



HAL
open science

Etude des propriétés physiques des astéroïdes

Pierre Vernazza

► **To cite this version:**

Pierre Vernazza. Etude des propriétés physiques des astéroïdes. Astrophysique [astro-ph]. Observatoire de Paris, 2006. Français. NNT : . tel-02071434

HAL Id: tel-02071434

<https://hal.science/tel-02071434>

Submitted on 18 Mar 2019

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 d'Astronomie et d'Astrophysique
d'Ile-de-France

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'OBSERVATOIRE DE PARIS

Spécialité : Astronomie & Astrophysique

par

PIERRE VERNAZZA

Étude des Propriétés Physiques des Astéroïdes

soutenue le 29 septembre 2006 devant le jury composé de :

Président :	Jean-Eudes Arlot	IMCCE/Observatoire de Paris
Rapporteurs :	Richard P. Binzel	MIT (Boston), USA
	Luigi Colangeli	Observatoire de Naples, Italie
Examineurs :	Alessandro Morbidelli	Observatoire de la Côte d'Azur
	Claude Perron	MNHN, Paris
Directeur de thèse :	Marcello Fulchignoni	Observatoire de Paris/Université Paris VII

29 MARS 2013

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

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'OBSERVATOIRE DE PARIS

Spécialité : Astronomie & Astrophysique

par

PIERRE VERNAZZA



Étude des Propriétés Physiques des Astéroïdes

soutenue le 29 septembre 2006 devant le jury composé de :

Président :	Jean-Eudes Arlot	IMCCE/Observatoire de Paris
Rapporteurs :	Richard P. Binzel	MIT (Boston), USA
	Luigi Colangeli	Observatoire de Naples, Italie
Examineurs :	Alessandro Morbidelli	Observatoire de la Côte d'Azur
	Claude Perron	MNHN, Paris
Directeur de thèse :	Marcello Fulchignoni	Observatoire de Paris/Université Paris VII

Remerciements

Je remercie tout d'abord Marcello et Antonella de m'avoir permis de faire cette thèse.
Merci Marcello d'avoir toujours fait preuve d'ouverture d'esprit.

Merci à Anita Gomez de m'avoir prise dans son DEA.

Merci à toi Mirel, pour tes conseils divers. Les observations à partir de Meudon se sont toujours bien déroulées et ont toujours été plaisantes !

Merci à Gianni et Rosario de m'avoir accueilli en Sicile et permis d'utiliser leurs instruments !

Merci à Nicole et Iannis pour avoir appliqué leurs connaissances aux astéroïdes.

Merci Audrey de nous avoir accueilli (Stefan, Frédéric et moi-même) chez toi à Hawaii !

Merci à vous, Rick et Luigi, pour avoir étudié ce manuscrit et en avoir fait la critique !

Merci à Bruno (Sicardy) pour m'avoir permis d'enseigner à Paris VI (TDs d'astro).

Merci à Marcello d'avoir acheté une antenne pour pouvoir suivre la Coupe du Monde. Merci à Emmanuel et Thierry d'avoir apporté de la boisson fraîche pour cet événement.

Merci à Franck, Ricardo et Stefan pour vos conseils Linux et Latex.

Résumé

En tant que résidus primitifs de la formation du Système Solaire, les astéroïdes nous donnent une indication sur le mélange chimique à partir duquel les planètes se sont formées, il y a 4.6 milliards d'années. Leur étude permettra de contraindre les modèles de formation du Système Solaire. La composition minéralogique des astéroïdes est déduite de la comparaison de leurs spectres avec ceux d'échantillons terrestres et météoritiques. Cependant, des processus d'altération spatiale (ex : vent solaire) modifient les propriétés optiques de surface des astéroïdes. Cette altération modifie la couleur de certains astéroïdes mais pas tous. Ainsi, il est essentiel de caractériser les effets de ces processus sur tous les types de composition minéralogique afin d'investiguer plus en détails les propriétés physiques des astéroïdes.

Au cours de ma thèse, j'ai utilisé la spectroscopie pour étudier la nature physique des astéroïdes de la ceinture principale et des géocroiseurs. L'intérêt d'étudier la population des géocroiseurs fut d'en faire une taxonomie permettant de déterminer les régions sources de ces objets (ceinture principale, comètes). J'ai également observé la famille de Karin issue de la fragmentation d'un astéroïde il ya 5.8 millions d'années, et pu ainsi statuer sur l'homogénéité ou l'hétérogénéité du corps parent. Enfin, j'ai observé les candidats (Lutetia et Steins) de la mission européenne Rosetta, ainsi que les deux candidats (Cérès et Vesta) de la mission américaine Dawn. Ces données permettront de faire une comparaison avec les résultats obtenus in-situ.

Par ailleurs, j'ai effectué des expériences d'irradiation en laboratoire afin de reproduire les effets du vent solaire sur divers échantillons. Ces travaux ont permis de créer un modèle d'altération spatiale utilisable avec les modèles de réflectance (Hapke, Shkuratov). L'irradiation d'une eucrite a permis de prédire la présence d'un champ magnétique sur Vesta. Cette prédiction ne demande qu'à être confirmée par des observations au sol avant que la mission Dawn ne s'en charge !

Abstract

As the primitive, remnant building blocks of the solar system formation, asteroids offer clues to the chemical mixture from which the planets formed some 4.6 billion years ago. Their study will allow to constrain the models of the solar system formation. We deduce the mineralogical composition of asteroids by comparing their reflectance spectra with those of terrestrial and meteoritical samples. However, space weathering processes alter the optical properties of the asteroid surfaces. This alteration modifies the color of most asteroids but not all. Thus, it appears fundamental to understand the effect of these processes on every type of meteorite in order to investigate in more detail the physical properties of asteroids.

During my thesis, I used spectroscopy in order to study the physical properties of main-belt asteroids and near-earth objects. The aim of the NEO survey has been to make a taxonomy of this population in order to determine the source(s) of re-supply of this population (main-belt, comets). I also observed the Karin family, that formed 5.8 Myr ago from the breakup of a single parent body, in order to have some hints on the internal structure and composition of the parent body (homogeneous or differentiated). Finally, I observed the targets (Lutetia et Steins) of the Rosetta mission, as well as the two candidates (Ceres et Vesta) of the Dawn mission. These data will allow to perform a comparison with the results obtained in-situ.

I also performed irradiation experiments in a laboratory in order to reproduce the solar wind effects on different samples. These experiments allowed to build a space weathering model which can be used with different scattering laws (Hapke, Shkuratov). The irradiation of an eucrite allowed to suggest the presence of a magnetic field on Vesta. This prediction can be confirmed by ground based observation and/or by the Dawn mission.

Table des matières

Introduction	xiii
I Notions	1
1 Généralités	3
1.1 Astéroïdes : qui êtes vous ?	5
1.1.1 Origine des astéroïdes	5
1.1.2 Propriétés physiques des astéroïdes	5
1.1.3 Dynamique des astéroïdes	9
1.2 NEOs	15
1.2.1 Classification des NEOs	15
1.2.2 Echelle de Turin et observation des NEOs	16
1.2.3 Propriétés physiques des N.E.O.s	21
1.2.4 D'où viennent les NEOs ?	22
1.2.5 Liens entre météorites et NEOs	23
1.3 Météorites	23
1.3.1 Circonstances de chutes	25
1.3.2 Origine des météorites	25
1.3.3 Classification	26
2 Interprétation des spectres d'astéroïdes	31
2.1 Spectroscopie	31
2.1.1 Signatures spectrales	32
2.1.2 Les silicates	32
2.1.3 La présence d'eau	33
2.2 Techniques diverses pour interpréter un spectre	34
2.2.1 Spectres en laboratoires	34
2.2.2 Modélisation des surfaces	34
2.2.3 MGM	35
2.2.4 Calibrations de laboratoire	36
2.3 Space Weathering	37
2.3.1 Le cas de la Lune..	38
2.3.2 Cas des astéroïdes	39
2.3.3 Expérience en laboratoire	39

II Résultats	45
3 Observations	47
3.1 Description des observations	47
3.1.1 Les télescopes	47
3.1.2 Contraintes/précautions liées à la spectroscopie d'astéroïdes	48
3.1.3 Traitement des données	49
3.1.4 Présentation de la méthode "remote observing"	52
4 Rosetta	57
4.1 La mission Rosetta	57
4.1.1 Campagnes	58
4.1.2 Analyse spectrale des candidats	60
4.1.3 Choix des candidats	61
5 Dawn : Vesta et Cérès	67
5.1 Etude de la composition de surface de Vesta et de Cérès	67
5.1.1 La mission Dawn	67
5.1.2 Observations	70
5.1.3 Résultats	70
5.1.4 Comparaison avec des résultats précédents	76
5.1.5 Données obtenues dans l'Infrarouge thermique	78
5.2 Absence d'altération spatiale sur Vesta : Pourquoi?	83
5.2.1 Expérience	83
6 Famille de Karin	91
6.1 Etude spectroscopique de la famille de Karin	91
6.1.1 La famille de Karin : Atypique!	91
6.1.2 Résultats	96
6.1.3 Discussion	102
6.2 Modèle d'altération spatiale	108
6.2.1 Données expérimentales	108
6.2.2 Modèle du continuum : le paramètre Cs	108
6.2.3 Modélisation du spectre de 832 Karin	114
6.2.4 Résultats	117
6.3 Simulations de collisions : mieux connaître la structure interne	119
7 Géocroiseurs	121

Conclusion et perspectives	135
Annexes	141
Publications	143
A Near-IR spectroscopy of asteroids 21 Lutetia, 89 Julia, 140 Siwa, 2181 Fogelin and 5480 (1989YK8), potential targets for the Rosetta mission; remote observations campaign on IRTF. <i>New Astronomy</i> 9, 343-351, 2004.	143
B Asteroid target selection for the new Rosetta mission baseline : 21 Lutetia and 2867 Steins. <i>A&A</i> 430, 313-317, 2005.	153
C Analysis of near-IR spectra of 1 Ceres and 4 Vesta, targets of the Dawn mission. <i>A&A</i> 436, 1113-1121, 2005.	159
D Asteroid colors : a novel tool for magnetic field detection ? The case of Vesta. <i>A&A</i> 451, L43-L46, 2006.	169
E Magnetic sunscreen. <i>Research Highlights, Nature</i> , 441, 386-387, 25 mai 2006.	175
F Near Infra-Red Spectroscopy of the Asteroid 21 Lutetia. <i>A&A</i> 454, 677-681, 2006.	177
G Modeling asteroid surfaces from observations and irradiation experiments : The case of 832 Karin. <i>Icarus</i> , sous presse.	185
H Physical characterization of the Karin family, <i>A&A</i> , soumis.	197
Bibliographie	209

Introduction

Les astéroïdes sont des petits objets rocheux dont la taille varie de quelques mètres (la plupart) jusqu'à quelques centaines de kilomètres. La majeure partie de ces objets se trouve dans la zone séparant les planètes telluriques des planètes géantes, typiquement entre 2.1 et 3.3 UA. En tant que témoins primitifs restés intacts pour une grande partie d'entre eux depuis la formation du système solaire, les astéroïdes nous donnent une indication sur le mélange chimique à partir duquel les planètes se sont formées, il y a de cela 4.6 milliards d'années.

L'investigation des composants chimiques des résidus laissés intacts par le processus de formation va nous permettre à terme de comprendre la composition chimique primordiale à partir de laquelle les planètes se sont formées. Bien que les astéroïdes aient subi de nombreuses collisions au cours de leur existence, la plupart d'entre eux n'a pas subi une évolution géologique et thermique significative. C'est là que réside le principal intérêt d'étudier les astéroïdes : en raison de leur petite taille ces corps ont pu évacuer rapidement la chaleur originelle de la nébuleuse proto-solaire conservant ainsi leur composition initiale. L'étude des petits corps nous apporte également des informations sur l'environnement dans lequel les planètes se sont formées : en particulier les météorites, qui sont des fragments d'astéroïdes, sont les témoins fossiles des processus physiques et chimiques gouvernant les phases primordiales de la formation du système solaire.

En attendant d'obtenir une réponse définitive à cette grande question qu'est la formation du Système Solaire, de nombreuses idées et processus rigolos sont offerts par les astéroïdes. Ce manuscrit va essayer de vous en convaincre.

Dans la première partie de ma thèse, je présente les connaissances actuelles sur les astéroïdes (de la ceinture principale et les géocroiseurs), leur relation avec les météorites et la minéralogie de ces bouts d'astéroïdes 'terrestres'. Je décris ensuite diverses notions concernant la spectroscopie et la minéralogie des surfaces, ainsi qu'une variété de méthodes permettant d'analyser des spectres. Je termine cette première section par une définition des processus d'altération spatiale qui ont pour particularité de modifier les spectres d'astéroïdes de telle sorte qu'ils se distinguent nettement des spectres de leurs analogues météoritiques.

La seconde partie de ma thèse présente mes différents résultats. Un premier chapitre présente les différentes campagnes d'observations auxquelles j'ai participé. L'intérêt de chaque programme d'observation est présenté dans les chapitres suivants.

Pour répondre aux questions proposées par ces petits corps, j'ai utilisé 'deux outils majeurs' :

1) des observations spectroscopiques sur les grands télescopes (TNG/Canaries, NTT/Chili, IRTF et CFHT à Hawaii).

2) des expériences effectuées au laboratoire de l'Observatoire Astrophysique de Catane (Sicile) qui m'ont permis de reproduire les effets du vent solaire.

Voici les différents points abordés dans la partie 'Résultats' :

i) Une première campagne d'observations a permis de sélectionner les astéroïdes cibles de la mission Rosetta. J'ai également observé Cérès et Vesta en prévision et support de la mission spatiale Dawn (NASA). Les données permettront de faire une comparaison entre les résultats obtenus au sol et in-situ. Elles constituent ainsi une base à partir de laquelle on peut déterminer les limites d'interprétation des observations au sol.

ii) Lorsque l'on obtient un spectre d'astéroïde, c'est dans l'idée d'en faire une interprétation de la composition de sa surface. Pour cela on utilise des spectres de divers minéraux qui ont été fait en laboratoire ainsi que des spectres de météorites. Les météorites sont en fait des bouts d'astéroïdes 'qui ne sont plus dans le ciel mais dans nos mains'. Une comparaison entre le spectre d'une météorite et celui d'un astéroïde s'avère très souvent intéressante mais néanmoins insuffisante. En effet, les conditions sur Terre et dans l'espace sont différentes et ces différences introduisent un biais lors d'une comparaison directe entre le spectre d'une météorite et d'un astéroïde. En particulier, le vent solaire (ions et électrons) affecte les corps du système solaire qui ne sont pas protégés par une atmosphère ou une magnétosphère (par exemple la Lune ou les astéroïdes), changeant les propriétés optiques de leur surface. Cette altération modifie les propriétés spectrales des objets riches en silicate, induisant un assombrissement et un rougissement progressif de leur spectre en réflectance dans le domaine de longueur d'onde 0.2-2.5 micron.

J'ai effectué des expériences en laboratoire reproduisant les effets du vent solaire sur divers minéraux et également sur une météorite basaltique (eucrite). Ces expériences se sont déroulées en Sicile à l'Observatoire de Catane où un dispositif expérimental permet de 'bombarder' diverses cibles avec des ions à diverses énergies. Ce laboratoire dispose également d'un spectrographe ce qui permet d'étudier les variations spectrales avec l'irradiation progressive. L'expérience sur l'eucrite a permis notamment d'apporter pour la première fois une explication plausible à la question qui suit :

"Vesta, un des trois plus gros astéroïdes de la ceinture principale, pose aux scientifiques un problème depuis 30 ans : "Etant donné que sa surface basaltique est semblable à la surface lunaire, qui est très altérée, pourquoi celle de Vesta ne l'est pas?"

iii) Dans la ceinture principale, on distingue les familles d'astéroïdes qui sont des groupes de petits corps bien regroupés dans l'espace des phases (a, e, i). Une famille d'astéroïdes est issue d'un corps unique détruit par collision avec un autre astéroïde, engendrant ainsi des centaines de milliers de fragments. Plus de 25 familles ont été identifiées à ce jour. L'une d'elles, Karin, est une famille qui compte à ce jour 90 astéroïdes de 20 à 2 km de diamètre. C'est cette famille, dont l'équipe de David Nesvorny (Southwest Research Institute,

USA) a montré qu'elle est issue de la fragmentation d'un objet unique (~ 33 km) de la ceinture principale survenue il y a 5,8 millions d'années seulement. J'ai observé par spectroscopie 26 objets de cette famille et pu ainsi statuer sur l'homogénéité ou l'hétérogénéité du corps parent.

iiii) La population des géocroiseurs (NEOs) est composée d'astéroïdes et de comètes ayant des orbites avec un périhélie $q < 1.3$ UA et une aphélie $Q > 0.983$ UA. La durée de vie pour les NEOs est typiquement d'environ 10^7 ans avant qu'ils ne s'écrasent sur le Soleil, qu'ils soient éjectés du système solaire ou qu'ils impactent une planète. Avec des durées de vie aussi courtes, les NEOs observés à l'heure actuelle ne peuvent être des corps ayant orbités parmi les planètes telluriques depuis la formation du système solaire. En fait, la population des NEOs doit avoir une ou des source(s) de réapprovisionnement, dont une partie viens de la ceinture d'astéroïdes. Une fraction de la population, qui ne possède pas de coma ou de queue, est constituée de noyaux de comètes dormantes ou éteintes.

De plus, les NEOs sont des impacteurs potentiels de notre planète et par conséquent, il y a un intérêt étendu d'identifier et de caractériser les astéroïdes qui pourraient impacter la Terre. Les collisions des NEOs avec la Terre constituent une fin hasardeuse de la vie sur Terre, ce qui rend l'étude de ces objets particulièrement importante. La caractérisation physique de la surface des astéroïdes proches de la Terre (NEOs) est cruciale pour analyser les relations entre la population des NEOs et les autres populations de petits corps du Système Solaire (astéroïdes de la ceinture principale, comètes et météorites) et pour étudier l'origine des NEOs et leur évolution. La spectroscopie en réflectance est un excellent outil qui permet de caractériser les matériaux présents à leur surface J'ai observé une trentaine d'astéroïdes géocroiseurs afin de faire une taxonomie de cette population. J'ai également observé des NEOs binaires.

Première partie

Notions

Chapitre 1

Généralités

On ne peut discuter des astéroïdes et des problèmes liés à leur détection près de la Terre sans rappeler l'histoire de leurs découvertes. Et on peut même dire que cette histoire est encore d'actualité puisque chaque année plusieurs milliers de membres viennent compléter leurs rangs.

En 1772, Johann Bode démontra que les positions des planètes s'accordaient avec une loi empirique découverte par Johann Titius.

La loi de Bode établit une relation entre la distance des planètes au Soleil et leur rang, compté à partir du Soleil. Elle s'écrit : $D = 0.4 + 0.3 \cdot 2^n$ où D est la distance planète-Soleil exprimée en unités astronomiques (U.A.) et n un nombre entier égal au rang de la planète. Pour Mercure, $D = 0.4$ UA et $n = -\infty$; $n=0$ pour Vénus; $n=1$ pour la Terre; $n=2$ pour Mars, $n=4$ pour Jupiter. Cette loi empirique prédit l'existence d'une planète entre Mars et Jupiter. Mais au tournant du 19^{ème} siècle, un grand espace vide s'étendait parmi les relevés pointés sur le papier (lacune observée pour $n = 3$). C'est donc avec l'intention de découvrir cette éventuelle planète que les astronomes, sous l'instigation de Bode alors directeur de l'observatoire de Berlin, décidèrent de mettre sur pied un programme de surveillance du ciel.

C'est le 1 janvier 1801 que le père sicilien G.Piazzi découvrit fortuitement Cérès, pendant qu'il dressait un nouveau catalogue d'étoiles. Le mathématicien Karl Gauss calcula son orbite et à la fin de l'année il fut en mesure de prédire sa position. Cette "planète" circulait pratiquement à l'endroit prédit par la loi de Bode. Elle fût appelée Cérès, en l'honneur de la Déesse sicilienne de l'agriculture. Mais un an plus tard, un autre astronome découvrit une deuxième planète, Pallas, à peu près à la même distance, puis les découvertes se succédèrent. Il fallait alors se rendre à l'évidence : l'espace libre laissé entre les orbites de Mars et de Jupiter était occupé par une série de planètes mineures que l'on baptisa astéroïdes. Ces petits corps apparaissent dans le ciel comme des astres mobiles de faible éclat. C'est pourquoi William Herschel proposa de les appeler "astéroïdes" (le mot grec *asteroeides* signifiant semblable à une étoile).

Les astéroïdes sont des petits corps orbitant autour du Soleil et dont la majorité (95 %) gravite entre l'orbite de Mars et celle de Jupiter, situées respectivement à 1.5 UA et 5.2 UA du Soleil (1 UA = 1 unité astronomique = distance moyenne Terre-Soleil = 149 600 000 km). Ils forment ce qu'on appelle la ceinture principale des astéroïdes. Certains de ces objets 'peu nombreux', dénommés Amor et Apollo, ont des orbites qui croisent celle de Mars ou même celle de la Terre

(dans le cas des Apollo); les astéroïdes Aten ont quant à eux des orbites intérieures à celle de la Terre. Il existe également des astéroïdes situés sur la même orbite que Jupiter, que l'on appelle Troyens. Ces derniers se trouvent aux points de Lagrange L_4 et L_5 de Jupiter. Les deux 'points' L_4 et L_5 se situent à 60° de part et d'autre de l'axe Jupiter-Soleil (Fig 1.1).

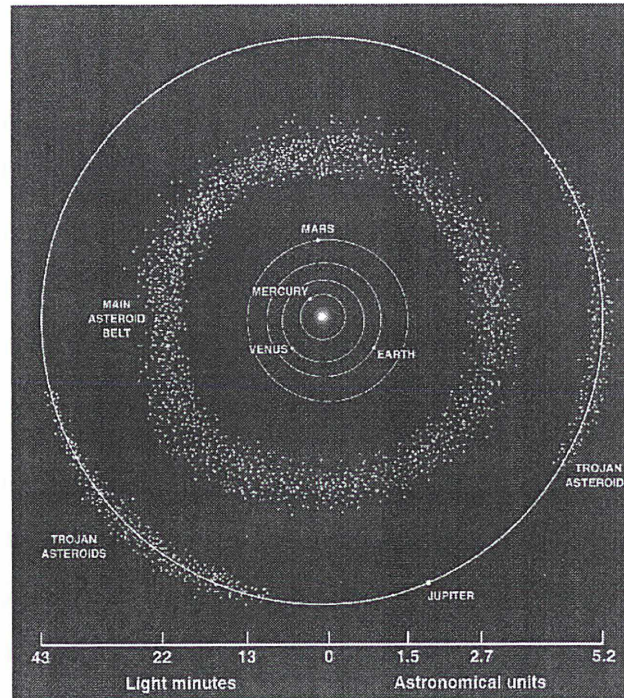


Fig. 1.1: Orbite des planètes telluriques et de Jupiter; on voit bien la multitude de petits point/astéroïdes présents entre Mars et Jupiter.

Jusqu'en 1890, les astéroïdes sont observés visuellement et reconnus comme tels à cause de leurs mouvements par rapport au Soleil. À partir de 1891, Max Wolf à Heidelberg et Auguste Charlois à Nice prennent les premières photographies d'astéroïdes. Les plaques photographiques étant exposées pendant une heure, les étoiles apparaissent comme des points alors que les astéroïdes décrivent un petit segment de droite. Cette technique, toujours utilisée, a permis, à l'aide des télescopes de Schmidt, de découvrir un grand nombre d'astéroïdes. Cependant, il est beaucoup plus difficile de déterminer l'orbite d'un astéroïde que de le trouver, cette détermination nécessitant en effet plusieurs clichés pris à des époques différentes et exigeant beaucoup d'attention pour mesurer et calculer des positions précises : ainsi, alors que 200 000 astéroïdes environ sont connus à ce jour, l'orbite de 130 000 d'entre eux a pu être déterminée.

1.1 Astéroïdes : qui êtes vous ?

1.1.1 Origine des astéroïdes

En ce qui concerne l'origine des astéroïdes, on doit tenir compte, d'une part, du fait que la masse concentrée dans la ceinture principale est très faible et bien inférieure à celle de toutes les planètes, d'autre part, que, grâce à la configuration de leurs orbites, les astéroïdes peuvent subir des collisions destructives, transformant graduellement la population de la ceinture principale en poussière. Les chercheurs ont tout d'abord pensé que les astéroïdes étaient les fragments d'une planète éclatée. Cette hypothèse est maintenant complètement abandonnée. Aujourd'hui, la théorie largement admise est que les astéroïdes sont des corps qui, à cause de perturbations gravitationnelles induites par Jupiter, n'ont jamais pu s'agglomérer pour former une planète. Depuis, le principal processus qui a modifié la ceinture principale est sans aucun doute le processus de collisions réciproques. Tous les astéroïdes existants depuis l'origine du système solaire (c'est-à-dire depuis 4,5 milliards d'années) ont subi des collisions avec d'autres astéroïdes. L'observation en 1983, par le satellite Iras, d'une vaste ceinture de poussières dans la région de la ceinture principale montre que les collisions sont des processus toujours en action, et que la population des astéroïdes sera inexorablement détruite par une érosion collisionnelle. L'étude approfondie des astéroïdes est importante essentiellement pour deux raisons. En premier lieu, elle permet de mieux comprendre la formation des planètes. En effet, la plupart d'entre eux n'ont pas eu à souffrir d'une grande évolution géologique, thermique. De par leur petitesse, ces objets ont très vite évacué la chaleur originelle de la nébuleuse protosolaire figeant ainsi la composition initiale de cette dernière. Ainsi l'étude des petits corps nous renseigne sur les conditions initiales qui ont prévalu à la naissance du système solaire. En second lieu, l'évolution des orbites de ces petits corps perturbées par la présence des planètes fournit la possibilité de vérifier les théories de la mécanique céleste, en particulier la théorie des perturbations.

1.1.2 Propriétés physiques des astéroïdes

La caractéristique principale des astéroïdes connus est leur diversité. Ils diffèrent entre eux par la taille, la forme, la couleur, la composition chimique et minéralogique. Le développement des télescopes et des méthodes observationnelles (spectroscopie, spectrophotométrie, astronomie infrarouge) ainsi que les observations radars et spatiales ont permis d'accroître nos connaissances concernant les caractéristiques physiques des astéroïdes, petits corps en rotation dont la surface et la structure interne nous fournissent des informations précieuses. En effet, les astéroïdes, qui se sont formés en même temps que les planètes, sont des échantillons de la matière primordiale du système solaire, puisqu'ils n'ont pas subi, du fait de leurs petites dimensions, les processus qui ont modifié continûment les planètes.

Diamètre

Avant les années '70, on utilisait, pour mesurer le diamètre des astéroïdes, la technique fondée sur les occultations stellaires. Mais celles-ci sont des événements relativement rares,

observables seulement dans des régions restreintes de la surface terrestre, et leur prédiction est peu précise. Aussi, depuis la fin des années 1970, détermine-t-on également le diamètre des astéroïdes en utilisant des méthodes radiométriques et polarimétriques. Ces deux techniques reposent sur la mesure de l'albédo de l'objet observé (l'albédo étant le pourcentage de lumière solaire incidente réfléchi par l'objet). Ayant mesuré l'albédo et connaissant par ailleurs la luminosité et la distance de l'astéroïde, on peut calculer ses dimensions. On a pu ainsi vérifier statistiquement que le nombre d'astéroïdes ayant un diamètre plus grand que D est proportionnel à D^2 ou $D^{2.5}$. Cette relation implique que la majeure partie de la masse (proportionnelle à D^3) est contenue dans les quelques gros astéroïdes. Cérès est le seul astéroïde dont le diamètre est voisin de 1000 kilomètres ; viennent ensuite Pallas et Vesta (530 km) et une trentaine d'objets qui ont un diamètre supérieur à 200 kilomètres.

Masse

Il est difficile de déterminer avec précision la masse des astéroïdes. Celle-ci peut être calculée à partir de la déformation des orbites due aux perturbations gravitationnelles soit lors de passages rapprochés d'astéroïdes entre eux (phénomènes rarement observables), soit lorsque deux astéroïdes ont des périodes de révolution proches et restent donc dans le voisinage l'un de l'autre, mais également lors du survol d'une sonde ou lorsque les astéroïdes sont doubles. On a ainsi évalué, à partir de cette méthode dite directe, la masse des plus gros astéroïdes (ex : Cérès, Pallas, Vesta). On peut aussi, connaissant le diamètre de l'astéroïde et sa masse, évaluer avec une bonne approximation sa densité. On estime que la masse totale des astéroïdes est à peine égale à 0,05 masse terrestre, soit un peu plus du double de la masse de Cérès.

Composition de surface

Les perfectionnements de la spectroscopie et de la spectrophotométrie ont permis de développer une taxonomie des astéroïdes, c'est-à-dire une classification de ces objets selon divers types bien différenciés, à partir des propriétés optiques et spectroscopiques de leur surface (Tableau 1.1). On distingue deux groupes principaux, qui correspondent aux classes C et S. L'albédo moyen des deux classes est différent (0.04 pour la classe C et 0.16 pour la classe S) ainsi que la forme du spectre. Les astéroïdes de type C ont une composition minéralogique similaire à celle des météorites dites chondrites carbonées, tandis que ceux du type S sont analogues aux météorites riches en silicates (chondrites ordinaires) ; les dénominations C et S dérivent de ces analogies. Il est particulièrement intéressant de constater que la classe S est prédominante dans la partie interne de la ceinture principale jusqu'à des demi-grands axes $a = 2.5$ UA, tandis qu'au-delà de cette distance le type C est plus abondant. Outre ces deux groupes principaux, des classes moins importantes en nombre ont été introduites, par exemple les astéroïdes de types M, riches en minéraux métalliques, des astéroïdes de type E, riche en silicates et ayant un albédo élevé (environ 0.4) et ceux de type D, très sombres et rougis, riches peut-être en composés organiques complexes et similaires aux noyaux cométaires. Cette classification évolue constamment car de nouveaux programmes d'observation permettent d'observer de plus en plus d'astéroïdes de dimensions de plus en plus faibles. Il est néanmoins désormais

Classe	albédo	Minéraux	météorite associée
A	élevé	Olivine, olivine+métal	Achondrite, pallasite
B	faible	Silicates OH, carbone, matières organiques.	CI ou CM
C	très faible	Silicates OH, carbone, matières organiques.	CI ou CM
D	très faible	Carbone, matières organiques.	Analogues C secs
E	très élevé	Enstatite FeO-libre, forstérite	Achondrites à enstatites
F	très faible	Silicates OH, carbone, matières organiques.	CI ou CM altérés
G	très faible	CI ou CM altérés	CI ou CM altérés
M	modéré	Métal, métal+enstatite ?	Fer
P	très faible	Carbone, matières organiques.	Analogues C secs
Q	élevé	Olivine, piroxène, métal	Chondrites ordinaires
R	élevé	Olivine, piroxène	Px-ol achondrites
S	modéré	Olivine, piroxène, métal	Pallasites
T	très faible	Silicates OH, carbone, matières organiques.	CI ou CM très altérés
V	élevé	Piroxène, feldspath	Achondrites basaltiques

Tab. 1.1: Classes taxonomiques des astéroïdes

sûr qu'il existe une relation entre la distance au Soleil et les proportions des différents types ou classes (ou groupes), dépendant du matériau solide condensé dans la nébuleuse primitive, dont la température variait selon la distance au Soleil. Puisqu'il est vraisemblable que le type taxonomique est lié aux diverses compositions chimiques des minéraux existants à la surface des astéroïdes, la similitude avec les météorites permet d'obtenir des informations directes sur les processus qui ont eu lieu, lors de la formation du système solaire, dans la région frontière entre les planètes telluriques et les planètes géantes.

Période

À partir de l'examen des courbes de lumière des astéroïdes, on peut déterminer les propriétés rotationnelles et la forme de ces objets. Les périodes de rotation sont très variées allant de quelques dizaines de minutes à plusieurs semaines. Les formes des astéroïdes déduites des amplitudes des courbes de lumière présentent une grande variété pour les astéroïdes de diamètre inférieur à 100 kilomètres, qui vont jusqu'à ressembler à un cigare, tandis que les astéroïdes dont le diamètre est supérieur à 300 kilomètres (amplitudes petites) semblent être des petites planètes de forme quasi sphérique. Certaines courbes de lumière ont une forme qui ressemble à celle des étoiles binaires à éclipses et ces observations ont suggéré l'existence d'astéroïdes binaires ou multiples. La méthode d'observation radar qui est appliquée aux objets très proches de la Terre (Géocroiseurs) a montré que ces objets ont des formes bien plus irrégulières que celles des astéroïdes de la ceinture principale. Certains, comme (1627) Ivar, (4769) Castalia et (4179) Toutatis sont formés de deux blocs. Cette méthode d'observation a également permis de découvrir un certain nombre de binaires.

Missions Spatiales

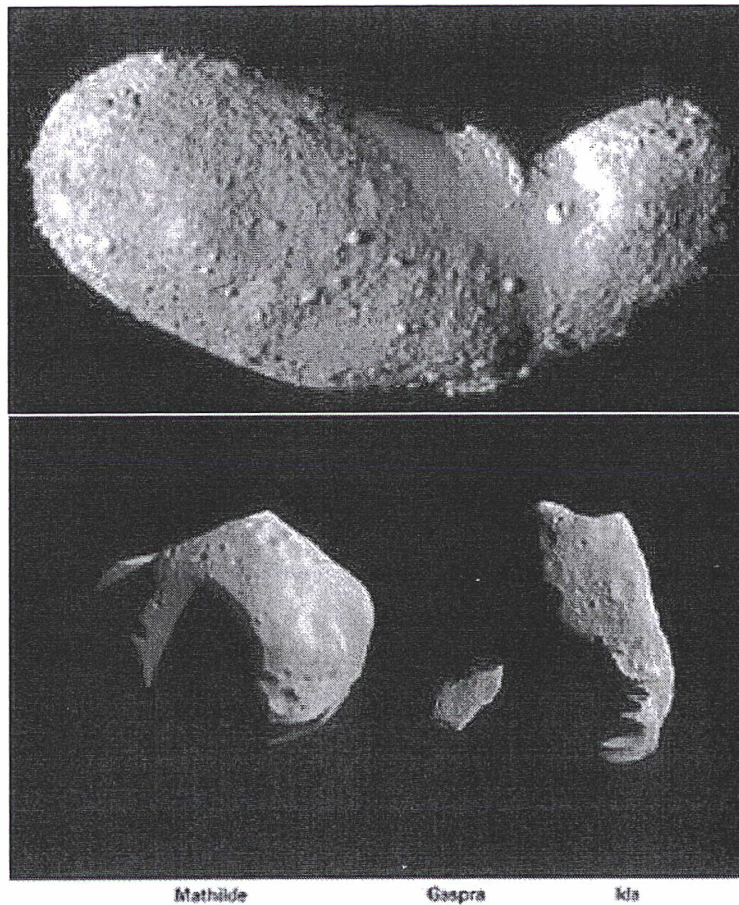


Fig. 1.2: En haut : Itokawa vu par la sonde japonaise Hayabusa. En bas : L'image de trois astéroïdes visités par des sondes américaines.

Au jour d'aujourd'hui, 7 astéroïdes ont été approchés par des missions spatiales. En 1998, trois astéroïdes seulement avaient été observés de près par une sonde spatiale. Le 29 octobre 1991, la sonde Galileo de la N.A.S.A. est passée à proximité de (951) Gaspra, situé à 2,2 UA environ du Soleil. Gaspra (type S) est un objet relativement petit (son diamètre moyen est d'une quinzaine de kilomètres) et de forme très irrégulière. L'âge de Gaspra (obtenu en utilisant la densité de cratères à sa surface, à partir des images de Galileo) est de quelques centaines de millions d'années. 243 Ida, 'membre de la famille Koronis', situé à 2,86 UA du Soleil et trois fois plus grand que Gaspra, a été observé par Galileo le 28 août 1993. Avant la rencontre avec la sonde, on savait que Ida était, comme Gaspra, un astéroïde de type S. Cependant, la première image obtenue montre que la densité des cratères à sa surface a atteint un tel niveau de saturation que chaque nouveau cratère qui se forme en efface en moyenne un plus ancien. C'est pourquoi il est difficile d'évaluer l'âge de Ida. Néanmoins, si l'on suppose que le nombre de projectiles

était le même que celui qui a cratérisé Gaspra, on peut estimer que Ida est âgé de 2 milliards d'années environ. Mais les images de Galileo ont apporté une surprise : Ida possède un satellite 'baptisé Dactyl', situé à une centaine de kilomètres et dont la période de révolution autour de Ida est de 20 heures environ. Dactyl est de forme sphérique, de 1.5 km de diamètre.

Le 27 juin 1997, la sonde N.E.A.R. (Near Earth Asteroid Rendezvous) de la N.A.S.A. a survolé (253) Mathilde, dont la dimension maximale est d'une soixantaine de kilomètres, et qui présente la particularité de posséder au moins cinq cratères d'un diamètre supérieur à 20 kilomètres; Mathilde est un astéroïde de type C, en rotation très lente (période de 17,4 jours). Puis la sonde NEAR s'est dirigée vers 433 Eros (un des plus gros astéroïdes géocroiseurs). Elle a pu alors observer l'astéroïde sous toutes les coutures pendant près d'un an et, entre avril et octobre 2000, la sonde a établi une cartographie complète de la surface d'Éros pour finalement se poser le 12 février 2001, en prenant quelques ultimes clichés de la surface. La mise en orbite de la sonde puis son atterrissage réussi constituent une belle performance vu la faible intensité et surtout l'hétérogénéité du champ gravitationnel d'Éros. La sonde a notamment permis d'établir la première carte (d'une précision de 3 mètres) de la surface d'un astéroïde. Contrairement aux météorites, Éros n'a pas de champ magnétique, ce qui constitue une anomalie. De plus la matière est homogènement répartie, ce qui n'est pas le cas sur d'autres astéroïdes comme Mathilde, ce qui montre qu'il n'a pas connu d'étapes de différenciation. La mesure du champ gravitationnel de l'astéroïde a permis une estimation précise de sa masse (7 000 milliards de tonnes) et donc de sa densité égale à 2,7- valeur assez proche de celle de la croûte terrestre.

Entre-temps, en 1999, la mission DS1 qui avait comme but principal de tester les avantages de la propulsion électrique dans les missions interplanétaires, frôla à une distance de 26 km l'astéroïde 9969 Braille; en 2000, la sonde Cassini, dans sa trajectoire vers Saturne, pointa sa caméra sur le lointain (six millions de km) astéroïde 2685 Masursky.

Enfin, lancée en 2003, la sonde japonaise Hayabusa a atteint l'astéroïde Itokawa en 2005, autour duquel elle évolue. Itokawa (535 mètres de long) est de type S. Sa densité est égale à 1.95 (une porosité de 40 % environ). L'astéroïde est un agrégat poreux, un tas de gravats retenu par une gravité pourtant très faible. L'astéroïde contiendrait à peu près autant de vide qu'un tas de cailloux rapidement amassés. Au cours de ses approches, la sonde Hayabusa devait collecter des échantillons de la surface de l'astéroïde afin de les ramener sur Terre. La mission a cependant connu moult difficultés et la collecte a probablement échoué.

En 2008, la sonde Rosetta survolera 2867 Steins et en 2010 l'astéroïde 21 Lutetia. En 2011, la mission de la NASA Dawn étudiera Vesta avant de se pencher sur Cérès en 2014.

A l'heure actuelle, la communauté européenne propose une mission vers un géocroiseur. Espérons que cette demande sera acceptée...

1.1.3 Dynamique des astéroïdes

La ceinture principale des astéroïdes, située entre l'orbite de Mars et celle de Jupiter, a la forme d'un anneau dont l'extension est de quelques centaines de millions de kilomètres. Elle contient un très grand nombre de petits corps voyageant depuis plusieurs milliards d'années sur des orbites elliptiques qui peuvent souvent se croiser; par conséquent, ces petits corps

ont subi des collisions réciproques. Les excentricités sont comprises entre 0.01 et 0.3 et les inclinaisons entre 0 et 35 degrés par rapport au plan de l'écliptique. L'examen de la distribution des demi-grands axes des orbites dans la ceinture principale montre que la répartition des astéroïdes en fonction de leur distance au Soleil est loin d'être uniforme. Entre 2 et 3.3 UA, la ceinture principale est fortement peuplée, à l'exception de zones étroites, dites lacunes de Kirkwood (du nom du mathématicien et astronome américain Daniel Kirkwood, qui les a découvertes en 1867), qui correspondent à des orbites dont la période de révolution est en rapport simple (résonance de moyen mouvement) avec celle de Jupiter ($1/3$, $2/5$, $3/7$ et $1/2$). En revanche, la ceinture extérieure, comprise entre 3.3 et 5.2 UA, est pratiquement dépeuplée, et l'on observe cette fois des concentrations aux endroits où des orbites ont des périodes en rapport simple avec celle de Jupiter ($2/3$, $3/4$ et $1/1$).

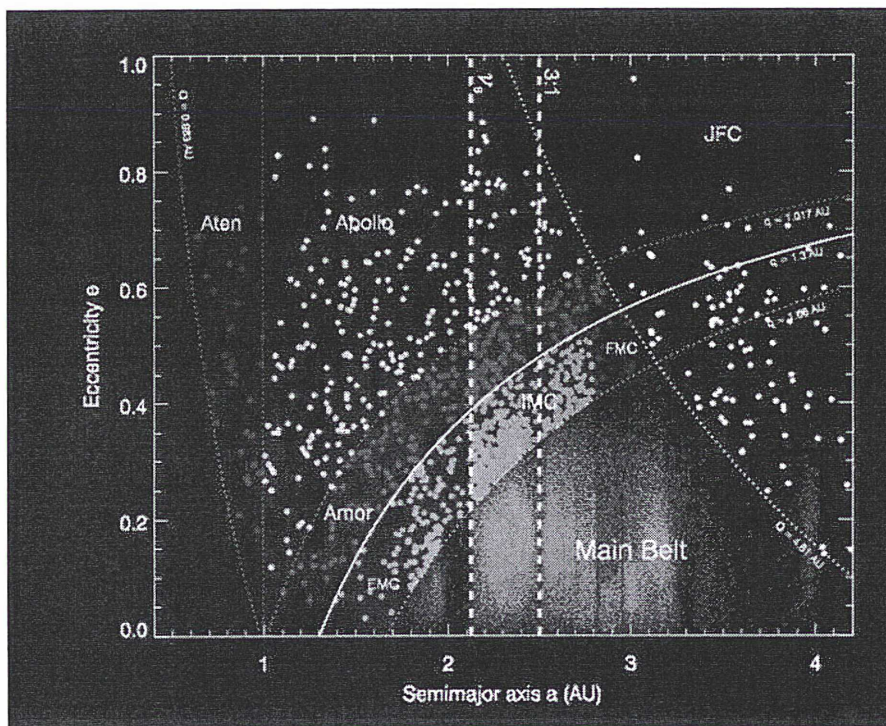


Fig. 1.3: Figure réalisée par A. Morbidelli. Répartition des astéroïdes en fonction de leur demi-grand axe et de leur excentricité. On localise notamment les astéroïdes de la ceinture principale (en vert) ainsi que les zones de résonances. Les astéroïdes 'sombrent' dans une résonance vont voire leur excentricité accroître et ceci peut les amener à devenir des géocroiseurs. Les trois populations de géocroiseurs apparaissent clairement dans cette figure. Par ailleurs, je parle de cette population plus en détails dans ce chapitre (1.2).

Résonances séculaires

Un premier mécanisme joue un grand rôle à propos de l'évolution orbitales des astéroïdes. Il s'agit des résonances séculaires. Ces résonances séculaires sont en effet la clef du mécanisme qui

conduit aussi bien à la création des lacunes de Kirkwood qu'au transfert des objets Apollo-Amor (géocroiseurs) et des météorites. En effet, les astéroïdes sont soumis à des perturbations, dites séculaires, qui agissent sur des durées de l'ordre du million d'années. Par leurs attractions gravitationnelles mutuelles, les planètes subissent des variations de la forme et de l'orientation de leurs orbites, mais elles produisent également des variations lentes (séculaires) de la forme et de l'orientation des orbites des astéroïdes. Un astéroïde sera en résonance séculaire avec une planète lorsque les durées (séculaires) des variations de l'orbite de l'astéroïde et de celle de la planète seront dans un rapport commensurable. Les résonances séculaires les plus importantes sont celles qui mettent en jeu, avec un rapport égal à l'unité, les variations des angles repérant les noeuds et les périhélie des orbites des planètes et de l'astéroïde considérés. Par exemple, la résonance ν_6 implique que les vitesses moyennes des périhélie de Saturne et de l'astéroïde sont pratiquement égales. Ces résonances séculaires seraient un mécanisme possible pour le transport d'astéroïdes et de débris d'astéroïdes de la ceinture principale vers la Terre ou vers le Soleil, qui s'avère être un cimetière d'astéroïdes vagabonds. Finalement, les résonances séculaires traversent les résonances de moyen mouvement, d'où il s'ensuit les phénomènes classiques de chaos liés au recouvrement des résonances. C'est ce phénomène de chaos lent qui est responsable des lacunes de Kirkwood.

L'effet Yarkovsky

Un autre mécanisme joue un rôle 'dynamique' important. Il est fourni par l'effet Yarkovsky. L'effet Yarkovsky se manifeste par une force de radiation thermique qui change le demi-grand axe a d'un astéroïde en fonction de son spin, de son orbite et de quelques propriétés de ses matériaux. Il peut aussi changer un peu la rotation de celui-ci.

Il agit sur des astéroïdes dont le diamètre D est inférieur à ≈ 20 km, et peut mettre ceux appartenant à la ceinture principale en résonance, et donc sur des orbites géocroiseurs (Bottke et al., 2002). Soit un astéroïde gravitant autour du Soleil. Un côté de l'astéroïde va être plus illuminé que l'autre (et donc recevra plus de photons) : il y a insolation asymétrique. Il faudra alors un certain temps t pour réémettre ce photon, pendant lequel l'astéroïde va tourner sur lui-même. Il résulte donc une force opposée à sa direction de réémission. L'effet Yarkovsky est donc la force qui résulte de cette réémission du photon : c'est un effet différé dans le temps contrairement à la pression de radiation classique. Cette force peut se décomposer selon l'axe porté par la droite passant par le Soleil et l'astéroïde, et la droite qui lui est perpendiculaire (voir Fig. 1.4). C'est la composante le long de la trajectoire qui a pour effet une augmentation séculaire du demi-grand axe pour un sens de rotation prograde de l'astéroïde, et vice-versa pour un sens rétrograde. Cette force modifie aussi l'excentricité et l'inclinaison de l'orbite, et la vitesse de rotation de l'astéroïde.

L'effet Yarkovsky dépend des variables et paramètres suivants :

- * distance au Soleil
- * inclinaison de l'axe de rotation
- * taille de l'astéroïde (diamètre moyen D)
- * forme de l'astéroïde
- * propriétés thermiques, et en particulier l'inertie thermique

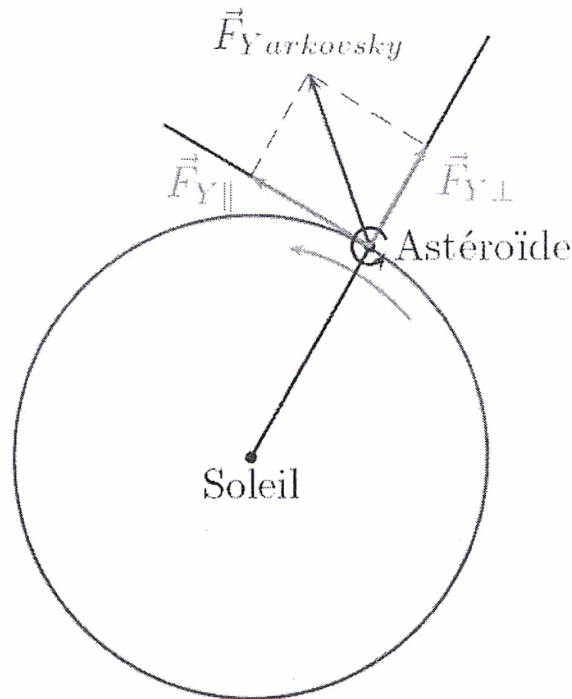


Fig. 1.4: Schéma des composantes de la force résultante de l'effet Yarkovsky. C'est la composante le long de la trajectoire qui est responsable du changement du demi-grand axe de l'orbite de l'astéroïde.

* vitesse de rotation

On distingue deux effets Yarkovsky différents (voir Fig. 1.5) :

1. l'effet diurne qui se caractérise par :

- * l'axe de rotation perpendiculaire au plan orbital
- * une échelle de temps de l'inertie thermique de l'ordre de la période de rotation
- * une dépendance du sens de rotation.

2. l'effet saisonnier qui se caractérise par :

- * l'axe de rotation dans le plan orbital
- * une échelle de temps de l'inertie thermique de l'ordre de la période de révolution
- * une indépendance du sens de rotation, ce qui a pour effet de circulariser les orbites.

Famille d'astéroïdes

Une autre caractéristique importante de la distribution des astéroïdes fut découverte par l'astronome japonais K. Hirayama (Hirayama, 1918) en 1918. Celui-ci remarqua que certains astéroïdes se répartissent en groupes ou familles (selon Hirayama) présentant des caractéristiques

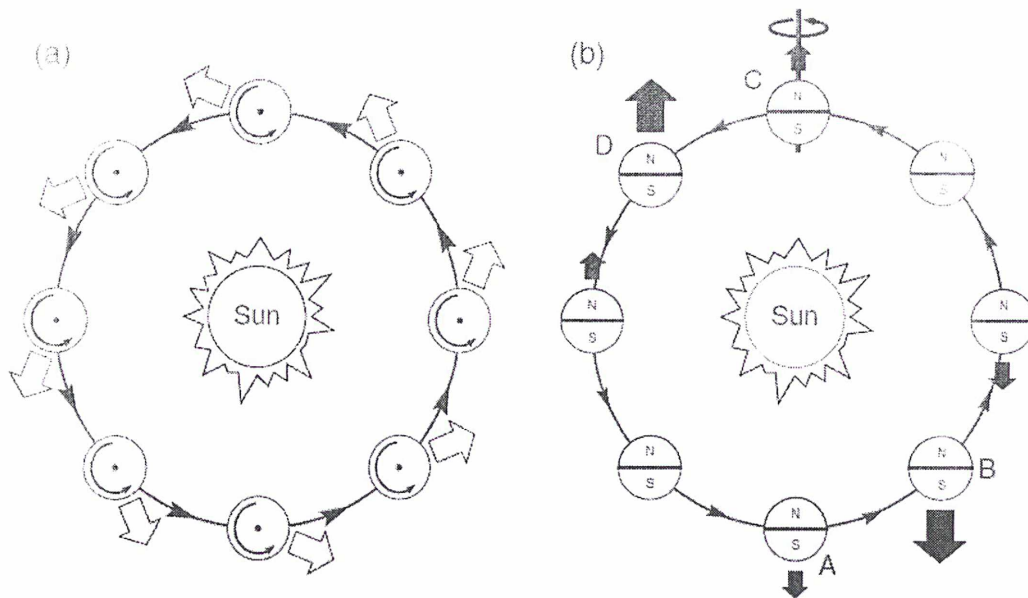


Fig. 1.5: Figure issue de Bottke et al. (2002). (a) L'effet Yarkovsky diurne, avec l'axe de rotation de l'astéroïde perpendiculaire au plan orbital. Une partie du flux de photons est absorbée, puis réémise un peu plus tard provoquant la création de la force thermique dans la direction des grosses flèches pleines. Pour un astéroïde à rotation prograde, l'effet Yarkovsky sera, dans ce cas de figure, d'augmenter le demi-grand axe, alors qu'il diminuera ce dernier si l'astéroïde a une rotation rétrograde. (b) L'effet Yarkovsky saisonnier, avec l'axe de rotation de l'astéroïde dans le plan de l'orbite. Le flux de photons va provoquer l'apparition d'une force thermique selon l'axe de rotation. L'inertie thermique du corps crée une variation le long de l'orbite de la force créée : même si le flux est maximum pour un hémisphère donné en A et C, la force de réémission résultante sera appliquée en B et D. L'effet moyenné sur une révolution est de diminuer le demi-grand axe de l'orbite, indépendamment du sens de rotation.

orbitales analogues. En effet, les membres supposés de ces familles gravitent pratiquement à la même distance moyenne du Soleil, avec des périodes de révolution orbitale très semblables. De plus, quand on a éliminé les effets des perturbations planétaires, c'est-à-dire que l'on a obtenu (en utilisant des méthodes de perturbations très complexes) des invariants (ou intégrales premières) du mouvement, les excentricités et les inclinaisons transformés ainsi en éléments dits « propres » des orbites respectives des membres se regroupent. Les membres de chaque famille sont issus d'un corps parent unique qui a subi une collision avec un autre astéroïde engendrant ainsi une multitude de fragments ; la similitude de l'orbite de ces fragments serait le « souvenir » de leur origine commune.

Durant ces quinze dernières années, les familles d'astéroïdes ont été la cible de nombreuses campagnes d'observation. Ces observations avaient pour but dans un premier temps de confirmer le lien cosmochimique de ces groupes d'astéroïdes qui avaient été identifiés au moyen d'analyses

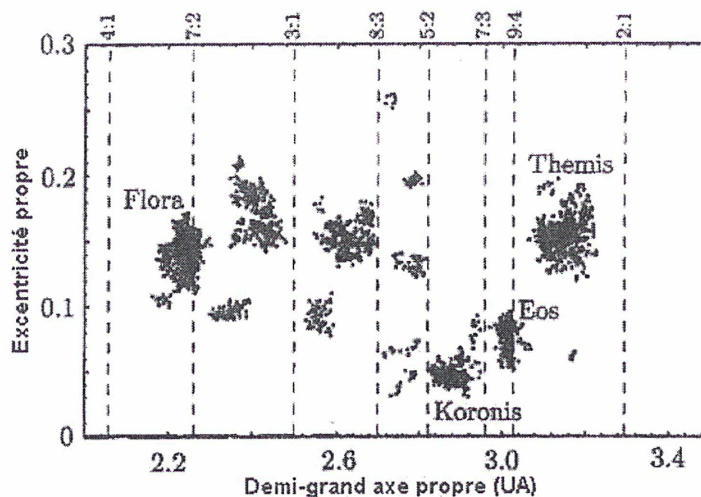


Fig. 1.6: Cette figure montre clairement le regroupement des astéroïdes dans l'espace des phases, illustrant ainsi la notion de Famille d'astéroïdes.

statistiques, identifiant des groupes d'objets dans l'espace des phases. Ces campagnes d'observations menèrent à des confirmations spectaculaires d'une origine collisionnelle commune de ces objets, comme dans le cas de la famille de Vesta par exemple. La spectroscopie s'avéra dans un premier temps un moyen crucial permettant d'identifier de faux membres ou 'interlopers'. Un objet sera considéré comme 'interloper' si son spectre s'avère incompatible avec ceux de la famille. La spectroscopie permet ainsi d'affiner les méthodes statistiques d'identification des membres d'une familles. Puis, la confirmation d'une origine commune pour tous les objets ne devenant plus une priorité (peu d'erreur d'identification statistique), la spectroscopie des divers membres servit à apporter des contraintes sur la structure interne du corps parent. En effet, l'étude spectroscopique d'une famille est une occasion unique de savoir si le corps parent était différencié (composition minéralogique hétérogène) ou homogène. Un résultat majeur à retenir à ce jour basé sur l'observation d'une vingtaine de familles, est l'absence de corps parents différenciés de type Terre/Vesta (ayant un noyau métallique, un manteau riche en olivine, et une croûte basaltique). Toutes les familles observées s'avèrent globalement homogènes. On note tout de même de faibles variations spectrales, qui sont dues à :

- une variation de la composition chimique des minéraux principaux (silicates comme l'olivine, le pyroxène)
- une différence de degré d'altération spatiale ou 'space weathering'

1.2 NEOs

Parmi les astéroïdes de notre système solaire, il existe une population bien singulière dont la principale caractéristique est de se mouvoir sur des orbites qui s'approchent de l'orbite de la Terre ou même la croisent. Il s'agit de la population des géocroiseurs (NEOs) qui est composée d'astéroïdes et de comètes à courtes périodes ayant des orbites avec un périhélie $q < 1.3$ UA et une aphélie $Q > 0.983$ UA. La durée de vie pour les NEOs est typiquement d'environ 10^7 ans avant qu'ils ne s'écrasent sur le Soleil, qu'ils soient éjectés du système solaire ou qu'ils impactent une planète. Avec des durées de vie aussi courtes, les NEOs observés à l'heure actuelle ne peuvent être des corps ayant orbités parmi les planètes telluriques depuis la formation du système solaire. En fait, la population des NEOs doit avoir une ou des source(s) de réapprovisionnement, dont une partie viens de la ceinture d'astéroïdes. Une fraction de la population, qui ne possède pas de coma ou de queue, est constituée de noyaux de comètes dormantes ou éteintes.

De plus, les NEOs sont des impacteurs potentiels de notre planète et par conséquent, il y a un intérêt étendu d'identifier et de caractériser les astéroïdes qui pourraient impacter la Terre. Une estimation statistique montre qu'il existe au moins 2 000 corps de dimension supérieure à 1 kilomètre. Les collisions des NEOs avec la Terre constituent une fin hasardeuse de la vie sur Terre, ce qui rend l'étude de ces objets particulièrement importante.

Mais ces objets présentent aussi des intérêts scientifiques plus subtils. Ce sont pour la plupart des fragments de gros astéroïdes, et ils peuvent donc apporter des informations sur les processus de collisions dans la ceinture des astéroïdes, qui ont transformé une population de planétésimaux en une population d'astéroïdes. Enfin, puisque les astéroïdes se sont formés en même temps que les planètes, les NEOs doivent contenir des échantillons de la matière primordiale du système solaire. La connaissance de la composition minéralogique de ces objets constitue donc un des chaînons essentiels pour bâtir un scénario satisfaisant de la formation des planètes. La difficulté majeure à laquelle est confrontée l'étude dynamique de ces astéroïdes provient du fait qu'ils subissent des rencontres proches avec les planètes qui rendent leurs évolutions chaotiques sur des échelles de temps très courtes. Par conséquent, aucune prédiction de leurs évolutions ne peut être effectuée sur des temps plus longs que cent ans environ. Néanmoins, l'utilisation des techniques modernes de la mécanique céleste a permis de lever le voile sur les différentes évolutions possibles de ces petits corps et de mettre en évidence les différents types de mécanismes dynamiques qui peuvent les affecter, ainsi que leurs effets.

1.2.1 Classification des NEOs

Les NEOs sont classés, suivant les caractéristiques de leurs éléments orbitaux actuels, en trois groupes appelés Aten, Apollo et Amor; les deux premiers croisent l'orbite de la Terre. Les Aten sont des astéroïdes dont le demi-grand axe orbital est inférieur à celui de la Terre et dont la distance aphélie est supérieure à 0,983 UA (valeur de la distance périhélique moyenne de la Terre). Les Apollo ont un demi-grand axe supérieur à 1 UA et une distance périhélique inférieure à 1,017 UA (valeur de la distance aphélique moyenne de la Terre). Enfin, les Amor ont un demi-grand axe supérieur à 1 UA et une distance périhélique q telle que $1,017 < q < 1,3$ UA; ils passent donc à l'intérieur de l'orbite de Mars ($a = 1,53$ UA) mais ne recourent pas celle de

la Terre. Ainsi, les Amor sont des objets qui s'approchent de la Terre tandis que les Aten et les Apollo sont des « croiseurs » de la Terre qui peuvent même entrer en collision avec elle. Ces définitions sont en fait utilisées pour leur simplicité, car les évolutions des orbites de ces objets sont telles qu'ils peuvent passer d'un groupe à l'autre. L'évolution dynamique de ces petits corps peut en effet être affectée par de nombreux mécanismes avant qu'ils ne terminent leur existence selon quatre manières : un impact avec une planète ; une collision destructrice avec un autre petit corps ; l'éjection hors du système solaire à la suite d'une rencontre proche avec Jupiter ; une collision avec le Soleil. Ces objets, qui présentent un risque potentiel de collision avec notre planète constituent une population riche et complexe du point de vue des évolutions dynamiques de leurs orbites.

1.2.2 Echelle de Turin et observation des NEOs

L'Echelle de Turin

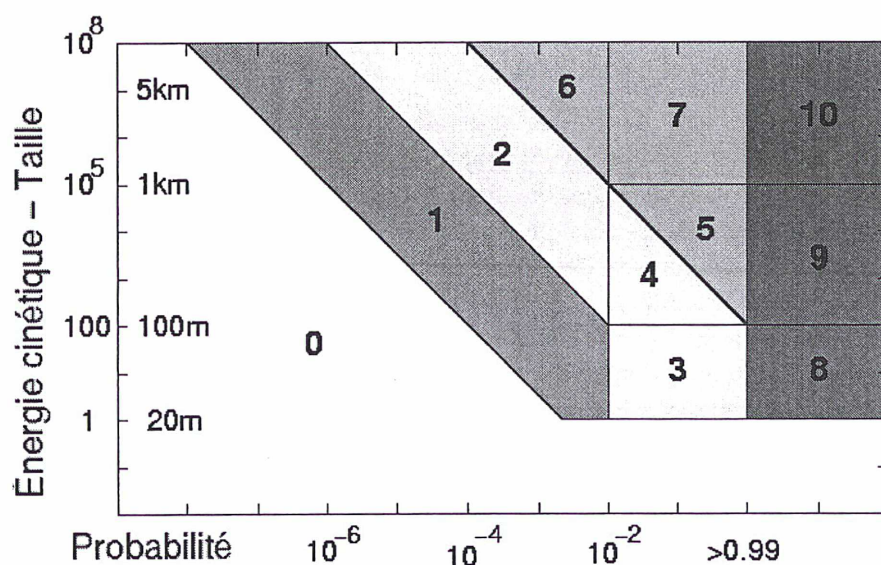


Fig. 1.7: L'échelle de Turin : l'énergie cinétique est donnée en mégatonnes de TNT.

L'échelle de Turin est une échelle servant à quantifier les risques posés par les impacts d'objet géocroiseur, tel les astéroïdes, comètes, etc. Elle varie de 0 - aucune chance de collision à 10 - risque certain de destruction de la planète. Cette échelle a été adoptée par l'Union astronomique internationale en juin 1999 car il n'existait jusqu'ici aucune manière simple d'expliquer le risque de collision avec la Terre que pose vraiment un astéroïde donné. Son nom a été donné en l'honneur de la ville italienne de Turin où elle a été adoptée. Elle permettra aux chercheurs, aux médias et au public de mieux exprimer les risques que représente réellement tel ou tel corps céleste. Cette échelle permettra aussi d'éviter d'alarmer inutilement le public, comme cela s'est produit

dans le passé. Elle a été inspirée de l'échelle de Richter dans un souci de compréhension pour le grand public.

L'échelle de Turin a été imaginée par Richard Binzel (Binzel, 2000), un chercheur du Massachusetts Institute of Technology, qui a travaillé sur le projet pendant cinq ans. Elle tient compte de plusieurs facteurs : la taille et la vitesse de l'objet céleste, ainsi que sa trajectoire. Les valeurs vont de 0 à 10 sans utilisation des décimales. Cette « note » est attribuée avant chaque passage de l'objet céleste près de la terre. Elle n'est pas figée car elle est attribuée au moment des connaissances et des observations en cours.

L'échelle de Turin utilise une codification avec des couleurs différentes : le blanc, le vert, le jaune, l'orange et le rouge. Chaque couleur a une signification générale :

Évènements sans conséquences (blanc)

0. Le risque de collision est nul ou bien en deçà de la chance d'avoir un objet aléatoire de la même taille qui va heurter la terre au cours de ces prochaines décennies. Cette catégorie est attribuée à tout objet qui, dans le cadre d'une collision éventuelle, n'a aucune chance d'atteindre la surface de la terre intacte.

Évènements qui méritent attention (vert)

1. Les chances de collision sont extrêmement improbables dans les décennies à venir.

Évènements qui méritent l'attention des astronomes (jaune)

2. Collision très improbable, mais trajectoire proche de la Terre. Demande l'attention des astronomes mais il n'y a pas de raison de prévenir le public. Des réobservations ultérieures doivent permettre de requalifier le risque au niveau 0.

3. Trajectoire rapprochée, 1% de possibilités de collision au maximum avec dégâts localisés. Des réobservations ultérieures doivent permettre de requalifier le risque au niveau 0. L'attention du public et des autorités est nécessaire, surtout si le risque de collision est inférieur à 10 ans.

4. Trajectoire rapprochée, plus de 1% de possibilités de collision capable de dévastation régionale. Des réobservations ultérieures doivent permettre de requalifier le risque au niveau 0. L'attention du public et des autorités est nécessaire, surtout si le risque de collision est inférieur à 10 ans.

Évènements à risques (orange)

5. Trajectoire rapprochée, menace considérable de collision entraînant la dévastation d'une région. Si la collision est prévue pour moins de 10 ans, des mesures gouvernementales doivent être envisagées.

6. Trajectoire rapprochée, menace considérable de collision entraînant une destruction globale. Si la collision est prévue pour moins de 10 ans, des mesures gouvernementales doivent être envisagées.

7. Trajectoire rapprochée, menace extrêmement considérable de collision entraînant une destruction globale. Pour un tel évènement prévisible à moins de 100 ans, des mesures internationales doivent être planifiées, et notamment l'impérieuse nécessité de déterminer rapidement et avec certitude si oui ou non la collision aura lieu.

Collisions certaines (rouge)

8. Collision probable capable de provoquer une destruction localisée. Cet évènement se produit tous les 50 à 1000 ans en moyenne.

9. Collision certaine avec destruction d'une région. Cet évènement se produit tous les 1000 à

100 000 ans en moyenne.

10. Collision certaine entraînant une catastrophe climatique globale. Cet évènement se produit tous les 100 000 ans ou plus.

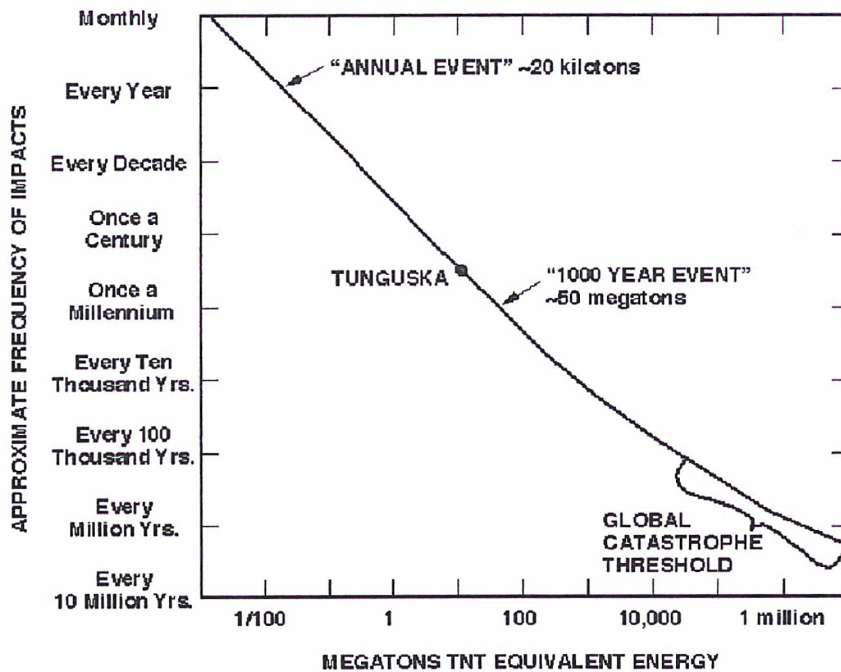


Fig. 1.8: Figure faite par R. Binzel. Cette figure montre la fréquence des impacts en fonction de l'énergie de ces derniers.

Objets à hauts risques

Le record de risque sur l'échelle de Turin est détenu par (99942) Apophis, un astéroïde de 400 m de dimension. Le 23 décembre 2004, le Near Earth Object Program Office de la NASA annonça qu'Apophis (alors seulement désigné par 2004 MN4) était le premier objet à atteindre le niveau 2, niveau porté par la suite à 4. Il est maintenant établi qu'Apophis passera très près de la Terre le 13 avril 2029, mais sans possibilité de collision. Il sera à ce moment là suffisamment dévié par l'attraction gravitationnelle de la Terre pour qu'il ne soit pas possible de prédire avec certitude sa trajectoire ultérieure. Par conséquent, Apophis conserve un niveau de 1 (en février 2006) pour 2036.

Risques d'impacts avec la Terre

Les risques d'impacts dus aux NEOs sont peut-être la raison la plus « terre à terre » d'acquiescer une meilleure connaissance de cette population d'objets. Chaque jour, l'atmosphère de la Terre nous protège de milliers de petits débris ou de poussières. Les météores dans notre ciel nocturne sont une preuve visible de corps de ce type brûlant dans l'atmosphère à une altitude élevée.

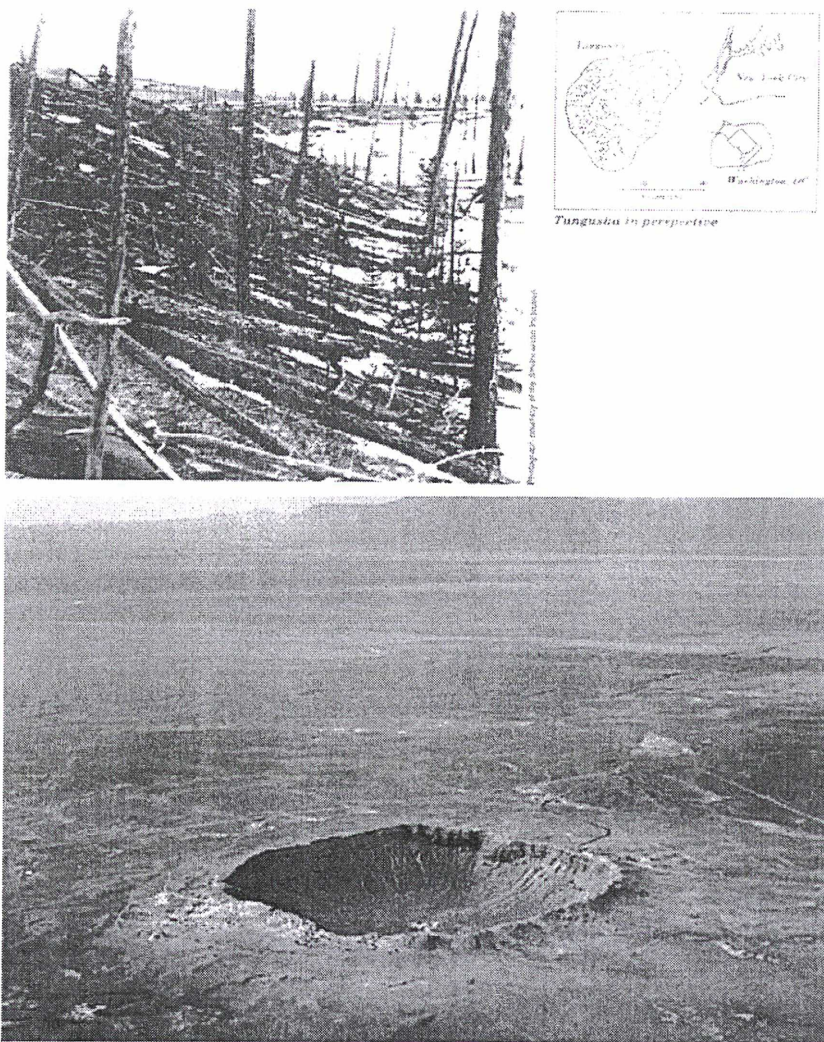


Fig. 1.9: En haut : l'explosion d'un objet d'environ 60 mètres de diamètre au-dessus de la Toungouska, en Sibérie. La forêt fut dévastée sur 2 000 kilomètres carrés. En bas : le Meteor Crater, ou cratère Barringer (Arizona), de 1.2 km de diamètre, a été formé par un très petit NEO (de diamètre similaire à celui de l'objet de la Toungouska, mais de composition métallique), il y a 50 000 ans.

Jusqu'aux diamètres de l'ordre de 100 mètres pour les météoroïdes rocheux et de 10 mètres pour les météoroïdes métalliques, la plupart des corps célestes sont détruits dans l'atmosphère par une explosion. En 1908, l'explosion d'un objet d'environ 60 mètres de diamètre au-dessus de la région de Toungouska, en Sibérie, avec une énergie de l'ordre de 10 mégatonnes, a provoqué un tremblement de terre de magnitude 5 et la dévastation de la forêt sur 2 000 kilomètres carrés.

Il ne fait plus aucun doute que des impacts à grande échelle peuvent aussi se produire : le Meteor Crater, ou cratère Barringer (Arizona), de 1.2 km de diamètre, a été formé par un très petit NEO (de diamètre similaire à celui de l'objet de la région de Toungouska, mais de composition

métallique), il y a 50 000 ans. Plus de 100 structures terrestres annulaires sont reconnues comme étant des cratères d'impacts. La plupart d'entre eux ne sont pas faciles à reconnaître, car ils sont masqués par l'érosion, mais seuls des impacts peuvent être à l'origine de minéraux particuliers (magnétiques ou choqués) présents sur les lieux et des déformations caractéristiques dans les réseaux cristallins (du quartz notamment) dues au choc. L'abondance anormale en iridium dans la couche limite Crétacé-Tertiaire suggère aussi qu'un NEO d'approximativement 10 kilomètres de diamètre a frappé la Terre à cette époque, provoquant une catastrophe climatique et écologique qui fut peut-être à l'origine de la disparition de nombreuses espèces, parmi lesquelles les dinosaures.

Le risque et le résultat d'une collision d'un NEO doivent encore être clarifiés. Pour un corps de 50 mètres, l'intervalle de temps entre deux impacts successifs est de quelques siècles. Mais le diamètre minimal d'un corps produisant une catastrophe globale (disparition de plus de 25 % de la population) est de 1,5 km. L'intervalle de temps séparant deux impacts de tels objets serait d'environ 1 million d'années. Cependant, ce ne sont que des estimations qui demandent à être précisées. En effet, sachant que, selon celles-ci, plusieurs milliers de NEOs de taille dangereuse existent, les craintes restent justifiées. Il est donc nécessaire d'inventorier la population des NEOs jusqu'aux petites tailles, de déterminer précisément leurs orbites et d'étudier leurs évolutions dynamiques possibles afin d'estimer leur probabilité de collision avec la Terre.

Recherche systématique des NEOs

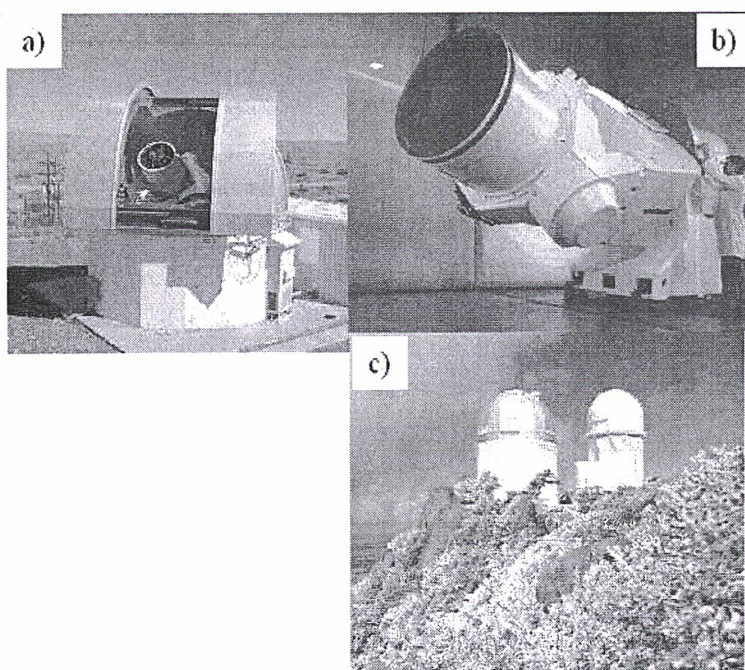


Fig. 1.10: Recherche systématique de NEOs avec LINEAR (a), NEAT (b) et Spacewatch (c).

La première recherche systématique fut entreprise au mont Palomar par l'équipe de Eleanor F. Helin et par Eugene et Carolyn Shoemaker. Utilisant la technique photographique, ce programme de recherche permit dans les années 1980 de porter le nombre total de NEOs connus à 120. En 1981, un autre programme de recherche débute au télescope Spacewatch de 0,91 m d'ouverture du Steward Observatory à Kitt Peak (Arizona), qui profite de l'introduction de nouvelles techniques fondées sur l'utilisation de caméras C.C.D. (Charge Coupled Devices, ou dispositifs à transfert de charges). Jusqu'en avril 1996, 129 NEOs, dont les diamètres vont de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres, seront découverts par ce programme. Actuellement la plupart des astéroïdes sont découverts grâce à des programmes de surveillance spécialisés tel LINEAR (projet américain civil en coopération avec l'US Air Force comprenant 3 télescopes entre 0.5 et 1m d'ouverture) ou Catalina (3 télescopes entre 0.5 et 1.5 m d'ouverture), ces deux programmes s'attribuant l'essentiel des découvertes. L'objectif actuel de ces surveys est de répertorier tous les NEOs ayant un diamètre supérieur à 1 km.

1.2.3 Propriétés physiques des N.E.O.s

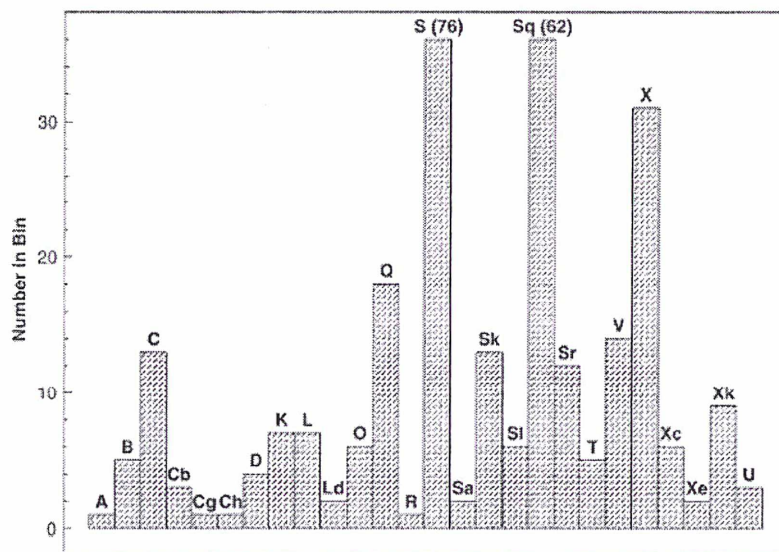


Fig. 1.11: Taxonomie de NEOs. Environ 300 NEOs ont été observés (Binzel et al., 2004) dans le visible et les voici répartis en fonction de leur type spectral. On s'aperçoit que les astéroïdes de type S sont majoritaires. Ceci est du en partie à un biais observationnel. Les astéroïdes à plus forte albédo sont 'plus' observés que les astéroïdes 'sombres'. Mais c'est évident en quelque sorte..

L'étude des propriétés physiques des NEOs est nécessaire pour déterminer leur région d'origine et les mécanismes dynamiques qui les ont transportés sur leurs orbites actuelles. De plus, étant donné que les astéroïdes Apollo ont des orbites qui peuvent les conduire à entrer en collision

avec la Terre, ils sont soupçonnés d'être les corps parents de certaines météorites, et une détermination précise de leurs propriétés physiques et de leur évolution dynamique peut permettre d'établir un lien entre météorites et astéroïdes. Les observations fondées sur les techniques spectroscopiques et sur les mesures d'albédo ont permis d'élaborer une classification des astéroïdes. L'analyse des spectres de plusieurs centaines d'objets de la ceinture principale a ainsi permis de les classer en quinze types taxonomiques, dont les propriétés optiques de surface (donc la composition, dans la plupart des cas) sont différentes de l'un à l'autre. En ce qui concerne les NEOs, des observations similaires ont montré que presque tous les types taxonomiques des astéroïdes de la ceinture principale sont retrouvés (Binzel et al., 2004)(Fig. 1.11); mais la distribution de ces types taxonomiques est entachée par des difficultés observationnelles (Stuart et Binzel, 2004). Les objets de type C, par exemple, sont caractérisés par un faible albédo et sont plus difficiles à observer que les astéroïdes de taille similaire mais de type différent. Cependant, la variété de types taxonomiques des NEOs indique que la composition de ces objets est diversifiée et suggère que ceux-ci ont des origines très variées, c'est-à-dire qu'ils peuvent provenir des régions internes, mais aussi des régions externes de la ceinture principale et qu'une source cométaire est possible. Ainsi, des mécanismes dynamiques ont pu transporter et mélanger dans la même région des objets dont les origines et les évolutions antérieures étaient différentes. Les diamètres des NEOs observés sont petits. Selon les estimations statistiques, environ 20 objets ont une taille supérieure à 5 kilomètres, 2 000 une taille supérieure à 1 kilomètre et 135 000 une taille supérieure à 100 mètres. L'absence d'objets de diamètre supérieur à 40 kilomètres est en accord avec l'idée que ces petits corps sont des fragments de plus gros astéroïdes, donc que les phénomènes collisionnels jouent un rôle important dans leur formation. Cette hypothèse fournit aussi une explication à leurs formes irrégulières et à la rugosité de leur surface indiquées par les observations radars. Les observations d'objets binaires ou accolés tels que (4179) Toutatis semblent indiquer notamment que certains NEOs sont des petits corps composites. De plus, la distribution bimodale de leurs périodes de rotation suggère que les NEOs ont des origines multiples et/ou qu'ils subissent des évolutions collisionnelles différentes.

1.2.4 D'où viennent les NEOs ?

De nombreuses études ont montré que la durée de vie des NEOs est comprise entre 1 et 100 millions d'années, donc bien inférieure à l'âge du système solaire. Pourtant, les estimations fondées sur le nombre de cratères des mers lunaires (qui ont gardé en mémoire les impacts depuis leur formation, il y a plus de 3 milliards d'années) et sur le nombre de NEOs observés suggèrent que les distributions en taille et en nombre de cette population sont similaires aujourd'hui à celles des trois derniers milliards d'années, même si de larges fluctuations stochastiques ont pu et peuvent se produire durant des intervalles de temps limités. La courte durée de vie collisionnelle et dynamique des NEOs nécessite alors l'existence d'une ou de plusieurs sources de réapprovisionnement : les corps qui disparaissent doivent être remplacés par des corps similaires de manière quasi continue. Mais il faut pour cela que de telles sources de réapprovisionnement existent. Quelles peuvent être ces sources potentielles ? La première source est constituée par les astéroïdes de la ceinture principale, région située entre les orbites de Mars et de Jupiter, à des demi-grands axes compris entre 2.1 et 3.3 UA. Cette source est en accord avec les données spectrales et taxonomiques résumées précédemment. Une autre source est constituée par des noyaux

cométaires éteints dont les orbites pourraient être transportées sur des orbites de NEOs. Leurs orbites sont en fait similaires à celles de la comète P/Encke et de la population de météoroïdes Taurides et sont fortement perturbées par des rencontres proches avec la Terre. Cette étude a montré qu'une partie de ces objets doit trouver son origine dans la ceinture principale et dans la famille des comètes de Jupiter et qu'ils ont dû être transportés sur leurs orbites actuelles par la résonance séculaire ν_6 . Cependant, tous les mécanismes de transport d'orbites cométaires sur des orbites de NEOs ne sont pas encore bien compris et pourraient être de nature soit gravitationnelle soit non gravitationnelle. De plus, des études spectrales ont montré que seule une petite fraction des NEOs a une surface similaire à celle des noyaux cométaires. Les comètes pourraient en réalité ne représenter que 5 % des sources de NEOs.

1.2.5 Liens entre météorites et NEOs

Avant d'entrer en collision avec la Terre, les corps à l'origine des météorites évoluent sur des orbites qui croisent l'orbite de la Terre. Par conséquent, ces objets appartiennent temporairement à l'un des trois groupes de NEOs, qui constituent ainsi des sources potentielles d'objets entrant en collision avec notre planète. Des données spectrales récentes ont montré que de nombreux NEOs pourraient avoir la même composition que les météorites les plus communes, les chondrites ordinaires. Par ailleurs, les NEOs de type V et les météorites H.E.D. (howardites, eucrites et diogénites) ont la même composition minéralogique et un lien a été établi entre ces objets et l'astéroïde (4) Vesta, situé dans la ceinture principale. Par ailleurs, les orbites de quatre météorites ont pu être déterminées à l'aide de photographies photométriques et astrométriques. Ces orbites ont toutes des caractéristiques similaires : leur distance périhélique est relativement proche de l'orbite de la Terre, une portion de chacune d'elles se situe dans la ceinture principale et elles restent bien à l'intérieur de l'orbite de Jupiter. Les orbites des quatre bolides associés à ces météorites ainsi que celles de quelques bolides très brillants correspondant à des objets mesurant de 1 à 10 mètres ont été intégrées numériquement sur un million d'années. Les résultats montrent que ces orbites subissent le même type d'évolutions que celles des NEOs. Ils sont donc tout à fait en accord avec l'idée que les corps parents des météorites, bien que certainement situés initialement dans la ceinture principale, ont dû subir une série de collisions à la suite desquelles certains fragments ont suivi des routes résonnantes les faisant aboutir sur des orbites de NEOs. Une fois sur ces orbites, ces fragments ont pu terminer leur existence par un impact avec la Terre.

1.3 Météorites

Les météorites sont des objets naturels venant de l'espace et atteignant la Terre. Bien qu'elles aient été signalées dès l'Antiquité, la première des chutes de pierres bien observée, et dont il existe encore des échantillons, est celle qui est survenue le 16 novembre 1492, à Ensisheim en Alsace, mais l'origine extraterrestre des météorites n'a été acceptée par la communauté scientifique qu'en 1803 après l'averse de pierres de L'Aigle (Orne). Il existe dans le monde environ quarante tonnes de matériau provenant de chutes observées, une quantité très supérieure provenant d'échantillons ramassés sur Terre mais dont on ne connaît pas les circonstances de chute; tous les ans, on recueille en moyenne les produits de quatre chutes nouvelles. Ces météorites semblent toutes

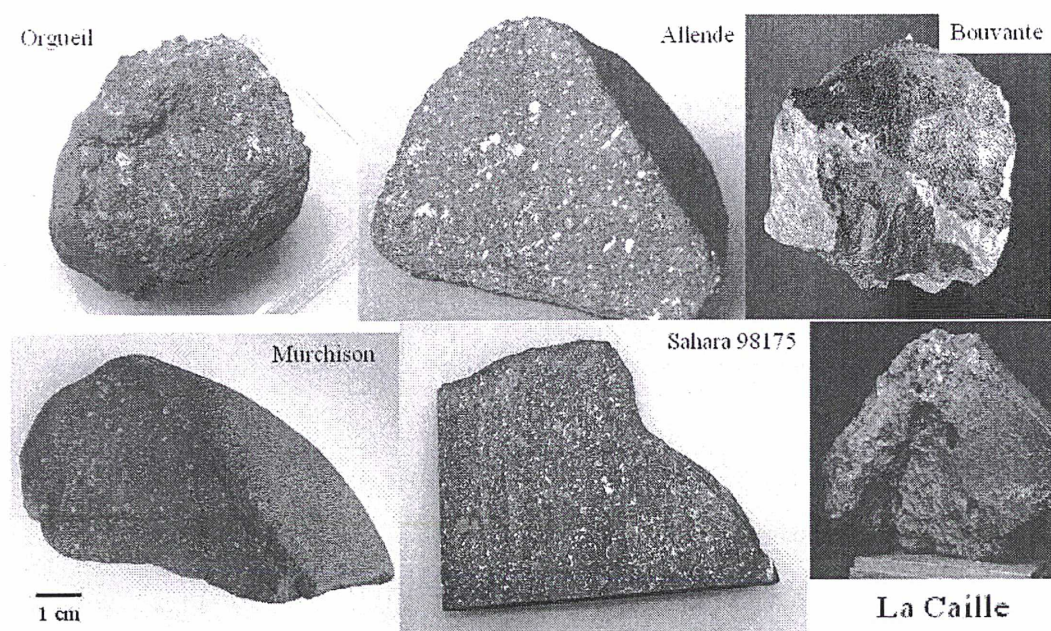


Fig. 1.12: Photos de météorites ayant des compositions et porosités différentes : Orgueil (CI, porosité : 35 %, eau : 17 %), Murchison (CM, 16-29 %, eau : 10 %), Allende (CV, 2-24 %, eau 0 %), Sahara 98175 (OC, 5-20 %, eau 0 %), La Caille (Iron, 0 %, eau 0 %), Bouvante (Eucrite, 0-11 %, eau 0 %).

très anciennes : elles se seraient formées il y a 4,55 milliards d'années (échantillons terrestres les plus anciens : 3,6 milliards d'années; lunaires : 4,3 milliards d'années), et certaines ont peu évolué depuis cette époque reculée, apportant des données précieuses sur la composition du système solaire dans ses parties condensées. Malgré une histoire déjà compliquée, elles ont subi des transformations bien moins poussées que les roches terrestres soumises à plusieurs cycles sédimentaires et métamorphiques successifs. Les pierres recueillies, relativement petites (de quelques centimètres cubes à un mètre cube pour la plupart), ont séjourné plusieurs milliards d'années dans un astre hôte puis, suite à un impact plus violent que les autres, ont été éjectées dans l'espace interplanétaire avant de venir s'écraser sur Terre.

