notamment celles d'eau avec la liaison O-H : comme cela a été évoqué pour les observations télescopiques, l'eau contenue dans l'atmosphère présente de fortes absorptions et brouille certaines parties du spectre obtenu (vers $1,4$ et $1,9 \mu\text{m}$). Pour éviter cette contamination et ainsi que de vraies bandes d'absorption propres aux échantillons étudiés soient masquées, une purge à l'azote est faite dans le spectromètre.

Dans cette région spectrale je me suis intéressée encore une fois aux variations de réflectance et de pente, mais j'ai surtout cherché à compléter les bandes de silicates (notamment celle de l'olivine centrée à $1 \mu\text{m}$) qui commencent à apparaître dans la partie VIS.

7.2.2 Les instruments de la ligne SMIS au Synchrotron SOLEIL

Le domaine moyen infrarouge (MIR) est primordial pour l'étude des chondrites carbonées : vers $3 \mu\text{m}$ se trouvent les signatures spectrales de l'altération aqueuse ($2,7 \mu\text{m}$) et des organiques (liaisons C-H autour de $3,4 \mu\text{m}$). En allant encore plus loin, vers $10 \mu\text{m}$ se trouvent les bandes de silicates ou phyllosilicates. Pour accéder à ces informations, j'ai utilisé différents spectromètres du Synchrotron SOLEIL (Source Optimisée de Lumière d'Énergie Intermédiaire du LURE, où LURE est l'acronyme de Laboratoire pour l'Utilisation du Rayonnement Électromagnétique), et notamment sa ligne SMIS (Spectroscopie et Microscopie Infrarouge avec Synchrotron, l'une des deux lignes IR du complexe) [Dumas et al., 2006] grâce à une collaboration entre l'IAS et SOLEIL qui compte du temps dédié aux analyses de matière extraterrestre.

La micro-spectroscopie IR

Les instruments utilisés permettent de couvrir la région $2 - 16 \mu\text{m}$ (voir la figure 7.5). L'un d'eux, un spectromètre IRTF NEXUS 6700 (Thermo Fisher) est couplé à un microscope (Nicolet), offrant un spot collectant la lumière réfléchiée par l'échantillon de l'ordre de $5-20 \mu\text{m}$ et donnant ainsi l'opportunité de faire des cartographies en résolvant par exemple les grains de la surface. Dans ce cas-ci nous ne sommes plus en spectroscopie de réflectance bidirectionnelle, mais en micro-spectroscopie de réflexion confocale. Une référence en or est là encore le standard utilisé en IR. La deuxième machine qui a servi à collecter des spectres est un microscope Nicolet iN10 (Thermo Scientific) qui lui n'est pas relié à la ligne SMIS et fonctionne donc uniquement avec sa source de lumière interne (avec un spot de collecte de plusieurs dizaines de microns de côté). Ces deux installations nécessitent un refroidissement à l'azote liquide du détecteur puisque le domaine IR est très sensible aux émissions thermique. La résolution utilisée sur ces instruments est de 4 cm^{-1} .

La source synchrotron est issue du rayonnement électromagnétique émis par des électrons relativistes lors de leur progression dans une trajectoire courbe (réalisée grâce un champ magné-



FIGURE 7.5 – Les instruments de micro-spectroscopie IR à SOLEIL. – À GAUCHE : Microscope NicPlan (au centre) couplé au spectromètre IRTF (à droite) fonctionnant avec la source synchrotron ou la source interne, avec écrans de contrôle (à gauche). – À DROITE : Spectro-microscope iN10, fonctionnant uniquement avec sa source interne.

tique ; voir la figure 7.6). L'intérêt de ce type de source est qu'elle est très intense (jusqu'à 10 000 fois plus brillante que la lumière solaire) et permet d'atteindre des résolutions spatiales plus petites qu'une source ordinaire [Miller & Dumas, 2013] : un spot de collecte de $10\ \mu\text{m}$ (avec un objectif de grossissement $\times 32$) ou moins peut ainsi être obtenu afin de sonder des zones encore plus petites et avoir accès aux inhomogénéités d'un seul grain.

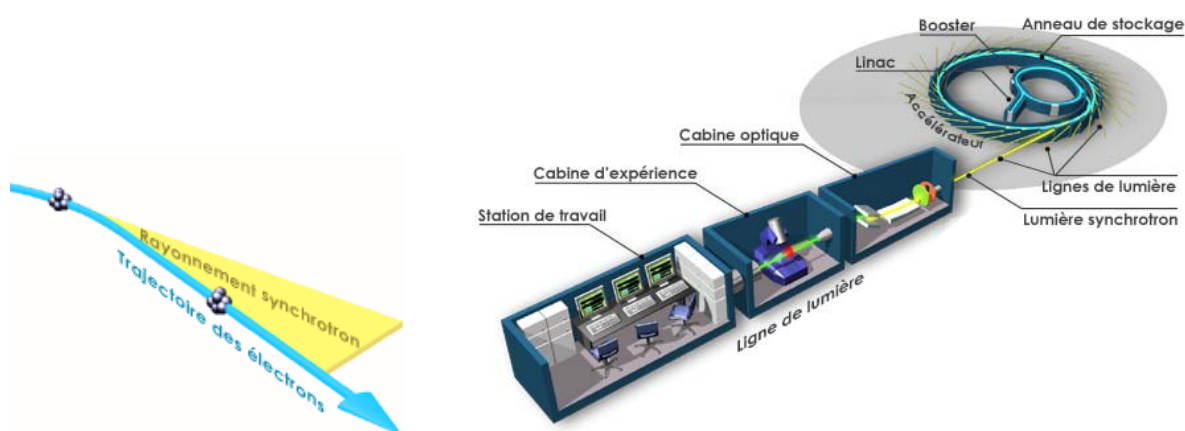


FIGURE 7.6 – Principe de fonctionnement du Synchrotron SOLEIL. {Source : SOLEIL} – À GAUCHE : Émission du rayonnement synchrotron tangentielle à la trajectoire lorsque celle-ci est courbée : les électrons perdent de l'énergie et émettent des photons. – À DROITE : Schématisation d'une ligne de lumière. Un faisceau très fin (de la taille d'un cheveu, environ $100\ \mu\text{m}$) d'électrons est accéléré linéairement dans le Linac (16 m de long) puis dirigé dans le booster où les particules chargées atteignent une énergie de 2,75 GeV, pour enfin arriver dans l'anneau de stockage (113 m de diamètre) où ils peuvent tourner pendant plusieurs heures. C'est dans cet anneau que des aimants de courbure dévient la trajectoire des électrons pour obtenir le rayonnement synchrotron qui est ensuite dirigé vers les lignes de lumière et sélectionné selon la gamme de longueurs d'onde voulue.

Abordons maintenant un point de définition sur la forme des bandes d'absorption dans le domaine MIR. Si dans la région VIS-NIR ce sont bien des absorptions « vers le bas » qui sont détectées, on verra des pics « vers le haut » après $8\ \mu\text{m}$. À ces plus grandes longueurs d'onde,

le coefficient d'absorption subit de fortes variations et peut considérablement augmenter, empêchant les photons de pénétrer le milieu : la diffusion de surface domine. Il y a alors un brusque accroissement de photons réfléchis (cas du miroir), donc de la réflectance ; ce phénomène se traduit par l'apparition de pics sur les spectres (on les appelle pics de *reststrahlen*).

La micro-spectroscopie Raman

Il s'agit cette fois d'envoyer un faisceau monochromatique sur l'échantillon et d'analyser la lumière diffusée. Une diffusion élastique a lieu à la surface et se lit comme un pic à la fréquence d'excitation du laser : c'est la raie Rayleigh. Cependant, après interaction avec le milieu sondé, le rayonnement diffusé a perdu ou gagné de l'énergie (par émission ou absorption de phonons faisant vibrer le réseau cristallin ou la molécule : raies Stokes et anti-Stokes respectivement) et le signal reçu est lu comme un décalage de fréquences par rapport à la fréquence d'excitation incidente (exprimé en cm^{-1}). La résolution spatiale est de l'ordre du micron.

Cette technique est complémentaire de la micro-spectroscopie IR : des molécules inactives en IR sont facilement détectables en Raman et inversement. La matière organique aromatique (système cyclique, ordonné) en est un bon exemple et c'est ce qui a motivé l'utilisation de la spectroscopie Raman : les composés organiques, en relativement faible quantité dans les chondrites carbonées, sont souvent difficiles à détecter dans les spectres IR, notamment car la bande d'altération aqueuse associée à l'eau adsorbée par l'échantillon (suite à son exposition à l'atmosphère terrestre) peut la recouvrir (cf. figure 5.2). Au contraire, en Raman, ces organiques sont plus actifs que les minéraux silicatés. Les signatures caractéristiques des organiques aromatiques sont des bandes situées entre 1200 et 1600 cm^{-1} [Sadezky et al., 2005]. On parlera en général de bande "G" pour la réponse vibrationnelle d'une matrice graphitique idéale, et de la bande "D" pour la réponse d'une matrice graphitique désordonnée et/ou du carbone amorphe (voir la figure 7.7).

Les différentes spectroscopies présentées ci-dessus sont des techniques d'analyse non destructive ; cependant dans le cas du Raman qui fait intervenir un faisceau laser (nom généralisé depuis l'acronyme LASER pour *Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation*) il faut veiller à ne pas avoir une puissance de faisceau trop élevée sous risque de produire un chauffage de l'échantillon et d'en modifier la structure. Le spectromètre utilisé était un DXR (Thermo Fisher) avec un laser de longueur d'onde 532 nm et une puissance ne dépassant pas quelques centaines de W/mm^2 sur l'échantillon.

Bien que je présenterai quelques résultats obtenus par la technique Raman nous donnant des informations sur les modifications engendrées par l'irradiation de mes échantillons, son utilisation reste hors du cadre de cette thèse. Les spectres ont été collectés par Rosario Brunetto qui en a aussi fait l'analyse. Pour les détails concernant la méthode, se référer à l'article Brunetto et al. [2014].

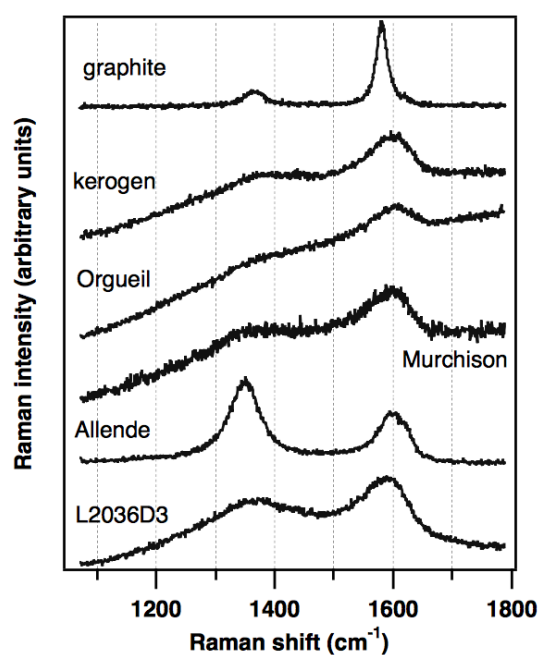


FIGURE 7.7 – Quelques exemples de spectres Raman de matières carbonées montrant la variabilité des bandes “D” et “G” : deux matériaux typiquement terrestres (dont du graphite pur où la bande G domine), trois chondrites carbonées et une IDP. {Source : [Raynal et al. \[2001\]](#)}

7.3 Les irradiations avec les accélérateurs de particules

7.3.1 Protocole

Afin de simuler l'altération spatiale et notamment les effets des ions du vent solaire sur la surface des astéroïdes, j'ai principalement utilisé des irradiations ioniques. Les ions He^+ et Ar^+ ont été choisis pour correspondre aux cas des ions légers et lourds respectivement. Ces éléments ont aussi l'avantage d'être des projectiles non réactifs : on évite ainsi des implantations provoquant de profondes transformations chimiques qui compliqueraient l'analyse – bien que les ions réactifs comme C, N et O sont supposés jouer un rôle dans les modifications de surface. En effet, [Fulvio et al. \[2012\]](#) ont observé que des échantillons de météorites HED (pour Howardite, Eucrite, Diogenite) souffrent plus rapidement d'un rougissement spectral lorsqu'elles sont soumises à des irradiations avec des ions de carbone qu'avec ceux d'argon.

En ce qui concerne l'énergie choisie, nous nous sommes restreints à 40 keV, valeur standard de fonctionnement des accélérateurs de particules du laboratoire CSNSM utilisés. Cette énergie est proche de celle des ions d'argon du vent solaire et environ dix fois plus grande que celle des ions d'hélium [[Gosling, 2007](#)]. Il y a cependant des ions d'hélium de plus hautes énergies produits par les régions actives du Soleil et ses éruptions. Les fluences ont été choisies pour monter jusqu'à des doses de $6 \cdot 10^{16}$ ions/cm². Enfin, le courant induit par ces ions incidents a été limité à environ $0,2 \mu\text{A}/\text{cm}^2$ pour, une fois encore, éviter un chauffage de l'échantillon.

Le tableau 8.2.2 regroupe les informations sur les conditions d'irradiation et les conséquences sur les échantillons selon l'ion utilisé. Ces valeurs sont calculées par le code de simulation SRIM (*Stopping and Range of Ions in Matter*) [[Ziegler et al., 2010](#)] sur une composition simplifiée des chondrites carbonées, via l'exemple de celle d'Allende ($\text{C}_{0.1}\text{Mg}_{1.2}\text{Fe}_{0.8}\text{SiO}_4$) [[Jarosewich et al., 1987](#)] avec une densité de $2,9 \text{ g}/\text{cm}^3$ [[Britt & Consolmagno, 2003](#)]. La perte d'énergie est donnée selon deux composantes : l'effet des ions incidents et ceux des atomes de la cible qui à leur tour perdent de l'énergie après avoir été excités par les ions incidents. On remarque alors que les collisions sont majoritairement inélastiques dans le cas de l'irradiation à l'hélium, et plutôt élastiques avec l'argon.

7.3.2 Les accélérateurs

Les deux installations sur lesquelles j'ai irradié des échantillons, SIDONIE [[Camplan et al., 1970](#); [Alexandre et al., 1970](#)] et IRMA [[Chaumont et al., 1981](#)], fonctionnent sur le même principe : une source d'ions est reliée à un accélérateur de particules basé sur la séparation électromagnétique des isotopes (voir la figure 7.8). Le faisceau ainsi produit converge sur l'échantillon placé dans une chambre à vide en bout de course de l'accélérateur. Tout le système doit être mis sous vide pour ne pas perturber le trajet des ions.

TABLE 7.1 – Conditions d’irradiation (énergie et fluences utilisées) et résultats des calculs SRIM (profondeur de pénétration des ions dans l’échantillon, pouvoirs d’arrêts électronique S_e et nucléaire S_n , et répartition de la perte d’énergie). La perte d’énergie se fait par ionisation des atomes sur le trajet des ions incidents, par déplacement des atomes de la cible laissant des places vacantes ou par vibration du réseau cristallin. Les ions incidents provoquent aussi des événements en cascade : les atomes de la cible peuvent à leur tour provoquer les mêmes dégâts en perdant leur énergie.

Ion		He ⁺	Ar ⁺		
Énergie (keV)		40	40		
Fluence maximale (ions/cm ²)		3·10 ¹⁶	6·10 ¹⁵		
Profondeur de pénétration (nm)		300 ± 80	40 ± 15		
S_e (MeV/(mg/cm ²))		0,48	0,80		
S_n (MeV/(mg/cm ²))		0,021	2,5		
Perte d’énergie (%)		Ions	Cascade	Ions	Cascade
	Ionisations	85,4	2,5	18,5	22,9
	Places vacantes	0,2	0,5	0,3	3,5
	Phonons	1,8	9,6	1,4	53,4

SIDONIE

SIDONIE est la ligne du CSNSM sur laquelle l’IAS a monté une nouvelle expérience en utilisation commune aux deux laboratoires : le projet INGMAR (IrradiationN de Glaces et Météorites Analysées par Réflectance VIS-IR, porté par Rosario Brunetto). Durant la thèse j’ai participé à la mise en service de cette nouvelle chambre à vide dont le but est de pouvoir faire les mesures de spectroscopie directement *in situ*. Avant d’arriver à une installation opérationnelle, j’ai utilisé l’ancienne chambre de SIDONIE (voir la figure 7.9), dédiée uniquement à l’irradiation, pour faire une analyse préliminaire de quelques échantillons et ainsi valider le protocole expérimental. J’y reviendrai dans les chapitres suivants.

Le système de porte-échantillon sur SIDONIE a permis de produire quatre zones d’irradiation distinctes sur une même pastille grâce à un masque de protection qui couvre les autres zones déjà irradiées et la zone centrale restant non irradiée (voir la figure 7.10). Les spectres ont ensuite été collectés *ex situ* (cf. description du montage au chapitre 8 pour la partie VIS-NIR, et instruments à SOLEIL pour l’IR).

IRMA

Ce deuxième accélérateur a été utilisé pour certaines des mesures (présentées au chapitre 9) lorsque SIDONIE était indisponible en raison d’un contrôle technique et d’une remise à neuf de l’électronique. Les ions produits, les gammes d’énergie et de fluence étant les mêmes pour les deux accélérateurs, les conditions d’irradiation ont été identiques.

Sur cette installation en revanche, la totalité de la surface de l’échantillon est irradiée. Nous avons donc procédé dose par dose, en mesurant les spectres avant irradiation puis entre chaque session (*ex situ* dans la chambre INGMAR et à SOLEIL).

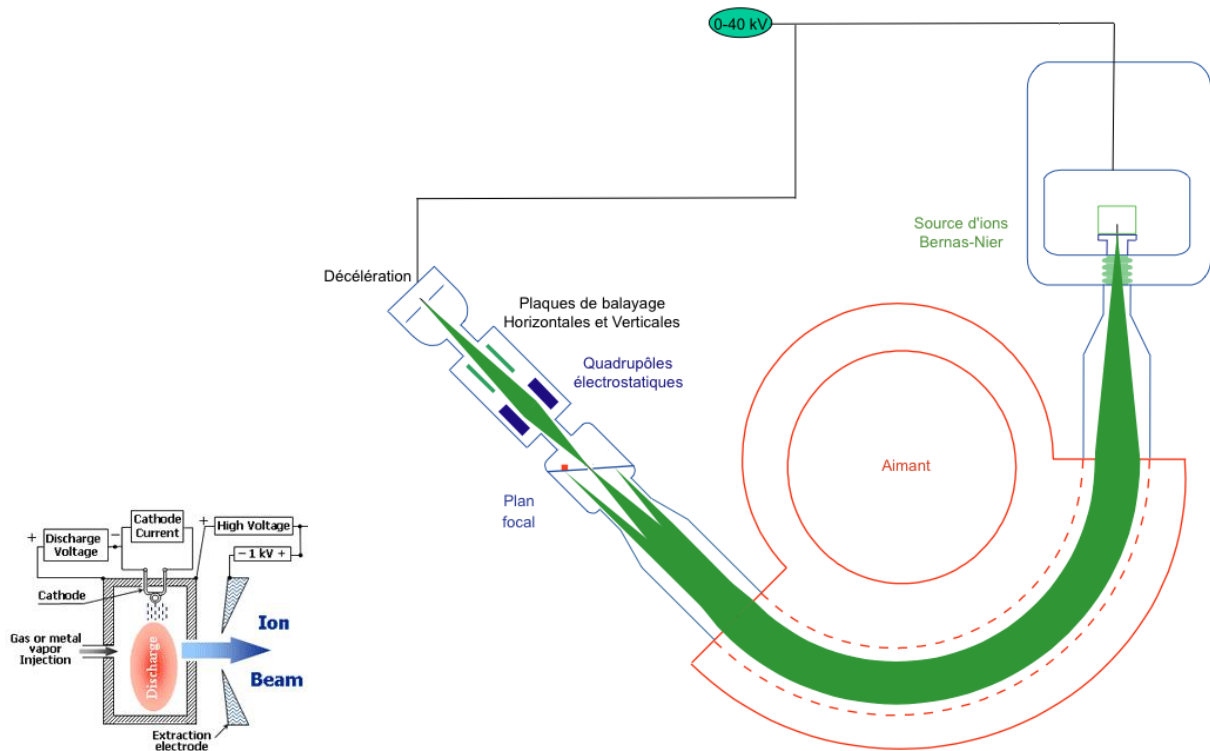


FIGURE 7.8 – Principe de fonctionnement des accélérateurs de particules. {Source : CSNSM} – À GAUCHE : Source d’ions type Bernas-Nier. Les éléments à ioniser sont introduits dans la source sous forme de gaz ou de vapeurs et l’ionisation est obtenue par impact électronique dans un plasma entretenu par des électrons émis par une cathode chaude. – À DROITE : Séparateur d’isotope (schéma de SIDONIE). Le faisceau d’ions issu de la source est accéléré puis les ions voulus sont sélectionnés selon leur masse. En sortie de la chambre d’ionisation, les particules sont accélérées par un champ électrostatique puis déviées par l’action d’un champ magnétique. La force de Lorentz étant la seule s’appliquant au système dans cette chambre de déviation, le principe fondamental de la dynamique s’écrit simplement et permet de mettre en évidence que le rayon de courbure est proportionnel à la masse des particules : on peut ainsi orienter les ions sur une trajectoire choisie – dans le cas présent pour que seuls les ions voulus atteignent l’échantillon cible à irradier.



FIGURE 7.9 – À GAUCHE : Fin de ligne de SIDONIE avec l’ancienne chambre accueillant les échantillons à irradier. – À DROITE : Fin de ligne d’IRMA avec la console de contrôle. {Source : CSNSM}

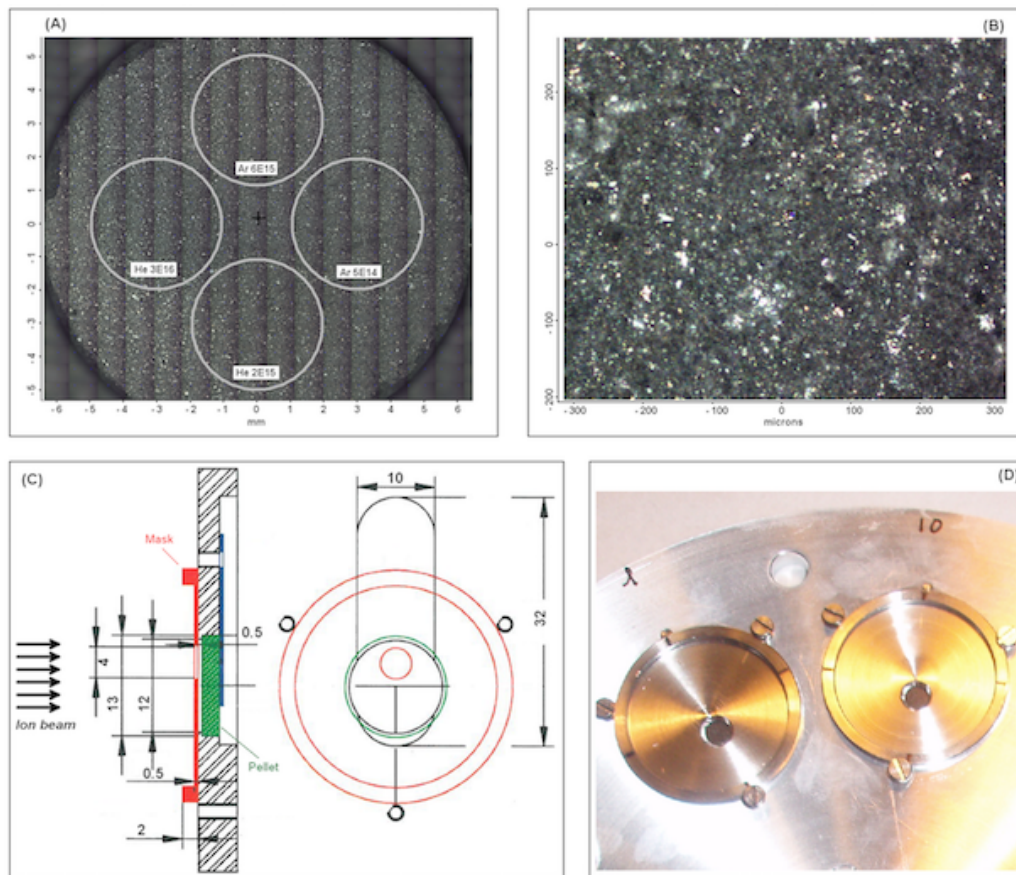


FIGURE 7.10 – EN HAUT, À GAUCHE : Mosaïque d’images optiques prises au microscope sur une pastille de la chondrite carbonée Allende. Les quatre spots d’irradiation (différentes doses et ions utilisés) sont tracés à titre indicatif : ils font 4 mm de diamètre, et la zone centrale restée « vierge » fait environ 2 mm. EN HAUT, À DROITE : Image optique (grossissement x10) de la même pastille. On peut voir la rugosité et l’hétérogénéité de surface grâce aux différents contrastes sur les grains – grains pas plus gros que 100 μm dans ce cas. – EN BAS, À GAUCHE : Vues de côté et de face de la géométrie du système d’irradiation. Les ions arrivent perpendiculairement à la surface de l’échantillon. Un cache est utilisé pour protéger le reste de la pastille en évitant le dépôt de particules pulvérisées pendant l’irradiation. EN BAS, À DROITE : Photographie du porte-échantillon de SIDONIE avec deux pastilles et les caches.

7.4 Les échantillons et leur préparation

7.4.1 Forme des échantillons

Bien que le but premier de la partie expérimentale pour cette thèse était l'étude des effets d'irradiation sur des chondrites carbonées, j'ai aussi travaillé avec des échantillons de silicates terrestres, une eucrite (famille des achondrites) et une chondrite ordinaire afin de tester certains aspects du protocole et surtout de compléter l'étude en ré-analysant des échantillons déjà largement traités dans la littérature. Cela permet d'avoir un point de repère pour les nouveaux résultats par rapport à ces précédentes expériences.

Les échantillons ont été fournis par différents instituts ou chercheurs particuliers dans le cadre de collaborations. Ils ont été analysés sous deux formes : en poudres ou en pastilles. Pour obtenir une poudre, un simple mortier avec un pilon en agate suffisent à écraser l'échantillon en particules suffisamment fines (voir la figure 7.11). Aucune sélection en taille n'a été faite sur ces poudres car les quantités disponibles n'étaient en général pas suffisantes pour se permettre plusieurs études d'un même échantillon en le fractionnant. La taille des grains ne dépassait cependant pas $200\ \mu\text{m}$ pour les météorites, et quelques grains plus gros pour les silicates plus durs. Certaines poudres ont ensuite été compressées à l'état de pastille. Pour ce faire, environ 700 mg de KBr servant de substrat sont recouverts de 100 mg d'échantillon à analyser puis compactés à l'aide d'une presse hydraulique manuelle (voir la figure 7.12). Cette forme est indispensable pour les irradiations car l'échantillon est placé à la verticale : il doit rester « solide », autrement la poudre ne tiendrait pas (gravité quand tu nous emportes...). Ces pastilles présentent aussi l'avantage de pouvoir ensuite être déplacées sans risque qu'au moindre mouvement une surface constituée de poudre libre bouge. La couche de météorite est de l'ordre de $200\ \mu\text{m}$, épaisseur suffisante pour éviter une contribution de la couche sous-jacente de KBr dans les spectres.

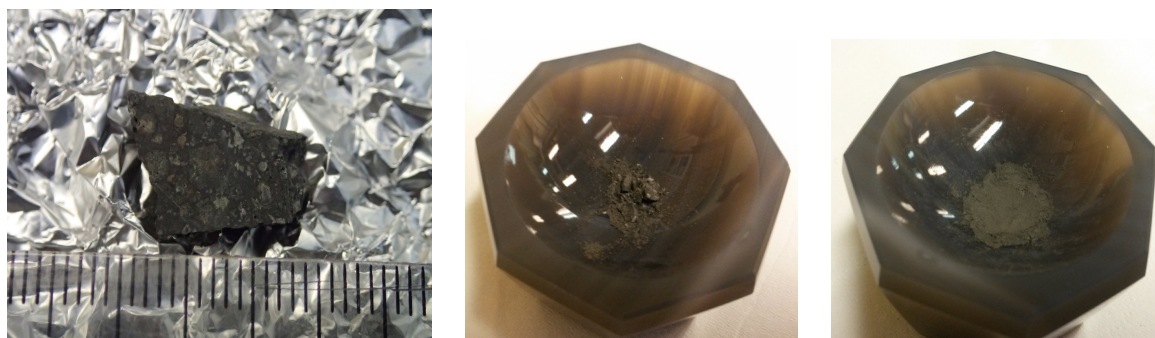


FIGURE 7.11 – À GAUCHE : Fragment de 1 g de la chondrite carbonée Allende. La règle centimétrique donne l'échelle. On peut clairement voir des chondres entourés de la matrice plus sombre. – AU CENTRE : La moitié du fragment présenté à gauche mis en petits morceaux après quelques écrasements au pilon dans le mortier de 4 cm de diamètre. – À DROITE : Poudre finale obtenue.

TABLE 7.2 – Récapitulatif des échantillons analysés.

Nom	Famille	Classe	Provenance
Olivine	silicate	fayalite/forstérite	C. Engrand
Diopside	silicate	clinopyroxène	C. Engrand
Dar Al Gani 684	achondrite ferreuse	eucrite	MNHN
Gilgoïn	chondrite ordinaire	H5	IAPS
Allende	chondrite carbonée	CV3	MNA & NHM
Frontier Mountain 95002	chondrite carbonée	CO3	MNA
Lancé	chondrite carbonée	CO3.5	NHM
Murchison	chondrite carbonée	CM2	D. Cruikshank & NHM
Mighei	chondrite carbonée	CM2	Vatican
Alais	chondrite carbonée	CI1	Vatican
Tagish Lake	chondrite carbonée	<i>non classée</i>	J. Brucato

Cécile Engrand travaille au CSNSM (Orsay), Dale Cruikshank à NASA Ames et John Brucato à l’Observatorio Astrofisico di Arcetri (Florence).

MNHN = Museum National d’Histoires Naturelles (Paris) ; IAPS = Istituto di Astrofisica e Planetologia Spaziali (Rome) ; MNA = Museo Nazionale dell’Antartide (Sienne) ; NHM = Naturhistorisches Museum (Vienne) ; Vatican = Specola Vaticana (Rome).



FIGURE 7.12 – À GAUCHE : Presse manuelle avec le moule à pastiller au premier plan. – AU CENTRE : Couche de KBr ayant subi une première pression pour aplanir la surface sur laquelle ajouter la poudre d’échantillon. Une pression d’environ 7 T pendant 6 min est alors appliquée pour solidariser les deux couches. – À DROITE : Pastille finale obtenue (ici Murchison) sur un porte-échantillon. Les pastilles font 13 mm de diamètre.

7.4.2 Détails sur les chondrites carbonées

Chaque chondrite carbonée a des caractéristiques propres selon le degré d’altération hydrothermale du corps parent dont elle est issue [Brearley & Jones, 1998]. Je passe ici en revue les échantillons sur lesquels j’ai travaillé.

Allende (chute au Mexique, 1969) est une CV3 appartenant au sous-groupe des météorites oxydées, donc ayant peu souffert de l'altération aqueuse, et montrant des assemblages de minéraux non équilibrés [Rubin & Wasson, 1987]. Elle contient de larges chondres (de taille millimétrique) et de larges inclusions réfractaires dans une matrice abondante (40 % en volume). La teneur en matière carbonée est par contre faible (environ 0,3 % en masse) [Kerridge, 1985]

Frontier Mountain 95002 (trouvée en Antarctique, 1995) appartient à la classe des CO, type 3, contenant peu ou pas de matériaux hydratés [Rubin & Wasson, 1987; Keller & Buseck, 1990; Zolensky et al., 1993]. La quantité de matrice est de 30-40 % en volume. La teneur en carbone est d'environ 0,6 % en masse [Pearson et al., 2006].

Lancé (chute en France, 1872), de type CO3.5, possède les mêmes caractéristiques globales que FM 95002.

Murchison (chute en Australie, 1969) est une chondrite typique de la classe CM2 contenant de petits chondres ($\sim 200 \mu\text{m}$) et des inclusions réfractaires, une matrice dominant le volume (~ 70 %) et d'abondants matériaux hydratés. Elle contient environ 2 % en masse de matière carbonée [Kerridge, 1985], principalement sous forme de matière organique insoluble, mais la fraction soluble contient une grande quantité de composés organiques [Schmitt-Kopplin et al., 2010].

Mighei (chute en Ukraine, 1889), de type CM2 également, est la météorite de référence pour cette classe (CM signifiant « chondrite carbonée type Mighei ») et possède les mêmes caractéristiques que Murchison.

Alais (chute en France, 1806) est une chondrite de type CI1, classe contenant le plus de matériaux hydratés (phyllosilicates à hauteur de 50-60 % en volume) [Cloutis et al., 2011a]. Cette classe, nous l'avons vu au chapitre 2, ne possède pas de chondres mais une matrice surabondante (plus de 99 % en volume). La teneur en carbone est d'environ 5,4 % en masse [Pearson et al., 2006].

Tagish Lake (chute au Canada, 2000) est une chondrite carbonée C2 non classée, le « 2 » indiquant qu'elle a subi l'altération aqueuse et, tout comme les CM « 2 », contient des chondres, une matrice à grains fins et des minéraux hydratés en abondance. Si elle possède des similarités avec les CI et CM, elle reste bien distincte de ces deux classes notamment de par sa plus faible densité et surtout par les deux lithologies qui la composent (faible et riche en carbonates, variant avec le degré d'altération aqueuse) [Zolensky et al., 2002]. Cette météorite contient la plus grande quantité de matière carbonée avec 5,5 % en masse [Grady et al., 2002].

Chapitre 8

Étude préliminaire et irradiations de deux chondrites carbonées : Allende et Murchison

L'objet de ce chapitre est d'abord la description des mesures préalables faites sur des échantillons bien connus afin de valider le protocole d'acquisition de spectres dans le domaine VISNIR. Cette étape terminée, j'ai alors pu utiliser ce montage pour l'étude détaillée de deux chondrites carbonées, Allende et Murchison : elles ont été irradiées sur SIDONIE puis analysées en spectroscopies VISNIR (sur le dit montage, IAS/CSNSM), MIR et Raman (à SOLEIL). Les résultats des effets de l'altération spatiale sur ces météorites ont été publiés dans les articles [Brunetto et al. \[2014\]](#) et [Lantz et al. \[2015\]](#).

Sommaire

8.1	Premières mesures en spectroscopie VISNIR	122
8.1.1	Description du montage	122
8.1.2	Comparaison avec la littérature	123
8.1.3	Contextes d'utilisation du montage	126
8.2	Mesure de l'altération spatiale sur Allende et Murchison	127
8.2.1	Résultats des analyses spectrales	127
8.2.2	Discussion	136
8.2.3	Correspondance des temps astrophysiques	140
8.2.4	Comparaison dans le domaine VISNIR avec les précédentes expériences d'irradiation	141
8.2.5	Résumé et conclusion	142

8.1 Premières mesures en spectroscopie VISNIR

La spectroscopie VISNIR (0,4 - 1,1 μm) a été faite directement dans les laboratoires d'Orsay en couplant le spectromètre (Maya) avec un système de porte-échantillon monté par nos soins, contrairement à l'IR et au Raman qui se font sur des appareils fixes au Synchrotron SOLEIL. Il a donc d'abord fallu vérifier que les mesures faites dans ce premier domaine de longueurs d'onde donnaient des résultats satisfaisants.

8.1.1 Description du montage

La figure 8.1 montre le montage temporaire exploité pour cette étude préliminaire. La source de lumière blanche a une fibre de sortie semi-rigide que l'on peut orienter pour obtenir différents angles d'incidence entre 30° et 60° . La fibre de collecte est orientée à 0° par rapport à la normale à la surface de l'échantillon. Le spot de collecte fait 1 mm de diamètre ce qui permet d'explorer des zones larges et d'avoir une réponse spectrale moyenne de tous les constituants de cette zone. Nous verrons par la suite que l'hétérogénéité des surfaces ne peut pas être ignorée malgré tout. La potence permet de régler l'altitude de l'échantillon (placé horizontalement) et ainsi de faire la focalisation pour maximiser le signal. La fibre de collecte étant en fait une fibre à double conduit (un faisceau constitué de six fibres d'éclairage plus une fibre centrale de collecte), elle pouvait aussi être utilisée pour faire passer la lumière incidente et avoir des mesures à angle de phase quasi nul. Dans ce cas-ci il s'agit de la composante spéculaire, bien que l'angle d'ouverture des fibres ne peut être négligé et fait qu'on récupère quand même toujours de la lumière provenant de la composante diffuse. Nous verrons plus loin un exemple de différence avec des mesures en lumière diffusée, principalement en quantité de signal reçu.

Incertitudes sur les mesures

Plusieurs sources d'erreur possibles ont été identifiées : une mauvaise focalisation, le signal parasite (*dark*) évoqué au chapitre 7 et la variabilité de la lampe. Les deux premières sont facilement réductibles. En réglant correctement la focalisation ; les mesures de vérification en défocalisant ont cependant montré une réduction assez minime du nombre de photons récoltés et pas de changement sur la forme du spectre. Le *dark* a été aussi minimisé en plaçant un cache de protection autour du montage afin d'éviter toute pollution par la lumière extérieure. Une autre contribution est le bruit dit photonique qui est proportionnel à la racine carrée du nombre de photons détectés – négligeable pour le niveau de réflectance (amplitude pic à pic sur les spectres) si utilisation d'un temps d'intégration suffisant. En ce qui concerne la pente spectrale, cette erreur statistique est prise en compte dans la déviation standard lorsqu'on fait des ajustements linéaires.

Toutes ces incertitudes sur la mesure se sont révélées négligeables par rapport à la dernière source d'erreur, systématique, dépendant des conditions expérimentales : la variabilité de la source de lumière blanche. Cette lampe s'est avérée fluctuante dans le temps. La collecte de plusieurs spectres de la référence (pastille de Spectralon 99) a mis en évidence ce phénomène : en divisant ces spectres par le tout premier de la série, on s'aperçoit que le niveau de réflectance

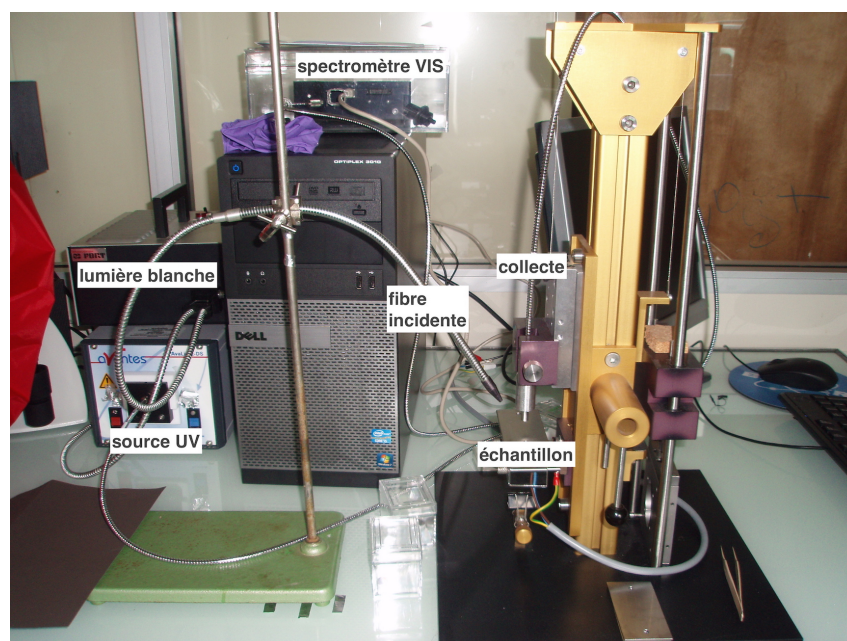


FIGURE 8.1 – Photographie du montage pour l’acquisition de spectres sur le domaine de longueurs d’onde 0,4 - 1,1 μm appelé VISNIR. Il était impossible d’explorer des angles plus petits que 30° à cause de la configuration du système. Le spectromètre, présenté au chapitre précédent, est relié à la fibre de collecte et transfère les données sur l’ordinateur. La potence à droite est un support « fait maison ». Une source UV peut être reliée à la fibre de collecte qui, grâce à ses canaux multiples, permet un envoi de faisceau et une collecte à angle (presque) nul. Cette lampe UV était bien sûr éteinte pour les mesures et ne servait qu’à contrôler l’emplacement et la forme du spot de collecte : contrôle simplifié puisqu’on pouvait alors voir simultanément la lumière incidente et l’endroit où le spectre était acquis.

et la pente spectrale dévient de la valeur initiale (voir la figure 8.2). Pour éviter tout problème d’interprétation dans les mesures, on a veillé à prendre le spectre de référence quelques minutes après l’allumage de la lampe afin qu’elle atteigne un régime stable, puis le spectre sur l’échantillon a suivi juste après afin de garder les mêmes conditions.

8.1.2 Comparaison avec la littérature

Beck et al. [2012] ont publié une étude photométrique dans le domaine de longueurs d’onde VIS de plusieurs échantillons de météorites, de tous genres, dont nous avons aussi des fragments (chondrites carbonées Allende et Tagish Lake) ou des échantillons similaires pour l’eucrite et la chondrite ordinaire présentées dans cet article – article qui comparait déjà les nouvelles données photométriques à des spectres VISNIR de la littérature. Il a ainsi été possible de tester les performances de notre montage expérimental en spectroscopie VISNIR. La figure 8.3 montre cette comparaison. Le spectre que j’ai collecté sur la chondrite carbonée Tagish Lake a un albédo d’environ 3 %, exactement comme les données photométriques, mais un peu plus faible que le spectre de la littérature à 4 %. Même constat pour Allende : le niveau de réflectance est identique dans les trois études, mais je ne mets pas en évidence la chute dans l’UV qui n’apparaît d’ailleurs pas non plus sur les données photométriques. La comparaison est plus délicate pour

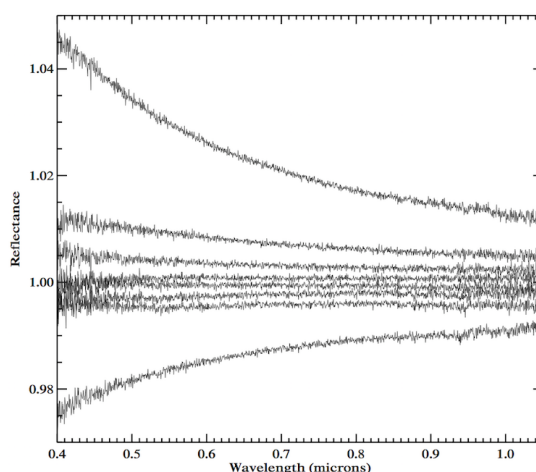


FIGURE 8.2 – Réflectance diffuse (émission $e = 45^\circ$ et collecte $i = 0^\circ$) du Spectralon calculée par rapport à lui-même entre 0,4 et 1,05 μm . Des spectres ont été collectés et divisés par le premier de la série : on voit ainsi les fluctuations de la source blanche. Pour cette série, on a laissé la lampe chauffer un peu avant de mesurer la référence puis de collecter quelques spectres toutes les 3 min (12 min au total) : ceux-ci se trouvent autour de 1 en niveau de réflectance avec une pente spectrale assez stable. Puis la lampe a été éteinte quelques minutes, rallumée et un spectre a été pris directement en gardant la précédente référence : c'est le spectre le plus en haut du graphique. Il y a clairement besoin d'attendre que la source atteigne son régime de stabilité pour pouvoir faire des mesures reproductibles. Le reste des spectres a été collecté en attendant plus longtemps entre chaque mesure : on retrouve le régime de stabilité autour de 1, puis après un moment on commence à quitter ce régime (15 min après le rallumage de la lampe) : le dernier spectre de la série est celui en bas du graphique. En restant dans ce régime de stabilité, l'albédo à 0,55 μm varie entre 0,99 et 1,01 ce qui donne une erreur de 1 % à considérer pour nos mesures sur le niveau de réflectance. Un calcul de déviation standard équivalent pour les pentes spectrales obtenues dans le régime de stabilité donne une erreur de $0,005 \mu\text{m}^{-1}$.

les deux derniers échantillons car on ne regarde pas la même météorite, mais uniquement des classes similaires. On remarque cependant que l'on retrouve bien les mêmes bandes d'absorption, caractéristiques pour ces matériaux. Attention : mes données couvrent un domaine plus petit en allant vers le NIR ce qui empêche de voir la remontée de la bande centrée à 0,90-0,95 μm . Les niveaux de réflectance restent eux aussi cohérents pour chacune de ces deux catégories de météorites.

Grâce à cette étude comparative, j'ai validé le montage expérimental et le protocole de mesure.

Influence de l'angle de phase

Dans cette même publication, les auteurs ont utilisé un goniomètre afin de mesurer la valeur du facteur de réflectance à différentes longueurs d'onde (ou couleurs, dont le filtre à 0,55 μm) dans le domaine VIS pour tous les angles d'émission accessibles par leur système (entre -80° et $+80^\circ$) et avec quatre angles d'incidence (0° , 30° , 50° et 70°). La figure 8.4 montre ces résultats auxquels j'ai comparé mes propres mesures de réflectance dans des conditions angulaires à $i = 10^\circ$, 30° , 45° , 60° et $e = 0^\circ$. Le paramètre évalué par Beck et al. [2012] est appelé facteur de réflectance :

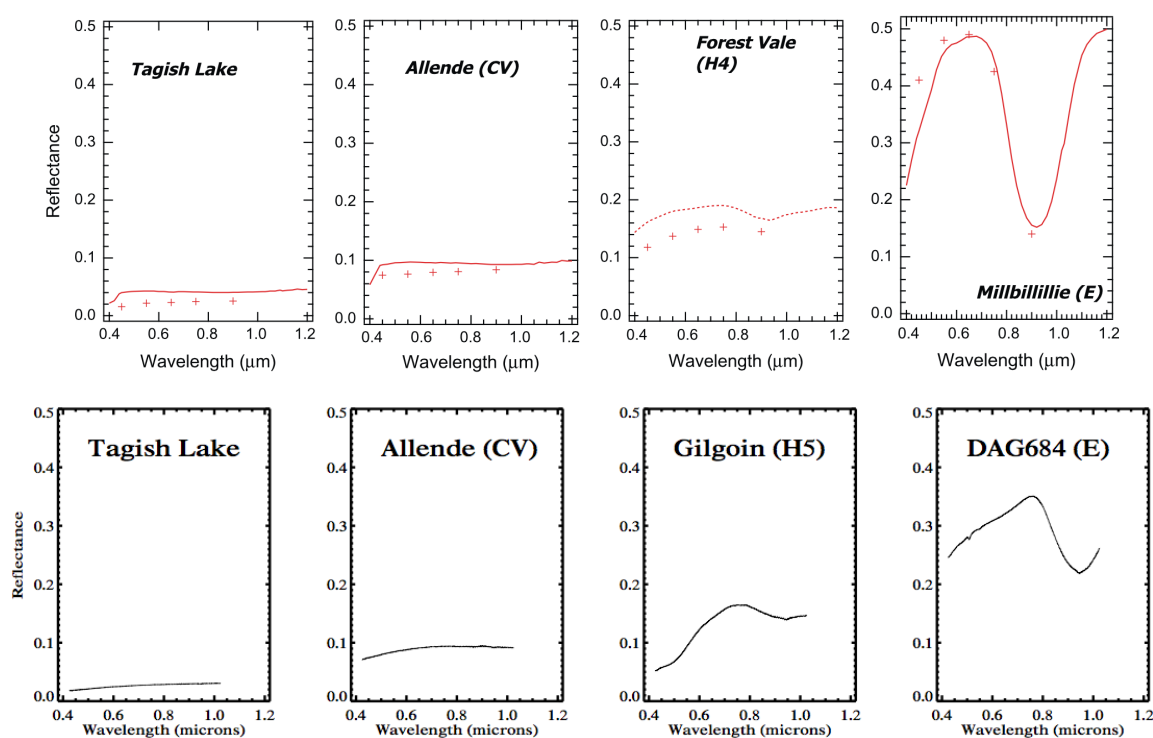


FIGURE 8.3 – EN HAUT : Spectres de réflectance entre 0,38 et 1,22 μm de deux chondrites carbonées, une chondrite ordinaire et une eucrite (de gauche à droite, issus de la littérature) mises en poudre. Les croix sont des points mesurés en photométrie. Les conditions de mesure sont $i = 0^\circ$ et $e = 30^\circ$. {Source : Beck et al. [2012]} – EN BAS : Spectres de réflectance entre 0,425 et 1,025 μm que j’ai acquis avec le même angle de phase que l’étude montrée ci-dessus (système inverse : $i = 30^\circ$ et $e = 0^\circ$) sur des échantillons équivalents, sous forme de poudre : les deux mêmes chondrites carbonées, une chondrite ordinaire du même type (H pour haute teneur en fer) et une eucrite. À quelques différences près, notamment pour les deux derniers échantillons, la comparaison est tout à fait satisfaisante.

il s’agit de la mesure du flux réfléchi divisé par le flux incident, ce dernier étant défini pour une surface Lambertienne idéale, c’est-à-dire diffusant la lumière de façon homogène et isotrope. C’est bien là la fonction du Spectralon pris comme référence dans mes mesures, et pour comparer mes données à celles de l’étude publiée il suffit d’extraire la valeur de réflectance de mes spectres à des longueurs d’onde données (ici les filtres utilisés par Beck et al. [2012]).

J’ai donc acquis pour différents angles de phases des spectres sur six échantillons mis en poudre : les quatre mêmes que dans la comparaison précédente, plus les chondrites carbonées Frontier Mountain 95002 et Murchison. Pour tous ces échantillons la valeur de l’albédo est plus grande aux petits angles (j’ai pris la comparaison ici pour le filtre à 0,55 μm , mais les conclusions sont identiques pour tous les filtres) puis diminue vers les angles plus grands : c’est l’effet d’opposition. On note cependant, pour tous les échantillons, une remontée de la réflectance pour le plus grand angle investigué. Ce résultat est aussi mis en évidence sur les mesures de Beck et al. [2012] : le facteur de réflectance est de 0,035 pour un angle de phase d’environ 0° , il descend à une valeur 0,025 pour 30° puis à 0,02 pour 50° , et enfin remonte à 0,025 pour 70° .

Cette seconde vérification a confirmé la validité de notre montage expérimental.

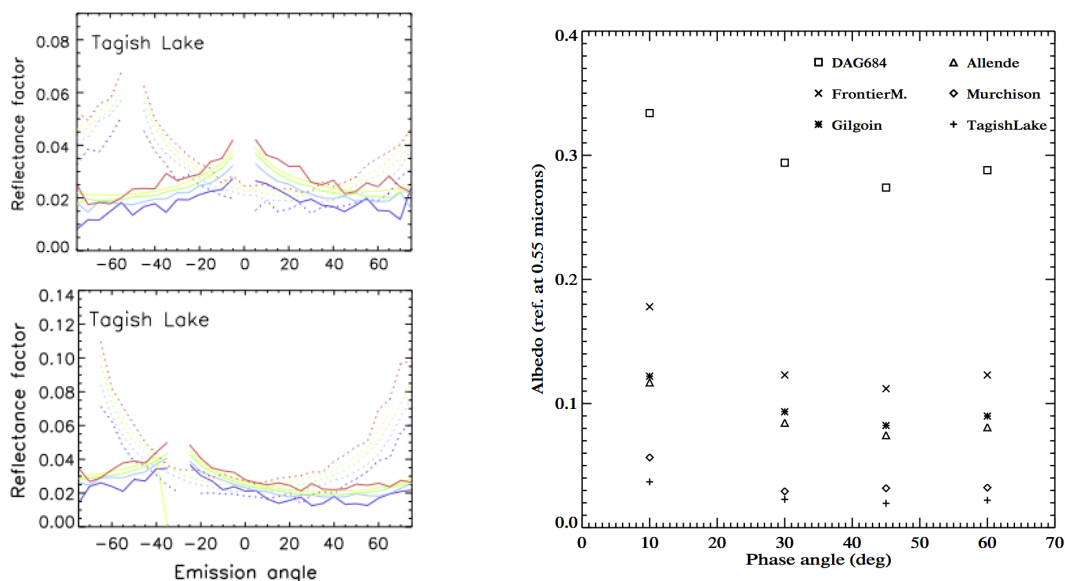


FIGURE 8.4 – À GAUCHE : Facteur de réflectance de la chondrite carbonée Tagish Lake en fonction de l’angle de collecte ($-80^\circ < e < +80^\circ$). Les mesures sont faites pour quatre angles d’incidence : 0° (panel du haut, courbe en ligne pleine), 30° (panel du bas, courbe en ligne pleine), 50° (panel du haut, courbe en pointillés), 70° (panel du bas, courbe en pointillés). Les filtres utilisés sont (couleur sur la figure entre parenthèses) : 450 nm (violet), 550 nm (bleu), 650 nm (vert), 750 nm (jaune) et 900 nm (rouge). {Source : Beck et al. [2012]} – À DROITE : Albédo (valeur de la réflectance à $0,55 \mu\text{m}$) de différents échantillons pour plusieurs angles de phase : émission à $e = 0^\circ$ et incidence à $i = 10, 30, 45$ et 60° . La collecte avec $i = 10^\circ$ correspond en fait à la situation d’un angle de phase évalué à 10° du fait du système fibré (fibre à double conduit en configuration $i = e = 0^\circ$ mais dont l’ouverture induit un angle pour la collecte). L’effet d’opposition (augmentation de l’albédo) est mis en évidence pour les plus petits angles. La remontée observée pour la mesure à 60° est cohérente avec l’étude présentée sur les figures de gauche.

8.1.3 Contextes d’utilisation du montage

Les tests de vérification présentés ci-dessus nous ont conduits à pouvoir utiliser en toute confiance ce système expérimental pour faire des mesures de qualité. Hormis l’analyse de deux chondrites carbonées que je présenterai dans ce qui suit, le spectromètre VISNIR a servi pour une étude de grains de silicates (forsterite et enstatite, les deux minéraux les plus riches en magnésium pour l’olivine et le pyroxène respectivement) parfois recouverts d’une couche de carbone. Le spectromètre a alors été couplé à un microscope (Leica DM2500 M) puisque les grains avaient une taille inférieure à $500 \mu\text{m}$. Ce travail a été fait en collaboration avec Mario Accolla, un chercheur travaillant sur les données de l’instrument GIADA (*Grain Impact Analyser and Dust Accumulator*, à bord de la sonde Rosetta) qui mesure entre autres la vitesse et la masse des particules éjectées par la comète 67P Churyumov-Gerasimenko [Accolla et al., 2014]. Les grains de composition connue, analogues aux particules cométaires, servent à étalonner l’instrument. J’ai participé à l’acquisition des spectres (sur le domaine VISNIR et jusqu’à $2,5 \mu\text{m}$ avec le spectromètre IRTF).

8.2 Mesure de l'altération spatiale sur Allende et Murchison

Afin d'avoir une vision globale de l'influence de l'altération spatiale sur les astéroïdes primitifs, il est intéressant d'étudier plusieurs classes de chondrites carbonées. Parmi les différents échantillons à disposition (cf. tableau 7.2), il a été décidé de commencer par étudier la CV Allende et la CM Murchison. Allende a été choisie car ayant déjà été analysée dans le cadre d'une expérience d'irradiation ionique [Lazzarin et al., 2006], la nouvelle étude permettait d'étudier des irradiations avec des doses plus fortes. Murchison a été choisie car le lien établi entre les météorites CM et les astéroïdes du complexe C est robuste [Burbine et al., 2002]. La matrice de cette météorite a de plus subi le processus d'altération aqueuse [Buseck & Hua, 1993], idéale pour voir si les irradiations modifient les bandes d'absorptions associées. Enfin, du fait de sa teneur en carbone plus élevée qu'Allende, Murchison peut permettre de tester la présence des composés organiques (bande à $3,4 \mu\text{m}$) après l'irradiation [Godard et al., 2011].

8.2.1 Résultats des analyses spectrales

Le domaine VISNIR

Je présente dans la figure 8.5 les spectres mesurés sur Allende et Murchison dans le domaine VISNIR (environ $0,4 - 1,1 \mu\text{m}$). Commençons par Allende. Les spectres ont été collectés pour $i = 45^\circ$ et $e = 0^\circ$ et sont comparés à d'autres données de la littérature sur la même météorite (en poudre et en lame mince, $i = 0^\circ$ et $e = 30^\circ$). Le spectre de la zone non irradiée sur la pastille donne un albédo (réflectance à $0,55 \mu\text{m}$) d'environ 11 %, valeur relativement élevée pour une chondrite carbonée, mais tout à fait cohérente pour cette classe CV, tout comme l'est la position du centre de la bande à $1,06 \pm 0,03 \mu\text{m}$ [Cloutis et al., 2012d; Lazzarin et al., 2006]. Après irradiation avec la plus forte dose d'hélium, l'albédo tombe à 9,5 % et la pente passe de $-0,23 \mu\text{m}^{-1}$ à $-0,08 \mu\text{m}^{-1}$ (calculée par un ajustement linéaire entre $0,52$ et $0,92 \mu\text{m}$). Un comportement d'assombrissement de la surface et de rougissement de la pente spectrale est donc observé. Notons cependant que ces variations spectrales restent comparables à des variations liées à la préparation de l'échantillon : surface compacte dans les lames minces ou poreuse pour les poudres et pastilles, taille des grains, et tout autre paramètre qui diffère d'un laboratoire à l'autre où sont faites les expériences par différentes équipes.

Dans le cas de Murchison, les spectres ont été collectés avec les configurations $i = 30^\circ$ ou 45° et $e = 0^\circ$. Le premier angle est utilisé pour comparer nos données aux spectres de la météorite Murchison présentés dans Cloutis et al. [2011b] et issus de la base RELAB (échantillons en poudre avec différentes tailles de grain, géométrie de collecte à 30°). Cette météorite a un albédo faible, environ 5 % à $0,55 \mu\text{m}$, valeur proche de celle qui a été relevée par Johnson & Fanale [1973]. Pour mon échantillon avant irradiation, on voit clairement l'effet de l'angle de phase : comme attendu, la réflectance à $i = 30^\circ$ est plus grande que celle à $i = 45^\circ$. De plus, la chute vers l'UV est moins marquée pour ce second angle. L'irradiation a peu d'effet sur la météorite dans ce domaine de longueurs d'onde. Il y a une petite diminution de la réflectance après irradiation à l'hélium (de 4,5 à 4,2 % à $0,55 \mu\text{m}$), tandis qu'il y a une augmentation pour l'irradiation à l'argon (la réflectance à $0,55 \mu\text{m}$ va à 4,8 %), et pratiquement aucun changement

sur la pente spectrale avec les deux ions. Ces modifications sont néanmoins plus faibles que d'autres variations dues à la géométrie d'acquisition des spectres ou à la taille des grains – ce second point est d'ailleurs montré par la comparaison avec les spectres RELAB. Les effets sur les spectres liés à l'hétérogénéité de surface sont également plus importants que les effets de l'irradiation : cette question est traitée via la figure 8.6. Si la forme des spectres reste la même en plusieurs endroits sur la pastille avant les irradiations, le niveau de réflectance est affecté et ces variations sont plus grandes que celles que l'on détecte sur les zones irradiées.

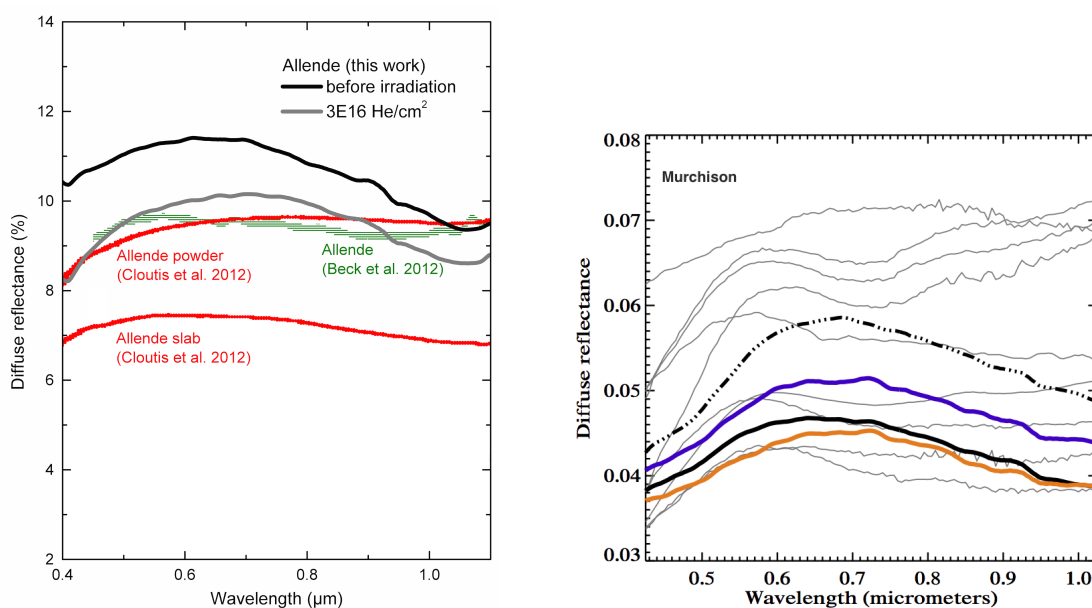


FIGURE 8.5 – À GAUCHE : Spectres de réflectance diffuse bidirectionnelle ($i = 45^\circ$ et $e = 0^\circ$) d'une pastille d'Allende avant (courbe en noir) et après (en gris) irradiation à $3 \cdot 10^{16} \text{ He}^+/\text{cm}^2$. Ces mesures sont comparées à celles obtenues par Cloutis et al. [2012d] sur une lame mince et de la poudre (courbes en rouge, $i = 30^\circ$ et $e = 0^\circ$) et Beck et al. [2012] sur de la poudre (courbe en vert, $i = 0^\circ$ et $e = 30^\circ$). – À DROITE : Spectres de réflectance diffuse bidirectionnelle ($e = 0^\circ$, $i = 30^\circ$ (ligne en pointillés) ou 45° (ligne continue) sur le domaine VISNIR) d'une pastille de Murchison (échantillon provenant de Vienne, appelé 1). La courbe en noir est le spectre avant irradiation, celle en violet correspond à l'irradiation avec la dose $6 \cdot 10^{15} \text{ Ar}^+/\text{cm}^2$, et en orange pour la dose $3 \cdot 10^{16} \text{ He}^+/\text{cm}^2$. Les mesures sont comparées aux données disponibles sur RELAB (échantillons sous forme de poudre, $i = 30^\circ$, $e = 0^\circ$) [Cloutis et al., 2011b].

Le domaine MIR

Pour ce domaine spectral, je ne montre que les spectres complets (2 - 16 μm) de Murchison car cette météorite possède plusieurs caractéristiques intéressantes qui ne sont pas détectées sur Allende : la bande d'altération aqueuse vers 3 μm (Allende fait partie des météorites métamorphisées) et la bande des organiques autour de 3,4 μm (Murchison contient plus de carbone qu'Allende – la bande étant généralement difficile à mettre en évidence, il n'est pas surprenant qu'elle n'ait pas été observée sur Allende). La figure 8.7 présente donc les spectres MIR des zones non irradiées et irradiées aux plus fortes doses avec chaque ion sur les deux pastilles de Murchison. L'analyse a été restreinte aux régions avec de la matrice pour se concentrer sur les

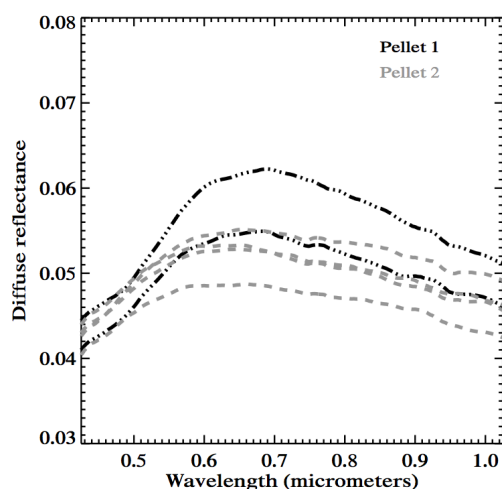


FIGURE 8.6 – Spectres de réflectance diffuse bidirectionnelle ($i = 30^\circ$ et $e = 0^\circ$) des deux échantillons de Murchison (n° 1 en noir, n° 2 en gris) obtenus avant l'irradiation sur plusieurs points de la surface des pastilles pour mettre en évidence les variations spectrales dues à l'hétérogénéité.

composés riches en carbone. Les spectres montrés sont en fait à chaque fois des moyennes de spectres collectés en « cartographiant » une région de la pastille (points de mesure pris, par exemple, par pas de $100 \mu\text{m}$ avec un spot de $200 \mu\text{m}$; sur une dimension pour avoir une ligne ou sur deux pour faire un quadrillage).

Sur l'échantillon 1 on voit une large bande entre $2,7$ et $3,0 \mu\text{m}$ due à l'étirement des liaisons OH, et celle due à la déformation de la molécule H_2O vers $6 \mu\text{m}$. Ces bandes sont bien sûr liées au processus d'altération aqueuse et/ou à une adsorption d'eau de l'atmosphère terrestre. Contrairement à l'absorption, les molécules adsorbées restent en surface et un chauffage ou une mise sous vide peuvent permettre de supprimer ou de limiter cet effet; j'y reviendrai dans la discussion à suivre. Le minimum de Christiansen indiquant une augmentation brusque de l'indice de réfraction [Salisbury & D'Aria, 1989] avant $9 \mu\text{m}$ et le pic de phyllosilicate proche de $10 \mu\text{m}$, suivi de ceux de silicates, sont clairement identifiables. Tout cela est en accord avec le spectre en réflexion diffuse obtenu par Miyamoto [1987]. L'échantillon 2 possède les mêmes caractéristiques spectrales, plus les bandes autour de $3,4 \mu\text{m}$ issues de l'étirement des liaisons CH dans les groupements CH_2 et CH_3 . Par contre sur ces spectres, la contribution de l'olivine est plus importante que celle des phyllosilicates (pic plus grand). Cloutis et al. [2011b] ont montré que différents morceaux de Murchison ont leurs propres caractéristiques spectrales dues à l'hétérogénéité de la météorite.

Je montre dans la figure 8.8 le détail des effets de l'irradiation sur les bandes d'altération aqueuse vues sur l'échantillon 1 de Murchison. La première, large bande asymétrique, est détectée avec un minimum vers $2,73 \mu\text{m}$ en accord avec les mesures de Beck et al. [2010] et Miyamoto [1990]. Sur le côté droit de la bande, une structure convexe centrée vers $2,90 \mu\text{m}$ devient concave après les irradiations. On voit de plus disparaître une singularité sur le bord gauche de la bande : la descente est très abrupte puis s'adoucit (forme arrondie) avec les irradiations. Il s'agit très vraisemblablement de la contribution des phyllosilicates (pic vers le bas très marqué dans les spectres de météorites hydratées – dans le cas de Murchison il s'agit d'un matériau

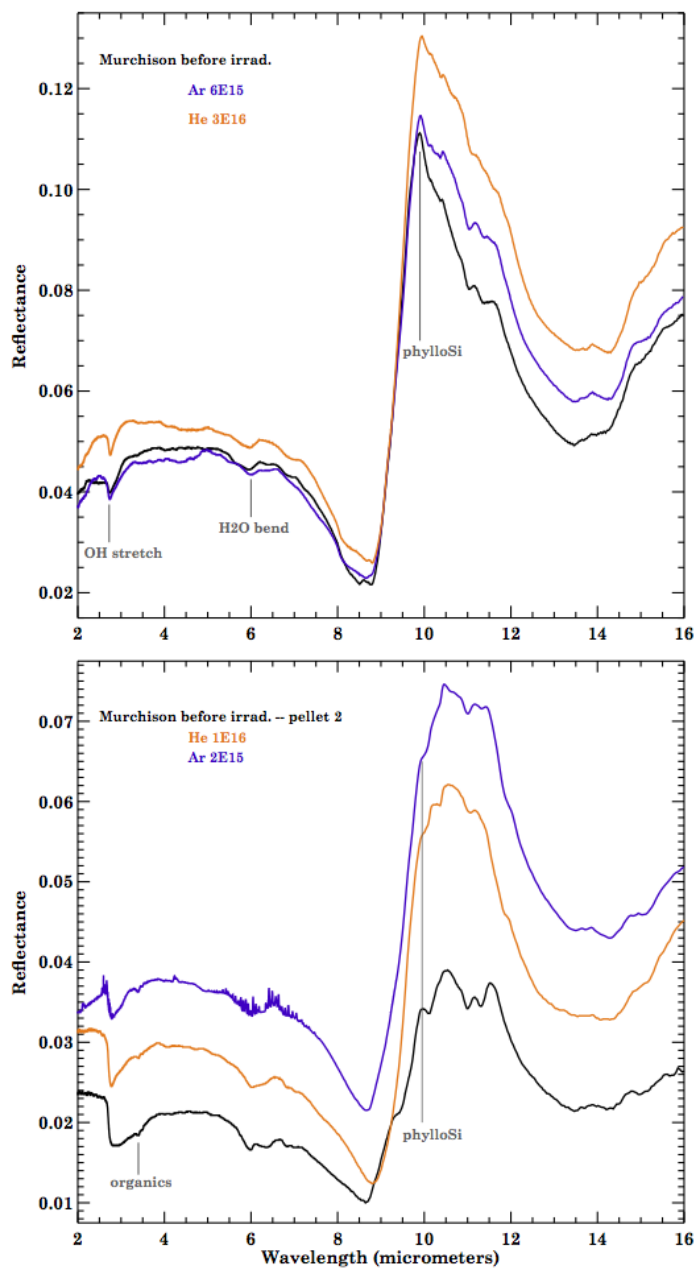


FIGURE 8.7 – EN HAUT : Spectres MIR en microscopie confocale de la zone non irradiée (en noir) de la première pastille de Murchison (échantillon 1), et des zones irradiées avec les plus fortes doses pour chaque ion (en violet pour la fluence $6 \cdot 10^{15} \text{ Ar}^+/\text{cm}^2$, en orange pour celle à $3 \cdot 10^{16} \text{ He}^+/\text{cm}^2$). Les positions des bandes d’altération aqueuse (étirement des liaisons OH vers $3 \mu\text{m}$ et déformation de la molécule H_2O vers $6 \mu\text{m}$) et des pics de phyllosilicates (à $10 \mu\text{m}$) sont indiquées. Une quarantaine de spectres ont été moyennés pour chaque zone : le spot de collecte fait $20 \times 20 \mu\text{m}$ et sonde une région d’environ $500 \mu\text{m}$ de côté par pas de $100 \mu\text{m}$. – EN BAS : Même chose que précédemment sur la seconde pastille (échantillon 2). Cette fois les doses utilisées sont $2 \cdot 10^{15} \text{ Ar}^+/\text{cm}^2$ et $1 \cdot 10^{16} \text{ He}^+/\text{cm}^2$ (même code couleur). Sur cet échantillon 2 les bandes des organiques étaient visibles (autour de $3,4 \mu\text{m}$). Une dizaine de spectres sont moyennés pour chaque zone.

ressemblant à la chrysotile [Beck et al. \[2010\]](#); formule chimique $(\text{Mg})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. Enfin, un déplacement de la bande est observé : le minimum localisé à $2,72 \mu\text{m}$ avant irradiation passe à $2,75 \mu\text{m}$ après l'irradiation avec la plus forte dose d'hélium. L'incertitude sur la détection du minimum est de l'ordre de $0,005 \mu\text{m}$ (la résolution spectrale à cette longueur d'onde est d'environ $0,0015 \mu\text{m}$). Ce déplacement de bande est plus important que les variations liées à l'hétérogénéité de l'échantillon : celles-ci sont de $\pm 0,02 \mu\text{m}$ (calculée en examinant chaque spectre constituant le spectre moyen final). Quant à la seconde bande (vers $6 \mu\text{m}$), une simplification de sa structure est progressivement notée sous l'effet des irradiations. Les mêmes constats sont faits sur les spectres de l'échantillon 2.

