

Les silicates interstellaires

La poussière silicatée interstellaire est observée dans tous les types d'objets : étoiles jeunes et évoluées, protoétoiles, nébuleuses planétaires, milieu interstellaire diffus et dense, galaxies. Sa composition est déduite de deux bandes infrarouges à ~ 9.8 et $18 \mu\text{m}$, qui correspondent, respectivement, aux modes d'élongation et de déformation des liaisons O-Si-O des tétraèdres SiO_4^{4-} constitutifs de la matière silicatée (Huffman, 1977, Kraetschmer & Huffman, 1979). Les spectres ISO ont récemment révélé la présence de nombreuses bandes aux longueurs d'onde supérieures à $25 \mu\text{m}$. Celles-ci, le plus souvent observées en émission, ont été attribuées aux vibrations externes du réseau de silicates cristallins. La découverte de cette composante cristalline de la poussière silicatée a remis en question notre compréhension du cycle des silicates.

Dans ce chapitre, les principales caractéristiques minéralogiques des silicates, objets de cette étude, sont rappelées. La terminologie “minéralogique” employée par la communauté astrophysique est définie. La compréhension actuelle des différentes étapes du cycle de la poussière silicatée : formation, évolution, destruction, est exposée. Le satellite ISO (Infrared Space Observatory), sur les observations duquel est basé ce travail est présenté. Nous exposons également les nombreux problèmes relatifs à toutes les étapes du cycle de la poussière, soulevés par la découverte des silicates

cristallins dans les spectres de certaines étoiles.

1.1 Eléments de minéralogie

Le terme “silicate” est unanimement utilisé pour désigner les grains de poussière formés dans les étoiles riches en oxygène par condensation du gaz proche de l’étoile. Cependant, ce mot englobe une vaste classe de minéraux de composition et de structure très diverses. Il est donc important de savoir quels minéraux la communauté astrophysique désigne par le terme “silicate”. D’autre part, la terminologie employée par les astrophysiciens n’est pas aussi rigoureuse que celle employée en minéralogie. Elle sera donc précisée.

1.1.1 Les classes et groupes de silicates

Les silicates sont des solides ionocovalents dont le réseau cristallin est constitué de tétraèdres SiO_4^{4-} , et de cations situés entre les tétraèdres (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} , Na^+ , Al^{3+}) qui assurent l’électroneutralité du réseau (Berry & Mason, 1959). La classification des silicates cristallins en six groupes majeurs est basée sur le nombre d’atomes d’oxygène partagés par deux tétraèdres consécutifs, c'est-à-dire le degré de polymérisation de ces tétraèdres (Figure 1.1).

- Lorsque tous les tétraèdres sont isolés et qu’ils ne partagent aucun atome d’oxygène le rapport Si/O est égal à 1/4 : c'est la classe des néosilicates (groupes des grenats, olivines...).
- Dans la classe des inosilicates ou silicates à chaîne, les tétraèdres partagent plusieurs atomes d’oxygène et forment une structure plane plus ou moins complexe. Cette classe est composée de plusieurs groupes. Le plus simple est le groupe des pyroxènes dont les tétraèdres forment une chaîne simple et partagent tous deux atomes d’oxygène. Le rapport Si/O est égal à 1/3. On distingue également le groupe des amphiboles pour lesquels la chaîne est double et les tétraèdres partagent pour moitié deux ou trois atomes d’oxygène. Le rapport Si/O est égal à 2/5.5.
- Dans la classe des cyclosilicates, les tétraèdres forment des boucles fermées. Chaque tétraèdre partage deux oxygènes. Le rapport Si/O est égal à 1/3. On trouve dans cette classe des minéraux tels que le beryl et la tourmaline.
- Dans la classe des sorosilicates, deux tétraèdres partagent un oxygène, le rapport Si/O est égal à 2/7. Cette classe contient par exemple le groupe des epidotes.

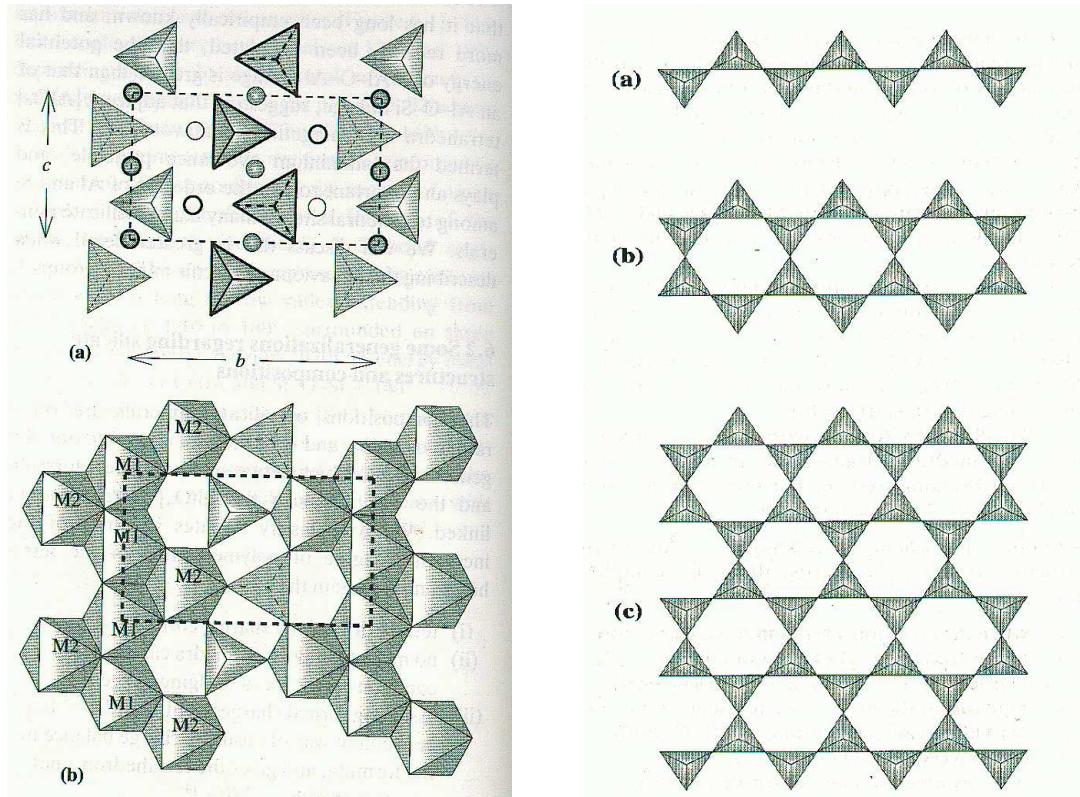


FIG. 1.1: Structure des différentes classes de silicates. A gauche : structure de l'olivine Mg_2SiO_4 , les cercles pleins et vides représentent respectivement les sites d'occupation des cations M1 et M2. A droite : (a) inosilicates (pyroxènes) (b) phyllosilicates (c) silicates à feuillet.

- Dans la classe des phyllosilicates ou silicates à feuillet, les tétraèdres forment un plan infini et tous les tétraèdres partagent trois atomes d'oxygène (groupes des micas, smectite...).
- Finalement, la classe des tektosilicates regroupe les minéraux dont tous les tétraèdres partagent quatre atomes d'oxygène, le rapport Si/O étant égal à 1/2 (groupe des feldspaths, quartz, zéolites).

Cette classification est éventuellement modifiée par le fait que l'ion Al^{3+} peut se substituer à Si^{4+} au centre du tétraèdre. Cette substitution est d'ailleurs obligatoire dans le groupe des feldspaths pour conserver l'électroneutralité du minéral. Il faut alors considérer le rapport $(Al + Si)/O$ en plus du rapport Si/O.

Dans le cas interstellaire, la composition des silicates est contrainte par les abondances cosmiques. La différence entre l'abondance de référence choisie (le plus sou-

Eléments	Abondance (/10 ⁶ H)		
	Solaire ¹	étoiles B ²	SW96 ³
C	355	224	214
N	93	63	66
O	741	499	457
Mg	38	20.9	25
Fe	32	32	26.9
Al	2.9		
Si	36	15.8	18.6
S	19	12.9	12.3
Ca	2.3	-	1.58
Ti	0.1	-	0.065
Cr	0.5	-	0.32
Mn	0.3	-	-
Ni	1.8	-	1.12

Tableau 1.1: Abondances des éléments constituant la phase solide pour différentes abondances de référence.

¹ Par rapport aux abondances solaires (Anders & Grevesse, 1989, Grevesse &

Sauval, 1998). ² Par rapport aux abondances des étoiles de champ de type B, (Savage & Sembach, 1996). ³ Par rapport à la moyenne des étoiles de type spectral B, F et G du MIS (Snow & Witt, 1996).

C, N et O sont les principaux constituants des manteaux de glaces recouvrant la poussière silicatée, constituée des éléments tels que Si, O, Mg, Fe, Al, Ca ...

vent l'abondance solaire) avec la quantité de chaque élément observée dans la phase gazeuse du MIS donne la quantité de chaque élément contenu dans la phase solide (Tableau 1.1). La majorité des silicates est donc formée de Si, Mg, Fe en quantités équivalentes et de Al, Ca, Na en quantités plus faibles (quelques % par rapport au silicium). Comme le montre l'étude de la phase silicatée dans les météorites, à petite échelle, la composition des silicates peut être très différente de cette stoechiométrie imposée par les abondances cosmiques (Klöck et al., 1989). Cependant, dans le milieu interstellaire, l'abondance des silicates riches en éléments tels que Al, Ca, Na, et/ou en éléments plus lourds, est limitée par la faible abondance cosmique de ces éléments.

Les silicates les plus simples obéissant aux contraintes fixées par les abondances cosmiques sont les olivines et les pyroxènes, et ce sont eux que les astrophysiciens désignent le plus souvent par l'appellation “silicates”.

1.1.2 Les olivines

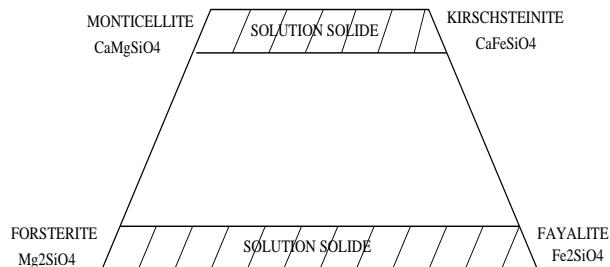
Le groupe de l'olivine, appartenant à la classe des néosilicates (à tétraèdres isolés), est constitué de minéraux de formule XY₂SiO₄ où X et Y sont les cations Mg²⁺, Fe²⁺ ou Ca²⁺, X pouvant être le même cation que Y, excepté si X = Ca²⁺. La cohésion des tétraèdres est assurée par la présence de ces cations à deux sites différents M1 et M2 (Figure 1.1, à gauche). La plupart des olivines terrestres sont constituées des cations Mg²⁺ et Fe²⁺. Les olivines ont donc une composition notée Mg_xFe_{2-x}SiO₄ comprise

entre deux pôles : la forstérite (Mg_2SiO_4) et la fayalite (Fe_2SiO_4) (Figure 1.2). À température et pression ambiante, les cations Fe^{2+} et Mg^{2+} pouvant occuper quasi-indifféremment les sites M1 et M2, l’olivine est considérée comme une solution solide idéale $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$.