Enfin, l'étude de la structure interne des météorites sur des coupes (présence de chondres, taille des grains, cristallisations), de leur composition chimique, minéralogique et isotopique permet d'établir une chronologie des événements qui se sont produits sur cette dernière et des conditions régnants dans la nébuleuse primitive. Néanmoins, ces études en laboratoire ne peuvent révéler une information importante : le lieu où ces dernières se sont formées. A ce propos, la spectroscopie permet de créer un lien entre les astéroïdes et les météorites. En effet la comparaison entre les spectres en réflectance des météorites obtenus en laboratoire aux spectres observationnels d'astéroïdes permet de trouver un corps parent possible pour ces météorites et ainsi une localisation spatiale. A titre d'exemple, le spectre UV-VIS-IR de l'astéroïde Vesta est très similaire aux spectres des météorites HED (Howardite, Eucrite, Diogénite) (McCord et al., 1970; Hiroi et al., 1994) et c'est cette forte ressemblance spectrale qui suggère que ces météorites

proviennent de Vesta. Néanmoins cette méthode possède certaine limite. En effet il y a tout d'abord une différence d'échelle. Le spectre d'un astéroïde reflète la composition d'une vaste surface (plusieurs kilomètres carrés) alors que le spectre d'une météorite nous informe sur la minéralogie d'une petite surface (0.5 centimètre carré). Par ailleurs, la surface des astéroïdes subit des impacts de micro-météorites ainsi que des particules chargées du vent solaire. Ces processus sont appelés altération spatiale ou space weathering et ils modifient les propriétés optiques de surface des corps sans atmosphère et sans magnétosphère. Le coeur des météorites n'étant pas exposé à l'environnement spatial, il n'est pas surprenant d'observer des différences spectrales entre météorites et astéroïdes. Ainsi, afin de relier une météorite à un corps parent possible, il faut comprendre l'effet spectral engendré par l'altération spatiale pour une minéralogie donnée.

1.3.1 Circonstances de chutes

Trajectoires

À leur arrivée dans l'atmosphère, les météorites s'échauffent en surface par frottement et ionisent l'air à leur passage, provoquant ainsi une traînée lumineuse. Cette entrée dans l'atmosphère peut provoquer la rupture de la pierre en plusieurs morceaux, parfois en un très grand nombre. Les trajectoires de certaines météorites sont connues, car leur traînée lumineuse a été photographiée par au moins deux caméras, ce qui a permis de calculer leur orbite. Celles-ci sont elliptiques et les aphélie convergent dans la ceinture des astéroïdes. Les meilleures observations visuelles de chutes s'accordent aussi avec ces éléments orbitaux. Toutefois, certains auteurs n'éliminent pas l'hypothèse d'une origine lunaire ou martienne pour quelques achondrites, d'une origine cométaire pour les météorites carbonées.

Une question que l'on peut se poser est de savoir si le passage à travers l'atmosphère n'altère pas les propriétés physico-chimiques des météorites? Une météorite qui tombe sur Terre subit un intense frottement aérodynamique dans les couches denses de l'atmosphère. Cette friction qui ne dure que quelques secondes fait fondre ou vitrifier la croûte de la météorite sur une profondeur qui ne dépasse jamais quelques dixièmes de millimètres. L'intérieur de cette météorite reste donc à l'abri de toute altération et c'est pour ces raisons qu'une météorite garde intact les traces de ses origines.

1.3.2 Origine des météorites

Les météorites seraient des témoins peu différenciés du matériau qui compose le système solaire, le matériau le plus primitif étant sans doute peu différent de celui des météorites carbonées. Les modalités de l'accrétion de ce matériau sont encore très mal définies. Les variations chimiques entre les différentes catégories de météorites font penser :

i) que la nébuleuse solaire pourrait avoir subi une certaine différenciation chimique avant l'accumulation des corps parentaux des météorites ;

ii) que ces corps parentaux auraient pu s'accumuler en des régions plus ou moins éloignées du centre, ce qui expliquerait les différences dans le degré de réduction qui a été atteint ;

iii) que les météorites proviendraient de plusieurs objets et non d'un seul. Le degré d'effacement partiel de la texture chondritique est incompatible avec un recuit à haute température au coeur d'un objet de grande dimension.

Les fers météoritiques feraient partie d'objets ne dépassant pas quelques dizaines de kilomètres de rayon ; par comparaison, notons que l'astéroïde le plus grand, Cérés, a un rayon de 466 km. Ces objets graviteraient, pour la plupart, entre Mars et Jupiter. Expulsés de leur corps parental, lors d'une collision, les fragments seraient alors déviés, et leur nouvelle trajectoire croiserait celle de la Terre.

1.3.3 Classification

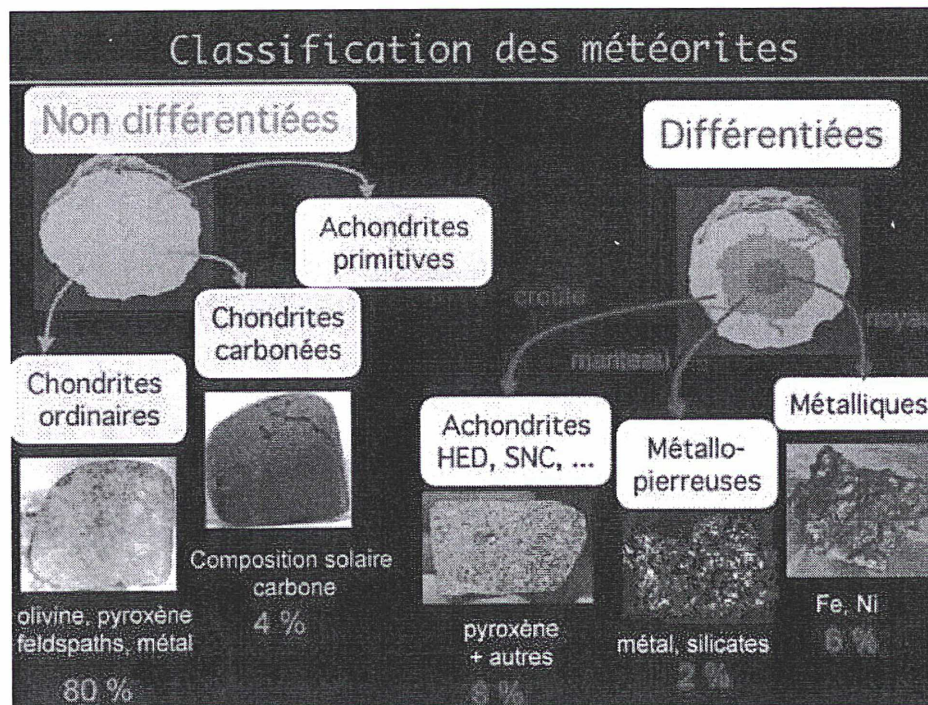


Fig. 1.13: Figure issue du site de S. Erard. On peut classer les météorites selon leur degré de 'différenciation'.

On classe les météorites d'après les proportions métal-silicates en trois grands groupes : les pierres, les métalliques et les métallo-pierreuses (ayant environ autant de métal que de silicates). À l'intérieur de chacun des grands groupes qui viennent d'être définis, les météorites sont classées d'après leur texture, leur composition chimique, leur degré d'oxydoréduction et, par conséquent, leur composition minéralogique.

1) Les pierres

Les pierres sont de formes variées, avec des arêtes émoussées. On en trouve dans toute la gamme des gris (une ancienne classification distinguait les chondrites noires, grises et blanches), et elles sont recouvertes d'une fine pellicule vitrifiée noire, formée lors de leur traversée de l'atmosphère. Plus de 90 % des pierres ont une texture particulière : elles sont formées de chondres (d'où leur nom de chondrites) et de grains métalliques. Les chondres sont des sphérules de quelques dizaines de micromètres à quelques millimètres de diamètre, sur l'origine desquelles les opinions les plus variées subsistent : condensat primaire, condensat provoqué par des décharges électriques dans la nébuleuse primitive, refusion de matériel cristallisé à l'occasion de phénomènes volcaniques ou de chocs entre des corps célestes. Il s'agit, en tout cas, de gouttes silicatées qui ont été partiellement ou totalement fondues et qui ont cristallisé lors d'un refroidissement plus ou moins rapide. On trouve, parmi les chondrites, tous les intermédiaires entre les pierres formées presque uniquement de l'accumulation de chondres et de leurs débris et les pierres où la texture des chondres est presque effacée. Les avis sont partagés sur le processus qui a conduit à cet effacement : accumulation à chaud et cristallisation lente au cours du refroidissement, ou réchauffement et recristallisation succédant à une accumulation à froid (métamorphisme thermique). Moins de 10 % des pierres ne contiennent pas de chondres et sont appelées pour cette raison "achondrites". Elles sont très pauvres en métal. Contrairement aux chondrites, ce sont des roches qui ont subi une différenciation magmatique. Certaines 'les eucrites' ont la même texture que les dolérites terrestres (andésites et basaltes), avec une composition minéralogique voisine, et se rapprochent aussi de certains gabbros lunaires.

Les chondrites : Composition chimique

La composition chimique des chondrites a une grande importance, car on considère que les abondances des éléments (sauf les plus volatils) sont les mêmes que celles de la matière solaire, connues par spectrographie. Mais la précision des données spectrographiques sur le Soleil n'est pas suffisante pour permettre de déterminer quelle est la catégorie de chondrites la plus représentative. Il était difficile de réaliser de bonnes analyses chimiques de météorites, et on a longtemps cru que la différence essentielle entre les chondrites était seulement due à l'état d'oxydation du fer, et que, par conséquent, elles pouvaient toutes provenir d'un matériau initial commun ayant atteint des degrés différents de réduction. Cependant, les analyses plus précises dont on dispose maintenant permettent de déceler d'autres variations entre les différentes classes. Le milieu de cristallisation de toutes les météorites est très réducteur, de sorte que le fer se trouve partiellement à l'état métallique. En plus des variations de leur degré d'oxydation, les différentes classes se distinguent par leurs

teneurs en magnésium, aluminium et calcium, mesurées par rapport au silicium. Parmi les éléments en traces, les plus volatils sont plus abondants dans les météorites carbonées.

On connaît une soixantaine d'espèces minérales cristallisant dans les météorites, dont beaucoup sont des curiosités minéralogiques inconnues dans les roches terrestres, beaucoup plus oxydées. Mis à part les météorites carbonées, toutes ces espèces sont anhydres.

Classification des chondrites

* Les chondrites à enstatite se sont formées dans un milieu si réducteur que presque tout le fer se trouve à l'état métallique ou sulfuré. Le pyroxène (enstatite) en contient à peine ; l'olivine est rare ; la kamacite contient du silicium. Des minéraux très particuliers (sulfures, nitrures, phosphures, etc.) apparaissent.

* Les chondrites ordinaires, comme leur nom l'indique, sont les plus abondantes. Elles comprennent les chondrites à bronzite et à hypersthène, appelées maintenant chondrites H et L. H signifie forte teneur en fer total (high) et L, faible teneur (low). On a subdivisé la classe L et on en a séparé les LL (faible teneur à la fois en fer total et en fer métallique). Sur un diagramme qui porte en abscisse les teneurs en fer oxydé, en ordonnée les teneurs en fer des phases métalliques et sulfurée, les différentes classes de chondrites se répartissent en groupes nets. L'olivine et le pyroxène de la plupart de ces chondrites (où la texture chondritique est partiellement effacée) ont une composition constante pour chaque pierre. Mais il existe quelques pierres riches en chondres où l'olivine et le pyroxène ont une composition variable de grain à grain ou dans un même cristal, qui est alors zoné. On dit que ces pierres « ne sont pas équilibrées », et certains pensent que ce sont des types non métamorphiques, les types les plus homogènes étant, eux, très métamorphiques.

* Les chondrites carbonées, pourtant assez rares, servent de référence pour les abondances cosmiques de nombreux éléments. Malgré leur complexité et bien qu'elles aient une déficience surtout en hydrogène et en hélium, leurs abondances élémentaires sont très voisines des abondances solaires. Dans ces météorites ont été décelées les premières anomalies isotopiques.

Les chondrites carbonées du groupe C I ne comportent que cinq spécimens, dont deux sont tombés en France (Orgueil et Alais). Ces chondrites très particulières contiennent 20 % d'eau et 3,5 % de carbone. Elles sont constituées essentiellement de silicates hydratés phylliteux, de magnétite et de troilite ; on y rencontre aussi des sulfates hydratés (de magnésium et de calcium), des carbonates (de calcium, de magnésium et de fer), enfin des corps organiques : acides gras, porphyrines, hydrocarbures. Ceux-ci ont été étudiés avec beaucoup de soin, certains ayant cru trouver des micro-organismes dans la météorite d'Orgueil. Mais tous les corps organiques identifiés peuvent avoir une origine abiotique ou proviennent de contamination terrestre. On ne voit pas de chondres dans ces météorites, et leur classification parmi les chondrites vient essentiellement du fait que dans le groupe C II ces mêmes minéraux hydratés, formés à basse température, sont associés à des chondres.

Les chondrites carbonées du groupe C II sont plus nombreuses. Elles contiennent 13,3 % d'eau et 2,5 % de carbone en moyenne. Les chondres et débris cristallins d'olivine et de pyroxène (à composition variable), formés à haute température, sont inclus dans une matrice de même nature que le matériau des chondrites du groupe C I.

Le groupe C III comprend une douzaine de chondrites qui contiennent moins de 1 % d'eau et environ 0,5 % de carbone ; ce dernier pourcentage ne justifie pas le terme de chondrite carbonée, car certaines chondrites ordinaires, non équilibrées, en contiennent autant. Cependant, elles ressemblent aux échantillons du groupe C II par la juxtaposition de phases de haute température bien cristallisées et par leur matrice microcristalline formée surtout ici d'olivine ferreuse. Les phases de haute température comprennent des matériaux encore plus réfractaires que les chondres à olivine et pyroxène, et forment des agrégats blancs, parfois centimétriques, parmi lesquels on rencontre entre autres : spinelle, hibonite, mélilite, anorthite, un pyroxène très alumineux et titanifère particulier, de la perovskite, et des grains micrométriques des métaux du groupe des platinoïdes.

Les achondrites

Moins de 10 % des pierres sont des achondrites. Très pauvres en métal, ce sont probablement des produits de fusion avec différenciation magmatique dans la plupart des cas. Leur mode de cristallisation est donc totalement différent de celui des chondrites. Elles se distinguent chimiquement surtout par leur teneur en calcium.

Parmi celles qui en contiennent peu, on distingue les aubrites, (formées essentiellement d'ensatite, originaires comme les chondrites à enstatite d'un milieu très réducteur), les diogénites (très riches en bronzite, ainsi nommées en l'honneur d'un philosophe grec croyant à l'origine extraterrestre des météorites) et les ureilites. Ces dernières pierres, à olivine et pigeonite, contiennent environ 2 % de carbone qui se présente souvent sous la forme de graphite et de diamant ; elles auraient subi un choc intense provoquant la transformation d'une partie du graphite en diamant.

Quant aux achondrites calciques, elles sont représentées par les eucrites et les howardites. Les eucrites sont des basaltes à pyroxène et feldspath calcique, très voisins de certains basaltes lunaires. Les howardites sont des brèches hétérogènes composées principalement de débris d'eucrites et de diogénites en proportions variables avec une faible composante de roches à olivine (dunites, pyroxénites à olivine) et peuvent être comparées aux brèches régolithiques lunaires, mais sans anorthosite et avec beaucoup moins ou pas du tout de matériel choqué et de verre.

2) Les métallo-pierreuses

Une centaine de météorites appartenant au groupe des métallo-pierreuses ou lithosidérites (douze seulement correspondant à des chutes observées) se répartissent en deux classes :

- * les pallasites, formées de monocristaux d'olivine qu'englobe un alliage de ferro-nickel ;

*les mésosidérites, souvent bréchiques, formées de morceaux silicatés achondritiques (à pyroxène, anorthite, olivine principalement) et de ferro-nickel, en proportions égales.

3) Les métalliques

Les plus grandes météorites sont des fers. La classification des fers, initialement fondée sur leur texture, a été par la suite reliée à leur composition chimique, notamment aux éléments-traces gallium et germanium qui sont remarquablement groupés en teneurs bien définies et non continues. Beaucoup de fers contiennent des nodules formés de troïlite, graphite, schreibersite, cohénite, sphalérite, quelquefois de silicates ; les analyses chimiques ont été faites en évitant ces inclusions. Les fers contiennent 4 à 15 % de nickel. Ces météorites proviennent vraisemblablement des noyaux d'astéroïdes différenciés (astéroïdes de type M).

Chapitre 2

Interprétation des spectres d'astéroïdes

2.1 Spectroscopie

La spectroscopie est un moyen privilégié qui permet de connaître la composition minéralogique de toute surface planétaire (ex : astéroïde), observée depuis la Terre ou depuis une sonde spatiale. Un astéroïde ne possédant pas de source interne de chaleur, ne rayonne que parce qu'il est éclairé par le Soleil. Ce rayonnement a deux origines :

- 1) les astéroïdes reçoivent la lumière du Soleil, en réfléchissent une partie aux mêmes longueurs d'onde
- 2) absorbent le reste et émettent cette lumière à des longueurs d'onde plus grandes.

Ainsi, le spectre d'un astéroïde est la somme du spectre solaire réfléchi par sa surface et d'une composante d'émission thermique qui dépend de la température d'équilibre de l'astéroïde. Cette lumière que nous recevons des astéroïdes transporte des informations sur les propriétés optiques des matériaux présents à leur surface.

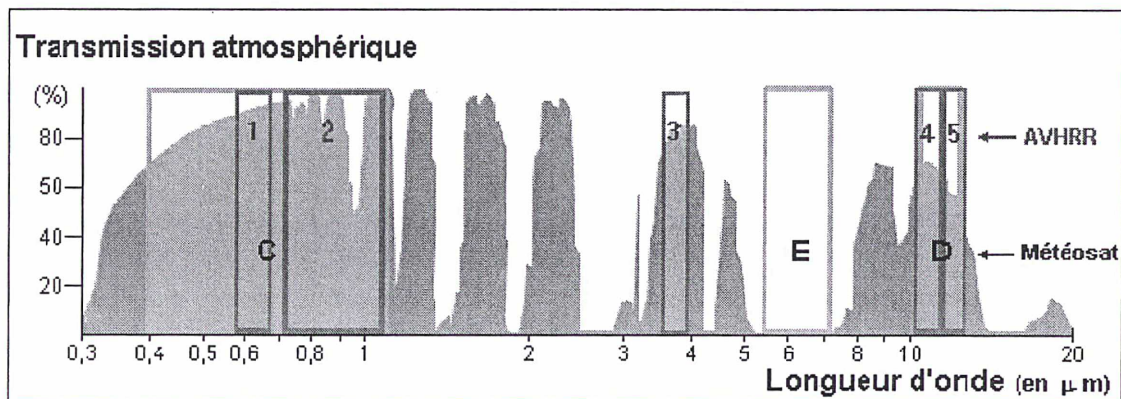


Fig. 2.1: Les observations au sol sont limitées par l'atmosphère terrestre.

2.1.1 Signatures spectrales

La caractérisation des minéraux présents à la surface des astéroïdes est basée essentiellement sur l'interprétation de signatures observables dans les spectres de ces derniers. Pour cela, la technique la plus utilisée est la spectroscopie visible et infrarouge proche. Néanmoins, il existe d'autres techniques d'observation permettant d'apporter des contraintes sur la composition des astéroïdes. Par exemple, un albédo radar élevé suggère fortement la présence abondante de métaux à la surface de l'astéroïde.

Les bandes d'absorption présentes dans le spectre d'une surface solide sont de diverses nature. Entre 0.3 et 4 μm , elles sont causées par les transitions électroniques, les transferts de charge, certaines vibrations fondamentales de petites molécules comme H_2O et les harmoniques des molécules plus grosses. Au-delà, dans le moyen infrarouge, on trouve les modes de vibration fondamentaux des molécules plus grosses comme par exemple SiO_4 , que l'on trouve dans les silicates. L'énergie (longueur d'onde) des bande d'absorption dépend des ions (ex : Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , etc.) et molécules (ex : H_2O , OH, CO_3 , CH, etc.) présents, ainsi que de la structure minéralogique dans laquelle ils se trouvent. Ainsi, chaque minéral avec une composition donnée, possède un spectre en réflectance unique.

J'ai effectué la majeure partie de mes observations dans le domaine VIS-IR proche (0.4-2.5 μm), dans lequel les absorptions observées étaient dues à des transitions électroniques. On observe ces dernières dans les spectres de nombreux silicates (ex : olivine : bande à 1 μm , pyroxène : bande à 1 et 2 μm , feldspar : bande à 1.25 μm). Enfin, j'ai effectué également des observations dans la région à 3 microns (1.9-4 micron) afin de détecter éventuellement la présence d'eau (glace ou altération aqueuse) en identifiant les bandes d'absorption dues aux modes fondamentaux de vibration de la molécule d'eau.

2.1.2 Les silicates

La surface des objets telluriques du Système Solaire est composée principalement de silicates. Les silicates sont des minéraux caractérisés par la présence du motif élémentaire $[\text{SiO}_4]^{4-}$, comportant un atome de Si au centre et des atomes O aux quatre sommets. Ces tétraèdres sont reliés entre eux soit par des cations, soit par des atomes O mis en commun. La structure du réseau cristallin varie en fonction du nombre d'atomes O communs.

La figure 2.2 représente les spectres dans le visible et le proche infrarouge de divers silicates présents dans un grand nombre de météorites ainsi que le spectre du fer métallique. Chacun de ces minéraux possède un spectre en réflectance qui le caractérise. L'olivine possède une bande d'absorption large autour de 1 μm produite par 3 bandes d'absorptions qui se chevauchent. Le pyroxène possède deux bandes d'absorption situées autour de 1 et 2 μm , la position exacte de ces bandes dépendant de la composition chimique du pyroxène et plus précisément de la concentration en atome de calcium et de fer. Dans le cas de l'olivine et du pyroxène, les signatures observées à 1 et 2 μm sont dues à des transitions électroniques de l'ion Fe^{2+} . Le spinel pour sa part possède une bande d'absorption profonde et large après 1.5 micron.

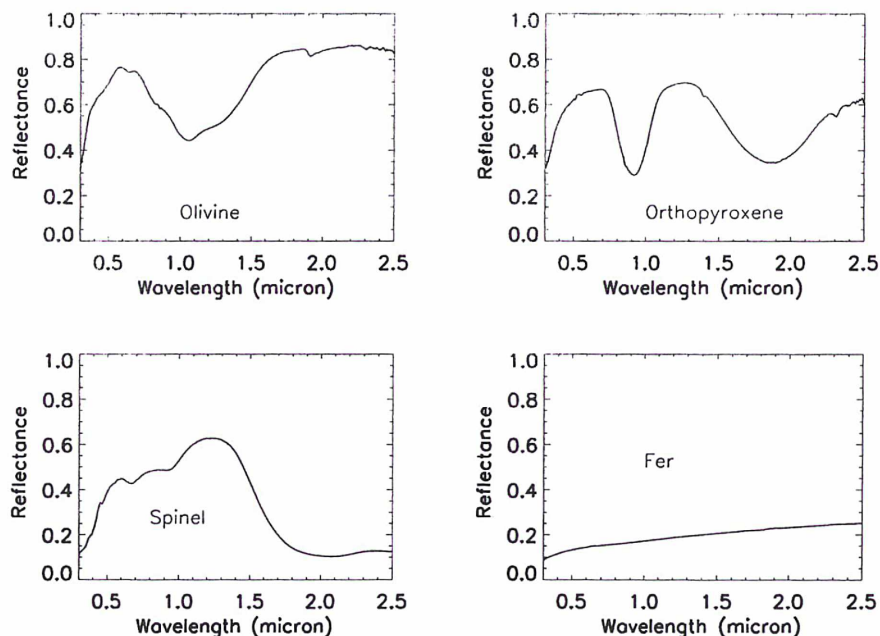


Fig. 2.2: Caractéristiques spectrales dans le visible-IR proche de minéraux que l'on retrouve souvent à la surface des astéroïdes : le pyroxène présente des bandes d'absorptions à 1 et 2 micron ; l'olivine possède une bande asymétrique entre 1 et 1.5 micron. Le spinel possède une bande large après 1.5 micron alors que le spectre du fer est caractérisé par une croissance régulière de l'albédo avec la longueur d'onde.

Certains astéroïdes sont également riches en minéraux hydratés (phyllosilicates). C'est le cas en particulier d'un certain nombre d'astéroïde de type C. Ces derniers semblent avoir une composition proche de celle des chondrites carbonées. Les phyllosilicates sont une classe de silicates ayant besoin de la présence d'eau liquide pour se former. C'est pourquoi on parle de minéraux hydratés, même si ils ne contiennent pas de molécule d'eau ou d'ion hydroxyle (OH^-).

Enfin, le fer métallique apporte une contribution de rougissement spectral lorsqu'il est présent à la surface.

2.1.3 La présence d'eau

D'autres minéraux présents sur les astéroïdes, possèdent également des signatures spectrales. Les carbonates possèdent une série de bande d'absorption entre 1.7 et 2.7 μm dues à la vibration fondamentale de CO_3^{2-} . La matière organique comme celle présente dans les météorites CI et CM possède des bandes d'absorption profondes autour de 3.4 μm et des harmoniques autour de 1.7 et 2.3 μm . La glace d'eau est présente sur la plupart des corps du système solaire, de la surface de certains objets de type tellurique, à l'atmosphère des planètes géantes (sous forme de gaz). Elle est probablement le constituant majeur des petits corps glacés du système solaire

externe (comètes, satellites, TNO). La spectroscopie dans le domaine de longueur d'onde 2.85-3.5 micron permet de chercher la présence d'eau à la surface des petits corps et notamment des astéroïdes. En effet, la molécule d'eau lorsqu'elle se trouve sous forme de liquide ou de glace cristalline possède, dans cet intervalle de longueur d'onde, deux modes fondamentaux de vibration. Les centres des bandes d'absorption résultant de ces vibrations fondamentales sont précisément 2.941 μm et 3.105 μm . Les premières bandes harmoniques de ces modes fondamentaux se situent dans l'infrarouge proche, autour de 1.4 μm et 1.9 μm . Ces dernières sont nettement moins intenses que celles dues aux modes fondamentaux et de plus elles se situent dans un domaine de longueur d'onde où la signature spectrale majeure est celle de la vapeur d'eau atmosphérique.

2.2 Techniques diverses pour interpréter un spectre

La plupart des météorites, et par conséquent des astéroïdes, sont composées de mélanges de deux minéraux voir plus.

Pour interpréter les spectres en réflectance de surface des astéroïdes, plusieurs possibilités s'offrent au planétologue. La première consiste à les comparer à des spectres en réflectance de minéraux variés, obtenus en laboratoire. La deuxième consiste à les comparer à des spectres de météorites. Enfin, la dernière méthode passe par la modélisation de spectres synthétiques de mélanges de divers minéraux, composants.

Plusieurs méthodes ont été développées afin de déterminer l'abondance des silicates principaux (olivine, pyroxène, feldspar) à partir de spectres de mélange de ces derniers. Cloutis et al. (1986) ont développé une calibration permettant de déterminer l'abondance relative d'olivine et de pyroxène dans des spectres de mélanges de ces minéraux. Il existe également les modèles de réflectance (Hapke, 1993; Shkuratov et al., 1999) qui permettent de déterminer l'abondance relative de ces minéraux. Enfin, il existe un modèle, le MGM (Modified Gaussian Model) qui peut s'avérer utile lorsque l'on souhaite modéliser un spectre présentant de nombreuses bandes d'absorption.

2.2.1 Spectres en laboratoires

La plupart des spectres de laboratoire sont mesurés en réflectance, dans le visible et l'infrarouge jusqu'à en général 25 μm . Il existe de nombreuses bibliothèques spectrales sur Internet. (ASTER : speclib.jpl.nasa.gov, USGS : pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-395/datatable.html, RELAB : www.planetary.brown.edu/relab/rel_pub/). On y trouve des spectres en réflectance de minéraux, roches, échantillons lunaires, météorites, glaces, etc..

2.2.2 Modélisation des surfaces

Afin de contraindre la composition minéralogique d'une surface à partir du spectre de cette dernière, on peut utiliser des modèles de réflectance qui permettent d'interpréter, simuler des

compositions de surface plus ou moins complexes. Pour calculer le spectre en réflectance issu d'une surface diffusante, il faut étudier le transfert du rayonnement dans le milieu sous-jacent. Il existe plusieurs modèles destinés à synthétiser un spectre en réflectance (Hapke, 1993; Shkuratov et al., 1999). Poulet et al. (2002) ont comparé les deux modèles. Au cours de ma thèse, j'ai utilisé le modèle de Shkuratov et al. (1999) (voir section 6.2.3) qui comprend moins de paramètres que celui de Hapke (1993). Le modèle de Shkuratov et al. (1999) propose une modélisation analytique de l'albédo pour des surfaces de type régolite. Le calcul de l'albédo ne fait intervenir que les constantes optiques des minéraux que l'on suppose présents à la surface de l'astéroïde, le diamètre des grains et enfin la porosité. Dans ce modèle, la géométrie des observations (fonction de phase) n'est pas prise en compte. Le lecteur pourra consulter la thèse de Jennifer Romon pour un exposé détaillé de la modélisation des surfaces.

2.2.3 MGM

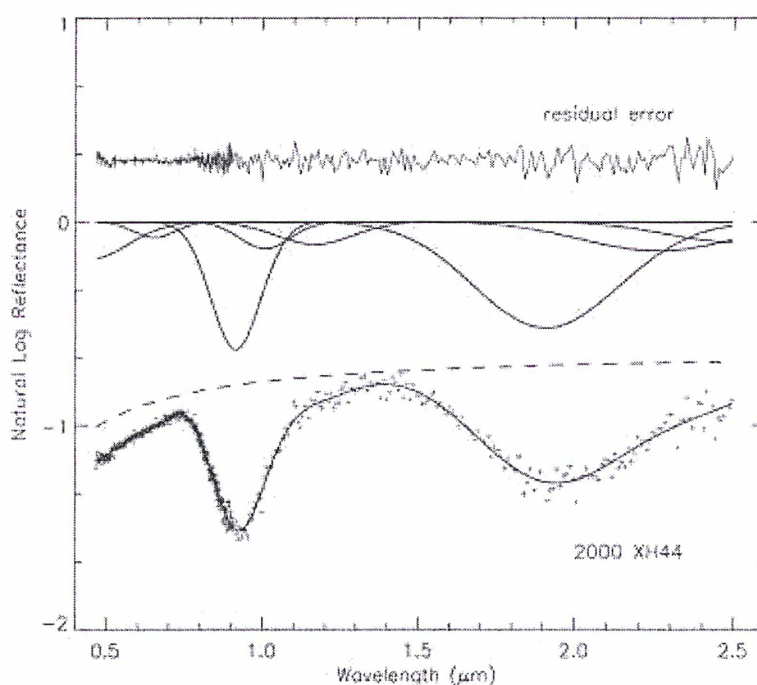


Fig. 2.3: Modélisation du spectre d'un géocroiseur (2000 XH44) avec MGM. Les gaussiennes (bandes d'absorptions) sont celles du pyroxène. On voit également le continuum (pointillé) et l'erreur résiduelle.

Cette méthode permet de déconvoluer un spectre possédant des bandes d'absorption à l'aide de gaussiennes. Cette technique modélise avec succès les bandes d'absorptions dues à des transitions électroniques que l'on trouve dans le pyroxène, l'olivine et des mélanges de ces deux minéraux. Le modèle assume que les bandes d'absorption observées dans les spectres visibles et infrarouge ont une forme gaussienne. Un spectre est ainsi modélisé avec un continuum et des

gaussiennes qui se superposent à ce dernier. Le continuum représente ce que serait le spectre du minéral modélisé en l'absence de bandes d'absorption (Sunshine et al., 1990; Sunshine et Pieters, 1993; Sunshine et al., 1993; Sunshine et Pieters, 1998; Sunshine et al., 2004). Les paramètres des gaussiennes sont leur position (en micron), la largeur à mi hauteur, ainsi que leur profondeur. Le modèle prend ensuite en entrée un continuum paramétré par un offset et une pente ainsi qu'un certain nombre de gaussiennes choisit en fonction des minéraux que l'on suppose présent dans le spectre. Par exemple, l'olivine possède une bande à 1 micron qui provient en fait de trois bandes d'absorption (3 transitions électroniques) qui se superposent pour former une bande large. Ainsi pour modéliser l'olivine on utilisera un continuum et trois gaussiennes. Enfin, une routine des moindres carré ajuste au mieux les paramètres (offset, pente, paramètres de chaque gaussienne). Une calibration faite avec ce modèle permet de déterminer, dans un spectre de mélange d'orthopyroxène et de clinopyroxène, l'abondance relative de ces deux minéraux. C'est en réalité le quasi unique intérêt de ce modèle. Il n'existe pas de calibration pour déterminer l'abondance relative d'olivine et de pyroxène. Or, ce type de mélange est celui que l'on trouve le plus souvent à la surface des astéroïdes (type S).

2.2.4 Calibrations de laboratoire

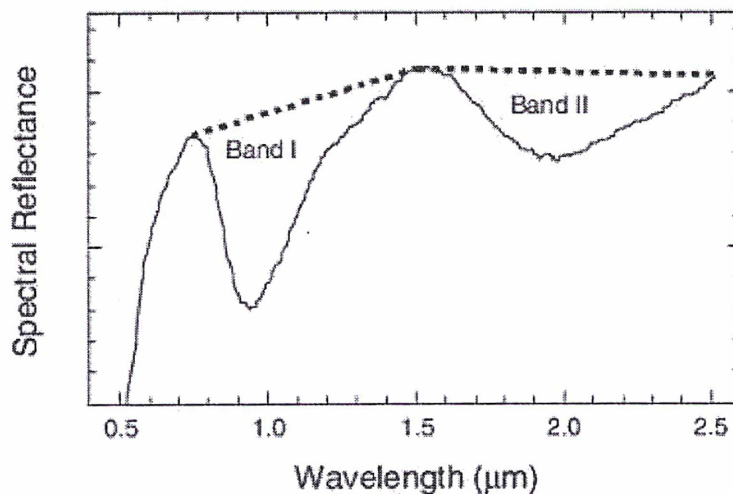


Fig. 2.4: Investigation de la minéralogie de cet astéroïde en étudiant les bandes d'absorption de son spectre. Le continuum de chaque bande est tracé. Il sera utilisé pour calculer le centre de chaque bande d'absorption. Ceci donnera une indication précise de la composition chimique des minéraux présents.

Une méthode très répandue d'analyse spectrale, en particulier pour les spectres de mélanges d'olivine/pyroxène, est l'utilisation de formules empiriques provenant de calibrations/expériences en laboratoire (Cloutis et al., 1986; Cloutis et Gaffey, 1991). Cette méthode a été réexaminée récemment par Gaffey et al. (2002). Afin que cette méthode soit utilisée, le

spectre doit être paramétré en terme "d'aires" et de la position des centres des bandes d'absorptions. La bande autour de $1 \mu\text{m}$ est appelée BI et la bande autour de $2 \mu\text{m}$ est appelée BII. Les centres et aires de BI et BII sont mesurées après division de chaque bande par un continuum linéaire (segment tangent au maximum avant et après chaque bande). Le centre de chaque bande est calculé après suppression du continuum, en utilisant un fit polynomial de degré 3 à 6 dans la région du centre de bande. Les aires BI et BII permettent le calcul d'un paramètre appelé BAR (Band Area Ratio) qui est identiquement BII/BI. Ces valeurs (centre de bande et BAR) sont ensuite insérées dans des formules empiriques qui comme "résultat" donneront la composition minéralogique du pyroxène (pourcentage de Wolastonite, de Ferrosilite) ainsi que l'abondance relative olivine/pyroxène. Il est important de noter que ces calibrations ne sont valables qu'en présence d'un seul pyroxène et s'avèrent donc inexactes avec plusieurs types de pyroxènes présents (ex : orthopyroxène, augite).

2.3 Space Weathering

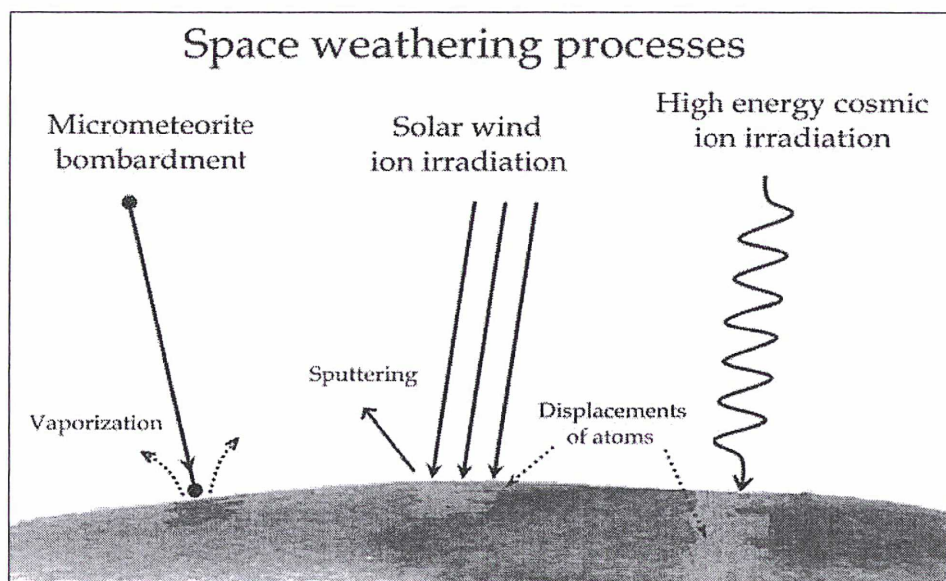


Fig. 2.5: L'altération spatiale : Processus dépendant du temps, qui changent progressivement les propriétés optiques de surface des petits corps du Système Solaire qui ne sont pas protégés par une atmosphère ou une magnétosphère. L'irradiation des surfaces par le vent solaire ainsi que le bombardement micrométéoritique sont à l'origine de cette altération.

Au cours du temps, la surface des corps sans atmosphère et magnétosphère exposée à l'environnement spatial se modifie au niveau de ses propriétés optiques. Les processus de modification de surface regroupent l'action du micro-impactage par les météorites ainsi que l'implantation

des particules chargées du vent solaire. L'altération spatiale assombrit les surfaces en terme d'albédo mais elle inclue également un changement de leur propriétés spectroscopiques. Ainsi une interprétation correcte des données observationnelles nécessite la compréhension des effets spectraux dus à l'altération spatiale. Des études effectuées en laboratoire au cours de ces trente dernières années ont permis de progresser dans la compréhension de ces effets. Chapman (2004) revient sur les recherches qui ont été effectuées dans ce domaine.

2.3.1 Le cas de la Lune..

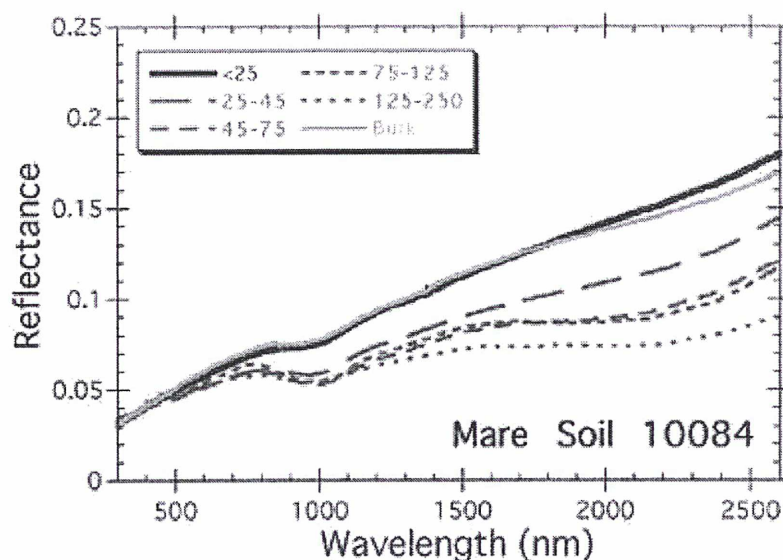


Fig. 2.6: Spectre en albédo d'échantillons altérés du régolithe lunaire pour différentes tailles de grain. Les spectres sont très rouges, et la réflectance dans le visible très basse (environ 0.05). Le spectre d'un échantillon lunaire non altéré est plat avec une réflectance en V d'environ 0.4.

Des études de roches lunaires rapportées par les astronautes de la mission Apollo ont apporté des contraintes importantes sur l'altération spatiale présente à la surface de la Lune. Le bombardement météoritique de la surface lunaire a pour conséquence de pulvériser, de brasser ou de faire fondre partiellement les roches qui la composent. Le régolithe ainsi formé recouvre la surface de la Lune sur une épaisseur d'environ 5 mètres. Il est composé de fines particules et de morceaux de roches, d'agrégats de phases vitreuses (agglutinats) contenant des sphérules de fer métallique de quelques angströms de diamètre. Suite à ces processus de micro-impactage, se formeraient des pellicules par vaporisation des silicates ferreux et dépôt de billes métalliques à la surface des grains (fer métallique de 5 à 10 μm de diamètre) (Pieters et al., 2000; Hapke, 2001; Sasaki et al., 2001). La maturité/degré d'altération d'un sol dépend du temps d'exposition de la surface aux processus d'altération mais également des processus qui rajeunissent sa surface. En effet, les impacts fréquents par des astéroïdes permettent d'exposer une surface fraîche qui à l'origine se trouvait sous le régolithe altéré. Ainsi on assiste à une compétition entre des processus qui 'vieillissent' et 'rajeunissent' les surfaces.

L'altération physico-chimique de la surface se traduit par des effets spectraux que l'on a observé jusqu'à maintenant dans le visible et l'infrarouge proche. Avec le retour des échantillons lunaires, la comparaison directe des propriétés optiques (spectres VIS-NIR) des sols lunaires avec celles de roches terrestres analogues montre de grande différence entre les deux (Chapman, 2004). Les sols lunaires sont plus sombres (diminution de l'albédo), les bandes d'absorption sont atténuées et la pente du continuum augmente sur l'intervalle spectral VIS-IR (Fig. 2.6). Ces effets sont dus à la formation et à l'accumulation de sphérules de fer métallique et également à l'irradiation de la surface par les ions du vent solaire (Strazzulla et al., 2005; Brunetto et Strazzulla, 2005). En effet, la Lune n'étant pas protégée par une magnétosphère, elle subit les effets dus au vent solaire.

2.3.2 Cas des astéroïdes

Le processus ayant lieu à la surface des astéroïdes est le même que sur la Lune. En revanche, nous ne disposons pas d'échantillons de surface de ces derniers.

Comme dans le cas de la Lune, un des paradoxes majeurs en spectroscopie au sujet des astéroïdes concerne la correspondance imparfaite entre spectres d'astéroïdes et météorites. En particulier, le type de météorites le plus courant sur Terre (les chondrites ordinaires : OCs), qui représente 80 % des chutes, n'a pas d'équivalent spectral dans la ceinture principale. Néanmoins, les astéroïdes S ont des signatures spectrales très similaires à celles des OCs, mais toujours avec une pente spectrale beaucoup plus marquée. Des expériences en laboratoire sur ces météorites reproduisant l'altération spatiale (vent solaire et micro impacts) ont permis de reproduire les propriétés spectrales observées sur les astéroïdes S (Fig. 2.7, 2.8 et 2.9). A ce propos, parmi les astéroïdes géocroiseurs de type S, on trouve des objets ayant des pentes spectrales allant des chondrites ordinaires jusqu'aux types S. Ainsi, cette population permet d'établir un lien entre les météorites (OC) et les astéroïdes S de la ceinture principale.

Dans les années 70, on considérait que ces processus devaient être très peu efficaces sur les astéroïdes, alors qu'ils sont très actifs sur la Lune, à cause de la plus grande distance au Soleil : le vent solaire y est moins dense, et les vitesses relatives sont trop faibles pour que les impacts soient très énergétiques. Les deux premiers astéroïdes survolés par la sonde spatiale Galileo (Gaspra et Ida, type S) montrent au contraire assez nettement la présence d'un régolite altéré en surface. Par ailleurs, leurs surfaces sont inhomogènes, et il existe entre les éjectas de cratères récents et le reste de la surface le même type de différence spectrale qu'entre terrains lunaires "frais" et "matures" (Chapman, 1996). Par ailleurs, les données récemment obtenues par la mission NEAR sur l'astéroïde de type S 433 Eros montrent que l'objet a une composition similaire à celle des météorites OC, même si son spectre a une pente plus rouge que celui des OCs. Ainsi on retrouve les mécanismes de vieillissement existant à la surface de la Lune.

2.3.3 Expérience en laboratoire

Lors de ces dix dernières années, des travaux menés en laboratoire simulant l'environnement interplanétaire ont abouti à une bien meilleure compréhension des effets spectraux dus à l'altéra-

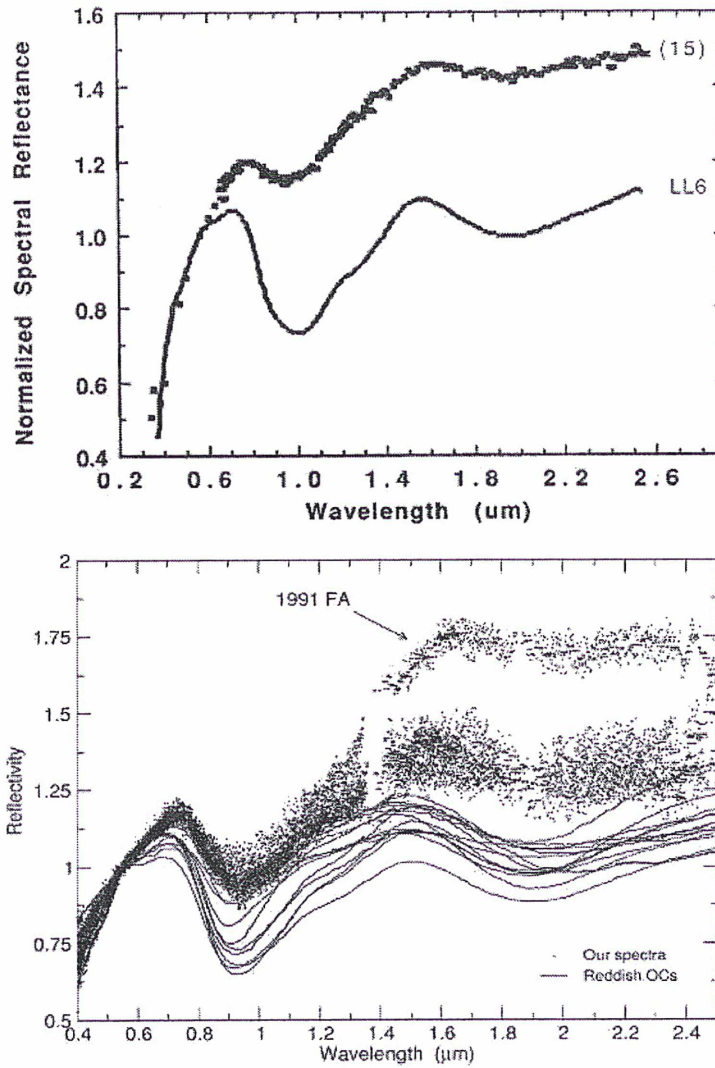


Fig. 2.7: Illustration du processus d'altération spatiale qui a produit pendant longtemps le paradoxe suivant : La plupart des astéroïdes sont de type S et la plupart des météorites sont des chondrites ordinaires. Ces deux figures montrent les spectres de ces deux populations. On s'aperçoit d'une similitude entre un spectre d'astéroïde S et celui d'une OC : ils ont des bandes d'absorption semblables. En effet, la seule différence observable est une différence de pente. C'est cette différence qui a amené les chercheurs depuis une trentaine d'années à essayer de comprendre si un lien existe entre les deux populations (S et OC). A partir de là, de nombreux dispositifs expérimentaux à travers le monde se sont mis en place afin de reproduire les conditions spatiales. Des réponses ont alors commencé à surgir...

tion spatiale. Ces expériences ont reproduit d'une part les effets produits par le microimpactage et d'autre part ceux engendrés par l'irradiation par les particules chargées du vent solaire.

Par irradiation d'échantillons terrestres d'olivines et de pyroxènes avec un laser à impulsion (UV et IR), Sasaki et al. (2001) et Brunetto et al. (2006a) réussissent à reproduire les effets optiques de l'altération spatiale : diminution de l'albédo et de la profondeur de bande ainsi qu'une augmentation de la pente du continuum avec la longueur d'onde (Fig 2.8). L'analyse des produits de ces expériences au microscope montre que l'irradiation produit des sphérules de fer métallique qui viennent se déposer sur les grains de silicates. On retrouve ainsi ce que l'on observait sur les échantillons lunaires. L'échelle de temps estimée pour ce processus à 1 UA pour passer du spectre d'une chondrite ordinaire à celui d'un astéroïde de type S est de l'ordre de 10^8 ans (Sasaki et al., 2001).

D'autre part, des expériences d'irradiation d'olivine avec des ions H^+ et He^+ à basses énergies (keV) et hautes énergies (MeV) n'ont produit que de faibles variations spectrales (Hapke, 2001). En revanche, l'irradiation avec des ions plus lourds (Ar^{2+} à 60 keV) de la chondrite ordinaire Epinal (H5) a produit un rougissement spectral très important (0.4-2.5 microns) ainsi qu'une diminution de l'albédo (Strazzulla et al., 2005) (Fig. 2.9). Cette expérience a permis de reproduire les diverses pentes trouvées parmi les NEAs de type S. L'échelle de temps estimée pour ce processus est de l'ordre de 10^4 - 10^6 ans à 1 UA.

D'autres expériences d'irradiation ont été réalisées sur divers silicates (olivines, pyroxènes, clinopyroxène) en utilisant divers ions (H^+ , He^+ , Ar^+ , Ar^{2+}) avec diverses énergies (60-400 keV). De nouveau, l'irradiation progressive produit un rougissement spectral ainsi qu'une diminution de l'albédo (Brunetto et Strazzulla, 2005; Marchi et al., 2005). Ces expériences montrent que le rougissement spectral ainsi que la diminution de l'albédo sont des caractéristiques communes aux silicates lorsqu'on les irradie. Ces expériences ont permis d'expliquer le paradoxe spectral astéroïde de type S/chondrite ordinaire. Il reste à effectuer ces mêmes expériences sur toutes les météorites. En conclusion, ces expériences ont montré que le vent solaire altère les surfaces bien plus rapidement que le bombardement météoritique.

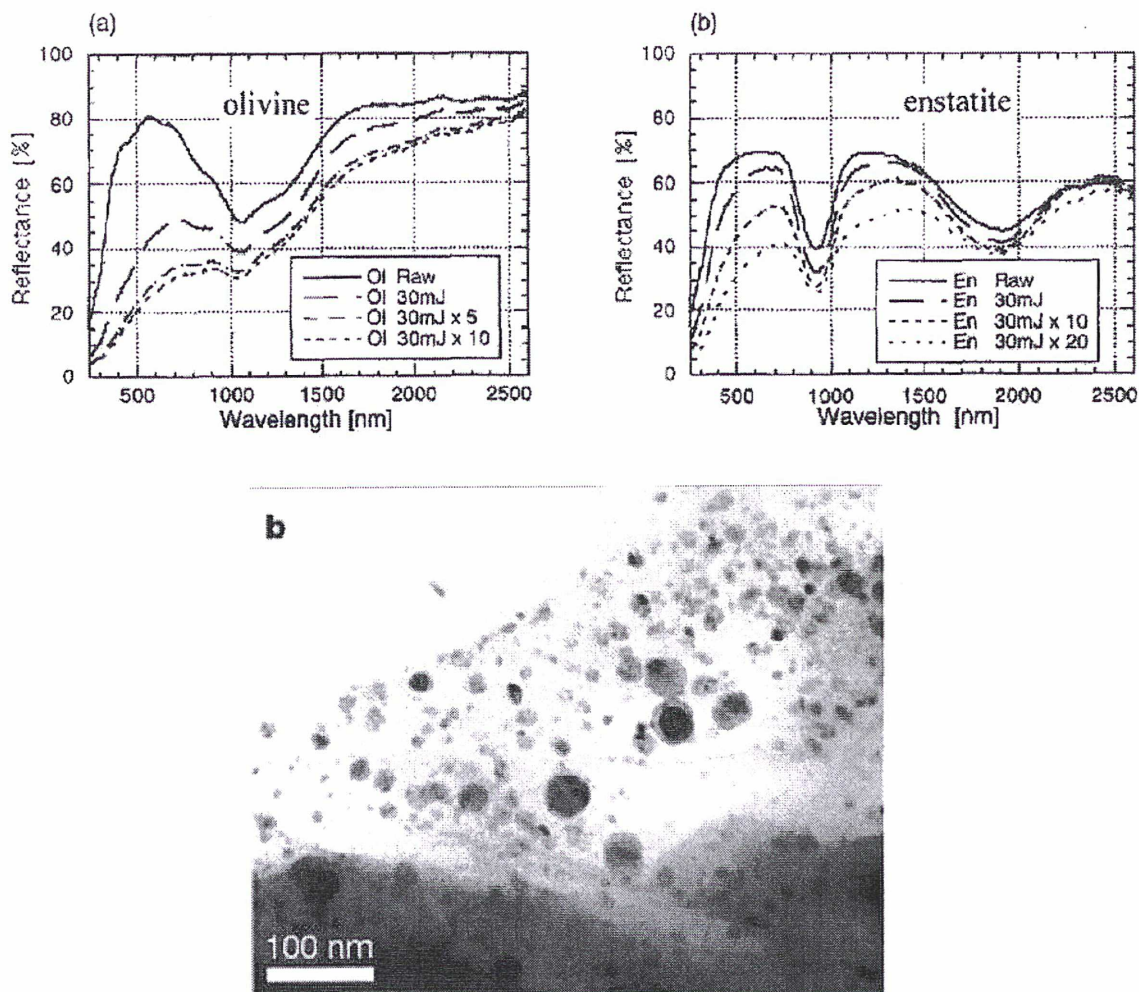


Fig. 2.8: Figure issue de Sasaki et al. (2001). Par irradiation d'échantillons terrestres d'olivines et de pyroxènes avec un laser à impulsion (UV et IR), Sasaki et al. (2001) et Brunetto et al. (2006a) réussissent à reproduire les effets optiques de l'altération spatiale : diminution de l'albédo et de la profondeur de bande ainsi qu'une augmentation de la pente du continuum avec la longueur d'onde. L'analyse des produits de ces expériences au microscope montre que l'irradiation produit des sphérules de fer métallique qui viennent se déposer sur les grains de silicates. On retrouve ainsi ce que l'on observait sur les échantillons lunaires. L'échelle de temps estimée pour ce processus à 1 UA pour passer du spectre d'une chondrite ordinaire à celui d'un astéroïde de type S est de l'ordre de 10^8 ans (Sasaki et al., 2001).

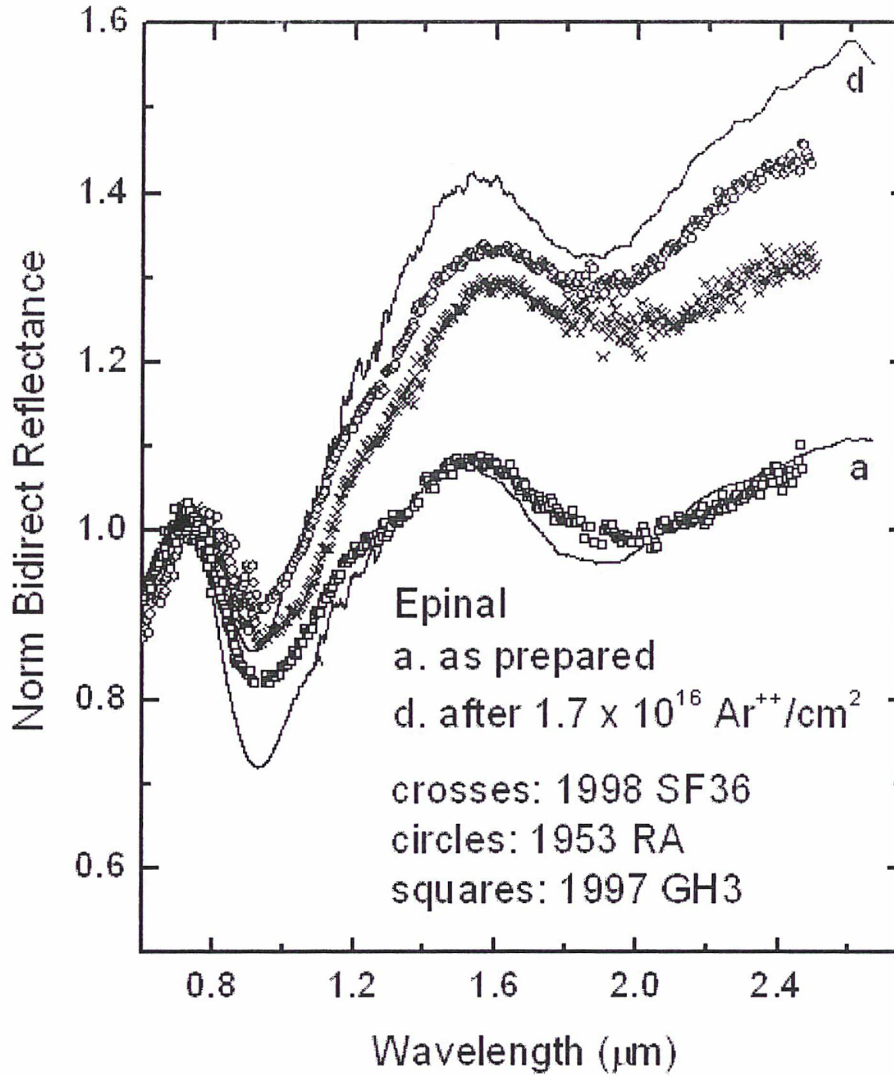


Fig. 2.9: Figure issue de Strazzulla et al. (2005). L'irradiation avec des ions argon (Ar^{2+} à 60 keV) de la chondrite ordinaire Epinal (H5) a produit un rougissement spectral très important (0.4-2.5 microns) ainsi qu'une diminution de l'albédo (Strazzulla et al., 2005). Cette expérience a permis de reproduire les diverses pentes trouvées parmi les NEAs de type S. L'échelle de temps estimée pour ce processus est de l'ordre de 10^4 - 10^6 ans à 1 UA.

Deuxième partie

Résultats

Chapitre 3

Observations

Au cours de ma thèse, j'ai participé à plusieurs campagnes d'observations en spectroscopie. Ces dernières ont essentiellement concerné l'observation d'astéroïdes :

- l'observation des astéroïdes candidats au survol par la sonde spatiale Rosetta (sélection finale : 21 Lutetia et 2867 Steins).
- l'observation détaillée en infrarouge de 21 Lutetia (0.8-4.1 μm).
- l'observation de Cérès et de Vesta, candidats de la mission Dawn (NASA).
- l'observation de la famille jeune de Karin ainsi que des observations détaillées lors d'une rotation complète du fragment le plus gros, 832 Karin.
- l'observation d'astéroïdes géocroiseurs.

Enfin, j'ai également observé plusieurs TNOs (2003 UB313, 2003 EL61 et 2005 FY9) et Mercure. L'interprétation des données est en cours; je ne vais pas présenter les spectres dans ma thèse.

Dans ce chapitre, je présentes les techniques d'observations utilisées ainsi que les méthodes de traitement de données.

3.1 Description des observations

3.1.1 Les télescopes

Durant ces diverses campagnes d'observations, j'ai utilisé quatre télescopes différents que sont le TNG (3.6m) aux Canaries, le NTT (3.6m) à La Silla (Chili), le CFHT (3.6 m) et l'IRTF (3 m) à Hawaii (Mauna Kea). Les observations à l'IRTF (Hawaii) ont toujours été effectuée à distance, à partir de l'Observatoire de Paris-Meudon.

Les données que j'ai obtenu couvrent trois domaines de longueur d'onde, le visible (0.4-0.8 μm), l'infrarouge proche (0.8-2.5 μm) et le début de l'infrarouge thermique (1.9-4.1 μm). La technique observationnelle utilisée fut la spectroscopie à basse résolution spectrale.

Date	Télescope/Instrument(s)/Lieu	Intervalle spectral	Programme
03/2003	IRTF/SpeX/Hawaii	IR (0.8-2.5 μm)	Candidats Rosetta
10/2003	TNG /Dolores/Canaries	Vis (0.5-0.9 μm)	Famille de Karin
11/2003	IRTF/SpeX/Hawaii	IR (0.8-2.5 μm)	Famille de Karin
01/2004	IRTF/SpeX/Hawaii	IR (0.8-2.5 μm)	Candidats Rosetta
03/2004	IRTF/SpeX/Hawaii	IR (0.8-2.5 μm)	Candidats Rosetta
12/2004	NTT/EMMI/Chili	Vis (0.4-0.95 μm)	Famille de Karin
02/2005	TNG/(Dolores,Nics)/Canaries	Vis+IR (0.5-2.5 μm)	Famille de Karin
03/2005	CFHT/MOS/Hawaii	Vis (0.4-0.95 μm)	Famille de Karin
04/2005	IRTF/SpeX/Hawaii	IR (0.8-2.5 μm)	Géocroiseurs
08/2005	TNG/(Dolores,Nics)/Canaries	Vis+IR (0.5-2.5 μm)	Famille de Karin
01/2006	IRTF/SpeX/Hawaii	IR (0.8-4.1 μm)	21 Lutetia
01/2006	NTT/(EMMI,SOFI)/Chili	Vis+IR (0.4-2.5 μm)	Famille de Karin
04/2006	IRTF/SpeX/Hawaii	IR (0.8-2.5 μm)	832 Karin
06/2006	NTT/SOFI/Chili	IR (0.8-2.5 μm)	Mercure

Tab. 3.1: Liste de mes campagnes d'observations

Le tableau 3.1 liste les campagnes d'observations auxquelles j'ai participé.

3.1.2 Contraintes/précautions liées à la spectroscopie d'astéroïdes

Les astéroïdes au même titre que tous les objets du système solaire, se déplacent par rapport au fond de ciel à une vitesse plus ou moins élevée selon qu'ils se situent dans la ceinture principale ou qu'ils soient des géocroiseurs. Un astéroïde de la ceinture principale se déplace sur le ciel à une vitesse moyenne de 10-40 arcsec/h alors qu'un géocroiseur voit sa vitesse moyenne se situer entre 90-250 arcsec/h ce qui est très rapide. Pour donner une idée, lorsque le télescope pointe ces objets, ils se situent au milieu du champ observé, et en moins d'une heure, les plus rapides auront quitté ce champ. Afin que l'objet reste dans la fente, le télescope peut suivre le déplacement de l'objet en utilisant une étoile de guidage dans le champ. Les télescopes que j'ai utilisés, sont munis d'un système de suivi différentiel, c'est à dire que les vitesses relatives de l'astéroïde ($\Delta\alpha/\Delta t$, $\Delta\delta/\Delta t$) sont prises en compte par le télescope ce qui permet de maintenir l'objet dans la fente. Néanmoins, il est absolument nécessaire de limiter le temps de pose et s'assurer après chaque spectre obtenu que l'objet est encore dans la fente. Typiquement, pour obtenir un bon spectre dans le visible d'un objet de magnitude $V=19$ avec un télescope de 4 mètres, il faut un temps d'intégration d'une heure.

Choix de la largeur de la fente

Les spectro-imageurs que j'ai utilisés disposent d'un mode spectroscopie longue fente. On obtient ainsi une image bidimensionnelle, où les lignes représentent la dimension spatiale et les colonnes la dimension spectrale. En spectroscopie, le choix de la fente est très important et est directement lié à l'objectif scientifique. Pour les observations visibles, si la fente est trop

étroite, la réfraction atmosphérique différentielle peut conduire à une perte de flux différentielle dans le bleu et le rouge (Filippenko, 1982). Autrement dit, la pente du spectre sera faussée (plus ou moins rouge). Sachant que l'altération spatiale ou *space weathering* influe sur la pente des spectres des corps sans atmosphère, cela impliquera une mauvaise interprétation du spectre. Cet effet diminue avec la masse d'air traversée et il décroît rapidement lorsque la longueur d'onde augmente et enfin, devient négligeable dans l'infrarouge proche. Ainsi, j'ai couramment utilisée une fente de 1.5-2" dans le visible et de 0.8-1" dans l'IR proche. Le choix de la largeur de la fente se pose également lorsque l'on souhaite effectuer une cartographie d'un objet et ainsi observer ou non une variation de la composition avec la latitude/longitude. Cela est possible pour des objets brillants et c'est ce que nous avons fait lors de l'étude de 21 Lutetia et de Mercure. On choisit alors une fente très étroite de 0.3-0.5" afin d'obtenir le spectre d'une portion de surface inférieure à la face entière illuminée. Le seeing définira la résolution spatiale obtenue. Lorsqu'il s'agit de l'observation d'objets de magnitude assez faibles, l'unique intérêt est bien souvent de déterminer leur type spectral et par conséquent on choisira une fente assez large pour contenir tout le flux de l'objet, choix dépendant a priori du seeing.

3.1.3 Traitement des données

Toutes les données que j'ai obtenu, que ce soit dans le visible ou l'infrarouge, ont été obtenues avec des matrices bi-dimensionnelles. Ainsi, ces données sont traitées de la même manière lorsqu'il s'agit de corriger les effets liés au détecteur. En plus du flux provenant du ciel, le détecteur enregistre un certain nombre de contributions que le pré-traitement permet de supprimer. Pour les données provenant du CFHT, NTT et du TNG j'ai utilisé le logiciel MIDAS pour effectuer le traitement de données. Pour réduire les données obtenues avec l'IRTF, j'ai utilisé SPEXTOOL (Cushing et al., 2004), un logiciel qui fonctionne avec IDL et qui est spécifique à la réduction des données obtenues avec SpeX (IRTF). Voici quelques "notions" concernant le traitement de données :

Le biais

Le biais est dû à la tension constante appliquée à la matrice pour maintenir les photoélectrons dans leur puits de potentiel pendant l'exposition. Le niveau de biais correspond au signal mesuré par le détecteur pour un temps de pose nul. Pour supprimer cette contribution, on réalise plusieurs images de biais. Puis on calcule la médiane de l'ensemble de ces images.

Le flat-field

Les matrices utilisées (CCD) ne présentent pas une réponse uniforme. Plusieurs facteurs sont en cause. A petite échelle, la réponse des pixels n'est pas uniforme en raison de la variation de leurs caractéristiques individuelles. La présence de poussières ou d'autres défauts du détecteur est à l'origine de variations à plus grande échelle. Pour corriger cet effet, il faut réaliser plusieurs images d'une source uniforme, appelés flat-field. Pour cela, on a recours à des images d'une lampe uniforme ou à des images de l'intérieur de la coupole. A partir de ces images, on calcule

un flat médian. Le choix d'une fente différente introduit également des variations de la réponse du détecteur. C'est pourquoi on doit disposer d'une série de flat-fields pour chaque mode d'utilisation de l'instrument.

Calibration du spectrographe

Enfin, pour pouvoir calibrer les spectres en longueur d'onde, des spectres de lampes (ex : Argon, Hélium, Xénon) sont réalisés. En effet, une fois que l'on a obtenu les spectres d'astéroïdes et d'analogues solaires, il est nécessaire de les calibrer en longueur d'onde. Pour cela, les raies spectrales des lampes sont utilisées. Une première étape consiste à détecter toutes les raies présentes dans le spectre. Puis, l'utilisateur identifie quelques raies en associant leur longueur d'onde. Enfin, la relation de dispersion est calculée et appliquée aux différents spectres que l'on veut étalonner. La précision de l'étalonnage en longueur d'onde est de l'ordre d'une dizaine d'angströms, ce qui est très suffisant. En effet, les signatures que l'on recherche sont très larges, et ainsi ce degré de précision nous convient.

Dans le visible..

On crée un biais pour chaque nuit ainsi qu'un flat-field. Puis on soustrait le biais à chaque image obtenue puis on divise par le flat-field. Puis on somme toutes les lignes sur lesquelles il y a du flux. On obtient ainsi le spectre de l'objet. Ce dernier n'est toute fois pas calibrer en longueur d'onde. Une calibration affecte une longueur d'onde à chaque pixel. La dernière étape consiste à diviser le flux de l'astéroïde par celui d'une étoile afin d'obtenir la réflectance.

Spectroscopie Infrarouge : spécificités

Dans l'infrarouge, l'émission thermique du ciel est bien plus intense que dans le visible, ce qui peut gêner les observations, le rapport signal sur bruit (S/N) étant alors plus faible. Il est donc impossible d'appliquer les mêmes méthodes que dans le domaine visible. Pour contourner cet aspect désagréable, le spectre en IR est la somme d'une série de spectres avec des temps de pose courts (en général 120s est considéré comme la limite supérieure pour laquelle on considère que le ciel ne change pas). Celle que je décris ci-après est générale aux spectres du proche infrarouge. Il faut d'une part, supprimer le fond de ciel dans les spectres et d'autre part les corriger des défauts intrinsèques au CCD. Pour cela, le télescope est d'abord positionné de telle sorte que l'objet soit à une position A dans la fente. Ensuite, le chemin optique à l'intérieur du spectrographe est décalé pour que l'objet soit dans une position B. Un cycle de spectres A et B est ainsi pris de la façon suivante : A B B A A B B A A B B A... Cette procédure permet de tenir compte de l'intensité du ciel au moment même des observations, et de corriger les spectres de cette contribution, en soustrayant par exemple un spectre pris en A et un spectre pris en B. Il faut noter que chaque position en A ou en B varie légèrement, pour éviter que le signal soit toujours reçu par les mêmes pixels. Ceci a l'avantage de corriger les défauts de certains pixels, par la suite. Ainsi un cycle correspond à $A_1 B_1 B_2 A_2$.

Le prétraitement des spectres est fait de façon automatique. Après avoir soustrait le biais à chaque spectre, puis après avoir divisé par le flat-field, on moyenne les spectres pris aux positions $A_1, A_2, A_3, A_4, \dots$. On refait la même démarche pour les spectres pris en $B_1, B_2, B_3, B_4, \dots$. Ensuite, le spectre résultant de la moyenne en A_1 est soustrait à celui en B_1 , et vice-versa. Ce processus est refait avec les autres couples en A et B. Chacun de ces spectres contient donc un spectre "positif" et un autre "négatif". Ces spectres sont ensuite corrigés de la distorsion, puis ils sont décalés et additionnés l'un à l'autre. Ceci produit un spectre final. L'extraction finale du spectre se fait en moyennant les lignes où le spectre est positionné. On applique la même démarche pour les spectres d'analogues solaires.

Division par un spectre solaire : valable pour le visible et l'IR.

Comme tout corps planétaire, le spectre de l'astéroïde que l'on observe possède deux composantes, aux longueurs d'onde qui nous intéressent : son propre spectre, et le spectre solaire réfléchi. Pour supprimer la contribution solaire, il faudrait idéalement observer le flux incident, c'est à dire le Soleil. Par conséquent il faut observer un objet ayant le même type de spectre que le Soleil, c'est à dire des étoiles de types solaires (analogues solaires) qui sont alors utilisées. Par ailleurs, les observations étant effectuées depuis le sol, il faut tenir compte des raies d'absorption de l'atmosphère terrestre dans les spectres. La correction des effets atmosphériques est essentielle. En fait, cette correction est effectuée en même temps que celle du flux solaire réfléchi, grâce aux analogues solaires. En effet, les spectres de ces analogues possèdent aussi des raies caractéristiques de l'atmosphère terrestre. Chacune de ces étoiles est choisie en fonction de sa hauteur, c'est à dire de la masse d'air traversée par la lumière qu'elle émet. Chaque spectre d'astéroïde obtenu avec une masse d'air X doit être divisé par un spectre d'analogue solaire avec une masse d'air quasiment identique. Ceci permet de tenir compte des profondeurs des raies telluriques qui varient avec la masse d'air.

Correction pour le thermique

La fraction de photons non diffusés par la surface est absorbée, puis émise sous forme de rayonnement thermique à de plus grandes longueurs d'onde. La luminance totale émise par une surface soumise à un rayonnement est la somme de la composante solaire réfléchie et de la composante thermique. En dessous de $2.5 \mu\text{m}$, c'est le spectre réfléchi qui domine (pas forcément vrai pour les géocroiseurs : voir chapitre 7). Une région de transition existe entre 2.5 et $5 \mu\text{m}$. La longueur d'onde exacte de la transition dépend de l'albédo et de la distance héliocentrique. Au-delà de $5 \mu\text{m}$, le spectre des astéroïdes est dominé par le rayonnement thermique. Des modèles thermiques (Delbó et Harris, 2002; Delbó et al., 2003; Lebofsky et Spencer, 1989; Rivkin et al., 2002) permettent d'estimer la fraction de flux thermique pour un spectre.

Pour toutes les campagnes d'observations, je me suis rendu aux divers télescopes sauf pour les observations effectuées avec l'IRTF qui ont été faites à partir de Meudon ! Je vous présentes maintenant la méthode "remote observing" qui inclut (bien entendu) les procédures classiques d'observation.

3.1.4 Présentation de la méthode "remote observing"

L'IRTF est pleinement accessible à la communauté scientifique nationale et internationale. 50 % du temps d'observation est réservé à des objets du système solaire, le reste est disponible pour d'autres études astronomiques. Toutes les procédures d'acquisition de cible et de données ont été effectuées à partir de Meudon avec un délai minimum de réponse du système. L'efficacité du programme d'observation a été identique par rapport à celle que l'on aurait eu en étant sur place. L'astronomie observationnelle moderne permet d'effectuer les observations en mode remote (à distance). L'observation remote s'inscrit comme une alternative à d'autres types d'observation (ex : le service-mode, les missions d'observation au sommet). Elle permet à l'observateur de s'épargner le déplacement ce qui constitue un gain de temps et financier non négligeable (Birlan et al., 2002). De plus, l'observation en mode "remote" offre une possibilité illimitée de participation des étudiants à des programmes astronomiques de grande envergure. Plusieurs télescopes sur le Mauna Kea-Hawaii offrent la possibilité d'effectuer des observations remote à partir de Waimea et Hilo (Hawaii). Le caractère unique de notre observation est qu'elle s'effectue à Meudon, à plus de 12000 km de Hawaii, utilisant plusieurs réseaux et structures pour transmettre l'information. Le bureau d'opération pour les observations à distance de Meudon a été défini et réalisé en 2002 par Mirel Birlan (IMCCE) en bénéficiant de la collaboration avec S.J.Bus de l'IRTF et Prof. Richard Binzel du MIT. Les observations en mode remote incluent le fait d'avoir le contrôle de l'instrument et du système d'acquisition/guidage de la cible.

Une bonne communication entre nous et le technicien basé à Hawaii est également très importante. Des commandes et réponses à grande vitesse et en temps réel de l'instrument, du télescope, des données, et des liens de communication sont essentiels pour que l'expérience soit un succès.

L'expérience a toujours été réalisée en utilisant le réseau internet ordinaire sans garantie au niveau de la qualité du service. Afin de bénéficier d'un lien audio/vidéo permanent, on a décidé de choisir une liaison via IP, ce dernier étant le plus compatible avec les opérations IRTF. Ainsi, notre lien audio/vidéo a été établi avec un système de vidéo-conférence appelé Polycom professional (à Mauna Kea) et une webcam/Netmeeting (à Meudon).

Observation remote

Le guidage pour chaque objet fut réalisé en utilisant le mode automatique sauf pour les objets les moins brillants pour lesquels le guidage manuel fut utilisé. Durant toutes ces observations, une large variété de procédures ont été commandées depuis Meudon : le réglage de la distance focale du télescope, la mise en position du guidage, pistage manuel (on place la fente sur l'objet), le paramétrage du spectrographe, acquisition des images et une analyse rapide des observations.

Le délai moyen entre l'acquisition de l'image à Hawaii et l'apparition de cette dernière sur l'écran de Meudon a été de 2 secondes durant toutes les expériences.

Acquisition de données

SpeX (spectrographe de l'IRTF) possède trois modes fondamentaux d'observation que sont le mode basic, slow et movie. Nous avons utilisé le mode basic. Ce mode acquiert les données sous forme matricielle, c'est à dire en ce qui nous concerne, la matrice comporte trois colonnes avec respectivement la longueur d'onde, le flux émis et la barre d'erreur. Un bouton de commande GO sur la fenêtre Bigdogxui (logiciel de pilotage du spectrographe) permet de prendre un spectre avec les différents paramètres d'ajustement suivants : le temps d'intégration, les coadds (représentent le nombre de répétition du temps d'intégration), le nombre de cycle (c'est à dire le nombre de répétition de la commande GO). Il n'y a pas de limite intrinsèque au temps d'intégration, mais il y a une limite dans le software fixée à 1800s. Le temps d'intégration minimal est de 0,1 secondes.

Pour les observations dans l'intervalle 0.8-2.5 micron, nous avons choisi le mode prism qui est utilisé pour des occultations et de la spectroscopie d'objets faiblement lumineux. La région 0.8-2.5 microns est dispersée par un prisme unique. La résolution spectrale en mode prism est faible ($R=100$ pour une fente de $0,8''$). Avec ce mode, le fond de ciel est faible et par conséquent le temps d'intégration peut aller jusqu'à 120 secondes pour des objets peu brillants. La période de 120 seconde est la période maximale durant laquelle on considère que l'atmosphère est stable en IR. Au delà de 120 secondes, l'expérience nous montre que le bruit atmosphérique devient grand et le rapport S/N diminue. Dans le mode LXD, utilisé dans l'intervalle de longueur d'onde 1.9-4.2 microns, le ciel est très brillant et limite le temps d'exposition à 30 secondes. La résolution spectrale est de $R=1000$ pour une fente de $0,8''$.

Protocole d'observation

La première étape fut de mettre en place des liaisons entre Meudon et l'IRTF. Dans l'ordre, on a établi la liaison audio-vidéo ; ensuite par deux tunnels ssh on a pu établir la liaison des deux PC sous linux avec le télescope. Sur l'un des PC on a lancé les sessions X correspondant au guidage (les logiciels portent les noms guidedogxui et guidedogdv) et sur le deuxième PC les sessions X correspondant au pilotage du spectrographe (BigdogXui et Bigdogdv).

Nous avons observé dans l'intervalle de longueur d'onde 0.8-2.5 microns ainsi que dans l'intervalle 1.9-4.1 microns. Ensuite, une fois les écrans bien en place, nous avons choisi un fichier de calibration pour toute la série d'observation, un pour chaque nuit bien entendu. Ce dernier inclut le flatfield et la lumière de la lampe. Puis nous avons sélectionné la taille de la fente. Sur un des écrans nous voyons la fente qui se superpose sur le champ pointé par le télescope.

Au début de chaque soirée nous avons testé la focalisation et nous l'avons réglé de telle sorte que la pixelisation soit correcte ; la focalisation a été faite chaque fois que l'on a constaté un changement de régime thermique. Une fois le réglage de la focale effectué, nous débutons concrètement la série d'observations.

Une fois l'objet pointé, il apparaît dans le champ que nous visualisons sur notre écran. Il faut désormais placer la fente sur l'objet, afin que l'objet soit repéré par le système de guidage. Il y a deux manières de procéder. On peut décider que l'objet soit détecté automatiquement, et qu'il vienne se placer dans la fente, mais pour cela, il y a une magnitude limite de 15 et un temps d'intégration maximum de 10 secondes. On peut également effectuer la manipulation de manière manuelle, en déplaçant la fente à l'aide des flèches qui sont de part et d'autre de l'écran. La magnitude maximale est alors environ 17 et le temps d'intégration est de 10 secondes. Une fois que le guidage a débuté, c'est à dire que la cible reste bien dans la fente, et que le mode spectral est sélectionné, l'intégration peut commencer.

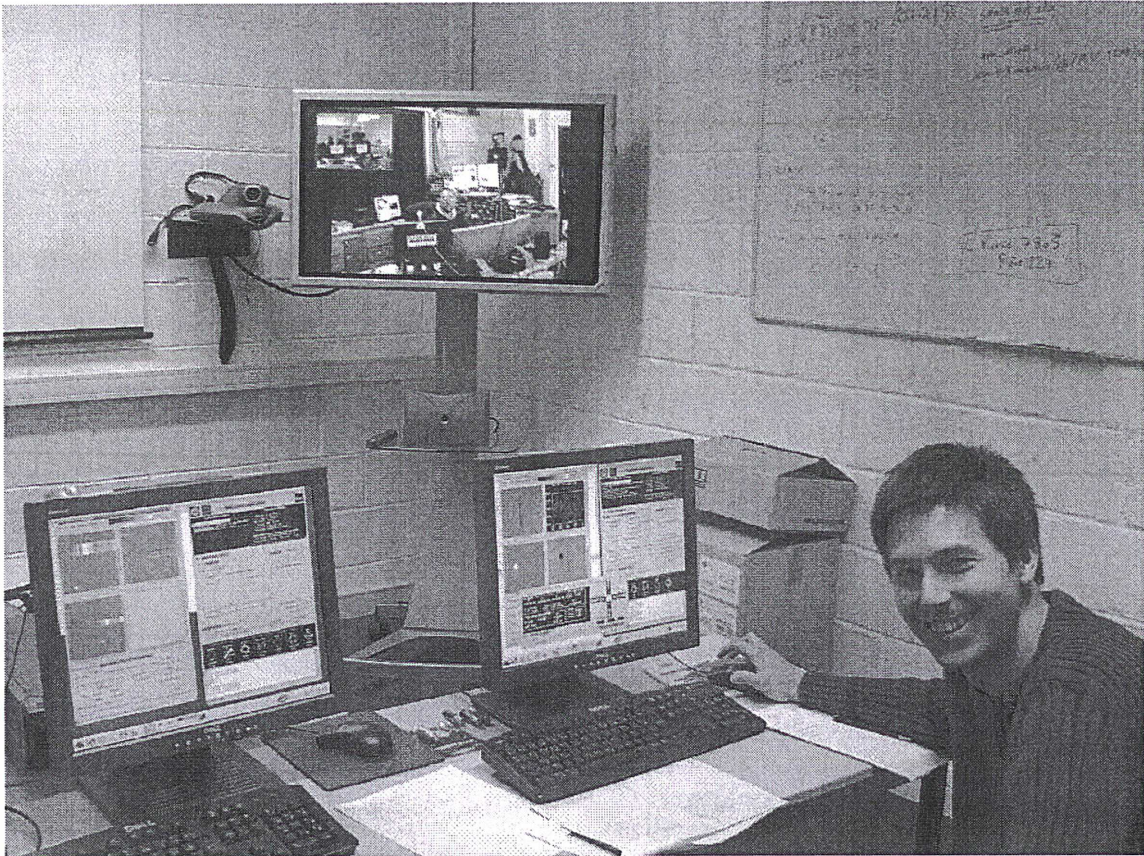


Fig. 3.1: Une vue d'ensemble des observations remote : deux observateurs (Mirel le photographe et moi), les écrans de contrôle et enfin la connexion avec l'opérateur basé à Hawaii (apparaît sur l'écran).

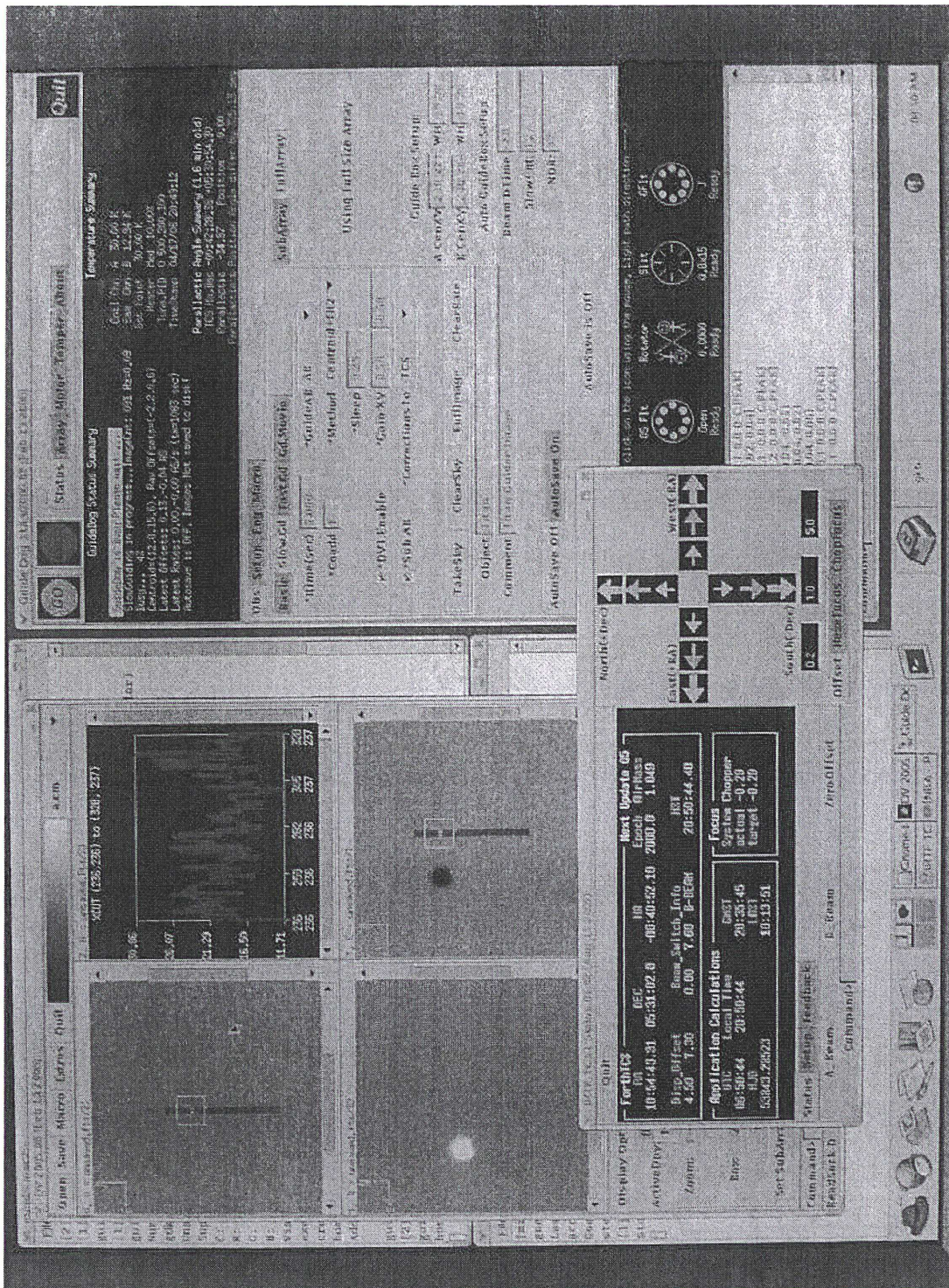


Fig. 3.2: Écran correspondant au guidage du télescope; on aperçoit l'objet positionné dans la fente.

Chapitre 4

Rosetta

4.1 La mission Rosetta

Rosetta est une mission d'exploration cométaire de l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Succédant à Giotto, qui a survolé successivement la comète de Halley et la comète Grigg-Skjellerup, la sonde Rosetta consiste en un orbiter et un lander et aura un objectif beaucoup plus ambitieux que Giotto, consistant à se placer en orbite autour d'un noyau cométaire et à en analyser la surface in situ. La sonde fut lancée avec succès le 2 Mars 2004 par une fusée Ariane 5 vers la comète 67P/Churyumov-Gerasimenko dont le diamètre est estimé à 5 km. Emportant 12 équipements scientifiques, Rosetta effectuera de nombreuses mesures, procédera à une cartographie complète du noyau et observera les modifications d'activité de la comète au fur et à mesure que celle-ci s'approchera du Soleil. Elle larguera aussi un atterrisseur de 100 kg qui devrait fonctionner pendant un mois environ et ainsi fournir des informations inédites sur la nature et la composition de l'astre. Durant son voyage vers la comète, la sonde survolera deux astéroïdes, 21 Lutetia et 2867 Steins qui ont été choisis parmi d'autres candidats possibles en raison :

- i) du carburant restant disponible (ΔV).
- ii) de leurs propriétés physiques étudiées à l'aide d'une campagne observationnelle spectroscopique (visible, IR proche) à laquelle j'ai participé et que je vais développer dans ce chapitre.

La sonde survolera 2867 Steins le 5 septembre 2008, 21 Lutetia le 10 juillet 2010 et arrivera sur la comète en août 2014. Rosetta permettra d'étudier la matière primordiale constituant les comètes et les astéroïdes, la matière solide la plus proche, par ses propriétés physiques et chimiques, de celle de la nébuleuse dont est issu le Système Solaire. Ainsi, Rosetta améliorera notre connaissance sur la formation du Système Solaire et sur les processus qui ont régné durant son évolution, d'où le nom donné à la mission, par analogie avec la "pierre de Rosette", qui a permis à Champollion de déchiffrer les hiéroglyphes égyptiens.