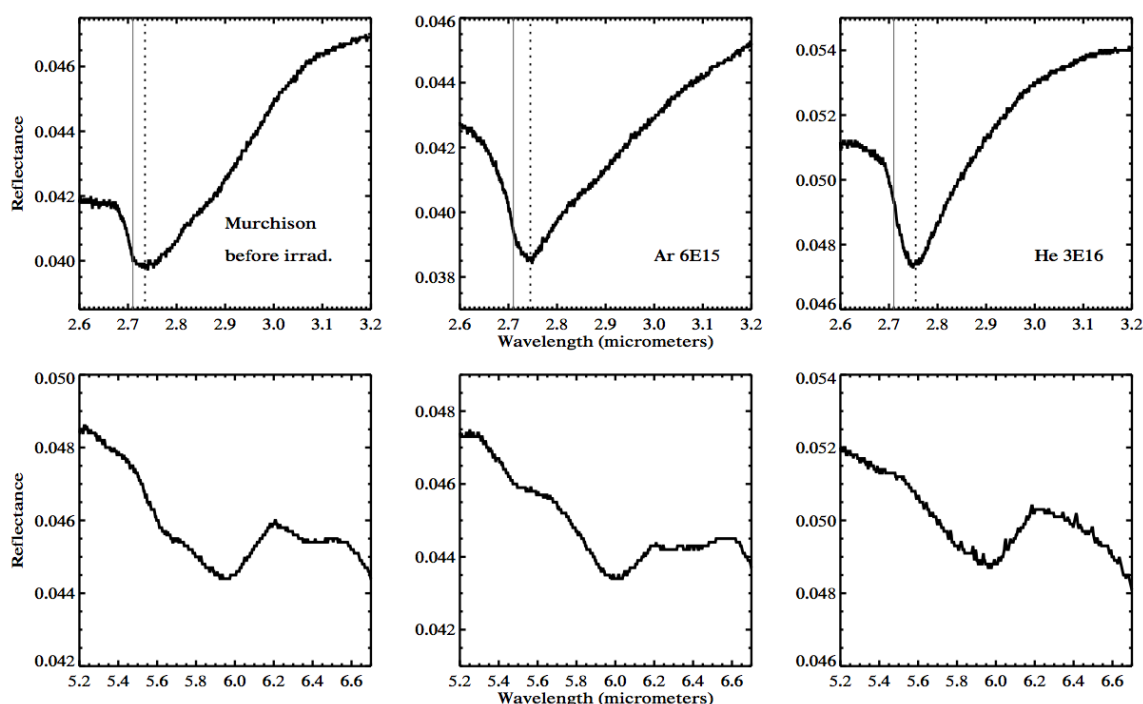


FIGURE 8.8 – Détails des régions autour des bandes d'altération aqueuse vers $3 \mu\text{m}$ (en haut, élongation des liaisons OH) et $6 \mu\text{m}$ (en bas, déformation angulaire sur les molécules H_2O) pour les spectres MIR de réflectance diffuse en microscopie confocale de la pastille de Murchison (échantillon 1) avant (à gauche) et après les irradiations aux plus fortes doses pour chacun des ions (argon au milieu et hélium à droite). Pour le mode d'étirement, la ligne verticale en gris indique la position à $2,71 \mu\text{m}$ sur chaque panel; la ligne en pointillés indique le minimum de la bande qui se déplace vers les grandes longueurs d'onde avec les doses croissantes d'irradiation.

En ce qui concerne les organiques, ils ne sont détectés que sur l'échantillon 2 de Murchison (voir la figure 8.9). La bande correspond aux modes symétriques et antisymétriques d'étirement des groupements CH_2 et CH_3 (voir par exemple [Dartois et al. \[2004\]](#)). La composante du mode asymétrique (bande de gauche) sur chaque région de la pastille (non irradiée et irradiée avec la plus forte dose d'argon) a une profondeur d'environ 1,5 % (par rapport au continuum). L'aire de la bande ($1,77 \pm 0,03 \text{ cm}^{-1}$ avant irradiation; calculée sur l'intervalle $3,30 - 3,55 \mu\text{m}$ après suppression du continuum) n'est pas changée non plus après l'irradiation ($1,79 \pm 0,03 \text{ cm}^{-1}$).

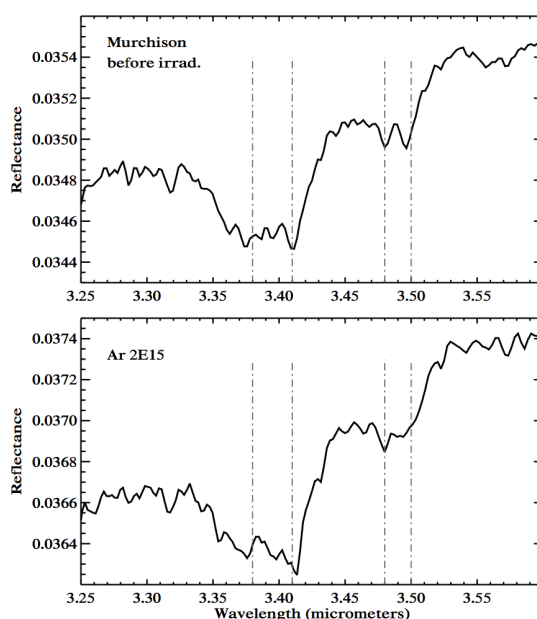


FIGURE 8.9 – Détails des régions autour de la bande des organiques vers $3,4 \mu\text{m}$ (étirement des liaisons CH) pour les spectres MIR de réflectance diffuse en microscopie confocale de la pastille de Murchison (échantillon 2) avant (en haut) et après irradiation (en bas) avec la dose à $2 \cdot 10^{15} \text{ Ar}^+/\text{cm}^2$. Les lignes verticales sont tracées pour indiquer les positions attendues (pour les mesures en transmission) des modes antisymétriques à $3,38$ et à $3,41 \mu\text{m}$ et des modes symétriques à $3,48$ et $3,51 \mu\text{m}$ pour les groupements CH_3 et CH_2 respectivement.

La figure 8.10 détaille les pics des silicates/phylosilicates pour Allende et Murchison (seul l'échantillon 1 est présenté, mais les mêmes conclusions sont extraites de l'analyse de l'échantillon 2). Sur le spectre d'Allende avant irradiation, on détecte des pics d'olivine correspondant à une teneur en forsterite de l'ordre de $\text{Fo} \approx 50-55$ (le paramètre Fo est défini comme le rapport de la teneur en magnésium divisé par celle de magnésium et de fer ; la forsterite est l'olivine la plus riche en magnésium, $\text{Fo} > 90$, formule Mg_2SiO_4) d'après les mesures faites par Hamilton [2010] qui a analysé des spectres d'olivines avec des Fo variés. Ce résultat est en accord avec la mesure de Peck [1983] : la composition de l'olivine dans la matrice d'Allende a un Fo de l'ordre de 53. Ces bandes d'olivine n'ont montré que de faibles variations dans leurs positions selon l'endroit de collecte du spectre à la surface de la pastille plutôt homogène. Sous l'effet des irradiations, les pics se déplacent vers les plus grandes longueurs d'onde. Par exemple, le pic principal à environ $11,2 \mu\text{m}$ va à $11,5 \mu\text{m}$ après l'irradiation à la plus forte dose d'ions hélium : ce déplacement est bien plus important que les variations relevées pour l'hétérogénéité de la matrice d'olivine. Ces nouvelles positions de pics correspondent à des teneurs en forsterite de l'ordre de $\text{Fo} \approx 30-35$: il y a un enrichissement en fer et/ou une perte de magnésium.

Sur Murchison, météorite ayant subi l'altération aqueuse, la matrice contient des matériaux hydratés : un pic de phyllosilicates est détecté à $9,87 \pm 0,03 \mu\text{m}$ (l'incertitude provient des considérations d'hétérogénéité de surface). Cette position est en accord avec les mesures de Beck et al. [2010] qui ont analysé plusieurs chondrites CM et ont constaté que leurs spectres vers le domaine MIR ne sont pas identiques à ceux des serpentines terrestres (formule chimique $(\text{Mg,FeNi})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$). Ce pic maximal devient moins intense après irradiation comparé au pic

sur sa droite et se déplace vers les grandes longueurs d'onde pour atteindre $9,94 \pm 0,02 \mu\text{m}$ avec la plus forte dose des ions d'hélium : le déplacement est plus grand que les variations imputables à l'hétérogénéité de surface. De plus, un pic détecté à $11,17 \mu\text{m}$, correspondant à la contribution de l'olivine (formule $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$) comme indiqué par Beck et al. [2014] et Morlok et al. [2010], se déplace à $11,21 \mu\text{m}$ après la plus forte irradiation. Un autre pic est détecté à $11,65 \mu\text{m}$, pouvant être associé à l'enstatite (famille des pyroxènes ; formule $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), se déplace à $11,69 \mu\text{m}$ et décroît en intensité après l'irradiation. Deux pics plus modestes sont vus à $10,16 \mu\text{m}$ (aucun changement avec l'irradiation) et à $10,42 \mu\text{m}$ (allant à $10,45 \mu\text{m}$ après l'irradiation à la plus forte dose d'irradiation He^+). Ils sont tous deux attribués à l'olivine [Hamilton, 2010]. Sur l'échantillon 2 de Murchison, le pic de phyllosilicate est détecté à $9,95 \mu\text{m}$ avant irradiation puis disparaît progressivement. Quant au pic de silicate pointant à $10,5 \mu\text{m}$, il s'élargit et se confond avec les deux autres pics à sa droite au fur et à mesure que de l'amorphisation a lieu [Brucato et al., 2004].

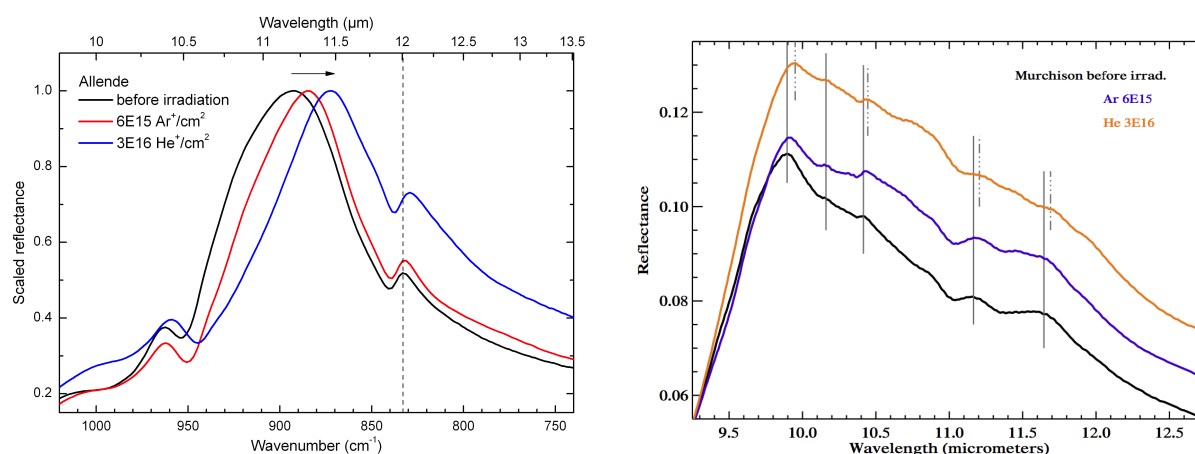


FIGURE 8.10 – À GAUCHE : Détail de la région autour des bandes de silicates vers $10 \mu\text{m}$ pour les spectres MIR de réflectance en microscopie confocale de la pastille d'Allende avant (en noir) et après les irradiations aux plus fortes doses pour chacun des ions (rouge pour l'argon et bleu pour l'hélium). Ces spectres sont en fait des moyennes d'environ 25 spectres pour chaque zone irradiée, et de plus de 50 sur la zone non irradiée. Les spectres sont normalisés à l'unité sur le maximum du pic principal. La flèche indique le sens de déplacement de la bande, la ligne verticale sert également de guide. – À DROITE : Même chose que précédemment sur la pastille de Murchison (échantillon 1). Le pic principal est cette fois lié aux phyllosilicates. Le code couleur est le même que sur la figure 8.7. Les lignes verticales montrent le déplacement des bandes entre le spectre « vierge » (ligne pleine) et ceux irradiés (en pointillés). La seconde pastille (échantillon 2) a le même comportement.

Pour la météorite Allende, des spectres dans le domaine FIR (*Far InfraRed*, dit infrarouge lointain) ont aussi pu être collectés. Sur la figure 8.11, on peut voir le spectre complet entre 10 et $50 \mu\text{m}$ avant irradiation. En correspondance est montré un graphique où l'on peut lire quel est le déplacement de chaque pic. Une corrélation semble apparaître entre la valeur du déplacement et le niveau de réflectance initial : plus le pic est intense plus il se déplace sous l'effet de l'irradiation. Le déplacement est toujours plus important pour l'hélium que pour l'argon.

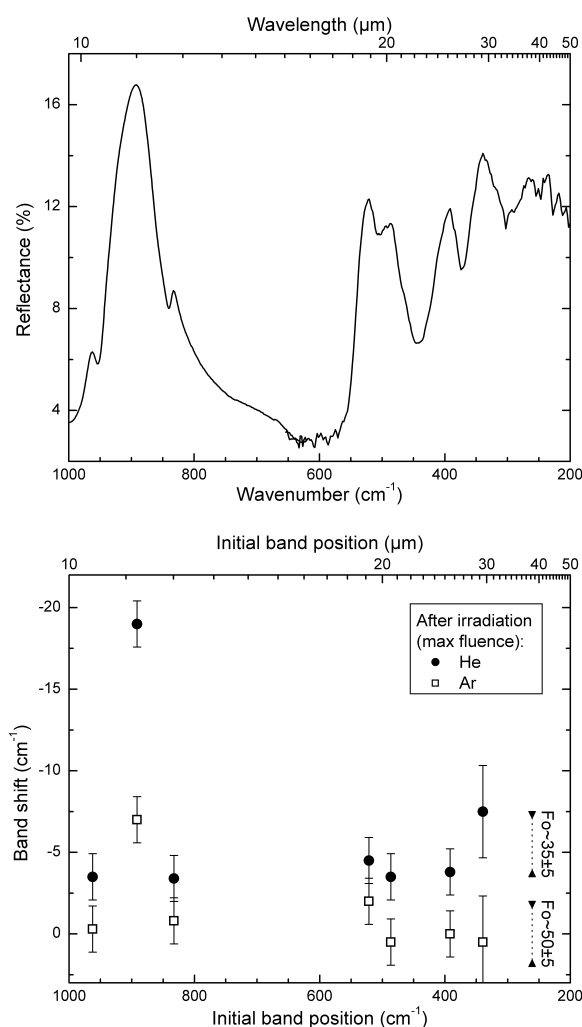


FIGURE 8.11 – EN HAUT : Spectre recomposé (jonction vers 625 cm^{-1}) MIR-FIR de réflectance en microscopie confocale pour Allende avant irradiation. – EN BAS : Graphique donnant l’amplitude du déplacement (calculé comme la différence entre la position finale, c.-à-d. après irradiation, et la position initiale du pic) de chaque pic vu sur le panel du haut (avant $35\ \mu\text{m}$) pour les doses maximales d’hélium (ronds en noir) et d’argon (carrés).

En Raman

La figure 8.12 montre des spectres Raman pour les deux météorites. Avant irradiation, le spectre d’Allende montre deux bandes D et G distinctes compatibles avec d’autres spectres de la littérature [Bonal et al., 2006]. De fortes modifications sont observées après l’irradiation ionique, notamment ici dans l’exemple montré avec la plus forte dose d’hélium : les bandes s’élargissent et se déplacent. Les mêmes observations sont faites sur Murchison.

Dans le cas d’Allende, on montre aussi les bandes d’olivine dont la position donne un nombre $Fo = 55 \pm 5$ [Kuebler et al., 2006], compatible avec la valeur extraite des données de spectroscopie IR. Ces bandes sont également affectées lors de l’irradiation : il y a un élargissement rendant les deux pics indissociables, probablement dû à l’amorphisation du minéral d’origine.

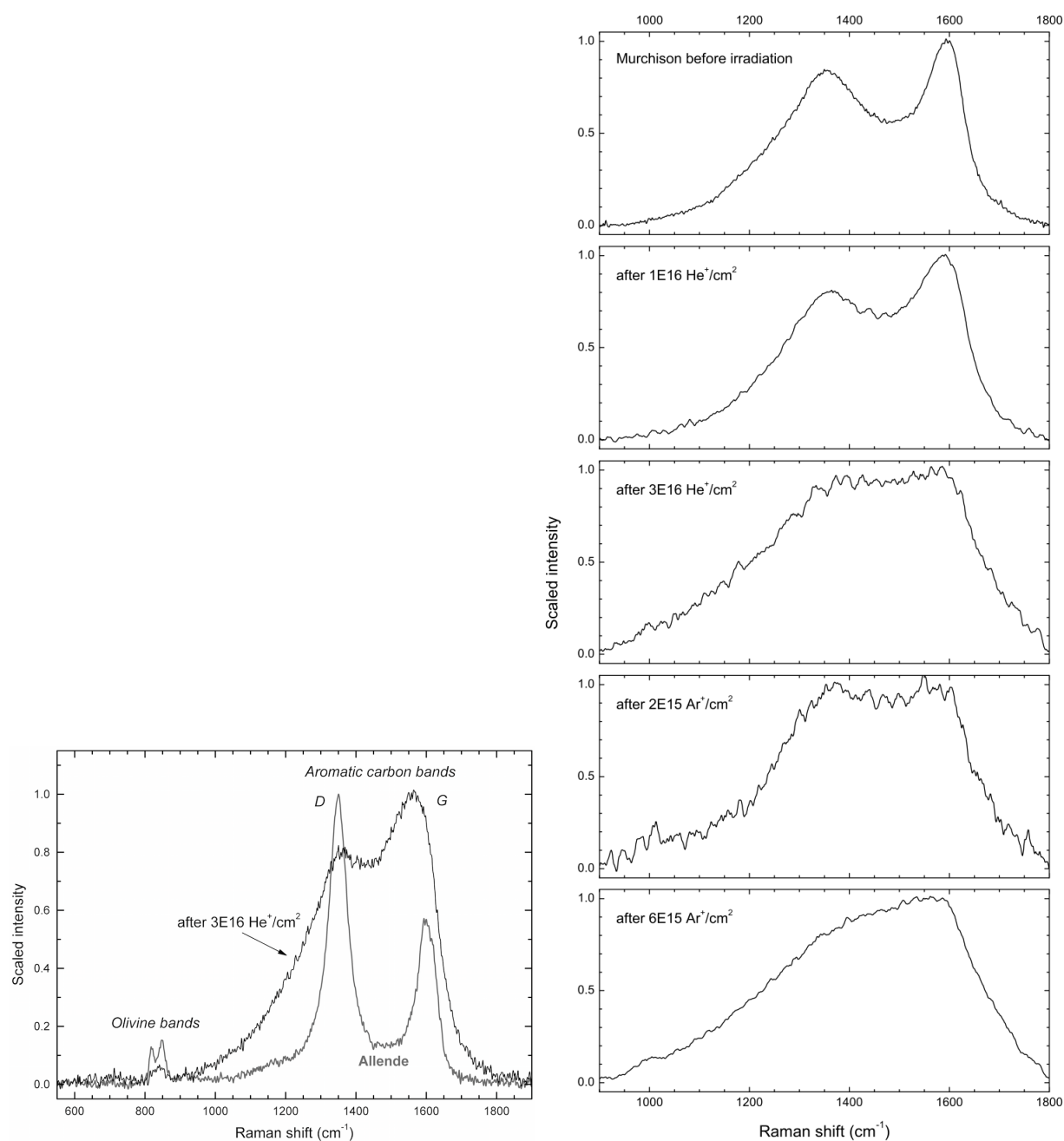


FIGURE 8.12 – À GAUCHE : Spectres Raman sur la pastille d'Allende avant et après irradiation avec la dose $3 \cdot 10^{16} \text{ He}^+/\text{cm}^2$. Les positions des bandes D et G associées au carbone ainsi que les bandes d'olivine sont indiquées. – À DROITE : Spectres Raman sur les deux pastilles de Murchison pour une zone non irradiée (en haut) et les zones irradiées avec les doses $1 \cdot 10^{16}$ et $3 \cdot 10^{16} \text{ He}^+$, puis $2 \cdot 10^{15}$ et $6 \cdot 10^{15} \text{ Ar}^+$ ions/ cm^2 (de haut en bas).

8.2.2 Discussion

La matière organique

La destruction des CH aliphatiques faisant suite à une déshydrogénation induite par des irradiations a été largement étudiée dans le cas des grains riches en carbone du milieu interstellaire (voir [Godard et al. \[2011\]](#) et les références citées). L'efficacité de ce processus destructif dépend du pouvoir d'arrêt (perte d'énergie des particules par unité de distance parcourue dans la cible). [Godard et al. \[2011\]](#) ont montré que, dans un régime de perte d'énergie électronique (c.-à-d. lorsque la perte d'énergie de l'ion est principalement due aux collisions inélastiques avec les électrons de la cible), la section efficace de destruction augmente avec S_e (le pouvoir d'arrêt électronique divisé par la densité de la cible) suivant une loi de puissance d'indice $1,3 \pm 0,5$ (dans un matériau de type $(C_xH_y)_n$ pur). Cependant, pour un régime où $S_e < 10 \text{ MeV}/(\text{mg}/\text{cm}^2)$, un nombre significatif de liaisons CH pourraient être préservées (plus de 30 % de la valeur initiale). Dans notre cas, avec les irradiations à l'argon, le mécanisme de perte d'énergie est essentiellement dominé par les collisions élastiques entre les ions incidents et les noyaux de la cible : aucune prédiction ne peut donc être faite d'après les résultats de [Godard et al. \[2011\]](#). Dans le cas des irradiations à l'hélium (pour rappel : $S_e = 0,48 \text{ MeV}/(\text{mg}/\text{cm}^2)$, résultat d'une simulation SRIM, cf. tableau), la perte d'énergie est cette fois majoritairement due aux interactions électroniques au début de la trace. En se basant sur les résultats de [Godard et al. \[2011\]](#), la section efficace de destruction équivalente pour l'irradiation avec de l'hélium à 40 keV devrait être d'environ $1 \cdot 10^{-16} \text{ cm}^2/\text{ion}$. Cela implique que pour la plus haute dose d'irradiation des météorites à la fluence $3 \cdot 10^{16} \text{ He}^+/\text{cm}^2$, l'intensité de la bande (qui est bien évidemment liée à la quantité de molécules présentes) des CH devrait être proche de la valeur limite : une asymptote vers 30-35 % de l'abondance initiale dans le cas de carbones amorphes très hydrogénés.

Ainsi, si la lumière réfléchiée par la pastille de Murchison sonde une couche de l'échantillon plus petite ou du même ordre de grandeur que la profondeur de pénétration des ions de l'irradiation, alors une réduction d'environ un facteur 2 devrait être vue sur l'aire de la bande des organiques. Or ce n'est pas le cas. J'en déduis donc que la lumière IR à cette longueur d'onde sonde une profondeur plus grande que la seule couche altérée par l'irradiation : elle est de l'ordre de 40 nm pour les ions d'argon, et de 300 nm pour l'hélium (cf. tableau 8.2.2). Une estimation raisonnable de la profondeur de pénétration des photons peut être faite à partir de la partie imaginaire de l'indice de réfraction de la météorite Tagish Lake évaluée à $k_{TL} = 5,5 \cdot 10^{-2}$ à $3,4 \mu\text{m}$ [[Roush, 2003](#)]. La profondeur de la pastille depuis laquelle la lumière émerge avec une intensité réduite de 50 % par rapport à la valeur d'entrée devrait être de l'ordre de $d_p = 1 \mu\text{m}$ – obtenue en reprenant la loi de Beer-Lambert avec l'hypothèse $I_{reçue}/I_0 = 0,5$ pour $z = 2d_p$. On peut ainsi supposer que les organiques situés dans les couches superficielles de l'échantillon sont effectivement affectés par l'irradiation, mais comme la couche sondée est plus profonde ces effets sont cachés. Des expériences avec des ions de plus hautes énergies pourraient conduire à mettre en évidence la modification de la bande des organiques à $3,4 \mu\text{m}$ car ces ions auraient une plus grande profondeur de pénétration.

Cette interprétation que les organiques des couches superficielles sont effectivement modifiés par les irradiations est confirmée par l'analyse Raman qui, même si elle est plus sensible

aux composés aromatiques, détecte mieux les organiques que la spectroscopie IR. La structure aromatique du carbone dans Murchison est grandement altérée puisque son amorphisation progressive avec les doses d'irradiation a été mise en évidence : différents degrés de désordre de la structure sont visibles, jusqu'à atteindre une structure complètement désordonnée. Ces modifications de la matière organique sont donc liées aux collisions élastiques (déplacement des atomes de la cible) et avaient déjà été trouvées sur des composés carbonés d'origine terrestre [Brunetto et al., 2004, 2009]; les résultats sur les échantillons météoritiques sont donc en accord avec ces études.

Une autre interprétation possible pour la non altération de la bande à $3,4 \mu\text{m}$, et selon les résultats de Godard et al. [2011], serait que la proportion d'atomes d'hydrogène liés à des carbones aliphatiques est trop faible dans l'échantillon de Murchison : les atomes H libérés lors de la destruction des liaisons C-H par les ions incidents sont trop éloignés les uns des autres pour se recombinaison. De ce fait, la déshydrogénation issue de la formation de molécules H_2 aurait déjà atteint le régime asymptotique et aucune modification de la bande ne peut être vue. Les ratios H/C utilisés dans les expériences de Godard et al. [2011] sont de l'ordre de 1, alors que dans Murchison le ratio est d'environ 0,7 dans la matière organique insoluble (IOM pour *Insoluble Organic Matter*) [Hayatsu et al., 1980] et de 1,55 dans la partie soluble (SOM pour *Soluble Organic Matter*) [Schmitt-Kopplin et al., 2010]. La concentration d'hydrogène dans Murchison est donc du même ordre que celle des échantillons étudiés par Godard et al. [2011] et nous devrions voir une diminution de la bande des organiques. Ce n'est pas le cas, probablement pour les raisons évoquées ci-dessus.

L'eau

Dans les spectres VIS de Murchison, la bande à $0,7 \mu\text{m}$ associée à des phyllosilicates n'est pas détectée malgré la forte altération aqueuse que cette météorite a subi [Vilas & Gaffey, 1989]. Notons toutefois que dans la moitié des spectres provenant de la base RELAB cette bande n'est pas présente non plus alors que la bande à $3 \mu\text{m}$ existe bien. Ce résultat n'est en fait pas surprenant car on a déjà évoqué au chapitre 5 que la bande d'altération aqueuse dans le VIS est plus faible que celle dans l'IR : lorsque la bande à $0,7 \mu\text{m}$ est détectée, celle à $3 \mu\text{m}$ est presque toujours présente alors que l'inverse n'est pas vrai [Vilas, 1994; Howell et al., 2011; Takir & Emery, 2012; McAdam et al., 2015].

L'irradiation mène à la disparition de la contribution des phyllosilicates (typiquement de la serpentine) à $2,7 \mu\text{m}$ et au déplacement du centre de bande vers les régions spectrales correspondant aux serpentines plus riches en fer. Remarquons que les chondrites CM sont majoritairement constituées de serpentines riches en magnésium et de cronstedtite (phyllosilicate à base de fer ; formule $\text{Fe}^{2+}_2\text{Fe}^{3+}(\text{Si},\text{Fe}^{3+}\text{O}_5)(\text{OH})_4$) [Howard et al., 2009] et montrent une large variété de ratios Fe/Mg [Tomeoka et al., 1989]. Quoiqu'il en soit ces matériaux ne ressemblent pas parfaitement aux minéraux terrestres (comme la chrysotile) et le terme de proto-serpentine est à privilégier.

On a aussi vu une modification de l'aile droite de la bande à $3 \mu\text{m}$ qui peut être interprétée comme une suppression d'une partie de l'eau adsorbée par l'échantillon exposé à l'atmosphère terrestre. Beck et al. [2010] et Takir et al. [2013] ont de fait montré que des mesures à température ambiante sont biaisées par la contribution de cette eau adsorbée, mais qu'un chauffage de l'échantillon ou une mise sous vide peuvent efficacement y remédier. Les spectres de Murchison ont été, on le rappelle, collectés *ex situ* et des molécules d'eau adsorbée sont présentes à la surface des pastilles même si elles ont été stockées sous vide entre les irradiations et les mesures, empêchant seulement une exposition trop longue à l'atmosphère. En effet, le spectre de Murchison sur la zone non irradiée a une aile à droite qui s'étend jusqu'à $3,1 \mu\text{m}$, ce qui est bien moins intense que pour une mesure dans des conditions ambiantes par Beck et al. [2010] sur la chondrite Boriskino (classe CM2) où l'aile atteint presque $4 \mu\text{m}$. La chondrite Cold Bokkeveld (CM2 aussi) analysée par Takir et al. [2013] a le même comportement. La bande à $6 \mu\text{m}$ est aussi supposée se réduire avec un échauffement [Miyamoto, 1990]. Ici on n'observe qu'une simplification de sa structure, mais l'intensité de la bande est beaucoup plus importante sur le spectre publié par Miyamoto [1990] et ne disparaît pas complètement avec des températures toujours plus hautes. On peut donc supposer de cette comparaison avec les données de la littérature que notre protocole expérimental avec stockage sous vide a permis que seule une petite quantité d'eau soit adsorbée par l'échantillon. Les modifications vues sur le profil de bande peuvent alors être dues au processus d'irradiation.

Les silicates

Dans le domaine MIR pour Murchison, l'irradiation a fait décroître l'intensité du pic principal associé aux phyllosilicate à $10 \mu\text{m}$ et l'on a observé un déplacement des pics vers les grandes longueurs d'onde. Cet effet avait déjà été observé avec une expérience d'irradiation similaire sur Tagish Lake [Vernazza et al., 2013]. Les deux pics associés à l'olivine ont aussi subi ce déplacement, tout comme ceux sur le spectre d'Allende.

Les signatures spectrales bougent d'une région caractéristique des minéraux riches en magnésium vers une région plus riche en fer. Cela pourrait être dû à une perte préférentielle de l'élément Mg dans les minéraux (pyroxène, olivine ou encore les phyllosilicates) à cause d'une pulvérisation et éjection « vers l'arrière » (donc dans la direction opposée à la cible) de l'élément Mg, contrairement à l'élément Fe plus lourd [Hapke et al., 1975]. Et/ou à cause d'une amorphisation. Une étude d'irradiation He^+ aux mêmes énergies que celle utilisée ici ($10 - 50 \text{ keV}$) a mis en évidence l'amorphisation de l'olivine accompagnée d'une diminution du ratio Mg/Si [Demyk et al., 2001; Carrez et al., 2002]. Un résultat similaire a été obtenu sur des pyroxènes dont l'enstatite [Demyk et al., 2004]. Dans l'article Carrez et al. [2002], les auteurs proposent que l'enrichissement de la surface en fer peut être due à la formation de particules de fer nanophasées (les SMFe).

Discutons maintenant de l'amplitude du déplacement des pics sur Allende (je ne traite pas le cas de Murchison où les pics se démarquent moins du continuum et où il est difficile de faire une analyse similaire). Nous avons évoqué au chapitre 7 que le coefficient d'absorption augmente fortement dans le domaine MIR : un photon de longueur d'onde comprise dans une région de

forte absorption (pics intenses) va émerger depuis une zone du matériau de faible profondeur (probablement de l'ordre de l'épaisseur affectée par les irradiations). Cet effet peut expliquer la tendance montrée sur la figure 8.13 : les plus faibles absorptions sondent une profondeur plus grande que la couche irradiée (on le rappelle, ~ 40 nm pour les ions Ar^+ et ~ 300 nm pour les ions He^+) ce qui fait que l'effet d'irradiation est en partie masqué par le volume non irradié sondé également, tandis que les absorptions plus fortes sont plus sensibles à la composition de cette couche irradiée et donc le déplacement du pic plus important.

Enfin, on a vu que le déplacement des pics est différent entre l'irradiation aux He^+ et aux Ar^+ pour Allende (comme pour Murchison). La couche affectée par les ions d'argon est certainement trop fine comparée au volume sondé par les régions de faible absorption et les effets de l'irradiation ne sont pas mesurés : l'asymptote va rapidement à zéro (on ne voit plus de déplacement des pics). Au contraire, la couche irradiée avec l'hélium est presque dix fois plus grande : on peut supposer que même dans le régime de faible absorption l'effet d'irradiation reste visible.

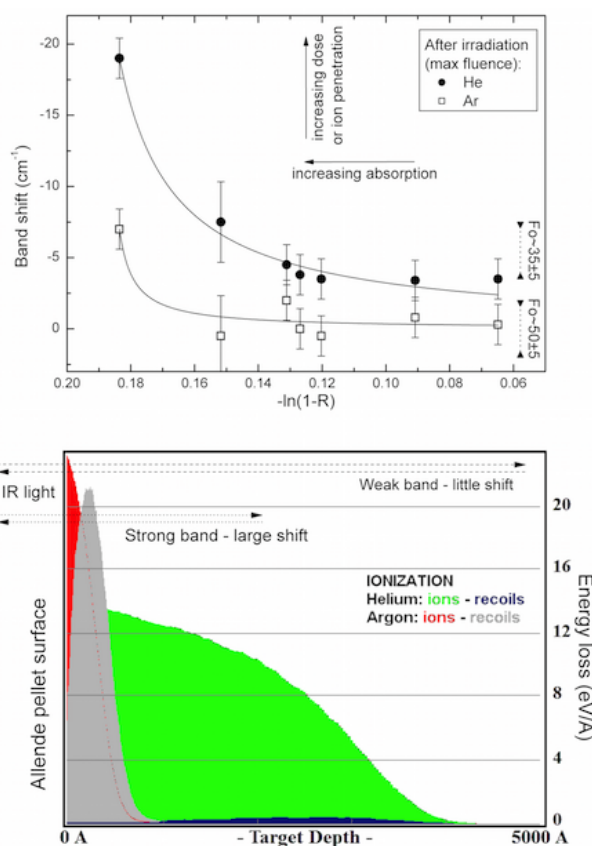


FIGURE 8.13 – EN HAUT : Graphique donnant la valeur du déplacement des pics en fonction de la quantité $-\ln(1-R)$ proportionnelle au coefficient d'absorption du matériau et donc de la partie imaginaire de l'indice de réfraction (soit à l'intensité du pic). – EN BAS : Résultat de la simulation SRIM montrant la profondeur de la couche altérée par les irradiations.

8.2.3 Correspondance des temps astrophysiques

Lors de l'évaluation de la contribution relative des différents processus affectant la surface des astéroïde, il est assez difficile de comprendre comment ils agissent ensemble et sur quelle durée. On peut toutefois proposer des estimations. Dans le Système solaire interne, les deux principales sources participant au phénomène d'altération spatiale sont le vent solaire et le bombardement micrométéoritique, simulés nous l'avons vu par les irradiations ioniques et laser respectivement. Des études précédentes ont montré que la maturation du régolite par bombardement micrométéoritique se fait sur une échelle de temps de l'ordre de 10^8 - 10^9 ans [Sasaki et al., 2001; Brunetto et al., 2006a]. Les effets d'assombrissement/rougissement des surfaces par irradiation ionique ont été mis en évidence avec des temps correspondant à 10^4 - 10^5 ans [Hapke, 2001; Strazzulla et al., 2005].

Dans ce cas précis d'utilisation d'ions d'hélium à 40 keV pour nos mesures, et en considérant que seul l'élément He agit dans le processus d'altération spatiale, on peut donner une approximation du temps astrophysique simulé. Pour les ions provenant des vents solaires lent et rapide, le flux est $F_{vent} = 1,5 \cdot 10^7$ ions/(cm².s) [Schwenn, 2000]. Avec la plus haute dose utilisée ici de $D_{labo} = 3 \cdot 10^{16}$ ions/cm², on trouve un temps d'irradiation de l'ordre de $T_{labo} = 4 \cdot D_{labo} / (F_{vent} \cdot 3^2) \approx 2 \cdot 10^3$ ans sur un objet situé à 3 UA (le flux diminue comme la distance au carré; le facteur 4 correspond à des considérations géométriques). Cependant l'énergie des ions d'hélium du vent solaire est 10 fois plus basse : une simulation SRIM comparant les dégâts provoqués par ces deux énergies donne un facteur d'environ un tiers. Ainsi le temps simulé est plutôt de l'ordre de $7 \cdot 10^3$ ans. Un calcul équivalent peut être fait pour les ions à 40 keV éjectés des régions actives et des éruptions solaires [Johnson, 1990] donnant des temps de l'ordre de 10^4 et 10^5 ans respectivement. Beaucoup d'autres particules (majoritairement de l'hydrogène, mais aussi quelques ions plus lourds) et énergies agissent dans ce processus et ces chiffres sont donc à voir comme une limite supérieure. Une estimation raisonnable du temps d'action de l'altération spatiale dans la Ceinture principale d'astéroïdes est de l'ordre de 10^3 - 10^4 ans.

Quoiqu'il en soit, il est important de comprendre quel est le mécanisme physique qui agit dans le matériau (collisions élastiques ou inélastiques par exemple) pour les différentes composantes de l'altération spatiale (ions, énergies, etc.) afin de faire correspondre les doses d'irradiation utilisées en laboratoire à la distribution réelle des particules astrophysiques et proposer une estimation correcte du temps simulé.

Ces temps très courts comparés à l'échelle des temps astrophysiques (comme par exemple le temps moyen de collisions [O'Brien & Greenberg, 2005]) sont une confirmation indirecte que des processus de renouvellement de la surface agissent efficacement et sur des temps relativement courts : autrement toute la population d'astéroïdes observés serait dominée par des objets totalement altérés, ce qui n'est pas le cas.

8.2.4 Comparaison dans le domaine VISNIR avec les précédentes expériences d'irradiation

Jusqu'à présent les expériences d'irradiations de chondrites carbonées ont donné des résultats contradictoires, oscillants entre les effets de rougissement ou de bleuissement de la pente. Dans la figure 8.14, je présente sous forme de ratios (spectre de l'échantillon irradié divisé par le spectre de l'échantillon non irradié, vus sous les mêmes conditions d'éclairage et de collecte), les résultats d'expériences d'irradiations ioniques issues de cette étude ou de travaux d'autres équipes sur des chondrites carbonées, une chondrite ordinaire et des échantillons d'olivine terrestre. Pour comparer des données acquises dans différents laboratoires – c'est-à-dire avec des conditions de préparation d'échantillon, d'irradiation et de collecte de spectres variées –, l'utilisation des ratios permet de s'affranchir de ces différences et de ne mettre en évidence que les effets de l'altération [Brunetto et al., 2006b]. Deux informations sont lues sur ces graphiques : l'ordonnée nous renseigne sur un assombrissement (ratio < 1) ou un éclaircissement (ratio > 1) de la surface de l'échantillon après irradiation, et la pente met en évidence un rougissement (pente > 0) ou un bleuissement (pente < 0) spectral.

Comparée à Allende et à l'olivine, Murchison (courbe en orange) montre peu de variations après l'irradiation avec les ions He^+ (énergie : 40 keV) : le spectre reste relativement plat et l'albédo décroît d'environ 2,5 %. Un ajustement linéaire calculé sur le ratio donne une valeur de pente de $0,078 \mu\text{m}^{-1}$. Les effets sur la pente sont un peu plus importants dans le cas de l'irradiation aux ions Ar^+ : elle atteint une valeur de $0,13 \mu\text{m}^{-1}$. Une variation de pente similaire est notée sur Allende (courbe en rouge), pour les deux ions : cette météorite rougit donc bien sous effets d'irradiations. On rappelle que Lazzarin et al. [2006] avait observé aussi ce phénomène après une irradiation avec des ions Ar^{++} de plus haute énergie (400 keV).

Dans le cas de Tagish Lake, je présente les résultats de deux expériences distinctes faites par Vernazza et al. [2013] avec différentes énergies et fluences. Pour celle utilisant une plus grande énergie (200 keV, courbe en bleu clair), le ratio reste plat avec une pente de $0,09 \mu\text{m}^{-1}$. Avec une énergie plus petite (4 keV) mais une fluence plus élevée, on remarque un effet de rougissement pour l'hélium, et un bleuissement important pour l'argon (pente de $-0,28 \mu\text{m}^{-1}$ sur le domaine de longueurs d'onde restreint à $0,72 - 1,0 \mu\text{m}$; pas de données sur le reste du domaine VIS).

Les comportements de l'olivine [Loeffler et al., 2009; Fu et al., 2012] et de la chondrite ordinaire Epinal [Brunetto et al., 2006b] sont bien connus : un fort rougissement est observé (une pente d'au moins $0,50 \mu\text{m}^{-1}$ sur le ratio) peu importe l'ion utilisé, et le phénomène est amplifié avec l'utilisation d'un laser lors de la simulation des bombardements micrométéoritiques [Brunetto et al., 2007]. De plus, tous ces échantillons ont une surface qui s'assombrit après les irradiations.

Pour mieux visualiser les résultats, ils sont regroupés et résumés dans la figure 8.15 où je présente directement les valeurs de réflectance et de pente extraites des ratios en fonction de l'albédo initial. Je montre aussi quelles sont les variations d'albédo et de pente dues simplement à l'hétérogénéité de la surface de l'échantillon de Murchison. On peut voir ainsi que les effets de l'altération spatiale sur cette chondrite carbonée en particulier sont du même ordre de grandeur que les variations dues à l'hétérogénéité. J'ai aussi ajouté un point de mesure fait sur un

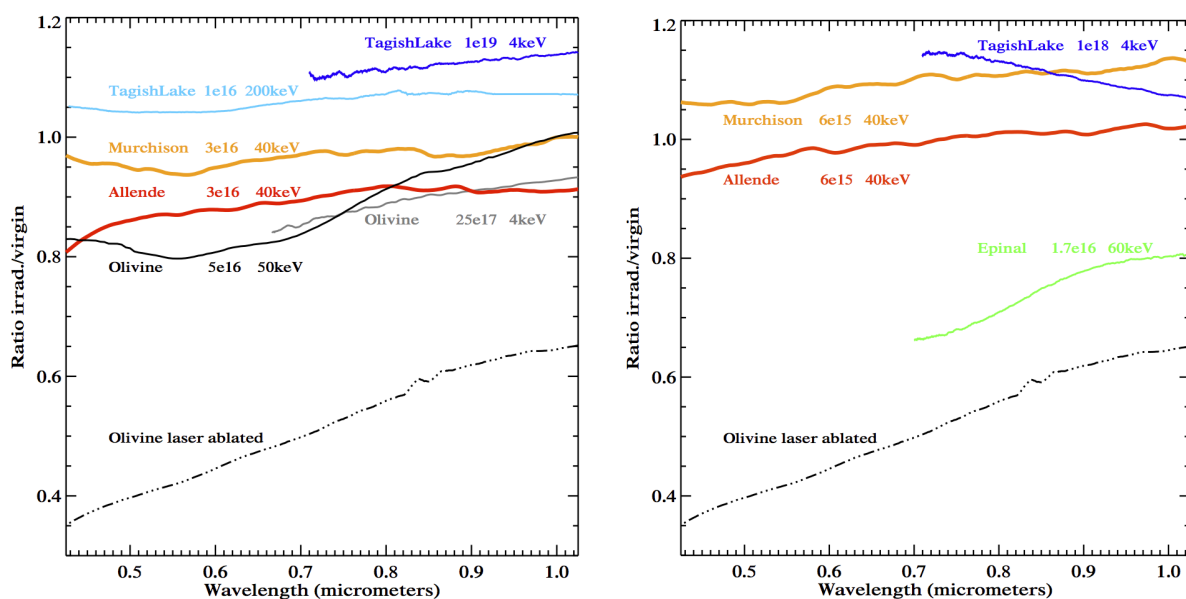


FIGURE 8.14 – Courbes de ratio pour plusieurs météorites et minéraux dans la littérature par comparaison aux nouvelles mesures : spectre irradié divisé par le spectre « vierge ». Les irradiations sont faites pour des ions d’hélium (panel gauche) et d’argon (panel droit). Les expériences sur Tagish Lake ont été publiées par Vernazza et al. [2013]. Les données pour l’olivine (en noir et en gris) proviennent de Fu et al. [2012] et Loeffler et al. [2009] respectivement. La chondrite ordinaire Epinal et l’olivine irradiée au laser sont issues des articles Brunetto et al. [2006b] et Brunetto et al. [2007].

échantillon d’asphaltite [Moroz et al., 2004a] où un fort éclaircissement de la surface est vu après une irradiation aux ions Ar^{++} à 60 keV (fluence de $1,5 \cdot 10^{15}$ ions/cm²). Le bleuïssment spectral était aussi un résultat de cette expérience.

Il ressort de façon claire de ces graphiques que les effets d’assombrissement de la surface et de rougissement de la pente spectrale ne sont pas valides pour toutes les chondrites carbonées, et que les modifications spectrales liées à l’irradiation sont fonctions de l’albédo initial. Il est intéressant de noter que la météorite Tagish Lake est l’extremum de cette transition du rougissement au bleuïssment, et de l’assombrissement à l’éclaircissement : parmi tous les échantillons, Tagish Lake est la plus sombre et la plus riche en carbone (cf. description des échantillons à la section 7.4.2).

8.2.5 Résumé et conclusion

Les effets spectraux de l’irradiation ionique sur les météorites Allende et Murchison ont été étudiés comme simulation des bombardements par les ions du vent solaire sur les astéroïdes primitifs. Les principales conclusions sont les suivantes.

Dans le domaine VISNIR, l’irradiation d’Allende a confirmé des résultats obtenus par d’autres équipes, à savoir un effet d’assombrissement de la surface et de rougissement de la pente spectrale. Dans le cas de Murchison nous avons vu que les variations observées sont plus petites que des effets d’inhomogénéité de surface (taille des grains, préparation de l’échantillon...). Les résultats d’irradiation sont beaucoup plus marqués sur les silicates et les chondrites ordinaires.

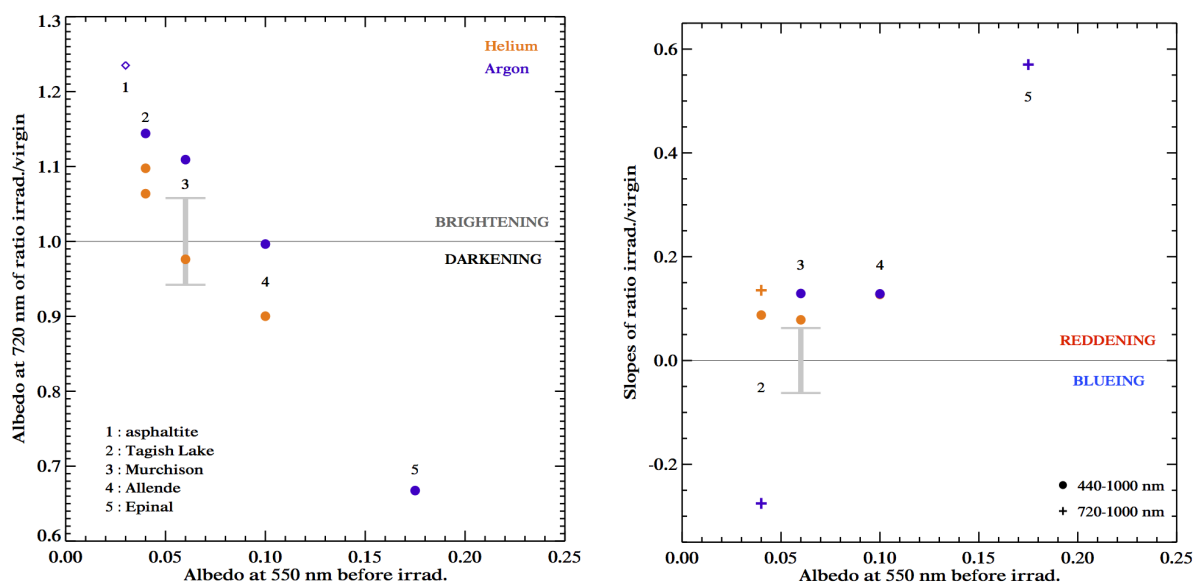


FIGURE 8.15 – Valeurs de la réflectance à $0,72 \mu\text{m}$ (panel de gauche) et de la pente spectrale (panel de droite; en μm^{-1}) extraites des ratios de la figure 8.14. La couleur orange se rapporte aux irradiations avec les ions d'hélium, le violet pour celles à l'argon. La pente spectrale est calculée en utilisant un ajustement linéaire sur tout le domaine VISNIR ($0,44 - 1,0 \mu\text{m}$, points) lorsque c'était possible, sinon sur un domaine restreint ($0,72 - 1,0 \mu\text{m}$, croix). Les barres d'erreur en gris sur chaque panel montrent les variations évaluées sur les échantillons de Murchison et dues aux hétérogénéités de surface.

L'utilisation de la bande des organiques à $3,4 \mu\text{m}$ comme outil de détection des surfaces altérées ne semble par pertinente puisqu'elle reste difficile à mettre en évidence. La technique d'analyse en Raman montre toutefois une profonde modification de la structure de la matière organique.

Sur les deux météorites, les pics de silicates dans le domaine MIR se déplacent vers les régions indicatrices d'une teneur en fer plus riche qu'avant irradiation. Le processus d'amorphisation et/ou de perte de magnésium peuvent expliquer cela (valable aussi pour le déplacement des phyllosilicates vers $3 \mu\text{m}$ dans Murchison, chondrite hydratée). La possibilité de la création de particules SMFe n'est pas incompatible avec nos résultats mais seule une étude dédiée à leur détection (par TEM par exemple) pourrait confirmer cette hypothèse.

Finalement, j'ai montré que les modifications après irradiation sur les spectres dans le domaine VISNIR dépendent de l'albédo initial. Plus d'expériences sur les chondrites carbonées sont cependant nécessaires pour mieux comprendre le rôle de la composition et de la teneur en carbone initiales sur cette tendance, et ainsi proposer une interprétation solide pour l'altération spatiale agissant sur les astéroïdes primitifs. C'est ce que j'ai commencé à faire pendant cette thèse, grâce au montage expérimental présenté au chapitre suivant.

Chapitre 9

Le projet INGMAR : nouvelle chambre d'irradiation

L'expérience « Irradiation de Glaces et Météorites Analysées par Réflectance VIS-IR » (acronyme INGMAR) est un projet récent de l'IAS, porté par Rosario Brunetto, en collaboration avec le CSNSM. Il s'agit d'une chambre à vide d'irradiation montée sur la ligne SIDONIE permettant une collecte *in situ* des spectres des échantillons étudiés. J'ai participé à la mise en service de cette nouvelle chambre en alignant les lignes de réflectance (visible et proche infrarouge, de 0,4 à 2,5 μm). J'ai alors utilisé le système pour faire des mesures systématiques sur différents échantillons irradiés – principalement des chondrites carbonées – des effets de l'altération spatiale sur les objets primitifs.

Sommaire

9.1	Présentation	146
9.1.1	Quelques considérations techniques	146
9.1.2	Étalonnage des lignes de réflectance	148
9.2	Irradiations et mesures systématiques d'échantillons	153
9.2.1	Résultats pour la partie 0,4 - 2,5 μm	153
9.2.2	Résultats pour la partie 2 - 16 μm	160
9.2.3	Interprétations	167
9.2.4	Importance de la composition initiale	169
9.2.5	Possibilités d'exploitation	169

9.1 Présentation

La première partie de ce chapitre va servir à expliquer comment l'expérience INGMAR est construite et quels sont les tests que j'ai menés lors du montage final. Je parle de montage « final » car la chambre a été pensée avant que je ne commence la thèse et la construction a été gérée par l'IAS. Je n'ai travaillé sur la chambre qu'à partir du moment où elle a été livrée, testée pour le vide et installée (fin de l'été 2014) sur la ligne SIDONIE (accélérateur de particules introduit au chapitre 7). À partir de là, il a fallu installer les sources de lumière et les spectromètres, faire les branchements et alignements des fibres optiques, puis acquérir les premiers spectres de vérification sur des échantillons connus (silicates) afin d'optimiser le système.

9.1.1 Quelques considérations techniques

La figure 9.1 donne la vision globale de la géométrie d'INGMAR. À terme, cette chambre devra servir pour irradier de nombreux types d'échantillons, dont des glaces fabriquées directement à l'intérieur ; pour ce faire de nombreuses entrées/sorties (les brides) sont d'ors et déjà présentes pour planifier les futures expériences à monter mais restent non exploitées actuellement.

Pour ce qui m'intéresse ici, je n'ai utilisé que celles recevant les fibres optiques dédiées à la spectroscopie de réflectance diffuse bidirectionnelle. La fibre incidente reçoit la lumière issue d'une source blanche et est orientée à 10° par rapport à la normale à la surface de l'échantillon (tous les angles seront donnés par rapport à cette normale). La collecte est aussi effectuée avec un angle de 10° , mais cette fois la fibre reçoit les photons des domaines VISNIR ($0,40 - 1,05 \mu\text{m}$, même spectromètre qu'utilisé pour les mesures présentées au chapitre 8) et IR ($0,9 - 2,5 \mu\text{m}$) ; il suffit de connecter l'autre extrémité de la fibre à l'un ou l'autre des spectromètres. La bride faisant passer la lumière incidente pour le domaine IR est inclinée avec un angle de 10° (cette fois dans le plan perpendiculaire à celui formé par les deux fibres précédentes). Le faisceau d'ions arrive par la bride symétrique dans ce second plan. Sur le côté opposé se trouvent les sorties pour les mesures en transmission.

Les échantillons, des pastilles de 13 mm de diamètre, sont montés sur une raquette disposant de cinq emplacements (voir la figure 9.2) : quatre échantillons et la référence (ici le Spectralon pour les longueurs d'onde mesurées ; cf. chapitre 7) peuvent ainsi être montés en même temps dans la chambre, ce qui représente un gain de temps puisque le vide ne sera fait qu'une seule fois (il faut une heure de pompage pour obtenir un vide d'au moins 10^{-6} mbar) pour des mesures sur les quatre échantillons. Ce porte-échantillon est inséré par une bride sur le dessus de la chambre et est fixé à une tige de translation permettant de déplacer les échantillons au fur et à mesure de l'avancée des irradiations et des collectes de spectres.

La figure 9.3 montre la configuration actuelle de la chambre INGMAR sur la ligne SIDONIE.

9.1. Présentation

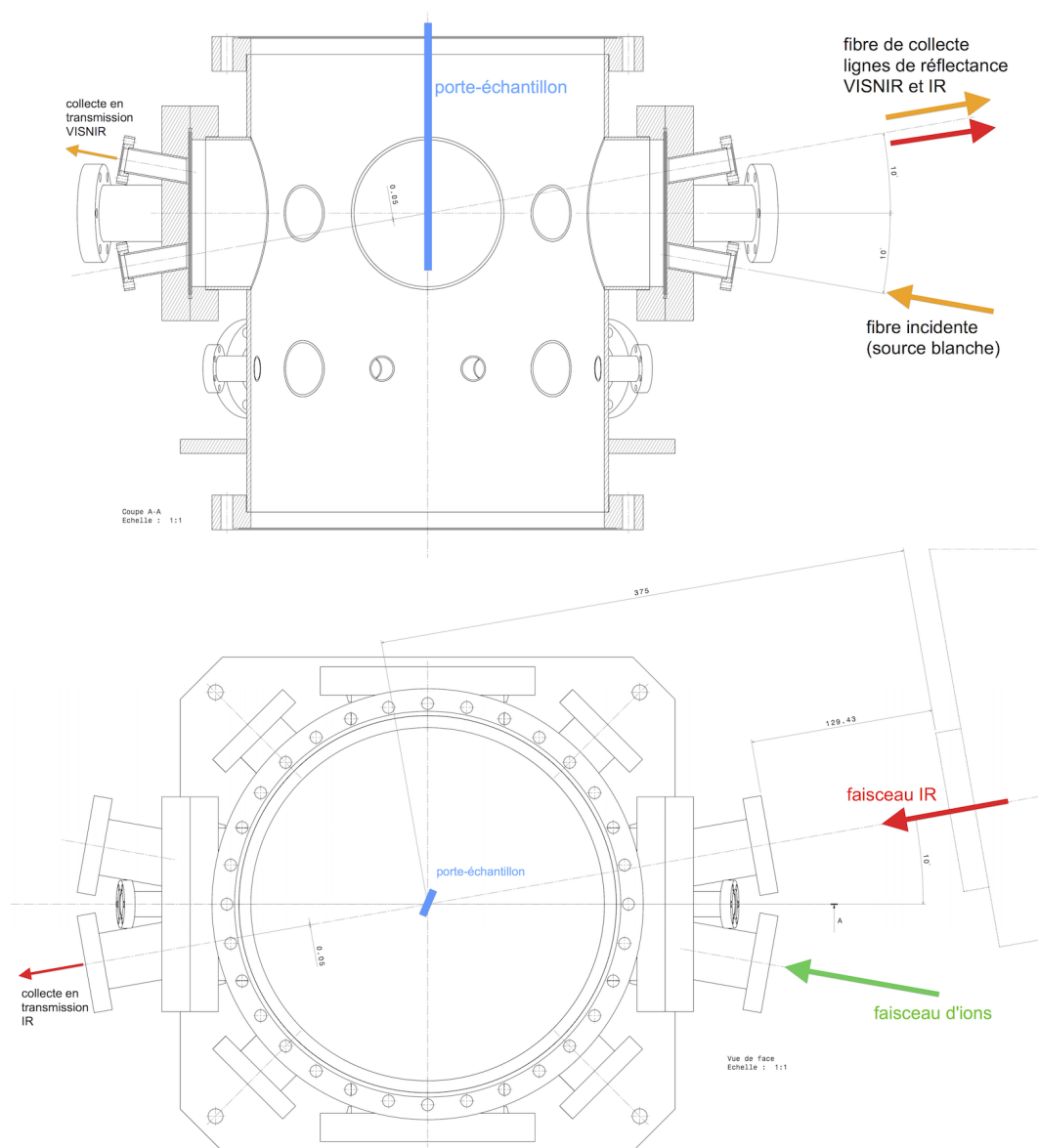


FIGURE 9.1 – Schéma de construction de la chambre d'irradiation INGMAR. Le dessin du haut montre la vue de profil. On y voit à droite les deux petites brides pour les fibres optiques du faisceau incident en source blanche et de collecte. Cette dernière peut être reliée au spectromètre VISNIR (Maya : 0,40 - 1,05 μm) ou à celui IR (0,9 - 2,5 μm en réflectance, Bruker). Elles sont toutes deux orientées à 10° par rapport à la normale à la surface de l'échantillon analysé (ce sont les conditions standards, c.-à-d. lorsque cette normale est dans le plan constitué par ces deux fibres). En bleu est représenté le porte-échantillon. Le dessin du bas montre la chambre vue par le dessus. On voit alors la géométrie identique avec des angles de 10° pour les grosses brides : l'une est reliée à la ligne d'irradiation de SIDONIE pour le passage des ions, l'autre accueille le faisceau de lumière infrarouge (celle-ci provient directement du spectromètre IRTF possédant une source interne). On peut voir que le porte-échantillon est également tourné de 10° (angle exagéré sur le schéma) : le faisceau d'ions arrive perpendiculairement à la surface de l'échantillon à irradier (nous ne sommes alors plus dans les conditions standards). Cela permet également d'éviter la composante spéculaire réfléchiée par l'échantillon et de ne collecter que la lumière diffuse.

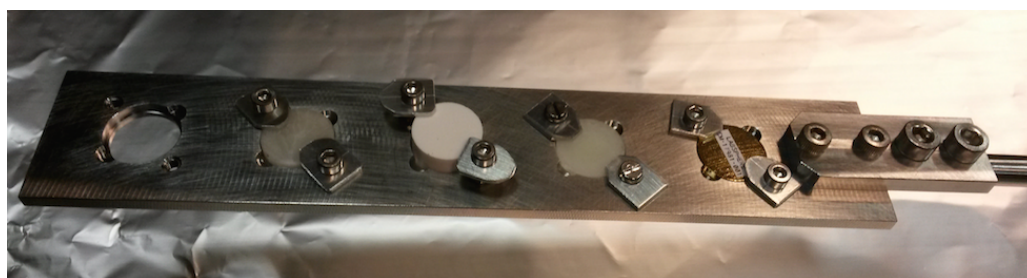


FIGURE 9.2 – Porte-échantillon accueillant les pastilles de 13 mm pour les expériences sur INGMAR. On voit ici le dos de la raquette (environ 15 cm de long) et des échantillons : les pastilles sont insérées de ce côté – les trous faisant 12 mm, une couronne de 1 mm de large les maintient de l’autre côté – et fixées par des pattes et des vis. Il y a 27 mm entre les centres des emplacements. À droite on voit le raccord qui permet l’attache sur la tige de translation. Petite précision quant à l’effet d’optique provoqué par la photographie : la surface des échantillons ne touche pas le papier aluminium placé en dessous.

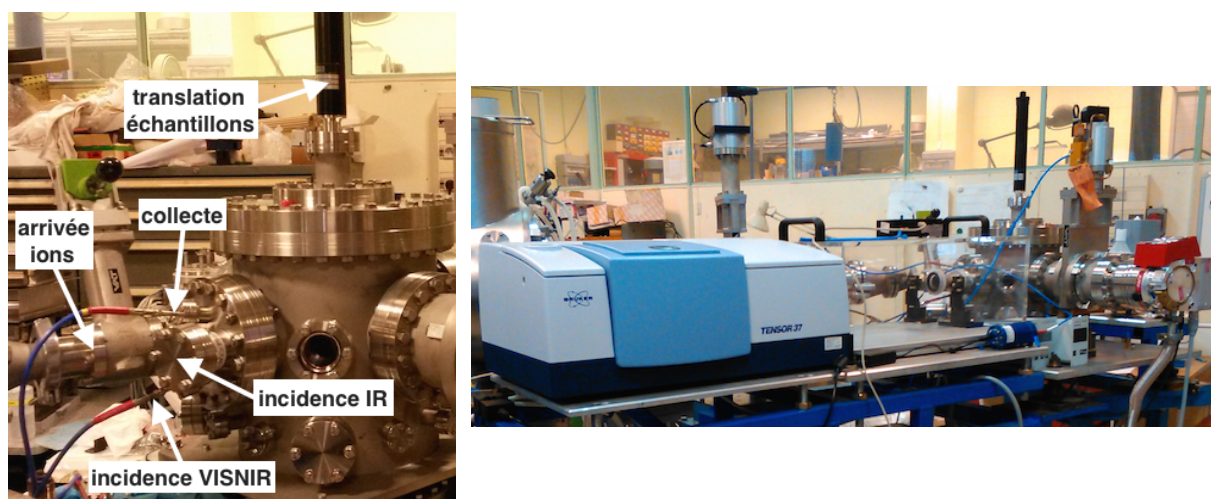


FIGURE 9.3 – Photographies de l’installation. – À GAUCHE : Détail des brides pour la spectroscopie de réflectance, le passage des ions et l’insertion du porte-échantillon. – À DROITE : Vue globale avec de gauche à droite : le spectromètre IRTF, le compartiment externe pour l’envoi de la lumière IR (le boîtier bleu cylindrique au premier plan est la lumière blanche, et le boîtier noir au-dessus est le spectromètre VISNIR), la chambre INGMAR (les extensions tout à droite sont les raccords pour le circuit de pompage).

9.1.2 Étalonnage des lignes de réflectance

La première étape de mise en fonctionnement de cette nouvelle enceinte de mesures en spectroscopie a été de procéder au branchement des fibres optiques pour envoyer et collecter la lumière analysant les échantillons. Les fibres optiques sont transparentes dans le domaine VISNIR-IR (voir la figure 9.4). Elles sont couplées à des lentilles (diamètre de 5 mm, focale de 10 mm, et transparentes aussi pour le domaine de longueurs d’onde voulu) afin de collimater le faisceau et mieux contrôler son orientation. La lentille est placée à l’intérieur de la chambre alors que la fibre arrive par l’extérieur : une bride étanche permet de faire la jonction.

La fibre incidente (600 μm de diamètre) a d’abord été alignée pour que le faisceau atteigne le capteur de mesure en transmission (sur le côté opposé de la chambre). Il a alors fallu repérer la position d’un des emplacements de la raquette pour que l’échantillon soit centré sur ce faisceau

incident. Pour ce faire, une simple vérification en maximisant le signal reçu en transmission (à travers un emplacement vide de la raquette) suffit. Puis la fibre de collecte (200 μm de diamètre) a été ajustée pour que le spot associé soit à l'intérieur de la tache d'éclairage (voir la figure 9.5).

La ligne de réflectance VISNIR fonctionne avec une source de lumière blanche différente de celle utilisée pour les mesures sur Allende et Murchison présentées au chapitre 8. Leurs émissions spectrales sont similaires et cette seconde source s'est avérée moins fluctuante (cf. discussion à la section 8.1.1).

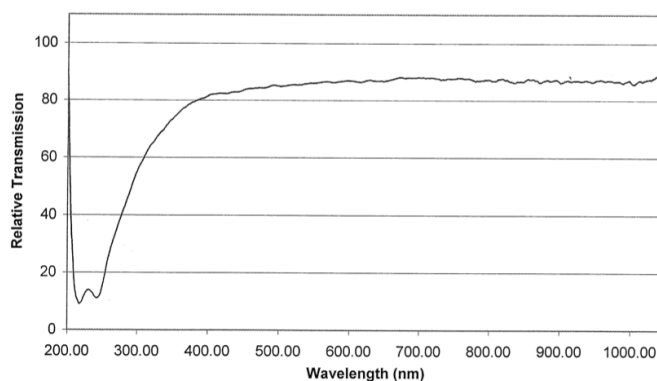


FIGURE 9.4 – Graphique montrant la transmission de la fibre optique utilisée pour la collecte sur INGMAR. Si seul le domaine VISNIR est donné ici (on voit d'ailleurs que dans l'UV elles ne laissent pas passer de signal), les fibres sont bien transparentes sur le domaine VISNIR-IR exploité avec INGMAR. Les lentilles possèdent les mêmes caractéristiques de transmission. {Source : OceanOptics (fibres et lentilles)}

Puisque le porte-échantillon subit des translations verticales, nécessaires pour passer d'un échantillon à l'autre entre les irradiations et les mesures, il faut s'assurer que les spectres sont collectés sur le même endroit de la pastille à chaque dose d'irradiation pour une meilleure comparaison, c'est-à-dire sans que des considérations d'inhomogénéité de la surface soient gênantes (cf. discussion à la section 8.2.1). Notons déjà que la taille du spot de collecte (entre 3 et 4 mm, beaucoup plus grand que celui sur le précédent montage) évite une variabilité spectrale due à l'hétérogénéité de la pastille. J'ai procédé à des tests de vérification qui ont confirmé que la mesure est reproductible grâce à une molette micrométrique contrôlant le mouvement sur la tige de translation (voir la figure 9.5).

Lors des premières acquisitions de données sur INGMAR, j'ai utilisé les échantillons d'olivine et diopside, matériaux très connus, afin de contrôler la validité du montage. Pour la partie VISNIR, les spectres obtenus ont été très surprenants au premier abord : la réflectance dépassait largement (plus de 20 %) le niveau attendu pour de tels échantillons et les bandes d'absorption étaient déformées. Il s'avère que, vue la géométrie de la chambre INGMAR, lorsque la surface des échantillons est parallèle à la bride d'accueil des fibres, la lumière récupérée est principalement la composante spéculaire. On a alors tourné la raquette d'environ 10° : ainsi on introduit un angle d'azimut et c'est la composante diffuse qui pénètre majoritairement dans la fibre de collecte. Ceci fait, les spectres étaient cohérents avec ceux attendus pour ces minéraux (voir la figure 9.6). De plus la surface de l'échantillon est désormais perpendiculaire au faisceau d'ions, permettant une meilleure pénétration de ces derniers dans la cible.

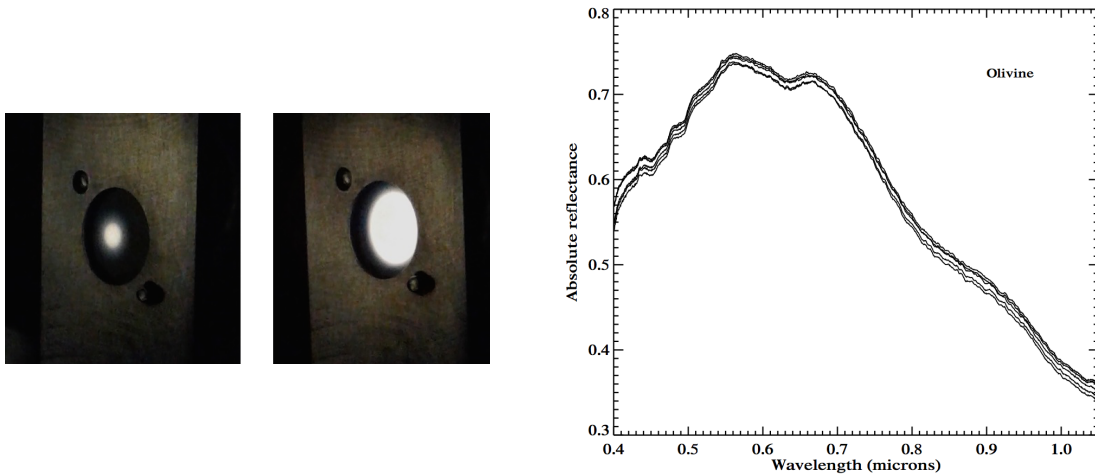


FIGURE 9.5 – À GAUCHE : Photographies des spots de collecte (à gauche) et d'éclairage (à droite). Les fibres utilisées ont un diamètre de 200 et 600 μm respectivement. La tache de collecte n'est pas au centre de la pastille : je me suis aperçu que les raccords fixés sur les brides permettant de brancher les fibres optiques ont un petit angle de déviation (dû à la fabrication) qui empêche un alignement « parfait ». Ce n'est en fait pas un problème pour les mesures, puisque la seule condition nécessaire à l'acquisition correcte d'un spectre est que le spot de collecte soit à l'intérieur de la tache d'éclairage. Ce qui est bien le cas ici. – À DROITE : Spectres VISNIR de réflectance bidirectionnelle diffuse ($i = 15^\circ$, $e = 15^\circ$ par rapport à la normale à la surface de l'échantillon, avec l'azimut à 10° pour éviter la composante spéculaire) absolue de la pastille d'Olivine avant irradiation afin de tester la reproductibilité de la mesure lorsque le porte-échantillon subit des translations. On distingue deux séries ; dans une série chaque spectre a été pris en déplaçant la raquette d'environ quelques centaines de micromètres. Entre les deux séries, tous les autres échantillons de la raquette ont été analysés, puis on est revenu sur l'olivine. La forme des spectres ne change pas, et une faible variation d'albédo est observée (à peine 3 % en absolu). C'est le plus gros écart que j'ai pu observer, et il est tout à fait normal puisque cette pastille d'olivine contient des grains beaucoup plus gros que celles des chondrites carbonées (du fait de la plus grande dureté des silicates). Je souligne qu'ici c'est la réflectance absolue qui est montrée : pour la référence utilisée sur INGMAR (un Spectralon), je connais exactement sa réponse spectrale et j'ai donc pu étalonner les spectres. Ce sera le cas pour tous les spectres présentés dans ce chapitre dans le domaine de longueur d'onde 0,4 - 2,5 μm .

L'introduction de cet angle d'azimut change cependant la géométrie de mesure entre les deux configurations VISNIR et IR. En effet, nous considérons des angles dans un plan à trois dimensions ; ajouter un angle dans l'un des plans conduit à des angles de phase entre les vecteurs d'incidence et de collecte qui ne sont plus égaux à 20° mais également à un angle d'incidence/collecte qui ne vaut plus 10° par rapport à la normale à l'échantillon. Pour la mesure dans le domaine VISNIR nous avons donc maintenant $i = e = 15^\circ$ (fibres symétriques par rapport à la normale) et $\phi = 20^\circ$ (l'angle de phase ne change pas car les deux fibres restent dans le même plan), et dans le domaine IR nous avons $i = 20^\circ$ (l'angle d'azimut est ajouté dans le même plan que celui du faisceau incident de lumière IR), $e = 15^\circ$ (même configuration de collecte que pour le domaine précédent) et $\phi = 15^\circ$.