Les olivines terrestres contenant du calcium sont moins courantes. Elle constituent une solution solide entre les deux pôles CaMgSiO_4 (monticellite) et CaFeSiO_4 (kirschsteinite). Ca^{2+} occupe le site M2 et Fe^{2+} et Mg^{2+} les sites M1. Il n’existe pas, à température ambiante, de solution solide stable entre les olivines contenant du calcium et celles contenant du fer et/ou du magnésium. Cependant, à plus haute température, la substitution $\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+})$ peut avoir lieu. Elle peut atteindre 5 % à 1000°C et 20 % à 1450°C (Putnis, 1992). La présence d’autres éléments chimiques est possible, comme dans le cas d’olivines d’origine météoritique, dites “LIME” (Low-Iron, Manganese Enriched), qui peuvent contenir jusqu’à 5 % de manganèse (Klöck et al., 1989).

FIG. 1.2: Composition des olivines naturelles.

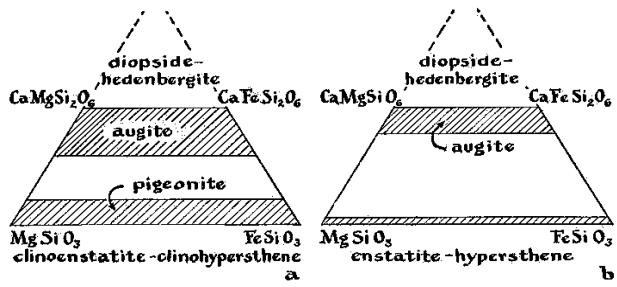
Le minéral olivine désigne les solutions solides de forstérite (Mg_2SiO_4) et fayalite (Fe_2SiO_4). Moins commune, la monticellite (CaMgSiO_4) admet, du fait de la substitution $\text{Mg}^{2+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$, une solution solide avec la kirschsteinite (CaFeSiO_4).



1.1.3 Les pyroxènes

Les pyroxènes sont des inosilicates dont les tétraèdres forment une chaîne simple linéaire de périodicité deux (Figure 1.1, partie droite (a)) et partagent tous deux atomes d’oxygène. Il existe des minéraux constitués de chaînes de périodicité supérieure à deux appelés pyroxénoïdes (comme la wollastonite CaSiO_3 de périodicité trois). Les chaînes de tétraèdres sont reliées entre elles par les cations. Ceux-ci occupent, suivant leur taille, les sites M1 ou M2. Les sites M1, petits, se situent entre les sommets des tétraèdres de deux chaînes et les sites M2, plus gros, se situent entre leurs bases. Si des petits cations sont présents dans les sites M2, les chaînes de tétraèdres vont se déformer pour réduire la taille des sites M2. Contrairement aux olivines dont la structure est assez rigide, les chaînes des pyroxènes sont relativement

FIG. 1.3: Composition des pyroxènes les plus communs à (a) haute et (b) basse température. Les zones grisées représentent les solutions solides naturelles les plus courantes ; à haute température il peut y avoir une solution solide entre l'augite et la pigeonite.



flexibles ce qui autorise la présence d'une large gamme de cations de tailles différentes. Cette flexibilité assure d'autre part la stabilité des pyroxènes sur une large gamme de température et de pression. Il en résulte que le terme pyroxène désigne un ensemble de minéraux de compositions et de géométries différentes, plus vaste que l'olivine. L'agencement des chaînes entre elles, en grande partie déterminé par la taille des cations, définit deux types de pyroxènes de structures différentes : les clinopyroxènes (monocliniques) et les orthopyroxènes (orthorombiques). A haute température, les orthopyroxènes se transforment en clinopyroxènes plus stables.

La formule générale des pyroxènes est $XY\text{Si}_2\text{O}_6$ où X désigne Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} ou Na^+ dans le site M2 et Y Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} ou Al_{3+} dans le site M1. Les compositions possibles des pyroxènes les plus courants sont indiqués Figure 1.3. Les solutions solides de diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) et d'hedenbergite ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$) sont des clinopyroxènes tandis que les solutions solides d'enstatite (MgSiO_3) et de ferrosilite (FeSiO_3) sont des orthopyroxènes. Comme pour les olivines des pyroxènes LIME riches en manganèse existent dans les météorites (Klöck et al., 1989).

1.1.4 Silicates amorphes et cristallins

La plupart des minéraux terrestres sont cristallins, c'est-à-dire que leur réseau atomique présente un ordre translationnel à grande échelle. S'il n'y a pas d'ordre à grande échelle, c'est-à-dire si les tétraèdres sont agencés de façon aléatoire tant au niveau translationnel qu'orientationnel, le minéral est dit amorphe. Il peut éventuellement y avoir une microstructure, un ordre à une échelle atomique plus ou moins reproductible (Figure 1.4).

La caractérisation de la structure à grande échelle des solides se fait traditionnellement par diffraction. Le faisceau incident (rayons X, électrons) est en effet diffracté par les plans cristallins. La figure de diffraction résultante est représentative des

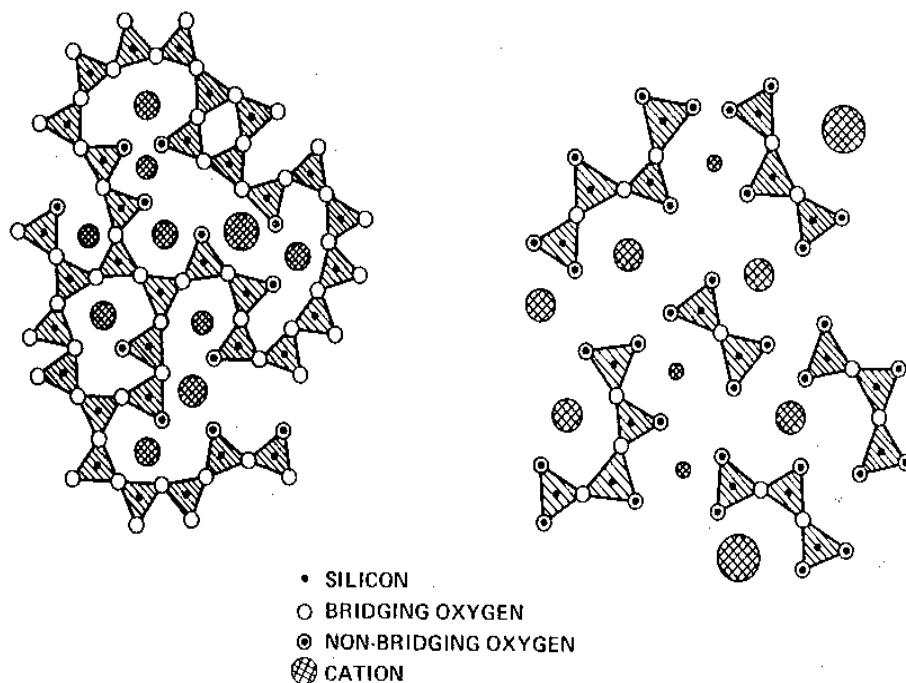


FIG. 1.4: Représentation à deux dimensions de l'agencement des atomes dans des verres de silicates. Suivant le nombre de cations, les tétraèdres SiO_4 partagent plus ou moins d'atomes d'oxygène et forment des chaînes plus ou moins longues. D'après Tielens & Allamandola (1987).

paramètres du réseau cristallin (groupe cristallographique, paramètre de maille). Si le solide est amorphe le cliché de diffraction est composé d'un halo diffus (Figure 1.5). Dans le cas d'un solide polycristallin, la figure de diffraction est composée d'anneaux concentriques. Pour un monocristal enfin, la figure de diffraction est constituée d'un réseau de points.

L'état structural des silicates est également observable à travers leur spectre infrarouge (Figure 1.6). Un spectre de silicate cristallin présente de nombreuses bandes de vibration à des longueurs d'ondes supérieures à $8 \mu\text{m}$. Les deux bandes à ~ 9.8 et $18 \mu\text{m}$, larges et structurées, sont dues, respectivement, aux mouvements d'elongation et de déformation des liaisons O-Si-O dans les tétraèdres SiO_4 . À plus grande longueur d'onde ($\lambda \geq 30 \mu\text{m}$), la présence de bandes liées aux vibrations des liaisons entre les atomes d'oxygène des tétraèdres et les cations atteste d'un ordre translationnel à grande échelle. Lorsque les silicates sont amorphes, il n'y a plus d'ordre à grande échelle : les bandes à grande longueur d'onde disparaissent et la structure des ban-

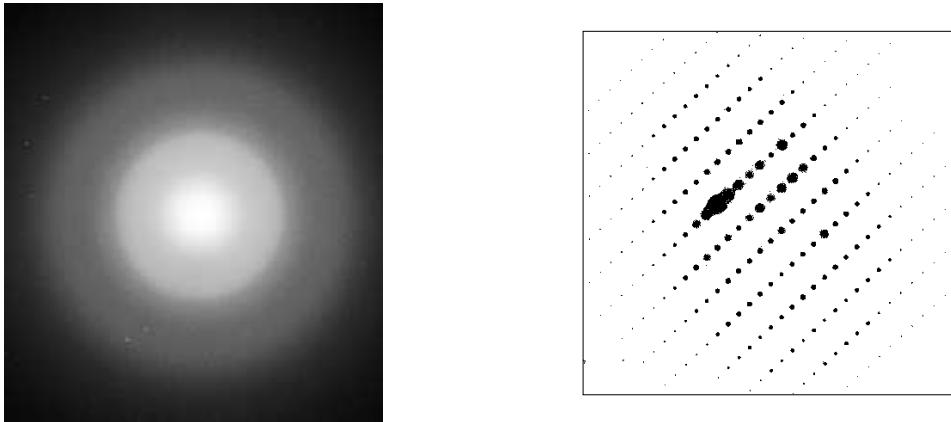


FIG. 1.5: Cliché de diffraction électronique d'une olivine amorphe (à gauche) et cristalline (à droite). L'olivine amorphe a été obtenue par irradiation avec des ions He^+ de 10 keV. Les clichés ont été obtenus avec un microscope électronique à transmission (MET Philips CM 30) au LSPES à l'Université des Sciences et Technologie de l'Université de Villeneuve-d'Ascq.

des à ~ 9.8 et $18 \mu\text{m}$ s'efface. **Les spectres infrarouges des silicates amorphes ne sont donc caractérisés que par deux bandes larges et sans structure à ~ 10 et $18 \mu\text{m}$** alors que les spectres des silicates cristallins présentent, eux, de nombreuses bandes entre 8 et $\sim 60 \mu\text{m}$. Cet effet sur les spectres infrarouges des silicates constitue l'**unique diagnostic de la structure des silicates interstellaires accessible aux astrophysiciens**.