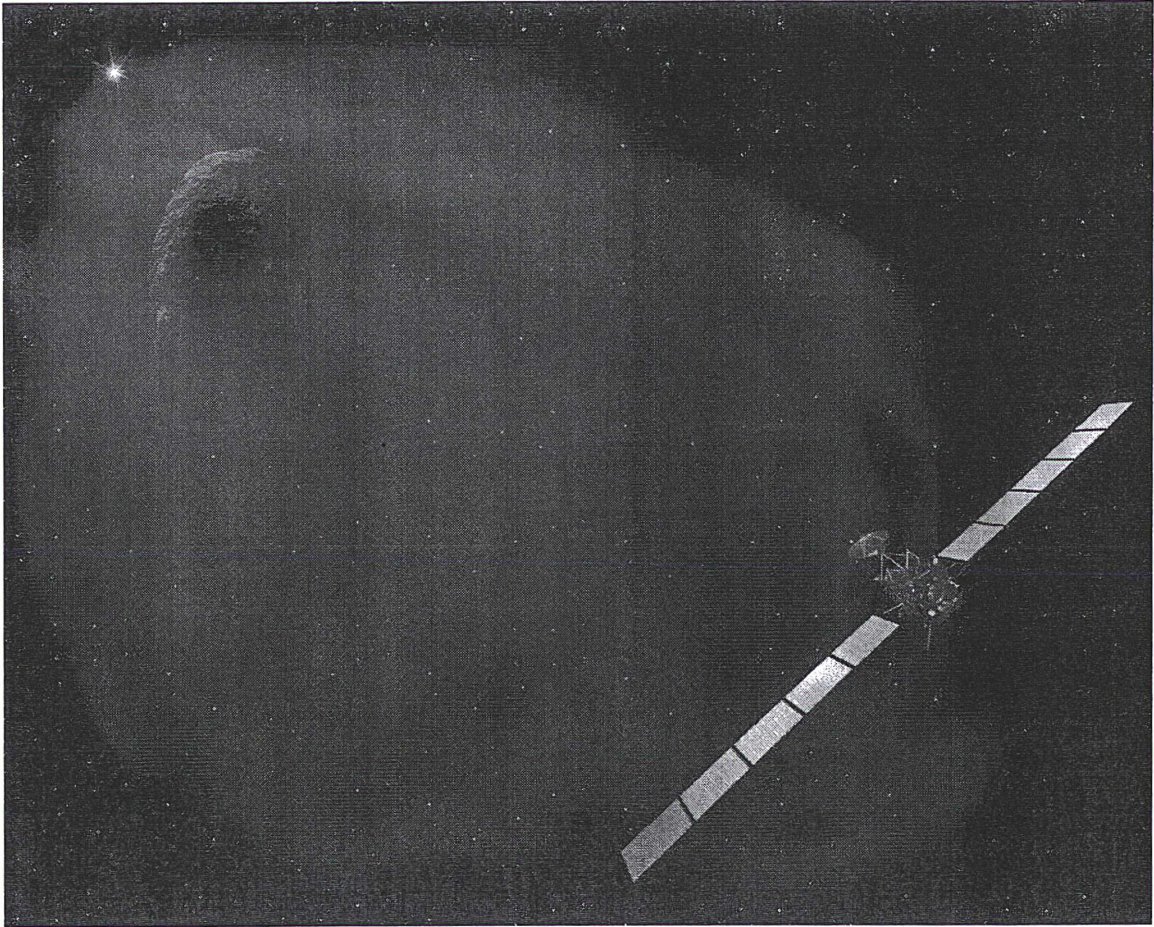


Fig. 4.1: La sonde Rosetta est en route vers la comète 67P/Churyumov-Gerasimenko depuis le 2 Mars 2004. Il lui faudra 10 ans pour la rejoindre. Patience...

4.1.1 Campagnes

La sonde devait être lancée en janvier 2003 mais le lancement fut reporté en raison de difficultés techniques avec le lanceur. Le déroulement de la mission fut reprogrammé en mai 2003. Un nouveau candidat cométaire fut choisit (67P/Churyumov-Gerasimenko) permettant avec les ressources énergétiques restantes d'envisager le survol d'un ou deux astéroïdes. Ainsi, plusieurs scénarios de survols d'astéroïdes ont été établi par l'ESA (Table 4.1), en fonction d'un paramètre, le ΔV restant. Grâce à des conditions de lancement idéales, le ΔV restant fut suffisant pour le survols de 2 candidats. Afin de choisir les deux astéroïdes qui nous offriraient le plus grand retour scientifique, nous avons effectué des observations de tous les candidats dans le visible et l'IR proche. Ces observations ont été effectuées au TNG (Canaries), au NTT (La Silla, Chili) et à l'IRTF (Mauna Kea, Hawaï, USA). J'ai participé aux observations à distance à Meudon (IRTF) et j'ai réduit les données obtenues. J'ai également réduit les données obtenues au NTT (obtenues en service mode) dans le domaine visible (Table 4.2).

Survol double	ΔV m/s	Survol simple	ΔV m/s
Rhodia + Lutetia	159	Lutetia	125
Steins + Lutetia	139	Rhodia	97
Luichewoo + Lutetia	129	Steins	57
Baetsle + Izvekov	73	Sofala	101
Baetsle + Fogelin	79	Fogelin	18
Luichewoo + Izvekov	32	Baetsle	19
Rhodia + Izvekov	112	Luichewoo	32
Rhodia + Fogelin	113	Carrera	102
Steins + Izvekov	77	Izvekov	15
Sofala + Izvekov	146		
Steins + Fogelin	83		
Luichewoo + Fogelin	35		

Tab. 4.1: Table issue de Barucci et al. (2005). Liste des différents scénarios possibles pour un ou deux survols d'un astéroïde(s) entre 2008 et 2010.

Object	Night	UT-start (hh :mm)	T_{exp} (s)	Tel.	Instr.	Grism/prism
437 Rhodia	25 Jan. 04	15 :35	600	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm
437 Rhodia	03 Mar. 04	10 :07	960	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm
1393 Sofala	25 Jan. 04	15 :00	720	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm
2513 Baetsle	25 Jan. 04	14 :21	1320	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm
2867 Steins	25 Jan. 04	13 :21	1100	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm
3050 Carrera	25 Jan. 04	11 :00	1200	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm
21 Lutetia	26 May 04	10 :13	660	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)
2513 Baetsle	30 Jan. 04	8 :40	960	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)
2867 Steins	29 Jan. 04	7 :58	720	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)
2867 Steins	25 May 04	23 :28	1200	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)
3050 Carrera	30 Jan. 04	6 :50	960	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)
5538 Luichewoo	29 Jan. 04	7 :00	1920	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)

Tab. 4.2: Table issue de Barucci et al. (2005). Récapitulatif des observations auxquelles j'ai participé.

4.1.2 Analyse spectrale des candidats

Tous les objets qui apparaissent dans la Fig. 4.2 semblent appartenir à la classe taxonomique S. Les deux bandes d'absorption situées à 1 et 2 μm dans chacun de ces spectres, impliquent la présence de silicates comme l'olivine et le pyroxène. Les spectres dans la Fig. 4.3 sont plus plats. La présence d'une bande d'absorption à 0.9 μm dans le spectre de Rhodia, ainsi qu'un albédo élevé pour cet astéroïde (0.56) (Tedesco, 1992), suggèrent qu'il appartient à la classe taxonomique E. Carrera possède un spectre similaire à celui de Rhodia et possède également une bande à 0.9 μm . On pourrait ainsi le classer comme un astéroïde de type E. Néanmoins, le fait que nous ne connaissions pas son albédo, nous empêche d'être certain de son type taxonomique. Izvekov possède un spectre plat, ressemblant à ceux des astéroïdes primitifs, comme ceux de type taxonomique C ou D. Le spectre de Steins suggère qu'il appartient à la classe des astéroïdes de type E. Des spectres de cet objet obtenus à diverses époques ne présentent pas de variation notable. Les spectres de Steins et Lutetia sont présentés plus en détails dans les sections suivantes.

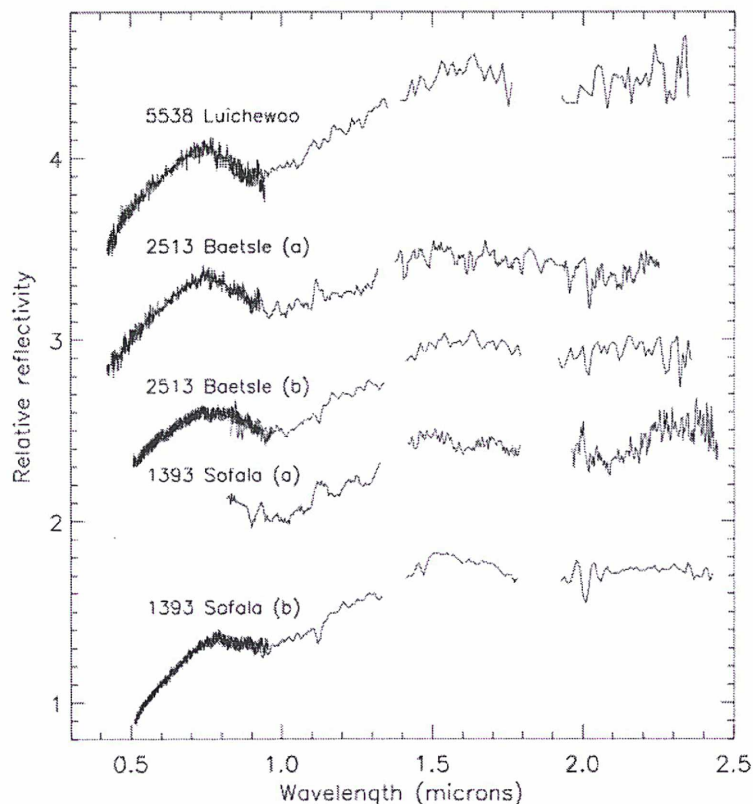


Fig. 4.2: Figure de Barucci et al. (2005). Spectres dans le visible et l'IR proche de Luichewoo, Baetsle et Sofala. Pour Baetsle et Sofala, les spectres (a) incluent le visible obtenu au NTT et l'IR proche obtenu à l'IRTF, les spectres (b) ont été obtenus au TNG. Tous les spectres sont normalisés à 0.55 μm , et décalés en y de 0.7 pour plus de clarté. Tous ces objets sont de type S.

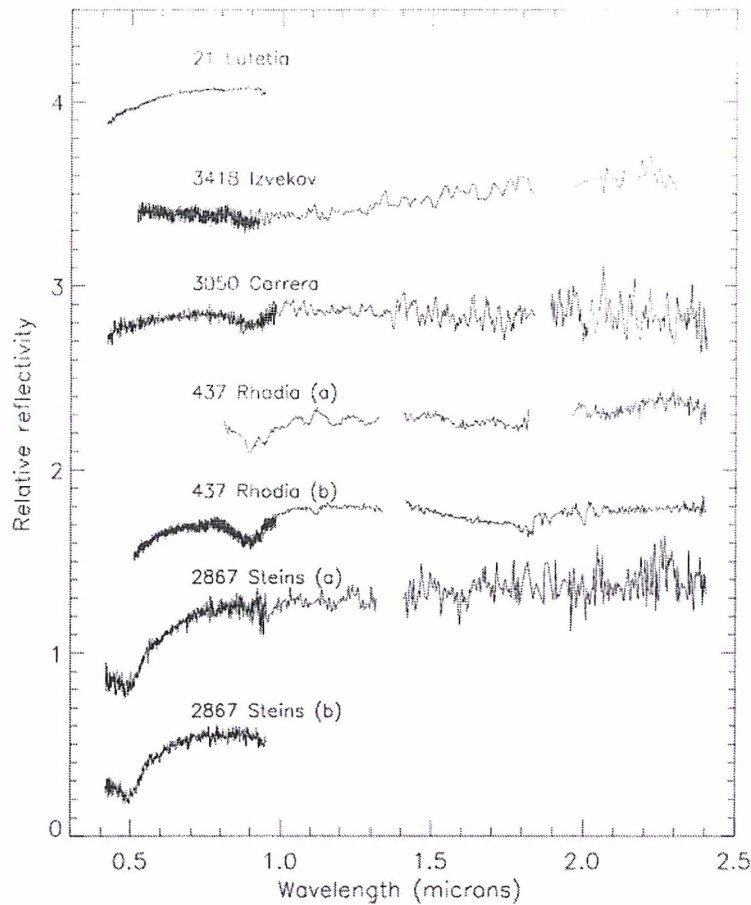


Fig. 4.3: Figure de Barucci et al. (2005). Spectres dans le visible de Lutetia et dans le visible + IR proche de Izvekov, Carrera, Rhodia et Steins. Les spectres (a) et (b) de Rhodia ont été obtenus en janvier et mars 2004 respectivement (IRTF). Tous les spectres sont normalisés à $0.55 \mu m$, et décalés en y de 0.6 pour plus de clarté.

4.1.3 Choix des candidats

Grâce à un lancement réussi, tous les scénarios restèrent possible, hormis le rendez-vous double vers Rhodia et Lutetia. L'idée fut donc, possédant suffisamment de ΔV pour un rendez-vous double, de ne considérer que les scénarios avec deux astéroïdes. Parmi tous les candidats, un astéroïde se distingue, 21 Lutetia. C'est le seul astéroïde dont il sera possible de mesurer la masse et ainsi d'en déduire sa densité. Ainsi, considérant Lutetia comme un candidat indispensable et donc retenu, il reste à choisir entre Steins et Luichewoo pour le deuxième objet. Etant donné que Luichewoo est un astéroïde de type S (types S ont déjà été étudiés par des missions précédentes), il est écarté. Steins et Lutetia seront donc les deux astéroïdes survolé par Rosetta. Les spectres de ces deux objets sont très différents par rapport à ceux des candidats de missions antérieures.

2867 Steins

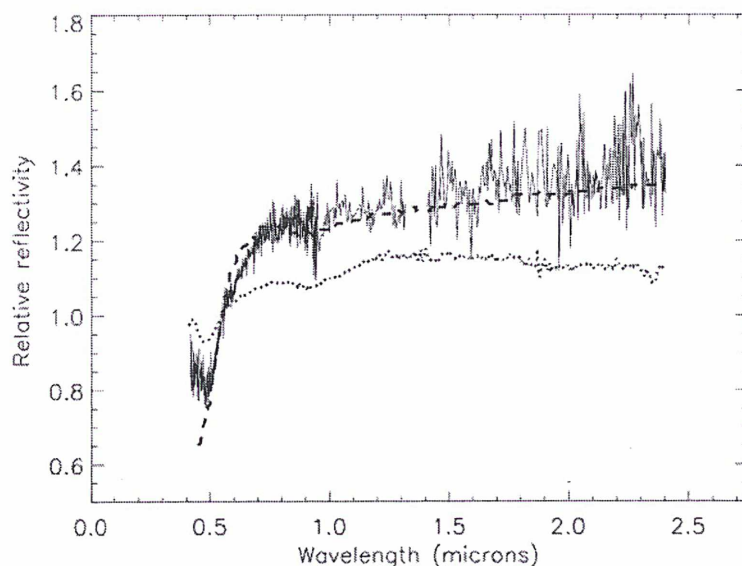


Fig. 4.4: Figure de Barucci et al. (2005). Comparaison du spectre de Steins avec les spectres d'une chondrite enstatite EL6 (traits) et d'une aubrite (pointillé).

2867 Steins fut découvert en 1969 par N. Chernykh à Nauchnyj. Il s'agit d'un petit astéroïde, dont nous ne connaissons que peu de choses. Son albédo est de 0.45 ± 0.1 , son diamètre serait alors d'environ 4.6 km (Fornasier et al., 2006). Plusieurs bandes d'absorptions sont visibles dans le spectre de Steins. Il possède une bande très nette à $0.5 \mu m$, une signature moins large et moins profonde à $0.96 \mu m$, et un comportement spectral plat et sans bande d'absorption au delà de $1 \mu m$. La connaissance de son albédo permet de lui attribuer un type taxonomique : type E. En effet, Steins possède un spectre et un albédo très similaires aux astéroïdes de type E. Les astéroïdes de type E sont supposés être différenciés. La présence de la bande à $0.5 \mu m$, suggère l'existence de sulfides comme la troilite, pyrrhotite ou oldhamite à sa surface. On trouve de la troilite dans un certain nombres de météorites, comme les aubrites par exemple. En comparant le spectre de Steins (Fig 4.4) avec celui de nombreuses météorites, nous trouvons que le spectre de la chondrite enstatite Atlanta (EL6) est semblable à celui de Steins, mis à part qu'il ne possède pas de bande à $0.5 \mu m$. Le spectre de l'aubrite ALH78113 possède des bandes d'absorptions à $0.5 \mu m$ et $0.96 \mu m$ comme Steins mais il possède une pente spectrale plus faible dans le domaine visible. Une raison de ces différences spectrales est que la surface des astéroïdes subit des micro-impact ainsi que le bombardement du vent solaire. Ainsi une comparaison directe entre un spectre de météorite, vierge de toute altération, et un spectre d'astéroïde, est un bon début d'interprétation de spectre mais cela reste incomplet. Il faudrait donc reproduire les effets d'altération spatiale sur une aubrite et comparer le spectre obtenu avec celui de Steins.

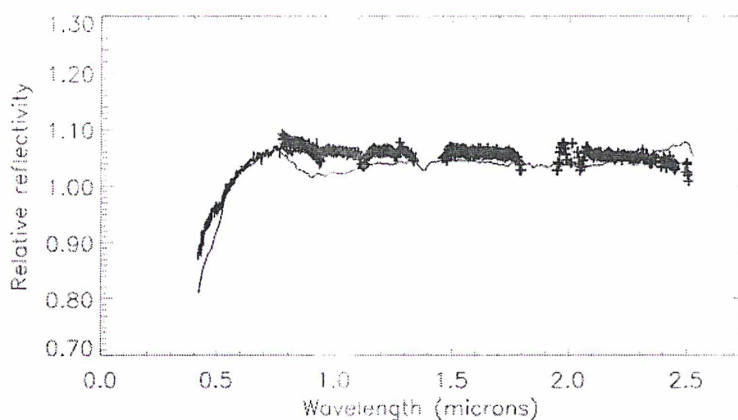


Fig. 4.5: Figure de Barucci et al. (2005). Comparaison du spectre de Lutetia avec le spectre d'une chondrite carbonée CV3 (Vigarano).

21 Lutetia

21 Lutetia fut découvert en 1852 par H. Goldschmidt à l'Observatoire de Paris. Le nom de Lutetia provient du latin (Lutèce, Lutetia) et lui fut attribué en l'honneur de la capitale française, Paris.

21 Lutetia est le plus gros astéroïde parmi tous les candidats, avec un diamètre IRAS de 95.8 ± 4.1 km et un albédo de 0.22 ± 0.02 . Sa période de rotation est de 8.17 ± 0.01 h. Lutetia fut d'abord considéré comme un astéroïde métallique en raison de son albédo élevé. Néanmoins, son spectre est bien différent de celui des météorites métalliques ou celui des autres astéroïdes de type M. Des observations spectroscopiques récentes (Birlan et al., 2004) suggèrent que son spectre est proche de celui des chondrites carbonées (Fig. 4.5) ce qui le classerait comme astéroïde de type C. Cette interprétation est néanmoins difficile à concilier avec l'albédo élevé de l'objet. L'albédo des astéroïdes de type C est d'environ 0.05 soit environ 4 fois inférieure à celui de Lutetia. Nous avons également obtenu un spectre de Lutetia dans la région à 3 micron (Fig. 4.7). Ce domaine de longueur d'onde permet de détecter la présence de minéraux hydratés à la surface des objets. Nous observons une petite bande centrée autour de 3 micron, bien moins profonde que celle de Cérès. Le niveau de bruit est néanmoins élevé. Ces données suggèrent que la surface contient peu voire pas du tout de minéraux hydratés. A l'heure actuelle, aucune interprétation de la composition de surface de Lutetia n'est convaincante. Pour cela, il faudrait que le spectre et l'albédo du matériau que l'on suppose présent à la surface de l'objet soient cohérents avec les données...

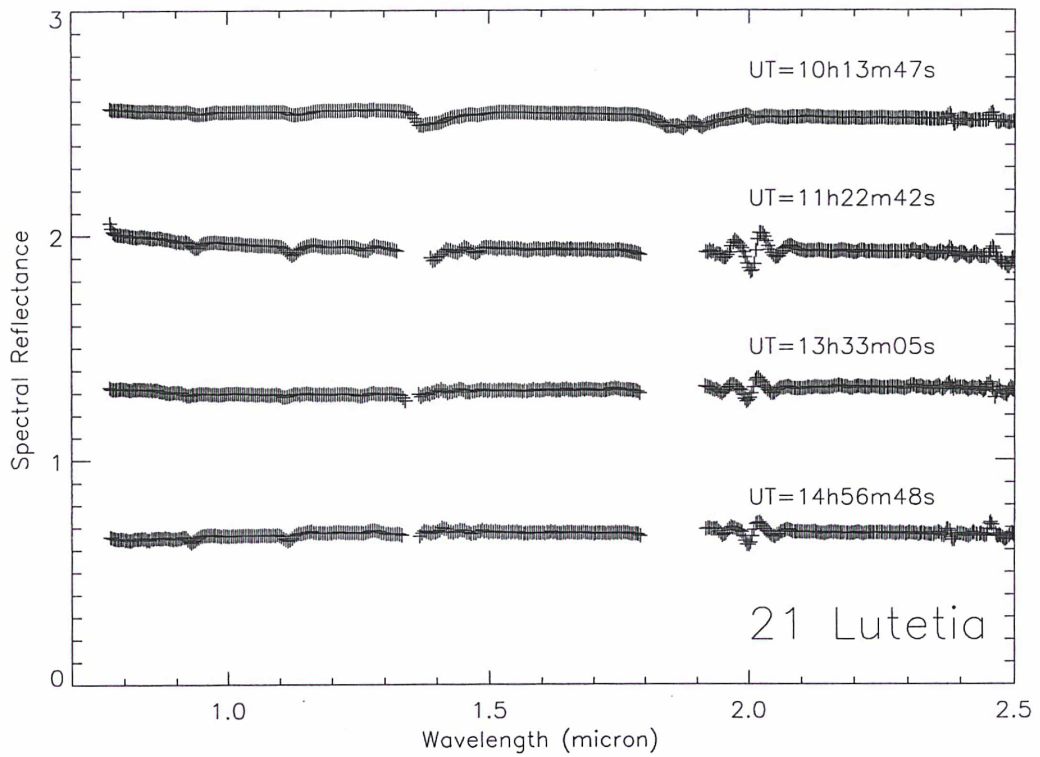


Fig. 4.6: Figure de Birlan et al. (2004). Spectres de Lutetia dans l'IR proche obtenus à différentes phases de rotation. On n'observe pas de variation spectrale..

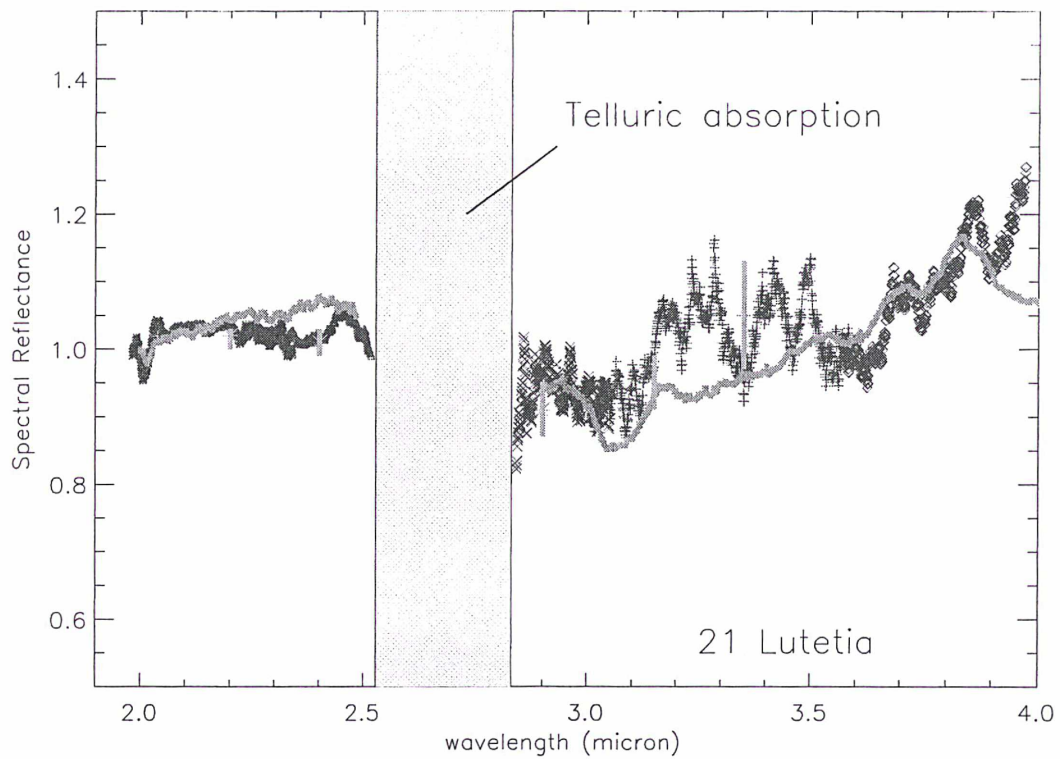


Fig. 4.7: Figure de Birlan et al. (2006). Spectres de Lutetia (bleu) et de Cérés (rouge) dans l'IR (région à 3 micron). Le spectre de Cérés possède une bande d'absorption nette centré à 3.06 micron. Il n'apparaît pas évident que Lutetia possède une bande à ces longueurs d'ondes..

Chapitre 5

Dawn : Vesta et Cérès

5.1 Etude de la composition de surface de Vesta et de Cérès

5.1.1 La mission Dawn

1 Cérès et 4 Vesta sont les deux astéroïdes qui vont être visités par la mission Dawn. Dawn est une mission de la NASA qui va être lancée en 2007, et devrait arriver sur Vesta en 2011 et sur Cérès en 2015, restant en orbite pendant 11 mois autour de chaque astéroïde.

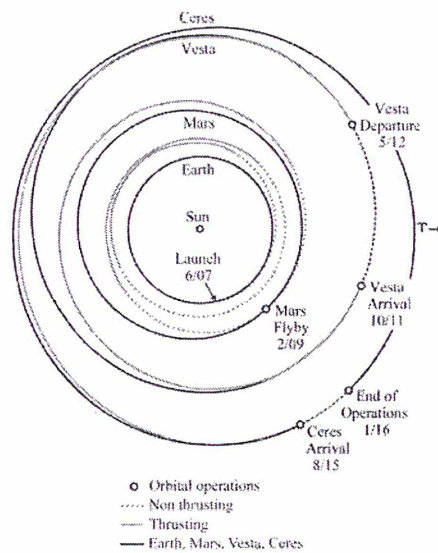


Fig. 5.1: Voici le scénario de vol qui est prévu pour le moment.

En étant mise en orbite successivement autour des astéroïdes 1 Cérès et 4 Vesta, la mission Dawn a pour objectif de comprendre l'origine et l'évolution du Système Solaire en obtenant des

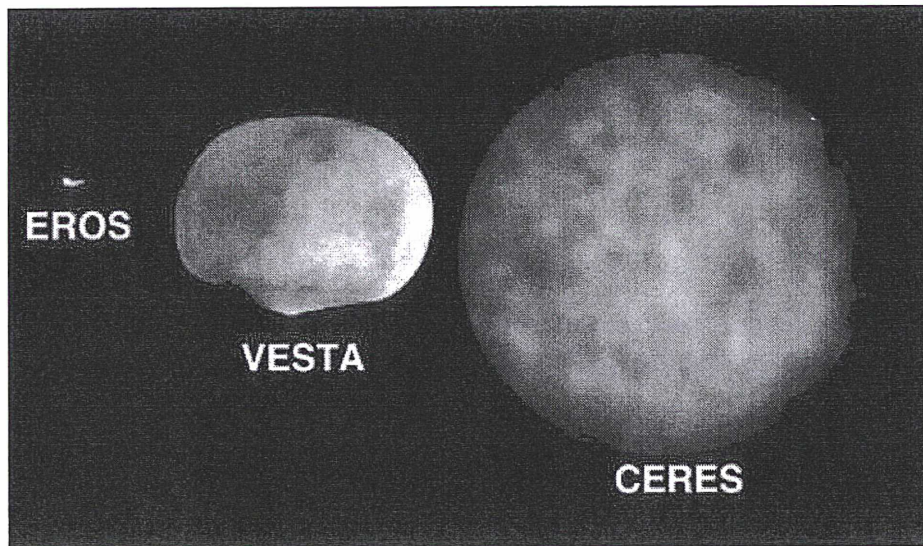


Fig. 5.2: Cette figure montre Vesta et Cérés vus du Hubble Space Telescope. Ces deux corps sont bien plus massifs que tous les astéroïdes visités jusqu'à présent; ce sont de véritables petites planètes. On voit également le géocroiseur Eros qui a été visité par la mission américaine NEAR.

données géophysiques et géochimiques de ces deux astéroïdes si différents. Cérés est le plus gros astéroïde avec un diamètre moyen de 950 km, tandis que Vesta est le troisième plus gros astéroïde avec un diamètre moyen de 530 km. En revanche, l'astéroïde 4 Vesta est l'astéroïde le plus brillant et le seul qu'il soit parfois possible d'observer à l'oeil nu, sans appareil optique (albédo = 0.35). Cérés et Vesta sont deux protoplanètes terrestres très différentes. Leur accrétion a pris fin lors de la formation de Jupiter. Ces objets apparaissent comme un lien entre les objets rocheux du système solaire interne et les objets glacés du Système Solaire externe. Cérés est une protoplanète non ou peu différenciée tandis que Vesta a vécu un chauffage significatif et une différenciation. Les deux objets se sont formés très tôt dans l'histoire du Système Solaire et sont restés intacts, ils détiennent ainsi un grand nombre d'informations datant de l'époque de la formation des planètes.

Vesta

Parmi les grands astéroïdes, seul Vesta a une surface de roche basaltique provenant d'écoulements anciens de lave recouvrant peut-être un manteau d'olivine. Ceci indique que dans un passé éloigné, Vesta a probablement subi une différenciation de ses couches et a subi plusieurs des mêmes processus géologiques que la Terre et Mars. Les particularités de ces propriétés de surface furent confirmées dans les années 1970, quand McCord et al. (1970) ont obtenu le premier spectre de Vesta dans les longueurs d'ondes du visible. Ils attribuèrent la forte bande d'absorption centrée sur $0,93 \mu\text{m}$ au pyroxène riche en magnésium. La nature de la surface basaltique de Vesta a été confirmée rapidement avec la détection de la seconde bande d'absorption du pyroxène vers $2 \mu\text{m}$. En dehors de ces deux bandes à $1 \mu\text{m}$ et $2 \mu\text{m}$ attribuées au pyroxène,

Tab. 5.1: Table issue de Vernazza et al. (2005). Circonstances observationnelles pour 4 Vesta et 1 Cérès avec l'angle de phase(α_s), la longitude(W), la latitude(ζ), et la phase de rotation (Φ_W).

4 VESTA							
Day	UT	$\lambda(\mu m)$	a.m.	α_s	W	ζ	Φ_W
30mar03	10 :03-10 :04	0.7-2.5	1.02	5.8	238 ^o	-11 ^o	0.06
30mar03	12 :16-12 :17	0.7-2.5	1.13	5.8	27 ^o	-11 ^o	0.475
30mar03	13 :10-13 :26	0.7-2.5	1.34	5.8	88 ^o	-11 ^o	0.64
31mar03	10 :05-10 :35	2.0-4.1	1.02	6.0	57 ^o -91 ^o	101 ^o	0.56-0.65
31mar03	11 :29-11 :51	2.0-4.1	1.05	6.0	152 ^o -176 ^o	101 ^o	0.82-0.89
1 CERES							
25jan04	6 :41-6 :58	2.0-4.1	1.2				
25jan04	7 :18-7 :35	2.0-4.1	1.2				

une autre large bande d'absorption, caractéristique elle aussi des matériaux basaltiques, est visible entre 1,1 μm et 1,4 μm , et est produite par la présence de feldspath sur Vesta. Des observations à haute résolution angulaire obtenues depuis le sol (optique adaptative) ou depuis l'espace (téléscope spatial Hubble) ont fourni des images permettant de mieux comprendre la formation et l'histoire collisionnelle de Vesta. En particulier, des images du HST (Thomas et al., 1997) montrent que Vesta a été l'objet d'un violent impact, information déduite de la présence d'un cratère de 460 km de diamètre au pôle sud. Cette découverte conforte l'idée que Vesta est probablement le corps parent d'un groupe de petits astéroïdes de type 'Vesta', et peut être la source d'une classe particulière de météorites (les météorites achondrites basaltiques, ou HED comme "Howardite-Eucrite-Diogenite") collectées sur Terre. En supposant que les Vestoides proviennent de Vesta, l'impact aurait eu lieu il y a environ 1 milliard d'années selon les dynamiciens (Marzari et al., 1996; Carruba et al., 2005). Keil (2002) résume le savoir actuel que l'on a de Vesta.

Cérès

La composition de Cérès n'est toujours pas connue à ce jour!! Son albédo est de 0.1 (Tedesco, 1989). Sa forme est quasi sphérique bien qu'un aplatissement aux pôles ait été observé (Thomas et al., 2005) interprété comme la preuve que Cérès est un corps différencié. Son spectre en réflectance est assez plat de 0.4 à 2.5 μm avec une bande d'absorption centrée à 1.25 μm et possède une bande à 3.06 μm associée à la présence de minéraux hydratés (Lebofsky et al., 1981) et/ou de la saponite ammoniacuée (King et al., 1992). Il n'existe pas de lien entre Cérès et les météorites connues. McCord et Sotin (2005) résumant le savoir actuel que l'on a de Cérès.

5.1.2 Observations

Nous avons observé Cérès et Vesta par des observations à distance, conduites à partir de Meudon en utilisant le télescope américain de la NASA, l'IRTF. Nous avons observé Vesta dans l'infrarouge proche (0.7-2.5 μm) en couvrant une bonne partie de sa phase de rotation afin d'étudier la variation de sa composition à sa surface (Table 5.1). Nous avons également effectué des observations dans la région à 3 micron (2-4 μm), afin de vérifier des résultats récents de Hasegawa et al. (2003) suggérant la présence d'une petite bande à 3 micron indicatrice de l'existence de minéraux hydratés à la surface. Nous avons observé Cérès dans la région à 3 micron (2-4 μm), afin d'étudier la bande à 3.06 μm et de rechercher une variation éventuelle des caractéristiques de cette bande par rapport aux résultats précédents (Lebofsky et al., 1981; King et al., 1992). Pour obtenir les spectres en réflectance de Cérès et Vesta dans l'intervalle de longueur d'onde 2-4 μm , il a fallu effectuer une correction prenant en compte le flux thermique émis par ces derniers. En effet, les astéroïdes de la ceinture principale commencent à émettre dans le thermique dans la région à 3 micron. Pour enlever cette contribution thermique, nous avons utilisé le modèle thermique standard développé par Lebofsky et Spencer (1989). Ce modèle suppose que l'astéroïde est sphérique et statique ("sans rotation") en équilibre instantané avec le flux solaire. Pour Vesta, la contribution thermique à la réflectance totale est d'environ 0.01% à 3.0 μm et 8% à 3.8 μm , et pour Cérès, d'environ 0.3% à 3.0 μm et 70% à 4.1 μm . Evidemment, la correction thermique est modèle dépendante et cela peut affecter l'interprétation des spectres corrigés.

5.1.3 Résultats

Les spectres de Vesta dans l'intervalle de longueur d'onde 0.7-2.5 μm sont montrés dans la figure 5.3. Les deux bandes d'absorptions à 0.9 et 2 μm indiquent la présence de pyroxène(s). Nous avons analysé ces spectres avec deux approches différentes, que sont des calibrations minéralogiques de laboratoire (Cloutis et al., 1986; Cloutis et Gaffey, 1991) et le MGM (Modified Gaussian Model) (Sunshine et al., 1990).

Étude de la composition en utilisant les calibrations minéralogiques de laboratoire

Utilisant un fit polynomial du spectre complet entre 0.7 et 2.5 μm , on a déterminé les trois maximums de chaque spectre autour de 0.7, 1.4 et 2.5 μm . Puis on a défini deux continuums pour chaque bande (BI et BII). Le continuum linéaire pour BI est donné par un segment tangent aux deux maxima près de 0.7 et 1.4 μm , tandis que pour BII le continuum linéaire est donné par un segment tangent aux deux maxima près de 1.4 et 2.5 μm . Pour chaque bande, le continuum a été 'supprimé' en divisant le spectre (chaque bande séparément en fait) par le continuum linéaire défini pour chaque bande. Puis, le centre de chaque bande fut calculé en utilisant un fit polynomial d'ordre 3 à 6 dans la région du minimum de chaque bande. Les aires des bandes BI et BII sont également calculées après division de chaque bande par son continuum linéaire. Le paramètre BAR est défini comme BII/BI. En utilisant les valeurs de centre de bande et le paramètre BAR, on peut utiliser les équations de Gaffey et al. (2002) pour déterminer la composition du pyroxène (teneur en Ferrosilite (Fs) et Wolastonite (Wo)).

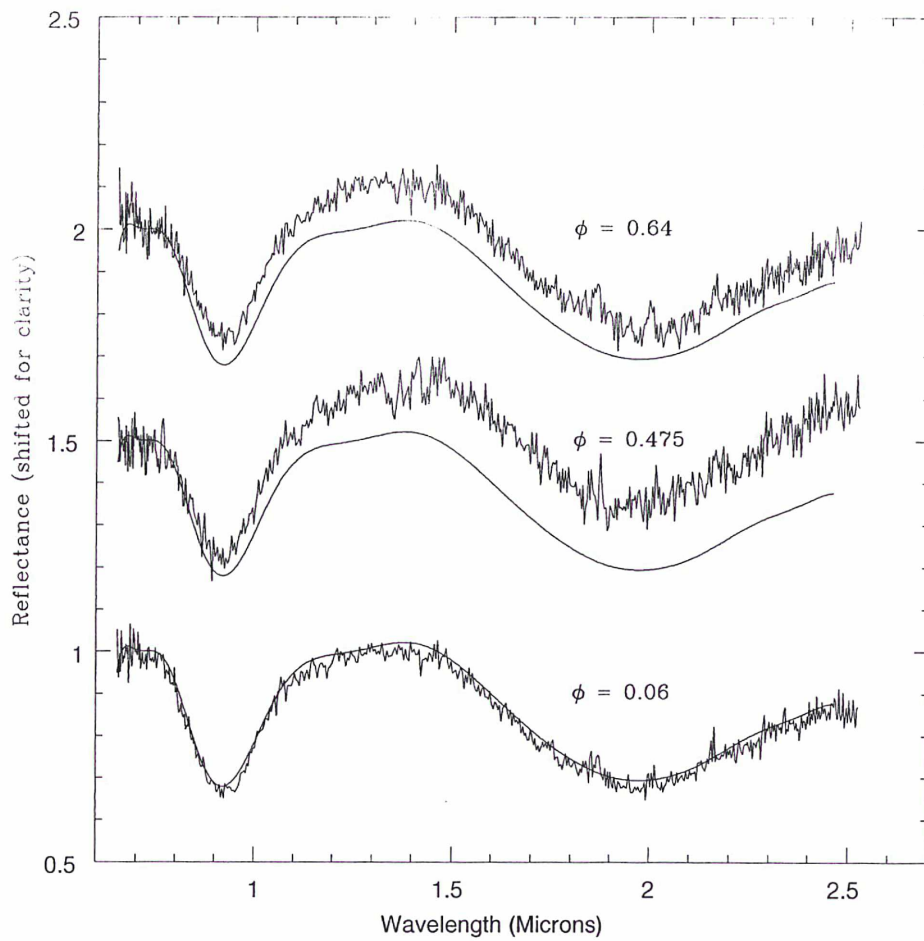


Fig. 5.3: Figure issue de Vernazza et al. (2005). Spectres de Vesta obtenu à différentes phases rotationnelles. Le spectre à phase 0.06 est fitté par une fonction polynomiale et reporté sur les autres spectres afin de souligner la variation spectrale.

Tab. 5.2: Table issue de Vernazza et al. (2005). Paramètres spectraux pour 4 Vesta

Observation	Bande I	Bande II	BAR	Wo	Fs
Φ	(μm)	(μm)		(mol%)	(mol%)
0.06	0.926	1.958	2.05	6-7	41
0.47	0.922	1.932	2.35	5-6	34
0.64	0.926	1.996	2.68	6-7	51

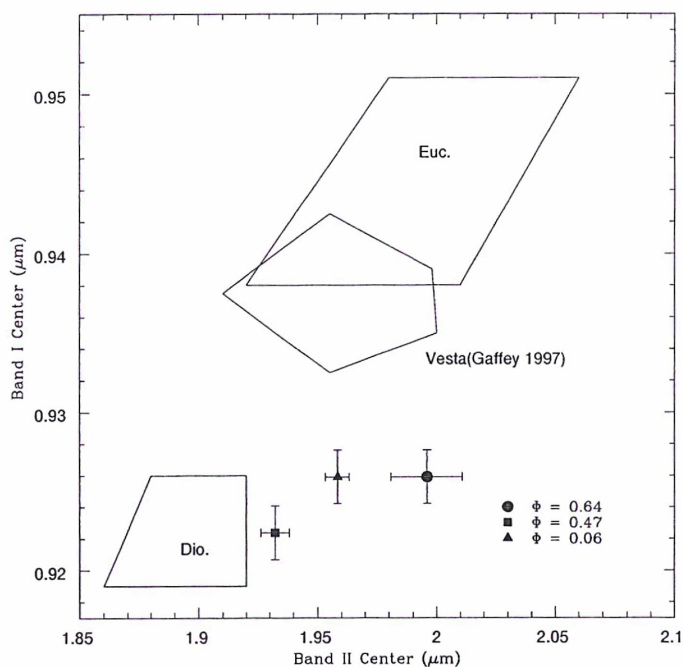


Fig. 5.4: Figure issue de Vernazza et al. (2005). Valeurs des centres de bande (I et II) pour les trois spectres de Vesta. Ces valeurs sont comparées avec celle des météorites Diogénite et Eucrite (considérée comme des parties de Vesta) ainsi que des valeurs pour Vesta obtenues par Gaffey (1997).

Les paramètres spectraux de Vesta ainsi que la composition chimique de son pyroxène sont présentés dans la Table 5.2. La figure 5.4 montre la position du centre de bande BI par rapport à celle de la bande BII pour les trois spectres acquis ainsi que les résultats obtenus par Gaffey (1997) et affiche également le domaine pour les météorites diogenites et eucrites calculés par Duffard et al. (2004).

Pour nos trois spectres, les positions des centres de bande de BI et BII se situent dans la région de transition entre l'orthopyroxène (pyroxène pauvre en calcium) et le clinopyroxène (pyroxène riche en calcium). En fait, les valeurs sont assez proches de celles des diogénites, qui sont composées essentiellement d'orthopyroxène (92-95 %). Ceci est cohérent avec les valeurs obtenues pour Wo et Fs qui indiquent que l'orthopyroxène est le minéral principal. Sur le diagramme de la figure 5.5 affichant le centre de bande BI en fonction de BAR, les valeurs de nos spectres sont en 'dehors' du domaine des pyroxènes basaltiques, très proche en fait du domaine de l'orthopyroxène, ce qui renforce les conclusions précédentes, qu'un pyroxène pauvre en calcium domine la composition de surface de Vesta. Les variations spectrales observées aux diverses phases de rotation sont dues principalement à une variation du centre de bande BII. Bien que la position de nos spectres dans les figures 5.4 et 5.5 suggère la présence d'un seul pyroxène pauvre en calcium, une composition faite d'un mélange de deux pyroxènes, un orthopyroxène et

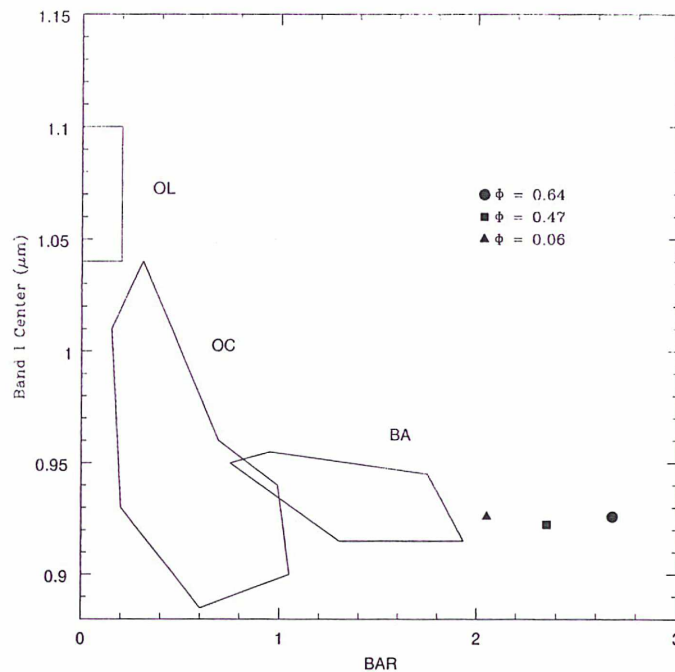


Fig. 5.5: Figure issue de Vernazza et al. (2005). Valeur du centre de Bande I par rapport au rapport des Aires des bandes I et II. Ces valeurs sont comparées à celle des météorites OCs, basaltiques et à l'olivine. Ce diagramme d'une certaine manière détermine le pourcentage d'olivine et de pyroxène.

un clinopyroxène, ne peut être exclue. Afin de déterminer une limite supérieure de l'abondance d'un second pyroxène, nous avons utilisé le MGM (Modified Gaussian Model).

Analyse avec MGM

Le MGM déconvolue le spectre en une série de gaussiennes, chacune représentant une transition électronique. Ces transitions sont à l'origine des bandes d'absorption observées dans les spectres de silicates comme l'olivine, le pyroxène et dans le cas qui nous concerne, Vesta. Mathématiquement, chaque bande d'absorption est représentée par trois paramètres : une profondeur de bande, un centre de bande et une largeur de bande. Les bandes d'absorption sont toutes superposées à un continuum, qui est modélisé comme une ligne droite en énergie, représentée par deux paramètres, une pente et un décalage en ordonnée (offset) (Sunshine et al., 1990). Nous avons d'abord utilisé le MGM avec en entrée les gaussiennes représentant uniquement les bandes de l'orthopyroxène. Dans le domaine spectral 0.7-2.6 μm , cela représente 5 gaussiennes (Sunshine et Pieters, 1993). Le résultat final pour les trois spectres est affiché dans le tableau 5.3.

Le rms est assez faible. Ceci n'exclue pas, néanmoins, la présence d'un second pyroxène, un clinopyroxène. Nous avons ensuite appliqué de nouveau le MGM aux spectres de Vesta, en

Tab. 5.3: Tableau issu de Vernazza et al. (2005). Paramètres obtenus avec le MGM appliqué à 4 Vesta en utilisant les bandes associées à l'orthopyroxène dans l'intervalle spectral 0.7-2.6 μm comme décrit dans (Sunshine et Pieters, 1993).

	Center	FWHM	Strength	Continuum and
$\Phi=0.06$	(μm)	(μm)	(natural log)	Error in fit (rms)
Band 1	0.678	0.149	-0.11	
Band 2	0.918	0.200	-0.50	Offset : 1.1
Band 3	1.161	0.280	-0.14	Slope : 1.2E-007
Band 4	1.962	0.660	-0.49	
Band 5	2.499	0.502	-0.12	rms : 2.53%
$\Phi=0.47$				
Band 1	0.676	0.1477	-0.2	
Band 2	0.911	0.206	-0.49	Offset : 1.19
Band 3	1.148	0.278	-0.11	Slope : 1.2E-007
Band 4	1.946	0.582	-0.35	
Band 5	2.499	0.501	-0.05	rms : 3.3%
$\Phi=0.64$				
Band 1	0.690	0.151	-0.18	
Band 2	0.915	0.211	-0.49	Offset : 1.14
Band 3	1.158	0.280	-0.15	Slope : 1.2E-007
Band 4	1.97	0.651	-0.48	
Band 5	2.499	0.504	-0.10	rms : 3.34%

ajoutant deux gaussiennes représentant un clinopyroxène. Comme le montre la figure 5.6, les spectres de Vesta sont très bien reproduits par la modélisation avec deux pyroxènes. En moyenne, le pyroxène supplémentaire réduit le rms, mais néanmoins la solution obtenue n'est pas unique (position, largeur et profondeur des bandes). La dispersion observée pour les centres de bande est de l'ordre de 0.05 μm et autour de 50 % pour certaines profondeurs de bande.

Les paramètres pour les trois spectres sont affichés dans le tableau 5.4 et la figure 5.6 montre les spectres modélisés. Une calibration a été faite avec MGM pour des mélanges de LCP et HCP (Sunshine et Pieters, 1993). Elle permet de déterminer l'abondance relative de ces deux minéraux.

LCP signifie Low Calcium Pyroxene (ex : hyperstène) faisant référence à un pyroxène ayant une faible quantité de calcium et HCP signifie High Calcium Pyroxene (ex : augite). La concentration en calcium définit la position des centres de bande (BI et BII). Plus elle est basse plus la position de la bande est située à de courtes longueurs d'onde et réciproquement.

En utilisant cette calibration, la phase de rotation 0.47 possède un HCP/(HCP+LCP) \sim 0.15-0.20, tandis que les phases 0.06 et 0.64 ont un rapport dans l'intervalle 0.17-0.38, ce qui est semblable aux résultats de Sunshine (2004) obtenu en appliquant le MGM au spectre d'une eucrite.

L'analyse minéralogique des météorites HED montre que ces dernières contiennent 3 types de pyroxènes : l'orthopyroxène, la pigeonite et l'augite. Etant donné que l'orthopyroxène et la

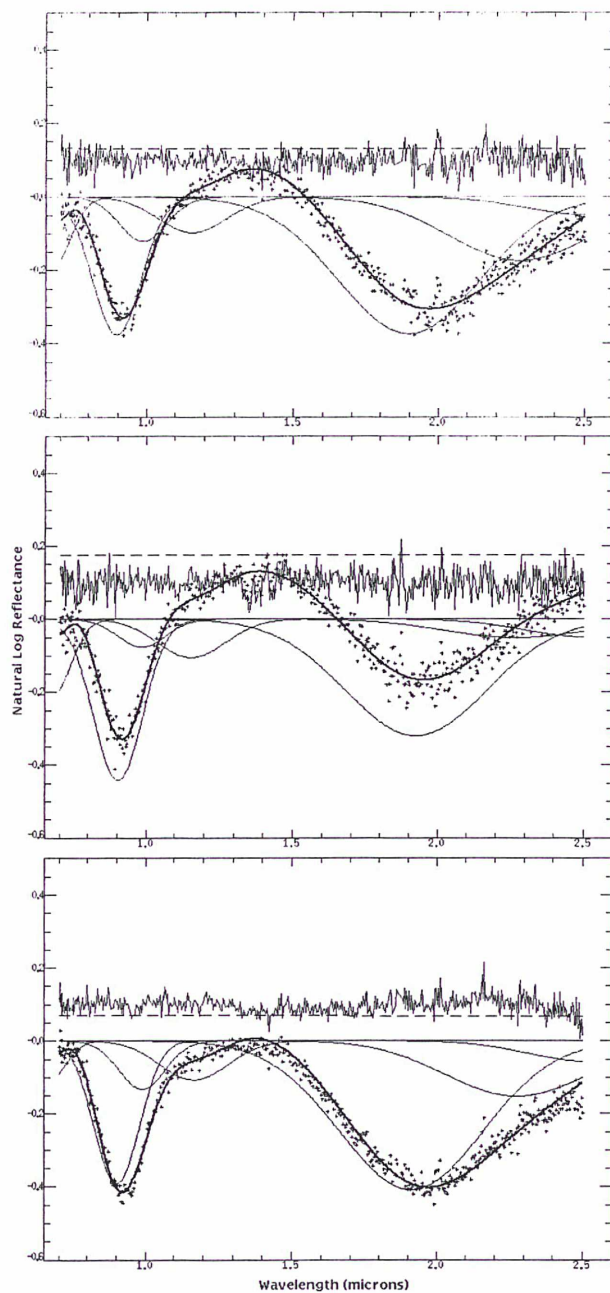


Fig. 5.6: Figure issue de Vernazza et al. (2005). Spectres de Vesta fités avec 7 gaussiennes qui correspondent aux bandes d'absorption de l'orthopyroxène et du clinopyroxène. La ligne en pointillé représente le continuum et l'erreur résiduelle est montrée dans la partie supérieure du graphique.

Tab. 5.4: Tableau issu de Vernazza et al. (2005). Paramètres obtenus avec le MGM appliqué à 4 Vesta en utilisant les bandes associées à l'orthopyroxène (LCP) et au clinopyroxène (HCP) dans l'intervalle spectral 0.7-2.6 μm comme décrit dans (Sunshine et Pieters, 1993).

$\Phi=0.06$	Center (μm)	FWHM (μm)	Strength (natural log)	Continuum and Error in fit (rms)
Band 1	0.658	0.145	-0.11	
Band 2	0.902	0.183	-0.39	Offset : 1.1
Band 3	0.989	0.189	-0.13	Slope : 1.2E-007
Band 4	1.168	0.278	-0.11	
Band 5	1.912	0.587	-0.41	
Band 6	2.275	0.580	-0.15	rms : 2.35%
Band 7	2.516	0.498	-0.06	%
$\Phi=0.47$				
Band 1	0.676	0.148	-0.21	
Band 2	0.904	0.198	-0.44	Offset : 1.19
Band 3	0.989	0.195	-0.08	Slope : 1.2E-007
Band 4	1.157	0.276	-0.10	
Band 5	1.925	0.579	-0.32	rms : 3.3%
Band 6	2.270	0.580	-0.05	
Band 7	2.513	0.500	-0.05	%
$\Phi=0.64$				
Band 1	0.675	0.148	-0.18	
Band 2	0.906	0.197	-0.37	Offset : 1.14
Band 3	0.989	0.193	-0.12	Slope : 1.2E-007
Band 4	1.158	0.277	-0.10	
Band 5	1.922	0.583	-0.39	rms : 2.93%
Band 6	2.306	0.580	-0.15	
Band 7	2.515	0.499	-0.05	%

pigeonite possèdent des centres de bande assez proches, il n'est pas possible de les déconvoluer de manière sensée avec MGM. Ainsi, la fraction de LCP trouvée par MGM pourrait suggérer la présence d'un de ces minéraux, ou un mélange de ces derniers. La fraction de HCP pourrait suggérer la présence d'augite sur Vesta, pyroxène que l'on trouve également dans les eucrites. A ce stade, il n'est pas possible de déterminer une composition plus précise du pyroxène en utilisant MGM, en raison d'un manque de calibrations pour cette méthode.

5.1.4 Comparaison avec des résultats précédents

Les paramètres spectraux obtenus dans la section précédente peuvent être comparés avec les résultats de Gaffey (1997) concernant Vesta et également avec les données infrarouge d'astéroïdes de type V proches ('lieu de résidence' semblable) de Vesta (Duffard et al., 2004) et de 1459 Magnya (Hardersen et al., 2004). Les astéroïdes de type V sont considérés comme des fragments provenant de Vesta et se seraient formé il y a environ 1 milliards d'année (Marzari et al., 1996) lors

de l'impact d'un objet d'environ 35 km de diamètre. 1459 Magnya est également un astéroïde de type V, mais se trouve très éloigné de Vesta (Lazzaro et al., 2000) et il n'a pas été relié dynamiquement à Vesta à ce jour.

Gaffey (1997) a analysé une série de données spectrophotométriques de Vesta couvrant toute sa période de rotation, dans l'intervalle de longueur d'onde 0.3-2.5 μm . Il obtient une composition moyenne du pyroxène de $\text{Fs}_{46}\text{Wo}_{54}$ (46 mole % fer et 54 mole % calcium) pour Vesta, avec des centres de bande proche des valeurs des eucrites, et assez distinctes du domaine des diogénites (voir Fig. 5.4). Une diminution des valeurs du paramètre BAR à certaines phases de rotation suggèrent à l'auteur une présence éventuelle de régions d'olivine.

En revanche, nos données suggèrent une composition plus proche des diogénites avec peu ou pas d'olivine à la surface. En utilisant la carte de la composition de surface de Vesta obtenue avec le HST dans le visible (Binzel et al., 1997), ainsi que la carte minéralogique de Gaffey (1997), on remarque que le spectre que nous avons obtenu à la phase de rotation 0.47 tombe dans une région où Gaffey (1997) et Binzel et al. (1997) suggèrent un enrichissement en diogénite ce qui est cohérent avec nos données. Les deux autres phases de rotation couvertes par nos spectres, se situent dans une région où Gaffey (1997) et Binzel et al. (1997) suggèrent un enrichissement en eucrite. Cela semble cohérent avec la position du centre de la bande BII pour nos spectres, mais la position de la bande BI se trouve à des longueurs d'onde plus courtes que celles trouvées par Gaffey (1997). En considérant que l'angle de phase ne varie pas trop entre la série d'observation de Gaffey (1997) et les nôtres, la différence de minéralogie que nous observons doit être due à une différence d'orientation du pôle de Vesta (différence de Latitude). En utilisant les coordonnées/solutions du pôle calculées par (Thomas et al., 1997), nous trouvons que les observations de Gaffey (1997) furent obtenues à une latitude sub-terrestre de -20° , tandis que pour nos observations, la latitude sub-terrestre fut de -11° . Nous avons donc observé des régions situées un peu plus au Nord, et ainsi moins observé le pôle sud. La région du cratère (460 km de diamètre) située au pôle sud de Vesta a donc eu moins d'influence dans nos spectres que dans ceux de Gaffey (1997). Ceci peut apporter une explication plausible à la différence de minéralogie constatée entre nos observations et celle de Gaffey (1997). En effet, une plus grande proportion d'olivine tend à décaler (dans un spectre) le centre de la bande BI vers des longueurs d'onde plus grandes sans changer la position de la bande BII (Cloutis et al., 1986); et des observations (Thomas et al., 1997) ainsi que des analyses météoritiques (Takeda, 1979, 1997) tendent à démontrer la présence d'olivine au pôle Sud, au sein du cratère.

Pour finir, nos résultats mettent les observations récentes de Vestoïdes (Duffard et al., 2004) et de l'astéroïde 1459 Magnya (Hardersen et al., 2004) dans une nouvelle perspective. Duffard et al. (2004) ont obtenu des spectres de 19 astéroïdes de type V situés au voisinage de Vesta et considérés comme des fragments de Vesta (venant du pôle Sud). Les centres de bande BI et BII pour tous ces objets sont bien plus dispersés que ceux trouvés par Gaffey (1997) pour Vesta. D'autre part, ces mêmes paramètres calculés pour l'astéroïde 1459 Magnya par Hardersen et al. (2004), sont très différents des résultats de Gaffey (1997). Ceci amena Hardersen et al. (2004) à exclure la possibilité que Magnya soit un fragment de Vesta. Néanmoins, la plus grande diversité spectrale résultant du regroupement de nos résultats avec ceux de Gaffey (1997), suggère que la différence spectrale entre ces astéroïdes (Vestoïdes et Magnya) et Vesta n'implique pas nécessairement une incompatibilité génétique; Duffard et al. (2004) suggèrent que la diversité spectrale observée parmi les Vestoïdes est due au fait que ces astéroïdes proviennent de diverses

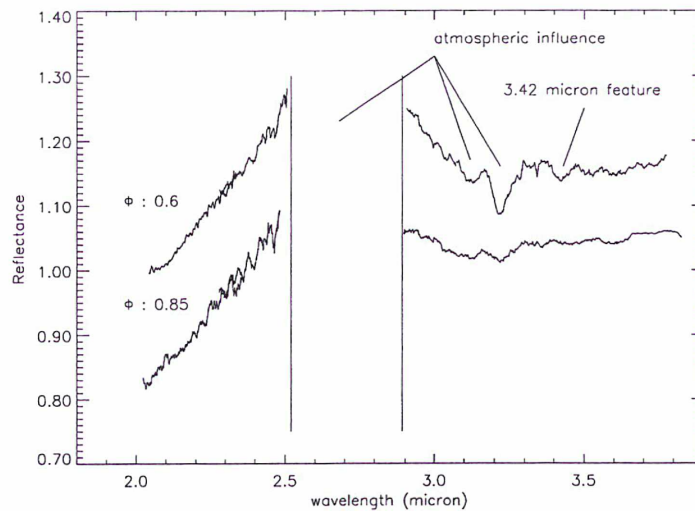


Fig. 5.7: Figure issue de Vernazza et al. (2005). Spectres de Vesta obtenus pour deux longitudes après correction du flux thermique.

couches de Vesta (qui est différencié). Concernant Magnya, les centres de bande BI et BII de nos spectres (en particulier à la phase 0.47) sont plus proches de ceux de Magnya, ce qui suggère qu'une connexion 'génétique' entre Vesta et Magnya n'est pas exclue si l'on se base sur leur composition de surface.

5.1.5 Données obtenues dans l'Infrarouge thermique

Vesta

Nous avons obtenu 2 spectres de Vesta dans l'intervalle de longueur d'onde 2.0-3.8 μm . Les spectres sont montrés dans la Fig. 5.7.

Les deux spectres possèdent plusieurs petites bandes d'absorption qui sont plus profondes à la phase de rotation 0.6. Ces bandes d'absorption apparaissent dans le spectre en transmission de l'atmosphère terrestre et peuvent être dues à une correction incomplète de l'absorption atmosphérique par l'étoile. La bande à 3.42 μm vue à la phase de rotation 0.6 correspond à une bande mineure de l'atmosphère, et sa profondeur est probablement due à une variation de l'atmosphère durant les observations. Pour chacun des spectres, nous ne détectons pas de bande d'absorption à 3.0 μm , bande 'aperçue' par Hasegawa et al. (2003) et interprétée comme une présence de minéraux hydratés à la surface de Vesta. Nous observons une différence spectrale entre 2.9 et 3.1 μm avec une variation de la pente spectrale. Cette variation est peut être due à une différence de la composition de surface (en matière de pyroxène) mais nous ne pouvons complètement exclure que cette variation ne soit due à une variation des conditions atmosphériques durant les observations. Après 3.1 μm , nos spectres sont quasi plats, ce qui est cohérent avec le spectre des météorites HED.

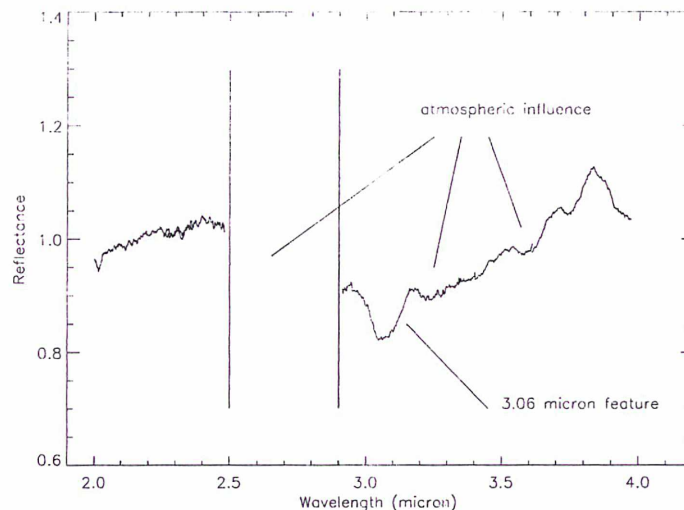


Fig. 5.8: Figure issue de Vernazza et al. (2005). Spectre de Cérès normalisé à 1 à 2.2 micron. Une correction pour le flux thermique a été effectuée.

Cérès

Nous avons obtenu un spectre de Cérès dans le domaine de longueur d'onde 2.0-4.1 μm . Le spectre est montré dans la Fig. 5.8. Pour Cérès, la caractéristique spectrale majeure dans cet intervalle de longueur d'onde est la bande à 3 micron. Nous avons calculé le centre et la profondeur de cette bande d'absorption. Le centre de cette bande apparaît à $3.06 \pm 0.02 \mu\text{m}$, et la profondeur de la bande est d'environ 10 %. Ces valeurs sont semblables à celles trouvées par King et al. (1992). Nous avons ensuite essayé d'interpréter cette bande d'absorption en utilisant des spectres de divers 'matériaux'. En particulier, nous avons comparé la bande de Cérès avec des spectres : de glaces (eau, ammoniac, méthane, méthanol, benzène, mono et dioxyde de carbone) ; de mélange de glaces ; de glaces irradiées ; de matières organiques (asphaltite, polymères) et de résidus de 'carbones' irradiés. Le meilleur fit de la bande à $3.06 \mu\text{m}$ que nous avons obtenu (voir Fig. 5.10), est avec une combinaison linéaire des spectres de deux composés :

- (i) celui d'un résidu d'asphaltite irradié ;
- (ii) celui de l'eau cristalline (150 K).

Le spectre de la glace d'eau amorphe est bien différent de celui de la glace cristalline comme le montre la Fig. 5.9. L'asphaltite, qui est un bitume solide, est très sombre dans le visible et son spectre est très rouge dans le visible et l'IR. Ce dernier possède des caractéristiques spectrales analogues à celles de certains astéroïdes de la ceinture principale externe (ex : type D) (Moroz et al., 1998). L'asphaltite possède plusieurs bandes d'absorption dues à la présence de groupe aromatique et aliphatique dans sa structure chimique. L'irradiation de l'asphaltite tend à neutraliser les pentes spectrales, ce qui est un effet opposé à celui que l'on observe pour les silicates (Moroz et al., 2004). Des résultats récents d'irradiation d'asphaltite (Strazzulla et al., 2004) et d'asphaltite recouverte par de la glace d'eau, montrent que les profondeurs de bandes de l'asphaltite diminuent progressivement avec l'irradiation et que de nouvelles bandes

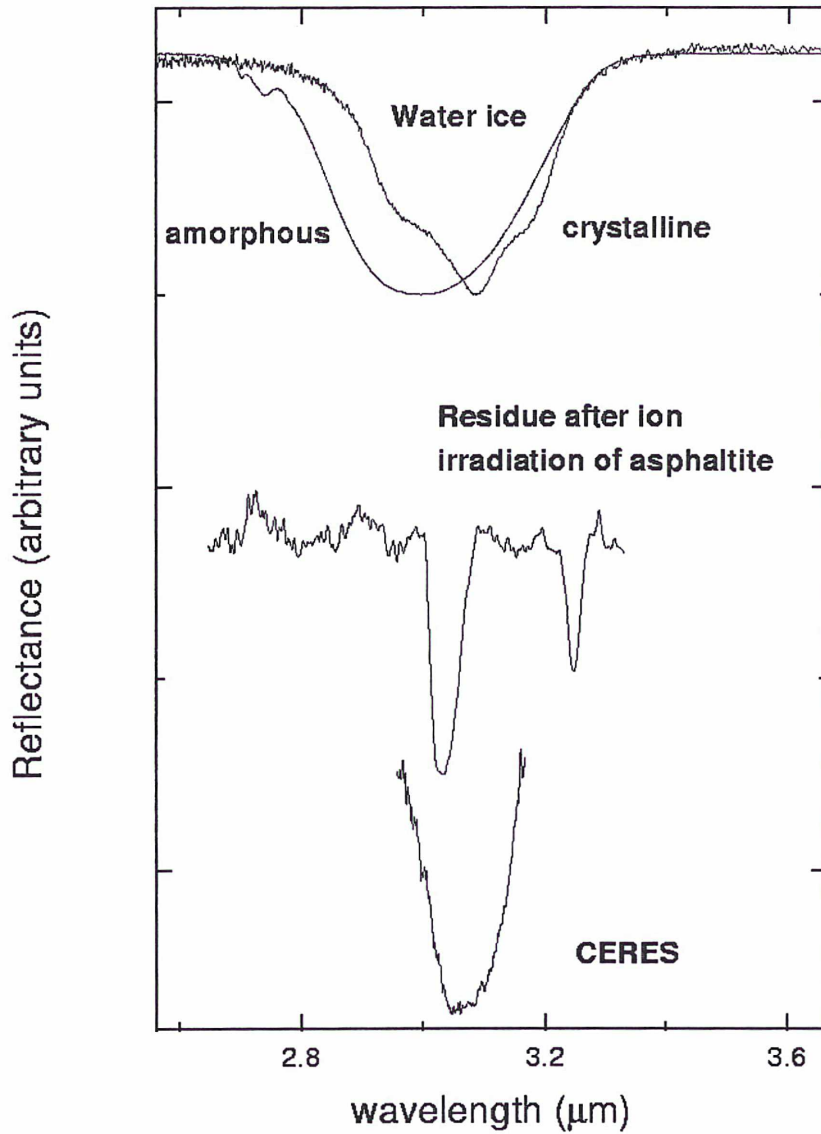


Fig. 5.9: Figure issue de Vernazza et al. (2005). Spectres de, de bas en haut : la bande d'absorption de Cérès ; résidu d'asphaltite irradiée ; glace amorphe (16 K) et cristalline (150 K). Tous les spectres ont été normalisé à 1 à leur maximum respectif et sont décalés en ordonnée pour plus de clarté.

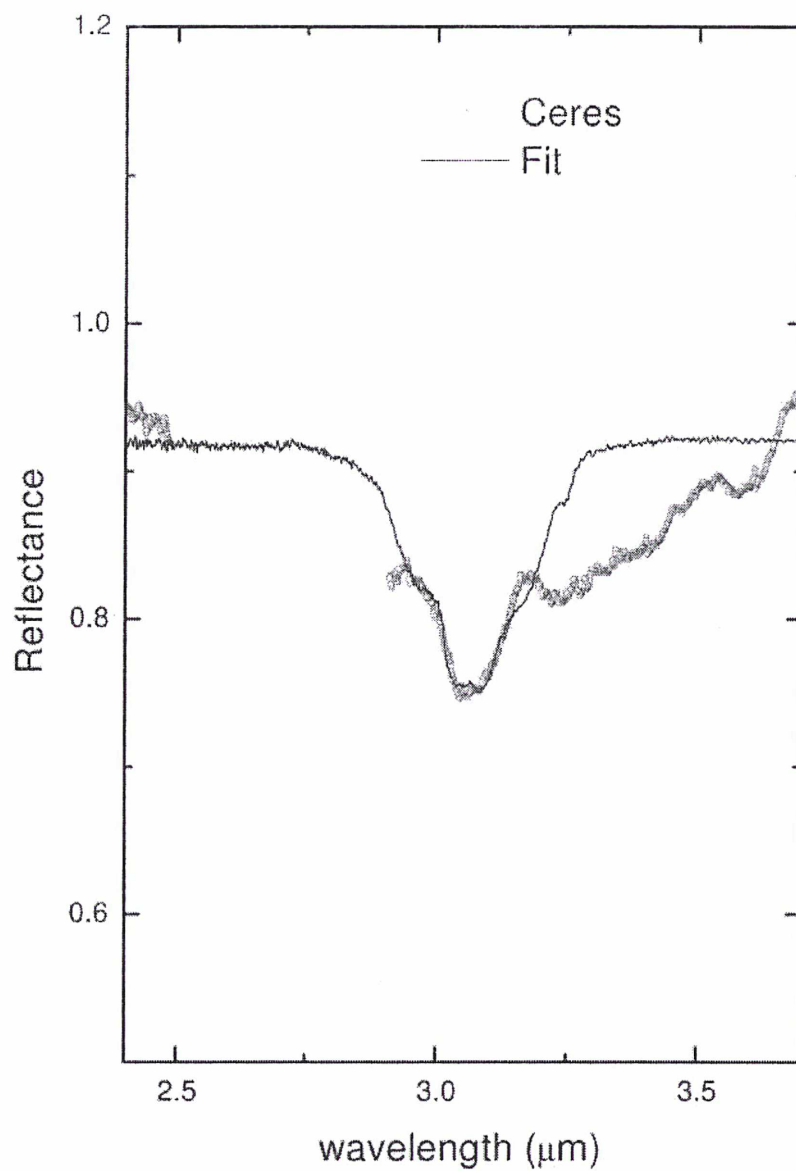


Fig. 5.10: Figure issue de Vernazza et al. (2005). Comparaison du spectre de Cérés (restreint à la bande à 3 micron) avec un combinaison linéaire des spectres présentés dans la figure 5.9.

apparaissent. Le spectre montré dans la Fig. 5.9 est celui d'un résidu obtenu après irradiation (30 keV He^+ , $1.5 \times 10^{16} \text{ cm}^{-2}$) de glace d'eau déposée sur un échantillon d'asphaltite à 16 K. On observe deux bandes spectrales dans l'intervalle $2.7\text{-}3.6 \mu\text{m}$. La bande la plus intense est centrée à $3.03 \mu\text{m}$ et est due à la transition C-H dans des structures carbonnées de type $(\text{R}(\text{C}\equiv\text{C})_m\text{-H})$. Une deuxième bande, centrée à $3.24 \mu\text{m}$ est due à la transition (aromatique) C-H. Il est bien connu que l'irradiation par des ions produit des modifications chimiques et, en particulier, forme des molécules jusque là absentes dans la cible.

Dans la Fig. 5.10, nous comparons le spectre de Cérès avec celui de la combinaison linéaire des deux spectres commentés ci-dessus. Les bandes d'absorption à $3.20 \mu\text{m}$ et à $3.55 \mu\text{m}$ sont dues à une correction incomplète de l'atmosphère terrestre. Le fit spectral est très bon dans la bande à $3.06 \mu\text{m}$. En revanche, on observe une différence spectrale (fit/spectre de Cérès) en dehors de cette bande. Ceci suggère la présence d'un ou plusieurs minéraux que nous ne prenons pas en compte dans le modèle. Notre analyse n'affirme pas que l'irradiation du vent solaire est le seul facteur qui gouverne l'évolution de la surface de Cérès. Dans cette expérience, des ions énergétiques ont été utilisés afin de produire 'de la matière carbonnée' très semblable spectralement au spectre de Cérès. McCord et Sotin (2003) ont suggéré que l'évolution thermique de Cérès pourrait avoir 'fabriqué' de la matière chondritique carbonnée métamorphisée dont l'altération spatiale par le vent solaire produirait la bande à $3.06 \mu\text{m}$. Ils suggèrent également que 20 % de Cérès est sous forme de glace d'eau, en accord avec le résultat de A'Hearn et Feldman (1992) qui ont observé un échappement de OH dans la région du pôle nord. La présence d'une quantité importante de glace d'eau sur Cérès a également été suggéré par Parker et al. (2004). Le rapport entre le rayon équatorial et polaire de Cérès serait en accord avec un objet possédant un noyau rocheux englobé par un manteau de glace.

5.2 Absence d'altération spatiale sur Vesta : Pourquoi ?

Comme je l'ai dit dans le chapitre 2, l'altération spatiale affecte les corps du système solaire qui ne sont pas protégés par une atmosphère ou une magnétosphère, en modifiant les propriétés optiques de leur régolithe. L'altération spatiale (bombardement micro-météoritique, irradiation par le vent solaire) change le spectre des objets riches en silicates, en produisant un rougissement et un assombrissement important de leur spectre en réflectance dans le domaine de longueur d'onde 0.3-2.5 μm . Cet effet spectral n'est pas observé pour Vesta, dont la composition de surface est très similaire à celle des météorites HED (Howardite, Eucrite, Diogenite) (Fig. 5.11). Cette particularité m'a amené à entreprendre une expérience d'irradiation d'une eucrite afin de tester les effets du vent solaire sur "ce bout de surface de Vesta". En fait, des expériences récentes m'ont laissé penser qu'il est très étrange que le spectre et l'albédo de Vesta soient semblables à ceux de météorites (HED) vierges de toute altération. En effet, lorsque l'on irradie de l'orthopyroxène, son spectre en réflectance se modifie de manière très importante (fort rougissement et assombrissement). Or, le spectre de Vesta indique clairement que le pyroxène est un composant majeur de sa surface. Ainsi, on pourrait s'attendre à ce que le spectre de Vesta soit plus rouge et plus sombre. Par ailleurs, l'effet du bombardement micro-météoritique sur le spectre de Vesta est considéré comme faible voir négligeable (Gaffey, 1983). C'est probablement ce résultat qui a limité la recherche sur l'absence d'altération spatiale à la surface de Vesta. Les chercheurs du domaine s'en sont contentés. Ainsi, la pureté de Vesta comme dit Chapman (2004) n'est pas curieuse et donc plus ou moins normale.

Nous avons effectué une demande d'échantillons de deux météorites (une eucrite et un diogénite) auprès du Muséum National d'Histoire Naturelle. Ils nous ont donné un gramme de chaque météorite. Puis ce fut direction la Sicile et plus précisément Catania, pour y effectuer les expériences d'irradiation. Nous avons utilisé des ions Ar^{++} ayant une énergie de 400 keV afin d'accélérer les expériences en laboratoire. Cette énergie est supérieure à celle des ions argon du vent solaire (36 keV). Mais il a été démontré que la modification spectrale des silicates est due à l'énergie déposée par les ions, par collision élastique avec le noyau de la cible (Brunetto et Strazzulla, 2005). Nous avons utilisé des ions Ar^{++} plutôt que des protons (ions les plus nombreux dans le vent solaire) car il a été démontré que les ions plus lourds ont des effets spectraux bien plus importants (Strazzulla et al., 2005) que les ions légers (à flux identiques). D'autres ions lourds produisent le même effet spectral que l'argon.

5.2.1 Expérience

Nous avons réduit les échantillons de Bereba (eucrite) en poudre (10-100 μm). Puis nous avons déposé une centaine de gramme de météorite sur une pastille KBR et avons appliqué une pression sur l'ensemble pour que la poudre adhère, et ne tombe pas. Puis nous avons placé cette pastille dans une chambre sous vide ($P < 10^{-7}$ mbar). Dans ce dispositif, les ions atteignent la pastille sur une surface circulaire de 1.5 cm de diamètre (Fig. 5.13). Les courants sont maintenus en dessous de 1 $\mu\text{A cm}^{-2}$ afin d'éviter un réchauffement de l'échantillon. Avant de débiter l'irradiation, nous avons acquis un spectre de la météorite "vierge" (ex-situ avec une réflectance hémisphérique (0.25-2.5 μm), et in-situ avec une réflectance bi-directionnelle (0.7-2.7 μm)).

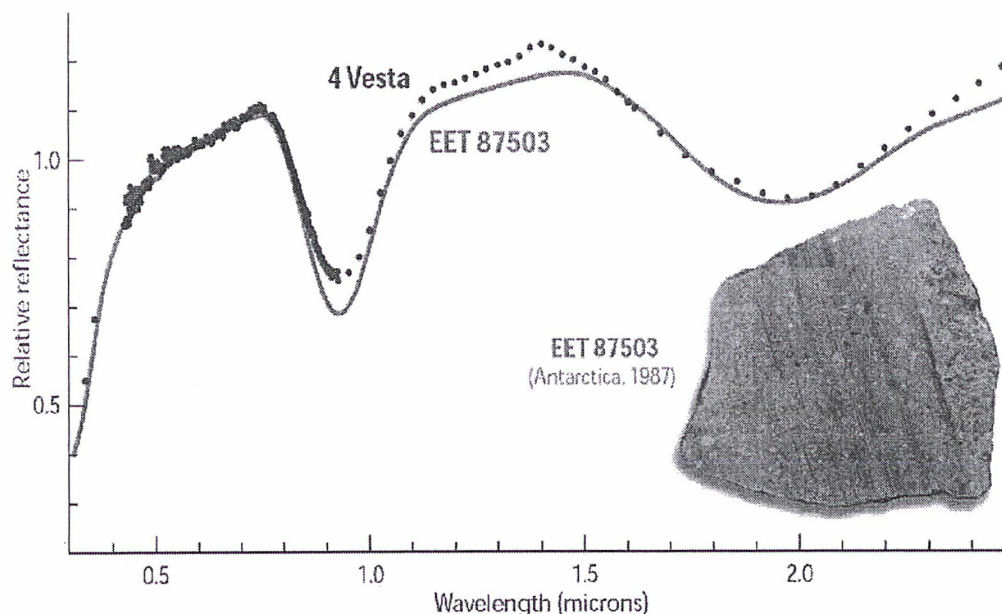


Fig. 5.11: Figure réalisée par R. Binzel. Comparaison du spectre de Vesta avec celui d'une howardite. On observe pas d'inadéquation spectrale comme lors de comparaisons entre spectres d'astéroïdes de type S et chondrites ordinaires.

Après chaque irradiation, nous avons acquis un spectre (in-situ) de la météorite irradiée. Ceci nous permet de voir en temps réel l'évolution du spectre avec l'irradiation, sans avoir à retirer l'échantillon de la chambre vide. Nous avons cessé d'irradier après avoir atteint une fluence de $6.6 \times 10^{15} \text{ Ar}^{++}/\text{cm}^2$. Le spectre de Bereba est alors très rouge et très sombre, et se distingue complètement du spectre de l'échantillon non irradié (Fig. 5.12). Le spectre vierge est très proche de celui de Vesta tandis que le spectre le plus irradié est très similaire à celui d'une région de mer lunaire (Fig. 5.12). La composition de surface des mers lunaires est basaltique et ainsi très similaire à celle de Vesta. Ainsi, le vent solaire affecte les propriétés de surface de la Lune mais pas celle de Vesta. Afin d'examiner plus en détail l'effet de l'irradiation de silicates par des ions, nous avons comparé la variation de la pente du spectre de Bereba, avec celle d'expériences précédentes sur une chondrite ordinaire Epinal, et une variété de silicates (olivine, orthopyroxène, etc..)(Marchi et al., 2005). La pente spectrale est calculée à partir du spectre normalisé à 1 à $0.7 \mu\text{m}$, et définie comme la pente du segment qui joint les deux maximums de part et d'autre de la bande d'absorption située à $0.95 \mu\text{m}$ (d'environ $\lambda_a \sim 0.73 \mu\text{m}$ à $\lambda_b \sim 1.5 \mu\text{m}$).

La pente spectrale augmente très rapidement dans le temps (échelle de temps inférieure à 10^5 ans), d'une manière similaire à des expériences précédentes sur des silicates (Brunetto

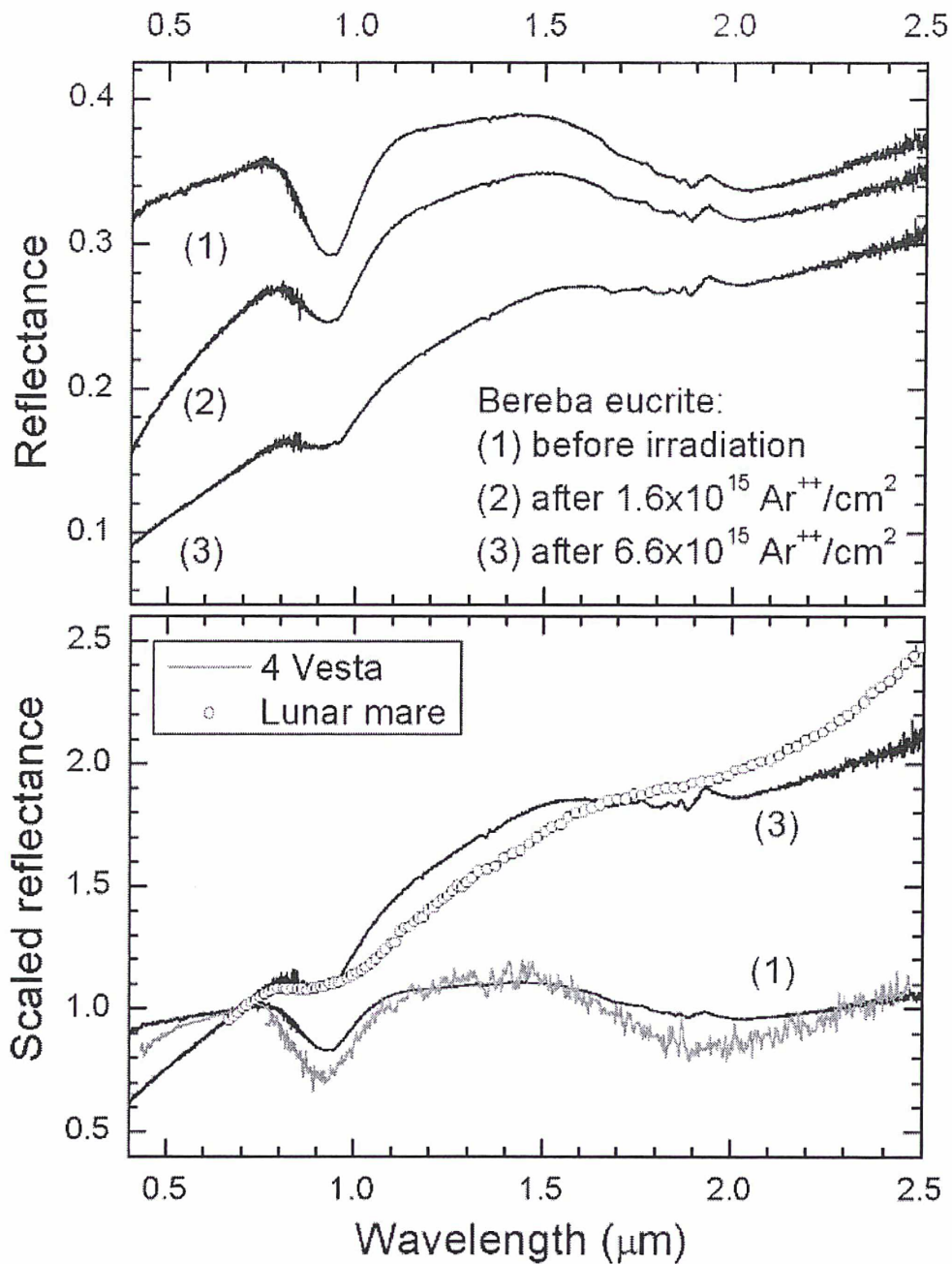


Fig. 5.12: Figure issue de Vernazza et al. (2006). Premier panel : spectre en reflectance VIS-IR de l'eucrite Bereba avant et après irradiation avec deux fluences différentes . Second panel : Le spectre initial de Bereba ainsi que celui obtenu après la plus grande fluence sont normalisés à 1 à $0.7 \mu\text{m}$, et comparés au spectre de Vesta et celui d'une portion de mer lunaire.

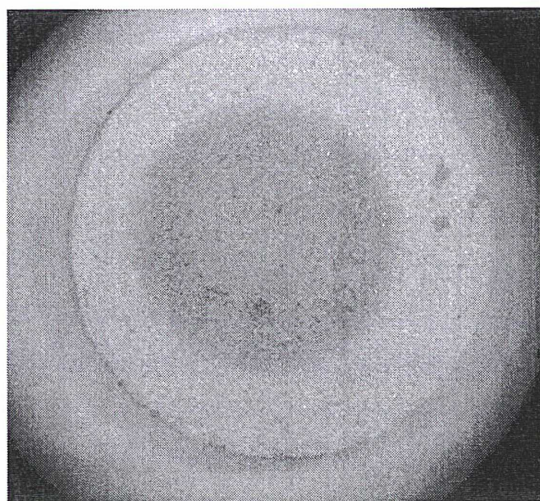


Fig. 5.13: Photo prise après irradiation de la météorite Bereba. La partie plus sombre représente le lieu où les ions se sont implantés.

et Strazzulla, 2005). Bereba 'rougit' même plus rapidement que la chondrite ordinaire Epinal (Strazzulla et al., 2005) (Fig. 5.14). L'irradiation par des ions lourds de la chondrite ordinaire Epinal a permis d'expliquer la différence spectrale observée entre les astéroïdes de type S et les chondrites ordinaires, et ainsi de résoudre cette énigme. En ce qui concerne Vesta, un véritable paradoxe apparaît : si les ions du vent solaire atteignent la surface de Vesta, on devrait observer la même différence spectrale qu'entre les astéroïdes de type S et les chondrites ordinaires ; mais ce n'est pas le cas. Ainsi, il y a deux cas de figures, ou plutôt deux explications possibles :

- i) soit les ions n'arrivent pas à la surface et Vesta est ainsi protégé du vent solaire,
- ii) soit un impact récent a rafraîchi la surface, en faisant apparaître un régolithe avec un âge d'exposition au vent solaire très jeune.

Des observations obtenues avec le Hubble Space Telescope Thomas et al. (1997), indiquent que Vesta possède un cratère de 460 km créé à la suite d'un impact d'un projectile de 35 km environ. Par ailleurs, Vesta n'aurait subi qu'un seul impact d'une telle amplitude au cours de son histoire (Bottke et al., 2005). Cet impact (à l'origine de ce cratère) aurait eu lieu il y a un milliards d'années environ et serait à l'origine de la famille des vestoïdes ($D < 10$ km). Ces derniers ont des spectres très similaires à ceux de Vesta et se trouvent sur des orbites assez proche de Vesta (Burbine et al., 2001; Marzari et al., 1996; Carruba et al., 2005). Ainsi, un impact majeur ayant eu lieu lors du dernier million d'année semble exclu.