En ce qui concerne la partie IR, au début nous déconnexions simplement les fibres d'incidence et de collecte de la source blanche et du spectromètre VISNIR respectivement pour les brancher sur le spectromètre IRTF (qui possède une source interne de lumière IR) – les fibres optiques

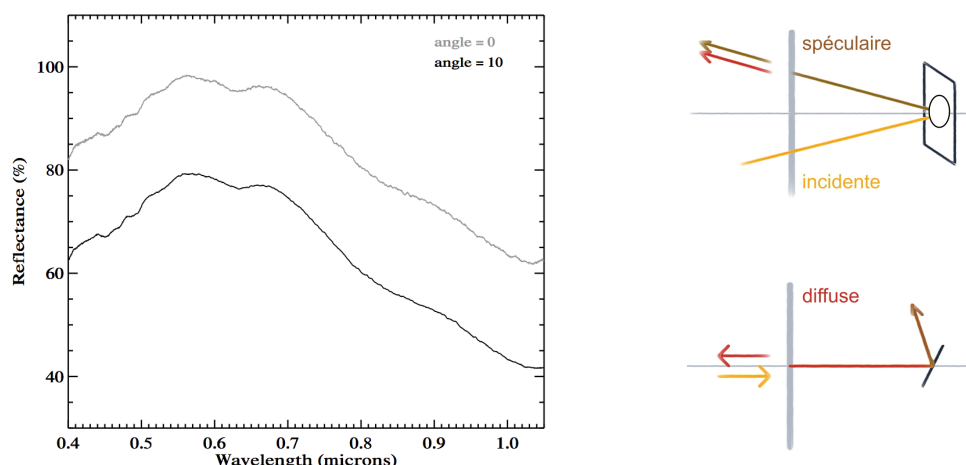


FIGURE 9.6 – À GAUCHE : Spectres VISNIR de réflectance bidirectionnelle spéculaire (en gris) et diffuse (en noir) de la pastille d’olivine. Un angle a été ajouté sur l’orientation du porte-échantillon pour éviter la composante spéculaire. Le niveau de réflectance diminue logiquement lorsque seule la composante diffuse est collectée. – À DROITE : Schématisation de l’effet sur la géométrie de collecte après rotation de la raquette. Sur la vue de côté (en haut), on voit que lumières diffuse et spéculaire sont réfléchies symétriquement par rapport à l’angle d’incidence, mais sur la vue de dessus (en bas), on remarque que la composante spéculaire est maintenant déviée d’un certain angle dans un autre plan.

ayant une bonne réponse spectrale pour tout le domaine d’intérêt entre 0,4 et 2,5 μm . Le signal récolté est de base plus faible que pour la partie VISNIR, mais le rapport de signal à bruit était très mauvais et rendait l’analyse très difficile sur les chondrites carbonées les plus sombres. Pour augmenter la quantité de lumière envoyée sur l’échantillon, nous avons finalement fait passer le faisceau via le chemin optique extérieur au spectromètre IRTF (celui-ci était normalement prévu pour le passage de la lumière incidente sur la ligne de mesure en transmission) : le signal reçu a ainsi augmenté d’un facteur 10. De plus, en passant par ce chemin extérieur, des sources de lumière parasites se trouvant dans le compartiment de mesure en réflectance du spectromètre sont évitées et le rapport de signal à bruit devient raisonnable même pour les échantillons sombres (voir la figure 9.7). Les mesures en IR ont donc été prises en envoyant le faisceau incident par cette voie-là.

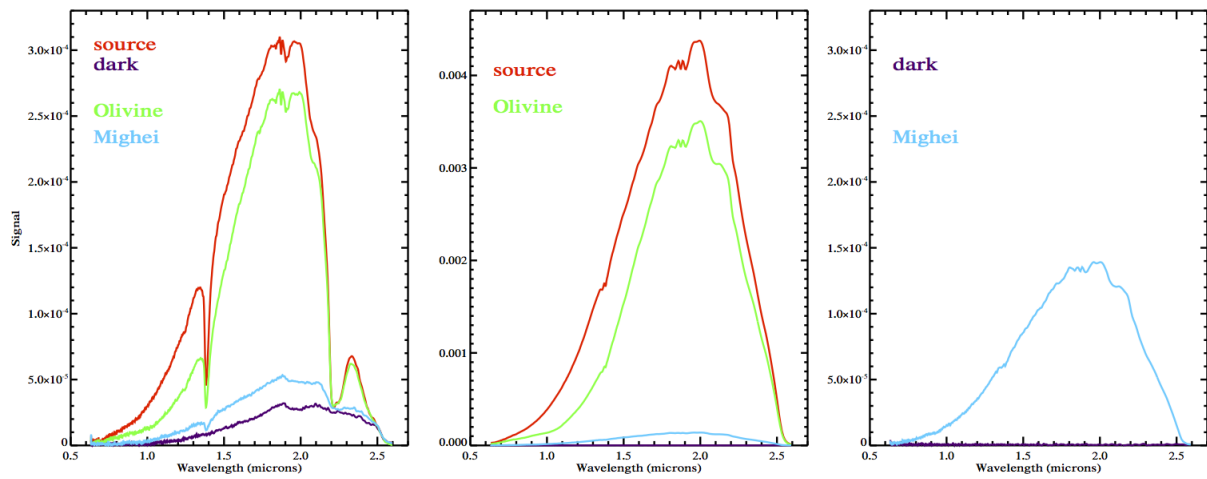


FIGURE 9.7 – Quantité de signal reçu pour la référence (lumière IR réfléchi sur le Spectralon, courbe en rouge), l’olivine (en vert), la chondrite carbonée Mighei (en bleu) et signal provenant des lumières parasites (appelées « *dark* », en violet). Le panel de gauche montre la situation où la lumière incidente passe par la fibre optique; les deux autres panels montrent le cas où la lumière incidente passe par le chemin optique extérieur, prévu à la base pour la ligne de transmission. On remarque que le signal obtenu est multiplié par un facteur 10 avec cette nouvelle configuration. Le panel de droite est un zoom de celui du centre, mis à la même échelle que celui de gauche, pour montrer qu’il y a bien aussi une diminution (voire quasi-élimination) du signal parasite.

9.2 Irradiations et mesures systématiques d'échantillons

Ce second temps du chapitre est consacré à la présentation des résultats obtenus en procédant à des irradiations systématiques de plusieurs échantillons : même mode de préparation de pastille, même procédé d'irradiation et même méthode de mesure. On s'affranchit ainsi de certaines limites lors de la comparaison entre des études menées par différentes équipes. En effet, jusqu'à présent les irradiations (ioniques ou laser) de chondrites carbonées dans la perspective de simuler des effets de l'altération spatiale sur les objets primitifs sont faites ponctuellement et sont dédiées à une météorite à la fois, sans que la même technique ne soit jamais reproduite, introduisant des biais dans une étude comparative. Avec ce travail je propose la première mise en évidence des effets de l'altération spatiale sur un panel varié d'échantillons : deux silicates (olivine et diopside) pour comparaison avec les astéroïdes de type S et six chondrites carbonées de différentes classes (la CV Allende, les CO Lancé et Frontier Mountain 95002, la CM Mighei, la CI Alais et la non classée Tagish Lake).

Quatre doses d'irradiations ont été utilisées, uniquement avec les ions d'hélium : $5 \cdot 10^{15}$, $1 \cdot 10^{16}$, $3 \cdot 10^{16}$ (les mêmes doses que lors de l'étude sur Murchison et Allende ; cf. chapitre 8) et $6 \cdot 10^{16}$ ions/cm². Ce choix a été motivé par le fait que sur la chondrite Allende, il était clair que l'hélium provoquait des changements plus grands que l'argon. Ajouter un pas d'irradiation complètera l'analyse déjà fournie sur cette météorite : j'ai donc refait une pastille d'Allende dans ce but. Cela a aussi l'avantage de pouvoir confirmer/confronter les résultats présentés dans l'article [Brunetto et al. \[2014\]](#) via une autre technique de mesure. C'est aussi pour cette raison que j'ai choisi d'inclure dans l'étude une autre météorite du même type que Murchison.

9.2.1 Résultats pour la partie 0,4 - 2,5 μm

Puisque la ligne SIDONIE a subi une cure de jouvence de plusieurs mois, je n'ai pu utiliser la nouvelle installation couplée INGMAR/SIDONIE pour faire les irradiations et l'analyse spectroscopique des domaines VISNIR (0,4 - 1,05 μm) et IR (0,9 - 2,5 μm) *in situ*. Afin de collecter les spectres, les échantillons (montés sur la raquette et plus jamais bougés pendant toute la session de mesures) ont donc été déplacés entre la chambre d'irradiation de l'accélérateur IRMA et la chambre de spectroscopie INGMAR. Comme je l'ai évoqué précédemment, la reproductibilité des mesures est assurée grâce au système du porte-échantillon monté sur une tige de translation et la taille relativement grande du spot de collecte (cf. discussion de la section 9.1.1) : les spectres ont été collectés sur le même endroit (à 100 μm près) de la pastille à chaque fois.

Les résultats sont présentés dans les figures 9.8, 9.9 et 9.10 sous deux formes : la réflectance absolue (étalonnage par la référence) est montrée pour voir les variations d'albédo tandis que la réflectance normalisée (à 0,55 μm) met en évidence les changements de pente spectrale.

Contrôle pré-irradiation

Pour les spectres de réflectance absolue, la méthode d'ajustement des deux domaines de longueurs d'onde a été la suivante. Systématiquement, la réflectance est plus élevée pour la

partie VISNIR que pour la partie IR. Ceci peut s'expliquer par le fait que les géométries d'incidence/collecte ne sont pas les mêmes dans les deux domaines (cf. explication dans la section 9.1.2). Si la différence est de quelques pourcents en absolu pour les pastilles de silicates et les trois chondrites carbonées les plus claires (par exemple, à $1 \mu\text{m}$, la réflectance est de 10 % sur l'IR et de 11 % sur le VISNIR pour Allende, et passe de 47 à 49 % pour la diopside) – soit un écart relatif de moins de 10 % –, elle est bien plus importante pour les trois chondrites les plus sombres où l'écart relatif est proche de 50 %. Une explication possible est que la configuration de collecte de la lumière VISNIR permette qu'une partie de la composante spéculaire soit toujours présente dans le signal reçu. En effet, comme la réflectance suit la loi de Lambert, il n'y a pas un simple vecteur mais tout un lobe réémis dans cette direction. Cette hypothèse de lumière spéculaire contribuant encore en VISNIR, et pas en IR dont la configuration se rapproche des conditions de réflectance diffuse, explique la différence systématique entre les deux domaines de mesure. Reste à comprendre pourquoi elle devient très grande dans le cas des pastilles les plus sombres. Tout d'abord, il a été montré que l'effet d'opposition est plus marqué pour les météorites sombres [Beck et al., 2012]. Ensuite, il s'avère que la taille/forme du lobe dépend de la surface de l'échantillon sondé : plus la surface est lisse, plus la composante spéculaire domine. Les chondrites très sombres Mighei, Alais et Tagish Lake étaient très friables (elles ont une densité plus faible ; $1,7 \text{ g/cm}^3$ pour Tagish Lake par exemple [Gounelle et al., 2001]) et la mise en poudre très aisée : des grains plus fins qu'avec les autres poudres ont pu être obtenus et la pastille créée présente une surface très lisse. La surface de ces trois pastilles se comporte donc comme un miroir, favorisant la composante spéculaire contrairement aux surfaces rugueuses des autres pastilles qui favorisent la composante diffuse. Cet argument est étayé par le fait que lorsque l'on ajuste le VISNIR sur l'IR, on retrouve des valeurs d'albédo cohérentes avec celles des spectres en réflectance diffuse publiés dans la littérature.

Les spectres avant irradiation des échantillons de silicates terrestres, l'olivine et la diopside, donnent des résultats complètement satisfaisants en termes de réflectance et de forme des bandes d'absorption [Clark et al., 2007]. L'olivine montre une petite bande à $0,65 \mu\text{m}$ et la bande typique des silicates vers $1 \mu\text{m}$ très large et profonde. Sur la diopside, on retrouve ces deux bandes plus la bande à $2,3 \mu\text{m}$ typique des pyroxènes.

Les spectres d'Allende, Lancé et Frontier Mountain se ressemblent : forte chute de la réflectance vers le domaine UV, un maximum vers $0,6 \mu\text{m}$, puis décroissance vers les grandes longueurs d'onde, avec la présence de la bande à $1 \mu\text{m}$ due aux silicates. On remarquera d'ailleurs que Cloutis et al. [2011b] présentent des spectres de l'olivine mélangée à différentes quantités de matière carbonée et que c'est cette forme de chondrite carbonée CO/CV qui en résulte. Seul l'albédo change entre ces trois météorites : 12, 15 et 17 % respectivement. Tout cela est cohérent avec les spectres de la littérature sur les chondrites CV et CO [Cloutis et al., 2012d,c].

En ce qui concerne les trois dernières chondrites carbonées, les plus sombres et riches en phyllosilicates, mes mesures donnent bien un albédo inférieur à 5 % mais la bande d'altération aqueuse à $0,7 \mu\text{m}$ n'est pas présente. Mighei, notamment, montre cette bande dans des spectres publiés par Cloutis et al. [2011b] avec un albédo de 4-5 %. Le spectre collecté sur INGMAR a cependant une réflectance en accord puisque je mesure un albédo de 4 %. Le spectre d'Alais que j'ai obtenu avant irradiation a un albédo de 4 % également et décroît vers les grandes longueurs d'onde (un spectre dit « bleu »). Si cette valeur est tout à fait cohérente comparée aux spectres

(pris sur de la poudre de la même météorite) publiés dans Cloutis et al. [2011a], ceux-ci ont cependant une pente croissante. Des effets dus à la géométrie d'acquisition des spectres, à la taille des grains et la préparation des échantillons peuvent expliquer cette différence de pente spectrale. En particulier, un spectre pris sur de la poudre sera plus rouge qu'un spectre collecté sur le même échantillon mis en pastille. Tagish Lake a un spectre très plat sur tout le domaine étudié, avec une réflectance d'environ 2 % : c'est tout à fait ressemblant au spectre publié par Hiroi et al. [2004] qui est plat également (mesure sur une pastille ; réflectance d'environ 2,5 %) sur la région 0,4 - 2,5 μm .

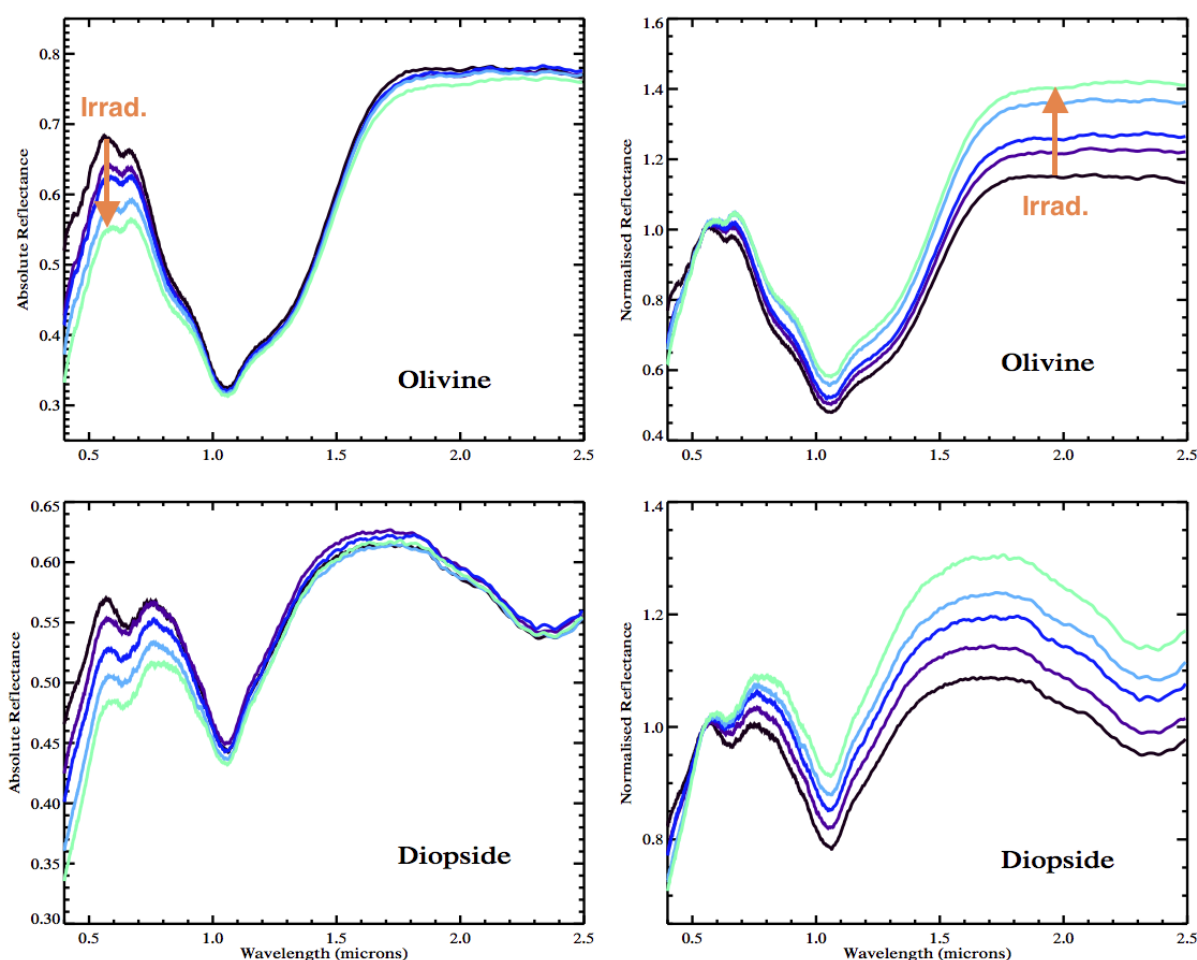


FIGURE 9.8 – Spectres VISNIR-IR de réflectance bidirectionnelle diffuse des pastilles des silicates : olivine (en haut) et diopside (en bas). Le spectre de l'échantillon non irradié est en noir, les quatre doses d'irradiation sont tracées avec une couleur qui s'éclaircit avec la fluence augmentant : $5 \cdot 10^{15}$ en violet, $1 \cdot 10^{16}$ en bleu foncé, $3 \cdot 10^{16}$ en bleu clair et $6 \cdot 10^{16}$ He^+/cm^2 en turquoise. La flèche indique le sens croissant de la dose d'irradiation. – À GAUCHE : Réflectance absolue. L'effet d'assombrissement de la surface (vu dans le domaine visible surtout) est encore une fois mis en évidence pour les silicates. – À DROITE : Réflectance normalisée. Cette fois c'est le rougissement spectral qui est confirmé.

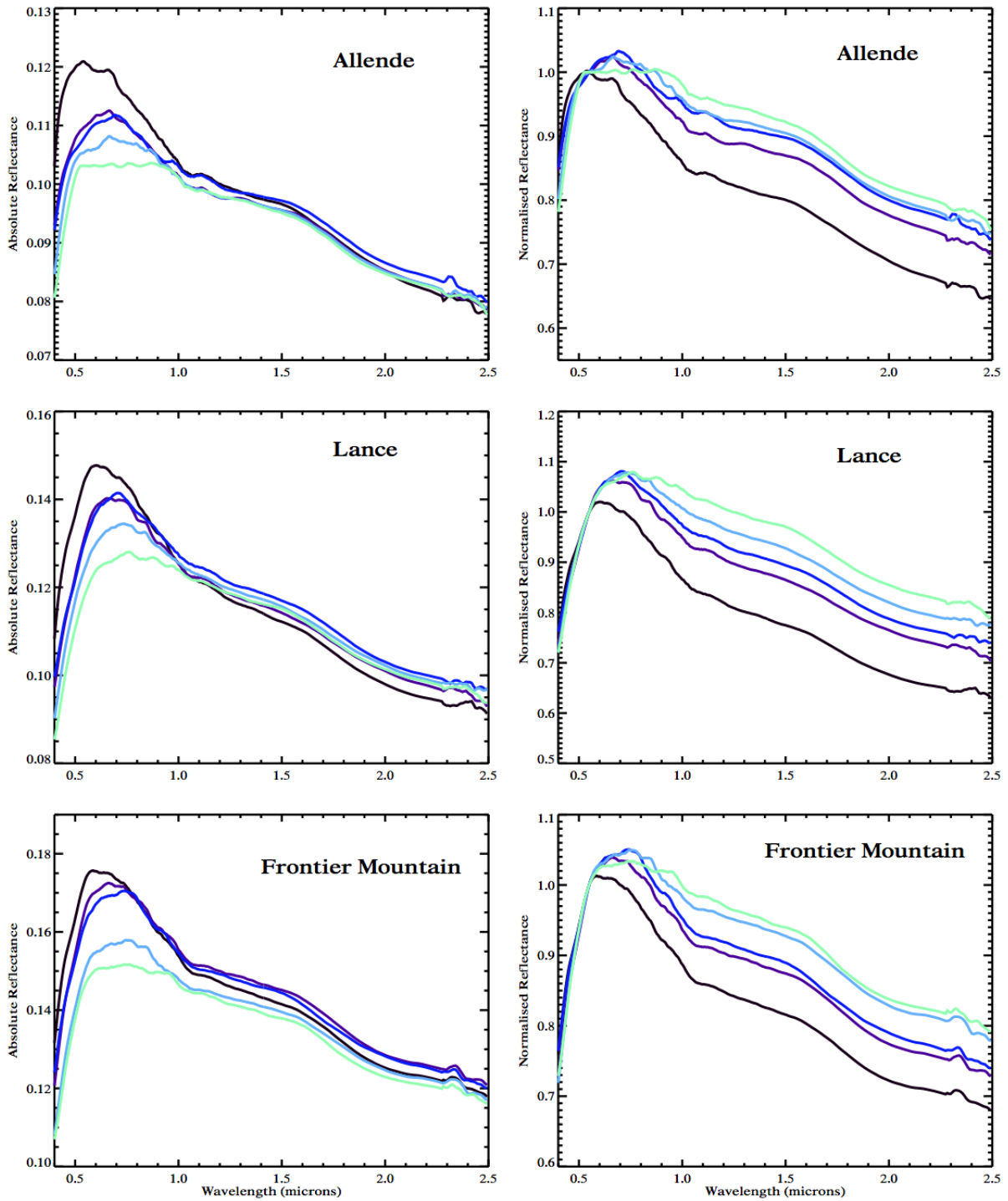


FIGURE 9.9 – Spectres VISNIR-IR de réflectance bidirectionnelle diffuse des pastilles des chondrites carbonées les plus claires – Allende (en haut), Lancé (au centre) et Frontier Mountain 95002 (en bas). Le code couleur reprend celui de la figure 9.8. Les données ont été lissées pour faire apparaître plus clairement les variations de pentes. – À GAUCHE : Réflectance absolue. Pour ces trois météorites, un comportement d’assombrissement de la surface est observé. – À DROITE : Réflectance normalisée. Un rougissement spectral est aussi un effet de l’irradiation.

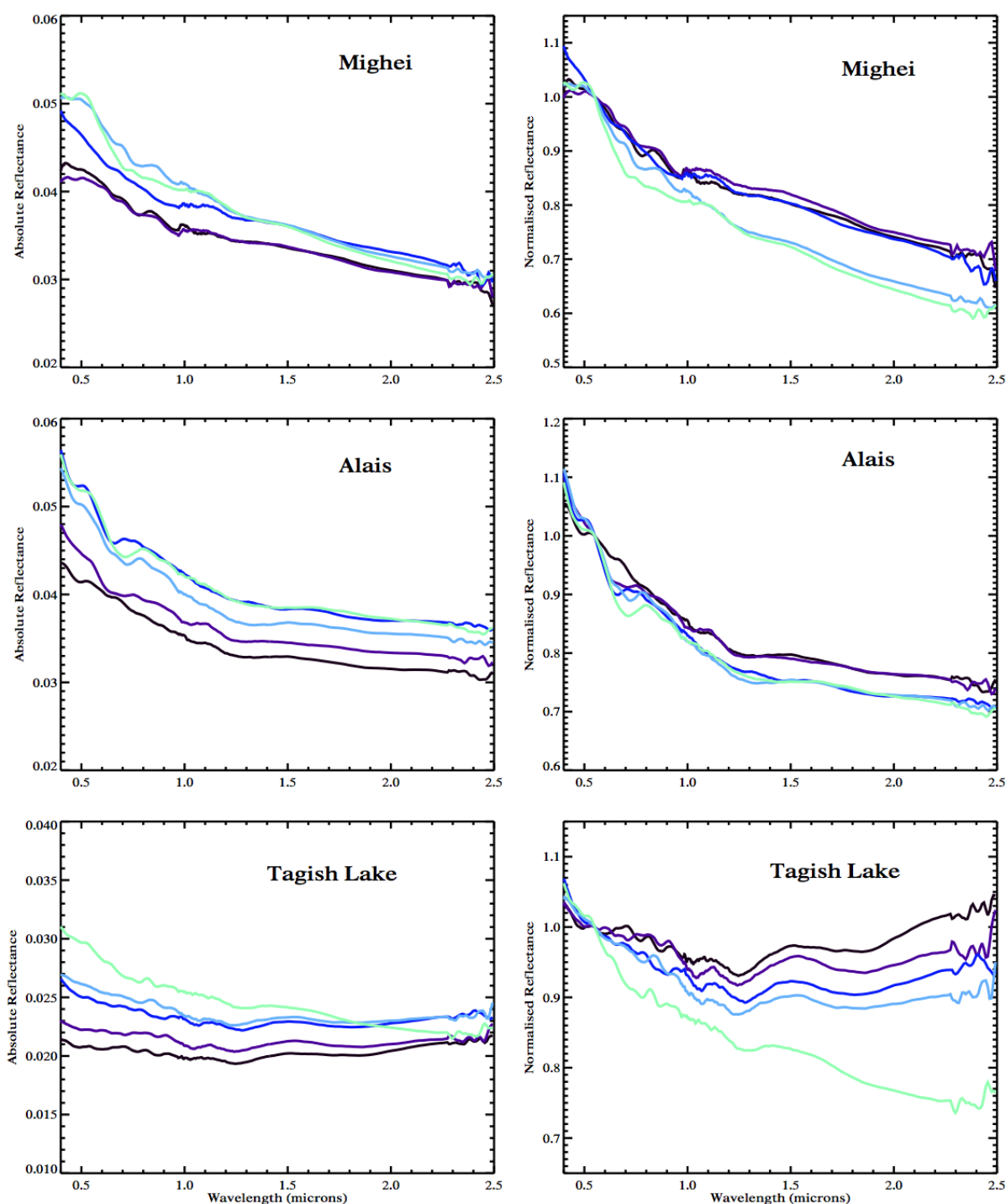


FIGURE 9.10 – Spectres VISNIR-IR de réflectance bidirectionnelle diffuse des pastilles des chondrites carbonées les plus sombres – Mighei (en haut), Alais (au centre) et Tagish Lake (en bas). Le code couleur reprend celui de la figure 9.8. Comme précédemment, les données ont été lissées. – À GAUCHE : Réflectance absolue. Ces trois météorites montrent un effet d'éclaircissement de la surface après irradiation. – À DROITE : Réflectance normalisée. Un bleuissement spectral est maintenant observé.

Effets post-irradiation

Quelques remarques globales avant une analyse détaillée de chaque échantillon. Les effets de rougissement de la pente spectrale et d'assombrissement de la surface sont vus sur les silicates ; les mêmes observations sont faites pour les trois chondrites carbonées les plus brillantes (CV et CO). C'est une situation complètement opposée qui est vue pour les météorites les plus sombres. Un bleuissement spectral accompagné par un éclaircissement de la surface est le résultat des expériences d'irradiations ioniques sur ces types de matériaux.

Le tableau 9.1 regroupe les variations d'albédo (réflectance en un point donné ; ici $0,55 \mu\text{m}$) et de pentes spectrales (calculées sur les régions VISNIR et VISNIR-IR). L'albédo absolu diminue de 14 et 9 % sur l'olivine et la diopside respectivement, et en moyenne de 2 % pour les météorites CV/CO. Les chondrites les plus sombres voient au contraire leur réflectance augmenter dans le visible : l'albédo augmente de 1 %. La diminution relative est de l'ordre de 20 % pour les silicates et les chondrites les plus brillantes, alors que l'augmentation est de 25 % pour la CM et la CI et passe à 50 % pour Tagish Lake. En ce qui concerne la pente spectrale, les changements sont plus importants dans la région restreinte du VISNIR ($0,55 - 1,05 \mu\text{m}$). Un rougissement important est observé sur les silicates et les météorites CV/CO ; il y a par contre un bleuissement assez marqué pour Tagish Lake, et un bleuissement plus modeste pour Mighei et Alais. Sur les silicates, la baisse de la réflectance dans la région VISNIR conduit à une bande d'absorption (la principale, centrée à $1 \mu\text{m}$) moins profonde avec les doses d'irradiation augmentant : le centre de bande passe d'une profondeur de 53,5 à 49 % dans le cas de l'olivine et de 23 à 20,5 % pour la diopside. Une observation est à faire sur les spectres d'Allende et Frontier Mountain pris après la dernière irradiation : entre $0,55$ et $0,95 \mu\text{m}$ il y a un aplanissement complet de la réflectance. Ceci est un effet réel dû à l'irradiation et pas une erreur de mesure puisque ces deux échantillons n'ont pas été analysés le même jour.

Un résultat marquant est que les effets d'assombrissement et d'éclaircissement de la surface des échantillons étudiés ici sont visibles à l'oeil nu. C'est ce qui est montré avec la figure 9.11.

Comparaison avec d'autres études

Des échantillons d'olivine ont été irradiés avec des ions He^+ et Ar^+ par [Fu et al. \[2012\]](#) et [Brunetto et al. \[2006b\]](#) respectivement. Les premiers utilisent une énergie et une fluence proches de nos conditions expérimentales et mettent en évidence une diminution de la réflectance pour la partie IR alors qu'ici seule la partie VIS souffre de ce changement et la profondeur de bande sur leur spectre passait de 30 à 15 %. Les seconds utilisent une énergie plus élevée (200 keV) mais une fluence plus faible (facteur 10) : la diminution de la réflectance se fait majoritairement dans le visible, comme pour mes mesures. Ils ont aussi procédé à des irradiations d'un orthopyroxène et observent les mêmes effets que ce qui est montré ici (précisons tout de même que la diopside est un clinopyroxène, et que les bandes d'absorption ne sont pas situées aux mêmes longueurs d'onde). Je confirme donc avec ces nouvelles analyses les résultats obtenus par d'autres équipes sur les silicates. Par ailleurs, [Kohout et al. \[2014\]](#) ont publié une étude spectroscopique sur le même domaine de longueurs d'onde VISNIR-IR d'échantillons d'olivine contenant différentes quantités de particules de fer réduit (les SMFe) introduites artificiellement : ils montrent que ces

TABLE 9.1 – Variations d'albédo et de pentes spectrales entre l'analyse avant irradiation et celle après la plus forte dose d'irradiation ($6 \cdot 10^{16}$ He⁺/cm²).

Échantillon	Albédo (%)		Pentes spectrales (μm^{-1})			
	non irradi.	irradi.	région 1		région 2	
			non irradi.	irradi.	non irradi.	irradi.
Olivine	67,6	53,9	-1,21	-0,99	0,10	0,24
Diopside	56,5	47,3	-0,32	-0,04	0,03	0,15
Allende	12,1	10,31	-0,33	-0,02	-0,20	-0,12
Lancé	14,5	11,9	-0,36	0,04	-0,25	-0,14
Frontier Mountain	17,3	14,7	-0,31	-0,03	-0,20	-0,13
Mighei	4,2	5,0	-0,32	-0,36	-0,16	-0,19
Alais	4,1	5,1	-0,33	-0,27	-0,15	-0,15
Tagish Lake	2,1	2,9	-0,10	-0,24	-0,01	-0,13

L'albédo est la valeur de la réflectance à $0,55 \mu\text{m}$ et les pentes spectrales (1 pour la région $0,55 - 1,05 \mu\text{m}$ et 2 pour la région $0,55 - 2,45 \mu\text{m}$) sont calculées sur les spectres normalisés à 1 à $0,55 \mu\text{m}$. L'incertitude sur l'albédo est de l'ordre de 1% (en relatif pour chaque météorite); elle est estimée à partir d'une étude temporelle des variations vues sur la référence. L'erreur statistique, issue du bruit des données, sur les pentes est de l'ordre de $5 \cdot 10^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ et est calculée directement lors de l'ajustement linéaire utilisé pour déterminer la valeur de la pente. L'erreur systématique liée aux conditions expérimentales (ici typiquement les fluctuations de la source de lumière) est de l'ordre de $1 \cdot 10^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ pour la source VISNIR et est négligeable pour l'IR. Les pentes calculées sur Alais semblent indiquer un effet de rougissement : cela est causé par la pseudo-bande formée sur la partie VIS.

particules produisent un rougissement de la pente spectrale, une diminution de la réflectance et une disparition progressive de la bande à $1 \mu\text{m}$. Si seule une mesure spécifique au microscope électronique en transmission (MET) pourrait confirmer la présence de SMFe dans mes échantillons de silicates irradiés aux ions, mes résultats sont cohérents avec les effets de l'altération spatiale qu'elles produisent.

Au sujet des météorites CV et CO, [Lazzarin et al. \[2006\]](#) ont présenté des irradiations ioniques d'Allende et Frontier Mountain qui conduisent à un rougissement des spectres sur la région VISNIR ($0,4 - 1,0 \mu\text{m}$ dans l'article). Pour rappel, la précédente étude que l'on a menée sur Allende et publiée dans l'article [Brunetto et al. \[2014\]](#) a aussi conclu en un effet de rougissement/assombrissement. Je retrouve ce résultat avec les nouvelles irradiations.

Pour finir, j'ai déjà évoqué à la section 7.1.3 qu'une météorite CM, une CI et Tagish Lake avaient été irradiées au laser et montraient un bleuissement de la pente mais un assombrissement de la surface [[Hiroi et al., 2013](#)]. Mighei a également été irradiée au laser et la conclusion de l'expérience fut un rougissement spectral, accompagné encore une fois par un assombrissement de la surface [[Moroz et al., 2004b](#)]. Seule Tagish Lake a été irradiée avec des ions [[Vernazza et al., 2013](#)]. Les auteurs ont vu un léger rougissement avec une dose de $1 \cdot 10^{19}$ He⁺/cm² et un bleuissement plus franc avec une dose de $1 \cdot 10^{18}$ Ar⁺/cm² (énergie de 4 keV dans les deux cas) sur la région $0,7 - 2,5 \mu\text{m}$. Ici, je montre que Tagish Lake, Mighei et la CI Alais ont toutes trois

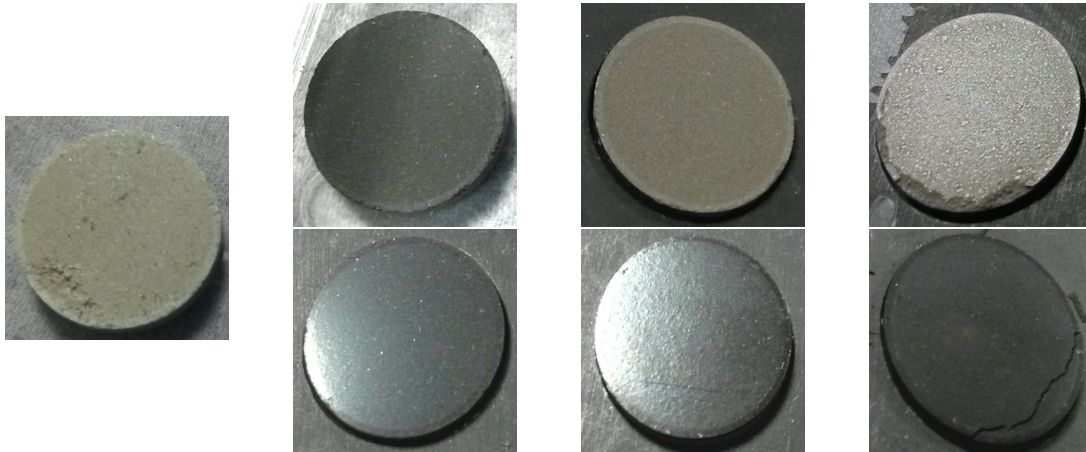


FIGURE 9.11 – Photographies des pastilles post-irradiation. En haut, de gauche à droite, se trouvent la diopside, Allende (CV), Lancé et Frontier Mountain 95002 (CO). La couronne de 500 μm restée protégée des irradiations est systématiquement plus claire : il y a bien un effet d’assombrissement des surfaces sur ces météorites. En bas sont montrées Mighei (CM), Alais (CI) et Tagish Lake (non classée). Cette fois la couronne est plus foncée : il y a donc éclaircissement des surfaces pour les objets les plus sombres. Les différentes luminosités entre les pastilles sont dues aux angles de prise de vue. Remarquons que sur Frontier Mountain (en haut à droite), la pastille a subi quelques dégradations (non liées aux irradiations) sur le bord inférieur : la surface, très rugueuse car non aplatie par la presse, y apparaît beaucoup plus sombre que le reste de la pastille. Ceci est un autre exemple des comportements de lumière spéculaire vs. diffuse.

le même comportement : un bleuissement de la pente est vu avec une augmentation de l’albédo.

9.2.2 Résultats pour la partie 2 - 16 μm

Les spectres sont montrés dans les figures 9.12, 9.13 et 9.14. Ils ont été collectés en micro-spectroscopie sur les instruments de la ligne SMIS au Synchrotron SOLEIL (cf. section 7.2.2 pour les détails techniques). Le porte-échantillon associé à INGMAR ayant été gardé pour irradier les pastilles avec IRMA, une couronne de 500 μm de large est restée non altérée : comme le reste de la surface est irradié en totalité à chaque fois (contrairement aux différentes zones protégées avec des masques pour l’étude préliminaire d’Allende et Murchison ; cf. chapitre 8), seule la dernière dose d’irradiation a pu être mesurée et comparée aux spectres des zones non irradiées. Comme pour les résultats présentés au chapitre précédent, les spectres MIR sont des moyennes des spectres collectés sur des zones couvrant une surface non irradiée et une surface irradiée (spot de 200-200 μm^2 , en général une dizaine de spectres par pas de 100 μm avec une résolution de 4 cm^{-1}). Puisque pour les mesures dans ce domaine je ne connais pas la réponse étalonnée de la référence d’or, les spectres montrés ne sont pas en réflectance absolue : on ne pourra tirer aucune information sur les différents niveaux de réflectance.

Les pics de silicates

Concentrons-nous d'abord sur les pics situés après 8 μm . Je rappelle qu'avec les fortes variations de l'indice de réfraction complexe dans cette région spectrale, les bandes d'absorption indicatrices de la minéralogie sont lues comme des pics « vers le haut » (cf. définition à la section 7.2.2). Le tableau 9.2 regroupe les positions de ces pics avant et après irradiation. L'attribution des pics pour l'olivine est faite à partir de [Jaeger et al. \[1998\]](#).

Les spectres MIR que j'ai collectés sur les silicates sont en total accord avec les données publiées dans la littérature [[Salisbury, 1991](#)]. Sur l'olivine, quatre pics sont facilement identifiables : leur position correspond à une teneur en forsterite de l'ordre de $Fo \approx 70-75$, c'est-à-dire une olivine avec une teneur importante en magnésium [[Hamilton, 2010](#)]. Un déplacement vers les plus grandes longueurs d'onde est observé après irradiation et $Fo \approx 50-60$ (teneur plus importante en fer). En ce qui concerne la diopside, un déplacement des pics vers les grandes longueurs d'onde est également détecté. Et l'on remarque que plus le pic est intense, plus le déplacement est grand.

Les spectres avant irradiation des chondrites Allende, Lancé et Frontier Mountain montrent toutes cinq pics : ce sont les pics d'olivine correspondant à $Fo \approx 50-55$ qui se déplacent vers les grandes longueurs d'onde après irradiation pour correspondre à $Fo \approx 30-35$. Les mêmes chiffres avaient été trouvés sur notre précédente irradiation d'un autre échantillon d'Allende présentée au chapitre 8 [[Brunetto et al., 2014](#)]. Les pics vus sur Allende sont en accord avec ceux mesurés par [Beck et al. \[2014\]](#).

Pour les trois dernières chondrites, les plus sombres, c'est cette fois un pic de phyllosilicates qui domine la région vers 10 μm , et qui se déplace aussi vers les grandes longueurs d'onde sous les effets de l'irradiation. Un élargissement du pic est également mis en évidence dans les trois cas. Sur Mighei on observe en fait plus qu'un simple pic unique. La structure est plus large que sur Alais et Tagish Lake et on voit différentes petites contributions. Les positions de celles-ci – environ 9,9 μm pour le pic de phyllosilicates, 10,2 (le maximum pris pour la détection de la position du pic général), 10,4 et 11,2 μm pour la contribution de l'olivine, et 11,5 μm pour possiblement de l'enstatite – sont très similaires à ce que j'avais mis en évidence sur le spectre MIR avant irradiation de Murchison (une CM également) présenté au chapitre 8 [[Lantz et al., 2015](#)]. La contribution du premier pic associé à de la proto-serpentine (riche en magnésium) est moins forte après irradiation (tout comme sur Murchison), le pic d'enstatite (pyroxène riche en magnésium) agit pareillement et tous les pics se déplacent. Alais a été étudiée dans cette région spectrale par [Beck et al. \[2010\]](#) : le spectre avant irradiation que j'obtiens est cohérent. Tagish Lake a été irradiée par des ions et étudiée par [Vernazza et al. \[2013\]](#) : le spectre avant irradiation est encore une fois cohérent (pic principal avant 10 μm et un secondaire vers 11,5 μm probablement dû à la contribution de l'enstatite), et les auteurs avaient également observé un déplacement et un élargissement de la structure.

L'altération aqueuse et les signatures organiques

En se focalisant sur la région 2 - 4 μm , on peut détecter la bande d'altération aqueuse avec contribution de l'eau adsorbée et les organiques : une bande avec un minimum à 2,7 μm environ

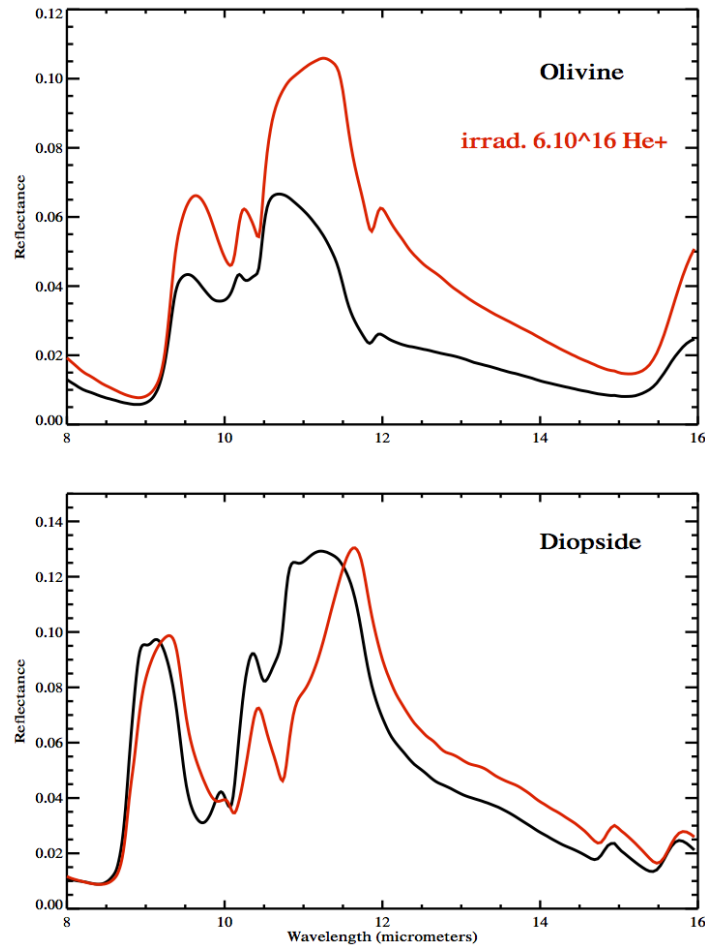


FIGURE 9.12 – Spectres MIR de réflectance en microscopie confocale des pastilles de silicates – Olivine (en haut) et diopside (en bas) – avant (courbe en noir) et après (en rouge) irradiation avec la plus forte dose ($6 \cdot 10^{16} \text{ He}^+/\text{cm}^2$). Comme pour les résultats du chapitre 8, les spectres montrés sont des moyennes d’une dizaine de spectres

(et vers $2,95\text{-}3,0 \mu\text{m}$ due à de l’adsorption : contact très prolongé avec l’atmosphère terrestre) [Beck et al., 2010], et un ensemble de quatre bandes à $3,38$, $3,41$, $3,48$ et $3,50 \mu\text{m}$ pour la contribution des liaisons C-H [Dartois et al., 2004]. Nous ne discuterons pas dans cette section du cas des silicates qui ne contiennent pas ces matériaux.

Comme pour notre précédente étude d’Allende, et car il s’agit d’une météorite oxydée, aucune bande d’altération aqueuse n’est vue sur les spectres. Lancé et Frontier Mountain montrent une large bande de forme arrondie centrée à $2,95 \mu\text{m}$ qui ne souffre d’aucune modification après l’irradiation, que ce soit sur la position, la profondeur ou la forme. Puisque ces chondrites CO ne contiennent pas (ou très peu) de matériaux hydratés, il s’agit certainement de contamination par adsorption. Cette hypothèse est renforcée par l’observation vers $6 \mu\text{m}$ sur ces deux météorites d’une petite bande d’absorption due au mode de pliage de la molécule d’eau – absorption non détectée sur Allende.

Il est par contre évident sur les trois derniers échantillons que de l’altération aqueuse a eu

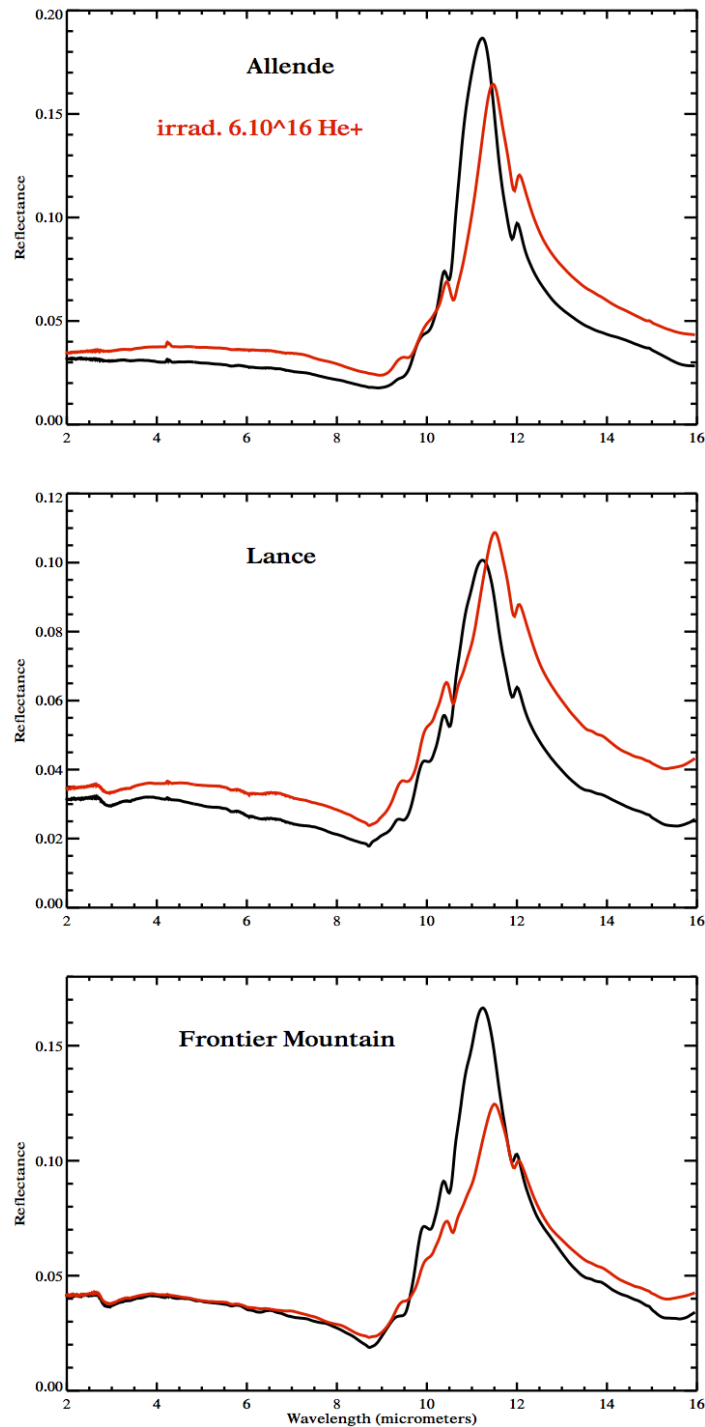


FIGURE 9.13 – Spectres MIR de réflectance en microscopie confocale des pastilles de chondrites carbonées – Allende (en haut), Lancé (au centre) et Frontier Mountain 95002 (en bas). Le code couleur reprend celui de la figure 9.12. Ces trois météorites ont des formes similaires, avec les bandes de silicates (olivine) qui dominent. Le déplacement du pic principal après irradiation est clairement identifié. On peut voir la bande d'hydratation vers $3 \mu\text{m}$ pour les deux CO (Lancé et Frontier Mountain).

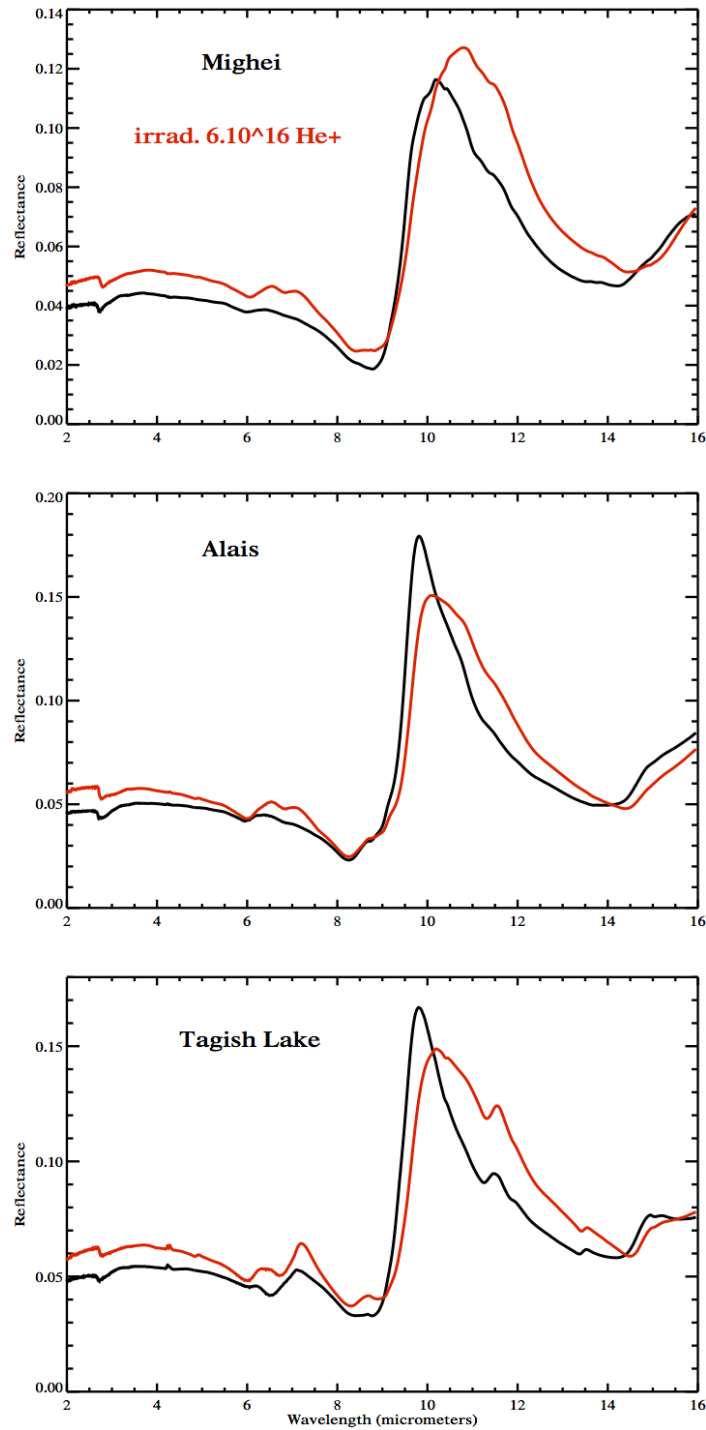


FIGURE 9.14 – Spectres MIR de réflectance en microscopie confocale des pastilles des chondrites carbonées les plus riches en carbone et phyllosilicates – Mighei (en haut), Alais (au centre) et Tagish Lake (en bas). Le code couleur reprend celui de la figure 9.12. Les trois météorites ont le même comportement : un pic de phyllosilicate qui se déplace vers les grandes longueurs d’onde et s’élargit sous l’effet de l’irradiation. On peut y voir sur chacune les bandes d’hydratation vers $3 \mu\text{m}$ et $6 \mu\text{m}$.

9.2. Irradiations et mesures systématiques d'échantillons

TABLE 9.2 – Déplacement des pics de silicates/phylosilicates autour de $10 \mu\text{m}$ entre la mesure avant irradiation et celle après la plus forte dose d'irradiation ($6 \cdot 10^{16} \text{ He}^+/\text{cm}^2$).

Échantillon	Position des pics (μm)		Attribution
	non irradi.	irradi.	
Olivine	$10,68 \pm 0,04$	$10,84 \pm 0,05$	étirement asymétrique SiO_4 " "
		$11,27 \pm 0,01$	
	$9,54 \pm 0,01$	$9,63 \pm 0,03$	étirement asymétrique SiO_4 étirement symétrique SiO_4
	$10,19 \pm 0,01$	$10,25 \pm 0,01$	
	$11,97 \pm 0,01$	$11,99 \pm 0,01$	
Diopside	$11,23 \pm 0,02$	$11,65 \pm 0,01$	
	$10,86 \pm 0,03$	$10,94 \pm 0,02$	
	$9,14 \pm 0,01$	$9,30 \pm 0,02$	
	$8,96 \pm 0,02$		
	$10,36 \pm 0,01$	$10,43 \pm 0,01$	
	$9,95 \pm 0,02$	$10,02 \pm 0,01$	
Allende	$11,23 \pm 0,01$	$11,48 \pm 0,01$	olivine/pyroxène
	$12,02 \pm 0,01$	$12,07 \pm 0,01$	olivine
	$10,39 \pm 0,01$	$10,45 \pm 0,01$	pyroxène
	$9,83 \pm 0,02$	$9,93 \pm 0,03$	pyroxène
		$9,45 \pm 0,02$	olivine
Lancé	$11,24 \pm 0,01$	$11,51 \pm 0,01$	olivine/pyroxène
	$12,01 \pm 0,01$	$12,06 \pm 0,01$	olivine
	$10,38 \pm 0,01$	$10,44 \pm 0,01$	pyroxène
	$9,93 \pm 0,01$	$9,99 \pm 0,01$	pyroxène
	$9,37 \pm 0,03$	$9,46 \pm 0,03$	olivine
Frontier Mountain	$11,24 \pm 0,01$	$11,51 \pm 0,01$	olivine/pyroxène
	$12,00 \pm 0,01$	$12,04 \pm 0,01$	olivine
	$10,38 \pm 0,01$	$10,45 \pm 0,01$	pyroxène
	$9,93 \pm 0,02$	$9,97 \pm 0,01$	pyroxène
	$9,28 \pm 0,03$	$9,41 \pm 0,03$	olivine
Mighei	$10,20 \pm 0,01$	$10,81 \pm 0,01$	olivine
Alais	$9,83 \pm 0,01$	$10,12 \pm 0,01$	phylosilicate
Tagish Lake	$9,82 \pm 0,01$	$10,21 \pm 0,01$	phylosilicate
	$11,53 \pm 0,01$	$11,56 \pm 0,01$	enstatite ?

Les pics sont classés par intensité décroissante. Les valeurs ont été déterminées sur les spectres moyennés de chaque pastille sur les zones non irradiée et irradiée. On voit que le déplacement des pics est un réel effet d'irradiation car plus grand que les considérations d'inhomogénéité des grains de la surface. Aux alentours de $10 \mu\text{m}$, la résolution spectrale est de l'ordre de $1 \cdot 10^{-2} \mu\text{m}$. Les cases laissées sans valeur indiquent qu'un pic est effectivement présent mais la mesure du maximum trop imprécise à cause d'un étalement important. Voir le texte principal pour les nombres Fo de l'olivine et des chondrites CO/CV.

lieu : une absorption très piquée révélant la présence de phyllosilicates riches en magnésium (proto-serpentine) est détectée à $2,71 \pm 0,01 \mu\text{m}$ (voir la figure 9.15). Ce résultat est cohérent avec des spectres publiés dans la littérature : Beck et al. [2010] pour Mighei et Alais, et Hiroi et al. [2001] pour Tagish Lake. Après irradiation, la bande se déplace vers les grandes longueurs d'onde : $2,80, 2,78$ et $2,77 \pm 0,01 \mu\text{m}$ pour Mighei, Alais et Tagish Lake respectivement. La même observation de disparition de la contribution des phyllosilicates avec déplacement des bandes a été faite sur notre précédente étude de Murchison. Dans le cas d'Alais, on voit une très forte contribution de l'eau adsorbée avant irradiation (forme arrondie à $2,80 \mu\text{m}$) qui est atténuée après (bien qu'une aile vers $3 \mu\text{m}$ et plus reste après l'irradiation). Chacune de ces météorites montre aussi une bande d'absorption vers $6 \mu\text{m}$ qui n'est pas modifiée après l'irradiation. De plus, Mighei et Alais montrent des pics vers $6,5$ et $7 \mu\text{m}$ très vraisemblablement à attribuer aux carbonates qui ont été détectés dans ces météorites [Kerridge & Bunch, 1979; Miyamoto, 1987]. Ces pics s'accroissent après l'irradiation. Sur Tagish Lake, sur laquelle les carbonates ont aussi été identifiés [Brown et al., 2000; Hiroi et al., 2001; Mittlefehldt, 2002], les pics sont déjà assez marqués avant l'irradiation (à $6,25$ et $7 \mu\text{m}$) et semblent se déplacer après. Ces carbonates peuvent être notamment de la magnésite (MgCO_3), de la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) et/ou de la sidérite (FeCO_3). L'origine de l'accroissement du signal post-irradiation reste à déterminer mais sort du cadre (pour l'instant) de cette thèse.

La détection des organiques à $3,4 \mu\text{m}$ s'est révélée infructueuse. Cependant, les résultats préliminaires en spectroscopie Raman montrent une modification profonde de la structure aromatique de la matière organique de toutes ces météorites via un processus d'amorphisation.

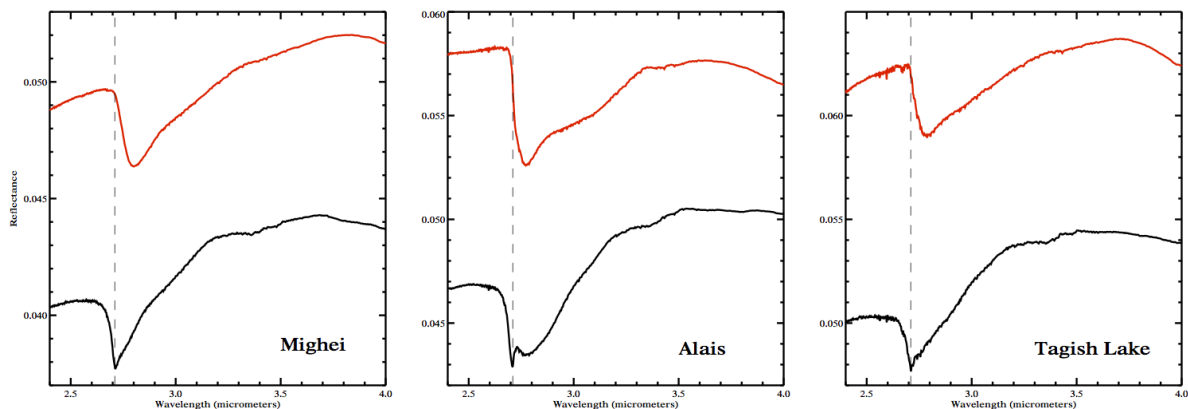


FIGURE 9.15 – Zoom entre $2,4$ et $4 \mu\text{m}$ des spectres MIR de réflectance en microscopie confocale des pastilles Mighei (à gauche), Alais (au centre) et Tagish Lake (à droite), avant (courbe en noir) et après (en rouge) irradiation avec la plus forte dose ($6 \cdot 10^{16} \text{He}^+/\text{cm}^2$). La ligne en pointillés indique la position $2,71 \mu\text{m}$ (phyllosilicates). On voit le déplacement net de la bande sous l'effet de l'irradiation. La profondeur des bandes reste la même à $\pm 0,5 \%$ près. De l'eau adsorbée présente en grande quantité sur l'échantillon d'Alais est en partie éliminée.

9.2.3 Interprétations

Les nouvelles irradiations de l'olivine, de la diopside et d'Allende confirment les effets bien connus dans le domaine VISNIR-IR (la région spectrale 0,4 - 2,5 μm) de rougissement de la pente spectrale et d'assombrissement de la surface. Le rôle de la création de particules SMFe après irradiation a été mis en évidence par plusieurs auteurs comme origine de ces modifications [Hapke, 2001; Noble et al., 2007]. Les deux échantillons de chondrites CO inclus dans cette étude ont le même comportement qu'Allende : la composition d'origine étant assez similaire (en quantité de carbone et de phyllosilicates), on peut conclure que ce type de chondrites carbonées, comme les CV pour Allende, ont la même réponse spectrale à l'altération spatiale que les chondrites ordinaires/astéroïdes de type S. La présence des SMFe a été confirmée sur les grains de l'astéroïde Itokawa (type S) cible de la mission de retour d'échantillon Hayabusa [Noguchi et al., 2011].

La réponse aux irradiations ioniques de Mighei, Alais et Tagish Lake, riches en carbone et phyllosilicates, est l'exacte opposée : bleuissement de la pente et augmentation de la réflectance dans le domaine VISNIR-IR.

Une étude très récente d'irradiation au laser proposée par Kaluma & Gillis-Davis [2015] sur des phyllosilicates (silicates hydratés : la serpentine très riche en magnésium et la cronstedtite très riche en fer) ainsi que sur une olivine (silicate non hydraté) ont montré un comportement de très fort rougissement spectral/assombrissement de la surface pour l'olivine, un effet identique mais beaucoup plus faible sur la serpentine, et un léger assombrissement accompagné d'un bleuissement sur la cronstedtite pour le domaine VISNIR-IR. Puisque des particules de fer de taille micrométrique peuvent provoquer des effets d'assombrissement – mais pas le rougissement spectral comme pour les particules nanométriques [Lucey & Riner, 2011] –, les auteurs proposent que de telles particules sont créées lors des irradiations. Ou que la diminution de la réflectance dans le NIR est due à l'apparition d'une phase opaque (comme du carbone libéré par la destruction des liaisons dans la siderite ; carbonate de formule chimique FeCO_3 contenu dans leur échantillon de cronstedtite). Les chondrites carbonées de types pétrologiques 1 et 2 (ayant subi l'altération aqueuse comme c'est le cas pour Mighei, Alais et Tagish Lake) sont constituées majoritairement de phyllosilicates avec différentes abondances de fer et magnésium [Tomeoka et al., 1989]. En particulier les CM montrent une plus grande quantité de cronstedtite riche en fer (40 à 50 % des matériaux hydratés détectés) que de serpentine riche en magnésium (25 à 30 %) [Howard et al., 2009]. L'effet de bleuissement que je détecte sur les spectres pourrait donc être dû à la présence de la cronstedtite qui « bleuit » sous l'action d'irradiation. Attention cependant car l'étude que je prends ici pour comparaison est faite avec une irradiation laser. La même équipe a publié simultanément une autre étude d'irradiation laser des météorites Allende et Murchison, et du graphite [Gillis-Davis et al., 2015] : si sur la première les effets de rougissement/assombrissement sont produits, la seconde voit sa surface devenir plus sombre et aucun changement dans la pente n'est détecté. Le graphite ne montre pas non plus de modification flagrante de pente spectrale, mais une claire augmentation de la réflectance est mise en évidence. La nouvelle irradiation d'une chondrite CM que je propose ici ne donne pas la même conclusion que celle obtenue par ces auteurs. La comparaison laser/ions peut donc ne pas être totalement appropriée. Il sort cependant de cette étude au laser que la teneur en carbone joue un rôle sur la réponse spectrale des échantillons : plus il y a de carbone, plus la réflectance augmente suite

aux irradiations.

Une autre irradiation au laser de la CM Murchison, sous forme de pastille, a été publiée récemment par [Matsuoka et al. \[2015\]](#). Les auteurs mettent en évidence une diminution de la profondeur des bandes d'altération aqueuse à 0,7 et 3 μm (sans déplacement du minimum), ainsi qu'un effet de bleuissement de la pente sur le domaine VISNIR-IR. Les auteurs concluent aussi à un assombrissement de la surface de l'échantillon, en soulignant qu'avant 0,4 μm la réflectance augmente : cela ne serait donc pas incompatible avec l'effet d'éclaircissement que je trouve sur la CM Mighei. Avec une analyse au MET, ils ont pu confirmer la présence de SMFe sur les échantillons de Murchison après le traitement laser. Une amorphisation de la serpentine a été soulignée. Enfin ils mesurent une diminution de la quantité de matière organique, résultant possiblement d'un phénomène de carbonisation (transformation de matière organique en carbone). La contribution d'autres phases ayant une faible réflectivité dans le NIR (comme les FeS proposées par ces auteurs) pourraient expliquer ce bleuissement. Murchison a de nouveau été étudiée, en lame mince cette fois, par [Keller et al. \[2015\]](#) après irradiation ionique ($1 \cdot 10^{18} \text{ He}^+/\text{cm}^2$ à 4 keV) : un assombrissement de la surface a été vu, accompagné d'un rougissement spectral, et la bande à 3 μm ainsi que les pics à 10 μm ne sont pas modifiés. Une analyse au TEM a cependant révélé la présence de SMFe après l'irradiation. L'amorphisation des phyllosilicates a aussi été confirmée par imagerie.

Pour tous les échantillons que je présente ici, un déplacement systématique des bandes de silicates/phyllosilicates à 10 μm vers les régions spectrales indicatrices de minéraux à plus haute teneur en fer est observé. Le même phénomène joue sur la bande d'altération aqueuse à 2,7 μm : ici la contribution piquée des phyllosilicates riches en magnésium diminue et la bande se déplace vers les régions plus riches en fer. Ces résultats, confirmant ceux publiés sur Allende et Murchison (cf. chapitre 8), sont en accord avec une perte de magnésium possiblement due à de l'amorphisation – traduite par un élargissement des pics à 10 μm [[Brucato et al., 2004](#); [Demyk et al., 2004](#)] – et/ou à la pulvérisation privilégiée de l'élément Mg avec éjection « vers l'arrière » (donc hors de l'échantillon) contrairement à l'élément Fe plus lourd qui peut se redéposer à la surface [[Hapke et al., 1975](#)]. Enfin cette augmentation de la teneur en fer n'est pas incompatible avec la création des nanoparticules de fer, les SMFe, qui ont d'ailleurs été observées lors d'études récentes sur des chondrites carbonées après irradiations aux ions ou au laser.

Je rappelle enfin que les SMFe créées pendant les processus d'altération spatiale sont plus efficaces lorsque ces particules recouvrent des minéraux transparents comme l'olivine et le pyroxène (c.-à-d. qu'elles ont un albédo plus faible que celui de la matrice de silicates des chondrites ordinaires et des astéroïdes de type S), et sont supposées être moins actives dans une matrice sombre (à cause de la teneur en carbone) car leurs propriétés optiques ne pourraient assombrir encore plus les minéraux sur lesquelles elles apparaissent. Leur albédo pourrait même être plus élevé que la matrice très sombre des chondrites carbonées les plus riches en carbone et il a été suggéré que leur présence conduirait à une augmentation de la réflectance dans le domaine visible [[Rivkin et al., 2002](#)]. C'est ce que j'ai observé pour Mighei, Alais et Tagish Lake qui font partie des météorites les plus sombres. Puisqu'Allende, Lancé et Frontier Mountain ont le même comportement que les silicates on peut supposer que l'albédo des SMFe est quand même plus faible que celui des chondrites carbonées les plus claires.

On ne peut négliger le rôle de la phase carbonée dans le processus de bleuissement des spectres dans le domaine VISNIR-IR, comme montré par [Moroz et al. \[2004a\]](#) après irradiation ionique de l'asphaltite conduisant à une carbonisation de l'échantillon. En effet, la perte d'hydrogène et une modification spécifique de la structure carbonée (augmentation de l'aromaticité) – ayant une réponse spectrale neutre – provoquent un effet de diminution de la réflectance dans le NIR et donnent cet effet de bleuissement car les spectres d'origine ont une pente spectrale positive. Ceci est accompagné par une augmentation de la réflectance en allant vers l'UV que les auteurs proposent être le résultat d'une augmentation du coefficient d'absorption : le gap optique décroît avec l'apparition de structures type graphite ce qui augmente la conductivité et donne au matériau des propriétés optiques semblables à celles du métal. Ainsi, un régime de diffusion de surface est atteint et la réflectance augmente. L'importance des modifications des gaps optiques dans les composés carbonés hydrogénés est discutée dans l'article [Jones \[2012\]](#).

Puisque la création de particules SMFe dans une matrice de silicates et la modification de la phase carbonée peuvent avoir les mêmes effets dans le domaine de longueurs d'onde visible, de plus amples études seront nécessaires pour distinguer les deux processus.

9.2.4 Importance de la composition initiale

Lors de la publication de l'étude sur Murchison [[Lantz et al., 2015](#)], j'avais regroupé les résultats du domaine VISNIR (0,4 - 1,1 μm) obtenus après différentes irradiations ioniques sur des chondrites carbonées, une chondrite ordinaire et l'asphaltite (cf. figure 8.15). Une tendance générale s'est dégagée de cette comparaison : les effets de l'altération spatiale semblent liés à l'albédo initial. D'un côté les objets les moins riches en carbone (ou totalement dépourvu de cet élément comme les silicates et les chondrites ordinaires) subissent un rougissement spectral et un assombrissement de la surface ; tandis que plus la surface d'origine est sombre, plus l'échantillon aura tendance à s'éclaircir et à avoir un spectre qui bleuit après irradiation. Les résultats que j'ai présentés ci-dessus pour le domaine VISNIR-IR (0,4 - 2,5 μm) sont en accord avec cette dichotomie. Je les montre maintenant sous cette même forme de « ratios » afin de visualiser si ces variations sont effectivement dépendantes de l'albédo initial (voir la figure 9.16) : la tendance se confirme sur ce nouveau panel de mesures faites systématiquement avec la même méthode.

9.2.5 Possibilités d'exploitation

Plusieurs développements sont envisagés pour exploiter les informations issues de ces ratios. Tout d'abord en ajustant par une fonction exponentielle les ratios de chaque échantillon, et ce pour chaque dose d'irradiation, sur le principe de ce qui avait été proposé par [Brunetto et al. \[2006b\]](#). Ce type d'opération permet de suivre l'évolution d'un échantillon en fonction de la dose. La figure 9.17 montre un exemple sur l'Olivine avec une fonction du type $a+b \cdot \exp(\lambda/Sw)$: c'est le paramètre Sw , décrivant la courbure de l'exponentielle, qui nous intéresse. Il s'agit cependant ici d'un exemple très simpliste d'ajustement. Par la suite je reprendrai la même fonction que celle proposée dans l'étude citée afin de comparer plus finement les valeurs des paramètres.

