

École doctorale n° 104 : Sciences de la Matière, du Rayonnement et l'Environnement

THÈSE

pour obtenir le grade de docteur délivré par

Université de Lille 1

Spécialité: Science des Matériaux

présentée par

Guillaume BELLINO

**Étude par microscopie électronique en
transmission analytique de chondres non
fondus et partiellement fondus dans les
chondrites ordinaires primitives**

Soutenue publiquement le 11 décembre 2015

Présentée devant le jury d'examen composé de:

Pr. Damien JACOB,	Université de Lille 1	Président
Dr. Brigitte ZANDA,	Muséum National d'Histoire Naturelle	Rapporteuse
Pr. Guy LIBOUREL,	Observatoire de la Côte d'Azur	Rapporteur
Pr. Bertrand DEVOUARD,	Université d'Aix-Marseille	Examineur
Pr. Mathieu ROSKOSZ,	Muséum National d'Histoire Naturelle	Examineur
Pr. Hugues LEROUX,	Université de Lille 1	Directeur de thèse

Unité Matériaux et Transformations (UMET)
UMR CNRS 8207, 59655 Villeneuve d'Ascq, France.

Remerciements

Même si les derniers mois d'une thèse ressemblent à une longue traversée solitaire du désert, elle ne reflète pas la thèse dans son ensemble. Beaucoup de personnes ont contribué à la réussite de cette thèse et c'est ici que je veux les remercier.

Tout d'abord je veux remercier l'ensemble de mon jury de thèse d'avoir accepté d'évaluer mon travail. Cette thèse s'est terminée par une soutenance où les discussions ont toutes été constructives et mon permis d'avoir un autre regard sur mon travail. Lors de cette soutenance j'ai pu observer à travers vos questions, l'intérêt que vous avez porté sur mon travail, merci pour cela. Je remercie particulièrement Brigitte et Guy d'avoir accepté de rapporter ce travail de thèse. Merci pour votre expertise, j'en tire une certaine fierté de vous avoir eu comme rapporteur. Brigitte, au cours de ma thèse nous avons eu l'occasion de discuter de mes résultats et interprétations lors de conférences ou de visite au muséum. Tu m'as toujours accordé du temps et de l'intérêt, et toujours dans la bonne humeur, merci, sincèrement. Je remercie également Bertand et Mathieu d'avoir accepté de faire parti de mon jury de thèse et Damien d'avoir présidé ce jury. Mathieu au cours de ma thèse tu as porté un regard sur mon travail, notamment lors des « Astro Picnic » et tu m'as fait part, assez rapidement, de la valeur de mes résultats. Merci pour tes commentaires, tes conseils et ton énergie.

Parce qu'une thèse c'est avant tout un directeur de thèse, merci à Hugues. Merci de m'avoir permis d'effectuer cette thèse mais surtout merci de m'avoir permis de l'effectuer dans de bonnes conditions. Merci pour ta patience et ta disponibilité sans faille ! Même si je suis conscient que certaines choses ne se sont pas passées comme tu l'aurais souhaité, tu m'as toujours accordé ta confiance et sache que c'est très appréciable, merci, sincèrement. C'est tout naturellement que je te recommanderai pour tout étudiant qui voudrait faire une étude MET de poussières primitives.

La thèse c'est aussi l'occasion de faire la rencontre de compagnons de « galère ». Mes remerciements vont tout d'abord au bureau 210 alias le bureau de la jalousie! Lieu interdit au -18ans, repère de blagues salaces, de joutes verbales et sportives (mais toujours dans la compétition) de bons délires mais aussi, de temps à autre, de discussions sérieuses! Je suis arrivé dans ce bureau avec l'étiquette du meilleur buteur (pas facile à porter) et si vous avez montré de la jalousie à mon égard au tout début, vous avez fini par m'accepter tel que je suis. Merci sincèrement ahahahah:-)

Plus sérieusement cela a été un réel plaisir d'être avec vous dans ce bureau. Au cours de ces 3 années j'ai appris à vous connaître et j'ai rencontré des personnes avec qui je partage de nombreuses valeurs. On s'est toujours soutenu les uns et les autres, on a toujours montré de l'intérêt pour le travail des autres avec toujours beaucoup de modestie et de franchise. Finalement bien que le point Godwin a été franchi à de nombreuses reprises (jusqu'à plusieurs fois par minute), il y avait beaucoup d'amour dans ce bureau <3 Il s'en est passé des choses dans ce bureau, sachez que je n'oublierai rien !

François aka le truand de la galère ou *Housaeri* pour les intimes, on partage ensemble le goût du sport, de la musique urbaine qui insulte les mamans et les blagues dégueulasses (même sur les mamans). On a été réciproquement notre meilleur public, on s'est donc motivé l'un l'autre à continuer dans le registre des blagues carambar revisitées par Morsay. Au cours de ma thèse je t'ai vu franchir les galères avec beaucoup d'énergie et finalement presque avec enthousiasme (tu aimes quand on te fait mal?). Sache que j'admire ta persévérance, je n'aurai aucun mal à travailler avec toi !

Boris aka Rousseskosz, on a eu (presque) le même parcours universitaire pour finalement se retrouver dans le même bureau.. à l'UMET.. c'est beau ! Tu as souvent jugé nos blagues à coups de jingle musicaux mais juger c'est considérer, alors merci de ta considération pour ces blagues qui n'en valait pas la peine! Grâce à toi j'ai pu rencontrer une personne atteinte du syndrome de Gilles

de la Tourette principalement actif lorsque tu es en possession d'un souris filaire et devant fichier excel de 10000 lignes. Boris cela a été un plaisir d'être dans ton bureau, on a eu l'occasion d'échanger nos point de vue sur de nombreux sujets et sache que j'apprécie et que je partage (cela va souvent ensemble) ton point de vue sur de nombreux sujets et notamment sur la place du travail dans la vie (quand tu veux pour ouvrir une brasserie).

Nils aka l'homme qui dégaine wikipédia plus vite que son ombre ou l'homme qui possède la courbe de droitisation la plus importante du bureau 210. Nils au cours de ma thèse tu m'as offert tes plus beaux doigts d'honneur et j'ai essayé de te les rendre avec autant de ferveur qu'à un mec qui insulte Federer. Nils le plus gentil du bureau mais avec un fond *mauvéééééé*, père spirituel d'Antoine le rôdeur. Je suis toujours autant fasciné par ta capacité à partir au fin fond du Brésil quasiment du jour au lendemain. Tu vas facilement vers les autres et tu t'intéresse vraiment à eux, c'est une qualité rare de nos jours (j'espère que cela t'apportera plein de boobs). J'attends ton premier article dans Fier Panda avec impatience.

Lise aka Miss n'importe quoi, tu as du en chier avec nous et nos montées de testostérone. J'ai toujours voulu savoir ce que tu te disais quand, lors des Vendredi après-midi de folies, nous étions en pleine dépossession de nos moyens.

Le bureau 210 a été l'objet de convoitise de nombreux êtres vivant de l'UMET. Parmi eux se trouve un Homme aux dimensions surhumaine dénommé Antoine. Malgré les nombreuses *blitzkrieg* verbales que tu as reçu dès que tu franchissais le seuil de la porte, tu es resté debout. Bravo, parce que ce n'était pas beau à voir. Tu as toujours réussi à renaître de tes cendres tel un *phoenix*. J'apprécie ta curiosité mais surtout ton envie d'apporter une réponse qui se veut toujours la plus rigoureuse possible. Priscille alias Pri-Pri ou ma (grande) sœur de thèse. Cela a été un plaisir d'avoir pu échanger avec toi lors de ma thèse que cela soit pour parler météorites ou bien d'autres sujets. Cela manque de femmes comme toi dans les labos de physique. Même si tu peux paraître sensible à la pression de temps en temps, j'ai toujours été impressionné par ta capacité à faire les choses dans les temps, à te surpasser. Quand quelque chose te tiens à cœur, tu y vas à 100%. Bravo. Je tenais également à remercier les africains du bureau 010, Saadia et Yvan. Saadia aka la personne qu'on entend arriver à 10km. J'apprécie ton franc parlé et ta sincérité, tu es toujours là pour filer un coup de main (à ce que tu aimes bien, bien entendu!) et avec le sourire ! *What else ?* Par contre stp un jour arrête avec Mourinho.. ;-) Merci également à Juliette pour tes conseils de fin de thèse et bon courage pour les formations pôle emploi ahah (mais pourquoi tu n'as pas fait de thèse Cifre?). Une pensée à Chris, Adéline, Audrey et Huan les futurs piliers du 210, bon courage à vous ! Merci également aux doctorants « de l'autre coté de l'escalier » Maxime, Claire, Marco, Jérôme, Gulzar. Merci notamment à Maxime et Claire pour votre gentillesse et de m'avoir accepté durant vos pauses café :-)

Durant cette thèse j'ai pu obtenir de solides compétences en microscopie et cela c'est grâce aux personnes compétentes présentes à l'UMET. Merci à Jean-François pour la formation et pour les appels à l'aide. Un grand merci à Ahmed, toujours là pour dépanner et pas le dernier pour déconner. Ahmed j'ai très apprécié ta rigueur « microscopiste » et tes trucs et astuces pour mieux utiliser les microscopes. Tu es toujours entrain de nous demander pourquoi on fait ça et cela nous pousse réellement comprendre ce qu'on fait, merci. Merci également à Maya pour ta disponibilité et ta gentillesse. J'aurai bien aimé que tu arrives plus tôt au cours de ma thèse pour que le EELS n'ai pas de secrets pour moi !

Merci à Patrick pour tes conseils et ton point de vue sur mes compétences et sur mon travail. Merci à l'ensemble de l'équipe de physique des minéraux. Merci notamment à Seb, Nadège, Paul et Pierre pour nos discussions lors de mes quelques apparitions en salle café. Merci aussi à Francesca pour ta gentillesse. Merci aussi à Franck, Mathieu, Valérie et Sophie pour nos discussions lors des repas en salle en café. Je suis convaincu que vous allez tous vous mettre au bio.

Enfin merci à ma famille, belle famille et amis ! Une thèse c'est difficilement compréhensible pour les personnes qui sont en dehors de la recherche mais vous avez su être là, comme d'habitude. Merci à ma mère et mon père bien entendu, j'ai vu beaucoup de fierté dans vos yeux lors de ma soutenance et rien que pour cela, ça vaut la peine de faire une thèse. Cela marche également pour mon frère et ma sœur. Si la période de rédaction n'est pas facile à gérer, elle l'a été tout aussi difficile pour celle qui est à mes cotés depuis de nombreuses années maintenant, Marine. Merci pour ta patience qui je le sais n'est pas ton point fort (ahahah :-)), merci d'avoir été là à ta manière, merci d'être toi.

Merci à tous.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
-----------------------------	---

Chapitre 1 : Contexte de l'étude et problématique

1.1 FORMATION DU SYSTEME SOLAIRE	7
1.2 LES METEORITES ET AUTRES OBJETS EXTRATERRESTRES.....	11
1.2.1 <i>Les météorites</i>	11
1.2.1.1 Généralités sur les météorites	11
1.2.1.2 Les météorites différenciées.....	12
1.2.1.3 Les météorites non différenciées	13
1.2.1.4 Modifications des chondrites sur les corps parents: métamorphisme thermique et altération aqueuse.	19
1.2.1.5 Les constituants des chondrites.....	21
1.2.2 <i>Les autres échantillons extraterrestres</i>	51
1.2.2.1 Les micrométéorites	51
1.2.2.2 Les poussières interplanétaires	52
1.2.2.3 Retour d'échantillons cométaires: la mission Stardust	54
1.3 PROBLEMATIQUE.....	56

Chapitre 2: Méthodologie et approche expérimentale

2.1 LA MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A BALAYAGE ANALYTIQUE (MEBA)	61
2.2 LA MICROSCOPIE ELECTRONIQUE EN TRANSMISSION ANALYTIQUE (META)	63
2.2.1 <i>Préparation des échantillons</i>	65
2.2.1.1 Amincissement ionique	65
2.2.1.2 Lames par faisceau d'ions focalisés (FIB).....	67
2.2.2 <i>Principe de fonctionnement du MET</i>	68
2.2.3 <i>Les techniques associées au MET</i>	70
2.2.3.1 La diffraction électronique.....	71
2.2.3.2 Imagerie conventionnelle	72
2.2.3.3 Imagerie STEM (Scanning Transmission Electron Microscopy)	73
2.2.3.4 La spectroscopie en dispersion d'énergie des rayons X (EDS-X)	73

Chapitre 3: Etude des relations chimiques, minéralogiques et texturales entre la matrice fine et les couronnes à grains fins

3.1 ECHANTILLON ET METHODOLOGIE.....	84
--------------------------------------	----

3.2 RESULTATS	85
3.2.1 Transition entre la matrice et couronne	85
3.2.2 Compositions chimiques de la matrice et des couronnes	86
3.2.3 Minéralogie des couronnes et de la matrice	88
3.2.3.1 Minéralogie de la matrice	88
3.2.3.2 Minéralogie des couronnes	96
3.2 DISCUSSION.....	103
3.2.1 Similarités et différences entre la matrice et les couronnes.....	103
3.2.2 Origine des olivines	104
3.2.2 Origine et scénario de formation.....	109

Chapitre 4: Etude des chondres non fondus: premières étapes de la transformation des précurseurs des chondres

4.1 ETUDE D'UN CHONDRE NON FONDU DANS BISHUNPUR.....	117
4.1.1 Echantillon et méthodes.....	117
4.1.2 Résultats à l'échelle du MEB.....	117
4.1.3 Résultats à l'échelle du MET	121
4.1.3.1 Partie interne du chondre.....	121
4.1.3.2 Partie externe du chondre.....	129
4.2 DISCUSSION.....	137
4.2.1 Déséquilibre olivine/pyroxène	137
4.2.2 Origine des olivines	138
4.2.2.1 Eléments mineurs dans les olivines	138
4.2.2.2 Les olivines ne sont pas en équilibre avec l'amorphe	139
4.2.2.3 La composition de l'amorphe n'est pas compatible avec un verre.....	140
4.2.3 Discontinuité partie interne/externe.....	143
4.2.4 Différentes conditions thermiques et redox	144
4.2.5 Processus de formation	147
4.2.6 Précurseurs du chondre	147

Chapitre 5: Etude des chondres partiellement fondus: influence de l'intensité du chauffage sur la texture et la composition

5.1 ECHANTILLON ET METHODOLOGIE.....	156
5.2 ETUDE DU CHONDRE DE SEMARKONA.	156
5.3 ETUDE DU CHONDRE DANS BISHUNPUR.....	161
5.3.1 Limite du chondre.....	161
5.3.2 Résultats à l'échelle du MEB.....	164

5.3.2.1 Composition chimique du chondre.....	164
5.3.2.2 Cartographies chimiques	166
<i>5.3.3 Résultats à l'échelle du MET</i>	<i>168</i>
5.3.3.1 Minéralogie et composition des lentilles (Zone 1).....	168
5.3.3.2 Minéralogie et composition de la zone 2.....	174
5.3.3.3 Minéralogie et composition de la zone 3.....	183
5.3.3.4 Minéralogie et composition de la zone 4.....	191
5.3.3.5 Minéralogie et composition de la zone interne du chondre	196
5.4 DISCUSSION.....	205
5.4.1 <i>Un chondre partiellement fondu.....</i>	<i>205</i>
5.4.2 <i>Origine des olivines</i>	<i>208</i>
5.4.3 <i>Olivines reliques.....</i>	<i>214</i>
5.4.4 <i>Précurseurs du chondre</i>	<i>217</i>
CONCLUSION GÉNÉRALE	223
BIBLIOGRAPHIE	237

Introduction générale

Le système solaire est composé de divers objets de tailles et de natures très variées. L'étude des processus physiques et chimiques à l'origine de ces objets, et notamment ceux qui ont été formés très tôt dans l'histoire du système solaire, doit permettre une meilleure compréhension de sa formation. Les premiers solides du système solaire, sous forme de poussières finement divisés (condensats nébulaires ou issus du milieu interstellaire), vont s'agglomérer par des collisions successives et former des corps pluri-kilométriques au cours des premiers millions d'années. La figure 1 présente un schéma de la nébuleuse proto-solaire qui résume les principaux événements qu'a subi la matière finement divisée. La zone proche du Soleil est le siège de réactions brèves (quelques minutes à quelques heures) et de hautes températures ($T > 1500^{\circ}\text{C}$) dont les inclusions réfractaires (CAIs) sont les principaux témoins. Ces CAIs sont les plus vieux objets du système solaire ($4564,7 \pm 0,6 \text{ Ma}$) et représentent des condensats, c'est-à-dire des phases solides qui se forment directement à partir du gaz. Les chondres, objets sphériques abondants, témoignent d'un épisode bref de fusion d'un précurseur solide suivi d'une cristallisation à grande vitesse de refroidissement. Enfin, la poussière à grains fins (typiquement de taille submicrométrique) peut avoir subi des transformations à l'état solide, modifiant plus ou moins ses caractéristiques originelles.

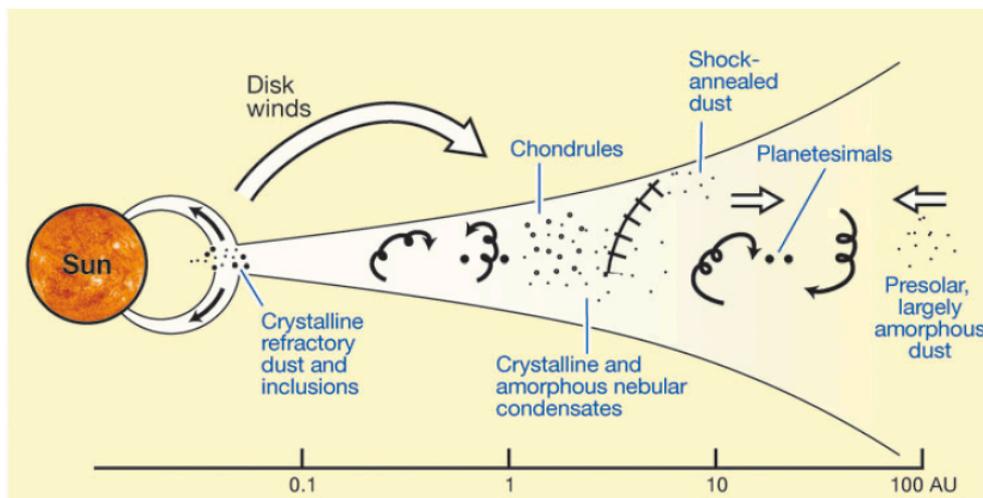


FIGURE 1 - Représentation schématique de la nébuleuse proto-solaire (d'après Scott et Krot 2005).

La compréhension de la formation du système solaire et plus particulièrement l'évolution des matériaux primitifs, c'est à dire qui se sont formés très tôt dans l'histoire

du système solaire, peut s'effectuer via deux approches complémentaires. La première se fait à partir d'observations spectroscopiques d'autres systèmes stellaires à des stades d'évolutions comparables au jeune Soleil. L'autre s'effectue en laboratoire à partir de l'étude pétrographique, chimique et isotopique de matériaux primitifs. C'est cette dernière approche qui a été développée dans le cadre de cette thèse. Parmi les matériaux extraterrestres disponibles, les chondrites primitives ont un grand intérêt car elles se sont formées très tôt dans l'histoire du système solaire et n'ont pas ou peu évolué pendant leur séjour dans leur corps parent. Elles sont considérées comme contenant les briques élémentaires des protoplanètes. Leur étude doit ainsi nous apporter des informations quant aux conditions physico-chimiques qui régnaient lors de leur formation, dans le système solaire primitif. Plus particulièrement, les chondres sont les constituants majeurs d'un bon nombre de chondrites. La compréhension de leurs processus de formation est une étape nécessaire à la connaissance de l'histoire du système solaire. Notre étude est focalisée sur une population particulière de chondres, ceux à grains très fins et ayant subi un faible taux de fusion. L'événement thermique à l'origine de ces chondres a ainsi partiellement modifié les précurseurs nous offrant l'opportunité de discuter de leur nature. L'objectif de cette thèse est d'étudier ce type de chondres et de tenter d'identifier d'éventuels liens entre les matériaux partiellement transformés dans ces chondres à grains très fins et ceux de la matrice. Compte tenu de la taille de grain de ces chondres, l'étude a été réalisée en microscopie électronique en transmission.

Le **premier chapitre** de ce manuscrit est consacré à la description du contexte de cette étude ainsi que de sa problématique. Nous aborderons les grandes lignes de la formation du système solaire et nous donnerons également une description de la matière extraterrestre, en particulier des chondrites. Plus particulièrement nous ferons une description détaillée des éléments qui composent ces chondrites et notamment des chondres. Dans ce contexte général, le positionnement de notre étude est expliqué à la fin de ce chapitre.

Le **second chapitre** présente les techniques utilisées durant notre étude (microscopies électroniques). Les méthodes de préparation des échantillons que nous avons utilisé seront également expliquées.

Le **troisième chapitre** présente les résultats obtenus sur la matrice interchondre et les couronnes à grains fins autour de chondres de la chondrite Bishunpur afin de mettre en évidence les similarités et différences qu'il peut exister entre ces deux entités.

Le **quatrième chapitre** est dédié à l'étude d'un chondre à grains fins dans Bishunpur. Ce chondre se distingue par le fait qu'il n'a subi que très peu de fusion partielle, permettant ainsi de discuter de la nature des précurseurs.

Dans le **cinquième chapitre**, nous ferons l'étude de deux chondres à grains fins, un provenant de Bishunpur et un autre de Semarkona, partiellement fondus. Ces chondres présentent notamment la particularité d'avoir, à leur périphérie, une variation progressive de la taille de grains de la bordure vers le centre. Ces études nous permettent d'évaluer l'influence de l'intensité du chauffage.

Enfin, nous clôturerons le manuscrit par une discussion qui sera focalisée sur les résultats marquants de cette étude, dans le cadre du contexte général de l'évolution de la matière primitive finement divisée et son lien avec la formation des chondres.

Chapitre 1:

Contexte de l'étude et problématique

Sommaire

1.1 FORMATION DU SYSTEME SOLAIRE.....	7
1.2 LES METEORITES ET AUTRES OBJETS EXTRATERRESTRES	11
1.2.1 <i>Les météorites</i>	11
1.2.1.1 Généralités sur les météorites	11
1.2.1.2 Les météorites différenciées.....	12
1.2.1.3 Les météorites non différenciées	13
1.2.1.4 Modifications des chondrites sur les corps parents: métamorphisme thermique et altération aqueuse.....	19
1.2.1.5 Les constituants des chondrites.....	21
1.2.1.5.a Les CAI.....	21
1.2.1.5.b Les chondres.....	22
1.2.1.5.c La matrice des chondrites.....	41
1.2.1.5.d Les couronnes de matrices.....	45
1.2.1.5.e Cas particulier des chondres agglomérés	48
1.2.2 <i>Les autres échantillons extraterrestres</i>	51
1.2.2.1 Les micrométéorites	51
1.2.2.2 Les poussières interplanétaires	52
1.2.2.3 Retour d'échantillons cométaires: la mission Stardust	54
1.3 PROBLEMATIQUE	56

1.1 Formation du système solaire

La présence des planètes du système solaire dans le même plan, appelé plan de l'écliptique, suggère un processus de formation commun lié à la formation du Soleil. A partir de ces observations, Kant et Laplace ont indépendamment proposé au XVIII^e un modèle de formation des planètes par condensation de matière au sein d'un disque proto-planétaire en rotation autour d'une étoile en cours de formation qui deviendra notre Soleil. Dans leur modèle ils suggèrent que le système solaire s'est formé à partir d'un nuage de gaz incandescent, appelée nébuleuse, tournant autour d'un axe qui passe par son centre de masse. Lors de son refroidissement, la nébuleuse se contracte et forme des anneaux concentriques qui par condensation vont ensuite former les planètes. Même si les observations récentes ont permis d'affiner le modèle de formation du système solaire, la formation des planètes à partir de la contraction d'une nébuleuse est toujours acceptée. Récemment, le 5 novembre 2014, le télescope ALMA (Atacama Large Millimeter/submillimeter Array) a obtenu une image très détaillée d'un système stellaire en formation dans la constellation du Taureau situé à 450 années lumières de la Terre (Figure 1.1). Cette image révèle la présence de structures concentriques autour de l'étoile HL Tau en formation. Plus précisément, on observe sur l'image la présence d'anneaux concentriques brillants séparés par des sillons qui sont interprétés comme étant des zones de formation de planètes.

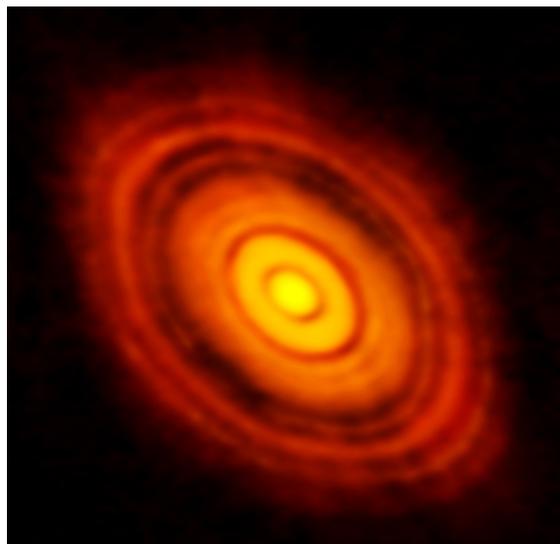


FIGURE 1.1 - Image de l'étoile HL Tau et de son disque protoplanétaire situé dans la constellation du Taureau observée par le télescope ALMA (Atacama Large Millimeter/submillimeter Array). Crédit : ALMA (ESO/NAOJ/NRAO).