En revanche, si l'intérieur de Vesta ou sa croûte sont conducteurs, ou si Vesta est magnétisé avec une direction suffisamment cohérente, Vesta serait protégé du vent solaire (Greenstadt, 1971). Un champ magnétique rémanent semble être l'explication la plus plausible pour dévier le vent solaire. Les données actuelles ne permettent pas de faire la distinction entre un champ magnétique global produisant une magnétosphère de type terrestre et plusieurs blocs de matière

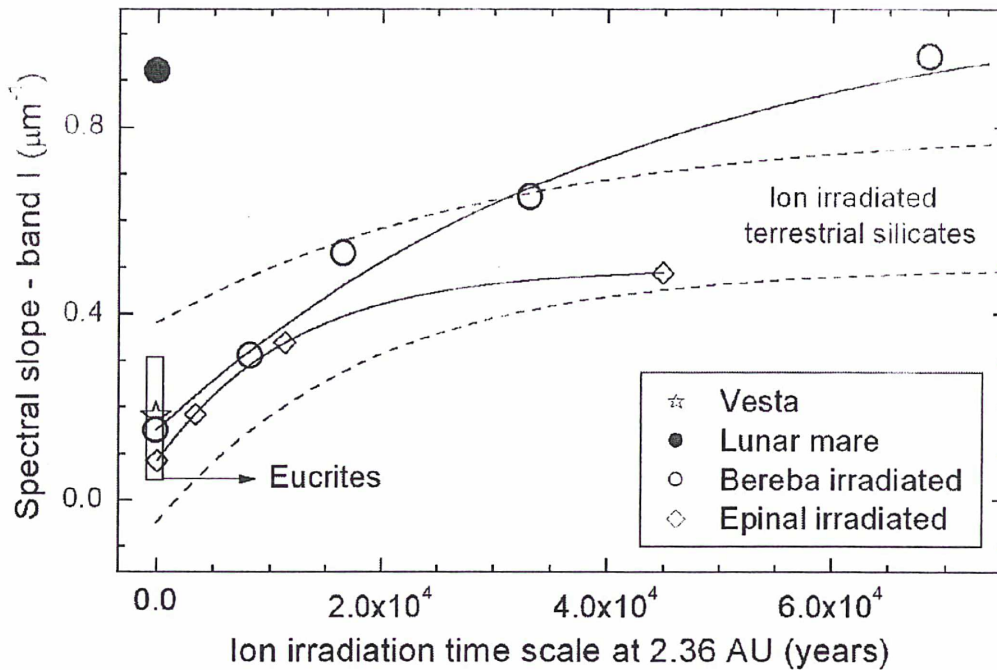


Fig. 5.14: Figure issue de Vernazza et al. (2006). Evolution des pentes spectrales en fonction du temps. L'abscisse indique le temps d'irradiation à 2.36 UA nécessaire pour induire le rougissement spectral à la surface d'un astéroïde. Les pentes spectrales de Bereba, de la météorite Epinal (H5), et d'un certain nombre de silicates riche en olivine et pyroxène sont incluses, ainsi que celle de Vesta et d'une portion de mer lunaire.

crustale uniformément magnétisés produisant des "magnétosphères" crustales (Fig. 5.15). Le champ magnétique requis à la surface pour dévier le vent solaire est d'environ $0.2 \mu T$. Un tel mécanisme (champs magnétiques crustaux) a été observé sur Mars par la sonde Mars Global Surveyor (Acuna et al., 1998) mais également sur la Lune (Fig. 5.16) (Richmond et al., 2005).

Une analyse géochimique et paléomagnétique des météorites HED suggèrent que leur corps parent (probablement Vesta) possède un noyau métallique et qu'il possédait un champ magnétique (Cisowski, 1991; Collinson et Morden, 1994; Gattacceca et Rochette, 2004; Ruzicka et al., 1997; Richter et Drake, 1997). Les eucrites et les diogénites auraient refroidi dans un champ magnétique d'environ $10 \mu T$. Si le pôle de rotation actuel, fut le pôle magnétique durant l'acquisition de la rémanence, cela aurait généré un champ magnétique dipolaire global significatif, et suffisant pour protéger Vesta du vent solaire.

Notre expérience démontre également que le rougissement et l'assombrissement important du spectre lunaire, n'est pas uniquement du aux impacts des micro-météorites (ce qui a toujours été proné) mais également du au vent solaire. La Lune ne possède pas d'atmosphère ni de

champs magnétique global. Ainsi, sa surface subit les effets du vent solaire. Ceci suggère de nouveau que Vesta pourrait posséder un champ magnétique qui protège sa surface du vent solaire.

Ce travail a permis de prédire la présence d'un champ magnétique sur Vesta, à partir de sa couleur observée depuis la Terre. Cette situation rappelle celle du champ magnétique de Jupiter, détecté depuis la Terre à partir des émissions radio, bien avant son exploration par une sonde spatiale.

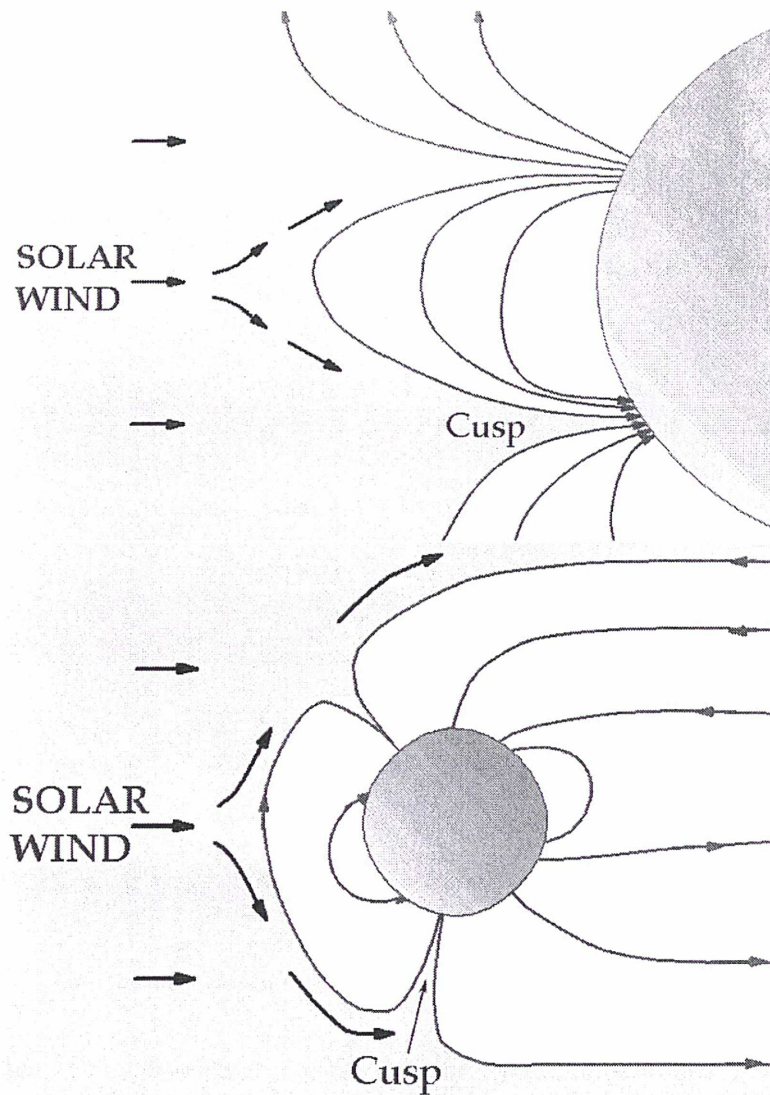


Fig. 5.15: En haut : Cas où Vesta serait protégée du vent solaire par des magnétosphères crustales locales. La zone jaune représente la région accessible aux particules du vent solaire. La zone blanche représente la région protégée par le champ magnétique. En rouge, ce sont les lignes de champs. En marron, la surface de Vesta. En bas : Cas où Vesta serait protégée du vent solaire par un champ magnétique global type "terrestre".

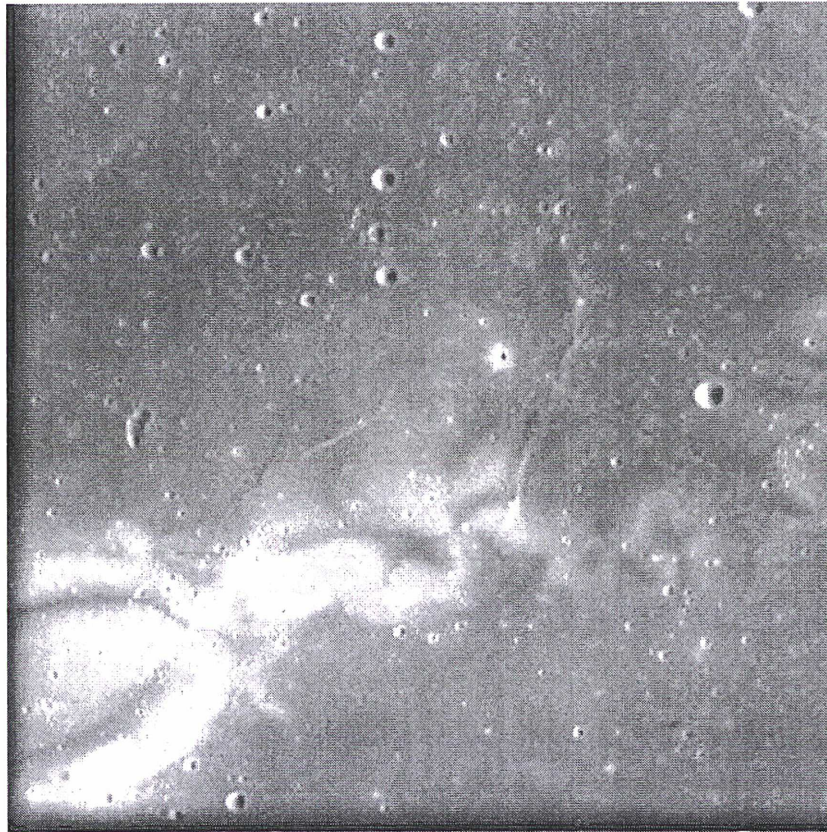


Fig. 5.16: Image d'une portion de Lune prise par la sonde SMART-1. Il s'agit d'une mer lunaire dont la couleur globale est plutôt sombre. On remarque une zone 'claire' (60km sur 30 km). Cette zone coïncide exactement avec un champ magnétique local. L'idée est que ce champ protège localement la surface contre les ions du vent solaire. D'où sa couleur plus claire..

Chapitre 6

Famille de Karin

6.1 Etude spectroscopique de la famille de Karin

6.1.1 La famille de Karin : Atypique !

Ce que nous observons aujourd'hui dans la ceinture principale, est le résultat de collisions entre astéroïdes. Les résidus d'une vingtaine de collisions majeures ont été identifiés, sous forme de groupes de petits corps regroupés dans l'espace des phases (a,e,i), et ont été catalogué comme "famille d'astéroïdes". Zappala et al. (1995) ont fait une recherche systématique de famille d'astéroïdes, en effectuant une analyse des paramètres orbitaux des astéroïdes recensés jusqu'alors. Toutes les familles identifiées jusqu'à présent sont assez vieilles avec un âge situé entre 50 millions et 3.5 milliards d'années. Ainsi, les membres de ces familles, ont subi une évolution collisionnelle et dynamique importante depuis leur formation (Marzari et al., 1999; Bottke et al., 2001; Nesvorný et al., 2002).

L'étude des propriétés physiques des membres de ces familles effectuée par spectroscopie, montre que les membres d'une même famille possèdent des caractéristiques spectrales semblables (Florczak et al., 1998; Doressoundiram et al., 1998; Lazzaro et al., 1999; Cellino et al., 2001). Ces observations viennent confirmer les résultats obtenus par les dynamiciens, et suggèrent elles aussi une origine commune de ces objets. La spectroscopie permet également d'identifier des objets qui ne font vraisemblablement pas partie de la "famille" ayant des spectres trop différents de ceux de la plupart des membres de la famille. Ces derniers sont appelés "interloper". Pour les familles "vieilles", il est assez fréquent que les dynamiciens prennent en considération certains objets (moins de 10 %) qui en réalité sont des interlopers. La spectroscopie permet de corriger ces "erreurs" et ainsi d'améliorer les modèles des dynamiciens.

Nesvorný et al. (2002) et Nesvorný et Bottke (2004) ont trouvés 90 objets bien regroupés dans l'espace des phases (Fig. 6.1), situés au sein de la grande et "vieille" famille de Koronis. Les orbites de tous ces objets lorsqu'elles sont intégrées dans le temps et vers le passé, convergent vers un origine commune en 5.75 ± 0.05 millions d'années. Cette famille fut, en 2002, la plus jeune jamais trouvée. Elle porte le nom de son membre le plus gros qui est 832 Karin. Ce fut la

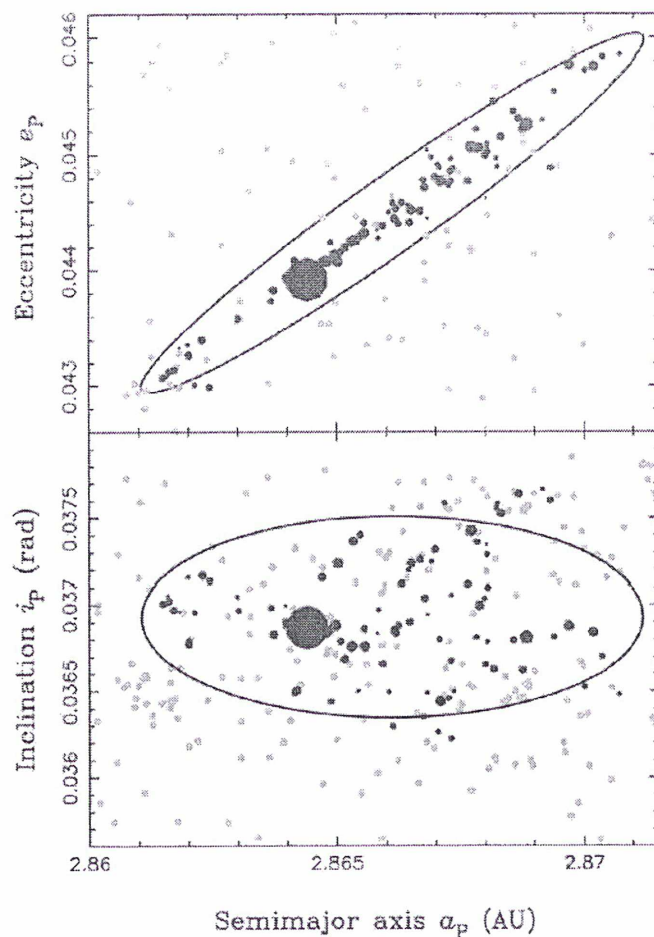


Fig. 6.1: Figure issue de Nesvorný et Bottke (2004). On voit bien dans cette figure que les membres de la Famille de Karin sont bien regroupés dans l'espace des phases (a, e, i). Les orbites de tous ces objets lorsqu'elles sont intégrées dans le temps et vers le passé, convergent vers un origine commune en 5.75 ± 0.05 millions d'années.

première fois que l'âge d'une collision put être déterminé avec une telle précision. La distribution en taille des membres de la famille déterminée par Nesvorný et al. (2002), inclut deux gros fragments de taille semblable et une série d'objets plus petits avec des diamètres variant entre 2 et 7 km. Plus tard, Nesvorný et Bottke (2004) ont trouvé que le second plus gros objet, 4507 1990FV, est un interloper. Avec cette correction, la distribution en taille de la famille de Karin est moins inhabituelle : un gros objet (832 Karin) et un continuum d'objets plus petits. Ce type de distribution en taille est en accord avec les résultats obtenus par modélisation de collisions (Michel et al., 2003, 2004). Récemment, Nesvorný et al. (2006) ont estimé que la taille du corps parent serait d'environ 33 km. Michel et al. (2003, 2004) ont modélisé la collision du corps parent de cette famille et suggèrent que le corps parent était probablement pré-fragmenté et ré-accumulé.

Cette découverte offre une opportunité unique d'étudier le résultat d'une collision relativement non affectée par des phénomènes tels que l'érosion collisionnelle et la diffusion dynamique des fragments (résonance, effet yarkovsky) qui altèrent au cours du temps les propriétés résultant directement de la collision. L'étude spectroscopique des membres de cette famille va permettre :

i) d'étudier la structure interne et la composition du corps parent : des spectres semblables indiqueraient que le corps parent était homogène, alors que des variations spectrales importantes suggèreraient qu'il était hétérogène/différencié.

ii) d'étudier la distribution des pentes spectrales, afin de quantifier l'effet de l'altération spatiale pour ce temps d'exposition très court.

Des expériences en laboratoire montrent qu'une surface planétaire non protégée par une atmosphère ou une magnétosphère, est "percutée" par les particules du vent solaire, les rayons cosmiques et les poussières interplanétaires, et ces "collisions" modifient ses propriétés optiques de surface. L'effet sur les silicates est un assombrissement et rougissement progressif du spectre. L'effet de l'altération spatiale a déjà été observé dans de nombreuses familles (Eos, Koronis, Flora, Eunomia) : par exemple, Florczak et al. (1998) ont obtenu des spectres dans le visible pour 42 objets de la famille de Flora et ont interprété les variations spectrales comme étant dues à l'altération spatiale. Dans le cas de la famille de Karin, la connaissance assez précise de l'âge de la collision va permettre de quantifier dans le temps les effets de l'altération spatiale.

iii) d'identifier d'éventuels interlopers dont la présence pourrait affecter la distribution en taille des membres de la famille (Cellino et al., 2002).

J'ai observé 24 objets de la famille dans le visible et 6 objets dans l'IR proche à partir du NTT (La Silla, Chili), du CFHT (Mauna Kea, Hawaii), de l'IRTF (Mauna Kea, Hawaii) et du TNG (La Palma, Canaries). Les circonstances observationnelles sont présentées dans la Table 6.1.

CFHT								
Object	Day	UT	$\lambda(\mu m)$	a.m.	V. mag	α_s	R(AU)	Δ (AU)
832	02mar05	06:46-07:03	0.45-0.95	1.12	16.5	20.3	2.83	2.57
69880	02mar05	07:40-08:40	0.45-0.95	1.01	19	14.7	2.82	2.06
13765	02mar05	09:21-09:58	0.45-0.95	1.01	18.5	7.3	2.88	1.95
13807	02mar05	10:22-10:59	0.45-0.95	1.02	18.2	4.8	3.08	2.12
48369	02mar05	11:54-12:52	0.45-0.95	1.06	19.1	3.6	3.02	2.03
79035	02mar05	13:22-14:22	0.45-0.95	1.22	19.4	7.9	3.08	2.14
50715	02mar05	14:33-15:32	0.45-0.95	1.24	19.5	13	2.89	2.05
7719	03mar05	06:05-07:05	0.45-0.95	1.3	18.9	21	2.73	2.73
832	03mar05	07:29-07:44	0.45-0.95	1.26	16.5	20.4	2.83	2.57
103852	03mar05	12:13-13:37	0.45-0.95	1.18	19	2.0	2.83	1.85
51089	03mar05	14:00-15:00	0.45-0.95	1.3	19.6	9.9	2.85	1.94
832	04mar05	06:10-06:25	0.45-0.95	1.06	16.5	20.4	2.83	2.57
75668	04mar05	06:52-08:00	0.45-0.95	1.04	19.8	10.8	3.0	2.13
76019	04mar05	10:03-11:12	0.45-0.95	1.02	19.8	1.9	2.83	1.84
NTT								
11728	29jan06	01:13-02:14	0.45-0.95	1.66	19.2	16.8	2.91	2.29
20095	29jan06	02:47-03:41	0.45-0.95	1.6	18.4	8.7	2.79	1.87
20089	29jan06	04:10-04:50	0.45-0.95	1.48	19	3.6	2.92	1.95
15649	30jan06	05:49-06:52	0.45-0.95	1.35	19	5.6	2.97	2.01
23338	30jan06	07:24-08:40	0.45-0.95	1.55	19.3	6.2	2.83	1.88
40510	31jan06	01:54-02:52	0.45-0.95	1.68	19.2	10.9	2.97	2.10
94089	31jan06	03:03-03:40	0.45-0.95	1.55	18.1	6.4	2.80	1.85
40789	31jan06	04:00-04:44	0.45-0.95	1.42	19	1.6	3.01	2.03
91706	31jan06	04:54-06:01	0.45-0.95	1.46	18.7	1	2.82	1.84
40782	31jan06	07:25-08:41	0.45-0.95	1.58	19.2	6	3.03	2.08
40921	01feb06	04:04-05:07	0.45-0.95	1.57	19	1.2	3.05	2.07
43032	01feb06	06:05-06:47	0.45-0.95	1.32	19.4	9.6	3.04	2.17
IRTF								
832	04nov03	06:00-06:40	0.8-2.5	1.2	16.1	21.2	2.65	2.23
69880	04nov03	10:15-11:20	0.8-2.5	1.26	18.5	10	2.73	1.83
13765	04nov03	11:50-12:40	0.8-2.5	1.15	17.6	0.5	2.70	1.71
13807	04nov03	14:10-15:00	0.8-2.5	1.2	18.1	10	2.85	1.95
TNG								
10783	30aug05	22:30-23:55	0.8-2.5	1.4	17.7	9	2.86	1.92
57735	31aug05	00:15-02:20	0.8-2.5	1.35	18.6	2	2.77	1.76

Tab. 6.1: Liste des campagnes d'observations.

Visible						
Object	Type	Slope (μm^{-1}) $\pm 0.015 \mu m^{-1}$	Max(\bar{m}) $\pm 0.020 \mu m$	H (mag)	D (km) A=0.15	D(km) A=0.25
832	Sk	0.411	0.747	11.18	20.1	15.6
7719	Sk	0.166	0.744	14	5.5	4.3
11728	Sk	0.326	0.760	14.2	5	3.9
13765	Sq	0.044	0.730	14.2	5	3.9
13807	Sq	0.249	0.745	13.7	6.3	4.9
15649	Sk	0.265	0.757	14.6	4.2	3.2
20089	S	0.581	0.769	14.9	3.6	2.8
20095	Sq	0.200	0.750	14.2	5	3.9
23338	Q	0.101	0.740	15.1	3.3	2.6
40510	S	0.299	0.760	14.6	4.2	3.2
40782	Sq	0.164	0.745	14.7	4.0	3.1
40789	Sq	0.304	0.740	14.8	3.8	2.9
40921	Sq	0.224	0.760	14.8	3.8	2.9
43032	Sk	0.330	0.758	14.6	4.2	3.2
48369	Sq	0.165	0.736	14.8	3.8	2.9
50715	Sk	0.267	0.732	14.8	3.8	2.9
51089	S	0.288	0.752	15.2	3.2	2.4
69880	Sq	0.174	0.738	14.11	5.2	4.0
75668	Sk	0.208	0.738	14.28	4.9	3.8
76019	Sq	0.117	0.730	15.69	2.5	1.9
79035	Sq	0.101	0.728	14.33	4.7	3.65
91706	Sq	0.159	0.735	14.63	4.1	3.2
94089	Sq	0.264	0.755	14.11	5.2	4.04
103852	S	0.410	0.757	15.11	3.3	2.6
Visible and Near-IR						
	Band I $\pm 0.02 \mu m$	Band II $\pm 0.07 \mu m$	BAR	Slope $\pm 0.015 \mu m^{-1}$		
832	0.92	2.01	0.92 ± 0.18	0.077		
13765	0.94	2	0.91 ± 0.14	-0.071		
13807	0.95	2	0.75 ± 0.11	-0.065		
69880	0.96	2.03	1.36 ± 0.28	-0.006		

Tab. 6.2: Liste des paramètres définissant les membres de la famille que nous avons observé : la pente spectrale (visible et visible+IR pour 4 objets), la position du maximum du spectre dans le visible, les centres de bandes BI et BII des 4 spectres IR ainsi que le rapport des aires de bande (BAR), la magnitude absolue des objets et les diamètres pour un albédo (A) égal à 0.15 ou 0.25.

6.1.2 Résultats

Données Visible

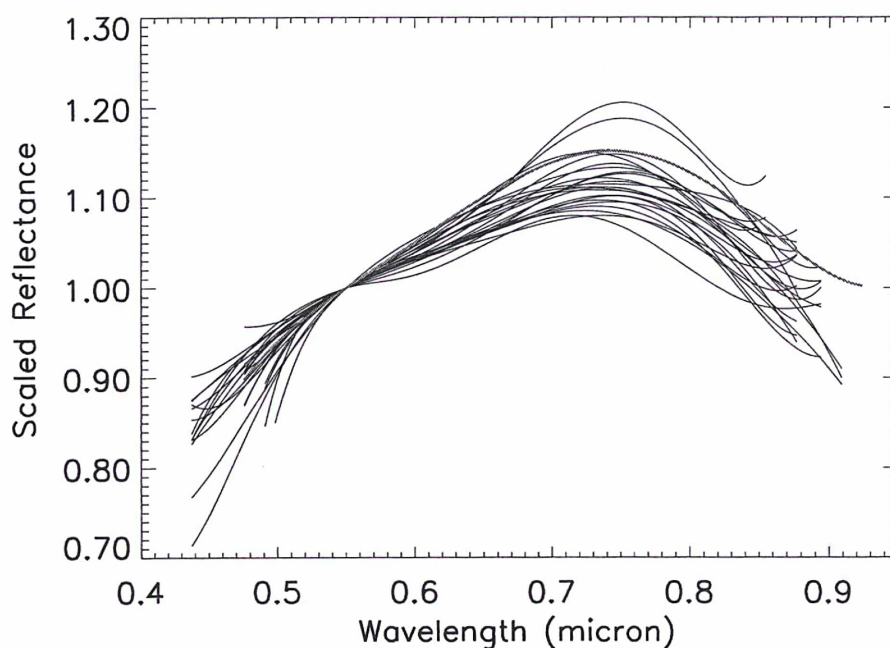


Fig. 6.2: Spectres dans le visible de 24 objets. Les spectres ont été fité par une fonction polynomiale d'ordre 6 et normalisés à 1 à 0.55 micron. En rouge, le spectre de 832 Karin, plus gros fragment de cette famille.

Les spectres visibles ont été normalisé à 1 à 0.55 micron. Les spectres individuels sont montrés dans les figures 6.8 et 6.9; la figure 6.2 montre tous les spectres V 'modélisés' par une fonction polynomiale de degré 6. Tous les objets que nous avons observé appartiennent au complexe taxonomique S. Par ailleurs, le type taxonomique de chaque objet est montré dans le Tableau 6.2. Puis, j'ai calculé la position du maximum ainsi que la pente pour tous les spectres. Pour trouver la pente, on effectue un moindre carré entre le spectre et la droite dont l'équation (6.1) est donnée ci-après (droite forcée de passer par 1 à $\lambda=0.55$) :

$$reflectance = 1 + Pente \times (\lambda - 0.55) \quad (6.1)$$

Dans le visible, la seule caractéristique qui permet d'investiguer une variation possible de la composition de surface, est la position du maximum de chaque spectre. Après le maximum, tous les spectres affichent le début d'une bande d'absorption. Cette bande est probablement due à la présence de silicates comme l'olivine et le pyroxène. L'intervalle spectral ne permet pas d'investiguer la minéralogie plus en détail.

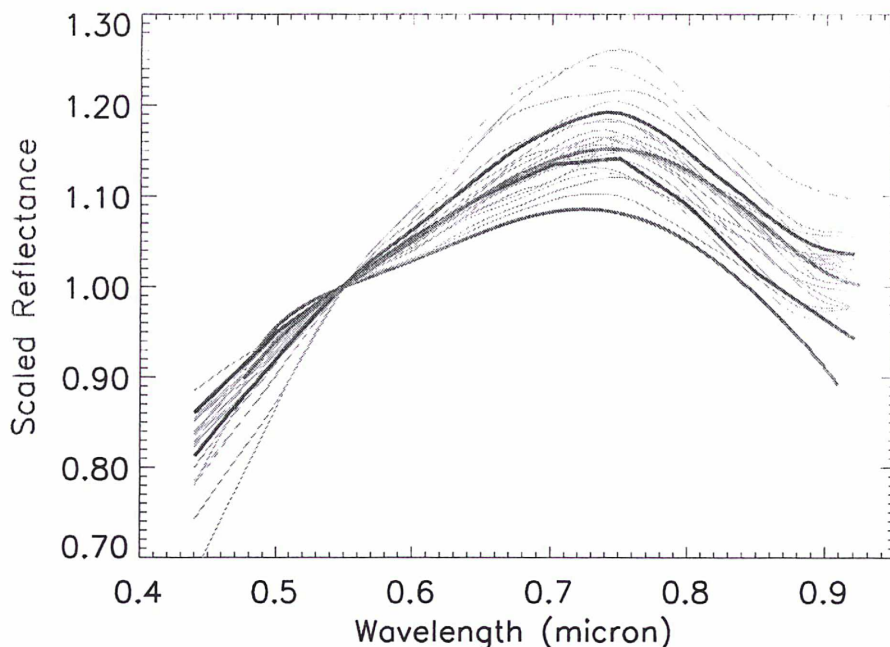


Fig. 6.3: Le corps parent de la famille de Karin est un ex-membre de la famille de Koronis. Ici, je montre tous les spectres de la famille de Koronis (vert) ainsi que deux spectres de la famille de Karin qui définissent un intervalle spectral dans lequel se trouvent 92 % des spectres de la famille de Karin. En bleu et de bas en haut : le spectre 'moyen' des astéroïdes Sq et S de la ceinture principale. Ceci donne une idée de la vitesse du processus d'altération spatiale (en 5.8 millions d'années 832 Karin est plus rouge que les astéroïdes Sq mais moins que l'astéroïde de type S 'classique').

Une variation de la position du maximum se produit lors d'une variation de la proportion relative de pyroxène et d'olivine et/ou une variation de la composition chimique de ces silicates (teneur en fer ou calcium). Pour tous les objets, le maximum varie dans l'intervalle de longueur d'onde 0.73-0.77 micron avec une barre d'erreur pour chaque mesure de ± 0.02 micron (voir Table 6.2). Notons qu'il est difficile d'interpréter la variation du maximum avec cette barre d'erreur, principalement due au bruit. Si cette variation est réelle, cela impliquerait une diversité de la composition de surface des membres de la famille (néanmoins mineure). Dans le cas contraire, nos résultats suggéreraient une composition unique; les différences spectrales que nous observons devraient alors avoir une autre explication comme l'altération spatiale (chapitre 2.3) par exemple.

Il est communément admis que les effets de l'altération spatiale peuvent être investigués en mesurant la pente spectrale. Nous avons calculé la pente des tous les spectres de la famille de Karin dans l'intervalle de longueur d'onde $0.52\text{-}0.92\mu\text{m}$ (voir Table 2). Pour 23 objets, les valeurs des pentes sont dans l'intervalle $[0.04;0.41] \mu\text{m}^{-1}$, 20089 étant une exception avec une pente égale à 0.58. Lazzarin et al. (2005) ont calculé les pentes spectrales d'un vaste échantillon

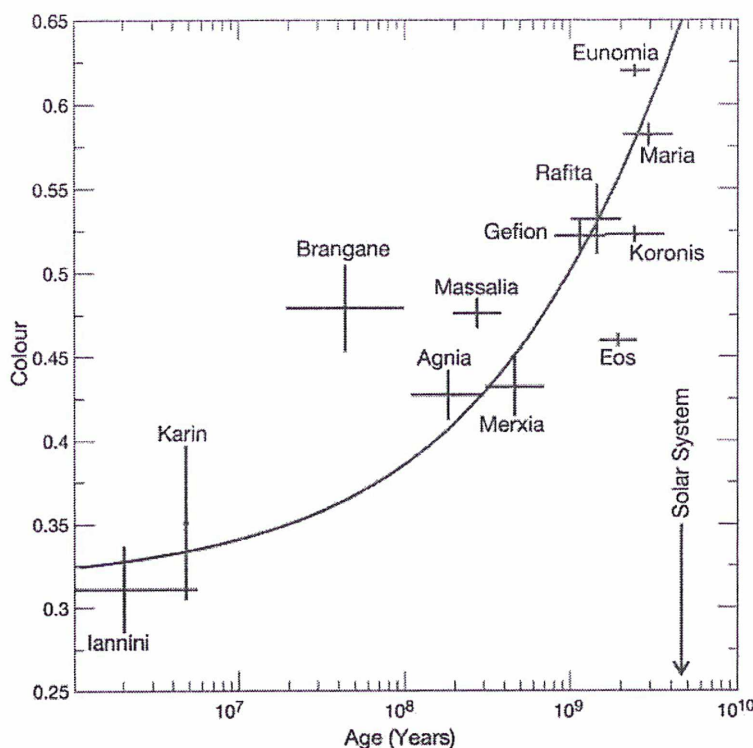


Fig. 6.4: Figure provenant de Jedicke et al. (2004). Elle représente les couleurs de 12 familles d'astéroïdes en fonction de leur âge. On remarque notamment, que plus une famille est 'vieille', plus les couleurs sont 'rouges'.

de chondrites ordinaires (300) dans le même intervalle de longueur d'onde. Ils ont trouvé que 95 % des OCs ont une pente inférieure à $0.208 \mu\text{m}^{-1}$, et considèrent cette valeur de pente comme un indicateur d'altération spatiale. Un de leurs résultats les plus importants, est que la majorité des astéroïdes géocroiseurs sont plus rouge que les OCs. Cela montre que les petits astéroïdes subissent bien l'altération spatiale, alors que ces derniers sont souvent considérés comme peu/moins altérés que les astéroïdes les plus gros. Comparant les valeurs de pente des OCs avec celle des membres de la famille, on remarque que 10 objets ont une valeur de pente inférieure à la valeur limite des OCs indiquée ci-dessus, ce qui rend ces objets compatibles avec les chondrites ordinaires. La pente moyenne pour les objets de la famille est 0.242 ± 0.03 si l'on inclut 20089 et 0.228 ± 0.03 si on exclut cet objet. Cette valeur moyenne est supérieure à la valeur limite 0.208 définie par Lazzarin et al. (2005), mais également supérieure à la valeur moyenne de pente des OCs qui est égale à 0.100 . Ainsi, les spectres de la famille de Karin sont en moyenne plus rouge que les OCs, et ceci est une confirmation que le degré d'altération spatiale est faible mais probablement présent à la surface de ces objets.

Jedicke et al. (2004) ont obtenu des couleurs d'astéroïdes à partir du Sloan Digital Sky Survey Moving Object Catalog pour 12 familles d'astéroïdes (Fig. 6.4) appartenant au groupe taxonomique S (familles de Karin et Koronis en particulier). Ils trouvent que les couleurs (PC1) des membres de la famille de Karin sont dans l'intervalle (0.32-0.4) tandis que les valeurs PC1 moyennes pour les OCs sont de 0.36 ± 0.06 (sans la sous classe LL3 - avec un $PC1 \approx 0.59$). Ce

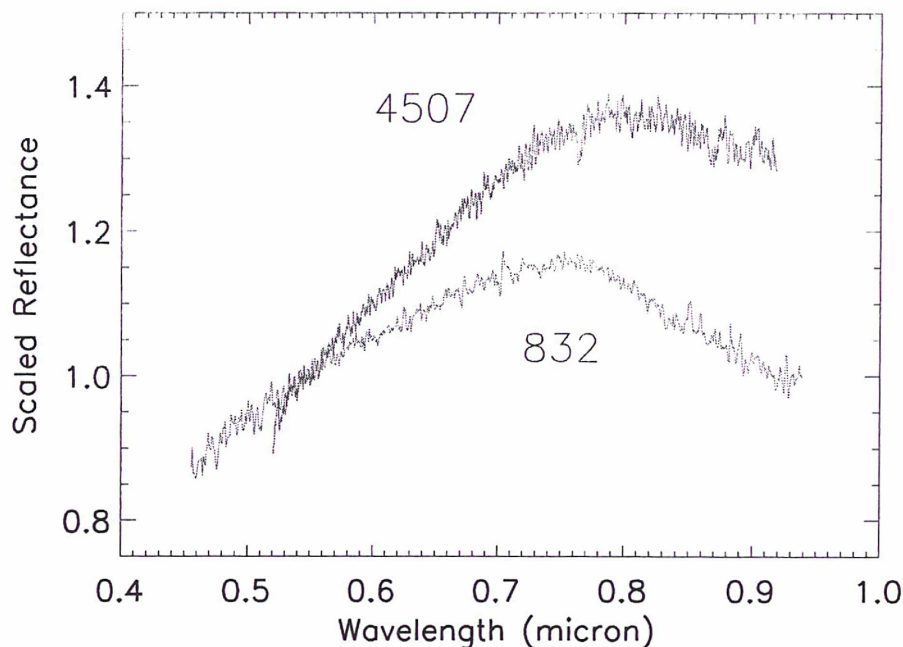


Fig. 6.5: Je montre ici le spectre visible de 832 Karin et celui de 'l'interloper' 4507 (Nesvorný et Bottke, 2004). Les deux objets sont de type S mais ils ont des pentes spectrales très différentes, et une position très différente du maximum. La spectroscopie confirme de belle manière que l'astéroïde 4507 n'appartient pas à la famille, résultat également prédit par les dynamiciens.

résultat est cohérent avec les notres, avec certains membres de la famille qui sont plus 'rouge' que les OCs.

2 objets parmi les 24 observés ont un maximum de reflectance plus élevé que les autres. Un problème avec les observations ne peut être exclu (objet sortant de la fente, nuage). La position de leur maximum est dans le même intervalle de valeur que pour les autres membres de la famille. On pourrait se demander si ces 2 objets pourraient être des interlopers. Des interlopers sont identifiés avec une quasi certitude lorsque leur spectre est incompatible avec les autres spectres de la famille. Par exemple un objet de type C identifié au sein d'une famille de type S a toutes les chances d'être un interloper. Dans le cas présent, les deux objets ne sont pas incompatibles avec le reste de la famille.

Nous avons cherché une corrélation entre le diamètre de chaque objet et sa pente. Les diamètres ont été estimés à partir de la magnitude absolue de chaque objet et une valeur moyenne d'albédo identique pour tous les membres. En fait, les calculs ont été effectués pour deux valeurs d'albédo ($A=0.15$ et $A=0.25$) ce qui nous donne deux valeurs de diamètre (Table 6.2) pour chaque objet (Nesvorný et Bottke, 2004). Nous ne trouvons pas de corrélation entre le diamètre et la pente, mais ce résultat est probablement dû au fait que la plupart des objets ont un diamètre semblable.

Nous avons également observé l'objet 4507, qui avait été considéré à l'origine par Nesvorný et al. (2002) comme un membre de la famille. Comme le montre la figure 6.5, son spectre est bien différent de celui de 832 Karin, bien que les deux objets soient de type S. Premièrement, sa pente est plus rouge ; deuxièmement ; la position de son maximum se situe à de plus grandes longueurs d'ondes ($0.82 \mu\text{m}$ pour 4507, $0.75 \mu\text{m}$ pour 832 Karin) ce qui suggère une composition de surface différente. En utilisant une méthode d'identification de membres plus affinée, Nesvorný et Bottke (2004) ont trouvé que 4507 est un interloper. Nos observations (Fig. 6.5) confirment bien ce résultat.

Pour finir, nous avons comparé les spectres visibles de la famille de Karin avec ceux de la famille de Koronis (Fig. 6.3). La famille de Koronis est une des plus grandes familles, elle fut identifiée en 1918 par Hirayama (1918). Le corps parent de Karin appartenait à cette vieille famille (2.5-3.0 milliards d'années). Binzel et al. (1993) ont observé 8 membres de cette famille et ont détecté de faibles variations spectrales. Ils en ont conclu que le corps parent de la famille de Koronis ne pouvait être que très peu différencié. Nos résultats concernant l'homogénéité du corps parents de Karin abondent dans ce sens. Le corps parent de Karin ne représentant qu'une 'couche' du corps parent de Koronis, on pouvait avant même d'avoir les résultats d'observation 'anticiper' les résultats obtenus. On remarque (visuel) que la dispersion des pentes spectrales est bien plus importante pour la famille de Koronis que pour celle de Karin. Ceci pourrait s'expliquer par une évolution collisionnelle différente pour les membres de Koronis.

On constate qu'il est difficile d'étudier la minéralogie des objets plus en détails sur un intervalle spectral aussi restreint. Des observations en IR proche venant compléter la partie visible vont permettre de mieux interpréter la minéralogie/composition de surface.

Données IR proche

Nous avons obtenu des spectres infrarouge pour 6 objets. Les spectres ont été normalisés à $0.9 \mu\text{m}$ et sont montrés dans la Figure 6.10. 4 de ces 6 objets ont été observés également dans le visible (Table 6.1). Comme dans le visible, les 6 spectres sont assez semblables. Ils possèdent une bande centrée autour de $0.95 \mu\text{m}$, et un maximum de cette bande autour de $1.5 \mu\text{m}$. Après $1.6 \mu\text{m}$, les spectres sont dominés par le bruit (à l'exception de Karin) et il est ainsi très difficile d'investiguer la composition de ces objets plus en détail. Les spectres IR ont été ajustés aux spectres visibles (Fig. 6.6) en utilisant l'intervalle de longueur d'onde commun $0.8-0.9 \mu\text{m}$. Puis, le spectre composite a été 'fité' par une fonction polynomiale de degré 6. Les spectres étant trop bruités après $1.6 \mu\text{m}$, le fit fut restreint à l'intervalle spectral $0.45-1.6 \mu\text{m}$.

Nous avons calculé la pente pour chaque spectre composé ainsi que les centres de bande (BI et BII) et le rapport des bandes (BAR) (Table 6.2). Le bruit est omniprésent après $1.6 \mu\text{m}$ et ceci explique la barre d'erreur importante pour les valeurs de BII et BAR (Table 6.2). Comme dans le visible, où nous avons observé une petite variation de la position des maxima, nous observons ici, une variation de la position des centres de bande (BI et BII). Nos résultats, comprenant l'allure des spectres ainsi que les différents paramètres calculés, suggèrent une composition semblable pour les 4 membres. Néanmoins, une variation de l'abondance relative olivine/pyroxène et/ou de la concentration en fer ou calcium pour ces minéraux n'est pas exclue.

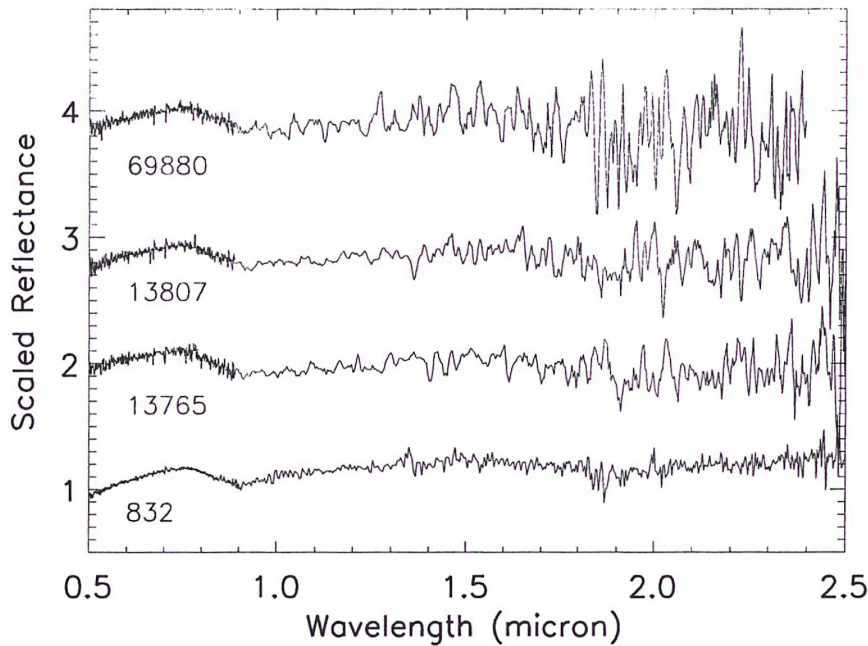


Fig. 6.6: Spectres de 832, 13765, 13807, and 69880 dans l'intervalle 0.5-2.5 μm . Les spectres ont été décalés verticalement pour plus de clarté. Les spectres IR ont été filtré avec une gaussienne.

La pente dans cet intervalle est définie comme la pente du segment qui joint les deux maximums de part et d'autre de la bande d'absorption située à 0.95 μm (d'environ $\lambda_a \sim 0.73 \mu m$ à $\lambda_b \sim 1.5 \mu m$). Nous avons comparé les valeurs de pente avec celle calculées par Marchi et al. (2005) pour les chondrites ordinaires. Marchi et al. (2005) ont choisi un vaste échantillon de spectres d'OCs provenant de la base de donnée RELAB. Ils n'ont sélectionné que les échantillons pour lesquels aucune trace d'altération n'était mentionnée. Ils ont calculé la pente définie ci-dessus pour tous les spectres (184). Ils ont trouvés que 95 % des pentes sont dans l'intervalle $[-0.2; 0.138] \mu m^{-1}$ range, et ils ont défini un limite de pente à 95 % (pente = $0.138 \mu m^{-1}$) au delà de laquelle un astéroïde serait considéré comme 'altéré'. Ils trouvent que 94 % des astéroïdes de la ceinture principale ont une valeur de pente supérieure à cette limite. En comparant les pentes de nos spectres avec celles des OCs, on trouve qu'elles se situent dans le même intervalle! Comme dans le domaine visible, ces résultats suggèrent fortement que les effets de l'altération spatiale à la surface des objets sont peu important ce qui est parfaitement en accord avec le jeune âge de la famille.

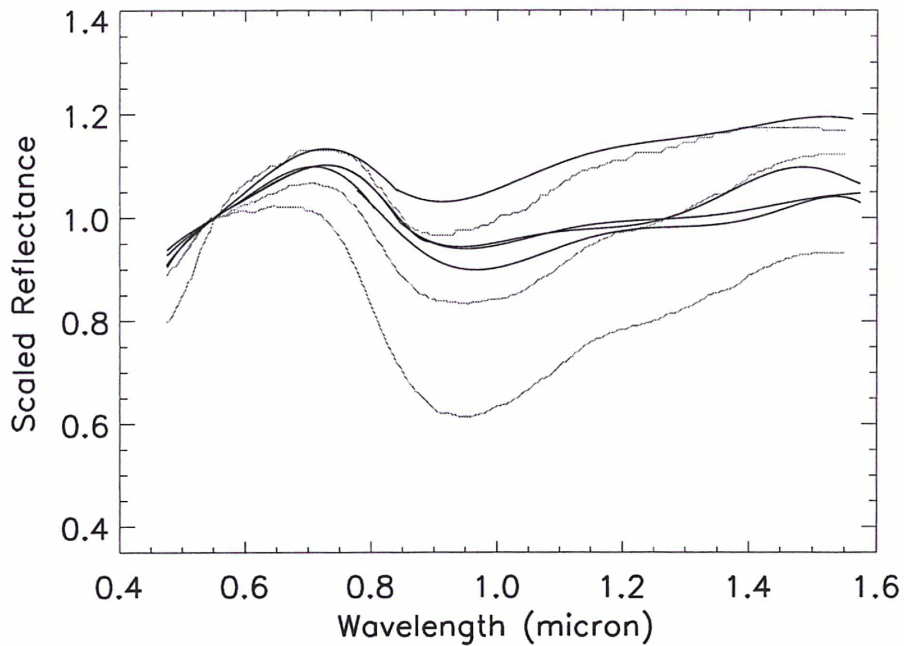


Fig. 6.7: Ici je montre les spectres de 832 Karin, 13765,13807 et 1998 SQ81 dans l'intervalle spectral 0.45-1.55 μm . Les spectres IR ont été ajusté aux spectres visibles en utilisant l'intervalle de longueur d'onde commun 0.8-0.9 μm . Puis, le spectre composite a été 'fité' par une fonction polynomiale de degré 6. Les spectres étant trop bruités après 1.6 μm , le fit fut restreint à l'intervalle spectral 0.45-1.6 μm . En bleu, trois spectres de chondrites ordinaires, représentant bien le domaine de 'pente' de ces météorites. Les spectres de la famille de Karin sont dans la partie 'haute' (rouge) de cet intervalle.

6.1.3 Discussion

Dispersion des pentes

Un premier résultat fournit par cette campagne d'observation est que le corps parent est assez homogène. Néanmoins, on observe une dispersion assez 'importante' des pentes spectrales.

Une première raison pouvant expliquer cette dispersion est de considérer que la variation de pente est due à un degré d'altération de surface différent. En considérant que l'âge des surfaces est le même (5.8 millions d'années) on pourrait s'attendre à une différence de pente négligeable. En fait, pendant que les processus de space weathering altèrent les propriétés optiques du régolithe en surface, d'autres processus comme des impacts par des fragments de toutes tailles sont en compétition avec l'effet d'altération en rafraîchissant régulièrement la surface (exposition de régolithe frais, non altéré auparavant). Ainsi, la surface d'un astéroïde est un résultat complexe de ces deux effets. Si les surfaces ont reçu la même 'dose' d'altération spatiale, le degré de rafraîchissement des surfaces a du varier pour les différents objets. Ainsi, la dispersion des pentes

que nous observons nous indique peut-être l'importance des processus de rafraîchissement (qui sont aléatoires).

Une autre raison qui peut être proposée est que certains des objets provenant de la croûte du corps parents ont préservé leur altération antérieure tandis que ceux provenant de l'intérieur du corps parent n'ont commencé qu'à être altéré il y a 5.8 millions d'années. Ainsi, la différence de pente s'expliquerait par la localisation originelle de chaque objet au sein du corps parent (croûte ou intérieur). Néanmoins, il n'est pas clair comment ces objets auraient pu préserver une surface plus 'vieille' que l'âge de la famille. Des résultats récents de Richardson et al. (2004), montrent que les secousses sismiques provoquées par l'impact, produisent un mouvement du régolithe considérable. Cet effet a du être très important pour les objets de la famille de Karin, et leur surface en a probablement été affectée. On pourrait s'attendre à ce que les surfaces de tous les objets aient été rafraîchi entièrement. Ceci nous ramènerait à la première explication.

Enfin, une troisième explication possible est que pour un objet non sphérique, selon que l'on observe la petite ou la grande face, cela peut produire des variations des pentes spectrales (ex., Gradie et Veverka (1981)).

L'explication la plus plausible semble être l'importance des processus de rafraîchissement. Cette raison expliquerait entre autre la dispersion des pentes observée au sein de la vieille famille de Koronis et au sein d'autre famille comme celle de Flora par exemple.

Premiers astéroïdes de type Q trouvés dans la ceinture principale ?

Il est intéressant de noter que la plupart des objets ressemblent fortement aux astéroïdes de type Q et aux OCs. Les astéroïdes de type Q sont des analogues spectrophotométriques des météorites OCs. Ces objets ont été trouvés parmi les NEOs (environ 6% de ≈ 300 NEOs observés sont de type Q; voir Binzel et al. (2002) pour une revue récente). En revanche, aucun astéroïde de type Q n'a été trouvé à ce jour parmi les 2000 objets observés de la ceinture principale (MBAs; Bus & Binzel 2002a,b). Cette absence d'analogie spectroscopique aux météorites OCs au sein de la ceinture principale est un problème qui perdure depuis longtemps. L'interprétation canonique de ce problème, est que l'absence des astéroïdes de type Q parmi les MBAs est due à un biais observationnel. En effet, on dispose de peu de spectres de MBAs de taille semblable à celles de NEOs (≤ 5 -km diamètres). L'explication actuelle pour l'absence d'altération spatiale constatée sur certains NEOs est que les petits astéroïdes subissent plus de collisions 'destructrices' que les gros, et ainsi ont en moyenne une surface plus fraîche que les gros (Davis et al., 2002)! Ainsi, plus on observe de petits astéroïdes, plus on devrait trouver des astéroïdes de type Q. Les petits astéroïdes ne deviennent des cibles observables 'aisées' que lorsqu'ils sont très proche de la Terre (NEOs). Ainsi, les gros astéroïdes de la ceinture principale de composition de type OCs, possèdent en moyenne, un spectre rouge, et ceci explique pourquoi ils sont de classe taxonomique S (Nesvorný et al., 2005).

Il se trouve que la plupart des membres de la famille de Karin que nous avons observé, possèdent un diamètre semblable à celui des NEOs. De fait, leur spectre s'approche très fortement de celui des astéroïdes de type Q et des spectres d'OCs. A ce stade, il ne s'agit pas de confondre divers effets : l'effet du à la taille, et celui du à l'âge de la surface. La collision étant très récente, les surfaces sont nécessairement jeunes. Notre résultat n'implique pas que n'importe quel petit

astéroïde de composition de surface de type OC, possèdera un spectre de type Q/OC. En effet, même parmi les NEOs on trouve un bon nombre de spectres S très rouge !

L'étude de cette famille nous a appris qu'un temps d'exposition (à l'altération spatiale) de 5.8 millions d'années commence à transformer un spectre OC en un spectre S distinctement (vrai pour 60 % des objets). De nouvelles familles ont été découvertes récemment par David Nesvorný avec des âges inférieurs au millions d'années. L'observation de ces nouvelles familles, qui se situent à des distances héliocentriques différentes, va permettre de quantifier l'influence relative de divers paramètres (distance au Soleil, âge de l'impact, composition de la surface) sur la couleur d'un astéroïde.

Fig. 6.8: Spectres des divers membres dans le visible

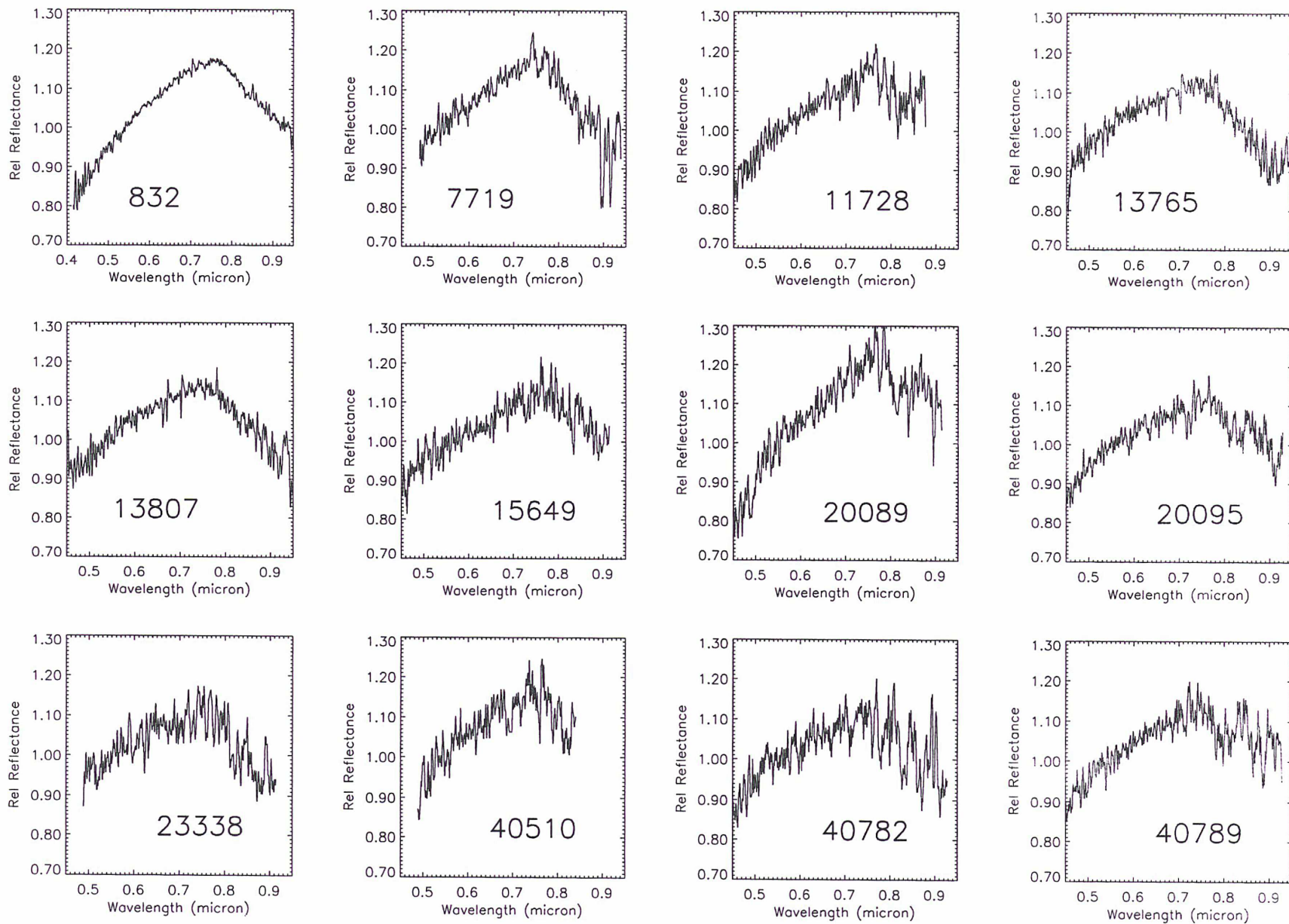
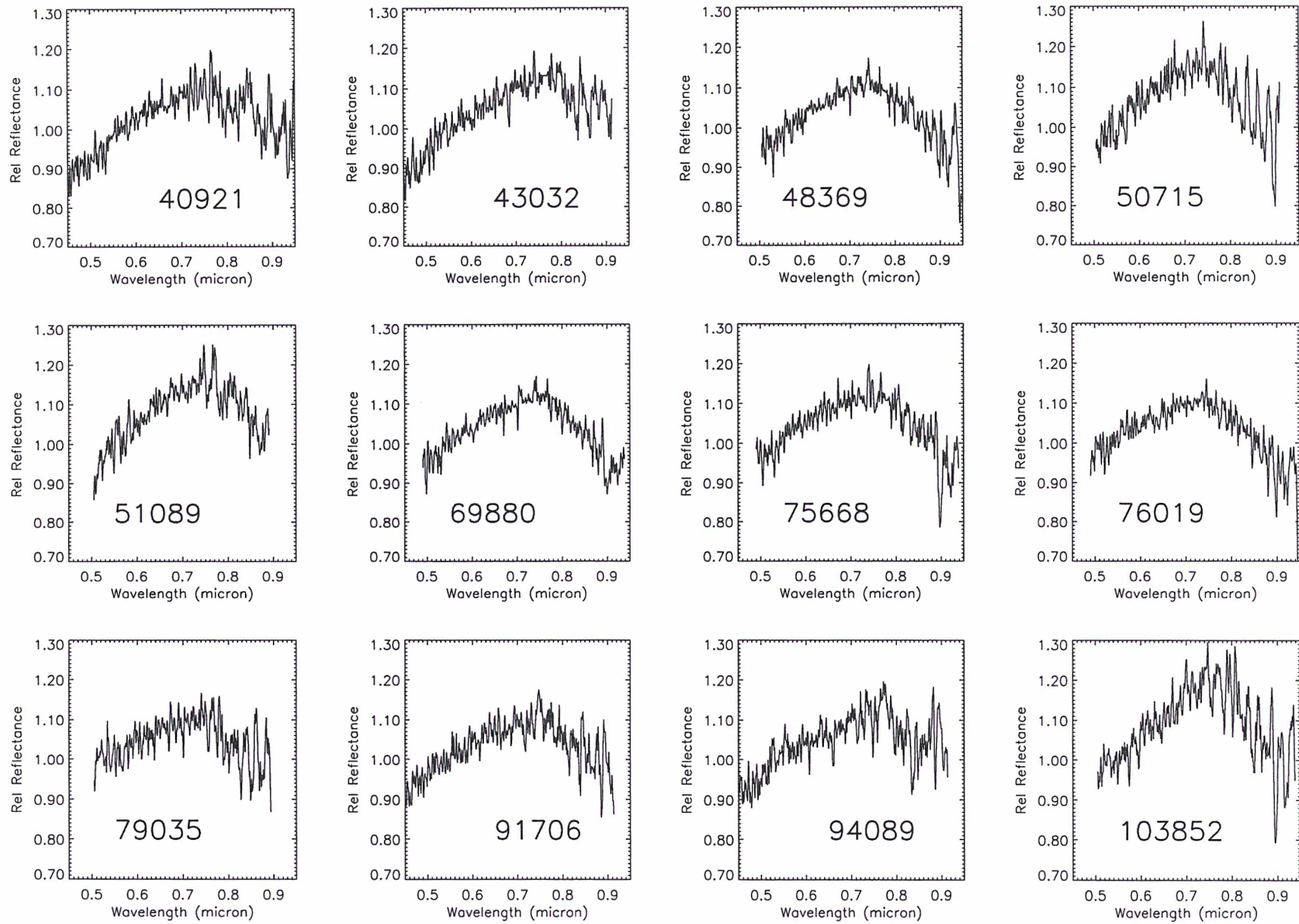


Fig. 6.9: Spectres des divers membres dans le visible



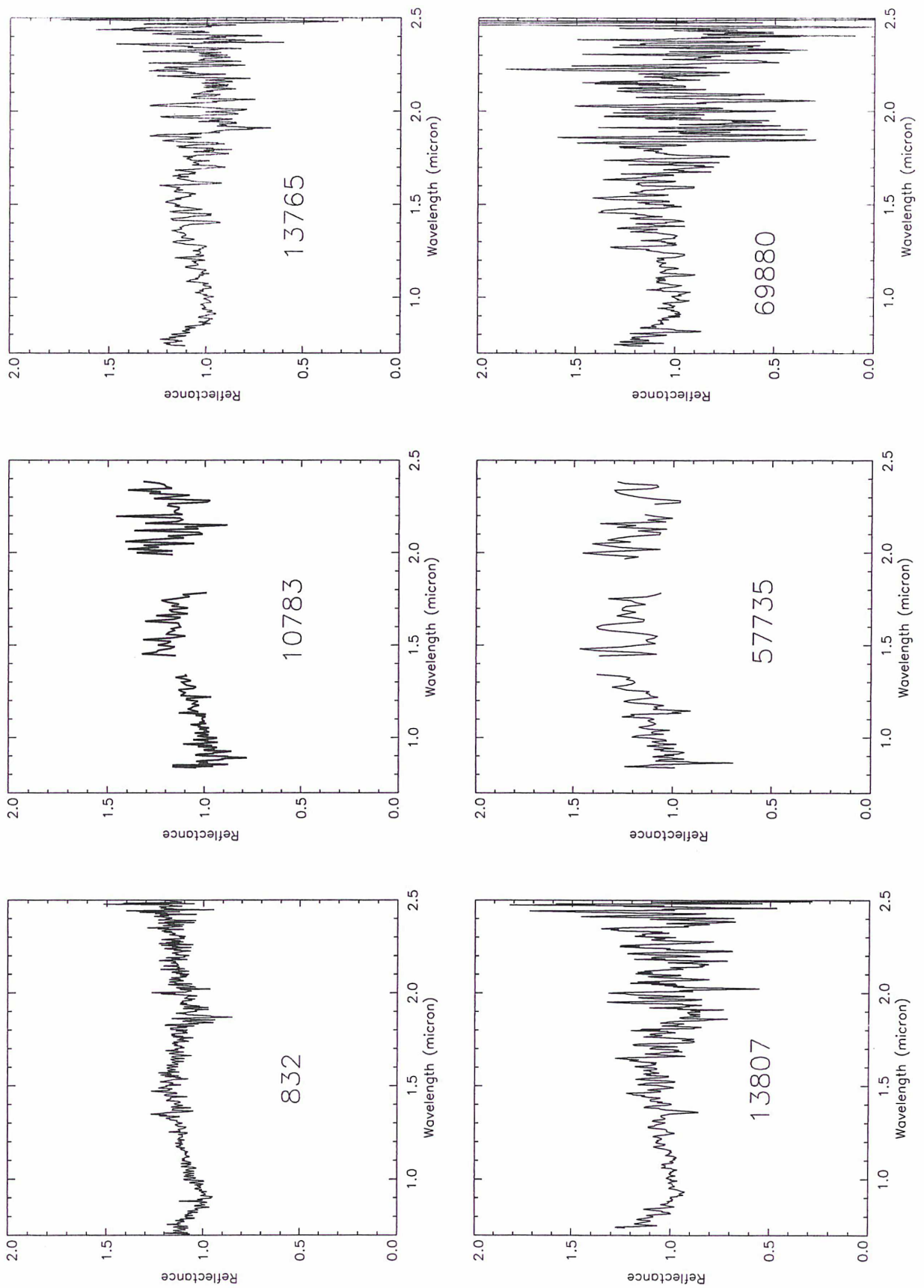


Fig. 6.10: Spectres des divers membres dans l'IR proche

6.2 Modèle d'altération spatiale

Nous avons développé un nouveau modèle d'altération spatiale (présentation de l'altération spatiale dans le chapitre 2.3). Ce modèle a été créé à partir de résultats expérimentaux (irradiations de météorites et divers silicates avec des ions (60-400 keV)). Ce modèle est une fonction à un seul paramètre (Cs) qui permet de modéliser le rougissement des spectres du à l'altération spatiale (vent solaire uniquement). Le paramètre Cs est fonction du temps d'irradiation. Nous avons inclus ce modèle dans le modèle de Shkuratov afin de modéliser le spectre de 832 Karin dans l'intervalle de longueur d'onde 0.4-2.4 micron. Le temps d'exposition que nous obtenons avec le modèle est légèrement inférieur à l'âge de l'impact qui forma la famille de Karin (5.8 millions d'années).

6.2.1 Données expérimentales

Plusieurs expériences d'irradiation ont été effectuées à l'Observatoire de Catania : sur la météorite Epinal (chondrite ordinaire H5) (Strazzulla et al., 2005) et sur un bon nombre de silicates terrestres (Brunetto et Strazzulla, 2005; Marchi et al., 2005). Les silicates terrestres incluent : des olivines, pyroxènes (ortho- et clino-), et de la serpentine.

L'observatoire dispose de deux spectrographes. L'un ex-situ et l'autre in-situ. Le spectrographe in-situ permet de prendre un spectre avant, pendant et après l'expérience d'irradiation sans enlever l'échantillon de sa place (Fig. 6.11). L'intervalle spectral "in-situ" est 0.7-2.5 micron. Le type de réflectance est bi-directionnelle. Le spectrographe ex-situ est intéressant car l'intervalle spectral est plus large (0.3-2.5 micron). Dans ce dispositif, la réflectance est hémisphérique. Les spectres in-situ sont collectés dans une chambre sous vide (10^{-7} mbar). Les spectres ex-situ sont collectés à pression atmosphérique.

L'irradiation a été effectuée avec divers ions (H^+ , He^+ , Ar^+ , Ar^{++}) et à diverses énergies (30-400 keV). Les spectres en réflectance avant et après irradiation sont montrés dans la Figure 6.12. Tous les spectres possèdent des bandes d'absorption caractéristiques de silicates comme l'olivine et le pyroxène (1 et/ou 2 micron; appelées bande I et bande II dans le texte).

6.2.2 Modèle du continuum : le paramètre Cs

Nous allons montrer que le rougissement 'spectral' engendré par l'altération spatiale peut être décrit par un continuum exponentiel. L'idée ici est de modéliser les effets de l'altération spatiale (vent solaire) en se basant sur nos résultats expérimentaux. L'intérêt du modèle est qu'il puisse être utilisé lors de la modélisation du spectre d'un corps qui subit les effets du vent solaire (ex : astéroïdes, la Lune). En évoquant la modélisation spectrale, on pense ici aux modèles de réflectance (ex : Shkuratov, Hapke). Sans un modèle d'altération spatiale, il faut se rendre à l'évidence qu'il est impossible d'étudier le spectre d'un objet altéré en utilisant les modèles de réflectance. Dans le cas de l'irradiation par le vent solaire, le rougissement spectral est dû à une modification de la surface (déplacement d'atomes) sur environ 100 nm. Il n'y a pas de 'création de matière', de vaporisation et recondensation de cette vapeur qui viendrait se déposer

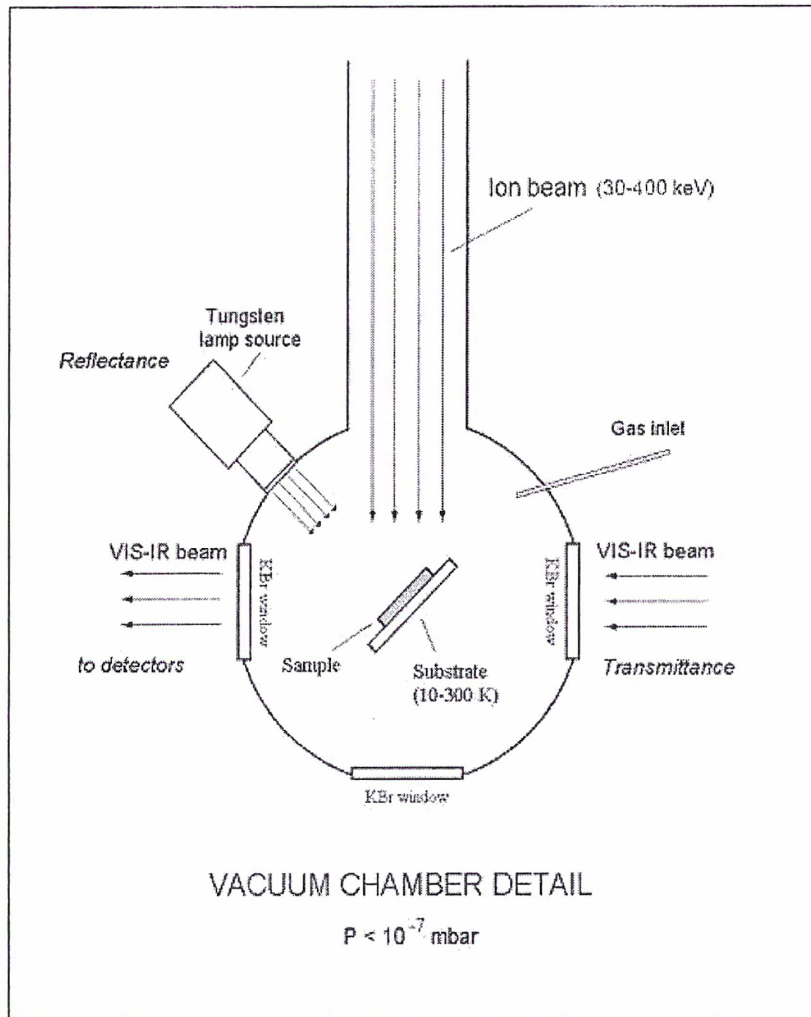


Fig. 6.11: Dispositif expérimental in situ : les ions arrivent avec un angle de 45 degré sur la cible. On voit également la lampe situé en face de la cible ainsi que le détecteur (CCD) faisant un angle de 45 degré avec la cible.

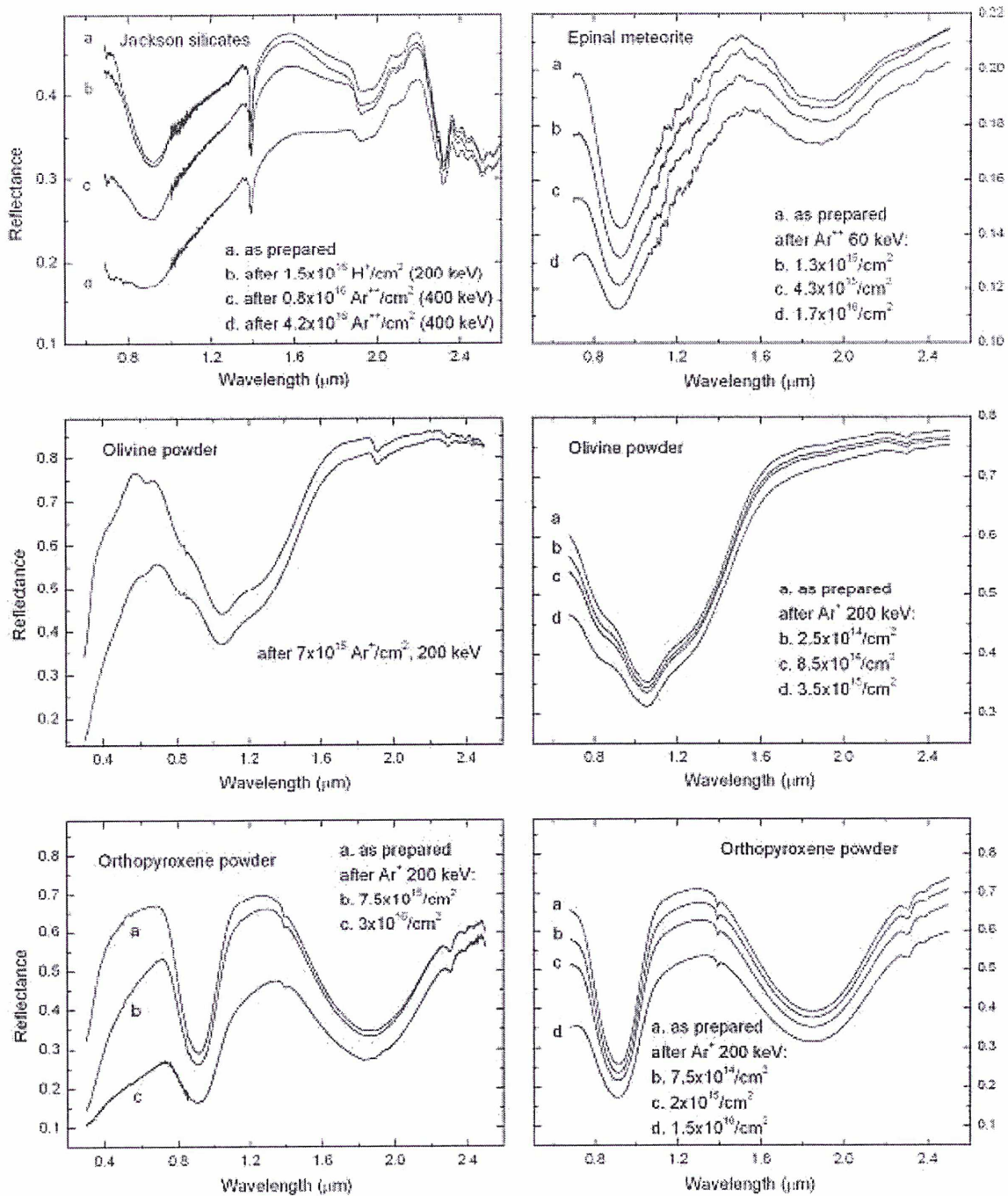


Fig. 6.12: Figure issue de Brunetto et al. (2006b). Expériences d'irradiations sur une météorite (Epinal) et divers minéraux (Strazzulla et al., 2005; Brunetto et Strazzulla, 2005; Marchi et al., 2005).

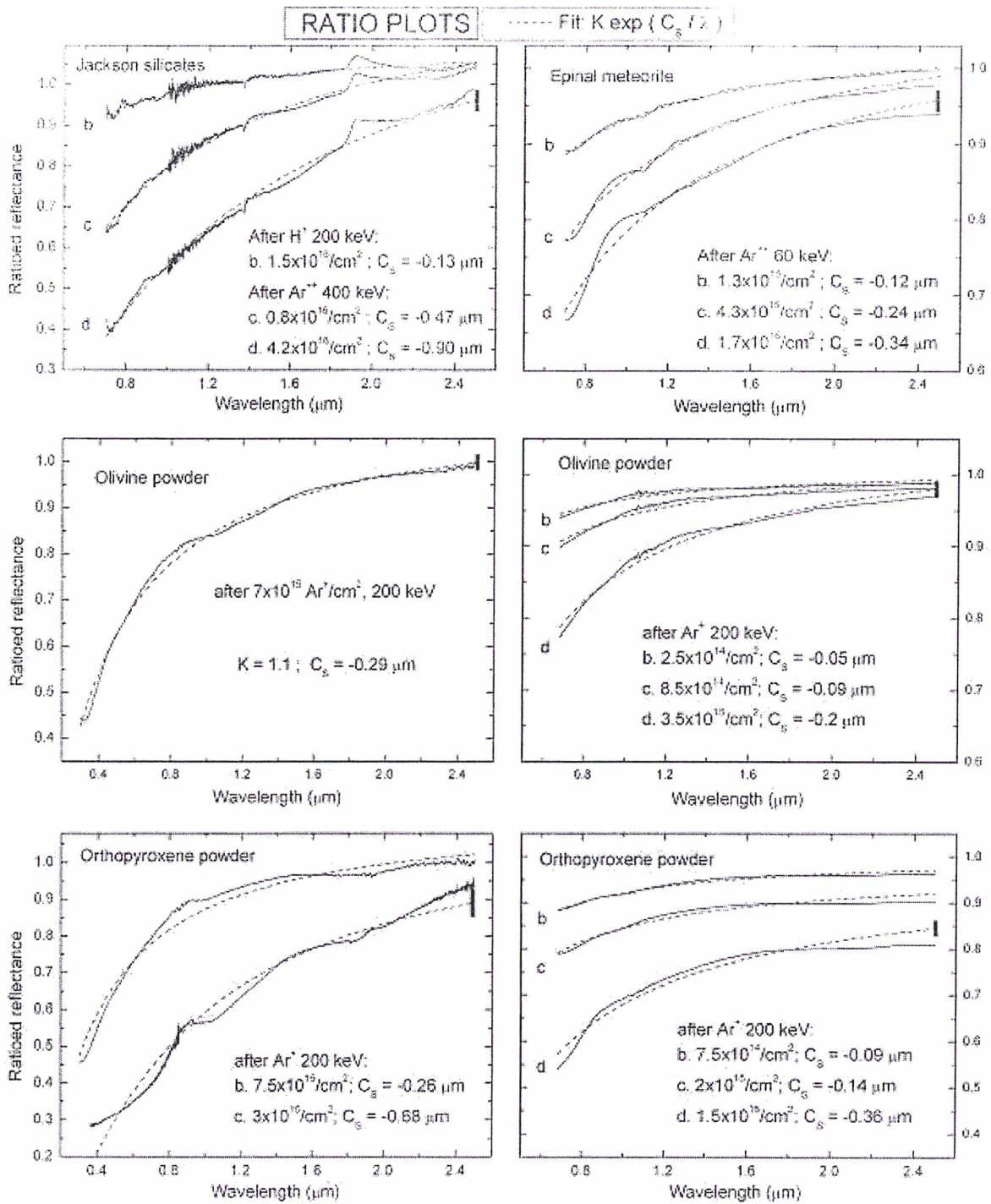


Fig. 6.13: Figure issue de Brunetto et al. (2006b). Division entre les spectres montrés dans la figure précédente; chaque spectre obtenu après irradiation est divisé par le spectre obtenu avant irradiation. Les courbes en pointillées montrent le meilleur fit obtenu avec l'équation 6.2. La valeur de C_s est indiquée. Enfin, un trait vertical noir indique la barre d'erreur.

sur la surface (ex : dépôt de sphérules ferreuses dans le cas de l'altération due aux impacts de micro météorites). Dans le cas présent, le modèle ne peut qu'être 'mathématique' et empirique. Ici, "l'altération spatiale est une fonction qui transforme le spectre d'une surface vierge en un spectre plus rouge".

Nous avons essayé de trouver une fonction qui permet de passer d'un spectre de surface vierge aux différents spectres de cette surface avec irradiation progressive. Pour cela nous avons divisé le spectre d'un échantillon irradié par le spectre de ce même échantillon non irradié. On s'aperçoit que la 'contribution' des bandes I et II disparaît presque entièrement et qu'il ne reste qu'un continuum. D'autre part, l'irradiation n'affecte pas la position ou la profondeur des bandes d'absorptions. Ceci est illustré dans la Figure 6.13 ; chaque graphique représente la division entre le spectre de l'échantillon irradié (à différentes fluences) et non irradié.

Nous avons essayé de modéliser ce continuum avec différentes fonctions. La contrainte que nous avons imposée est que la fonction n'ait qu'un seul paramètre, ce paramètre représentant la quantité d'ions 'reçue' ou le temps d'exposition (il y a équivalence). Ainsi, la fonction doit être croissante, lorsque ce paramètre croît. La meilleure fonction que nous avons trouvée est la suivante :

$$W(\lambda) = K \exp\left(\frac{Cs}{\lambda}\right) \quad (6.2)$$

où K est un facteur d'échelle, dont la valeur dépend de la normalisation du spectre ; Cs est le paramètre que nous avons défini plus haut, qui est donc une mesure du degré d'altération. La fonction $W(\lambda)$ est ce que nous appelons la fonction d'altération spatiale. Nous avons essayé d'autres fonctions (logarithmique etc..) mais le meilleur 'fit' est obtenu avec la fonction donnée par l'équation 6.2. Notons tout de même qu'il y a des résidus des bandes I et II dans les divisions. Cela affecte la modélisation dans ces régions. Néanmoins, la Figure 6.13 montre que la fonction $W(\lambda)$ modélise bien la division des spectres, que cela concerne les expériences sur des silicates terrestres ou sur la météorite Epinal. Ainsi, un spectre 'altéré' peut être modélisé en multipliant la fonction définie (avec une valeur du paramètre Cs adéquate) par un spectre non altéré. Le paramètre Cs est négatif ou nul et devient 'plus négatif' lorsque le degré d'altération augmente. De plus, même si il ne représente pas une longueur, il est mesuré en micron (pour homogénéiser la formule).

Brunetto et Strazzulla (2005) ont démontré que le rougissement spectral issu de l'irradiation est connecté à la formation de déplacements d'atomes (d). Ainsi une fluence donnée forme un nombre d de déplacements dans la cible (voir le site <http://www.SRIM.org/> pour le calcul de d). Comme dans Brunetto et Strazzulla (2005), nous avons cherché une relation entre le paramètre Cs et le paramètre d ; la Figure 6.14 affiche la valeur de Cs en fonction du nombre de déplacement par unité de surface pour toutes les expériences montrées dans la Figure 6.12. Il apparaît clairement que le paramètre Cs est corrélé avec le nombre de déplacements par cm^2 , mais cela ne semble pas dépendre de la composition de la cible. De fait, les points peuvent être fités par une courbe d'équation :

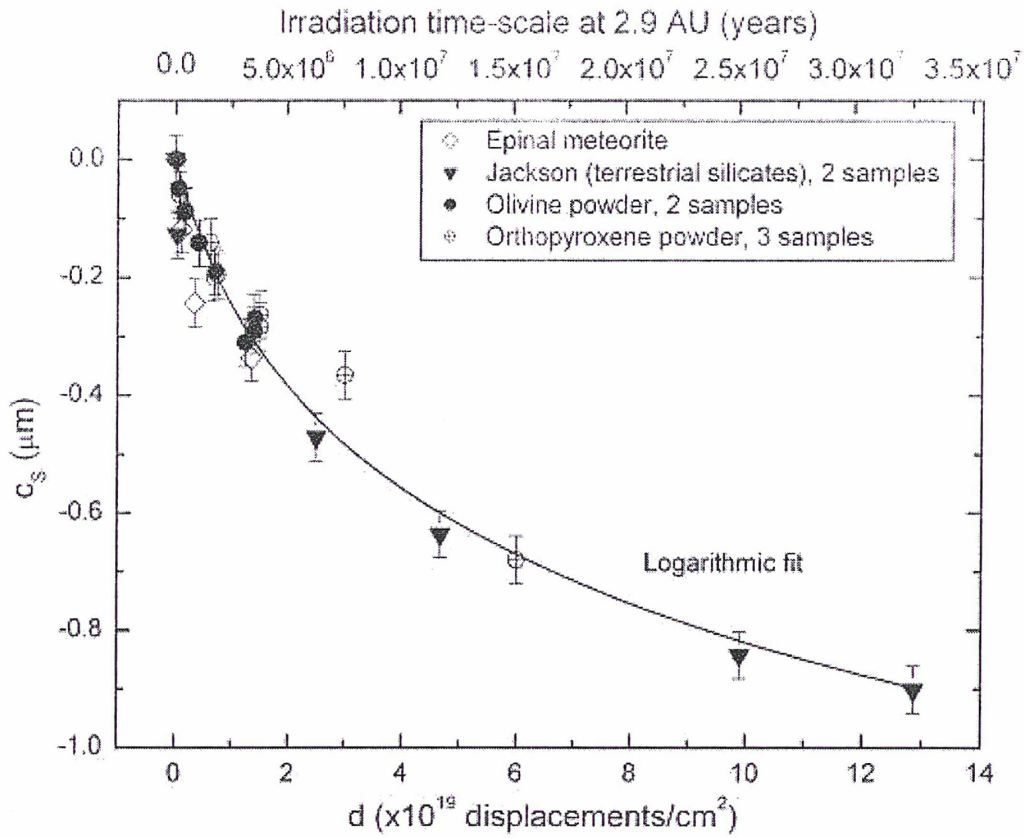


Fig. 6.14: Figure issue de Brunetto et al. (2006b). Le paramètre C_s de nos expériences, en fonction du nombre de déplacements d par cm^2 . Un estimation de l'échelle de temps correspondante (à 2.9 UA) est donnée (axe des abscisses supérieur)

$$C_s = \alpha \times \ln(\beta \times d + 1) \quad (6.3)$$

où $\alpha = -0.33 \pm 0.06 \mu\text{m}$ et $\beta = (1.1 \pm 0.5) * 10^{-19} \text{ cm}^2$.

De la Figure 6.14 nous déduisons que dans le cas de l'irradiation, l'altération est la même pour l'olivine et le pyroxène. Des expériences d'irradiation avec un laser (Sasaki et al., 2001; Brunetto et al., 2006a) donnèrent un résultat différent, l'olivine étant dans ce cas un peu plus altérée que le pyroxène. Un autre point intéressant, est que la 'morphologie' de la surface irradiée joue un rôle mineur; en effet certains échantillons furent réduit en poudre, les autres restant 'brut' (fragment de roche).

Etant donné que le paramètre C_s est étroitement corrélé avec le paramètre d , on peut estimer une échelle de temps pour ce processus; de fait, chaque valeur de d correspond à un temps

d'exposition/d'irradiation à une distance héliocentrique donnée une fois que les fluences et énergies des ions sont connues (pour un environnement donné). Malheureusement, ce type de conversion (fluence en échelle de temps) n'est pas d'une précision absolue; en effet, les expériences sont effectuées avec un type d'ion et non tous les ions présents dans le vent solaire avec leur abondance respective. Il s'agit donc d'extrapoler le résultat obtenu à partir d'un ion à tous les autres ions. Cette extrapolation est donc une estimation et est certainement affecté d'erreurs pouvant aller jusqu'à un facteur 10.

Voici le calcul effectué pour obtenir l'échelle de temps (le même calcul a été effectué pour estimer l'échelle de temps sur Vesta) :

1) La fluence utilisée dans le laboratoire est divisée par le flux du vent solaire (pour l'ion en question). Le flux est le flux de cet ion à 1UA. Ensuite, étant donnée que l'échelle de temps est calculée pour une distance héliocentrique 'précise', on divise par le carré de la distance (flux solaire décroît en $1/R^2$).

2) Puis il y a une correction 'd'énergie' : les ions utilisés dans les expériences sont parfois plus énergétiques que les ions typiques du vent solaire. On utilise des ions plus énergétiques pour accélérer le processus en laboratoire. En prenant une expérience faite avec des ions Argon par exemple, nous avons utilisés ces ions avec une énergie de 400 keV alors que l'énergie type est de 36 keV. Le logiciel sur le site www.srim.org permet de calculer le dommage crée par la collision élastique pour tous les ions. Il y a un facteur 6 entre des ions à 400 keV et 36 keV (donc multiplier par 6).

3) Il faut ensuite prendre en compte la rotation de l'astéroïde et multiplier par 4.

4) Enfin, étant donné que l'argon est un constituant mineur du vent solaire, on calcule le dommage causé par la collision élastique pour tous les autres ions du vent solaire (H, He, C, O, N etc.) ce qui fait un facteur 1000 environ.

Dans les figures 6.14 et 6.16 apparaît l'échelle de temps pour l'astéroïde 832 Karin (demi-grand axe = 2.9 UA) dont nous avons modélisé le spectre (voir section suivante).

Notre modèle d'altération spatiale défini par l'équation 1) possède certaines limites : La figure 6.15 montre que le modèle marche bien dans l'intervalle de longueur d'onde 0.4-2.0 micron mais qu'il s'avère plus rouge que les spectres divisés dans l'intervalle de longueur d'onde 2.0-2.5 micron. Néanmoins, la possibilité grâce à ce modèle de fitter un spectre d'astéroïde en utilisant le paramètre Cs est très intéressante, car cela donne la possibilité d'avoir l'âge de la surface d'une manière assez simple.

6.2.3 Modélisation du spectre de 832 Karin

Nous avons utilisé le spectre visible-infrarouge de l'astéroïde 832 Karin afin de tester notre modèle. L'intérêt d'utiliser le modèle sur cet astéroïde est que le corps parent dont il est issu a subi une collision fort bien datée (il y a 5.8 millions d'années). Aussi, les dynamiciens supposent qu'une bonne partie de la surface a été rajeunie par la collision pour ne pas dire totalement renouvelée. L'observation de la surface de cet objet nous permet de mesurer la vitesse de l'altération spatiale. Sa couleur est celle d'un objet ayant été altéré depuis 5.8 millions d'années à 2.9 UA (demi-grand axe moyen). En utilisant le modèle d'altération spatiale que nous avons défini, nous

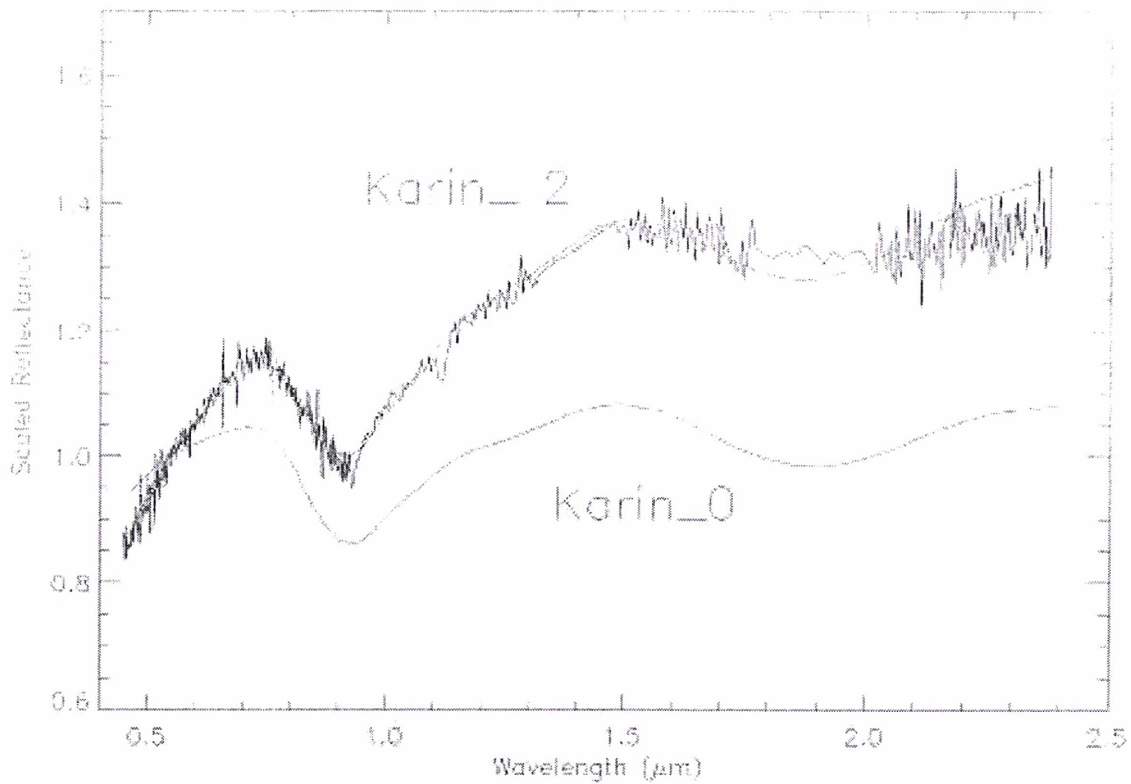


Fig. 6.15: Figure issue de Brunetto et al. (2006b). Le spectre de Karin et le spectre synthétique (Karin2) obtenus avec notre modèle combiné à celui de Shkuratov. Un autre spectre synthétique (Karin0) est également affiché, avec une composition identique à celle de Karin2 mais un paramètre d'altération nul. Ce spectre (Karin0) montre ce que serait le spectre de Karin juste après l'impact (spectre semblable aux OCs).

voulons comparer l'âge de la surface estimé à partir du modèle avec l'âge 'réel' de la surface (5.8 millions d'années).