Mais aussi proposer une fonction dépendant de l'albédo initial qui décrirait le comportement de transition entre les matériaux qui s'éclaircissent et ceux qui s'assombrissent avec l'irradiation

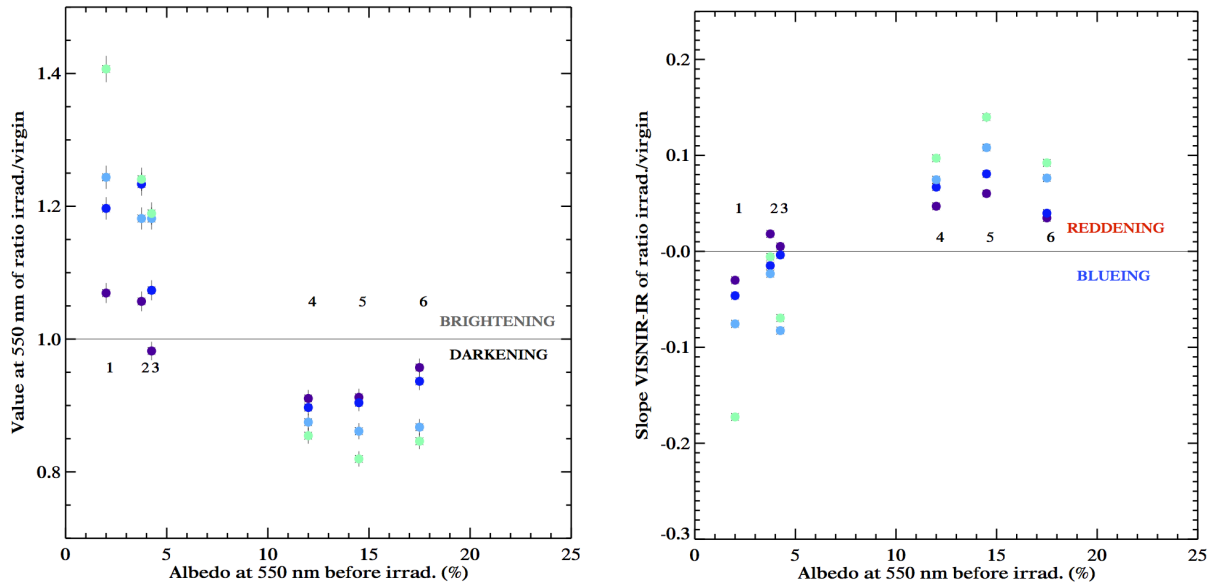


FIGURE 9.16 – Informations extraites des ratios « spectre après irradiation sur spectre avant irradiation » (spectres en réflectance absolue). Le code couleur reprend celui de la figure 9.8 : plus la dose d’irradiation est élevée, plus la couleur est claire. Comme précédemment, les données ont été lissées. Les échantillons sont les suivants : 1 = Tagish Lake, 2 = Alais, 3 = Mighei, 4 = Allende, 5 = Lancé, 6 = Frontier Mountain 95002. – À GAUCHE : Valeur à $0,55 \mu\text{m}$. L’erreur associée est représentée par les traits verticaux en noir. L’incertitude sur l’albédo initial est de 1 % de la valeur pour chaque météorite. – À DROITE : Pente calculée sur le domaine $0,55 - 2,45 \mu\text{m}$. L’erreur associée à chaque point de mesure est inférieure à $1 \cdot 10^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ (de l’ordre de la taille du symbole).

(par exemple une exponentielle; voir la figure 9.18) dans l’optique d’avoir un premier modèle, très minimaliste, de l’action de l’altération spatiale des chondrites carbonées en fonction de la dose d’irradiation utilisée.

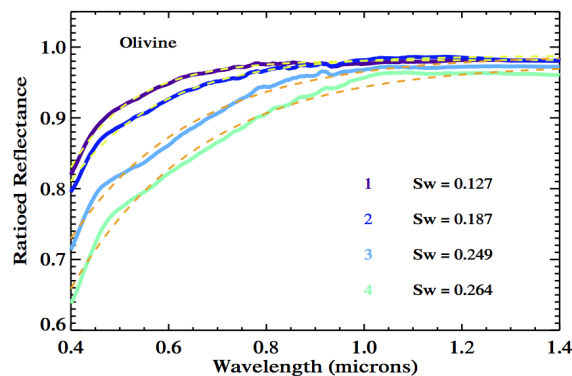


FIGURE 9.17 – Ratios pour l’Olivine avec les quatre doses d’irradiation utilisées (lignes en trait plein; plus la couleur est claire, plus la dose est grande) et ajustements par une exponentielle (en pointillés).

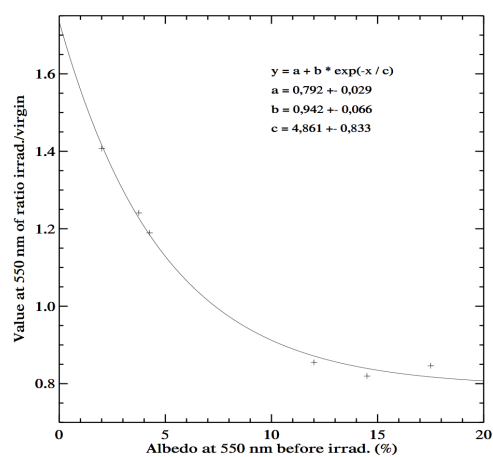


FIGURE 9.18 – Utilisation d'une fonction exponentielle décrivant les variations de réflectance des chondrites carbonées après l'irradiation à la plus haute dose. Les paramètres de la fonction sont indiqués.

Conclusion

J'ai effectué cette thèse au sein du Laboratoire d'Études Spatiales et d'Instrumentation en Astrophysique (LESIA – Observatoire de Paris, Meudon) et en collaboration avec l'Institut d'Astrophysique Spatiale (IAS, Orsay). Cela m'a permis d'explorer une partie observationnelle pour l'étude des astéroïdes et de la combiner à un projet expérimental dédié aux échantillons météoritiques. L'intérêt d'une telle association est de pouvoir investiguer des phénomènes astrophysiques qui, bien que difficilement accessibles, peuvent être simulés en laboratoire sur les matériaux analogues aux petits corps du Système solaire.

Nous l'avons vu, la population des petits corps est très diversifiée. Je me suis intéressé en particulier aux astéroïdes dits primitifs : de par leur très faible albédo ils sont supposés contenir des composés carbonés, et certains montrent des évidences de la présence antérieure d'eau à l'état liquide. Ces objets s'avèrent donc de première importance dans un contexte exobiologique de l'étude des conditions d'apparition de la vie. Des missions spatiales vont rapporter des échantillons de tels objets afin d'analyser le plus précisément possible sur Terre leur composition.

Puisque les astéroïdes représentent les vestiges de la matière primordiale dans la nébuleuse solaire, les étudier revient à remonter aux conditions de formation de notre système planétaire et comprendre son évolution.

Connaître la répartition de l'eau liquide dans le Système solaire permet d'accéder aux conditions de température et de pression régissant la nébuleuse planétaire. De ce fait, j'ai examiné les spectres de 600 astéroïdes primitifs afin de mettre au point une base statistique de données sur l'altération aqueuse. J'ai analysé chacun de ces spectres avec la même méthode pour la détection et la caractérisation des bandes associées à l'altération aqueuse. J'ai comparé les paramètres spectraux avec les éléments orbitaux et les propriétés physiques des objets : demi-grand axe, inclinaison, excentricité, taille et albédo, période de rotation, etc. Le principal résultat étant que de l'eau à l'état liquide a pu se trouver plus proche du Soleil que ce qui était prédit par les modèles de formation du Système solaire. Résultat toutefois concordant avec les nouveaux modèles dynamiques qui mettent en évidence un important brassage des petits corps lors d'événements de migrations planétaires. Cette étude de l'altération aqueuse représente la plus importante base de données spectroscopiques dans le domaine de longueurs d'onde visible.

Le but de cette thèse était aussi d'investiguer les processus qui modifient au cours du temps la surface des astéroïdes exposée à un environnement spatial « hostile ». Par extension, l'étude des effets de l'altération spatiale peut apporter un support aux missions spatiales lors de la sélection du site de collecte de l'échantillon. Avec un modèle d'altération spatiale sur les surfaces primitives – très peu d'études ont été faites sur le sujet –, les équipes scientifiques seraient en mesure de choisir le site ayant la composition la plus proche de celle originelle lors de leur formation.

Une première approche de la thématique a été faite par une comparaison des spectres d'astéroïdes primitifs hydratés et de leurs analogues météoritiques. Un effet d'éclaircissement et de bleuissement des surfaces primitives exposées à l'altération spatiale a été mis en évidence et contraste avec les résultats obtenus (et confirmés) sur les astéroïdes de type S (à savoir assombrissement et rougissement).

J'ai alors consacré une large partie de la thèse à des expériences de laboratoire afin de proposer la première analyse systématique de plusieurs chondrites carbonées soumises à des irradiations ioniques. Au cours de cette étude sur les météorites, j'ai utilisé la spectroscopie de réflectance bidirectionnelle visible et proche infrarouge (0,4 - 2,5 μm ; technique et domaine de longueurs d'onde typiquement employés pour les observations d'astéroïdes depuis les télescopes terrestres) et je me suis aussi formée à la collecte et à l'interprétation de données dans le domaine du moyen infrarouge (jusqu'à 16 μm) en micro-spectroscopie grâce à des instruments hébergés par la ligne SMIS du Synchrotron SOLEIL. Il apparaît que les effets simulés de l'altération spatiale sur ces objets produisent un continuum : les chondrites carbonées les plus claires (albédo supérieur à 10 %) ont un comportement identique à celui des astéroïdes de type S, tandis que la réponse des surfaces des météorites les plus sombres (albédo inférieur à 8 %) tend vers le bleuissement et l'éclaircissement. Ce résultat pourrait expliquer les conclusions contradictoires obtenues jusqu'à présent lors d'études ponctuelles d'irradiations de surfaces analogues aux astéroïdes primitifs. Il n'a pas été possible de mettre en lumière les effets de l'irradiation sur les composés organiques de ces météorites (détection difficile selon les conditions expérimentales) mais un net déplacement des bandes de (phyllo)silicates dans le proche (à 2,7 μm) et moyen (région à 10 μm) infrarouge est invariablement observé et traduit une diminution du ratio Mg/Fe. Ces considérations sont en accord avec le mécanisme de formation de nanoparticules de fer, éléments majoritairement responsables des effets de l'altération spatiale sur les astéroïdes de type S. Des études menées par d'autres équipes en parallèle de cette thèse ont confirmé sur la météorite Murchison (que j'ai également irradiée) la création de ces particules : si elles produisent sur les spectres des effets variant avec la composition initiale de la matrice dans laquelle elles apparaissent, ce sont bien les mêmes processus – tout du moins en partie – qui modifient la surface des astéroïdes primitifs. Néanmoins d'autres mécanismes liés à des variations des indices optiques rentrent aussi en jeu dans l'altération des météorites par irradiation (domaine visible) et il sera nécessaire par la suite de comprendre la contribution de chacun de ces mécanismes pour proposer une estimation du degré d'altération spatiale des objets les plus primitifs.

La forte implication expérimentale de mon programme de recherche pendant la thèse a été aussi l'occasion de gérer l'étalonnage des lignes de réflectance (visible et proche infrarouge) sur la nouvelle chambre à vide INGMAR qui servira pour des expériences d'irradiations d'échantillons divers (météorites, glaces, films synthétiques, etc.) avec collecte *in situ* des spectres en réflexion et/ou transmission. Ce travail de longue haleine m'a permis de collecter les résultats inédits présentés à la fin du manuscrit.

Enfin, j'ai eu l'occasion de prendre part à des campagnes d'observations d'astéroïdes et d'inclure certains résultats dans mon travail de thèse. Notamment au TNG (INAF, La Palma) où le temps a été dédié à la spectroscopie visible et proche infrarouge de membres des familles Themis et Beagle. Ces deux populations sont issues du même corps parent mais se sont formées à des temps différents. J'ai donc cherché à mettre en évidence les signes de l'altération spatiale sur

leurs surfaces supposées similaires (en faisant l'hypothèse d'un corps parent homogène) mais ayant été exposées avec des durées inégales au bombardement des particules à hautes énergies dans leur environnement. Les résultats semblent indiquer une action de l'altération spatiale sur ces corps primitifs particuliers similaire à celle identifiée sur les astéroïdes de type S. Il est toutefois impossible d'affirmer que cette conclusion est la seule valide. Avec l'équipe du LESIA nous travaillons actuellement sur d'autres interprétations en prenant en considération la possibilité d'un corps parent hétérogène : les deux familles aux propriétés de surface différentes proviendraient par exemple de deux régions de ce corps parent ayant subi une probable différenciation.

Lors de cette campagne d'observations, j'ai aussi obtenu des données spectroscopiques de la planète naine Cérès sur plusieurs périodes de rotation. Ce premier suivi temporel a permis de mettre en évidence des variations d'une même région dans le domaine visible : nous proposons que ces changements sont dûs à différentes quantités de glace d'eau présente à la surface de Cérès au cours du temps. Cela coïnciderait avec la détection récente par Herschel de sources localisées et éphémères de vapeur d'eau à la surface de la planète naine et qui semblent être confirmées par les premières données de la mission Dawn.

Ad infinitum

Le travail de recherche entamé pendant la thèse sur l'altération spatiale n'est bien sûr pas arrivé au terme des possibilités de développement et d'exploitation.

Poursuivre les irradiations ioniques en laboratoire sur d'autres types de chondrites carbonées est la suite logique pour renforcer les prémices de cette tendance de continuum que j'ai mis en évidence entre le comportement des astéroïdes de type S et celui des objets les plus riches en carbone. La difficulté que j'ai rencontrée pour mesurer les bandes des organiques sur ces météorites appelle également à concentrer les efforts dans cette direction : la matière organique pourrait être un nouvel indicateur des effets de l'altération spatiale, complétant les paramètres communément utilisés, à savoir les variations de pente spectrale et d'albédo, et auxquels j'ai montré que l'on peut ajouter les déplacements des bandes de (phyllo)silicates dans le domaine du moyen infrarouge. Domaine de longueurs d'onde qu'il serait hautement intéressant (pratique et utile!) de développer sur la chambre INGMAR pour les mesures de réflectance *in situ* en utilisant les fibres optiques appropriées (si le budget le permet...).

Les échantillons de chondrites carbonées sont rares et difficiles à obtenir en grande quantité pour de telles études destructives. Mais si l'on s'autorise à rêver juste un peu, il est évident que diversifier ces expériences d'irradiation ne peut qu'améliorer notre compréhension du processus d'altération spatiale. En prenant en considération les effets de température par exemple : les mesures en laboratoire sont faites à température ambiante, mais les surfaces des astéroïdes se trouvent à des températures bien plus faibles et la réponse des minéraux pourrait s'en trouver modifiée.

Il est de plus primordial de continuer à enrichir la base de données statistique sur l'altération aqueuse au fur et à mesure que de nouvelles observations seront faites.

D'un point de vue observationnel justement, je serai très certainement amenée à poursuivre des observations pour un programme sur les géocroiseurs avec l'équipe du LESIA, ce qui enrichira mon expérience sur le terrain des observations avec de grands télescopes. Trente nuits réparties sur deux années (un cinquième du programme a été complété à l'heure actuelle ; j'ai déjà observé pendant trois nuits) ont été obtenues sur le NTT (*New Technology Telescope*) à l'Observatoire de La Silla (Chili) – l'un des sites de l'ESO (*European Southern Observatory*) – pour caractériser la composition des plus petits membres (diamètre inférieur à 300 m) de ces astéroïdes. Seuls 5 % de la population sont actuellement référencés dans la littérature, or ils représentent la plus grande source de risque de collision avec notre planète (les petits objets sont plus facilement perturbés par l'effet Yarkovsky)! Le programme d'observation va augmenter de 200 % la collection de spectres disponibles pour cette catégorie d'objets : pour la première fois, une description d'ensemble pourra être proposée. Augmenter notre connaissance sur la population des géocroiseurs va compléter les informations qui seront fournies par les missions spatiales

de retour d'échantillons. En effet seuls deux objets de type primitif – type largement minoritaire parmi les NEOs – seront intégralement étudiés : l'étude en laboratoire des échantillons sera capitale, mais une vision plus globale apportée par une campagne d'observation à grande échelle reste nécessaire. Ces informations sont notamment utiles pour le programme NEOShield qui a pour objectif de prévenir les risques d'impact et de proposer des solutions pour minimiser le danger. Dans ce cadre, il sera également intéressant d'observer en photométrie le géocroiseur Didymos : cet astéroïde binaire est la cible d'une mission, AIDA (*Asteroid Impact & Deflection Assessment*), proposée (actuellement en phase d'évaluation par les agences spatiales) par un consortium américano-européen d'instituts et laboratoires. Son objectif sera de tester si une sonde spatiale peut dévier un astéroïde de sa trajectoire grâce aux effets cinétiques en faisant purement et simplement impacter la sonde sur l'objet en approche de la Terre.

Enfin, je compte commencer à faire des demandes de temps d'observation de familles d'astéroïdes dans le contexte de l'étude des effets de l'altération spatiale sur ces populations liées ; à commencer par poursuivre l'investigation sur Themis/Beagle afin d'augmenter la statistique des objets observés et affiner les résultats.

Le contexte actuel de l'exploration de petits corps du Système solaire par des missions spatiales est très favorable à l'accroissement des connaissances sur l'altération spatiale. Mais pas seulement : l'altération aqueuse reste aussi un processus d'intérêt majeur.

En particulier en ce qui concerne la planète naine de la Ceinture principale, Cérès. Ce « grand » petit corps m'intéresse tout particulièrement puisqu'il fait partie des objets primitifs et qu'il est actuellement étudié par la sonde Dawn/NASA. Participer à l'exploitation des données du spectromètre embarqué VIR (0,25 - 5 μm) sera une chance unique d'avoir une vision globale des effets de l'altération spatiale sur un astéroïde primitif – ce qui n'a encore jamais été fait ! – grâce à l'observation directe du plus gros membre de la population. L'instrument VIR fournit des données hyperspectrales (deux composantes spatiales et une spectrale). Un spectre est produit pour chaque point de la surface et des cartographies peuvent ainsi être extraites : répartition des phyllosilicates, des organiques, détection des régions sombres ou claires, etc. Tous ces éléments assemblés donneront des informations sur la composition de surface de Cérès – encore très mal connue, notamment en ce qui concerne la présence d'eau (liquide, glace, vapeur, phyllosilicates). Les données de Dawn pourront répondre à des questionnements qui font débat depuis maintenant plusieurs années, et notamment sur le fait que des régions actives existent et éjectent de la vapeur d'eau. Il sera possible de suivre en continu les variations de ces zones actives, mais aussi les transitions d'une région à l'autre pour déterminer la répartition de celles riches en matériaux hydratés – sans incertitude apportée par les observations télescopiques qui souffrent de la non-reproductibilité des conditions atmosphériques et de la faible luminosité de ces petits corps primitifs lointains (bien que Cérès est de fait le plus brillant d'entre eux...).

Durant la thèse, j'ai diversifié mes activités et compétences en abordant mon sujet de recherche via différentes approches. Mais aussi en développant des collaborations en Île-de-France, en Europe et aux États-Unis. Je travaille en effet en ce moment avec John Brucato (Osservatorio Arcetri, Florence) sur l'analyse des données acquises avec son montage expérimental permettant des irradiations aux rayons UV. J'ai de plus des contacts réguliers avec l'équipe

de la mission OSIRIS-REx/NASA dans laquelle je suis impliquée en tant que scientifique associée. Les études de l'altération spatiale sur les objets primitifs que j'ai commencées pendant la thèse seraient directement applicables au cas de l'astéroïde cible. Tout comme pour la mission Hayabusa-2/JAXA.

Cette période riche en missions à destination d'astéroïdes primitifs représente une excellente opportunité pour lancer ma carrière, que j'espère pouvoir poursuivre en combinant observations et expériences de laboratoire, dans le domaine des Sciences Planétaires avec une forte application aux missions spatiales.

Bibliographie

- Abe, M., Takagi, Y., Kitazato, K., et al. 2006, *Science*, 312, 1334
- Accolla, M., Sordini, R., Della Corte, V., Ferrari, M., & Rotundi, A. 2014, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*
- Aleon, J. 2008, *ArXiv e-prints*
- Alexander, C. M. O., Bonal, L., & Sutton, S. 2012, *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 75, 5297
- Alexandre, K., Camplan, J., Lignonniere, M., et al. 1970, *Nuclear Instruments and Methods*, 84, 45
- Allen, C. C., Morris, R. V., & McKay, D. S. 1996a, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Allen, C. C., Morris, R. V., & McKay, D. S. 1996b, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Alvarez-Candal, A., Fornasier, S., Barucci, M. A., de Bergh, C., & Merlin, F. 2008, *Astronomy and Astrophysics*, 487, 741
- Anders, E. & Grevesse, N. 1989, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 197
- Astapowitsch, I. S. 1938, *Popular Astronomy*, 46, 310
- Barucci, M. A., Belskaya, I. N., Fornasier, S., et al. 2012, *Planetary and Space Science*, 66, 23
- Barucci, M. A., Capria, M. T., Coradini, A., & Fulchignoni, M. 1987, *Icarus*, 72, 304
- Barucci, M. A., Doressoundiram, A., Fulchignoni, M., et al. 1998, *Icarus*, 132, 388
- Barucci, M. A., Yoshikawa, M., Michel, P., et al. 2009, *Experimental Astronomy*, 23, 785
- Beck, P., Garenne, A., Quirico, E., et al. 2014, *Icarus*, 229, 263
- Beck, P., Pommerol, A., Thomas, N., et al. 2012, *Icarus*, 218, 364
- Beck, P., Quirico, E., Montes-Hernandez, G., et al. 2010, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 4881
- Beck, P., Quirico, E., Sevestre, D., et al. 2011, *Astronomy and Astrophysics*, 530, C2

- Bell, J. F., Davis, D. R., Hartmann, W. K., & Gaffey, M. J. 1989, in *Asteroids II*, ed. R. P. Binzel, T. Gehrels, & M. S. Matthews, 921–945
- Bennett, C. J., Pirim, C., & Orlando, T. M. 2013, *Chemical Reviews*, 113, 9086
- Bertini, I. 2011, *Planetary and Space Science*, 59, 365
- Beshore, E. C. & Lauretta, D. 2014, in *AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts*
- Binzel, R. P. 1997, *Annals of the New York Academy of Sciences*, 822, 545
- Binzel, R. P., Bus, S. J., Burbine, T. H., & Sunshine, J. M. 1996, *Science*, 273, 946
- Binzel, R. P., Morbidelli, A., Merouane, S., et al. 2010, *Nature*, 463, 331
- Binzel, R. P., Rivkin, A. S., Bus, S. J., Sunshine, J. M., & Burbine, T. H. 2001, *Meteoritics and Planetary Science*, 36, 1167
- Binzel, R. P., Rivkin, A. S., Stuart, J. S., et al. 2004, *Icarus*, 170, 259
- Binzel, R. P., Rivkin, A. S., Thomas, C. A., et al. 2009, *Icarus*, 200, 480
- Binzel, R. P. & Xu, S. 1993, *Science*, 260, 186
- Binzel, R. P., Xu, S., Bus, S. J., et al. 1993, *Science*, 262, 1541
- Bland, P. A., Smith, T. B., Jull, A. J. T., et al. 1996, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 283, 551
- Bonal, L., Brunetto, R., Beck, P., et al. 2015, *Meteoritics & Planetary Science*, 50, 1562
- Bonal, L., Quirico, E., Bourot-Denise, M., & Montagnac, G. 2006, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1849
- Bottke, W. F., Morbidelli, A., Jedicke, R., et al. 2002, *Icarus*, 156, 399
- Bottke, Jr., W. F., Vokrouhlický, D., Rubincam, D. P., & Nesvorný, D. 2006, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34, 157
- Braga-Ribas, F., Sicardy, B., Ortiz, J. L., et al. 2014, *Nature*, 508, 72
- Brearley, A. J. & Jones, R. H. 1998, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 36, 3
- Britt, D. T. & Consolmagno, G. J. 2003, *Meteoritics and Planetary Science*, 38, 1161
- Brown, P. G., Hildebrand, A. R., Zolensky, M. E., et al. 2000, *Science*, 290, 320
- Brucato, J. R., Strazzulla, G., Baratta, G., & Colangeli, L. 2004, *Astronomy and Astrophysics*, 413, 395
- Brunetto, R., Baratta, G. A., & Strazzulla, G. 2004, *Journal of Applied Physics*, 96, 380
- Brunetto, R., Lantz, C., Ledu, D., et al. 2014, *Icarus*, 237, 278

- Brunetto, R., Pino, T., Dartois, E., et al. 2009, *Icarus*, 200, 323
- Brunetto, R., Romano, F., Blanco, A., et al. 2006a, *Icarus*, 180, 546
- Brunetto, R., Roush, T. L., Marra, A. C., & Orofino, V. 2007, *Icarus*, 191, 381
- Brunetto, R. & Strazzulla, G. 2005, *Icarus*, 179, 265
- Brunetto, R., Vernazza, P., Marchi, S., et al. 2006b, *Icarus*, 184, 327
- Buratti, B. J., Britt, D. T., Soderblom, L. A., et al. 2004, *Icarus*, 167, 129
- Buratti, B. J., Dalba, P. A., Hicks, M. D., et al. 2013, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 118, 1991
- Burbine, T. H. 1998, *Meteoritics and Planetary Science*, 33, 253
- Burbine, T. H., McCoy, T. J., Meibom, A., Gladman, B., & Keil, K. 2002, 653
- Burbine, T. H., Meibom, A., & Binzel, R. P. 1996, *Meteoritics and Planetary Science*, 31, 607
- Bus, S. J. 1999, PhD thesis, Massachusetts Institute of Technology
- Bus, S. J. & Binzel, R. P. 2002a, *Icarus*, 158, 146
- Bus, S. J. & Binzel, R. P. 2002b, *Icarus*, 158, 106
- Buseck, P. R. & Hua, X. 1993, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 255
- Campins, H., de León, J., Licandro, J., et al. 2012, *Planetary and Space Science*, 73, 95
- Campins, H., Hargrove, K., Pinilla-Alonso, N., et al. 2010, *Nature*, 464, 1320
- Campins, H., Morbidelli, A., Tsiganis, K., et al. 2010, *The Astrophysical Journal Letters*, 721, L53
- Camplan, J., Meunier, R., & Sarrouy, J. L. 1970, *Nuclear Instruments and Methods*, 84, 37
- Carrez, P., Demyk, K., Cordier, P., et al. 2002, *Meteoritics and Planetary Science*, 37, 1599
- Carvano, J. M., Mothé-Diniz, T., & Lazzaro, D. 2003, *Icarus*, 161, 356
- Castillo-Rogez, J. C. & Schmidt, B. E. 2010, *Geophysical Research Letters*, 37, 10202
- Chapman, C. R. 1976, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 701
- Chapman, C. R. 1995, *Meteoritics*, 30, 496
- Chapman, C. R. 1996, *Meteoritics and Planetary Science*, 31, 699
- Chapman, C. R. 2004, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 539
- Chapman, C. R. & Gaffey, M. J. 1979, 655

- Chapman, C. R., Morrison, D., & Zellner, B. 1975, *Icarus*, 25, 104
- Chapman, C. R., Veverka, J., Thomas, P. C., et al. 1995, *Nature*, 374, 783
- Chaumont, J., Lalu, F., Salome, M., Lamoise, A.-M., & Bernas, H. 1981, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 189, 193
- Chesley, S. R., Farnocchia, D., Nolan, M. C., et al. 2014, *Icarus*, 235, 5
- Chesley, S. R., Ostro, S. J., Vokrouhlický, D., et al. 2003, *Science*, 302, 1739
- Clark, B. E., Binzel, R. P., Howell, E. S., et al. 2011, *Icarus*, 216, 462
- Clark, B. E., Fanale, F. P., & Salisbury, J. W. 1992, *Icarus*, 97, 288
- Clark, B. E., Hapke, B., Pieters, C., & Britt, D. 2002a, in *Asteroids III*, ed. W. F. Bottke Jr., A. Cellino, P. Paolicchi, & R. P. Binzel, 585–599
- Clark, B. E., Helfenstein, P., Bell, J. F., et al. 2002b, *Icarus*, 155, 189
- Clark, B. E., Lucey, P., Helfenstein, P., et al. 2001, *Meteoritics and Planetary Science*, 36, 1617
- Clark, B. E., Veverka, J., Helfenstein, P., et al. 1999, *Icarus*, 140, 53
- Clark, B. E., Ziffer, J., Nesvorný, D., et al. 2010, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115, 6005
- Clark, R. N., Swayze, G. A., Wise, R., et al. 2007, U.S. Geological Survey, Digital Data Series, 231
- Clayton, R. N. & Mayeda, T. K. 1984, *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 151
- Cloutis, E. A., Hiroi, T., Gaffey, M. J., Alexander, C. M. O., & Mann, P. 2011a, *Icarus*, 212, 180
- Cloutis, E. A., Hudon, P., Hiroi, T., & Gaffey, M. J. 2012a, *Icarus*, 217, 389
- Cloutis, E. A., Hudon, P., Hiroi, T., & Gaffey, M. J. 2012b, *Icarus*, 220, 586
- Cloutis, E. A., Hudon, P., Hiroi, T., Gaffey, M. J., & Mann, P. 2011b, *Icarus*, 216, 309
- Cloutis, E. A., Hudon, P., Hiroi, T., Gaffey, M. J., & Mann, P. 2012c, *Icarus*, 220, 466
- Cloutis, E. A., Hudon, P., Hiroi, T., et al. 2012d, *Icarus*, 221, 328
- Connelly, J. N., Bizzarro, M., Krot, A. N., et al. 2012, *Science*, 338, 651
- Dartois, E., Muñoz-Caro, G., Deboffle, D., & d’Hendecourt, L. 2004, *Astronomy and Astrophysics*, 423, L33
- de Bergh, C., Boehnhardt, H., Barucci, M. A., et al. 2004, *Astronomy and Astrophysics*, 416, 791

- de León, J., Pinilla-Alonso, N., Campins, H., Licandro, J., & Marzo, G. A. 2012, *Icarus*, 218, 196
- De Sanctis, M. C., Ammannito, E., Fonte, S., et al. 2015, in EGU General Assembly Conference Abstracts
- Delbo, M., Libourel, G., Wilkerson, J., et al. 2014, *Nature*, 508, 233
- DeMeo, F. & Binzel, R. P. 2008, *Icarus*, 194, 436
- DeMeo, F. E., Alexander, C. M. O., Walsh, K. J., Chapman, C. R., & Binzel, R. P. 2015, ArXiv e-prints
- DeMeo, F. E., Binzel, R. P., Carry, B., Polishook, D., & Moskovitz, N. A. 2014, *Icarus*, 229, 392
- DeMeo, F. E., Binzel, R. P., Slivan, S. M., & Bus, S. J. 2009, *Icarus*, 202, 160
- DeMeo, F. E. & Carry, B. 2013, *Icarus*, 226, 723
- DeMeo, F. E. & Carry, B. 2014, *Nature*, 505, 629
- Demyk, K., Carrez, P., Leroux, H., et al. 2001, *Astronomy and Astrophysics*, 368, L38
- Demyk, K., d'Hendecourt, L., Leroux, H., Jones, A. P., & Borg, J. 2004, *Astronomy and Astrophysics*, 420, 233
- Domingue, D. L. & Cheng, A. F. 2002, *Johns Hopkins APL Technical Digest*, 23, 6
- Dufresne, E. R. & Anders, E. 1962, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 26, 1085
- Dumas, P., Polack, F., Lagarde, B., et al. 2006, *Infrared Physics & Technology*, 49, 152
- Duncan, M. J., Levison, H. F., & Budd, S. M. 1995, *Astronomical Journal*, 110, 3073
- Duprat, J., Engrand, C., Maurette, M., et al. 2005, *EAS Publications Series*, 14, 51
- Duprat, J., Engrand, C., Maurette, M., et al. 2007, *Advances in Space Research*, 39, 605
- Emery, J. P., Burr, D. M., & Cruikshank, D. P. 2011, *The Astronomical Journal*, 141, 25
- Emery, J. P., Fernández, Y. R., Kelley, M. S. P., et al. 2014, *Icarus*, 234, 17
- Feierberg, M. A., Lebofsky, L. A., & Larson, H. P. 1981, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 971
- Feierberg, M. A., Lebofsky, L. A., & Tholen, D. J. 1985, *Icarus*, 63, 183
- Florczak, M., Lazzaro, D., Mothe-Diniz, T., Angeli, C. A., & Betzler, A. S. 1998, *VizieR Online Data Catalog*, 413, 40463
- Florczak, M., Lazzaro, D., Mothé-Diniz, T., Angeli, C. A., & Betzler, A. S. 1999, *Astronomy and Astrophysics Supplement*, 134, 463

- Foderà Serio, G., Manara, A., & Sicoli, P. 2002, in *Asteroids III*, ed. W. F. Bottke Jr., A. Cellino, P. Paolicchi, & R. P. Binzel, 17–24
- Fornasier, S., Barucci, M. A., de Bergh, C., et al. 2009, *Astronomy and Astrophysics*, 508, 457
- Fornasier, S., Dotto, E., Barucci, M. A., & Barbieri, C. 2004, *Astronomy and Astrophysics*, 422, L43
- Fornasier, S., Dotto, E., Hainaut, O., et al. 2007, *Icarus*, 190, 622
- Fornasier, S., Hasselmann, P. H., Barucci, M. A., et al. 2015, ArXiv e-prints
- Fornasier, S., Lantz, C., Barucci, M. A., & Lazzarin, M. 2014, *Icarus*, 233, 163
- Fornasier, S., Lazzarin, M., Barbieri, C., & Barucci, M. A. 1999, *Astronomy and Astrophysics*, 135, 65
- Fredriksson, K. & Kerridge, J. F. 1988, *Meteoritics*, 23, 35
- Fu, X., Zou, Y., Zheng, Y., & Ouyang, Z. 2012, *Icarus*, 219, 630
- Fulvio, D., Brunetto, R., Vernazza, P., & Strazzulla, G. 2012, *Astronomy and Astrophysics*, 537, L11
- Gaffey, M. J. 1980, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Gaffey, M. J. 2010, *Icarus*, 209, 564
- Gaffey, M. J., Burbine, T. H., Piatek, J. L., et al. 1993, *Icarus*, 106, 573
- Gillis-Davis, J. J., Gasda, P. J., Bradley, J. P., Ishii, H. A., & Bussey, D. B. J. 2015, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Gilmour, I. 2003, *Treatise on Geochemistry*, 1, 269
- Gladman, B., Marsden, B. G., & Vanlaerhoven, C. 2008, in *The Solar System Beyond Neptune*, ed. M. A. Barucci, H. Boehnhardt, D. P. Cruikshank, A. Morbidelli, & R. Dotson, 43–57
- Gladman, B., Michel, P., & Froeschlé, C. 2000, *Icarus*, 146, 176
- Godard, M., Féraud, G., Chabot, M., et al. 2011, *Astronomy and Astrophysics*, 529, A146
- Gold, T. 1955, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 115, 585
- Gomes, R., Levison, H. F., Tsiganis, K., & Morbidelli, A. 2005, *Nature*, 435, 466
- Gomes, R. S., Fern Ndez, J. A., Gallardo, T., & Brunini, A. 2008, in *The Solar System Beyond Neptune*, ed. M. A. Barucci, H. Boehnhardt, D. P. Cruikshank, A. Morbidelli, & R. Dotson, 259–273
- Gonano-Beurer, M., di Martino, M., Mottola, S., & Neukum, G. 1992, *Astronomy and Astrophysics*, 254, 393

- Gosling, J. T. 2007, in AAS/Division for Extreme Solar Systems Abstracts, ed. L.-A. A. McFadden, P. R. Weissman, & T. V. Johnson, 99–116
- Gounelle, M. 2012, in European Planetary Science Congress
- Gounelle, M., Spurný, P., & Bland, P. A. 2006, *Meteoritics and Planetary Science*, 41, 135
- Gounelle, M., Zolensky, M. E., Tonui, E., & Mikouchi, T. 2001, in Lunar and Planetary Science Conference
- Gradie, J. & Tedesco, E. 1982, *Science*, 216, 1405
- Gradie, J. & Veverka, J. 1980, *Nature*, 283, 840
- Gradie, J., Veverka, J., & Buratti, B. 1980, in Lunar and Planetary Science Conference
- Gradie, J. C., Chapman, C. R., & Tedesco, E. F. 1989, in *Asteroids II*, ed. R. P. Binzel, T. Gehrels, & M. S. Matthews, 316–335
- Grady, M. 2000, *Catalogue of Meteorites : With Special Reference to Those Represented in the Collection of the Natural History Museum, London, Catalogue of Meteorites* (Cambridge University Press)
- Grady, M. M., Verchovsky, A. B., Franchi, I. A., Wright, I. P., & Pillinger, C. T. 2002, *Meteoritics and Planetary Science*, 37, 713
- Grimm, R. E. & McSween, H. Y. 1993, *Science*, 259, 653
- Grimm, R. E. & McSween, Jr., H. Y. 1989, *Icarus*, 82, 244
- Hamilton, V. E. 2010, *Chemie der Erde / Geochemistry*, 70, 7
- Hapke, B. 1965, *Annals of the New York Academy of Sciences*, 123, 711
- Hapke, B. 1973, *Moon*, 7, 342
- Hapke, B. 2001, *Journal of Geophysical Research*, 106, 10039
- Hapke, B., Cassidy, W., & Wells, E. 1975, *Moon*, 13, 339
- Hargrove, K. D., Emery, J. P., Campins, H., & Kelley, M. S. P. 2015, *Icarus*, 254, 150
- Hartogh, P., Lis, D. C., Bockelée-Morvan, D., et al. 2011, *Nature*, 478, 218
- Hayatsu, R., Winans, R. E., Scott, R. G., et al. 1980, *Science*, 207, 1202
- Hergenrother, C. W., Nolan, M. C., Binzel, R. P., et al. 2013, *Icarus*, 226, 663
- Hewins, R. H., Connolly, Lofgren, G. E. J. H. C., & Libourel, G. 2005, 341, 286
- Hirayama, K. 1918, *Annales de l'Observatoire astronomique de Tokyo*, 6, A1
- Hiroi, T., Abe, M., Kitazato, K., et al. 2006, *Nature*, 443, 56

- Hiroi, T., Pieters, C. M., Rutherford, M. J., et al. 2004, in Lunar and Planetary Science Conference
- Hiroi, T., Pieters, C. M., Zolensky, M. E., & Lipschutz, M. E. 1993, *Science*, 261, 1016
- Hiroi, T., Sasaki, S., Misu, T., & Nakamura, T. 2013, in Lunar and Planetary Science Conference
- Hiroi, T., Zolensky, M. E., & Pieters, C. M. 2001, *Science*, 293, 2234
- Hiroi, T., Zolensky, M. E., Pieters, C. M., & Lipschutz, M. E. 1996, *Meteoritics and Planetary Science*, 31, 321
- Hoffmann, M., Nathues, A., Schafer, M., Platz, T., & Russell, C. T. 2015, in European Planetary Science Congress
- Howard, K. T., Benedix, G. K., Bland, P. A., & Cressey, G. 2009, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 4576
- Howell, E. S., Rivkin, A. S., Vilas, F., et al. 2011, in EPSC-DPS Joint Meeting
- Howell, E. S., Rivkin, A. S., Vilas, F., & Soderberg, A. M. 2001, in Lunar and Planetary Science Conference
- Hsieh, H. H. & Jewitt, D. 2006, in AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts
- Hsieh, H. H., Yang, B., Haghhighipour, N., et al. 2012, *The Astrophysical Journal Letters*, 748, L15
- Ishiguro, M., Hiroi, T., Tholen, D. J., et al. 2007, *Meteoritics and Planetary Science*, 42, 1791
- Ivezić, Ž., Tabachnik, S., Rafikov, R., et al. 2001, *The Astronomical Journal*, 122, 2749
- Jacobson, S., Campins, H., Delbo, M., et al. 2014, in *Asteroids, Comets, Meteors 2014*, ed. K. Muinonen, A. Penttilä, M. Granvik, A. Virkki, G. Fedorets, O. Wilkman, & T. Kohout
- Jaeger, C., Molster, F. J., Dorschner, J., et al. 1998, *Astronomy and Astrophysics*, 339, 904
- Jarosewich, E. 1990, *Meteoritics*, 25, 323
- Jarosewich, E., Clarke, R. S., & Barrows, J. N. 1987, *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, 27, 49
- Jewitt, D. 2009, *The Astronomical Journal*, 137, 4296
- Jewitt, D., Agarwal, J., Weaver, H., Mutchler, M., & Larson, S. 2013, *The Astrophysical Journal Letters*, 778, L21
- Jewitt, D. & Guilbert-Lepoutre, A. 2012, *The Astronomical Journal*, 143, 21
- Jewitt, D., Hsieh, H., & Agarwal, J. 2015, ArXiv e-prints
- Johnson, R. E. 1990, *Physics and Chemistry in Space*, 19

- Johnson, T. V. & Fanale, F. P. 1973, *Journal of Geophysical Research*, 78, 8507
- Jones, A. P. 2012, *Astronomy and Astrophysics*, 540, A2
- Jones, T. D. 1988, PhD thesis, University of Arizona
- Jones, T. D., Lebofsky, L. A., Lewis, J. S., & Marley, M. S. 1990, *Icarus*, 88, 172
- Kaluna, H. M. & Gillis-Davis, J. J. 2015, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Kaňuchová, Z., Baratta, G. A., Garozzo, M., & Strazzulla, G. 2010, *Astronomy and Astrophysics*, 517, A60
- Kaňuchová, Z., Brunetto, R., Melita, M., & Strazzulla, G. 2012, *Icarus*, 221, 12
- Keller, L. P. & Buseck, P. R. 1990, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1155
- Keller, L. P., Christoffersen, R., Dukes, C. A., Baragiola, R., & Rahman, Z. 2015, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Keller, L. P. & McKay, D. S. 1993, *Science*, 261, 1305
- Keller, L. P. & McKay, D. S. 1997, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 2331
- Kerridge, J. F. 1985, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 1707
- Kerridge, J. F. & Bunch, T. E. 1979, in *Asteroids*, ed. T. Gehrels, 745–764
- Kerridge, J. F., Mackay, A. L., & Boynton, W. V. 1979, *Science*, 205, 395
- King, T. V. V., Clark, R. N., Calvin, W. M., Sherman, D. M., & Brown, R. H. 1992, *Science*, 255, 1551
- Kirkwood, D. 1891, *Sidereal Messenger*, 10, 194
- Kohout, T., Čuda, J., Filip, J., et al. 2014, *Icarus*, 237, 75
- Krasinsky, G. A., Pitjeva, E. V., Vasilyev, M. V., & Yagudina, E. I. 2002, *Icarus*, 158, 98
- Kring, D. A. & Boslough, M. 2014, *Physics Today*, 67, 32
- Krot, A. N., Hutcheon, I. D., Brearley, A. J., et al. 2006, in *Meteorites and the Early Solar System II*, ed. D. S. Lauretta & H. Y. McSween, 525–553
- Krot, A. N., Keil, K., Goodrich, C. A., Scott, E. R. D., & Weisberg, M. K. 2005, in *Meteorites, Comets and Planets : Treatise on Geochemistry, Volume 1.*, ed. A. M. Davis, H. D. Holland, & K. K. Turekian
- Krot, A. N., Keil, K., Scott, E. R. D., Goodrich, C. A., & Weisberg, M. K. 2014, in *Microphysics of Cosmic Plasmas*, ed. A. M. Davis, 1–63
- Kuebler, K. E., Jolliff, B. L., Wang, A., & Haskin, L. A. 2006, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 6201

- Küppers, M., O'Rourke, L., Bockelée-Morvan, D., et al. 2014, *Nature*, 505, 525
- Landsman, Z. A., Campins, H., Pinilla-Alonso, N., Hanuš, J., & Lorenzi, V. 2015, *Icarus*, 252, 186
- Lantz, C., Brunetto, R., Barucci, M. A., et al. 2015, *Astronomy and Astrophysics*, 577, A41
- Lantz, C., Clark, B. E., Barucci, M. A., & Lauretta, D. S. 2013, *Astronomy and Astrophysics*, 554, A138
- Lauretta, D. S. 2015, in *Handbook of Cosmic Hazards and Planetary Defense*, ed. J. N. Pelton & F. Allahdadi, 543–567
- Lauretta, D. S., Nagahara, H., & Alexander, C. M. O. 2006, in *Meteorites and the Early Solar System II*, ed. D. S. Lauretta & H. Y. McSween, 431–459
- Lazzarin, M., Marchi, S., Moroz, L. V., et al. 2006, *The Astrophysical Journal Letters*, 647, L179
- Lazzaro, D., Angeli, C. A., Carvano, J. M., et al. 2004, *Icarus*, 172, 179
- Lebofsky, L. A. 1978, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 182, 17
- Lebofsky, L. A. 1980, *The Astronomical Journal*, 85, 573
- Lebofsky, L. A., Feierberg, M. A., Tokunaga, A. T., Larson, H. P., & Johnson, J. R. 1981, *Icarus*, 48, 453
- Lebofsky, L. A., Jones, T. D., Owensby, P. D., Feierberg, M. A., & Consolmagno, G. J. 1990, *Icarus*, 83, 16
- Lellouch, E., Kiss, C., Santos-Sanz, P., et al. 2010, *Astronomy and Astrophysics*, 518, L147
- Lewis, J. S. 1997, in *Mining the Sky : Untold Roches from the Asteroids, Comets, and Planets*
- Licandro, J., Campins, H., Kelley, M., et al. 2011, *Astronomy and Astrophysics*, 525, A34
- Licandro, J., Hargrove, K., Kelley, M., et al. 2012, *Astronomy and Astrophysics*, 537, A73
- Loeffler, M. J., Baragiola, R. A., & Murayama, M. 2008, *Icarus*, 196, 285
- Loeffler, M. J., Dukes, C. A., & Baragiola, R. A. 2009, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 114, 3003
- Love, S. G. & Brownlee, D. E. 1993, *Science*, 262, 550
- Lucey, P. G. & Riner, M. A. 2011, *Icarus*, 212, 451
- Lunine, J. I. 2006, in *Meteorites and the Early Solar System II*, ed. D. S. Lauretta & H. Y. McSween, 309–319
- Marchi, S., Brunetto, R., Magrin, S., Lazzarin, M., & Gandolfi, D. 2005, *Astronomy and Astrophysics*, 443, 769

- Marchis, F., Enriquez, J. E., Emery, J. P., et al. 2012, *Icarus*, 221, 1130
- Marzari, F., Davis, D., & Vanzani, V. 1995, *Icarus*, 113, 168
- Marzari, F., Tricarico, P., & Scholl, H. 2003, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 345, 1091
- Masiero, J. R., Mainzer, A. K., Grav, T., et al. 2011, *The Astrophysical Journal*, 741, 68
- Matsuoka, M., Nakamura, T., Kimura, Y., et al. 2015, *Icarus*, 254, 135
- McAdam, M. M., Sunshine, J. M., Howard, K. T., & McCoy, T. M. 2015, *Icarus*, 245, 320
- McSween, Jr., H. Y., Ghosh, A., Grimm, R. E., Wilson, L., & Young, E. D. 2002a, in *Asteroids III*, ed. W. F. Bottke Jr., A. Cellino, P. Paolicchi, & R. P. Binzel, 559–571
- McSween, Jr., H. Y., Ghosh, A., & Weidenschilling, S. J. 2002b, *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 37, 98
- Michel, P., Benz, W., & Richardson, D. C. 2004, *Icarus*, 168, 420
- Milani, A. & Knezevic, Z. 1994, *Icarus*, 107, 219
- Miller, L. & Dumas, P. 2013, in *Encyclopedia of Biophysics*, ed. G. Roberts, 1106–1112
- Mittlefehldt, D. W. 2002, *Meteoritics and Planetary Science*, 37, 703
- Miyamoto, M. 1987, *Icarus*, 70, 146
- Miyamoto, M. 1990, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Miyamoto, M. & Zolensky, M. E. 1994, *Meteoritics*, 29, 849
- Morbidelli, A., Chambers, J., Lunine, J. I., et al. 2000, *Meteoritics and Planetary Science*, 35, 1309
- Morbidelli, A., Levison, H. F., & Gomes, R. 2008, in *The Solar System Beyond Neptune*, ed. M. A. Barucci, H. Boehnhardt, D. P. Cruikshank, A. Morbidelli, & R. Dotson, 275–292
- Morbidelli, A., Levison, H. F., Tsiganis, K., & Gomes, R. 2005, *Nature*, 435, 462
- Morbidelli, A., Tsiganis, K., Crida, A., Levison, H. F., & Gomes, R. 2007, *The Astrophysical Journal*, 134, 1790
- Morlok, A., Koike, C., Tomioka, N., Mann, I., & Tomeoka, K. 2010, *Icarus*, 207, 45
- Moroz, L., Baratta, G., Strazzulla, G., et al. 2004a, *Icarus*, 170, 214
- Moroz, L., Schade, U., & Wäsch, R. 2000, *Icarus*, 147, 79
- Moroz, L. V. 2005, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Moroz, L. V., Fisenko, A. V., Semjonova, L. F., Pieters, C. M., & Korotaeva, N. N. 1996, *Icarus*, 122, 366

- Moroz, L. V., Hiroi, T., Shingareva, T. V., et al. 2004b, in Lunar and Planetary Science Conference
- Mothé-Diniz, T., Roig, F., & Carvano, J. M. 2005, *Icarus*, 174, 54
- Müller, T. G., Āurech, J., Hasegawa, S., et al. 2011, *Astronomy and Astrophysics*, 525, A145
- Nash, D. B. 1967, *Journal of Geophysical Research*, 72, 3089
- Nesvorný, D. 2010, NASA Planetary Data System, 133
- Nesvorný, D. 2012, NASA Planetary Data System, 189
- Nesvorný, D., Bottke, W. F., Vokrouhlický, D., et al. 2008, *The Astrophysical Journal*, 679, L143
- Nesvorný, D., Jedicke, R., Whiteley, R. J., & Ivezić, Ź. 2005, *Icarus*, 173, 132
- Noble, S. K., Hiroi, T., Keller, L. P., et al. 2011, in Lunar and Planetary Science Conference
- Noble, S. K., Pieters, C. M., & Keller, L. P. 2007, *Icarus*, 192, 629
- Noble, S. K., Pieters, C. M., Taylor, L. A., et al. 2001, *Meteoritics and Planetary Science*, 36, 31
- Noguchi, T., Nakamura, T., Kimura, M., et al. 2011, *Science*, 333, 1121
- Nolan, M. C., Magri, C., Howell, E. S., et al. 2013, *Icarus*, 226, 629
- O'Brien, D. P. & Greenberg, R. 2005, *Icarus*, 178, 179
- Ortiz, J. L., Sicardy, B., Braga-Ribas, F., et al. 2012, *Nature*, 491, 566
- Pearson, V. K., Sephton, M. A., Franchi, I. A., Gibson, J. M., & Gilmour, I. 2006, *Meteoritics and Planetary Science*, 41, 1899
- Peck, J. A. 1983, *Meteoritics*, 18, 373
- Perna, D., Barucci, M. A., & Fulchignoni, M. 2013, *The Astronomy and Astrophysics Review*, 21, 65
- Perna, D., Kaňuchová, Z., Ieva, S., et al. 2015, *Astronomy and Astrophysics*, 575, L1
- Pieters, C. M., Fischer, E. M., Rode, O., & Basu, A. 1993, *Journal of Geophysical Research*, 98, 20817
- Pieters, C. M. & McFadden, L. A. 1994, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 457
- Pieters, C. M., Taylor, L. A., Noble, S. K., et al. 2000, *Meteoritics and Planetary Science*, 35, 1101

- Pizzarello, S., Cooper, G. W., & Flynn, G. J. 2006, in *Meteorites and the Early Solar System II*, ed. D. S. Lauretta & H. Y. McSween, 625–651
- Raynal, P. I., Quirico, E., Borg, J., & D’Hendecourt, L. 2001, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Richardson, J. E., Melosh, H. J., Greenberg, R. J., & O’Brien, D. P. 2005, *Icarus*, 179, 325
- Rivkin, A. S. 2012, *Icarus*, 221, 744
- Rivkin, A. S., Campins, H., Emery, J. P., et al. 2015, ArXiv e-prints
- Rivkin, A. S., Davies, J. K., Johnson, J. R., et al. 2003, *Meteoritics and Planetary Science*, 38, 1383
- Rivkin, A. S. & Emery, J. P. 2010, *Nature*, 464, 1322
- Rivkin, A. S., Howell, E. S., Britt, D. T., et al. 1995, *Icarus*, 117, 90
- Rivkin, A. S., Howell, E. S., Lebofsky, L. A., Clark, B. E., & Britt, D. T. 2000, *Icarus*, 145, 351
- Rivkin, A. S., Howell, E. S., Vervack, R. J., et al. 2013, *Icarus*, 223, 493
- Rivkin, A. S., Howell, E. S., Vilas, F., & Lebofsky, L. A. 2002, in *Asteroids III*, ed. W. F. Bottke Jr., A. Cellino, P. Paolicchi, & R. P. Binzel, 235–253
- Rivkin, A. S., Volquardsen, E. L., & Clark, B. E. 2006, *Icarus*, 185, 563
- Roig, F., Ribeiro, A. O., & Gil-Hutton, R. 2008, *Astronomy and Astrophysics*, 483, 911
- Roush, T. L. 2003, *Meteoritics and Planetary Science*, 38, 419
- Rubin, A. E. 1997, *Meteoritics and Planetary Science*, 32, 733
- Rubin, A. E., Trigo-Rodríguez, J. M., Huber, H., & Wasson, J. T. 2007, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 2361
- Rubin, A. E. & Wasson, J. T. 1987, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 1923
- Russell, C. T. & Raymond, C. A. 2011, *Space Science Reviews*, 163, 3
- Sadezky, A., Muckenhuber, H., Grothe, H., Niessner, R., & Pöschl, U. 2005, *Carbon*, 43, 1731
- Salisbury, J. 1991, *Infrared (2.1-25 um) spectra of minerals*, Johns Hopkins studies in earth and space sciences (Johns Hopkins University Press)
- Salisbury, J. W. & D’Aria, D. M. 1989, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Sasaki, S., Hiroi, T., Nakamura, K., et al. 2002, *Advances in Space Research*, 29, 783
- Sasaki, S., Nakamura, K., Hamabe, Y., Kurahashi, E., & Hiroi, T. 2001, *Nature*, 410, 555
- Sato, K., Miyamoto, M., & Zolensky, M. E. 1997, *Meteoritics and Planetary Science*, 32, 503

- Sawyer, S. R. 1991, PhD thesis, The University of Texas
- Schmitt-Kopplin, P., Gabelica, Z., Gougeon, R. D., et al. 2010, *Proceedings of the National Academy of Science*, 107, 2763
- Schulz, R. 2010, *Planetary and Space Science*, 58, 1057
- Schulz, R., Sierks, H., Küppers, M., & Accomazzo, A. 2012, *Planetary and Space Science*, 66, 2
- Schwenn, R. 2000, in *Encyclopedia of Astronomy and Astrophysics*, ed. P. Murdin
- Scott, E. R. 2006, *Icarus*, 185, 72
- Scott, E. R. D., Barber, D. J., Alexander, C. M., Hutchinson, R., & Peck, J. A. 1988, in *Meteorites and the Early Solar System*, ed. J. F. Kerridge & M. S. Matthews, 718–745
- Sears, D. W. G. & Dodd, R. T. 1988, in *Meteorites and the Early Solar System*, ed. J. F. Kerridge & M. S. Matthews, 3–31
- Sephton, M. A. 2002, *Nat. Prod. Rep.*, 19, 292
- Shestopalov, D. I., Golubeva, L. F., & Cloutis, E. A. 2013, *Icarus*, 225, 781
- Shingareva, T. V., Basilevsky, A. T., Fisenko, A. V., Semjonova, L. F., & Korotaeva, N. N. 2004, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Shingareva, T. V., Basilevsky, A. T., Fisenko, A. V., et al. 2003, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Sicardy, B., Ortiz, J. L., Assafin, M., et al. 2011, *Nature*, 478, 493
- Spearman, C. 1904, *The American Journal of Psychology*, 15, 72
- Strazzulla, G., Dotto, E., Binzel, R., et al. 2005, *Icarus*, 174, 31
- Takagi, Y., Yoshikawa, M., Abe, M., et al. 2011, *AGU Fall Meeting Abstracts*
- Takir, D. & Emery, J. P. 2012, *Icarus*, 219, 641
- Takir, D., Emery, J. P., McSween, H. Y., et al. 2013, *Meteoritics and Planetary Science*, 48, 1618
- Taylor, L. A., Morris, R. V., Keller, L. P., et al. 2000, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Tedesco, E. F. 1989, in *Asteroids II*, ed. R. P. Binzel, T. Gehrels, & M. S. Matthews, 1090–1138
- Tedesco, E. F., Noah, P. V., Noah, M., & Price, S. D. 2002, *The Astronomical Journal*, 123, 1056
- Tedesco, E. F., Noah, P. V., Noah, M., & Price, S. D. 2004, *NASA Planetary Data System*, 12
- Tholen, D. J. 1984, PhD thesis, University of Arizona

- Tholen, D. J. & Barucci, M. A. 1989, in *Asteroids II*, ed. R. P. Binzel, T. Gehrels, & M. S. Matthews, 298–315
- Tomeoka, K. & Buseck, P. R. 1985, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2149
- Tomeoka, K., McSween, Jr., H. Y., & Buseck, P. R. 1989, *Antarctic Meteorite Research*, 2, 221
- Tsiganis, K., Gomes, R., Morbidelli, A., & Levison, H. F. 2005, *Nature*, 435, 459
- Vernazza, P., Binzel, R. P., Thomas, C. A., et al. 2008, *Nature*, 454, 858
- Vernazza, P., Brunetto, R., Strazzulla, G., et al. 2006, *Astronomy and Astrophysics*, 451, L43
- Vernazza, P., Fulvio, D., Brunetto, R., et al. 2013, *Icarus*, 225, 517
- Vernazza, P., Marsset, M., Beck, P., et al. 2015, *The Astrophysical Journal*, 806, 204
- Veveřka, J., Thomas, P., Harch, A., et al. 1999, *Icarus*, 140, 3
- Vilas, F. 1994, *Icarus*, 111, 456
- Vilas, F. 2005, in *Lunar and Planetary Science Conference*
- Vilas, F. 2008, *The Astronomical Journal*, 135, 1101
- Vilas, F. & Gaffey, M. J. 1989, *Science*, 246, 790
- Vilas, F., Hatch, E. C., Larson, S. M., Sawyer, S. R., & Gaffey, M. J. 1993a, *Icarus*, 102, 225
- Vilas, F., Jarvis, K. S., & Gaffey, M. J. 1994, *Icarus*, 109, 274
- Vilas, F., Larson, S. M., Hatch, E. C., & Jarvis, K. S. 1993b, *Icarus*, 105, 67
- Vilas, F. & McFadden, L. A. 1992, *Icarus*, 100, 85
- Vilas, F. & Sykes, M. V. 1996, *Icarus*, 124, 483
- Walsh, K. J., Morbidelli, A., Raymond, S. N., O'Brien, D. P., & Mandell, A. M. 2011, *Nature*, 475, 206
- Walsh, K. J., Morbidelli, A., Raymond, S. N., O'Brien, D. P., & Mandell, A. M. 2012, *Meteoritics and Planetary Science*, 47, 1941
- Walsh, K. J., Richardson, D. C., & Michel, P. 2008, *Nature*, 454, 188
- Wehner, G. K., Kenknight, C. E., & Rosenberg, D. 1963, *Planetary and Space Science*, 11, 1257
- Wetherill, G. W. & Chapman, C. R. 1988, in *Meteorites and the Early Solar System*, ed. J. F. Kerridge & M. S. Matthews, 35–67
- Xu, S., Binzel, R. P., Burbine, T. H., & Bus, S. J. 1995, *Icarus*, 115, 1
- Yada, T., Fujimura, A., Abe, M., et al. 2014, *Meteoritics and Planetary Science*, 49, 135

-
- Yamada, M., Sasaki, S., Nagahara, H., et al. 1999, *Earth, Planets, and Space*, 51, 1255
- Yano, H., Kubota, T., Miyamoto, H., et al. 2006, *Science*, 312, 1350
- Yeomans, D. K., Chodas, P. W., Keesey, M. S., Owen, W. M., & Wimberly, R. N. 1993, *The Astrophysical Journal*, 105, 1547
- York, D. G., Adelman, J., Anderson, Jr., J. E., et al. 2000, *The Astronomical Journal*, 120, 1579
- Yoshikawa, M., Fujiwara, A., & Kawaguchi, J. 2007, *Highlights of Astronomy*, 14, 323
- Zappalà, V., Bendjoya, P., Cellino, A., Farinella, P., & Froeschlé, C. 1995, *Icarus*, 116, 291
- Zappala, V., Cellino, A., Farinella, P., & Knezevic, Z. 1990, *Astronomical Journal*, 100, 2030
- Zellner, B., Tholen, D. J., & Tedesco, E. F. 1985, *Icarus*, 61, 355
- Ziegler, J. F., Ziegler, M. D., & Biersack, J. P. 2010, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 268, 1818
- Ziffer, J., Campins, H., Licandro, J., et al. 2011, *Icarus*, 213, 538
- Zolensky, M., Barrett, R., & Browning, L. 1993, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 3123
- Zolensky, M. & McSween, Jr., H. Y. 1988, in *Meteorites and the Early Solar System*, ed. J. F. Kerridge & M. S. Matthews, 114–143
- Zolensky, M. E., Nakamura, K., Gounelle, M., et al. 2002, *Meteoritics and Planetary Science*, 37, 737
- Zolotov, M. Y. 2009, *Icarus*, 204, 183
- Zuber, M., McSween, Harry Y., J., Binzel, R., et al. 2011, *Space Science Reviews*, 163, 77

Table des figures

1.1	Les astéroïdes géocroiseurs : nombre et orbites	9
1.2	Les familles d'astéroïdes dans la Ceinture principale	11
1.3	Comètes emblématiques	13
1.4	Flux de poussières interplanétaires	15
1.5	Exemple de micrométéorite	16
1.6	La formation du Système solaire	18
1.7	Les modèles d'évolution du Système solaire	19
2.1	Les trois complexes des taxonomies d'astéroïdes	23
2.2	La taxonomie de Bus-DeMeo	24
2.3	Distribution et composition des objets dans le Système Solaire	25
2.4	Distribution des astéroïdes de la Ceinture principale	26
2.5	Les constituants d'une chondrite	28
2.6	Les types pétrologiques des chondrites	29
2.7	Les bandes d'absorption caractéristiques de l'altération aqueuse	32
2.8	Action de l'altération spatiale	33
2.9	L'altération spatiale sur les astéroïdes type S et les météorites OC	34
3.1	Les petits corps visités par des missions spatiales	39
3.2	Les orbites des astéroïdes cibles d'OSIRIS-REx et Hayabusa-2	43
3.3	Choix des cibles des missions de retour d'échantillons	43
3.4	Effet Yarkovsky	45
4.1	Le <i>Telescopio Nazionale Galileo</i>	51
4.2	Le rendement de la caméra DOLORES sur le TNG	52
4.3	L'opacité atmosphérique	54
4.4	Le cycle « ABBA » dans l'infrarouge	55
4.5	Méthode de détection d'une bande d'absorption	57
5.1	Températures de chauffage par ^{26}Al dans la Ceinture principale	61
5.2	Les bandes d'altération aqueuse en visible et proche infrarouge	62
5.3	Quelques spectres dans le domaine visible	63
5.4	Répartition des astéroïdes hydratés selon la taxonomie	66
5.5	Répartition des astéroïdes hydratés selon la distance héliocentrique	67
5.6	Répartition des astéroïdes hydratés selon le diamètre	68
5.7	Répartition des astéroïdes hydratés selon l'albédo	70
5.8	Comparaison avec les chondrites CM	72

5.9	Les variations de surface de Cérés	75
6.1	L'altération spatiale sur la Lune	78
6.2	Effets des nanoparticules de fer	79
6.3	L'altération spatiale sur Itokawa	80
6.4	Les classes analogues de météorites pour Bennu	84
6.5	Les spectres des chondrites CM de l'étude	86
6.6	L'altération spatiale sur les astéroïdes Ch/Cgh comparés aux chondrites CM . . .	87
6.7	Graphiques de comparaison du comportement des deux populations	89
6.8	Spectres obtenus pour la famille Beagle	92
6.9	Spectres obtenus pour la famille Themis	93
6.10	Les pentes spectrales des deux familles	94
6.11	Les pentes spectrales vs. l'albédo	95
6.12	Recherche de correspondances parmi les météorites	97
6.13	Hétérogénéité de surface de 24 Themis	98
7.1	Exemple d'irradiation laser sur une chondrite ordinaire	104
7.2	Exemples d'irradiations laser sur des chondrites carbonées	106
7.3	Les composantes de la lumière réfléchiée par une surface	107
7.4	Spectres des matériaux de référence en laboratoire	109
7.5	Les instruments de micro-spectroscopie IR à SOLEIL	111
7.6	Fonctionnement du Synchrotron SOLEIL	111
7.7	Spectres Raman typiques de matières carbonées	113
7.8	Principe de fonctionnement des accélérateurs de particules	116
7.9	Les accélérateurs SIDONIE et IRMA	116
7.10	Mode d'emploi d'une irradiation avec SIDONIE	117
7.11	Mise en poudre d'un échantillon	118
7.12	Création d'une pastille	119
8.1	Premier montage expérimental	123
8.2	Fluctuations de la lampe en lumière blanche	124
8.3	Comparaison des mesures avec les données de la littérature	125
8.4	Influence de l'angle de phase	126
8.5	Spectres VISNIR d'Allende et Murchison	128
8.6	Exemple d'hétérogénéité de surface	129
8.7	Spectres MIR de Murchison	130
8.8	L'altération aqueuse sur Murchison dans l'IR	131
8.9	Les organiques sur Murchison	132
8.10	Les silicates et phyllosilicates sur Allende et Murchison dans le MIR	133
8.11	Le spectre MIR-FIR d'Allende et le déplacement des pics	134
8.12	Spectres Raman pour Allende et Murchison	135
8.13	Tendance pour le déplacement des pics dans l'IR	139
8.14	Les irradiations ioniques dans la littérature	142
8.15	Résumé des irradiations ioniques faites sur des chondrites carbonées	143

9.1	Schéma de construction d'INGMAR	147
9.2	Le porte-échantillon	148
9.3	Photographie de l'installation finale	148
9.4	Transmission des fibres optiques	149
9.5	Test de reproductibilité de la mesure	150
9.6	Suppression de la composante spéculaire	151
9.7	Amélioration du signal en infrarouge	152
9.8	Spectres VISNIR-IR des silicates	155
9.9	Spectres VISNIR-IR des chondrites carbonées CO/CV	156
9.10	Spectres VISNIR-IR des chondrites carbonées CM/CI/C	157
9.11	Photographies des pastilles post-irradiation	160
9.12	Spectres MIR des silicates	162
9.13	Spectres MIR des chondrites carbonées CO/CV	163
9.14	Spectres MIR des chondrites carbonées CM/CI/C	164
9.15	L'altération aqueuse sur les chondrites carbonées CM/CI/C	166
9.16	Résumé des nouvelles expériences d'irradiation sur des chondrites carbonées . . .	170
9.17	Idée de développement futur 1	170
9.18	Idée de développement futur 2	171

Liste des tableaux

2.1	Caractéristiques des chondrites carbonées selon chaque classe.	29
3.1	Caractéristiques des astéroïdes cibles pour OSIRIS-REx et Hayabusa-2.	42
5.1	Absorptions liées à l'altération aqueuse	61
5.2	Répartition des astéroïdes hydratés selon la taxonomie et l'albédo	69
5.3	Les astéroïdes étudiés dans l'infrarouge	74
6.1	Les astéroïdes de l'étude	85
6.2	Résultats de l'étude comparative	88
6.3	Circonstances d'observations pour la campagne Themis/Beagle	91
7.1	Les conditions énergétiques d'irradiations	115
7.2	Les échantillons analysés en laboratoire	119
9.1	Modifications dans le domaine VISNIR-IR	159
9.2	Déplacement des pics dans la région à 10 μm	165

Abréviations et acronymes

CI	chondrite carbonée de type I
CM	chondrite carbonée de type M
CO	chondrite carbonée de type O
CSNSM	Centre de Sciences Nucléaires et de Sciences de la Matière
CV	chondrite carbonée de type V
ESA	<i>European Space Agency</i>
ESO	<i>European Southern Observatory</i>
IAS	Institut d'Astrophysique Spatiale
INAF	<i>Istituto Nazionale di Astrofisica</i>
INGMAR	Irradiation de Glaces et Météorites Analysées par Réflectance VIS-IR
IR	infrarouge
JAXA	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
LESIA	Laboratoire d'Études Spatiales et d'Instrumentation en Astrophysique
MIR	infrarouge moyen (<i>Mid InfraRed</i>)
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NEO	astéroïde géocroiseur (<i>Near Earth Object</i>)
NIR	infrarouge proche (<i>Near InfraRed</i>)
NTT	<i>New Technology Telescope</i>
OC	chondrite ordinaire (<i>Ordinary Chondrite</i>)
OSIRIS-REx	<i>Origins - Spectral Interpretation - Resource Identification - Security & Regolith Explorer</i>
PHA	astéroïde potentiellement dangereux (<i>Potentially Hazardous Asteroid</i>)
PI	chef de projet (<i>Principal Investigator</i>)
RELAB	<i>Reflectance Experiment Laboratory of Brown</i>
S3OS2	<i>Small Solar System Objects Spectroscopic Survey</i>
SMASS	<i>Small Main-Belt Asteroid Spectroscopic Survey</i>
TNG	<i>Telescopio Nazionale Galileo</i>
TNO	astéroïde transneptunien (<i>Trans-Neptunian Object</i>)
UV	ultraviolet
VIS	visible

Annexe A

Articles publiés dans des revues à comité de lecture

Sont insérés ici les articles publiés pendant ma thèse. Le premier sur la comparaison des effets de l'altération spatiale entre des astéroïdes primitifs et des chondrites carbonées (cf. chapitre 6). Le deuxième porte sur l'étude statistique de l'altération aqueuse (cf. chapitre 5). Les troisième et quatrième présentent les résultats d'irradiation sur les météorites Allende et Murchison (cf. chapitre 8). Le dernier (auquel j'ai moins largement contribué – j'ai participé à la campagne observationnelle et ai réduit les données) traite le cas de l'hétérogénéité de surface de Cérès et de la présence de glace d'eau.

Sommaire

A.1 “Evidence for the effects of space weathering spectral signatures on low albedo asteroids”	204
A.2 “Aqueous alteration on main belt primitive asteroids : Results from visible spectroscopy”	208
A.3 “Ion irradiation of Allende meteorite probed by visible, IR, and Raman spectroscopies”	226
A.4 “Ion irradiation of the Murchison meteorite : Visible to mid-infrared spectroscopic results”	234
A.5 “Short-term variability on the surface of (1) Ceres : A changing amount of water ice ?”	239

Evidence for the effects of space weathering spectral signatures on low albedo asteroids

C. Lantz^{1,2}, B. E. Clark³, M. A. Barucci¹, and D. S. Lauretta⁴

¹ LESIA - Observatoire de Paris, CNRS/UPMC (Paris 6)/Univ. Paris Diderot (Paris 7), Meudon, France
e-mail: celine.lantz@obspm.fr

² UFR de Physique, Université Paris Diderot, Paris, France

³ Department of Physics, Ithaca College, Ithaca (NY), USA

⁴ Lunar and Planetary Laboratory – Department of Planetary Sciences, University of Arizona, Tucson (AZ), USA

Received 28 March 2013 / Accepted 7 May 2013

ABSTRACT

Context. Space weathering changes asteroid surfaces. We know from observations of the Moon and high-albedo asteroids that interplanetary surface processes can alter the spectral properties of silicates. The next step is to extend the study to primitive asteroids. This work supports the OSIRIS-REx mission by providing predictions for what space weathering effects we can expect to find on the mission target: asteroid (101955) 1999 RQ36.