Les observations astronomiques nous indiquent que les étoiles se forment à partir de la contraction d'immenses nuages moléculaires froids ($T = 10\text{-}30\text{K}$) composés de dihydrogène, d'hélium, de molécules organiques, de glaces ainsi que de poussières silicatées. La contraction du nuage moléculaire commence lorsque la gravitation prend le pas sur la pression résultant de l'agitation thermique des différentes molécules constituant le nuage (pression thermique). La contraction du nuage, qui va engendrer la formation de l'étoile, dépend donc d'une masse critique (appelé masse de Jeans), qui elle-même dépend de la température et de la densité du nuage. Pour un nuage ayant une densité de 10^{10} molécules par m^3 et une température de 30 K, la masse critique de Jeans est de $50 M_{\odot}$ (M_{\odot} = Masse du Soleil = $1,989 \cdot 10^{30}$ kg). Lors de la contraction du nuage, la densité augmente et le nuage va se fragmenter en plusieurs blocs qui vont potentiellement engendrer la formation de plusieurs proto-étoiles. Dans le cas du système solaire, la taille du proto-Soleil est estimée à $3 \cdot 10^{10}$ km. Afin de conserver le moment angulaire lors de la contraction du nuage moléculaire, le gaz et les poussières qui orbitent autour du proto-Soleil tournent de plus en plus vite empêchant ainsi l'accrétion de la matière vers le centre et entraînant la formation d'un disque perpendiculaire à l'axe de rotation du système. La contraction du proto-Soleil s'accompagne de violents jets de matière bipolaires le long des lignes de champs magnétiques qui sont perpendiculaires au disque. Associés à ces jets bipolaires, d'autres flux provenant du nuage et du disque viennent alimenter l'étoile en formation. Ce stade est considéré comme le stade 0 (classe 0, Figure 1.2) et l'âge de l'étoile est estimé à 10^4 ans.

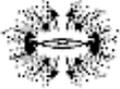
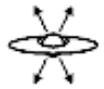
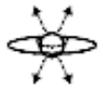
PROPERTIES	<i>Infalling Protostar</i>	<i>Evolved Protostar</i>	<i>Classical T Tauri Star</i>	<i>Weak-lined T Tauri Star</i>	<i>Main Sequence Star</i>
SKETCH					
AGE (YEARS)	10^4	10^5	$10^6 - 10^7$	$10^6 - 10^7$	$> 10^7$
mm/INFRARED CLASS	Class 0	Class I	Class II	Class III	(Class III)
DISK	Yes	Thick	Thick	Thin or Non-existent	Possible Planetary System

FIGURE 1.2 - Récapitulatif des différentes étapes de formation d'un système stellaire basé sur le modèle de contraction d'un nuage moléculaire (d'après Montmerle et al., 2006).

Lors du stade suivant (classe 1), au fur et à mesure que le gaz se densifie, le proto-Soleil devient opaque et s'échauffe, la contraction n'est alors plus isotherme mais adiabatique. La plus grande partie de l'énergie gravitationnelle sert à ioniser les molécules de dihydrogène. Lorsque l'ensemble de la matière est entièrement ionisée, la température s'élève à nouveau jusqu'à permettre les premières réactions nucléaires. Lors de ce stade (classe 1), le nuage continue de s'effondrer sur le disque et alimente le proto-Soleil. Lorsque les réactions nucléaires commencent, le proto-Soleil rentre dans sa phase appelée *T-Tauri* (classe 2, Figure 1.2). Les observations astronomiques des jeunes étoiles en phase *T-Tauri* indiquent que le jeune Soleil a produit un vent solaire très puissant entraînant une perte de matière importante de l'ordre de 10^{-8} à 10^{-7} M_{\odot} . Cette perte de matière a vraisemblablement joué un rôle primordial dans les processus de formation des planètes au sein du disque. Lors de cette phase *T-Tauri* le modèle prévoit la formation de solides par condensation dans les zones internes du disque. La séquence de condensation des premiers solides dépend de la pression partielle de gaz ainsi que de la température et par conséquent de la distance au Soleil (Figure 1.3).

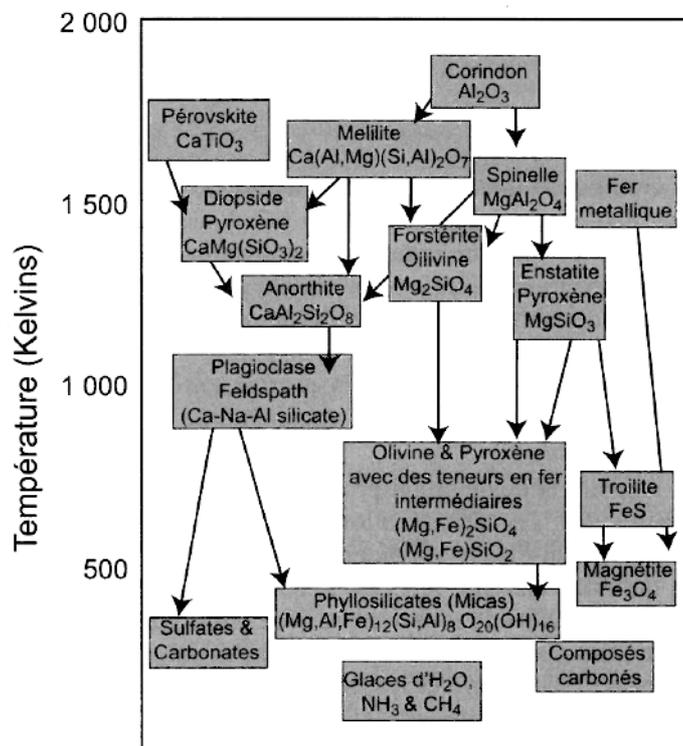


FIGURE 1.3 - Séquence de condensation des principaux minéraux en fonction de la température.

Les inclusions réfractaires ou CAI (Calcium Aluminium-rich Inclusions), qui sont composées de minéraux réfractaires (Perovskite, Melilite, Spinelle, etc.), c'est à dire qui

condensent à haute température ($T > 1500\text{K}$), sont considérées comme étant les premiers solides à se former dans le système solaire (Grossman, 1972; Grossman et Larimer, 1974; Ebel et Grossman, 2000). La description de ces objets se fera plus en détail dans la section 1.2.1.e. Outre les CAI, les chondres représentent un autre composant important du disque protoplanétaire. Ils sont issus d'un événement thermique bref et intense qui a produit de la fusion, probablement à partir des poussières du disque. Dans la section 1.2.1.e on fera une description de ces objets ainsi que de leur(s) mécanisme(s) de formation. Enfin, ces composants de haute température (CAI et chondres) se retrouvent mélangés à une composante à grains plus fins qui n'a manifestement pas été portée à très haute température. Il s'agit probablement de poussières interstellaires ou de condensats hors équilibre, plus ou moins modifiés lors de leur séjour dans le disque protoplanétaire.

Les matériaux solides (CAI, chondres et poussière fine) vont s'accréter lors de collisions entre les grains et rapidement former des entités agglomérées. Au fur et à mesure, le disque de poussières devient de plus en plus mince et la densité de grains de plus en plus élevée. Des phénomènes d'effondrement gravitationnel liés à des instabilités dans le disque vont permettre l'accrétion de poussières entre elles jusqu'à donner naissance à corps kilométriques, appelés planétésimaux. Lorsque les planétésimaux atteignent une taille de l'ordre de 10 km ils acquièrent un champ de gravité suffisant pour perturber la trajectoire des objets voisins plus petits et plus le planétésimal est gros plus la fréquence de collision est grande. Lors d'une collision, il est quasiment impossible d'empêcher la fragmentation partielle des planétésimaux, si celui-ci a atteint sa taille critique. En effet, la dispersion des fragments ne se produit que si l'énergie cinétique liée à l'impact est supérieure à l'énergie gravitationnelle du planétésimal. Ainsi par effet d'emballement, la croissance d'un corps plus gros est beaucoup plus rapide que celle d'un corps plus petit. Cette croissance est désignée sous le terme de "runaway growth" (croissance boule de neige) (Kokubo et Ida, 2000). Si cette croissance par effet boule de neige a bien eu lieu dans le disque proto-planétaire, il a fallu moins de cent mille ans pour passer des premiers planétésimaux à la formation d'embryons planétaires de la taille de la Lune. La collision entre différents embryons planétaires permettrait d'expliquer la formation des planètes du système solaire interne.

1.2 Les météorites et autres objets extraterrestres

1.2.1 Les météorites

1.2.1.1 Généralités sur les météorites

Les météorites sont les témoins de la formation du système solaire primitif. Leur étude doit donc permettre de préciser les étapes de la formation de notre système solaire. Le terme « météorite » qualifie un objet d'origine extraterrestre qui a impacté la surface de la Terre. En une année, le poids total des météorites atteignant la surface de la Terre est estimé à plus de 1.10^7 kg dont la majeure partie est sous forme de poussières ayant une taille de quelques microns à quelques centaines de microns, appelées micrométéorites. Il tombe également chaque année plus de 50 000 météorites ayant un poids supérieur à 10 g. Parmi les météorites, on va distinguer les "trouvailles" qui représentent les météorites qui sont trouvées plus ou moins longtemps après leur chute et les "chutes" dont les trajectoires sont observées dans l'atmosphère (météores) et qui font l'objet d'une récupération immédiate. Les trouvailles présentent l'inconvénient d'avoir subi une altération terrestre plus ou moins importante qui peut modifier le message initial de la météorite.

Lorsque la chute d'une météorite a pu être observée et enregistrée (photographiée ou filmée), il est possible de calculer sa trajectoire et de préciser ainsi l'endroit de la chute mais aussi d'apporter des éléments sur son origine. Mis à part pour certaines météorites qui proviennent de la surface de la Lune et de Mars, l'immense majorité provient de la ceinture principale d'astéroïdes située entre Mars et Jupiter. Les météorites sont interprétées comme étant des fragments d'astéroïdes éjectés lors de collisions et l'on nomme "corps parents" les astéroïdes dont elles sont issues. La mission Hayabusa de l'agence spatiale japonaise (JAXA) a permis le retour d'échantillons de l'astéroïde Itokawa. Les analyses de ces échantillons montrent de grandes similitudes avec certains types de météorites (les chondrites LL) et supportent l'idée que les météorites sont des fragments d'astéroïdes (e.g. Nakamura et al., 2011).

La datation des météorites, et plus particulièrement des minéraux qui les composent, permet de déterminer l'âge des différents événements dont ils sont issus. L'âge de formation des minéraux peut être déterminé en utilisant la radiochronologie. Les âges les plus anciens ont été obtenus pour les inclusions réfractaires riches en Ca et Al (CAI)

et datent de $4567 \pm 0,50$ Ma (Amelin et al., 2010). Cet âge est considéré comme l'âge du système solaire. La détermination de l'âge des météorites indique des âges de formation compris entre 4,5 et 4,57Ga qui font des météorites les fossiles du système solaire primitif. Les météorites sont classées selon deux grandes classes, les météorites différenciées et non différenciées (Figure 1.4).

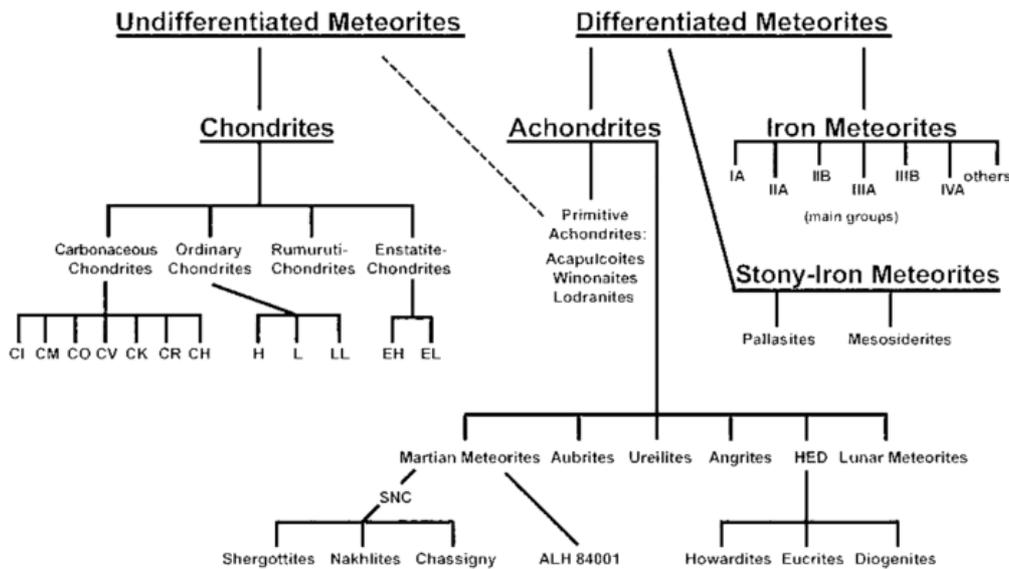


FIGURE 1.4 - Classification des météorites. On distingue deux grandes familles de météorites: les météorites non différenciées (Undifferentiated Meteorites) et les météorites différenciées (Differentiated Meteorites). Crédit: Dante Lauretta.

1.2.1.2 Les météorites différenciées

Lors de la formation des premiers planétésimaux et embryons planétaires, l'énergie libérée par les collisions et celle libérée par la décroissance radioactive de l' Al^{26} va engendrer un réchauffement qui peut conduire une fusion partielle ou totale. Si la température de fusion est atteinte, alors il y aura un phénomène de différenciation. La différenciation va résulter de la migration des éléments selon leur densité avec la formation, comme sur Terre, d'un noyau métallique entouré d'un manteau et d'une croûte silicatée. Les météorites différenciées sont donc caractérisées par des textures ignées. Leur étude offre l'opportunité de mieux comprendre les processus de différenciation planétaire et sont donc d'une grande utilité quant à la compréhension de

la formation de la Terre. Celles-ci sont classées selon trois classes que l'on peut relier à leur provenance (Figure 1.4):

- **Les achondrites** proviennent de la partie silicatée de ces corps différenciés et donc des régions les plus superficielles. Parmi les achondrites on va notamment distinguer le groupe des HED (Howardite - Eucrite - Diogénite), dont certaines qui pourraient provenir de l'astéroïde Vesta, le groupe des météorites martiennes SNC (Shergottite, Nakhilite, Chassignite) qui a échantillonné la surface de Mars et les météorites lunaires.

- **Les météorites de fer** proviennent des noyaux métalliques des corps différenciés. Ces météorites sont notamment étudiées afin de mieux comprendre la formation du noyau terrestre ou pour étudier la vitesse de refroidissement des corps parents.

- **Les météorites mixtes** sont composées d'un mélange de silicates et de métal dans des proportions variables. Ces météorites sont supposées provenir d'une zone entre la surface et le noyau des corps différenciés. Parmi ces météorites on distingue les mésosidérites ainsi que les pallasites.

1.2.1.3 Les météorites non différenciées

Les météorites non différenciées représentent plus de 85% des météorites retrouvées sur Terre. Ces météorites sont également nommées chondrites à cause de la présence de sphérules d'origine ignée que l'on nomme chondres qui peuvent représenter jusqu'à 80% du volume de ces météorites. Contrairement aux météorites différenciées, les chondrites ne présentent pas de texture ignée soulignant le fait qu'elles n'ont pas subi de processus de fusion. Les chondrites sont ainsi interprétées comme étant issues de la fragmentation de corps parents n'ayant pas la taille et donc l'énergie suffisante pour démarrer la différenciation. Une des particularités des chondrites, plus particulièrement des chondrites CI, c'est qu'elles possèdent (à l'exception des éléments volatils) une composition très semblable à celle de la photosphère solaire, soulignant leur caractère primitif (Figure 1.5). Bien qu'elles soient considérées comme primitives, les chondrites présentent une grande diversité pétrographique, chimique ou isotopique. A ce jour, les chondrites sont classées selon 14 groupes (Tableau 1.1).

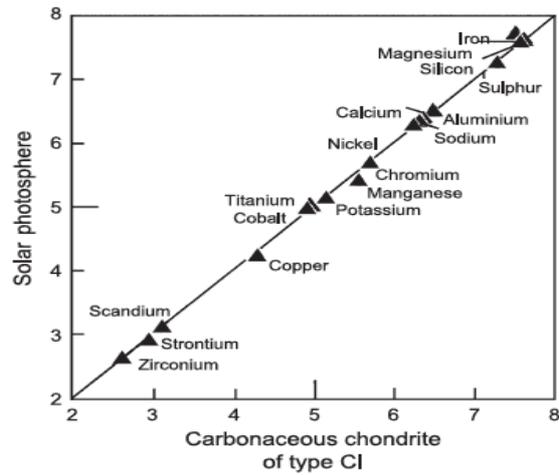


FIGURE 1.5 - Abondances des éléments dans la photosphère solaire en fonction de leur abondance dans les chondrites CI.

Groupe	Matrice (% vol.)	Chondres (% vol.)	Inclusions réfractaires (% vol.)	Métal (% vol.)	Fréquence chute (%)	Exemples
Carbonées						
CI	95	<5	<0.01	<0.01	0.5	Ivuna, Orgueil
CM	70	20	5	0.1	1.6	Murchison
CO	30	40	13	1-5	0.5	Ornans
CV	40	45	10	0-5	0.6	Vigarano, Allende
CR	30-50	50-60	0.5	5-8	0.3	Renazzo
CH	5	~70	0.1	20	0	ALH 85085
CBa	<5	40	<0.1	60	0	Bencubbin
CBb	<5	30	<0.1	70	0	QUE 94411
CK	75	15	4	<0.01	0.2	Karooda
Ordinaires						
H	10-15	60-80	0.01-0.2	8	34.4	Dhajala
L	10-15	60-80	<0.1	3	38.1	Khohar
LL	10-15	60-80	<0.1	1.5	7.8	Semarkona
Enstatite						
EH	<0.1-10	60-80	<0.1	8	0.9	Qingzhen, Abee
EL	<0.1-10	60-80	<0.1	15	0.8	Hvittis
Autres						
K	70	20-30	<0.1	6-9	0.1	Kakangari
R	35	>40	<0.1	<0.1	0.1	Rumuruti

TABLEAU 1.1 - Tableau de classification des chondrites, incluant les proportions de leurs constituants (matrice, chondres, CAI et métal) (d'après Scott et Krot, 2003).

Les chondrites peuvent être considérées comme des roches sédimentaires, c'est à dire un assemblage de divers constituants: les chondres, les inclusions réfractaires riches en Ca et Al (CAI), les phases métalliques, les sulfures, le tout étant cimenté par une matrice à grains fins. La nature et l'origine de ces composants seront détaillées dans les sections suivantes. Les chondrites montrent des proportions variables de ces constituants, des compositions chimiques et isotopiques variables et des états d'oxydation différents, qui permettent de classer les chondrites selon trois grandes classes (Tableau 1.1):

- **Les chondrites ordinaires** doivent leur nom au fait que ce sont les chondrites les plus abondantes (80 à 85 % de chutes). Ces chondrites sont largement dominées (60 à 80 vol.%) par les chondres dans une faible proportion de matrice (10 à 15 vol.%). Les inclusions réfractaires sont assez rares (< 0,2 vol.%). Les chondrites ordinaires sont subdivisées en trois groupes selon l'état d'oxydation du fer en comparant les proportions de fer sous forme réduite en fonction du fer sous forme oxydée (Figure 1.6). On distingue ainsi les différents groupes selon le taux de fer avec les chondrite H pour "highest" (fort taux de fer), L pour "lower" (faible taux) et LL pour "low-low" (faible taux de fer et de fer métallique).

- **Les chondrites carbonées** sont divisées selon 8 groupes: CI, CM, CO, CV, CK, CR, CB et CH. Pour chaque acronyme le "C" signifie "carbonée" et la seconde représente l'initial de la chondrite "type" de chaque groupe (Tableau 1.1). Les chondrites carbonées montrent des proportions très variables en chondres, matrice et inclusions réfractaires. Pour autant, celles-ci sont caractérisées par une proportion importante de matrice (excepté les CH et CB.) et une grande abondance en inclusions réfractaires. La subdivision des différents groupes s'effectue principalement par rapport à leur composition chimique et isotopique. Les chondrites CI, qui possèdent une composition très proche de la photosphère solaire (Figure 1.5), présentent la particularité d'être constituées exclusivement de matrice (Tableau 1.1). Plus précisément ces chondrites sont constituées de phyllosilicates, témoins d'une altération aqueuse secondaire qui a effacé la minéralogie primaire.

- **Les chondrites à enstatite** sont principalement constituées, comme leur nom l'indique, d'enstatite et contiennent très peu de matrice (<10 vol.%). Ces chondrites sont subdivisées en deux groupes les EH et les EL selon, comme pour les chondrites ordinaires, leur teneur en fer (Figure 1.6).

Comme nous venons de le voir, l'état d'oxydation des chondrites est important pour la classification des chondrites. La Figure 1.6 représente l'abondance du fer sous forme métallique en fonction du fer sous forme oxydé (dans les silicates et les sulfures) pour les différentes chondrites. On constate sur ce diagramme (de Urey-Craig) que les chondrites montrent différents états d'oxydation qui doivent être reliés à différents environnements de formation. Les CM et les CI sont les chondrites les plus oxydées et ne contiennent que très peu ou pas de métal (Tableau 1.1). A l'inverse les chondrites à enstatite sont les plus réduites, avec la moitié du fer contenu dans le métal et l'autre dans les sulfures.

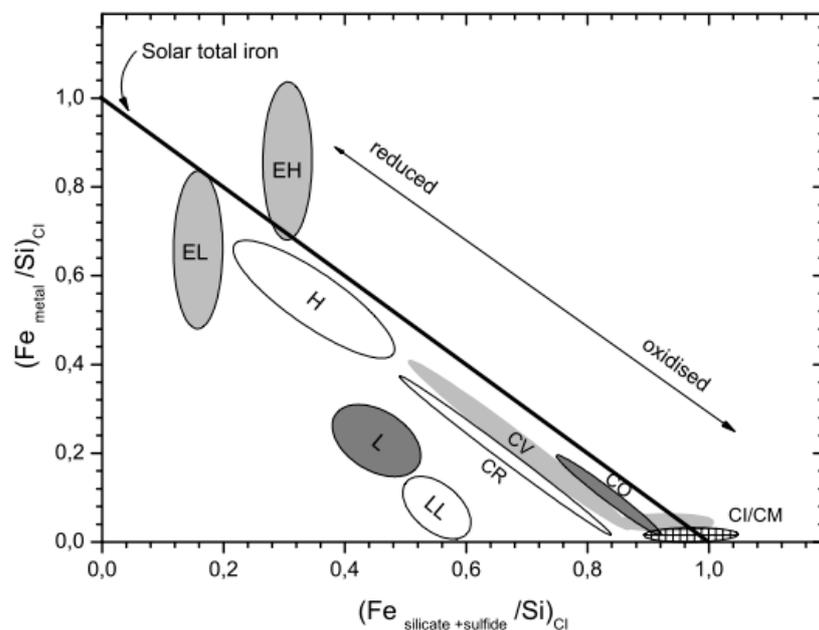


FIGURE 1.6 - Diagramme de Urey-Craig représentant l'abondance du fer sous forme métallique en fonction du fer sous forme oxydé (dans les silicates et les sulfures) dans les différents groupes de chondrites.

Larimer et Anders (1970) ont montré que le rapport Mg/Si permettait aussi de différencier les chondrites carbonées des chondrites non carbonées (ordinaires et à enstatite). Les chondrites carbonées possèdent un rapport Mg/Si solaire (ou CI) tandis que les chondrites non carbonées possèdent un rapport sub-solaire (Figure 1.7). En revanche le rapport Fe/Si ne permet pas de différencier les chondrites carbonées des non-carbonées.

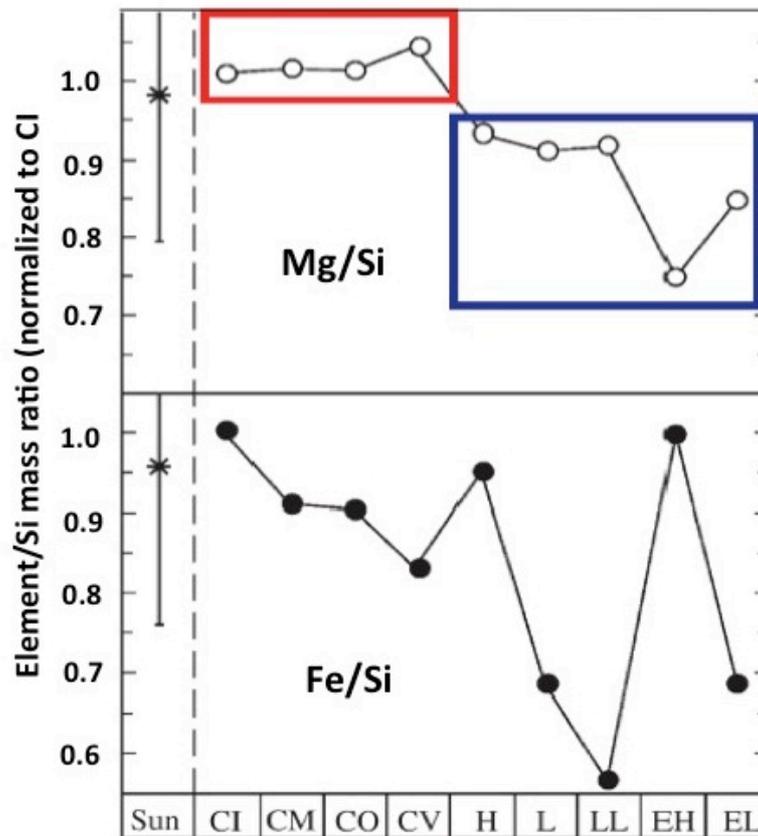


FIGURE 1.7 - Rapport Mg/Si et Fe/Si normalisés par rapport à la composition CI pour les chondrites carbonées (cadre rouge) et non carbonées (cadre bleu). Le rapport Mg/Si semble être un bon critère discriminant les chondrites carbonées des chondrites non carbonées. D'après Scott (2007).