Nous avons modélisé le spectre de 832 Karin en utilisant le modèle de Shkuratov (Shkuratov et al., 1999) afin de déterminer une possible composition de sa surface (en la comparant avec celle des chondrites ordinaires) et le degré d'altération de sa surface. Le modèle calcule d'abord l'albédo d'un grain avec son diamètre et une composition donnée (grain caractérisé par ses constantes optiques n et k). De cette albédo, il est possible d'obtenir la réflectance d'une surface à composition unique ou multiple. La première étape de la modélisation a consisté à choisir les composants possiblement présent à la surface. Nous avons choisi de débiter avec les minéraux présents dans les chondrites ordinaires, c'est à dire l'olivine, ortho- et clinopyroxène, du plagioclase feldspath, de la chromite et du fer métallique.

Nous avons appliqué un mélange ‘intime’, c’est à dire que les différents minéraux se juxtaposent (petite échelle) et que les photons les traversent. Un mélange géographique impliquerait que la variation de composition se fait à ‘grande échelle’ (régionale). Ce cas est rarement valable sur des petits corps comme les astéroïdes, qui ont une composition de surface assez homogène. Il ne peut être assumé a priori que chaque astéroïde de type S possède une composition de surface identique à celle des chondrites ordinaires (OCs). Néanmoins, les bandes d’absorptions observées dans le spectre de Karin, indiquent la présence d’olivine et de pyroxène, minéraux qui sont également (abondamment) présents dans les OCs. Si il existe un autre minéral majeur à la surface de Karin alors ce dernier ne devrait pas posséder de signatures “forte”; autrement, cela se verrait dans le spectre. Voilà pourquoi nous nous référons à une composition de départ de type OC.

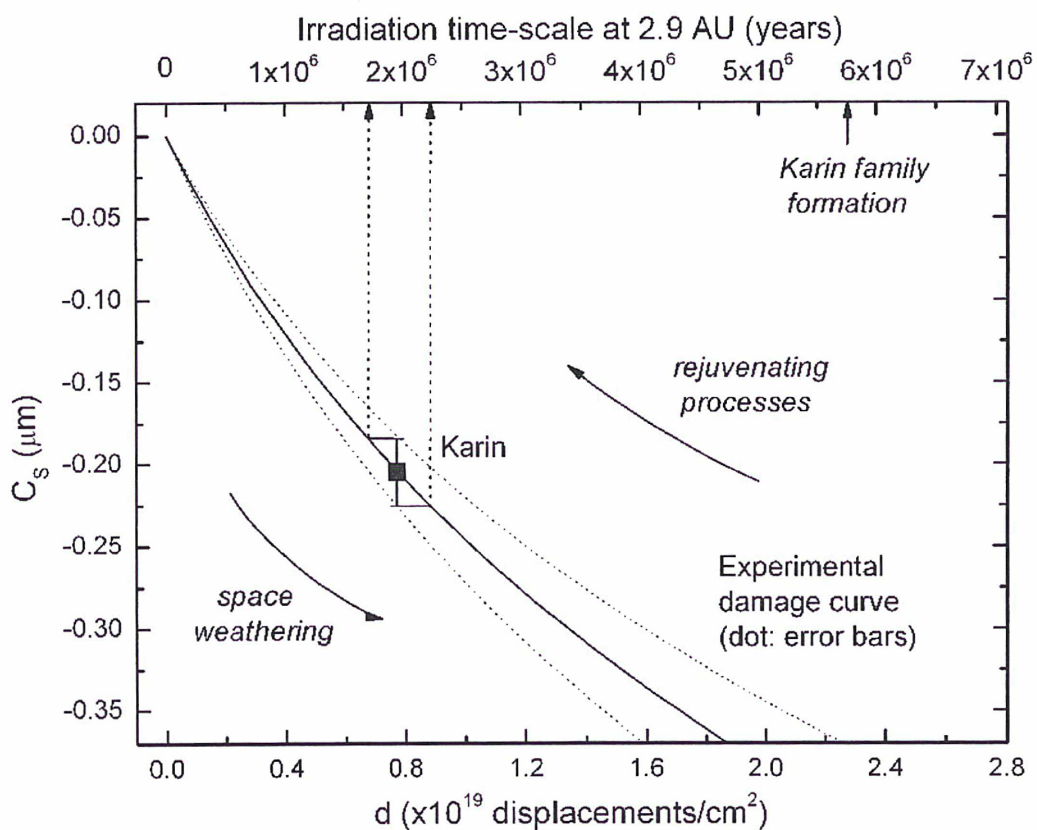


Fig. 6.16: Figure issue de Brunetto et al. (2006b). Même figure que la 6.14 mais zoomée; la valeur de C_s pour Karin est incluse et placée sur la courbe expérimentale. Le temps d’irradiation pour Karin est compatible avec une surface qui aurait été rajeunie il y a de cela 5.8 millions d’années lors de la formation de la famille de Karin.

Pour l’olivine et le pyroxène, nous avons utilisé différentes constantes optiques ayant des chimies différentes (variation de l’abondance de fer) (Lucey, 1998). Les paramètres libres du modèle sont l’abondance relative des divers composants (dont la somme doit être égale à 1), la chimie des minéraux (pour l’olivine et le pyroxène), la taille des grains, et le paramètre

d'altération spatiale C_s . L'ajout de la fonction d'altération spatiale modifie l'équation finale de Shkuratov et al. (1999), $A(\lambda)$, de la manière suivante :

$$R(\lambda) = W(\lambda)A(\lambda) = K \exp\left(\frac{C_s}{\lambda}\right)A(\lambda) \quad (6.4)$$

où $R(\lambda)$ est l'albédo spectral final, $W(\lambda)$ est la fonction d'altération que nous avons introduit précédemment, et $A(\lambda)$, l'albédo de Shkuratov (Shkuratov et al., 1999).

Nous avons fixé la valeur de la porosité à 0.7 comme l'a fait Shkuratov et al. (1999) dans son modèle pour la Lune. Notons que ce paramètre influence peu les résultats comme le remarque (Shkuratov et al., 1999).

Pour finir, une routine IDL utilisant l'algorithme Levenberg-Marquardt a été utilisée pour le moindre carré et obtenir le plus petit résidu possible entre le spectre de Karin et le spectre synthétique.

6.2.4 Résultats

Nous avons tout d'abord appliqué le modèle aux spectres visible et IR séparément. Nous trouvons que la composition obtenue ainsi que le degré d'altération sont les mêmes dans le visible et dans l'IR ($\pm 5\%$). Ceci confirme bien la validité du modèle. Nous avons donc joints le spectre visible et le spectre IR en utilisant l'intervalle spectral commun [0.8-0.9] micron. Puis nous avons modélisé le spectre visible-IR, et vérifié que le résultat du modèle est le même que pour les spectres individuels.

La figure 6.15 montre le spectre de Karin et son modèle. Nous montrons également le spectre du modèle sans la fonction d'altération ($C_s=0$). Ce spectre non altéré est typique de celui d'une chondrite ordinaire. La différence entre ce spectre synthétique non altéré et celui de Karin est évidente. Ceci implique que la surface observée de Karin, même si elle est relativement jeune (5.8 millions d'années), a déjà subi une certaine altération.

Nous obtenons un bon 'fit' dans l'intervalle spectral [0.4-2] micron. Les abondances relatives des minéraux sont montrées dans le tableau 6.3; la composition obtenue ne correspond pas à une composition spécifique de chondrite ordinaire. Ainsi, une interprétation raisonnable mais non unique de la composition de surface de Karin suggère une présence majeure d'olivine et d'orthopyroxène (58.5 % et 38 % respectivement, $Mg/(Mg+Fe) = 77$ pour l'olivine et l'orthopyroxène). Nous ne détectons pas de clinopyroxène (limite de détection : 3 %). Le pourcentage de chromite est d'environ 2 %, ce qui est inférieur à ce que Hiroi et Sasaki (2001) ont trouvé en modélisant l'astéroïde 446 Aeternitas, mais plus élevé que le pourcentage trouvé lors d'analyses récentes d'OCs (McSween et al., 1991; Schmitz et al., 2003). Il est important de rappeler ici que le 'fit' est une interprétation raisonnable du spectre plutôt qu'une détermination unique de la composition de Karin.

Dans la Figure 6.15 nous observons une déviation entre le modèle et le spectre dans l'intervalle spectral 2.2-2.4 μm , où le modèle est plus rouge que les données. On retrouve en quelque sorte la même déviation que nous avons observé en construisant le modèle (voir plus haut). Un

Olivine (%)	Orthopyroxène (%)	Chromite (%)	Fer (%)	Taille de grain (μm)	Nombre Mg	Cs (μm)
58.5	38	2	1.5	8	77	-0.205

Tab. 6.3: Valeurs des paramètres du modèle de Shkuratov ainsi que de notre modèle d'altération (Cs) obtenues pour le spectre synthétique de Karin. La barre d'erreur pour l'olivine et l'orthopyroxène est de 5 % et de 0.5 % pour la chromite et le fer.

point important est qu'il est impossible de bien 'fiter' Karin sans inclure l'effet de l'altération spatiale. Ni une variation de la composition ou de la taille de grain ne permettent de reproduire le rougissement spectral observé dans le spectre de Karin.

Etant donné que le paramètre Cs est fortement lié au dommage d , et que chaque valeur de d correspond à un certain temps d'irradiation (Fig. 6.14), on peut estimer l'âge de la surface de Karin (forme d'équivalence entre Cs et le temps d'irradiation). Dans la Fig. 6.16, on reporte la valeur de Cs obtenue pour Karin, dans le même graphique que pour la Fig. 6.14. Nous obtenons un âge de la surface d'environ $2 * 10^6$ ans. La barre d'erreur de cette valeur (portant sur la précision de la courbe expérimentale) est montrée dans la Fig. 6.16, mais il est important de rappeler que l'échelle de temps peut être affecter d'une erreur importante (facteur 10). On remarque néanmoins, que l'échelle de temps trouvée est assez proche de l'âge de l'impact (5.8 millions d'années), étant tout de même légèrement inférieure. Cette différence peut s'expliquer par les impacts (de toute taille) subit par l'astéroïde depuis 5.8 millions d'années. L'altération n'affecte que le régolithe de surface (sur 1 micron) et ainsi même un petit impact peut rafraîchir localement la surface. La couleur d'un astéroïde est donc le fruit d'une compétition entre les processus altérant ses propriétés optique de surface et les processus faisant disparaître la surface altéré (impacts).

Notre modèle ne s'applique pas qu'avec le module de Shkuratov mais avec celui de Hapke également. Notre modèle, crée à partir de données expérimentales, permet de modéliser les spectres des objets dont la surface est affectée par le vent solaire. Il permet également d'estimer (ordre de grandeur) l'âge de la surface observée (temps d'irradiation). L'astéroïde Karin a servit de test à ce modèle étant donné que l'âge de sa surface est connu :

- 1) Nous arrivons à modéliser le spectre de cet astéroïde
- 2) L'âge de la surface estimé à partir de notre modèle est du même ordre de grandeur que l'âge connu (5.8 millions d'années).

6.3 Simulations de collisions : mieux connaître la structure interne

Enfin, voici quelques résultats intéressants concernant la famille de Karin :

Des simulations de collisions entre astéroïdes (Michel et al., 2003, 2004) ont permis de fournir des indications sur la structure interne des astéroïdes et notamment d'établir que les corps parents à l'origine des familles d'astéroïdes seraient des objets fragmentés (non monolithiques) ou des roches empilées. La formation d'une famille se produit à l'issue de la destruction d'un corps qui génère des centaines de milliers de fragments dont certains pourront devenir des astéroïdes géocroiseurs et des météorites.

Michel et al. (2003, 2004) ont simulé explicitement la fragmentation d'un gros astéroïde en même temps que l'évolution, sous leur attraction mutuelle, des débris générés. Ils ont pour cela utilisé des codes numériques permettant de calculer la fragmentation d'une roche puis l'attraction gravitationnelle entre les centaines de milliers de fragments sur plusieurs jours. Ils ont alors étudié deux régimes d'impact, du plus faible au plus catastrophique, à l'origine de deux familles d'astéroïdes réelles bien identifiées, Eunomia et Karin. Ces simulations ont été développées dans le but de déterminer le scénario permettant d'obtenir les principales caractéristiques des membres des familles observées, qu'il s'agisse des propriétés dynamiques ou de la distribution en tailles des fragments. Par ailleurs, les résultats de ces simulations sont fortement dépendants de la structure interne du corps parent (monolithe ou agrégat). Dans le cas de la famille de Karin, cela leur a permis de montrer que cette famille a dû s'être produite par la destruction d'un corps initialement rempli de zones de fractures et/ou de vides et non d'un corps purement monolithique. De plus, Michel et al. (2003) indiquent que tous les membres de cette famille seraient des agrégats formés par réaccumulation gravitationnelle de fragments plus petits et que certains d'entre eux ont pu être éjectés sur des trajectoires croisant celle de la Terre. Leurs simulations ont reproduit avec succès les propriétés attendues, montrant typiquement que le corps parent est d'abord totalement brisé en petits fragments. Ensuite, l'interaction gravitationnelle entre ces fragments entraîne des ré-accumulations et conduit ainsi à la formation d'une famille de petits et gros objets bien distincts et composant des agrégats. De plus, ils ont trouvé que des systèmes de satellites se forment autour de certains astéroïdes. La formation de satellites est donc un phénomène naturel et fréquent lors d'une collision, ce qui fournit une explication à l'existence de ceux que l'on observe et dont les découvertes ne cessent d'augmenter. Selon Michel et al. (2004), la plupart des astéroïdes de taille supérieure au kilomètre ne devraient donc pas être de purs solides monolithes. Il s'agirait plutôt d'agrégats de blocs rocheux, car ils sont en majorité issus de corps plus gros et détruits lors de collisions dans le passé.

Ces indications sur la structure interne des gros astéroïdes ont aussi des conséquences sur l'énergie d'impact permettant de les détruire. Cela n'est pas seulement utile pour estimer la durée de vie de ces objets dans la ceinture d'astéroïdes, mais aussi pour développer des stratégies ayant pour but de dévier un tel astéroïde potentiellement dangereux.

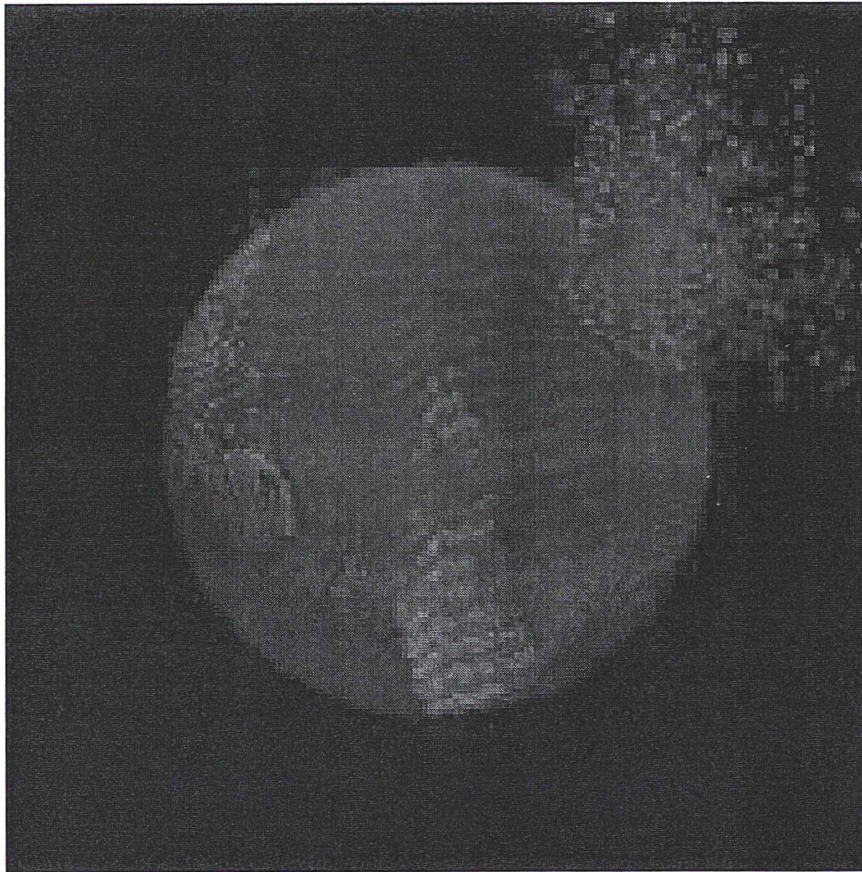


Fig. 6.17: Image issue de Michel et al. (2003). Image d'une simulation de collisions entre astéroïdes. Elle montre la phase de destruction d'un astéroïde de 33 km de diamètre (corps parent de la famille de Karin) suite à l'impact d'un projectile. Les zones en rouge sont les zones endommagées par l'impact et les zones en bleu sont les fractures initiales dans le corps, car celui-ci n'était pas monolithique mais initialement pré-fragmenté.

Chapitre 7

Géocroiseurs

Les propriétés physiques des géocroiseurs ont été résumé dans le chapitre 1.2. La caractérisation physique de la surface des astéroïdes proches de la Terre (Near Earth Objects, NEOs) est cruciale :

- i) pour analyser les relations entre la population des NEOs et les autres populations de petits corps du Système Solaire (astéroïdes de la ceinture principale, comètes et météorites)
- ii) pour déterminer la région d'origine des NEOs

La spectroscopie en réflectance et l'albédo sont deux outils puissants qui permettent de déterminer plusieurs propriétés physiques de surface pour ces objets sans atmosphère. En particulier, la spectroscopie (dans le visible et l'infrarouge) permet de caractériser les minéraux présents à la surface des NEOs. La spectroscopie est la technique la plus utilisée pour étudier la minéralogie de surface des astéroïdes et pour faire une taxonomie de cette population. Plusieurs taxonomies/classifications ont vu le jour (Tedesco, 1989; Bus, 1999), basées sur les spectres dans le visible et/ou les spectres visibles+albédo. Toutes ces classifications regroupent des astéroïdes qui ont des spectres et un albédo semblables, et ainsi qui ont probablement une composition de surface semblable.

L'albédo d'un astéroïde est une propriété physique clé permettant de mieux interpréter le spectre de ce dernier et d'établir un lien entre l'astéroïde et les météorites. Ceci est également vrai pour les géocroiseurs (NEOs). Des modèles thermiques utilisés pour calculer l'albédo des NEOs, prédisent que certains NEOs auraient un flux thermique détectable avant 2.5 micron. Ainsi, la spectroscopie dans le proche infrarouge (1-2.5 micron) peut être utilisée pour contraindre l'albédo de ces objets. Il est bien évident que cette technique n'est pas un remplacement des méthodes classiques de détermination d'albédo; mais étant donné que les observations des géocroiseurs sont bien plus fréquentes dans l'IR proche que dans le thermique, elle permet d'accroître le nombre d'opportunité de contraindre l'albédo des NEOs.

La taxonomie des astéroïdes repose sur des spectres visible et sur l'albédo lorsque ce paramètre est disponible. La plupart des objets dans ce chapitre, n'ont pas été observé dans le visible mais dans l'IR proche et il n'est par conséquent pas possible (techniquement) de les classer en utilisant les taxonomies classiques (Bus, 1999; Bus et Binzel, 2002a,b). Néanmoins, la plupart des classes d'astéroïdes ont des propriétés spectrales infrarouge qui permettent de les

distinguer (S, V). Mais certains astéroïdes ont un spectre IR très semblable (plat et sans bande d'absorption) et en réalité une composition de surface très différente (ex : certains astéroïde de type E (enstatite) et certains astéroïdes de type C (chondrite carbonnée)). La connaissance de l'albédo permet dans ces cas ambigus de trancher.

Voici la méthode décrite par Rivkin et al. (2005) permettant de contraindre l'albédo d'un NEO à partir de son spectre IR :

Modèles thermiques

Le modèle thermique standard (STM) fut développé par Lebofsky et al. (1986) afin de déterminer le flux thermique émis par les astéroïdes. Le modèle suppose que l'objet ne tourne pas ; il est fonction des paramètres suivants : la distance au Soleil, la distance à la Terre, l'angle de phase, l'albédo, l'émissivité, un coefficient de phase (visible et IR) et le paramètre 'rayonnant' (beaming parameter : η). Ce paramètre (η) modélise la déviation de l'émission thermique 'réelle' par rapport à l'émission isotropique, que cela soit du à la forme de l'objet ou à l'inertie thermique. Etant donné que le paramètre η est empirique, choisir une valeur appropriée n'est pas toujours évident. Lebofsky et al. (1986) suggèrent une valeur par défaut de 0.756 pour ce paramètre pour les gros astéroïdes, en se basant sur des mesures effectuées pour Cérès et Pallas. Harris et al. (1998) laissent ce paramètre libre dans leurs modèles, et trouvent que des valeurs plus élevées que 0.756 sont plus adéquates pour les NEOs.

Excès de flux thermique à 2.5 micron

Rivkin et al. (2005) ont utilisé une version un peu différente du STM pour calculer le flux thermique émis par des objets ayant différents albédos (0.04,0.08,0.15,0.25,0.4). Ces albédos sont représentatifs de la gamme d'albédos trouvée parmi les astéroïdes, allant d'un albédo bas (astéroïdes de type C) à un albédo élevé (astéroïdes de type E et V). Le flux thermique de chaque objet fut déterminé pour diverses distances héliocentriques (de 1 à 1.9 UA) et des angles de phase différents (15°, 30° et 60°). Puis Rivkin et al. (2005) et al ont défini 'l'excès de flux thermique' à 2.5 micron par rapport au flux solaire réfléchi de la manière suivante :

$$\gamma = \frac{R_{2.5} + T_{2.5}}{R_{2.5}} - 1 \quad (7.1)$$

ou $R_{2.5}$ est le flux réfléchi à 2.5 micron et $T_{2.5}$ le flux thermique à 2.5 micron. Un objet ne possédant pas de flux thermique à 2.5 micron aura $\gamma = 0$. Les figures 7.1 et 7.2 montrent 'l'excès de flux thermique' en fonction de la distance héliocentrique et pour deux angles de phase. Logiquement, les objets avec un albédo plus faible ont un excès de flux thermique (γ) plus élevé que les objet à albédo élevé. De même, plus les objets sont proches du Soleil, plus le flux thermique est important. Après 1.9 UA, l'excès de flux thermique est nul. Ces figures montrent la façon dont on peut contraindre l'albédo d'un objet (Géocroiseurs, Mercure, Lune) à partir de son spectre IR.

Tab. 7.1: Liste des campagnes d'observation des NEOs

IRTF							
Object	Day	UT	(μ m)	a.m.	Type taxo.	α_s	R(AU)
1989 UQ	04nov03	09:10-10:10	0.8-2.5	1.15	C	31	1.12
1998 UT18	04nov03	15:00-15:25	0.8-2.5	1.38	C	39.4	1.12
2000 SP43	05nov03	06:00-06:30	0.8-2.5	1.16	S/V	34.4	1.19
2003 RL10	05nov03	11:00-11:40	0.8-2.5	1.05	S	35	1.2
2002 AL14	25jan04	08:17-08:55	0.8-2.5	1.1	S	40.7	1.1
2000 XH44	04mar04	10:52-11:30	0.8-2.5	1.1	V	15.6	1.23
1992 WD5	05apr05	06:15-07:35	0.8-2.5	1.04	S	48.5	1.3
1999 RR28	05apr05	08:12-08:35	0.8-2.5	1.02	E	47	1.07
2003 FG	05apr05	09:02-09:40	0.8-2.5	1.08	S	30	1.3
2002 CD	05apr05	10:00-10:45	0.8-2.5	1.2	E	6.3	1.11
2005 AB	05apr05	11:30-12:10	0.8-2.5	1.16	Cgh	49	1.11
1999 HF1	05apr05	12:20-13:10	0.8-2.5	1.35	E	64	1.11
1993 VA	05apr05	13:30-14:20	0.8-2.5	1.03	?	44	1.18
CFHT							
2002 CE26	03mar05	08:10-08:40	0.4-0.95	1.25	C		
22753	03mar05	09:20-09:40	0.4-0.95	1.25	S/Q		
2000 AF6	03mar05	10:00-10:30	0.4-0.95	1.05	S		
2005 AB	03mar05	11:00-11:25	0.4-0.95	1.1	Cgh		
2004 QD3	03mar05	11:30-11:55	0.4-0.95	1.15	E		
1999 HF1	03mar05	14:50-15:20	0.4-0.95	1.35	E		
31345	04mar05	08:20-09:20	0.4-0.95	1.06	S		
2004 EW	04mar05	12:00-12:40	0.4-0.95	1.08	E		
2003 QQ47	04mar05	14:40-15:10	0.4-0.95	1.3	B/C		
TNG							
8567	29aug05	21:00-21:30	0.5-0.95	1.35	S		
13553	29aug05	23:00-23:15	0.5-0.95	1.2	C/S		
6456	29aug05	23:25-23:40	0.5-0.95	1.2	S		
1992 UY4	30aug05	05:10-05:20	0.5-0.95	1.2	B		
5867	30aug05	21:15-22:15	0.8-2.5	1.15	S	47.8	1.36
66063	31aug05	02:50-04:00	0.8-2.5	1.1	S	42.4	1.27
8567	31aug05	21:00-21:40	0.8-2.5	1.35	S	54	1.21
13553	31aug05	22:10-23:05	0.8-2.5	1.2	C/S	39	1.21
6456	31aug05	23:20-23:55	0.8-2.5	1.15	S	9.4	1.38
66251	01sep05	00:45-01:50	0.8-2.5	1.15	S	41	1.23
1992 AX	01sep05	02:15-03:05	0.8-2.5	1.4	S	13.6	1.99
4775	01sep05	03:30-04:20	0.8-2.5	1.2	S	47	1.38
1992 UY4	01sep05	04:40-05:45	0.8-2.5	1.2	B	95	0.99

Résultats

J'ai obtenu une trentaine de spectres de NEOs dans le visible et l'infrarouge proche (Fig. 7.7, 7.8, 7.9). Le type taxonomique des objets est reporté dans le tableau 7.1. La taxonomie de Bus et Binzel (2002a) a été utilisée pour les spectres visibles. Pour les spectres IR, la technique définie par Rivkin et al. (2005) a été utilisée. 17 des 29 objets observés (59 %) appartiennent au complexe S. Binzel et al. (2004) ont obtenu des spectres visibles pour 310 NEOs et trouvent que 66 % sont du complexe S. Nos résultats sont proches des leurs.

Dans les figures 7.3 et 7.4, je montre les spectres d'une même classe taxonomique. On voit dans la figure 7.3, deux spectres visible-IR d'astéroïdes de type C. La partie visible vient de la base de donnée SMASS. Pour l'objet 1998 UT18, on obtient une bonne comparaison spectrale avec un mélange linéaire de deux spectres de météorites CV3 (75 % de Vigarano et 25 % d'Allende). 1989 UQ possède un spectre plat de 0.5 à 2.0 micron avec une augmentation de la réflectance après 2 micron, très certainement due à une émission thermique. L'absence de bande spectrale dans ce domaine de longueur d'onde ajoutée à la présence de l'émission thermique à ces longueurs d'ondes implique que la composition de surface est dominée par un composant sombre dont le spectre est plat.

La figure 7.4 montre des spectres plats, sans bande d'absorption. Ils ressemblent beaucoup aux spectres présentés dans la figure 7.3, ce qui fait que spectralement il est difficile de distinguer ces objets. Une estimation de leur albédo peut permettre de leur attribuer un type taxonomique et ainsi avoir une notion sur leur composition de surface. Les cinq objets présentés dans la figure sont passés à 1.1 UA ou moins du Soleil lorsqu'ils ont été observés. Aucune émission de flux thermique n'apparaît dans l'IR. En se reportant aux figures 7.1 et 7.2, cela implique que ces objets auraient un albédo supérieur à 0.3 (Rivkin et al., 2005). Ceci implique un type taxonomique E pour ces objets. Dans la figure 7.4, je superpose un spectre d'aubrite avec les spectres de 2002 CD et 1999 RR28. On peut aussi remarquer que le spectre d'aubrite est très semblable au spectre de météorite présenté dans la figure 7.3. D'où la nécessité de connaître l'albédo pour les distinguer!

2005 AB est un binaire (Fig 7.5 et 7.6). Il a été observé lorsqu'il se trouvait à 1.1 UA du Soleil, avec un angle de phase de 49°. La ligne continue bleue prolonge linéairement le spectre obtenu dans l'intervalle 1.5-1.9 micron. Le fit rouge est réalisé en ajoutant un flux thermique (avec un albédo de 0.04) à ce continuum bleu. La valeur de l'excès de flux thermique (Rivkin et al., 2005) est de 0.3 ce qui implique un albédo assez bas dans l'intervalle 0.03-0.07. Ainsi, en ne considérant que l'albédo, le meilleur analogue météoritique serait une chondrite carbonnée. En effet, le meilleur analogue spectral est le spectre d'une météorite CM2 (Murchison). Dans le spectre de 2005 AB comme dans celui de la météorite, on détecte une bande d'absorption centrée à 0.7 micron que l'on attribue à la présence de phyllosilicates formés par altération aqueuse. La densité typique d'une météorite CM2 est de 2.2 g/cm³. La connaissance de la densité de 2005 AB pourrait permettre de contraindre sa macro porosité.

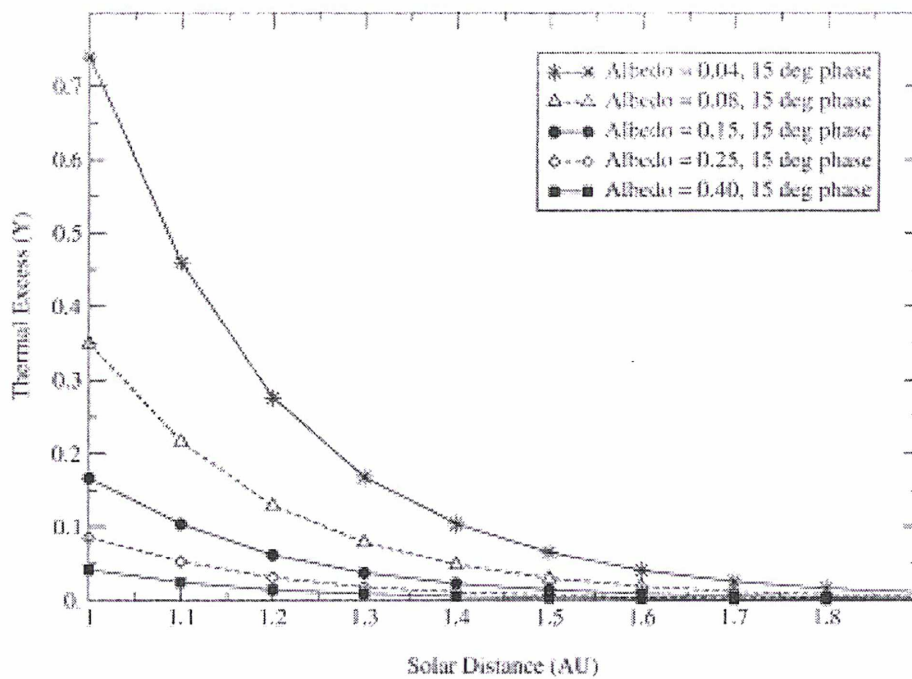


Fig. 7.1: Figure de Rivkin et al. (2005). Calcul de l'excès de flux thermique à $2.5 \mu\text{m}$ en fonction de la distance héliocentrique pour un angle de phase de 15° . Comme on peut le prévoir, des albédos plus bas impliquent un excès de flux thermique plus important. De même, un éloignement au Soleil fait diminuer γ . Avec ce graphique et ceux qui vont suivre, il est possible de contraindre l'albédo des NEOs.

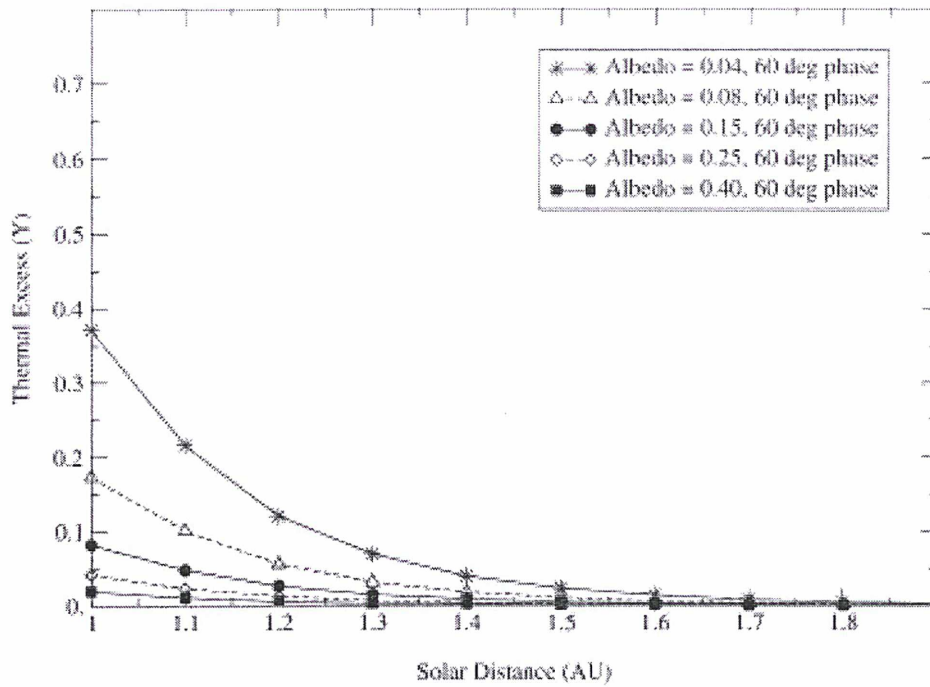


Fig. 7.2: Figure de Rivkin et al. (2005). Figure identique à la précédente. Seul l'angle de phase varie (60°).

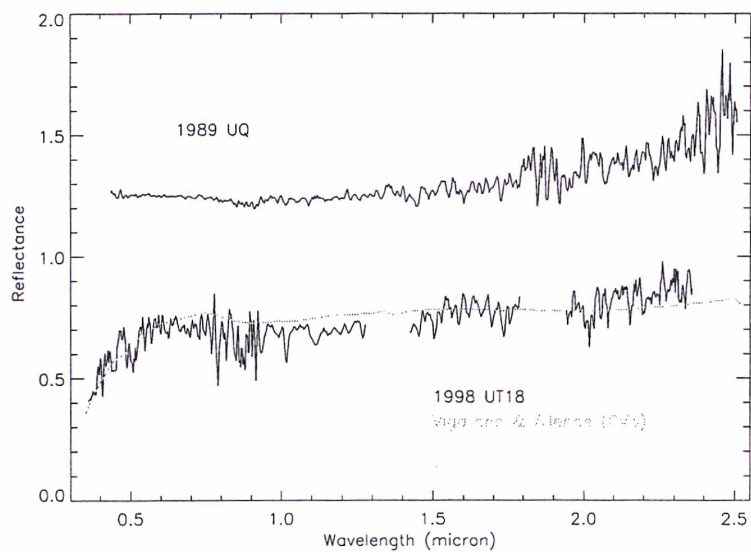


Fig. 7.3: 2 spectres de type C. Comme dans le cas de 2005 AB (Fig. 7.7), 1989 UQ semble émettre dans le thermique après 2 micron.

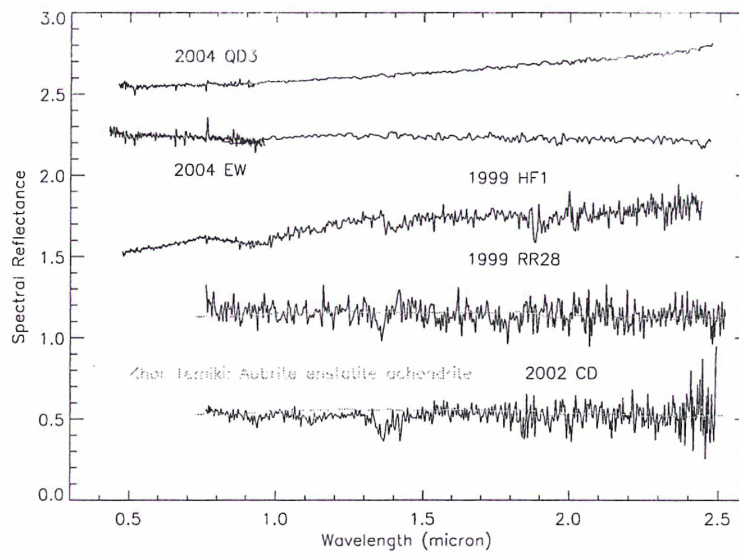


Fig. 7.4: Spectre de type E. Ceci est déduit à partir des spectres IR et de leur absence d'émission thermique. En effet suivant le modèle de Rivkin2005, ces astéroïdes étant passés à 1-1.1 UA du Soleil, il rayonnerait dans le thermique s'ils possédait un faible albédo...etc...2004 QD3 et 2004 EW ont été observés par R. Binzel en mars 2005. Ils se trouvaient à 1.1 UA du Soleil et avec un angle de phase inférieur à 15 degré.

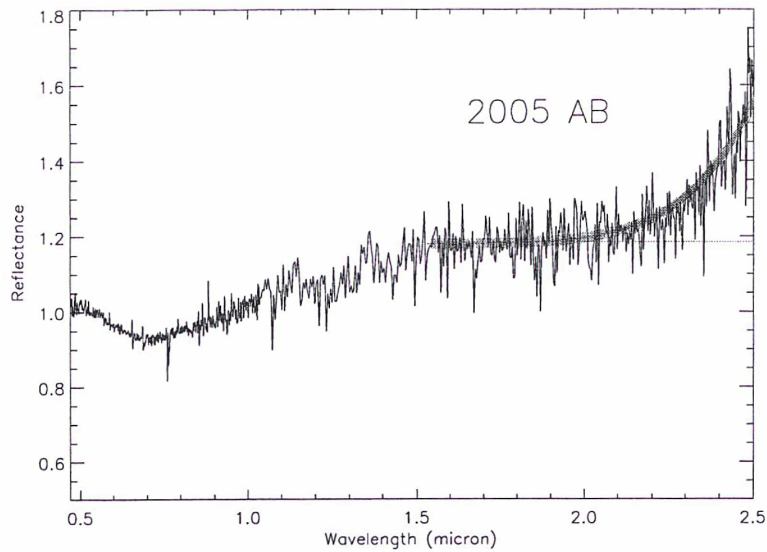


Fig. 7.5: Spectre infrarouge du NEA binaire 2005 AB. Cet astéroïde est passé à 1 UA du Soleil. A cette distance, pour les astéroïdes à faible albédo, on observe une émission thermique dans l'infrarouge proche. Ici, on voit cette émission très clairement à partir de 2 micron. Le trait bleu est une sorte de continuum qui prolonge le spectre de l'intervalle 1.5-1.9 micron. Le fit rouge est un modélisation du flux thermique en utilisant le modèle STM.

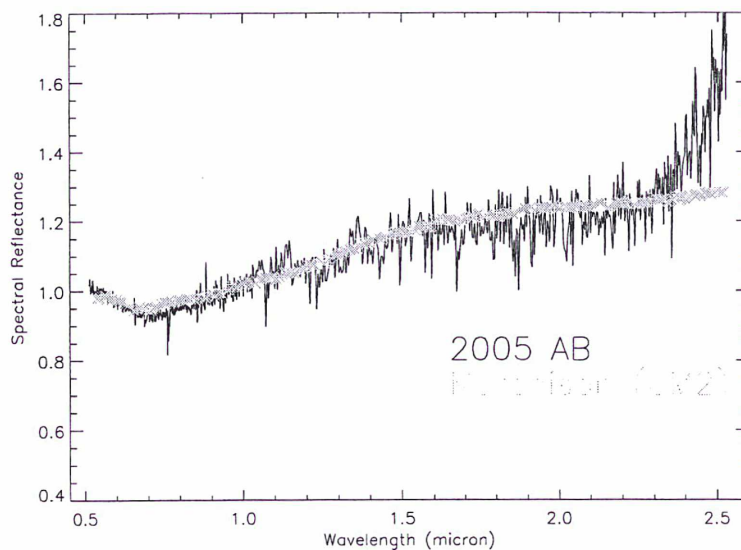


Fig. 7.6: La meilleure comparaison spectrale (avec des spectres de météorites) trouvée pour 2005 AB, est avec la météorite Murchison.

Fig. 7.7: NEOs observés dans le visible avec le TNG et le CFHT.

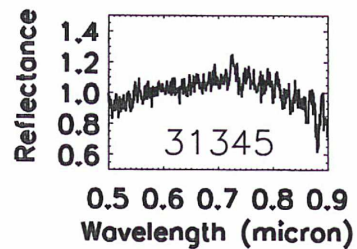
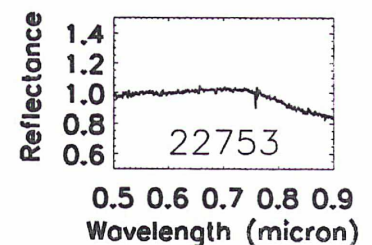
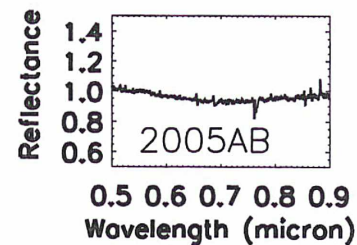
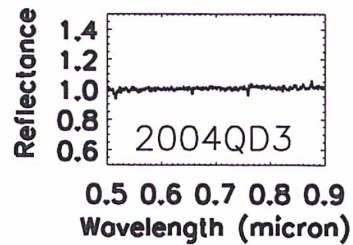
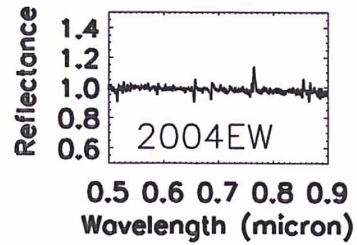
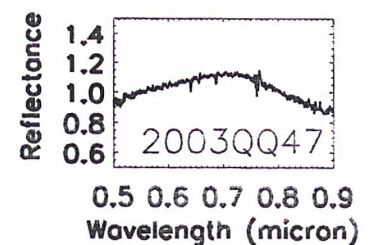
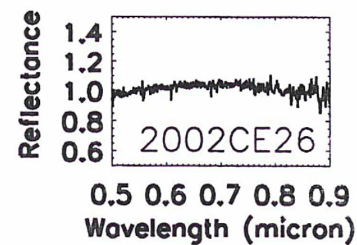
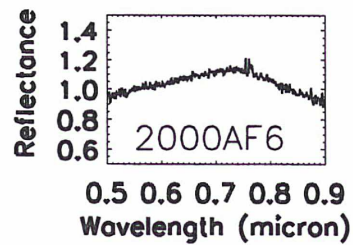
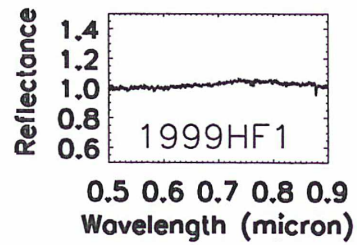
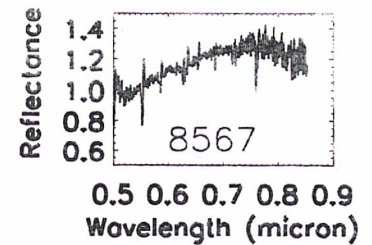
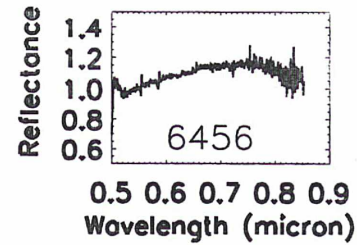
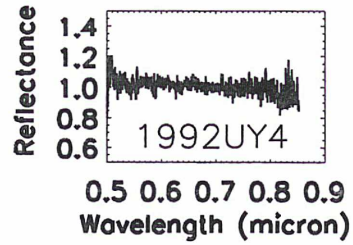
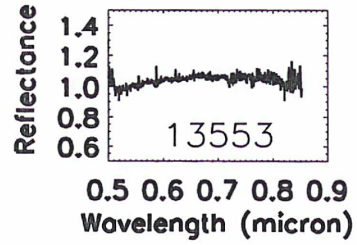


Fig. 7.8: NEOs observés dans l'IR proche avec l'IRTF.

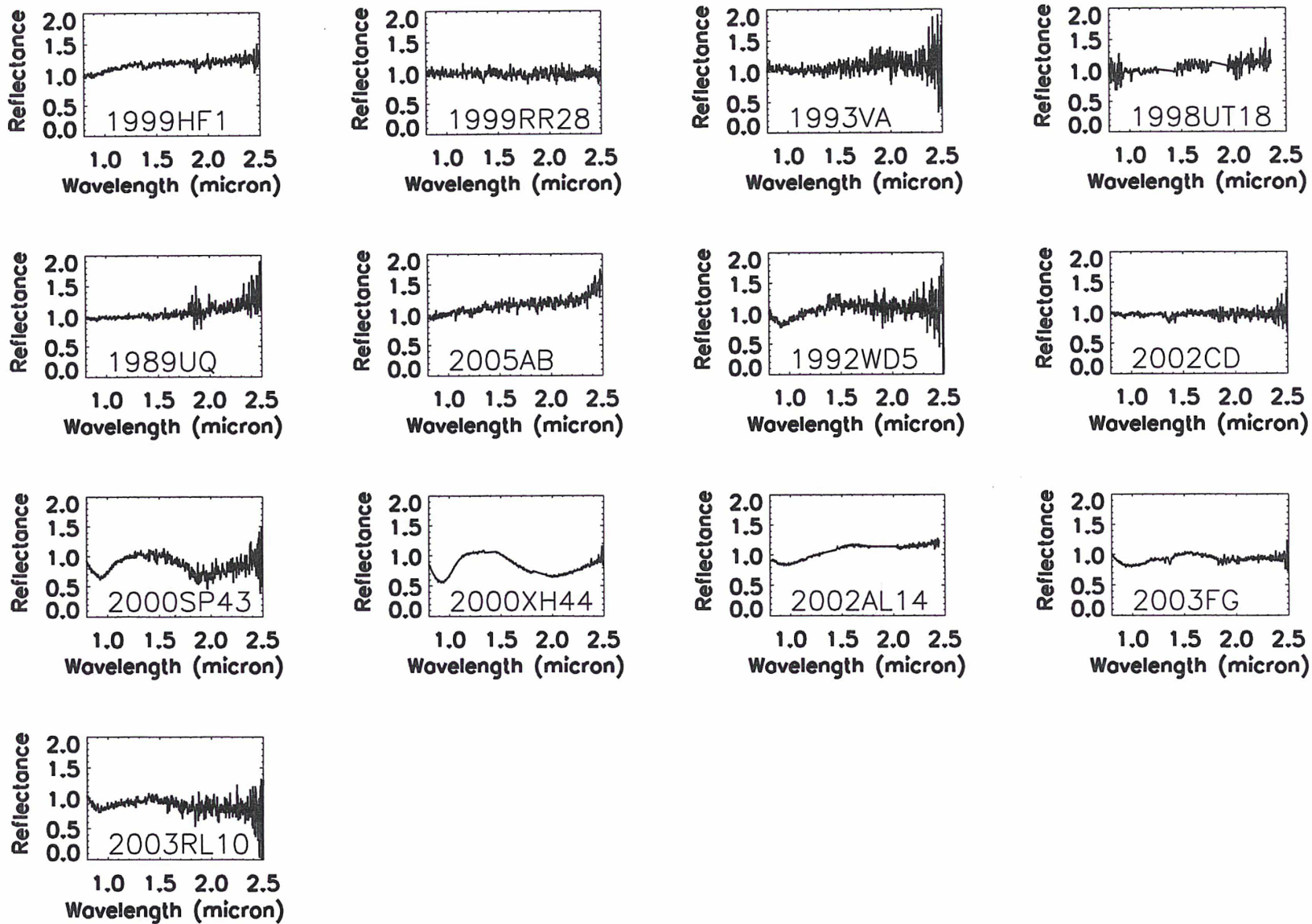
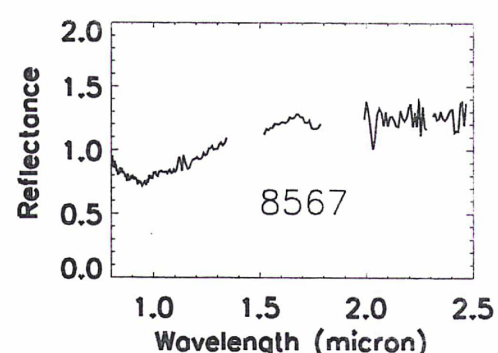
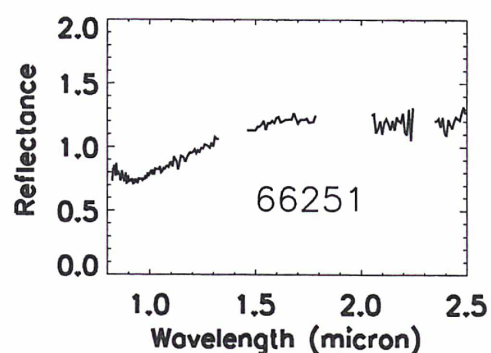
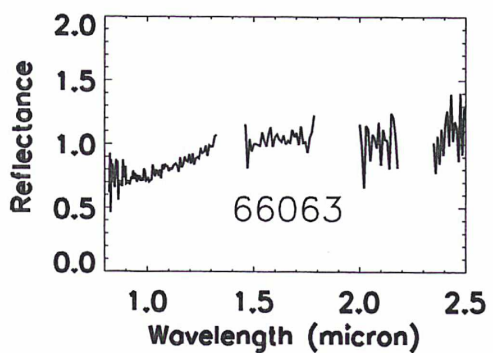
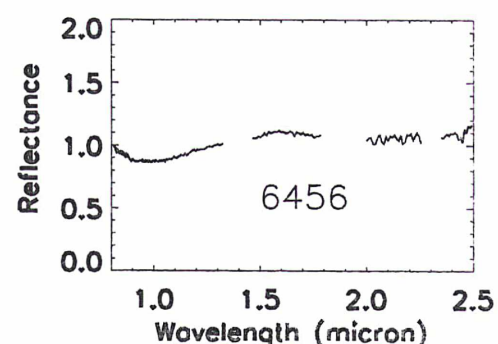
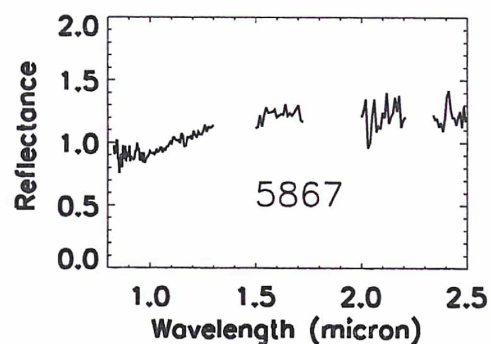
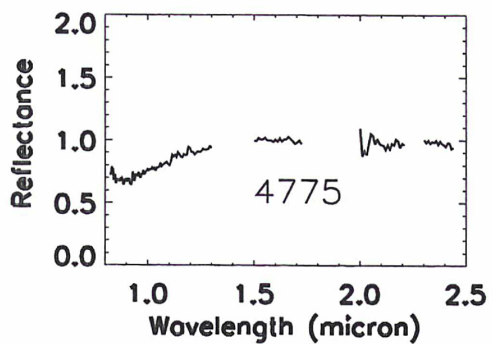
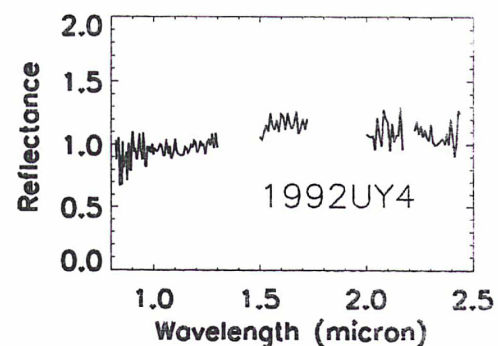
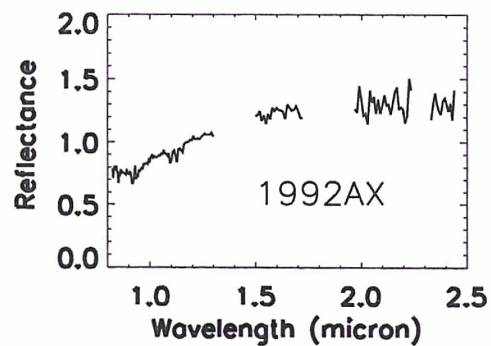
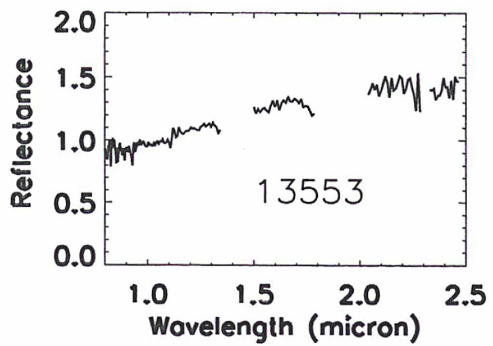


Fig. 7.9: NEOs observés dans l'IR proche avec le TNG.



Conclusion et perspectives

Conclusion et perspectives

En introduction, j'ai posé cette question plutôt vaste "Comment le Système Solaire s'est-il formé?" en disant par ailleurs que le chemin à parcourir était encore relativement long avant d'obtenir cette réponse. Peu importe, étant donné que le chemin en lui-même est plaisant.

Ce chemin m'a emmené aux Canaries, au Chili et Hawaï afin d'y effectuer des observations d'astéroïdes, ainsi qu'en Sicile afin d'irradier "les plus petits astéroïdes", les météorites. Sur ce chemin on rencontre des passionnés de météorites, de vent solaire, de mécanique céleste etc.; ces divers collègues, lorsqu'ils se regroupent pour répondre à une petite question, rendent "la réponse" bien plus pertinente que si elle n'avait été rédigée par un type de 'spécialiste'. Ces rencontres sont tout simplement indispensables au chercheur et elles embellissent le quotidien.

Ce quotidien, s'il existe dans la recherche, quel est-il? Ou plutôt qu'ai-je donc fait ces trois dernières années?

Avez-vous entendu parler de la mission Rosetta? Il s'agit d'une sonde lancée en mars 2004 qui va voyager 10 ans avant d'arriver sur une comète qui s'appelle Churyumov-Gerasimenko. En chemin, grâce au 'surplus' de carburant dont elle dispose pour atteindre la comète, la sonde va effectuer deux petits détours pour aller voir 2 astéroïdes d'un peu plus près. Ces astéroïdes ont été sélectionnés parmi une dizaine de candidats (une sorte de concours en gros) afin d'apporter 'de nouvelles' connaissances sur ces petits cailloux. Une collaboration regroupant la plupart des astronomes européens étudiant la surface des astéroïdes a permis d'obtenir des données de tous les candidats.

Parmi l'ensemble des candidats que j'ai observé (visible et IR proche), il était acquis que 21 Lutetia ferait parti du lot, car les mesures radio permettront de déterminer sa masse et ainsi nous pourrions estimer sa densité (elles sont bien faibles les densités d'astéroïdes en général)! En définitive, les observations ont surtout été utiles pour choisir le cailloux numéro deux. Le choix se porta sur Steins, astéroïde de type E (type jamais visité par une sonde) plutôt que sur Luichewoo dont le type taxonomique (S) a été étudié par plusieurs missions spatiales. La sonde survolera 2867 Steins le 5 septembre 2008, 21 Lutetia le 10 juillet 2010 et arrivera sur la comète en août 2014.

J'ai également observé Vesta et Cérès, astéroïdes qui vont être visités par la mission Dawn. Dawn est une mission de la NASA qui va être lancée en 2007, et devrait arriver sur Vesta en 2011 et sur Cérès en 2015, restant en orbite pendant 11 mois autour de chaque astéroïde. L'idée en observant Vesta était d'étudier la variation de son spectre pendant sa rotation. Les résultats suggèrent une hétérogénéité de surface bien plus importante que ce qui n'avait été trouvé par des américains. Nous avons également infirmé 'la présence d'altération aqueuse' sur

cet objet annoncée par une équipe de Japonais. Je reviens sur Vesta un peu plus loin dans cette conclusion.

Le spectre de Cérès est identique à ceux qui ont été obtenus dans le passé, confortant cette idée répandue que Cérès est l'objet 'le plus homogène' du Système Solaire.

En collaboration avec la plupart des astronomes européens étudiant la surface des astéroïdes (comme pour Rosetta), nous avons observé la jeune famille de Karin. Ce projet a débuté lors d'une discussion avec David Nesvorný qui a découvert cette famille en 2002. A partir de là, nous avons pris d'assaut tous les télescopes (IRTF, NTT, CFHT, TNG) adaptés (3-4 mètres) à l'observation des divers membres de la famille. J'ai ainsi pu observer 24 objets de la famille dans le visible et 6 objets dans l'IR proche. Les résultats dans le visible et l'IR proche suggèrent que le corps parent fut globalement homogène. Par ailleurs, la connaissance exacte de l'âge de la famille, nous permet d'estimer la vitesse des processus d'altération spatiale. Ainsi, l'étude de cette famille nous a appris que 5.8 millions d'années ne sont pas suffisant pour altérer la surface d'un astéroïde (de composition OC) de telle sorte que son spectre soit de type S. Néanmoins, la couleur des objets indique clairement que leurs surfaces ont été altérées.

Enfin, j'ai observé par spectroscopie visible et infrarouge une trentaine d'astéroïdes géocroiseurs afin d'étudier la taxonomie de cette population. Un bon nombre des types taxonomiques présent dans la ceinture principale se retrouvent parmi ces astéroïdes géocroiseurs renforçant le fait que la ceinture principale est la principale source de ces objets. Comme lors d'un survey effectué par R. Binzel dans le visible, plus de la moitié des objets observés sont de type S.

J'ai également effectué des expériences en laboratoire reproduisant les effets du vent solaire sur divers minéraux et également sur une météorite basaltique (eucrite). Ces expériences se sont déroulées en Sicile à l'Observatoire de Catane où un dispositif expérimental permet de 'bombarder' diverses cibles avec des ions à diverses énergies. Ce laboratoire dispose également d'un spectrographe qui permet d'étudier les variations spectrales avec l'irradiation progressive.

A partir de résultats expérimentaux (irradiations de météorites et divers silicates avec des ions (60-400 keV)) nous avons développé un nouveau modèle d'altération spatiale. Notre modèle s'applique avec le modèle de Shkuratov ainsi qu'avec celui de Hapke. Il est valable dans le domaine visible et l'infrarouge proche. Ce modèle est une fonction exponentielle à un seul paramètre (Cs) qui permet de modéliser le spectre d'un corps qui subit les effets du vent solaire (ex : astéroïdes, la Lune). Sans un modèle d'altération spatiale, il est impossible d'étudier le spectre d'un objet altéré en utilisant les modèles de réflectance (Shkuratov, Hapke). Enfin, l'astéroïde Karin a servi de test à ce modèle.

Avec une équipe composée de spécialistes dans des domaines variés (physique des plasmas, paléomagnétisme des météorites, expériences en laboratoire), nous avons essayé de répondre à la question suivante :

Pourquoi la surface basaltique de Vesta, un des trois plus gros astéroïdes de la ceinture principale, n'est pas altérée par le vent solaire, alors que les mers de la Lune (également basaltiques) le

sont? Pour répondre à ce questionnement, j'ai effectué une expérience d'irradiation sur une eucrite qui est une météorite basaltique caractéristique de la surface de Vesta. L'expérience montre qu'une irradiation d'une durée très courte à l'échelle des phénomènes astronomiques suffit à modifier les propriétés optiques de surface de l'échantillon d'eucrite.

Ce résultat implique que si les ions du vent solaire atteignent la surface de Vesta, son spectre devrait être plus rouge et son albédo plus faible. Il est donc indispensable que les particules du vent solaire ne puissent atteindre la surface de l'astéroïde. Un champ magnétique rémanent est le processus le plus probable permettant de former un obstacle à l'écoulement du vent solaire en le déviant. Les données actuelles ne permettent pas de faire la distinction entre un champ magnétique global produisant une magnétosphère de type terrestre et plusieurs blocs de matière crustale uniformément magnétisés produisant des "magnétosphères" crustales.

La thèse est à peine terminée que de nombreux projets sont d'ores et déjà prévus. En voici un petit aperçu :

i) David Nesvorný a récemment trouvé quatre nouvelles familles âgées entre 200 000 et 600 000 ans. Jamais familles aussi jeunes n'ont été trouvées à ce jour. Les observations de ces quatre familles sont prévues pour l'année prochaine (2006-2007) à partir des grands télescopes.

ii) D'autre part, de nouvelles expériences sont prévues sur d'autres météorites afin de mieux comprendre les processus physiques régnant à la surface des astéroïdes.

iii) En collaboration avec Nicole Meyer-Vernet (LESIA), nous allons simuler l'interaction du vent solaire avec l'astéroïde Vesta, en considérant qu'il y a un champ magnétique sur cet astéroïde.

D'autre part, nous allons essayer d'observer Vesta avec le VLT (SINFONI, NACO) afin de détecter des zones non protégées par le champ magnétique possiblement présent à la surface. Ces zones seraient atteintes par le vent solaire qui assombrirait localement la surface. Ces zones sombres ont été détectées à maintes reprises (HST, Keck) par imagerie mais n'ont jamais été résolues spectralement. L'idée est d'obtenir avec le VLT des spectres des régions sombres et des régions claires avoisinantes. Si l'idée du champ magnétique est valable, les spectres des régions sombres seraient plus rouges que ceux des régions claires.

iv) Des observations de Mercure en prévision et support de la mission spatiale Bepi Colombo sont prévues au cours de l'année à venir.

v) Je travaillerais sur des images de la Lune obtenues par SMART-1 (AMIE).

vi) Enfin, je participerais à la réponse "Cosmic vision 2015-2025" en collaboration avec une équipe européenne. Nous proposons une mission vers un astéroïde géocroiseur avec comme objectif scientifique principal un retour d'échantillon. Par ailleurs, le Japon pourrait apporter son soutien et la mission serait alors le fruit d'une collaboration entre deux agences spatiales que sont l'ESA et JAXA.

Annexes

Publications

Annexe A

Near-IR spectroscopy of asteroids 21 Lutetia, 89 Julia, 140 Siwa, 2181 Fogelin and 5480 (1989YK8), potential targets for the Rosetta mission; remote observations campaign on IRTF. *New Astronomy* 9, 343-351, 2004.

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

New Astronomy 9 (2004) 343–351*New Astronomy*www.elsevier.com/locate/newast

Near-IR spectroscopy of asteroids 21 Lutetia, 89 Julia, 140 Siwa, 2181 Fogelin and 5480 (1989YK8), potential targets for the Rosetta mission; remote observations campaign on IRTF

Mirel Birlan ^{a,b,*}, Maria Antonietta Barucci ^a, Pierre Vernazza ^a,
 Marcello Fulchignoni ^a, Richard P. Binzel ^c, Schelte J. Bus ^d,
 Irina Belskaya ^{a,e}, Sonia Fornasier ^f

^a *Observatoire de Paris-Meudon, LESIA, 5 Place Jules Janssen, 92195 Meudon Cedex, CNRS, France*

^b *Astronomical Institute of the Romanian Academy, Str Cutitul de Argint n 5, Bucharest 28, Romania*

^c *Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139, USA*

^d *Institute for Astronomy, 640 North A'ohoku Place, Hilo, HI 96720, USA*

^e *Astronomical Observatory of Kharkov University, Sums kaya str. 35, Kharkov 310022, Ukraine*

^f *Astronomical Department of Padova, Vicolo dell'Osservatorio 2, 35122 Padova, Italy*

Received 27 October 2003; received in revised form 5 December 2003; accepted 10 December 2003

Communicated by W.D. Cochran

Abstract

In the frame of the international campaign to observe potential target asteroids for the Rosetta mission, remote observations have been carried out between Observatoire de Paris, in Meudon-France and the NASA Infrared Telescope Facility on Mauna Kea. The SpeX instrument was used in the 0.8–2.5 μm spectral region, for two observing runs in March and June 2003. This paper presents near-IR spectra of the asteroids 21 Lutetia, 89 Julia, 140 Siwa, 2181 Fogelin and 5480 (1989YK8). Near-IR spectra of the asteroids 21 Lutetia and 140 Siwa are flat and featureless. The spectrum of 89 Julia reveals absorption bands around 1 and 2 μm , which may indicate the presence of olivine and olivine-pyroxene mixtures and confirm the S-type designation. The small main-belt asteroids 2181 Fogelin and 5480 (1989YK8) are investigated spectroscopically for the first time. Near-IR spectra of these asteroids also show an absorption feature around 1 μm , which could be an indicator of igneous/metamorphic surface of the objects; new observations in visible as well as thermal albedo data are necessary to draw a reliable conclusion on the surface mineralogy of both asteroids.

© 2003 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author.

E-mail addresses: mbirlan@despace.obspm.fr, mirel.birlan@obspm.fr (M. Birlan).

PACS: 95.45.+i; 95.85.Jq; 96.30.Ys

Keywords: Methods: miscellaneous; Techniques: spectroscopic; Minor planets: asteroids; Infrared: solar system

1. Introduction

The observational program presented in this paper is intimately linked to the scientific programme of the space mission Rosetta. The Rosetta mission was approved in 1993 as a Cornerstone Mission within the ESA's Horizons 2000 science programme. The original launch date for the mission was January 2003 and the scientific targets were assigned to be the nucleus of comet 46P/Wirtanen and two main-belt asteroids: 140 Siwa and 4979 Otawara. The main scientific goals of the Rosetta mission are to investigate 'in situ' primitive objects of the solar system and to find answers concerning the chemical composition of the primitive planetary nebula, thought to be 'frozen' in the comet nucleus and the asteroid mineralogical matrix.

Since 1993, several international campaigns of observations have been started in order to obtain a large amount of data for the targets of the Rosetta mission (Fornasier et al., 2003; LeBras et al., 2001; Barucci et al., 1998, etc.). The groundbased knowledge of these objects is essential to optimise the science return as well as the mission trajectory.

In January 2003 the European Space Agency decided to postpone the launch of the Rosetta, with a new launch date set to February 2004. This decision implied a new mission baseline: rendezvous with the comet P/Churyumov-Grasimenco and one or two asteroid fly-bys to be defined after the spacecraft interplanetary orbit insertion manoeuvre, when the total amount of available δv will be known. Several fly-bys scenarios have been studied and several possible asteroid targets have been found. These potential targets are poorly known and for this reason systematic observation are needed in order to significantly improve on our knowledge of the physics and the mineralogy of these objects.

In this paper we present the spectroscopic results obtained for five asteroids [21 Lutetia, 89

Julia, 140 Siwa, 2181 Fogelin and 5480 (1989YK8)], potential targets of the Rosetta mission. The 0.8–2.5 μm wavelength region was investigated using the SpeX instrument on IRTF-Hawaii, in 'remote observing' mode.

2. The observing protocol

The remote observations were conducted from Meudon-France, more than 12,000 km away from Hawaii, using several informational structures and networks. For the observers in Meudon, the observing hours occurred during relatively normal working daylight hours. Observation sessions began at 5 a.m. local time and ended at 5 p.m. local time. This type of observations between Meudon and IRTF/Hawaii was started in 2002 (Birlan and Binzel, 2002); since then, more than twenty nights of observations (in eight runs) were conducted from Meudon. The observations were realized through an ordinary network link, without the service quality warranty. Thus, the passband for our link was variable, a function of the traffic between Hawaii and Meudon.

During the remote observing run, the Observatoire de Paris team had the control of both the instrument/guider system and the spectrograph set-up and spectra acquisition. A permanent and constant audio/video link with the telescope operator is essential in order to administrate possible service interruptions. Two PC's running Linux were devoted to the telescope/spectrograph control. The X environment for the telescope and instrument control was exported from Mauna Kea to Meudon via two secure links (ssh tunnels). A third PC was used to keep the IP audio-video link open (webcam/Netmeeting at Meudon and Polycom ViewStation video-conference system on Mauna Kea). All software was re-initialized at the beginning of each night.

The communication lag was relatively small (approximately 0.5 s), and the image refresh time

was 2 s on the average. Real-time image display was performed mainly for verification purposes and preliminary analysis. At the completion of each run, all files were transferred to Meudon.

The SpeX instrument was utilized in low-resolution mode for this campaign. The observations were made in the 0.8–2.5 μm spectral interval. We used a 0.8 arcsec wide slit, with a 15 arcsec length and oriented North–South, which allowed us simultaneous measurements of the object and sky. The object position on the slit was alternated between two locations referred to as the A and B positions. The seeing varied between 0.7 and 1.8 arcsec during the observing runs and the humidity was in the 25–55% range. The automatic guiding mode of the telescope was used for spectra acquisition.

The asteroids were observed during two observing runs: 28–30 March 2003 and 5 July 2003. The observed objects are summarized in Table 1. We also observed the standard stars SA 98-978, SA 102-1081, SA 105-56, SA 107-684, SA 113-276,

SA 115-271, HD 28099, HD 88618 and 16 CyB. Flat-fields and Argon lamp arc images were taken each night and used for data reduction.

Our strategy was to observe all asteroids as close to the zenith as possible. Thus, we managed to observe with an airmass less than 1.6 for all targets except 2181 Fogelin, which we could only observe with an airmass in the 1.7–1.78 range. Science exposures were alternated with standard stars spectra exposures, the latter taken to cover the 1–1.8 airmass range.

In order to obtain a S/N in the 80–150 range, we needed 20–40 min of exposure time, depending on the asteroid magnitude and counting both the effective exposure and CCD camera readout time. This exposure time is unacceptable for a single near-IR spectrum due to the large variations in the atmospheric conditions (a single near-IR spectral exposure is usually no longer than 120 s). In order to obtain the required S/N, we obtained a number of 6–10 A and B exposure pairs (cycles) for both

Table 1
Potential asteroid targets for the Rosetta mission

Object	Date	a (a.u.)	e	i (deg)	Φ (deg)	V (mag)
21 Lutetia	March 30 2003	2.4347	0.1636	3.0645	14.6	11.32
89 Julia	March 30 2003	2.5519	0.1825	16.1437	13.2	11.39
140 Siwa	March 30 2003	2.7365	0.2153	3.1882	21.2	13.72
2181 Fogelin	July 5 2003	2.5918	0.1177	13.0205	11.2	16.59
5480 1989YK8	March 30 2003	3.1366	0.087	6.6717	12.7	16.25

Observation date, semimajor axis, eccentricity, inclination, phase angle and the apparent magnitude are presented for each asteroid.

Table 2
Exposure data for each asteroid

Object	UT (h m s)	Itime (s)	Cycles	Airmass
21 Lutetia	13 35 46	15	8	1.223
21 Lutetia	11 28 17	20	4	1.329
21 Lutetia	15 01 03	15	9	1.414
21 Lutetia	10 20 21	20	3	1.635
89 Julia	10 44 44	40	6	1.561
140 Siwa	07 06 07	120	8	1.000
140 Siwa	07 46 10	120	6	1.016
2181 Fogelin	12 10 35	2 \times 60	4	1.769
2181 Fogelin	12 31 40	2 \times 60	4	1.744
2181 Fogelin	12 55 17	2 \times 60	4	1.740
5480 1989YK8	12 41 01	120	6	1.151
5480 1989YK8	14 36 01	120	6	1.230

The columns show the mean UT value for each series, the individual time for each spectrum (Itime), the number of cycles and the mean airmass of each series.

the asteroids – science exposures – and the standard stars. This constitutes *one series* of observations for each object. Details the science exposures are given in Table 2.

3. Data reduction and results

The major points of our reduction procedure are classic for the near-IR spectroscopy. We started by combining and normalizing flat-fields for each observing night. The resulting flats were later used for the reduction of spectra of both the asteroids and the standard stars. In order to minimize the atmospheric and telescope influence and to eliminate the influence of electronic bias level and the dark current, we subtracted the B position spectra from the A position spectra for each pair of exposures (cycle), in the assumption of quasi-homogeneous sky background during A plus B exposure pair. The result of the subtraction was flat fielded. For each object, we median combined the result of all cycles in each observing series. This technique produces one positive and one negative spectrum on the same image. Next step was the construction of an accurate spatial profile for the extraction of the spectra. The final step was the wavelength calibration.

The Spextool package (the description of the procedures are presented in Cushing et al., 2003) allowed us to perform following steps for both the asteroids and the standard stars: global flat-field and arc construction, possible non-linearity correction, addition of spectra of the same object, spatial profile determination of the spectrum in the image, aperture location, extraction of the spectrum, wavelength calibration and cleaning the spectra. The results are saved in both FITS and ASCII formats, as used by several image processing packages (like IDL, MIDAS and IRAF), respectively, dedicated plot/graphics software (Easyplot, Origin, Dataplot, etc.).

The next step in the process of data reductions was the calculation of the extinction coefficients. The solar analogs spectra were used to find the correspondent extinction coefficient for each wavelength. A “superstar” was created by summing appropriately weighted contributions of the

standard stars. The resulting “superstar”, corrected for atmospheric extinction, was used to obtain the spectral reflectance of asteroids at different airmasses. Careful choice of the “superstar”, combined with several tests of shift between the spectrum of the asteroid and that of the superstar are very important in order to minimize the influence of the terrestrial atmosphere in the 1.4 and 1.9 μm spectral regions. In order to make more readable our spectra, we choose to eliminate these spectral regions. Moreover, the elimination of these spectral regions does not affect the conclusions of this article.

3.1. 21 Lutetia

With an estimated diameter of 95.5 ± 4.1 km – for an IRAS albedo of 0.221 ± 0.020 (Tedesco and Veeder, 1992) – 21 Lutetia belongs to the large asteroid class (diameter ≥ 100 km). Its synodic period has been computed from several lightcurve analysis and the value is 8.17 ± 0.01 h (Zappala et al., 1984). Color analysis of the ECAS data (Zellner et al., 1985) designates the asteroid 21 Lutetia to be part of the X complex. Also, global ECAS and IRAS thermal albedo data analysis assign Lutetia to the M taxonomic type (Barucci et al., 1987; Tholen, 1989). The M type asteroids are considered to be part of the core of differentiated asteroids and the parent bodies of metallic meteorites. On the basis of SMASS II spectroscopic data, Bus and Binzel (2002) proposed the new taxonomic class *Xk* for the asteroid 21 Lutetia.

21 Lutetia was observed on UT 2003 March 29 for the entire night. Four series of exposures resulted in four IR spectra with S/N in the 90–140 range. In order to detect possible surface spectral features variations, our observations covered 65% of the synodic period. These spectra are presented in Fig. 1. However, a check of the physical ephemeris of 21 Lutetia revealed a close pole-on geometry of the asteroid, so our spectra are most probably dominated by the contribution of the same surface features on 21 Lutetia. There are no significant spectral features in the spectral region 0.8–2.5 μm and the slightly increasing slope varies around 0.3%.

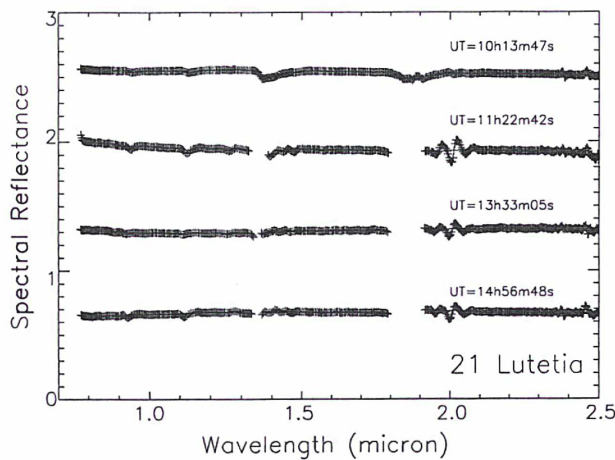


Fig. 1. The spectra of the asteroid 21 Lutetia. The IRTF spectra are offset for clarity and presented in chronological order. The beginning of each series of spectra (UT) was marked on the graph.

The lack of features in the spectrum of 21 Lutetia makes its taxonomic and compositional interpretation difficult. While the high IRAS albedo value of 0.221 leads to the previous M-type classification, we note there is an ambiguity in determining the albedo of Lutetia. An alternate low albedo value of 0.09 has been reported by Zellner et al. (1977) from polarimetric measurements and groundbased radiometric measurements.

In Fig. 2 we compare our measurements of Lutetia with others published in the literature. We found a good match with both SMASS IR data (spectral interval 0.8–1.6 μm) and the 52-color asteroid survey (Bell et al., 1988) spectrophotometric data. We also compare in Fig. 2 all of these Lutetia results with reflectance spectra of meteorites from Gaffey (1976). Our goal is to find which meteorites may be most analogous with Lutetia in terms of near-IR spectral properties. We note the spectrum of Lutetia is most qualitatively similar to the spectrum of the Vigarano meteorite, a CV3 carbonaceous chondrite, while being quite a poor match to the class IIIA iron meteorite Chulafinee. The purpose of our comparison is to note the difficulty of making a non-ambiguous interpretation of the composition of 21 Lutetia.

In Fig. 3 we plot the negative polarization depth versus the inversion angle (Belskaya and Lagerk-

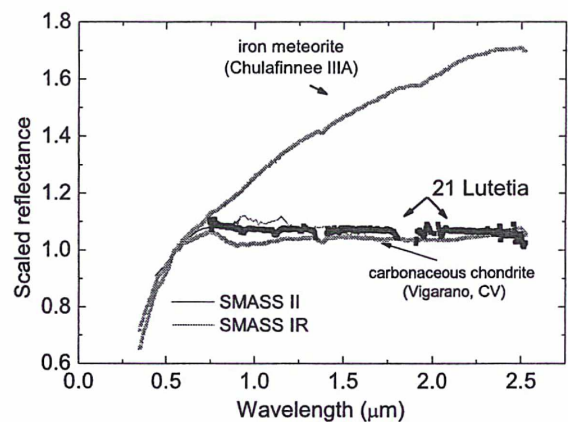


Fig. 2. The average spectrum of the asteroid 21 Lutetia. The SMASS II and SMASS IR data are plotted as solid lines. Our data is in agreement with the SMASSIR data over the 0.75–1.6 μm spectral interval. The comparison with Chulafinee (iron meteorite) and Vigarano (carbonaceous chondrite) reveal the good match with the IR spectrum associated to carbon rich surfaces.

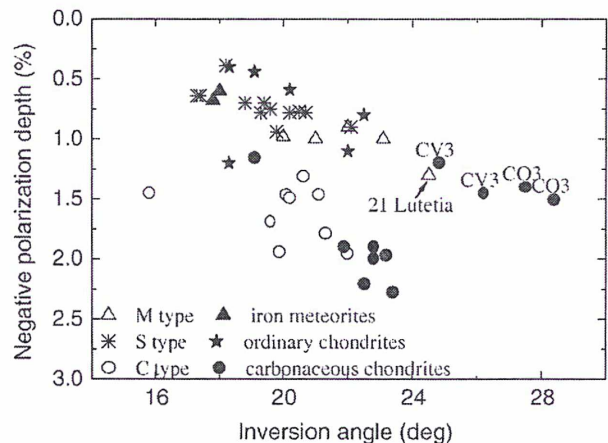


Fig. 3. Diagram of the negative polarization depth and the inversion angle of asteroids and meteorites from Belskaya and Lagerkvist (1996).

vist, 1996) for both 21 Lutetia and a sample asteroids and meteorites. The asteroid 21 Lutetia has the largest inversion angle ever observed for the asteroids. The same peculiarly large inversion angle were found in the laboratory for the carbonaceous chondrites of the CV3 and CO3 samples. These types of chondrites are characterized by a low carbon content and thus relatively a larger

albedo when compared to other types (Zellner et al., 1977).

3.2. 89 Julia

The asteroid 89 Julia has an estimated diameter of 151.4 ± 3.1 km, for an IRAS albedo of 0.176 ± 0.007 . Photometry of 89 Julia yields a synodic period of 11.387 ± 0.002 h (Schober and Lustig, 1975). Multivariate statistics classified the asteroid as part of the S cluster (Barucci et al., 1987; Tholen, 1989). The mineralogical classification of the S-type asteroids (Gaffey et al., 1993) based on the ECAS data and 52-color spectrophotometric Survey (Bell et al., 1988) data assigns 89 Julia (together with the asteroid 9 Metis) as ‘ungrouped’ S-asteroids. The main reason of this ‘unclassification’ is the long wavelength position of the 1 μ m feature, which could be the presence of the abundant calcic clinopyroxene component (Gaffey et al., 1993). Based on the SMASS II data, Bus and Binzel (2002) proposed a K cluster membership (derived from the S cluster) for 89 Julia.

The asteroid spectrum was obtained for an effective integration time of 10 min, with a S/N ratio of 90 in both A and B beams. This spectrum presents a significant positive slope in the region 1.1–1.5 μ m and a plateau in the 1.7–1.9 μ m and 2.2–2.5 μ m spectral regions. In Fig. 4 the IR spectrum of

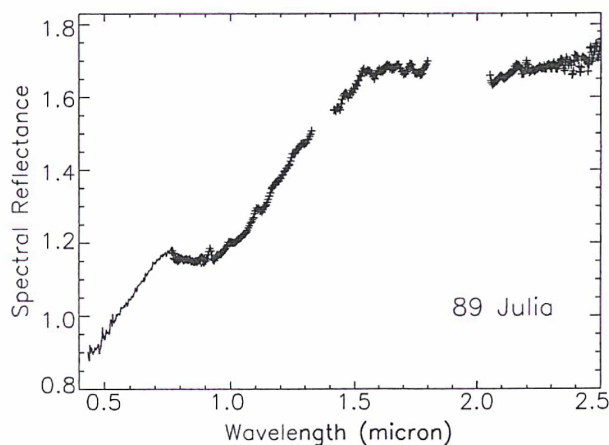


Fig. 4. The spectrum of the asteroid 89 Julia. The IRTF spectrum was overlapped with the SMASS II visible spectrum in the region 0.78–0.92 μ m.

Julia was overlapped with the SMASS II spectrum in the 0.78–0.92 μ m spectral region. We confirm a broad absorption band at 1 μ m, typical of the silicate rich minerals. We also confirm a global trend of the spectral reflectance, which increases in the near-IR. The influence of atmospheric water absorption on the spectra is visible around 1.4 and 1.9 μ m. The geometry of observations was fairly unfavourable for this asteroid (airmass = 1.56).

In order to calculate the center of 1 μ m absorption band (designated as Band I in the literature), the continuum was defined between the local maximum of spectral reflectance at 0.76 μ m and the small shoulder of the spectrum at 1.27 μ m. The spectrum was then continuum subtracted and the result was fitted with an order three polynomial function. We find the center of the feature localized at 1.01 ± 0.06 μ m, which is a slightly shorter wavelength than the one found by Gaffey et al. (1993).

3.3. 140 Siwa

140 Siwa is one of the initial targets of the Rosetta mission (departure in January 2003). One of the proposed scenarios (February 2003) suggests keeping this asteroid as a candidate for fly-by. This was our motivation to observe it.

An IRAS albedo of 0.068 ± 0.004 for the asteroid 140 Siwa allows the calculation of a diameter of 109.8 ± 3.0 km. Lightcurve analysis for two runs in 2000 (LeBras et al., 2001) reveals a slow-rotator asteroid; the composite lightcurve presents an amplitude of 0.1 magnitudes and its synodic period was estimated at 18.495 ± 0.005 h.

Two series of near-IR spectra were obtained in March 30, 2003, with the ratio S/N of 50 and 70 (obtained in both A and B beams) for the spectrum obtained at airmass 1.001 and 1.018, respectively, (Fig. 5). The IR spectrum of 140 Siwa does not contain deep absorption features corresponding to mafic minerals. The spectrum slope is slightly positive, with a value 1% (0.8% and 0.7%, respectively), which confirms the slope trend of its spectrum (LeBras et al., 2001). We confirm a typical neutral spectrum of consistent with the a C-type asteroid; the IRAS albedo for 140 Siwa also fits very well the average value of C taxonomic

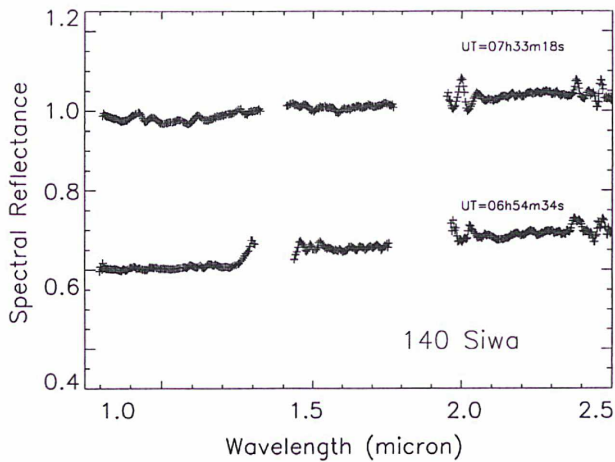


Fig. 5. The spectra of the asteroid 140 Siwa. The spectra were offset for clarity and the UT represents the beginning of each series of exposures.

class. The near-IR slope of our spectra is slightly different of those of a typical C-type asteroid but this alone cannot indicate a different mineralogy of the surface.

Fig. 6 shows the computed a global IRTF spectrum for the asteroid 140 Siwa overlapped with SMASS II data (the overlap is only for the 0.7–0.85 μm region). This composite spectrum was compared to meteorite reflectance spectra from the

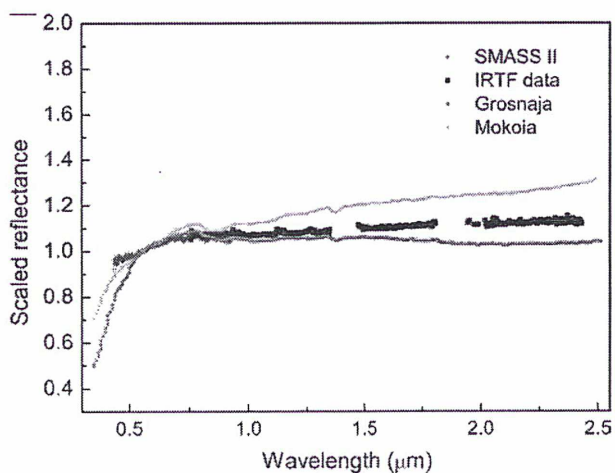


Fig. 6. Cumulated spectral reflectance of the asteroid 140 Siwa obtained during the IRTF run. The spectrum was overlapped with the SMASS II data in the 0.70–0.85 μm spectral region. The spectrum is similar to CV3 meteorites Grosnaja and Mokoia. The surface of 140 Siwa shows similar properties with carbonaceous chondrite meteorites, with a reflectance trend between the curves for the two meteorites.

Gaffey database. There is no meteorite spectrum that fits our spectrum very well. However, the carbonaceous chondrite meteorites spectra are similar to our spectrum and the asteroid spectral reflectance spans a value in the range of CV3 meteorite class. The nearest spectra are those of Grosnaja and Mokoia meteorites.

3.4. 2181 Fogelin

No physical data are available in the literature for the asteroid 2181 Fogelin. Thus, we can only roughly estimate its diameter. Following the asteroid mass distribution proposed by Kresak (1977) and the H magnitude of 2181 Fogelin, the diameter could be in the 12–18 km range. A second estimate can be made using an empirical relationship between the absolute magnitude, diameter and geometric albedo (Fowler and Chillemi, 1992):

$$\log D = 3.1236 - 0.5 \cdot \log p_v - 0.2 \cdot H. \quad (1)$$

Using an IRAS albedo of 0.05–0.25 we find a 12–22 km diameter for the asteroid.

The observations of 2181 Fogelin were carried out in July, 5, 2003, with the ratio S/N of 80 in both A and B beams. The geometry of observation (airmass=1.7) was unfavourable. However, the final spectrum is the average of 32 individual spectra, which can alleviate the high airmass problem. The IR spectrum presented in Fig. 7 shows the large

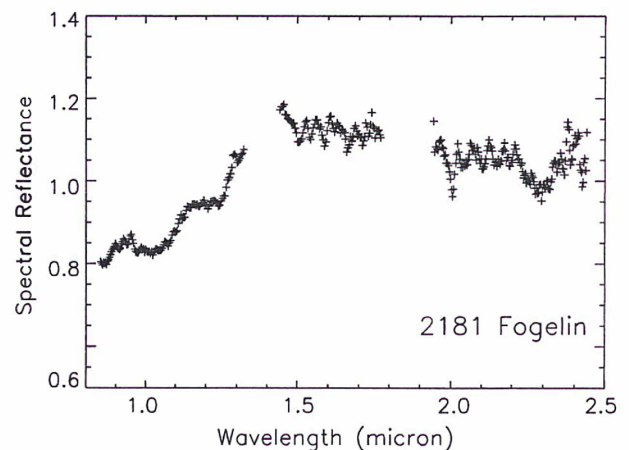


Fig. 7. The spectrum of the asteroid 2181 Fogelin, normalized to 1.275 μm , the maximum of J filter.