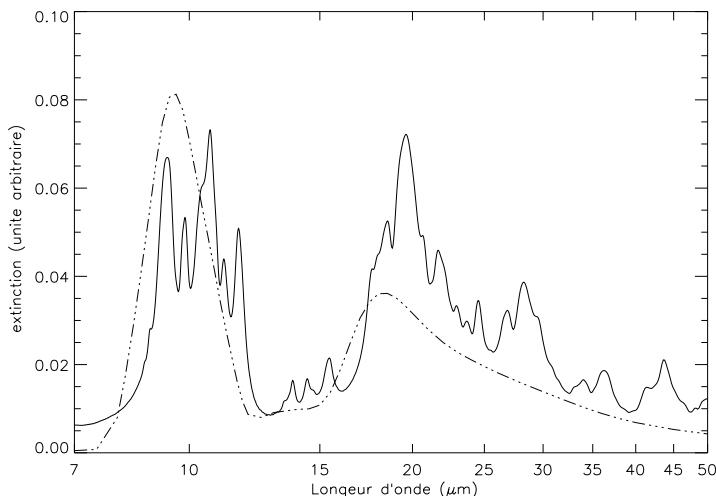


FIG. 1.6: Spectre de laboratoire obtenu à l'IAS d'enstatite cristalline (trait plein) et spectre d'enstatite amorphe (verre) modélisé pour une distribution de particules ellipsoïdales de type CDE (Section 2.7)¹. Le spectre du minéral cristallin est beaucoup plus riche que celui du verre.

¹Dans ce travail, toutes les modélisations de la poussière amorphe ont été effectuées à l'aide des

La communauté astrophysique emploie communément des expressions telles que : “olivine ou pyroxène amorphe”, “enstatite ou forstérite amorphe” et “enstatite ou forstérite cristalline”, redondantes ou inexactes d’un point de vue minéralogique. Les deux dernières expressions sont en effet des pléonasmes puisque les termes “enstatite”, “forstérite”, “olivine” et “pyroxène” désignent *par définition* des minéraux cristallins. D’autre part, du fait de la perte de la structure, il est inexact de parler, pour des silicates amorphes, d’olivines ou de pyroxènes. Dans le cas des solides amorphes ces appellations n’ont de sens qu’en terme de composition moyenne. L’information structurale de ces termes n’est plus valable et seuls les rapports moyens O/Si et/ou cations/Si permettent de différencier globalement les différents silicates amorphes. **Ainsi, une “olivine amorphe” est, pour la communauté astrophysique, un raccourci de langage pour désigner un silicate amorphe de composition moyenne de type olivine, c'est-à-dire telle que $O/Si = 4$ et cations/Si = 2, et “un pyroxène amorphe” désigne un silicate amorphe de composition moyenne de type pyroxène pour lequel $O/Si = 3$ et cations/Si = 1.** Bien que du point de vue minéralogique ces expressions soient inexactes, nous les utiliserons par la suite dans un souci d’adéquation avec les termes employés en astronomie.

1.2 Les silicates avant et après ISO

1.2.1 Les observations du sol et du satellite IRAS

Du sol, la vapeur d’eau, le dioxyde de carbone, et toutes les molécules présentes dans l’atmosphère absorbant efficacement le rayonnement infrarouge, rendent impossible l’obtention de spectres infrarouges continus. Les observations des silicates s’effectuent par les deux fenêtres atmosphériques à 7.7 - 12.7 μm (bande N) et 17 - 25 μm (bande Q), mais l’émission thermique de l’atmosphère terrestre limite la sensibilité des observations dans ces bandes (Figure 1.7). Afin de s’affranchir de ces contraintes, des expériences d’observations en vol, par avion, dans les couches stratosphériques de l’atmosphère, ont été réalisées (Figure 1.8). Celles-ci restent toutefois limitées aux sources les plus brillantes et il faut attendre les premières observations satellitaires pour pouvoir étendre significativement la gamme des objets observables dans l’infrarouge. Ces observations ont cependant permis de proposer la présence de grains de silicates amorphes grâce à la détection des bandes larges et sans structure à 9.8 et 18

constantes optiques disponibles sur le site : <http://www.astro.spbu.ru/JPDOC/> (Henning et al., 1999).

μm . Les premières études expérimentales de fabrication de silicates amorphes et de mesure de leur spectre infrarouge ont confirmé ces identifications (Day, 1976, Day, 1979).

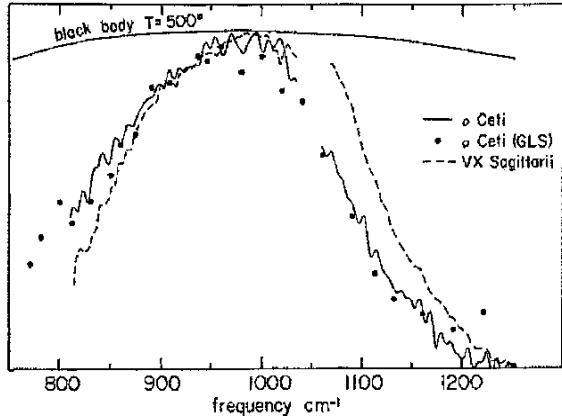
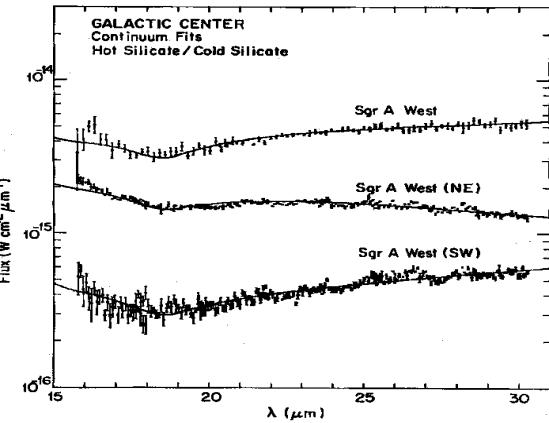


FIG. 1.7: Observations 8-13 μm du Lick Observatory des étoiles brillantes VX Sgr et o Ceti présentant un excès d'émission à 10 μm . La résolution est $R = \frac{\nu}{\Delta\nu} \sim 200$. Les spectres sont normalisés à leur maximum. Une courbe de corps noir à 500 K est montrée pour comparaison. D'après Gammon et al. (1972).

FIG. 1.8: Observations prises à partir de l'avion de la NASA KAO (Kuiper Airborne Observatory) du Centre Galactique entre 16 et 30 μm . La résolution est $R = \frac{\lambda}{\Delta\lambda} \sim 50$. Les spectres des sources Sgr A west, NE, et SW sont comparées à un modèle de nuage de poussière chaude obscurci par un nuage de poussière froide. Les deux nuages sont optiquement minces et composés de silicates amorphes. D'après McCarthy et al. (1980).



Le spectromètre LRS (Low Resolution Spectrometer) à bord du satellite IRAS (InfraRed Astronomical Satellite), opérationnel de janvier à novembre 1983, a permis pour la première fois d'obtenir des spectres continus entre 7.5 et 23 μm , affranchis des problèmes liés à l'atmosphère, avec une faible résolution spectrale ($\lambda/\Delta\lambda = 15-40$). Les catalogues dressés à partir des observations LRS et des données photométriques ont constitué une source d'information sans précédent sur la poussière. IRAS a observé une multitude de sources infrarouges optiquement invisibles, révélant ainsi l'omniprésence de la poussière silicatée par la présence dans les spectres des bandes à 9.8 et 18 μm , observées en émission ou en absorption selon la densité et la température de la poussière dans les objets (Figure 1.9). Du fait du grand nombre de données et grâce à la couverture spectrale continue sur les deux bandes des silicates,

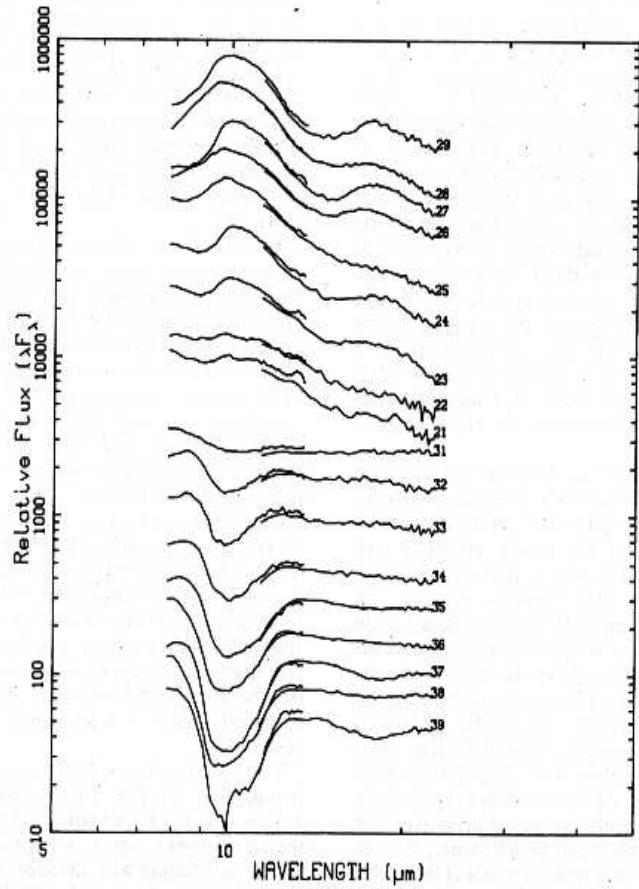


FIG. 1.9: Spectres IRAS-LRS d'étoiles OH/IR. Selon la densité de poussière des enveloppes entourant les objets, les bandes des silicates, à ~ 9.8 et $18 \mu\text{m}$, sont observées en émission (faible densité) ou en absorption (forte densité). Chaque spectre correspond à une classe du catalogue LRS. D'après Volk & Kwok (1987).

des études statistiques et systématiques ont pu être entreprises afin de caractériser la poussière et de comprendre le lien existant entre sa nature et le stade d'évolution ou le type des objets dans lesquels elle est observée. Ainsi, à partir de ce catalogue, les bandes des silicates ont été classées suivant leurs principales caractéristiques spectrales : largeur, position, forme, contraste par rapport au continuum (Little-Marenin & Price, 1986, Volk & Cohen, 1989). La plupart des objets étudiés sont des étoiles évoluées et les différentes classes de silicates sont interprétées en termes de degrés différents d'avancement du processus de formation de la poussière (Little-Marenin & Price, 1986, Stencel et al., 1990).