La Figure 1.8 représente les abondances des éléments lithophiles (rangés du plus réfractaire au plus volatil) rapportées à Mg et normalisées à l'abondance solaire pour les chondrites carbonées et non carbonées. Bien que les chondrites soient considérées comme primitives, celles-ci montrent un fractionnement chimique par rapport à la composition solaire (ou CI). Si l'origine de ces fractionnements est encore largement débattue, il est admis que les chondrites montrent des effets de processus de condensation et d'évaporation qui peuvent expliquer ces fractionnements. Cette tendance est particulièrement marquée pour les éléments lithophiles des chondrites carbonées qui montrent un appauvrissement des éléments les plus volatils.

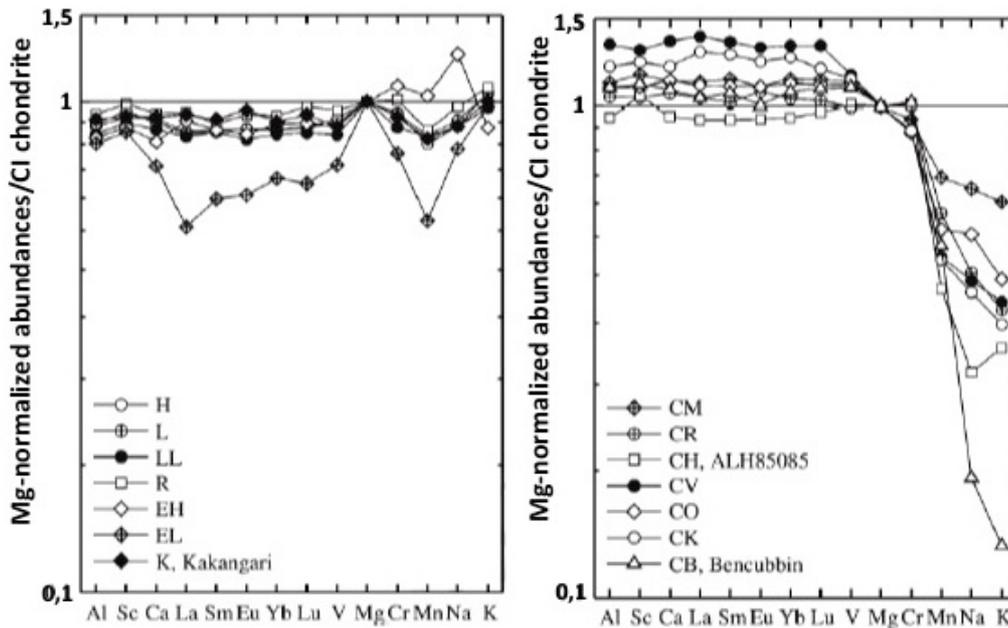


FIGURE 1.8 - Abondances des éléments lithophiles rapportées à Mg et normalisées à la composition CI pour les chondrites non carbonées (à gauche) et carbonées (à droite). Les éléments sont rangés par ordre croissant de volatilité. D'après Krot et al. (2005).

Bien que les fractionnements soient différents d'un groupe de chondrites à l'autre, on observe deux tendances pour ces éléments lithophiles. Les chondrites non carbonées montrent un diagramme d'abondances élémentaires assez plat et sub-solaire tandis que les chondrites carbonées sont enrichies en éléments réfractaires et appauvries en éléments volatils par rapport à la composition CI (Figure 1.8). Que ce soit pour les chondrites carbonées ou non carbonées, on observe des variations de concentrations pour les éléments les plus réfractaires d'un groupe à l'autre. Celles-ci peuvent être interprétées par des différences de proportions des constituants qu'elles contiennent (CAIs, chondres et matrice). Pour autant, même si on observe des variations pour les éléments réfractaires selon les groupes de chondrites, les rapports de ces éléments entre eux sont identiques et sont très proches de la valeur solaire (e.g. Hutchison, 2004).

La composition isotopique de l'oxygène est aussi un critère permettant de discriminer les différentes chondrites. En effet celles-ci présentent des compositions isotopiques en oxygène très différentes qui doivent être reliées à deux paramètres: la composition isotopique de leurs composants (CAIs, chondres, matrice) ainsi qu'à leur proportion (Figure 1.9). Sur Terre, les variations isotopiques sont imputées à un processus de fractionnement de masse (symbolisé par la droite TF sur la Figure 1.9). Les chondrites en revanche montrent des fractionnements indépendants de la masse des isotopes de

l'oxygène (e.g. Clayton et al., 1976). La Figure 1.9 montre que les chondrites carbonées sont situées en dessous de la droite de fractionnement terrestre (TF) tandis que les chondrites ordinaires sont au-dessus. Les chondrites à enstatite sont, quant à elles, sur cette droite TF.

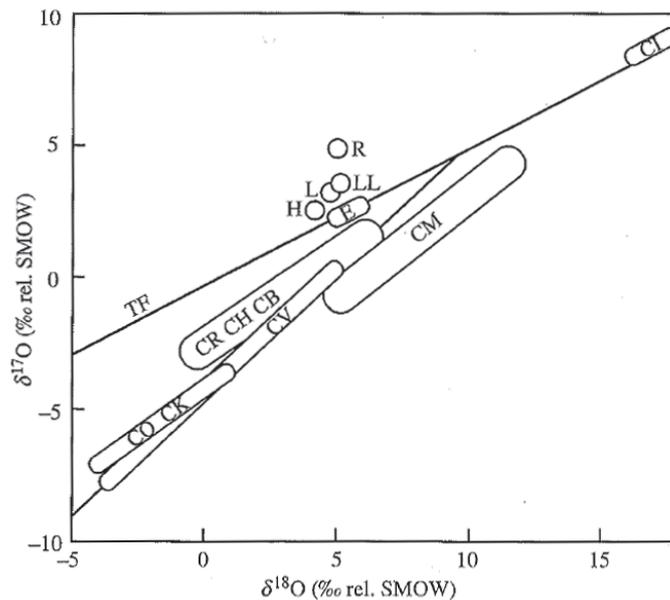


FIGURE 1.9 - Composition isotopique de l'oxygène pour les différentes chondrites. D'après Clayton et al. (1976).

1.2.1.4 Modifications des chondrites sur les corps parents: métamorphisme thermique et altération aqueuse.

Comme évoqué dans la section précédente, les chondrites sont issues de la fragmentation d'un corps dont l'énergie n'a pas été suffisante pour permettre la différenciation. Même si l'énergie libérée par les collisions et par la désintégration de ^{26}Al n'a pas permis une fusion importante, les chondrites sont les témoins d'altération aqueuse et de métamorphisme thermique suggérant respectivement la circulation de fluides et de chauffage au sein du corps parent. Pour cela, basée sur des critères pétrologiques et chimiques, Van Schmus et Wood (1967) ont établi une classification qui rend compte des effets de l'altération aqueuse et du métamorphisme thermique. Leur classification comprend au total 6 types pétrologiques (Figure 1.10). Ainsi selon leur classification, les chondrites de type 3.0 sont considérées comme les plus primitives et n'ont pas (ou très peu) subi de modifications sur leur corps parent. Les types pétrologiques de 3 à 6 font référence à une augmentation du métamorphisme thermique tandis que les types 2 à 1 à une augmentation de l'altération aqueuse (Figure 1.10). Le

type 7 pétrologique est utilisé pour définir les chondrites entièrement recristallisées. L'ensemble des types pétrologiques sont définis par rapport à des observations pétrologiques, à la composition des minéraux ainsi qu'à la thermoluminescence des chondrites. L'augmentation du métamorphisme thermique engendre un équilibrage textural (par recristallisation) et compositionnel, exprimé notamment par la composition des olivines (Huss et al., 2006). Ainsi les chondrites de type 4 à 6 sont nommées équilibrées tandis que les types 3 sont dites non équilibrées. L'augmentation de l'altération aqueuse va, quant à elle, profondément modifier la minéralogie avec la formation de phyllosilicates, carbonates, sulfates, oxydes et hydroxydes (e.g., Brearley, 2006).

	Increase in degree of aqueous alteration		Pristine	Increase in degree of thermal metamorphism			
	←						→
Chd./type	1	2	3	4	5	6	7
CI	■	■					
CM	■	■					
CR	■	■					
CH			■				
CB			■				
CV		■	■				
CO			■				
CK			■	■	■	■	
H							
L							■
LL							
EH							■
EL							
R							
K*				■	■	■	■

FIGURE 1.10 - Classification des chondrites selon leur groupe et type pétrographique (de 1 à 6). D'après Weisberg (2006) et selon la classification de Van Schmus et Wood (1967).

Les chondrites non carbonées (H, L, LL, EH, EL, R) n'ont pas subi ou très peu subi d'altération aqueuse mais montrent un métamorphisme thermique plus ou moins

prononcé ce qui leur vaut d'être classé du type 3 à 6 (Figure 1.10). Au contraire, les chondrites CI, CM et CR sont largement affectées par l'altération aqueuse et sont classées selon les types 2 à 1. Les chondrites CI, bien que possédant une composition primitive (solaire, Figure 1.5) sont largement composées de phyllosilicates témoignant d'une altération aqueuse importante, elles sont classées selon le type 1.

Le type pétrologique 3 a fait l'objet d'une subdivision plus précise allant de 3.0 (très primitif) à 3.9 en utilisant la thermoluminescence afin de rendre compte des faibles variations au sein de ce type pétrologique (Sears et Weeks, 1983). Ces chondrites font l'objet d'une attention toute particulière car elles n'ont pas ou peu été transformées sur leur corps parent. Elles doivent donc contenir des informations sur les mécanismes qui a formé leurs différents constituants (CAI, chondres, matrice fine).

1.2.1.5 Les constituants des chondrites

Comme nous l'avons mentionné précédemment, les chondrites sont composées d'un mélange dans diverses proportions de chondres, de CAI et de matrice (Tableau 1.1), que nous allons décrire dans cette partie.

1.2.1.5.a Les CAI

Les CAI ("Calcium Aluminium rich Inclusions" en anglais) ou inclusions réfractaires se sont condensées à haute température ($T > 1500$ K). Ces inclusions, de forme sphérique ou irrégulière, apparaissent blanches (en lumière naturelle) et possèdent une taille millimétrique à centimétrique. Celles-ci sont plus ou moins abondantes dans les chondrites avec moins de 0,1 % dans les CI et jusqu'à 13 % dans les CO (Tableau 1.1). De manière générale, les inclusions réfractaires sont plus abondantes dans les chondrites carbonées.

D'un point de vue minéralogique, les CAIs sont composées d'oxydes et silicates de Ca, Al, Mg et Ti tels que le spinelle, méilite, perovskite pour ne citer qu'eux. (e.g. Grossman, 1980; MacPherson, 2003). Les simulations thermodynamiques de la condensation d'une nébuleuse solaire montrent que les premières phases minérales qui condenseraient sont similaires à la minéralogie des CAI (e.g. Grossman et Larimer, 1974). Pour autant il est maintenant admis que ces inclusions ne résultent pas de la simple condensation à partir

d'une nébuleuse mais sont le résultat complexe de processus successifs et répétés de condensation, fusion partielle et d'évaporation. Quoiqu'il en soit, les CAI sont considérées comme les premiers solides formés dans le système solaire et on associe l'âge de système solaire à l'âge des plus vieux CAI, c'est à dire $4567 \pm 0,50$ Ma (Amelin et al., 2010).

1.2.1.5.b Les chondres

Les chondres sont des objets sphéroïdaux de taille submillimétrique à millimétrique qui représentent jusqu'à 80 % des constituants des chondrites (e.g. Zanda, 2004). Leur forme idéalement sphérique et leur texture ignée suggèrent qu'ils résultent de la cristallisation d'un liquide dans un environnement à faible gravité. Il existe une grande variété de chondres et leurs études ont abouti à plusieurs classifications basées soit sur des critères texturaux (Gooding et Keil, 1981) ou soit sur des critères compositionnels (McSween, 1977; Scott et Taylor, 1983).

Les chondres peuvent être classés selon 3 classes. Les chondres riches en Al, les chondres riches en Si où la silice pure est exprimée et les chondres riches en Fe et Mg. Ces derniers représentent la plus grande majorité des chondres (e.g. Lauretta et al., 2006). La minéralogie de ces chondres ferromagnésiens est assez simple et est dominée par l'olivine $[(Mg,Fe)_2SiO_4]$, les pyroxènes pauvres en Ca $[(Mg,Fe)SiO_3]$ et les pyroxènes riches en Ca $[Ca(Mg,Fe)Si_2O_6]$. Ces principaux minéraux sont cimentés par une phase vitreuse ou microcristallisée appelée mésostase. Cette mésostase est qualifiée de feldspathique car sa composition est enrichie en Na, Al, Si, Ca et K par rapport à la composition moyenne des chondres. D'autres minéraux accessoires sont également présents tels que des plagioclases, des spinelles, des phases métalliques (Fe,Ni) ainsi que des sulfures.

Classification texturale des chondres

La classification texturale des chondres se base sur la morphologie des minéraux qu'ils contiennent ainsi que leur abondance respective. Le Tableau 1.2 résume les différentes textures reportées par Gooding et Keil (1981) pour les chondres des chondrites ordinaires non-équilibrées. L'étude de Gooding et Keil (1981) a permis de faire ressortir deux grandes familles texturales pour les chondres:

- **Les chondres porphyriques (P):** Il s'agit de chondres qui contiennent des phénocristaux (visible à l'œil nu) qui peuvent être optiquement résolus. Ces chondres sont les plus abondants au sein des chondrites ordinaires (>70%). Ils sont constitués de cristaux automorphes ou sub-automorphes d'olivine et/ou pyroxène au sein d'une mésostase vitreuse ou microcristallisée. A partir des abondances relatives d'olivine et de pyroxène, on distingue trois sous-catégories:

(1) les chondres porphyriques à olivine (PO, Figure 1.11a) qui ont un rapport volumique olivine/pyroxène supérieur ou égal à 10/1;

(2) les chondres porphyriques à pyroxène (PP, Figure 1.11b) qui sont largement dominés par le pyroxène avec un rapport volumique pyroxène/olivine supérieur ou égal à 10/1;

(3) les chondres porphyriques à olivine et à pyroxène (POP, Figure 1.11c) lorsque les abondances se situent entre les deux extrêmes. Lors de leur étude, Gooding et Keil (1981) ont reporté que les chondrites ordinaires primitives sont dominées (47% à 52%) par les chondres POP (Tableau 1.2).

Abréviation	Texture	Abondance dans les Ocs
POP	Porphyriques à olivine et pyroxène	47 à 52 %
PO	Porphyriques à olivine	15 à 27%
PP	Porphyriques à pyroxène	9 à 11%
RP	Pyroxènes radiés	7 à 9%
BO	Olivines barrées	3 à 4%
CC	Cryptocristallin	3 à 5%
GOP	Granulaire à olivine et pyroxène	2 à 5%
M	Métallique	< 1%

TABLEAU 1.2 - Classifications des chondres selon leur texture et abondances des différentes textures de chondres dans les chondrites ordinaires primitives (d'après Gooding et Keil, 1981).

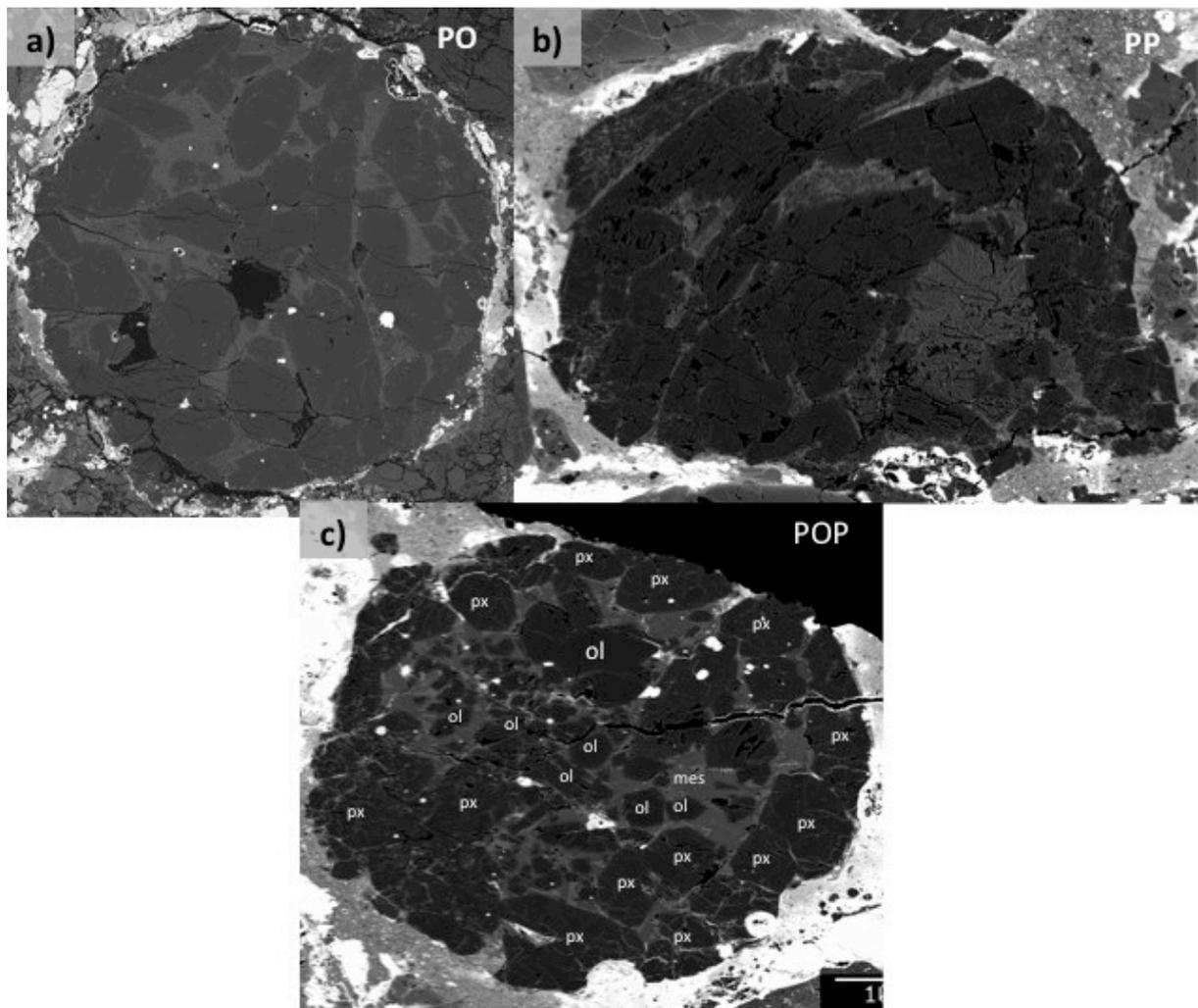


FIGURE 1.11 - Images en électrons rétrodiffusés de chondres porphyriques. (a) Chondre porphyrique à olivine dans Semarkona (LL3.0) (Source MNHN); (b) chondre porphyrique à pyroxène dans MET 00526 (LL3.05) (source: Berlin, 2010); (c) chondre porphyrique à olivine et à pyroxène dans MET 00526(L3.05) (source: Berlin, 2010).

- **Les chondres non porphyriques:** il s'agit de l'ensemble des chondres qui ne remplissent pas les critères des textures des chondres porphyriques. Parmi ceux-ci:

(1) les chondres radiés (RP, Figure 1.12a) sont constitués essentiellement de pyroxènes en "éventail" suggérant un départ de cristallisation à partir d'un ou plusieurs points;

(2) les chondres à olivines barrées (BO, Figure 1.12b) présentent essentiellement des "lattes" d'olivine parallèles;

(3) les chondres cryptocristallins (CC, Figure 1.12c) sont composés de cristaux dendritiques de taille micrométrique;

(4) les chondres granulaires à olivine et pyroxène (GOP) sont constitués de cristaux d'olivine et de pyroxène jointifs dans une mésostase vitreuse ou microcristallisée. Ces chondres présentent une texture semblable à celle observée pour les chondres porphyriques à la différence que les cristaux sont xénomorphes et de petite taille. Comme pour les chondres porphyriques on distingue les chondres granulaires à olivine (GO), à pyroxène (GP) et à olivine et pyroxène (GOP);

(5) les chondres métalliques (M) sont quant à eux peu présents (<1%, Tableau 1.2) et sont constitués d'un assemblage de métal (Fe,Ni) et de sulfures (principalement FeS).

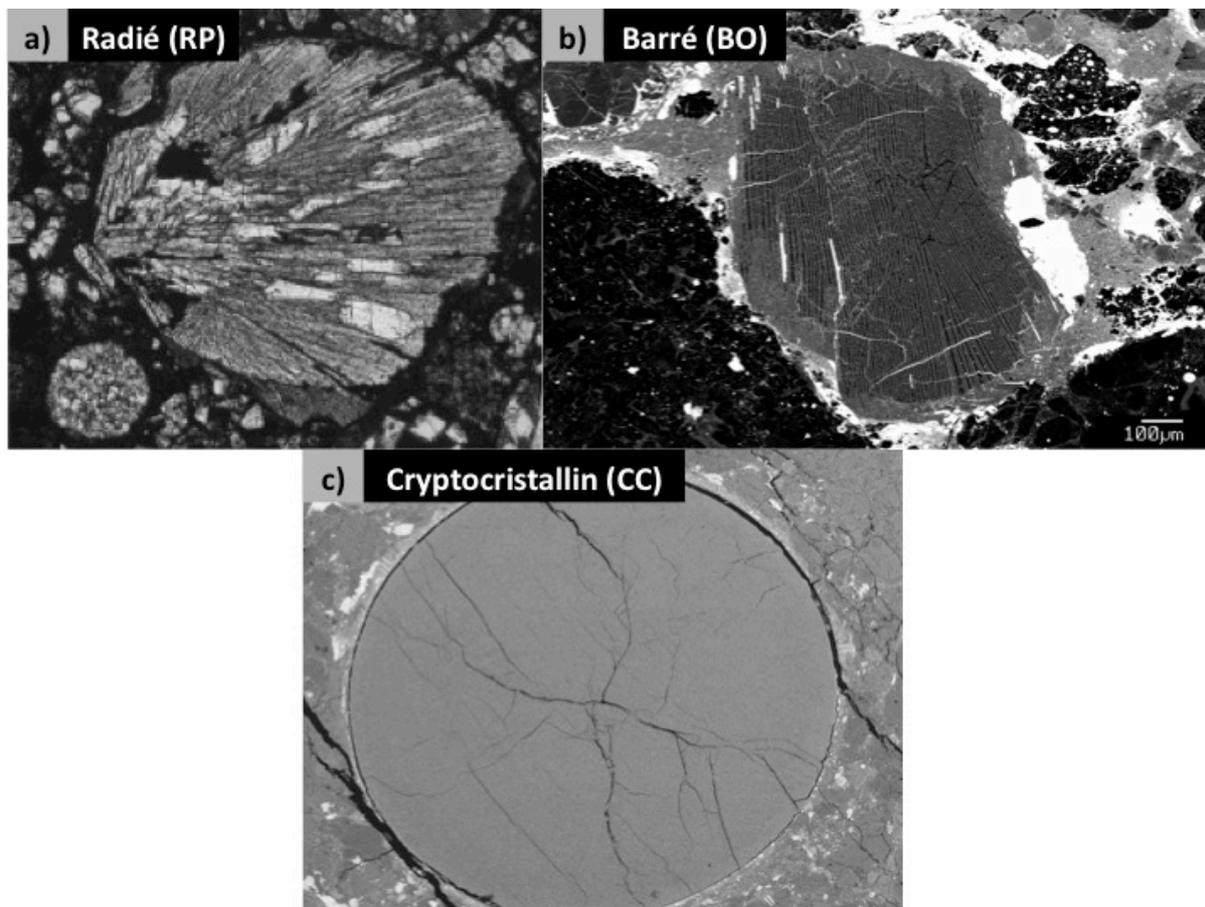


FIGURE 1.12 - (a) Image en lumière optique transmise d'un chondre radié (RP) dans la chondrite ALH 78119 (source: Lauretta et al., 2006); (b) Image en électrons rétrodiffusés d'un chondre barré (BO) dans la chondrite MET 00526 (L3.05) (source: Berlin, 2010) et (c) Image en électrons rétrodiffusés d'un chondre cryptocristallin dans la chondrite Bishunpur (LL3.15).

Les études expérimentales ayant pour objectif de reproduire la texture des chondres montrent l'importance de la nucléation des cristaux (e.g. Lofgren, 1989; Radomsky et Hewins, 1990; Faure et al., 2003; Hewins et al., 2005). Un liquide silicaté chauffé en dessous de sa température de liquidus ne sera pas entièrement fondu et contiendra des grains reliques ou des nucléus viables à partir desquels la cristallisation pourra commencer lorsque le refroidissement commencera. Ce cas de figure entraînera une cristallisation rapide à partir du refroidissement et produira des cristaux aux formes équilibrées (automorphes) typique des chondres porphyriques. En revanche si le liquide silicaté à l'origine du chondre est chauffé au-dessus du liquidus, celui-ci sera entièrement liquide et peu ou aucun nucléus ne seront convertis. Ce cas de figure entraînera une cristallisation plus tardive, un taux de nucléation plus faible et les cristaux vont développer des morphologies de croissance rapide type squelettique ou dendritique typique des chondres non porphyriques.

Ainsi les paramètres qui vont principalement influencer la texture des chondres vont être la composition qui va définir la température du liquidus ainsi que l'intensité du chauffage. A ces deux critères on peut également ajouter la vitesse de refroidissement qui va être un paramètre important pour la taille des grains (e.g. Radomsky et Hewins, 1990; Hewins et al., 2005).