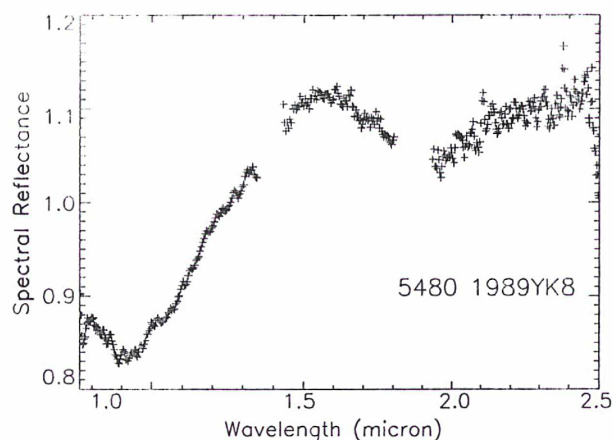


Fig. 8. The spectrum of the asteroid 5480 1989YK8, normalized to 1.275 μm , the maximum of J filter.

broad band absorption around 1 μm , typical of mafic minerals. The slightly positive slope in the 1.2–1.5 μm wavelength region doesn't allow us to classify this object as a S-type asteroid. Further observations in the visible region as well as thermal albedo data are necessary to make a taxonomic class assignment for this asteroid.

3.5. 5480 1989YK8

There are no previous photometric or spectroscopic data available for the asteroid 5480 1989YK8. The same methods used for 2181 Fogelin have been used to compute its theoretical diameter. The diameter spans the 13–20 km range (following Kresak, 1977) and 13–31 km following the diameter empirical formula (1), used with IRAS albedos in the 0.05–0.25 range.

The asteroid was observed on March, 30, 2003 and the final spectrum S/N ratio is around 100 for the A and B positions in the slit. The analysis of the 0.8–2.3 μm region reveals an absorption band around 1 μm (Fig. 8). The global tendency in near-IR could justify a S-type asteroid classification; however, a visible spectrum and thermal albedo data are necessary for a taxonomical assignment.

4. Conclusions

Five asteroids potential targets for the Rosetta mission have been observed in the 0.8–2.5 μm

spectral range: 21 Lutetia, 89 Julia, 140 Siwa, 2181 Fogelin and 5480 (1989YK8). We confirm the flat near-IR spectrum of 21 Lutetia. The near-IR spectrum of 89 Julia contains features confirming the initial idea that it belongs to the 'heated' bodies, possible to the S or K taxonomic class. A value $1.01 \pm 0.06 \mu\text{m}$ was found for the center of the Band I. The asteroid 140 Siwa spectrum presents a slightly positive slope and there are no major mineralogical signatures; we confirm the assignment of the asteroid as an 'unheated' asteroid.

The small asteroids 2181 Fogelin and 5480 (1989YK8) were observed spectroscopically for the first time. Our data shows the presence of a large (and weak) absorption band around 1 μm for both asteroids; new observations in visible and infrared are necessary to draw a reliable conclusion concerning their surface mineralogy.

The remote observations between IRTF and Observatoire de Paris-Meudon proved to be a robust and handy observing technique. It offered full access to the command line of the spectrograph and to several telescope controls (focus, tracking, etc.). We consider our observing program entirely accomplished without any discernable difference in the typical amount of spectra obtained in remote observations mode versus the local observing mode.

Acknowledgements

The authors are grateful to Paul Hardersen for useful comments that improved our article. We are indebted to Tony Denault who answered many questions prior to our runs about the Polycom system and exporting of X-windows for SpeX and guiding system, to Miranda Hawarden-Ogata for the administration system support and to Paul Sears and Bill Golish, the telescope operators during the remote observing runs.

References

- Barucci, M.A., Doressoundiram, A., Fulchignoni, M., Florczak, M., Lazzarin, M., Angeli, C., 1998. P&SS 46, 75.
- Barucci, M.A., Capria, M.T., Coradini, A., Fulchignoni, M., 1987. Icar 72, 304.

- Bell, J.F., Hawke, B.R., Owensby P.D., Gaffey, M.J., 1988. The 52-color asteroid survey; final results and interpretation. *Lunar Planet. Sci.* XIX.
- Belskaya, I., Lagerkvist, C.-I., 1996. *P&SS* 44, 783.
- Birlan, M., Binzel, R.P., 2002. Paris Observatory Remote Observing January–May 2002: Sharing the Experience to Educational Astronomy, Global Hands-On Universe Conference Proceedings, Paris, July.
- Bus, S.J., Binzel, R.P., 2002. *Icar* 158, 146.
- Cushing, M.C., Vacca, W.D., Rayner, J.T., 2003. Spextool: a spectral extraction package for SpeX, a 0.8–5.5 μm cross-dispersed spectrograph, *PASP* (in press), <http://irtfweb.ifa.hawaii.edu/Facility/spex/>.
- Fornasier, S., Barucci, M.A., Binzel, R.P., et al., 2003. *A&A* 398, 327.
- Fowler, J.W., Chillemi, J.R., 1992. IRAS asteroid data processing. In: Tedesco, E.F., Veeder, G.J., Fowler, J.W., Chillemi, J.R. (Eds.), *The IRAS Minor Planet Survey*. Technical Report PL-TR-92-2049, Phillips Laboratory, Hanscom AF Base, MA.
- Gaffey, M.J., 1976. *JGR* 81, 905.
- Gaffey, M.J., Burbine, T.H., Piatek, J.L., Reed, K.L., Chaky, D.A., Bell, J.F., Brown, R.H., 1993. *Icar* 106, 573.
- Kresak, L., 1977. *BAICz*, n. 28, 82.
- Le Bras, A., Dotto, E., Fulchignoni, M., Doressoundiram, A., Barucci, M.A., Le Mouelic, S., Forni, O., Quirico, E., 2001. *A&A* 379, 660.
- Schober, H.J., Lustig, G., 1975. *Icar* 25, 339.
- Tedesco, E.F., Veeder, G.J., 1992. IMPS albedos and diameter catalog(FP102). In: Tedesco, E.F., Veeder, G.J., Fowler, J.W., Chillemi, J.R., *The IRAS Minor Planet Survey*. Technical Report PL-TR-92-2049, Phillips Laboratory, Hanscom AF Base, MA.
- Tholen, D., 1989. Asteroid taxonomic classifications. In: *Asteroids II*. University of Arizona Press, AZ, pp. 1139–1150.
- Zappala, V., DiMartino, M., Knezevic, Z., Djurasevic, G., 1984. *A&A* 130 (1), 208.
- Zellner, B., Tholen, D.J., Tedesco, E.F., 1985. *Icar* 61, 355.
- Zellner, B., Leake, M., LeBerte, T., Duseaux, M., Dollfus, A., 1977. The asteroid albedo scale. II. Laboratory polarimetry of meteorites. In: *Proceedings of the Lunar Science Conference*, 8th ed. Pergamon Press, Oxford, pp. 1091–1110.

Annexe B

Asteroid target selection for the new Rosetta mission baseline : 21 Lutetia and 2867 Steins.
A&A 430, 313-317, 2005.

Asteroid target selection for the new Rosetta mission baseline

21 Lutetia and 2867 Steins*

M. A. Barucci¹, M. Fulchignoni¹, S. Fornasier², E. Dotto³, P. Vernazza¹, M. Birlan⁴, R. P. Binzel⁵, J. Carvano¹, F. Merlin¹, C. Barbieri², and I. Belskaya⁶

¹ LESIA, Observatoire de Paris, 92195 Meudon Principal Cedex, France
 e-mail: antonella.barucci@obspm.fr

² Astronomy Department, Padova University, Vicolo dell'Osservatorio 2, 35122 Padova, Italy

³ INAF – Osservatorio Astronomico di Roma, via Frascati 33, 00040 Monte Porzio Catone, Roma, Italy

⁴ IMCCE, Observatoire de Paris, 75014 Paris, France

⁵ Dep. of Earth, Atmosph. and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139, USA

⁶ Astronomical Observatory of Kharkiv National University, Ukraina

Received 22 June 2004 / Accepted 18 September 2004

Abstract. The new Rosetta mission baseline to the comet 67P/Churyumov-Gerasimenko includes two asteroid fly-bys. To help in target selection we studied all the candidates of all the possible scenarios. Observations have been carried out at ESO-NTT (La Silla, Chile), TNG (Canaries), and NASA-IRTF (Hawaii) telescopes, in order to determine the taxonomy of all the candidates. The asteroid targets were chosen after the spacecraft interplanetary orbit insertion manoeuvre, when the available total amount of ΔV was known. On the basis of our analysis and the available of ΔV , we recommended to the ESA Science Working Group the asteroids 21 Lutetia and 2867 Steins as targets for the Rosetta mission. The nature of Lutetia is still controversial. Lutetia's spectral properties may be consistent with a composition similar to carbonaceous chondrite meteorites. The spectral properties of Steins suggest a more extensive thermal history. Steins may have a composition similar to relatively rare enstatite chondrite/achondrite meteorites.

Key words. minor planets, asteroids – techniques: spectroscopic

1. Introduction

In 1993, the European Space Agency (ESA) selected the Rosetta mission including a rendezvous with in situ investigation of a comet and at least one (or more probably two) fly-bys of asteroids. The aim of the mission is to investigate the origin of the Solar System through the composition of planetesimals and their origin over the last 4.6 billion years.

In January 2003, ESA decided to postpone the launch of the spacecraft due to problems with the launcher (Barucci et al. 2004). The new baseline mission included a long orbital rendezvous with the 67P/Churyumov-Gerasimenko comet nucleus and one or two asteroid fly-bys. Several single or double fly-by scenarios were designed (Table 1), depending on the total ΔV available after the spacecraft interplanetary orbit insertion manoeuvre. In December 2003, the asteroid 2513 Baetsle was included on the basis of the pre-launch resource budget as baseline target, due to the minimum extra ΔV required to reach it (only 19 m/s).

Table 1. Double and single asteroid mission opportunity with fly-by between 2008 and 2010. The listed ΔV values were estimated before the launch.

Double fly-by	ΔV m/s	Single fly-by	ΔV m/s
Rhodia + Lutetia	159	Lutetia	125
Steins + Lutetia	139	Rhodia	97
Luichewoo + Lutetia	129	Steins	57
Baetsle + Izvekov	73	Sofala	101
Baetsle + Fogelin	79	Fogelin	18
Luichewoo + Izvekov	32	Baetsle	19
Rhodia + Izvekov	112	Luichewoo	32
Rhodia + Fogelin	113	Carrera	102
Steins + Izvekov	77	Izvekov	15
Sofala + Izvekov	146		
Steins + Fogelin	83		
Luichewoo + Fogelin	35		

The mission was launched successfully on March 2nd 2004. The spacecraft started its journey to the comet 67P/Churyumov-Gerasimenko that will be reached on 2014, after three Earth and one Mars gravity assisted swing-bys and

* Based on observations collected at ESO-La Silla, NASA/IRTF and TNG-Canaries.

Table 2. Observational circumstances of asteroid targets for the Rosetta mission.

Object	Night	UT-start (hh:mm)	T_{exp} (s)	Tel.	Instr.	Grism/prism	Slit (arcsec)	airm.
437 Rhodia	25 Jan. 04	15:35	600	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm	0.8	1.30
437 Rhodia	03 Mar. 04	10:07	960	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm	0.8	1.17
1393 Sofala	25 Jan. 04	15:00	720	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm	0.8	1.05
2513 Baetsle	25 Jan. 04	14:21	1320	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm	0.8	1.10
2867 Steins	25 Jan. 04	13:21	1100	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm	0.8	1.02
3050 Carrera	25 Jan. 04	11:00	1200	IRTF	SpeX	0.8–2.5 μm	0.8	1.08
21 Lutetia	26 May 04	10:13	660	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)	1.5	1.55
2513 Baetsle	30 Jan. 04	8:40	960	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)	1.5	1.13
2867 Steins	29 Jan. 04	7:58	720	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)	1.0	1.40
2867 Steins	25 May 04	23:28	1200	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)	1.5	1.41
3050 Carrera	30 Jan. 04	6:50	960	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)	1.5	1.29
5538 Luichewoo	29 Jan. 04	7:00	1920	NTT	EMMI	GRISM 1 (0.4–0.95 μm)	1.0	1.20
437 Rhodia	29 Feb. 04	02:42	180	TNG	DOLORES	LR-R (0.51–0.95 μm)	1.5	1.28
1393 Sofala	29 Feb. 04	03:46	360	TNG	DOLORES	LR-R (0.51–0.95 μm)	1.5	1.09
2513 Baetsle	29 Feb. 04	04:06	1200	TNG	DOLORES	LR-R (0.51–0.95 μm)	1.5	1.31
3418 Izvekov	29 Feb. 04	02:18	480	TNG	DOLORES	LR-R (0.51–0.95 μm)	1.5	1.07
1393 Sofala	1 Mar. 04	05:08	480	TNG	NICS	AMICI (0.8–2.5 μm)	1.5	1.25
2513 Baetsle	2 Mar. 04	02:44	1920	TNG	NICS	AMICI (0.8–2.5 μm)	1.5	1.19
3418 Izvekov	2 Mar. 04	01:38	1920	TNG	NICS	AMICI (0.8–2.5 μm)	1.5	1.08
5538 Luichewoo	2 Mar. 04	03:51	1920	TNG	NICS	AMICI (0.8–2.5 μm)	1.5	1.32

the asteroid fly-bys. Due to the optimal launch conditions, the available remaining ΔV is enough to fly-by two asteroids. To help in the selection of the best targets for scientific return, we observed all the possible candidates by visible (V) and near-infrared (NIR) spectroscopy. In this paper we report the results of the observational campaign as well as the characterization of the selected targets.

2. Observations and data reduction

Visible and near-infrared spectroscopic observations were performed at the ESO 3.5 m New Technology Telescope (NTT, La Silla, Chile), the 3.5 m Telescopio Nazionale Galileo (TNG, La Palma, Spain), and the 3 m NASA Infrared Telescope Facility (IRTF, Hawaii, USA). The circumstances of these observations are summarized in Table 2. During each observing run we also acquired bias, flat-field, calibration lamp and several solar analog star spectra at different intervals throughout the night.

The observations at IRTF were performed in remote mode from the Observatoire de Paris-Meudon (Binzel et al. 2004; Birlan et al. 2004). The NIR acquisition procedure was the same both for the TNG and IRTF telescopes, consisting of cycle series of 4 images each (ABBA cycle). The images had an exposure time of 120 s each, and were taken in two different positions along the slit, named A and B, offsetting the telescope. This technique obtains near-simultaneous images for sky and bias subtraction. The ABBA cycles were repeated several times for the fainter objects. The total exposure time for each object is indicated in Table 2.

Spectra were reduced using standard data reduction procedures with the software package Midas (e.g. Fornasier & Lazzarin 2001; Fornasier et al. 2003). The asteroid relative

reflectance has been obtained by division of the asteroid spectrum with that one of the solar analog star closest in time and airmass to the asteroid. For the IRTF data, the asteroid spectrum has been divided by a “superstar”, created by summing appropriately weighted contributions of several observed analog stars, corrected for atmospheric extinction and computed at the same airmass of the asteroids.

3. Data analysis and discussion

We obtained the first V+NIR spectra of seven out of the nine asteroid candidates listed in Table 1 (437 Rhodia, 1393 Sofala, 2513 Baetsle, 2867 Steins, 3050 Carrera, 3418 Izvekov, and 5538 Luichewoo). A visible spectrum of 21 Lutetia has been also obtained and reported in Fig. 2. The NIR spectra of Lutetia and Fogelin have been recently published by our group (Birlan et al. 2004).

All the objects reported in Fig. 1 seem to belong to the S taxonomic class because of well defined 1 and 2 μm silicate bands. Spectra shown in Fig. 2 have flatter behaviors. The presence of the absorption band at 0.9 μm in the spectra of Rhodia together with its high albedo value (0.56, IRAS data; Tedesco et al. 1992) suggests a possible classification as an E-type asteroids; Carrera has a similar spectral behaviour with the presence of the peculiar 0.9 μm band and might also be an E type asteroid, even if the knowledge of its albedo is necessary to make a definitive taxonomic class assignment. Izvekov has a very peculiar flat spectrum, typical of primitive dark objects like B- or C-type. The spectral behaviour of Steins seems to suggest that it belongs to E-type class. Spectra of the same object obtained during different epochs are essentially the same. For Sofala a visible spectrum was

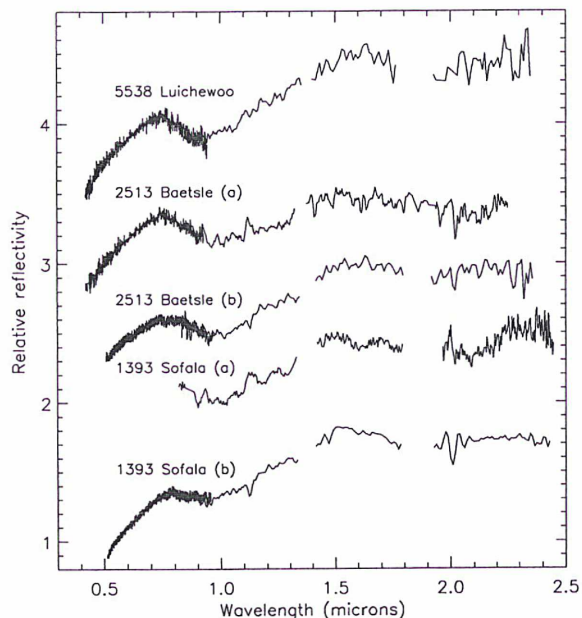


Fig. 1. V and NIR spectra of Luichewoo, Baetsle, and Sofala. For Baetsle and Sofala, the spectra (a) include V data obtained at NTT and NIR spectra obtained at IRTF, while spectra (b) have been obtained at TNG. All the spectra are normalized at $0.55 \mu\text{m}$ and shifted by 0.7 for clarity. All these objects have been classified as S-type.

already published by Xu et al. (1995). We confirm their S-type classification.

4. Target selection and characterization

Analyzing the list of possible targets and the relative available data, we strongly recommended the inclusion of asteroid 21 Lutetia in the Rosetta baseline because of its high interest. In fact it is the only object of the list which will allow the radio science experiment to measure the mass, and consequently to deduce the bulk density.

After the insertion manoeuvre of Rosetta into its interplanetary orbit, the available ΔV for the asteroid encounters was enough to allow the selection of any pair of asteroids listed in Table 1 for a double fly-by, except for the Rhodia-Lutetia one. The two remaining pairs which include 21 Lutetia are Steins-Lutetia and Luichewoo-Lutetia. As Luichewoo is a S-type (S class asteroids have already been visited by space missions), we exclude it from the possible baseline.

On the basis of the obtained spectra, we suggested Lutetia and Steins as the best asteroid targets for the Rosetta mission. In fact, these asteroids seem to be peculiar and show spectral behaviors different from the previous asteroid targets of space missions.

21 Lutetia was discovered in 1852 by H. Goldschmidt at the Paris Observatory. The name Lutetia derives from the Roman name of Paris (Lutetia Parisorum) and was given to the asteroid to honour the French capital. 21 Lutetia is the largest asteroid out of the possible candidates (IRAS diameter of 95.8 ± 4.1 km). The main orbital and physical characteristics

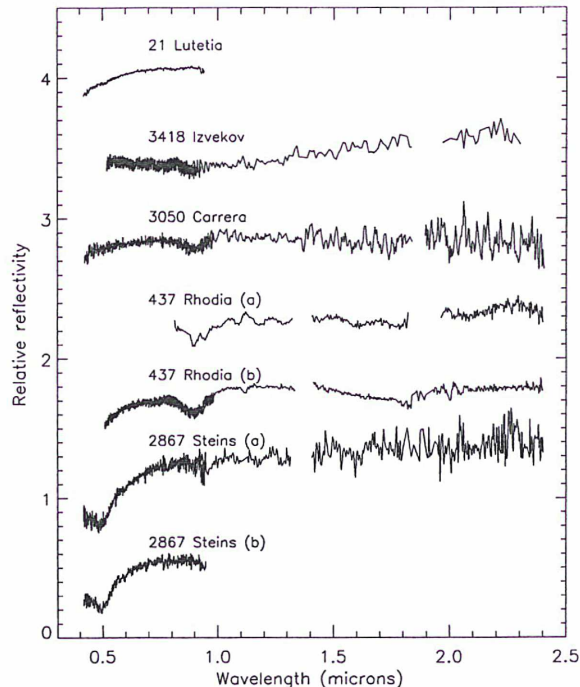


Fig. 2. V spectrum of Lutetia, and V and NIR spectra of Izvekov, Carrera, Rhodia, and Steins. The NIR spectrum (a) of Rhodia has been obtained on January 2004, while the NIR spectrum (b) has been obtained on March 2004. The V spectrum (b) of Steins has been obtained on May 2004. All the spectra are normalized at $0.55 \mu\text{m}$ and shifted by 0.6 for clarity.

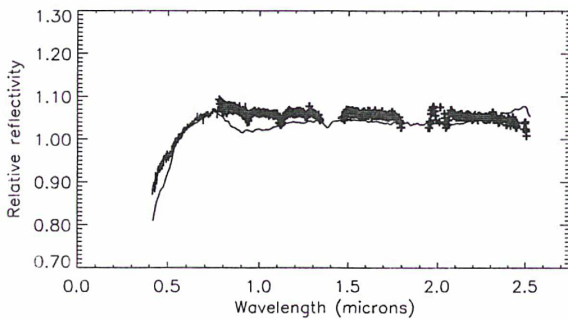
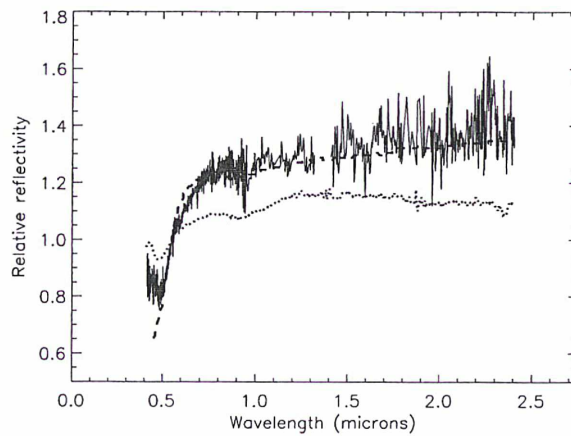
are listed in Table 3. The rotational period of 8.17 ± 0.01 h has been determined by Zappalá et al. (1984). The spin vector direction of Lutetia has been computed by several authors (see Magri et al. 1999 for details) giving different pole solutions. The prograde rotation state was in agreement with the different methods and determinations. Torppa et al. (2003), analysing all the available lightcurves, computed pole coordinates and a model with sharp and irregular shape (see Table 3).

Because of the high IRAS albedo, Lutetia was previously classified as M-type by Barucci et al. (1987) and Tholen (1989) and was supposed to be a parent body of iron meteorites. Hiroi et al. (1993) found a good fit with the M meteorite Mundrabilla under particular ad hoc conditions. Bus & Binzel (2002) proposed for it a new class X_k . Further observations have shown that its infrared spectrum is unusually flat compared to other M asteroids (Howell et al. 1994; Burbinc & Binzel 2000). Moreover the observations obtained at IRTF (Birlan et al. 2004) suggested a similarity with the carbonaceous chondrite spectra which characterize the C-type asteroid. Busarev et al. (2004) and Lazzarin et al. (2004), obtained several V spectra showing rotational phase variation with possible presence of features at 0.44 and $0.67 \mu\text{m}$ probably associated to hydrated silicates.

Many other characteristics seem to be in agreement with the carbonaceous chondrite analogy: the polarimetric properties (Belskaya & Lagerkvist 1996), lower radar albedo (Magri et al. 1999), and the $3 \mu\text{m}$ absorption feature diagnostic of water

Table 3. Orbital and physical characteristics of 21 Lutetia.

Semimajor axis (AU)	2.435
Eccentricity	0.164
Inclination (deg)	3.064
Taxonomic type	C (or M)
Synodical rotation period (h)	8.17 ± 0.01
Absolute magnitude	7.294
Slope parameter	0.110
IRAS D (km)	95.5 ± 4.1
IRAS albedo	0.221 ± 0.20
Pole solution from radar observations (Magri et al. 1999):	
$\lambda_1 = 228^\circ \pm 11^\circ$ $\beta_1 = +13^\circ \pm 5^\circ$	$\lambda_2 = 48^\circ \pm 11^\circ$ $\beta_2 = +5^\circ \pm 5^\circ$
Sense of rotation	Prograde
$2a \times 2b \times 2c$	$130 \times 104 \times 74$ km
Pole solution from lightcurve analysis (Torppa et al. 2003):	
$\lambda_1 = 220^\circ \pm 10^\circ$ $\beta_1 = +3^\circ \pm 10^\circ$	$\lambda_2 = 39^\circ \pm 10^\circ$ $\beta_2 = +3^\circ \pm 10^\circ$
$a/b = 1.2$; $b/c = 1.2$	

**Fig. 3.** Comparison of the Lutetia spectra (our V spectrum + the NIR one by Birlan et al. 2004) and the spectra of the CV3 carbonaceous chondrite meteorite Vigarano.**Fig. 4.** Comparison of the spectrum of Steins and the spectra of the EL6 enstatite chondrite Atlanta (dashed line), and the enstatite achondrite (aubrite) ALH 78113 (dotted line). All the spectra are normalized at $0.55 \mu\text{m}$.

of hydration (Rivkin et al. 2000). All these evidences suggest that Lutetia is an atypical M-type object. In Fig. 3 the NIR spectra of Lutetia by Birlan et al. (2004) with our visible spectrum is reported and compared with the spectrum of the CV3 carbonaceous chondrite Vigarano.

All of the information available for Lutetia are consistent with a primitive composition, except the high IRAS albedo value. New albedo determinations are needed to eliminate the doubts about the taxonomic classification of Lutetia, or to further enhance our view of this unusual object.

2867 Steins, discovered in 1969 by N. Chernykh at Nauchnyj, is a very small object and only few of its properties are known (Table 4). Assuming an albedo in the range 0.04–0.40, a diameter of 17.5–5.5 km can be estimated. Its rotational period of 6.06 ± 0.05 h and a lightcurve amplitude of 0.2 mag has been recently determined by Hicks & Bauer (2004).

The obtained V and NIR spectra (Figs. 2 and 4) show a strong feature at about $0.5 \mu\text{m}$, a weaker feature at about $0.96 \mu\text{m}$ and a flat and featureless behaviour over $1 \mu\text{m}$. This spectral behaviour is very similar to E-type asteroids, even if it is necessary that the albedo, still to be determined, would be larger than 0.3 to classify Steins as an E-type.

Table 4. Orbital and physical characteristics of 2867 Steins.

Semimajor axis (AU)	2.364
Eccentricity	0.146
Inclination (deg)	9.944
Taxonomic type	E
Synodical rotation period (h)	6.06 ± 0.05
Absolute magnitude (with slope par. assumed = 0.15)	12.561

E-type objects are thought to be differentiated bodies which experienced significant heating.

Analyzing the $0.5 \mu\text{m}$ feature observed in the spectra of some E-type asteroids, Burbine (2000) suggested that some kind of sulfides, such as troilite or pyrrhotite, could produce this feature. Troilite is a rare sulfide (FeS), abundant in meteorites. It is a known constituent of the aubrites but it is also a very dark agent not easily compatible with the high albedo of E-type asteroids (Fornasier & Lazzarin 2001). Moreover

the spectra available in literature of meteoritic and synthetic samples of troilite show quite different spectral behaviours. Also the band at about $0.5 \mu\text{m}$ changes in wavelength position and shape, probably due to the different crystal structure of each samples.

The spectral behaviour of Steins as shown in Figs. 2 and 4 is similar to that of the E-type asteroid 64 Angelina. According to the classification of Gaffey & Kelley (2004) and Clark et al. (2004), Steins would belong to the same group of Angelina, and its surface composition would include silicates and sulfides, like oldhamite (CaS). The presence of oldhamite on the surface of Angelina, has been also suggested by Burbine et al. (2002). Gaffey & Kelley (2004) suggested that this group of objects (also called E[II] subtype) may have surfaces composed of partial melts derived from E-chondrite-like parent bodies.

In order to investigate the surface composition of Steins we compared its V and NIR spectrum with the spectra of many meteorites available in literature. In Fig. 4 the spectrum of Steins is overlain onto with the spectra of an enstatite achondrite, and an enstatite chondrite. The enstatite chondrite Atlanta (EL6) presents a spectrum that fits very well the observed spectral behaviour of Steins with the exception of the feature at about $0.5 \mu\text{m}$. The enstatite achondrite ALH 78113 (aubrite) presents spectral features at $0.5 \mu\text{m}$ and $0.96 \mu\text{m}$ similar to those of Steins' spectrum but with a flatter behaviour at $\lambda > 0.6 \mu\text{m}$.

The differences between asteroid spectra and those of meteorites and mineral assemblages could be due to the effects of space weathering (caused to long cosmic ray exposure) and of surface collisional processing (porosity, grain size distribution, aging of materials...).

5. Conclusions

On the basis of i) the results obtained by the spectroscopic observations; and ii) on the analysis of all the known physical properties of the candidates, we recommend target selection of 21 Lutetia and 2867 Steins. The Rosetta Science Working group supported our recommendation and the ESA's Rosetta Project included these asteroids in the new mission baseline. The fly-by with Steins will take place on September 5th, 2008, with a relative velocity of 8.6 km s^{-1} and the one with 21 Lutetia on July 10th 2010 with a relative velocity of 15 km s^{-1} . In particular, for the two selected candidates:

1. Lutetia represents the most interesting candidate, as it is the only one (among the possible targets) which will allow us to obtain, by radio science experiments, mass determination and density estimation. Moreover, if the primitive chondritic character of Lutetia will be confirmed, it will be well within the early Solar system scientific objectives of the mission.
2. After the choice of the first target, following the criteria to be within the available ΔV and to visit an interesting

object, leads 2867 Steins as the best candidate for the other fly-by. Steins has relatively unusual spectral properties and may be classified as E-type object. Rosetta will perform the first in-situ exploration of a member of this rare class of objects, giving an answer to the question if its parent body underwent a total differentiation or a partial melting.

Ground-based observations are still needed to better define the physical and mineralogical characteristics of Lutetia and Steins. Further observations, in particular in the thermal infrared, are fundamental to know the albedo of both the objects. More information will allow us to optimize the science operations during the fly-bys.

References

- Barucci, M. A., Capria, M. T., Coradini, A., & Fulchignoni, M. 1987, *Icarus*, 72, 304
- Barucci, M. A., Fulchignoni, M., Belskaya, I., et al. 2004, in *The new Rosetta targets*, ASSL (Kluwer), 69
- Belskaya, I. N., & Lagerkvist, C.-I. 1996, *PSS*, 44, 783
- Binzel, R. P., Birlan, M., Bus, S. J., et al. 2004, *PSS*, 52, 291
- Birlan, M., Barucci, M. A., Vernazza, P., et al. 2004, *New Astron.*, 9, 343
- Burbine, T. H. 2000, Ph.D. Thesis, MIT
- Burbine, T. H., & Binzel, R. P. 2002, *Icarus*, 159, 468
- Burbine, T. H., McCoy, T. J., Nittler, L. R., et al. 2002, *Meteo. Planet. Sci.*, 37, 1233
- Bus, B., & Binzel, R. 2002, *Icarus* 158, 146
- Busarev, V., Bochokov, V., Prokof'eva, V., et al. 2004, in *The new Rosetta targets*, ASSL (Kluwer), in press
- Clark, B. E., Bus, S. J., Rivkin, A. S., et al. 2004, *J. Geo. Res.*, 109, 2001
- Fornasier, S., & Lazzarin, M. 2001, *Icarus*, 152, 127
- Fornasier, S., Barucci, M. A., Binzel, R. P., et al. 2003, *A&A*, 398, 327
- Gaffey, M. J., & Kelley, M. S. 2004, *LPI XXXV*, 1812
- Hicks, M. D., & Baucr, J. M. 2004, *IAUC*, 8315
- Hiroi, T., Bell, J. F., Takeda, H., et al. 1993, *Icarus*, 102, 107
- Howell, E. S., Merenyi, E., & Lebofsky, L. A. 1994, *J. Geo. Res.*, 99, 10848
- Lazzarin, M., Marchi, S., Magrin, S., & Barbieri, C. 2004, *A&A*, 425, L25
- Magri, C., Ostro, S. J., Rosema, D. K., et al. 1999, *Icarus*, 140, 379
- Rivkin, A. S., Howell, E. S., Lebofsky, L. A., et al. 2000, *Icarus*, 145, 351
- Tedesco, E. F., & Veeder, G. F. 1992, in *The IRAS Minor planet Survey*, Tech. Rep. PL-TR-92-2049, Phillips Laboratory, Hanscom AF Base, MA
- Tholen, D. 1989, in *Asteroids II* (Univ. of Arizona Press), 1139
- Torppa, J., Kaasalainen, M., Michalowski, T., et al. 2003, *Icarus*, 164, 346
- Xu, S., Binzel, R. P., Burbine, T. H., et al. 1995, *Icarus*, 115, 1
- Zappalà, V., Di Martino, M., Knezevic, Z., et al. 1984, *A&A*, 130, 208

Annexe C

Analysis of near-IR spectra of 1 Ceres and 4 Vesta, targets of the Dawn mission. *A&A* 436, 1113-1121, 2005.

Analysis of near-IR spectra of 1 Ceres and 4 Vesta, targets of the Dawn mission

P. Vernazza¹, T. Mothé-Diniz¹, M. A. Barucci¹, M. Birlan², J. M. Carvano¹,
 G. Strazzulla³, M. Fulchignoni¹, and A. Migliorini^{1,4}

¹ LESIA, Observatoire de Paris, 92195 Meudon Principal Cedex, France
 e-mail: pierre.vernazza@obspm.fr

² IMCCE, Observatoire de Paris, 77 Av. Denfert Rochereau, 75014 Paris Cedex, France

³ INAF-Osservatorio Astrofisico di Catania, via Santa Sofia 78, 95123 Catania, Italy

⁴ Dipartimento di Astronomia di Padova, Vicolo dell'Osservatorio 2, 35122 Padova, Italy

Received 8 December 2004 / Accepted 3 February 2005

Abstract. We obtained high signal to noise spectra of the two targets of the Dawn mission, 4 Vesta and 1 Ceres from observations carried out in remote control between the Observatoire de Paris-Meudon and the NASA Infrared Telescope Facility on Mauna Kea. 4 Vesta was observed in the 0.7–2.5 μm spectral region at three different rotational phases in order to i) determine the mineral composition; ii) understand the spectral variations across the surface. Vesta was also observed in the 2.0–3.8 μm range. The 3 μm absorption feature was not detected, implying the absence of OH and/or H₂O-bearing minerals on the asteroid surface at the latitude of our observations. The spectrum of 1 Ceres was obtained in the 2.0–4.1 μm range and the presence of the 3.06 μm absorption feature confirmed. Laboratory measurement of ion-irradiated organics and ices suggest that the 3.06 μm feature can be reproduced with a linear mixture of crystalline ice and residues of ion-irradiated asphaltite.

Key words. minor planets, asteroids – techniques: spectroscopic – infrared: solar system

1. Introduction

4 Vesta and 1 Ceres are the two asteroids which will be visited by the Dawn space mission. Dawn is a NASA Discovery mission scheduled to be launched in June 2006 arriving at Vesta in 2011 and at Ceres in 2015. The spacecraft will orbit for several months around each object with the aim of understanding the origin and evolution of the solar system by obtaining geophysical and geochemical data on these diverse main belt asteroids. Ceres is the largest asteroid with a mean diameter of 950 km, while Vesta is the third largest asteroid with a mean diameter of 516 km. They are among the most massive asteroids: 4 Vesta (2.75×10^{20} kg) and 1 Ceres (9.43×10^{20} kg) (Standish & Hellings 1989). They could be considered as small planets and due to their location, they could have experienced many of the processes that are generally associated with the planetary evolution. Ceres is an undifferentiated protoplanet while Vesta has experienced significant heating and differentiation. Vesta and Ceres were formed by accretion of smaller objects over short time scales, and even if they are supposed to have been formed at relatively close areas of the main belt, they are very different objects.

Vesta is the only large asteroid known to have a basaltic surface that retains a record of ancient volcanic activity. The basaltic nature on Vesta was discovered through visible spectroscopy with ground-based telescopes (McCord et al. 1970).

The Vesta unique reflectance spectrum and its high albedo 0.42 (Tedesco 1989) compared to other asteroids defined a new taxonomic class (type V). Geological diversity revealing longitudinal variations in albedo and mineralogy was detected from various observational techniques obtained at different rotational phases and aspect angles. The high geological interest on this asteroid followed the discovery that howardite, eucrite, and diogenite (HED) meteorites could be samples excavated from Vesta. In 1996, Vesta made its closest approach to Earth and observations with WFPC2 (HST) allowed images to be obtained at a scale of 36 km/pixel thus providing coverage of the southern hemisphere (Thomas et al. 1997). The surface of Vesta is not uniform, showing some dark and bright areas. The Hubble Space Telescope has also revealed a very large, circular cavity near the asteroid's south pole, and the 460-km-wide basin has a pronounced central peak of 12 km. Its diverse surface makes Vesta one of the most geologically peculiar large asteroids; it is so exceptional that its origin and history are far from being understood till now. See Keil (2002) for a review of our present knowledge of Vesta.

We know even less about the composition of Ceres, which has a low albedo 0.11 (Tedesco 1989), a quasi-spherical shape, and few spectral features. The reflectance spectrum is flat and featureless in the visible with an absorption band near 3 μm associated to hydrated minerals (Lebofsky et al. 1981) and/or ammoniated saponite by King et al. (1992). Microwave

Table 1. Observational circumstances for 4 Vesta and 1 Ceres with the associated phase angle (α_s), longitude (W), latitude (ζ), and rotational phase (Φ_W).

4 VESTA							
Day	UT	$\lambda(\mu\text{m})$	a.m.	α_s	W	ζ	Φ_W
30 Mar. 03	10:03–10:04	0.7–2.5	1.02	5.8	238°	–11°	0.06
30 Mar. 03	12:16–12:17	0.7–2.5	1.13	5.8	27°	–11°	0.475
30 Mar. 03	13:10–13:26	0.7–2.5	1.34	5.8	88°	–11°	0.64
31 Mar. 03	10:05–10:35	2.0–4.1	1.02	6.0	57°–91°	101°	0.56–0.65
31 Mar. 03	11:29–11:51	2.0–4.1	1.05	6.0	152°–176°	101°	0.82–0.89
1 CERES							
25 Jan. 04	6:41–6:58	2.0–4.1	1.2				
25 Jan. 04	7:18–7:35	2.0–4.1	1.2				

studies suggest that Ceres is covered by a dry clay that reflects its crustal composition (Webster et al. 1988). There are no clear links between Ceres and any known meteorite, and McCord & Sotin (2003) suggested that the thermal evolution of Ceres could have produced a metamorphosed carbonaceous chondrite surface material, thereby also producing a surface with an albedo higher than the original materials. Recent publications (Parker et al. 2002; Britt et al. 2002) summarize the present knowledge of Ceres. Ceres is a mysterious and probably unique object in the solar system representative of the early phase of planet formation.

In this work we present new spectra of Vesta in the near-infrared (0.7–2.5 μm and 2.0–4.1 μm) obtained at various rotation phases and a spectrum in the range 2.0–4.1 μm for Ceres. These results are analysed and discussed.

2. Observations and data reduction

2.1. Observations

The spectra presented in this work were obtained at the Infrared Telescope Facility (IRTF), a 3 m telescope located at the summit of Mauna Kea, Hawaii. Observations were remotely conducted from Meudon, France, more than 12 000 km away from Hawaii, using several informational structures and networks. This type of observation between Meudon and IRTF/Hawaii was started in 2002 (Birlan et al. 2002); since then, more than thirty nights of observation were conducted from Meudon.

Two observing runs in March 2003 and January 2004 were devoted to near-infrared observation of 4 Vesta and 1 Ceres, respectively. The spectrograph SpeX, combined with the 0.8×15 arcsec slit, were used for acquisition of spectra in the range 0.7–4.1 μm . All observations were made with pairs of exposures named “A” and “B”, which allowed us to produce simultaneous measurements of the object and the sky.

4 Vesta was observed on March 30 in LowRes ($R = 200$) prism mode for the spectral range 0.7–2.5 μm , while spectra in the range 2.0–4.1 μm (LXD mode, $R = 2000$) were acquired on March 31. In order to monitor the asteroid during its rotational phase, several series of spectra were obtained. The observational circumstances for Vesta are presented in

Table 1, which lists the date and time for each observation and the wavelength range, V magnitude, airmass, and solar phase angle (α_s). This table also shows the sub-earth longitude of Vesta (W), the sub-earth latitude (ζ), calculated using the pole solution of Thomas et al. (1997), and the rotational phase calculated with respect to the zero phase of Gaffey (1997) – hereafter G97 – extrapolated using Thomas et al. (1997) and Binzel et al. (1997). Unless otherwise stated, the Vesta spectra will be referred to mainly by the rotational phase. During both nights the atmospheric conditions were not stable with the occasional presence of thin clouds. This problem was carefully taken into account in data-reduction (see Sect. 2.2). During these nights, the humidity range was 25%–55%, and the values of the seeing were in the range 0.8–1.5 arcsec, while the temperature variations were between -1°C and $+3.2^\circ\text{C}$. The observations of 4 Vesta were intercalated with those of standard stars Landolt 102–1081, HD 88618, Landolt 107–684, Landolt 105–56, Landolt 107–998, Hya 64, and Landolt 98–978.

The asteroid 1 Ceres was observed on January 25, 2004 in the spectral range 2.0–4.1 micron (LXD mode, $R = 2000$). Observational circumstances are presented in Table 1. For calibration of our spectra, these observations were alternated with those of Hya 64 and SAO 95394 standard stars. During these observations the humidity rate was high, almost 90%, the temperature stable at -4°C , and the seeing measurement was 1.1 arcsec.

2.2. Data reduction

Standard techniques for near-IR spectroscopy reduction were used with the software Spextool 3.2 dedicated to reducing data obtained with Spex. We started by creating normalized flat-fields for each observing night, then subtracted image pairs taken at two different positions (A and B) along the slit, in order to minimize the atmospheric and telescope influence and to remove the influence of electronic bias level and the dark current. Each background subtracted image was divided by the flat field image to remove pixel to pixel sensitivity variation on the chip. Then the data were extracted from two-dimensional images to one-dimensional arrays by summing pixels in the data

range for each column. Finally, we performed the wavelength calibration of the spectra. Telluric absorptions were removed by dividing the asteroid spectra by stellar spectrum at the same airmass. We used a star observed close in airmass (± 0.03) to make the division for both spectra at 10h03 UT and 12h16 UT (Table 1).

For the third spectrum of Vesta, observed at an airmass of 1.34, we had no star close in airmass to make a good correction concerning the extinction coefficients. To perform the correction for extinction, we used observations of a star obtained at a different period (IRTF, November 2003) but at the same airmass. To ensure that this process did not introduce any significant error, we divided the standard stars observed during the observation of Vesta by those stars with corresponding airmass observed on November 2003 and spanning airmasses from 1.03 to 1.2. This division always produced a flat spectrum, which shows that the extinction coefficients did not vary considerably between the two nights. Nevertheless, the depth of the water vapour absorption bands were different from one night to the next due to a difference in degree of humidity. To correct for humidity, we used a so-called transmission spectrum (spectrum of a star observed the same night as Vesta divided by a star observed in November with same airmass for both stars) in the water zones. Thus, to obtain the final reflectance we divided the spectra of Vesta by a star obtained during November at same airmass to correct for extinction and multiplied by the “transmission” spectra in the water zones. The reduced spectra of Vesta in this range are shown in Fig. 1

We used the LXD mode (2.0–4.1 μm) fitting onto the array at a spectral resolving power of $R = 2000$, with a slit length of 15", and a slit width of 0.8". The 2.0–4.1 μm region is covered by two pieces, one from 2.0–2.55 μm and another from 2.85–4.1 μm . The LXD mode allows simultaneous observations on both sides of the telluric water band at 2.55–2.85 μm . The 2.0–4.1 μm region is covered by 6 overlapping spectra. While relative fluxes within one observation will be correct, absolute fluxes cannot be easily compared from one integration to the next and must be scaled to one another.

In order to have the reflectance spectrum of Vesta and Ceres, we corrected for thermal flux. Thermal radiation in the main belt starts to affect data in the 3- μm region. To remove this thermal contribution, we used the standard thermal model developed by Lebofsky & Spencer (1989). This model assumes the situation of a non-rotating spherical asteroid in instantaneous equilibrium with solar flux.

For Vesta, thermal contribution to the total reflectance was less than 0.01% at 3.0 μm and 8% at 3.8 μm , and for Ceres less than 0.3% at 3.0 μm and 70% at 4.1 μm . Of course, the thermal corrections remain model-dependent and will noticeably affect the interpretation of our corrected spectra.

3. Results and discussion

3.1. Vesta

The spectra of Vesta in the 0.7–2.5 μm and in the 2.0–3.8 μm range are discussed separately, since each range contains specific mineralogical information and requires quite different

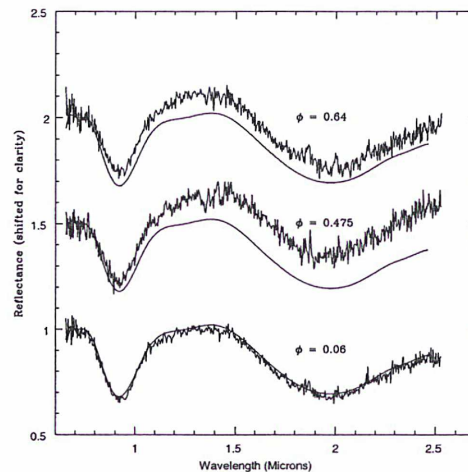


Fig. 1. Spectra of Vesta at each rotational phase, compared with the fit of the spectrum at $\Phi = 0.06$ (continuous line). The spectra were vertically displaced for clarity by 0.5.

analytical approaches. The main silicate features reside in the 0.7–2.5 μm range that are part of the diagnosis of basaltic compositions. Such spectra are analysed here using both empirical laboratory calibrations (Cloutis et al. 1986; Cloutis & Gaffey 1991) and the Modified Gaussian Model (Sunshine et al. 1990). The 2.0–3.8 μm range, on the other hand, is potentially interesting since the detection of features around 3 μm and at 3.4 μm could reveal the presence of OH/H₂O and CH-bearing minerals.

3.1.1. Silicate mineralogy (0.7–2.5 μm)

A widely used methodology for mineralogical interpretation of reflectance spectra in olivine/pyroxene assemblages is the use of empirical formulae derived from laboratory calibrations. This method has recently been reviewed by Gaffey et al. (2002). In order to apply it, the spectra must be parameterised in terms of the areas and position of the absorption band centers located near 1 and 2 μm , which from now on will be referred as BI and BII, respectively. The centers and areas of BI and BII are measured after removal of a linear continuum that is tangent to the maxima before and after each band. These values are then inserted into empirical formulae from which the mineralogical composition of the pyroxenes in the assemblage in terms of percentage of Wolastonite (Wo) and Ferrosilite (Fs) content can be also derived along with the contribution of olivine in the mixture. It is important to note that these calibrations assume the presence of single pyroxene and would fail if more than one kind of pyroxene were present.

Using a polynomial fit of the full spectra between 0.7–2.5 μm , we determined the three maxima near 0.7, 1.4 and 2.5 μm . The linear continuum for BI is given by the straight line tangent to the maxima near 0.7 and 1.4 μm , while for BII the continuum is determined by the maxima around 1.4 and 2.5 μm . For each band, the continuum was removed by dividing each band by the linear continuum in each corresponding

Table 2. 4 Vesta spectral parameters.

Observation	Band I	Band II	BAR	Wo	Fs
Φ	(μm)	(μm)		(mol%)	(mol%)
0.06	0.926	1.958	2.05	6–7	41
0.47	0.922	1.932	2.35	5–6	34
0.64	0.926	1.996	2.68	6–7	51

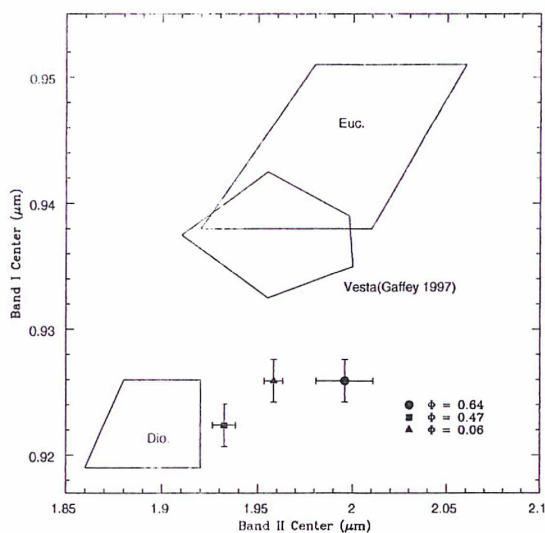


Fig. 2. Position of the band center for the three spectra of Vesta compared to the regions encompassed by the Eucrite (Euc.) and Diogenite (Dio.) basaltic achondrite assemblages and to the region encompassed by the observations of Vesta from G97. Different symbols represent different rotational phases of Vesta.

region. The center of each band was computed after the continuum removal, using polynomial fits around the region of each reflectance minimum, with orders varying from 3 to 6. The adopted values for band centers correspond to the polynomial that yields the best fit, and the uncertainty in band center position is given by the scatter due to the use of different polynomials. The areas of BI and BII are also measured after removing the continua, and the parameter BAR is defined as the ratio between the areas of BII and BI. Using these parameters, the pyroxene composition in terms of Wo and Fs was derived for each spectrum through the equations recently recompiled by Gaffey et al. (2002). The spectral parameters and pyroxene composition for each spectrum are presented in Table 2. Figure 2 shows the position of the center of BI versus the center of BII for the spectra of Vesta in the present work, along with the loci of the eucrite and diogenite meteorites (Duffard et al. 2004a) and the loci of G97 observations for Vesta.

For all spectra, the position of the centers of BI and BII fall in the transition region between low- (orthopyroxene), and high-calcium pyroxenes (clinopyroxene) close to the diogenite locus and could be consistent with a single pyroxene composition. The derived values for Wo and Fs indicate that orthopyroxene is the dominant mafic mineral. The BAR values, when used to derive the percentage of orthopyroxene in

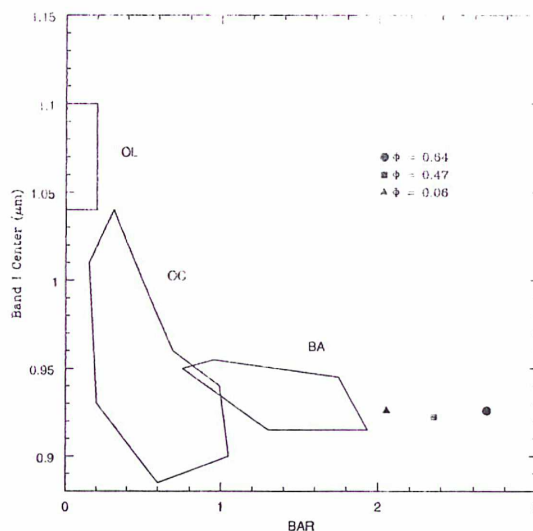


Fig. 3. The BAR value versus Band I center is represented for our observations at different rotational phases; error bars are smaller than the symbols. The loci correspond to: the monomineralic olivine assemblages (OL), the ordinary chondrites (OC), and the pyroxene basaltic achondrites (BA) (Duffard et al. 2004a).

orthopyroxene-olivine mixtures, along with the calibration of Cloutis et al. (1986), yield values in excess of 90% orthopyroxene, which are outside the validated range for this calibration. In fact, for rotational phases 0.47 and 0.64 this calibration produces values in excess of 100%, which suggests that olivine is at most an accessory mineral phase, but it can also indicate a clinopyroxene phase.

On the BAR \times BI center diagram (Fig. 3) our spectra are located on the edge of the basaltic achondrite loci, close to loci of pure orthopyroxene, which suggests that our spectra are dominated by low-calcium pyroxene. The spectral variations observed among rotational phases are mainly due to shifts in BII centers.

Although the position of those spectra in the band center diagram and in the BI \times BAR diagram are consistent with the presence of a low calcium pyroxene, a composition consisting of a mixture of low calcium- and high-calcium pyroxenes cannot be ruled out. However, two pyroxenes, orthopyroxene and pigeonite, have their band centers falling in this region. Furthermore, our band centers are in the transition region between diogenites and eucrites. The primary mineral of diogenites is orthopyroxene (92–95%), while the main pyroxene found in eucrites is pigeonite. Thus regarding the position of our band centers we should have both orthopyroxene and pigeonite with a much stronger contribution from orthopyroxene.

In order to check the effects of such a mixture on mineralogical interpretation of our data, we made use of the Modified Gaussian Model. The MGM model deconvolves spectra into a series of modified Gaussian curves, each representing an individual electronic transition absorption band. Mathematically, each absorption band is represented by three parameters: a band strength, a band center, and a band width. The absorption bands are all superimposed onto a continuum, which is modelled as

Table 3. Parameters from MGM applied to 4 Vesta using the bands associated to the Orthopyroxenes in the range 0.6–2.6 μm as described in Sunshine & Pieters (1993).

	Center	<i>FWHM</i>	Strength	Continuum and
$\Phi = 0.06$	(μm)	(μm)	(natural log)	Error in fit (rms)
Band 1	0.678	0.149	-0.11	
Band 2	0.918	0.200	-0.50	Offset: 1.1
Band 3	1.161	0.280	-0.14	Slope: 1.2E-007
Band 4	1.962	0.660	-0.49	
Band 5	2.499	0.502	-0.12	rms: 2.53%
$\Phi = 0.47$				
Band 1	0.676	0.1477	-0.2	
Band 2	0.911	0.206	-0.49	Offset: 1.19
Band 3	1.148	0.278	-0.11	Slope: 1.2E-007
Band 4	1.946	0.582	-0.35	
Band 5	2.499	0.501	-0.05	rms: 3.3%
$\Phi = 0.64$				
Band 1	0.690	0.151	-0.18	
Band 2	0.915	0.211	-0.49	Offset: 1.14
Band 3	1.158	0.280	-0.15	Slope: 1.2E-007
Band 4	1.97	0.651	-0.48	
Band 5	2.499	0.504	-0.10	rms: 3.34%

a straight line in energy and represented by two additional parameters, a slope and an offset (Sunshine et al. 1990).

A preliminary analysis was made using only low calcium pyroxene (LCP) bands. Five bands were used (Sunshine & Pieters 1993), with band centers ranging from 0.6 to 2.5 μm . The band around 0.67 μm was included in order to minimize the residual at lower wavelengths, even though most of this band lies outside our spectral range. Final values for the centers, widths, strengths, and rms are shown in Table 3. Residuals of the fits have low rms and show no systematic deviation from zero. Even so, a high calcium pyroxene (HCP) component cannot be excluded. We then applied the MGM by adding two clinopyroxene bands to the model. As shown in Fig. 4, the two pyroxene model also results in good fits for all three spectra of Vesta. On average, the additional pyroxene reduced the residual error, but the fits obtained are non-unique. The observed dispersion for band centers are on the order of 0.05 μm and around 50% for some of the band strength. The parameter of representative fits are shown in Table 4 and resulting fits are also reported in Fig. 4. Using the calibration of Sunshine & Pieters (1993), from the LCP/HCP band strengths, the rotational phase 0.47 has a HCP/(HCP+LCP) ratio of ~ 0.15 – 0.20 , while phases 0.06 and 0.64 have a ratio in the ~ 0.17 – 0.38 range, which is consistent with previous application of the MGM to an eucrite meteorite (Sunshine et al. 2004). However mineralogical analysis of HED meteorites show that they contain three kinds of pyroxenes: orthopyroxene, pigeonite, and augite. Since orthopyroxene and pigeonite have rather close band centers, it is not possible to meaningfully deconvolve them with MGM. Therefore the LCP phase found by MGM could suggest the presence of one of those phases or a mixture

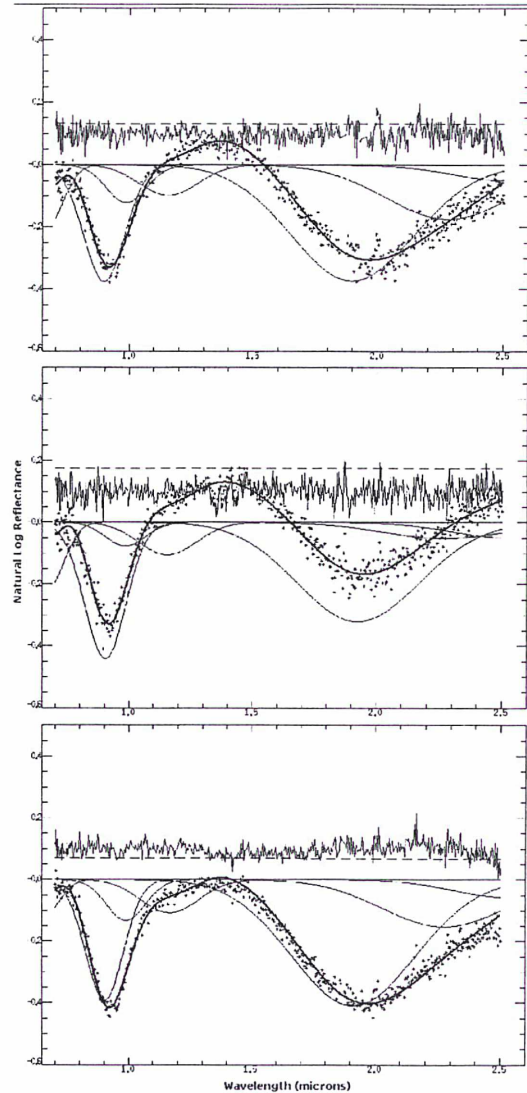


Fig. 4. Spectra of 4 Vesta fitted with seven modified Gaussians (solid lines) corresponding to absorption bands associated to orthopyroxene and clinopyroxene. The dashed line represents the continuum and the residual error spectrum is shown in the upper part of each plot.

of both. The HCP phase could suggest the presence of augite on Vesta, pyroxene that is also found in eucrites. At this point, it is not possible to infer the precise pyroxene compositions using MGM due to the lack of laboratory calibrations for this method.

3.1.2. Discussion

The spectral parameters obtained in Sect. 3.1.1 can be directly compared with results of G97 for the asteroid 4 Vesta and also with near-infrared observations both of the V-type asteroids in the vicinity of Vesta (Duffard et al. 2004b) and of 1459 Magnya (Hardersen et al. 2004).

Table 4. Final parameters from MGM applied to 4 Vesta using both an LCP and an HCP.

	Center	<i>FWHM</i>	Strength	Continuum and
$\Phi = 0.06$	(μm)	(μm)	(natural log)	Error in fit (rms)
Band 1	0.658	0.145	-0.11	
Band 2	0.902	0.183	-0.39	Offset: 1.1
Band 3	0.989	0.189	-0.13	Slope: 1.2E-007
Band 4	1.168	0.278	-0.11	
Band 5	1.912	0.587	-0.41	
Band 6	2.275	0.580	-0.15	rms: 2.35%
Band 7	2.516	0.498	-0.06	%
<hr/>				
$\Phi = 0.47$				
Band 1	0.676	0.148	-0.21	
Band 2	0.904	0.198	-0.44	Offset: 1.19
Band 3	0.989	0.195	-0.08	Slope: 1.2E-007
Band 4	1.157	0.276	-0.10	
Band 5	1.925	0.579	-0.32	rms: 3.3%
Band 6	2.270	0.580	-0.05	
Band 7	2.513	0.500	-0.05	%
<hr/>				
$\Phi = 0.64$				
Band 1	0.675	0.148	-0.18	
Band 2	0.906	0.197	-0.37	Offset: 1.14
Band 3	0.989	0.193	-0.12	Slope: 1.2E-007
Band 4	1.158	0.277	-0.10	
Band 5	1.922	0.583	-0.39	rms: 2.93%
Band 6	2.306	0.580	-0.15	
Band 7	2.515	0.499	-0.05	%

G97 analysed a set of rotationally-resolved spectrophotometric data of 4 Vesta in the 0.3–2.5 μm range obtained in 1981. The author derived a mean pyroxene composition of $\text{Fs}_{46}\text{Wo}_8$ (46 mole % iron and 8% mole calcium) for Vesta, falling near the low end of the range of values for common eucrites, and considerably above the range of diogenites, with the average surface of Vesta best characterized as a howardite or polymict eucrite. Also, the scatter of the position of BI and BII centers observed by the author was relatively small, with all spectra falling between the eucrite and diogenite loci in the band center diagram. Decreases in BAR values in some rotational phases led the author to suggest the presence of pure olivine regions. In contrast, our data suggest a composition more akin to diogenites with little if any evidence of olivine.

Using the compositional map made from HST observations in the visible range (Binzel et al. 1997), along with the mineralogical map derived by G97, we note that our spectra at rotational phase 0.47 fall on Vesta's eastern hemisphere in a region where the data of both G97 and Binzel et al. (1997) suggest an enhanced diogenitic content. The suggested increase in diogenite contribution at this phase seems to agree with our data, since this rotational phase lies closer to the diogenite locus in the band center diagram, but with the position of BI shifted to lower wavelength than what is seen in G97. The remaining two rotational phases sampled by our spectra lie on

Vesta's western hemisphere, where both G97 and Binzel et al. (1997) suggest the predominance of eucrite-dominated assemblages. This seems consistent with the position of BII for these two phases, but again the BI position for both seem shifted to lower wavelength than G97 spectra at corresponding phases.

Considering that the solar phase angle of two sets of observations are similar and that observations of G97 cover a whole rotational period of Vesta, the differences in the inferred mineralogy must be due to differences in sub-earth latitude of the observations. Using the pole coordinates derived by Thomas et al. (1997), observations of G97 were obtained at a sub-earth latitude of -20° , while for our observations the sub-earth latitude was -11° . The slightly more northern sub-earth latitudes of our observations suggest that the region of the crater near the south pole of Vesta might be having less influence on our spectra. This can provide a tentative explanation for the differences between our observations and Gaffey's, because a higher olivine content tends to shift BI to higher wavelength while leaving the position of BII unchanged (Cloutis et al. 1986); and there is both observational evidence (Thomas et al. 1997) and theoretical arguments (Takeda 1979, 1997) for the substantial presence of olivine in the South pole crater of Vesta. A possible problem with this interpretation would be that the BAR values for our spectra are not significantly higher than the ones derived by G97 for most of the surface of Vesta. However, the BAR values can be used to measure olivine content only for olivine/orthopyroxene mixtures, which is not the case for Vesta since the presence of at least two pyroxenes is inferred.

Finally, the present work puts the recent spectral observations of Vestoids in new perspective (Duffard et al. 2004b), as of 1459 Magnya (Hardersen et al. 2004). Duffard et al. (2004b) observed spectra of 19 V-type asteroids in the vicinity of Vesta and found a much greater scatter in BI and BII than what was reported for Vesta by G97. Hardersen et al. (2004) reported that the BI, BII, and BAR values for the asteroid 1459 Magnya were significantly different than G97's results for Vesta, which would rule out the possibility of Magnya being a fragment of Vesta. However, the greater spectral diversity for the surface of Vesta, results from the combination of the spectra presented here with the results of G97, suggests that the spectral differences reported between those asteroids and Vesta do not necessarily imply genetical incompatibility; and this would favour the suggestion of Duffard et al. (2004b) that the spectral diversity observed on the vestoids arise because these asteroids contain material of different layers of Vesta excavated by collisions. As for Magnya, the BI and BII values of our spectra (in particular for phase 0.47) are much closer to Magnya's, which suggests that a genetic connection between Vesta and Magnya cannot be ruled out solely on this basis.

3.1.3. Mid infrared

We obtained two spectra of Vesta in the wavelength range 2.0–3.8 μm . The smoothed spectra for rotational phases 0.6 and 0.85 are shown in Fig. 5.

Both spectra present a set of minor absorption features that are more significant at rotational phase 0.6. Those features can

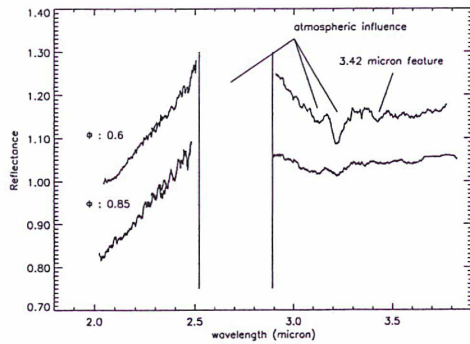


Fig. 5. Spectra of 4 Vesta at two different longitudes after removal of the thermal radiation. Spectra have been brought to lower resolution by Gaussian smoothing. The Gaussian width used was 10 points.

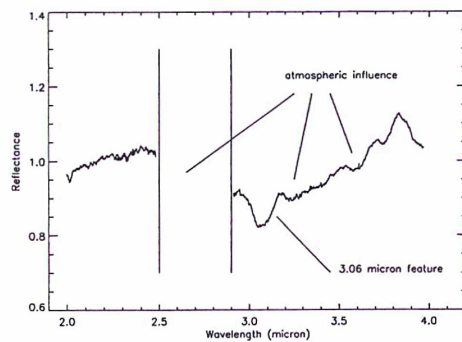


Fig. 6. Spectra of 1 Ceres normalized to one at 2.2 micron and brought to lower resolution by smoothing. The thermal radiation has been removed.

be seen in the atmospheric transmission spectrum and may be due to incomplete correction for atmospheric absorption. The 3.42 μm feature seen at rotational phase 0.6 corresponds to a minor atmospheric absorption, and its strength in this spectra is probably due to atmospheric variations during observation.

For any of our spectra, we do not detect an absorption feature at 3.0 μm , as was seen by Hasegawa et al. (2003) and interpreted as evidence of hydrated and/or hydroxylated minerals on the surface.

We do see a spectral difference between 2.9 and 3.1 micron where the slope of our spectra changes. This variation is possibly due to a difference in pyroxene composition, but we cannot completely exclude that this difference comes from changes in the atmospheric conditions during observations. After 3.1 micron our spectra are almost flat, which is consistent with the spectra of HED meteorites.

3.2. Ceres

The spectrum of Ceres obtained in the wavelength range 2.0–4.1 μm is shown in Fig. 6. We calculated the band center and the band depth of the absorption occurring in the 3 μm region. The center of the absorption occurs at $3.06 \pm 0.02 \mu\text{m}$, and the depth of the feature is about 10%. These parameters are similar to those found by King et al. (1992).

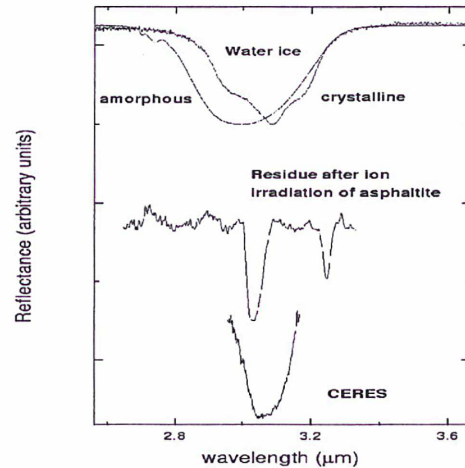


Fig. 7. Spectra of, from the bottom to the top: the 3.06 μm band observed on Ceres; an organic refractory residue obtained by ion irradiation of asphaltite covered by water ice (16 K); amorphous (16 K); and crystalline (150 K) water ice. All the spectra are normalized at 1 at their respective maximum and vertically shifted for clarity.

We traced a continuum line between 2.97 and 3.16 μm , normalized the band at its maximum as shown in Fig. 7 (first spectrum from the bottom), and compared it with a number of different spectra collected in the laboratory at the Osservatorio Astrofisico di Catania (Strazzulla et al. 2001). In particular we compared the observed band with spectra of ices (water, ammonia, methane, methanol, benzene, carbon mono, and di-oxide), ice mixtures, irradiated ices, organic materials (asphaltite, fullerenes, polymers), and residues left over after ion irradiation of carbon bearing species. We obtained the best fit by a linear combination of the spectra of two components: (i) the hemispherical reflectance (room temperature) of an organic refractory residue previously synthesized by ion irradiation of an asphaltite layer covered by water ice (16 K) (see Fig. 7, 2nd spectrum from the bottom); and (ii) the spectrum of crystalline water (at 150 K). This is significantly different from the spectrum of amorphous water ice as demonstrated in the same Fig. 7 (top spectrum). Such a difference allows the structure of the ice eventually observed in astronomical objects to be determined.

Asphaltite, a solid bitumen, is very dark in the visible region and has red-sloped spectra in the visible and near-infrared rangen, which may make it a good analog of refractory organic solids on the surfaces of primitive objects from the outer solar system (Moroz et al. 1998). Ion irradiation experiments (Moroz et al. 2004) on bulk samples of pure asphaltite have shown that irradiation-induced carbonization gradually neutralizes spectral slopes of the red organic solids. Asphaltite exhibits several vibrational absorption bands mostly due to aliphatic and aromatic functional groups. Recently experiments of ion irradiation of pure asphaltite and asphaltite covered with water ice were performed (Strazzulla et al. 2004). The results indicate that the original bands of asphaltite progressively decrease in intensity and new bands appear. The spectrum of the asphaltite shown in Fig. 7 refers to a residue obtained after irradiation

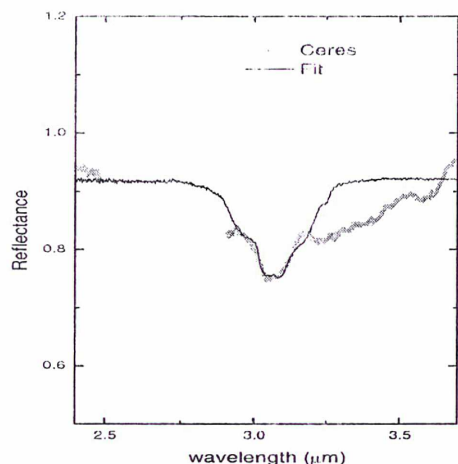


Fig. 8. Comparison of the spectra of the 3.06 μm band observed on Ceres and that obtained by a linear combination of the spectra of two laboratory samples as discussed in the text.

(30 keV He^+ , $1.5 \times 10^{16} \text{ cm}^{-2}$) of water ice deposited on an asphaltite sample at 16 K. After irradiation the sample has been removed from the vacuum chamber and its spectrum taken at room temperature. Two bands are observed in the 2.7–3.6 μm range. The most intense is centered at 3.03 μm and is attributed to C–H stretch in carbynoid structures ($\text{R}(\text{C}\equiv\text{C})_m\text{-H}$). A second feature, centered at 3.24 μm , is due to an aromatic C–H stretch.

It is well known that ion irradiation produces chemical modifications and, in particular, formation of molecules originally not present in the target. These molecules include species both more volatile and less volatile than the initially irradiated molecular mix. When carbon (or sulfur) is an important constituent of the irradiated material, a refractory residue results and remains after warming the sample. That residue has a complex structure, that, after prolonged irradiation, evolves to form a hydrogenated amorphous carbon. It is interesting to note that the feature at 3.03 μm characteristic of linear chains also appears after irradiation of solid acetylene (Strazzulla et al. 2002), solid benzene, and cluster assembled carbon thin films (Strazzulla & Baratta 1991). Thus its formation seems common to many irradiated hydrogen bearing carbonaceous materials.

In Fig. 8 we compare the spectrum of the band observed on Ceres with that obtained by linear combination of the laboratory spectra discussed above (the two organic residues and crystalline water ice). Features in Ceres' spectrum at 3.20 μm and at 3.55 μm are due to incomplete removal of telluric features. The fit is very good inside the 3.06 μm band, but the mismatch between the fit and spectra after 3.20 μm suggests the presence of one or more absorption features in Ceres' spectrum, which are not being reproduced by our model.

We estimated the amount of material that is necessary to give rise to the observed spectrum by measuring the band areas (cm^{-1}) on an optical depth scale and dividing their value by the integrated absorbance (cm molecules^{-1} ; see e.g. Strazzulla et al. (2001) for details). The band areas were measured with respect to a linear continuum that intercepts the spectra at 2.4 and 3.6 μm . The integrated absorbances we used

are $2 \times 10^{-16} \text{ cm molecules}^{-1}$ for the O–H stretches of water ice (Allamandola et al. 1988) and $2 \times 10^{-17} \text{ cm molecules}^{-1}$ that is both a typical value for the alkyl CH_2 and CH_3 groups and one we also use for the band at 3.03 μm . We find that the number of contributing water ice molecules is about $3 \times 10^{17} \text{ molecules cm}^{-2}$, while the C–H groups in linear carbon chains are about $7.5 \times 10^{17} \text{ C-H bonds cm}^{-2}$.

All of this combines to mean that the surface of Ceres (i.e., the outermost skin from which the solar radiation is reflected) contains (i) an organic carbonaceous material with C–H bonds in linear chains and alkyl groups; and (ii) a (small) amount of crystalline water ice.

Here we are not claiming that ion irradiation is the only agent that governs the evolution of the Ceres surface. We have used energetic ions in the laboratory to produce processed carbonaceous material that are spectrally very similar to those observed on Ceres. McCord & Sotin (2003) have suggested that the thermal evolution of Ceres could have produced a metamorphosed carbonaceous chondrite surface material whose ion-induced space weathering would produce the observed features. They also suggested that at least 20% of Ceres is made of water ice, consistent with the finding of OH escaping from the north polar region (A'Hearn & Feldman 1992) and with models indicating that subsurface percolation could replenish the external layers with water ice over geologic time (Fanale & Salvail 1989). The presence of large amount of water ice has also been suggested recently by Parker et al. (2004) based on measurement (by Hubble Space Telescope) of the equatorial and polar radii of Ceres, whose ratio is consistent with a body that has a central rocky core surrounded by water ice.

4. Conclusions

We obtained and analysed spectra for Vesta in the range 0.7–3.8 μm and 2.0–4.1 μm for Ceres. The near-infrared spectra of Vesta shows a surface composition closer to diogenites than eucrites and possibly a lower olivine content than those obtained by Gaffey (1997). Along with previous works, our results show the surface heterogeneity in greater detail. This seems consistent with recent observations of V-type asteroids in the vicinity of Vesta (Duffard et al. 2004b). We did not find any absorption feature at 3 μm indicative of the presence of water ice. For Ceres we confirm the presence of the absorption feature at 3.06 μm that was previously reported (Lebofsky et al. 1981; King et al. 1992) and we suggest that this feature can be reproduced with a linear combination of crystalline water ice and residues of ion-irradiated asphaltite covered with water ice. The presence of organic materials, in particular of carbon linear chain present in asphaltite, was never reported earlier in any asteroid. If real, it would confirm the uniqueness of the Ceres surface.

This work was support for the Dawn mission that will provide detailed mineralogical maps for Vesta and Ceres. However, in order to make a good assessment of the data, more laboratory calibrations are needed, in particular precise deconvolution of the HED meteorites using MGM.

Acknowledgements. T. Mothé-Diniz wishes to thank CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) for the

fellowship PDE that contributed to realization of this work. We thank the referee D. Cruikshank for his pertinent and constructive remarks.

References

- A'Hearn, M. F., & Feldman, P. D. 1992, *Icarus*, 98, 54
- Allamandola, L. J., Sandford, S. A., & Valero, G. J. 1988, *Icarus*, 76, 225
- Binzel, R. P., Gaffey, M. J., Thomas, P. C., et al. 1997, *Icarus*, 128, 95
- Birlan, M., Binzel, R., Bus, S., et al. 2002, *BAAS*, 34, 860
- Britt, D. T., Yeomans, D., Housen, K., & Consolmagno, G. 2002, in *Asteroids III* (University of Arizona Press), 485
- Cloutis, E. A., & Gaffey, M. J. 1991, *J. Geophys. Res.*, 96, 22809
- Cloutis, E. A., Gaffey, M. J., Jackowski, T. L., & Reed, K. L. 1986, *J. Geophys. Res.*, 91, 11641
- Duffard, R., Lazzaro, D., & De Leon, J. 2004a, *Meteoritics and Planetary Science*
- Duffard, R., Lazzaro, D., Licandro, J., et al. 2004b, *Icarus*, 171, 120
- Fanale, F. P., & Salvail, J. R. 1989, *Icarus*, 82, 97
- Gaffey, M. J. 1997, *Icarus*, 127, 130
- Gaffey, M. J., Cloutis, E. A., Kelley, M. S., & Reed, K. L. 2002, in *Asteroids III* (University of Arizona Press), 183
- Hardersen, P. S., Gaffey, M. J., & Abell, P. A. 2004, *Icarus*, 167, 170
- Hasegawa, S., Murakawa, K., Ishiguro, M., et al. 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2
- Keil, K. 2002, in *Asteroids III* (University of Arizona Press), 573
- King, T. V. V., Clark, R. N., Calvin, W. M., Sherman, D. M., & Brown, R. H. 1992, *Science*, 255, 1551
- Lebofsky, L. A., Feierberg, M. A., Tokunaga, A. T., Larson, H. P., & Johnson, J. R. 1981, *Icarus*, 48, 453
- Lebofsky, L. A., & Spencer, J. R. 1989, in *Asteroids II* (University of Arizona Press), 128
- McCord, T. B., Adams, J. B., & Johnson, T. V. 1970, *Science*, 168, 1445
- McCord, T. B., & Sotin, C. 2003, *AAS/Division for Planetary Sciences Meeting*, 35
- Moroz, L., Baratta, G., Strazzulla, G., et al. 2004, *Icarus*, 170, 214
- Moroz, L. V., Arnold, G., Korochantsev, A. V., & Wasch, R. 1998, *Icarus*, 134, 253
- Parker, J. W., Stern, S. A., Thomas, P. C., et al. 2002, *AJ*, 123, 549
- Parker, J. W., Thomas, P., Young, E., et al. 2004, *AAS/Division for Planetary Sciences Meeting*, 36.
- Standish, E. M., & Hellings, R. W. 1989, *Icarus*, 80, 326
- Strazzulla, G., & Baratta, G. A. 1991, *A&A*, 241, 310
- Strazzulla, G., Baratta, G. A., & Palumbo, M. E. 2001, *Spectrochim. Acta*, 57, 825
- Strazzulla, G., Baratta, G. A., Domingo, M., & Satorre, M. A. 2002, *Nucl. Instr. Methods Phys. Res. B*, 191, 714
- Strazzulla, G., Battiatto, S., & Compagnini, G. 2004 (New York), in press
- Sunshine, J. M., & Pieters, C. M. 1993, *J. Geophys. Res.*, 98, 9075
- Sunshine, J. M., Pieters, C. M., & Pratt, S. F. 1990, *J. Geophys. Res.*, 95, 6955
- Sunshine, J. M., Bus, S. J., McCoy, T. J., et al. 2004, *Meteoritics and Planetary Sci.*, 39, 1343
- Takeda, H. 1979, *Icarus*, 40, 455
- Takeda, H. 1997, *Meteoritics and Planetary Sci.*, 32, 841
- Tedesco, E. F. 1989, in *Asteroids II* (University of Arizona Press), 1090
- Thomas, P. C., Binzel, R. P., Gaffey, M. J., et al. 1997, *Science*, 277, 1492
- Webster, W. J., Johnston, K. J., Hobbs, R. W., et al. 1988, *AJ*, 95, 1263

Annexe D

Asteroid colors : a novel tool for magnetic field detection? The case of Vesta. A&A 451, L43-L46, 2006.

LETTER TO THE EDITOR

Asteroid colors: a novel tool for magnetic field detection? The case of Vesta

P. Vernazza¹, R. Brunetto^{2,3}, G. Strazzulla³, M. Fulchignoni¹, P. Rochette⁴, N. Meyer-Vernet¹, and I. Zouganelis^{1,5}

¹ LESIA, Observatoire de Paris, 92195 Meudon Principal Cedex, France

e-mail: pierre.vernazza@obspm.fr

² Dipartimento di Fisica, Università di Lecce, via Arnesano, 73100 Lecce, Italy

³ INAF - Osservatorio Astrofisico di Catania, via Santa Sofia 78, 95123 Catania, Italy

⁴ CEREGE CNRS Université d'Aix-Marseille 3, 13545 Aix en Provence Cedex 4, France

⁵ Space Sciences Laboratory, University of California at Berkeley, Berkeley, CA 94720-7450, USA

Received 9 March 2006 / Accepted 30 March 2006

ABSTRACT

Aims. Vesta's surface is surprisingly pristine. Although its basaltic surface is roughly similar to the lunar surface, which is intensely space weathered, its surface remains unaltered. It has been shown recently that solar-wind irradiation dominates asteroidal space weathering with a timescale on the order 10^4 – 10^6 years. Recent ion irradiation experiments on pyroxenes have shown significant reddening and darkening of the collected spectra with progressive irradiation. Since pyroxene is a major surface component of Vesta as determined by spectroscopy, we aimed to test whether the solar wind irradiation alters significantly the optical properties of the surface of Vesta.

Methods. Consequently, we performed an ion irradiation experiment on a eucrite meteorite, which characterizes the surface of Vesta well, in order to simulate the solar wind irradiation on this asteroid.

Results. Our result implies that, if solar wind ions do reach the surface of Vesta, its reflectance spectrum should be much redder and its albedo lower. Indeed, this implies that solar wind particles can not have reached the asteroid surface. This strongly suggests the presence of a magnetic field shielding the surface from solar wind ions. This is the first remote detection of the magnetic field of an asteroid based on its color.

Key words. minor planets, asteroids – Moon – magnetic fields – laboratory – techniques: spectroscopic

1. Introduction

Space weathering processes affect Solar System bodies that are not protected by an atmosphere or a magnetosphere, altering the optical properties of their soil. The continuous bombardment by energetic cosmic rays, solar wind ions, and interplanetary dust particles (micro-meteorites) are the sources of this weathering. Such alteration processes change the spectral properties of silicate-rich objects, inducing progressive darkening and reddening of the solar reflectance spectra in the UV-Vis-NIR range (Hapke 2001; Sasaki et al. 2001; Brunetto & Strazzulla 2005; Brunetto et al. 2006).

They have been studied in order to find a link between the spectral properties of meteorites and the remote sensing data of asteroids. Indeed, as demonstrated by laboratory experiments, space weathering can explain the spectral mismatch between the most populous class of meteorites (ordinary chondrites, OC) and the surface spectra of their presumed (S-type) asteroidal parent bodies (Picters et al. 2000; Adams & McCord 1971; Strazzulla et al. 2005; Marchi et al. 2005), while it also explains the spectral difference between lunar soils and underlying rocks. However, this spectral mismatch is not observed in the case of 4 Vesta (Chapman 2004), one of the three largest main belt bodies ($D = 529 \pm 10$ km) (Thomas et al. 1997). Vesta is the only known differentiated asteroid with an intact internal structure, probably consisting of a metal core, a mantle, and a basaltic crust (McCord et al. 1970).

Strong evidence suggests that the HED meteorites, a large set of differentiated basalts (Eucrites), pyroxenites (Diogenites), and breccia mixtures of mainly these two rock types (Howardites), are impact ejecta from Vesta. The link between HED meteorites and Vesta was originally based on the good matches between the reflectance spectra and brightness of Vesta (albedo ~ 0.35) and those of HED meteorites, indicating that Vesta's surface is free of heavy space weathering (Chapman 2004; McCord et al. 1970; Keil 2002; Gaffey 1983). On Vesta, the maturation effect due to micro-meteorite bombardment should be ~ 100 – 1000 times lower than that of the Moon (Gaffey 1983); however, the alteration effects due to the solar wind on its surface have not been investigated so far. Recent ion irradiation experiments on pyroxenes have shown significant reddening and darkening of the collected spectra with progressive irradiation (Marchi et al. 2005). Since pyroxene is a major surface component of Vesta, as determined by spectroscopy, one could expect the solar wind irradiation to significantly alter the optical properties of the surface of Vesta.

2. Experimental results

To investigate this question, we irradiated with energetic ions a eucrite meteorite, Bereba, chosen because its reflectance spectrum is very similar to that of Vesta. The ion irradiation experiments were performed at the Observatory of Catania, using Ar^{++} ions with energy of 400 keV – higher than that of solar

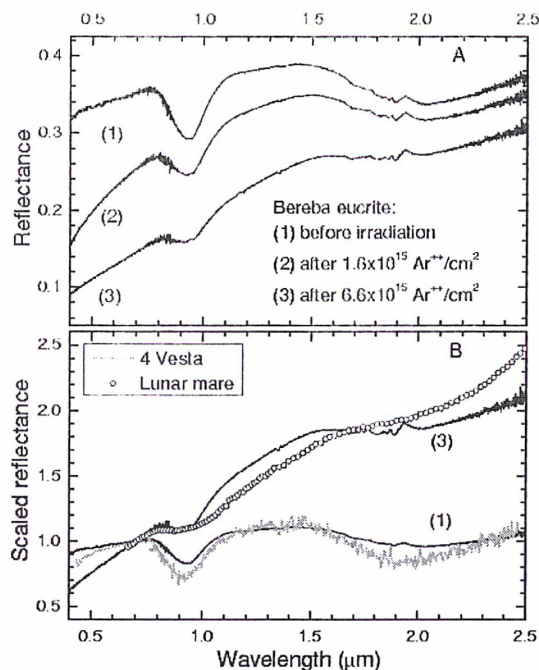


Fig. 1. a) VIS-NIR (0.4–2.5 μm) reflectance spectra of the eucrite meteorite Bereba before and after irradiation with two different Ar^{++} ion fluences. b) The initial reflectance spectrum of Bereba (1) and that obtained at the highest ion fluence (3) are shown scaled to 1 at 0.7 μm , and compared with the spectrum of Vesta and the spectrum of a small lunar mare area.

wind Ar ions (36 keV) – in order to accelerate the process, since it has been demonstrated that spectral alteration of silicates is determined by the energy deposited by incoming ions through elastic collisions with target nuclei (Brunetto & Strazzulla 2005). We used Ar^{++} ions rather than 1 keV protons – by far the most abundant in the solar wind – since irradiation effects are much greater with heavy ions than with protons (Brunetto & Strazzulla 2005). Other heavy ions have similar effects to argon (Strazzulla et al. 2005). Powdered (10–100 μm) samples of Bereba were placed in a stainless steel vacuum chamber ($P < 10^{-7}$ mbar) interfaced to a spectrophotometer (Bruker Equinox 55) through KBr windows and to an ion implanter (Danfysik 1080-200), from which ions with energy 10–200 keV (400 keV for double ionization) can be obtained. Ions produce a circular (1.5 cm in diameter) uniform spot on the target, and currents were set below $1 \mu\text{A cm}^{-2}$ to avoid macroscopic heating of the sample. Reflectance spectra (Fig. 1a) were acquired using BaSO_4 as the reflectance standard (Brunetto & Strazzulla 2005).

The two bands in the spectra of Bereba around 0.9 and 2 μm are due to pyroxene, while the small shoulder around 1.3 μm is due to the presence of plagioclase. Irradiation of the sample produces a progressive darkening and reddening (i.e. lower reflectance at lower wavelength) of the spectrum. The spectral slope in the region of the first band (centered around 0.9 μm) increases strongly, while the depth of both absorption bands becomes weaker. Irradiation of a virgin sample of Bereba, whose spectrum and albedo are very close to those of Vesta, yields a spectrum that is very similar to the Moon's, in terms of spectral slope and albedo (Moon's albedo ~ 0.1) with a fluence of $6.6 \times 10^{15} \text{Ar}^{++}/\text{cm}^2$ (Fig. 1b). We converted fluences at five stages of

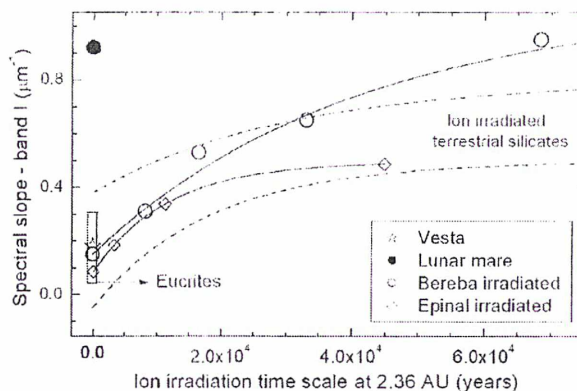


Fig. 2. Evolution of the spectral slopes with progressive irradiation as a function of time. The x-axis is the astrophysical timescale (at 2.36 AU) necessary to induce the observed spectral reddening on an asteroid surface. We include data from irradiation of Bereba, of the Epinal meteorite (with exponential fits to guide the eye), and of a number of terrestrial silicates (Brunetto & Strazzulla 2005) rich in olivine and pyroxene. The spectral slope of Vesta and of the lunar mare area are also reported, as well as the range of spectral slopes for eucrites.

irradiation of Bereba to the corresponding timescale (Fig. 2) for the solar wind ions at 2.36 AU (average heliocentric distance of Vesta). The timescale is estimated by dividing the fluences used in the laboratory by the solar wind ion flux. This flux is the flux of Ar ions (36 keV) at 1 AU (about $4 \times 10^2 \text{ions cm}^{-2} \text{s}^{-1}$) scaled to 2.36 AU with a variation as the inverse squared heliocentric distance. Then the timescale is corrected as follows. First, the time scale has to be multiplied by a factor of 6, since the elastic collision damage of 400 keV Ar ions is about 6 times stronger than 36 keV Ar ions; second, we multiply by a factor of 4 to take into account the ratio between the geometrical cross-section and the whole surface assuming a spherical body uniformly irradiated. Third, since Ar is a minor component of the solar wind, we have to scale to all the other solar wind ions (H, He, C, O, N, etc.), again using the elastic collision damage (the correction is about a factor of 1000).