Autour des étoiles évoluées, mais aussi dans le milieu interstellaire et autour des protoétoiles et des étoiles jeunes (Figure 1.10), les bandes observées (en émission ou en absorption) sont toujours larges et, dans la quasi-totalité des spectres, sans structure. Ceci indique que la structure des silicates est amorphe, c'est-à-dire que les matériaux composant les grains ne possèdent pas de structure atomique ordonnée à grande échelle. **Bien que l'absence de structure des bandes observées rende**

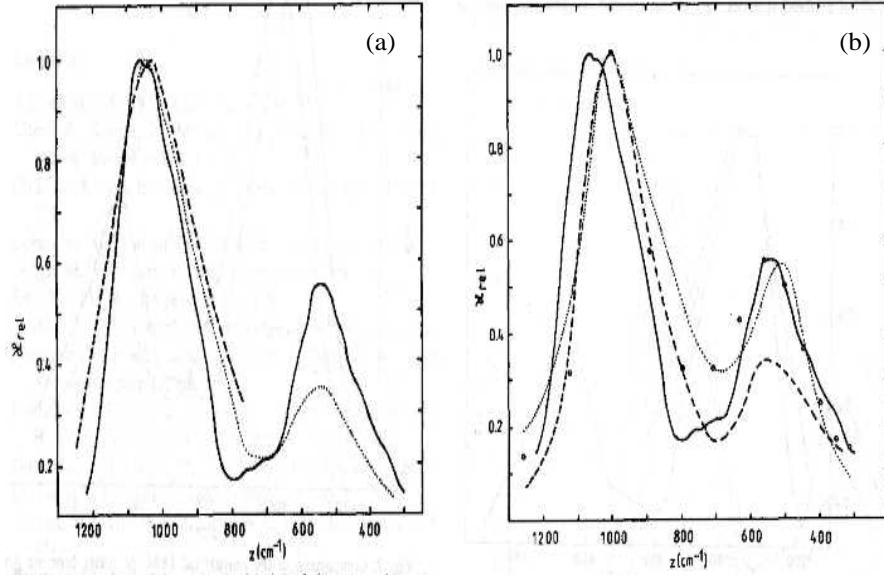


FIG. 1.10: Comparaison du spectre de grains de bronzite (pyroxène de composition moyenne $Mg_{0.9}Fe_{0.1}SiO_3$) amorphe de $0.1 \mu m$ (trait plein) avec les signatures des silicates autour d'étoiles jeunes (a) et évoluées (b). (a) : émission infrarouge du Trapèze d'Orion (tirets, Forrest et al. (1975)), “astronomical silicates” (pointillés, Draine & Lee (1984)). (b) : extinction des silicates dérivée d'étoiles géantes et super-géantes, tirets : Pegourie & Papoulier (1985), pointillés : Henning et al. (1983), cercles : Rowan-Robinson (1986). D'après Dorschner et al. (1988). Les spectres de bronzite sont modélisés à partir des constantes optiques mesurées en laboratoire par l'auteur.

difficile les études sur la composition des grains, il semble que celle-ci soit différente autour des étoiles évoluées et des protoétoiles. Les bandes des silicates y diffèrent notamment par la position du maximum d'absorption (Figure 1.10). La comparaison des spectres astronomiques avec des spectres de laboratoire de silicates amorphes permet en effet d'identifier les silicates autour des étoiles évoluées avec des olivines amorphes et ceux autour des étoiles jeunes et des protoétoiles avec des pyroxènes amorphes (Guertler & Henning, 1986, Dorschner et al., 1988).

Toutefois, un examen attentif de la bande à $9.8 \mu m$ montre qu'elle n'est pas toujours sans structure. En effet, dans certains spectres où elle est observée en absorption, un épaulement est présent dans l'aile rouge de la bande, à $\sim 11.2 \mu m$ (Figure 1.11). La poussière des sources dans lesquelles l'épaulement est présent est le plus souvent froide et recouverte d'un manteau de glace d'eau. Sur la base de cette apparente corrélation,

cet épaulement a été identifié avec le mode de libration de la glace d'eau (vers 11-13 μm selon la structure de la glace) (Soifer et al., 1981, Roche & Aitken, 1984). Cette corrélation est cependant remise en cause par Smith & Herman (1990). En effet, ces deux auteurs notent que des spectres ayant une forte bande à 3.09 μm (traduisant la présence d'une forte quantité de glace d'eau) ne présentent pas forcément d'absorption supplémentaire autour de 11 μm alors que certains spectres, comme celui de l'étoile OH/IR OH138.0+7.3, montrent un épaulement vers 11 μm mais pas d'absorption à 3.09 μm . Ils proposent alors d'attribuer le dit épaulement à des silicates partiellement chauffés, et donc en partie, ou totalement, cristallisés. Cette hypothèse avait déjà été formulée par Nuth & Donn (1982) pour expliquer, dans l'étoile OH26.5+.06, non seulement l'épaulement à 11.2 μm mais aussi des bandes faibles à 9.2, 18-19, 20 et 22-23 μm détectées dans le spectre. Enfin, Tielens (1990) propose que des olivines cristallines riches en magnésium et/ou en calcium soient responsables des sous-structures à 11.2 - 11.4 et 11.8 - 12 μm observées en émission dans les spectres de certaines étoiles Mira. Ces suppositions sur la présence potentielle de silicates cristallins autour de certaines sources restent cependant marginales et avant les premiers résultats du satellite ISO il est communément admis que les silicates circumstellaires et interstellaires sont amorphes.

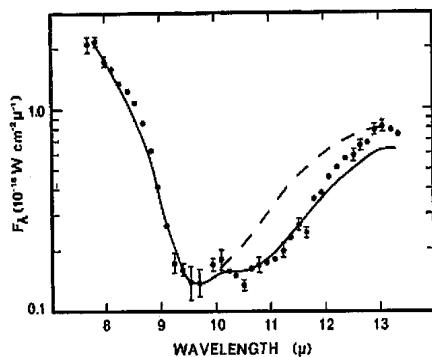


FIG. 1.11: Spectre KAO du mode d'elongation des silicates dans l'étoile OH/IR, OH 0739-14. Les données sont comparées à un modèle dans lequel l'étoile centrale (corps noir) est observée à travers des grains de silicates froids (ligne tiretée) et avec un modèle dans lequel l'absorption de la glace d'eau a été rajoutée (ligne continue). D'après Soifer et al. (1981).

1.2.2 Le satellite ISO et ses découvertes

Le satellite ISO (Infrared Space Observatory) est une mission spatiale de l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Lancé le 17 novembre 1995, il a été en fonction jusqu'au 8 avril 1998, date à laquelle la réserve d'hélium alimentant le système de refroidissement du satellite a été épuisée. Il avait à son bord quatre instruments : un photo-polarimètre imageur (ISOPHOT), une caméra CVF (Circular Variable Filter) (ISOCAM) et deux spectromètres (ISO-SWS et ISO-LWS). ISO a permis d'observer, sur une gamme de longueur d'onde continue exceptionnelle, entre 2.3 et 196 μm , des milliers de sources infrarouges de tous types (planètes, étoiles, galaxies). En ce qui concerne l'étude

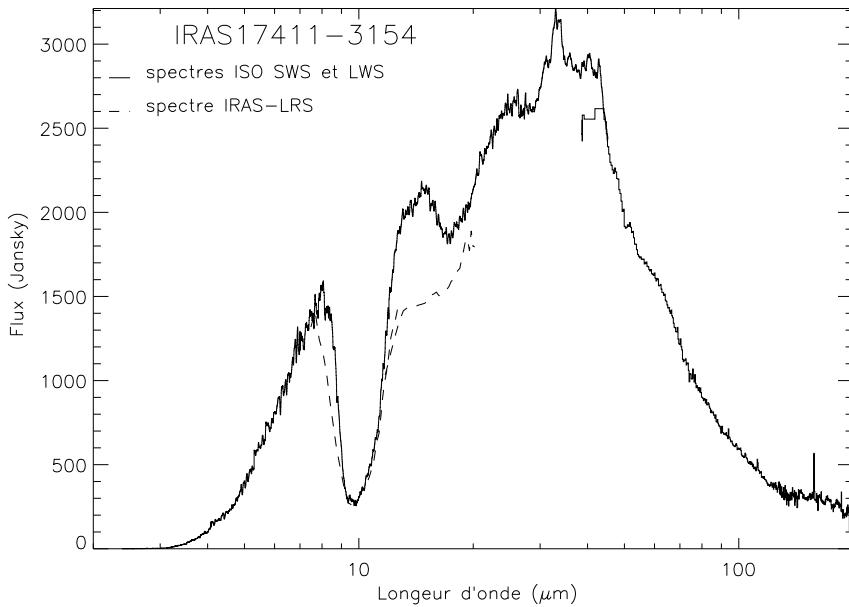


FIG. 1.12: Comparaison du spectre IRAS LRS (tirets), $\lambda/\Delta\lambda \sim 20$ et des spectres ISO SWS et LWS (ligne continue) de l'étoile OH/IR IRAS 17411-3154, $\lambda/\Delta\lambda_{SWS} \sim 400$. Grâce aux spectres ISO SWS et LWS, de nouvelles bandes, dues à des silicates cristallins, ont été découvertes (elles sont observées, dans IRAS 17411-3154, en émission entre ~ 20 et $50 \mu\text{m}$). De plus la distribution spectrale d'énergie et la forme des bandes sont mieux caractérisées dans les spectres ISO que IRAS.

spectroscopique de la poussière, ISO a ouvert de nouveaux horizons. En effet, outre la résolution spectrale particulièrement adaptée à l'étude des solides ($R=200-2000$ pour ISO-SWS et ISO-LWS), les observations d'ISO donnent accès, pour la première fois, à la totalité du domaine spectral où apparaissent les principales vibrations de ces solides et permettent donc de considérer les objets dans leur globalité en terme de composantes de poussière. Il est ainsi désormais possible d'étudier la composition des glaces interstellaires en prenant en compte simultanément toutes les transitions d'une même molécule ainsi que les transitions provenant d'autres molécules (Dartois, 1998). Il en est de même pour les bandes des PAHs. Concernant la poussière silicatée, la Figure 1.12 illustre à quel point la distribution spectrale d'énergie, la forme des bandes et la détermination du continuum peuvent être mieux déterminés à l'aide des observations ISO. Cette figure met également en évidence l'apport de l'extension de la gamme spectrale qui révèle la présence des bandes en émission aux longueurs d'onde non couvertes par IRAS ($23 - 200 \mu\text{m}$).