Classification chimique des chondres

Parallèlement à cette classification des chondres basée sur des critères texturaux, une autre classification basée sur des critères chimiques a été développée pour les chondres porphyriques (McSween, 1977; Scott et Taylor, 1983). Plus précisément cette classification se base sur le % molaire de FeO dans les olivines et/ou les pyroxènes (pauvre en Ca) des chondres. Cette classification distingue ainsi les chondres de type I pour lesquels les olivines et pyroxènes contiennent moins de 10% molaire de FeO et les chondres de type II pour lesquels les olivines et les pyroxènes contiennent plus de 10% molaire de FeO (Figure 1.13). Ces deux catégories sont également subdivisées en deux sous catégories A et B selon leurs abondances en olivine et pyroxène respectivement. Cette classification est résumée dans le Tableau 1.3. Les chondres type IA et IIA se réfèrent aux chondres qui contiennent plus de 80% vol. d'olivine et les chondres type IB

et IIB se réfèrent aux chondres qui contiennent plus de 80% vol. de pyroxènes. Les chondres contenant des abondances intermédiaires en olivines et pyroxènes sont classifiés comme type IAB et type IIAB (Tableau 1.3). Bien que basées sur des critères différents, les classifications texturales (Gooding et Keil, 1981) et chimiques (McSween, 1977; Scott et Taylor, 1983) sont bien souvent utilisées conjointement pour décrire les chondres.

Type	Composition des silicates	Sous type	Abondances des silicates
I	Pauvre en FeO Fa et Fs <10	IA	Olivines > 80% vol.
		IAB	Intermédiaire
		IB	Pyroxènes > 80% vol.
II	Riche en FeO Fa et Fs >10	IIA	Olivines > 80% vol.
		IIAB	Intermédiaire
		IIB	Pyroxènes > 80% vol.

TABLEAU 1.3 - Classification des chondres selon la composition des silicates.

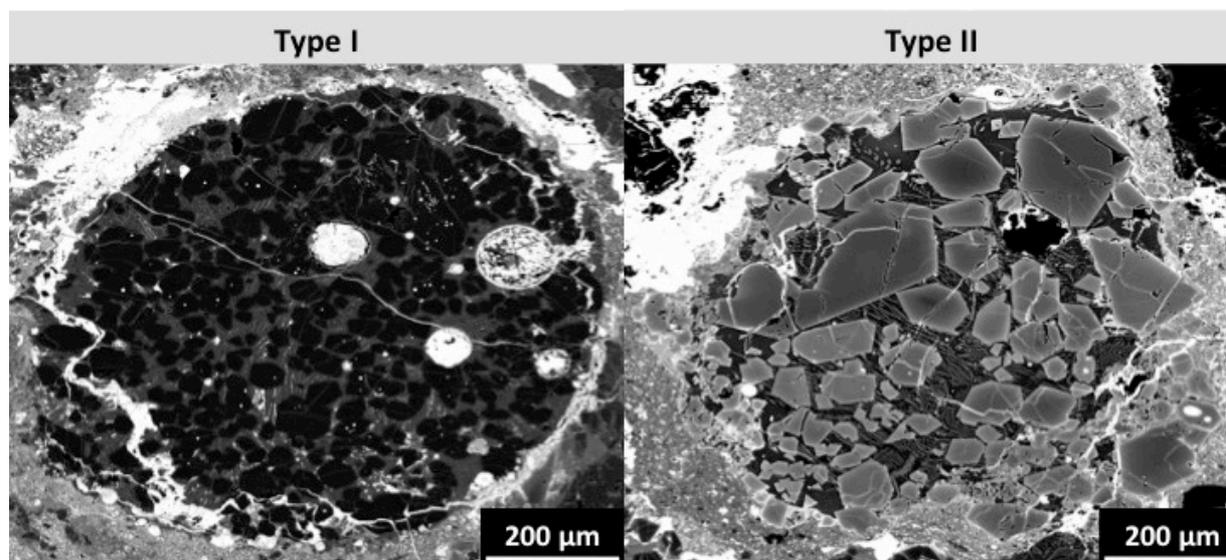


FIGURE 1.13 - Images en électrons rétrodiffusés d'un chondrite de type I (pauvre en fer, à gauche) et type II (riche en fer, à droite) dans la chondrite MET 00526 (L3.05). Source: Berlin, 2010.

La valeur à 10% molaire de FeO pour distinguer les chondres de type I des types II ne constitue pas une limite franche mais doit être considérée comme une valeur arbitraire. Les teneurs en CaO et Cr₂O₃ dans les olivines illustrent bien la difficulté de différencier les chondres. La teneur en CaO des olivines montre une corrélation négative en fonction de la teneur en Fa jusqu'à atteindre une valeur minimum aux alentours de Fa₁₀ pour

ensuite montrer une corrélation positive pour des teneurs en Fa supérieures à Fa₁₀ (e.g. Huang et al., 1996; Jones et al., 2005). Même si le CaO semble montrer un changement de comportement à partir de Fa₁₀ ce n'est pas le cas du Cr₂O₃ qui montre quant à lui un changement de comportement aux alentours de Fa₂ (e.g. Grossman and Brearley, 2005).

Au-delà de la composition des silicates ferromagnésiens, les chondres de type I et II montrent des compositions globales, des textures et une minéralogie propres à chacun. Ces chondres ont des abondances élémentaires, que cela soit pour les éléments réfractaires ou volatils, assez fractionnées d'un chondre à l'autre. La Figure 1.14 présentent les abondances élémentaires normalisées par rapport à CI des chondres de type I et II dans Semarkona (d'après Jones et al., 2005). La principale différence est que les chondres de type II sont enrichis en éléments volatils (K, Na, Fe, S) par rapport aux chondres de type I.

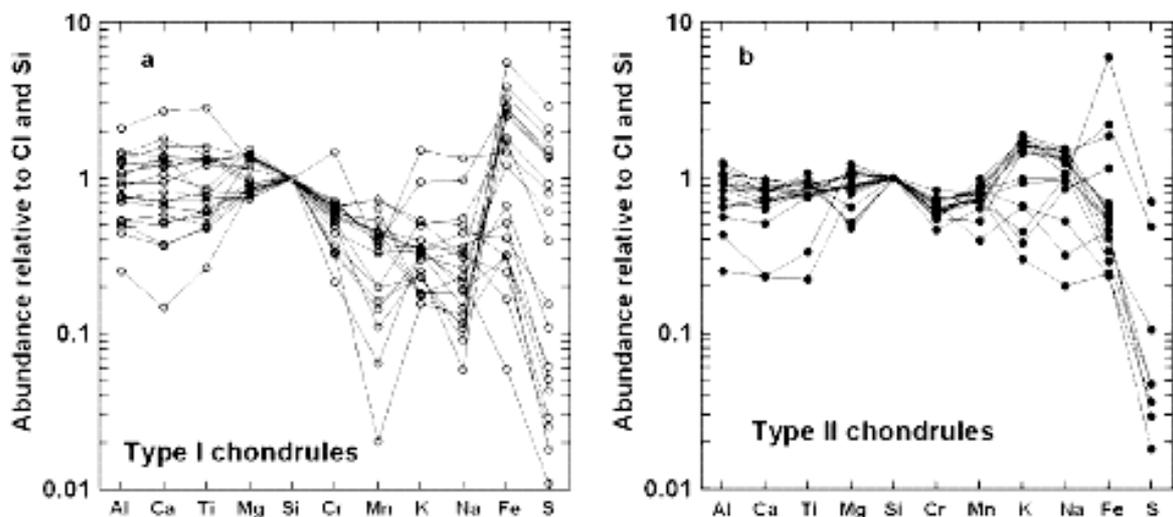


FIGURE 1.14 - Abondances des éléments majeurs pour les chondres de type I (à gauche) et de type II (à droite) rapportées à Si et normalisées à la composition CI. D'après Jones et al. (2005).

Afin de pouvoir contraindre l'origine des chondres il faut que ceux-ci n'aient pas subi de modifications après leur événement de formation ou que nous soyons capables d'évaluer ces modifications. Plus particulièrement, les chondres issus des chondrites de type 3.00 n'ayant subi aucun processus secondaire (métamorphisme ou altération aqueuse) représentent les meilleurs candidats pour déterminer l'origine des chondres.

Malheureusement ce type de chondrite est rare. Parmi les chondrites ayant subi le moins de modification après sa formation, la chondrite ordinaire Semarkona LL3.00 est celle qui a été le plus utilisée pour l'étude de ses chondres (e.g. Gooding and Keil, 1981; Scott and Taylor, 1983; Jones and Scott, 1989; Jones, 1990; Jones, 1996). Ces différentes études ont notamment permis de mettre en évidence les différentes caractéristiques des chondres de type I et II.

Les chondres de type I (pauvre en FeO, Tableau 1.3) ont notamment été décrits en détails par Jones et Scott (1989) pour les chondres de type IA (PO) ainsi que par Jones (1994) pour les chondres de type IAB (POP) et IB (PP). Ces chondres possèdent un diamètre compris entre 0,2 et 1 mm. Parmi ceux-ci, on distingue:

-Les chondres de type IA (PO) sont dominés par de nombreuses olivines de petite taille (15-45 μ m) dans une mésostase vitreuse ou microcristallisée. Les olivines sont automorphes avec des facettes bien formées en contact avec la mésostase au centre du chondre et sont résorbées en bordure de chondre indiquant que les olivines ne sont pas en équilibre avec leur mésostase. En plus des nombreuses olivines, les chondres de type IA présentent également de nombreuses billes métalliques (Fe,Ni) en inclusions dans la mésostase. Dans certains cas, le métal est en inclusion dans les olivines que l'on nomme "dusty olivines" (e.g. Nagahara, 1981; Rambaldi, 1981). Ces inclusions sont interprétées comme étant le résultat d'une réduction sub-solidus du fer contenu dans les olivines (e.g. Jones and Danielson, 1997; Leroux et al., 2003). Même si leur abondance est moindre devant celle des olivines, les pyroxènes sont bien souvent présents. Il s'agit de pyroxène pauvre en Ca et ceux-ci sont concentrés en bordure de chondre. Dans certains cas on observe des textures poecilitiques avec de l'olivine présente en inclusion dans les cristaux d'orthopyroxène automorphes. Les pyroxènes riches en Ca, lorsqu'ils sont présents, forment une couronne autour des pyroxènes pauvres en Ca.

-Les chondres de type IAB (POP) contiennent des olivines automorphes ayant une taille jusqu'à 150 μ m. Tout comme pour les chondres de type IA, des olivines de plus petite taille (<50 μ m) sont également présentes en inclusion dans des cristaux d'orthopyroxène automorphes (texture poecilitique). Les orthopyroxènes sont également concentrés en périphérie des chondres et on observe également dans ces chondres des surcroissances de pyroxènes riches en Ca sur les orthopyroxènes. La mésostase est en majorité vitreuse mais présente parfois des microcristaux de

pyroxènes riches en Ca et les billes métalliques (Fe,Ni) sont également présentes en inclusion dans la mésostase.

-Les chondres de type IB (PP) sont dominés par de larges cristaux d'orthopyroxènes automorphes. Les grains d'olivine, quand ils sont présents, sont soit en inclusion dans les pyroxènes ou non compatibles avec une cristallisation in-situ (grains reliques).

Les chondres de types II ont, quant à eux, notamment été décrits en détail par Jones (1990) pour les chondres de type IIA et par Jones (1996) pour les chondres de type IIAB et IIB. Même si ces chondres présentent une minéralogie similaire aux chondres de type I, ils sont visuellement différents. De manière générale les chondres de type II sont de plus grande taille (entre 0,5 et 2 mm) et même si ils ont une forme générale arrondie, ils ne sont pas parfaitement sphériques. Une des caractéristiques communes à tous les chondres de type II c'est qu'ils contiennent des grains d'olivine pauvres en FeO ($Fa < 10$) non compatible avec une cristallisation in-situ. Ces olivines sont nommées "reliques" et sont interprétées comme étant héritées du précurseur des chondres (e.g. Jones, 1996; Ruzicka et al., 2007). Parmi les chondres de type II, on distingue:

-Les chondres de type IIA (PO) sont dominés par des olivines automorphes de taille variable entre 10 et 250 μm avec une valeur moyenne de 50 μm . Ces olivines sont riches en fer et possèdent une composition moyenne Fa_{15} . Les olivines présentent des zonations chimiques avec un accroissement de la teneur en FeO du centre vers la bordure des grains. Ces gradients de composition peuvent être importants avec des variations de composition allant de Fa_{10} au cœur jusqu'à Fa_{40} en bordure. Les sulfures de fer (troilite), les phases métalliques (Fe,Ni) et chromites peuvent être présents dans ces chondres mais sont peu abondants. Lorsqu'ils sont présents, les sulfures sont sous forme de petites (<10 μm) billes réparties à travers le chondre. Les cristaux de chromites sont de petites tailles (<20 μm) et sont présents exclusivement dans la mésostase. Dans les chondres de type IIA, la mésostase est vitreuse et contient de nombreux microcristaux dendritiques de clinopyroxènes (augite et pigeonite).

-Les chondres de type IIAB (POP) et IIB (PP) sont constitués de grands cristaux d'orthopyroxènes automorphes allongés. Ces pyroxènes présentent des zonations

complexes avec des cœurs constitués de pyroxènes pauvres en Ca (enstatite ou clinoenstatite) entourés de pyroxènes plus riches en Ca (augite et pigeonite). Les olivines dans les chondres de type IIAB présentent des zonations chimiques similaires à celles observées dans les chondres de type IIA. Contrairement aux chondres de type IAB et IB, les textures poecilitiques ne sont pas observées dans les chondres de type IIAB et IIB. La mésostase est vitreuse et contient de nombreux microcristaux dendritiques de clinopyroxènes qui sont essentiellement de l'augite. Des grains de métal ainsi que de sulfures sont également présents sous forme arrondie et de petite taille (<5 μm) mais ceux-ci sont peu abondants.

Origine des chondres

Il n'existe pas, à l'heure actuelle, de consensus sur l'origine de formation des chondres. Ceci s'explique notamment par la difficulté de rendre compte de la diversité texturale, chimique et isotopique des chondres. Il est communément admis que les chondres résultent de la cristallisation à partir d'un liquide lors de la fusion partielle ou totale d'un matériel solide préexistant, que l'on nomme précurseur. Cette vision est en adéquation avec les études expérimentales visant à reproduire les textures et la composition des chondres (e.g. Lofgren, 1989; Hewins et Fox, 2004) ainsi que sur les études pétrographiques des chondres (e.g. Jones and Scott, 1989; Jones, 1990; Jones, 1994; Jones, 1996). Dans le modèle canonique, ces précurseurs solides sont représentés comme étant des agrégats de poussières fines (*dustball*) de composition CI du disque protoplanétaire. Dans ce modèle ces agrégats de poussières sont ensuite chauffés à haute température par un mécanisme de chauffage (qui reste encore débattu) produisant ainsi une fusion partielle ou totale de ces précurseurs. De nombreux auteurs évoquent que ce processus s'est effectué en système fermé, c'est à dire sans grande différenciation chimique de matière dans la nébuleuse. Ce modèle nécessite donc un chauffage éclair (*flash heating*) afin d'éviter les interactions avec la nébuleuse environnante, excluant donc les phénomènes d'évaporation trop importants. Cependant ce modèle peine à expliquer les variations texturales, chimiques et isotopiques observées pour les différents chondres. Notamment Hewins et Fox (2004) ont montré la relative difficulté d'obtenir des textures porphyriques à partir d'un précurseur à faible taille de grains et plaident pour des précurseurs plus grossiers. La présence d'olivines

reliques dans les chondres n'est également pas compatible avec ce modèle de formation des chondres en système fermé.

Devant la grande diversité des chondres, il paraît difficile d'établir un seul modèle de formation applicable à l'ensemble des chondres. Pour autant nous allons ici nous atteler à décrire les différents modèles évoqués dans la littérature.

Précurseur à l'origine des chondres

Un modèle alternatif, dérivé du modèle des agrégats de poussières, a été proposé par Wood (1996). Ce modèle propose que les chondres se soient formés par accumulation de petites gouttelettes de liquide ainsi que de poussières. Ce modèle permet notamment d'expliquer la texture de nombreux chondres dans les chondrites carbonées (e.g. Zanda et al., 2002). Cependant à partir de ce modèle, de nombreux microchondres, résultant de la cristallisation de ces gouttelettes liquides, devraient être présents dans les chondrites. Même si certains microchondres sont observés dans les chondrites (e.g. Rubin et al., 1982; Krot et al., 1997; Dobrica et Brearley, 2014), leur rareté ne plaide pas en faveur de ce modèle.

Comme nous l'avons mentionné, il est communément admis que les chondres résultent de la cristallisation à partir d'un liquide lors de la fusion partielle ou totale d'un précurseur solide. Une autre alternative serait que les chondres aient été formés à partir de liquides directement condensés à partir du gaz. Ebel et Grossman (2000) ont notamment montré que des liquides avec des compositions proches de celles de chondres peuvent condenser dans des environnements où les conditions de pression et de densité de poussières sont élevées. Ce modèle est notamment en bonne adéquation avec l'absence de fractionnement isotopique par distillation de Rayleigh observée dans les chondres. Même si localement les conditions particulières pour la condensation de liquides peuvent être réunies, ce modèle ne peut expliquer la formation d'un grand nombre de chondres. De plus, les études expérimentales montrent la nécessité de la présence de nucléus lors du refroidissement pour former les textures porphyriques qui ne plaident pas en faveur de ce modèle (Lofgren, 1989; Hewins, 1997; Hewins et al., 2005).

La présence de grains reliques, non compatibles avec une cristallisation in-situ, dans les chondres de type II est interprétée comme étant hérité d'anciennes générations de chondres et font ainsi partie des précurseurs à l'origine de ces chondres (Nagahara, 1981; Rambaldi, 1981; Jones, 1996; Ruzicka et al., 2007). Jones (1996) reporte qu'au moins 15% des chondres contiennent des grains reliques, ce qui suggère que la fragmentation ainsi que le recyclage des chondres sont des processus importants dans la formation des chondres (e.g. Alexander, 1996). Ainsi les chondres représenteraient d'une certaine façon leurs propres précurseurs. Pour autant la grande variabilité compositionnelle des chondres pose une certaine limite à ce recyclage (Hezel and Palme, 2007).

Une autre possibilité de précurseur de chondres évoquée est qu'ils pourraient représenter des débris planétaires lors d'impacts entre planétésimaux (e.g. Hutchison et al., 2005; Libourel et Krot 2007; Asphaug et al., 2011; Sanders and Scott, 2012). Notamment, d'après Libourel et Krot (2007), les textures équilibrées (joints triples) que les olivines présentent dans certaines chondres granoblastiques nécessitent des conditions de températures et de pressions compatibles avec les conditions qui régnaient à l'intérieur des planétésimaux différenciés (Figure 1.15). Cependant, ce modèle peine à expliquer la grande différence d'abondance des chondres dans les différentes familles de chondrites et n'explique pas notamment la très faible abondance de chondres dans les régolithes lunaires. Whattam et al. (2008) ont montré que ces agrégats d'olivines granoblastiques peuvent être expliqués par le recuit à haute température de condensats dans la nébuleuse. Quoiqu'il en soit Wattham et Hewins (2009) ont montré que ces agrégats d'olivines granoblastiques sont de bons candidats aux précurseurs des chondres porphyriques à olivine.

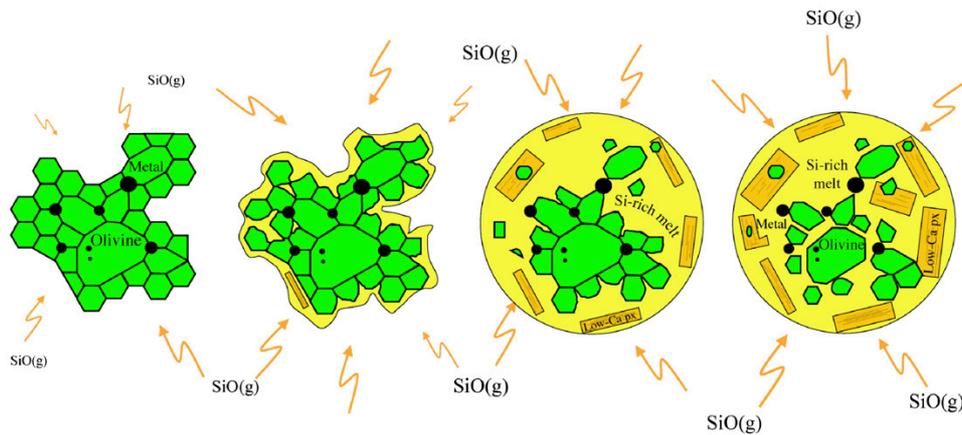


FIGURE 1.15 - Modèle de formation des chondres de type I en système ouvert. Le précurseur est considéré comme étant un assemblage granoblastique d'olivine et de métal provenant d'un planétésimal. Lors de son chauffage cet assemblage interagit avec le gaz environnement en s'enrichissant notamment en Si, provoquant la dissolution partielle des olivines et la cristallisation des pyroxènes. D'après Libourel et Krot (2007).

Régime thermique des chondres

Contraindre au mieux les histoires thermiques des chondres doit permettre de contraindre l'environnement de formation des chondres et doit représenter un critère discriminant entre les différents modèles de formation des chondres (Desch et al., 2012). La pétrologie expérimentale a joué un rôle prépondérant dans la détermination des histoires thermiques des chondres (e.g. Hewins et al., 2005 pour un article de synthèse). Peu importe le type de chondre, leur formation peut être vue en deux étapes. La première étape correspond au chauffage du précurseur entraînant une fusion totale ou partielle et la seconde étape est celle du refroidissement entraînant la cristallisation du liquide.

Pic de température:

Comme nous l'avons déjà mentionné auparavant, les différentes textures des chondres peuvent être expliquées selon le nombre de sites de nucléation lors du refroidissement du chondre (e.g. Lofgren, 1989; Radomsky et Hewins, 1990; Faure et al., 2003; Hewins et al., 2005). La température maximum, appelée température de pic, atteinte par le chondre est un paramètre déterminant pour la texture. Dans le cas des textures porphyriques, de nombreux sites de nucléation ont été préservés lors de la cristallisation indiquant que la température de pic était inférieure à la température du liquidus ou que le temps passé dans la phase liquide a été trop court pour détruire

complètement les germes de nucléation. En revanche les textures non-porphyriques (CC, BO et RP) ont atteint une température supérieure à leur liquidus, détruisant l'ensemble (ou la majorité) des sites de nucléation favorisant ainsi des morphologies de croissance rapide.

Afin de contraindre les pics de température atteint par les précurseurs des chondres nous devons connaître les températures de liquidus, qui dépendent de la composition chimique. Ainsi en se basant sur la composition ainsi que la texture de chondres dans les chondrites carbonées et ordinaires, Radomsky et Hewins (1990) ont estimé que la plupart des chondres ont été soumis à des pics de température compris entre 1500 et 1550°C. Cependant, au-delà de la température de pic, la durée du chauffage est un paramètre également important. En effet, en raison des cinétiques de réaction, l'effet d'un chauffage à haute température lors d'un court laps de temps est équivalent à un chauffage de plus basse température pendant des durées plus importantes (Jones et al., 2000). Ainsi Connolly et al. (1998) ont montré qu'il est possible d'obtenir une texture porphyrique en chauffant un précurseur lors d'un bref instant au-dessus de son liquidus. La température maximum atteinte par les chondres lors de leur formation pourrait être jusqu'à 2100°C, soit 200°C au-dessus de la température de liquidus des chondres les plus réfractaires.

Vitesse de refroidissement:

La vitesse de refroidissement des chondres est également un paramètre discriminant entre les modèles de formation. Les premières études sur la vitesse de refroidissement des chondres se sont basées sur la reproduction en laboratoire des textures des chondres (e.g. Lofgren, 1989; Radomsky et Hewins, 1990, Connolly et al., 1998). Ces premières études montrent que les vitesses de refroidissement nécessaires pour reproduire les textures porphyriques sont comprises entre 100°C/h et 1000°C/h. Cependant les études expérimentales ont montré que le temps de chauffe ainsi que le pic de température auquel est soumis le chondre a autant d'influence que la vitesse de refroidissement sur les textures des chondres.

Les chondres porphyriques, principalement les chondres de type II, contiennent des olivines montrant des zonations chimiques avec un accroissement de la teneur en Fe du cœur vers la bordure du grain (e.g. Jones 1990). Ces zonations chimiques dans les

olivines indiquent que les chondres se sont refroidis trop rapidement pour que les olivines soient en équilibre avec le liquide lors de la cristallisation et ne permettant pas l'homogénéisation par diffusion. L'ampleur de ces zonations chimiques est un paramètre qui dépend donc de la cinétique de diffusion. L'étude des zonations chimiques peut être rendue compliquée car des événements métamorphiques des corps parents des chondrites vont permettre un rééquilibrage chimique partiel par diffusion sub-solidus et ainsi modifier l'ampleur initiale des zonations chimiques. Les études expérimentales visant à reproduire les zonations chimiques notamment observées dans les olivines des chondres de type II suggèrent des vitesses de refroidissement variant de 1 à 1000°C/h pour des températures de pic variant de 1400 à 1850°C (Radomsky et Hewins, 1990; Jones et Lofgren, 1993; Weinbruch et al., 1998).

Une autre possibilité de contraindre ces vitesses de refroidissement est l'étude des microstructures d'exsolution dans les pyroxènes calciques, en mesurant l'espacement entre les lamelles d'exsolution (Muller et al., 1995; Weinbruch et Müller, 1995; Weinbruch et al., 2001; Cuvillier, 2014). Weinbruch and Müller (1995) ont étudié ces microstructures dans des chondres granulaires à olivines et pyroxènes issus de la chondrite Allende. Ils ont obtenu des vitesses de refroidissement allant de 5° à 25°C/h pour un interval de température 1200° - 1350°C. Cuvillier (2014) a obtenu des vitesses de refroidissement comprises entre 6 et 30°C/h en se basant sur l'étude de chondres porphyriques à olivine et pyroxène provenant de la chondrite Paris. Des microstructures comparables ont également été reproduites de manière expérimentale par Weinbruch et al. (2001) pour des vitesses de refroidissement de 10° à 50°C/h dans la gamme de température entre 1000° et 1455°C.