Aims. To investigate the possible spectral signatures of surface processes on carbonaceous (low-albedo) asteroids, we study the reflected light spectra of carbonaceous meteorites (assumed to represent asteroid subsurface materials) and compare them with telescopic reflected light spectra of asteroids (assumed to represent asteroid surface materials).

Methods. In this work, we assume that primitive C-complex asteroids are the parent bodies of carbonaceous chondrites. We reason that differences between spectra of particulate samples of the meteorites and spectra of the regolith of asteroids can be due to either differences in textural properties, or differences caused by surface processes on the asteroid. We use telescopic observations of Ch/Cgh-type asteroids (0.4 to 2.4 μm) and compare them statistically with 106 CM meteorite spectra from RELAB.

Results. Our results indicate spectral blueing of asteroids, with little to no concurrent albedo change or band modification.

Key words. minor planets, asteroids: general – meteorites, meteors, meteoroids – methods: data analysis

1. Introduction

The study of asteroid composition helps us to understand processes and conditions that prevailed during the first phases of inner solar system formation. Exposure of airless bodies to the harsh space environment leads to changes in their surfaces. The term *space weathering* includes all alteration processes such as micrometeoritic bombardment and charged particle irradiation which modify the structure and optical/chemical/mineralogical properties of the asteroid's outer layers. These phenomena degrade the accuracy of compositional interpretations made from spectra: thus it is essential to understand space weathering effects for remote sensing observations. Space weathering has been studied progressively on the various small bodies of the solar system by analogy with demonstrated effects on the Moon (Hapke 2001). Space weathering effects are not identical everywhere in the solar system; distance to the Sun, for example, is an important factor. Space weathering laboratory simulation results indicate that the grain size and the temperature of the target materials are also important (Moroz et al. 2000).

The effects of space weathering on S-type asteroids have been widely analyzed (Moroz et al. 1996; Clark et al. 2001; Brunetto et al. 2005; Ishiguro et al. 2007). Because S-types have high albedos and strong absorption band features, space weathering effects are easier to detect. Considering the fact that asteroids are parent bodies of meteorites, a good way to study space weathering spectral effects is to compare spectra of these objects: this should reveal the spectral effects of alteration processes on asteroid surfaces. Numerous laboratory experiments

have been performed with meteorites in attempts to simulate the effects of space weathering. The following list summarizes the results of the main experimental approaches that have been used thus far:

- Ion irradiation is used to simulate solar wind bombardment. Experiments irradiating olivine and pyroxene all lead to general darkening, spectral reddening and mitigation of absorption bands (Brunetto et al. 2007);
- Laser irradiation is used to simulate micrometeorite impacts. Experiments with laser shots on olivine and pyroxene samples (Sasaki et al. 2002) lead to a decrease in reflectance in the visible wavelength range and spectral reddening;
- Evaporation and condensation are used to simulate impact vaporization. After a shock, vapor is created that is re-deposited on the regolith with accompanying loss of oxygen. Iron reduction reactions occur resulting in the production of nanophase reduced iron (SMFe). The addition of artificial SMFe in manufactured silicate samples show that the presence of SMFe is a cause of spectral reddening (Noble et al. 2007).

For all experimental methods, inadvertent metamorphism of the target materials is a big concern because thermal metamorphism may also create spectral differences (Moroz 2005; Hiroi et al. 1996), and metamorphism resulting from space weathering is not considered to be an important regolith process on actual asteroid surfaces.

Three major space agencies are currently developing spacecraft missions (OSIRIS-REx for NASA, Hayabusa-2 for JAXA

and MarcoPolo-R in assessment study at ESA) that will visit primitive low albedo asteroids that may be rich in organic compounds. Thus, there is an urgent need for an accurate model of space weathering effects on low albedo asteroids. The goal of this work is to develop a model for predicting space weathering effects on asteroid 1999 RQ36 to support the sample site selection science goals of the OSIRIS-REx mission. The target of OSIRIS-REx is a B-type asteroid that is generally considered to be related to carbonaceous chondrite meteorites. However, some controversy exists about exactly which of the carbonaceous meteorite classes is an appropriate analog for RQ36 (Clark et al. 2010; Clark et al. 2011; DeLeon et al. 2012). Therefore we have chosen to work on a related primitive asteroid type, the Ch/Cgh-type, for which a link with CM meteorites has, by broad consensus, been established in the literature (Hiroi et al. 1996; Burbine 1998). The link is based on two quantities that distinguish these objects from other meteorites and asteroids: they both possess an absorption feature at 0.7 μm (Fe^{2+} – Fe^{3+} transition) (Vilas 1994), and they both have low albedos. We reason that differences between spectra of particulate samples of the meteorites and spectra of the regolith of asteroids can be due to either differences in textural properties, or differences caused by surface processes on the asteroid but are most likely not due to mineralogical differences. So, to investigate the possible spectral signatures of surface processes on carbonaceous (low-albedo) asteroids, we study the reflected light spectra of CM meteorites (assumed to represent asteroid subsurface materials) and compare them with telescopic reflected light spectra of Ch/Cgh asteroids (assumed to represent asteroid surface materials).

2. Previous work

One reason we wonder if space weathering effects on S-type asteroids are also valid for carbonaceous objects is that optical effects on S-types are understood to be due to the creation of finely dispersed opaque minerals (Pieters et al. 2000; Clark et al. 2002) that are absorbent in the visible range and highly reflective in the infrared (this is the cause of the spectral reddening). But carbonaceous meteorites already have fine-grained opaque matrix (Cloutis et al. 2011): would space weathering effects be therefore “hidden” on low albedo bodies?

Space weathering simulations on carbonaceous materials have been performed, but contradictory results have emerged. Irradiation of asphaltite (organic mineral) with Ar^{++} ions leads to a slight increase of reflectance and a spectral flattening (Moroz et al. 2004a); this is a *blueing* effect (as opposed to the reddening found on S-type asteroids). In contrast, another study found reddening effects for all types of asteroids (Lazzarin et al. 2006). Lazzarin et al. performed a statistical study and incorporated the spectra of pristine and altered carbonaceous chondrite Mighei obtained by Moroz et al. (2004b) who found reddening. A previous paper (Rivkin et al. 2002) predicted blueing by comparing reflective properties of SMFe and surfaces of S and C-type asteroids. Indeed, reduced iron particles have lower albedos than those of olivine and pyroxene contained in large quantities in S-type asteroids, and one can observe reflectance darkening mainly in the visible range (leading to reddening). Conversely, reduced iron particles have higher albedos than C-type asteroids: we should therefore expect an increase in reflectance (blueing) (Clark et al. 2010). In fact, low dose laser irradiation of the carbonaceous meteorite Allende initially results in blueing. However, after an increased dose of laser irradiation, Moroz et al. (1996) found that the spectrum reddens. Studying color variations between young and old asteroids families, Nesvorný

et al. (2005) found that aging surfaces of S-type become increasingly redder and that aging surfaces of C-type asteroids become increasingly bluer.

Several previous space weathering studies deal with comparing samples of “pristine” and “altered” meteorites spectra respectively representing fresh (no space weathering effects) and altered (that experienced space weathering) surface materials. Here we directly compare spectra of asteroids with their meteoritic analogs. We also compare the asteroids with meteorite analog samples that experienced laser irradiation or heating experimental treatment. Our analysis thus seeks to constrain the validity of past laboratory simulations of space weathering.

3. Data included in the study

3.1. Asteroids

From the literature and our own observations we have assembled a collection of 43 (Table 1) spectra of Ch/Cgh asteroids (DeMeo et al. 2009; Fornasier et al. 1999). Spectra were obtained mainly from the Small Main-Belt Asteroid Spectroscopic Survey II (SMASS), and from the observations of Bobby Bus, Sonia Fornasier and Beth Ellen Clark. 19 of our asteroids have data that cover the visible and near-infrared wavelength ranges (0.4 to 2.4 μm) and 24 of our asteroids have data in the visible wavelengths only (0.4 to 0.9 μm).

3.2. Meteorites

Next, we have taken all of the Brown University REflectance LABoratory (RELAB) spectra of CM meteorites (Clark et al. 2011) with a band center between 0.65 and 0.75 μm showing a *band Signal Strength Ratio* (SSR) greater than 7. We have assembled 45 spectra of these meteorites (Fig. 1). To determine which meteorites showed the 0.7 μm band, we have fit the continuum across the band (by fitting a line tangent to the spectral maxima on both sides of the band we want to measure), removed the slope of the continuum (by dividing the spectrum by the continuum), and fit polynomials of different degrees to the band until the band SSR was maximized (we tested all polynomials of order between 2 and 4). The band center is calculated as the position where the minimum of the polynomial occurs, and the band depth as the minimum in the spectral reflectance curve relative to the fitted continuum. What we call signal strength ratio (SSR) is a quantity used to specify the strength of the band. It is obtained by dividing the depth of the band by the standard deviation between the polynomial fit and the reflectance data. After some study we have found that a threshold value of 7 distinguishes between strong detections and weak signals in noisy data. In Fig. 1 we present all spectra with SSR greater than 7 (good 0.7 μm band detections). Meteorites with SSR values lower than 7 were not included among our study objects. In Fig. 1, one can see a strange meteorite brighter and redder than the others (sample EET83389,15 with a grain size <125 μm). This upper spectrum appears to be a statistical outlier (the spectrum is 4σ away from the meteorites mean spectrum) so we decided to exclude it for the study. Moreover, these six meteorites were spectrally most neutral: Boriskino (grain size <45 μm), ALH83100,196 (<500 μm), Nogoya (63–125 μm), Murchison (63–125 μm), Murchison (unknown grain size) and Murchison (100–200 μm) – as one can see at the bottom of the Fig. 1 plots.

Table 1. Asteroids used in this study.

Asteroid	Type	Data	Reference	
13	Egeria	Ch	VisNIR	1
19	Fortuna	Ch	VisNIR	1
24	Themis	C ^a	Vis	2
34	Circe	Ch	Vis	1
38	Leda	Cgh	VisNIR	1
41	Daphne	Ch	VisNIR	1
48	Doris	Ch	VisNIR	1
49	Pales	Ch	Vis	1
50	Virginia	Ch	Vis	1
51	Nemausa	Cgh	Vis	1
54	Alexandra	Cgh	Vis	1
58	Concordia	Ch	Vis	1
66	Maja	Ch	VisNIR	1
70	Panopaea	Cgh	Vis	1
78	Diana	Ch	VisNIR	1
84	Klio	Ch	Vis	1
104	Klymene	Ch	Vis	2
105	Artemis	Ch	Vis	1
106	Dione	Cgh	VisNIR	3
111	Ate	Ch	Vis	1
112	Iphigenia	Cgh	VisNIR	4
130	Elektra	Ch	VisNIR	3
137	Meliboia	n.i. ^{a,b}	Vis	2
144	Vibilia	Ch	VisNIR	4
145	Adeona	Ch	Vis	2
146	Lucina	Ch	Vis	2
200	Dynamene	Ch	Vis	2
205	Martha	Ch	Vis	1
211	Isolda	Ch	Vis	2
238	Hypatia	Ch	Vis	2
266	Aline	Ch	VisNIR	1
284	Amalia	Ch	VisNIR	4
345	Tercidinia	Ch	VisNIR	1
410	Chloris	Ch	Vis	2
444	Gyptis	C ^a	Vis	2
490	Veritas	Ch	Vis	2
554	Peraga	Ch	Vis	4
706	Hirundo	Cgh	VisNIR	1
712	Boliviana	n.i. ^{a,b}	Vis	2
776	Berbericia	Cgh	VisNIR	1
1300	Marcelle	Cgh	VisNIR	1
2099	Opik	Ch	VisNIR	1
2378	Pannekoek	Cgh	VisNIR	1

Notes. We give their taxonomic class (Bus-DeMeo taxonomy) and the kind of data we examined (visible or visible and near infrared wavelength ranges). ^(a) We kept these objects because they show an absorption band at 0.7 μm . ^(b) n.i. = not identified in the Bus-DeMeo taxonomy.

References. (1) DeMeo et al. (2009); (2) Fornasier et al. (1999); (3) DeMeo et al. (2009) & Bus; (4) Clark (this study).

3.3. Laboratory altered meteorites

We also studied 36 spectra of CM meteorites that were used for laboratory experiments. Most have been subjected to various degrees of irradiation and/or heating experiments in efforts to simulate space weathering surface processes: in Fig. 2, nine samples are laser-irradiated and 27 are heated. We call these the “altered” meteorite samples.

4. Analysis methods

To examine the spectral differences between our meteorites and the asteroid surfaces, we have simply divided each asteroid

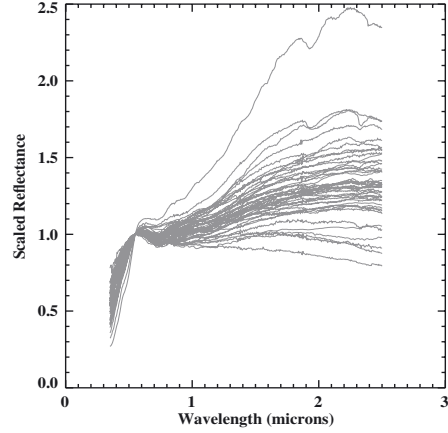


Fig. 1. Visible and near infrared spectra of CM meteorites from RELAB showing the objects showing absorption bands centered between 0.65 and 0.75 μm with SSR > 7. Data are normalized at 0.55 μm . The top-most spectrum is of the meteorite EET83389,15 measured at a grain size of <125 μm (RELAB file number c1mp42). This spectrum is anomalous and beyond the 2σ variation in the rest of the dataset, so it has been eliminated for the remainder of the study.

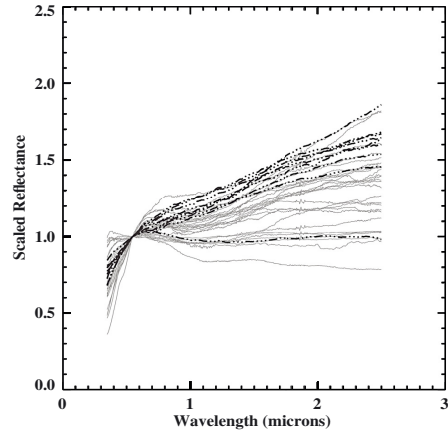


Fig. 2. Visible and near infrared spectra of laboratory altered CM meteorites from RELAB. Shown in simple lines are the heated samples, dashed/dotted lines are laser-irradiated samples. Data are normalized at 0.55 μm .

spectrum by each of the 44 “unaltered” meteorite spectra to produce a total of $43 \times 44 = 1892$ ratios. Because this is a very large number, we show only two representative examples: Fig. 3 presents combination plots of relative reflectance vs. wavelength for asteroids 13 Egeria (Ch-type) and 106 Dione (Cgh-type). Shown in gray lines are the ratios (asteroid/meteorite) for each meteorite in our data set, and shown in thick black line is an overplot of the average of the ratios. In dashed black lines are the $\pm\sigma$

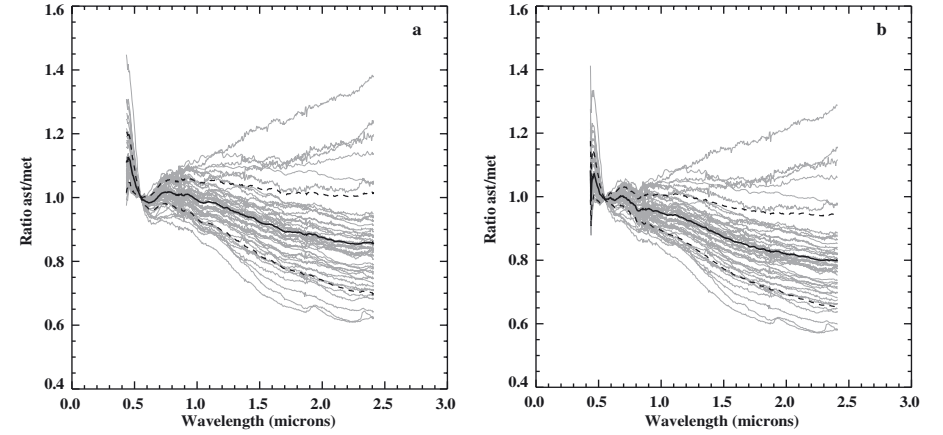


Fig. 3. Ratios for a) 13 Egeria and b) 106 Dione spectra divided by unaltered CM meteorites. Average ratios decrease with increasing wavelength, showing the spectral bluing trend we describe in the text.

and $-\sigma$ from the mean. We chose this type of ratio plot to be consistent with other studies showing the spectral effects of surface alteration on higher albedo asteroids (Clark et al. 2001). Asteroid data were smoothed before ratioing to avoid high frequency variations and focus only on low frequency behavior. We see profiles similar to Fig. 3 for all of our asteroids. The ratio is greater than 1 before the normalization point, so at lower wavelengths the asteroid reflectance is higher than meteorite reflectance. After the normalization point the ratio is smaller than 1: here the meteorites are brighter than asteroids. These two findings combined with the decrease of the ratio have led us to the conclusion that Ch/Cgh asteroid spectra are blue compared with CM meteorites. We have noted that we found six meteorites with ratios consistently greater than 1. For these six samples, a reddening effect is implied. However, for all the rest of the samples (39 of 44, 89%) a consistent bluing effect is observed. To confirm this, we present in Fig. 4 plots of the average spectra of asteroids (thick gray line) and meteorites (thick black dashed/dotted line) with the $\pm 1\sigma$ associated errors (thinner lines with same linestyle/color code, respectively). Because all the asteroids in our set do not have data in the NIR wavelengths, the average for these objects has been done in the ranges 0.52–0.86 and 0.86–2.41 μm . We observe clearly that the asteroids are bluer than meteorites, but we have to moderate this statement while considering the standard deviations.

Ratios allow us to quickly locate spectral differences between asteroids and meteorites, but ratios are mostly useful for seeing differences in continuum slopes and levels of reflected light. To see differences in the absorption bands, it is more useful to calculate spectral parameters. We have measured values for eight spectral parameters:

1. albedo (or brightness at 0.55 μm),
2. visible wavelength (VIS) continuum slope over the range 0.44–0.70 μm ,
3. near-infrared wavelength (NIR1) slope over the range 1.10–1.45 μm ,
4. near-infrared (NIR2) slope over the range 1.6–2.3 μm ,
5. the 0.7 μm band center wavelength,
6. band center standard deviation,

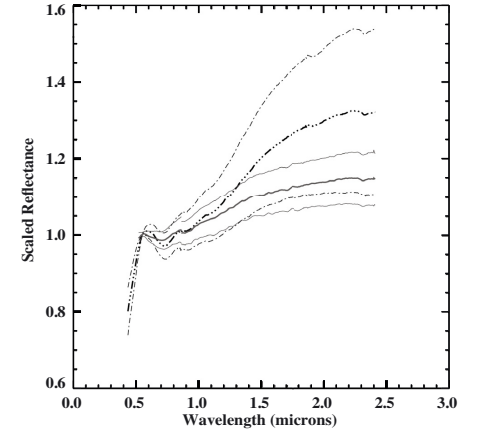


Fig. 4. Visible and near infrared average spectra of asteroids (gray) and CM laboratory-unaltered meteorites (black and dashed). The standard deviations are also shown (gray and black/dashed thinner lines, respectively). Data are normalized at 0.55 μm .

7. band depth,
8. band signal strength ratio (SSR, as described in the previous section).

We have measured each band three times to constrain the uncertainty in the band fit. These spectral parameters were calculated with all asteroids and meteorites (both “unaltered” and “altered”) spectra. Albedo values are from IMPSS data set (Tedesco et al. 2004). In some asteroid spectra, there was a second band located around 0.9 μm (Cloutis et al. 2011, 2012), however we did not find this band in the meteorite spectra (including laboratory altered meteorites). Figure 5 presents plot comparisons of parameters for our study objects. Asteroids are shown in black

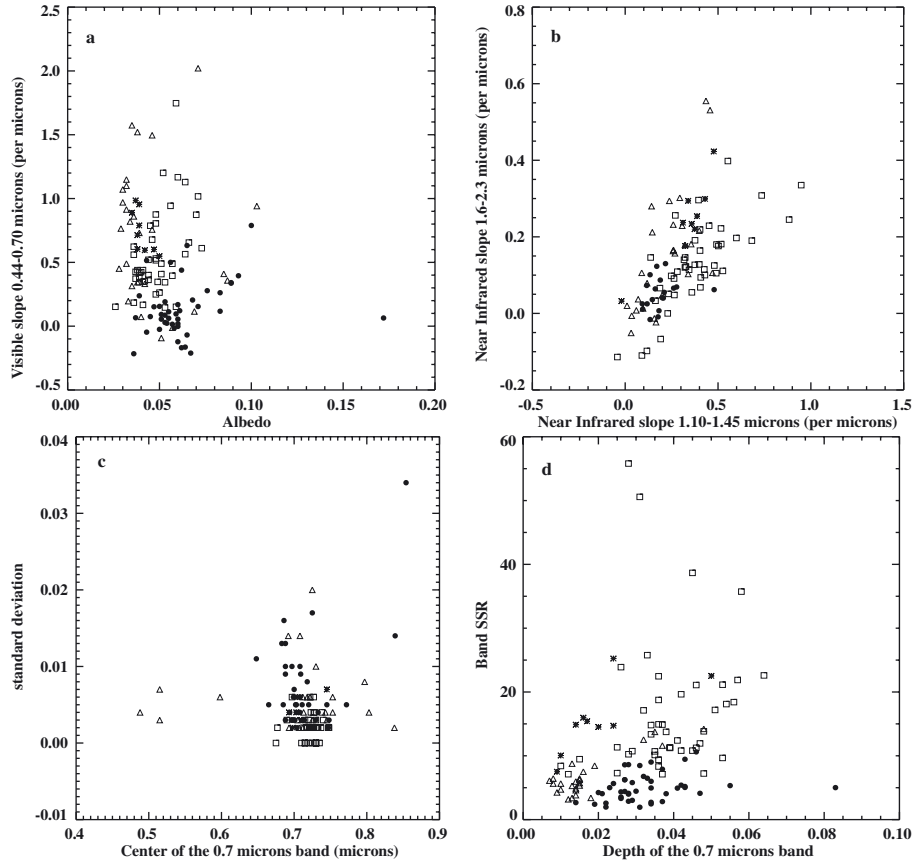


Fig. 5. Spectral parameters for asteroids (black dots), meteorites (squares) and laboratory altered meteorites (triangles for heated and stars for laser irradiated). **a)** Albedo vs. Vis slope (0.44–0.70 μm). **b)** NIR1 slope (1.10–1.45 μm) vs. NIR2 slope (1.6–2.3 μm). **c)** Center of the 0.7 μm band vs. standard deviation. **d)** Depth of the 0.7 μm band vs. band SSR.

dots, meteorites are shown in squares and laboratory altered meteorites are shown in triangles and stars: heated and irradiated, respectively.

Our asteroid albedos (Fig. 5a) generally cover the range 4–10%. The asteroid 706 Hırundo is brighter than most of our objects (17%), but is classified as Cgh-type so we retained it in our sample. We recall, however, that the Bus-DeMeo taxonomy is based only on spectral shape and absorption bands and does not take albedo in account. Meteorites cover the range 3–8% and laboratory altered meteorites are mainly concentrated in the 3–5% region.

In terms of the VIS slope (Fig. 5a), asteroids are mostly between -0.2 and $+0.5 \mu\text{m}^{-1}$ while meteorites are mostly between 0.10 and $1.2 \mu\text{m}^{-1}$. Laboratory altered meteorites cover the range 0.1 – $1.2 \mu\text{m}$. Figure 5b shows all the NIR slopes. Asteroid NIR1 slopes (recall that only half of our asteroid targets have data covering the near infrared wavelengths) are around $+0.2 \mu\text{m}^{-1}$.

Meteorites go from flat to highly sloped with a maximum of $1 \mu\text{m}^{-1}$. Laboratory altered meteorites cover the range from 0 to $0.5 \mu\text{m}^{-1}$. Asteroids have NIR2 slopes from around 0 to around $0.15 \mu\text{m}^{-1}$. Meteorites are mostly between 0 and $0.4 \mu\text{m}^{-1}$, and laboratory altered meteorites cover the same range. We notice that asteroids have lower slope values than meteorites. This is consistent with the blueness of asteroid spectra as compared with the meteorite spectra.

Concerning the 0.7 μm band (Figs. 5c and 5d), asteroids and meteorites have similar band depths and band center wavelengths but meteorites have smaller standard deviations and, hence, larger SSR than the asteroids, reflecting the lower signal-to-noise of the telescopic observations. Laboratory altered meteorites have band parameters similar to the unaltered meteorites. The SSR for laboratory altered meteorite bands is very low, and accompanied with a shift toward weaker band depths (between 0.005 and 0.02).

Table 2. Averages of spectral parameters for Ch/Cgh asteroids and CM meteorites.

	Albedo (%)	Spectral slopes (μm^{-1})			0.7 μm band	
		Vis 0.44–0.70 μm	NIR1 * 1.10–1.45 μm	NIR2 * 1.6–2.3 μm	Center (μm)	Depth (%)
Asteroids	6 ± 2	0.13 ± 0.22	0.19 ± 0.09	0.05 ± 0.04	0.71 ± 0.04	3 ± 1
Meteorites	5 ± 1	0.55 ± 0.33	0.39 ± 0.19	0.13 ± 0.11	0.72 ± 0.01	4 ± 1
Altered meteorites	4 ± 2	0.73 ± 0.47	0.25 ± 0.14	0.17 ± 0.15	0.68 ± 0.20	2 ± 1

Notes. For each spectral parameter, we present the mean value and the associated standard deviation for the asteroids, the meteorites, and the altered meteorites, respectively. (*) Recall that the NIR slopes were measured only for asteroids that have available data in this wavelength range. Calculations are presented for 43 asteroids (19 with NIR data), 44 meteorites and 36 laboratory altered meteorites.

We present in Table 2 the average of these parameters for each population of objects (asteroids, meteorites and altered meteorites).

5. Discussion

We recall that for meteorites, the reflectance value at $0.55 \mu\text{m}$ is considered to be roughly equivalent to the geometrical albedo of an asteroid, even if it is difficult to compare quantities between asteroids and meteorites (Barucci et al. 2012). The lack of a difference between the asteroid albedos and the meteorite brightnesses (Fig. 5a) could be due to the fact that surface processes have no effect on carbonaceous asteroid albedo. Indeed, strong albedo effects were not expected with carbonaceous materials because of their opaque mineral-rich compositions (Pieters et al. 2000). There is a marked decrease in the albedo of laboratory altered meteorites compared with unaltered meteorites and asteroids. This could indicate that laboratory alteration experiments have not yet effectively simulated asteroid surface processing or space weathering effects.

We also notice a decrease of the VIS slope parameters for the asteroids compared with the meteorites, but no real effects for laboratory altered meteorites (Fig. 5a). This indicates that we need more laboratory alteration experiments to reproduce the spectral variations observed on asteroids in order to simulate space weathering. There is a good correlation between the NIR slopes of the asteroids and the meteorites (Fig. 5b). One can see that asteroids have lower slope parameter values than meteorites. This, together with the observed decrease of the VIS slope, indicates that asteroids are spectrally bluer than the meteorites. Laboratory altered meteorites cover the entire range in parameter values occupied by the meteorites and asteroids. It is thus possible that some experiments have effectively simulated asteroid surface spectra and some have not: a detailed investigation of what processes induce spectral slope modification is needed (mineralogy, grain size, temperature effects, etc.).

We would have liked to search for differences in the 0.7 μm band between the asteroids and the meteorites (Figs. 5c and 5d). However, because we selected our study objects based on the 0.7 μm band intensity, there is a bias in our sample that precludes any conclusions about differences in the band depth. We selected only meteorites with SSR at the 0.7 μm band of 7, and DeMeo et al. (2009) selected only asteroids with a “detectable” 0.7 μm band to form the Cgh and Ch-types of the taxonomy.

6. Conclusion

We have investigated the possible spectral effects of surface alteration processes on low-albedo asteroids by comparing

43 primitive asteroid spectra (in the visible and near-infrared wavelength ranges) with spectra of 44 meteorites that are derived from low-albedo asteroids. Our hypothesis is that Ch/Cgh asteroids and carbonaceous chondrites (CM meteorites) are the same material, but the Ch/Cgh asteroids represent airless body surfaces exposed to possible alteration by space weathering and the CM meteorites represent the fresh subsurface material. Systematic differences between these asteroid and meteorite spectra may be due to one or more of the following causes: systematic error of measurement; consistent textural differences; and/or space weathering of the asteroid surface. In this paper, we favor the space weathering explanation, and we quantify possible associated spectral signatures of space weathering on CM meteorite material. Our findings indicate a blueing effect of Ch/Cgh asteroid spectra as compared with CM meteorites. We find a decrease in the reflectance toward long wavelengths and a neutralization of the spectral slopes. This effect is strongest in the visible range. Our results are opposite the reddening effect found by Lazzarin et al. (2006) and Moroz et al. (2004b), but consistent with the blueing effect inferred by Nesvorný et al. (2005) and Moroz et al. (2004a). Our results are opposite the well-known reddening trend found (by numerous workers) to occur on S-type asteroids (e.g. Pieters et al. 2000; Hapke 2001; Clark et al. 2002; Sasaki et al. 2001, 2002; Ishiguro et al. 2007).

Very few space weathering studies have been conducted that are relevant to primitive asteroids and they have all produced different conclusions. In particular, a study by Moroz et al. (1996) showed that weak irradiation of a carbonaceous chondrite led to a blueing of the spectrum. With higher irradiation doses, they found a reddening. It may ultimately be possible to obtain an age of the asteroid surface using a timescale of space weathering effects based on laboratory simulations (Sasaki et al. 2001). Until an asteroid surface sample is returned, we will not know how accurate the laboratory experiment techniques are at simulating the effects of space weathering. Future efforts in laboratory simulations should focus on carbonaceous target material and include mineralogy, grain size and temperature effects.

With our method of measuring spectral parameters, we are not sensitive to transformations in chemical compounds or physical properties that may also occur with space weathering. However, we are planning new laboratory experiments with different doses of irradiation on carbonaceous chondrites and we plan to study how the experiments may affect asteroid color trends (e.g. Kanuchova et al. 2012).

Acknowledgements. We thank Bobby Bus, Francesca DeMeo and Sonia Fornasier for sharing data, and Rick Binzel, Rosario Brunetto, Ed Cloutis, Marcello Fulchignoni and Maureen Ockert-Bell for useful discussions. We also thank the anonymous referee for her/his review. C.L. is grateful to the Physics department of Ithaca College for hosting a three-month visit.

References

- Barucci, M. A., Belskaya, I. N., Fornasier, S., et al. 2012, *Planet. Space Sci.*, 66, 23
- Brunetto, R., & Strazzulla, G. 2005, *Icarus*, 179, 265
- Brunetto, R., Roush, T. L., Marra, A. C., & Orofino, V. 2007, *Icarus*, 191, 381
- Burbine, T. H. 1998, *M&PS*, 33, 253
- Clark, B. E., Lucey, P., Helfenstein, P., et al. 2001, *M&PS*, 36, 1617
- Clark, B. E., Hapke, B., Pieters, C. M., & Britt, D. 2002, in *Asteroids III*, eds. W. F. Bottke Jr, A. Cellino, P. Paolicchi, & R. R. Binzel (Tucson: Univ. of Arizona Press), 585
- Clark, B. E., Ziffer, J., Nesvorny, D., et al. 2010, *J. Geophys. Res.*, 115
- Clark, B. E., Binzel, R. P., Howell, E. S., et al. 2011, *Icarus*, 216, 462
- Cloutis, E. A., Hudon, P., Hiroi, T., Gaffey, M. J., & Mann, P. 2011, *Icarus*, 216, 309
- Cloutis, E. A., Hudon, P., Hiroi, T., & Gaffey, M. J. 2012, *Icarus*, 220, 586
- DeLeon, F. E., Pinilla-Alonso, N., Licandro, J., Campins, H., & Marzo, G. A. 2012, *Icarus*, 218, 196
- DeMeo, F. E., Fornasier, S., Barucci, M. A., et al. 2009, *Icarus*, 202, 160
- Fornasier, S., Lazzarin, M., Barbieri, C., & Barucci, M. A. 1999, *A&AS*, 135, 65
- Hapke, B. 2001, *J. Geophys. Res.*, 106, 10039
- Hiroi, T., Zolensky, M. E., Pieters, C. M., & Lipschutz M. E. 1996, *M&PS*, 31, 321
- Ishiguro, M., Hiroi, T., Tholen, D. J., et al. 2007, *M&PS*, 42, 1791
- Kanuchova, Z., Brunetto, R., Melita, M., & Strazzulla, G. 2012, *Icarus*, 221, 12
- Lazzarin, M., Marchi, S., Moroz, L. V., et al. 2006, *ApJ*, 647, 179
- Moroz, L. V. 2005, *LPSC*, 36, 2056
- Moroz, L. V., Fisenko, A. V., Semjonova, L. F., Pieters, C. M., & Korotaeva, N. N. 1996, *Icarus*, 122, 366
- Moroz, L. V., Schade, U., & Wäsch, R. 2000, *Icarus*, 147, 79
- Moroz, L. V., Baratta, G., Strazzulla, G., et al. 2004a, *Icarus*, 170, 214
- Moroz, L. V., Hiroi, T., Shingareva, T. V., et al., 2004b, *LPSC* 35, 1279
- Nesvorny, D., Jedicke, R., Whiteley, R. J., & Ivezić, Z. 2005, *Icarus*, 173, 132
- Noble, S., Pieters, C. M., & Keller, L. P. 2007, *Icarus*, 192, 629
- Pieters, C. M., Taylor, L. A., Noble, S., et al. 2000, *M&PS*, 35, 1101
- Rivkin, A. S., Howell, E. S., Vilas, F., & Lebofsky, L. A. 2002, in *Asteroids III*, eds. W. F. Bottke Jr, A. Cellino, P. Paolicchi, & R. R. Binzel (Tucson: Univ. of Arizona Press), 235
- Sasaki, S., Nakamura, K., Hamabe, Y., Kurahashi, E., & Hiroi, T. 2001, *Nature*, 410, 555
- Sasaki, S., Hiroi, T., Nakamura, K., et al. 2002, *AdSpR*, 29, 783
- Tedesco, E. F., Noah, P. V., Noah, M., & Price, S. D., 2004, *IRAS Minor Planet Survey*, IRAS-A-FPA-3-RDR-IMPS-V6.0. NASA Planetary Data System
- Vilas, F. 1994, *Icarus*, 111, 456



Contents lists available at ScienceDirect

Icarus

journal homepage: www.elsevier.com/locate/icarus



Aqueous alteration on main belt primitive asteroids: Results from visible spectroscopy[☆]

S. Fornasier^{a,b,*}, C. Lantz^{a,b}, M.A. Barucci^a, M. Lazzarin^c

^a LESIA, Observatoire de Paris, CNRS, UPMC Univ. Paris 06, Univ. Paris Diderot, 5 Place J. Janssen, 92195 Meudon Pripical Cedex, France

^b Univ. Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, 4 rue Elsa Morante, 75205 Paris Cedex 13, France

^c Department of Physics and Astronomy of the University of Padova, Via Marzolo 8, 35131 Padova, Italy



ARTICLE INFO

Article history:

Received 22 November 2013
Revised 28 January 2014
Accepted 28 January 2014
Available online 11 February 2014

Keywords:

Asteroids, surfaces
Spectroscopy
Meteorites
Asteroids, composition

ABSTRACT

This work focuses on the study of the aqueous alteration process which acted in the main belt and produced hydrated minerals on the altered asteroids. Hydrated minerals have been found mainly on Mars surface, on main belt primitive asteroids and possibly also on few TNOs. These materials have been produced by hydration of pristine anhydrous silicates during the aqueous alteration process, that, to be active, needed the presence of liquid water under low temperature conditions (below 320 K) to chemically alter the minerals. The aqueous alteration is particularly important for unraveling the processes occurring during the earliest times of the Solar System history, as it can give information both on the asteroids thermal evolution and on the localization of water sources in the asteroid belt.

To investigate this process, we present reflected light spectral observations in the visible region (0.4–0.94 μm) of 80 asteroids belonging to the primitive classes C (prevalently), G, F, B and P, following the Tholen (Tholen, D.J., [1984], Ph.D. Dissertation, University of Arizona, Tucson), classification scheme. We find that about 65% of the C-type and all the G-type asteroids investigated reveal features suggesting the presence of hydrous materials, mainly a band centered around 0.7 μm , while we do not find evidence of hydrated materials in the other low albedo asteroids (B, F, and P) investigated.

We combine the present observations with the visible spectra of asteroids available in the literature for a total of 600 primitive main belt asteroids. We analyze all these spectra in a similar way to characterize the absorption band parameters (band center, depth and width) and spectral slope, and to look for possible correlations between the aqueous alteration process and the asteroids taxonomic classes, orbital elements, heliocentric distances, albedo and sizes. Our analysis shows that the aqueous alteration sequence starts from the P-type objects, practically unaltered, and increases through the P \rightarrow F \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow G asteroids, these last being widely aqueous altered, strengthening thus the results previously obtained by Vilas (Vilas, F. [1994], Icarus 111, 456–467). Around 50% of the observed C-type asteroids show absorption feature in the visible range due to hydrated silicates, implying that more than \sim 70% of them will have a 3 μm absorption band and thus hydrated minerals on their surfaces, based on correlations between those two absorptions (Howell, E.S. et al. [2011], EPSC-DPS Joint Meeting 2011, vol. 6. Abstracts, 637).

We find that the aqueous alteration process dominates in primitive asteroids located between 2.3 and 3.1 AU, that is at smaller heliocentric distances than previously suggested by Vilas et al. (Vilas, F., Hatch, E.C., Larson, S.M., Sawyer, S.R., Gaffey, M.J. [1993], Icarus 102, 225–231). The percentage of hydrated asteroids is strongly correlated with their size. The aqueous alteration process is less effective for bodies smaller than 50 km, while it dominates in the 50–240 km sized primitive asteroids.

No correlation is found between the aqueous alteration process and the asteroids albedo or orbital elements. Comparing the \sim 0.7 μm band parameters of hydrated silicates and CM2 carbonaceous chondrites, the meteorites that have aqueous altered asteroids as parent bodies, we see that the band center of meteorites is at longer wavelengths than that of asteroids. This difference on center positions may be attributed to different minerals abundances, and to the fact that CM2 available on Earth might not be representative of the whole aqueous altered asteroids population.

© 2014 Elsevier Inc. All rights reserved.

[☆] Based on observations carried out at the European Southern Observatory (ESO), La Silla, Chile, ESO proposals 062.S-0173 and 064.S-0205 (PI M. Lazzarin).

* Corresponding author at: LESIA, Observatoire de Paris, Batiment 17, 5 Place J. Janssen, 92195 Meudon Cedex, France. Fax: +33 145077144.

E-mail address: sonia.fornasier@obspm.fr (S. Fornasier).

1. Introduction

The distribution of the asteroids taxonomic classes follows a radial structure varying with the heliocentric distance: the inner and middle belt is dominated by differentiated bright asteroids (M, E, V, and prevalently S-types) that have experienced high temperatures in the past and that are constituted by volatile-poor silicates and metals, while dark primitive asteroids (B, P, D, and prevalently C-types), rich in carbonaceous chondrite-like materials and formed in a colder environment, dominate the outer belt to the Jupiter Trojans. This asteroid class distribution corresponds to a radial variation of the formation temperatures and to the presence of different mineralogical materials with increasing heliocentric distance. These materials have also been partially mixed in the past due to dynamical interaction of asteroids with each others and with planets, and altered over time by different processes such as collisions, aqueous alteration, and space weathering.

The aqueous alteration process acts on primitive asteroids (C, G, B, F and P-types, following the Tholen (1984) classification scheme) located mainly between 2.6 and 3.5 AU, in the so called zone of aqueous alteration (Vilas, 1994; Fornasier et al., 1999). The aqueous alteration process produces the low temperature (<320 K) chemical alteration of materials by liquid water which acts as a solvent and produces hydrated minerals such as phyllosilicates, sulfates, oxides, carbonates, and hydroxides. This means that liquid water was present in the primordial asteroids, produced by the melting of water ice by heating sources, very probably by ²⁶Al decay.

Reflectance spectroscopy of aqueous altered asteroids shows absorption features in the 0.6–0.9 and 2.5–3.5 μm regions, which are diagnostic of, or associated with, hydrated minerals. The most prominent and unambiguous indicator of hydration is the 3 μm band (Lebofsky, 1980; Jones et al., 1990; Rivkin et al., 2002; Vilas, 1994, 2005; Howell et al., 2011; Takir and Emery, 2012), associated with free water molecules, and to OH ion bounded in the mineral crystal lattice; while in the visible range there are several bands, centered around 0.43 μm , 0.60–0.65 μm , 0.70 μm and 0.80–0.90 μm , attributed to charge transfer transitions in oxidized iron (Vilas et al., 1993, 1994; Vilas, 1994; Barucci et al., 1998; Fornasier et al., 1999).

The study of aqueous alteration is particularly important for unraveling the processes occurring during the earliest times in Solar System history, as it can give information both on the thermal processes and on the localization of water sources in the asteroid belt, and for the associated astrobiological implications. Indeed it has been suggested (Morbidelli et al., 2000; Lunine, 2006) that the Earth current supply of water was delivered mostly by asteroids, not comets, some time following the collision that produced the Moon (which would have vaporized any of the water existing at that time). While asteroids and comets from the Jupiter–Saturn region were deemed to be the first water deliverers (when the Earth was half its size), the bulk of the water delivered was found to originate from a few planetary embryos, originally formed in the outer asteroid belt and accreted by the Earth at the final stage of its formation. Morbidelli et al. (2000) found that the measured amount of the D/H ratio in the water on Earth correlates very well with the ratio of D/H typical of water condensed in the outer asteroid belt. Alexander et al. (2012), analyzing the bulk hydrogen and nitrogen isotopic compositions of CI chondrites, suggest that these meteorites were the principal source of Earth volatiles, while the D/H of all comets except Hartley 2 (Hartogh et al., 2012) are quite different from the Earth oceans value.

The snow line has been located within or nearby the asteroid belt (Lunine, 2006; Cyr et al., 1998), and, following the recent nebular kinetics models results, it may have migrated as the nebula evolved, sweeping across the entire asteroid belt

(Dodson-Robinson et al., 2009). According to the latest dynamical models, it has also been suggested that part of the main belt primitive asteroids were formed either between the giant planets or in the trans-neptunian region (Walsh et al., 2011), and then injected into the inner Solar System.

Water ice has been tentatively identified on the surfaces of the outer primitive asteroids Themis and Cybele (Rivkin and Emery, 2010; Campins, 2010; Licandro, 2011), and some main belt asteroids, originated from the Themis family (Hsieh and Jewitt, 2006; Hsieh et al., 2009, 2012), were discovered to become active (they are also called main belt comets).

The fact that primitive asteroids had retained water ice in the past and may have enriched the Earth of water and possibly organic material, favoring the appearance of life on our planet, is of great interest for the scientific community. Indeed all of the major space agencies are planning sample return missions to primitive near Earth objects (NEO): NASA will launch OSIRIS-REx in 2016 to sample the Asteroid (101955) Benu, JAXA will launch Hayabusa-2 in 2014 to bring back material from (162173) 1999 JU3, and the mission MarcoPolo-R has been proposed to the European Space Agency (ESA) in the framework of the Cosmic Vision 2015–2025 program, for a sample return from (342843) 2008 EV5.

Some evidence of hydrated material has been found also in the outer Solar System, with the detection of peculiar absorption bands on the spectra of some TNOs that could be possibly associated with the aqueous alteration process (Fornasier et al., 2004a, 2009; Lazzarin et al., 2003; De Bergh et al., 2004; Alvarez-Candal et al., 2008).

In this work we focus on spectroscopy in the visible region of low albedo asteroids. We present new visible spectra for 80 objects belonging to the C-complex and localized between 2.3 and 4.0 AU, with the aim to investigate the aqueous alteration process that has involved the C, B, F, P, and G primitive classes. To do so, we have studied a larger sample including visible spectra from the literature for a total of 600 primitive main belt asteroids. We have analyzed all these data to spectrally characterize the bands associated with the aqueous alteration process in the visible region (mainly the one centered around 0.7 μm), and look for the relationships between this process and the heliocentric distance, albedo and diameter of the investigated objects. We have also compared the spectral parameters associated with the 0.7 μm band for asteroids and for the CM2 carbonaceous chondrites, which show evidence of aqueous altered materials on their surface and in particular they show the 0.7 μm band in their spectra.

2. Observations and data reduction

The data presented in this work were obtained during 2 runs on March and November 1999 at the 1.52 m telescope of the European Southern Observatory (ESO), in Chile. The telescope was equipped with a Boller & Chivens spectrograph and a Loral Lesser CCD as detector (2048 \times 2048 pixels). The grating used was a 225 g/mm, with a dispersion of 331 $\text{Å}/\text{mm}$ in the first order, covering the 0.42 $< \lambda <$ 0.93 μm spectral range. The CCD has a 15 μm square pixels, giving a dispersion of about 5 $\text{Å}/\text{pixel}$ in the wavelength direction.

Each spectrum was recorded through a slit oriented in the East–West direction. The slit was opened from 2 to 5 arcsec in order to reduce effects due to differential refraction and the possibility of losing signal due to guiding errors of the telescopes.

An order sorting filter cutting the signal below 4200 Å was used to prevent overlapping of the second spectral order on the spectrum.

During each night, we also recorded bias, flat-field, calibration lamp, and solar analog star spectra (Hardorp, 1978) at different intervals throughout the night. The stars were observed at airmasses similar to those of the objects.

The spectra were reduced using the software packages Midas as described by Fornasier et al. (1999, 2004b). The procedure includes the subtraction of the bias from the raw data, flat-field correction, cosmic ray removal, sky subtraction, collapsing the two-dimensional spectra to one dimension, wavelength calibration, and atmospheric extinction correction. Wavelength calibration was made using a lamp with He, Ar, Fe and Ne emission lines. The residuals of the wavelength calibration were $\leq 3 \text{ \AA}$.

The reflectivity of each asteroid was then obtained by dividing its spectrum by that of the solar analog star closest in time and airmass to the object. Spectra were finally smoothed with a median filter technique, using a box of 19 pixels in the spectral direction for each point of the spectrum. The threshold was set to 0.1, meaning that the original value was replaced by the median value if the median value differs by more than 10% from the original one.

Some spurious features due to incomplete removal of sky lines (in particular of the O_2A band around 7600 \AA and of the water telluric bands around 7200 \AA and 8300 \AA) are present on the asteroidal spectra. Anyway these features are easily recognizable, and were disregarded in the spectral analysis.

The spectra of the observed asteroids, all normalized at 0.55 \mu m , are shown in Figs. 1–5. Details about the observational circumstances and the solar analogue stars used in the reduction process are reported in Table 1.

3. Results

For each asteroid we have looked for the presence of absorption features associated with hydrated silicates and, when present, we have characterized the band center, depth, and width. First, a linear continuum was fitted at the edges of the band, that is at the points on the spectrum outside the absorption band being characterized. Then the asteroid spectrum was divided by the linear continuum and the region of the band was fitted with a polynomial of order

2–4. The band center was then calculated as the position where the minimum of the spectral reflectance curve occurs (on the polynomial fit), and the band depth as the minimum of the polynomial fit (see Table 2), following the method described in Fornasier et al. (1999). Errors in the band center and depth were evaluated from the standard deviation of several attempts in determining the continuum and using different polynomials in the fit.

The slope of the asteroid spectrum between 0.55 and 0.80 \mu m was also calculated and reported in Table 2. The slope error bars take into account the 1σ uncertainty of the linear fit plus $0.5\%/10^3 \text{ \AA}$ attributable to the spectral variation due to the use of different solar analog stars during the night.

3.1. Absorption features in the visible range

In Table 2 we report the results of this analysis for the asteroids presented in this paper (80), together with those observed during the same observational campaigns and presented in Fornasier et al. (1999), for a total of 110 primitive asteroids. Within this sample we have 87 C-type, 6 G-type, 6 F-type, and 10 P-type asteroids. Asteroid 148 Gallia, originally classified as GU, is clearly an S-type asteroid (see Fig. 2) so it was excluded from our analysis.

We considered only the absorption features deeper than the peak-to-peak scatter (that is depth $>0.8\%$) in the spectrum, which, from previous experience, seems to be a better indicator of the spectrum quality than the calculated signal to noise ratio (Vilas and Smith, 1985). The depth of aqueous alteration bands within the sample of 109 asteroids varies between 1% and 7% with respect to the continuum. The principal band identified is the one centered around 0.7 \mu m , that is associated with $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ charge transfer absorptions in phyllosilicate minerals (Vilas and Gaffey, 1989; Vilas et al., 1993). This band is often associated with an evident UV absorption below $\sim 0.5 \text{ \mu m}$, due to a strong ferric oxide intervalence charge transfer transition (Vilas et al., 1994).

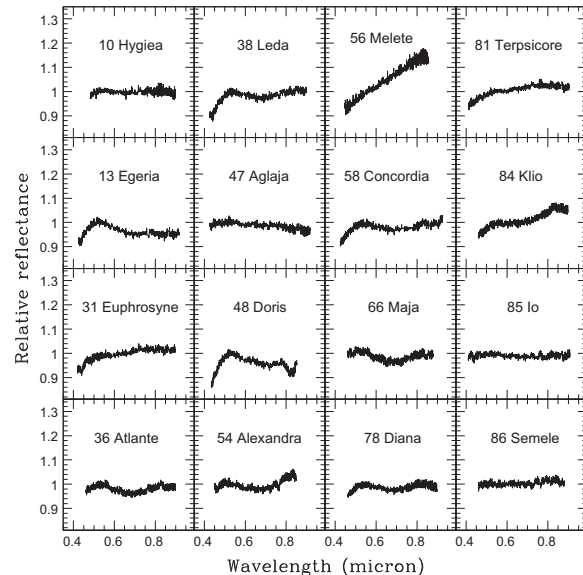


Fig. 1. Reflectance spectra of the observed asteroids. The spectra are normalized at 0.55 \mu m .

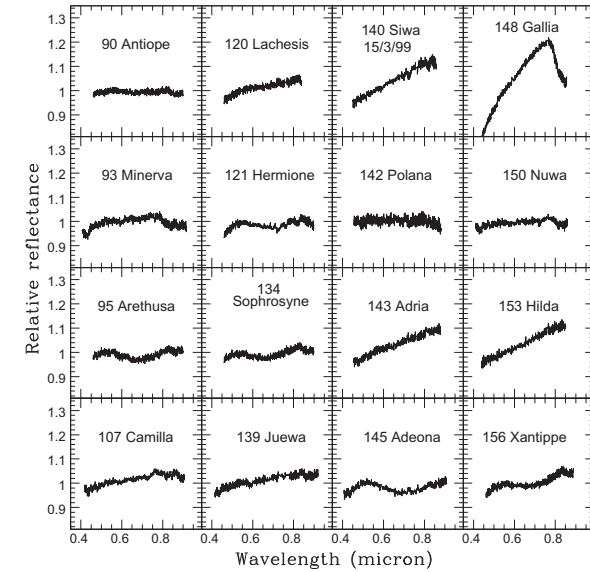


Fig. 2. Reflectance spectra of the observed asteroids. The spectra are normalized at 0.55 \mu m .

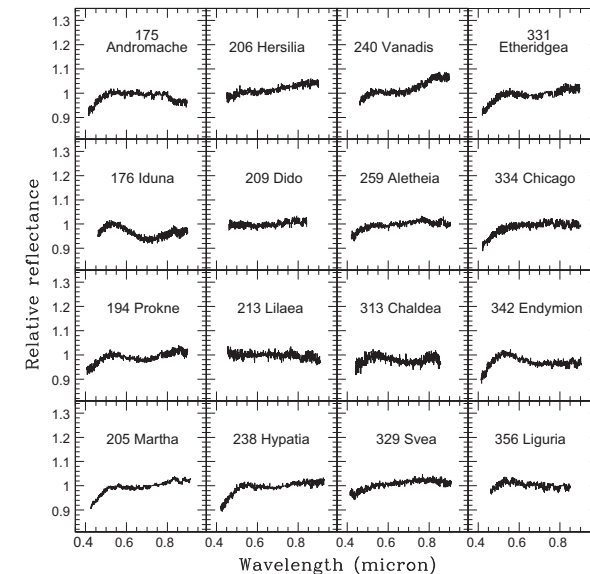


Fig. 3. Reflectance spectra of the observed asteroids. The spectra are normalized at 0.55 \mu m .

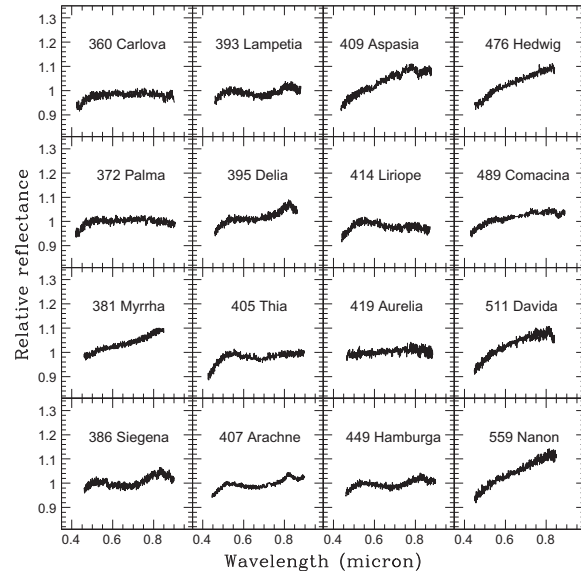


Fig. 4. Reflectance spectra of the observed asteroids. The spectra are normalized at 0.55 μm .

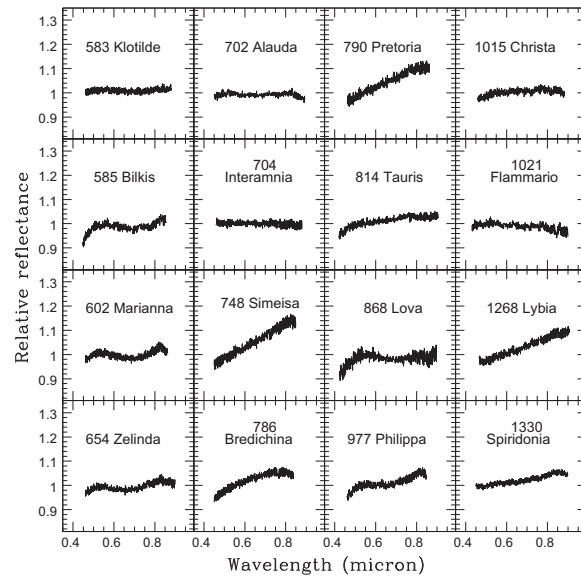


Fig. 5. Reflectance spectra of the observed asteroids. The spectra are normalized at 0.55 μm .

Table 1

Observational circumstances for the observed asteroids. Tx is the [Tholen \(1984\)](#) taxonomic class.

Asteroid	Date	UT _{start} (hh:mm)	m_V	T_{exp} (s)	Airm.	Solar analog (airm.)	Tx
10 Hygiea	15 March	03:01	10.2	60	1.30	HD44594 (1.32)	C
13 Egeria	04 November	06:43	10.0	60	1.62	Hyades64 (1.45)	G
31 Euphrosyne	04 November	03:10	12.5	360	1.25	HD20630 (1.18)	C
36 Atalante	16 March	06:27	14.2	720	1.02	HD144585 (1.16)	C
38 Leda	04 November	02:22	13.5	720	1.41	Hyades64 (1.45)	C
47 Aglaja	04 November	05:13	11.8	480	1.59	Hyades64 (1.45)	C
48 Doris	04 November	01:21	13.0	480	1.70	Hyades64 (1.45)	CG
54 Alexandra	15 March	00:57	13.2	540	1.61	HD44594 (1.32)	C
56 Melete	15 March	09:56	12.6	300	1.02	HD44594 (1.15)	P
58 Concordia	05 November	02:07	13.9	900	1.21	Hyades64 (1.47)	C
66 Maja	16 March	05:57	14.2	720	1.08	HD144585 (1.16)	C
78 Diana	15 March	08:33	11.8	180	1.07	HD76151 (1.15)	C
81 Terpsicore	04 November	03:19	12.2	300	1.30	Hyades64 (1.45)	C
84 Klio	15 March	09:40	13.9	660	1.01	HR6060 (1.10)	G
85 Io	04 November	03:28	11	120	1.25	Hyades64 (1.45)	FC
86 Semele	15 March	05:36	13.6	600	1.39	HD44594 (1.32)	C
90 Antiope	17 March	08:33	13.7	540	1.05	HR6060 (1.10)	C
93 Minerva	04 November	00:34	12.7	420	1.38	Hyades64 (1.45)	CU
95 Arethusa	16 March	06:52	13.5	480	1.01	HD144585 (1.16)	C
107 Camilla	04 November	08:05	12.6	360	1.30	Hyades64 (1.45)	C
120 Lachesis	15 March	08:53	12.7	300	1.02	HD44594 (1.10)	C
121 Hermione	15 March	06:18	13.0	420	1.26	HD44594 (1.29)	C
134 Sophrosyne	16 March	07:06	13.6	540	1.09	HD144585 (1.16)	C
139 Juewa	05 November	02:48	13.2	600	1.23	Hyades64 (1.47)	CP
140 Siwa	15 March	06:01	12.5	300	1.22	HD44594 (1.32)	P
140 Siwa	16 March	05:08	12.5	300	1.20	HD44594 (1.29)	P
142 Polana	16 March	00:04	14.7	780	1.61	HD44594 (1.29)	F
143 Adria	15 March	05:14	13.0	420	1.35	HD44594 (1.32)	C
145 Adeona	04 November	05:45	11.6	240	1.24	Hyades64 (1.45)	C
148 Gallia	04 November	00:18	13.2	480	1.46	Hyades64 (1.45)	GU
150 Nuwa	04 November	07:35	12.3	720	1.67	Hyades64 (1.45)	CX
153 Hilda	16 March	09:41	13.6	540	1.02	HD144585 (1.16)	P
156 Xanthippe	15 March	03:14	12.2	300	1.14	HD44594 (1.29)	C
175 Andromache	05 November	06:45	12.7	420	1.73	Hyades64 (1.47)	C
176 Iduna	15 March	07:00	13.3	420	1.11	HR6060 (1.10)	G
194 Prokne	04 November	07:24	11.2	120	1.20	Hyades64 (1.45)	C
205 Martha	05 November	02:28	13.8	840	1.29	Hyades64 (1.47)	C
206 Hersilia	16 March	02:26	13.2	420	1.62	Hyades64 (1.78)	C
209 Dido	16 March	02:58	13.2	420	1.48	HD144585 (1.16)	C
213 Lilaea	16 March	07:52	12.5	240	1.26	HD44594 (1.29)	F
238 Hypatia	05 November	07:09	12.8	420	1.27	Hyades64 (1.47)	C
240 Vanadis	16 March	00:50	13.2	420	1.58	Hyades64 (1.78)	C
259 Aletheia	04 November	06:58	12.7	420	1.58	Hyades64 (1.45)	CP
313 Chaldeia	15 March	00:03	12.5	180	1.33	HD44594 (1.29)	C
329 Svea	04 November	07:10	13.3	540	1.24	Hyades64 (1.45)	C
331 Etheridgea	05 November	03:37	13.8	900	1.27	Hyades64 (1.47)	CX
334 Chicago	05 November	01:01	14.2	1200	1.21	HD20630 (1.20)	C
342 Endymion	04 November	05:32	13	480	1.61	Hyades64 (1.45)	C
356 Liguria	16 March	06:14	13.0	420	1.04	HR6060 (1.07)	C
360 Carlova	05 November	00:30	14.4	1320	1.40	HD20630 (1.20)	C
372 Palma	04 November	02:05	13.2	480	1.49	Hyades64 (1.45)	BFC
381 Myrrha	17 March	09:45	13.9	720	1.14	HR6060 (1.07)	C
386 Siegena	16 March	09:55	13.4	480	1.15	HD144585 (1.16)	C
393 Lampetia	15 March	05:52	12.9	480	1.14	HR6060 (1.10)	C
395 Delia	17 March	08:10	14.9	1020	1.02	HR6060 (1.07)	C
405 Thia	05 November	01:28	13.9	1020	1.40	Hyades64 (1.47)	C
407 Arachne	17 March	04:39	13.2	420	1.82	Hyades64 (1.80)	C
409 Aspasia	04 November	08:59	12.6	300	1.40	Hyades64 (1.45)	CX
414 Liriope	05 November	05:11	14.3	1200	1.24	HD20630 (1.20)	C
419 Aurelia	15 March	00:20	13.5	660	1.44	HD44594 (1.32)	F
449 Hamburga	15 March	07:16	12.4	240	1.18	HR6060 (1.10)	C
476 Hedwig	16 March	03:45	12.5	300	1.09	HR6060 (1.10)	P
489 Comacina	05 November	07:49	13.9	900	1.41	Hyades64 (1.47)	C
511 Davida	16 March	09:32	12.3	270	1.09	HR6060 (1.07)	C
559 Nanon	16 March	07:29	13.6	840	1.01	HR6060 (1.07)	C
583 Klotilde	17 March	09:21	14.4	840	1.01	HR6060 (1.07)	C
585 Bilkis	05 November	04:53	13.6	780	1.27	HD20630 (1.20)	C
602 Marianna	16 March	05:37	14.0	720	1.03	HR6060 (1.10)	C
654 Zelinda	15 March	09:10	12.2	180	1.04	HD76151 (1.15)	C
702 Alauda	15 March	02:51	12.5	300	1.25	HR6060 (1.10)	C
704 Interamnia	15 March	08:45	11.7	180	1.12	HR6060 (1.10)	F
748 Simeisa	16 March	04:49	14.2	780	1.15	HD44594 (1.29)	P
786 Bredichina	16 March	07:42	13.3	480	1.16	HR6060 (1.07)	C
790 Pretoria	16 March	23:56	14.6	900	1.36	HD44594 (1.29)	P

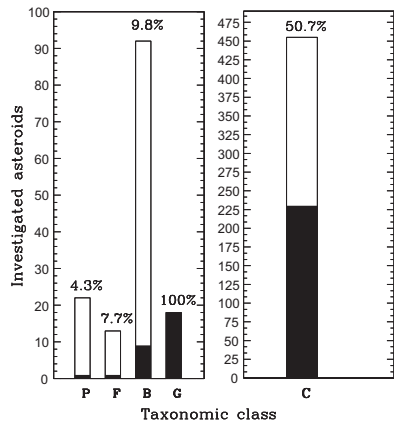


Fig. 6. Number of investigated asteroids as a function of their taxonomic class. The black part represents the hydrated asteroids as respect to the whole sample for each taxonomic class. The percentage of hydrated asteroids for each class is also reported.

aqueous alteration. According to their models, melted ices must have been produced within 2.7 and 3.4 AU, with asteroids located further than 3.4 AU being unaltered because ice was never melted.

In our sample of primitive asteroids we observe a dominance of hydrated bodies between 2.3 and 3.1 AU (in semimajor axis). This result suggests that the zone of aqueous alteration extends to the inner belt, and that the aqueous alteration process is less effective beyond 3.1 AU (Fig. 7). The fraction of hydrated asteroids decreases with increasing semimajor axis from the middle of the asteroid belt going outward. A similar distribution has been also found by Carvano et al. (2003), who analyzed the visible spectra of primitive asteroids from the S30S2 survey, and by Takir and Emery (2012), who investigated the 3 μ m band on primitive asteroids. The decrease of the abundance of hydrated C-type asteroids at large heliocentric distance is also confirmed by Rivkin (2012) from the SDSS survey, who found that hydrated C asteroids are preferentially concentrated in the mid asteroid belt, reaching a minimum in the outer belt.

If we consider the distribution of C-type asteroids versus their perihelion distance (q), we find that the aqueous alteration process dominates (the percentage of hydrated asteroids is $>50\%$) for $1.8 < q < 2.6$ AU, and it is less effective for higher q , except at $3.1 < q < 3.3$ AU, where the percentage rises up again but the population has few objects. The Spearman test gives a faint anticorrelation between the percentage of hydrated C-type asteroids and the perihelion distance, with a correlation coefficient $\rho = -0.4755$ and a significance level $P_r = 0.0163$ (if we consider the whole sample of asteroids then the correlation is slightly weaker: $\rho = -0.4157$ and $P_r = 0.0388$).

Takir and Emery (2012) found a weak anticorrelation between the heliocentric distance and the 3 μ m band depth, suggesting that hydrated silicates possibly decline in abundance with the heliocentric distance. Analyzing our sample, we find no correlation between the 0.7 μ m band depth and the heliocentric distance neither in the whole sample nor in the individual taxonomic classes.

In this research we limited our analysis to the main belt asteroids. For the Near Earth population, possible bands associated with hydrated materials have been found on very few objects up to date.

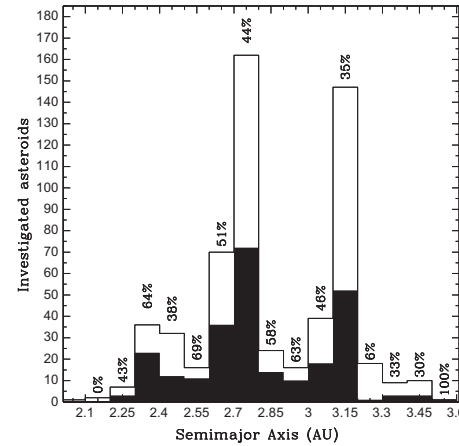


Fig. 7. Number of the investigated objects as a function of the semimajor axis. The black part represents the hydrated asteroids.

Binzel et al. (2004) found the 0.7 μ m band on 2099 Opik, indeed classified as a Ch-type in the Bus taxonomy. The NEO (175706) 1996 FG3 has an absorption feature in the 3 μ m range diagnostic for hydrated/hydroxylated minerals on its surface (Rivkin et al., 2013), but no bands associated with hydrated materials were found in the visible region (Perna et al., 2013; De Leon et al., 2013). The NEO 1999 JU3, target of the Hayabusa-2 mission, has an absorption band centered around 0.7 μ m attributed to hydrated silicates by Vilas (2008); nevertheless, this band was seen in only one out of the 3 spectra acquired during different observing nights by Vilas (2008), and it was not found in any of the spectra obtained by Lazzaro et al. (2013), spectra which cover 70% of its surface. The fact that hydrated primitive asteroids are rare among the NEO population indicates that probably their surfaces underwent heating episodes in the past which removed the 0.7 μ m band, or that their source is not representative of the whole main belt C-complex.

For asteroids located at larger heliocentric distances, no bands clearly associated with the aqueous alteration process have yet been detected on Jupiter Trojans, of either large or small sizes (Jewitt and Luu, 1990; Lazzaro et al., 2004; Fornasier et al., 2004b, 2007; Bendjoya et al., 2004; Dotto et al., 2006; Emery and Brown, 2003, 2004; Emery et al., 2006, 2011; Melita et al., 2008; De Luise et al., 2010), even if water ice is considered to be abundant in their interior. Fornasier et al. (2007) detected a peculiar family, the Eurybates family in the L4 swarm, abundant in spectrally flat objects, similar to Chiron-like Centaurs and C-type main belt asteroids. Some of the Eurybates members showed a drop-off of the reflectance shortward of 5200 \AA attributed to the intervalence charge transfer transition in oxidized iron, that may be associated with, but not uniquely indicative of, phyllosilicates. Indeed, no other absorption bands attributed to hydrated silicates (or water ice) were reported for these targets in the visible and near infrared ranges (Fornasier et al., 2007; De Luise et al., 2010).

At further distances, few Centaurs and TNOs (2000 GN171, Huya, Chariklo, 2003 AZ84) show faint absorption features in the visible range that were attributed to the aqueous alteration process (Lazzarin et al., 2003; De Bergh et al., 2004; Fornasier et al., 2004a, 2009; Alvarez-Candal et al., 2008). At these large heliocentric distances the aqueous alteration process may be driven by the

hydrocrogenic alteration which may have altered mixtures of dust and ice in thin interfacial water layers (Rietmeijer and MacKinnon, 1985), or by radiogenic heating and impacts that may have produced enough heating to make this process effective. Finally, considering that hydrated silicates have been detected in IDPs (MacKinnon and Rietmeijer, 1987), it is also possible that aqueous alteration products could have existed on grains when the nebula started to cool down.

4.4. Aqueous alteration and asteroids diameter

Most of the investigated asteroids (557 out of the 600) have albedo and diameter values mainly from the WISE or the IRAS surveys (Tables 2 and 5). We studied the percentage of hydrated asteroids versus the diameter, considering a bin size of 20 km, that are all hydrated. We find that the percentage of hydrated asteroids and the size are strongly correlated (Figs. 8 and 9). The Spearman rank test gives a strong correlation coefficient $\rho = 0.8626$ for the percentage of hydrated asteroids versus their diameter, with a significance level $P_r = 0.0004$. Considering a smaller bin size of 10 km, these two quantities are still correlated but with a smaller coefficient value ($\rho = 0.6920$ and $P_r = 0.0002$).

This analysis indicates that the percentage of hydrated asteroids decreases with the size and that the aqueous alteration process dominates for primitive asteroids with $50 < D < 240$ km, as claimed previously in the literature (Howell et al., 2001; Jones et al., 1990; Vilas and Sykes, 1996). In particular, the asteroids larger than 100 km are strongly affected by the aqueous alteration process, as more than half of them present absorption bands associated with hydrated silicates. These large asteroids must have retained water ice in their interior and must have produced internal heating sufficient enough to melt the ice. Liquid water would have then reached their surfaces by hydrothermal circulation, and reacted with the surface to produce hydrated minerals.

Within the heliocentric range of the main asteroid belt where most C-class asteroids are found, asteroids with diameters above 20 km should have been heated to the point of water mobilization (Herbert et al., 1991; Grimm and McSween (1989); Shimazu and Teresawa, 1995). According to McSween et al. (2002), icy bodies with radii <50 km would have experienced aqueous alteration and metamorphism within about 1 m.y. of accretion. Aqueous alteration on much larger bodies would have been delayed by about 5 m.y. or more relative to the time of accretion.

As explained by Vilas and Sykes (1996), according to the models of proposed heating mechanisms, asteroids approaching 50-km diameter have been heated to temperatures exceeding the laboratory temperatures at which thermal metamorphism began reducing the depth of the 0.7 μ m feature, as seen in heated Murchinson carbonaceous chondrite samples, while hydrated silicates are supposed to survive on primordial large asteroids. Thus smaller C-complex asteroids we observe nowadays are expected to be the fragments of hydrated larger asteroids, while the largest asteroids could be battered remnants of asteroids that originally underwent aqueous alteration. The fact that the percentage of hydrated asteroids decreases with the size is consistent with the hypothesis that the primordial parent bodies of the smaller asteroids have been collisionally disrupted and scattered, and the parent bodies of the larger asteroids have been collisionally disrupted but still bound together by gravitational attraction.

4.5. Aqueous alteration and asteroids albedo

We report in Table 4 a summary of the number of observed asteroids, percentage of hydrated bodies and related mean albedo values (with the associated standard deviation) for each taxonomic

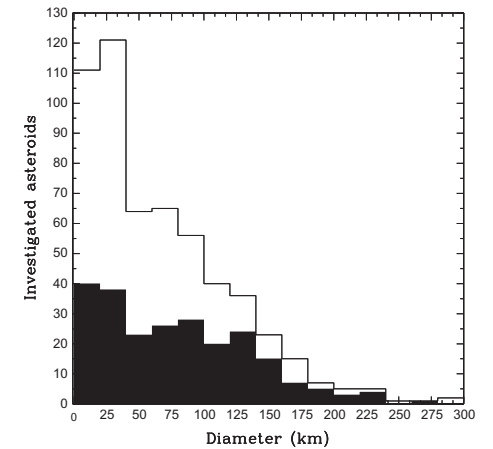


Fig. 8. Number of the investigated asteroids as a function of the asteroids diameters. The black part represents the hydrated asteroids.