Le spectromètre ISO-SWS est équipé de deux réseaux couvrant la gamme de

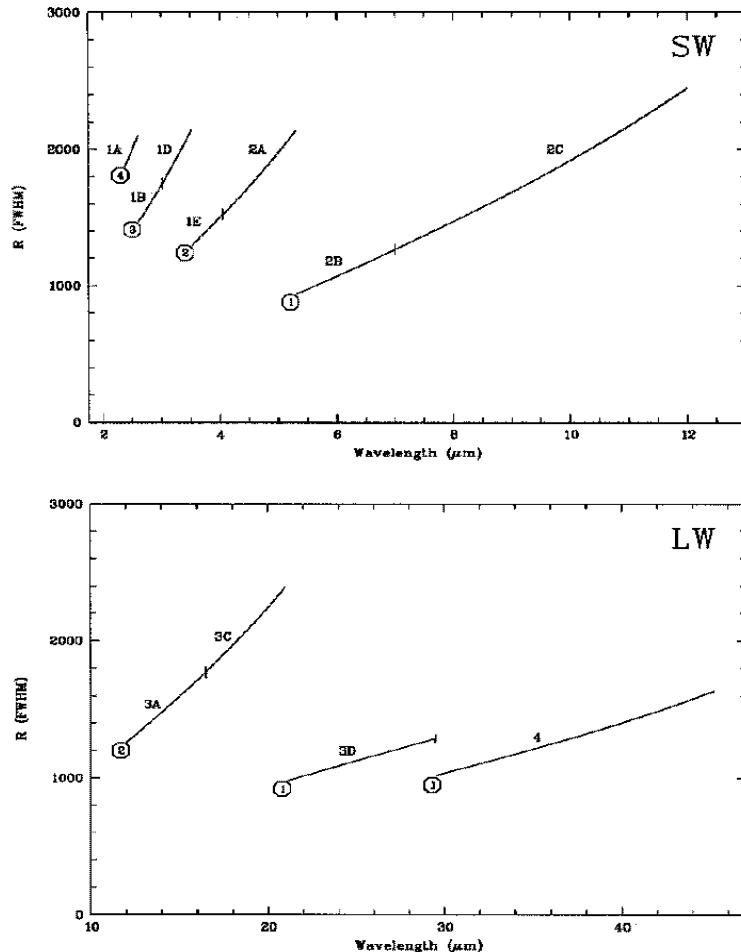


FIG. 1.13: Résolution nominale des différentes bandes de la gamme spectrale ISO-SWS, entre 2.3 et 45 μm , pour une source étendue. Cette résolution est deux fois meilleure entre 2 et 12 μm pour une source ponctuelle. La résolution “réelle” des spectres dépend du temps d’observation, c’est-à-dire de la vitesse de balayage des réseaux sur les détecteurs (Tableau 1.2).

longueur d’onde 2.38 - 45.2 μm et de deux filtres interférométriques Fabry-Pérot couvrant la gamme 11.4 - 35 μm . La stratégie d’observation de l’instrument en mode réseau est la suivante. Les 2 réseaux de dispersion, en rotation autour d’un axe, transmettent le signal sur chaque détecteur. La gamme spectrale SWS est divisée en 4 parties, les bandes (Figure 1.13), et le signal de chaque bande est reçu par 12 détecteurs. Cette rotation permet de séparer temporellement la réception sur les détecteurs du signal spectral à une longueur d’onde donnée. Autrement dit, à un instant donné, chaque détecteur reçoit de l’information spectrale à des longueurs d’onde différentes. De plus, chaque bande spectrale est parcourue deux fois par les réseaux : dans le sens des longueurs d’onde croissantes et décroissantes. On dispose donc pour chaque bande de 24 spectres. Cette redondance dans les observations permet d’effectuer une réduction des données performante. Le décalage temporel de la réception du signal sur les détecteurs permet ainsi de bien détecter et éliminer les “glitches” (sursauts du flux dus à l’impact de particules énergétiques sur les détecteurs) et de ne pas les confondre avec des raies fines et intenses du gaz. La double couverture spectrale pour chaque

Tableau 1.2: Le mode d’observation SWS01. Ce tableau donne la résolution spectrale “réelle” en fonction de la vitesse de balayage des réseaux, c’est-à-dire de la durée des observations (en secondes). R est la résolution nominale (Figure 1.13).

vitesse	1	2	3	4
résolution	R/8	R/8	R/4	R/2
durée (s)	762	1530	3054	6114

détecteur permet quant à elle de s’affranchir, au moins partiellement, des effets de mémoire dus à la réponse non-instantanée de l’appareil à des changements de flux forts et soudains.

La résolution spectrale obtenue dépend de la vitesse du réseau. La Figure 1.13 indique la résolution nominale des quatres bandes de la gamme spectrale ISO-SWS en fonction de la longueur d’onde, pour une source étendue (cette résolution est deux fois meilleure pour une source ponctuelle entre 2 et 12 μm). Les spectres complets des objets, entre 2 et 45 μm , sont obtenus, dans le mode d’observation SWS01, avec des vitesses de balayage des réseaux sur les détecteurs telles que l’intervalle des positions du réseau comprenne entre 8 et 16 éléments de résolution. La résolution est alors inférieure à la résolution nominale (Tableau 1.2). **Il faut noter que, parce que les bandes des solides réfractaires, silicates et oxydes, sont larges, les résolutions les plus basses ($\lambda/\Delta\lambda \sim 200$), correspondant aux vitesses de balayage des réseaux les plus élevées, sont suffisantes et adaptées à l’étude des solides.**

L’étalonnage photométrique a été réalisé au sol et poursuivi en vol. Il garantit une précision sur le flux absolu d’environ 30 %. La réponse spectrale de certaines bandes présente des franges d’interférence (bande 2c et bande 3) ou des artefacts spectraux qui peuvent se trouver aux même longueurs d’onde que les vibrations de certains solides (bandes 2b, 2c, 3d, 4). Il faut donc être prudent pour l’interprétation des bandes faibles dans ces zones spectrales.

La réduction des observations présentées dans cette thèse a été réalisée à l’aide des procédures regroupées dans le logiciel IA (Interactive Analysis) pour les données ISO-SWS et avec le logiciel ISAP (ISO Spectroscopic Analysis Package) pour les données ISO-LWS.

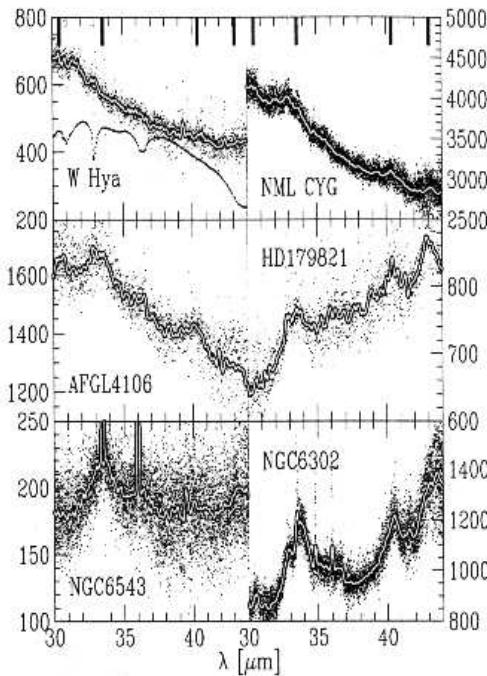


FIG. 1.14: Spectres ISO SWS de plusieurs étoiles évoluées riches en oxygène. Dans le cadre en haut à gauche la courbe en pointillés est la réponse spectrale des détecteurs de la bande considérée. Les marques noires indiquent la position des bandes d'émission dues aux silicates cristallins les plus fortes. D'après Waters et al. (1996).

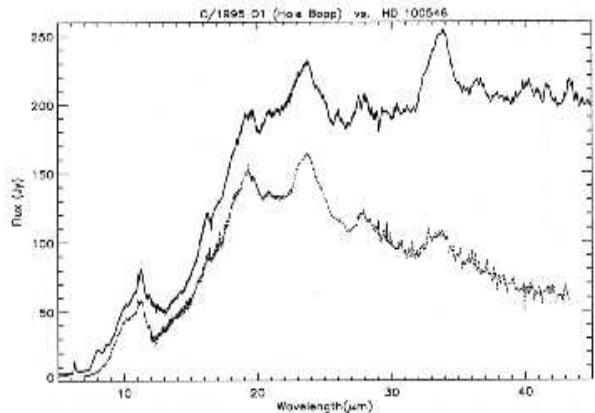


FIG. 1.15: Spectres ISO SWS de l'étoile jeune HD 1000546 (en haut) et de la comète Hale-Bopp (en bas). D'après (Waelkens et al., 1996). Le spectre de Hale-Bopp est tiré de Crovisier et al. (1997). Les bandes d'émission sont, dans les deux spectres, attribuées à de la forstérite (Mg_2SiO_4).

Les observations spectroscopiques ISO constituent une source d'information exceptionnelle pour l'étude des silicates. Le principal résultat d'ISO concernant les silicates est la découverte de silicates cristallins autour de certaines étoiles jeunes ou évoluées, rendue possible par la présence, dans les spectres de ces objets, de bandes en émission à grande longueur d'onde (Waters et al., 1996, Waelkens et al., 1996). La découverte de ces bandes a été rendue possible grâce à l'accès au domaine spectral des longueurs d'onde supérieures à $22\ \mu m$ (observables avant ISO uniquement par les observations en vol stratosphérique à basse résolution), ainsi qu'à la bonne résolution des observations. Les principales bandes observées sont situées à $\sim 23.6, 27.8, 30.5, 32.8, 33.6, 40.4, 43.1\ \mu m$ (Figures 1.14, 1.15). D'autres bandes plus faibles ont été détectées en-