Une autre méthode, basée sur les profils de diffusion des éléments modérément volatils (Cu et Ga) dans les grains de métal des chondres a également développée par Humayun (2012). Cette méthode appliquée aux chondres des chondrites ordinaires et carbonées indique des vitesses de refroidissement comprises entre 0,1 et 400°C/h pour des températures entre 1000° et 1500°C (e.g. Chaumard et al., 2015).

La Figure 1.16 (source : Desch et al., 2012) présente un récapitulatif des principales études qui ont permis d'évaluer les vitesses de refroidissement que cela soit pour les chondres porphyriques ou non porphyriques.

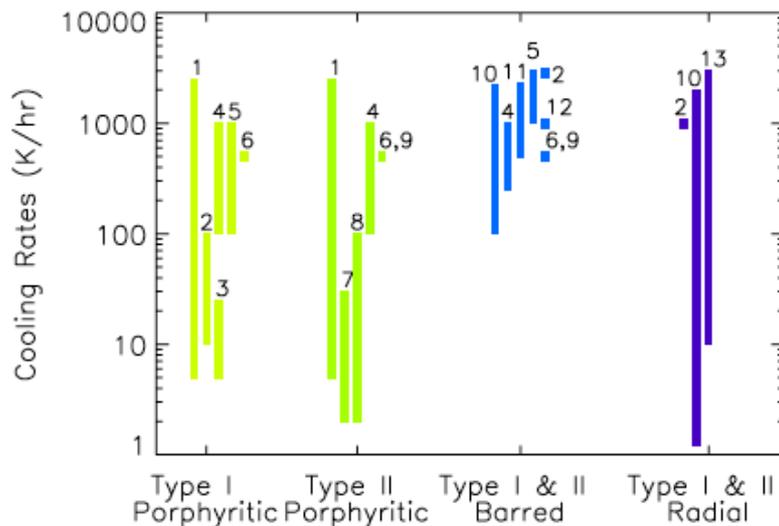


FIGURE 1.16 - Vitesses de refroidissement des chondres de différentes textures (PO/PP/POP/BO/RP) et compositions (type I et II) obtenues lors de différentes études (expérimentales et observationnelles). D'après Desch et al. (2012). (Références: 1.Lofgren et Russell, 1986 ; 2. De Hart et Lofgren,1996 ; 3. Wick et al., 2010 ; 4.Radomsky et Hewins, 1990 ; Lofgren, 1989 ; Connolly et Hewins, 1991 ; 7.Weinbruch et Müller, 1995 ; 8. Jones et Lofgren, 1993 ; 9. Connolly et al., 1998 ; 10. Kennedy et al., 1993 ; 11. Lofgren et Lanier, 1990 ; 12.Tsuchiyama et al., 2004 ; 13. Hewins et al., 1982.).

Formation des chondres en système ouvert ou fermé?

Dans la littérature, la formation des chondres est pensée soit en système ouvert ou soit en système fermé. Comme nous l'avons vu les chondres présentent notamment une variabilité compositionnelle (Figure 1.14). Cette variabilité peut être soit héritée directement du précurseur ou soit être expliquée par l'événement à l'origine des chondres, ou encore par une combinaison des deux (Figure 1.17). Si l'on suppose que la formation des chondres s'est déroulée en système fermé, ce qui signifie que les chondres n'ont aucune interaction avec le milieu de formation environnant, la variabilité de composition doit alors être expliquée par une variabilité de composition des précurseurs (e.g. Grossman et Wasson, 1983; Jones, 1990; Hewins, 1997; Jones et al., 2005). Ainsi les chondres de type II, riches en éléments volatils, seraient alors issus de précurseurs riches en éléments volatils. Toutefois, afin d'expliquer les teneurs en éléments volatils (S, Na, K) de ces chondres, les événements thermiques à l'origine de la fusion partielle (ou totale) du chondre doivent être brefs de manière à éviter leur évaporation. Certaines études expérimentales (Hewins et al., 1997; Yu et al., 2003) ont montré qu'il était impossible d'expliquer les teneurs en éléments volatils des chondres de type II lors d'une fusion (partielle ou totale) dans une nébuleuse canonique, même

avec un chauffage très bref. Ceci s'explique notamment par le fait que les pressions partielles en S, Na et K doivent être très largement supérieures aux valeurs canoniques pour éviter leur évaporation.

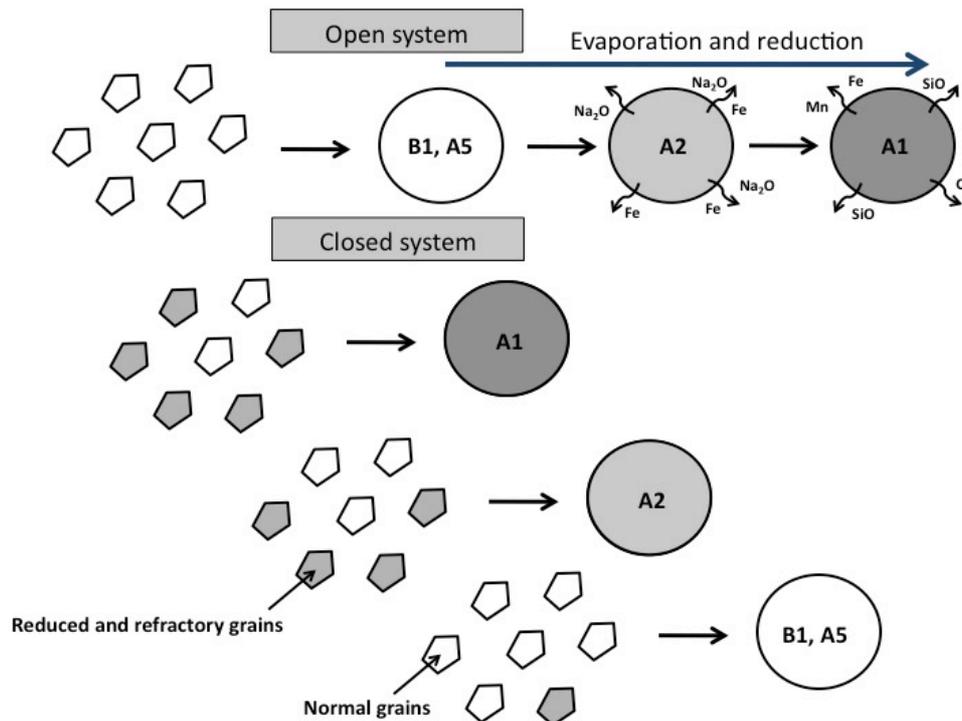


FIGURE 1.17 - Modèles de formation des chondres en système ouvert et fermé. (D'après Sears et al., 1996).

Pour autant certaines observations semblent indiquer la formation de chondres dans des conditions non canoniques. En effet, dans la chondrite Vigarano (CV3) Marrocchi et Libourel (2013) ont observé, (1) une corrélation positive entre la teneur en S et en FeO dans la mésostase de chondre de type I (PO, POP, PP); (2) une corrélation entre l'abondance de la troilite avec les pyroxènes pauvres en Ca. Ces observations suggèrent une co-cristallisation de la troilite et des pyroxènes pauvres en Ca à haute température lors de la formation du chondre. Leur modèle évoque la formation de troilite par une solubilisation du S de la phase gazeuse dans la mésostase des chondres. Les conditions de saturation permettant la co-cristallisation de pyroxène pauvre en Ca et de troilite sont réunies pour des conditions non-canoniques avec des pressions partielles de S et SiO élevées. Ce modèle évoque donc une forte interaction entre le chondre et le gaz, en système ouvert. Libourel et al. (2006) évoquent également une interaction du chondre

avec un gaz riche en SiO afin d'expliquer la forte abondance des pyroxènes en bordure des chondres porphyriques (Figure 1.15). Dans leur modèle, l'entrée de la silice dans le chondre est responsable de la dissolution de l'olivine et favorise la cristallisation de pyroxène. Cette zonation minéralogique observée dans de nombreux chondres porphyriques a été reproduite expérimentalement par interaction d'un gaz riche en SiO avec un liquide supportant le modèle de formation des chondres en système ouvert (Tissandier et al., 2002). L'interaction du chondre avec son environnement (gazeux) lors de sa formation est également évoquée pour expliquer les zonations chimiques des mésostases des chondres qui montrent un enrichissement en éléments volatils (Na, K) en périphérie des chondres (e.g. Matsunami et al., 1993; Libourel et al., 2003; Krot et al., 2004). Ces zonations chimiques sont notamment expliquées par une séquence d'évaporation et recondensation des éléments volatils lors du chauffage et refroidissement du chondre. Les phénomènes d'évaporation/condensation semblent être des phénomènes courants lors de la formation des chondres. En effet, en associant les observations et études expérimentales, Hewins et al. (1997) ont notamment montré qu'il existe une relation entre la taille de grains (et donc du chauffage) et la composition des chondres de type I de Semarkona.

Environnement de formation, mécanisme de fusion des chondres

Afin de connaître quel est le mécanisme à l'origine de la fusion des chondres, différents modèles ont été proposés. Ces modèles peuvent être divisés en deux catégories, soit nébulaire ou soit planétaire.

Parmi les modèles planétaires il a été proposé que les chondres se soient formés de manière directe ou indirecte lors d'impacts entre planétésimaux (Hutchison, 1988; Asphaug et al., 2011; Sanders et Scott, 2012). Le modèle d'Asphaug et al. (2011) suggère la formation de chondres dans le panache créé lors d'impacts à faible vitesse (100 m/s) entre planétésimaux (30-100km de diamètre). Sanders et Scott (2012) évoquent la formation de chondres par "splashing". Dans leur modèle, les chondres résultent de la cristallisation de gouttelettes pulvérisées lors d'un impact à faible vitesse de planétésimaux présentant un océan magmatique à leur surface. La formation de chondres dans un environnement planétaire implique donc que la formation des

premiers planétésimaux soit contemporaine ou précède la formation des chondres. Les âges de différenciation des météorites de fer déterminés à l'aide du système ^{182}Hf - ^{182}W indiquent une accréation durant le premier million d'années après la formation des CAIs (Kleine et al., 2005, 2009; Qin et al., 2008). L'âge de formation des chondres basé sur l'étude du système Pb-Pb (e.g. Amelin et al., 2002; Amelin and Krot, 2007) ou sur le système $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ (e.g. Russell et al., 1997; Villeneuve et al., 2009) indiquent des âges de formation compris entre 1 à 4 Ma après les CAIs. Ces études indiquent que l'accréation et la différenciation de certaines planétésimaux ont eu lieu avant la formation de la plupart des chondres et supportent l'idée de la formation des chondres dans un environnement planétaire.

Toutefois les modèles qui restent les plus populaires dans la communauté scientifique sont les modèles nébulaires. Ces modèles nébulaires sont nombreux mais parmi ceux-ci, deux ont reçu le plus d'attention et sont les plus souvent évoqués: le modèle du vent X et le modèle d'onde de choc.

-Le modèle de vent X évoqué par Shu et al. (1997) implique la partie interne du disque protoplanétaire lorsque la matière est en accréation dans le jeune Soleil et en partie éjectée par des jets bipolaires. Ces jets bipolaires permettent d'amener suffisamment d'énergie pour faire fondre les précurseurs des CAIs et des chondres dans la partie la plus interne du disque pour ensuite redistribuer les chondres sur les distances plus éloignées.

-Le modèle d'ondes de choc évoqué notamment par Desch et Connolly (2002) et Ciesla et Hood (2002) prévoit la fusion des chondres lors de la propagation d'une onde de choc au sein de la nébuleuse à une distance d'environ 1 UA. En revanche l'origine des chocs est peu connue.

Parmi ces deux modèles c'est le modèle des ondes de choc qui semble le mieux expliquer les différentes observations texturales et compositionnelles des chondres. Notamment si l'on regarde la vitesse de refroidissement des chondres, le modèle d'ondes de choc permet de mieux rendre compte des vitesses de refroidissement obtenues de manière expérimentales (Figure 1.18; Desch et al., 2012).

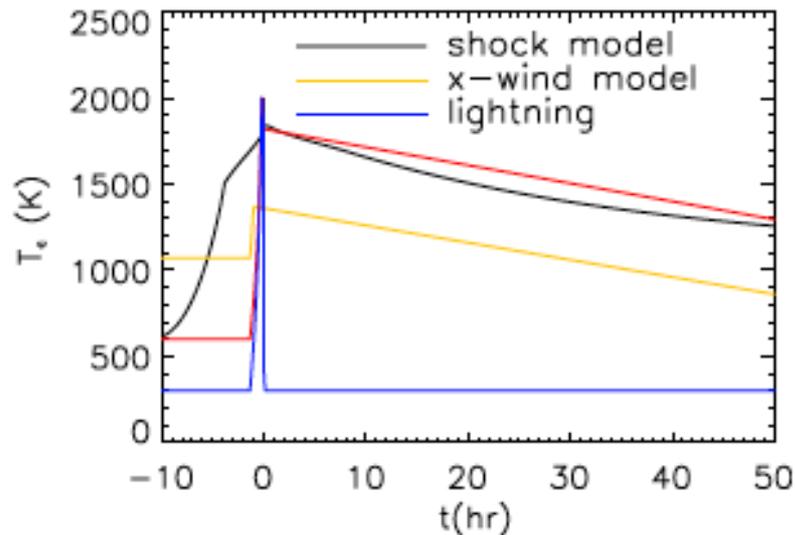


FIGURE 1.18 - Histoires thermiques des chondres déterminées de manière expérimentale (courbe rouge), par le modèle d'ondes de choc (Morris et Desch, 2010) (courbe noire), par le modèle de vent X (Shu et al., 1997) (courbe jaune). D'après Desch et al. (2012).

1.2.1.5.c La matrice des chondrites

Les chondrites peuvent être considérées, d'un point de vue texturale, comme des roches sédimentaires dont la matrice représente la phase de liaison entre les chondres. La matrice des chondrites primitives est composée de grains fins à très fins (micrométriques à submicrométriques) qui montrent des caractéristiques très variables d'une chondrite à l'autre, probablement dues à des processus secondaires (e.g. Huss et al., 2006). En effet, du fait de sa faible taille de grains associée à sa forte porosité, les matrices sont bien plus sensibles aux processus secondaires (métamorphisme thermique et altération aqueuse) que les chondres. En conséquence, l'étude des matrices issues des chondrites les plus primitives (de type 3.0) est privilégiée afin de contraindre au mieux la minéralogie et la composition initiale des matrices (e.g. Brearley, 1993; Greshake, 1997; Abreu et Brearley, 2010 ; Le Guillou et Brearley, 2014). Comme nous l'avons mentionné auparavant, les chondrites ayant subi peu de modifications après leur formation sont rares et parmi celles-ci nous pouvons citer Acfer 094 (non classée), ALHA77307 (CO3.0) ainsi que MET 00426 et QUE 99177 toutes les deux classées CR3.0. Le caractère primitif de ces chondrites est notamment confirmé par le déséquilibre textural, minéralogique et compositionnel de leur matrice. Globalement

les matrices montrent des compositions riches en éléments volatils et leur chimie est proche de la composition solaire.

Les matrices des chondrites Acfer 094 et ALHA77307 sont largement dominées par un silicate amorphe riche en Si, Al et Fe dans lequel on retrouve des grains de 100-500 nm d'olivine, de pyroxène, de sulfures (Fe-Ni) et de métal (Fe-Ni) (Figure 1.19) (Brearley, 1993; Greshake, 1997). Les olivines et pyroxènes dans la matrice Acfer 094 montrent des compositions très proches des pôles purs forstérite ($>F_{090}$) et enstatite ($>E_{90}$) (Greshake, 1997). Les olivines et pyroxènes riches en Mg sont également présents dans la matrice d'ALHA77307 mais on observe également la présence d'olivines riches en Fe (F_{18} à F_{72}) (Brearley, 1993). Bien que le matériel amorphe soit très sensible aux phénomènes d'altération, celui-ci est préservé dans ces matrices primitives supportant l'idée que du matériel très primitif a été préservé dans ces météorites primitives. La présence de grains d'origine présolaire vient également supporter cette idée (e.g. Huss et Lewis, 1995; Nagashima et al., 2004; Mostefaoui et al., 2004). Toutefois des phyllosilicates ont été observés au sein de l'amorphe de ces matrices primitives indiquant que celles-ci ont subi quelques modifications, au moins localement, sur leur corps parents par altération aqueuse (Brearley, 1993; Greshake, 1997; Le Guillou et Brearley, 2014).

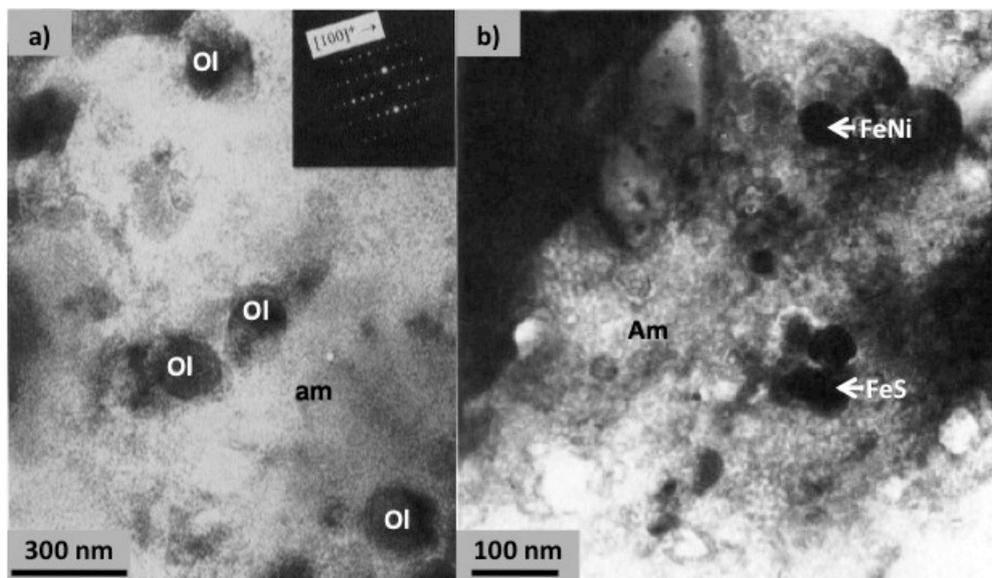


FIGURE 1.19 - Image MET en champ clair des matrices primitives Acfer 094 (a, d'après Greshake, 1997) et d'ALHA77307 (CO3) (b, d'après Brearley, 1993). Ces matrices primitives sont largement dominées par un matériel amorphe (Am) dans lequel on retrouve des olivines (Ol) ainsi que des sulfures (FeS) et du métal (FeNi).

Les matrices des chondrites ordinaires de type 3.0 (Semarkona) et 3.1 (Bishunpur) montrent plus d'évidences d'altération secondaires. La matrice de Semarkona (LL3.0) ne contient pas d'amorphe mais de nombreux phyllosilicates qui sont interprétés comme étant le produit de l'altération aqueuse à partir du matériel amorphe préexistant (Alexander et al., 1989). Bishunpur (LL3.1) a subi une altération aqueuse moins importante que Semarkona, comme en témoigne la présence de zones d'amorphes préservées (Alexander et al., 1989a) et de grains présolaires (Mostefaoui et al., 2004). Ces deux matrices sont composées de grains d'olivine submicrométriques à micrométriques et ayant un large champ de composition allant de Fa_{10} à Fa_{90} (Huss et al., 2006). Les études MET de ces matrices (Alexander et al., 1989), ainsi que la comparaison avec les matrices primitives des chondrites carbonées, suggèrent que ces olivines sont le résultat d'un processus d'altération secondaire de la matière amorphe (Huss et al., 2005). Une particularité des matrices des chondrites ordinaires et plus particulièrement celle de Bishunpur est qu'elles contiennent de nombreux grains clastiques d'olivine et de pyroxène dont la composition suggère qu'il s'agit de fragments de chondres (Alexander et al., 1989, 1989a).

Les modèles de formation des matrices des chondrites peuvent être divisés selon deux point de vue: (1) la matrice représente un matériel primitif qui s'est formé dans le système solaire primitif ou résulte de l'accumulation de matériaux nébulaires et présolaires (e.g. Nagahara, 1984; Brearley, 1993; Greshake, 1997); (2) la matrice est le résultat secondaire de processus de transformation d'autres objets tels que les chondres et ne peut être considérée comme primitive (e.g. Alexander et al., 1989; Wasson et Trigo-Rodriguez, 2004; Huss et al., 2005).

Un des premiers modèles sur l'origine de la matrice a été proposé par Larimer et Anders (1967, 1970). Dans leur modèle, la matrice représente un matériel primitif qui résulte de la condensation à basse température à partir de la nébuleuse solaire et dont les chondrites CI seraient les représentants. Afin d'expliquer les différences de compositions entre les chondrites, elles sont interprétées comme étant des objets à deux composants, l'un résultant de la condensation d'éléments en abondance CI (matrice) et l'autre appauvri en éléments volatils et modérément volatils (chondres et CAIs). Toujours en considérant que la matrice est un matériel primitif, il a également été

proposé que la matrice provienne en partie du nuage moléculaire présolaire (e.g. Huss et Lewis, 1995; Alexander et al., 2001; Huss et al., 2003a; Huss, 2004). Lors de la formation du système solaire, le matériel issu du nuage moléculaire est chauffé à différentes températures permettant d'expliquer la variabilité de composition des différentes chondrites. Même si les chondrites CI contiennent de nombreux grains présolaires (Huss et Lewis, 1995), celles-ci ne sont pas uniquement constituées de matériel primitif issu du nuage moléculaire. En effet la minéralogie de ces chondrites a été fortement modifiée par l'altération aqueuse. Pour autant il semblerait que cette altération aqueuse se soit déroulée en système fermé ne modifiant pas la composition globale. Les matrices des chondrites semblent être dominées par du matériel de composition CI (Alexander, 2001, 2005), pour autant celles-ci sont appauvries en éléments volatils devant la composition solaire. Alexander (2005) explique notamment cette différence de composition par l'ajout de matériaux appauvris en volatils tels que les fragments de chondres.

D'autres modèles suggèrent que les matrices résultent de processus d'évaporation condensation lors de la formation des chondres (e.g. Wasson et Trigo-Rodriguez, 2004; Scott et Krot, 2005; Huss et al., 2005). Dans ces cas-là, la matrice ne représente pas un matériel primitif mais des condensats hors équilibre qui se sont formés juste après les chondres, en queue de l'événement thermique concerné. En se basant sur une étude minéralogique et de distribution de taille de grains, Alexander et al. (1989a) ont également proposé que la matrice des chondrites ordinaires primitives pouvait résulter de la fragmentation des chondres.

Le modèle classique de formation des chondrites est considéré comme un modèle à deux composants (Ander, 1964; Grossman et Wasson, 1982; Alexander et al., 2001). Dans ce cas, la matrice et les chondres se sont formés dans des régions séparées de la nébuleuse. La matrice qui représente un matériel de basse température s'est formée à partir d'un réservoir de composition CI tandis que les chondres et les CAI se sont formés plus près du Soleil dans un réservoir appauvri en éléments volatils. Pour autant, certaines études suggèrent qu'il existe une complémentarité chimique entre la matrice et les chondres au sein des chondrites carbonées (e.g. Palme et al., 1992; Kong et Palme, 1999; Klerner et Palme, 1999b; Hezel et Palme, 2010). Cette complémentarité suggère ainsi que matrices et chondres se sont formés à partir du même réservoir et que leur formation est

cogénétique. Néanmoins cette complémentarité est controversée par le fait que les processus secondaires (altération aqueuse et métamorphisme) ont pu modifier la distribution chimique entre les chondres et la matrice (e.g. Huss et al., 2005).

1.2.1.5.d Les couronnes de matrices

Dans certains cas, une couronne de matière est observée autour des chondres, des CAIs ainsi que des fragments clastiques et forme littéralement une couronne autour de ces objets (Figure 1.20). Ces couronnes sont notamment une source supplémentaire d'information quant aux conditions de formation des chondres et plus particulièrement à propos de leur précurseur. En effet leur structure concentrique autour des chondres suggère qu'elles résultent d'une accréation sur le chondre avant l'incorporation sur le corps parents et peuvent ainsi représenter le matériel précurseur à l'origine des chondres. Ces couronnes peuvent être divisées en deux classes, les couronnes à grains fins (e.g. Ashworth, 1977; Allen et al., 1980; Metzler et al., 1992; Brearley, 1993; Metzler et Bischoff, 1996; Laurretta et al., 2000; Zega et Buseck, 2003; Chizmadia et Brearley, 2008) et les couronnes ignées (e.g. Rubin, 1984; Rubin et Wasson, 1987; Krot et Wasson, 1995; Krot et al., 2003; Krot et al., 2004).