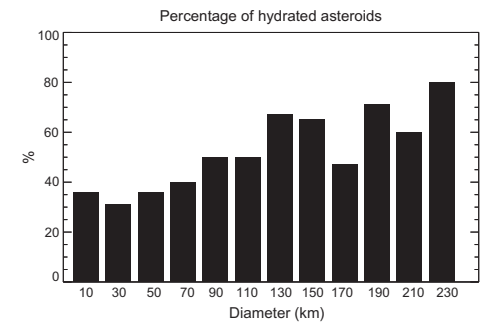


Fig. 9. Percentage of the hydrated asteroids as a function of their diameters.

type investigated. G-type asteroids, that experienced extensive aqueous alteration, have indeed the highest mean albedo. Nevertheless, less than 10% of the B-type asteroids show signatures of hydrated silicates, and their mean albedo value is higher than that of the C-types, half of which have the 0.7 μ m absorption band. If we look at the B, C and G-types, where more than one asteroid show signatures associated with the hydrated silicates, we do not see any differences in the albedo values from hydrated and non hydrated asteroids within the same taxonomic class.

Vilas (1994), analyzing ECAS data and using the mean albedo value for the P, B, C, and G classes derived from IRAS observations, identified a correlation between the asteroids' albedo and the aqueous alteration process, finding that the percentage of the observed hydrated asteroids grew for increasing albedo values. This correlation was explained with the progressive leaching of iron from silicates as the aqueous alteration proceeds. Leached iron (iron is the most important opaque phase in the visible range associated with aqueous alteration process) would be enveloped into magnetite and iron sulfide grains, so less material would be available to absorb the incoming sunlight and this would cause the

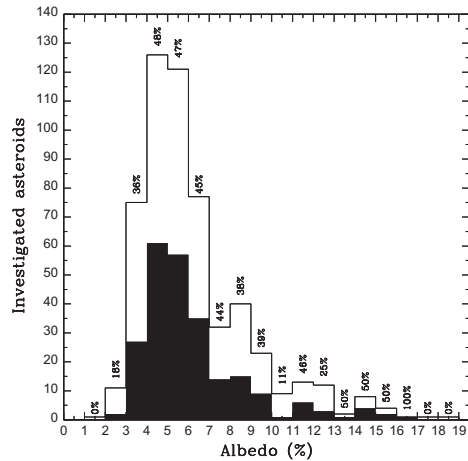


Fig. 10. Number of the investigated asteroids as a function of the geometric albedo. The black part represents the hydrated asteroids.

increasing of the albedo (Vilas, 1994). Using the individual albedo values available from WISE and IRAS, we do not find any correlation between the percentage of hydrated asteroids and their albedo, as shown in Figs. 10 and 11. Indeed the Spearman rank test, run on an albedo bin size of 0.02, gives no correlation between the albedo and the percentage of hydrated asteroids ($\rho = -0.0358$ and $P_r = 0.9394$).

The percentage of hydrated asteroids increases from very dark surfaces to albedo values of 4–6%, but then it decreases for higher albedo values, except for few relatively bright asteroids having $14 < p_v < 16\%$. We can conclude that no correlation is found between albedo and hydration state.

4.6. Comparison between CM chondrites and hydrated asteroids

In the meteorite collection, hydrated minerals are found mostly among carbonaceous chondrites such as CI, CM and CR types, whose mineralogies indicate a low level of metamorphism (<1200 °C) and evidence for aqueous alteration. Studying the phyllosilicate absorption features in dark asteroids spectra, Vilas and Gaffey (1989) found analogs among CM chondrites. Comparing the whole spectra of G-type asteroids (Tholen taxonomy) and CM chondrites, Burbine (1998) proposed that these asteroids could possibly be the parent bodies of the CM meteorites. The 0.7 μm band has not been found in CI and CR (Cloutis et al., 2011b, 2012a), but it is commonly seen in CM2 meteorites spectra (Fornasier et al., 1999; Vilas et al., 1994; Burbine, 1998), together with the 3 μm absorption feature (Jones, 1988). These key elements allow us to assume that CM chondrites and the C-class asteroids are linked, and we present a comparison of several spectral parameters of a set of more than 100 CM chondrites from the RELAB database, and the primitive asteroids we studied here. We conducted the same analysis done before for the primitive asteroids to characterize the 0.7 μm band on the visible spectra of CM chondrites. We found that even if the two populations span the same range of band depth and spectral slope, the band center of meteorites is at longer wavelengths than that of asteroids (Figs. 12 and 13). This difference on center positions was described by Burbine (1998) when matching 13 Egeria and 19 Fortuna with CM-type meteorite

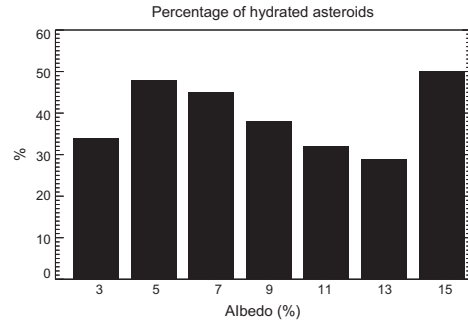


Fig. 11. Percentage of hydrated asteroids as a function of the geometric albedo.

LEW90500. Cloutis et al. (2011b) made an overview of CM chondrites underlining that their 0.7 μm feature is centered between 0.7 and 0.75 μm without any hint of the saponite/olivine complex around 0.65 μm . He concluded that CM2 meteorites have higher abundance of serpentinite-group phyllosilicates, whose absorption bands are centered in the 0.7–0.75 μm region. Weathering effects, space or terrestrial, can affect spectral reflectance and maybe explain this kind of mismatch.

Moreover, looking at Figs. 12 and 13, asteroids are more clustered in band depth and spectral slope compared to the CM meteorites. If our meteorite sample is biased, we would have expected it to be more clustered than the asteroids. Nevertheless this behavior is not surprising, because CM meteorites are not an homogeneous group, and several petrologic subtypes have been identified (Cloutis et al., 2011b; Rubin et al., 2007). These CM wider range in spectral slope and band depth may also depend on compositional heterogeneities within a single CM, or to spectral changes related to grain size effects or to the presence of different opaques in the meteorites.

Among our set of meteorites, we have the heated and irradiated samples Cloutis et al. (2012b) used to illustrate the thermal metamorphism. According to our method of band characterization, we converge towards the same conclusions he made, i.e. decline of the 0.7 μm band depth with increasing temperatures and irradiation dose, but we did not notice a shift of the band as a result of these laboratory experiments.

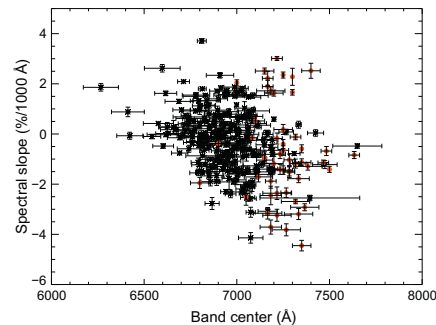


Fig. 12. Visible spectral slope (in the 0.55–0.80 μm range) versus band center for the hydrated primitive asteroids (in black) and the CM meteorites investigated (red circles).

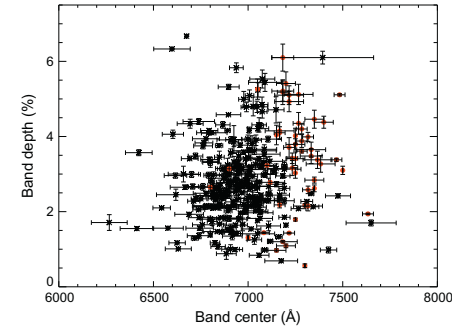


Fig. 13. Band depth versus band center for the hydrated primitive asteroids (in black) and the CM meteorites investigated (red circles).

From laboratory experiments, different meteorite grain sizes do not produce CM2 band center position shift (Cloutis et al., 2011b). Nevertheless, one has to be careful when using a comparison between asteroid and laboratory meteorite spectra: the comminution into powder may not reproduce properly asteroid surface properties (Burbine et al., 1996). Moreover, it is possible that the meteorites sample presented here is not fully representative of the primitive asteroids.

5. Conclusions

We have investigated the aqueous alteration process on main belt primitive asteroids on 80 new spectra of primitive asteroids belonging to the C, B, F, P, and G-types, following the Tholen (1984) classification scheme. For a better understanding of the effects of this process on main belt primitive asteroids, we have built a database of 600 visible spectra including the data from our observing campaigns and from available spectroscopic surveys, mainly the SMASS I and II, and the S3OS2 surveys. All these spectra have been analyzed in the same manner, and we have characterized the absorption features (mainly the band centered around 0.7 μm) parameters: band center position, width and depth relative to the continuum, and the spectral slope. Finally we have looked for possible correlations between the aqueous alteration process and the asteroid's taxonomic classes, orbital elements, albedo and sizes. The main results coming from the observations here presented, and from the analysis including previously published visible spectra of main belt primitive asteroids, are the following:

- We observe absorption features attributed to hydrated silicates in the new acquired spectra of all the G-type and of 65% of the C-type asteroids. The main feature observed is the 0.7 μm , that is associated with $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ charge transfer absorptions in phyllosilicate minerals, with depth varying between 1% and 7% with respect to the continuum.
- We confirm the strong correlation between the 0.7 μm band and the 3 μm band, the deepest feature associated with hydrated minerals, as 95% of the asteroids showing the 0.7 μm band have also the 3 μm feature.
- Considering the sample of 600 primitive asteroids, we find that 4.6% of P, 7.7% of F, 9.8% of B, 50.5% of C, and 100% of the G-type asteroids have absorption bands in the visible region due to hydrated silicates. Our analysis shows that the aqueous alteration sequence starts from the P-type objects, practically

unaltered, and increases through the P \rightarrow F \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow G asteroids, these last being widely aqueously altered, strengthening thus the results previously obtained by Vilas (1994).

- 45% of the asteroids belonging to the C-complex (the F, B, C and G classes) have signatures of aqueously altered materials in the visible range. It must be noted that this percentage represents a lower limit in the number of hydrated asteroids, simply because the absorption features attributed to hydrated silicates are much fainter in the visible range than in the infrared one. Indeed the 3 μm band, the main absorption feature produced by hydrated silicates, may be present in the spectra of primitive asteroids when no bands are detected in the visible range. All this considered, we estimate that 70% of the C-complex asteroids might have the 3 μm signature in the IR range and thus were affected by the aqueous alteration process in the past.
- The aqueous alteration process dominates in primitive asteroids located between 2.3 and 3.1 AU, that is at smaller heliocentric distances than previously suggested by Vilas (1994).
- The percentage of hydrated asteroids is strongly correlated with their size. The aqueous alteration process is less effective for bodies smaller than 50 km, while it dominates in the 50–240 km sized primitive asteroids. According to the proposed heating mechanism, primordial asteroids approaching 50-km diameter have been heated at temperatures high enough to destroy hydrated silicates, while these materials are supposed to survive on larger asteroids. The fact that the percentage of hydrated asteroids decreases with the size is consistent with the hypothesis that the smaller C-complex asteroids we observe nowadays are fragments of hydrated larger asteroids that have been collisionally disrupted and scattered.
- No correlation is found between the aqueous alteration process and the asteroids albedo or orbital elements.
- Aqueously altered asteroids are the plausible parent bodies of CM2 meteorites. Nevertheless, we see a systematic difference in the 0.7 μm band center position, the CM2 meteorites having a band centered at longer wavelength (0.71–0.75 μm) compared to that of hydrated asteroids. Moreover the hydrated asteroids are more clustered in spectral slope and band depth than the CM meteorites. All these spectral differences may be attributed to different mineral abundances (CM2 meteorites being more serpentine rich than the asteroids), and/or to grain size effects, or simply to the fact the CM2 collected on Earth might not be representative of the whole population of aqueously altered asteroids.

Acknowledgments

We thank E. Howell and an anonymous referee for their comments and suggestions which helped us to improve this article. This project was supported by the French Planetology National Program (INSU-PNP). This research utilizes spectra acquired with the NASA RELAB facility at Brown University.

Appendix A. Supplementary material

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2014.01.040>.

References

- Alexander, C.M.O.D., Bowden, R., Fogel, M.L., Howard, K.T., Herd, C.D.K., Nittler, L.R., 2012. The provenances of asteroids, and their contributions to the volatile inventories of the terrestrial planets. *Science* 337, 721–723.

- Alvarez-Candal, A., Fornasier, S., Barucci, M.A., de Bergh, C., Merlin, F., 2008. Visible spectroscopy of the new ESO large program on trans-neptunian objects and Centaurs. Part 1. *Astron. Astroph.* 487, 741–748.
- Barucci, M.A., Dorosoundiram, A., Fulchignoni, M., Lazzarin, M., Florczak, M., Angeli, C., Lazzaro, D., 1998. Search for aqueously altered materials on asteroids. *Icarus* 132, 388–396.
- Bendjoya, P., Cellino, A., Di Martino, M., Saba, L., 2004. Spectroscopic observations of Jupiter Trojans. *Icarus* 168, 374–384.
- Binzel, R., Rivkin, A.S., Stuart, J.S., Harris, A.W., Bus, S.J., Burbine, T.H., 2004. Observed spectral properties of Near-Earth objects: Results for population distribution, source regions, and space weathering processes. *Icarus* 170, 259–294.
- Burbine, T.H., 1998. Could G-class asteroids be the parent bodies of the CM chondrites? *Meteorit. Planet. Sci.* 33, 253–258.
- Burbine, T.H., Meibon, A., Binzel, R.P., 1996. Mantle material in the main belt: Battered to bits? *Meteorit. Planet. Sci.* 31, 607–620.
- Burns, R.G., 1987. Ferric sulfate on Mars. *Proc. XVII Lunar Planet. Sci. Conf. J. Geophys. Res.* 92, E570–E574.
- Bus, S.J., Binzel, R.P., 2002. Phase II of the small main-belt asteroid spectroscopic survey. A feature-based taxonomy. *Icarus* 158, 146–177.
- Campins, H. et al., 2010. Water ice and organics on the surface of the Asteroid 24 Themis. *Nature* 464, 1320–1321.
- Carvano, J.M., Mothé-Diniz, T., Lazzaro, D., 2003. Search for relations among a sample of 460 asteroids with featureless spectra. *Icarus* 161, 356–382.
- Cloutis, E.A., Hudon, P., Hiroi, T., Gaffey, M.J., Mann, P., 2011a. Spectral reflectance properties of carbonaceous chondrites: 2. CM chondrites. *Icarus* 216, 309–346.
- Cloutis, E.A., Hiroi, T., Gaffey, M.J., Alexander, C.M.O.D., Mann, P., 2011b. Spectral reflectance properties of carbonaceous chondrites: 1. CI chondrites. *Icarus* 212, 180–209.
- Cloutis, E.A., Hudon, P., Hiroi, T., Gaffey, M.J., 2012a. Spectral reflectance properties of carbonaceous chondrites: 3. CR chondrites. *Icarus* 217, 389–407.
- Cloutis, E.A., Hudon, P., Hiroi, T., Gaffey, M.J., 2012b. Spectral reflectance properties of carbonaceous chondrites: 4. Aqueously altered and thermally metamorphosed meteorites. *Icarus* 220, 586–617.
- Cyr, K.E., Sears, W.D., Lunine, J.I., 1998. Distribution and evolution of water ice in the solar nebula: Implications for Solar System body formation. *Icarus* 135, 537–548.
- De Bergh, C. et al., 2004. Aqueous altered silicates at the surface of two Plutinos? *Astron. Astroph.* 416, 791–798.
- de Leon, J., Lorenzi, V., Ali-Lagoa, V., Licandro, J., Pinilla-Alonso, N., Campins, H., 2013. Additional spectra of Asteroid 1996 FG3, backup target of the ESA MarcoPolo-R mission. *Astron. Astrophys.* 556, A33, 1–4.
- De Luise, F., Dotto, E., Fornasier, S., Barucci, A., Pinilla-Alonso, N., Perna, D., Marzari, F., 2010. A peculiar family of Jupiter Trojans: The Eurybates. *Icarus* 209, 586–590.
- Dodson-Robinson, S.E., Willacy, K., Bodenheimer, P., Turner, N.J., Beichman, C.A., 2009. Ice lines, planetesimal composition and solid surface density in the solar nebula. *Icarus*, 672–693.
- Dotto, E., Fornasier, S., Barucci, M.A., Licandro, J., Boehnhardt, H., Hainaut, O., Marzari, F., de Bergh, C., De Luise, F., 2006. The surface composition of Jupiter Trojans: Visible and near-infrared survey of dynamical families. *Icarus* 183, 420–434.
- Emery, J.P., Brown, R.H., 2003. Constraints on the surface composition of Trojan asteroids from near-infrared (0.8–4.0 μm) spectroscopy. *Icarus* 164, 104–121.
- Emery, J.P., Brown, R.H., 2004. The surface composition of Trojan asteroids: Constraints set by scattering theory. *Icarus* 170, 131–152.
- Emery, J.P., Cruikshank, D.P., Van Cleve, J., 2006. Thermal emission spectroscopy (5.2–38 μm) of three Trojan asteroids with the Spitzer Space Telescope: Detection of fine-grained silicates. *Icarus* 182, 496–512.
- Emery, J.P., Burr, D.M., Cruikshank, D.P., 2011. Near-infrared spectroscopy of Trojan asteroids: Evidence for two compositional groups. *Astron. J.* 141, 25, 1–18.
- Feierberg, M.A., Lebofsky, Tholen, D.J., 1985. The nature of C-class asteroids from 3- μm spectrophotometry. *Icarus* 63, 183–191.
- Fornasier, S., Lazzarin, M., Barbieri, C., Barucci, M.A., 1999. Spectroscopic comparison of aqueous altered asteroids with CM2 carbonaceous chondrite meteorites. *Astron. Astrophys.* 135, 65–73.
- Fornasier, S. et al., 2004a. ESO large program on physical studies of trans-neptunian objects and centaurs: Final results of the visible spectroscopic observations. *Astron. Astrophys.* 421, 353–363.
- Fornasier, S., Dotto, E., Marzari, F., Barucci, M.A., Boehnhardt, H., Hainaut, O., de Bergh, C., 2004b. Visible spectroscopic and photometric survey of LS Trojans: Investigation of dynamical families. *Icarus* 172, 221–232.
- Fornasier, S., Dotto, E., Hainaut, O., Marzari, F., Boehnhardt, H., De Luise, F., Barucci, M.A., 2007. Visible spectroscopic and photometric survey of Jupiter Trojans: Final results on dynamical families. *Icarus* 190, 622–642.
- Fornasier, S. et al., 2009. Visible spectroscopy of the new ESO large programme on trans-neptunian objects and Centaurs: Final results. *Astron. Astrophys.* 508, 407–465.
- Grimm, R.E., McSween, H.Y., 1989. Water and the thermal evolution of carbonaceous chondrite parent bodies. *Icarus* 82, 244–280.
- Hardorp, J., 1978. The Sun among the stars. I – A search for solar spectral analogs. *Astron. Astrophys.* 63, 383–390.
- Hartogh, P. et al., 2012. Ocean-like water in the Jupiter-family Comet 103P/Hartley 2. *Nature* 478, 218–220.
- Herbert, F., Sonnet, C.P., Gaffey, M.J., 1991. Protoplanetary thermal metamorphism: The hypothesis of electromagnetic induction in the protosolar wind. In: Sonnett, C.P., Giampapa, M.S., Matthews, M.S. (Eds.), *The Sun in Time*. Univ. of Arizona Press, Tucson, pp. 710–739.
- Hiroi, T., Zolensky, M.E., Pieter, C.M., Lipschutz, M.E., 1996. Thermal metamorphism of the C, G, B, and F asteroids seen from the 0.7 μm , 3 μm and UV absorption strengths in comparison with carbonaceous chondrites. *Meteorit. Planet. Sci.* 31, 321–327.
- Howell, E.S., Rivkin, A.S., Vilas, F., Soderberg, A.M., 2001. Aqueous alteration in low albedo asteroids. *Lunar Planet. Sci.* 32, 2058 (abstract).
- Howell, E.S. et al., 2011. Hydrated silicates on main-belt asteroids: Correlation of the 0.7- and 3 μm absorption bands. EPSC-DPS Joint Meeting 2011, vol. 6, EPSC abstracts, 637.
- Hsieh, H.H., Jewitt, D., 2006. A population of comets in the main asteroid belt. *Science* 312, 561–563.
- Hsieh, H.H., Jewitt, D., Fernandez, Y.R., 2009. Albedos of main-belt Comets 133P/Elst-Pizarro and 176P/LINEAR. *Astrophys. J. Lett.* 694, L111–L114.
- Hsieh, H.H. et al., 2012. Discovery of main-belt Comet P/2006 VW139 by Pan-STARRS1. *Astrophys. J.* 748, L15, 1–7.
- Hunt, G.R., Ashley, R.P., 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near-infrared. *Econ. Geol.* 74, 1613–1629.
- Jewitt, D.C., Luu, J.X., 1990. CCD spectra of asteroids. II – The Trojans as spectral analogs of cometary nuclei. *Astron. J.* 100, 933–944.
- Jones, T.D., 1988. An infrared reflectance study of water in outer belt asteroids: Clues to composition and origin. *Ph.D. Dissertation*.
- Jones, T.D., Lebofsky, L.A., Lewis, J.S., Marley, M.S., 1990. The composition and origin of the C, P, and D asteroids: Water as a tracer of thermal evolution in the outer belt. *Icarus* 88, 172–192.
- Lazzarin, M., Barucci, M.A., Boehnhardt, H., Tozzi, G.P., de Bergh, C., Dotto, E., 2003. ESO large programme on physical studies of trans-neptunian objects and Centaurs: Visible spectroscopy. *Astron. J.* 125, 1554–1558.
- Lazzaro, D., Angeli, C.A., Carvano, J.M., Mothé-Diniz, T., Duffard, R., Florczak, M., 2004. 5°OS^2 : the visible spectroscopic survey of 820 asteroids. *Icarus* 172, 179–220.
- Lazzaro, D., Barucci, M.A., Perna, D., Jasmim, F.L., Yoshikawa, M., Carvano, J.M.F., 2013. Rotational spectra of (162173) 1999 JU3, the target of the Hayabusa2 mission. *Astron. Astrophys.* 549, L2, 1–4.
- Lebofsky, L.A., 1980. Infrared reflectance spectra of asteroids: A search for water of hydration. *Astron. J.* 85, 573–585.
- Lebofsky, L.A., Jones, T.D., Owensby, P.D., Feierberg, M.A., Consolmagno, G.J., 1990. The nature of low-albedo asteroids from 3- μm multi-color photometry. *Icarus* 83, 16–26.
- Licandro, J. et al., 2011. 65 Cybele: Detection of small silicate grains, water–ice and organics. *Astron. Astrophys.* 525, A34, 1–4.
- Lunine, J.I., 2006. Meteorites and the Early Solar System II. Univ. of Arizona Press, Tucson, pp. 309–319.
- Mackinnon, I.D.R., Rietmeijer, F.J.M., 1987. Mineralogy of chondritic interplanetary dust particles. *Rev. Geophys.* 25, 1527–1553.
- Masiero, J.R., Mainzer, A.K., Grav, T., Bauer, J.M., Cutri, R.M., Dailey, J., Eisenhardt, P.R.M., McMillan, R.S., Spahr, T.B., Skrutskie, M.F., Tholen, D., Walker, R.G., Wright, E.L., DeBaun, E., Eisbury, D., Gautier, T., Gomillion, S., Wilkins, A., 2011. Main belt asteroids with WISE/NEOWISE. I. Preliminary albedos and diameters. *Astrophys. J.* 741, 68, 1–20.
- McSween Jr., H.Y., Ghosh, A., Grimm, R.E., Wilson, L., Young, E.D., 2002. Thermal evolution models of asteroid. In: Botke, W.F., Jr., Cellino, P., Paolicchi, P., Binzel, R.P. (Eds.), *Asteroids III*. Univ. of Arizona, pp. 559–571.
- Melita, M.D., Licandro, J., Jones, D.C., Williams, I.P., 2008. Physical properties and orbital stability of the Trojan asteroids. *Icarus* 195, 686–697.
- Morbiddelli, A. et al., 2000. Source regions and time scales for the delivery of water to Earth. *Meteorit. Planet. Sci.* 35, 1309–1320.
- Perna, D. et al., 2013. Ultraviolet to near-infrared spectroscopy of the potentially hazardous, low delta-V asteroid (175706) 1996 FG3. Backup target of the sample return mission MarcoPolo-R. *Astron. Astrophys.* 555, A62, 1–5.
- Rietmeijer, F.J.M., Mackinnon, I.D.R., 1985. Layer silicates in a chondritic porous interplanetary dust particle. *J. Geophys. Res.* 90, 149–155.
- Rivkin, A.S., 1997. Observations of Main-Belt Asteroids in the 3- μm Region. *Ph.D. Dissertation, University of Arizona, Tucson*.
- Rivkin, A.S., 2012. The fraction of hydrated C-complex asteroids in the asteroid belt from SDSS data. *Icarus* 221, 744–752.
- Rivkin, A.S., Emery, J.P., 2010. Detection of ice and organics on an asteroidal surface. *Nature* 464, 1322–1323.
- Rivkin, A.S., Howell, E.S., Vilas, F., Lebofsky, L.A., 2002. Hydrated minerals on asteroids: The astronomical record. In: Botke, W. et al. (Eds.), *Asteroids III*. Univ. of Arizona Press, Tucson, pp. 235–253.
- Rivkin, A.S., Howell, E.S., Vervack, R.J., Magri, C., Nolan, M.C., Fernandez, Y.R., Cheng, A.F., Barucci, M.A., Michel, P., 2013. The NEO (175706) 1996 FG3 in the 24 m spectral region: Evidence for an aqueously altered surface. *Icarus* 223, 493–498.
- Rubin, A.E., Trigo-Rodríguez, J.M., Huber, H., Wasson, J.T., 2007. Progressive aqueous alteration of CM carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 2361–2382.
- Sawyer, S.R., 1991. The University of Texas at Austin. A high resolution CCD Spectroscopic Survey of Low Albedo Main Belt Asteroids. *Ph.D. thesis*.
- Shimazu, H., Teresawa, T., 1995. Electromagnetic induction heating of meteorite parent bodies by the primordial solar wind. *J. Geophys. Res.* 100, 16923–16930.
- Spearmann, C., 1904. The proof and measurements of associations between two things. *Am. J. Psychol.* 15, 72–101.
- Takir, D., Emery, J.P., 2012. Outer main belt asteroids: Identification and distribution of four 3- μm spectral groups. *Icarus* 219, 641–654.

- Tedesco, E.F., Noah, P.V., Moah, M., Price, S., 2002. The supplemental IRAS minor planet survey. *Astron. J.* 123, 10565–10585.
- Tholen, D.J., 1984. Asteroid taxonomy from cluster analysis of photometry. *Ph.D. Dissertation, University of Arizona, Tucson*.
- Tholen, D.J., Barucci, M.A., 1989. Asteroids taxonomy. In: Binzel, R.P., Gehrels, T., Matthews, M.S. (Eds.), *Asteroids II*. Univ. of Arizona Press, Tucson, pp. 298–315.
- Townsend, T.E., 1987. Discrimination of iron alteration minerals in visible and near infrared reflectance spectra. *J. Geophys. Res.* 92, 1441–1454.
- Vilas, F., 1994. A cheaper, faster, better way to detect water of hydration on Solar System bodies. *Icarus* 111, 456–467.
- Vilas, F., 2005. Negative searches for evidence of aqueous alteration on asteroid surfaces. In: Mackwell, S., Stansbery, E. (Eds.), *Lunar Planet. Sci.* 36, Abstract no. 2033.
- Vilas, F., 2008. Spectral characteristics of Hayabusa 2 Near-Earth asteroid targets 162173 1999 JU3 and 2001 QC34. *Astron. J.* 135, 1101–1105.
- Vilas, F., Gaffey, M.J., 1989. Phyllosilicate absorption features in main-belt and outer-belt asteroid reflectance spectra. *Science* 246, 790–792.

- Vilas, F., McFadden, L.A., 1992. CCD reflectance spectra of selected asteroids. I. Presentation and data analysis considerations. *Icarus* 100, 85–94.
- Vilas, F., Smith, B.A., 1985. Reflectance spectrophotometry (about 0.5–1.0 μm) of outer-belt asteroids – Implications for primitive, organic Solar System material. *Icarus* 64, 503–516.
- Vilas, F., Sykes, M.W., 1996. Are low-albedo asteroids thermally metamorphosed? *Icarus* 124, 483–489.
- Vilas, F., Hatch, E.C., Larson, S.M., Sawyer, S.R., Gaffey, M.J., 1993. Ferric iron in primitive asteroids – A 0.43- μm absorption feature. *Icarus* 102, 225–231.
- Vilas, F., Jarvis, K.S., Gaffey, M.J., 1994. Iron alteration minerals in the visible and near-infrared spectra of low-albedo asteroids. *Icarus* 109, 274–283.
- Walsh, K.J., Morbidelli, A., Raymond, S.N., O'Brien, D.P., Mandell, A.M., 2011. A low mass for Mars from Jupiter's early gas-driven migration. *Nature* 475, 206–209.
- Xu, S., Binzel, R. P., Burbine, T.H., Bus, S.J., 1995. Small main-belt asteroid spectroscopic survey: Initial results. *Icarus* 155, 1–35.

Asteroid	a (AU)	Alb. (%)	Diam. (km)	Taxon.		H	Center (Å)	Depth (%)	Width (Å)	Slope % (10 ³ Å)	R
				(Th)	(B)						
4194 Sweitzer	2.698	8.2 1.5 ^l	18.5 1.5	B	Cb	N	-	-	-	-0.39 0.08	3
4220 Flood	2.805	-	-	C	-	Y	7006 10	4.2 0.1	3340	-1.62 0.09	4
4265 Kani	2.428	5.7 0.7	14.2 0.2	C	C	N	-	-	-	0.60 0.24	3
4276 Cli ord	2.010	-	-	C	Cb	N	-	-	-	-0.07 0.12	3,4
4284 Kaho	2.401	12.8 2.0	10.9 0.1	B	Ch	Y	7108 76	2.7 0.2	2638	-1.61 0.14	3
4292 Aoba	2.751	3.7 0.4	25.0 0.2	C	C	N	-	-	-	0.52 0.14	3
4304 Geichenko	2.451	8.3 1.4	8.4 0.2	C	C	N	-	-	-	-1.42 0.37	3
4343 Tetsuya	2.786	8.6 0.7 ^l	18.9 0.7	C	Ch	Y	6867 29	3.1 0.1	2738	-1.34 0.16	3
4390 Madreteresa	2.399	4.3 0.3	11.3 0.0	G	Cgh	Y	6925 43	3.9 0.4	3112	0.21 0.36	3
4484 Sif	2.634	7.8 0.1	16.3 0.2	B	-	N	-	-	-	-3.07 0.05	4
4534											
Rimskij-Korsakov	2.797	6.4 0.7	15.8 0.2	B	Cb	N	-	-	-	-0.92 0.19	3
4584 Akan	2.790	9.1 2.4	14.6 0.2	C	C	N	-	-	-	-0.21 0.38	3
4591 Bryantsev	2.455	-	-	G	Cgh	Y	7167 52	2.4 0.1	3025	-3.08 0.12	3
4719 Burnaby	2.699	-	-	C	C	N	-	-	-	-0.46 0.28	3
4730											
Xingmingzhou	3.121	9.8 2.2	24.4 0.2	C	-	Y	6942 50	3.3 0.1	2671	-0.44 0.07	4
4759 Aretta	3.187	12.6 3.1	15.6 0.4	C	-	N	-	-	-	-0.32 0.06	4
4778 Fuss	3.156	8.5 1.0	12.5 0.5	B	-	N	-	-	-	2.82 0.11	4
4804 Pasteur	2.690	12.9 2.1	15.4 0.3	C	C	N	-	-	-	0.45 0.13	3
4889 Praetorius	3.096	9.1 1.4 ^l	18.4 1.3	C	-	Y	6762 77	2.7 0.1	2830	-0.11 0.07	4
4944 Kozlovskij	2.744	6.1 0.6	11.1 0.1	C	Cb	Y	6412 88	1.5 0.1	2450	0.88 0.19	3
4955 Gold	3.152	10.0 4.0	25.0 5.0	B	-	N	-	-	-	-4.78 0.09	4
4969 Lawrence	2.759	-	-	C	C	N	-	-	-	0.31 0.30	3
5045 Hoyin	3.132	-	-	C	-	N	-	-	-	0.04 0.09	4
5057 1987DC6	3.125	12.6 2.3	16.4 0.2	B	-	N	-	-	-	-2.56 0.10	4
5079 Brubeck	2.644	5.9 0.8 ^l	16.5 1.0	B	B	N	-	-	-	0.12 0.10	3
5081 Sanguin	2.319	3.4 1.4	17.5 0.6	C	Ch	Y	7083 14	3.0 0.1	2812	-2.10 0.19	3
5091 Isakovskij	2.784	-	-	C	C	N	-	-	-	-0.00 0.34	3
5102 Benfranklin	2.800	4.4 1.1 ^l	18.2 1.9	B	B	N	-	-	-	-0.36 0.08	3
5133 Phillipadams	2.714	8.1 0.4	22.7 0.1	B	B	N	-	-	-	-1.52 0.20	3
5222 Io e	2.775	14.4 3.3	18.4 0.2	B	B	N	-	-	-	-2.10 0.10	3
5234 Sechenov	2.761	15.5 4.9	14.1 0.3	B	B	N	-	-	-	-1.50 0.13	3
5243 Clasién	2.774	4.6 0.2	13.9 0.1	C	C	N	-	-	-	-0.25 0.30	3
5329 Decaro	2.610	-	-	C	Cb	N	-	-	-	0.08 0.23	3
5330 Senrikyu	2.763	12.3 1.5	16.5 0.0	B	B	N	-	-	-	-1.97 0.21	3
5333 Kanaya	2.345	3.8 0.3	14.0 0.1	C	Ch	Y	6892 14	4.2 0.1	3025	-1.89 0.16	3
5344 Ryabov	2.704	-	-	B	B	N	-	-	-	-1.00 0.12	3
5348 Kennoguchi	2.795	-	-	C	Ch	Y	6792 14	3.0 0.1	2575	-1.53 0.13	3

Continued on next page

Asteroid	a (AU)	Alb. (%)	Diam. (km)	Taxon.		H	Center (Å)	Depth (%)	Width (Å)	Slope % (10 ³ Å)	R
				(Th)	(B)						
5349 Paulharris	2.786	-	-	C	C	N	-	-	-	0.12 0.16	3
5364 1980RC1	2.457	9.2 1.1	12.2 0.1	C	C	N	-	-	-	-1.49 0.34	3
5416											
Estremadoyro	2.780	3.6 0.3	19.0 0.1	C	C	N	-	-	-	-1.46 0.43	3
5438 Lorre	2.745	-	-	C	C	N	-	-	-	3.10 0.23	3
5553 Chodas	2.734	11.2 2.5	10.0 0.2	C	Ch	Y	7033 38	1.2 0.1	2188	-0.56 0.17	3
5585 Parks	2.714	-	-	C	Ch	Y	7000 25	2.7 0.1	2662	-0.56 0.26	3
5591 Koyo	2.780	3.8 0.5	17.1 0.2	C	Cb	Y	6625 43	1.2 0.1	2450	0.28 0.18	3
5592 Oshima	3.173	7.1 0.5	22.4 0.3	C	-	Y	7086 83	3.5 0.1	2374	1.53 0.11	4
5639 1989PE	1.852	-	-	C	-	N	-	-	-	0.17 0.11	4
5690 1992EU	2.801	-	-	B	B	N	-	-	-	-3.45 0.19	3
5832											
Martaprincipe	2.624	5.6 0.2	23.8 0.1	C	-	Y	6978 67	2.2 0.2	2588	-0.67 0.08	4
5956 d'Alembert	2.714	9.8 1.6	12.3 0.1	C	C	N	-	-	-	0.57 0.12	3
6005 1989BD	2.700	-	-	C	C	N	-	-	-	-1.43 0.15	3
6129 Demokritos	2.793	7.1 0.4	17.1 0.1	C	Ch	Y	6950 43	1.8 0.1	2850	-1.47 0.17	3
6193 Manabe	2.398	9.3 1.2	9.7 0.2	C	-	Y	7089 87	5.4 0.2	2485	0.92 0.14	4
6230 1984SG1	2.783	-	-	C	C	N	-	-	-	0.32 0.28	3
6233 Kimura	2.793	6.8 1.5	9.7 0.2	C	Ch	Y	6892 58	2.4 0.1	2300	-0.37 0.33	3
6283 1980VX1	2.787	5.5 1.6	10.9 0.3	C	Ch	Y	6867 38	4.3 0.1	3000	-2.77 0.24	3
6297 1988VZ1	3.152	8.0 1.4	16.3 0.3	B	-	N	-	-	-	-0.55 0.09	4
6354 Vangelis	2.657	-	-	C	Cb	N	-	-	-	1.28 0.11	3
6410 Fujiwara	2.770	4.9 0.3	15.2 0.0	C	Ch	Y	7058 52	0.8 0.1	2725	-1.42 0.14	3
6500 Kodaira	2.758	-	-	B	B	N	-	-	-	-1.99 0.08	3
6509 1983CQ3	2.795	-	-	C	Ch	Y	7475 66	2.4 0.1	2788	-1.22 0.16	3
6582											
Flagsymphony	2.780	3.0 0.2	19.3 0.2	C	Ch	Y	6742 58	1.8 0.1	2462	0.41 0.13	3
6716 1990RO1	2.791	5.2 0.8	16.0 0.1	C	C	N	-	-	-	0.66 0.27	3
6782 1990SU10	2.790	4.7 0.6	15.1 0.1	C	Cb	Y	7042 52	2.0 0.1	2725	1.03 0.26	3
6906 Johnmills	2.738	8.9 1.2	11.2 0.1	C	C	N	-	-	-	0.22 0.24	3
6907 Harryford	2.738	10.0 2.3	12.1 0.2	C	C	N	-	-	-	-0.28 0.13	3
7052 1988VQ2	2.714	13.5 1.8	9.9 0.0	C	-	Y	7148 42	4.7 0.3	2819	-0.22 0.11	4
7110 Johnpearse	2.797	7.1 2.1	14.4 0.2	C	Ch	N	-	-	-	-3.26 0.41	3
7402 1987YH	2.782	-	-	C	Ch	Y	6858 52	2.3 0.1	3162	-1.90 0.17	3
7404 1988AA5	2.796	5.9 0.3	10.8 0.1	B	Cb	N	-	-	-	-0.27 0.19	3
7405 1988FF	2.766	6.5 0.8	14.4 0.3	C	Ch	Y	7058 38	3.4 0.1	2862	-2.53 0.15	3
7496											
Miroslavholub	3.095	5.6 1.3	21.5 0.6	C	-	Y	6818 92	2.4 0.3	2504	-0.11 0.14	4
7512											

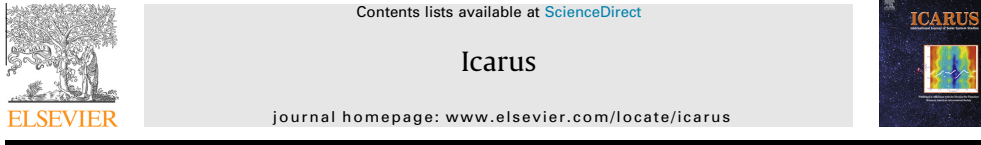
Continued on next page

Asteroid	a (AU)	Alb. (%)	Diam. (km)	Taxon.		H	Center (Å)	Depth (%)	Width (Å)	Slope % (10 ³ Å)	R
				(Th)	(B)						
Monicalazzarin 7604	2.782	5.3 0.5	13.7 0.1	C	Ch	Y	7058 14	2.3 0.1	3000	-1.48 0.13	3
Kridsadaporn	3.110	-	-	C	C	N	-	-	-	0.71 0.14	3
7817 Zibiturtle	2.788	5.3 1.3	12.5 0.1	C	C	N	-	-	-	-1.25 0.30	3
7868 Barker	2.682	4.0 0.5	15.9 0.1	C	-	Y	6938 36	5.8 0.1	2856	1.57 0.14	4
8008 1988TQ4	2.779	7.6 0.6	12.7 0.2	C	C	N	-	-	-	-0.95 0.23	3
8106 Carpino	2.411	4.5 0.5	11.8 0.1	C	-	Y	6826 38	2.3 0.1	2659	-0.15 0.08	4
8450 Egorov	2.751	-	-	C	C	Y	6267 95	1.7 0.2	2675	1.86 0.15	3
8518 1992DM6	3.109	8.0 1.7	12.9 0.3	B	-	N	-	-	-	-0.99 0.07	4
8795 1981EO9	3.203	14.1 3.3	11.7 0.5	C	-	N	-	-	-	1.43 0.13	4
8906 Yano	3.201	8.1 2.3	14.1 0.3	B	-	N	-	-	-	-0.99 0.10	4
9219 1995W08	3.202	9.4 1.4	19.0 0.2	B	-	N	-	-	-	-2.09 0.14	4
9970 1992ST1	2.790	3.6 0.2	20.0 0.1	B	Cb	N	-	-	-	-0.16 0.25	3
10007 Malytheatre	3.147	6.0 0.4	25.9 0.1	C	-	N	-	-	-	-0.35 0.11	4

Xu, S. Binzel, R. P., Burbine, T. H., Bus, S. J. 1995. Small main-belt asteroid spectroscopic survey: Initial results. *Icarus* 155, 1–35

REFERENCES

- Bus, S. J., Binzel, R. P., 2002. Phase II of the Small Main-Belt Asteroid Spectroscopic Survey. A Feature-Based Taxonomy. *Icarus* 158, 146–177
- Fornasier, S., Clark, B. E., Dotto, E., 2011. Spectroscopic survey of X-type asteroids. *Icarus* 214, 131–146
- Lazzaro, D., Angeli, C. A., Carvano, J. M., Mothé-Diniz, T., Duard, R., Florczak, M., 2004. S³OS²: the visible spectroscopic survey of 820 asteroids. *Icarus* 172, 179–220
- Masiero, J. R., Mainzer, A. K., Grav, T., Bauer, J. M., Cutri, R. M., Dailey, J., Eisenhardt, P. R. M., McMillan, R. S., Spahr, T. B., Skrutskie, M. F., Tholen, D., Walker, R. G., Wright, E. L., DeBaun, E., Elsbury, D., Gautier, T., Gomillion, S., Wilkins, A., 2011. Main Belt Asteroids with WISE NEOWISE. I. Preliminary Albedos and Diameters. *Astrophysical Journal* 741, 68, 1-20
- Sawyer, S., 1998. *EAR A 3 RDR SAWYER ASTEROID SPECTRA V1.2*. NASA Planetary Data System
- Tedesco, E.F., Noah, P.V., Moah, M., Price, S., 2002. The supplemental IRAS minor planet survey. *The Astronomical Journal* 123, 10565–10585
- Tedesco, E.T., M.P. Egan, and S.D. Price. *MSX Infrared Minor Planet Survey. MSX-A-SPIRIT3-5-SBN0003-MIMPS-V1.0*. NASA Planetary Data System, 2004
- Vilas, F., Smith, B.A., McFadden, L.A., Gagey, M.J., Larson, S.M., Hatch, E.C., and Jarvis, K.S., 1998. *EAR A 3 RDR VILAS ASTEROID SPECTRA*. NASA Planetary Data System



Ion irradiation of Allende meteorite probed by visible, IR, and Raman spectroscopies

R. Brunetto^{a,*}, C. Lantz^b, D. Ledu^c, D. Baklouti^a, M.A. Barucci^b, P. Beck^d, L. Delauche^c, Z. Dionnet^a, P. Dumas^e, J. Duprat^c, C. Engrand^c, F. Jamme^e, P. Oudayer^a, E. Quirico^d, C. Sandt^e, E. Dartois^a

^a Institut d'Astrophysique Spatiale (IAS), CNRS, UMR-8617, Université Paris-Sud, bâtiment 121, F-91405 Orsay Cedex, France

^b Laboratoire d'Études Spatiales et d'Instrumentation en Astrophysique (LESIA) – Observatoire de Paris, CNRS (UMR 8109)/UPMC Univ. Paris 6/Univ. Paris Diderot, 92195 Meudon Cedex, France

^c Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse (CSNSM), Université Paris-Sud 11, UMR 8609-CNRS/IN2P3, F-91405 Orsay Cedex, France

^d Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble, UJF-Grenoble 1/CNRS-INSU, UMR 5274, F-38041 Grenoble, France

^e Synchrotron SOLEIL, L'Orme des Merisiers, Saint-Aubin, BP 48, F-91192 Gif-sur-Yvette Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 7 February 2014

Revised 23 April 2014

Accepted 27 April 2014

Available online 6 May 2014

Keywords:

Spectroscopy

Meteorites

Asteroids, surfaces

Experimental techniques

Solar wind

ABSTRACT

Little is known about carbonaceous asteroids weathering in space as previous studies have struggled to define a general spectral trend among dark surfaces. Here we present experiments on ion irradiation of the Allende meteorite, performed using 40 keV He⁺ and Ar⁺ ions, as a simulation of solar wind irradiation of primitive bodies surfaces. We used different fluences up to 3×10^{16} ions/cm², corresponding to short timescales of $\sim 10^3$ – 10^4 yrs in the main asteroid belt. Samples were analyzed before and after irradiation using visible to far-IR (0.4–50 μ m) reflectance spectroscopy, and Raman micro-spectroscopy. Similarly to what observed in previous experiments, results show a reddening and darkening of VIS–NIR reflectance spectra. These spectral variations are however comparable to other spectral variations due to viewing geometry, grain size, and sample preparation, suggesting an explanation for the contradictory space weathering studies of dark asteroids. After irradiation, the infrared bands of the matrix olivine silicates change profile and shift to longer wavelength, possibly as a consequence of a more efficient sputtering effect on Mg than Fe (lighter and more volatile species are preferentially sputtered backwards) and/or preferential amorphization of Mg-rich olivine. Spectral variations are compatible with the Hapke weathering model. Raman spectroscopy shows that the carbonaceous component is substantially affected by irradiation: different degrees of de-ordering are produced as a function of dose, to finally end with a highly disordered carbon. All observed modifications seem to scale with the nuclear elastic dose.

© 2014 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

Space weathering (SpWe) processes affect atmosphere-less bodies in the Solar System. They include irradiation by solar wind, galactic cosmic ions, electrons, UV and X-rays, and bombardment by micrometeorites. The surface alteration varies with the location in the Solar System and the Solar System history. The most studied and best known case of SpWe is that of the Moon, which has been investigated for decades (Gold, 1955; Hapke, 2001 and references therein). The fundamental role played in lunar SpWe by the production of nanophase metallic iron due to vapor deposition from surface sputtering and erosion has been established (Keller and McKay, 1997), along with its effects on the visible–near infrared

(VIS–NIR) spectral reddening and darkening (Pieters et al., 2000; Taylor et al., 2001; Hapke, 2001).

Inspired by the work performed on the lunar SpWe, investigators have wondered to what extent the same mechanisms observed on the Moon were operating on asteroids (Chapman, 2004). Asteroidal SpWe can provide clues to understand the match and mismatch between asteroid taxonomical classes and meteorite classes. The case of S-type asteroids vs. ordinary chondrites (OCs) has been particularly studied¹: a VIS–NIR reddening spectral trend can be established comparing OCs to main-belt S-types through near-Earth asteroids (Binzel et al., 2004). Recently, interesting results were obtained by the Hayabusa mission (JAXA), that visited and returned samples from S-type asteroid Itokawa. Hayabusa spec-

trometers showed SpWe effects developing in different regions of the asteroid (Hiroi et al., 2006). Returned Itokawa grains later analyzed in the laboratory showed multi-layered structures associated to SpWe effects, including amorphized silicates, nanophase metallic iron inclusions, and nanophase FeS (Noguchi et al., 2011). Hayabusa results confirm the SpWe reddening and darkening of asteroids.

Evidence for darkening and reddening was observed on S-type asteroids visited by spacecraft (NEAR, Galileo) comparing young and old terrains. The NEAR spectra of Eros showed that a reddening agent like nanophase iron could explain the dissimilarity in overall spectral slope and albedo between S(IV) asteroids and OCs (Bell et al., 2002), but the albedo and 1- μ m band depth dependence on the surface age/morphology for Eros and Ida were found to be different than that observed on the Moon (Chapman, 1996; Murchie et al., 2002; Gaffey, 2010). Strong evidences for a reddening trend with respect to space exposure have been found thanks to the study of young silicate-rich asteroid families. The latter confirms the major role played by the solar wind ions and the collisional resurfacing scenario in the case of S-type objects (Brunetto et al., 2006a; Marchi et al., 2006; Willman et al., 2008; Vernazza et al., 2009a).

Most SpWe processes can be simulated in the laboratory using various approaches and analytical techniques (see e.g. Bennett et al., in press, for a complete and recent review). The silicate reddening and darkening spectral trends have been measured in many SpWe experiments performed by different groups on terrestrial silicates and OCs for application to S-types (Hapke, 1965; Moroz et al., 1996; Sasaki et al., 2001; Strazzulla et al., 2005; Marchi et al., 2005; Brunetto et al., 2006b; Loeffler et al., 2008, 2009; Noble et al., 2011; Fu et al., 2012), although differences arise between ion irradiation and laser irradiation/ablation experiments: distinctive physical processes are involved and different timescales are implied. Asteroid spectral modeling has been developed based on laboratory SpWe results: the main result on silicate-rich asteroids is that SpWe mainly changes the spectral continuum above bands, while it does not affect band position and relative areas of VIS–NIR silicate absorptions; the “weathered” spectral continuum is a non-linear function of the optical constants of the silicate host matrix and the inclusions produced by the energetic alteration (Hapke, 2001; Hiroi and Sasaki, 2001; Hiroi et al., 2006; Brunetto et al., 2006a, 2007).

Apart from OCs and the implications for S-types and Q-types, little is known about the response to SpWe by other classes of meteorites. Some experiments performed on HEDs (howardite–eucrite–diogenite, meteorites originated from asteroid Vesta) showed reddening and darkening trends similar to that of OCs (Fulvio et al., 2012). But not all meteorites redden as OCs or HEDs: for instance the irradiation of an enstatite chondrite EL6 sample produced very little spectral effects, probably because of the little iron abundance in this sample (Vernazza et al., 2009b).

From the astronomical point of view, SpWe trends become more controversial when considering dark asteroids (C-complex). Dark objects (C-, P-types) are considered to include the most primitive Solar System materials and account for more than half main-belt and Trojan asteroids by mass (DeMeo and Carry, 2013), still an understanding of their surface alteration is missing. Weak reddening trends have been reported by some investigators (Lazzarin et al., 2006) while other studies have found a blueing effect (Nesvorný et al., 2005; Lantz et al., 2013). Establishing a solid SpWe trend on dark objects would provide valuable support to spectral selection of sampling/landing site for sample return missions to primitive asteroids (OSIRIS-REx, Campins et al., 2010; Hayabusa 2, Takagi et al., 2011; Marco Polo-R, Barucci et al., 2012) and interpretation of mission results. In the laboratory, contradictory trends have also been reported. Spectral reddening was observed in an ion irradiation experiment of Allende (CV3)

meteorite and a CO3 meteorite (Lazzarin et al., 2006) and laser irradiation of CM Mighei (Moroz et al., 2004a), while a weak spectral blueing effect was observed in the case of irradiated Tagish Lake meteorite at very high dose (Vernazza et al., 2013).

We investigate here the SpWe of dark asteroids through a series of irradiation experiments. In this paper, we present visible–NIR (0.3–1.1 μ m), MIR–FIR (2–60 μ m) and Raman spectra of irradiated Allende meteorite. VIS–NIR spectral slope variations are still controversial for dark asteroids and opposite trends have been observed, so preliminary experiments performed in 2006 on Allende deserved to be further investigated. With respect to the 2006 study, we perform more irradiation steps to investigate different fluences and energy loss regimes, and we investigate a much larger frequency domain. The MIR–FIR range is used to investigate the irradiation-induced modifications of silicate bands, while the 3.4 μ m region allows to study the destruction of organics (probed by CH stretching bands, e.g. Godard et al., 2011 and references therein). Finally, being thermally metamorphised, Allende has one of the most ordered aromatic carbon structure (as probed by Raman) among CCs (Busemann et al., 2007). This provides the opportunity to relate the so-called G and D Raman band irradiation-induced modifications to what was previously studied on carbon analogs (Brunetto et al., 2009), and to assess the irradiation vs. metamorphism competition on extraterrestrial carbon backbone structure.

2. Experimental techniques

2.1. Sample preparation and irradiation

Two pellets (diameter 13 mm, see Fig. 1) of Allende meteorite (provided by L. Folco, Museo Nazionale dell'Antartide, Siena, Italy) were prepared by pressing (7 tons for 10 min) ~ 100 mg of the original dust (grain size 1–100 μ m) on top of a KBr substrate pellet. The KBr is used as a substrate to avoid pellet break. Thickness of the meteorite pellet is large enough (>200 μ m) to avoid contribution of KBr to the spectra. An optical image of one of the pellets is shown in Fig. 1 (panels A and B).

We irradiated the two pellets using the SIDONIE isotope separator in CSNSM, Orsay, using He⁺ and Ar⁺ ions at 40 keV (Chauvin et al., 2004). Sample were mounted vertically and ion irradiation was performed at normal incidence (Fig. 1, panel C). We produced four separate irradiation spots (4 mm in diameter each) on each pellet, using different fluences: 5×10^{14} , 2×10^{15} , 1×10^{16} , 3×10^{16} for He⁺ ions cm⁻², and 1×10^{14} , 5×10^{14} , 2×10^{15} , 6×10^{15} for Ar⁺ ions cm⁻². Earlier irradiated spots were masked to protect them from contamination of sputter deposits from the subsequent irradiation steps (as shown in panels C and D of Fig. 1). A central area (diameter 2 mm) of each pellet remained non-irradiated. We used ion currents in the 0.1–0.3 μ A cm⁻² range to avoid macroscopic heating of the samples.

We chose He⁺ and Ar⁺ ions as a case for light and heavy ions in the solar wind and to explore two different regimes of (electronic and nuclear) energy loss and of surface sputtering. We used non-reactive projectiles to avoid complications with implantation induced chemistry, although reactive ions (e.g. C, N, O) have been suggested to play a special role in asteroid surface coloration (Fulvio et al., 2012) and will be tested in future studies. The energy of 40 keV used here is the standard irradiation condition on the SIDONIE accelerator. It is close to the average slow solar wind energy for argon, and about ten times higher for helium. However, higher energy helium ions are emitted from the Sun through active regions and solar flares, and it is possible to use the corresponding energy spectra (e.g. Johnson, 1990) to calculate the contribution of 40 keV helium ions (see Section 4.4).

* Corresponding author. Fax: +33 169858675.

E-mail address: rosario.brunetto@ias.u-psud.fr (R. Brunetto).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2014.04.047>

0019-1035/© 2014 Elsevier Inc. All rights reserved.

¹ To address the differences vs. similarities in the mineralogy of S-types with respect to OCs and the discussion about the bias in the meteorite collections see e.g. Gaffey et al. (1993), Meibom and Clark (1999), Marchi et al. (2005).

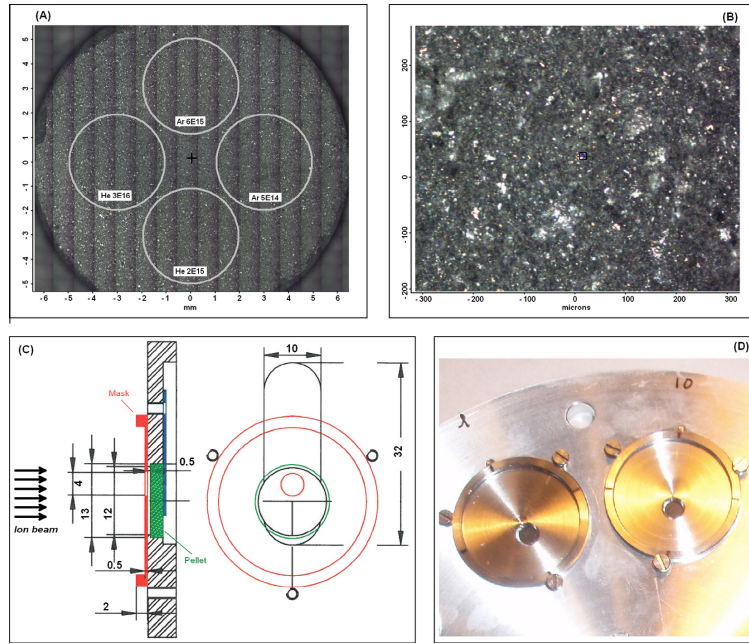


Fig. 1. Panel A: mosaic of optical microscope images obtained on one Allende pellet, with the indication of the irradiation conditions performed over diameters of 4 mm; a central area (2 mm in diameter) remained non-irradiated. Panel B: optical image (10× objective), showing the typical surface roughness and porosity, along with compositional heterogeneity reflected by different contrasts. Panel C: side and front views of irradiation geometry of the experimental setup; a mask is used to protect earlier irradiated spots from sputter deposits from the subsequent irradiation steps (4 mm hole); all sizes are given in millimeters. Panel D: a picture showing the two pellets installed in the SIDONIE sample holder.

Table 1 shows the results of the damage calculation for He⁺ and Ar⁺ implantation, on a simulated Allende-type target, derived using the SRIM code (Ziegler et al., 2010). The energy loss is mainly inelastic (electronic) in the case of helium while it is mostly elastic (nuclear) in the case of argon. We used a target density of 2.9 g cm⁻³ (Britt and Consolmagno, 2003) and an approximated stoichiometry of C_{0.1}Mg_{1.2}Fe_{0.8}SiO₄ derived from a simplification of the average Allende composition (Jarosewich et al., 1987), not considering Al, Ca, and S (effects on the simulation results are very

Table 1
Irradiation conditions (energy, fluence) and SRIM simulation results (penetration, stopping power, energy loss) obtained using a simplified Allende composition of C_{0.1}Mg_{1.2}Fe_{0.8}SiO₄ and a density of 2.9 g cm⁻³. S_e and S_n are respectively the electronic (inelastic) and the nuclear (elastic) stopping power at the entrance energy of 40 keV. For each irradiation, the energy loss is split into contributions from impinging ions and target recoils. Note how the energy loss is mainly inelastic in the case of helium while it is mostly elastic in the case of argon.

Ion	He ⁺	Ar ⁺		
Energy (keV)	40	40		
Max fluence (ions cm ⁻²)	3E16	6E15		
Penetration range (nm)	300 ± 80	40 ± 15		
Initial S _e (MeV/(mg/cm ²))	0.48	0.80		
Initial S _n (MeV/(mg/cm ²))	0.021	2.5		
Energy loss (%)	Ions	Recoils	Ions	Recoils
Ionizations	85.4	2.5	18.5	22.9
Vacancies	0.2	0.5	0.3	3.5
Phonons	1.8	9.6	1.4	53.4

minor). The modal mineralogy and reference reflectance spectra on Allende samples can be found in Cloutis et al. (2012).

2.2. Spectral analysis

Visible–NIR (0.3–1.1 μm) diffuse reflectance spectroscopy was performed at Orsay using a VIS–NIR grating spectrometer Maya2000 Pro (Ocean Optics), coupled through infrared transparent fibers to a home-made IAS–CSNSM system, allowing illumination at angles higher than 35° (we used $i = 45^\circ$) and collection at fixed angle $e = 0^\circ$. The spot on the sample surface is ~1 mm, that is smaller than the size of the different irradiated spots (4 mm diameter). The spot is large enough to be representative of the whole pellet (in particular both matrix and chondrules are probed). The sample is placed horizontally and its vertical position is adjusted by maximizing the diffuse reflectance signal. Reference spectra were collected with respect to a 99% Spectralon standard (Labsphere) and double-checked using a BaSO₄ standard. The spectral resolution was fixed at 1 nm.

IR micro-analysis was performed at the SMIS (Spectroscopy and Microscopy in the Infrared using Synchrotron; Dumas et al., 2006) beamline of the synchrotron SOLEIL (France). We used a NicPlan microscope, coupled to a NEXUS 6700 FTIR spectrometer (Thermo Fisher) operating in confocal reflection. Reflectance spectra were collected with respect to a standard gold background. The IR source was the external synchrotron light source providing better spatial

resolution and intensity than the internal Globar source (Miller and Dumas, 2013). The fully focused IR beam is ~15 μm wide on the samples (32× objective). A detector box was added to the spectrometer in order to accommodate the various detectors that covered the mid-IR and the far-IR ranges. In the mid-IR (MIR: 5000–650 cm⁻¹ or 2–15.4 μm) range we used a spectral resolution of 2 cm⁻¹. For micro-analysis in the far-IR (FIR e.g. 700–170 cm⁻¹ or 14–60 μm), we used a bolometer detector (boron doped silicon, 4.2 K cooled, Infrared Laboratories) and a 4 cm⁻¹ spectral resolution. We analyzed the non-irradiated area and the eight irradiation spots in both MIR and FIR, resulting in more than 200 spectra. Because of limitations in the allocated experimental time, we focused on selected matrix areas of the pellets.

Raman micro-spectroscopy was performed at the SMIS beamline at SOLEIL using a DXR Raman micro-spectrometer from Thermo Fisher with a 532 nm exciting laser radiation, and a power on the sample lower than 0.3 mW, producing power densities lower than 300 W/mm² (similar values were used by Brunetto et al. (2011)). We recorded large Raman maps of the different irradiation spots on the pellets to better cope with surface heterogeneity issues discussed in Appendix A. More than 500 spectra were collected. We used a spectral resolution of 4 cm⁻¹ and a spatial resolution of about 1 μm, and we essentially probed matrix areas. The spatial resolution of Raman spectroscopy (laser spot diameter ~1 μm) is better than IR spectroscopy, because it has lower diffraction limitation due to the shorter probe wavelengths.

3. Results

3.1. VIS–NIR

In Fig. 2 we compare a VIS–NIR spectrum of one Allende pellet before irradiation with measurements reported by Beck et al.

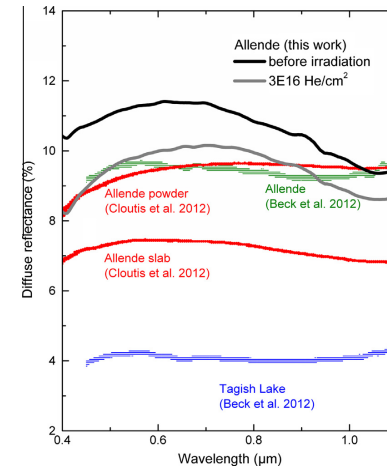


Fig. 2. The VIS–NIR bidirectional ($i = 45^\circ$; $e = 0^\circ$) diffuse reflectance spectra of Allende before (black) and after (gray) irradiation with 3×10^{16} He⁺ cm⁻² are compared to spectral measurements obtained by Cloutis et al. (2012) on Allende slab and powder (red, $i = 30^\circ$, $e = 0^\circ$), and by Beck et al. (2012) on Allende (green) and Tagish Lake (blue) meteorites ($i = 0^\circ$, $e = 30^\circ$). Features above 1 μm in Beck et al. (2012) data are spectral artifacts due to the IR detector. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(2012) and Cloutis et al. (2012). Our Allende pellets have initial VIS–NIR spectra close to what previously measured for compact Allende samples by Lazzarin et al. (2006); albedo is relatively high (about 11% reflectance at 0.55 μm) and slope is slightly blue (lower than $-0.23 \mu\text{m}^{-1}$ in the 0.52–0.92 μm spectral range²). Spectral variations as a function of sample preparation can be ascribed to different scattering conditions. Pellets (bluish spectra) vs. unpacked powders (reddish spectra) define a trend observed by many investigators, see for instance Lazzarin et al. (2006). Cloutis et al. (2012) have reviewed VIS–NIR reflectance spectra of CVs and in their Fig. 7 they compare dust (<125 μm) with slab for Allende. The slope for slab samples is found to be less red than for powdered samples. Systematic shifts of a few percent in the albedo measured by different investigators appear reasonable when using different geometries and reflectance standards. The 1-μm band position (a probe of mineralogy) is least affected by measurement conditions: for Allende pellets we measure $1.06 \pm 0.03 \mu\text{m}$ band position, which is fully compatible with the values measured by Cloutis et al. (2012) for slab samples of Allende ($1.05 \pm 0.02 \mu\text{m}$). Note that the 1-μm band appears much deeper in our measurements than those reported by Cloutis et al. (2012) and by Beck et al. (2012), although a precise depth cannot be evaluated because the right shoulder of the band is missing in our spectra. It is also to be stressed that the three studies were performed using different viewing geometry.

The spectrum of Allende pellets changed after ion irradiation: both spectral darkening and reddening were observed as a function of increasing ion fluence, similarly to what had previously reported by Lazzarin et al. (2006). As an example, the diffuse reflectance spectrum of the most He irradiated (3×10^{16} ions cm⁻²) sample is drawn in Fig. 2. A darkening–reddening trend is observed although variations remain relatively small. The reflectance at 0.55 μm is reduced from ~11% to ~9.5% and the slope in the 0.52–0.92 μm spectral range (following Lazzarin et al., 2006) is increased from about $-0.23 \mu\text{m}^{-1}$ to about $-0.08 \mu\text{m}^{-1}$. These are the highest albedo and slope modifications we observed in our experiments. In Fig. 2 we also compare Allende with Tagish Lake meteorite spectra measured by Beck et al. (2012) to show that irradiation-induced variations are small compared to original differences among carbonaceous chondrites. To address the spectral variations observed on different carbonaceous chondrite compositional classes, viewing geometry, grain size, sample preparation effects, etc., see Cloutis et al. (2012) and references therein.

3.2. MIR–FIR

In this subsection we show results obtained in the MIR–FIR range of irradiated and non-irradiated matrix areas of Allende. We detected weak (few percent) aliphatic CH stretching bands in the 3.4 μm region of the IR reflectance spectra of our Allende pellets, but no significant variations were observed after irradiation. Mid- and far-IR silicate bands are detected (Fig. 3 and top A panel of Fig. 4), in the region up to about 50 μm, although the signal to noise above 35 μm is not good enough to extract valuable band positions. Using calibrations by Hamilton (2010, and references therein), we identified seven olivine bands whose peak positions correspond to forsterite numbers Fo ~ 50–55, in agreement with literature data (Allende's matrix olivine composition is centered around Fo53, Peck 1983). Thanks to the synchrotron microscopic IR beam we explored large areas of the Allende pellets at spatial resolution ~15 μm. The olivine bands did not show major modifications with the beam spot location, probably because we are

² For slope calculations, we follow the method reported by Lazzarin et al. (2006), i.e. a linear fit (restricted to the 0.52–0.92 μm range) of the spectrum scaled at 1 at 0.55 μm. This is done to keep consistency with and allow comparison to previous experiments on similar samples and observed spectra of the C asteroid complex.

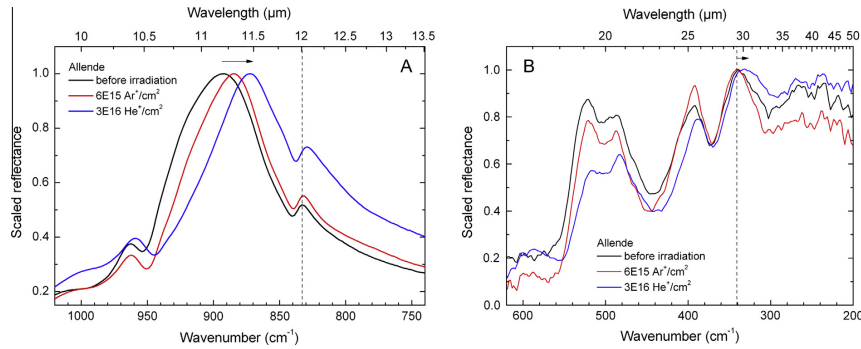


Fig. 3. The mid-IR (A panel) and far-IR (B panel) confocal microscopic (spot $\sim 15 \mu\text{m}$) reflectance spectra obtained at the SOLEIL synchrotron on Allende's matrix before (black) and after irradiation at maximum fluence for Ar^+ (red) and He^+ (blue) beams. The spectra are obtained by averaging all individual spectra collected on different spots within the considered irradiated area (at least 25 spectra, and more than 50 spectra in the case of Allende before irradiation). Two vertical lines are drawn to guide the eye and stress the irradiation-induced redshift of olivine bands. For each range, spectra are scaled to unity at strongest band peak to facilitate the comparison. Identification of olivine IR bands can be found in e.g. Jäger et al. (1998). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

probing the sample matrix at a spatial scale larger than its compositional heterogeneity.

As illustrated in Fig. 3, a major modification is observed in the MIR–FIR spectra after irradiation: the olivine bands are significantly shifted towards longer wavelengths after He irradiation. Band profiles are also affected. In the case of Ar irradiation, only the strongest peak at $\sim 870 \text{ cm}^{-1}$ is shifted towards longer wavelengths, whereas the other band positions remain unaffected within error bars. The measured band shifts for both He and Ar irradiation are given in the B panel of Fig. 4, as a function of initial band position before irradiation. The shifts $\Delta\nu = \nu_{\text{irradiated}} - \nu_{\text{unirradiated}}$ are negative when defined in wavenumbers. The shift observed on the $\sim 870 \text{ cm}^{-1}$ band is much larger than shifts possibly due to the heterogeneity of the matrix olivines (see Section 4.1 for details).

The band positions after He irradiation are shifting in a spectral region usually associated to Fe-rich olivine (forsterite numbers $\text{Fo} \sim 30\text{--}35$, using calibrations reported by Hamilton, 2010). But the spectral shift is not the same for all bands, and some bands seem to be more affected than others. In particular, the shift of the strongest band at $\sim 870 \text{ cm}^{-1}$ trespasses the positions observed in the literature for pure fayalite, and is observed together with a strong modification of the band profile, suggesting that substantial structural modifications are taking place (see discussion below).

3.3. Raman

Raman scattering is a non-linear and resonant process sensitive to the presence and structure of aromatic solids. The Raman cross section being much larger for aromatic carbon than for minerals, the carbon D and G bands dominate the spectra of extraterrestrial materials once few aromatic carbons are present. In the Raman spectra of Allende's matrix before irradiation, we detected both D and G bands (see Appendix A) and olivine bands. From the measured peak position of the olivine bands ($818 \pm 1 \text{ cm}^{-1}$ and $847 \pm 1 \text{ cm}^{-1}$) and using calibrations by Kuebler et al. (2006), we estimated the Mg number of the matrix olivines to be $\text{Fo} = 55 \pm 5$, in agreement with what we found using micro-IR spectroscopy and with literature values for Allende's matrix (see above). The measured carbon bands are compatible with what has been reported in the literature for this meteorite (Bonal et al., 2006, and references therein).

Strong modifications of the Raman spectra are observed after ion irradiation. In Fig. 5 we provide an example in the case of the highest He^+ fluence used. The aromatic carbon bands (both D and G) are strongly affected, i.e. as a consequence of irradiation both bands are much larger, peak positions are shifted (in particular the G-band), and the relative intensity $I(\text{D})/I(\text{G})$ is modified.

4. Discussion

In Section 4.1 we will discuss how the SpWe spectral effects are wavelength dependent. In particular, analyzing the spectral features that are mostly affected by the irradiation (IR silicate bands, Raman carbon bands) we will stress the compromise between the SpWe penetration depth and the depth probed by reflected photons. In Section 4.2, we will discuss the different physical mechanisms (amorphization, sputtering, etc.) related to the energy loss regimes. Sections 4.3 and 4.4 will be dedicated to the astrophysical implications of our experiments.