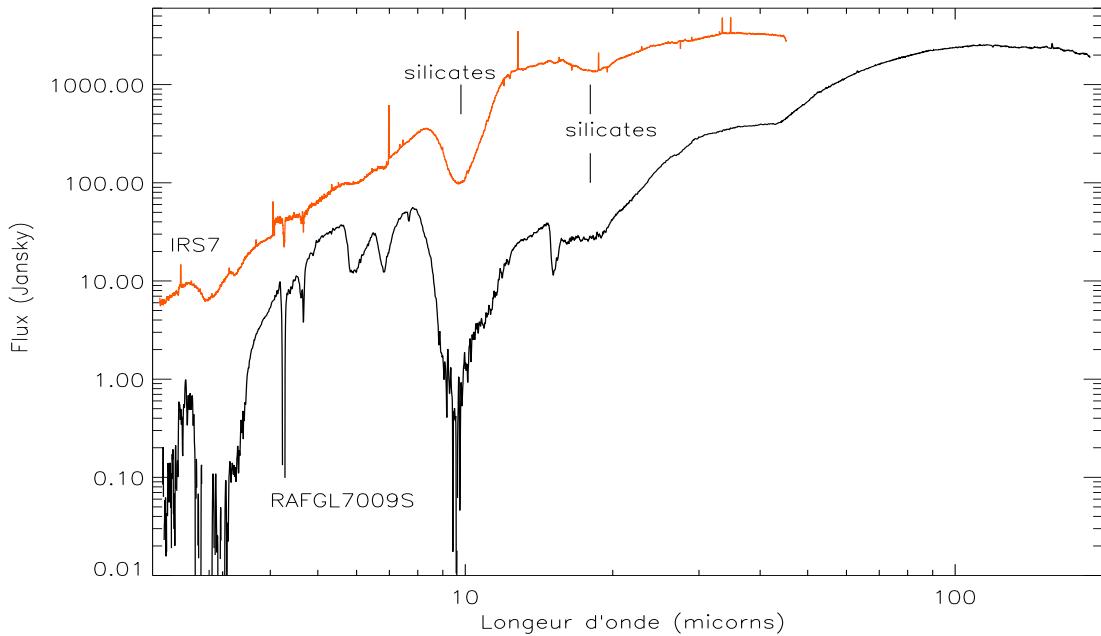


FIG. 1.16: Spectres ISO-SWS06 de la protoétoile RAFGL7009S ($R \sim 500$) et ISO-SWS01 du Centre Galactique SgrA/irs7. Les spectres montrent les bandes à ~ 10 et $18 \mu\text{m}$ des silicates amorphes. Les autres bandes d'absorption sont dues aux manteaux condensés autour des grains de silicates, manteaux de glaces (H_2O , CO , CO_2 , CH_4 , CH_3OH ,...) pour RAGL7009S (Dartois et al., 1999) et manteaux de matière carbonée et de glace d'eau pour SgrA/irs7 (Lutz et al., 1996).

tre 15 et 70 μm (Sylvester et al., 1999, Molster, 2000). Certaines de ces bandes ont également été détectées en absorption (Sylvester et al., 1999). La position des bandes, qui ne varie d'une source à l'autre que de quelques dixièmes de micron, indique que la composition de la composante cristalline de la poussière est semblable dans toutes les sources. L'identification de ces bandes aux modes de vibration du réseau de silicates cristallins riches en magnésium (olivines et pyroxènes) a profondément bouleversé la compréhension de la poussière silicatée tant au niveau de sa formation que de son évolution. En effet, alors que l'on pensait que, dans tous les environnements où ils étaient observés, les silicates étaient amorphes et alors que l'on pensait avoir une compréhension relativement globale de ce type de poussière, ISO a révélé la présence d'une population de silicates circumstellaires complètement nouvelle dont l'existence n'avait été proposée que de façon isolée par quelques auteurs (Nuth & Donn, 1982, Smith & Herman, 1990, Tielens, 1990).

Les observations d'ISO montrent toutefois que les silicates cristallins ne sont

pas observés dans toutes les sources. En effet, tous les spectres des étoiles évoluées riches en oxygène ou des étoiles jeunes ne présentent pas les bandes en émission caractéristiques des silicates cristallins. D'autre part, dans les spectres du milieu interstellaire ou des protoétoiles, ces bandes ne sont jamais observées et seules les deux larges bandes à ~ 9.8 et $18 \mu\text{m}$ des silicates amorphes sont présentes (Figure 1.16). Ces observations soulèvent de nombreux problèmes :

- Pourquoi les silicates cristallins ne sont-ils pas observés dans toutes les étoiles évoluées ? Les études de Kemper et al. (2000) indiquent que cela pourrait être dû à un biais rendant les bandes des silicates cristallins indétectables dans les spectres malgré leur présence. Cami et al. (1998) suggèrent que la présence des silicates cristallins dépend des conditions physiques et cinétiques régnant dans les enveloppes de poussières, qui influeraient sur la structure des grains nouvellement formés (Sogawa & Kozasa, 1999).
- Pourquoi n'observe-t-on plus les bandes des silicates cristallins dans le milieu interstellaire ? Cela pourrait être un effet de la température des grains (si celle-ci est trop faible les bandes ne sont plus observées en émission) conjugué à une abondance marginale des silicates cristallins par rapport aux silicates amorphes dans le MIS qui rendrait les bandes des silicates cristallins trop faibles pour être détectées. Cela peut également refléter un réel changement de structure des grains de l'état cristallin vers un état plus désordonné, amorphe.
- Comment se fait-il que les spectres des étoiles jeunes contiennent des silicates cristallins alors que les protoétoiles ne semblent pas en contenir ? Cela pourrait être dû à la cristallisation des silicates amorphes des protoétoiles. Mais il n'est pas certain que les températures atteintes par la poussière soient suffisantes pour leur cristallisation, étant donné les temps caractéristiques d'évolution des enveloppes de poussière (Molster et al., 1999b, Malfait et al., 1999). Cela pourrait aussi s'expliquer si les protoétoiles contenaient une composante cristalline indétectable.

Des éléments de réponse ont été proposés pour la plupart de ces questions mais des études plus détaillées et plus systématiques sont nécessaires pour pouvoir distinguer lesquels sont les plus vraisemblables. D'autres questions se posent aussi, concernant par exemple, la distribution spatiale et la distribution de température des composantes cristallines et amorphes des silicates pour les différents types d'objets, ou la teneur en fer des silicates amorphes et cristallins (faible pour la composante cristalline et présumée plus forte pour la composante amorphe). Si la découverte de ces bandes en émission a soulevé de nombreuses questions, celles-ci pourraient être utilisées pour distinguer et classer les objets en terme de géométrie ou d'évolution. Ainsi Molster (2000)

propose la composition des silicates cristallins (le rapport forstérite/enstatite) et l'intensité des bandes cristallines par rapport au continuum comme moyen de déterminer la géométrie des sources. Bouwman et al. (2000) utilise le fait qu'ils observent la présence de silicates cristallins dans le spectre ISOSWS de l'étoile HD 163296 et non dans celui de Ab Aur, pour suggérer que HD 163296 est à un stade plus évolué que Ab Aur.

1.3 Le cycle des silicates

1.3.1 Formation

Lieux de formation de la poussière silicatée :

Dès 1935, Lindblad (1935), remarquant une corrélation spatiale entre poussière et gaz formule l'hypothèse que les grains résultent de la condensation du gaz interstellaire. Hoyle & Wickramasinghe (1962) et Gilman (1969) suggèrent que le processus de condensation a plutôt lieu dans les enveloppes des étoiles froides. Cette hypothèse sera par la suite validée par les mesures des rapports isotopiques réalisées sur des grains présolaires extraits de chondrites (SiC , Si_3N_4 , Al_2O_3 , graphite, nanodiamants), qui montrent que les rapports isotopiques de certains éléments (par exemple $^{26}\text{Al}^{27}/\text{Al}$, pour Al_2O_3) sont cohérents avec des processus nucléosynthétiques opérant dans certaines étoiles évoluées (par exemple Anders & Zinner (1993)). Parmi les différents sites de formation de la poussière, les silicates et les oxydes sont principalement produits autour des étoiles riches en oxygène : étoiles géantes de types M, étoiles OH/IR, supergéantes (Tableau 1.3). Les novae et supernovae participent également à la production de la poussière silicatée mais les taux de production sont mal connus (Wooden et al., 1993).

Autour des étoiles riches en oxygène, le gaz est composé de molécules comme CO, N_2 , SiO et d'éléments tels que Mg, Fe, Al et les éléments plus réfractaires sous forme atomique ou oxydée (par exemple Gail & Sedlmayr (1986)). Toutes ces espèces ne vont cependant pas contribuer à la formation de la poussière réfractaire (par exemple Salpeter (1977)). CO est une molécule thermodynamiquement et photochimiquement très stable car son énergie de liaison est très élevée et difficile à surmonter à des températures inférieures à 3000 K. Ainsi, si le carbone est moins abondant que l'oxygène, comme c'est le cas dans ces étoiles, il est presque entièrement bloqué sous forme de CO et ne participe pas à la formation de la poussière réfractaire. N_2 a une

Tableau 1.3: Sites de formation de la poussière

Types de sources	Types de poussière formés				Contribution relative (Géantes M = 100)
	silicates	SiC	carbone	PAHs	
Géantes M	oui	non	non	non	100
étoiles OH/IR	oui	non	non	non	100
étoiles C	non	oui	oui	oui	60
supergéantes	oui	non	non	non	10
novae	oui	?	oui	?	0.1-10 ?
PN	non	non	oui	oui	1
étoiles WC	non	non	oui	oui	1
SN type II	oui	non	oui	non	5-500 ?
SN type Ia	oui	non	oui	non	1-80 ?

La production absolue des étoiles de type spectral M est de l'ordre de $3 \times 10^{-6} M_{\odot} \text{ kpc}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Les étoiles C désignent les étoiles riches en carbone, PN les nébuleuses planétaires, WC les étoiles Wolf-Rayet carbonées, SN les supernovae. D'après Jones (1997). Les points d'interrogation désignent des espèces non détectées ou des taux de production mal connus.

forte énergie de liaison et est donc stable. C'est aussi une molécule peu réactive car sa valence est complète. Enfin, N₂ et CO ont une tension de vapeur élevée. Ces deux molécules ne participent donc pas à la formation de la poussière. SiO ayant elle aussi une forte énergie de liaison, la plus grande partie du silicium, dans ces étoiles, se trouve sous forme de SiO. De plus SiO est un radical réactif qui existe sous forme solide aux hautes températures auxquelles se forment les grains. Ainsi, c'est cette molécule qui va participer activement à la formation de la poussière.

Processus de formation des silicates :

Selon la compréhension actuelle du processus de formation des grains, celui-ci s'effectue en deux temps. La première étape est la **nucléation**, processus par lequel les premiers noyaux (ou agrégats) réfractaires stables sont formés à partir de la condensation de la phase gazeuse. La deuxième étape est la **croissance des grains** par condensation de la phase gazeuse sur la surface de ces noyaux réfractaires. Les modèles de formation des grains suivent généralement ce découpage en deux étapes et traitent souvent ces deux processus de façon distincte.