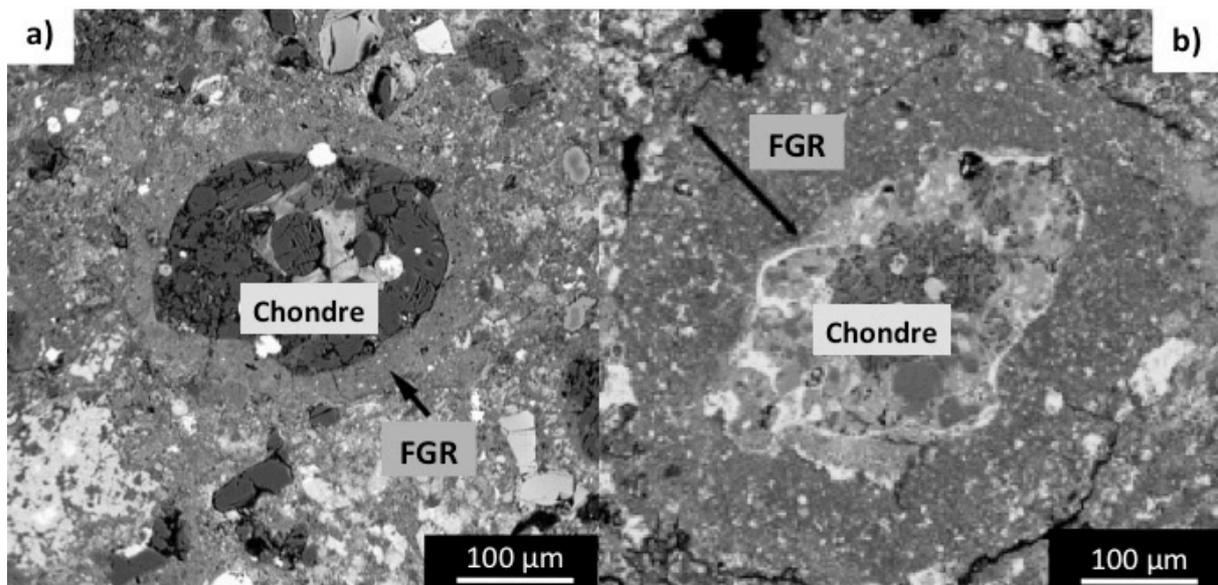


FIGURE 1.20 - Images MEB en électrons rétrodiffusés de couronnes à grains fins (*fine-grained rim* ou FGR) autour de chondres dans les chondrites (a) Murray (CM2) (Ciesla et al., 2003) et (b) Y-791198 (CM2) (Chizmadia et Brearley, 2008).

Les couronnes à grains fins (*fine-grained rims* en anglais), également nommées couronnes accrétiennes sont interprétées, comme leur nom l'indique, par l'accrétion de poussières sur la surface des objets à gros grains, incluant les chondres, les fragments de chondres et CAIs. Ces couronnes sont principalement observées au sein des chondrites carbonées (e.g. Metzler et al., 1992; Brearley, 1993; Lauretta et al., 2000; Ciesla et al., 2003; Zega et Buseck, 2003) mais sont également observées au sein des chondrites ordinaires (Ashworth, 1977; Allen et al., 1980; Metzler et Bischoff, 1996). Dans de nombreux cas les couronnes à grains fins montrent de grandes similitudes avec la matrice des chondrites, ce qui leur vaut le nom de couronnes de matrice et soutenant certains auteurs à ne pas faire la distinction entre les couronnes à grains fins et la matrice.

Les couronnes de matrice observées autour des chondres des chondrites CM sont largement dominées par des grains fins (15 - 50 nm) de serpentine riche en Mg (e.g. Metzler et al., 1992; Zolensky et al., 1993; Metzler and Bischoff, 1996; Lauretta et al., 2000). Dans ces couronnes on retrouve également la présence de phyllosilicates riches en Fe (cronstedtite) ainsi que de nombreuses inclusions telles que des olivines, pyroxènes, sulfures, phases métalliques, oxydes de fer. Les assemblages minéralogiques observés dans ces couronnes soulignent la nature non équilibrée des couronnes et suggèrent qu'il s'agit d'un assemblage mécanique de matériaux d'origines différentes (e.g. Metzler et al., 1992). Metzler et al. (1992) ont également observé que l'épaisseur de la couronne est corrélée positivement à la taille du noyau qu'elle entoure (chondre, fragment de chondre, CAI).

Dans les chondrites ordinaires primitives, les couronnes de matrices sont moins abondantes que dans les CM et bien souvent elles n'entourent pas complètement les chondres (Alexander et al., 1989a). Les couronnes à grains fins des chondrites ordinaires montrent des compositions plus variées, des tailles grains plus petites, une porosité plus faible et sont plus riches en sulfures que la matrice environnante (e.g. Allen et al., 1980; Huss et al., 1981; Alexander et al., 1989a). Pour autant, comme pour la matrice environnante, les couronnes sont composées de grains clastiques et non clastiques dans un matériel amorphe qui est abondant. La préservation du matériel amorphe, notamment dans Bishunpur (LL3.15), qui est très sensible à l'altération et à la recristallisation suggère que du matériel primitif a été préservé dans ces couronnes.

Dans les chondrites ordinaires, les couronnes peuvent être divisées en deux catégories: (1) les couronnes riches en FeO composées de grains très fins non distinguables à l'échelle du MEB. L'épaisseur de ces couronnes est comprise entre 10 et 30 μm et celles-ci sont structurées en plusieurs couches plus ou moins riches en sulfures/phases métalliques; (2) les couronnes à plus gros grains présentent une texture, une minéralogie ainsi qu'une composition moyenne très semblable à la matrice environnante. Ces couronnes sont généralement plus épaisses que les autres allant jusqu'à des épaisseurs de 50 μm (Alexander et al., 1989a).

Devant ces différentes observations, l'origine des couronnes de matrice est interprétée par de nombreux auteurs comme étant le résultat de l'interaction des chondres (ou CAI ou fragment de chondre) avec les poussières environnantes dans des régions froides de la nébuleuse solaire (e.g. Ashworth, 1977; Allen et al., 1980; Scott et al., 1984; Metzler et al., 1992; Brearley, 1993). Un modèle détaillé pour les CM a été proposé par Metzler et al. (1992) dans lequel le noyau de départ (chondre, fragment de chondre, CAI) développe leurs couronnes en agglutinant la poussière sur leur surface (Figure 1.21). Dans leur modèle, les couronnes comportant plusieurs couches sont interprétées comme étant le résultat de la rencontre du noyau avec des réservoirs de compositions différentes.

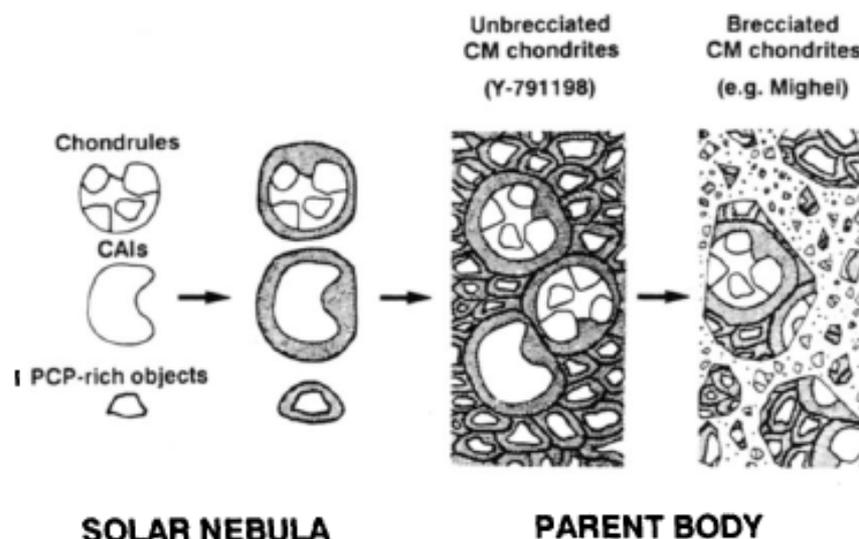


FIGURE 1.21 - Modèle de formation des couronnes accrétionnelles dans les CM. D'après Metzler et al. (1992).

D'autres modèles ont également été proposés pour la formation de ces couronnes notamment qu'elles seraient le produit in-situ d'une altération aqueuse des chondres (e.g. Richardson, 1981; Sears et al., 1993). Ces modèles se basent notamment sur l'observation de nombreux phyllosilicates au sein des couronnes à grains fins des chondrites CM. Pour autant diverses observations vont à l'encontre de ce scénario: (1) il n'existe aucune relation compositionnelle entre les chondres et leur couronnes (Metzler et al., 1988); (2) l'altération aqueuse ne permet pas d'expliquer la relation qui existe entre la taille de la couronne et celle de son noyau qu'elle entoure; (3) De nombreuses zones amorphes sont bien préservées, notamment dans certaines chondrites ordinaires. Par ailleurs, certaines couronnes sont déformées avec les chondres qu'elles entourent. Ces observations supportent le modèle de formation par accrétion et indiquent que le chondre était encore chaud et plastique lors de la formation de la couronne.

Les couronnes ignées, quant à elles, montrent une taille de grains supérieure aux couronnes accrétionnelles et présentent des textures ignées indiquant une fusion partielle (Rubin, 1984; Rubin and Wasson, 1987; Krot and Wasson, 1995; Krot et al., 2003; Krot et al., 2004). Ces couronnes ignées sont riches en Si et sont composées de pyroxènes pauvres et riches en Ca zonés, d'une mésostase vitreuse, de phases métalliques (Fe-Ni) ainsi que d'une phase riche en SiO₂. La faible taille de grains associée à la faible interaction avec le chondre hôte suggère que ces couronnes se sont formées à des températures inférieures aux températures de pic du chondre.

1.2.1.5.e Cas particulier des chondres agglomérés

Dans certains cas, les chondres sont considérés comme étant le résultat de l'agglomération d'agrégats de poussières fines. Dans ces cas bien précis, les chondres semblent n'avoir subi que peu de fusion partielle et se sont probablement formés par frittage partiel ou complet de ces agrégats. Ces objets ont d'abord été décrits par Van Schmus (1969). Plus tard des objets similaires ont également été étudiés, tels que les chondres "dark zoned" (Dodd, 1971), les chondres agglomérés à olivines (Weisberg and Prinz, 1994, 1996) ou encore les objets à olivines agglomérés (Ruzicka et al., 2012) (Figure 1.22). Ces chondres possèdent des tailles similaires aux chondres porphyriques mais différent d'eux en ayant une taille de grains plus petites (<5-10µm) avec une texture granulaire ou "protoporhyrique" (Hewins et al., 1997), qui typiquement

apparaissent opaques lorsqu'on les observe au microscope pétrographique en lumière transmise. Les chondres à grains fins sont considérés comme étant les moins chauffés et donc les moins transformés par les effets thermiques. Ces chondres possèdent ainsi une composition et une minéralogie proche de celles de leurs précurseurs.

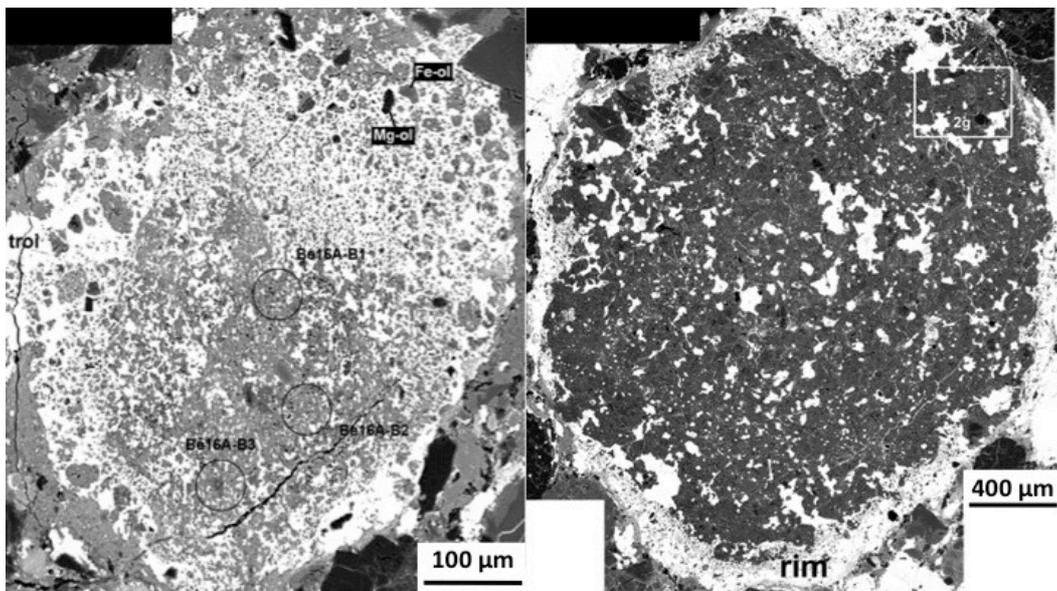


FIGURE 1.22 - Image MEB en électrons rétrodiffusés de chondres à olivines agglomérés décrit par Ruzicka et al. (2012). Ces chondres sont composés principalement d'olivine fayalitique (Fa_{12-35}) et de troilite (FeS).

Minéralogie et composition des chondres agglomérés

Weisberg and Prinz (1994, 1996) ainsi que Ruzicka et al. (2012) ont reporté dans leur étude que la minéralogie de ces chondres est largement dominée par l'olivine et que leur composition est similaire à celle des chondres porphyriques, mis à part que ceux-ci sont fortement enrichis en S ainsi qu'en Fe et Na. L'étude de Ruzicka et al. (2012) a montré que ces objets sont composés de grains fins ($\leq 5-10\mu m$ de diamètre) d'olivine fayalitique (Fa_{12-35}), de troilite (FeS), d'amorphe "feldspathique", de phases métalliques ainsi que des grains de pyroxènes et olivines magnésiens ($Fa_{0,7-12}$). Ces derniers sont interprétés comme étant des grains reliques et se distinguent par leur composition, leur taille de grains supérieure ainsi que leur forme irrégulière. La troilite, quant à elle, se concentre en périphérie de ces chondres et forme bien souvent un réseau continu autour des silicates (Figure 1.22). La composition en éléments majeurs et mineurs est chondritique excepté qu'ils sont enrichis en S, Fe et Ni et légèrement appauvris en éléments

lithophiles. Plus généralement Ruzicka et al. (2012) interprètent ces objets comme étant un mélange de poussières fines silicatés de composition chondritique, de minéraux reliques qui proviennent de débris d'anciens chondres, ainsi que de troilite et phases métalliques.

Environnement de formation des chondres agglomérés

Comme il l'a été mentionné auparavant, les chondres agglomérés décrit par Weisberg and Prinz (1994, 1996) ainsi que Ruzicka et al. (2012) sont dominés par des olivines fayalitiques. Ces dernières impliquent une formation dans des conditions plutôt oxydantes. Les conditions requises pourraient être des environnements riches en poussières, 500 à 1000 fois le rapport poussières/gaz de la valeur canonique, dans lesquels la fugacité d'oxygène est au moins 100 fois supérieure à celle d'un gaz de composition solaire (Palme and Fegley, 1990). Ces conditions permettent également d'expliquer les enrichissements en S de ces chondres agglomérés. En effet, le soufre étant un élément très volatil, celui-ci va s'évaporer lors du chauffage et venir enrichir le gaz environnement. Si celui-ci est riche en poussières il va permettre la recondensation du soufre sur le chondre.

Relation avec les chondres porphyriques

Les compositions moyennes des chondres agglomérés indiquent que ceux-ci ont des compositions similaires à celles des chondres de type II, excepté pour le S et dans certains cas le Fe et le Ni qui sont enrichis dans les chondres agglomérés. Plus particulièrement le soufre est sub-chondritique dans les chondres de type II et super-chondritique dans les chondres agglomérés. Ruzicka et al. (2012) expliquent cette complémentarité par le fait que le soufre est évaporé lors de la formation des chondres de type II et que celui-ci est incorporé dans les chondres agglomérés coexistants. Ces derniers étant moins chauffés que les chondres de type II, ils agissent comme un "doigt froid" et retiennent les éléments volatils tels que le soufre. Ruzicka et al. (2012) concluent que les chondres agglomérés constituent des proto-chondres de type II et que le chauffage progressif de ces chondres agglomérés implique un grossissement des grains et l'évaporation des éléments volatils lors de la fusion et ainsi expliquer les textures et les compositions observées dans les chondres porphyriques.

1.2.2 Les autres échantillons extraterrestres

1.2.2.1 Les micrométéorites

Les micrométéorites sont des particules d'origine extraterrestre ayant une taille inférieure au millimètre ayant survécu à la pénétration dans l'atmosphère. Elles représentent la source dominante de matériel extraterrestre trouvée sur Terre (e.g. Love et Brownlee, 1993; Taylor et al., 1998). Dans la majorité des cas lors de la pénétration d'une météorite dans l'atmosphère terrestre celle-ci va se consumer dans sa quasi-totalité et certains résidus vont réussir à atteindre la surface de la Terre et peuvent donc être une première source de micrométéorite. Pour autant, des études basées sur les signatures des isotopes cosmogéniques (^{10}Be , ^{26}Al) indiquent que la majorité des micrométéorites ont voyagé dans l'espace en tant que petit objet ($< 1\text{ cm}$) et ne sont pas le produit de la fragmentation des météorites dans l'atmosphère terrestre (Raisbeck et Yiou, 1987). L'origine de ces particules semble être diverse incluant la formation de poussières à partir d'astéroïdes, de comètes ou encore des surfaces planétaires (e.g. Taylor et Lever, 2001).

Les micrométéorites sont principalement collectées dans les sédiments marins ainsi qu'au niveau des calottes polaires. Les micrométéorites sont classifiées selon leur degré de fusion (fondue, partiellement fondue et non fondue) induit lors de leur passage dans l'atmosphère, ainsi que par rapport à leur composition (chondritique ou non chondritique). Parmi celles-ci, les micrométéorites non fondues et plus précisément celles à grains fins montrent une minéralogie et une composition semblable aux chondrites carbonées (CI, CM, CR) (e.g. Genge et al., 1997). Ces micrométéorites non fondues ont ainsi été peu ou pas modifiées lors de leur passage dans l'atmosphère permettant de conserver leurs propriétés "primitives". Toutefois un deuxième obstacle entre en jeu, il s'agit de l'altération terrestre. Pour cela la collecte de micrométéorites dans les régions polaires est privilégiée car celles-ci sont mieux préservées comme en témoigne la présence de nombreuses zones amorphes non altérées (e.g. Taylor et al., 2000; Dobrica et al., 2012). Ainsi de nombreuses campagnes de collectes ont été réalisées en Antarctique (e.g. Maurette et al., 1991; Duprat et al., 2007).

Parmi la collection de micrométéorites CONCORDIA (nom donné à la station franco-italienne en Antarctique) une nouvelle classe a été découverte indiquant qu'elle n'a été que très peu altérée lors de son entrée dans l'atmosphère et à la surface terrestre. Il

s'agit des micrométéorites "ultracarbonées" (riche en en carbone) appelées "Ultracarbonaceous Antarctic MicroMeteorites" (UCAMMs) (Duprat et al., 2007). Les analyses en microscopie électronique en transmission de ces micrométéorites montrent de grandes similitudes avec les poussières interplanétaires (IDPs) et suggèrent une origine cométaire pour ces micrométéorites (Duprat et al., 2010; Dobrica et al., 2012).

1.2.2.2 Les poussières interplanétaires

Les poussières interplanétaires sont des poussières de 5 à 50 μm présentent dans l'espace interplanétaire (Figure 1.23). Afin de pouvoir les étudier au mieux celles-ci sont collectées dans la stratosphère terrestre par la NASA depuis le milieu des années 1970 (Brownlee, 1985; Warren et Zolensky, 1994; Bradley, 2003). La plupart de ces poussières sont interprétées comme étant le produit soit de collision entre astéroïdes soit par libération de poussières lors de la sublimation des comètes. Les poussières interplanétaires sont classées selon leur composition chimique par rapport à l'abondance de leurs éléments majeurs et en comparaison à la composition des chondrites CI. On va ainsi distinguer deux classes: les IDPs chondritiques qui sont majoritaires (Schramm et al., 1989) et les IDPs non chondritiques. Elles peuvent également être classées selon leur texture et permet de distinguer également deux grandes familles: les IDPs poreuses (Porous IDPs) et les IDPs compactes (Smooth IDP). Globalement les IDPs sont enrichies en éléments modérément volatils ainsi qu'en carbone par rapport à la référence CI, suggérant une formation à une relativement faible température permettant la condensation de ces éléments modérément volatils (Flynn et al., 1996).

Les IDPs compactes chondritiques (CS IDPs, Figure 1.23B) sont dominées par des silicates hydratés (smectite, serpentine) et certaines montrent la présence également d'olivine et pyroxène (e.g. Bradley et al., 1992; Flynn, 1994). Certains auteurs suggèrent qu'il existe un lien entre ces IDPs et les chondrites CI et CM (Bradley et Brownlee, 1991; Rietmeijer, 1992; Keller et al., 1992a).

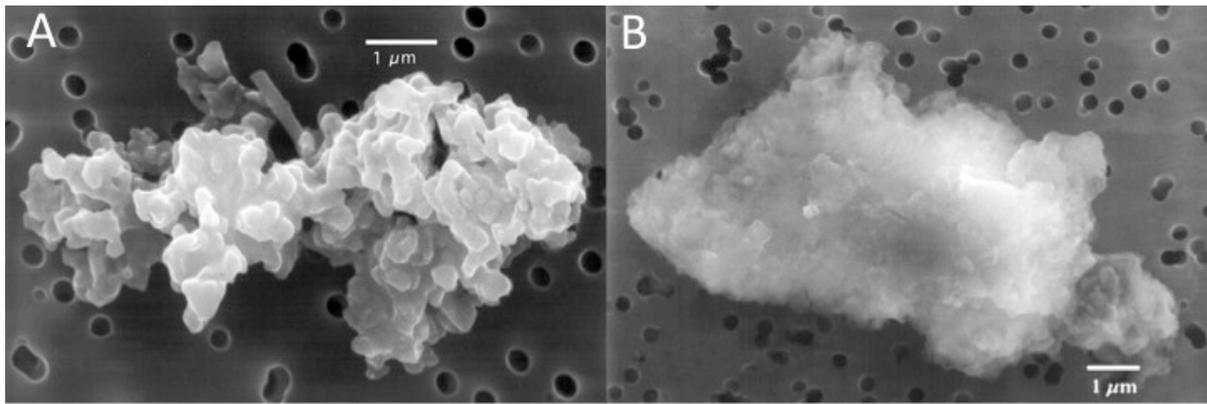


FIGURE 1.23 - Image MEB de poussières interplanétaires chondritique (A) poreuse (B) compacte. Crédit NASA

Les IDPs poreuses chondritiques (CP IDPs, Figure 1.23A) sont, quant à elles, considérées comme étant les plus primitives et leur structure poreuse en font des objets extraterrestres uniques en leur genre. Les observations en microscopie électronique en transmission de ces IDPs révèlent la présence de grains sub-micrométriques de silicates (olivine et pyroxène), d'amorphes, de sulfures, de métal ainsi que matière organique (e.g. Fraundorf, 1981; Bradley et al., 1992, Bradley, 1994). Dans certains cas les pyroxènes présents sont sous forme de baguettes allongées selon la direction cristallographique [100], appelés "whiskers", sont interprétés comme étant le résultat d'une croissance à partir d'un condensat (Bradley et al., 1983).

Les GEMS (Glass with Embedded Metal and Sulphides) sont des composants majeurs des IDPs anhydres et poreuses. Ces objets d'une taille de quelques centaines de nanomètres sont composés silicate amorphe contenant des inclusions sphériques de faibles tailles (10-50 nm) de métal (Fe-Ni) et de sulfures (Figure 1.24). L'origine des GEMS qu'elles soient issues du milieu interstellaire (e.g. Bradley, 1994) ou de la nébuleuse (Keller et Messenger, 2011) est encore fortement débattue.

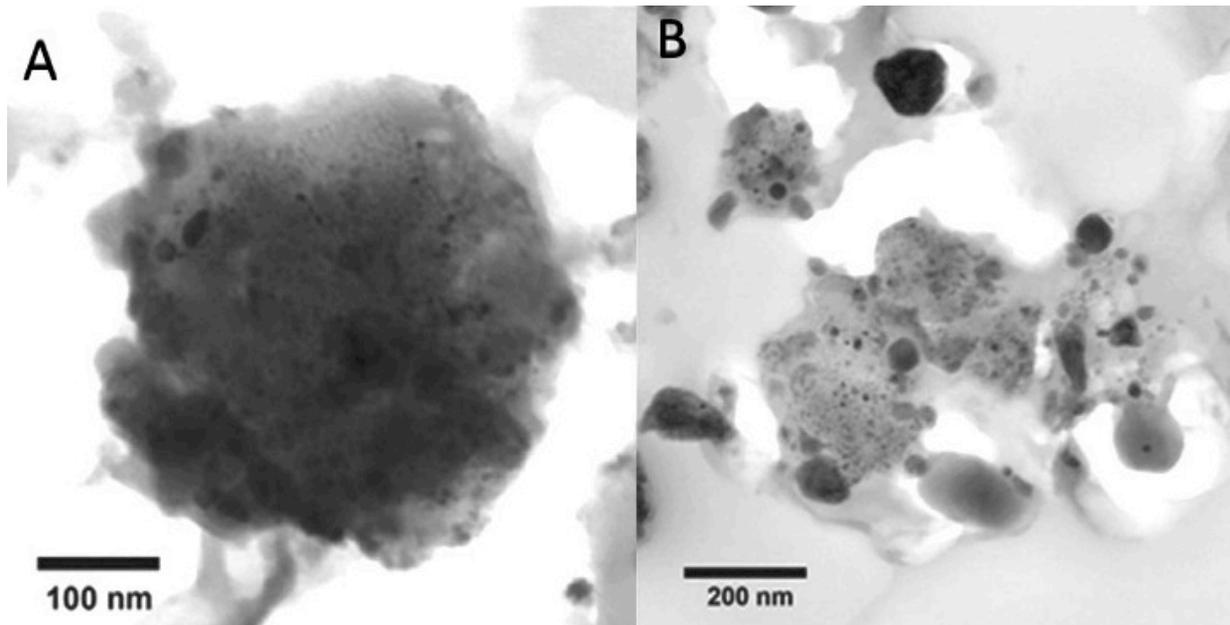


FIGURE 1.24 - Image TEM de GEMS. Les GEMS sont dominés par des amorphes silicatés contenant de nombreuses nano-inclusions de métal (Fe,Ni) et de sulfures (FeS) qui apparaissent sombres ici. Source: Keller and Messenger (2011).