4.1. SpWe penetration depth vs. reflected photons probing depth

4.1.1. IR olivine bands shift

A similar effect of IR silicate band shift had previously been observed in an irradiation experiment performed in the Osservatorio Astrofisico di Catania on the Tagish Lake meteorite (Vernazza et al., 2013): MIR silicate bands were shifted towards longer wavelengths after 200 keV He^+ ion bombardment. In the Vernazza et al. (2013) experiments, spectra were collected in diffuse hemispherical reflectance conditions, while in our Allende experiments MIR spectra are acquired using a confocal reflectance microscope configuration.

The question arises whether the observed effects may be due to sample heterogeneity. The olivine composition of Allende may in fact show heterogeneity arising from the expected difference between chondrules and matrix because the object is not completely equilibrated. Allende is however strongly metamorphosed (petrologic type ~ 3.7), and grains within its matrix have largely equilibrated with each other. This equilibration was facilitated by small grain size (submicrometric) and fluid circulation (Allende is an oxidized CV). In contrast, olivine phenocrysts in chondrules are not fully equilibrated, due to their large size. The micro-IR

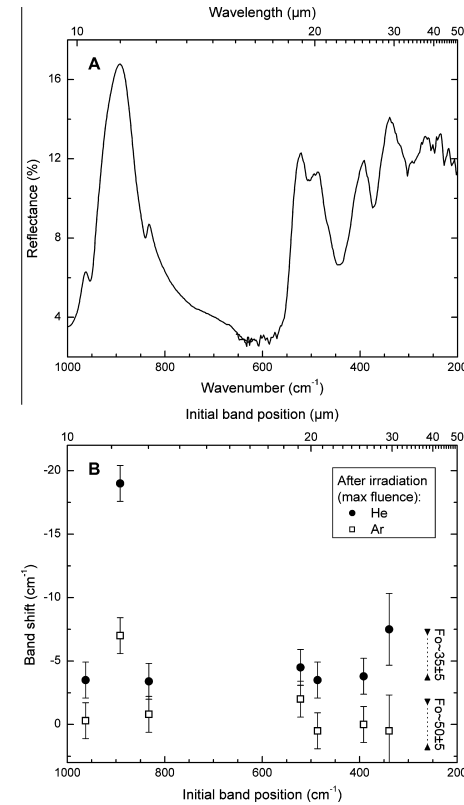


Fig. 4. A composite MIR–FIR reflectance spectrum of Allende before irradiation is obtained by stitching the FIR to the MIR spectrum in the detectors overlapping region at $\sim 650 \text{ cm}^{-1}$ and reported in panel A (top), to be compared with the olivine band redshift as a function of initial band position (panel B, same x-axis as panel A). A correlation is found between band shift and level of original reflectance. For seven olivine bands (below $\sim 35 \mu\text{m}$) the signal to noise is high enough to allow band shift calculation.

measurements we show in Section 3.2 were performed in the matrix. The inferred compositions are therefore averaged over a population of submicron grains that all have close composition. In addition the spot $\sim 15 \mu\text{m}$ used in this work is much larger than submicron matrix grains. Moreover, we are actually considering an even larger area because for each irradiation step we measured at least 25 spectra on different spots (more than 50 spectra in the case of Allende before irradiation), and they show spectral shifts within $\pm 2 \text{ cm}^{-1}$ with respect to their average. This confirms that the $\sim 15 \mu\text{m}$ spot is large enough to average the matrix olivine heterogeneity. Finally, if heterogeneity were responsible for the observed shift, then all MIR–FIR bands should shift coherently, and this is not the case (see Fig. 4). For all these reasons the results presented here do not appear to be related to the sample heterogeneity.

The comparison of panels A and B of Fig. 4 suggests a relation may exist between the measured $\Delta\nu$ and the reflectance of each

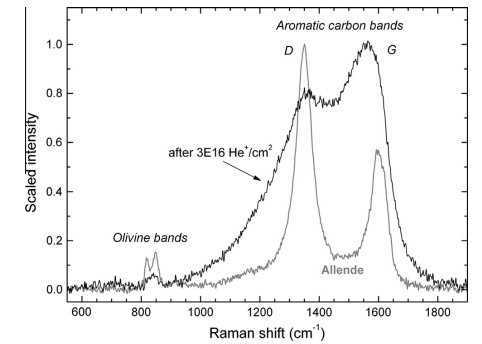


Fig. 5. A typical first order micro-Raman spectrum of non-irradiated Allende's matrix is plotted in gray in the region of olivine and carbon bands, and compared to a spectrum of the $3 \times 10^{16} \text{ He}^+/\text{cm}^2$ series (see Appendix A for details) showing very large D and G bands, and olivine bands heavily affected by the irradiation. Spectra are scaled to unity at the strongest peak, to facilitate the comparison.

IR band. We explore this behavior in Fig. 6 (panel A), plotting $\Delta\nu$ as a function of $-\ln(1-R)$. In conditions of normal incidence (as in our case) and high absorption (i.e. inside the strong silicate bands) the confocal reflectance is in a surface regime and thus the $-\ln(1-R)$ quantity is approximately proportional to the absorption coefficient of the considered olivine minerals (and consequently to the imaginary index of the refractive index), because the material behaves almost like a mirror (see discussion below). We find that $\Delta\nu$ is related to the oscillator strength of a given olivine band, i.e. the stronger the absorption, the larger the band shift.

A possible interpretation of this relationship is suggested in panel B of Fig. 6. The reflectance of a particulate medium is primarily controlled by the single-scattering albedo, which depends on the complex refractive index, the effective particle size, and the near-surface internal scattering coefficient (Hapke, 1993). Thus the depth probed by the IR radiation depends on the absorption and scattering properties of the surface materials. Three main regions can be identified: volume scattering, weak surface scattering, and strong surface scattering. Typical Christiansen features are observed in the short-wavelength side of the strong olivine bands of our IR spectra, corresponding to the transition from volume scattering to surface scattering as the imaginary index increases.

The effects of fine particle sizes ($< 25 \mu\text{m}$, i.e. comparable with IR wavelength) on the IR reflectance spectra have been studied (see e.g. Mustard and Hays, 1997, and references therein): a reduction in contrast of the Reststrahlen bands was observed, due to the increasing importance of volume scattering. In the Allende matrix, the individual olivine grains are certainly smaller than the IR wavelength, but the geometrical conditions of our observations (confocal microscopy) still suggest that the Reststrahlen bands we observed are dominated by a strong surface scattering. This change from a volume to a surface regime determines that, at the wavelengths where the imaginary index is extremely strong (> 1), the material behaves almost like a mirror. This is the case for olivine, whose imaginary index is higher than unity in its strongest IR bands (e.g. Fabian et al., 2001). A photon whose wavelength lies within a strong absorption band of the material will emerge back-scattered from a very thin surface depth, probably comparable to the ion beam penetration range used here.

This effect can explain the trend we observe in Fig. 6 (panel A): weak absorption bands probe a deeper volume than strong absorption bands. Given the relatively thin skin depth affected by the He^+

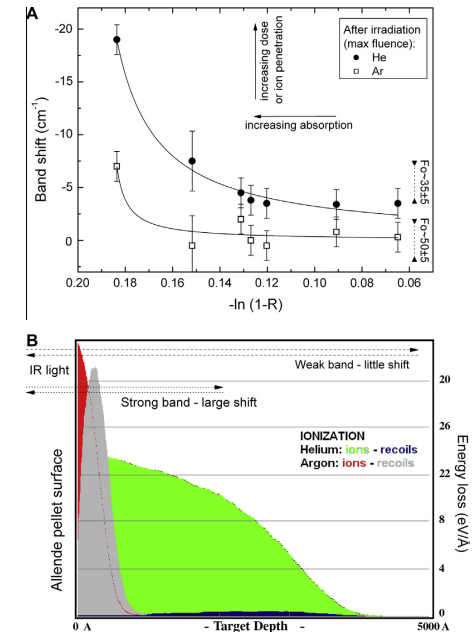


Fig. 6. In top panel A the seven measured olivine band redshifts (see Fig. 4) are reported as a function of $-\ln(1-R)$, where R is the reflectance measured on the corresponding band peak before irradiation. This quantity is proportional to the imaginary part of the refractive index, which is stressed by an arrow showing the direction for increasing absorption. In panel B we report the result of a SRIM calculation of the ionization distribution for ions and recoils as a function of target depth. The surface of the Allende target is located on the left and "IR light" indicates the direction of the incoming photons. High-absorption bands (dotted arrows) probe a thinner depth of Allende than low-absorption bands (dashed arrows), and thus they are more sensitive to the composition of the irradiated layer. Helium ions have deeper penetration range than argon ions, so that the contribution of the helium irradiated layer is not negligible even for very weak bands. This explains why the horizontal asymptote in panel A is almost zero for argon and non-zero for helium. The vertical arrow on panel A shows how points move as a function of increasing dose and/or ion penetration depth. The arrow showing increasing absorption along the $-\ln(1-R)$ axis matches the scheme proposed in panel B, with high-absorption bands probing the sample surface on the left.

(~ 300 nm) and Ar^+ (~ 40 nm) ion beams used here, this indicates that weak absorption bands probe the underlying pristine composition. The surface scattering is stronger for bands having higher imaginary index, so that stronger absorption bands are more sensitive to the irradiated skin. The different He^+ and Ar^+ penetration depth can explain why the horizontal asymptotes of the two curves in Fig. 6 (panel A) are different: the penetration depth of Ar^+ is so thin that the affected layer is probably negligible with respect to the volume probed by weak bands, whereas the penetration is almost ten times deeper in the case of He^+ , providing a band shift which is substantially above zero even for weak bands. The spectral shift and band profile modification associated to the strongest band at ~ 870 cm^{-1} are related to the structural and compositional modifications resulting from irradiation process in the affected layer. This suggests that olivine grains in the irradiated layer have been Mg-cations depleted but have also undergone a noticeable amorphization process (see discussion below).

4.1.2. Raman G-band modifications

Raman spectroscopy is a near-surface technique that is affected by the same light absorption issues described in the previous subsection. Just like in the case of IR bands reported above, the optical properties of Allende at the wavelength of the laser exciting radiation used here (532 nm) determine whether the probed depth is deeper or of the same order of magnitude of the irradiated layer. But in our Raman microscopic configuration the analyzed spot (~ 1 μm) is closer to the heterogeneity of the meteorite matrix than the IR case, and the probed depth thus strongly depends on the composition of the specific grains targeted by the laser (low-absorption vs. high-absorption grains, e.g. silicates vs. carbons). As an example, assuming an imaginary index $k \sim 10^{-2}$ in the visible (a value compatible to what measured for instance for Tagish Lake meteorite, Roush, 2003), the laser radiation will emerge reduced at $\sim 50\%$ from a skin depth ~ 1.5 μm , but such skin would be much thinner if we spot a grain with exposed carbons on top.³ Since low- and high-absorption materials in the matrix are intimately mixed at a sub-wavelength scale, the probed layer will be comparable to or deeper than the ion penetration depth according to the layered configuration of the specific spot (i.e. whether carbon is on top or not). The consequence is that it is necessary to invoke a statistical approach to understand the effect of irradiation on the measured Raman spectra. This is described in Appendix A, while here we focus on the main results.

In our experiments, different degrees of de-ordering are produced as a function of dose, to end up with a highly disordered carbon. Such effects are similar to amorphization effects observed in previous irradiation experiments on graphite and soot (Baratta et al., 2004; Brunetto et al., 2009). The G-peak position and G-FWHM (full width at half maximum) are often used as probe to investigate the effects of thermal metamorphism and irradiation processes on extraterrestrial materials. In Fig. 7 we compare the nine irradiation steps for Allende performed in this work (see Appendix A) with literature data. Busemann et al. (2007) has measured the spectra of 51 chondrites and found the relationship between G-FWHM and G-peak drawn in Fig. 7: they observed that "the most primitive samples show the largest values for G-FWHM and the smallest values for G-peak, reflecting the poorly ordered character of the pristine IOM (Insoluble Organic Matter) in these meteorites. Thermally more metamorphosed samples show lower values for G-FWHM and large values for G-peak. This represents their more ordered character and potentially some micrographitization of the IOM." (Busemann et al., 2007). Another trend in the G-FWHM vs. G-peak position diagram has been identified by Dobricá et al. (2011) for fine-grained and ultra-carbonaceous Antarctic micrometeorites (AMMs). This trend is reported in Fig. 7: it has a similar slope as the Busemann et al. trend, but shifted towards higher G-band widths. In Fig. 7 we also include the trend measured by Quirico et al. (submitted for publication) for CCs. The best fit we find for the G-FWHM vs. G-peak relationship in the case of irradiated Allende is the following: $G\text{-FWHM} = 3140(\pm 250) - 1.92(\pm 0.1) \cdot G\text{-peak}$.

Caution must be taken when comparing results from different authors in the G-band correlation diagram (see Appendix A and Quirico et al. (submitted for publication) for discussion). However, the relationship found by previous authors on different samples (and not necessarily related to irradiation processes) is in good agreement within error bars with what we find for irradiated Allende (see Fig. 7). Particularly remarkable is the coincident relationship within error bars between the linear fit on the data

³ The imaginary part of the refractive index of different astrophysical carbons may easily vary between 0.01 and 1 in the visible range depending on the hydrogen content, sp^2/sp^3 ratio, heteroatoms, etc. (see e.g. Brunetto and Roush, 2008, and references therein).

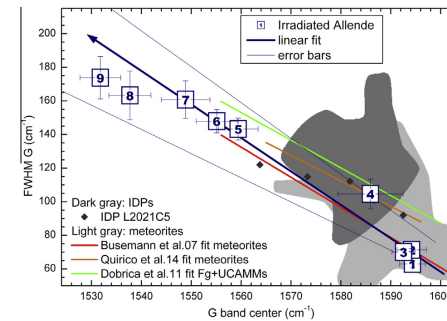


Fig. 7. Correlation diagram for G-band (G-FWHM vs. G-peak): our nine irradiation points for Allende (see Fig. A4 in Appendix A) are fitted by a straight line (error bars are shown) and compared with literature data for IDPs and carbonaceous meteorites (gray and light gray areas, respectively, data are from Rotundi et al., 2008, and references therein). We also superimpose the trends found by Busemann et al. (2007) and Quirico et al. (submitted for publication) for CCs and by Dobricá et al. (2011) for AMMs. An arrow marks the evolutionary paths due to ion irradiation (blue). Thermal metamorphism acts in the opposite direction. The specific case of a heterogeneous cometary IDP (Brunetto et al., 2011) is found to well correlate with the irradiation trend. Allende's points in the upper left of the graph are obtained at the highest doses and plot in the same region of highly disordered carbons obtained in irradiation experiments of laboratory analogues (Baratta et al., 2004, 2008; Brunetto et al., 2004, 2009). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

obtained in this work and the trends found by Busemann et al. (2007) and by Quirico et al. (submitted for publication). Since cosmic or solar irradiation are unlikely to be the only cause determining the distribution of carbon Raman parameters in chondrites, such coincidence confirms that irradiation and thermal metamorphism have totally opposite effects on the G-band diagram. It is interesting to observe that the heterogeneity of carbon structures observed in a single 20- μm cometary IDP (Brunetto et al., 2011) is well reproduced both by the trend found on irradiated Allende and those reported by Busemann et al. (2007) and by Quirico et al. (submitted for publication).

The fact that the Dobricá et al. (2011) relationship is shifted with respect to the other two could be explained by either an artifact from the different curve fitting methods used, or by a real physical effect due to the different processing of the aromatic carbon structure in some classes of AMMs. For instance, Dobricá et al. (2011) showed that atmospheric entry may play a role in producing peculiar band profiles for scoraceous AMMs. A similar argument could be invoked to explain the presence of points observed in IDPs and Wild 2 particles that are not aligned with the irradiation-metamorphism trend. In other words, the high G-FWHM wing of the "butterfly" diagram cannot be simply explained by a radiation or a thermal metamorphism of a common carbonaceous chondrite precursor.

The presence of abundant heteroatoms in the aromatic structure may also affect the G-band characteristics. Different abundances of heteroatoms could imply different parent bodies, as discussed by Dartois et al. (2013). The high abundance of nitrogen in the aromatic structure of ultra-carbonaceous AMMs (UCAMMs, Duprat et al., 2010) is for instance responsible for a significant modification of the G and D band profiles (Dartois et al., 2013). Recently Quirico et al. (submitted for publication) have also observed a dependence of the G-width with respect to the O/C ratio in chondritic IOM. However, these variations remain

relatively small compared to irradiation effects, which again confirms that the Raman technique is very sensitive to amorphization.

Quirico et al. (submitted for publication) have found that IOM is structurally more homogeneous in chondrites than in stratospheric IDPs and AMMs, indicating that either IOM contained in IDPs and AMMs was formed under more varying conditions, or atmospheric heating/irradiation played a major role in modifying IDPs and AMMs carbons. Our data on irradiated Allende may provide additional constraints to better separate primary (pre-accretional) from secondary (parent body) and tertiary (interplanetary irradiation, atmospheric entry) processes. From Figs. 7 and 9 it is possible to derive an upper limit dose accumulated by the extraterrestrial dust: assuming a precursor with a carbonaceous skeleton as ordered as Allende, we find that the most disordered extraterrestrial carbons would correspond to a damage lower than 4×10^{22} vacancies/ cm^3 . Taking into account the Allende density and the C-atom abundance considered here (see Section 2), this upper limit dose corresponds to about 0.5 ± 0.1 vacancies/C-atom, a value in agreement with what found by Baratta et al. (2004) for ion irradiated amorphous carbon grains and slightly higher than what found by Brunetto et al. (2009) for ion irradiated soot.

The olivine bands are changed as well (see Fig. 5), both in terms of position and shape, although in a less obvious way. A statistical

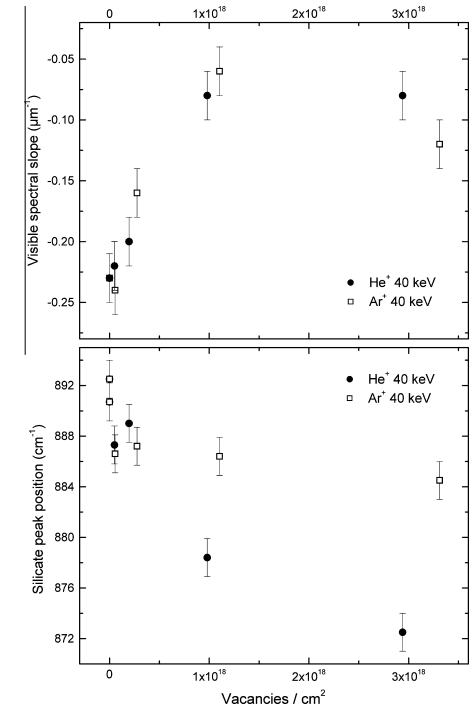


Fig. 8. Evolution of the visible spectral slope (top) and of the main IR olivine band peak position (bottom) as a function of the number of vacancies per cm^2 produced by He^+ and Ar^+ beams in the Allende target. Following the method by Lazzarin et al. (2006), the slope is evaluated by a linear fit in the 0.52–0.92 μm range of the reflectance spectra scaled to unity at 0.55 μm .

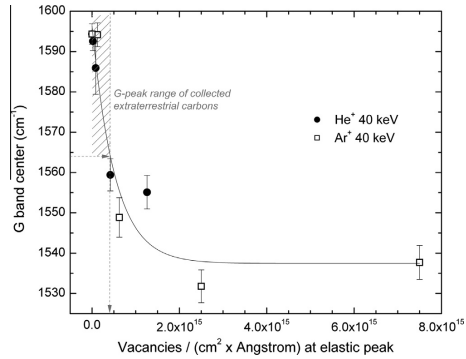


Fig. 9. The evolution of G-band peak position (evaluated in Appendix A) as a function of the number of vacancies per cm^2 per Angstrom produced by He^+ and Ar^+ beams in the Allende target at their respective peaks of elastic energy loss (see text for more details). The range of G-peak for extraterrestrial carbons is reported, to determine the upper limit dose accumulated in space (see Section 4.1).

analysis (Appendix A) of the olivine bands peak position after irradiation confirms what observed in the IR, that the surface olivine grains are modified towards a Mg-depleted composition. The band shift is observed together with a substantial broadening and blurring of the two bands, which is probably related to an amorphization process of the original minerals (see discussion below). In terms of spectral modifications, the amorphization behavior appears to be a more decisive effect than the compositional changes.

4.2. Dependence on energy loss

When plotted together as a function of the vacancies⁴ formed per cm^2 , the VIS–NIR slopes of the two experiments follow the same trend, as reported in the top panel of Fig. 7. This suggests that the VIS–NIR variations are correlated with the nuclear energy loss, an information that can be useful when extrapolating laboratory results to the planetary environment, because it allows to rescale the laboratory dose to the astrophysical distribution of ions. An asymptotic value for the visible spectral slope seems to be quickly reached (see Fig. 8) after a dose of $\sim 10^{18}$ vacancies/ cm^2 . In the case of argon irradiation, a possible decrease of the slope is seen at the highest fluence. The reddening–darkening trend we observe is similar to previous results obtained on the same meteorite (Moroz et al., 1996; Lazzarin et al., 2006) and less marked than the analogous trend observed on OCs (Strazzulla et al., 2005).

In the bottom panel of Fig. 8 we plot the shift of the main silicate MIR band as a function of the vacancies, and in Fig. 9 the Raman shift of the G-band peak position as a function of the density of vacancies at the elastic peak of energy loss (see Appendix A). As expected from previous experiments on ion irradiated soot (Brunetto et al., 2009), the G-band modifications correlate with the elastic dose. The amorphization of carbons we observe is in agreement in terms of spectral modification for a given deposited dose with previous experiments on soot and hydrogenated amorphous carbon grains (Baratta et al., 2004).

⁴ Vacancies refer here to target nuclei displaced from their original lattice sites by elastic collisions. The number of vacancies per ion is evaluated using SRIM. The vacancies/ cm^2 are calculated by multiplying the fluence by the number of vacancies produced per impinging ion.

The silicate modifications are more difficult to interpret since the two experiments seem to reach different asymptotic values for the main olivine band (Fig. 8). It is not clear if this results from a physical process or simply to a different MIR probe depth effect (see Section 4.1). The fluences we used to irradiate Allende are certainly enough to induce significant amorphization of the olivine. Comparing with ion irradiation experiments by Brucato et al. (2004), we find that the maximum helium dose we used corresponds to at least 60% amorphization efficiency. In addition, theoretical works predict that fayalite is more susceptible to amorphization than forsterite (Wang et al., 2001; Rietmeijer, 2009).

The ion irradiation induced amorphization of crystalline olivine to pyroxene glass has been reported in experiments on laboratory glass analogs (Demyk et al., 2001) and observed in a chondritic aggregate IDP (Rietmeijer, 2009). Irradiation of olivine using (1–20 keV) H^+ and He^+ ions showed a Mg depletion, a Fe enrichment, and formation of glass and nanometer size metal precipitates (Bradley, 1994; Bradley et al., 1996). An amorphization and a decrease of the atomic O/Si and Mg/Si ratios was also observed by Carrez et al. (2002) in 4–50 keV He^+ irradiation of San Carlos olivine. They observed a reduction process inducing the formation of metallic iron. All these effects were attributed to a differential sputtering of atoms near the surface. In implantation experiments on silicates, the lighter and more volatile species are preferentially sputtered backwards with respect to the direction of the impinging ions (see e.g. Hapke, 2001, and references therein). The less volatile and heavier species (such as elemental Fe) preferentially remain on the surface, especially when the surface is rough, probably due to sputter redeposition (Hapke et al., 1975). Finally, when nanophase metallic Fe is produced in an irradiation/sputtering/redeposition process, a little amount of such component is sufficient to affect the VIS–NIR reflectance spectra (see e.g. Hapke, 2001).

Figs. 6 and 8 suggest a surface depletion of Mg with respect to Fe that would be in agreement with the irradiation studies mentioned above. Our Allende samples, although prepared in pressed pellets, still show a surface roughness at microscopic scale (see Fig. 1) that can be compatible with a sputtering/redeposition effect on heavier species. However, the demonstration of the actual production of nanophase metallic iron (lunar-type SpWe) under ion bombardment requires a dedicated study implying direct measurements such as TEM or XPS. We will perform such study in the close future.

4.3. VIS–NIR spectral trends and comparison with asteroids

The slope values obtained in this work are in agreement with the result of space weathering effects proposed by Lazzarin et al. (2006) on C-complex asteroids. In their statistical study of the visible spectral slopes vs. the exposure time to spatial environment, an increase of the slope is observed for all major asteroid complexes (S, X and C), although with lower effect on the C-complex. Another example of dark meteorite reddening under SpWe simulation was observed on CM Mighei by Moroz et al. (2004a). The latter meteorite was laser irradiated (simulating micrometeorite bombardment) and became dehydrated, so the spectra became featureless; together with an increase of NIR slope, these are the typical SpWe effects seen so far on S-type asteroids/ordinary chondrites.

However, the reddening trend is not obvious for all CCs: Vernazza et al. (2013) have observed a weak VIS–NIR flattening and blueing effect on ion irradiated Tagish Lake meteorite, similarly to what previously observed in a pulse-laser irradiation experiment (Hiroy et al., 2004). From the observational point of view, Pieters et al. (2000) and Rivkin et al. (2002) speculated that the SpWe effects on C-class asteroids should not be the same as on S-types because nanophase reduced Fe optical properties

created during SpWe processes are more effective when the Fe spherules cover transparent minerals like olivine and pyroxene. Nesvorný et al. (2005) used photometric data to compare young and older families surfaces, detecting a reddening effect for S-type aging surfaces and a blue trend for the C-complex. Recently, Lantz et al. (2013) compared spectroscopic data of Ch/Cgh-type asteroids with CM chondrites and found that the slopes of SpWe altered materials (on asteroids) are smaller than that of meteorites. However, one has to note that Lazzarin et al. (2006) looked at all the asteroids of the C-complex as defined by the Bus taxonomy (Bus and Binzel, 2002), i.e. B-, Cb-, C-, Cg-, Ch- and Cgh-types, while Lantz et al. (2013) only considered the hydrated ones, i.e. Ch/Cgh-types, and Nesvorný et al. (2005) conducted the research on defined family members. There is an obvious selection bias with the few members of the C-complex used in these latter works; so they are probably not representative of the whole population. This may explain the discrepancy with the general reddening trend proposed by Lazzarin et al. (2006). Thus a variety of SpWe effects can be expected on primitive objects due to their diversity.

The blueing effect observed on Tagish Lake is similar to the trend observed on ion irradiated bitumen (Moroz et al., 2004b). It is attributed to a specific modification of the carbonaceous component due to a loss of hydrogen from the carbonaceous structure and a related increase in aromaticity. The variation of the optical gap implies that the absorption coefficient increases as the molecules are optically thick and their spectral behavior changes from a volume scattering regime into a surface scattering regime. This may induce an increase in the visible albedo. The spectral modifications observed by Moroz et al. (2004b) also scaled with the elastic dose. The role of optical gap change and hydrogen loss has been discussed in the context of SpWe of trans-neptunian objects, where dark inclusions in a transparent matrix (ice) play a major role (see e.g. Dalle Ore et al., 2011, and references therein). In the case of dark meteorites, silicates may play the role of semi-transparent matrix for both carbon and nanophase iron inclusions.

Based on ion irradiation experiments of organics previously deposited on silicates, a reddening–blueing trend has been proposed by Kaňuchová et al. (2012): at the low doses, a classical reddening effect is observed starting from a bright material, followed by a blueing, and at the high doses the spectra turn flat and very dark. They also observed the colors to overlap with the trend observed by Moroz et al. (2004b). This suggests that the contradictory results observed on irradiated carbonaceous chondrites may be due to a similar reddening–blueing trend. Allende is initially relatively bright with respect to Tagish Lake, so that both experiments may fit in the scheme proposed by Kaňuchová et al. (2012). In fact, a possible beginning of darkening–flattening may be present in irradiated Allende (see the last point at the highest argon fluence in Fig. 8).

However, the spectral variations we observe are comparable to variations due to sample surface preparation (compact vs. porous surfaces) and other effects (grain size, etc.). As we have seen in Fig. 2, the irradiation-induced variations are of the same order of magnitude as spectral differences observed on unirradiated samples among different laboratories. This is not the case for OC meteorites and silicate analogues, whose irradiation-induced spectral modifications are much larger than sample preparation effects (see e.g. Brunetto et al., 2006a). Also, opposition effects (relative) are stronger for dark meteorites (Beck et al., 2012) and these can be comparable to albedo variations induced by irradiation. All this may explain why a general SpWe trend for dark asteroids is not observed.

Refractory carbons in CCs are a minor component (few percent) but they dominate the absorption in the visible spectra. They can be considered as dark sub-wavelength inclusions dispersed in a semi-transparent matrix essentially constituted by the silicates.

Other high-absorption phases such as metals and sulfides can play a similar role. This may explain why nanophase iron production and carbon modifications induce similar spectral variation to a certain extent, as they both behave as inclusions in the silicate matrix. However, irradiated refractory carbons could rapidly reach a state where little evolution is expected, whereas the production of nanophase iron may continue if the surface roughness allows a re-deposition from vapor.

A last point to be mentioned concerns the comparison between MIR silicate band shifts observed on irradiated Allende and MIR observations of asteroids. Unfortunately, the signal to noise and spectral resolution of asteroid spectra observed so far (see e.g. Emery et al., 2006; Vernazza et al., 2013; and references therein) are not good enough to allow a multi-bands spectral analysis such as the one reported in Figs. 4 and 6, in order to separate SpWe from pure compositional effects. This shall be developed in future works, also in view of the future asteroid sample return missions.

4.4. Timescales

When assessing the relative contribution of the different processes affecting asteroid surfaces, a major limitation comes from the difficulty to understand how all these processes act at the same time on a given surface whose original composition is only partially known. In the inner Solar System two major sources contribute to the asteroid SpWe: solar wind and micrometeoritic bombardment, simulated in laboratory with ion and laser irradiation experiments, respectively. Previous works found that the timescale of optical maturation under micrometeorite impact vaporization of S-type regolith particles is about 10^8 – 10^9 yrs (Sasaki et al., 2001; Brunetto et al., 2006b), but it can be as low as 10^4 – 10^5 yrs for typical solar wind darkening/reddening (Hapke, 2001; Strazzulla et al., 2005). Studying very young asteroid families (<1 Myr), Vernazza et al. (2009a, 2009b) showed that the SpWe is a rapid alteration coherent with solar wind bombardment simulations timescale. To interpret the scattering around the expected reddening trend, Marchi et al. (2012) showed how “the spectral reddening of an individual object can be considered as the sum of three terms, one depending on the exposure of the object to SpWe during its lifetime, a second one due to the original surface composition, and a third one (a noise term) due to the combination of poorly constrained effects (e.g. structure and texture of the surface)”. Our results are in agreement with the Marchi et al. (2012) scheme, because the experiments on Allende reported here and in previous works mentioned above, all show reddening but at different relative values depending on the surface texture.

It is possible to estimate an irradiation timescale for the ion-irradiated samples of Allende, considering an exposure history in the main belt. Considering that only He is involved in the process, we can infer estimates for the different components of fast ions emitted from the Sun: slow and fast solar wind, co-rotating events in active regions, and solar flares. Let us consider an object at 3 AU and include a factor of four to account for the ratio between the geometrical cross-section and the whole surface (Baratta et al., 2004). For the slow and fast solar wind plasma we use an average velocity of 400 km s^{-1} and a flux of $1.5 \times 10^7 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Schwenn, 2001), and at our highest fluence $3 \times 10^{16} \text{ He cm}^{-2}$, we find an irradiation timescale of $\sim 2 \times 10^3$ yrs. However, the helium ions energy used in this work (40 keV) is almost 10 times larger than the average energy of the corresponding solar wind helium ions. Since the visible slope probably scales with the nuclear damage (Fig. 8), using SRIM we estimate that the ratio of vacancies per ion calculated at 4 keV to those at 40 keV helium ion beam should be of the order of 0.3, which would give a corrected timescale $\sim 7 \times 10^3$ yrs for solar wind helium. For active regions and solar flares, we can use the corresponding energy spectra (e.g. Johnson,

1990) to calculate the contribution of 40 keV helium ions. We find $\sim 2 \times 10^4$ yrs and $\sim 2 \times 10^5$ yrs respectively. Much more ion species (primarily hydrogen, but also heavy ions) and energies are involved in the SpWe processes, so the three derived timescales can be regarded as upper limits. Hence, a reasonable estimate for the irradiation timescale at 3 AU probably lies in the range 10^3 – 10^4 yrs.

These times are consistent with previous estimates from different ion irradiation experiments and we thus confirm that a discrepancy exists between laboratory timescales and astronomical timescales for spectral reddening. The irradiation timescales are too short compared to the average collisional lifetime of asteroids (O'Brien and Greenberg, 2005). The asteroid population should be dominated by altered objects, whereas it is not the case. It is possible that a mechanism frequently and efficiently rejuvenate asteroids surfaces or blanket the uppermost layer of altered regolith during a resurfacing process, e.g. a large impact event (Chapman, 2004). Shestopalov et al. (2013) have recently showed that the discrepancy between timescales may possibly be resolved thanks to small impacts and impact-activated motion of regolith.⁵ They evaluated its efficiency to be high enough to counterbalance the progress of the optical alteration induced by SpWe. The results presented in this work suggest that such rejuvenating processes may be efficient on C-complex asteroids as well. However, the results found on Allende should not be extrapolated to all primitive types of meteorites, as more experiments on different carbonaceous meteorites are necessary to achieve a comprehensive view of primitive bodies' surface alteration.

5. Conclusions

Many SpWe studies have been conducted on high albedo asteroids in the context of space missions. There is a need to extend these studies to low albedo asteroids. Sample return space missions will be launched (OSIRIS-REx/NASA and Hayabusa-2/JAXA) to provide samples of primitive asteroids. However, little is known on how carbonaceous surfaces react to SpWe and its associated spectral signatures. We performed 40 keV ion irradiation of meteorite CV Allende to help deciphering the SpWe effects on primitive asteroids.

Experimental simulations cannot consider all SpWe processes simultaneously, e.g. the large distribution of ions and energies present in the solar wind and galactic cosmic ions. The depth of the affected surface layer varies with different agents. So SpWe spectral effects are always a wavelength dependent compromise between the SpWe penetration depth and the depth probed by solar reflected photons (scattering). In this respect, the results presented here show that some spectral features are affected by the irradiation (VIS–NIR slopes, MIR silicate bands, Raman carbon bands) while others are much less or not affected at all (aliphatic CH bands, silicate 1- μ m band). The CH reflectance bands at 3.4 μ m may not be a viable tool to distinguish altered from unaltered terrains in the case of sample return missions (a point to better investigated in future works).

The three main alteration processes we observe (described in Figs. 8 and 9) reach asymptotic trends at similar damage values (vacancies per cm^2), corresponding to very short astrophysical

⁵ Shestopalov et al. (2013) show how the concept of “undisturbed surface” is applicable to the Moon because of the low frequency of meteorite impacts and the short timescale of solar wind darkening, while it is not applicable in the case of asteroids: “The timescale necessary to convert a chondritic spectrum into S-type is approximately the same as for lunar mature regolith. However, one can expect the low gravity of asteroids and the high frequency of non-catastrophic collisional events result in an essential difference in intrinsic mobility of asteroid and lunar regoliths and, as consequence, in difference in their optical maturity.”

timescales of 10^3 – 10^4 yrs at 3 AU. This indirectly confirms the high efficiency of rejuvenating processes that must take place on C-complex asteroids. Some spectral variations we observe are compatible with the SpWe model described by Hapke (2001), although unlike OCs, the visible slope variations on irradiated Allende after irradiation are comparable to variations due to sample surface preparation and topology (porosity, texture, grain size). Composition and texture are as important as surface processing in interpreting of the C-complex visible slopes. The structure of the carbonaceous component is strongly affected by irradiation, as probed by Raman spectroscopy. Further studies will be necessary to better separate the carbon from the silicate effects on visible spectra, and to propose an estimation of alteration degree of the darkest surfaces. In addition, more carbonaceous meteorites will have to be considered as the extrapolation of the results obtained on Allende to all primitive types is not straightforward.

Acknowledgments

We warmly thank N. Coron, B. Crane, N. Zwec, for useful help and support, T. Pino, B. Schmitt, and G. Strazzulla for helpful discussions, L. Folco for providing us with the meteorite samples, and J.P. Bibring for supporting the far-IR spectroscopic activities at SOLEIL. We thank J. Ziffer and an anonymous reviewer for useful and constructive remarks on the manuscript. This research is part of a joint IAS-CSNSM project (INGMAR) and it has been funded by the French national program “Programme National de Planétologie” (PNP), by the Faculté des Sciences d'Orsay, Université Paris-Sud (“Attractivité 2012”), by the French “Agence Nationale de la Recherche” (contract ANR-11-BS56-0026, OGRESSE), and by the P2IO LabEx (ANR-10-LABX-0038) in the framework “Investissements d'Avenir” (ANR-11-IDEX-0003-01) managed by the French National Research Agency (ANR).

Appendix A. Raman spectral deconvolution

Raman spectroscopy is a surface technique that is very sensitive to the properties of carbonaceous materials, as well as providing specific mineral signatures. Raman spectra easily show the presence of carbon so-called D (“disorder”) and G (“graphite”) bands of refractory (hydrogenated) carbonaceous structures, whose relative peak size and FWHM are related to the degree of disorder of the material (broader lines corresponding to more disorder). In particular, the G-FWHM is very sensitive to structural disorder arising from bond angle and bond length distortions (Casiraghi et al., 2005). As discussed in Section 4.1, in the case of irradiated Allende, the interpretation of the Raman spectra must take into account a competition between penetration range of ion beam and surface depth probed by laser. This effect is emphasized in Fig. A1, where we report two Raman spectra collected on the same irradiated spot, but with different focusing above the surface (z-axis): dramatic variations of the D and G bands are observed, with a clear appearance of an amorphized surface component.

In addition, since the Raman spot size compares to compositional heterogeneity of the meteorite's matrix, a statistical approach to interpret the Raman spectra was necessary. In Fig. A2 we show an example to illustrate this idea: the D-band width is plotted as a function of band intensity ratio ID/IG for two Raman maps, from a non-irradiated area and an helium irradiated area. In such a diagram, points for ordered carbons would tend to plot in the lower right, while disordered carbons would plot in the upper left. Points from the non-irradiated area are observed to be quite homogeneous, and small variability is essentially accounted for by the intrinsic errors in the fitting routines (Lorentz and BWF profiles are also compared). After irradiation,

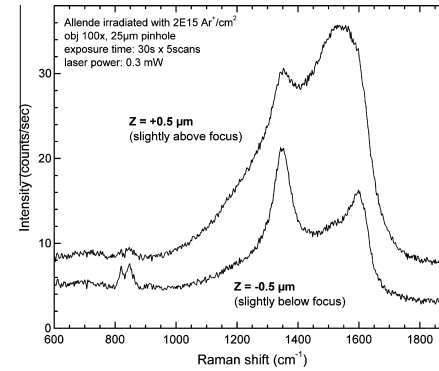


Fig. A1. Two first-order Raman spectra of a single spot on an irradiated surface, collected using different focusing conditions, to show the existence of a surface component heavily affected by the ion beam.

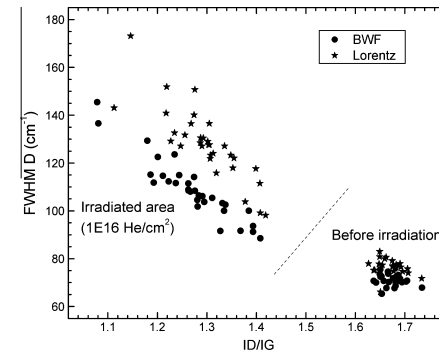


Fig. A2. The D-band width as a function of the band intensity ratio ID/IG, for Raman spectra extracted from two mapped areas: a pristine Allende and an helium irradiated area (10^{16} ions/ cm^2). Points are reported as obtained by BWF and Lorentzian fit curves (see text for details).

the points spread over a much larger area. We interpret this as an effect of the superposition of an amorphized surface component with a pristine (non-irradiated) underlying component, leading to a spread around a mixing line. Hence, for each irradiation step, it was necessary to collect several spectra to look for the spectrum corresponding to the irradiated layer “end-member”. This is why more than 500 spectra were globally acquired on the eight irradiation spots (plus the non-irradiated area), to try to be as much statistically significant as possible.

Thanks to the large data-set, we were also able to perform a decomposition of individual Raman spectra of each set recorded on a region exposed to a given dose, using a non-negative matrix factorization algorithm (NMF, e.g. Lee and Seung, 2001). This non-directed algorithm, provided that it is used with a sufficient large set of initial conditions probed by an ancillary program that ensures not falling in a local minimum, allows to deconvolve the spectra into template spectra, and their respective weighting coefficients, contributing to the final observed band shape and intensities.

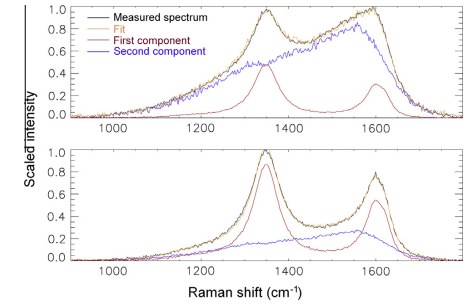


Fig. A3. Two examples of the principal components obtained by NMF analysis on two Raman spectra from an irradiated area of Allende (6×10^{15} Ar/ cm^2). The two components are equivalent to a spectrum of Allende before irradiation and to the spectrum in the same irradiated area corresponding to the most “disordered” Raman parameters.

In our experiments, the observed Raman spectra can be deconvolved in only two main components, resulting from the sum of an irradiated region and a virgin meteorite spectrum. An example is provided in Fig. A3, where two Raman spectra of a specific irradiated area (6×10^{15} Ar/ cm^2) are decomposed thanks to NMF analysis into two components. We have verified that the two NMF components are equivalent to, respectively, the spectrum of unirradiated Allende and to the most disordered carbon spectrum from the same area. Thus, the diversity of spectra within the same area (Fig. A2) is linked to the volume probed by the Raman laser probe. This volume is related to the local organic-to-inorganic content of the meteorite pellet, as organic and inorganic matter generally have very distinct absorption coefficients, as discussed in Section 4. This must in turn be compared to the ion penetration depth.

When these data are analyzed assuming a single D band FWHM vs. ID/IG composition fitting (as in Fig. A2), it gives rise to a mixing line. The significance of extraterrestrial material Raman spectra should be considered in light of this mixing. In fact, many SpWe micro-physics processes act at very small scales and individual particles constituting the meteorite matrix have often sizes below the Raman beam probes. The two-components interpretation provided here can apply to processes such as the atmospheric flash heating, the irradiation during interplanetary journey, different regimes of metamorphism, and irradiation at the parent body surface.

Once the components corresponding to the irradiated layers for the eight irradiation spots are obtained, we can extract the spectral parameters for D and G bands to compare with literature data. A detailed analysis of D and G bands in different laboratory-produced carbonaceous materials (graphite, soot, amorphous carbon) reveals the presence of at least five bands (Sadezky et al., 2005; Brunetto et al., 2009; and references therein). However, a 5-bands spectral deconvolution is subject to high statistical uncertainty and it becomes arbitrary for highly disordered carbons. This explains why Raman spectra of carbonaceous materials are often decomposed only in terms of their D and G bands.⁶ Spectral parameters are obtained after continuum subtraction and using different combinations of fitting functions: Gaussian, Lorentzian, or Breit–Wigner–Fano (BWF) curves. The results may vary according to the different curves and continuum subtraction procedure used (Busemann

⁶ Examples of 2-bands and 5-bands deconvolution applied to a cometary particle are given by Brunetto et al. (2011), showing that the simple two-bands fit can be used to evaluate the relative peak intensity, peak position, and FWHM of the bands.

- Sasaki, S., Nakamura, K., Hamabe, Y., Kurahashi, E., Hiroi, T., 2001. Production of iron nanoparticles by laser irradiation in a simulation of lunar-like space weathering. *Nature* 410, 555–557.
- Schwenn, R., 2001. Solar wind: Global properties. In: Murdin, Paul (Ed.), *Encyclopedia of Astronomy and Astrophysics*. Institute of Physics Publishing, Bristol (article 2301).
- Shestopalov, D.I., Golubeva, L.F., Cloutis, E.A., 2013. Optical maturation of asteroid surfaces. *Icarus* 225, 781–793.
- Strazzulla, G., Dotto, E., Binzel, R., Brunetto, R., Barucci, M.A., Blanco, A., Orfino, V., 2005. Spectral alteration of the Meteorite Epinal (H5) induced by heavy ion irradiation: A simulation of space weathering effects on near-Earth asteroids. *Icarus* 174, 31–35.
- Takagi, Y. et al., 2011. Hayabusa2, C-type asteroid sample return mission. *American Geophysical Union (Fall)*. Abstracts.
- Taylor, L.A., Pieters, C.M., Keller, L.P., Morris, R.V., McKay, D.S., 2001. Lunar mare soils: Space weathering and the major effects of surface-correlated nanophase Fe. *J. Geophys. Res.* 106, 27985–28000.
- Vernazza, P., Binzel, R.P., Rossi, A., Fulchignoni, M., Birlan, M., 2009a. Solar wind as the origin of rapid reddening of asteroid surfaces. *Nature* 458, 993–995.
- Vernazza, P., Brunetto, R., Binzel, R.P., Perron, C., Fulvio, D., Strazzulla, G., Fulchignoni, M., 2009b. Plausible parent bodies for enstatite chondrites and mesosiderites: Implications for Lutetia's fly-by. *Icarus* 202, 477–486.
- Vernazza, P. et al., 2013. Paucity of Tagish Lake-like parent bodies in the Asteroid Belt and among Jupiter Trojans. *Icarus* 225, 517–525.
- Wang, S.X., Wang, L.M., Ewing, R.C., 2001. Irradiation-induced amorphization: Effects of temperature, ion mass, cascade size, and dose rate. *Phys. Rev. B* 63, 024105–024113.
- Willman, M., Jedicke, R., Nesvorný, D., Moskovitz, N., Ivezić, Ž., Fevig, R., 2008. Redetermination of the space weathering rate using spectra of Iannini asteroid family members. *Icarus* 195, 663–673.
- Ziegler, J.F., Ziegler, M.D., Biersack, J.P., 2010. SRIM – The stopping and range of ions in matter. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B* 268, 1818–1823.

Ion irradiation of the Murchison meteorite: Visible to mid-infrared spectroscopic results

C. Lantz^{1,2}, R. Brunetto³, M. A. Barucci¹, E. Dartois³, J. Duprat⁴, C. Engrand⁴, M. Godard⁴, D. Ledu⁴, and E. Quirico⁵

¹ Laboratoire d'Études Spatiales et d'Instrumentation en Astrophysique (LESIA) – Observatoire de Paris, CNRS (UMR 8109)/UPMC (Paris 6) / Univ. Paris Diderot (Paris 7), 92195 Meudon Cedex, France
e-mail: catherine.lantz@obspm.fr

² Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, 75205 Paris Cedex 13, France

³ Institut d'Astrophysique Spatiale (IAS), CNRS (UMR 8617)/Université Paris-Sud (Paris 11), 91405 Orsay Cedex, France

⁴ Centre de Sciences Nucléaires et de Sciences de la Matière (CSNSM), IN2P3 – CNRS (UMR 8609)/Université Paris-Sud (Paris 11), 91405 Orsay Cedex, France

⁵ Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble (IPAG), Université J. Fournier – Grenoble 1/CNRS-INSU (UMR 5274), 38041 Grenoble Cedex 9, France

Received 24 November 2014 / Accepted 3 March 2015

ABSTRACT

Aims. The goal of this study is to simulate space weathering processes on primitive bodies. We use ion implantation as a simulation of solar wind irradiation, which has been suggested by several authors to be the major component of space weathering on main belt asteroids. The laboratory analogs we irradiate and analyze are carbonaceous chondrites; we started the study with the Allende CV meteorite and in this companion paper we present results on the Murchison CM meteorite.

Methods. We performed irradiations on pressed pellets of Murchison with 40 keV He⁺ and Ar⁺ ions using fluences up to 3 × 10¹⁶ ions/cm². Reflectance spectra were acquired ex situ before and after irradiation in the visible to mid-infrared range (0.4–16 μm). A Raman analysis was also performed to investigate the modifications of the aromatic carbonaceous component.

Results. Our results indicate that spectral variations after irradiation within the visible range are smaller than spectral variations due to sample grain size or viewing geometry of the Murchison meteorite. The aqueous alteration band profile near 3 μm changes after irradiation, as adsorbed water is removed, and phyllosilicates are affected. Raman spectroscopy highlights the insoluble organic matter (IOM) modification under irradiation. We observe a shift of the silicates band at 9.9 μm, probably due to a preferential loss of Mg (compared to Fe, the lighter Mg is more easily sputtered backward) and/or amorphization of Mg-rich materials. We compare our results to previous experiments on organic-rich materials (like asphaltite or carbonaceous chondrites), and on ordinary chondrites and olivine grains. We find that the reddening/darkening trend observed on silicate-rich surfaces is not valid for all carbonaceous chondrites, and that the spectral modifications after irradiation are a function of the initial albedo.

Key words. techniques: spectroscopic – meteorites, meteors, meteoroids – minor planets, asteroids: general

1. Introduction

The space weathering (SpWe) processes, i.e., particle irradiation and impact leading to surface alteration of atmosphere-less bodies in the solar system, have been unevenly studied for S- and C-complex asteroids. This disparity can be explained because SpWe was first discovered on the Moon and then applied to the abundant ordinary chondrites (OCs) that are linked to the S-type asteroids, which are easier to observe thanks to a relatively high albedo. Two of these near-Earth bodies have been visited by space missions, NEAR-Shoemaker on 433 Eros and Hayabusa on 25143 Itokawa. The well-known spectral reddening and darkening trends have been observed in the visible-NIR range (see Clark et al. 2001; Ishiguro et al. 2007, respectively), most probably as a consequence of the formation of finely dispersed opaque minerals (Noble et al. 2007). This has been confirmed by laboratory analysis of Itokawa grains (Noguchi et al. 2011) brought back to Earth thanks to the sample return Hayabusa mission. The nanophase reduced iron (npFe⁰) are the compounds that have been suggested as the major cause of SpWe spectral effects on OCs, that is to say the reddening and darkening of the

VIS-NIR spectrum (see review in Clark et al. 2002). The effects of the npFe⁰ have been modeled analytically by Hapke (2001).

However, OC-like material represents only a small fraction of the asteroid belt. Half of the main belt asteroids belong to the primitive (low albedo, rich in organic compounds) C-, P-, D-, B-, F-, and G-types (Gaffey et al. 2002; DeMeo & Carry 2014), while only 5% of meteorites are carbonaceous chondrites (CCs, the meteoritic analogs of some classes of primitive asteroids; Grady 2000), probably because of large biases influencing the meteorite collections. So far, we have few clues to how SpWe acts on primitive bodies and if it is the same that acts on S-types, i.e., dominant effects from npFe⁰ formation. Predictions for these bodies suggested a possible limited effect on the spectral slope (Pieters et al. 2000), or even an opposite effect defined as blueing of the slope (Nesvorný et al. 2005). Contradictory results have also been obtained in laboratory SpWe ion irradiation experiments performed on primitive materials: spectral reddening on Allende (Lazzarin et al. 2006; Brunetto et al. 2014) and Frontier Mountain 95002 (Lazzarin et al. 2006), and blueing on asphaltite (Moroz et al. 2004a) and Tagish Lake meteorite (Vernazza et al. 2013) have been observed. Tagish Lake also shows a significant spectral flattening after pulse laser irradiation

(Hiroi et al. 2013). The CM Mighei meteorite was studied after laser treatment as a simulation of the micrometeoritic impact melting, and spectral brightening and reddening (in the whole VIS-NIR range) were observed (Moroz et al. 2004b). It is interesting to note that if one focuses on the visible range, the result of the experiment is a slight blueing. Scanning electron microscopy study (Shingareva et al. 2004) showed that the laser treatment mostly resulted in the formation of spherical glassy droplets that contain Fe-rich inclusions. The same conclusions have been made on synthetic analogs of CM chondrites by Shingareva et al. (2003).

Space weathering experiments on CCs can also provide valuable support to the forthcoming asteroid sample return missions that will visit primitive asteroids expected to be rich in organic materials: OSIRIS-REx/NASA (launch planned in 2016) on B-type 101955 Bennu (Campins et al. 2010) and Hayabusa-2/JAXA (launch at the end of 2014) on C-type 1999 JU3 (Takagi et al. 2011). Instruments on board the spacecrafts will collect spectra in the VIS-NIR range (~0.5–5 μm) to characterize the surface and to assess whether organic compounds are present. The spectral study of irradiated organics and meteorites in the laboratory can provide important indications of SpWe effects on the surface of asteroids and thus help select the best sampling site.

We have started a systematic experimental study on ion irradiation of CCs to better constrain the SpWe of dark objects. Testing several classes of CCs will give us a larger view of SpWe influence on the primitive dark asteroids. In a previous paper (Brunetto et al. 2014) we studied ion irradiation of CV Allende meteorite. Here we focus on the CM2 Murchison chondrite because of the well established link between the CM meteorites and the C-class asteroids (see, e.g., Burbine et al. 2002). This meteorite also has a matrix that has undergone a certain degree of aqueous alteration (Buseck & Hua 1993) and the CM-class can be easily used to look for similarities with primitive asteroids (Lantz et al. 2013; Fornasier et al. 2014). Furthermore, we chose the Murchison meteorite to test the presence of the organic compounds after irradiation through the analysis of the aliphatic CH stretching bands at 3.4 μm, by analogy to what is observed on some C-class asteroids (e.g., 24 Themis, Campins et al. 2010).

2. Experimental methods

Several fragments of the Murchison meteorite were crushed into powder (unconstrained grain size) to prepare two pellets by pressing ~0.1 g of meteorite on a KBr substrate. Ion irradiation of the pellets was performed on the SIDONIE platform (CSNSM, Orsay) with He⁺ and Ar⁺ at 40 keV. The following fluences were used (several spots allowed on one pellet, plus a central area left virgin): 1 × 10¹⁶ and 3 × 10¹⁶ ions/cm² for He⁺, and 2 × 10¹⁵ and 6 × 10¹⁵ ions/cm² for Ar⁺ (see Brunetto et al. 2014 for details on the experimental setup and technique). We chose to prepare pellets because in our experimental setup samples are held vertically. Several authors have used pellets to irradiate meteorites (e.g., Hiroi et al. 2004; Vernazza et al. 2013, and references therein). Irradiation was performed in a vacuum chamber and we placed the samples under dry vacuum between irradiation sessions and reflectance measurements. The implication for the budget of adsorbed water is discussed in Sect. 4.2.

A system coupling infrared fibers and a grating spectrometer (Maya2000Pro, Ocean Optics) allowed us to perform bidirectional reflectance spectroscopy in the visible range (VIS-NIR, 0.425–1.025 μm) with a fixed collection angle $e = 0^\circ$ and illumination angle $i = 45^\circ$ or $i \approx 30^\circ$. Reference spectra were

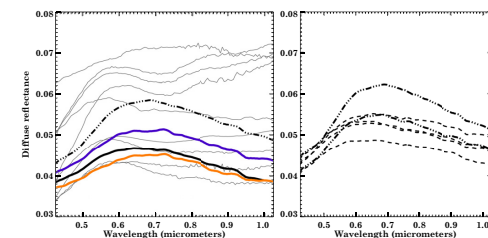


Fig. 1. Left: visible to near-infrared bidirectional ($i \approx 30^\circ$ (dashed line) and 45° (solid lines), $e = 0^\circ$) diffuse reflectance spectra of one Murchison pellet before (black) and after (colored lines, only measured at 45°) irradiation with 3×10^{16} He⁺/cm² (orange) and 6×10^{15} Ar⁺/cm² (purple), compared with RELAB powder spectra (gray) as presented in Cloutis et al. (2011; $i = 30^\circ$, $e = 0^\circ$). Right: visible to near-infrared bidirectional diffuse reflectance spectra (viewing geometry at $\approx 30^\circ$) on both pellets before irradiation to show surface heterogeneity of each sample.

acquired using a 99% Spectralon standard (Labsphere) and the spectral resolution was fixed at 1 nm. The SMIS (Spectroscopy and Microscopy in the Infrared using Synchrotron; Dumas et al. 2006) beamline at the synchrotron SOLEIL was used to perform near- to mid-infrared (NIR-MIR, 2–16 μm) micro-analysis (focused beam of 15 μm, objective x32, confocal reflection). Reference spectra were collected on gold and the spectral resolution was 2 cm⁻¹. Raman micro-spectroscopy was also performed at the SMIS beamline at SOLEIL using a 532 nm exciting laser radiation, and a power on the sample lower than 0.3 mW. We used a spectral resolution of 4 cm⁻¹ and a spatial resolution of about 1 μm, and we probed matrix areas (see Brunetto et al. 2014 for more details). In all spectral ranges, several spectra were acquired to account for the sample heterogeneity.

3. Results

3.1. Visible-NIR range

We present in Fig. 1 (left panel) the VIS-NIR spectra at $i \approx 30^\circ$ and 45° . The first angle can be used to compare our spectrum with data presented in Cloutis et al. (2011; from RELAB database, powder with different grain sizes, viewing geometry at 30°). The Murchison meteorite has a low albedo (~5% at 0.55 μm), close to what has been noticed by Johnson & Fanale (1973), but the UV drop-off is slightly less marked for the $i = 45^\circ$ measure. In our sample before irradiation we clearly see the phase angle effect: as expected reflectance at $i \approx 30^\circ$ is higher than that at $i = 45^\circ$. The irradiation has little effect on the Murchison meteorite in this spectral range. There is a small drop in the reflectance for the helium irradiation (from 4.5 to 4.2% at 0.55 μm; less than 3% decrease over the whole VIS-NIR range), while there is an increase in the argon irradiation (albedo at 0.55 μm goes to 4.8%; 8% increase over the whole range), and almost no change in the spectral slope is observed for either ion. These changes are weaker than other variations owing to the viewing geometry and grain size effects (shown in Fig. 1 left panel compared with RELAB spectra). Spectra variations after irradiation are also smaller than variations due to the sample heterogeneity (Fig. 1 right panel).

3.2. NIR-MIR

We present in Fig. 2 (upper panel) the NIR-MIR spectra (average of about 40 spectra for each area) before irradiation and after the highest fluence with both ions. We restrict our analysis to matrix areas to focus on the carbon-rich component. The broad OH stretching band is detected between $2.7 \mu\text{m}$ and $3 \mu\text{m}$ and the H_2O bending band around $6 \mu\text{m}$. These absorption bands can be attributed to aqueously altered minerals and/or to adsorbed water (see below). The Christiansen feature (indicating a rapid increase of the refractive index, Salisbury & D’Aria 1989) before $9 \mu\text{m}$ and the phyllosilicate peak near $10 \mu\text{m}$ are clearly observed. This is consistent with a diffuse reflectance spectrum of Murchison meteorite obtained by Miyamoto (1987). In Fig. 2 (lower panel), we also present NIR-MIR spectra (average of about ten spectra for each area) before and after $2 \times 10^{15} \text{Ar}^+/\text{cm}^2$ and $1 \times 10^{16} \text{He}^+/\text{cm}^2$ irradiation on the second pellet. We observe the similar spectral features, plus the CH stretching bands near $3.4 \mu\text{m}$. We can also see that in the $10 \mu\text{m}$ region, the olivine band contribution is stronger in the second pellet than in the first one, while the phyllosilicate band is weaker. Cloutis et al. (2011) noticed that different subsamples of the Murchison meteorite can have unique spectral properties due to the meteorite heterogeneity.

The irradiation effects on the OH stretching band are shown in Fig. 3. We detect a broad asymmetric band with a minimum around $2.73 \mu\text{m}$ before irradiation consistent with the Beck et al. (2010) and Miyamoto (1990) spectra. This band is similar to that observed on some C-class asteroids like 2 Pallas and 51 Nemausa (Rivkin et al. 2003). On the right side of the band a convex behavior can be seen centered around $2.90 \mu\text{m}$ that becomes concave after irradiations. The band profile on the left side is also affected, as the $2.71 \mu\text{m}$ feature (indicated with a gray line) disappears after irradiation. Furthermore, we observe a shift of the band: the minimum is located at $2.73 \mu\text{m}$ before irradiation and goes to $2.76 \mu\text{m}$ after the highest helium dose. The error on the band minimum detection is $\sim 0.005 \mu\text{m}$ (spectral resolution at this wavelength is $\sim 0.0015 \mu\text{m}$). This shift is larger than variations due to sample heterogeneity that are $\pm 0.02 \mu\text{m}$. The H_2O bending feature near $6 \mu\text{m}$ is also shown in Fig. 3 where there is a simplification of the structure after irradiation. The right side of the $3.0 \mu\text{m}$ band and the $6.0 \mu\text{m}$ feature are similarly affected on the second pellet (Fig. 2 lower panel).

The NIR reflectance spectra of the second Murchison pellet show the presence of the aliphatic CH stretching band in this region (see Fig. 4). The band is actually the blend of at least four bands corresponding to the symmetric and antisymmetric CH_2 and CH_3 stretching modes (see, e.g., Dartois et al. 2004). The asymmetric modes (left component of the band) we detect on each pellet area represent about 1.5% depth (with respect to the continuum) and we do not see any effect on the band area either with Ar^+ or He^+ irradiation at any fluence; the area is about $1.80 \pm 0.03 \text{cm}^{-1}$, calculated after continuum removal over the range $3.30\text{--}3.55 \mu\text{m}$, before and after irradiation (with the argon dose indicated in Fig. 4).

In the MIR range (see Fig. 5) a phyllosilicate peak is detected at $9.87 \pm 0.03 \mu\text{m}$ (the error bars take into account the sample heterogeneity). This is in agreement with Beck et al. (2010) who observed that CM meteorites do not compare with known terrestrial serpentine in the $10 \mu\text{m}$ region. This peak becomes less intense than the second maximum on its right (intensity goes from almost 0.01 in reflectance unit to less than 0.005), and it shifts towards longer wavelength while irradiation dose increases, to reach $9.94 \pm 0.02 \mu\text{m}$ (error bars come

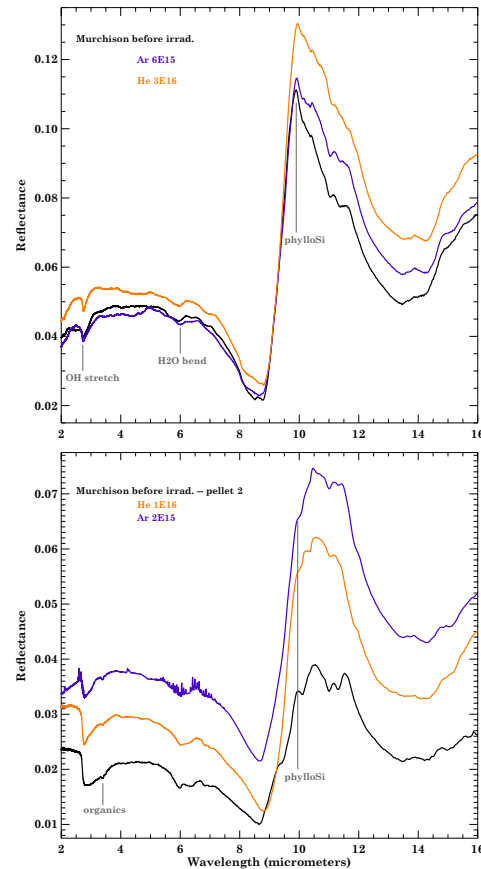


Fig. 2. Top: NIR-MIR confocal reflectance spectra of a non-irradiated area of the first Murchison pellet (black), and those irradiated at the highest fluence for both used ions (purple for argon and orange for helium). Bottom: same as before: virgin, $2 \times 10^{15} \text{Ar}^+/\text{cm}^2$ and $1 \times 10^{16} \text{He}^+/\text{cm}^2$ irradiated areas on the second pellet.

from sample heterogeneity) with the highest helium dose. The shift is larger than variations due to the pellet heterogeneity. Furthermore we detect a peak at $11.17 \mu\text{m}$ corresponding to the olivine contribution reported by Beck et al. (2014) and Morlok et al. (2010), shifting also to $11.21 \mu\text{m}$ after irradiation. Another peak is present at $11.65 \mu\text{m}$, that could be associated to enstatite, and it shifts to $11.69 \mu\text{m}$ and strongly decreases after irradiation (intensity goes from almost 0.005 in reflectance unit to less than 0.002). Two smaller peaks are seen at $10.16 \mu\text{m}$ (not changing after irradiation) and $10.42 \mu\text{m}$ going to $10.45 \mu\text{m}$ after the highest helium dose. They are both attributed to olivine (Hamilton 2010). On the second pellet (see Fig. 2 lower panel), the phyllosilicate peak is seen at $9.95 \mu\text{m}$ before irradiation and then disappears. The silicate peaks broaden after irradiation as

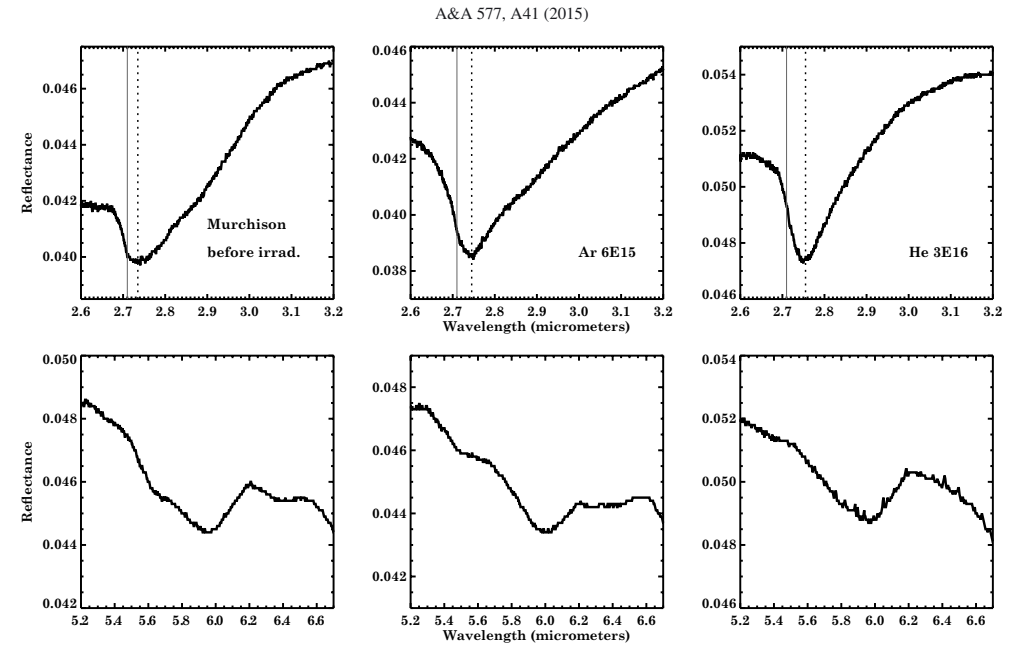


Fig. 3. NIR confocal reflectance spectra around aqueous alteration bands (OH-stretching on top, H_2O -bending on bottom) for the non-irradiated Murchison pellet area (left), and the highest fluence of irradiation for argon (central) and helium (right) ions. For the stretching mode: the gray line indicates the $2.71 \mu\text{m}$ position on each plot, the dotted line indicates the band minimum shifting toward longer wavelength with increasing irradiation dose.

amorphization takes place (see, e.g., Brucato et al. 2004, and references therein).

3.3. Raman

In Fig. 6 we present a few Raman spectra for several irradiation doses and the unirradiated area. Raman spectroscopy is a near-surface technique that is affected by the same light absorption issues described for the $3.4 \mu\text{m}$ band (see below). The optical properties of the meteorite at the wavelength of the laser exciting radiation used here (532nm) determine whether the probed depth is deeper or of the same order of magnitude as the irradiated layer, but in our Raman microscopic configuration the analyzed spot ($1 \mu\text{m}$) is closer to the heterogeneity of the meteorite matrix than the IR case, and the probed depth thus strongly depends on the composition of the specific grains targeted by the laser (low-absorption vs. high-absorption grains, e.g., silicates vs. carbons). Since low- and high-absorption materials in the matrix are intimately mixed at a sub-wavelength scale, the probed layer will be comparable to or deeper than the ion penetration depth according to the layered configuration of the specific spot (i.e., whether carbon is on top or not). The consequence is that it is necessary to invoke a statistical approach to understand the effect of irradiation on the measured Raman spectra. We applied the same procedure described in detail by Brunetto et al. (2014). Here we show the most disordered component of each irradiated area. We clearly see the enlargement and displacement of carbon D- and G-bands, similar to what has been observed in the

case of Allende (Brunetto et al. 2014). See the full discussion in Brunetto et al. (2014); it is beyond the scope of the study here.

4. Discussion

4.1. Organic materials

The CH bonds are expected to be affected by ion irradiation processes. The destruction of aliphatic CHs and the corresponding loss of hydrogen has been extensively studied in the case of interstellar medium carbon-rich grains (see, e.g., Godard et al. 2011, and references therein). The efficiency of the aliphatic band destruction process depends on the stopping power. Godard et al. (2011) have shown that, in a regime of electronic energy loss (i.e., when the ion energy loss is essentially due to inelastic collisions with the material’s electrons), the destruction cross section increases with S_e (the electronic stopping cross section, i.e., the electronic stopping power divided by the target density) following a power law with an index of 1.3 ± 0.5 (in a pure $(\text{C}_x\text{H}_y)_n$ material), but that for $S_e < 10 \text{MeV mg}^{-1} \text{cm}^2$ a significant number of CH bonds could be preserved (>30% of the original value). In our case, during the argon irradiation, the mechanism of energy loss is essentially dominated by elastic interactions between the ions and the target nuclei, so no prediction can be done with respect to the Godard et al. (2011) results (we can notice though that for this study, irradiation with 400 keV Argon ions (i.e., higher proportion of elastic interactions) also results in the destruction of aliphatic C-H). In the case of helium irradiation ($S_e = 0.48 \text{MeV mg}^{-1} \text{cm}^2$, a Stopping and Range

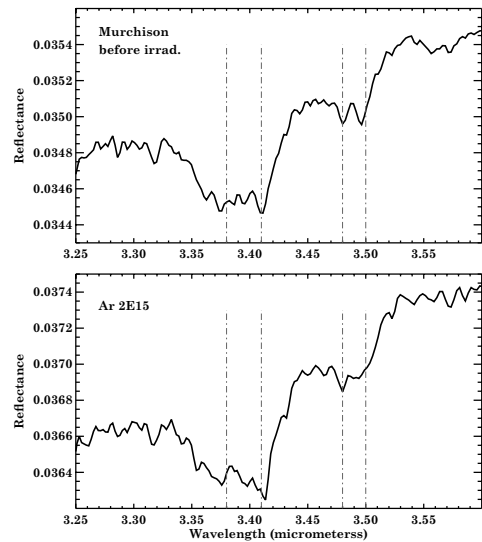


Fig. 4. NIR confocal reflectance spectra around the CH stretching bands for unirradiated Murchison (*top*) and after irradiation with $2 \times 10^{15} \text{ Ar}^+/\text{cm}^2$ (*bottom*). We plotted vertical lines to indicate the expected positions (for transmittance measurements) of the antisymmetric 3.38 and $3.41 \mu\text{m}$ and symmetric 3.48 and $3.50 \mu\text{m}$ modes of CH_3 and CH_2 , respectively.