La nucléation des premiers grains est le facteur déterminant de la formation de

la poussière. Pour former des agrégats stables, il faut surmonter une barrière de condensation, c'est-à-dire dépasser une taille critique des agrégats au delà de laquelle ceux-ci sont stables. Cette taille critique est dans les conditions astrophysiques assez petite, de l'ordre d'une dizaine de molécules. Les réactions mises en jeu lors de la formation de ces condensats ont une échelle de temps très inférieure à celle des objets et le problème peut être considéré comme stationnaire. Il existe plusieurs façons de modéliser le processus de nucléation (voir Tableau 1.4 pour les références). La théorie de nucléation classique décrit la formation d'agrégats critiques à partir d'une phase gazeuse supersaturée en utilisant les lois de la thermodynamique. L'agrégat formé est considéré comme un solide et ses propriétés sont extrapolées de celles des solides ou interpolées à partir des propriétés des phases solides et gazeuses. Cette théorie distingue plusieurs situations pour former des grains : la nucléation homogène homomoléculaire qui décrit la formation de grains homogènes par condensation de molécules d'un même type, la nucléation homogène hétéromoléculaire qui décrit la formation de grains homogènes par condensation de molécules différentes, et enfin, la nucléation hétérogène qui décrit la formation de grains par réactions chimiques entre différentes molécules. La nucléation peut aussi être décrite par une approche microscopique et non plus macroscopique comme dans les théories de nucléation classiques. Il s'agit alors de construire une chaîne de réactions chimiques transformant les molécules du gaz en particules solides macroscopiques. Une telle approche devient rapidement très complexe si le nombre de réactions mises en jeu augmente. Elle s'applique à des systèmes relativement simples pour lesquels des expériences de laboratoire existent : des composés volatils tels que la vapeur d'eau ou des hydrocarbures simples. Cette description chimique, largement utilisée pour modéliser la formation de la poussière carbonée dans les étoiles riches en carbone (Gail & Sedlmayr, 1987), est difficilement applicable aux matériaux réfractaires car il existe peu de données expérimentales (Nuth et al., 2000).

Une fois les premiers noyaux solides formés, leur taille va augmenter par condensation du gaz sur leur surface. C'est la croissance des grains. Elle peut être décrite d'un point de vue purement thermodynamique et l'on peut alors déduire, en supposant l'équilibre thermodynamique et une composition initiale du gaz, une séquence de condensation en fonction de la température et de la pression du gaz (Grossman & Larimer, 1974, Sedlmayr, 1989). Néanmoins, les conditions physiques régnant dans les enveloppes autour des géantes rouges peuvent être très différentes de l'équilibre thermodynamique. Il est alors nécessaire de tenir compte de la dynamique des enveloppes dans lesquelles se forme la poussière ainsi que de la cinétique des processus physiques impliqués afin de prédire la composition et la structure de celle-

ci. En effet, si l'échelle de temps des processus régissant la composition chimique des grains est supérieure à l'échelle de temps d'évolution des enveloppes au sein desquelles ceux-ci se forment, alors ces processus vont être inhibés. De même, la structure des grains formés dépend de leur température et donc de la dynamique des enveloppes. La modélisation de la structure des grains était peu étudiée avant ISO puisque les silicates observés semblaient tous amorphes. La découverte des silicates cristallins autour de certaines étoiles évoluées, mais pas dans toutes, illustre la nécessité de coupler les processus dynamiques aux processus classiques de formation des grains afin de pouvoir expliquer les observations. De telles études commencent à apparaître, comme par exemple celle de Sogawa & Kozasa (1999) qui montre que la production de silicates cristallins dépend du taux de perte de masse des étoiles.

La formation de la poussière réfractaire riche en oxygène (silicates, oxydes) est donc généralement décrite par la théorie classique de la nucléation et de la croissance des grains. Les silicates sont composés de “monomères” de type Mg_2SiO_4 , $MgSiO_3$ qui n'existent pas à l'état gazeux. La formation des grains ne peut donc s'effectuer par condensation homomoléculaire. Elle s'effectue par condensation hétérogène ou homogène hétéromoléculaires, ou bien par croissance des manteaux silicatés sur des noyaux. Ceux-ci peuvent être constitués d'oxydes tels que Al_2O_3 et TiO_2 ou composés de molécules telles que TiC, des noyaux de MgO , MgS , Fe ayant également été proposés (voir Tableau 1.4 pour les références). Des grains présolaires de carbone constitués d'un cœur de TiC ont d'ailleurs été observés (Zinner, communication personnelle). Le Tableau 1.4 recense différents modèles de formation de la poussière riche en oxygène, modèles de nucléation ou de croissance des grains, incluant ou non la nature physique et cinétique des objets. Cette liste n'est pas exhaustive. Elle donne néanmoins une idée du nombre d'études existantes. Les données d'ISO, qui permettent de bien connaître la composition et la structure de la poussière en fonction des différents types d'environnement, fournissent de nouvelles contraintes à ces modèles.

Les modèles d'évolution de la poussière montrent que la quantité de poussière détruite dans le MIS est dix fois supérieure à la quantité de silicates formés dans les enveloppes des étoiles évoluées, et injectés dans le MIS (par exemple Jones et al. (1994)). Bien que de nombreux paramètres puissent entraîner une surestimation de ce facteur (Paragraphe 1.3.3), un tel résultat implique qu'une partie de la poussière se forme directement dans le MIS. Or, les conditions physiques régnant dans le MIS (température et pression) ne sont pas favorables à la formation de la poussière. Celle-ci pourrait tout de même avoir lieu dans les régions du MIS perturbées par les explosions de supernovae. Cependant, les taux de formation de la poussière dans ces environ-

Tableau 1.4: Théories de formation des grains.

type d'objet	Théorie de condensation	phase gazeuse	Composition grains formés	Références
étoiles M	nucléation homogène homomoléculaire	SiO, MgS, Fe	(SiO) _N , (MgS) _N , (Fe) _N	Gail & Sedlmayr (1986)
		MgO	(MgO) _N	Koehler et al. (1997)
	nucléation homogène hétéromoléculaire	SiO, TiO, Al, Ca, Mg, Fe	(Al ₂ O ₃) _N [*] , (CaTiO ₃) _N [*] , (MgSiO ₃) _N [*] , (Fe) _N	Kozasa & Hasegawa (1987), Draine (1979)
		SiO, Mg, H ₂ O	(Mg ₂ SiO ₄) _N [*] , (MgSiO ₃) _N [*]	Fadeyev (1988)
		Al ₂ O ₃ , Fe, MgSiO ₃ [*]	(Al ₂ O ₃) _N , (Fe) _N , (MgSiO ₃) _N [*]	Kozasa et al. (1984)
			(Al ₂ O ₃) _N , (MgFeSiO ₃) _N [*] , noyau Al ₂ O ₃ - manteau MgFeSiO ₃	Kozasa & Sogawa (1998), Sogawa & Kozasa (1999), Gail & Sedlmayr (1999)
		Fe, SiO, Mg, H—O	hétérogènes, noyau-manteau	Dominik et al. (1993)
éjecta de novae	condensation hétérogène hors équilibre			Patzer et al. (1998)
éjecta de supernovae	nucléation homogène et croissance			Kozasa et al. (1991), Kozasa et al. (1989)

* molécules initiales n'existant pas dans la phase gazeuse.

nements sont très mal connus (Tableau 1.3) (voir Dwek (1998) et les références citées).

1.3.2 Evolution des grains dans le milieu interstellaire

La poussière nouvellement formée autour des étoiles en fin de vie est injectée dans le milieu interstellaire par les vents stellaires. Tout au long de son évolution dans le MIS et selon le type d'environnement astrophysique dans lequel elle se trouve, la poussière est soumise à divers processus physiques qui vont détruire et/ou fragmenter les grains, ou qui vont, au contraire, augmenter leur taille et/ou modifier leur composition. Ces processus sont nombreux : collisions grain-grain et gaz-grain, irradiation photonique ou particulaire (rayons cosmiques), etc.. Les modèles indiquent que les collisions grain-grain entraînent leur fragmentation si leur vitesse relative est $\geq 1 \text{ km/s}$ (Jones et al., 1996). Si ces mêmes collisions s'effectuent à des vitesses plus faibles, les grains vont coaguler et leur taille moyenne va augmenter. Si la vitesse est de l'ordre de quelques dizaines de km/s les collisions grain-grain peuvent aussi entraîner leur vaporisation. Les collisions gaz-grain, quant à elles, éjectent des atomes de la surface des grains (pulvérisation) pour des vitesses relatives gaz-grain de quelques dizaines de km/s (Jones et al., 1996).

Il est intéressant d'évaluer l'efficacité de ces processus dans les enveloppes circumstellaires lors de l'éjection des grains vers le MIS. Les silicates formés autour des étoiles évoluées sont injectés dans le MIS par les vents stellaires, par la pression du rayonnement de l'étoile centrale. Dans ces vents, les collisions gaz-grain induisent un couplage entre les grains et le gaz qui est responsable de la perte de masse des étoiles. La vitesse de dérive des grains par rapport au gaz s'écrit (Jones et al., 1997) :

$$v_d \sim \left(\frac{Q_{pr} L_* v}{\dot{M} c} \right)^{1/2} \quad (1.1)$$

où Q_{pr} est l'efficacité de la pression de radiation, L_* la luminosité de l'étoile, v la vitesse terminale du gaz, \dot{M} le taux de perte de masse de l'étoile et c la vitesse de la lumière. Q_{pr} dépend de l'efficacité d'absorption et de diffusion des grains et d'une fonction de phase représentative de la distribution de l'énergie lumineuse diffusée. Sa valeur dépend des caractéristiques physiques des grains (géométrie, composition, etc.). Ainsi, les grains de graphite sont plus sensibles à la pression de radiation que les grains silicatés et leur vitesse d'éjection v_d est supérieure. On écrit généralement pour les silicates l'efficacité de la pression de radiation sous la forme : $Q_{pr} \simeq 0.02a/500\text{\AA}$ où a est la taille des grains. Dans les étoiles ayant une perte de masse supérieure à $10^{-5} M_\odot/\text{an}$, qui contribuent le plus à l'injection de la poussière dans le MIS, la vitesse d'échappement de grains de silicates de, par exemple, $0.005 \mu\text{m}$ est de l'ordre de 1 km/s . Les grains sont donc préservés de la destruction mais peuvent éventuellement être fragmentés si cette vitesse augmente. Le transfert des grains des enveloppes cir-

cumstellaires vers le MIS s'effectue sur une échelle de temps très courte (10^4 - 10^5 ans) par rapport au temps de vie des grains dans le MIS ($\sim 4 \times 10^8$ ans) (Jones et al., 1996). L'altération éventuelle des grains lors de leur injection dans le milieu interstellaire ne sera donc importante que si les processus mis en jeu sont très efficaces.