1.2.2.3 Retour d'échantillons cométaires: la mission Stardust

Les comètes sont des petits corps (environ 10 km pour le noyau) composés d'un mélange de glaces et de poussières. Ces objets sont considérés comme primitifs car ils se sont formés très tôt dans l'histoire du système solaire et dans les régions froides et lointaines du disque d'accrétion. Les comètes étant constituées principalement de glaces, elles se sont formées dans les régions externes du disque au-delà de la limite des glaces située au-delà de l'orbite de Mars. La formation des planètes géantes (Jupiter et Saturne notamment) a perturbé l'orbite des comètes formées au voisinage les repoussant au-delà de l'orbite de Neptune avec une configuration orbitale instable. En revanche les comètes qui se sont formées au-delà de l'orbite de Neptune ont gardé des orbites stables et font partie de ce que l'on nomme la ceinture de Kuiper.

On dénombre ainsi deux principaux réservoirs pour les comètes: la ceinture de Kuiper et le nuage d'Oort. La ceinture de Kuiper est située au-delà de l'orbite de Neptune entre 30 et 100 U.A. (U.A.= Unité Astronomique = distance Terre-Soleil = $150 \cdot 10^6$ km) et contiendrait environ 100 000 objets ayant une taille de plus de 100 km. Les comètes provenant de ce réservoir sont dites à courte période et sont divisées en deux familles selon leur configuration orbitale: celles de "Jupiter" et celles d' "Halley". Les comètes de la famille de Jupiter proviennent de la ceinture de Kuiper, elles sont dans le plan de

l'écliptique et possèdent une période n'excédant pas 20 ans. Les comètes de la famille de Halley ne sont pas cantonnées au plan de l'écliptique et possèdent des périodes supérieures à 20 ans. Il semblerait que ces comètes se soient formées dans le nuage d'Oort dont les orbites auraient été modifiées pour les amener dans la ceinture de Kuiper. Le nuage d'Oort quant à lui est situé à l'extrémité du système solaire entre 40 000 et 100 000 U.A et contiendrait plus de 10^{10} d'objets. Ce réservoir représente ainsi le principal réservoir de comètes.

Les comètes possèdent des orbites très elliptiques qui les rapprochent vers des régions situées proche du Soleil. Etant composées principalement de glaces lorsqu'elles se rapprochent du Soleil les glaces vont se sublimer entraînant également les poussières et former les deux queues caractéristiques des comètes (Figure 1.25).



FIGURE 1.25 - Image de la comète Hale-Bopp (C/1995 O1) prise en avril 1997 par l'observatoire Johannes-Kepler (Australie).

Un des objectifs de la mission Stardust de la NASA a notamment été de collecter les poussières émises par la comète 81P/Wild2 (famille de Jupiter) lors de son passage près du Soleil. Lors de cette mission la sonde envoyée dans la queue de la comète été munie de collecteurs en aérogel (matériau de très faible densité) afin de pouvoir récupérer les

poussières. Les échantillons collectés montrent un assemblage non équilibré indiquant diverses origines pour leurs composants. Les échantillons sont notamment composés de gros grains de silicates ($> 1 \mu\text{m}$) riches en Mg cimentés par une matrice à grains fins riches en sulfures (e.g. Zolensky et al., 2006; Brownlee et al., 2006; Stodolna et al., 2009). Les grains présolaires sont peu abondants dans les échantillons et il n'y pas eu d'identification d'évidence d'une altération aqueuse.

1.3 Problématique

Ce travail de thèse est consacré à l'étude des précurseurs des chondres ainsi qu'à leurs premières évolutions texturales et compositionnelles lors de l'événement thermique à l'origine de leur formation. Il vise à tester l'idée qu'une population de chondres résulte de l'agglomération de poussières fines primitives, riches en silicate amorphe et de composition chondritique au sein de la nébuleuse.

Si le scénario de formation du système solaire est connu dans ses grandes lignes, il persiste encore de nombreuses questions quant aux conditions physico-chimiques qui régnaient dans le système solaire primitif. Pour parvenir à obtenir ces informations, l'étude de chondrites primitives est privilégiée car les matériaux qui les composent se sont formés très tôt dans l'histoire du système solaire et n'ont pas ou peu évolué depuis leur accréation sur leur corps parent. Ces chondrites ont des compositions très proches du Soleil (mis à part pour les éléments les plus volatils) et sont ainsi considérées comme reflétant les conditions physico-chimiques de la nébuleuse proto-solaire. Elles sont constituées majoritairement de chondres et d'une matrice interchondre. Ces deux entités montrent des compositions, textures et une minéralogie différentes et bien distinctes suggérant qu'il n'existe pas de relation génétique entre les deux. Dans ce cas, les chondres et la matrice se seraient formés respectivement dans régions différentes de la nébuleuse. Les chondres étant le résultat d'une cristallisation à partir d'un liquide, la nature de leurs précurseurs a profondément été modifiée. Ces précurseurs pourraient avoir des origines très diverses (poussières fines, fragments de plusieurs générations de chondres, poussières de fragmentation planétaire, ...). Afin d'évaluer la nature des précurseurs et une éventuelle relation entre la matrice et les chondres, nous avons choisi de travailler sur des chondres à grains fins, présentant un faible degré de fusion.

L'événement thermique à l'origine de ces chondres a ainsi peu modifié la nature des précurseurs. Ces chondres semblent résulter de l'agglomération de poussières de composition quasi chondritique ayant subi un chauffage modéré entraînant un faible taux de fusion (Weisberg and Prinz, 1996; Ruzicka et al., 2012). L'objectif de cette thèse est donc d'étudier ce type de chondres et de tenter d'identifier d'éventuels liens entre les matériaux qui constituent la matrice et ceux partiellement transformés dans ces chondres à grains très fins.

La nature des phases (minéralogie et composition) qui constituent ces chondres ainsi que leur morphologie (texture) doit nous renseigner sur leurs mécanismes de formation et sur les conditions qui régnaient lors de leur formation. Les observations de ces chondres non ou peu fondus montrent qu'ils sont composés de grains très fins bien souvent inférieurs au micromètre. A ces échelles-là, peu de techniques permettent de déterminer conjointement des informations sur la morphologie, la chimie et la structure de l'échantillon. Du fait de sa très bonne résolution spatiale et de sa microanalyse associée, la microscopie électronique en transmission est l'outil le mieux adapté pour l'étude à une échelle sub-micrométrique.

Pour réaliser l'étude, nous avons choisi de travailler sur les chondrites ordinaires. De manière générale les matériaux à grains fins sont les plus sensibles aux modifications sur le corps parent. En particulier l'altération aqueuse assistée par des fluides va profondément modifier la nature des matériaux d'origine via un remplacement par des phyllosilicates, comme c'est le cas pour les chondrites carbonées. Afin mener notre étude nous avons sélectionné deux chondrites ordinaires: Semarkona (LL3.0) et Bishunpur (LL3.15). D'une manière générale les chondrites ordinaires primitives n'ont subi que peu d'altération aqueuse et un faible métamorphisme thermique. Ceci est notamment supporté par la présence de matériel amorphe intact au sein de la matrice de Bishunpur (Alexander et al., 1989). Si la matrice de Semarkona montre la présence d'altération aqueuse (e.g. Alexander et al., 1989a), les chondres semblent avoir été épargnés (Brearley, 2006). Ces chondrites ordinaires primitives semblent ainsi de bons candidats pour l'étude de matériaux à grains fins.

Chapitre 2:

Méthodologie et approche expérimentale

Sommaire

2.1 LA MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A BALAYAGE ANALYTIQUE (MEBA)	61
2.2 LA MICROSCOPIE ELECTRONIQUE EN TRANSMISSION ANALYTIQUE (META).....	63
2.2.1 Préparation des échantillons.....	65
2.1.1.1 Amincissement ionique	65
2.1.1.2 Lames par faisceau d'ions focalisés (FIB).....	67
2.1.2 Principe de fonctionnement du MET.....	68
2.1.3 Les techniques associées au MET.....	70
2.1.3.1 La diffraction électronique.....	71
2.1.3.1.a Condition de diffraction d'un cristal	71
2.1.3.1.b Formation d'un cliché de diffraction	71
2.1.3.2 Imagerie conventionnelle	72
2.1.3.3 Imagerie STEM (Scanning Transmission Electron Microscopy)	73
2.1.3.4 La spectroscopie en dispersion d'énergie des rayons X (EDS-X)	73
2.1.3.4.a Procédure de quantification	75
2.1.3.4.b k-facteurs	76
2.1.3.4.c Précision et incertitude des analyses:	78
2.1.3.4.d Les différentes modalités d'acquisition :	78

Introduction

Dans ce chapitre dédié aux outils employés pour réaliser notre étude, nous présenterons les différentes microscopies électroniques utilisées lors de notre étude (MEB et MET). Après une brève description de la microscopie électronique à balayage (MEB) nous ferons une description plus détaillée de la microscopie électronique en transmission (MET) et de ses techniques associées (en particulier la microanalyse EDS). Nous détaillerons également les différentes procédures utilisées pour la préparation d'échantillons pour la MET.

2.1 La microscopie électronique à balayage analytique (MEBA)

La microscopie électronique à balayage (MEB) a été utilisée pour effectuer des études préliminaires (texture, composition, taille de grains quand elle n'est pas trop petite) et repérer des régions d'intérêt afin d'effectuer des prélèvements d'échantillons pour la MET. La structure d'un MEB comporte de nombreuses ressemblances à celle d'un MET dont la description est donnée dans la section suivante. Nous nous contenterons donc ici d'un descriptif sommaire. Le MEB que nous avons utilisé a une pointe FEG (Field Emission Gun) et permet l'utilisation de faisceaux d'électrons accélérés à une tension variant 1 à 40 keV. Ce faisceau est focalisé sur la surface d'un échantillon massif qu'il balaye selon des lignes parallèles à l'aide de bobines de déflexion. Sous l'impact du faisceau d'électrons, différents signaux vont être émis selon la nature des interactions électrons-matière (Figure 2.1). Le volume d'interaction du faisceau incident avec la matière décrit une forme de poire d'un diamètre typique de l'ordre d'1 μm (Figure 2.2).

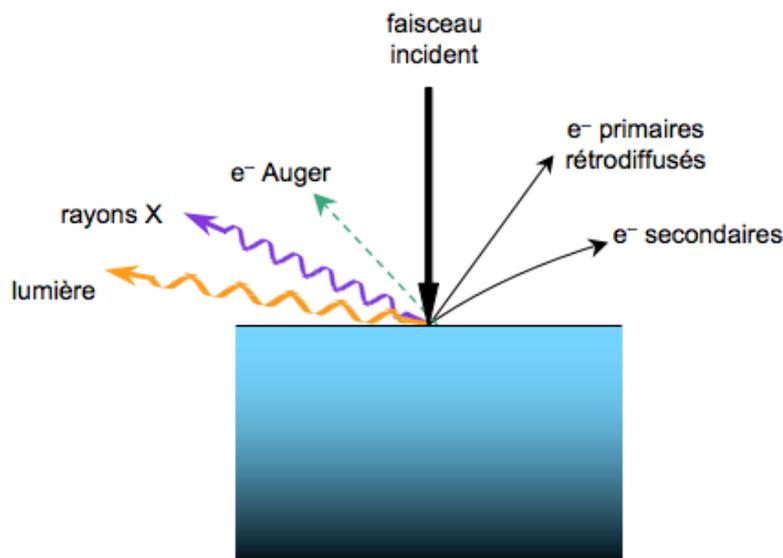


FIGURE 2.1 - Schéma illustrant les différents signaux émis lors de l'interaction électrons-matière en MEB.

Parmi les différents signaux émis, trois vont particulièrement nous intéresser: les électrons rétrodiffusés, les électrons secondaires ainsi que les rayons X. Ces signaux proviennent d'une profondeur d'interaction différente et vont nous apporter différents types d'informations sur l'échantillon (Figure 2.2). Les électrons secondaires et

rétrodiffusés sont utilisés pour imager l'échantillon, respectivement en contraste topographique et de densité, et les rayons X pour obtenir des informations sur la composition chimique. Ces signaux sont collectés à l'aide d'un détecteur spécifique à chaque signal.

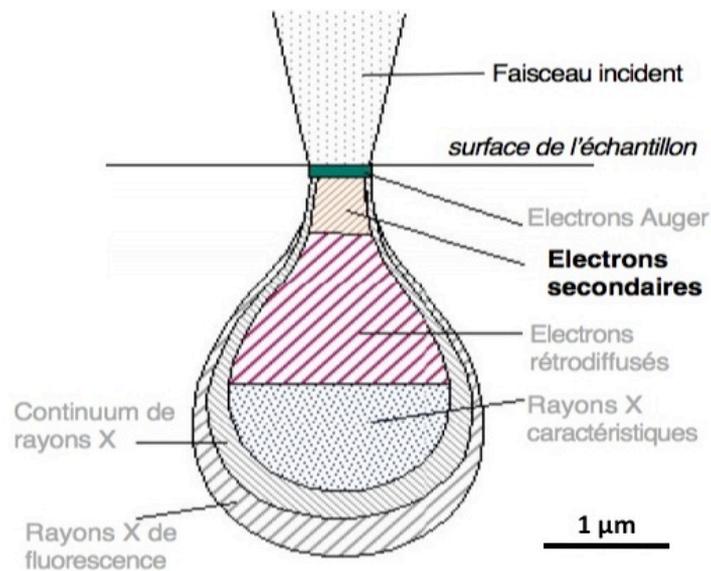


FIGURE 2.2 - Le volume d'interaction électrons-matière forme une poire d'environ 1 µm de diamètre. Les différents signaux proviennent d'une profondeur différente.

-Les électrons secondaires: les électrons secondaires proviennent de la surface proche de l'échantillon et possèdent une faible énergie d'environ 50 eV. Lors d'un choc entre les électrons du faisceau et les atomes de l'échantillon, un électron primaire peut céder une partie de son énergie à un électron de la bande de valence ou de conduction de l'atome cible, conduisant à l'éjection d'un électron de faible énergie. Etant donné que ces électrons proviennent des couches superficielles (Figure 2.2), ils sont très sensibles aux variations de la surface de l'échantillon. La collecte de ces électrons va donc nous apporter principalement des informations sur la topographie de l'échantillon. La résolution spatiale obtenue est de l'ordre de la taille de sonde et dépend ainsi du type de microscope. Celle-ci varie de quelques nanomètres à plusieurs dizaines de nanomètres.

-Les électrons rétrodiffusés: ces électrons sont le résultat d'une interaction quasi-élastique des électrons primaires avec les noyaux atomiques. Ils possèdent une énergie proche de celle des électrons primaires. Le nombre d'électrons rétrodiffusés augmente avec le numéro atomique Z des atomes cibles. L'imagerie en électrons rétrodiffusés produit ainsi des images à contraste Z . Ces électrons étant énergétiques, ils peuvent

traverser une épaisseur plus grande de l'échantillon. La résolution spatiale sera donc plus faible que celle associée aux électrons secondaires (Figure 2.2).

-Les rayons X: La spectroscopie à dispersion d'énergie des rayons X (*Energy Dispersive X-ray Spectrometry*, EDXS), également appelée microanalyse, est une technique qui utilise les rayons X générés lors de l'interaction du faisceau d'électrons avec l'échantillon (Figure 2.1), permettant l'analyse chimique de l'échantillon. En effet, lors de l'interaction du faisceau d'électrons avec les atomes de la matière, il peut y avoir une éjection d'un électron situé dans les couches profondes de l'atome. Cette éjection est compensée par la descente d'un électron des couches électroniques supérieures sur le niveau de l'électron éjecté. Afin de conserver le bilan énergétique global de l'atome, un photon X est généré (désexcitation radiative). L'énergie de ce photon X sera égale à la différence d'énergie entre le niveau électronique de la couche de l'électron expulsé par rapport à la couche de l'électron venant combler le vide. Les niveaux d'énergies des électrons étant propres à chaque atome, l'énergie du photon X collecté est donc caractéristique de l'atome excité.

2.2 La microscopie électronique en transmission analytique (META)

Ce manuscrit est consacré à l'étude de chondres peu fondus, composés de phases dont la taille est bien souvent inférieure au micromètre. A cette échelle-là, la microscopie électronique à balayage (MEB) ne permet pas de caractériser correctement les échantillons (texture, taille de grains, composition individuelle des grains). Ceci est notamment dû au volume d'interaction électrons-matière qui décrit une forme de poire d'un diamètre typique d'1 μ m en imagerie en électrons rétrodiffusés (Figure 2.3). La microscopie électronique en transmission (MET), et ses techniques associées, représente l'outil le plus adapté pour l'étude d'échantillons submicrométriques. En effet, les échantillons MET possèdent une faible épaisseur (~100 nm) limitant ainsi le volume d'interaction à l'épaisseur de celui-ci permettant une analyse chimique très ponctuelle de l'échantillon. La MET permet d'obtenir des informations morphologiques (imagerie), structurales (diffraction électronique) et chimiques (spectroscopies EDS et EELS) de l'échantillon à une échelle sub-micrométrique. Si ces informations peuvent être séparément obtenues de manière plus précise et sensible via d'autres techniques (diffraction X et neutrons, ICP-MS...), la microscopie électronique en transmission a le

grand avantage de pouvoir obtenir l'ensemble de ces informations avec une bien meilleure résolution spatiale.

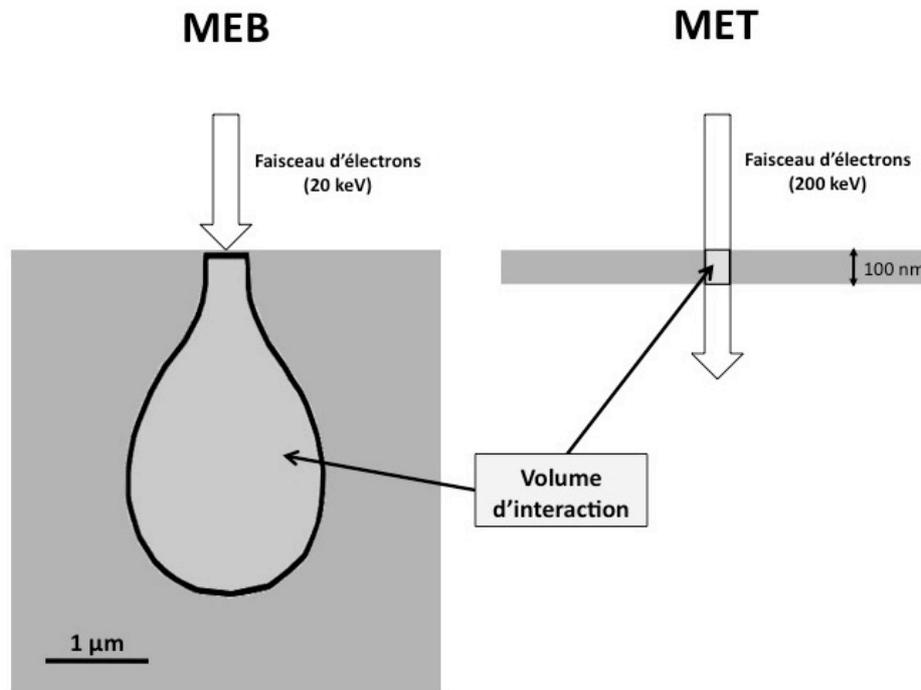


FIGURE 2.3 - Comparaison du volume d'interaction en MEB et en MET. En MET le volume d'interaction est limité à la faible épaisseur (~100 nm) de l'échantillon.

La résolution se définit par (loi d'Abbe):

$$\delta = \frac{0,61\lambda}{\mu \sin \beta}$$

où λ est la longueur d'onde du faisceau incident, μ l'indice de réfraction du milieu et β le demi-angle de collection de la lentille. La longueur d'onde est quant à elle dépendante de la tension d'accélération. Pour des tensions comprises en 200 kV et 300 kV couramment utilisé en MET, la longueur d'onde de 0,001 nm ce qui est plus petit que le diamètre d'un atome. Du fait des aberrations des lentilles électromagnétiques (aberrations sphériques et chromatiques), cette résolution spatiale est de l'ordre de 0,8 Å pour les microscopes de dernière génération. Pour les microscopes que nous avons utilisés dans le cadre de cette étude, la résolution spatiale est de l'ordre de 2 Å.

En revanche plus la résolution d'un instrument est grande plus son volume d'échantillonnage est faible. Williams et Carter (1996) ont estimé que le volume total analysé en MET, toutes études confondues, est d'environ 10 mm³! Des études préliminaires à plus grandes échelles (études MEB par exemple) sont donc souvent nécessaire en couplage des études MET.

2.2.1 Préparation des échantillons

En MET, le faisceau d'électrons traverse l'échantillon. Etant donné la forte interaction électrons-matière, une forte tension d'accélération est utilisée (typiquement 200 ou 300 kV) et l'échantillon doit posséder une épaisseur suffisamment faible pour éviter que les électrons ne soient trop absorbés. Un échantillon est transparent aux électrons lorsque celui-ci possède une épaisseur d'environ 100 nm (ou inférieure). L'échantillon nécessite donc une étape de préparation avant son étude par MET. Dans le cadre de ce travail, deux techniques de préparation ont été utilisées : la préparation par amincissement ionique conventionnel et par faisceau d'ions focalisés (FIB).

2.2.1.1 Amincissement ionique

L'amincissement ionique est une technique de préparation couramment utilisée pour les études en MET. La première étape consiste à découper, à l'aide d'une scie diamantée, une tranche de matière d'environ 0,5 mm à partir d'un échantillon massif. Cette tranche est ensuite abrasée mécaniquement sur les deux faces à l'aide de papiers abrasifs de manière à diminuer l'épaisseur de l'échantillon jusqu'à une épaisseur de l'ordre de 20 à 30 µm. Nous avons utilisé des papiers composés de grains de carbures de silicium (SiC) qui sont largement utilisés pour l'abrasion de matériaux silicatés. Le polissage final a été réalisé à l'aide de poudre d'alumine de granulométrie de 1 µm. Après cette étape, l'échantillon est ensuite collé sur une grille de MET qui est adaptée au porte-objet du MET (Figure 2.4). Les grilles MET utilisées sont des anneaux de cuivre de 3 mm de diamètre percés au centre d'un trou de 1 mm. L'amincissement final est ensuite effectué à l'aide d'un amincisseur ionique GATAN Duo Ion Mill. Lors de cette étape, l'échantillon est placé sur un porte objet rotatif et est soumis à un bombardement d'ions argon à l'aide de deux canons qui sont orientés sur les deux faces de la section mince de l'échantillon. Les faisceaux d'ions sont inclinés de 15° par rapport à l'échantillon et sont

accélérés à une tension de 5 keV pour un courant total de 1 mA. La production d'ions accélérés permet d'arracher les atomes de la surface jusqu'à former un trou dans l'échantillon (Figure 2.4). Les zones transparentes aux électrons (ayant une épaisseur d'environ 100 nm) sont les zones au voisinage des trous formés. Afin d'éviter les accumulations de charges pendant l'étude en MET, un dépôt carbone est effectué sur l'échantillon. Lorsque l'ensemble des zones au voisinage du/des trou(s) formé(s) a/ont été observé(s), une nouvelle étape d'amincissement peut être effectuée ayant pour conséquence d'agrandir les trous existants et d'en créer de nouveaux. Dans ce cas, nous avons alors accès à de nouvelles régions de l'échantillon. Cette méthode d'amincissements successifs a été utilisée pour l'étude du chondre à grains fins du chapitre 4.

Si cette méthode de préparation d'échantillon est une méthode relativement simple à mettre en œuvre et peu coûteuse, elle a l'inconvénient de ne pas permettre une extraction localisée de régions d'intérêt. C'est pourquoi nous avons également utilisé la technique de préparation par faisceau d'ions focalisés (FIB).

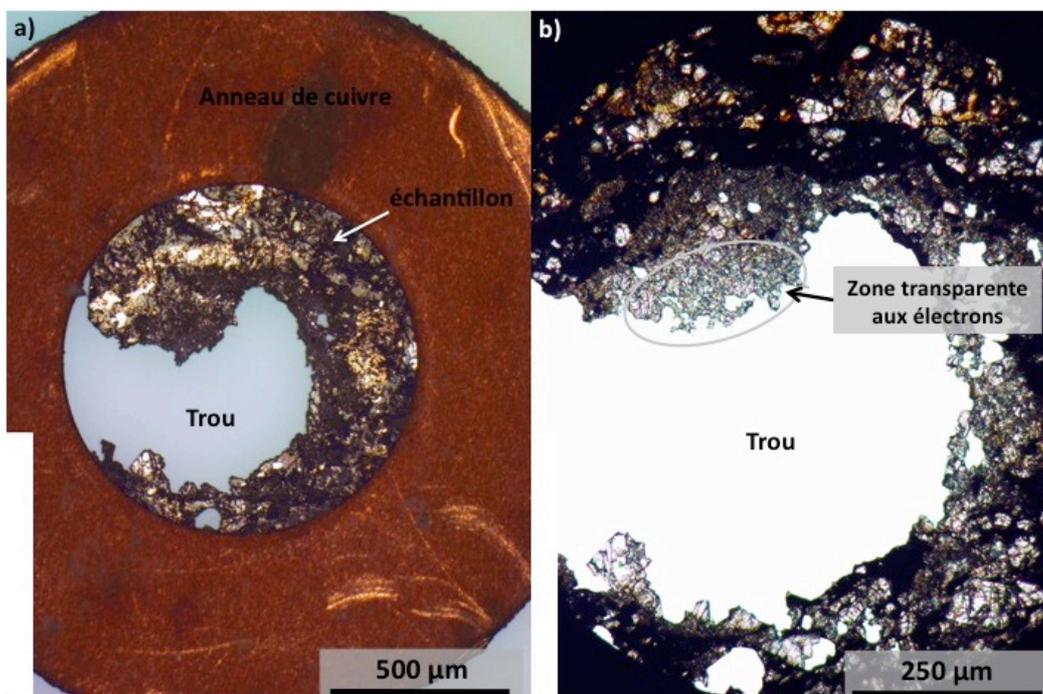


FIGURE 2.4 - a) Image en lumière réfléchie d'un échantillon collé sur une grille MET en cuivre. L'anneau de cuivre est percé en son centre par un trou de 1 mm de diamètre; b) Image en lumière transmise de l'échantillon. Les zones transparentes aux électrons sont situées aux abords du trou formé par l'amincissement ionique.