The lunar Maria basalts and the Vesta crust are very similar in mineralogical composition (mainly pyroxene, plagioclase, and olivine). Even so, it appears that space weathering affecting the Moon surface minerals left Vesta's surface unaltered. In order to examine the effects of ion irradiation on silicates in more detail, we compared the spectral slope variations of Bereba with those obtained by irradiating the Epinal meteorite (H5 ordinary chondrite) (Strazzulla et al. 2005) and a number of terrestrial silicates (Brunetto & Strazzulla 2005), rich in olivine and pyroxene (Fig. 2). The spectral slope is calculated from the spectra scaled to 1 at 0.7 microns, as the slope of a linear continuum across the 1-micron band (from about $\lambda_a \sim 0.8 \mu\text{m}$ to $\lambda_b \sim 1.5 \mu\text{m}$), and is plotted versus the equivalent time in the solar wind at 2.36 AU.

The strong spectral effects observed with progressive irradiation are quite fast (timescales lower than 10^5 years), and similar to previous experiments performed on silicates; Bereba reddens even faster than ordinary chondrite Epinal. Heavy particle irradiation of ordinary chondrite Epinal (Strazzulla et al. 2005) can explain the mismatch between ordinary chondrites and S-type asteroids and, most likely, solve this paradox. However, in the case of Vesta, the opposite paradox appears: if solar wind ions do reach the surface of Vesta, one should observe the same meteorite/asteroid spectral effect as for ordinary chondrites/S-type

asteroids, but we did not. This implies that either Vesta is shielded from solar wind ions or some event refreshed the whole surface recently.

In the latter case, a large impact should have resurfaced the upper irradiated layers of the body less than about 10^5 years ago (Fig. 2). Observations (Thomas et al. 1997) from the Hubble Space Telescope indicate that Vesta has a 460 km basin on its surface, which was the result of an impact from a ~ 35 km projectile. Furthermore, it is likely that Vesta experienced only one such impact over the Solar System history (Bottke et al. 2005). Collisional modeling results suggest that this impact took place about 1 Gyr ago and is responsible for the so-called Vestoids, a family of $D < 10$ km asteroids on Vesta-like orbits whose spectral features strongly resemble eucrites and howardites (Burbine et al. 2001; Marzari et al. 1996; Carruba et al. 2005). Considering that the Vestoids are not the result of this impact, Bottke et al. (2005) find a 19% probability that a major impact occurred on Vesta in the last 3.5 Gyr. Thus, a recent large impact (last 10^5 years) on Vesta seems unlikely.

The remaining possibility is that Vesta's interior, or crust, is a good conductor or is sufficiently magnetized, with a sufficiently coherent magnetization direction, so that it will form a barrier to the solar wind (Greenstadt 1971). A remanent magnetic field is the most likely way of forming an obstacle to the solar wind flow resulting in its diversion. The present data do not enable us to distinguish between a global magnetic field producing a bona fide magnetosphere and a number of uniformly magnetized blocks of crustal material uniformly magnetized producing several crustal "magnetospheres". In the latter case, the solar wind particles would reach the surface via a number of "cusps".

To investigate this possibility, we estimated the fraction of Vesta's observed surface that must be unaltered, in order that Vesta's spectrum and albedo remain similar to those of HED meteorites. To make an order of magnitude estimate, we assumed that, if the solar wind ions touch the surface, the spectra of those unprotected regions would be similar to the most irradiated spectra of Bereba. By a linear combination of the most irradiated spectra of Bereba and the virgin spectra (geographical mixture), we found an upper limit of about 10% unprotected surface, over which it would be obvious that space weathering is occurring on Vesta; this limit is found when the slope of the linear combination is greater than the slope domain of eucrites. This estimate leaves both possibilities open.

For Vesta to block the solar wind from bombarding its surface, the pressure of its magnetic field must balance the solar wind ram pressure at a distance from the surface that is greater than the proton inertial length and their gyroradii in this magnetic field. Balancing the solar wind ram pressure of about 5×10^{-10} Pa at 2.36 AU requires that the asteroid produces a magnetic field $B_0 \sim 2 \times 10^{-8}$ T at the stand-off distance. Since the above proton length scales (~ 200 km) are within the same order of magnitude as the radius of Vesta, the radius of the "magnetosphere" at the subsolar point should be at least twice Vesta's radius. With a dipolar global magnetic field, decreasing with distance as $1/r^3$, this requires a magnetic field strength of at least $2^3 B_0 \sim 0.2 \mu\text{T}$ at the surface of Vesta – corresponding to a magnetic dipole $\sim 3 \times 10^{16}$ Am². Even though such a magnetic field is expected to stand-off the solar wind (Greenstadt 1971), this value is a lower limit since the size of the resulting magnetosphere is similar to the proton gyroradius, in which case kinetic effects are important (Omid et al. 2002).

Alternatively, several large blocks of uniform magnetization within the crust, producing multiple crustal magnetospheres, would require higher surface magnetic fields to stand-off the

solar wind and produce an irregularly shaped "magnetosphere". It is interesting to note that the Mars Global Surveyor spacecraft detected magnetic fields that imply crustal magnetized patches on Mars of magnetic moment within the same order of magnitude as the value estimated above, providing pressure responsible for localized increases in the ionopause altitude (Acuna et al. 1998). Such a mechanism has been demonstrated locally on the Moon by observed systematic coincidence between high albedo "swirls" and local magnetic field highs (Richmond et al. 2005). On the Moon, field strengths of only 10 nT at 35 km altitude are sufficient for producing this effect.

In fact, geochemical and paleomagnetic evidence from the HED meteorites strongly suggests that Vesta formed an iron core and once had an internally generated magnetic field (Cisowski 1991; Collinson & Morden 1994; Gattacceca & Rochette 2004; Ruzicka et al. 1997; Righter & Drake 1997). Eucrite and diogenite appear to have cooled in a field on the order of 10 μT , with on the average low remanence intensities on the order of 10 mA/m, due to low metal content. However, deeper rocks may have enhanced magnetization, as may regolith rocks with a higher metal content, which is demonstrated in howardite (Rochette et al. 2004). To generate a global field from a crust or mantle magnetized within a dynamo, one needs a non uniform crustal thickness (Aharonson et al. 2004). This type of coverage is exactly the situation of Vesta, lacking its crust over a large portion, corresponding to the large crater excavated at the present South pole (Thomas et al. 1997; Drake 2001). If the present rotation pole was the magnetic pole during remanence acquisition, this would generate a significant global remanent dipolar field.

In the case of the Moon – which has no global magnetic field or atmosphere – the average surface is exposed directly to the solar wind (except in the "swirls"), which plays an important role in the reddening and darkening of the lunar spectrum, in addition to micro-meteorite bombardment. Again, this suggests that Vesta may support a magnetic field that protects its surface from the solar wind.

3. Conclusions

1. Laboratory irradiation of the eucrite meteorite Bereba shows a comparable (even a bit stronger) space-weathering effect to terrestrial silicates and the ordinary chondrite Epinal.
2. Vesta's surface appears unaltered despite a short space-weathering timescale derived from our experiment (10^5 yr). Our result strongly suggests the presence of a magnetic field shielding a large portion of its surface from solar wind ions, with a required strength at the surface of $\sim 0.2 \mu\text{T}$.
3. Just as Jupiter's magnetic field has been detected by remote sensing via its radio emission, long before space exploration, the present work provides a remote detection of Vesta's magnetic field via its color, opening the way to a novel technique of asteroid exploration.

Acknowledgements. We thank the Muséum National d'Histoire Naturelle for providing us with the meteoritic samples. The authors are grateful to G. A. Baratta, D. Fulvio, and F. Spinella for their precious support during the experiments. We thank the referee J. Emery for his pertinent and constructive remarks.

References

- Acuna, M. H., Connerney, J. E. P., Wasilewski, P., et al. 1998, *Science*, 279, 1676
 Adams, J. B., & McCord, T. B. 1971, *Science*, 171, 567
 Aharonson, O., Zuber, M. T., & Solomon, S. C. 2004, *Earth and Planetary Science Letters*, 218, 261

- Botke, W. F., Durdá, D. D., Nesvorný, D., et al. 2005, *Icarus*, 175, 111
- Brunetto, R., Romano, E., Blanco, A., et al. 2006, *Icarus*, 180, 549
- Brunetto, R., & Strazzulla, G. 2005, *Icarus*, 179, 265
- Bubine, T. H., Buchanan, P. C., Binzel, R. P., et al. 2001, *Meteoritics and Planetary Science*, 36, 761
- Carruba, V., Michtchenko, T. A., Roig, F., Ferraz-Mello, S., & Nesvorný, D. 2005, *A&A*, 441, 819
- Chapman, C. R. 2004, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 559
- Cisowska, S. M. 1991, *Earth and Planetary Science Letters*, 107, 173
- Collinson, D. W., & Morden, S. J. 1994, *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 421
- Drake, M. J. 2001, *Meteoritics and Planetary Science*, 36, 501
- Gaffey, M. J. 1983, in *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, 231
- Gattacceca, J., & Rochette, P. 2004, *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 377
- Greenstadt, E. W. 1971, *Icarus*, 14, 374
- Hapke, B. 2001, *J. Geophys. Res.*, 106, 10039
- Kcíl, K. 2002, *Asteroids III*, 573
- Marchi, S., Brunetto, R., Magrín, S., Lazzarín, M., & Gandolfi, D. 2005, *A&A*, 443, 769
- Marzari, F., Cellino, A., Davis, D. R., et al. 1996, *A&A*, 316, 248
- McCord, T. B., Adams, J. B., & Johnson, J. V. 1970, *Science*, 168, 1445
- Omidi, N., Blanco-Cano, X., Russell, C. T., Karimabadi, H., & Acuna, M. 2002, *J. Geophys. Res. (Space Phys.)*, 107, 12
- Pieters, C. M., Taylor, L. A., Noble, S. K., et al. 2000, *Meteoritics and Planetary Science*, 35, 1101
- Richmond, N. C., Hood, L. L., Mitchell, D. L., et al. 2005, *J. Geophys. Res. (Planets)*, 110, 5011
- Righter, K., & Drake, M. J. 1997, *Meteoritics and Planetary Science*, 32, 929
- Rochette, P., Gattacceca, J., Menvicille, M., Eisenlohr, P., & Chevrier, V. 2004, *Planet. Space Sci.*, 52, 987
- Ruzicka, A., Snyder, G. A., & Taylor, L. A. 1997, *Meteoritics and Planetary Science*, 32, 825
- Sasaki, S., Nakamura, K., Hamabe, Y., Kurohashi, E., & Hiroi, T. 2001, *Nature*, 410, 555
- Strazzulla, G., Dotto, E., Binzel, R., et al. 2005, *Icarus*, 174, 31
- Thomas, P. C., Binzel, R. P., Gaffey, M. J., et al. 1997, *Science*, 277, 1492

Annexe E

Magnetic sunscreen. Research Highlights,
Nature, 441, 386-387, 25 mai 2006.

RESEARCH HIGHLIGHTS

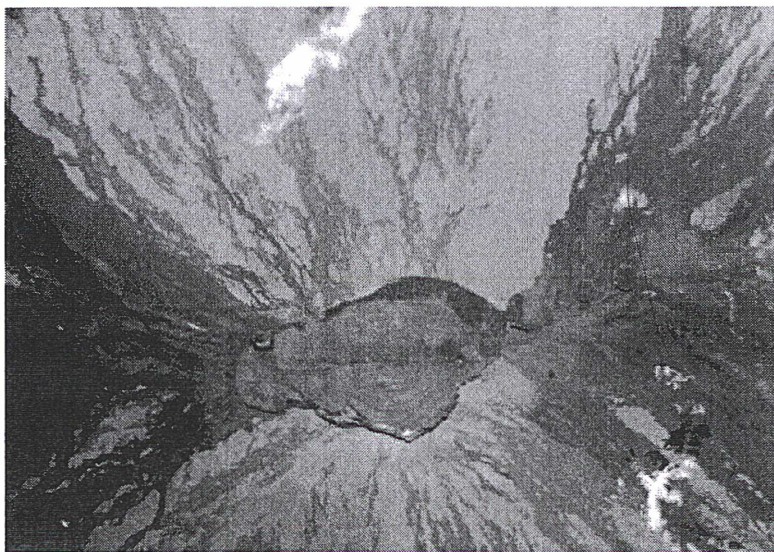
A bigger bang

Geochem. Geophys. Geosyst. doi:10.1029/2005GC001086 (2006)

Mauna Loa (pictured), the world's largest volcano, is even more enormous than thought, a recent study suggests.

Submersible dives and seafloor mapping studies yielded a new underwater map of Mauna Loa's western flank, including ten submarine vents where only one was known before. The data suggest that its 1877 underwater eruption, which made the surface of a nearby bay boil, was much larger than thought.

If so, the volume of Mauna Loa's historical eruptions is 10% greater than previously believed, contradicting the theory that this Hawaiian volcano is dying, say Dorsey Wanless of the University of Hawaii in Honolulu and colleagues. The volcano last erupted in 1984.



NASA/SPL

CIRCADIAN BIOLOGY

Periodic regulation

Mol. Cell 22, 375–382 (2006)

The circadian feedback loop known as the biological clock has recently been indirectly implicated in cancer development.

Researchers have now provided more direct evidence, by showing that a gene called *Per1*, a key component of the circadian clock, regulates growth and DNA damage in human cancer cells.

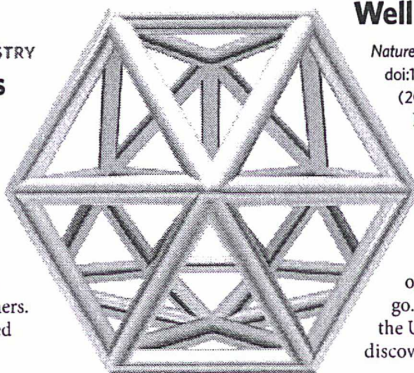
A team led by Sigal Gery at the University of California, Los Angeles, reports that overexpression of *Per1* interferes with the cell's complex molecular defences against the cancer-inducing effects of ionizing radiation. What's more, the group found reduced levels of *Per1* in human cancer patient samples.

PHYSICAL CHEMISTRY

Goldenballs

Proc. Natl Acad. Sci. doi:10.1073/pnas.0600637103 (2006)

Forming football-shaped molecules is no longer the sole preserve of carbon atoms, say researchers. Now gold has joined the game.



CELL BIOLOGY

Well sorted

Nature Struct. Mol. Biol. doi:10.1038/nsmb1098 (2006)

Newly made proteins need to find their way to the right places in the cell. To do this, they carry a molecular address label spelling out where they should go. Now, a team in the United States has discovered a molecular

courier that reads labels and helps to deliver proteins to an exclusive location in the cell's nucleus.

Sharon Braunagel of Texas A&M University and her colleagues studied proteins destined for the inner of the two membranes bounding the nucleus. They discovered another protein, called importin- α -16, that identifies these molecules and delivers them, possibly by hitching a lift on one of the cell's motor proteins.

PLANETARY SCIENCE

Magnetic sunscreen

Astron. Astrophys. 451, L43–L46 (2006)

An asteroid's colour may reveal whether it has a magnetic field to shield it from the ageing effects of the solar wind.

Space rocks are darkened and reddened by the stream of ions from the Sun. But the surface of Vesta, the second-largest asteroid known in our Solar System, is surprisingly pristine.

Simulating this process in the lab, Pierre Vernazza of the Paris Observatory, France, and colleagues exposed a meteorite, thought to originate from Vesta, to ions in the lab to show that its parent should indeed be substantially more weathered than it appears. They suggest that the asteroid must have a magnetic field of at least 0.2 microtesla at its surface, a few hundred times smaller than Earth's own field, which diverts the damaging ions.

PNNL

Annexe F

Near Infra-Red Spectroscopy of the Asteroid
21 Lutetia. A&A 454, 677-681, 2006.

Near Infra-Red Spectroscopy of the Asteroid 21 Lutetia

I. New results of long-term campaign

M. Birlan¹, P. Vernazza², M. Fulchignoni², M.A. Barucci², P. Descamps¹, R.P. Binzel³, and S.J. Bus⁴

¹ Institut de Mécanique Céleste et de Calcul des Éphémérides (IMCCE), Observatoire de Paris, 77 avenue Denfert-Rochereau, 75014 Paris cedex, France

e-mail: Mirel.Birlan@imcce.fr

² LESIA, Observatoire de Paris-Meudon, 5 Place Jules Janssen, 92195 Meudon Cedex, France

e-mail: Pierre.Vernazza@obspm.fr, Marcello.Fulchignoni@obspm.fr,
Antonella.Barucci@obspm.fr

³ Massachusetts Institute of Technology, 77 Massachusetts Avenue, Cambridge MA 02139, USA

e-mail: rpb@mit.edu

⁴ Institute for Astronomy, 640 North A'ohoku Place, Hilo, HI 96720, USA

e-mail: sjb@ifa.hawaii.edu

Received November 2, 2005; accepted: March 7, 2006

ABSTRACT

Investigation of the physical nature of the asteroid 21 Lutetia, target of Rosetta mission, is required for the completion of its ground-based science and in the frame of its future fly-by. Monitoring this object is essential in preparing the future encounter with the spacecraft. The asteroid was observed with SpX/IRTF in the spectral region 0.9-4.0 μm , in remote observing mode from Meudon, in March 2003 and August 2004.

The new spectrum in the range 0.9-2.5 μm confirms the previous results (Birlan et al. (2004)), for a neutral trend with a large shallow band around 1 μm . The spectral region around 3 μm is usually considered as a tracer of aqueous alteration of the surface. The 3 μm band in Lutetias' spectrum is shallower than those of hydrated asteroids, and the 2.9 vs 3.2 ratio reveals a value close to the CV - CO meteorites. The band around 3.1 μm , if it exists in the spectrum of 21 Lutetia, is different from the one present in the spectrum of 1 Ceres, and is lower than 0.5%.

Key words. asteroid – spectroscopy – mineralogy

1. Introduction

The asteroid 21 Lutetia was chosen as one of the two targets for a future fly-by by the Rosetta mission, successfully launched on March 2nd, 2004. This asteroid is located in the inner part ($a=2.43489811$ u.a., $e=0.16380387$, $i=3^\circ.064298$) of the main belt, with low eccentricity and inclination. The encounter of the spacecraft with the asteroid is scheduled for July 2010.

Physical parameters of the asteroid are still subject of study. Partial and composite lightcurves of the asteroid were reported by several authors (Zappala et al. (1984); Dotto et al. (1992); Lagerkvist et al. (1995)). Colors were reported by several large surveys (Zellner et al. (1985)), articles (Rivkin et al. (2000)), and spectrophotometry (Bell et al. (1988)). Visible and near-IR spectroscopy data were also published in surveys (Bus & Binzel (2002)) and some new articles (Barucci et al. (2005); Lazzarin et al. (2004); Birlan et al. (2004)). These new articles

are motivated by refining the knowledge of this object before the encounter with Rosetta spacecraft.

Using the standard thermal model (STM), its diameter was estimated to be 95.5 ± 4.1 km for an albedo of 0.221 ± 0.02 (Tedesco & Veeder (1992)). Studies concerning the thermal albedo (Mueller et al. (2005)) as well as the albedo deduced by radio echoes (Magri et al. (1999); Shepard et al. (2005)) were also published.

Spectroscopy is a powerful tool allowing the investigation of the mineralogy of solids in general, the surface of asteroids in this case. Minerals exhibits complex structures of absorption in the visible and near-IR region. Large absorption bands in this spectral range, may serve not only to determine the mineralogical composition (minerals or mixture of minerals), but also to model the surface in terms of space weathering alteration.

This article deals with near-IR spectra of 21 Lutetia, obtained in the framework of groundbased science preparing for the Rosetta encounter. The comparison of these spectra with those of minerals obtained in laboratory as well as the analysis

of particular features such as the presence of the water band around $3\ \mu\text{m}$ are also discussed.

2. Observations and data reduction

The asteroid was observed two times using the 3-m aperture telescope IRTF located on Mauna Kea. Near-IR spectroscopy investigations were carried out by means of the spectrograph SpeX.

The geometries of the asteroid are presented in Fig. 1 while the physical parameters are described in Table 1.

The asteroid was modeled using the semimajor axis already determined by lightcurve inversion and the pole solution of de Angelis (1995), combined with the first maximum of the provisional lightcurve proposed by Raoul Behrend (<http://obswww.unige.ch/~behrend/page1cou.html>) and the synodic period proposed by Zappala et al. (1984), and the Minnaert scattering law with an assumed limb-darkening parameter of 0.5, typical of dark atmosphereless body.

The observations were performed in remote observing mode from Centre d'Observation à Distance en Astronomie de Meudon (CODAM). Low resolution Prism mode of the spectrograph was used in the $0.8\text{--}2.5\ \mu\text{m}$ spectral interval, and simultaneous LXD mode in the $1.9\text{--}4.2\ \mu\text{m}$ spectral range. In order to perform the data reduction, the package Spextool (Cushing et al. (2004)) and personal procedures performed in IDL have been used.

For the spectral measurements with SpeX (a wide description of instrument design and operating modes described in Rayner et al. (2003)) we used a 0.8×15 arcsec slit oriented North-South. The spectra of the asteroid and the solar analogs were obtained alternatively on two distinct location on the slit (referred to as A and B beam). Observational circumstances are presented in Table 2.

In order to minimize the atmospheric and telescope influence, we subtracted the B position spectrum from the A position spectrum for each pair of exposures, in the assumption of quasi-homogeneous sky background during A plus B exposure pairs. The result of the subtraction was flat fielded. For each object, we median combined the result of all cycles in each observing series. This technique produces one positive and one negative spectrum on the same image. Next step was the construction of an accurate spatial profile for the extraction of the spectra, and the collapse of two-dimensional spectra to one-dimensional (intensity-pixel) spectrum. Finally, the wavelength calibration was carried out.

2.1. Prism mode

The spectral interval $0.8\text{--}2.5\ \mu\text{m}$ was observed during August 12, 2004. We used SpeX instrument in Prism mode ($R=100$). The seeing was 0.75 arcsec and the humidity was 34%.

The solar analog HD 19061 was chosen and observed just before 21 Lutetia. The asteroid was observed as close as possible to the zenith (airmass of 1.075) and the solar analog was chosen as close as possible to the asteroid (airmass of 1.131). The spectrum of 21 Lutetia was obtained in 600 seconds of

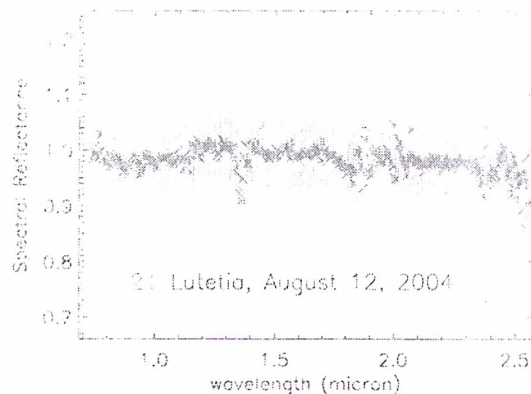


Fig. 2. Spectrum of 21 Lutetia with respect to the solar analog HD 19061. Each reflectance channel is represented with its own error-bar obtained by flux measurements and error propagation.

exposure time, while the spectrum of the solar analog was obtained in 270 seconds.

The ratio between the spectrum of 21 Lutetia and the solar analog, normalized at $\lambda = 1.25\ \mu\text{m}$ ¹ is presented in Fig 2.

2.2. LXD mode

The spectrum covering the $1.9\text{--}4.3\ \mu\text{m}$ spectral range was obtained on March, 31, 2003. The seeing varied between 0.9-1.8 arcsec, while the humidity was in the 50-75% range. The LXD mode of SpeX allows simultaneous coverage of the whole interval with the overlap of spectra at the edges of two consecutive orders. Thus, the spectrum can be calibrated for the whole interval, despite the atmospheric opacity in the $2.5\text{--}2.9\ \mu\text{m}$ spectral interval. The disadvantage of this mode is the saturation of the CCD detector in the $4.1\text{--}4.3\ \mu\text{m}$ spectral interval which is typically due to the brightness of the sky. In our case, the useful spectral information covers only the $1.9\text{--}4.0\ \mu\text{m}$ range.

The spectrum of 21 Lutetia was obtained at an average airmass of 1.220. The standard star TYC 4966-1029-1 was used as reference and observed just before the asteroid (airmass of 1.09). The Standard Thermal Model was applied taking into account the albedo value estimated by IRAS, in order to obtain the final spectrum presented in Fig 3. The spectrum was smoothed to a lower resolution ($R=50$) in order to enhance the signal-to-noise ratio and to allow us to detect the presence of large spectral features such as the absorption band around $3\ \mu\text{m}$, associated with the water of hydration of minerals.

3. Discussion

Our first approach in analyzing the spectra of 21 Lutetia was to find the best correspondence between them and those from libraries of minerals and meteorites. We must underline the importance of such studies and especially the limitations of this

¹ this wavelength usually corresponds to the maximum in the J filter

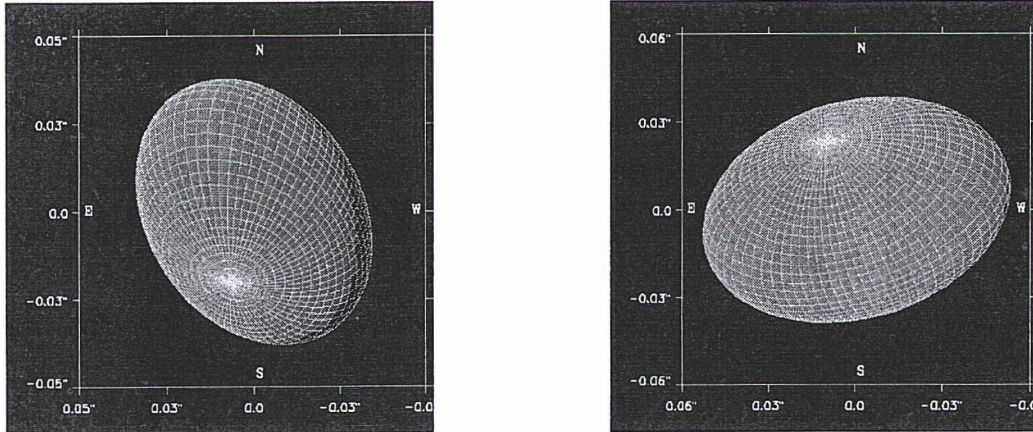


Fig. 1. Aspect of 21 Lutetia at 14 August 2004 14h18m56s UT (left side), and 31 March 2003, 7h15m12m UT (right side). The asteroid was considered ellipsoidal and the Minnaert scattering law with a coefficient of 0.5, typical for dark asteroids, was used for these figures.

Table 1. Physical ephemeris of the asteroid 21 Lutetia. Date, universal time for the middle of the exposure interval, as well as geometrical parameters of 21 Lutetia are presented.

Date	UT	SSP (λ, β) [deg]	SEP (ω, δ) [deg]	North Pole (deg)
12 August 2004	14h 18m 56s	178.45 -38.65	141.04 -44.54	341.78
31 March 2003	7h 15m 12s	98.38 +45.37	78.26 +44.18	23.30

Table 2. Observational circumstances for the asteroid 21 Lutetia. Date, universal time for the middle of the exposure interval, instrumental mode, time of exposure (in seconds), time of individual exposure, number of coadds and cycles, and the airmass for the middle of exposure are presented.

Date	UT	Mode	T_{exp} (sec)	itime (sec)	Coadds	Cycles	Airmass
12 August 2004	14h 18m 56s	SpeX/Prism mode	600	15	2	10	1.068
31 March 2003	7h 15m 12s	SpeX/LXD mode	2400	40	4	14	1.227

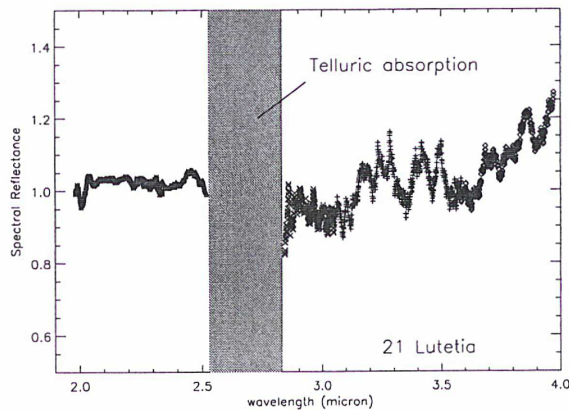


Fig. 3. Spectrum of 21 Lutetia with respect to the standard star TYC 4966-1029-1. Thermal influence was removed for the spectrum taking into account the STM and the IRAS albedo of the asteroid. The spectrum was normalized at $\lambda = 2.2\mu\text{m}$ (this wavelength usually corresponds to the maximum of K filter).

technique, mainly due to the difference in scale (reflectance

spectra of km sized bodies versus reflectance spectra of thin micron sized samples of minerals/meteorites).

In the region $0.8\text{-}2.5\mu\text{m}$, the spectrum is almost neutral and flat, in good agreement with those published by Birlan et al. (2004), and also shows a shallow absorption band around $0.95\mu\text{m}$. The obtained spectrum is in good agreement with the laboratory spectrum obtained using a powder sample of the Vigarano meteorite, classified as CV3 type, belonging to the category of carbonaceous chondrite meteorites (Fig 4). The agreement diminishes after $2\mu\text{m}$ and this fact could be explained by differences in the mineralogical composition (asteroid minerals versus meteorite ones).

The CV class of meteorites contains two subclasses, namely oxidized and reduced, defined on the basis of the ratio of metal versus magnetite (Fe_3O_4), and the nickel atoms contained in the sulphides (McSween (1977)). CV meteorites are poor in carbon or water, the black aspect is mainly due to the relatively high content of oxidized iron in the form of magnetite. In their structure it is also important to mention the presence of irregular inclusions, rich in calcium and aluminum (CAIs). Laboratory studies concerning the porosity of this class reveal two distinct groups: "high porosity" meteorites spanning the range of 19% - 24% in porosity, and "low porosity" ones (range of 1% - 10% in porosity). Preliminary analyses

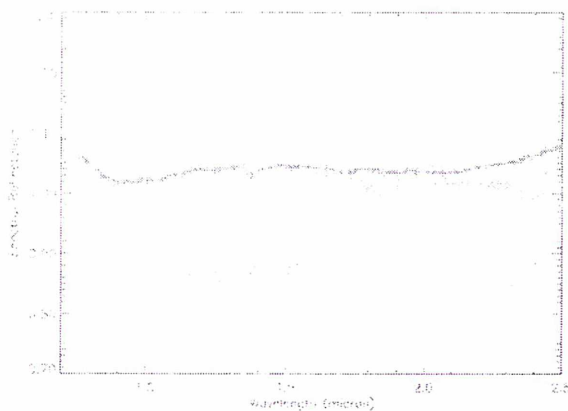


Fig. 4. Spectrum of 21 Lutetia superimposed with the reflectance spectrum of Vigarano meteorite (CV3 type).

exhibit a direct correlation between the "high porosity" group and the "oxidized" subclass, while the "low porosity" group belongs mostly to the "reduced" subclass (Britt & Consolmagno (2003)).

Vigarano belongs to the "reduced" subgroup of CV meteorites. Its texture and mineralogy is mainly composed by chondrules (from 30% to 50% of the total matter in CV type), CAIs, chondrite fragments, metal and sulfide grains (Lee et al. (1996)). Vigarano contains both magnetite and metallic iron, around 2.73% of the total mass (Hyman & Rowe (1986)). Its average porosity was estimated to be of 0.3% and the bulk density of $3.25 \pm 0.06 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (Britt & Consolmagno (2003)) or less than 3% for a bulk density of $3.3 \pm 0.1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (Britt & Consolmagno (2000)). Laboratory studies of small samples of the meteorite (Lee et al. (1996); Kojima et al. (1993); Komatsu et al. (2001)) bring forth the conclusion of low $\text{H}_2\text{O}/\text{rock}$ ratio during the parent body processing of Vigarano, as well as the relatively low temperature required for the formation of its matrix. The lack of severe volatile depletions is evidence that the chondrules were formed from previously condensed solids (Grossman & Wasson (1983)).

By means of the microscopic considerations on Vigarano, under the hypothesis that an asteroid such as 21 Lutetia is covered by minerals similar to CV3 types, we may expect a shallow and even a lack of absorption feature at $3 \mu\text{m}$, characteristic of water hydration.

A large $3 \mu\text{m}$ water band is the result of the vibrational fundamentals of OH radicals as well as the first overtone of H_2O molecules (Rivkin et al. (2003)). Spectra around $3.1 \mu\text{m}$ for some asteroids (e.g. 1 Ceres) exhibit another absorption band, attributed, to water ice frost (Lebofsky et al. (1981)), ammoniated phyllosilicates (King et al. (1992)), or water ice-asphaltite mixtures (Vernazza et al. (2005)).

In Fig 5, the spectrum of 21 Lutetia in the 2.0 - 4.0 μm interval was superposed with the spectrum of the asteroid 1 Ceres, obtained with the same instrument in the same observing mode, and presented by Vernazza et al. (2005), and photometric data obtained by Rivkin et al. (2000) on September, 29, 1996.

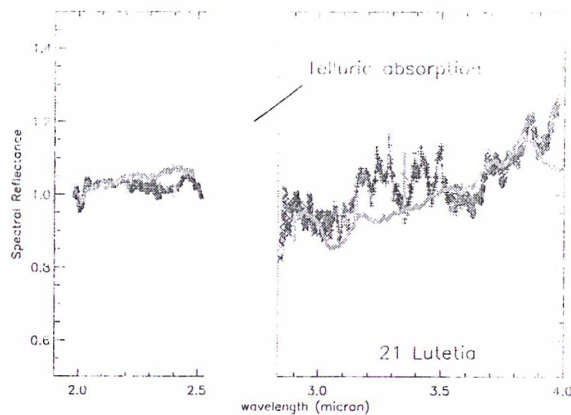


Fig. 5. The spectrum of 21 Lutetia (in blue) was superimposed with the reflectance spectrum of the asteroid 1 Ceres (in red), and the photometry of 21 Lutetia obtained by Rivkin et al. (2000) on September, 29, 1996 (light green points with error-bars). The data in the spectral region of 2.55-2.9 μm were omitted from the figure because of telluric absorption. The good concordance between the photometric results and our spectrum may be noteworthy. The spectral region around $3 \mu\text{m}$ of 21 Lutetia is very different than that presented in the spectrum of 1 Ceres.

The spectrum of 21 Lutetia exhibits a shallow absorption feature in the $3 \mu\text{m}$ water band. Visual comparison of the spectra shows no evidence of the absorption feature around $3.1 \mu\text{m}$, however noting the spectrum of 21 Lutetia is much noisier than the one of 1 Ceres. We can define an upper limit of our detection, by considering a mean value of the reflectance in the 2.90-2.99 μm region and comparing it with the mean reflectance obtained in the 3.01-3.10 μm region. We conclude that if this small band is present on 21 Lutetia, it could not be greater than 0.5% of the continuum of our spectrum.

The 3.2-3.4 μm region of the spectrum is difficult to explain and we consider it to be the combination of reflected IR radiation of the asteroid and the telluric contribution (mainly the carbon compounds of the atmosphere).

Qualitative analysis of the spectrum presented in Fig 5 was made using the approach of Miyamoto & Zolensky (1994); Sato et al. (1997); Rivkin et al. (2003).

C-type meteorites are characterized by the ratio of reflectances at 2.9 μm and 3.2 μm taking into account a continuum defined by the value of the reflectance at 2.53 μm (Fig 6). In order to compute the same ratio for 21 Lutetia, as long as the reflectance at 2.53 μm is not relevant in our spectrum, the reflectance at 2.5 μm was used as reference value. Consequently, an error two times greater than the estimated one was taken into account for this reflectance.

The plot of the value obtained for 21 Lutetia is located on the upper left part of Fig 6, a region essentially populated by the values of CV and CO meteorites. This may reinforce the link between the mineralogy of the surface of 21 Lutetia and the Vigarano type meteorite.

We must mention that this mineralogical solution is not unique, but the simplest/plausible one. Actually, mixtures of

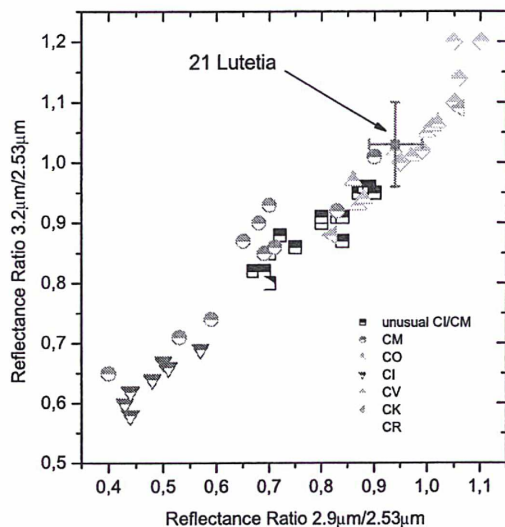


Fig. 6. The continuum defined at $2.53 \mu\text{m}$ is used in analyzing the correlation between reflectances at $2.9 \mu\text{m}$ and $3.2 \mu\text{m}$. The value computed for the asteroid 21 Lutetia was overplotted in a representative statistics containing dark meteorites. The value of Lutetia is close to those of CV and CO meteorites.

different minerals, combined with laws simulating the space weathering could be responsible in order to obtain a similar spectral profile.

IRAS albedo and new radiometric measurements (Mueller et al. (2005)) exhibit very large values compared to the C-type asteroids, contrasting with polarimetric measurements of albedo (Belskaya & Lagerkvist (1996); Zellner et al. (1977)). Radar echoes (Shepard et al. (2005)) could partially confirm minerals with high concentration of metals in the asteroid composition.

However, our article must be considered as a starting point for more refined studies concerning the mineralogy of 21 Lutetia. Different mineralogies are usually associated with several scenarios of formation and evolution of asteroids. Mixtures of "pure" minerals must be also investigated in order to solve the ambiguity of a non-unique solution for 21 Lutetia.

In the spectral interval covered by our data, the spectra of Lutetia looks similar to that of the Vigarano meteorite, which suggests similar surface compositions.

4. Conclusions

The observations of 21 Lutetia, obtained during two periods (31 March 2003 and 12 August 2004), cover the $0.8\text{--}4.0 \mu\text{m}$ spectral region. 21 Lutetias' spectrum exhibits a shallow absorption band around $0.95 \mu\text{m}$, with an overall neutral slope. This is consistent with the spectrum of the CV3 meteorite Vigarano.

The analysis of the spectral region around $3 \mu\text{m}$ reveals a shallow absorption band compared with other C-type mete-

orites. By measuring the reflectances ratios $R_{2.9\mu\text{m}}/R_{2.5\mu\text{m}}$ and $R_{3.2\mu\text{m}}/R_{2.5\mu\text{m}}$ of 21 Lutetia we obtain a value close to those representative of CV and CO meteorites.

Our study also allows us to define an upper limit of 0.5% (in depth) concerning a possible absorption band around $3.1 \mu\text{m}$.

Acknowledgements. The authors acknowledge Andrew Rivkin for useful comments concerning the manuscript.

We acknowledge Paul Sears, Bill Golisch, and Dave Griep for technical support and good time spent during the remote observing between Paris and IRTF.

This research utilizes spectra acquired by Hiroi, Pieters, and Gaffey, with the NASA RELAB facility at Brown University.

References

- Barucci, M. A., Fulchignoni, M., Fornasier, S., et al. 2005, A&A, 430, 313
- Bell, J. F., Owensby, P. D., Hawke, B. R., & Gaffey, M. J. 1988, in Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts, 57–+
- Belskaya, I. N. & Lagerkvist, C.-I. 1996, Planet. Space Sci., 44, 783
- Birlan, M., Barucci, M. A., Vernazza, P., et al. 2004, New Astronomy, 9, 343
- Britt, D. T. & Consolmagno, G. J. 2000, Icarus, 146, 213
- Britt, D. T. & Consolmagno, G. J. 2003, Meteoritics and Planetary Science, 38, 1161
- Bus, S. J. & Binzel, R. P. 2002, Icarus, 158, 106
- Cushing, M. C., Vacca, W. D., & Rayner, J. T. 2004, PASP, 116, 362
- de Angelis, G. 1995, Planet. Space Sci., 43, 649
- Dotto, E., Barucci, M. A., Fulchignoni, M., et al. 1992, A&AS, 95, 195
- Grossman, J. & Wasson, J. 1983, in Chondrules and their Origins, Editor: Elbert A. King, The Lunar and Planetary Institute
- Hyman, M. & Rowe, M. W. 1986, Meteoritics, 21, 1
- King, T. V. V., Clark, R. N., Calvin, W. M., Sherman, D. M., & Brown, R. H. 1992, Science, 255, 1551
- Kojima, T., Tomeoka, K., & Takeda, H. 1993, Meteoritics, 28, 649
- Komatsu, M., Krot, A. N., Petaev, M. I., et al. 2001, Meteoritics and Planetary Science, 36, 629
- Lagerkvist, C.-I., Erikson, A., Debehogne, H., et al. 1995, A&AS, 113, 115
- Lazzarin, M., Marchi, S., Magrin, S., & Barbieri, C. 2004, A&A, 425, L25
- Lebofsky, L. A., Feierberg, M. A., Tokunaga, A. T., Larson, H. P., & Johnson, J. R. 1981, Icarus, 48, 453
- Lee, M. R., Hutchinson, R., & Graham, A. L. 1996, Meteoritics and Planetary Science, 31, 477
- Magri, C., Ostro, S. J., Rosema, K. D., et al. 1999, Icarus, 140, 379
- McSween, H. Y. 1977, Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 1777
- Miyamoto, M. & Zolensky, M. E. 1994, Meteoritics, 29, 849
- Mueller, M., Harris, A. W., Delbo, M., & MIRS Team. 2005, AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts, 37,
- Rayner, J. T., Toomcy, D. W., Onaka, P. M., et al. 2003, PASP, 115, 362
- Rivkin, A. S., Davies, J. K., Johnson, J. R., et al. 2003, Meteoritics and Planetary Science, 38, 1383
- Rivkin, A. S., Howell, E. S., Lebofsky, L. A., Clark, B. E., & Britt, D. T. 2000, Icarus, 145, 351
- Sato, K., Miyamoto, M., & Zolensky, M. E. 1997, Meteoritics and Planetary Science, 32, 503
- Shepard, M. K., Clark, B. E., Benner, L. A. M., et al. 2005, AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts, 37,

- Tedesco, E. F. & Veeder, G. J. 1992, in *The IRAS Minor Planet Survey*, Tech. Rep. PL-TR-92-2049, Phillips Laboratory, Hanscom AF Base, MA, 1992. Editors: Tedesco E.F., Veeder, G.J., Fowler, J.W., and Chillemi, J.R., 1, 313
- Vernazza, P., Mothé-Diniz, T., Barucci, M. A., et al. 2005, *A&A*, 436, 1113
- Zappala, V., di Martino, M., Knezevic, Z., & Djurasevic, G. 1984, *A&A*, 130, 208
- Zellner, B., Leake, M., Lebertre, T., Duseaux, M., & Dollfus, A. 1977, in *Lunar and Planetary Science Conference*, 1091–1110
- Zellner, B., Tholen, D. J., & Tedesco, E. F. 1985, *Icarus*, 61, 355

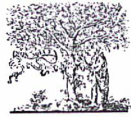
Annexe G

Modeling asteroid surfaces from observations and irradiation experiments : The case of 832 Karin. *Icarus*, sous presse.

JID:YICAR AID:7967 /FLA

[m5+; v 1.60; Prn:21/06/2006; 15:59] P.1 (1-11)

Available online at www.sciencedirect.com



ELSEVIER

SCIENCE @ DIRECT®

Icarus ●●● (●●●●) ●●●-●●●

ICARUS

www.elsevier.com/locate/icarus

Modeling asteroid surfaces from observations and irradiation experiments: The case of 832 Karin

Rosario Brunetto^{a,b,*}, Pierre Vernazza^c, Simone Marchi^d, Mirel Birlan^e, Marcello Fulchignoni^c,
Vincenzo Orofino^a, Giovanni Strazzulla^b

^a Dipartimento di Fisica, Università di Lecce, via Arnesano, 73100 Lecce, Italy

^b INAF-Osservatorio Astrofisico di Catania, via S. Sofia 78, I-95123 Catania, Italy

^c LESIA, Observatoire de Paris, 92195 Meudon Principal Cedex, France

^d Dipartimento di Astronomia, Vicolo dell'Osservatorio 2, I-35122 Padova, Italy

^e IMCCE, Observatoire de Paris, 77 Av. Denfert Rochereau, 75014 Paris Cedex, France

Received 23 September 2005; revised 10 March 2006

Abstract

We define a new approach to model asteroidal space weathering. We started from recent results of ion irradiation experiments (60–400 keV) of meteorites and silicates to give an accurate description of space weathering, and we included its effects in the Shkuratov model. We found that the reddening and darkening process (in the range 0.3–2.5 μm) does not significantly affect the position or relative intensities of the mafic silicate absorption features and it mainly affects the continuum of reflectance spectra. This continuum is parameterized by a C_S coefficient, which is strongly related with the number of displacements per unit area (damage parameter); we consequently obtained an exposure time curve, and corresponding astrophysical timescales. We applied this new description of space weathering to model observed spectra of Asteroid 832 Karin, in the 0.4–2.4 μm spectral region. The obtained exposure time is slightly lower than the age of the impact and collisional breakup which originated the Karin asteroidal family, i.e., about 5.75×10^6 years.

© 2006 Elsevier Inc. All rights reserved.

Keywords: Asteroid, surfaces; Spectroscopy; Experimental techniques; Meteorites

1. Introduction

It is well known that irradiation by cosmic and solar wind ions, as well as bombardment by interplanetary dust particles (micro-meteorites), induces relevant surface modifications on airless bodies of the Solar System. Such alteration processes, known as space weathering, affect the spectral properties of silicate-rich objects, inducing progressive darkening and reddening of the solar reflectance spectra in the UV–vis–NIR range (0.2–2.7 μm ; Hapke, 2001).

Space weathering processes are able to explain the mismatch between the spectra of the most populous class of meteorites (ordinary chondrites, OC) and the surface spectra of their presumed (S-type) asteroidal parent bodies (e.g., Pieters

et al., 2000). In particular, using the spectral slope to quantify space weathering effects, a shift was observed between OC and asteroid slope distributions (e.g., Marchi et al., 2005). This can be reproduced by both laser pulse and ion irradiation experiments on asteroid analogues, that simulate micro-meteorite bombardment (Brunetto et al., 2006; Yamada et al., 1999) and solar wind ion irradiation (Cassidy and Hapke, 1975; Strazzulla et al., 2005), respectively.

Micro-meteorite bombardment simulations have been conducted using a nanosecond pulsed ablating laser, in the infrared (Yamada et al., 1999; Sasaki et al., 2001), or in the UV (Brunetto et al., 2006). Such simulations indicate that the reddening timescale for micro-meteorite bombardment in the near-Earth space is about 10^8 years. Experiments to simulate solar wind heavy-ion irradiation have recently been performed by Strazzulla et al. (2005), irradiating ordinary chondrite Epinal (H5) with Ar^{++} 60 keV, and by Brunetto and Strazzulla (2005),

* Corresponding author. Fax + 39 0832 297467.

E-mail address: rosario.brunetto@le.infn.it (R. Brunetto).

1 who have performed ion irradiation experiments of bulk sili- 58
 2 cates, using different ions (H^+ , He^+ , Ar^+ , Ar^{2+}) with different 59
 3 energies (60–400 keV).

4 In those ion irradiation experiments, dramatic darkening and 60
 5 reddening of the UV–vis–NIR spectra were observed. Further- 61
 6 more, the increasing of the spectral slope of the continuum 62
 7 above the 1- μm band turned out to be strongly related with 63
 8 the number of displacements caused by colliding ions inside 64
 9 the sample, i.e., the elastic collisions with the target nuclei (the 65
 10 number of displacements is given by the sum of the vacancies 66
 11 and the replacements). Comparing spectra of irradiated samples 67
 12 of Epinal with those of some S-type NEOs, the timescale for 68
 13 this process was estimated to be in the order of 10^4 – 10^6 years 69
 14 at 1 AU from the Sun (Strazzulla et al., 2005).

15 In this paper we investigate the spectral effects due to the 70
 16 solar wind irradiation on silicate materials. Of course, micro- 71
 17 meteorite bombardment contributes as well to the optical al- 72
 18 teration of the surface of airless bodies. When both processes 73
 19 are simulated in the laboratory (see, e.g., Yamada et al., 1999; 74
 20 Sasaki et al., 2001; Brunetto et al., 2006; Strazzulla et al., 2005), 75
 21 a lunar-style effect is observed, i.e., increased weathering re- 76
 22 sults in a redder spectral slope, a lower albedo, and weaker 77
 23 absorption features. Thus, in our scheme, the color/slope of an 78
 24 asteroid spectrum is a function of exposure age and heliocen- 79
 25 tric distance; maybe this scheme cannot easily be applied to 80
 26 Asteroids Ida and Eros, where albedo variations and spectral 81
 27 reddening do not seem to be strictly related (Chapman, 1996; 82
 28 Clark et al., 2001).

29 Nevertheless, it is also important to note that, until now, only 83
 30 reddening has been quantitatively studied to be related to the ion 84
 31 fluence. Qualitatively we always observe a darkening that, how- 85
 32 ever, has not yet quantitatively related to the fluence. Thus, in 86
 33 this paper we only focus on the reddening, and further investiga- 87
 34 tions are left for future studies. However, recent results (Marchi 88
 35 et al., 2006) indicate that the reddening effect is also evident 89
 36 on MBAs, so it is at least reasonable applying this scheme to 90
 37 MBAs.

38 Asteroid spectra can be modeled by means of the Shkuratov 91
 39 or the Hapke scattering models (Shkuratov et al., 1999; Hapke, 92
 40 1993). Nevertheless, pure silicate optical constants (olivine, py- 93
 41 roxene) cannot reproduce the reddening caused by space weath- 94
 42 ering processes; until now, additional components were needed, 95
 43 like submicroscopic metallic iron (SMFe), to get the reddening 96
 44 effect (Hapke, 2001).

45 Actually, solar wind irradiation can redden reflectance spec- 97
 46 tra not only by sputtering of iron from silicates and SMFe de- 98
 47 position (e.g., see Clark et al., 2002), but also by creation of 99
 48 displacements (Brunetto and Strazzulla, 2005). Even if sput- 100
 49 tering and displacements processes occur simultaneously, rela- 101
 50 tively low fluences (10^{15} – 10^{16} ions/cm²) are enough to cause 102
 51 strong damage, while the amount of sputtered material is negli- 103
 52 gible at these low fluences.

53 But creation of displacements does not produce any addi- 104
 54 tional component and therefore the modeling of the reddening 105
 55 effect has to be changed. Thus, in the present work we define a 106
 56 new approach for space weathering, extending the Shkuratov 107
 57 theory to model asteroidal spectra. This is obtained by tak-

ing into account the results of ion irradiation experiments of 58
 meteorites and silicates (described in Strazzulla et al., 2005; 59
 Brunetto and Strazzulla, 2005; Marchi et al., 2005) in the origi- 60
 nal Shkuratov model. 61

Solar wind ions affect a very thin upper layer of the asteroid 62
 surface, so rejuvenating processes can be relevant. Old and new 63
 surfaces can even coexist on the same object and be observed 64
 at different rotational phases. In this respect, a strong evidence 65
 of space weathering may be provided by the variations of the 66
 surface properties of the same asteroid (Chapman, 1996). 67

Recently, Nesvorný and Bottke (2004) have integrated back- 68
 ward in time the known 90 members of the Karin family, 69
 a well-defined cluster of asteroids in the proper elements space, 70
 formed by a collisional breakup, and embedded within the 71
 larger Koronis family. The orbital elements of the Karin fam- 72
 ily members converge toward a single parent-body orbit, at 73
 5.75 ± 0.05 Myr ago. The discovery of the Karin family offers 74
 an excellent opportunity for physical studies of a young 75
 family whose members have apparently suffered limited dynam- 76
 ical and collisional erosion. The most studied object of the 77
 Karin cluster is 832 Karin, a Main-Belt asteroid with a diam- 78
 eter of 16–20 km (Sasaki et al., 2004; Yoshida et al., 2004; 79
 Nesvorný et al., 2002; Nesvorný et al., 2005). 80

Here we compare the laboratory results with new spectra of 81
 832 Karin in the visible (0.45–0.95 μm) and in the near-IR (0.8– 82
 2.4 μm). We model the surface of 832 Karin by applying a new 83
 description of space weathering. 84

2. Experimental data 85

To obtain a good description of space weathering by forma- 86
 tion of displacements, we start from the irradiation experiments 87
 of the Epinal meteorite (Strazzulla et al., 2005), of bulk terres- 88
 trial silicates (Brunetto and Strazzulla, 2005) provided by the 89
 Jackson Co. (hereinafter Jackson silicates), and of San Carlos 90
 olivine and Bamble orthopyroxene silicate powders (Marchi et 91
 al., 2005). 92

The composition and experimental details of the bulk terres- 93
 trial silicates (Jackson silicates) are discussed by Brunetto and 94
 Strazzulla (2005). These samples come from igneous rock frag- 95
 ments: ultramafic, coarse grained peridotite. We used freshly 96
 cut samples from rock fragments. They contain low-iron olivine 97
 (forsterite), low-iron and low-calcium pyroxene (enstatite), and 98
 serpentine. Olivine is the major component. Minor spectral fea- 99
 tures at about 1.38, 1.95, and 2.32 μm are attributed to O–H 100
 vibrations in $(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$ serpentine (phyllosilicate 101
 subclass) and a certain amount of trapped water. In the present 102
 study, this three component mixture is used to investigate the 103
 effect of space weathering on a complex sample (not only end- 104
 members) and the effect of a bulk structure in opposition to 105
 powdered samples. 106

The changes and modifications induced by colliding ions 107
 in the target have been monitored using in situ bi-directional 108
 reflectance spectroscopy (0.7–2.5 μm) and ex situ hemispheri- 109
 cal reflectance spectroscopy (0.3–2.5 μm). In situ spectra are 110
 collected in a stainless steel vacuum chamber (10^{-7} mbar), 111
 the same chamber where ion irradiation is performed; faced 112
 113
 114

to a spectrophotometer through KBr windows. Ex situ spectra are collected outside the vacuum chamber, i.e., at atmospheric pressure. In the in situ experiments we can collect spectra at low pressure, before, during and after ion irradiation without removing the samples from the chamber (several irradiation steps). Ex situ spectra are collected after removing the samples from the vacuum chamber. Irradiations have been performed with a variety of ions (H^+ , He^+ , Ar^+ , Ar^{++}) and energies (60–400 keV). Further experimental details are described by Brunetto and Strazzulla (2005).

The reflectance spectra of the samples, before and after irradiation, are shown in Fig. 1. All the spectra exhibit the characteristic features of silicates, with strong 1 and 2 μm bands (hereinafter band I and band II, respectively). In the case of olivine and orthopyroxene powders, we consider both in situ and ex situ experiments (in Fig. 1 we only show the ex situ spectra because of clarity). This is because the different geometry (bi-directional vs hemispherical reflectance) can affect the shape of the reflectance spectra.

To compare different experiments (ion mass and energy) one can evaluate a damage parameter as the number $d = \text{displacements per cm}^2$, as demonstrated by Brunetto and Strazzulla (2005). To calculate the d values we have used the SRIM simulation code (available at <http://www.SRIM.org/>; Ziegler et al., 1985). Of course, the absolute values of displacements can be affected by errors typical in simulations, but the results are coherent and in agreement with experimental calibrations: as an example, a comparison between experimental data and SRIM outputs can be found in Brunetto et al. (2005).

3. Model of the continuum: the C_S parameter

The effects of space weathering can be easily described by an exponential continuum. Indeed, if we compute the ratio between irradiated and unirradiated samples, the contribution of bands I and II almost disappear, and a continuum curve is left, with decreasing intensity moving from the NIR to the UV spectral range. This space weathering process does not significantly affect the position or relative intensities (areas) of the mafic silicate absorption features. This is illustrated in Fig. 2: each panel is a ratio plot between the spectra of the corresponding irradiated and unirradiated samples, the same as in Fig. 1.

The ratio plots show only marginally traces of bands I and II; we consequently try to model this continuum by fitting with an exponential curve given by

$$\text{Ratio} = W(\lambda) = K \exp(C_S/\lambda), \quad (1)$$

where λ is the wavelength, K is a scale factor that change according to the normalization of the spectra, and the parameter C_S rules the strength of the exponential curve, i.e., it is a measure of the effects of space weathering. The quantity $W(\lambda)$ is what we call ‘weathering function’; this function is not new (see below), but for the first time it is used to fit a ratio between the spectra of irradiated and unirradiated samples.

We have also tried with other functions (logarithmic, rational, etc.), but the best fit is obtained with the fitting function given by Eq. (1); furthermore, it describes the same continuum

that is used in the so-called MGM (modified Gaussian model) of reflectance spectra. For instance, a detailed use of MGM analysis was made by Hiroi and Sasaki (2001). They modeled the natural logarithm of reflectance spectra $R(\nu)$ using the function:

$$\ln R(\nu) = C_0 + C_1 \nu + \sum_i G_i(\nu), \quad (2)$$

where ν is the wavenumber, $G_i(\nu)$ are the superimposed Gaussian distributions that fit the reflectance bands, and C_0 and C_1 are two parameters for the background function, i.e., the continuum. Space weathering acts only marginally on the band center, strength, and width, as it has been proved by Hiroi and Sasaki (2001) for laser irradiation and by Marchi et al. (2005) for ion irradiation. For this reason, the logarithm of the ratio between irradiated and unirradiated spectra can be written as:

$$\begin{aligned} \ln[R_{\text{IRR}}(\nu)/R_{\text{UNIRR}}(\nu)] \\ = (C_{0\text{IRR}} - C_{0\text{UNIRR}}) + (C_{1\text{IRR}} - C_{1\text{UNIRR}})\nu, \end{aligned} \quad (3)$$

that leads to Eq. (1). The parameter $C_S = C_{1\text{IRR}} - C_{1\text{UNIRR}}$ is consequently a measure of how much irradiated spectra reddened with respect to their unaltered spectra.

It is important to stress out that the ratio of the irradiated spectra with the unirradiated ones does not perfectly eliminate bands I and II; this can affect the fitting of the spectral region of both bands I and II. Furthermore, in the case of Jackson silicates, ion irradiation seems to dehydrate the samples, but this marginally affects the results of the fit.

Ueda et al. (2002) introduced a C_2 term using Hapke’s space weathering model (vapor deposition of reduced iron) into the MGM scheme. The C_2 term includes also a complex z function which depends on wavelength. At the present time we prefer to not include this C_2 term because it would complicate the model and it still has to be checked it in our experimental data; it will be a subject for future studies.

Another important point is that natural logarithm of reflectance is not exactly absorbance, although it is assumed in the MGM scheme. A reflectance spectrum is a combination of volume scattering and surface scattering; as each mineral grain becomes more opaque either by increasing grain size, more Fe content, or higher degree of space weathering, the surface scattering effect becomes more significant. Taking the ratio between spectra of different degree of space weathering divides two values, each of which consists of a sum of volume and surface scattering effect. The behavior of such quantity is more complicated than what described here in terms of C_S : space weathering changes both the surface reflectance and transmittance, thus both surface and volume scattering components. In future works we will try to focus on the possibility to model our experimental spectra converting the reflectance into the surface and volume component.

However, from Fig. 2 it is clear that the $W(\lambda)$ function [Eq. (1)] can fit quite well the ratioed reflectance in all irradiated materials, either powder or bulk samples, either meteorite or terrestrial sample, either olivine or orthopyroxene (the obtained C_S values are reported in Fig. 2). This implies that a

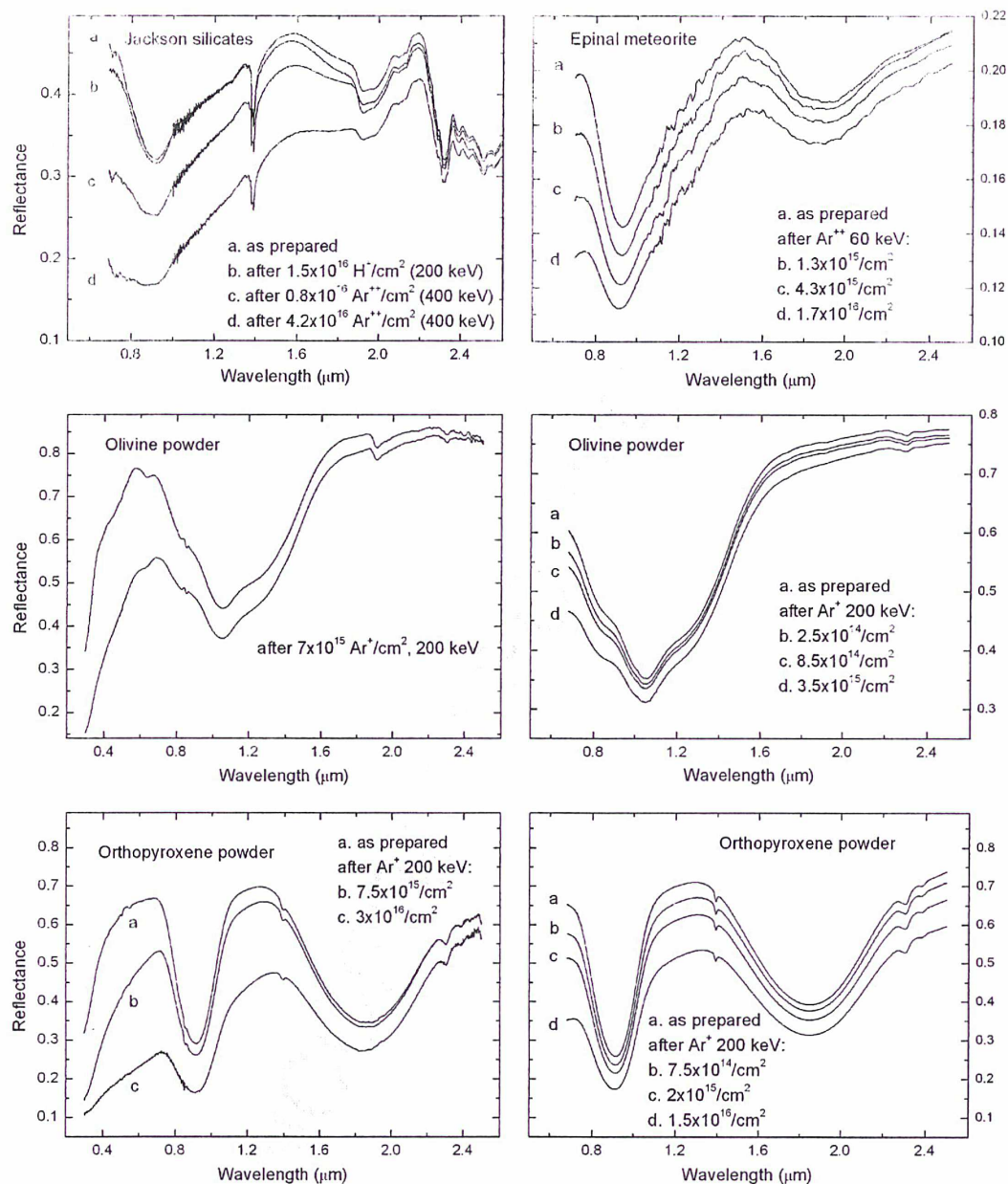


Fig. 1. Upper panels: in situ bi-directional reflectance spectra (0.7–2.5 μm) of Epinal (right; after Strazzulla et al., 2005) and Jackson (left; after Brunetto and Strazzulla, 2005), before and after ion irradiation with various ions (H^+ 200 keV, Ar^{++} 60 keV, Ar^{++} 400 keV) and fluences (from about 10^{15} ions/ cm^2 to about 4×10^{16} ions/ cm^2). Central and lower panels: in situ (right) bi-directional (0.7–2.5 μm) and ex situ (left) hemispherical (0.3–2.5 μm) reflectance spectra of olivine (central) and orthopyroxene (lower) powders (after Marchi et al., 2005), before and after ion irradiation with Ar^+ 200 keV, with various fluences (from about 2×10^{14} to about 3×10^{16} ions/ cm^2). Error-bars are of the order of the thickness of lines.

weathered spectrum can be obtained by multiplying the spectrum of the unaltered sample by a specific $W(\lambda)$ function with a precise corresponding C_S value.

From this point of view, the C_S parameter can be considered as a spectral slope; it has to be remarked that, in accordance with the definition given in Eq. (1), and unlike the spectral slope

widely used up to now (see Gaffey et al., 1993, or Marchi et al., 2005), the C_S parameter becomes more negative as the space weathering effect increases (as it is shown in the right panels of Fig. 2), and, even if not representing a real length (it is not connected with the depth of the weathered layer), it is measured in μm .

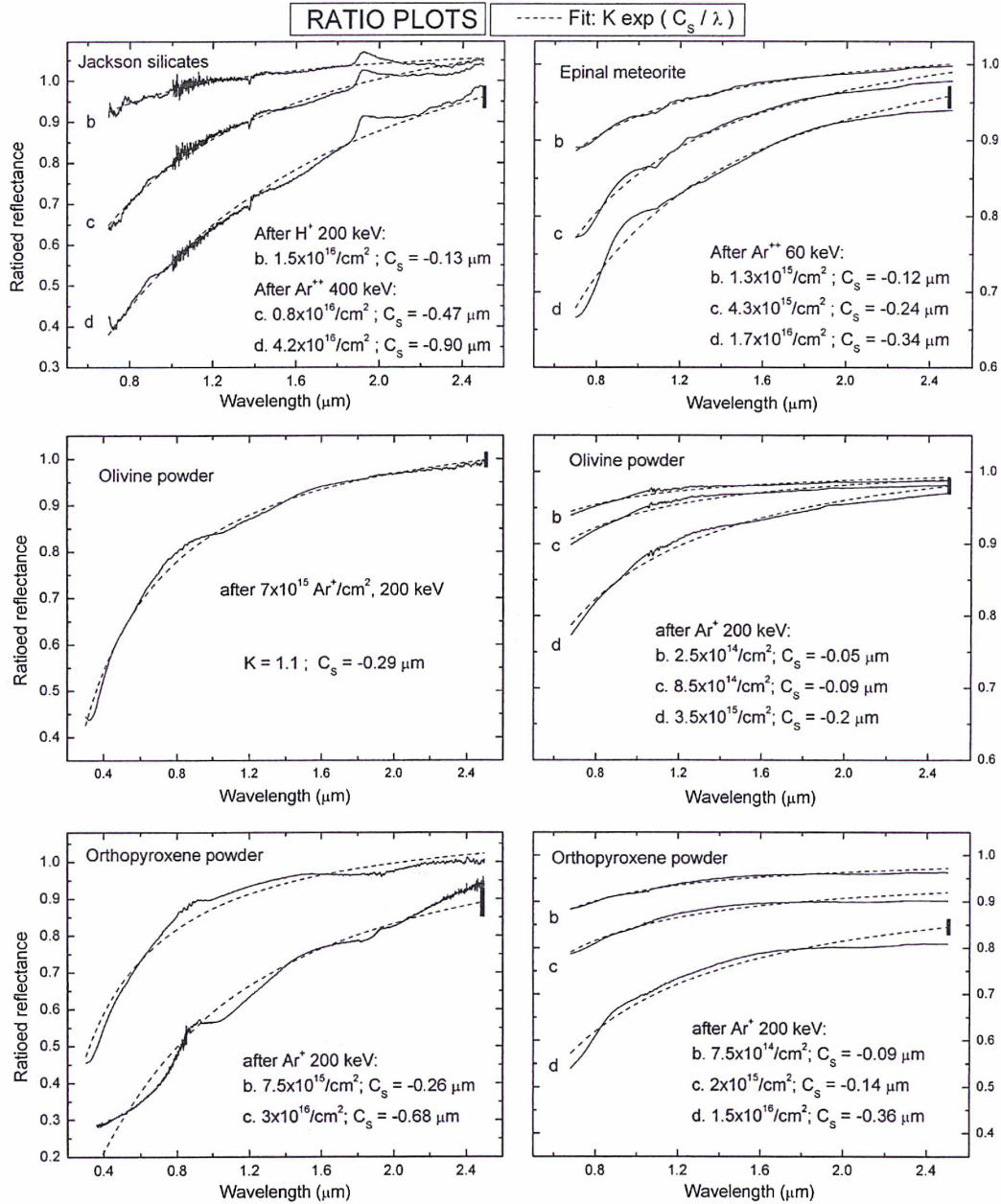


Fig. 2. Ratio plots of the same spectra shown in Fig. 1; each irradiation step spectrum is divided by the corresponding unirradiated spectrum. Dashed curves are the best fit curves obtained by Eq. (1) and the resultant C_S values are given. Note that C_S becomes more negative as the damage increases. In each plot, vertical black lines represent the estimated error-bars.

Since Brunetto and Strazzulla (2005) have demonstrated that ion-induced spectral reddening is related to formation of displacements, we have looked for a similar relationship between the C_S parameter and the d parameter: in Fig. 3 we plot C_S versus the number of displacements per unit area, for all the experiments described in Section 2 (we include the points derived

by the spectra of Fig. 2, and by the in situ spectra of olivine and orthopyroxene powders not shown in Fig. 2).

It is clear that the C_S parameter is strongly related with the number of displacements per cm^2 (damage parameter), but it seems not to depend on the composition of the target. Indeed, from our experiments we are able to draw a damage curve,

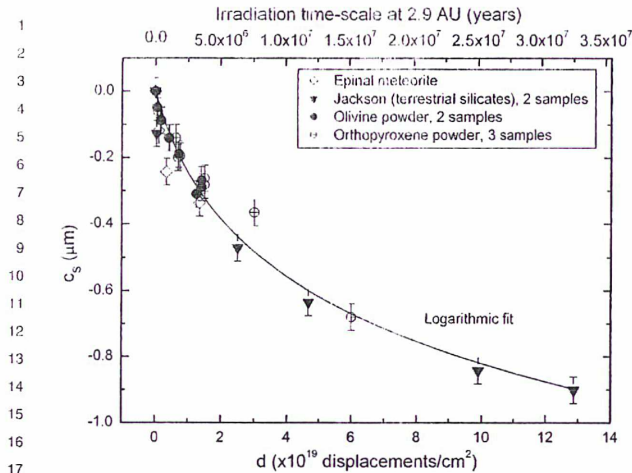


Fig. 3. The C_S parameter as a function of the number of displacements per cm^2 (damage parameter) for our ion irradiation experiments. The best-fit values for the damage curve are given in Section 3. As discussed in the text, the upper x-axis gives an estimate of the astrophysical timescale (exposure time) at 2.9 AU.

which can be well fitted by

$$C_S = \alpha \ln(\beta d + 1), \quad (4)$$

where α and β are two fitting coefficients: $\alpha = -0.33 \pm 0.06 \mu\text{m}$ and $\beta = (1.1 \pm 0.5) \times 10^{-19} \text{cm}^2$.

From Fig. 3 we deduce that in the case of ion irradiation, space weathering is the same for olivine and orthopyroxene, differently from laser irradiation experiments (Hiroi and Sasaki, 2001; Brunetto et al., 2006). Another interesting point is that powder and bulk samples do not differ significantly, suggesting that the morphology of the irradiated surface plays a minor role.

Since the C_S parameter is strongly related with the d parameter, we can estimate an astrophysical timescale for this process; indeed, each damage value d corresponds to a given exposure time, once the ion fluxes and energies of a given astronomical environment are known. Unfortunately, such an accurate calculation is not immediate, and exceeds the goal of this paper; here we just give a rough estimate of the reddening timescale, with errors of a factor of 2–3.

Solar wind ion irradiation is not the only active weathering process. However, it seems to be the most efficient one at 1 AU (see discussion above) and also in the Main Belt, as suggested by recent results on the relation between the spectral slope of silicate-rich asteroids and the exposure to space weathering (Marchi et al., 2006).

Since the solar wind flux decays about as $1/R^2$, where R is the distance from the Sun, we can use the points of irradiated Epinal meteorite to scale the estimate of Strazzulla et al. (2005), made at 1 AU considering heavy-ion fluxes of the solar wind, to the distance of 2.9 AU (about the semi-major axis of the orbit of Asteroid 832 Karin). In the hypothesis of a spherical body uniformly irradiated, we have to multiply the corresponding

timescale by a factor of 4, to take into account the ratio between the geometrical cross-section and the whole surface (see Baratta et al., 2004).

The upper x-axis of Fig. 3 shows our estimate for the timescale. At 2.9 AU, the reddest spectra should be observed roughly for timescales of about 3×10^7 years.

Our modeling of space weathering expressed by Eq. (4) has some limitations: Fig. 2 shows that the exponential model works quite well between 0.3 and $2.0 \mu\text{m}$, while it gets worse in the region of 2.0 – $2.5 \mu\text{m}$. In particular, the fit is often redder than the real ratioed spectrum and we observe deviations of less than 5%. These discrepancies could be analyzed in future works, possibly converting the reflectance into the surface and volume component (as discussed above). However, the possibility of fitting asteroidal spectra using the C_S parameter is very important because it gives the chance of obtaining age estimates in a simple and reliable way.

4. Observational data

Observations of the Asteroid 832 Karin have been performed in the visible and in the NIR with CFHT (Canada–France–Hawaii Telescope, Mauna Kea) and IRTF (Infrared Telescope Facility, Mauna Kea). Since this article is not devoted to extensive data analysis of observations, circumstances and data reduction are briefly presented. A detailed analysis of Karin spectra over its rotational phase will be performed on a forthcoming paper.

4.1. CFHT

We obtained visible spectra of 832 Karin with the CFHT in March 2005. We used the low resolution spectrograph MOS with the R150 Grism in the 0.4 – $1.0 \mu\text{m}$ wavelength range with a slit width of 1.5arcsec .

4.2. IRTF

An observing run in November 2003 was devoted to near-IR observations of the Karin family. This run was remotely conducted from the Observatory of Paris–Meudon, France. The spectrograph SpeX, combined with the $0.8 \times 15 \text{arcsec}$ slit were used for spectral acquisition in the 0.8 – $2.4 \mu\text{m}$ wavelength range.

In Table 1 we report the parameters of the observations. Solar phase angles were: 21° (IRTF); 20° (CFHT). The rotational period of Karin is 18.35 h (Yoshida et al., 2004).

Standard techniques for visible/near-IR spectroscopy reduction have been used in order to obtain the reflectance. The soft-

Table 1

Parameters of observations of 832 Karin. The time to collect a spectrum is 10 min for the visible spectra and 40 min for the NIR spectra

Telescope	Date	UT	λ (μm)	Solar phase angles
IRTF	2003 Nov. 4	06:17	0.8–2.4	21°
CFHT	2005 Mar. 3	07:29	0.45–0.92	20°

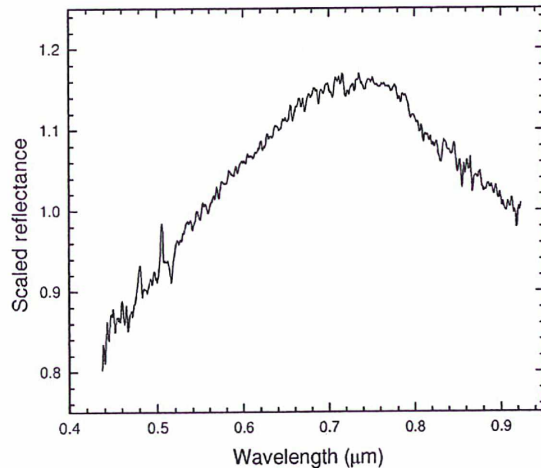


Fig. 4. A visible spectrum of 832 Karin obtained with CFHT (see Table 1), normalized to unity at 0.55 μm . Error-bars are of the order of the spectral noise.

ware MIDAS was used to perform the data reduction of visible data. In order to perform a good correction for atmospheric extinction, we collected spectra for different solar analog stars at different airmasses during each night. We computed the ratio of these stars to estimate the difference in slope between these stars. The ratios normalized to unity at 0.55 μm were found to be almost flat, with a maximum deviation of 3% from 0.55 to 0.95 μm .

The near-IR spectroscopy reduction was performed using the software Spextool 3.2, dedicated to reducing data obtained with Spex. The technique for the data reduction is nearly identical to the one performed in the visible. In the NIR we observed a star just after the spectrum of 832 Karin, in the same field, having a difference in airmass less than 0.03. Unfortunately the Spex instrument is known to introduce instrumental artifacts: Rayner et al. (2004) have noted that it can introduce spurious spectral slopes. We have observed spectral variation in the NIR of about 10%, which could probably be due to an instrumental artifact; however, these variations have a minor impact on the mineralogy of Karin as derived by the model, and they would partially affect the evaluation of the exposure age of the Karin surface (see discussion below). Further investigation will focus on the NIR range.

In Fig. 4 we illustrate a visible spectrum of 832 Karin, obtained at CFHT (see Table 1). The spectrum is normalized to unity at 0.55 μm . An infrared spectrum of 832 Karin is shown in Fig. 5, normalized to unity at 0.9 μm . Band I peak position is 0.92 μm . The water vapor absorption due to the terrestrial atmosphere does not allow to calculate precisely the center of band II.

Previous published data (Sasaki et al., 2004) showed spectral slope variations of Karin; at the present time we are not able to neither confirm nor confute that result. Further information will be obtained in the future by analyzing the Karin spectra over its entire rotational phase.

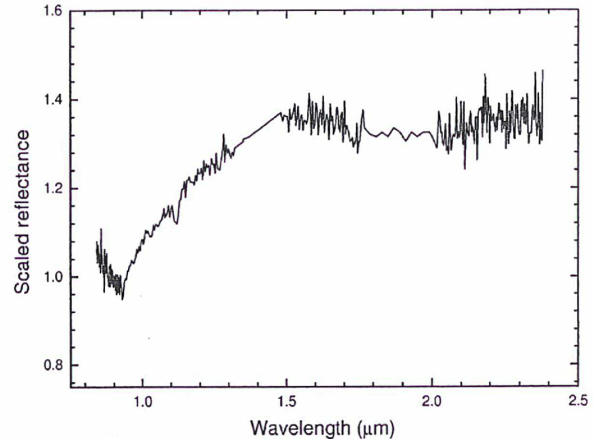


Fig. 5. A NIR spectrum of Karin obtained with IRTF, normalized to unity at 0.9 μm . Error-bars are of the order of the spectral noise; however, spectral slope of 10% can be introduced in the NIR by instrumental artifacts of the Spex instrument.

5. Model of 832 Karin

5.1. Free parameters

We modeled the spectra of 832 Karin using the Shkuratov scattering model (Shkuratov et al., 1999), in order to constrain the possible surface composition of the asteroid (to compare with those of ordinary chondrites) and its space weathering degree. The space weathering was modeled with an exponential function following our experimental results (see Section 3).

First, the model calculates the albedo of a particle of given size and composition characterized by its optical constants n , k . From this albedo it is possible to derive the reflectance of a single- or multi-component particulate surface.

The first step of our modeling was to choose reasonable end-member minerals. We decided to start with the common end-member minerals found in ordinary chondrites, namely olivine, ortho- and clinopyroxene, plagioclase feldspar, chromite, and iron metal. We applied an intimate mixture.

It cannot be assumed a priori that any particular S-type asteroid has an ordinary chondrite composition. However, it is clear from the analysis of the absorption bands that Karin and the ordinary chondrites have common minerals (i.e., olivine and pyroxene) and they may be the major surface components. If there is another major component on the Karin surface it should be almost featureless because otherwise it would imply obvious signatures in the spectra. This is the reason why we refer to a composition similar to that of ordinary chondrites; nevertheless, it is true also that minor components affect the spectrum. However our objective is to investigate if the observed spectra of 832 Karin may be interpreted in terms of weathered surfaces.

For olivine and pyroxene we considered the optical constants for different chemistries, i.e., different Mg-number (from Lucey, 1998).

As far as the other materials are concerned, we have exploited one of the strengths of the Shkuratov model, i.e., its

invertibility. The average behavior as a function of wavelength of the imaginary part k can be estimated from reflectance data. The calculation relies on an a priori knowledge of the grain size of the particles in the sample as well as the real part of the refractive index (Shkuratov et al., 1999); we used an assumed value of $n = 1.7$ which is reasonable for semi-transparent minerals.

We used this inverted model to calculate the optical constants for: plagioclase (orthoclase) using the sample NMNH-142137 Fe from USGS (Clark et al., 2003); chromite (creac11) from RELAB (<http://www.planetary.brown.edu/rellab/>). The optical constants of iron measured by Johnson and Christy (1974) were also used.

The free parameters of the model are the relative abundance of the components (whose sum must be equal to 1), the mineral chemistries of the various components (variation of the Mg-number), the effective (average) optical pathlength (proportional to the grain size), and the C_S parameter (see Section 3). Indeed, the space weathering contribution is included by the following expression:

$$R(\lambda) = W(\lambda)A(\lambda) = K \exp(C_S/\lambda)A(\lambda), \quad (5)$$

where $R(\lambda)$ is the final spectral albedo, $W(\lambda)$ is the weathering function introduced in Eq. (1), and $A(\lambda)$ is the albedo given by Shkuratov et al. (1999); Eq. (5) is assured by the experimental results, that show that a weathered spectrum can be obtained by multiplying the spectrum of the unaltered surface by a specific $W(\lambda)$ function with a precise corresponding C_S value (see Section 3).

Since we are studying a lunar-style weathering, the porosity is assumed to be equal to 0.7 in our calculations; indeed, Shkuratov et al. (1999) used a value of 0.7 in order to model the reflectance spectra of the Moon. However, this parameter has little influence on the results (Shkuratov et al., 1999).

Finally, an IDL routine using Levenberg–Marquardt algorithm was used to find the minimum root-mean-squared (RMS) residual between the measured spectrum and the computed spectrum.

5.2. Results

We first applied the model to visible and NIR spectra separately. We have found that in the case of the vis spectrum (Fig. 4) the fit gives the same results as the NIR spectrum (Fig. 5), i.e., the same composition and the same degree of space weathering (C_S value). This allows us to join the two spectra to form a composite spectrum of 832 Karin (that we refer to as Karin_weathered); the NIR spectrum has been scaled

to the visible spectrum using the overlap in the 0.8–0.95 μm wavelength range. Then we modeled this composite spectrum (vis–NIR) of 832 Karin and we have verified that the fit for the composite spectrum gives the same results of its two components.

We illustrate in Fig. 6 the mixing model spectrum of Karin compared with the measured spectra. We obtained a reasonable fit for Karin_weathered in the 0.4–2.0 μm range.

Mixing ratios for each end-member are listed in Table 2; we do not find a specific ordinary chondrite composition. Thus, a reasonable (but not unique) interpretation is that the surface of Karin is mainly made of olivine and orthopyroxene, in the percentage of about 58.5% and 38%, respectively (the Mg number is 77 for both olivine and orthopyroxene); we do not detect clinopyroxene (the detection limit of clinopyroxene is about 3%). The resulting amount of chromite is about 2%, which is lower than what reported by Hiroi and Sasaki (2001) in the model of Asteroid 446 Aeternitas, but higher than that found in recent ordinary chondrites (McSween et al., 1991; Schmitz et al., 2003). It is important to stress that this best-fit is just a reasonable interpretation of the spectra rather than a unique determination of the composition of Karin.

From Fig. 6, we observe a mismatch in the 2–2.4 μm range, where the model is redder than the observational data. This deviation may have many causes (some missing component in the model, or a problem with our optical constants or with the

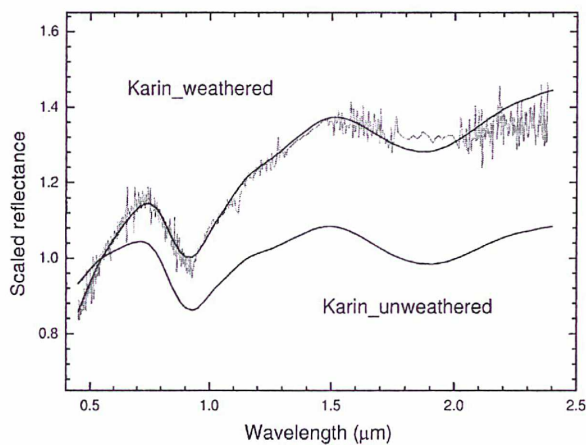


Fig. 6. Observed Karin_weathered and the best-fit result according to our model. A synthetic spectrum is also plotted (Karin_unweathered), obtained using the same mineralogy of Karin_weathered, but fixing the C_S parameter equal to zero, i.e., Karin_unweathered is how a fresh surface of 832 Karin should look like. Error-bars are of the order of the spectral noise.

Table 2

Results of the fit of Karin_weathered spectrum (see Fig. 6). Space weathering is ruled by the C_S parameter. The optical pathlength is a free parameter; it results from the fitting routine. Different values for the optical pathlength would change the depth of the absorption bands. Errors in the percentages are of about 5% for olivine and orthopyroxene, and 0.5% for iron and chromite. Note the absence of SMFe deposition in our model: the iron component (native, not deposited) that we use in the Shkuratov model do not influence the spectral reddening (see lower panel of Fig. 6)

Olivine (%)	Orthopyroxene (%)	Clinopyroxene (%)	Chromite (%)	Iron (%)	Average optical pathlength (μm)	Mg-number	C_S (μm)
58.5	38	0	2	1.5	8	77	-0.205

Shkuratov model, etc.); furthermore, another problem is that the 2 μm region suffers from the atmospheric water vapor bands (between 1.8 and 2 μm). However, we think that the mismatch is mainly due to a problem with our space weathering model: space weathering changes both surface and volume scattering components (as discussed above).

We emphasize that it is absolutely impossible to get a good fit of Karin spectra without including space weathering effect. Neither compositional nor optical pathlength variations can reproduce the spectral reddening observed in the visible and in the NIR range.

To clarify the space weathering effect on Karin, in the lower panel of Fig. 6 we also plot the synthetic spectrum of the plausible corresponding virgin surface (labeled Karin_unweathered), i.e., a spectrum constructed by the mineralogy resulting from the Karin fit but fixing the C_S parameter equal to zero. (Note however that C_S may contain the native continuum curve of each mineral power sample due to a mix of volume and surface scattering components, even without space weathering.)

According to our model of space weathering, this synthetic spectrum should be representative of a newly resurfaced area of the asteroid, i.e., Karin_unweathered is how a fresh surface of 832 Karin should look like. The difference between the observed spectra and Karin_unweathered is evident. This implies that observed surface of Karin, even if relatively young, has experienced an appreciable amount of space weathering.

Since the C_S parameter is strongly related with the d value, and each damage value d corresponds to a given exposure time (as shown in Fig. 3), we can estimate the astrophysical timescale for the fitted spectrum of 832 Karin.

In Fig. 7, we report the C_S value obtained for Karin, in the same plot as Fig. 3. We get corresponding timescale of 2×10^6 years.

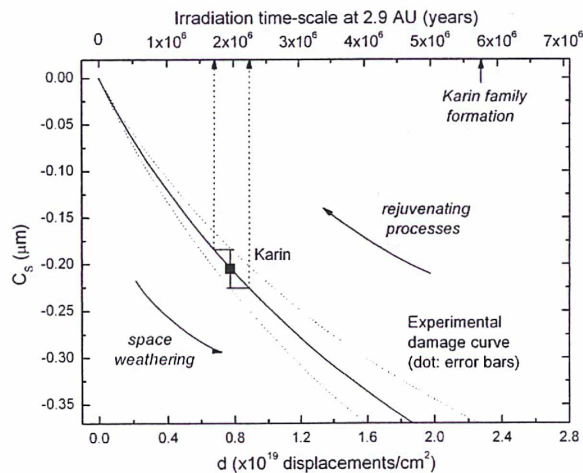


Fig. 7. A zoom of the same plot as Fig. 3; the C_S value found for Karin (in Section 5) is included, superimposed to the experimental damage curve. Upper x-axis gives the corresponding exposure times: the irradiation timescales of Karin are perfectly compatible with a surface rejuvenated 5.75×10^6 years ago by the collisional breakup which originated the Karin asteroid family. Dotted error-bars are given for the obtained curve and timescale value.

The error bars on this value (precision of the experimental curve) are shown in Fig. 7, but it is important to stress that the offset can be wrong by a factor of 2–3 due to the low accuracy of the estimate. The factor 2–3 refers to the indetermination in the knowledge of the fluxes of the solar wind ions over Solar System history, and to potential instrumental artifacts: indeed, as discussed above, Spex instrument may introduce spurious spectral slopes in the NIR; we have verified that these variations do not affect the mineralogy of Karin, but they may produce slightly different timescales, for instance, in the order of 7×10^5 years. In any case, we deduce that the irradiation timescale is shorter than the age of the impact, but quite close to it, which is about 5.75×10^6 years; in particular the spectrum of Karin is compatible with a surface rejuvenated 5.75×10^6 years ago and which has consequently suffered an exposure time to solar wind ions of the same order of magnitude.