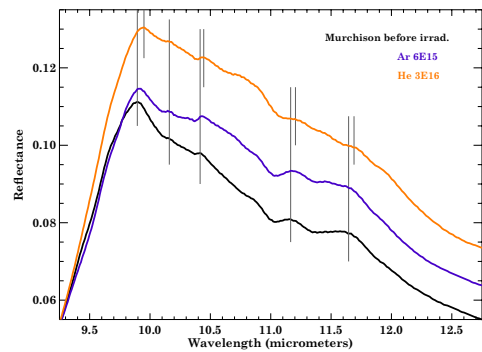


Fig. 5. MIR confocal reflectance spectra around the phyllosilicate peak at $10 \mu\text{m}$. Vertical gray lines are plotted to guide the eye and indicate the band shift from the virgin spectrum (solid lines) to the He^+ irradiated spectrum (dashed).

of Ions in Matter simulation results, see Brunetto et al. 2014), at the beginning of the ion track the energy loss is essentially due to electronic interactions. Using the Godard et al. (2011) results, the destruction cross section corresponding to the helium 40 keV irradiation would be $\sim 1 \times 10^{-16} \text{ cm}^2/\text{ion}$. This implies that at the highest fluence of $3 \times 10^{16} \text{ He}^+/\text{cm}^2$ the CH band would essentially be close to its asymptotic value, which is lower

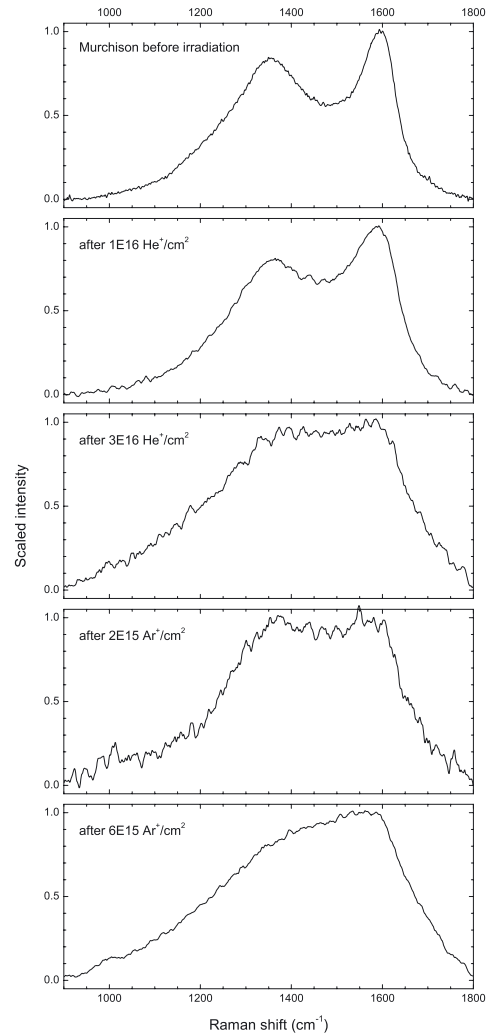


Fig. 6. Raman spectra of the unirradiated area (*top*) and for irradiated areas with 1×10^{16} and $3 \times 10^{16} \text{ He}^+$, 2×10^{15} and $6 \times 10^{15} \text{ Ar}^+$ (from *top* to *bottom*) ions/ cm^2 .

than 60–65% with respect to the initial abundance for the case of highly hydrogenated amorphous carbons.

Thus, if the reflected light in our Murchison irradiation experiment probed a surface depth smaller than or of the same order as the ion penetration depth, then a significant reduction of approximately a factor of two in the CH integrated area would be expected. However, no significant variations were observed (see Fig. 4), within the error bars, after helium irradiation or argon irradiation. We observed the same behavior in previous

experiments on Allende (Brunetto et al. 2014). We conclude that the IR light at this wavelength probes a layer larger than the one affected by irradiation which is $40 \pm 15 \text{ nm}$ and $300 \pm 80 \text{ nm}$ for argon and helium ions, respectively – calculated on a simplified composition of CCs (Brunetto et al. 2014) using the SRIM code (Ziegler et al. 2010). A reasonable estimate of the photon penetration depth can be obtained using the imaginary index value calculated for the Tagish Lake meteorite (5.5×10^{-2} , Roush 2003). The depth in the sample from which the laser radiation emerges reduced to 50% of the incoming intensity would be $\sim 1 \mu\text{m}$. Taking into account this discussion, we can conclude that the organic materials in the top layers are indeed affected by irradiation and that the $3.4 \mu\text{m}$ photons probe a layer thicker than the ion penetration depth. One can imagine that irradiation with higher energy ions – as a simulation of solar flares, events from active regions, and/or cosmic rays – could lead to a modification of the $3.4 \mu\text{m}$ band because these ions would have a larger penetration depth.

The fact that the organics in the very first layers are affected by irradiation is confirmed by the Raman analysis (most sensitive to the aromatic component but still allows organics to be probed): the aromatic carbon structure is affected by irradiation leading to an amorphization of this aromatic structure. Different degrees of de-ordering are produced as a function of dose, to finally end with a highly disordered carbon. These modifications have been previously reported to scale with the nuclear elastic dose in the case of terrestrial carbons (e.g., Brunetto et al. 2004, 2009, and references therein), and this is confirmed also for extraterrestrial aromatic carbons (Brunetto et al. 2014). The results on Murchison (Fig. 6) agree with these previous studies.

Another interpretation for the non-destruction of the $3.4 \mu\text{m}$ band in view of the Godard et al. (2011) results would be that the concentration of hydrogen bonded to aliphatic carbon is too low within the meteorite sample so that the free H atoms liberated by the destruction of aliphatic C–H bonding by the impinging ions are too far from each other to recombine. The dehydrogenation of the material as caused by the molecular H_2 formation would have already reached the asymptotic regime and no modification of the band could be seen. But the H/C ratios in the Godard et al. (2011) experiments are about 1, while in the Murchison meteorite the ratio is about 0.7 within the Insoluble Organic Matter (Hayatsu et al. 1980) and 1.55 within the Soluble Organic Matter (Schmitt-Kopplin et al. 2010). The hydrogen concentration within the Murchison is of the same order as within the Godard et al. (2011) samples so we could expect a spectral decrease of the aliphatic organic band. This is not the case.

4.2. Phyllosilicates

In the Murchison VIS spectra (Fig. 1) we do not see the $0.7 \mu\text{m}$ band that is associated with aqueous alteration processes and the presence of phyllosilicates in the visible range (Vilas & Gaffey 1989). It is interesting to note that half of RELAB spectra (gray thin lines in Fig. 1) do not show this absorption band either, whereas the $3.0 \mu\text{m}$ band is detected (Fig. 3). This is not a surprising result as the $0.7 \mu\text{m}$ band is fainter than the $3.0 \mu\text{m}$ one; it has been shown that the $3.0 \mu\text{m}$ band is almost always present when the $0.7 \mu\text{m}$ one is detected, while the reverse statement is not true (Vilas 1994; Howell et al. 2011; Takir & Emery 2012; Fornasier et al. 2014; McAdam et al. 2015).

The irradiation process leads to a phyllosilicate contribution removal (chrysotile-looking feature in Fig. 3) in the $2.7 \mu\text{m}$ feature and/or to a shift of the band center towards the Fe-rich spectral region of serpentine. We note that CM meteorites

are mainly made of Mg-serpentine and Fe-cronstedtite (Howard et al. 2009) and show a wide range of Fe/Mg ratios (Tomeoka et al. 1989). However, it does not look like terrestrial minerals (e.g., chrysotile), and we talk about proto-serpentine below.

Furthermore, we notice a band profile modification on the right side of the wing, possibly owing to a removal of the adsorbed water component. Beck et al. (2010) and Takir et al. (2013) showed that measurements at ambient conditions are biased because of adsorbed water and that this contribution can be efficiently removed thanks to heating experiments and vacuum exposure. The Murchison spectra were measured ex situ and adsorbed terrestrial water molecules are present in the sample, even if we placed the pellets under dry vacuum conditions between irradiation sessions and reflectance measurements preventing a long term adsorption on the sample surface. Indeed, our spectrum of virgin Murchison has a wing on the right side of the band stopping near $3.1 \mu\text{m}$ that is less broad and intense than that measured under ambient conditions by Beck et al. (2010) on the Boriskino meteorite (CM2) where the wing goes to almost $4 \mu\text{m}$. The Cold Bokkeveld meteorite (CM2) measured by Takir et al. (2013) has the same behavior. The $6 \mu\text{m}$ band is also expected to reduce upon heating (Miyamoto 1990). Here we only see a simplification of the feature, but the intensity of the band in Miyamoto (1990) is much higher than that measured here (Fig. 3) and do not totally disappear even with increasing temperature. In other words, our experimental procedure seems to have ensured a relatively small amount of adsorbed water compared to previous published spectra under ambient conditions. The modifications we observe in the band profile (see Fig. 3) could therefore be due to the irradiation process.

In the MIR range, the irradiation decreased the intensity of the phyllosilicate peak near $10 \mu\text{m}$ and a shift of the peak toward longer wavelength is observed. The two strongest olivine peaks also undergo this band shift; this effect has already been described on Tagish Lake (Vernazza et al. 2013) and Allende (Brunetto et al. 2014). The latter discussed the shift amplitude as a function of the peak intensity, which is also observed here: the stronger the band intensity, the bigger the band shift. We note that these IR silicate bands are intense (thanks to a high refractive index) and are due to surface scattering.

The spectral signatures move from a Mg-rich region to a Fe-rich one. As proposed by Brunetto et al. (2014), this effect could be due to a preferential Mg loss within minerals (in nesosilicates, olivine, as well as in phyllosilicates), that could be attributed to differential sputtering and/or amorphization of Mg-rich materials. Indeed, there is a differential sputtering of atoms near the surface; the lighter Mg is more easily sputtered backward than the less volatile Fe (Hapke et al. 1975). The amorphization of olivine after He^+ irradiation at the same energy used in this study ($10\text{--}50 \text{ keV}$) has been underlined by Demyk et al. (2001) and Carrez et al. (2002), accompanied with Mg/Si ratio decrease. The same result was obtained for a study on pyroxenes (Demyk et al. 2004), including enstatite. The band shift seen here is much less important in the Ar^+ irradiated spectrum (e.g., for the first peak in Fig. 5; the shift is almost $0.06 \mu\text{m}$ in the helium case, while about $0.02 \mu\text{m}$ in the argon case) and this can be explained by the penetration depth of the argon ions ($\sim 40 \text{ nm}$) that affect a smaller layer than He^+ ($\sim 300 \text{ nm}$). In the case of target irradiated by Ar^+ , IR photons mostly probe an unirradiated volume and the irradiation effects are less visible (see discussion in Brunetto et al. 2014). In the Carrez et al. (2002) paper, the authors also invoked a reduction process resulting in the formation of nanophase reduced iron (npFe0) that can explain the surface enrichment in Fe.

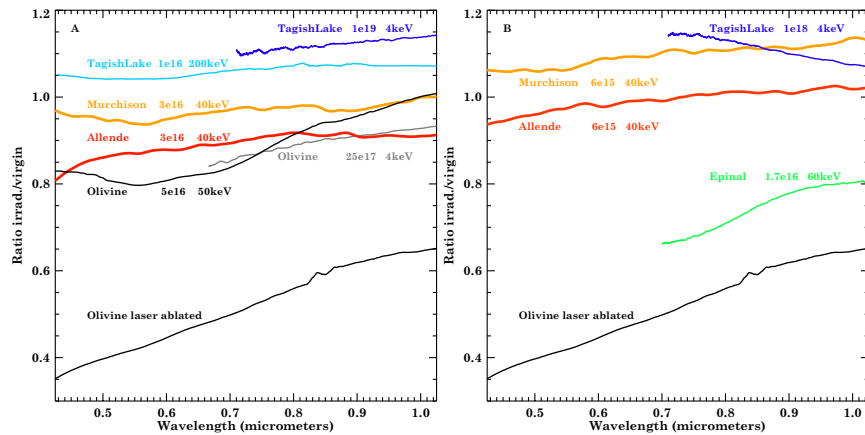


Fig. 7. Ratio plots for different meteorites and minerals: irradiated spectrum divided by the virgin spectrum. Irradiations are performed with He⁺ (panel A) and Ar⁺ (panel B) ions. Tagish Lake spectra are from Vernazza et al. (2013). Olivine data, black and gray respectively, from Fu et al. (2012) and Loeffler et al. (2009). OC Epinal meteorite and terrestrial olivine laser ablated spectra come from Brunetto et al. (2006, 2007).

4.3. Comparison with previous irradiations in the visible range

Few carbonaceous chondrites have been studied using ion irradiation laboratory experiments. We present here the results obtained for Murchison, Tagish Lake, and Allende that all belong to the class of carbonaceous chondrites, but have distinct characteristics in terms of hydrothermal alteration on their respective parent bodies (e.g., Brearley & Jones 1998). Murchison is a typical CM2 chondrite containing small (~200 μm) chondrules and refractory inclusions, abundant fine-grained matrix (~70 vol%), and abundant hydrated minerals. It contains about 2 wt% of carbonaceous matter (Kerridge 1985), mostly in the form of insoluble organic matter, but the soluble part contains a large number of organic compounds (e.g., Schmitt-Kopplin et al. 2010, and references therein). Tagish lake is a C2 ungrouped carbonaceous chondrite that contains chondrules, abundant hydrated minerals, and fine-grained matrix. It does not fit in a well-established C2 group, as it contains two different lithologies (carbonate-rich and carbonate-poor) with varying degrees of aqueous alteration (e.g., Zolensky et al. 2002). Tagish lake contains about 5.5 wt% of carbonaceous matter (Grady et al. 2002). Allende is a CV3 carbonaceous chondrite belonging to the oxidized subgroup, showing low degrees of aqueous alteration, and unequilibrium mineral assemblages (Rubin & Wasson 1987). It contains large (mm-sized) chondrules, large refractory inclusions, and abundant matrix (~40 vol%). It contains only a small amount (~0.3 wt%) of carbonaceous matter (Kerridge 1985).

Contradictory results are observed for the irradiation of these carbonaceous chondrites showing both reddening and blueing effects. In Fig. 7 we present two ratio plots (irradiated sample spectrum divided by the virgin sample, under the same viewing geometry) for ion irradiated carbonaceous chondrites (helium in the left panel, argon in the right panel), one ordinary chondrite and olivines recorded by this study or other groups. When comparing data from different laboratories, one can separate the sample preparation effect from the weathering effect by performing the ratio between spectra of altered and unaltered meteorites. As

has been shown by Brunetto et al. (2006), the spectral ratio is mainly sensitive to the alteration effects, and has a weaker dependence on sample preparation.

When compared to Allende and olivines, Murchison shows little variation after irradiation in the He⁺ case (see panel A); the spectrum remains relatively flat and the albedo decreases by 2.5%. A linear fit in the 0.44–1.0 μm range gives a ratio slope of 0.078 μm^{-1} . We observe a weak change in the slope after Ar⁺ irradiation (see panel B): it rises to 0.13 μm^{-1} within that range. A similar slope variation is obtained on the Allende sample analyzed by Brunetto et al. (2014) for both ions: this meteorite clearly reddens. Lazzarin et al. (2006) also noticed this reddening after Ar⁺ irradiation at higher energy (400 keV).

In the case of Tagish Lake meteorite, we include results from two experiments with different energies (Vernazza et al. 2013). The bright blue line (panel A, greatest energy) is flat overall with a ratio slope of 0.09 μm^{-1} . A smaller energy, but bigger fluence of He⁺ ions (dark blue line) shows a weak reddening. A reverse trend is observed with Ar⁺ ions: a strong blueing is seen (−0.28 μm^{-1} in the 0.72–1.0 μm range).

The behaviors of terrestrial olivine and Epinal OC meteorite are well known (Fu et al. 2012; Loeffler et al. 2009; Brunetto et al. 2006); a strong reddening is observed (at least 0.50 μm^{-1} for the ratio slope) whatever the ion used, and even stronger in the case of laser ablation experiments simulating micrometeorite bombardment (Brunetto et al. 2007). Furthermore, all the olivine and Epinal samples clearly darken, while we cannot establish a general trend for carbonaceous chondrites.

The results are summarized in Fig. 8 where we present the value of the ratio at 0.72 μm (left panel) and the slope (right panel) calculated over the range 0.44–1.0 μm (or a smaller range starting at 0.72 μm when available) as a function of the initial albedo before irradiation, for data shown in the previous figure. We also show on both slope and albedo the range of variations due to sample heterogeneity on the Murchison meteorite (obtained from Fig. 1 right panel). One can see that the weathering effects on this specific carbonaceous chondrite are of the order of variations due to heterogeneity. We also added data points

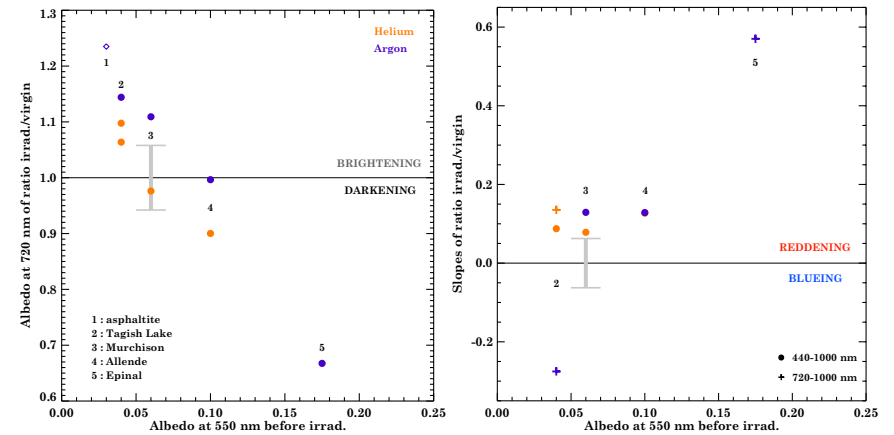


Fig. 8. Value of reflectance at 0.72 μm (left panel) and spectral slopes (right panel) of the Fig. 7 ratios: virgin sample over irradiated sample. The orange dots are for irradiations with He⁺ ions, purple is used for Ar⁺ ions. The spectral slope is calculated using a linear fit on the whole range (0.44–1.0 μm , dots) when available or on a restricted area (0.72–1.0 μm , + signs) otherwise. The gray error bar in each panel indicates the variations due to our Murchison sample heterogeneity.

for an asphaltite sample from Moroz et al. (2004a) where a clear brightening of the surface was observed (see Fig. 8 left panel) after irradiation with 60 keV Ar⁺⁺ (fluence of 1.5×10^{15} ions/cm²). A strong blueing was also a result of this experiment (not shown in the right panel of Fig. 8 because out of the range presented in the figure). The reddening and darkening trend observed on silicate-rich surfaces is not valid for all carbonaceous chondrites. From Fig. 8, it is clear that the spectral modifications after irradiation are a function of the initial albedo. Interestingly, the Tagish Lake meteorite represents the end-point of this transition from reddening to blueing, and from darkening to brightening. Among the samples reported in Fig. 8, Tagish Lake is the darkest and the richest in carbon.

5. Conclusions

In this paper we presented reflectance spectra of the CM2 Murchison meteorite probed by visible and infrared spectroscopy. We studied ion irradiation effects as a simulation of the solar wind bombardment of asteroid surfaces.

- The variations we observe within the visible range for irradiated Murchison are smaller than well-known viewing geometry, grain sizes, or sample preparation effects. We observe a reddening effect smaller than that observed in our previous experiment on Allende chondrite (Brunetto et al. 2014) and a light brightening (opposite effect for Allende) when taking into account both He⁺ and Ar⁺ ion results. The comparison of this work with the data presented in Brunetto et al. (2014) suggest that a relationship exists between the spectral variations observed and the initial composition.
- We do not see changes in the strength/profile of organic bands at 3.4 μm , probably because in this wavelength range, the reflectance probes a layer larger than the irradiated one and the effects of irradiation on this faint band are hidden in the volume. Raman measurements clearly show that the IOM (and probably SOM too) experienced chemical and structural modifications under irradiation.

- We observe a simplification of the features near 3 and 6 μm related to adsorbed water after irradiation process.
- We noticed shifts of the phyllosilicate and olivine bands near 2.7 and 10 μm toward the Fe-rich spectral region suggesting a loss of the element Mg, probably due to a preferential sputtering of Mg and/or amorphization of Mg-rich materials. These results cannot confirm the presence of npFe0, but do not disagree with the forming mechanism (Hapke 2001).

We observed that the spectral modifications in the visible range after irradiation are a function of the initial albedo. More experiments will be necessary to elucidate the role of the initial composition and carbon content on the spectral trend. Considering different samples of CCs within a systematic study will help us to build a strong SpWe model on primitive material in order to interpret the surface evolution of dark asteroids.

Acknowledgements. We warmly thank the Natural History Museum of Vienna and D. Cruikshank (NASA Ames) for providing us with the meteorite samples. We are grateful to X. Fu, D. Fulvio and M. Loeffler for sharing data. We thank D. Baklouti, P. Beck, P. Dumas, S. Fornasier, F. Jamme and C. Sandt for help and useful discussions. We also thank H. Campins and G. Libourel for their reviews and helpful comments. This research is part of a joint IAS-CSNSM project (INGMAR) and it has been funded by the French national program “Programme National de Planétologie” (PNP), by the Faculté des Sciences d’Orsay, Université Paris-Sud (“Attractivité 2012”), by the French “Agence Nationale de la Recherche” (contract ANR-11-BS56-0026, OGRESSE), and by the P2IO LabEx (ANR-10-LABX-0038) in the framework “Investissements d’Avenir” (ANR-11-IDEX-0003-01) managed by the French National Research Agency (ANR). C.L. and M.A.B. acknowledge the funding of the French national space agency “Centre National d’Études Spatiales” (CNES).

References

- Beck, P., Quirico, E., Montes-Hernandez, G., et al. 2010, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 74, 4881
- Beck, P., Garenne, A., Quirico, E., et al. 2014, *Icarus*, 229, 263
- Brearley, A. J., & Jones, R. H. 1998, *Rev. Min. Geochem.*, 36, 3
- Brunetto, R., Strazzulla, G., Baratta, G., & Colangeli, L. 2004, *A&A*, 413, 395
- Brunetto, R., Baratta, G. A., & Strazzulla, G. 2004, *J. Appl. Phys.*, 96, 380
- Brunetto, R., Vernazza, P., Marchi, S., et al. 2006, *Icarus*, 184, 327
- Brunetto, R., Roush, T. L., Marra, A. C., & Orofino, V. 2007, *Icarus*, 191, 381

- Brunetto, R., Pino, T., Dartois, E., et al. 2009, *Icarus*, **200**, 323
- Brunetto, R., Lantz, C., Ledu, D., et al. 2014, *Icarus*, **237**, 278
- Burbine, T. H., McCoy, T. J., Meibom, A., Gladman, B., & Keil, K. 2002, *Asteroids III* (Tucson: University of Arizona Press), 653
- Buseck, P. R., & Hua, X. 1993, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **21**, 255
- Campins, H., Hargrove, K., Pinilla-Alonso, N., et al. 2010a, *Nature*, **464**, 1320
- Campins, H., Morbidelli, A., Tsiganis, K., et al. 2010b, *ApJ*, **721**, L53
- Carrez, P., Demyk, K., Cordier, P., et al. 2002, *Meteor. Planet. Sci.*, **37**, 1599
- Clark, B. E., Lucey, P., Helfenstein, P., et al. 2001, *Meteor. Planet. Sci.*, **36**, 1617
- Clark, B. E., Hapke, B., Pieters, C., & Britt, D. 2002, *Asteroids III* (Tucson: University of Arizona Press), 585
- Cloutis, E. A., Hudon, P., Hiroi, T., Gaffey, M. J., & Mann, P. 2011, *Icarus*, **216**, 309
- Dartois, E., Muñoz-Caro, G., Deboffle, D., & d'Hendecourt, L. 2004, *A&A*, **423**, L33
- DeMeo, F. E., & Carry, B. 2014, *Nature*, **505**, 629
- Demyk, K., Carrez, P., Leroux, H., et al. 2001, *A&A*, **368**, L38
- Demyk, K., d'Hendecourt, L., Leroux, H., Jones, A. P., & Borg, J. 2004, *A&A*, **420**, 233
- Fornasier, S., Lantz, C., Barucci, M. A., & Lazzarin, M. 2014, *Icarus*, **233**, 163
- Fu, X., Zou, Y., Zheng, Y., & Ouyang, Z. 2012, *Icarus*, **219**, 630
- Gaffey, M. J., Cloutis, E. A., Kelley, M. S., & Reed, K. L. 2002 (Tucson: University of Arizona Press), *Asteroids III*, 183
- Godard, M., Féraud, G., Chabot, M., et al. 2011, *A&A*, **529**, A146
- Grady, M. 2000, Catalogue of Meteorites: with Special Reference to Those Represented in the Collection of the Natural History Museum, London (Cambridge University Press)
- Grady, M. M., Verchovsky, A. B., Franchi, I. A., Wright, I. P., & Pillinger, C. T. 2002, *Meteor. Planet. Sci.*, **37**, 713
- Hamilton, V. E. 2010, *Chemie der Erde/Geochemistry*, **70**, 7
- Hapke, B. 2001, *J. Geophys. Res.*, **106**, 10039
- Hapke, B., Cassidy, W., & Wells, E. 1975, *Moon*, **13**, 339
- Hayatsu, R., Winans, R. E., Scott, R. G., et al. 1980, *Science*, **207**, 1202
- Hiroi, T., Pieters, C. M., Rutherford, M. J., et al. 2004, in Lunar and Planetary Sci. Conf. 35, eds. S. Mackwell, & E. Stansbery, 1616
- Hiroi, T., Sasaki, S., Misu, T., & Nakamura, T. 2013, in Lunar and Planetary Inst. *Techn. Rep.*, **44**, 1276
- Howard, K. T., Benedix, G. K., Bland, P. A., & Cressey, G. 2009, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**, 4576
- Howell, E. S., Rivkin, A. S., Vilas, F., et al. 2011, in EPSC-DPS Joint Meet. held 2–7 October in Nantes, France, 637
- Ishiguro, M., Hiroi, T., Tholen, D. J., et al. 2007, *Meteor. Planet. Sci.*, **42**, 1791
- Johnson, T. V., & Fanale, F. P. 1973, *J. Geophys. Res.*, **78**, 8507
- Kerridge, J. F. 1985, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1707
- Lantz, C., Clark, B. E., Barucci, M. A., & Lauretta, D. S. 2013, *A&A*, **554**, A138
- Lazzarin, M., Marchi, S., Moroz, L. V., et al. 2006, *ApJ*, **647**, L179
- Loeffler, M. J., Dukes, C. A., & Baragiola, R. A. 2009, *J. Geophys. Res.*, **114**, 3003
- McAdam, M., Sunshine, J., Howard, K., & McCoy, T. 2015, *Icarus*, **245**, 320
- Miyamoto, M. 1987, *Icarus*, **70**, 146
- Miyamoto, M. 1990, in *Lunar and Planetary Sci. Conf.*, **21**, 797
- Morlok, A., Koike, C., Tomioka, N., Mann, I., & Tomeoka, K. 2010, *Icarus*, **207**, 45
- Moroz, L., Baratta, G., Strazzulla, G., et al. 2004a, *Icarus*, **170**, 214
- Moroz, L. V., Hiroi, T., Shingareva, T. V., et al. 2004b, in Lunar and Planetary Sci. Conf. 35, eds. S. Mackwell & E. Stansbery, 1279
- Nesvorný, D., Jedicke, R., Whiteley, R. J., & Ivezić, Ž. 2005, *Icarus*, **173**, 132
- Noble, S. K., Pieters, C. M., & Keller, L. P. 2007, *Icarus*, **192**, 629
- Noguchi, T., Nakamura, T., Kimura, M., et al. 2011, *Science*, **333**, 1121
- Pieters, C. M., Taylor, L. A., Noble, S. K., et al. 2000, *Meteor. Planet. Sci.*, **35**, 1101
- Rivkin, A. S., Davies, J. K., Johnson, J. R., et al. 2003, *Meteor. Planet. Sci.*, **38**, 1383
- Roush, T. L. 2003, *Meteor. Planet. Sci.*, **38**, 419
- Rubin, A. E., & Wasson, J. T. 1987, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 1923
- Salisbury, J. W., & D'Aria, D. M. 1989, in Lunar and Planetary Inst. Technical Report, Vol. 20, Lunar and Planetary Sci. Conf., 940
- Schmitt-Kopplin, P., Gabelica, Z., Gougeon, R. D., et al. 2010, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **107**, 2763
- Shingareva, T. V., Basilevsky, A. T., Fisenko, A. V., et al. 2003, in Lunar and Planetary Sci. Conf. 34, eds. S. Mackwell, & E. Stansbery, 1321
- Shingareva, T. V., Basilevsky, A. T., Fisenko, A. V., Semjonova, L. F., & Korotaeva, N. N. 2004, in Lunar and Planetary Sci. Conf. 35, eds. S. Mackwell, & E. Stansbery, 1137
- Takagi, Y., Yoshikawa, M., Abe, M., et al. 2011, AGU Fall Meet. Abstr.
- Takir, D., & Emery, J. P. 2012, *Icarus*, **219**, 641
- Takir, D., Emery, J. P., McSween, H. Y., et al. 2013, *Meteor. Planet. Sci.*, **48**, 1618
- Tomeoka, K., McSween, Jr., H. Y., & Buseck, P. R. 1989, *Antarctic Meteorite Research*, **2**, 221
- Vernazza, P., Fulvio, D., Brunetto, R., et al. 2013, *Icarus*, **225**, 517
- Vilas, F. 1994, *Icarus*, **111**, 456
- Vilas, F., & Gaffey, M. J. 1989, *Science*, **246**, 790
- Ziegler, J. F., Ziegler, M. D., & Biersack, J. P. 2010, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B*, **268**, 1818
- Zolensky, M. E., Nakamura, K., Gounelle, M., et al. 2002, *Meteor. Planet. Sci.*, **37**, 737

L E

Short-term variability on the surface of (1) Ceres^{*,**}

A changing amount of water ice?

D. Perna¹, Z. Kaňuchová², S. Ieva^{1,3,4}, S. Fornasier^{1,5}, M. A. Barucci¹, C. Lantz^{1,5}, E. Dotto³, and G. Strazzulla⁶

¹ LESIA—Observatoire de Paris, CNRS, UPMC Univ. Paris 06, Univ. Paris-Diderot, 5 place J. Janssen, 92195 Meudon, France
 e-mail: david.e.perna@obspm.fr

² Astronomical Institute of the Slovak Academy of Sciences, 059 60 Tatranská Lomnica, Slovakia

³ INAF—Osservatorio Astronomico di Roma, via Frascati 33, 00040 Monte Porzio Catone (Roma), Italy

⁴ Università di Roma Tor Vergata, via della Ricerca Scientifica 1, 00133 Roma, Italy

⁵ Université Paris Diderot – Paris 7, 4 rue Elsa Morante, 75013 Paris, France

⁶ INAF—Osservatorio Astrofisico di Catania, via S. Sofia 78, 95123 Catania, Italy

Received 9 November 2014 / Accepted 24 January 2015

ABSTRACT

Context. The dwarf planet (1) Ceres – next target of the NASA Dawn mission – is the largest body in the asteroid main belt. Although several observations of this body have been performed so far, the presence of surface water ice is still questioned.

Aims. Our goal is to better understand the surface composition of Ceres and to constrain the presence of exposed water ice.

Methods. We acquired new visible and near-infrared spectra at the Telescopio Nazionale *Galileo* (La Palma, Spain), and reanalyzed literature spectra in the 3- μ m region.

Results. We obtained the first rotationally resolved spectroscopic observations of Ceres at visible wavelengths. Visible spectra taken one month apart at almost the same planetocentric coordinates show a significant slope variation (up to 3%/10³ Å). A faint absorption centered at 0.67 μ m, possibly due to aqueous alteration, is detected in a subset of our spectra. The various explanations in the literature for the 3.06- μ m feature can be interpreted as due to a variable amount of surface water ice at different epochs.

Conclusions. The remarkable short-term temporal variability of the visible spectral slope and the changing shape of the 3.06- μ m band can be hints of different amounts of water ice exposed on the surface of Ceres. This would agree with the recent detection by the *Herschel* Space Observatory of localized and transient sources of water vapor over this dwarf planet.

Key words. techniques: spectroscopic – minor planets, asteroids: individual: (1) Ceres

1. Introduction

The dwarf planet (1) Ceres is the only one in the inner solar system. It probably represents a unique remnant of the primordial population of large planetesimals that were removed later on by dynamical mechanisms, thus depleting the asteroid main belt of most of its original mass (e.g., Morbidelli et al. 2009). The modeling of the thermo-physico-chemical evolution of Ceres, which is constrained by the available shape and density measurements (2077 ± 36 kg m⁻³, Thomas et al. 2005; 2206 ± 43 kg m⁻³, Carry et al. 2008), points to a differentiated interior. This probably consists of an inner core made of dry silicates, an outer layer made of hydrated silicates, and an outer shell of water ice (Castillo-Rogez & McCord 2010). Alternatively, an undifferentiated porous interior, consisting of a mixture of hydrated silicates, has been proposed (Zolotov 2009). Both the albedo (0.090 ± 0.003, Li et al. 2006) and the visible and near-infrared spectra of Ceres are similar to those of carbonaceous chondrites, and evidence for aqueous alteration has been found.

* Based on observations made with the Italian Telescopio Nazionale *Galileo* (TNG) operated on the island of La Palma by the Fundación Galileo Galilei of the INAF (Istituto Nazionale di Astrofisica) at the Spanish Observatorio del Roque de los Muchachos of the Instituto de Astrofísica de Canarias.

** Appendices are available in electronic form at <http://www.aanda.org>

The presence of surface water ice on Ceres, possibly resupplied from the mantle through fractures in a silicate and ice crust, has been debated at length (see Rivkin et al. 2011, for a review of Ceres' surface composition). So far, rotationally resolved spectra of Ceres ($P = 9.074170 \pm 0.000002$ h, Chamberlain et al. 2007) were acquired in the near-infrared region by Rivkin & Volquardsen (2010) and Carry et al. (2012), who report evidence for a relatively uniform surface. Before the present study, no study of visible spectra variation with the Ceres' rotation had been performed. Recently, Küppers et al. (2014) have identified two localized sources (~60 km in diameter) of water vapor on Ceres at planetocentric longitudes corresponding to the dark regions Piazzi (long. 123°, lat. +21°) and Region A (long. 231°, lat. +23°). It has been suggested that water outgassing is due to comet-like sublimation or to cryo-volcanism.

In this work we analyze new visible and near-infrared spectra of Ceres obtained at different rotational phases, in order to enhance our knowledge of its surface composition. We also review the interpretation of the 3- μ m feature observed in Ceres' spectra by different authors. Our results can be useful for supporting the NASA Dawn mission (Russell et al. 2004), which will start orbiting Ceres in March 2015.

2. Observations and data reduction

Observations were carried out at the 3.6-m Telescopio Nazionale *Galileo* (La Palma, Spain) during two runs (December 2012,

Table 1. Observational circumstances and spectral parameters.

ID	Date	UT	Prism/grism	t_{exp} (s)	Airmass	Solar analog (airm.)	SEP _A	SEP _B	Vis. Slope (%/10 ³ Å)	0.67 μ m band
A	2012 Dec. 17	22:10	Amici	4 × 3	1.31	Land115-271 (1.27)	74.1	-3.0	–	–
B	2012 Dec. 18	01:05	Amici	4 × 3	1.00	Hip9197 (1.01)	318.3	-3.1	–	–
1	2012 Dec. 18	02:31	LR-B+LR-R	1 + 1	1.05	Hip599932 (1.06)	261.1	-3.1	-1.15 ± 0.29	0.6–0.7%
2	2012 Dec. 18	23:27	LR-B+LR-R	1 + 1	1.08	Hyades142 (1.05)	150.5	-3.1	-0.70 ± 0.23	0.5–0.6%
3	2012 Dec. 19	02:34	LR-B+LR-R	1 + 1	1.06	Hyades142 (1.05)	26.8	-3.2	-3.18 ± 0.62	<0.5%
4	2013 Jan. 18	20:12	LR-B+LR-R	1 + 1	1.18	Hip44027 (1.18)	277.3	-5.6	+1.26 ± 0.36	<0.5%
5	2013 Jan. 19	20:44	LR-B+LR-R	1 + 1	1.09	Hyades64 (1.03)	23.9	-5.7	+0.05 ± 0.42	<0.5%
6	2013 Jan. 20	01:43	LR-B+LR-R	3 + 5	1.35	Land102-1081 (1.58)	186.2	-5.7	+0.01 ± 0.24	<0.5%

Notes. SEP_A and SEP_B are the sub-Earth point longitude and latitude.

and January 2013). The observational circumstances are given in Table 1. Visible spectroscopy was performed with the DOLORES instrument using the low-resolution blue (LR-B) and red (LR-R) grisms. Near-infrared (NIR) data were taken with the NICS instrument coupled with the Amici prism, in low-resolution mode. NIR observations were carried out using the standard nodding technique of moving the object along the slit between two positions A and B. Each of the two NICS spectra that we present was obtained from one ABBA sequence. For both visible and NIR ranges, spectra were taken through a 2'' slit, oriented along the parallactic angle to avoid flux loss due to the differential refraction.

Data were reduced with the software package ESO-Midas, using standard procedures (e.g., Fornasier et al. 2004): for the visible data: subtraction of the bias from the raw data, flat field correction, cosmic rays removal, background subtraction, collapsing the two-dimensional spectra into one dimension, wavelength calibration (using Ar, Ne+Hg, and Kr lamps' emission lines), and atmospheric extinction correction. NIR data were corrected for flat field, A-B and B-A pairs were subtracted, the four different frames were shifted and added, then the spectrum was extracted. Wavelength calibration was obtained using a look-up table, available on the instrument website, which is based on the theoretical dispersion predicted by ray-tracing and adjusted to best fit the observed spectra of calibration sources. The reflectivity of Ceres was then obtained by dividing its visible and NIR spectra by those of solar analogs observed close in time and in airmass to the scientific frames (cf. Table 1).

The resulting visible and NIR spectra are presented in Figs. 1 and 2, respectively. During each of the two observing runs, we obtained three complete spectra of Ceres with the LR-B + LR-R grisms (covering the 0.44–0.81 μ m and 0.54–0.9 μ m wavelength ranges, respectively). The planetocentric coordinates for each observation (Table 1) were calculated using the IMCCE webtools (Berthier et al. 2008), according to the pole solution by Carry et al. (2008). Two NIR spectra were also acquired during the December 2012 run.

3. Data analysis and results

The two NIR spectra we obtained do not show significant variations, in agreement with Carry et al. (2012). Though noisy and of low resolution, both of them show the very broad absorption centered at ~1.2 μ m already observed on Ceres, as well as on several carbonaceous chondrites, and interpreted as possibly due to magnetite or plagioclase feldspar (Rivkin et al. 2011).

The visible spectra obtained from the six simultaneous LR-B and LR-R observations show a very good agreement between the two grisms, making us confident about the goodness of our results. In Table 1 we report the spectral slope computed in

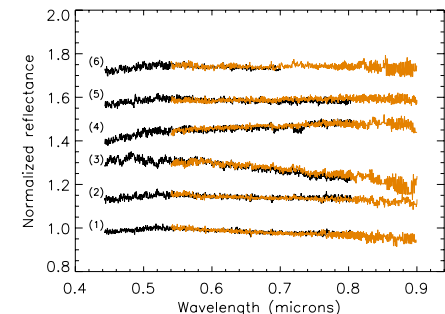


Fig. 1. Visible LR-B (black) and LR-R (orange) spectra of Ceres, shifted by 0.15 in reflectance for clarity. The LR-B spectrum #6 has been cut at 0.7 μ m because affected by a poor sky subtraction longward.

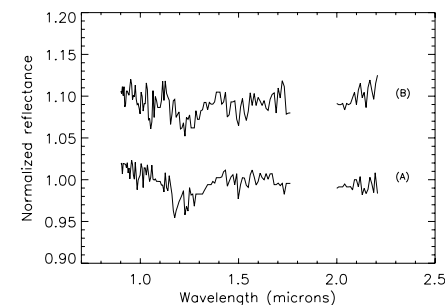


Fig. 2. NIR spectra of Ceres, shifted by 0.1 in reflectance for clarity. Regions affected by strong atmospheric absorption have been cut out.

the 0.55–0.8 μ m range, considering the LR-B and LR-R data together. Figure 3 shows the obtained spectral slopes as a function of the longitude of the subobserver point. A variation through the rotational phase is evident, whose amplitude is about one order of magnitude greater than that reported for NIR observations (Carry et al. 2012). We also stress that, while all of the spectra taken in January 2013 (phase angle ~13.5°) are redder than those acquired in December 2012 (phase angle ~0.7°), the observed variations are about two orders of magnitude greater than those that could be introduced by the phase reddening effect (e.g., Sanchez et al. 2012).

While we cannot determine the exact cause of these variations (possibly due e.g. to different composition, albedo,

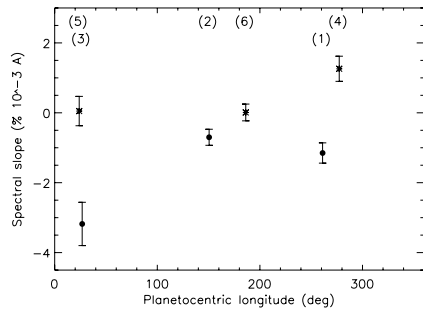


Fig. 3. Visible spectral slope (0.55–0.8 μm) vs. planetocentric longitude. Data from Dec. 2012 (dots) and Jan. 2013 (asterisks).

geological features, surface age), we stress that the spectra #3 and #5 – as well as, to a minor extent, #1 and #4 – sample the same regions on the surface, observed one month apart, and present a significant variation in the slope ($\sim 2\text{--}3\%/10^3 \text{ \AA}$). Noteworthy is that our observing runs (December 2012 and January 2013) are temporally encompassed by the water vapor detections around Ceres (October 2012 and March 2013) performed with the *Herschel* Space Observatory by Küppers et al. (2014). We therefore guess that the observed variation in the visible spectral slope could be linked with the resurfacing after outgassing episodes. The bluer spectrum could correspond to larger quantities of exposed water ice and/or some “B-type” asteroidal material (possibly exposed and/or redeposited by water sublimation). The redder spectrum could instead be tentatively associated with more exposed organics: though these have not been yet clearly detected, their presence on Ceres – as for water ice – is considered likely based on thermo-physical considerations (Castillo-Rogez & McCord 2010), and they could possibly lie in the near-surface environment (Rivkin et al. 2011). Moreover, a mix of water ice and organics has already been invoked to fit the Ceres’ 3- μm band (see next section). The much smaller slope variations observed by Carry et al. (2012) in the NIR could then be associated with periods of no/lower water activity by Ceres (e.g., *Herschel* did not detect the water vapor on November 2011), or the Ceres’ spectrum could be intrinsically less variable at NIR wavelengths than in the visible. Our spectra #2 and #6, acquired at planetocentric longitudes $\sim 30^\circ$ apart, show a slope variation similar to what was previously reported for the NIR. This could strengthen the hypothesis of localized active regions on the surface of Ceres.

The existence and spatial extent on Ceres of a broad spectral feature around 0.6–0.7 μm , usually attributed to aqueous alteration products (e.g., saponite, Cloutis et al. 2011), is still open to debate (Rivkin et al. 2011). To verify the presence and variability of such absorption in our spectra, we removed the continuum computed as a linear fit to each spectrum in the region 0.55–0.8 μm . A very faint feature (0.5–0.7%) centered at $\sim 0.67 \mu\text{m}$ seems present in spectra #1 and #2 for both LR-B and LR-R grisms. No noticeable absorption is identified in our other spectra, maybe only because of lower S/N (Table 1 and Fig. 4).

For comparison, we also reanalyzed the few visible spectra of Ceres available in the literature, computing the spectral slope and looking for the presence of the aqueous alteration band (Table 2). An absorption centered at 0.67 μm and with depth 1.7% is clearly seen in the spectrum by Vilas et al. (1993).

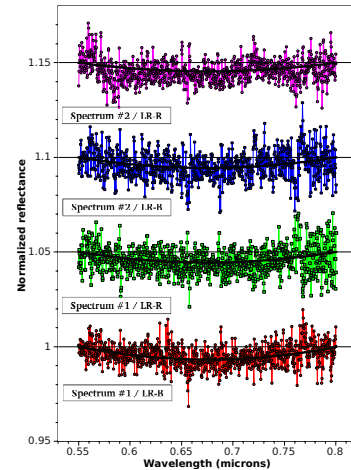


Fig. 4. Continuum-removed LR-B and LR-R spectra #1 and #2 (shifted by 0.05 in reflectance for clarity), with a superimposed polynomial fit.

Table 2. Spectral parameters for literature visible data.

Reference	Date	Slope ($\%/10^3 \text{ \AA}$)	0.67 μm band
Vilas & McFadden (1992)	4 Jul. 1987	-0.76 ± 0.27	? ($<1.0\%$)
Vilas et al. (1993)	20 Apr. 1992	0.25 ± 0.66	Y (1.7%)
Bus & Binzel (2002)	1993–1998	0.72 ± 1.00	N ($<0.3\%$)
Lazzaro et al. (2004)	13 Jul. 1997	0.95 ± 0.19	N ($<0.3\%$)
Fornasier et al. (1999)	13 Dec. 1997	-0.54 ± 0.36	? ($<1.0\%$)

The spectrum from Vilas & McFadden (1992) seems to exhibit two superimposed features with minima at 0.6 μm and 0.67 μm , with an overall depth $<1.0\%$, though the double minimum could be an artifact attributable to poor S/N. A similar result is found for the spectrum by Fornasier et al. (1999), while no feature is seen in the data by Bus & Binzel (2002) and Lazzaro et al. (2004). As for the spectral slope, we note that the magnitude of its variation is not as prominent in the literature data as in our dataset, despite the uncertainties from the different observing conditions and techniques, the instrumentation, etc.

4. The 3- μm band and the water ice on Ceres

A broad 3- μm feature was observed on Ceres for the first time by Lebofsky (1978) and associated with the presence of clay minerals containing water of hydration. Analyzing higher spectral resolution data, the 3- μm band was confirmed by Lebofsky et al. (1981), who also found a relatively narrow absorption centered near 3.06 μm , which was interpreted as due to a very thin layer of water ice frost. This feature, along with a set of overlapping bands at 3.3–3.4 μm , was reinterpreted by King et al. (1992) as due to ammoniated phyllosilicates. Vernazza et al. (2005) revisited ice as an explanation, reproducing the 3.06- μm feature with a linear combination of crystalline water ice and an organic component, the residues of ion-irradiated asphaltite covered with water ice. Rivkin et al. (2006) furthermore reinterpreted the 3.06- μm band as due to an iron-rich clay (the serpentine cronstedtite) and the 3.3–3.4 and 3.8–3.9 μm bands as caused by carbonates. The same dataset was then

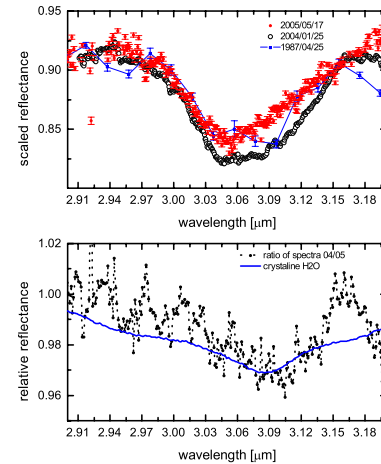


Fig. 5. *Up:* Ceres’ 3- μm spectra taken in 1987 (Jones et al. 1990), 2004 (Vernazza et al. 2005), 2005 (Rivkin et al. 2006). *Down:* the 2004/2005 spectral ratio and the spectrum of crystalline (150 K) water ice.

modeled by Milliken & Rivkin (2009) to identify the 3.06- μm band as brucite ($\text{Mg}(\text{OH})_2$) and confirm the presence of carbonates. Beck et al. (2011) propose impure goethite ($\text{FeO}(\text{OH})$) as an alternative origin of the 3.06- μm band, though Jewitt and Guilbert-Lepoutre (2012) stress that goethite, when found in meteorites, is a product of aqueous alteration in the terrestrial environment and that extraterrestrial goethite in freshly fallen meteorites is unknown.

In Fig. 5 we show the 3- μm region spectra by Jones et al. (1990), Vernazza et al. (2005), and Rivkin et al. (2006), acquired in 1987, 2004, and 2005, respectively. In the first two works, the presence of the 3.1- μm absorption due to crystalline water was claimed. In Fig. 5 we also show the ratio of the high-resolution 2004/2005 spectra, as well as a laboratory spectrum of crystalline (150 K) water ice (Strazzulla et al. 2001). Supposing that the 3- μm band is composed of two components, as suggested by Vernazza et al. (2005), the ratio of the two spectra may reveal a change in the relative abundances. Indeed, the ratio of the spectra from 2004 and 2005 is very similar to the spectrum of crystalline water, with a minimum at $\sim 3.1 \mu\text{m}$. The absorption starting at 3.15 μm in the 2004 spectrum is due to the terrestrial atmosphere, as stated by Vernazza et al. (2005).

Following our findings about the short-term temporal variation of the visible spectral slope, as well as the recent identification of localized emission of water vapor around Ceres, we suggest that the shape of the 3- μm band could also change in time: i.e., Vernazza et al. (2005) could have really observed crystalline water ice, while Rivkin et al. (2006) could have observed Ceres when surface ice was less abundant and not detectable.

5. Summary and conclusions

The new visible and NIR spectra that we analyze in this work are generally compatible with the previous data of Ceres.

The feature at 0.67 μm seen in previous observations (e.g., Vilas et al. 1993), and interpreted as due to aqueous alteration, is possibly observed in two out of our six visible spectra (those with higher S/N), although the measured band depth is very small (0.5–0.7%). Data taken in December 2012 and January 2013 show a clear variation in the visible spectral slope: at longitudes $\sim 25^\circ$ and $\sim 270^\circ$ we measure a slope difference of $(3.2 \pm 1.0)\%/10^3 \text{ \AA}$ and $(2.4 \pm 0.7)\%/10^3 \text{ \AA}$, respectively. Such variations are much more important than those already reported in the literature, and they strongly point towards a variable character of the Ceres’ surface. While the regions we identified (which are however approximate due to our disk-integrated observations) do not correspond with those detected as emitting water vapor by Küppers et al. (2014) in October 2012 and January 2013, we can hypothesize that Ceres was undergoing extended resurfacing processes (due to cryovolcanism or cometary activity) during that period. These new results also lead us to propose a coherent and reconciling solution for the disagreements in the literature about the shape and interpretation of the 3- μm band, which could change in time according to the different quantity of exposed water ice. The NASA Dawn mission that will start to orbit Ceres in March 2015 will hopefully provide key information about the surface variegation and any outgassing activity of Ceres.

Acknowledgements. We thank A.S. Rivkin and P. Vernazza for kindly providing their spectral data. The research of Z.K. is supported by VEGA – The Slovak Agency for Science, Grant No. 2/0032/14. This program was supported by the French national space agency CNES and French INSU – PNP program.

References

- Beck, P., Quirico, E., Sevestre, D., et al. 2011, *A&A*, 526, A85
 Berthier, J., Hestroffer, D., Carry, B., et al. 2008, *LPI Contribution*, 1405, 8374
 Bus, S. J., & Binzel, R. P. 2002, *Icarus*, 158, 146
 Carry, C., Dumas, C., Fulchignoni, M., et al. 2008, *A&A*, 478, 235
 Carry, C., Vernazza, P., Dumas, C., et al. 2012, *Icarus*, 217, 20
 Castillo-Rogez, J. C., & McCord, T. B. 2010, *Icarus*, 205, 443
 Chamberlain, M. A., Sykes, M. V., & Esquerdo, G. A. 2007, *Icarus*, 188, 451
 Cloutis, E. A., Hiroi, T., Gaffey, M. J., Alexander, C. M. O’D., & Mann, P. 2011, *Icarus*, 212, 180
 Fornasier, S., Lazzarin, M., Barbieri, C., & Barucci, M. A. 1999, *A&AS*, 135, 65
 Fornasier, S., Dotto, E., Barucci, M. A., & Barbieri, C. 2004, *A&A*, 422, L43
 Jewitt, D., & Guilbert-Lepoutre, A. 2012, *AJ*, 143, 21
 Jones, T. D., Lebofsky, L. A., Lewis, J. S., & Marley, M. S. 1990, *Icarus*, 88, 172
 King, T. V. V., Clark, R. N., Calvin, W. M., Sherman, D. M., & Brown, R. H. 1992, *Science*, 255, 1551
 Küppers, M., O’Rourke, L., Bockelée-Morvan, D., et al. 2014, *Nature*, 505, 525
 Lazzaro, D., Angeli, C. A., Carvano, J. M., et al. 2004, *Icarus*, 172, 179
 Lebofsky, L. A. 1978, *MNRAS*, 182, 17
 Lebofsky, L. A., Feierberg, M. A., Tokunaga, A. T., Larson, H. P., & Johnson, J. R. 1981, *Icarus*, 48, 453
 Li, J.-Y., McFadden, L. A., Parker, J. Wm., et al. 2006, *Icarus*, 182, 143
 Milliken, R. E., & Rivkin, A. S. 2009, *Nature Geosci.*, 2, 258
 Morbidelli, A., Botke, W. F., Nesvorný, D., & Levison, H. F. 2009, *Icarus*, 204, 558
 Rivkin, A. S., & Volquardsen, E. L. 2010, *Icarus*, 206, 327
 Rivkin, A. S., Volquardsen, E. L., & Clark, B. E. 2006, *Icarus*, 185, 563
 Rivkin, A. S., Li, J.-Y., Milliken, R. E., et al. 2011, *Space Sci. Rev.*, 163, 95
 Russell, C. T., Coradini, A., Christensen, U., et al. 2004, *P&SS*, 52, 465
 Sanchez, J. A., Reddy, V., Nathues, A., et al. 2012, *Icarus*, 220, 36
 Strazzulla, G., Baratta, G. A., & Palumbo, M. E. 2001, *Spectrochim. Acta*, 57, 825
 Thomas, P. C., Parker, J. Wm., McFadden, L. A., et al. 2005, *Nature*, 437, 224
 Vernazza, P., Mothé-Diniz, T., Barucci, M. A., et al. 2005, *A&A*, 436, 1113
 Vilas, F., & McFadden, L. A. 1992, *Icarus*, 100, 85
 Vilas, F., Larson, S. M., Hatch, E. C., & Jarvis, K. S. 1993, *Icarus*, 105, 67
 Zolotov, M. Y. 2009, *Icarus*, 204, 183

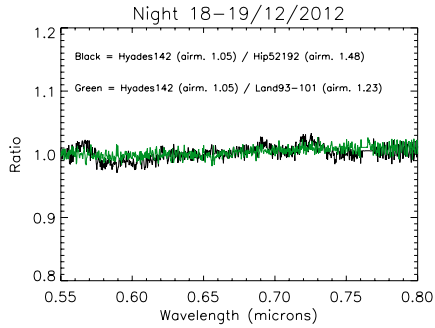


Fig. A.1. Spectral ratios of the three solar analog stars observed during the night of 18–19 Dec. 2012. The airmasses at the moment of the acquisition are reported.

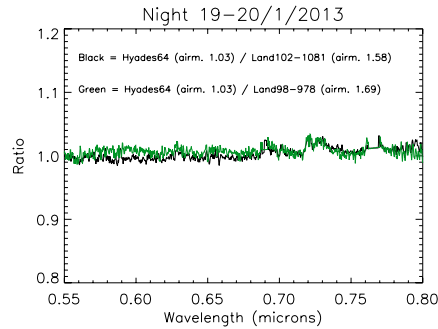


Fig. A.3. Spectral ratios of the three solar analog stars observed during the night of 19–20 Jan. 2013. The airmasses at the moment of the acquisition are reported.

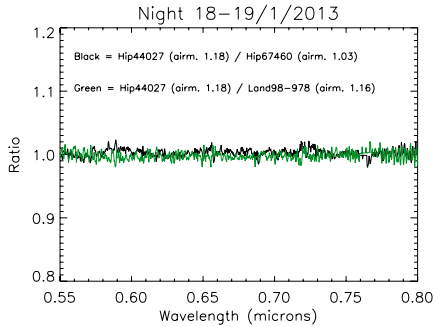


Fig. A.2. Spectral ratios of the three solar analog stars observed during the night of 18–19 Jan. 2013. The airmasses at the moment of the acquisition are reported.

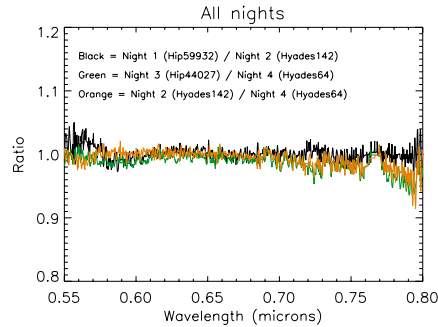


Fig. A.4. Spectral ratios of solar analog stars observed during different nights. Night 1 = 17–18 Dec. 2012, Night 2 = 18–19 Dec. 2012, Night 3 = 18–19 Jan. 2013, Night 4 = 19–20 Jan. 2013.

Appendix A: About the solar analog stars

To verify that the observed variability of Ceres’ visible spectra is real, and not an artifact of the different solar analog stars used for calibration, we divided each by all the others to check that this results in a flat spectrum. We considered the LR-R spectra in the same wavelength range used for computing the Ceres’ visible spectral slope, 0.55–0.8 μm . Figures A.1–A.3 show the relative ratios of the three solar analog stars observed during each night, on 18–19/12/2012, 18–19/1/2013, and 19–20/1/2013. For the second of these nights (Fig. A.2), the stars were observed at low airmass and their spectral ratios are flat (slopes of $-0.02 \pm 0.15\%/10^3 \text{ \AA}$ and $0.10 \pm 0.18\%/10^3 \text{ \AA}$). The spectral ratios of stars observed during the other two nights present a slightly positive slope ($\leq 0.5\%/10^3 \text{ \AA}$), which is probably due to the higher airmasses involved. The obtained flat behavior makes us confident about the reliability of our results. As for the first of our observing nights (17–18/12/2012), we do not have other solar analogs to compare with the one used to obtain the Ceres’ reflectance; however, Fig. A.4 shows that its division by a solar analog observed the following night still presents a flat spectrum. The same result is found when dividing the spectra of two solar analog stars observed during the two different nights we

and we propose that the spectral changes could be related to outgassing episodes like those seen by *Herschel*. Moreover, it would be difficult to imagine that the slope changes we measured are provoked by such small active areas. In this regard, we stress that i) our spectra are disk-integrated, so it is basically impossible to state where the water ice could lie exactly on the observed surface. ii) The *Herschel* telescope detected water vapor, while we suggest the presence of water ice on the surface. Küppers et al. (2014) suggest two dark regions as likely sources of most of the evaporating water, because these are warmer than the average surface, resulting in efficient sublimation of possible water ice reservoirs. The water ice we observe could be more concentrated in other regions of the surface, where dark (hotter) material is less abundant and/or at higher latitudes where sublimation could be slower. iii) The 60-km size estimated in Küppers et al. (2014) is somewhat model-dependent: varying the involved parameters (e.g., the mixing ratio of active/inactive components and its spatial variation over the surface), one can change the size of the “most active” spots. iv) Our observations performed in December 2012 show bluer spectra (i.e., more water ice following our assumption) than in

January 2013. *Herschel* clearly detected water in October 2012, whereas in March 2013 the emission line was much weaker. As a result, both the datasets could suggest a decreasing quantity of exposed water ice from late 2012 to early 2013.

Appendix C: About the 3- μm band variation

Rivkin & Volquardsen (2010) saw variations of a few percentage points over Ceres’ surface. Since the Rivkin et al. (2006) spectrum is an average over the entire rotational period of Ceres, while the Vernazza et al. (2005) spectrum covers a smaller portion of the surface, it may be that the spectrum did not change at the longitude of the Vernazza observations. While we cannot exclude such a possibility, it would imply that Rivkin et al. (2006) were wrong in excluding the presence of water ice. Here we suggest that water ice is indeed present on the surface of Ceres. Its superficial abundance could be variable and concentrated in particular (colder) regions. We hope that the Dawn mission will clarify this issue, even though it will arrive at Ceres post-perihelion, when the heliocentric distance (around 2.9 AU) will not be favorable for detecting cometary-like activity.

had in January 2013, as well as when dividing two solar analog stars whose spectra were acquired in December 2012 and January 2013. All of these ratios show some telluric features, which are of course natural because of the different observing conditions (why all of the Ceres’ spectra have been calibrated using a star observed close not only in airmass but also in time) and do not affect the overall spectral slope. The above strongly suggests that the slope variability we present in this work is indeed due to some short-term processes acting over the surface of Ceres.

Appendix B: About a possible link between ours and *Herschel*’s observations

The likely sources of the water vapor detected by the *Herschel* Space Observatory are two 60-km wide dark regions centered at long. 123°, lat. +21°, and long. 231°, lat. +23°. In this work we report a temporal spectral variability of Ceres, for nearly equatorial observations centered at planetocentric longitudes $\sim 25^\circ$ and $\sim 270^\circ$, and suggest that this could be associated with variable amounts of exposed water ice. One could object that it is difficult to explain why such longitudes do not coincide, given that ours and *Herschel*’s observations were made in the same timeframe,

Annexe B

Les conférences

Cette annexe regroupe les actes de conférences où les travaux de recherche ont été présentés. Une section spécifique est dédiée aux communications faites pendant des réunions des équipes scientifiques de missions spatiales.

Les lettres O et P désignent respectivement les présentations orales et les posters. L'astérisque indique les conférences auxquelles j'ai assisté. La double puce est utilisée pour les conférences à venir.

Sommaire

B.1	Communications lors de conférences internationales	244
B.2	Réunions dans le cadre de missions spatiales	246
B.3	Autres interventions	247

B.1 Communications lors de conférences internationales

- M.A. Barucci, D. Lazzaro, S. Fornasier, **C. Lantz**, & D. Perna [O]
Hints on water in primitive asteroids
 COmmittee on SPAce Research symposium, Foz do Iguacu, 9-13 novembre 2015
- **C. Lantz**, R. Brunetto, & M.A. Barucci [O*]
Space weathering on primitive asteroids: ion irradiation of carbonaceous chondrites
 Workshop on Space Weathering of Airless Bodies, Houston, 2-4 novembre 2015
- **C. Lantz**, R. Brunetto, M.A. Barucci, et al. [O*]
Ion irradiation of carbonaceous chondrites as a simulation of space weathering on C-complex asteroids
 European Planetary Science Congress, Nantes, 27 septembre - 2 octobre 2015
- S. Fornasier, D. Perna, **C. Lantz**, & M.A. Barucci [O*]
The Themis-Beagle families: clues into space weathering processes on primitive asteroids
 European Planetary Science Congress, Nantes, 27 septembre - 2 octobre 2015

- **C. Lantz**, M.A. Barucci, S. Fornasier, & R. Brunetto [P*]
Le « space weathering » sur les objets les plus primitifs : état de l'art et perspectives
 Programme National de Planétologie : colloque quadriennal, Paris, 1-3 octobre 2014
- R. Brunetto, **C. Lantz**, D. Ledu, et al. [P*]
Ion irradiation of Allende meteorite probed by Visible, IR, and Raman spectroscopies (ING-MAR project)
 Programme National de Planétologie : colloque quadriennal, Paris, 1-3 octobre 2014
- S. Fornasier, **C. Lantz**, M.A. Barucci, & M. Lazzarin [P*]
Étude du processus d'altération aqueuse sur les astéroïdes primitifs
 Programme National de Planétologie : colloque quadriennal, Paris, 1-3 octobre 2014
- **C. Lantz** & R. Brunetto [O*]
Ion irradiation of carbonaceous chondrites for a Vis-IR space weathering study on primitive objects: CV Allende and CM Murchison
 12th Asteroids, Comets, Meteors conference, Helsinki, 30 juin - 4 juillet 2014
- S. Fornasier, D. Perna, **C. Lantz**, & M.A. Barucci [O*]
The Themis-Beagle families: investigation of the asteroids-comets continuum and of space weathering processes on primitive surfaces
 12th Asteroids, Comets, Meteors conference, Helsinki, 30 juin - 4 juillet 2014
- S. Fornasier, **C. Lantz**, M.A. Barucci, & M. Lazzarin [P*]
Aqueous alteration on main-belt asteroids
 12th Asteroids, Comets, Meteors conference, Helsinki, 30 juin - 4 juillet 2014
- **C. Lantz**, M.A. Barucci, & S. Fornasier [O*]
La mission MarcoPolo-R et les effets du « space weathering » sur les astéroïdes primitifs
 Exobiologie Jeunes Chercheurs, Paris, 19-21 novembre 2013

- **C. Lantz**, S. Fornasier, & M.A. Barucci [O*]
Statistical study of aqueous alteration on primitive asteroids
45th AAS Division for Planetary Science meeting, #205.09, Denver, 6-11 octobre 2013
- Z. Kanuchova, **C. Lantz**, M.A. Barucci, R. Brunetto, & G. Strazzulla [P*]
Space weathering and the spectral slopes of CM meteorites
European Planetary Science Congress, #138, Londres, 8-13 septembre 2013
- S. Fornasier, **C. Lantz**, & M.A. Barucci [O]
Aqueous alteration on minor bodies of the Solar System
Asteroid Spectroscopy in Support of Gaia, Nice, 6-7 juin 2013
- **C. Lantz**, B.E. Clark, & M.A. Barucci [O*]
Evidence for the Nature of Space Weathering Spectral Signatures on Low Albedo Asteroids
44th AAS Division for Planetary Science meeting, #202.04, Reno, 14-19 octobre 2012
- **C. Lantz** & B.E. Clark [P*]
Space weathering and the spectral slopes of CM meteorites
European Planetary Science Congress, #826, Madrid, 23-28 septembre 2012

B.2 Réunions dans le cadre de missions spatiales

Dawn

- M.A. Barucci & **C. Lantz** [O]
Space weathering effects on dark primitive asteroids
2015 Dawn Meeting, Palermo, 15-17 septembre 2015

Hayabusa-2

- M.A. Barucci & **C. Lantz** [O]
Space weathering effects and the case of (162173) 1999 JU3
Hayabusa 2014 : 2nd Symposium of Solar System Materials, Sagamihara, 4-5 décembre 2014

OSIRIS-REx

- **C. Lantz**, R. Brunetto, & M.A. Barucci [P*]
Irradiations of Allende and Murchison : developing space weathering model
OSIRIS-REx Science Team Meeting 6, Tucson, 22-24 avril 2014
- B.E. Clark, F. Merlin, M.A. Barucci, E. Dotto, & **C. Lantz** [O]
Regolith Development working group : Space weathering map, Algorithm discussion
OSIRIS-REx Science Team Meeting 5, Brooklyn, 23-25 octobre 2013
- **C. Lantz**, R. Brunetto, M.A. Barucci, & S. Fornasier [P*]
Space weathering effects on carbonaceous chondrites
OSIRIS-REx Science Team Meeting 4, Houston, 18-20 juin 2013
- S. Fornasier, **C. Lantz**, & M.A. Barucci [P*]
Aqueous alteration on primitive asteroids
OSIRIS-REx Science Team Meeting 4, Houston, 18-20 juin 2013

MarcoPolo-R

- **C. Lantz**, R. Brunetto, D. Ledu, et al. [P*]
Space weathering : Irradiation experiments on carbonaceous chondrites
MarcoPolo-R international symposium, Noordwijk, 3-4 juin 2013
- **C. Lantz** & B.E. Clark [P*]
Space weathering on Cgh/Ch-types asteroids
4th MarcoPolo-R symposium, Barcelone, 16-17 janvier 2013

B.3 Autres interventions

À cela s'ajoutent les présentations vulgarisées lors de la Journée des Thèses du LESIA à laquelle j'ai participé tous les ans, ainsi qu'une intervention orale à la conférence Elbereth 2014 des doctorants en Astrophysique d'Île-de-France.

Annexe C

Activités connexes

Je décris ici brièvement les activités, autres que la recherche, qui m'ont aussi bien occupée pendant la thèse : enseignement à l'Université, vulgarisation de la science, implication dans la vie de l'École Doctorale en tant que représentante des étudiants, etc.

Sommaire

C.1	Enseignement à Paris 7	250
C.2	Vulgarisation de la science	250
C.3	Représentante à l'ED127	250
C.4	Autres « autres »...	251

C.1 Enseignement à Paris 7

Durant les trois années de la thèse, j'ai enseigné au sein de l'Université Paris Diderot (contrat de doctorant-moniteur) à raison de 64 heures annuelles en moyenne. J'avais fait la demande de cette activité pendant la thèse afin d'avoir le plus tôt possible une expérience d'enseignement puisque je souhaitais (et c'est encore d'actualité!) me présenter aux concours de Maître de Conférences des Universités.

Pendant un semestre j'ai géré les séances de travaux dirigés (TD; séance hebdomadaire d'1h30) d'un groupe de L1 STEP (Sciences de la Terre, de l'Environnement et des Planètes) pour leur U.E. d'Optique. Pendant deux semestres je me suis occupé des TD (2h hebdomadaires) de bureautique (diplôme OBi, « Outils Bureautique et Internet », obligatoire en Licence) pour des L1 LCAO (Langues et Civilisations Orientales) et Mathématiques/Informatique. Les deux groupes d'étudiants n'ayant pas du tout la même affinité ou les mêmes prérequis pour cet enseignement, j'ai dû adapter le contenu et ce fut une expérience intéressante que d'enseigner une même chose de deux façons complètement différentes. Durant deux semestres également j'ai encadré des projets expérimentaux de physique des étudiants en L1 de la filière Physique (séances hebdomadaires de 4h).

Enfin, les deux premières années de monitorat, j'ai participé aux actions de diffusion de la science de l'université : journées portes ouvertes, Fête de la Science, rencontres avec les étudiants. Une partie de cette charge d'enseignement était dédiée à la création d'une « Mallette Optique » : boîte pédagogique à présenter lors de ces événements de rencontres avec le grand public pour expliquer les bases de l'optique et ses utilisations dans la science et la vie de tous les jours. Il a fallu penser à ce qu'on voulait inclure dedans et demander les devis pour passer les commandes (source blanche, petit spectromètre visible, filtres, etc.) avec une plaquette de démonstration (type présentation diaporama) pour accompagner les petites expériences démonstratives d'un discours explicatif.

C.2 Vulgarisation de la science

En dehors de cette activité d'enseignement à l'université, j'ai été contactée par des élèves de lycée afin de les aider à monter leur projet de TPE ou des étudiants de L1 de Paris 7 qui souhaitent rencontrer des astrophysiciens dans le cadre du développement d'un projet professionnel, j'ai encadré les finalistes nationaux du concours C.Génial 2013, j'ai animé un atelier lors de la journée thématique « Cap sur notre passé » de l'association Fête le Savoir fin 2012, et régulièrement je rencontre les jeunes stagiaires de l'Observatoire de Paris (à Meudon, via Isabelle Bualé) pour les familiariser avec la recherche et leur présenter mon parcours.

C.3 Représentante à l'ED127

J'ai voulu m'impliquer dans la vie de l'École Doctorale en me présentant aux élections afin de devenir représentante des doctorants au conseil de l'ED. J'ai été élue fin 2012 pour un mandat

de deux ans. Si le rôle premier d'un représentant doctorant est d'être à l'écoute de ses collègues et de faire remonter toute information nécessaire à l'ED, cette expérience m'a également plongée au coeur du fonctionnement d'une école doctorale et m'a permis de mieux comprendre l'évolution actuelle de la recherche en France : participation aux évaluations par l'AERES, aux réunions du bureau et du conseil, préparation du concours d'attribution des bourses, etc. Sans oublier l'organisation d'une soirée de rencontre entre les doctorants de l'ED127 et les participants à l'École IYAS 2013 (*International Young Astronomers School*) avec buffet, animation musicale (merci Flodjo), visite du site de Meudon et observations gérées par des membres du Club Astro – que je remercie chaleureusement pour leur aide : Mélody, Miguel, Jonathan et Anne-Lise! Cette aventure a été très agréable, notamment grâce à la bonne dynamique du groupe (Maëlle, Charlène, David et Clément).

C.4 Autres « autres »...

Depuis fin juillet 2012, date à laquelle le Conseil Exécutif Scientifique de la mission OSIRIS-REx/NASA a donné son approbation, je suis collaboratrice au sein de l'équipe scientifique.

Depuis juin 2015 je suis relectrice pour le journal *Icarus* (ou *International Journal of Solar System Studies* ; maison d'édition Elsevier).