C'est donc dans le MIS, où les grains résident en moyenne $\sim 4 \times 10^8$ ans avant d'être détruits, que la poussière silicatée va évoluer. Le MIS est un environnement structuré constitué de plusieurs phases (Whittet, 1992, Jones et al., 1997) :

- les nuages moléculaires denses et froids dans lesquels la densité est $\geq 10^3$ H/cm³ et la température cinétique du gaz T est ~ 15 K. L'hydrogène y est présent sous forme moléculaire H₂ et des molécules complexes existent. Cette phase occupe $\sim 1\%$ du volume du MIS.
- les nuages atomiques froids, dans lesquels n ~ 40 H/cm³ et T ~ 80 K. Ils occupent de l'ordre de 2 - 4 % du MIS. L'hydrogène y est présent sous forme atomique.
- le milieu diffus chaud qui a une température cinétique de l'ordre de 10^4 K et une densité n ~ 0.25 H/cm³, il occupe ~ 20 - 40 % du MIS.
- le milieu internuage, très chaud et très peu dense : n ~ 0.003 H/cm³ et T $\sim 5 \times 10^5$ K. L'hydrogène y est ionisé. Il occupe entre 60 et 80 % du volume du MIS.

On remarque que la quasi-totalité du volume du MIS est occupée par le gaz chaud, ionisé et peu dense et que l'essentiel de sa masse réside dans les nuages moléculaires et atomiques et occupe un volume très faible. Sous l'action photodissociative et photoionisante du rayonnement des étoiles massives les nuages moléculaires et atomiques froids se dissipent dans le milieu diffus chaud sur une échelle de temps de l'ordre de $\sim 3 \times 10^7$ ans (McKee, 1989). Le milieu chaud est lui aussi transformé en nuages froids par recombinaison dans des régions protégées et par compression lors de la propagation des chocs sur des échelles de temps de l'ordre de $\sim 3 \times 10^6$ ans (Jones et al., 1997).

Au cours de son évolution, la poussière va transiter à travers les différentes phases du MIS. Dans les phases denses du MIS, elle est soumise à des processus non destructifs tels que la coagulation des grains ou l'accrétion du gaz à la surface des grains. Ce n'est pas le cas dans les phases chaudes de plus faible densité, dans lesquelles les ondes de choc des supernovae peuvent se propager et qui, via les collisions gaz-grain et grain-grain, vont détruire ou fragmenter les grains. De plus les collisions gaz-grains ainsi que l'irradiation des grains, par des photons ou des rayons cosmiques, vont par-

ticiper à leur évolution physico-chimique. Ainsi, la présence de bandes d'absorption à 3.1, 4.27, 4.62, 6.8, 7.7, 15.2 μm dans les spectres des nuages moléculaires montre que des molécules simples se sont condensées à la surface des grains et ont évolué chimiquement grâce à l'énergie déposée par les photons et les rayons cosmiques, formant un manteau glacé composé de molécules telles que H_2O , CO , CO_2 , CH_4 , CH_3OH (d'Hendecourt et al., 1996, Whittet et al., 1996, Moore, 1999, Dartois, 1998). En direction du Centre Galactique, les observations montrent des bandes à 3.4 μm et 6.2 μm caractéristiques des groupements aliphatiques dans la matière carbonée et qui pourraient résulter de la photolyse des manteaux de glaces par des photons UV et/ou des rayons cosmiques (Tielens et al., 1996, Schutte et al., 1998).

Il est cependant plus difficile d'évaluer les effets de ces différents processus sur les grains d'oxydes et de silicates car, du fait du caractère réfractaire de ces espèces, les énergies et doses requises pour les altérer sont différentes de celles des volatiles. Les récents résultats d'ISO semblent pourtant indiquer que la structure des silicates pourrait être altérée au sein du MIS puisque l'on n'y observe pas les bandes des silicates cristallins (Paragraphe 1.2.2). De plus, la composition des grains de silicates semble elle-aussi évoluer d'une composition de type olivine dans le MIS et autour des étoiles évoluées vers une composition de type pyroxène dans les protoétoiles (par exemple Dorschner et al. (1988)).

L'équilibre entre les processus de formation et de destruction des grains régit la distribution de taille des grains interstellaires. Mathis et al. (1977) ont déterminé, à partir de l'extinction observée entre 0.11 et 1 μm , une distribution de taille de la poussière fréquemment utilisée (distribution MRN, Figure 1.17). Ils reproduisent l'extinction observée avec une population de grains d'olivine et d'enstatite amorphes, de SiC, de magnétite et de graphite dont la distribution de taille suit une loi de puissance de forme : $n(a) \propto a^{-\beta}$ avec β compris entre 3.3 et 3.6 et des grains de rayon a compris entre 0.005 et 1 μm pour les grains de graphite, et entre 0.025 et 0.25 μm pour les autres espèces. Si la taille des grains change, l'extinction observée va être modifiée. L'observation et la modélisation de l'extinction montrent ainsi qu'il y a plus de gros grains dans les milieux denses et plus de petits grains dans le milieu diffus (Cardelli et al., 1989, Kim et al., 1994). Les modèles réalisés par Jones et al. (1996) montrent en effet que, dans le milieu diffus, les grains de taille supérieure à 0.1 μm sont efficacement convertis en petits grains par les collisions grain-grain. Plusieurs études de la distribution de taille, à la lumière de nouvelles observations et/ou en prenant en compte les différents processus susceptibles de la modifier, ont été entreprises. A partir d'observations entre 0.1 et 5 μm du milieu interstellaire diffus et dense, Kim et al.

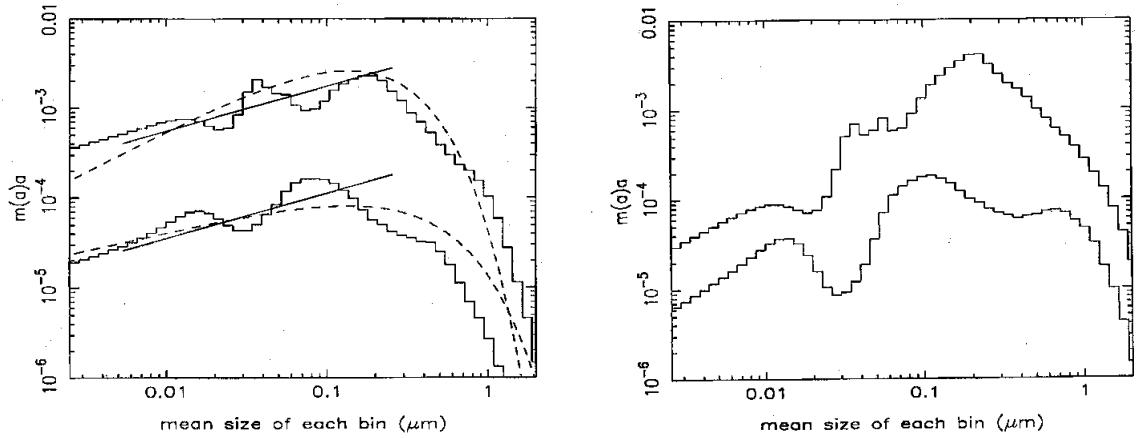


FIG. 1.17: Distribution de taille de la poussière dans le milieu diffus (à gauche) et dans le milieu dense (à droite). Les histogrammes représentent les distributions de taille pour des grains de silicate (en haut) et de graphite (en bas, décalés d'un facteur 10 par souci de clarté). Ces distributions sont calculées d'après les observations de l'extinction avec la méthode du maximum d'entropie. Les lignes tiretées représentent le meilleur ajustement des observations pour des distributions de taille exprimées sous la forme : $a^{-n} \exp(-a/a_b)$. Les lignes continues à gauche représentent les distributions de taille MRN correspondantes. On observe que le milieu diffus contient moins de gros grains que le milieu dense. D'après Kim et al. (1994).

(1994) déterminent une distribution de taille pour chacune des phases. La différence entre ces deux distributions est que celle du milieu dense contient moins de petits grains et plus de gros grains que celle du milieu diffus (Figure 1.17). Ces distributions sont aussi plus complexes que la distribution MRN, en particulier, la coupure abrupte et non physique de cette dernière y est remplacée par une décroissance exponentielle de la taille des grains à partir de $\sim 0.2 \mu\text{m}$. D'autres modèles, prenant en compte la compacité des grains, ont été réalisés par O'Donnell & Mathis (1997). Toutes ces études ont affiné la distribution MRN déterminée il y a 25 ans.

1.3.3 Destruction de la poussière

Les observations, dans la phase gazeuse des différentes phases du MIS, de l'abondance des éléments constitutifs de la poussière réfractaire, tels que Si, Mg, Fe, montrent que ceux-ci sont plus abondants dans le milieu diffus que dans les nuages denses et froids (Cowie, 1978, Sembach & Savage, 1996, Jones, 2000). Ceci reflète la destruction totale ou partielle des grains dans le milieu diffus. Cette destruction est due à la vaporisation, à l'érosion et/ou à l'explosion des grains dans les ondes de

choc de grandes vitesses se propageant dans le milieu diffus, qui libèrent dans le gaz les éléments de la phase solide (Draine & Salpeter, 1979, McKee, 1989, Jones et al., 1994).

La comparaison entre le temps de vie des grains, $\sim 4 \times 10^8$ ans, et le temps nécessaire pour réalimenter le MIS en poussière nouvellement formée, $\sim 3 \times 10^9$ ans (Jones et al., 1994), montre que les modèles actuels sont confrontés à un important problème puisqu'ils prédisent que la poussière est détruite dix fois plus vite qu'elle n'est produite. Toutefois, la détermination de la durée de vie des grains dans le MIS nécessite de faire intervenir de nombreux paramètres et processus physiques, qui, pour certains d'entre eux, sont très mal contraints. Ainsi, il se peut que la fréquence des supernovae détruisant réellement des grains soit surestimée, et donc la durée de vie des grains sous-estimée. Ce peut être le cas si les supernovae se situent dans des amas car elles peuvent alors exploser dans des zones vidées de leur matière par l'explosion d'une précédente supernova : les cheminées galactiques (Normandeau et al., 1996). Une mauvaise estimation des échelles de temps du cycle de la matière à travers les différentes phases du MIS peut également modifier la détermination de la durée de vie des grains. Enfin la structure des grains doit être prise en compte dans les calculs de l'efficacité des mécanismes de destruction. En effet, des modèles montrent que les grains poreux sont moins facilement détruits par vaporisation car préférentiellement fragmentés en plus petits grains (Dominik et al., 1995, O'Donnell & Mathis, 1997). Or la modélisation de la poussière silicatée montre que les bandes à 9.7 et 18 μm observées dans le MIS sont reproduites par des grains contenant plus de 25 % de vide plutôt que par des grains compacts (Mathis, 1998). D'autre part, l'analyse des observations X de la diffusion des grains dans des novae et dans des étoiles binaires éclipsées semble également indiquer que les grains, silicatés ou carbonés, sont poreux (Clark et al., 1994, Mathis et al., 1995). Il faut cependant noter que la méthode de modélisation de la poussière utilisée dans ces études est contestée par Smith & Dwek (1998, 2000). Une modélisation plus rigoureuse devrait permettre de confirmer, ou non, les résultats de Clark et al. (1994) et Mathis et al. (1995).