6. Discussion

Our results suggest that a part of the surface of 832 Karin has experienced a certain degree of space weathering, but only in the last 5.75×10^6 years; this would imply that the object has been at least partially rejuvenated by the impact which originated the Karin family. We stress that our space weathering modeling [Eq. (1)] is independent on the scattering model; similar results are also obtained by combining Eq. (1) with the scattering model of Hapke (1993), rather than that of Shkuratov et al. (1999). Indeed, in Eq. (5), the $W(\lambda)$ function remains practically the same, and it is combined with Eq. (37) of Hapke (1981). In fact, we have checked that the obtained C_S values [Eqs. (1) and (5)] are independent on the particular scattering theory used.

It is mandatory to remind that, on one hand, the timescale estimate is not very accurate, and, on the other hand, rejuvenating processes can be very relevant; actually, solar wind ions affect a very thin upper layer of the asteroid ($< 1 \mu\text{m}$), so even a small impact on the surface is able to remove the weathered layer. Hence we think that a competition between weathering and resurfacing is producing the observed reflectance spectra. Nevertheless, we are quite confident that Karin_weathered spectrum is representative of a surface younger than the age of the impact.

As discussed above, Sasaki et al. (2004) observed different degrees of space weathering on 832 Karin, and interpreted as the presence of a surface older than the impact. Unfortunately, we do not have a study of Karin spectra over its entire rotational phase, so it is impossible to put further constraints.

However, since Karin is a small body (about 18 km), it is not clear how it could have preserved a surface older than the age of the Karin family. A number of processes support such argument. Indeed, Nesvorný et al. (2002) discussed about the size of the parent body and the impactor: they argued about 25 and 5 km, respectively. In this case 832 Karin is 47% of the mass of the parent body (or 43% volume). According to recent results of Richardson et al. (2004), impact-induced seismic shaking can produce considerably regolith movements. This should have

1 been quite important for the impact that formed the family and
2 presumably affected the entire Karin surface.

3 Moreover, Nesvorný et al. (2002) state that it is likely that
4 largest cluster members (i.e., fragments like Karin) accumu-
5 lated small fragments. If this is true, these secondary impacts
6 would have erased any trace of previous space weathering (keep
7 in mind that solar wind ions affect a very thin upper layer of
8 the surface), both by direct mixing of the regolith layer and
9 through seismic shaking mentioned before (which is also effec-
10 tive for small impactors; see Richardson et al., 2004). In these
11 conditions, it seems hard that Karin could have retained an old
12 surface. We would expect that after the major collision that cre-
13 ated the family, all the parent body surface was reset.

14 On one hand, our speculations are supported by the time-
15 scales based on ion irradiation experiments. On the other hand,
16 if it is true that all the Karin parent body was rejuvenated
17 5.75×10^6 years ago, timescales derived from laser pulse irra-
18 diation (Sasaki et al., 2001; Brunetto et al., 2006) are too slow
19 (about 10^8 years) to explain the observed space weathering of
20 Karin.

21 From this point of view, another important item is to high-
22 light the absence of SMFe deposition in our model; indeed the
23 iron component that we use in the Shkuratov model has not
24 any influence on the spectral reddening, as it is clear from the
25 Karin_unweathered spectrum (Fig. 6) which includes iron but
26 does not show any reddening: weathering effect comes only from
27 Eq. (1), i.e., reddening by elastic collisions between ions and
28 target nuclei. Iron contribution has only the effect of reducing
29 the global albedo, and is compatible with OC compositions.
30 Since we modeled only the weathering effect caused by ion
31 irradiation, we did not include the effect of SMFe in our mod-
32 eling. However, this demonstrates that it is possible to match
33 the asteroidal reddening modeling the presence of displace-
34 ments. Indeed, experiments indicate that formation of displace-
35 ments is more efficient than deposition of SMFe, as discussed
36 in Strazzulla et al. (2005), Brunetto and Strazzulla (2005), and
37 Marchi et al. (2005).

38 However, both our interpretation (displacements) and the
39 SMFe deposition (Sasaki et al., 2004) remain plausible to ex-
40 plain the space weathering of Karin; indeed, a large number of
41 phenomena (displacements, sputtering, SMFe deposition, collis-
42 ions, thermal effects, etc.) occur simultaneously on the surface
43 of asteroids, and it is not easy to evaluate their relative contri-
44 bution during the lifetime of the asteroid. Forthcoming studies
45 should focus on the time variation of Karin spectra over its en-
46 tire rotational phase, to understand whether the whole surface
47 or simply part of it was rejuvenated by the impact: further in-
48 formation would be also obtained by analyzing the vis–NIR
49 spectra of the whole Karin family and it will be a point for fu-
50 ture studies.

51 7. Conclusions

52 We have obtained and analyzed spectra of Asteroid 832
53 Karin in the range 0.45–0.95 and 0.8–2.4 μm . The observed
54 vis–NIR spectra show spectral reddening that can be explained
55 by space weathering processes.

56 Starting from the results of ion irradiation experiments, we
57 have developed a new description of space weathering, given by
58 Eq. (1), that allows us to reproduce the visible and NIR spectra
59 of 832 Karin.

60 We have obtained a value for the so-called C_S parameter,
61 related to a surface with a certain degree of space weathering
62 by formation of displacements. Referring to the astrophysical
63 timescale at 2.9 AU, we have found that this C_S value of Karin
64 corresponds to irradiation timescales slightly younger than the
65 age of the disruption which originated the Karin family. This
66 impact rejuvenated, at least partially, Karin's surface 5.75×10^6
67 years ago, and the scenario is coherent with the model of a very
68 efficient space weathering process caused by solar wind ions,
69 as correctly simulated by our ion irradiation experiments.

70 Acknowledgments

71 The authors are grateful to G.A. Baratta and F. Spinella for
72 their precious support during the experiments and to M. Gaffey,
73 T. Hiroi, and an anonymous referee, who have helped us im-
74 proving the paper with their accurate reviews and useful sug-
75 gestions. This research was supported by the Italian Ministero
76 dell'Istruzione, Università e Ricerca (MIUR).

77 References

- 78 Baratta, G.A., Mennella, V., Brucato, J.R., Colangeli, L., Leto, G., Palumbo,
79 M.E., Strazzulla, G., 2004. Raman spectroscopy of ion-irradiated interplan-
80 etary carbon dust analogues. *J. Raman Spectrosc.* 35, 487–496.
81 Brunetto, R., Strazzulla, G., 2005. Elastic collisions in ion irradiation experi-
82 ments: A mechanism for space weathering of silicates. *Icarus* 179, 265–273.
83 Brunetto, R., Baratta, G.A., Strazzulla, G., 2005. Amorphization of diamond by
84 ion irradiation: A Raman study. *J. Phys. Conf. Ser.* 6, 120–125.
85 Brunetto, R., Romano, F., Blanco, A., Fonti, S., Martino, M., Orofino, V., Verri-
86 enti, C., 2006. Space weathering of silicates simulated by nanosecond pulse
87 UV excimer laser. *Icarus* 180, 546–554.
88 Cassidy, W., Hapke, B., 1975. Effects of darkening processes on surfaces of
89 airless bodies. *Icarus* 25, 371–383.
90 Chapman, C.R., 1996. S-type asteroids, ordinary chondrites, and space weather-
91 ing: The evidence from Galileo's fly-by of Gaspra and Ida. *Meteorit. Planet.*
92 *Sci.* 31, 699–725.
93 Clark, B.E., and 11 colleagues, 2001. Space weathering on Eros: Constraints
94 from albedo and spectral measurements of Psyche crater. *Meteorit. Planet.*
95 *Sci.* 36, 1617–1637.
96 Clark, B.E., Hapke, B., Pieters, C., Britt, D., 2002. Asteroid space weathering
97 and regolith evolution. In: Bottke Jr., W.F., Cellino, A., Paolicchi, P., Binzel,
98 R.P. (Eds.), *Asteroids III*. Univ. of Arizona Press, Tucson, pp. 585–599.
99 Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Kokaly, R.F.,
100 Sutley, S.J., 2003. USGS Digital Spectral Library splib05a. USGS Open
101 File Report, 03-395.
102 Gaffey, M.J., Burbine, T.H., Piatek, J.L., Reed, K.L., Chaky, D.A., Bell, J.F.,
103 Brown, R.H., 1993. Mineralogical variations within the S-type asteroid
104 class. *Icarus* 106, 573–602.
105 Hapke, B., 1981. Bidirectional reflectance spectroscopy. 1: Theory. *J. Geophys.*
106 *Res.* 86, 3039–3054.
107 Hapke, B., 1993. Combined theory of reflectance and emittance spectroscopy.
108 In: Pieters, C.M., Englert, P.A.J. (Eds.), *Remote Geochemical Analysis: Ele-
109 mental and Mineralogical Composition*. Cambridge Univ. Press, New
110 York, pp. 31–42.
111 Hapke, B., 2001. Space weathering from Mercury to the asteroid belt. *J. Geo-
112 phys. Res.* 106 (E5), 10039–10073.
113 Hiroi, T., Sasaki, S., 2001. Importance of space weathering simulation products
114 in compositional modeling of asteroids: 349 Dembowska and 446 Acernitas
as examples. *Meteorit. Planet. Sci.* 36, 1587–1596.

ARTICLE IN PRESS

JID:YICAR AID:7967 /FLA

[m5+; v 1.60; Prn:21/06/2006; 15:59] P.11 (1-11)

Modeling Karin surface from observations and experiments

11

- 1 Johnson, P.B., Cristy, R.W., 1974. Optical constants of metals: Ti, V, Cr, Mn, 58
2 Fe, Co, Ni, and Pd. *Phys. Rev. B* 9, 5056–5070. 59
- 3 Lucey, P.G., 1998. Model near-infrared optical constants of olivine and pyrox- 60
4 ene as a function of iron content. *J. Geophys. Res.* 103 (E1), 1703–1714. 61
- 5 Marchi, S., Brunetto, R., Magrin, S., Lazzarin, M., Gandolfi, D., 2005. Space 62
6 weathering of near-Earth and main belt silicate-rich asteroids: Observations 63
7 and ion irradiation experiments. *Astron. Astrophys.* 443, 769–775. 64
- 8 Marchi, S., Paolicchi, P., Lazzarin, M., Magrin, S., 2006. A general spectral 65
9 slope–exposure relation for S-type Main Belt and near-Earth asteroids. *Astron. J.* 131, 1138–1141. 66
- 10 McSween, H.Y., Bennett, M.E., Jarosewich, E., 1991. The mineralogy of ordi- 67
11 nary chondrites and implications for asteroid spectrophotometry. *Icarus* 90, 68
12 107–116. 69
- 13 Nesvorný, D., Bottke, W.F., 2004. Detection of the Yarkovsky effect for main- 70
14 belt asteroids. *Icarus* 170, 324–342. 71
- 15 Nesvorný, D., Bottke, W.F., Dones, L., Levison, H.F., 2002. The recent breakup 72
16 of an asteroid in the main-belt region. *Nature* 417, 720–771. 73
- 17 Nesvorný, D., Jedicke, R., Whiteley, R.J., Ivezić, Ž., 2005. Evidence for asteroid 74
18 space weathering from the Sloan Digital Sky Survey. *Icarus* 173, 132–152. 75
- 19 Pieters, C.M., Taylor, L.A., Noble, S.K., Keller, L.P., Hapke, B., Morris, R.V., 76
20 Allen, C.C., McKay, D.S., Wentworth, S., 2000. Space weathering on air- 77
21 less bodies: Resolving a mystery with lunar samples. *Meteorit. Planet. Sci.* 35, 1101–1107. 78
- 22 Rayner, J.T., Onaka, P.M., Cushing, M.C., Vacca, W.D., 2004. Four years of 79
23 good SpeX. In: Moorwood, A.F.M., Masanori, I. (Eds.), *Ground Based Instrumentation for Astronomy*. In: *Proc. SPIE*, vol. 5492. SPIE, Bellingham, WA, pp. 1498–1509. 80
- 24 Richardson, J.E., Melosh, H.J., Greenberg, R., 2004. Impact-induced seismic 81
25 activity on Asteroid 433 Eros: A surface modification process. *Science* 306, 82
26 1526–1529. 83
- 27 84
28 85
29 86
30 87
31 88
32 89
33 90
34 91
35 92
36 93
37 94
38 95
39 96
40 97
41 98
42 99
43 100
44 101
45 102
46 103
47 104
48 105
49 106
50 107
51 108
52 109
53 110
54 111
55 112
56 113
57 114
- Sasaki, S., Nakamura, K., Hamabe, Y., Kurahashi, E., Hiroi, T., 2001. Produc- 58
tion of iron nanoparticles by laser irradiation in a simulation of lunar-like 59
space weathering. *Nature* 410, 555–557. 60
- Sasaki, T., Sasaki, S., Watanabe, J., Sekiguchi, T., Yoshida, F., Kawakita, H., 61
Fuse, T., Takato, N., Dermawan, B., Ito, T., 2004. Mature and fresh surfaces 62
on the newborn Asteroid Karin. *Astrophys. J.* 615 (2), L161–L164. 63
- Schmitz, B., Häggström, T., Tassinari, M., 2003. Sediment-dispersed extrater- 64
restrial chromite traces a major asteroid disruption event. *Science* 300 65
(5621), 961–964. 66
- Shkuratov, Y., Starukhina, L., Hoffmann, H., Arnold, G., 1999. A model of 66
spectral albedo of particulate surfaces: Implications for optical properties 67
of the Moon. *Icarus* 137, 235–246. 68
- Strazzulla, G., Dotto, E., Binzel, R., Brunetto, R., Barucci, M.A., Blanco, A., 69
Orofino, V., 2005. Spectral alteration of the Meteorite Epinal (H5) induced 70
by heavy ion irradiation: A simulation of space weathering effects on near- 71
Earth asteroids. *Icarus* 174, 31–35. 72
- Ueda, Y., Hiroi, T., Pieters, C.M., Miyamoto, M., 2002. Expanding the modified 72
Gaussian model to include the space weathering effects: Estimation of the 73
weathering degrees of Pulse-Laser treated olivine samples. *Lunar Planet. Sci.* XXXIII. No. 1950. 74
- Yamada, M., Sasaki, S., Nagahara, H., Fujiwara, A., Hasegawa, S., Yano, H., 75
Hiroi, T., Ohashi, H., Otake, H., 1999. Simulation of space weathering 76
of planet-forming materials: Nanosecond pulse laser irradiation and proton 77
implantation on olivine and pyroxene samples. *Earth Planets Space* 51, 78
1255–1265. 79
- Yoshida, F., and 10 colleagues, 2004. Photometric observations of a very young 80
family-member Asteroid (832) Karin. *Astron. Soc. Jpn.* 56, 1105–1113. 81
- Ziegler, J.F., Biersack, J.P., Littmark, U., 1985. *The Stopping and Range of Ions 82
in Solids*. Pergamon Press, New York. 83

Annexe H

Physical characterization of the Karin family,
A&A, soumis.

Physical characterization of the Karin family

P. Vernazza¹, M. Birlan², A. Rossi³, E. Dotto⁴, D. Nesvorný⁵, R. Brunetto⁶, S. Fornasier⁷, M. Fulchignoni¹, S. Renner¹

¹ LESIA, Observatoire de Paris, 92195 Meudon Principal Cedex, France

e-mail: pierre.vernazza@obspm.fr

² IMCCE, Observatoire de Paris, 77 Av. Denfert Rochereau, 75014 Paris Cedex, France

³ Spaceflight Dynamics Section, ISTI-CNR, Via Moruzzi, 1, 56124 Pisa, Italy

⁴ INAF, Osservatorio Astronomico di Roma, via Frascati 33, 00040 Monteporzio Catone (Roma), Italy

⁵ Southwest Research Institute, 1050 Walnut St. Suite 400, Boulder, CO 80302, USA

⁶ Dipartimento di Fisica, Università di Lecce, via Arnesano, 73100, Lecce, Italy

⁷ CISAS-Astronomy Dep., Padova University, vicolo dell'Osservatorio, 2, 35122 Padova, Italy

Received ?

ABSTRACT

Aims. The Karin cluster is a small asteroid family that formed 5.8 ± 0.2 Myr ago in the outer main belt. This is an exceptionally young age for an asteroid family. To investigate the composition and homogeneity of the members of this family, we started a spectroscopic survey in the visible and in the near-IR.

Methods. We observed 24 Karin asteroid members in the visible and 6 members in the near-IR.

Results. In the visible range, all the objects share the same characteristics: a maximum around $\lambda = 0.75 \mu m$, and a spectral slope spanning a continuous but limited range. Our results suggest global homogeneity of the parent body and none of the investigated objects seems to be an interloper. These results are consistent with the dynamical hypothesis of a common origin. Finally, the range of spectral slopes is similar with the range of slopes for OC meteorites. We interpret this result as an indication of a low degree of spatial alteration for the observed surfaces. This result is coherent with the young age of the family.

Key words. Asteroids - spectroscopy

1. Introduction

Much of what we observe in the asteroid belt today is the result of collisions between asteroids. Remnants of a few tens of major collisional events have been recognized as clusters of objects in the orbital element space and referred to as "asteroid families". Zappala et al. (1995) made a systematic search for families in the known asteroid population based on orbital parameters analysis. All the families so far identified are relatively old ($50 \text{ Myrs} \leq \text{age} \leq 3.5 \text{ Gyrs}$). As a result the members of these families have undergone significant collisional and dynamical evolution since their formation (Marzari et al. 1999; Bottke et al. 2001; Nesvorný et al. 2002).

Physical characterization of members of several families, deduced by spectroscopic observations, showed similarities among asteroids belonging to the same family (Florczak et al. 1998; Doressoundiram et al. 1998; Lazzaro et al. 1999; Cellino et al. 2001). This is a strong observational confirmation of the common origin of these bodies.

Recently, Nesvorný & Bottke (2004) have integrated backward in time the known 90 members of the 832 Karin family, a well defined cluster of asteroids in the proper elements space embedded within the larger Koronis family. The orbital elements of the Karin family members converge towards a single parent-body orbit 5.8 ± 0.2 Myr ago. This is the first time that a collisional breakup event can be precisely dated with dynamical computations. The observed size distribution of the Karin family, as originally found by Nesvorný et al. (2002), included two large similarly sized bodies and a continuum of smaller objects ranging between 2 and 7 km in diameter. Later on, Nesvorný & Bottke (2004) have found that the second largest body, 4507 1990FV, is an interloper. With this correction, the size distribution of the Karin cluster is less unusual: one large body and a continuum of small ones that fits well into the size distribution produced by catastrophic disruptions. Recent simulations carried out by Nesvorný et al. (2006) took into account the unobserved sub-km fragments, which are believed to represent a large fraction

of the parent body mass, and obtained a parent body of about 33 km in size. Michel et al. (2003, 2004) modeled the collision of the parent body of this family.

This discovery offers an excellent opportunity for physical studies of a young family whose members have apparently suffered limited dynamical and collisional erosion. A spectroscopic investigation of the family members allows to:

i) have some hints on the internal structure and composition of the parent body: similar spectral features would indicate a possible homogeneous composition of the parent body, while some differences in behavior or wavelength position of the spectral features would give some information about a possible differentiated structure of the parent body;

ii) check differences or trends in the distribution of the spectral slopes, in order to investigate possible effect of a short time exposition to space weathering processes. The effect of space weathering processes has been already found in the spectra of asteroids belonging to dynamical families (Eos, Koronis, Flora, Eunomia): as an example, Florczak et al. (1998) carried out visible spectroscopy of 42 members of the Flora clan, and interpreted the obtained spread out of the visible spectral slopes as due to a space weathering (Sw) process which altered the surface of older members. The precise dating of the fragmentation event allows us to put a time tag on the effects of space weathering.

iii) identify likely interlopers that can seriously affect the derived size distribution of the family and the reconstruction of the original fields of ejection velocity of the fragments (Cellino et al. 2002).

Here we present visible spectra of 24 objects belonging to the Karin cluster as well as near-infrared spectra (0.8-2.5 μm) for 6 objects. These results are analysed and discussed.

2. Observations and data reduction

Observations of the Karin family members were performed both in the visible and in the near-IR with NTT (La Silla, Chile), CFHT (Mauna Kea, Hawaii), IRTF (Mauna Kea, Hawaii) and TNG (La Palma, Canary Island). The observational circumstances are presented in Table 1, which lists the date and time for each observation, the wavelength range, V magnitude, airmass, the solar phase angle (α_s), the heliocentric distance (R) and the topocentric distance (Δ).

2.1. Visible

CFHT

We observed 13 objects with the CFHT during three consecutive nights in March 2005. We used the low resolution spectrograph MOS with the R150 grism in the

0.4-1.0 μm wavelength range with a slit width of 1.5".

NTT

Visible spectra for 13 objects were collected in January 2006 during four consecutive nights at NTT with EMMI in low resolution spectroscopy mode. We used the Grism 1 (0.4-1.0 μm) with a slit width of 1.5".

TNG

We obtained a spectrum for the object 4507 in February 2004 with the spectrograph Dolores and the grism LR-R (slit width of 1.5").

Standard techniques for visible spectroscopy reduction have been used in order to obtain the reflectance. We used the software MIDAS for the data reduction, applying the general procedures described in the following steps. An average bias was created for each night and was subtracted to all our images. These images were divided by a normalized flatfield to remove pixel to pixel sensitivity variation on the CCD. At this point the two-dimensional spectra were collapsed to one-dimension and then calibrated in wavelength. In order to perform a good correction for atmospheric extinction, we collected spectra for different solar analog stars at different airmasses during each night. We computed the ratio of these stars to estimate the difference in slope between these stars. The ratios normalized to unity were found to be almost flat with a maximum deviation of 3 % from 0.55 μm to 0.95 μm . Finally, we obtained the reflectance by dividing the asteroid spectrum by the solar analog's.

2.2. Near-Infrared

IRTF

An observing run in November 2003 was devoted to near-IR observations at IRTF. This run was remotely conducted from Meudon-France (Birlan et al. 2004). We observed 4 objects. The spectrograph SpeX, combined with the 0.8 x 15 arcsec slit (resolving power $R=100$), was used for acquisition of the spectra in the 0.8-2.5 μm wavelength range.

TNG

Two spectra have been recorded in the near-infrared with the Telescopio Nazionale Galileo (TNG) at La Palma in August 2005. We used the Near-Infrared Camera Spectrometer (NICS) equipped with the AMICI prism, which provides a resolving power of about 35 almost constant throughout the range 0.8-2.5 μm . We used a 1.5-arcsec slit width.

Table 1. Observational Circumstances for the Karin members

CFHT								
Object	Day	UT	$\lambda(\mu\text{m})$	a.m.	V. mag	α_s	R(AU)	$\Delta(\text{AU})$
832	02mar05	06:46-07:03	0.45-0.95	1.12	16.5	20.3	2.83	2.57
69880	02mar05	07:40-08:40	0.45-0.95	1.01	19	14.7	2.82	2.06
13765	02mar05	09:21-09:58	0.45-0.95	1.01	18.5	7.3	2.88	1.95
13807	02mar05	10:22-10:59	0.45-0.95	1.02	18.2	4.8	3.08	2.12
48369	02mar05	11:54-12:52	0.45-0.95	1.06	19.1	3.6	3.02	2.03
79035	02mar05	13:22-14:22	0.45-0.95	1.22	19.4	7.9	3.08	2.14
50715	02mar05	14:33-15:32	0.45-0.95	1.24	19.5	13	2.89	2.05
7719	03mar05	06:05-07:05	0.45-0.95	1.3	18.9	21	2.73	2.73
832	03mar05	07:29-07:44	0.45-0.95	1.26	16.5	20.4	2.83	2.57
103852	03mar05	12:13-13:37	0.45-0.95	1.18	19	2.0	2.83	1.85
51089	03mar05	14:00-15:00	0.45-0.95	1.3	19.6	9.9	2.85	1.94
832	04mar05	06:10-06:25	0.45-0.95	1.06	16.5	20.4	2.83	2.57
75668	04mar05	06:52-08:00	0.45-0.95	1.04	19.8	10.8	3.0	2.13
76019	04mar05	10:03-11:12	0.45-0.95	1.02	19.8	1.9	2.83	1.84
NTT								
11728	29jan06	01:13-02:14	0.45-0.95	1.66	19.2	16.8	2.91	2.29
20095	29jan06	02:47-03:41	0.45-0.95	1.6	18.4	8.7	2.79	1.87
20089	29jan06	04:10-04:50	0.45-0.95	1.48	19	3.6	2.92	1.95
15649	30jan06	05:49-06:52	0.45-0.95	1.35	19	5.6	2.97	2.01
23338	30jan06	07:24-08:40	0.45-0.95	1.55	19.3	6.2	2.83	1.88
40510	31jan06	01:54-02:52	0.45-0.95	1.68	19.2	10.9	2.97	2.10
94089	31jan06	03:03-03:40	0.45-0.95	1.55	18.1	6.4	2.80	1.85
40789	31jan06	04:00-04:44	0.45-0.95	1.42	19	1.6	3.01	2.03
91706	31jan06	04:54-06:01	0.45-0.95	1.46	18.7	1	2.82	1.84
40782	31jan06	07:25-08:41	0.45-0.95	1.58	19.2	6	3.03	2.08
40921	01feb06	04:04-05:07	0.45-0.95	1.57	19	1.2	3.05	2.07
43032	01feb06	06:05-06:47	0.45-0.95	1.32	19.4	9.6	3.04	2.17
IRTF								
832	04nov03	06:00-06:40	0.8-2.5	1.2	16.1	21.2	2.65	2.23
69880	04nov03	10:15-11:20	0.8-2.5	1.26	18.5	10	2.73	1.83
13765	04nov03	11:50-12:40	0.8-2.5	1.15	17.6	0.5	2.70	1.71
13807	04nov03	14:10-15:00	0.8-2.5	1.2	18.1	10	2.85	1.95
TNG								
4507	29feb04	01:00-01:06	0.5-0.95	1.1	16.25	11.6	2.83	1.97
10783	30aug05	22:30-23:55	0.8-2.5	1.4	17.7	9	2.86	1.92
57735	31aug05	00:15-02:20	0.8-2.5	1.35	18.6	2	2.77	1.76

The near-IR spectroscopy reduction was performed using the software Spextool 3.2 (Cushing et al. 2004), dedicated to reduce data obtained with Spex (IRTF), and with the software MIDAS for the reduction of the data obtained at TNG. In the near-IR, the technique for the data reduction is nearly identical to the one performed in the visible. The difference comes from the high luminosity and variability of the sky in the NIR. As a solution, the telescope was moved along the slit during the acquisition of the data in order to obtain a sequence of spectra located at two different positions (A and B) on the array. These paired observations provided near-simultaneous sky and bias measurements. A first step of the reduction process was to create bias and sky-subtracted images A-B and B-A. The other steps included division by the flat-field image, extraction from two-dimensional images to one-dimensional arrays and the wavelength calibration of the spectra. After each collected spectrum, a star was observed very close in airmass. This strategy ensures a good correction for at-

mospheric extinction; this is very important, since we are looking for possible variation of the spectral slopes.

3. Results

3.1. Visible data

The visible data have been normalized to unity at $0.55 \mu\text{m}$. The 'raw' spectra are shown individually in the Appendix; the complete set of spectra has been fitted by 6th order polynomial functions and is shown in Fig. 1. All the observed objects belong to the S-complex. Indeed, by comparison with the mean reflectance spectra for the S class (Bus & Binzel 2002a,b), we find that most of the objects have a spectra belonging to the Q-Sq classes. Some of them (ex: 832 Karin) are redder than the mean Sq spectrum and are approaching the average S type spectrum (Fig. 2).

We made an analysis of each spectrum in terms of the position of the maximum and the spectral slope. In this wavelength range, the position of the maximum of

Table 2. List of Parameters Discussed in the Text

Object	Visible				
	Slope (μm^{-1}) $\pm 0.015\mu\text{m}^{-1}$	Max(μm) $\pm 0.020\mu\text{m}$	H (mag)	D (km) A=0.15	D(km) A=0.25
832	0.411	0.747	11.18	20.1	15.6
7719	0.166	0.744	14	5.5	4.3
11728	0.326	0.760	14.2	5	3.9
13765	0.044	0.730	14.2	5	3.9
13807	0.249	0.745	13.7	6.3	4.9
15649	0.265	0.757	14.6	4.2	3.2
20089	0.581	0.769	14.9	3.6	2.8
20095	0.200	0.750	14.2	5	3.9
23338	0.101	0.740	15.1	3.3	2.6
40510	0.299	0.760	14.6	4.2	3.2
40782	0.164	0.745	14.7	4.0	3.1
40789	0.304	0.740	14.8	3.8	2.9
40921	0.224	0.760	14.8	3.8	2.9
43032	0.330	0.758	14.6	4.2	3.2
48369	0.165	0.736	14.8	3.8	2.9
50715	0.267	0.732	14.8	3.8	2.9
51089	0.288	0.752	15.2	3.2	2.4
69880	0.174	0.738	14.11	5.2	4.0
75668	0.208	0.738	14.28	4.9	3.8
76019	0.117	0.730	15.69	2.5	1.9
79035	0.101	0.728	14.33	4.7	3.65
91706	0.159	0.735	14.63	4.1	3.2
94089	0.264	0.755	14.11	5.2	4.04
103852	0.410	0.757	15.11	3.3	2.6
Near-IR					
	Slope (0.45-1.6 μm) $\pm 0.015\mu\text{m}^{-1}$	Band I minimum(μm) $\pm 0.02\mu\text{m}$			
832	0.077	0.913			
13765	-0.071	0.935			
13807	-0.065	0.924			
69880	-0.006	0.932			
10783		0.92	13.9	5.7	4.5
57735		0.915	14.9	3.6	2.8

the spectra is the only characteristic that allows to investigate a possible variation of the surface composition. Longward of the maximum, all the Karin objects spectra exhibit the beginning of an absorption feature. This feature is most probably due to the presence of silicates like olivine and pyroxenes. Brunetto et al. (2006b) modeled the spectra of 832 Karin in the 0.4-2.5 micron range using the Shkuratov scattering model in order to constrain the possible surface composition of the asteroid and its space weathering degree. The space weathering was modeled with an exponential function following their experimental results. Brunetto et al. (2006b) found that olivine and orthopyroxene are the main surface components of 832 Karin (58.5 % and 38 % respectively).

In the present study, the spectral coverage does not allow deeper investigation of the mineralogy. Compositionally induced changes in the position of the maxima occur with changes in the pyroxene to olivine proportion or with changes in their Fe or Ca content. For the observed objects, the maximum varies in the 0.728-0.77 μm range (see Table 2). It should be noted that the

slight variation in the location of the maximum is difficult to analyse in face of the error bars, which are mainly due to the noise and the proximity of the prominent atmospheric band at 0.7619 μm . If this variation is real, it could imply diversity in the surface composition of the family members. Alternatively, the family members could have a unique composition, but in this case the differences in the spectra would need to be explained by some other process, such as space weathering.

Indeed, laboratory experiments have shown that a planetary surface exposed to the effect of solar wind ion irradiation, cosmic rays and interplanetary dust bombardment, changes in color and spectral characteristics. The effect is a progressive darkening of the surfaces, and a reddening of the reflectance spectra in the UV-Vis-NIR range (Hapke 2001; Sasaki et al. 2001; Brunetto & Strazzulla 2005; Brunetto et al. 2006a). These effects have been studied in order to obtain a link between the spectral properties of meteorites and the remote sensing data of asteroids. Actually, space weathering can explain the spectral mismatch between the most populous class of me-

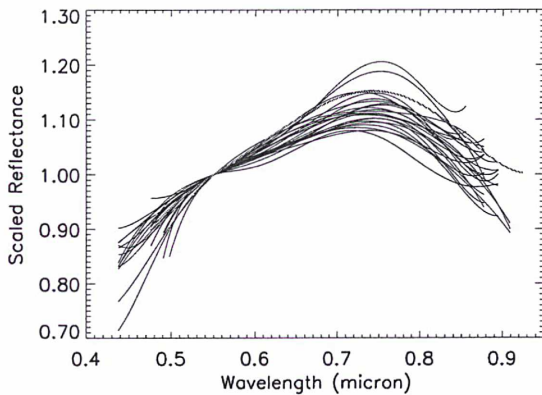


Fig. 1. The spectra of the 24 observed objects were fitted by a 6th order polynomial function and normalized to unity at $0.55 \mu\text{m}$. The spectra are compatible with the presence of silicates. We can observe a color variation among the family members. In red, 832 Karin.

teorites (ordinary chondrites, OC) and the surface spectra of their presumed (S-type) asteroidal parent bodies (Pieters et al. 2000; Adams & McCord 1971; Strazzulla et al. 2005; Marchi et al. 2005). Using laser ablation experiments, Sasaki et al. (2001) and Brunetto et al. (2006a) estimated that micrometeoroid impacts may produce significant space weathering effects on a timescale of about 10^8 years. Moreover, it has been shown recently that solar wind ion irradiation dominates asteroidal space weathering with a timescale to be of the order of 10^4 - 10^6 years (Vernazza et al. 2006).

It is now widely accepted that the effects of spatial alteration can be investigated by measuring the spectral slope. We determined the spectral slopes in the 0.52 - $0.92 \mu\text{m}$ range. The results are reported in Table 2. The error bar does not take in account the solar analog error (3%). For 23 objects, the slopes values are in the range $[0.04; 0.41] \mu\text{m}^{-1}$, 20089 being an exception with a slope equal to 0.58. Lazzarin et al. (2005) calculated the spectral slopes of a large sample (300) of OCs in the same wavelength range. As in their case, we consider the OC meteorites as the best analogues for S-type asteroids (the limitations of this assumption are discussed by Brunetto et al. (2006b)). They found that 95% of OCs are below a slope of $0.208 \mu\text{m}^{-1}$. They assumed this last value of slope to be an indicator for the space weathering process. Moreover, they found that many NEOs are redder (greater slope) than OCs, showing that space weathering may alter also the surface spectral properties of small size asteroids, usually considered little weathered. In the present work, 10 objects (40%) have a slope value below the mentioned (Sw) limit, being from this point of view compatible with OCs. The other objects have a slope greater than this limit, which may indicate the presence of Sw processes. Also, the average slope for the Karin family is 0.242 ± 0.03 if we include the object 20089 (the error

being the error on the average, not the standard deviation), or 0.228 ± 0.03 if we exclude 20089. These values are above the 0.208 limit of Lazzarin et al. (2005), and also above the average OCs' slope which is slightly lower than 0.100. So, the Karin family spectra are in average a little bit redder than OCs, and this is a confirmation that the space weathering level is very low, but is still present and measurable. Jedicke et al. (2004) obtained asteroid colors from the Sloan Digital Sky Survey Moving Object Catalog for twelve asteroidal families belonging to the S-complex (Koronis and Karin in particular). They found that the colours (PC1) of the Karin members are in the 0.32-0.4 range while the mean PC1 value for OC meteorites is 0.36 ± 0.06 (without the LL3 subclass - with $\text{PC1} \approx 0.59$). As in our case, some of the Karin members are on average redder than OCs. Our results are in agreement with their findings.

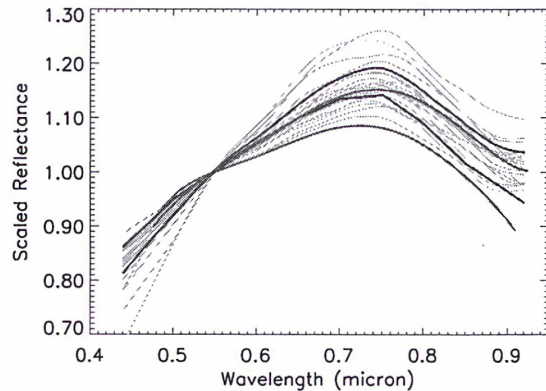


Fig. 2. The Karin cluster has been identified within the Koronis family. Here we show all the spectra for the Koronis family members (in green) obtained from the SMASS database. In red, the domain representing 92% of the Karin members spectra. In blue, from bottom to top: the mean Sq type spectrum and the mean S type spectrum (Bus & Binzel 2002a,b). The colors of the Karin members are less 'red' than those of the Koronis ones. This result is in agreement with the respective age of each family (i.e. younger exposure ages for the surfaces of the Karin members).

The spectroscopic investigation of a family usually allows to detect the presence of interlopers. Interlopers can be identified when they are characterized by spectroscopic properties incompatible with those of their family. For instance, a C-type object belonging to a family of S-type members should be considered as a very likely interloper. In the present study, no object is genetically incompatible with the rest of the family.

We have also investigated the effect of the diameter. Using the absolute magnitude of each object and assuming an albedo equal to 0.15 or 0.25 (Table 2), Nesvorný & Bottke (2004) calculated the diameters for all the family members. We did not find a relation between the slope

and asteroid diameters, but this result can be attributed more to the very limited span of diameters present in the Karin clan than to some real physical property.

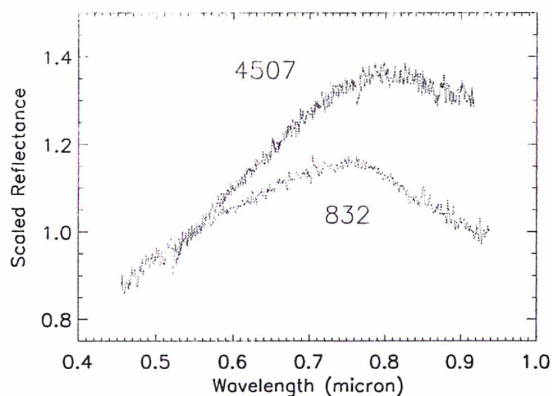


Fig. 3. We show the spectrum of 832 Karin and of the interloper 4507 (Nesvorný & Bottke 2004). Both objects belong to the S-complex, but have very different spectral slopes and a different position of the maximum of their spectra.

We also observed the asteroid 4507, previously believed to belong to the Karin cluster (Nesvorný et al. 2002). As shown in Fig. 3, its spectrum is very different from the Karin one. First, its slope is much redder; second, the position of its maximum is located at greater wavelength ($0.82 \mu\text{m}$ for 4507, $0.75 \mu\text{m}$ for 832 Karin) suggesting a different surface composition. Using a refined method to identify members of the Karin cluster, Nesvorný & Bottke (2004) found that 4507 is an interloper. Our observations (Fig. 3) tend to confirm this result.

Finally, we compared the visible spectra of the Karin family with those of the Koronis clan (Fig. 2). The Koronis family is one of the largest and most well-defined families, first identified by Hirayama in 1918 (Hirayama 1918). The Karin parent body actually belonged to the older Koronis family (2.5-3 Gyrs old). Binzel et al. (1993) observed 8 Koronis members (SMASS) and detected small spectral variations indicative of a modest degree of differentiation of the parent body. Our results are consistent with those of Binzel et al. (1993). Moreover, we notice that the dispersion of the spectral slopes is much greater for the Koronis members than for the Karin objects. This may be explained by the collisional erosion undergone by the Koronis members (resurfacing through collisions).

We note that it is difficult to derive substantial conclusions on compositional variations or mineralogy simply using data obtained over visual wavelengths. Extended observations in the near-infrared are generally more diagnostic for interpreting mineralogy.

3.2. Near-IR data

We obtained spectra for 6 Karin cluster members in the $0.8\text{-}2.5 \mu\text{m}$ range. The data have been normalized to unity at $0.9 \mu\text{m}$. The spectra are shown individually in the Appendix. Four of those six objects have been observed in the visible (Table 1). As in the visible range, the 6 NIR spectra look very similar. They have a band minimum around $0.92 \mu\text{m}$ (Table 2) and a maximum of the band around $1.5 \mu\text{m}$. After $1.6 \mu\text{m}$, the spectra are dominated by noise (excluding 832), and it is impossible to investigate them in more details. We scaled the NIR spectra of 832, 13765, 13807, and 69880 to the visible part using the overlap in the $0.8\text{-}0.9 \mu\text{m}$ region. We fitted the composite spectrum of these four objects using a 6th order polynomial function. Since the spectra of 13765, 13807, and 69880 are dominated by the noise after $1.6 \mu\text{m}$, we limited the fit to the $0.4\text{-}1.6 \mu\text{m}$ range.

As in the visible, we calculated the spectral slope for each composite spectrum. The spectral slope was calculated as the slope of a linear continuum across the 1-micron band (from about $\lambda_a \sim 0.75 \mu\text{m}$ to $\lambda_b \sim 1.5 \mu\text{m}$). We compared the slope values with those calculated by (Marchi et al. 2005) for Ordinary Chondrites. Marchi et al. (2005) chose a huge number of OC meteorites spectra from RELAB, considering only those meteorites for whose no trace of alteration was reported. They calculated the slope of the continuum across the 1-micron absorption band for 184 OC spectra. They found that 95 % of the slopes are in the $[-0.2; 0.138] \mu\text{m}^{-1}$ range, and they defined a 95 % OC slope limit (slope = $0.138 \mu\text{m}^{-1}$) beyond which an asteroid can be considered as “weathered”. They found that about 94 % of the MBAs have a higher slope than this limit.

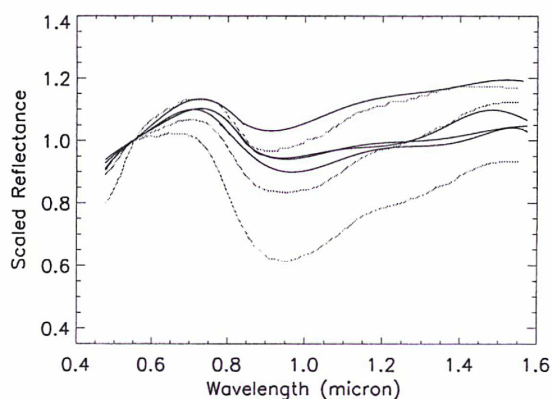


Fig. 4. In black, we show the spectra of 832 Karin, 13765, 13807, and 69880 in the $0.45\text{-}1.55 \mu\text{m}$ wavelength range. Their NIR spectra have been scaled to the visible spectra using the overlap in the $0.8\text{-}0.9 \mu\text{m}$ region. In blue, we plot also the spectra of three ordinary chondrites (from bottom to the top: Aumale (L6), Jelica (LL6) and Mezoe-Madaras (L3)).

Comparing the slopes of our spectra with those of OCs (Table 2) we find that they fall exactly in the OC range. In Fig. 4, we compare the 4 composite spectra with three OC spectra whose slopes are representative of the slope domain of OCs. The meteorite spectra are from the RELAB spectral database (<http://www.planetary.brown.edu/rehab/>). The Karin family spectra appear in the upper part of the OCs ‘domain’ (i.e. slope). Also their band depth appears shallower than that of OC meteorites. Both aspects tend to confirm that the optical properties of the observed surfaces have undergone some modification in the last 5.8 Myrs due to the Sw processes.

4. Discussion

4.1. Dispersion of the slopes

On the basis of the analysis of the position of the maximum for each spectrum, our results suggest that the parent body of the Karin cluster was homogeneous. However, we note a quite ‘important’ dispersion for the spectral slopes. We will try to address this question and list the different processes able to explain this difference in slope.

1) First, the observed dispersion may be due to a difference of the Sw degree. Considering that the surface age for all the observed surfaces might be the same, we could expect an almost negligible difference for the spectral slopes (same SW degree).

Indeed, while space weathering processes alter the optical properties of the uppermost thin layer of regolith, other processes such as the impact blanketing are competing with the above effects to periodically uncover optically unaltered material (Nesvorný et al. 2005). Consequently, the resulting surface of an asteroid is a complex product of these processes. In the hypothesis that the surfaces have undergone ‘the same amount of spatial alteration’, the degree of the rejuvenating processes must have been slightly different for all objects. In this regard, the range of slopes that we observe, may stress the relevance of the refreshing processes (which are random).

2) Another reason that could be proposed, is that some of the objects were part of the crust of the parent body and that they kept their previous altered surface intact. Consequently, the difference in spectral slope observed within the family would be due to the former location of each object inside the parent body (i.e. interior or crust). However, it is not clear how some objects could have preserved a surface ‘older’ than the age of the family. According to recent results of Richardson et al. (2004), impact-induced seismic shaking can produce considerably regolith movements. This should have been quite important for the impact that formed the family, and presumably affected the surface of all the objects. We would expect that after the major collision that created the family, the surfaces of all the members were ‘reset’. This would bring us back to the first explanation.

3) Third, the slope (especially in the visible) is not exactly proportional to the space weathering, since also scattering properties of the surface can affect it. As a result, it is true that the slope increases with the exposure, but even in the laboratory experiments a spread is observed (Brunetto & Strazzulla 2005). From laboratory experiments it is clear that the slope increases with the damage, but there is an intrinsic spread as well, even for very similar samples.

4) A last possible explanation is that, for a non spherical body, changes in the viewing aspect (e.g., edge-on versus end-on) can produce spectral slope changes (e.g., Gradie & Veverka (1981)).

At this point, we are unable to define which of the above explanations is the right one (if there is only one). However, it is interesting to note that all the families investigated until now, show a dispersion of the spectral slopes as well. In the case of a very old family like Koronis, the dispersion is even greater and in that case, the most plausible explanation might be the influence of the refreshing processes on the color.

4.2. First OC-like MBAs ?

It is interesting to note that 40% of the observed objects are more Q- or OC-like. Q-type asteroids have been found among the NEO population (about 6% of ≈ 300 surveyed NEOs are Q-types; see Binzel et al. (2002) for a recent review). In contrast, no Q-type asteroid has been found to date among the ~ 2000 surveyed main belt asteroids (MBAs; e.g., (Bus & Binzel 2002a,b)). This lack of spectrophotometric main-belt analogs for the OC meteorites is a long-debated and fundamental problem. The canonical interpretation of these results is that the lack of Q-type asteroids among the observationally sampled MBAs is related to asteroid-size-dependent effects on surface regolith or to the shorter collisional lifetimes of smaller asteroids (Binzel et al. 2002). Indeed, current spectrophotometric surveys of MBAs are largely incomplete in the size range of typical NEOs (≤ 5 -km diameters). Researchers hypothesized that: (i) Survival lifetimes against catastrophic disruption (Davis et al. 2002) decrease with decreasing size. Thus, on average, as we examine smaller and smaller objects, we should see younger and younger surfaces. (ii) Surfaces showing Q-type spectral properties should thus exist, on average, only among the smallest asteroids, which become easy spectroscopic targets only when they enter into NEO space. (iii) Large, OC-like asteroids in the main belt should show, on average, ‘space-weathered’ spectral properties, explaining why they are taxonomically classified as S-type asteroids (Nesvorný et al. 2005).

All the objects besides 832 Karin are in the size range of NEAs ($D \leq 6$ -km). A part of them (40%) verifies the hypothesis suggested by the standard scenario, with a spectral slope being in the range of OCs slopes. But the rest of the family (60%) starts to show a clear evidence of space weathering.

Here we have learned that an exposure age of 5.8 Myr starts to transform an OC spectrum in an S-type spectrum in a distinct way (true for 60% of objects). In the near future, other recent break-up events will be identified, at probably different heliocentric distances. Along our result, which stresses the efficiency of the Sw processes at 2.9 AU in 5.8 Myrs, we will be able to estimate the relative importance of various parameters (Sun-Object distance, surface age, composition) on the color of an asteroid.

5. Conclusions

Twenty-four spectra of the Karin cluster asteroids were obtained in the visible as well as six spectra in the near-IR.

In both wavelength ranges, the spectra show similar behavior, indicative of a similar composition and space weathering degree. None of the objects can be considered as an interloper, based on the obtained spectra, confirming the dynamical indication of a probable common origin from the fragmentation of a parent-body. Our results suggest global homogeneity of the parent body.

Comparing the spectral slope of the Karin members with the slope domain of ordinary chondrites, we found that the Karin members are slightly redder than OCs. We interpret this result as an indication of a low degree of spatial alteration for the surfaces of these objects, which is in agreement with the young age of the Karin family (5.8 Myr).

This spectroscopic investigation has shown that in the case of a young family, the dynamical identification is very reliable.

Acknowledgements. The article is based on observations acquired with IRTF, TNG, CFHT and NTT telescopes, and the CODAM remote facilities. We thank all the telescope operators for their contribution. This research used spectra acquired by Hiroi, Pieters, and Gaffey, with the NASA RELAB facility at Brown University.

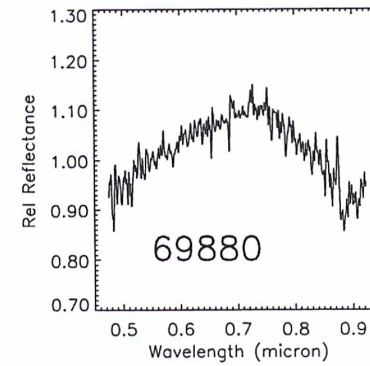
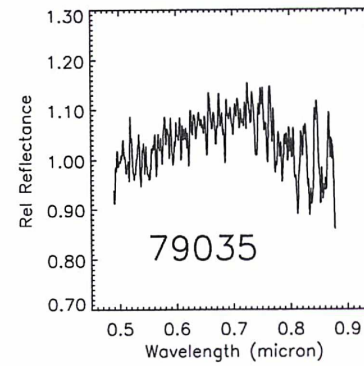
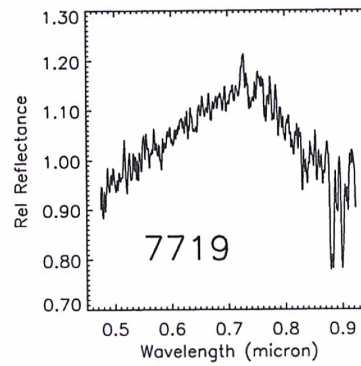
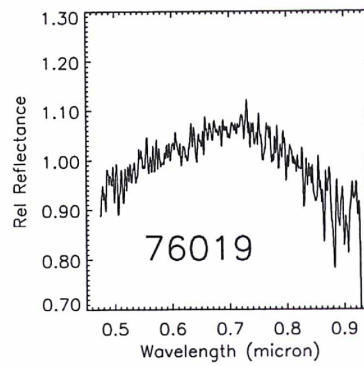
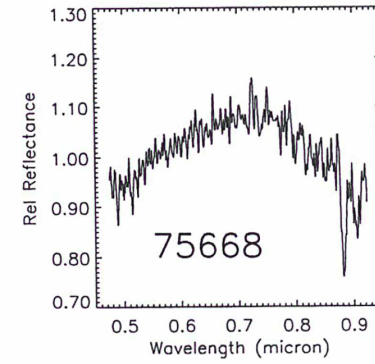
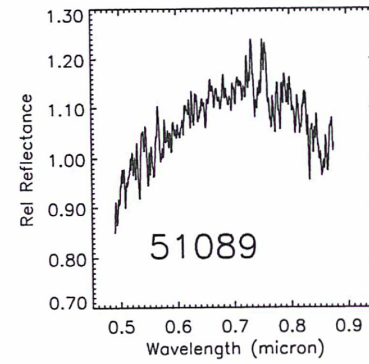
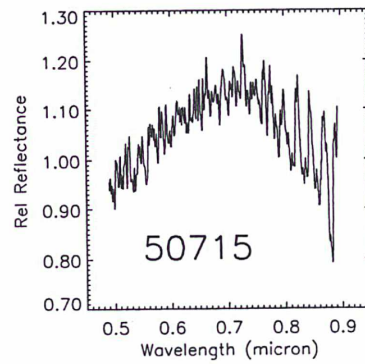
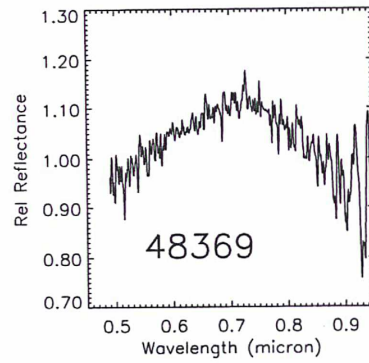
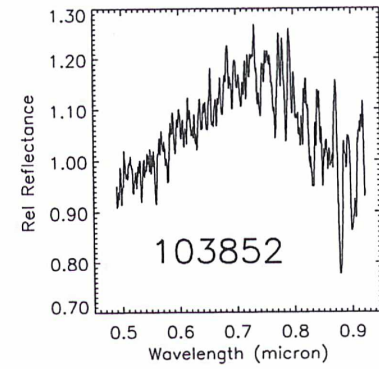
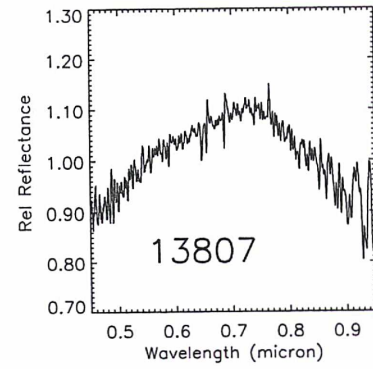
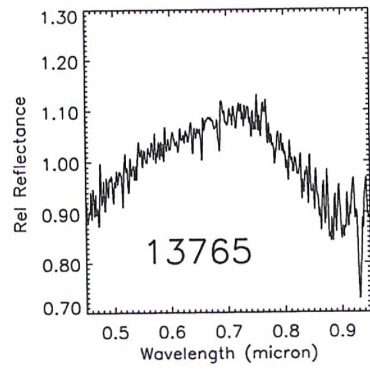
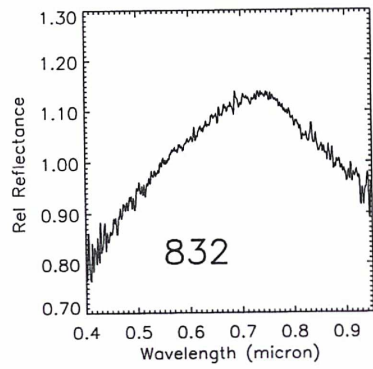
References

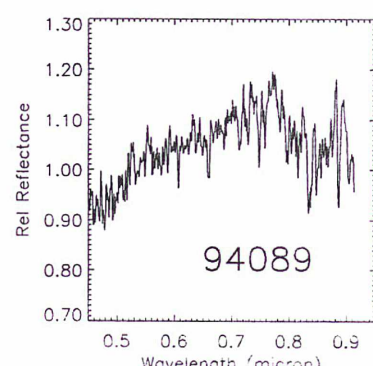
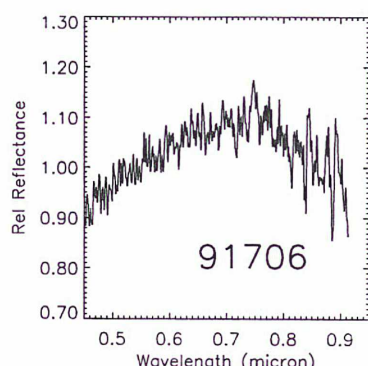
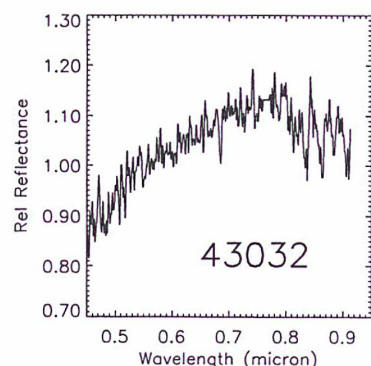
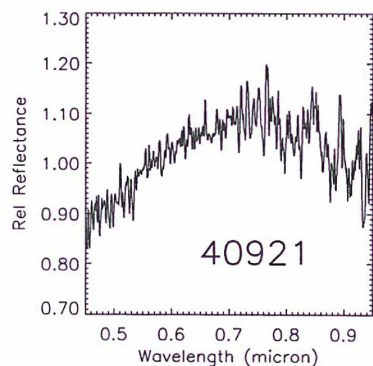
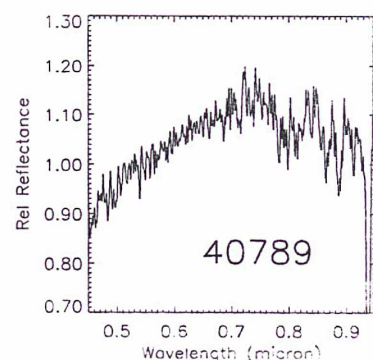
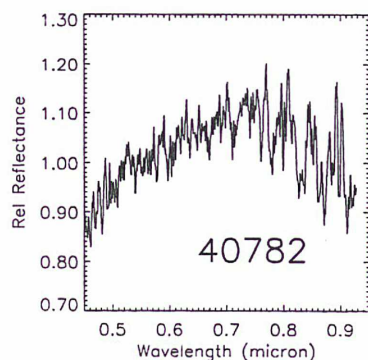
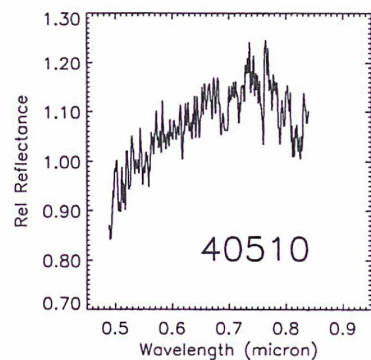
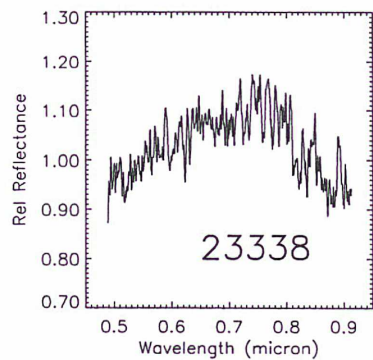
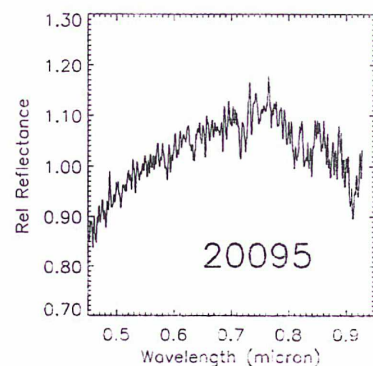
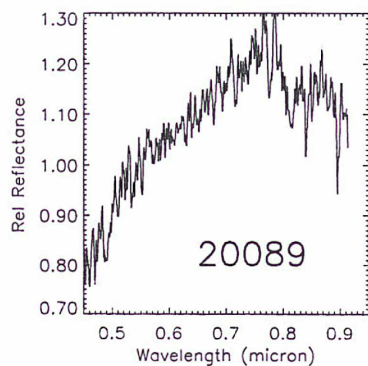
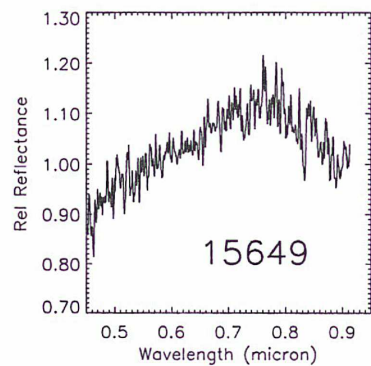
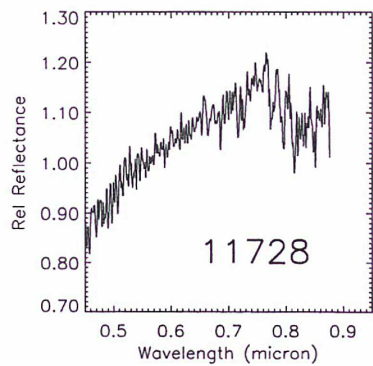
- Adams, J. B. & McCord, T. B. 1971, *Science*, 171, 567
- Binzel, R. P., Lupishko, D., di Martino, M., Whiteley, R. J., & Hahn, G. J. 2002, *Asteroids III*, 255
- Binzel, R. P., Xu, S., & Bus, S. J. 1993, *Icarus*, 106, 608
- Birlan, M., Barucci, M. A., Vernazza, P., et al. 2004, *New Astronomy*, 9, 343
- Bottke, W. F., Vokrouhlický, D., Brož, M., Nesvorný, D., & Morbidelli, A. 2001, *Science*, 294, 1693
- Brunetto, R., Romano, F., Blanco, A., et al. 2006a, *Icarus*, 180, 546
- Brunetto, R. & Strazzulla, G. 2005, *Icarus*, 179, 265
- Brunetto, R., Vernazza, P., Marchi, S., et al. 2006b, *Icarus*, In press
- Bus, S. J. & Binzel, R. P. 2002a, *Icarus*, 158, 146
- Bus, S. J. & Binzel, R. P. 2002b, *Icarus*, 158, 106
- Cellino, A., Bus, S. J., Doressoundiram, A., & Lazzaro, D. 2002, *Asteroids III*, 633
- Cellino, A., Zappalà, V., Doressoundiram, A., et al. 2001, *Icarus*, 152, 225
- Cushing, M. C., Vacca, W. D., & Rayner, J. T. 2004, *PASP*, 116, 362
- Davis, D. R., Durda, D. D., Marzari, F., Campo Bagatin, A., & Gil-Hutton, R. 2002, *Asteroids III*, 545
- Doressoundiram, A., Barucci, M. A., Fulchignoni, M., & Florczak, M. 1998, *Icarus*, 131, 15
- Florczak, M., Barucci, M. A., Doressoundiram, A., et al. 1998, *Icarus*, 133, 233
- Gradie, J. & Veverka, J. 1981, in *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, 359–361
- Hapke, B. 2001, *J. Geophys. Res.*, 106, 10039
- Hirayama, K. 1918, *AJ*, 31, 185
- Jedicke, R., Nesvorný, D., Whiteley, R., Ivezić, Ž., & Jurić, M. 2004, *Nature*, 429, 275
- Lazzarin, M., Marchi, S., Magrin, S., & Licandro, J. 2005, *MNRAS*, 359, 1575
- Lazzaro, D., Mothé-Diniz, T., Carvano, J. M., et al. 1999, *Icarus*, 142, 445
- Marchi, S., Brunetto, R., Magrin, S., Lazzarin, M., & Gandolfi, D. 2005, *A&A*, 443, 769
- Marzari, F., Farinella, P., & Davis, D. R. 1999, *Icarus*, 142, 63
- Michel, P., Benz, W., & Richardson, D. C. 2003, *Nature*, 421, 608
- Michel, P., Benz, W., & Richardson, D. C. 2004, *Icarus*, 168, 420
- Nesvorný, D. & Bottke, W. F. 2004, *Icarus*, 170, 324
- Nesvorný, D., Bottke, W. F., Dones, L., & Levison, H. F. 2002, *Nature*, 417, 720
- Nesvorný, D., Enke, B. L., Bottke, W. F., et al. 2006, *Icarus*, In press
- Nesvorný, D., Jedicke, R., Whiteley, R. J., & Ivezić, Ž. 2005, *Icarus*, 173, 132
- Pieters, C. M., Taylor, L. A., Noble, S. K., et al. 2000, *Meteoritics and Planetary Science*, 35, 1101
- Richardson, J. E., Melosh, H. J., & Greenberg, R. 2004, *Science*, 306, 1526
- Sasaki, S., Nakamura, K., Hamabe, Y., Kurahashi, E., & Hiroi, T. 2001, *Nature*, 410, 555
- Strazzulla, G., Dotto, E., Binzel, R., et al. 2005, *Icarus*, 174, 31
- Vernazza, P., Brunetto, R., Strazzulla, G., et al. 2006, *A&A*, 451, L43
- Zappalà, V., Bendjoya, P., Cellino, A., Farinella, P., & Froeschle, C. 1995, *Icarus*, 116, 291

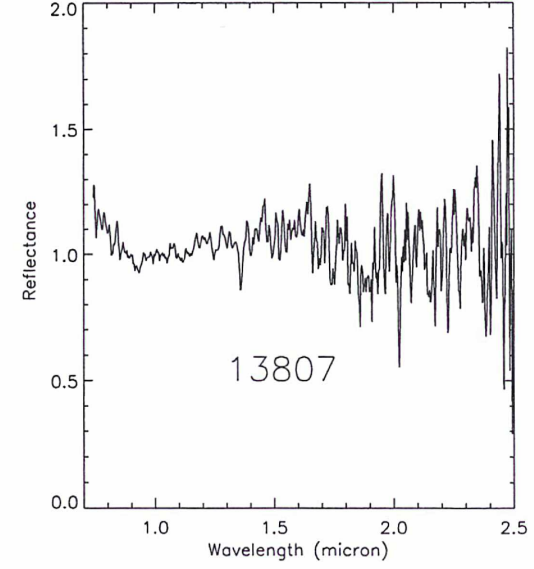
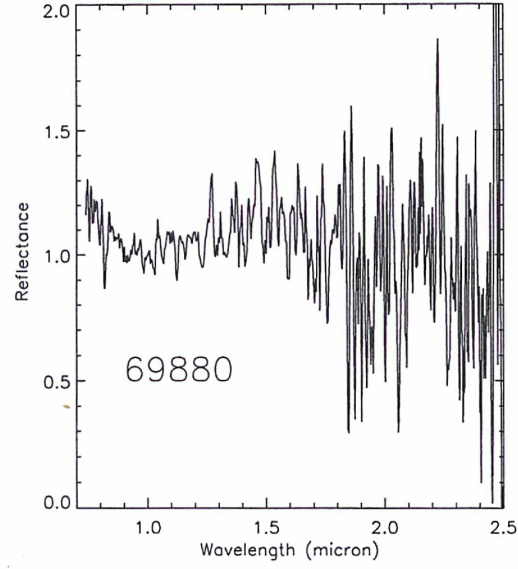
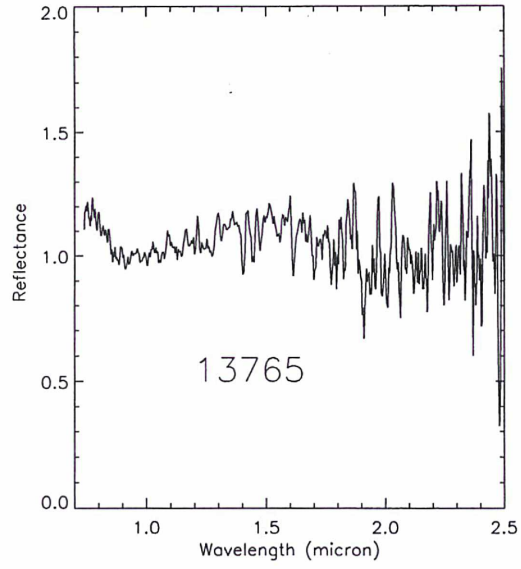
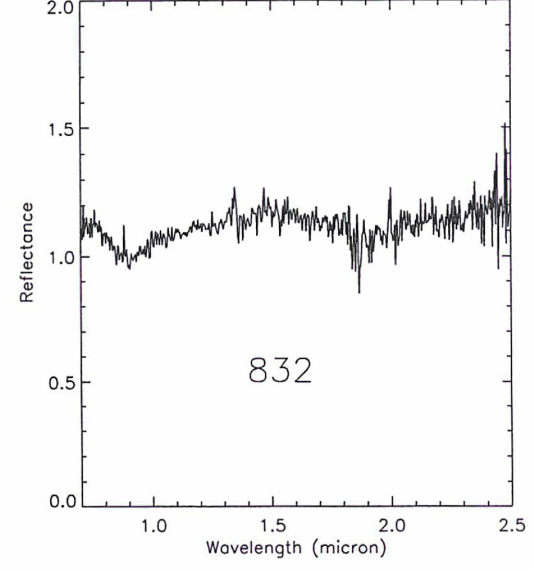
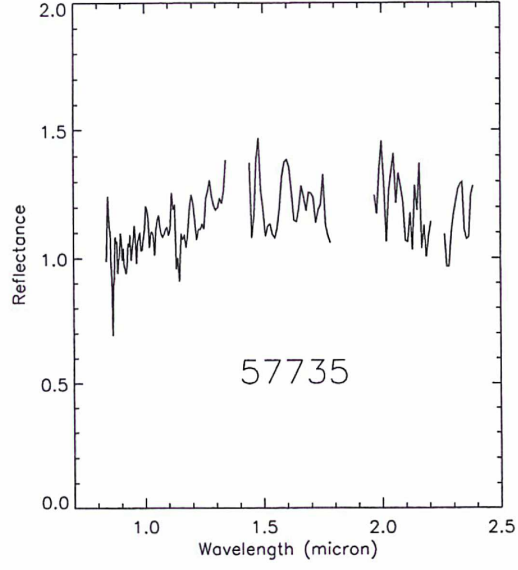
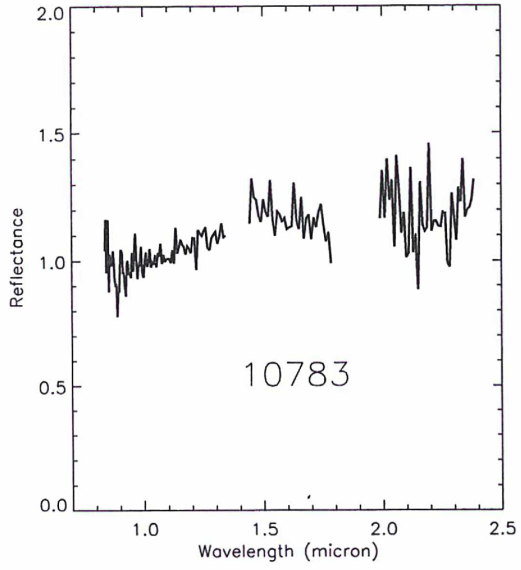
6. Appendix: Relative Reflectance for the Karin family asteroids

P. Vernazza et al.: Karin family

9







Bibliographie

- Acuna M.H., Connerney J.E.P., Wasilewski P., Lin R.P., Anderson K.A., et al., Magnetic Field and Plasma Observations at Mars : Initial Results of, *Science*, 1998, 279, 1676–+.
- A'Hearn M.F., Feldman P.D., Water vaporization on Ceres, *Icarus*, 1992, 98, 54–60.
- Barucci M.A., Fulchignoni M., Fornasier S., Dotto E., Vernazza P., et al., Asteroid target selection for the new Rosetta mission baseline. 21 Lutetia and 2867 Steins, *A&A*, 2005, 430, 313–317.
- Binzel R.P., The Torino Impact Hazard Scale, *Planet. Spa. Sci.*, 2000, 48, 297–303.
- Binzel R.P., Gaffey M.J., Thomas P.C., Zellner B.H., Storrs A.D., et al., Geologic Mapping of Vesta from 1994 Hubble Space Telescope Images, *Icarus*, 1997, 128, 95–103.
- Binzel R.P., Lupishko D., di Martino M., Whiteley R.J., Hahn G.J., Physical Properties of Near-Earth Objects, *Asteroids III*, 2002, 255–271.
- Binzel R.P., Rivkin A.S., Stuart J.S., Harris A.W., Bus S.J., et al., Observed spectral properties of near-Earth objects : results for population distribution, source regions, and space weathering processes, *Icarus*, 2004, 170, 259–294.
- Binzel R.P., Xu S., Bus S.J., Spectral variations within the Koronis family - Possible implications for the surface colors of Asteroid 243 Ida, *Icarus*, 1993, 106, 608–+.
- Birlan M., Barucci M.A., Vernazza P., Fulchignoni M., Binzel R.P., et al., Near-IR spectroscopy of asteroids 21 Lutetia, 89 Julia, 140 Siwa, 2181 Fogelin and 5480 (1989YK8), potential targets for the Rosetta mission; remote observations campaign on IRTF, *New Astronomy*, 2004, 9, 343–351.
- Birlan M., Binzel R., Bus S., Rivkin A., Harris A., et al., From Mauna Kea to Meudon : IRTF Remote Observing Science Results for Potential Spacecraft Targets 4979 Otawara and 4660 Nereus, *Bulletin of the American Astronomical Society*, 2002, 34, 860–+.
- Birlan M., Vernazza P., Fulchignoni M., Barucci M.A., Descamps P., et al., Near infra-red spectroscopy of the asteroid 21 Lutetia. I. New results of long-term campaign, *A&A*, 2006, 454, 677–681.
- Bottke W.F., Durda D.D., Nesvorný D., Jedicke R., Morbidelli A., et al., The fossilized size distribution of the main asteroid belt, *Icarus*, 2005, 175, 111–140.

- Bottke W.F., Vokrouhlický D., Brož M., Nesvorný D., Morbidelli A., Dynamical Spreading of Asteroid Families by the Yarkovsky Effect, *Science*, 2001, 294, 1693–1696.
- Bottke Jr. W.F., Vokrouhlický D., Rubincam D.P., Broz M., The Effect of Yarkovsky Thermal Forces on the Dynamical Evolution of Asteroids and Meteoroids, *Asteroids III*, 2002, 395–408.
- Brunetto R., Romano F., Blanco A., Fonti S., Martino M., et al., Space weathering of silicates simulated by nanosecond pulse UV excimer laser, *Icarus*, 2006a, 180, 546–554.
- Brunetto R., Strazzulla G., Elastic collisions in ion irradiation experiments : A mechanism for space weathering of silicates, *Icarus*, 2005, 179, 265–273.
- Brunetto R., Vernazza P., Marchi S., Birlan M., Fulchignoni M., et al., Modeling asteroid surfaces from observations and irradiation experiments : The case of 832 Karin, *Icarus*, In press, 2006b.
- Burbine T.H., Buchanan P.C., Binzel R.P., Bus S.J., Hiroi T., et al., Vesta, Vestoids, and the howardite, eucrite, diogenite group : Relationships and the origin of spectral differences, *Meteoritics and Planetary Science*, 2001, 36, 761–781.
- Bus S.J., Compositional structure in the asteroid belt : Results of a spectroscopic survey, Ph.D. Thesis, 1999.
- Bus S.J., Binzel R.P., Phase II of the Small Main-Belt Asteroid Spectroscopic Survey A Feature-Based Taxonomy, *Icarus*, 2002a, 158, 146–177.
- Bus S.J., Binzel R.P., Phase II of the Small Main-Belt Asteroid Spectroscopic Survey The Observations, *Icarus*, 2002b, 158, 106–145.
- Carruba V., Michtchenko T.A., Roig F., Ferraz-Mello S., Nesvorný D., On the V-type asteroids outside the Vesta family. I. Interplay of nonlinear secular resonances and the Yarkovsky effect : the cases of 956 Elisa and 809 Lundia, *A&A*, 2005, 441, 819–829.
- Cellino A., Bus S.J., Doressoundiram A., Lazzaro D., Spectroscopic Properties of Asteroid Families, *Asteroids III*, 2002, 633–643.
- Cellino A., Zappalà V., Doressoundiram A., di Martino M., Bendjoya P., et al., The Puzzling Case of the Nysa-Polana Family, *Icarus*, 2001, 152, 225–237.
- Chapman C.R., S-Type Asteroids, Ordinary Chondrites, and Space Weathering : The Evidence from Galileo's Fly-bys of Gaspra and Ida, *Meteoritics and Planetary Science*, 1996, 31, 699–725.
- Chapman C.R., Space Weathering of Asteroid Surfaces, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2004, 32, 539–567.
- Cisowski S.M., Remanent magnetic properties of unbrecciated eucrites, *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 107, 173–181.
- Cloutis E.A., Gaffey M.J., Pyroxene spectroscopy revisited - Spectral-compositional correlations and relationship to geothermometry, *J. Geophys. Res.*, 1991, 96, 22809–+.

- Cloutis E.A., Gaffey M.J., Jackowski T.L., Reed K.L., Calibrations of phase abundance, composition, and particle size distribution for olivine-orthopyroxene mixtures from reflectance spectra, *J. Geophys. Res.*, 1986, 91, 11641–4.
- Collinson D.W., Morden S.J., Magnetic properties of howardite, eucrite and diogenite (HED) meteorites : Ancient magnetizing fields and meteorite evolution, *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 126, 421–434.
- Cushing M.C., Vacca W.D., Rayner J.T., Spextool : A Spectral Extraction Package for SpeX, a 0.8-5.5 Micron Cross-Dispersed Spectrograph, *Planet. Spa. Sci.*, 2004, 116, 362–376.
- Davis D.R., Durda D.D., Marzari F., Campo Bagatin A., Gil-Hutton R., Collisional Evolution of Small-Body Populations, *Asteroids III*, 2002, 545–558.
- Delbó M., Harris A.W., Physical properties of near-Earth asteroids from thermal infrared observations and thermal modeling, *Meteoritics and Planetary Science*, 2002, 37, 1929–1936.
- Delbó M., Harris A.W., Binzel R.P., Pravec P., Davies J.K., Keck observations of near-Earth asteroids in the thermal infrared, *Icarus*, 2003, 166, 116–130.
- Doressoundiram A., Barucci M.A., Fulchignoni M., Florczak M., EOS Family : A Spectroscopic Study, *Icarus*, 1998, 131, 15–31.
- Duffard R., Lazzaro D., Licandro J., de Sanctis M.C., Capria M.T., et al., Mineralogical characterization of some basaltic asteroids in the neighborhood of (4) Vesta : first results, *Icarus*, 2004, 171, 120–132.
- Filippenko A.V., The importance of atmospheric differential refraction in spectrophotometry, *PASP*, 1982, 94, 715–721.
- Florczak M., Barucci M.A., Doressoundiram A., Lazzaro D., Angeli C.A., et al., A Visible Spectroscopic Survey of the Flora Clan, *Icarus*, 1998, 133, 233–246.
- Fornasier S., Belskaya I., Fulchignoni M., Barucci M.A., Barbieri C., First albedo determination of 2867 Steins, target of the Rosetta mission, *A&A*, 2006, 449, L9–L12.
- Gaffey M.J., The Asteroid (4) Vesta : Rotational Spectral Variations, Surface Material Heterogeneity, and Implications for the Origin of the Basaltic Achondrites, in : *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, 1983 pp. 231–232.
- Gaffey M.J., Surface Lithologic Heterogeneity of Asteroid 4 Vesta, *Icarus*, 1997, 127, 130–157.
- Gaffey M.J., Cloutis E.A., Kelley M.S., Reed K.L., Mineralogy of Asteroids, in : *Asteroids III*, University of Arizona Press, 2002 pp. 183–204.
- Gattacceca J., Rochette P., Toward a robust normalized magnetic paleointensity method applied to meteorites, *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 227, 377–393.
- Gradie J., Veverka J., The Effects of Photometric Geometry on Spectral Reflectance : Color Light Curves of Asteroids, in : *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, 1981 pp. 359–361.

- Greenstadt E.W., Conditions for Magnetic Interaction of Asteroids with the Solar Wind, *Icarus*, 1971, 14, 374–+.
- Hapke B., Theory of reflectance and emittance spectroscopy, Topics in Remote Sensing, Cambridge, UK : Cambridge University Press, 1993, 1993.
- Hapke B., Space weathering from Mercury to the asteroid belt, *J. Geophys. Res.*, 2001, 106, 10039–10074.
- Hardersen P.S., Gaffey M.J., Abell P.A., Mineralogy of Asteroid 1459 Magnya and implications for its origin, *Icarus*, 2004, 167, 170–177.
- Harris A.W., Davies J.K., Green S.F., Thermal Infrared Spectrophotometry of the Near-Earth Asteroids 2100 Ra-Shalom and 1991 EE, *Icarus*, 1998, 135, 441–450.
- Hasegawa S., Murakawa K., Ishiguro M., Nonaka H., Takato N., et al., Evidence of hydrated and/or hydroxylated minerals on the surface of asteroid 4 Vesta, *Geophys. Res. Lett.*, 2003, 30, 2–1.
- Hirayama K., Groups of asteroids probably of common origin, *Astron. J.*, 1918, 31, 185–188.
- Hiroi T., Pieters C.M., Takeda H., Grain size of the surface regolith of asteroid 4 Vesta estimated from its reflectance spectrum in comparison with HED meteorites, *Meteoritics*, 1994, 29, 394–396.
- Hiroi T., Sasaki S., Importance of space weathering simulation products in compositional modeling of asteroids : 349 Dembowska and 446 Aeternitas as examples, *Meteoritics and Planetary Science*, 2001, 36, 1587–1596.
- Jedicke R., Nesvorný D., Whiteley R., Ivezić Ž., Jurić M., An age-colour relationship for main-belt S-complex asteroids, *Nature*, 2004, 429, 275–277.
- Keil K., Geological History of Asteroid 4 Vesta : The "Smallest Terrestrial Planet", in : Asteroids III, University of Arizona Press, 2002 pp. 573–584.
- King T.V.V., Clark R.N., Calvin W.M., Sherman D.M., Brown R.H., Evidence for ammonium-bearing minerals on Ceres, *Science*, 1992, 255, 1551–1553.
- Lazzarin M., Marchi S., Magrin S., Licandro J., Spectroscopic investigation of near-Earth objects at Telescopio Nazionale Galileo, *Mnras*, 2005, 359, 1575–1582.
- Lazzaro D., Michtchenko T., Carvano J.M., Binzel R.P., Bus S.J., et al., Discovery of a Basaltic Asteroid in the Outer Main Belt, *Science*, 2000, 288, 2033–2035.
- Lazzaro D., Mothé-Diniz T., Carvano J.M., Angeli C.A., Betzler A.S., et al., The Eunomia Family : A Visible Spectroscopic Survey, *Icarus*, 1999, 142, 445–453.
- Lebofsky L.A., Feierberg M.A., Tokunaga A.T., Larson H.P., Johnson J.R., The 1.7- to 4.2-micron spectrum of asteroid 1 Ceres - Evidence for structural water in clay minerals, *Icarus*, 1981, 48, 453–459.

- Lebofsky L.A., Spencer J.R., Radiometry and a thermal modeling of asteroids, in : Asteroids II, University of Arizona Press, 1989 pp. 128–147.
- Lebofsky L.A., Sykes M.V., Tedesco E.F., Veeder G.J., Matson D.L., et al., A refined 'standard' thermal model for asteroids based on observations of 1 Ceres and 2 Pallas, *Icarus*, 1986, 68, 239–251.
- Lucey P.G., Model near-infrared optical constants of olivine and pyroxene as a function of iron content, *JGR*, 1998, 103, 1703–+.
- Marchi S., Brunetto R., Magrin S., Lazzarin M., Gandolfi D., Space weathering of near-Earth and main belt silicate-rich asteroids : observations and ion irradiation experiments, *A&A*, 2005, 443, 769–775.
- Marzari F., Cellino A., Davis D.R., Farinella P., Zappala V., et al., Origin and evolution of the Vesta asteroid family., *A&A*, 1996, 316, 248–262.
- Marzari F., Farinella P., Davis D.R., Origin, Aging, and Death of Asteroid Families, *Icarus*, 1999, 142, 63–77.
- McCord T.B., Adams J.B., Johnson T.V., Asteroid Vesta : Spectral Reflectivity and Compositional Implications, *Science*, 1970, 168, 1445–1447.
- McCord T.B., Sotin C., The Small Planet Ceres : Models of Evolution and Predictions of Current State, *AAS/Division for Planetary Sciences Meeting*, 2003, 35, –+.
- McCord T.B., Sotin C., Ceres : Evolution and current state, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 2005, 110, 5009–+.
- McSween H.Y., Bennett M.E., Jarosewich E., The mineralogy of ordinary chondrites and implications for asteroid spectrophotometry, *Icarus*, 1991, 90, 107–116.
- Michel P., Benz W., Richardson D.C., Disruption of fragmented parent bodies as the origin of asteroid families, *Nature*, 2003, 421, 608–611.
- Michel P., Benz W., Richardson D.C., Catastrophic disruption of pre-shattered parent bodies, *Icarus*, 2004, 168, 420–432.
- Moroz L., Baratta G., Strazzulla G., Starukhina L., Dotto E., et al., Optical alteration of complex organics induced by ion irradiation : 1. Laboratory experiments suggest unusual space weathering trend, *Icarus*, 2004, 170, 214–228.
- Moroz L.V., Arnold G., Korochantsev A.V., Wasch R., Natural Solid Bitumens as Possible Analogs for Cometary and Asteroid Organics :, *Icarus*, 1998, 134, 253–268.
- Nesvorný D., Bottke W.F., Detection of the Yarkovsky effect for main-belt asteroids, *Icarus*, 2004, 170, 324–342.
- Nesvorný D., Bottke W.F., Dones L., Levison H.F., The recent breakup of an asteroid in the main-belt region, *Nature*, 2002, 417, 720–771.

- Nesvorný D., Enke B.L., Bottke W.F., Durda D.D., Asphaug E., et al., Karin cluster formation by asteroid impact, *Icarus*, In press, 2006.
- Nesvorný D., Jedicke R., Whiteley R.J., Ivezić Ž., Evidence for asteroid space weathering from the Sloan Digital Sky Survey, *Icarus*, 2005, 173, 132–152.
- Parker J.W., Thomas P., Young E., Sykes M.R., McFadden L.A., et al., Ceres Observations with HST : First Results, AAS/Division for Planetary Sciences Meeting, 2004, 36, –+.
- Pieters C.M., Taylor L.A., Noble S.K., Keller L.P., Hapke B., et al., Space weathering on airless bodies : Resolving a mystery with lunar samples, *Meteoritics and Planetary Science*, 2000, 35, 1101–1107.
- Poulet F., Cuzzi J.N., Cruikshank D.P., Roush T., Dalle Ore C.M., Comparison between the Shkuratov and Hapke Scattering Theories for Solid Planetary Surfaces : Application to the Surface Composition of Two Centaurs, *Icarus*, 2002, 160, 313–324.
- Richardson J.E., Melosh H.J., Greenberg R., Impact-Induced Seismic Activity on Asteroid 433 Eros : A Surface Modification Process, *Science*, 2004, 306, 1526–1529.
- Richmond N.C., Hood L.L., Mitchell D.L., Lin R.P., Acuña M.H., et al., Correlations between magnetic anomalies and surface geology antipodal to lunar impact basins, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 2005, 110, 5011–+.
- Righter K., Drake M.J., A magma ocean on Vesta : Core formation and petrogenesis of eucrites and diogenites, *Meteoritics and Planetary Science*, 1997, 32, 929–944.
- Rivkin A.S., Binzel R.P., Bus S.J., Constraining near-Earth object albedos using near-infrared spectroscopy, *Icarus*, 2005, 175, 175–180.
- Rivkin A.S., Howell E.S., Vilas F., Lebofsky L.A., Hydrated Minerals on Asteroids : The Astronomical Record, *Asteroids III*, 2002, 235–253.
- Ruzicka A., Snyder G.A., Taylor L.A., Vesta as the HED Parent Body : Implications for the Size of a Core and for Large-Scale Differentiation, *Meteoritics and Planetary Science*, 1997, 32, 825–840.
- Sasaki S., Nakamura K., Hamabe Y., Kurahashi E., Hiroi T., Production of iron nanoparticles by laser irradiation in a simulation of lunar-like space weathering, *Nature*, 2001, 410, 555–557.
- Schmitz B., Häggström T., Tassinari M., Sediment-Dispersed Extraterrestrial Chromite Traces a Major Asteroid Disruption Event, *Science*, 2003, 300, 961–964.
- Shkuratov Y., Starukhina L., Hoffmann H., Arnold G., A Model of Spectral Albedo of Particulate Surfaces : Implications for Optical Properties of the Moon, *Icarus*, 1999, 137, 235–246.
- Strazzulla G., Battiato S., Compagnini G., New York, 2004 .
- Strazzulla G., Dotto E., Binzel R., Brunetto R., Barucci M.A., et al., Spectral alteration of the Meteorite Epinal (H5) induced by heavy ion irradiation : a simulation of space weathering effects on near-Earth asteroids, *Icarus*, 2005, 174, 31–35.

- Stuart J.S., Binzel R.P., Bias-corrected population, size distribution, and impact hazard for the near-Earth objects, *Icarus*, 2004, 170, 295–311.
- Sunshine J.M., Bus S.J., McCoy T.J., Burbine T.H., Corrigan C.M., et al., High-calcium pyroxene as an indicator of igneous differentiation in asteroids and meteorites, *Meteoritics and Planetary Science*, 2004, 39, 1343–1357.
- Sunshine J.M., McFadden L., Pieters C.M., Reflectance Spectra of the Elephant Moraine A79001 Meteorite : Implications for Remote Sensing of Planetary Bodies, *Icarus*, 1993, 105, 79–91.
- Sunshine J.M., Pieters C.M., Estimating modal abundances from the spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the modified Gaussian model, *J. Geophys. Res.*, 1993, 98, 9075–9087.
- Sunshine J.M., Pieters C.M., Determining the composition of olivine from reflectance spectroscopy, *J. Geophys. Res.*, 1998, 103, 13675–13688.
- Sunshine J.M., Pieters C.M., Pratt S.F., Deconvolution of mineral absorption bands - An improved approach, *J. Geophys. Res.*, 1990, 95, 6955–6966.
- Takeda H., A layered-crust model of a Howardite parent body, *Icarus*, 1979, 40, 455–470.
- Takeda H., Mineralogical records of early planetary processes on the HED parent body with reference to Vesta, *Meteoritics and Planetary Science*, 1997, 32, 841–853.
- Tedesco E.F., Asteroid magnitudes, UBV colors, and IRAS albedos and diameters, in : *Asteroids II*, University of Arizona Press, 1989 pp. 1090–1138.
- Tedesco E.F., The IRAS minor planet survey, in : *Liege International Astrophysical Colloquia*, eds. A. Brahic, J.C. Gerard, J. Surdej, 1992 pp. 11–+.
- Thomas P.C., Binzel R.P., Gaffey M.J., Storrs A.D., Wells E.N., et al., Impact excavation on asteroid 4 Vesta : Hubble Space Telescope results, *Science*, 1997, 277, 1492–1495.
- Thomas P.C., Parker J.W., McFadden L.A., Russell C.T., Stern S.A., et al., Differentiation of the asteroid Ceres as revealed by its shape, *Nature*, 2005, 437, 224–226.
- Vernazza P., Brunetto R., Strazzulla G., Fulchignoni M., Rochette P., et al., Asteroid colors : a novel tool for magnetic field detection ? The case of Vesta, *A&A*, 2006, 451, L43–L46.
- Vernazza P., Mothé-Diniz T., Barucci M.A., Birlan M., Carvano J.M., et al., Analysis of near-IR spectra of 1 Ceres and 4 Vesta, targets of the Dawn mission, *A&A*, 2005, 436, 1113–1121.
- Zappala V., Bendjoya P., Cellino A., Farinella P., Froeschle C., Asteroid families : Search of a 12,487-asteroid sample using two different clustering techniques., *Icarus*, 1995, 116, 291–314.

PPN 112 730 574