2.2.1.2 Lames par faisceau d'ions focalisés (FIB)

Lors de cette étude nous avons été amenés à étudier des zones très localisées, rendant la technique d'amincissement ionique conventionnel difficilement applicable. Pour cela nous avons eu recours à la préparation de lames MET par faisceau d'ions focalisés (Focused Ion Beam - FIB, en anglais). Ces échantillons ont été préparés par David Troadec à l'Institut d'Electronique et de Microélectronique et de Nanotechnologie (IEMN) de l'Université Lille 1. Cette technique consiste à réaliser une lame transparente aux électrons dans une zone précise repérée au préalable au microscope électronique à balayage. L'instrument FIB est constitué d'une colonne ionique montée au sein d'un MEB classique. Le microscope possède ainsi deux canons: un canon d'électrons pour effectuer l'imagerie et un canon de d'ions Ga pour l'usinage de la lame FIB. Comme pour les électrons, les ions de Ga sont accélérés à une tension variant de 1,5 à 30 kV et pour une intensité de courant variant de 1 pA à 20 nA. Lors de la préparation d'une lame MET par FIB, un dépôt de platine est préalablement effectué sur la région sélectionnée afin de la protéger des ions Ga⁺. Après ce dépôt, le faisceau d'ions de Ga creuse deux tranchées parallèles de part et d'autre de la zone protégée par le dépôt de platine. Ces deux tranchées vont déterminer les faces extérieures de la lame qui sera extraite de l'échantillon massif. L'instrument FIB utilisé à l'IEMN est également équipé d'un micromanipulateur interne qui va permettre, lorsque la section est extraite, de la déposer sur un support MET directement à l'intérieur du FIB. A la suite de cette étape, l'échantillon subit un nouvel amincissement jusqu'à une épaisseur de 100 nm. Le polissage final est effectué à faible tension afin de minimiser les dégâts d'irradiation. Les dimensions des lames FIB extraites à l'IEMN ont typiquement une taille de 10 µm par 5 µm (Figure 2.5).

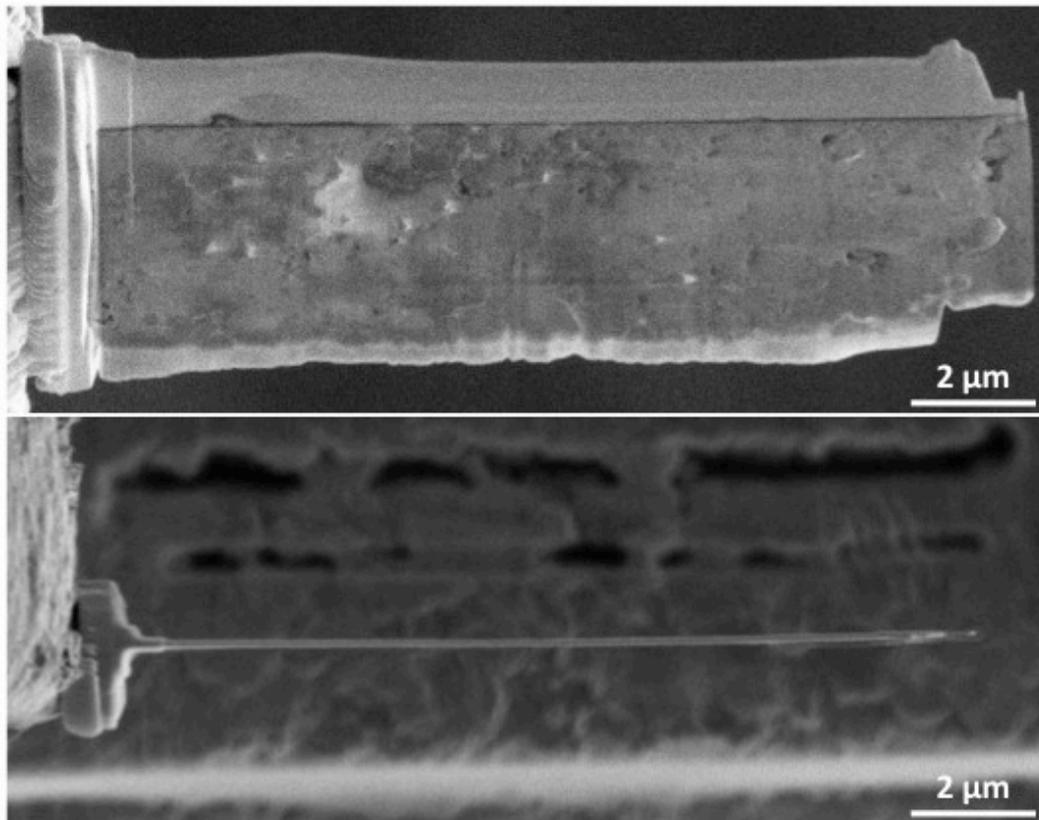


FIGURE 2.5 - Images MEB en électrons secondaires d'une lame FIB, en vue plane (en haut) et en vue transverse (en bas). Images David Troadec, IEMN.

2.2.2 Principe de fonctionnement du MET

Un MET comporte trois parties principales (Figure 2.6):

-La partie illumination qui génère le faisceau d'électrons. Cette partie est constituée du canon à électrons ainsi que de lentilles électromagnétiques. Le canon d'électrons est constitué dans notre cas (au centre commun de microscopie de Lille) d'un monocristal d'hexaborure de lanthane (LaB_6) entouré d'un Wehnelt. Ce dernier sert à repousser les électrons émis hors de l'axe optique de manière à les concentrer en un faisceau de faible section. A ce niveau, les électrons sont accélérés avec une tension de 200 ou 300 keV (tensions disponibles au centre de microscopie, selon le microscope utilisé). A la suite du canon, on retrouve des lentilles électromagnétiques appelées lentilles condenseurs. Ces lentilles vont permettre de contrôler les conditions d'illumination incluant la densité de courant (C1) et l'angle de convergence du faisceau (C2). Cet ensemble génère ainsi un faisceau monochromatique d'électrons.

-La partie formation des images. Cette partie est constituée de la lentille objectif qui est la pièce maîtresse du microscope. Cette lentille est l'équivalent d'une lentille mince convergente et comme en optique photonique celle-ci possède deux plans focaux, objet et image. Cependant comme il s'agit de lentilles électromagnétiques, la distance focale varie selon le courant auquel elles sont soumises. L'image se forme dans le plan image et le diagramme de diffraction dans le plan focal. Tout comme pour les lentilles photoniques, les lentilles électromagnétiques présentent des aberrations. Parmi celles-ci, l'aberration sphérique est due au fait que les faisceaux électroniques incidents provenant du point objet ne vont pas converger exactement au même point image. Ceci va provoquer un étalement du point image en un disque proportionnel à l'ouverture du faisceau limitant ainsi la résolution théorique du microscope. La résolution réelle du microscope s'exprime par:

$$r_{\min} \approx 0,91(C_s \lambda^3)^{1/4}$$

avec C_s le coefficient d'aberration sphérique et λ la longueur d'onde.

-La partie projection qui a pour but d'agrandir l'image ou le cliché de diffraction à l'aide de lentilles de projection. L'image et le cliché de diffraction peuvent être visualisés sur un écran luminescent sensible aux électrons, sur un film photographique ou sur une caméra CCD.

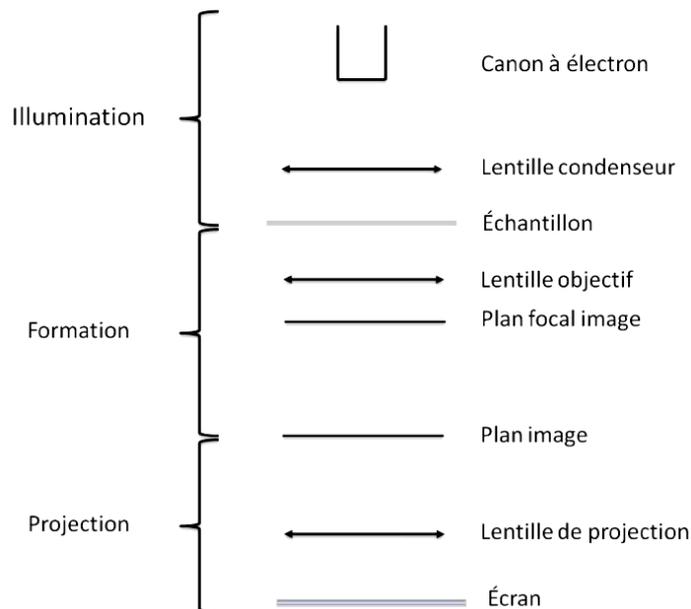


FIGURE 2.6 - Schéma simplifié d'un MET.

2.2.3 Les techniques associées au MET

Lors de l'interaction du faisceau d'électrons avec l'échantillon, plusieurs signaux sont émis (Figure 2.7). La collecte de ces signaux, à l'aide de détecteurs spécifiques aux différents signaux, va permettre de compléter la caractérisation de l'échantillon. Les interactions électrons-matière sont de deux types: diffusion élastique (sans perte d'énergie) et inélastique (avec perte d'énergie). En MET, le faisceau d'électrons passe à travers l'échantillon. Dans le cadre de l'interaction élastique, on peut distinguer deux cas de figure: (1) le faisceau est transmis directement (sans déviation) et sans perte d'énergie; (2) le faisceau est diffracté (avec déviation). La combinaison de ces deux cas de figures est utilisée pour l'imagerie MET classique. Les faisceaux diffractés forment un cliché de diffraction qui est utilisé pour déterminer la structure cristallographique des phases présentes dans l'échantillon.

Dans le cadre de l'interaction inélastique, c'est à dire lorsque les électrons du faisceau cèdent une partie de leur énergie aux atomes de la matière, des photons X vont notamment être émis par la matière qui vont nous permettre de déterminer la composition de celle-ci (voir partie MEB).

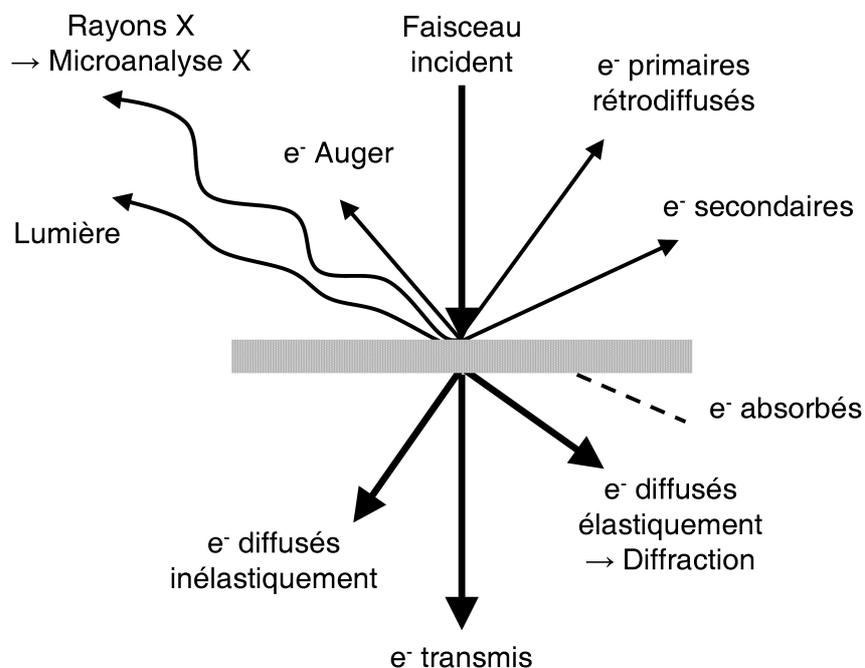


FIGURE 2.7 - Schéma illustrant les différents signaux issus de l'interaction électrons-matière.

2.2.3.1 La diffraction électronique

2.2.3.1.a Condition de diffraction d'un cristal

Un cristal est défini comme la répétition triplement périodique et à l'infinie d'un motif cristallin. Ce dernier peut être constitué d'un seul atome ou d'un groupement d'atomes. On appelle maille élémentaire le plus petit motif cristallin qui permet de définir le cristal. Les nœuds sont situés aux sommets de chaque maille et forme ce que l'on appelle le réseau cristallin. La taille et forme de la maille sont définies par 3 vecteurs de base a , b et c faisant entre eux les angles α , β et γ . Les nœuds sont arrangés suivant des plans réticulaires qui sont séparés par une distance appelée inter-réticulaire, d_{hkl} où h , k et l sont les indices de Miller. Dans une maille donnée, un plan réticulaire coupe chacun des axes a , b et c à une distance de l'origine égale respectivement à $\frac{a}{h}$, $\frac{b}{k}$ et $\frac{c}{l}$. Du fait de la périodicité du réseau il existe une infinité de plan (hkl) parallèles et équidistants de distances inter-réticulaires d_{hkl} .

La diffraction d'un rayonnement incident de longueur d'onde λ , pour une famille de plans réticulaires hkl d'un cristal, est donnée par la loi de Bragg:

$$2d_{hkl} \cdot \sin\theta_b = n \cdot \lambda;$$

où θ_b représente l'angle d'incidence sur le plan.

2.2.3.1.b Formation d'un cliché de diffraction

Lors de notre étude nous avons utilisé la diffraction en aire sélectionnée qui est la technique la plus couramment employée en diffraction électronique. Dans ce cas le faisceau primaire d'électrons est parallèle à l'axe optique, de sorte que les faisceaux transmis et diffractés sont focalisés dans le plan focal de l'objectif (Figure 2.8). Le diaphragme de sélection d'aire est situé dans le plan image de la lentille objectif permettant de ne sélectionner qu'une partie de l'objet. Les microscopes utilisés lors de nos études sont équipés de diaphragmes nous permettant de sélectionner, pour les plus petits, des zones de 200 nm environ. Lors de la diffraction d'un monocristal, le cliché de diffraction est un cliché de points. Sur le diagramme de diffraction, la distance D_{hkl}

mesurée entre deux taches est reliée à la distance inter-réticulaire d_{hkl} par la relation suivante:

$$D_{hkl} \cdot d_{hkl} = L \cdot \lambda = C,$$

où L est la longueur de caméra du microscope et C la constante de diffraction. Cette constante est propre à chaque microscope et peut être déterminée à l'aide de standard dont on connaît précisément les distances inter-réticulaires. A partir de la mesure des distances entre les taches de diffraction sur le cliché, il est possible d'en déduire les familles de plans dans l'espace direct à l'origine des diffractions et de déterminer ainsi la structure et l'orientation du cristal.

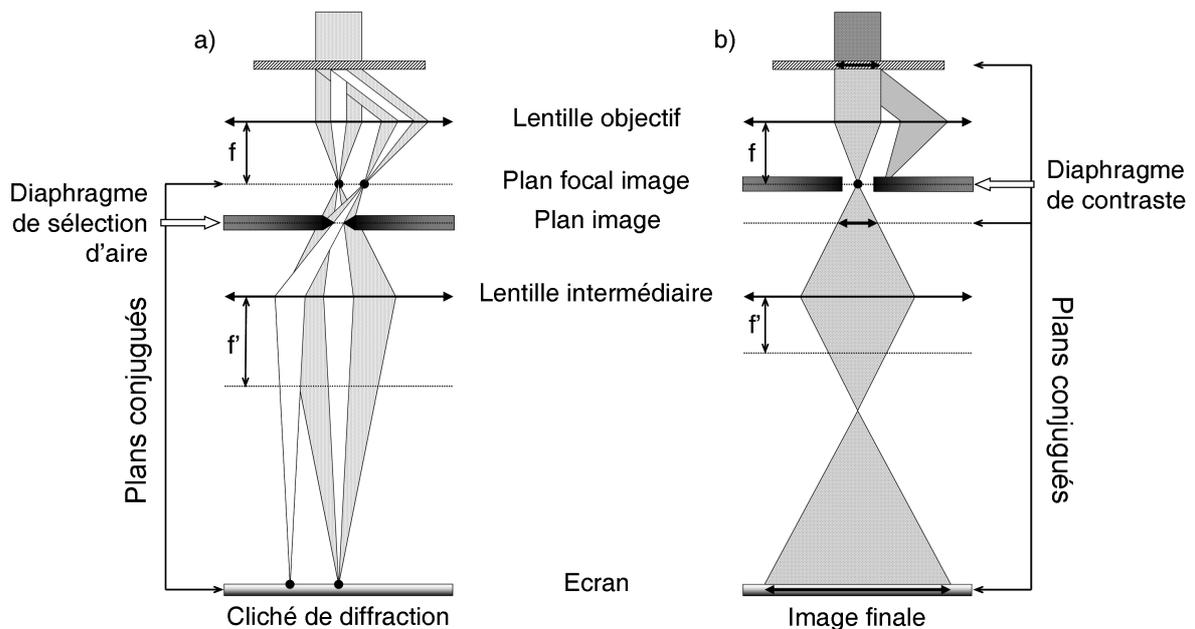


FIGURE 2.8 - Schéma représentant le trajet des électrons a) en mode diffraction en aire sélectionnée. Le diaphragme est situé dans le plan image de l'objectif permettant la sélection d'une partie de l'objet; b) en mode imagerie.

2.2.3.2 Imagerie conventionnelle

Au sein du microscope, la lentille objectif forme une première image de l'objet dans son plan image (Figure 2.8). Dans le mode image on utilise un diaphragme de contraste, situé dans le plan focal image, qui permet de sélectionner qu'une partie des électrons

traversant l'échantillon. Selon la position de ce diaphragme deux modes d'imagerie sont possibles:

-**Champ clair**: le diaphragme de contraste est positionné sur le faisceau transmis. Dans ce mode les zones diffractantes apparaîtront sombres sur l'image.

-**Champ sombre**: le diaphragme est positionné sur un rayon diffracté. Dans ce mode, seuls les rayons correspondant à la réflexion hkl contribuent à la formation de l'image, les zones diffractantes correspondantes apparaissent alors en clair sur l'image. Le faisceau diffracté étant incliné par rapport à l'axe optique du microscope, celui-ci doit être repositionné parallèlement à l'axe optique afin d'éviter les distorsions sur l'image liées aux aberrations géométriques.

2.2.3.3 Imagerie STEM (*Scanning Transmission Electron Microscopy*)

Dans ce mode d'imagerie, le faisceau incident est convergent et balaye l'échantillon à l'aide de bobines défectrices. Le balayage est couplé avec le balayage d'un détecteur CCD ou vidéo permettant de reconstruire l'image de l'échantillon point par point (comme pour un MEB). Les détecteurs STEM permettent de collecter soit les électrons transmis via un détecteur central ou les électrons diffractés via un détecteur annulaire qui permettent d'effectuer une image en champ clair et sombre, respectivement.

2.2.3.4 La spectroscopie en dispersion d'énergie des rayons X (*EDS-X*)

Comme en MEB l'interaction inélastique électrons-matière entraîne la production de photons X et permet de caractériser la chimie de l'échantillon (voir partie MEB).

La technique de microanalyse a été utilisée en mode STEM (voir section 2.1.3.3). La taille de sonde est variable, plus celle-ci est grande plus le signal émis sera fort mais plus la résolution spatiale sera faible. Il s'agit alors de trouver le bon compromis entre l'intensité du signal émis et la résolution. Nous détaillerons un peu plus loin les différents paramètres utilisés. Lors de l'étude d'échantillons MET, le volume excité lors de l'interaction électrons-matière est fonction de l'épaisseur de l'échantillon (≈ 100 nm) et de la taille de sonde. Le volume excité est typiquement de l'ordre de 10^{-5} μm^3 pour

une sonde fixe. Celui-ci est à comparer avec la poire d'excitation produite au MEB qui est de l'ordre de $1 \mu\text{m}^3$.

Sur le microscope, le détecteur de photons X est situé au-dessus de l'échantillon et en dehors de l'axe optique. Cette configuration nous oblige ainsi à incliner l'échantillon vers le détecteur de manière à optimiser l'intensité du signal. L'inclinaison de l'échantillon est typiquement de $18-20^\circ$. La partie la plus importante du détecteur est composée d'une diode semi-conductrice (cristal de silicium dopé au lithium). Lorsqu'un photon X pénètre à l'intérieur de cette diode, il interagit avec les électrons de la bande de valence du silicium. Cette interaction a pour conséquence de créer des paires électron-trou en transférant les électrons de la bande de valence à la bande de conduction. Pour chaque paire créée, le photon perd une énergie égale à l'énergie nécessaire pour créer cette paire qui est d'environ $3,8 \text{ eV}$. Le nombre de paires n créé est proportionnel à l'énergie initiale du photon X suivant la relation:

$$E_s = n \cdot E_c,$$

où E_x est l'énergie du photon X incident et E_c l'énergie pour former une paire électron trou. L'application d'une différence de potentiel aux bornes du cristal semi-conducteur induit alors un courant électrique dont l'intensité est proportionnelle au nombre de paires électrons-trous (et donc à l'énergie du photon X incident). Ce signal électrique est ensuite amplifié puis converti en signal digital, classé dans un analyseur multicanal et enregistré dans un canal correspondant à son énergie. Ce processus est répété plusieurs fois de manière à construire le spectre d'énergie dans son ensemble. Le nombre de photons X qui peuvent être enregistré par unité de temps est limité par la capacité de la diode car celle-ci ne peut enregistrer qu'un signal à la fois. Lorsque deux (ou plus) photons X arrivent presque simultanément dans la diode (en un temps plus court que la constante de temps de comptage d'un événement), il n'est pas possible de déterminer leur énergie respective et le signal est ainsi rejeté. Le temps consacré au traitement du signal électrique et pendant lequel aucun autre signal ne peut être enregistré est appelé "temps mort". Typiquement le nombre de coups par seconde mesuré par une diode de silicium est de l'ordre de 1000 coups par seconde avec une résolution spectrale d'environ 130 eV . Ces détecteurs possèdent une épaisseur d'environ $3-4 \text{ mm}$ et doivent être refroidis à l'aide d'azote liquide.

Récemment un nouveau type détecteur plus performant a été commercialisé et est appelé SDD (Silicon Drift Detector). Cette nouvelle génération de détecteur permet notamment d'obtenir un meilleur taux de comptage (jusqu'à 200 000 coups par seconde), une meilleure résolution spectrale, un temps mort plus faible et un niveau de bruit plus faible à basse énergie. Ces détecteurs sont constitués d'une anode centrale entourée par une série d'anneaux concentriques qui sont polarisés négativement et qui forment un champ électrique parabolique parallèle à la surface. Ceci a pour effet de concentrer les électrons vers l'anode centrale. Le principe d'enregistrement est à l'identique des diodes en Si. Ces détecteurs sont beaucoup plus fins et font environ 0,5 mm d'épaisseur, ce qui permet de rapprocher le détecteur de l'échantillon et ainsi d'augmenter l'angle solide de collection des photons X. Enfin ils ne sont plus refroidis par azote liquide mais par effet Peltier.

2.2.3.4.a Procédure de quantification

La procédure de quantification a été réalisée à l'aide des logiciels TEM Imaging and Analysis Offline v3.1 (FEI Tecnai G2-20) et Bruker Esprit1 (Philips CM30). Cette quantification se déroule en plusieurs étapes:

-Identification des pics présents dans le spectre. Cette étape est effectuée automatiquement à l'aide des logiciels qui possèdent une base de données des différentes énergies de liaison des électrons.

-Soustraction du fond continu: un spectre est constitué de la superposition de pics ainsi que d'un fond continu (effet bremsstrahlung). Afin de pouvoir évaluer l'intensité de chaque pic ce fond continu doit être retiré.

-Mesure de l'intensité des pics: lorsque le fond continu a été retiré, le spectre obtenu est comparé avec un spectre expérimental ou ajusté mathématiquement à l'aide de gaussiennes. Cette étape permet pour chaque pic de compter le nombre de photons X émis par un élément donné.

La quantification correspond à la conversion de l'intensité mesurée en concentration (% massique). Celle-ci est relative et s'exprime de la manière suivante (d'après Cliff et Lorimer, 1975):

$$\frac{C_A}{C_B} = k_{A/B} \cdot \frac{I_A}{I_B},$$

où C_A et C_B sont les concentrations relatives (% massique) des éléments A et B respectivement, I_A et I_B leurs intensités et $k_{A/B}$ le facteur de sensibilité du détecteur de l'élément A par rapport à l'élément B. Ce facteur est également appelé k-facteur.

La méthode Cliff et Lorimer (1975) ne prend pas en compte les effets d'absorption qui peuvent avoir lieu. Un facteur correctif k_{abs} peut être ainsi ajouté:

$$\frac{C_A}{C_B} = k_{abs} \cdot k_{A/B} \cdot \frac{I_A}{I_B},$$

Ce facteur correctif d'absorption dépend de la densité du matériau ainsi que de l'épaisseur de l'échantillon et affecte principalement photons X de faible énergie. La connaissance de l'épaisseur ainsi que la densité locale de l'échantillon n'est pas facilement accessible. L'application de ce paramètre d'absorption n'est ainsi pas adaptée à la mise en place d'une procédure de routine pour la quantification. Nos échantillons étant constitués principalement de silicates (cristallins ou amorphes), qui sont donc électriquement neutres, il est possible de déterminer leur stœchiométrie par la méthode développée par Van Cappellen et Doukhan (1994). Cette méthode permet de déduire la correction d'absorption à apporter pour que les charges positives apportées par les cations (Si, Mg, Al, Fe, etc.) soient compensées par l'oxygène. Les photons X correspondant à l'oxygène étant faiblement énergétiques, ils sont particulièrement sensibles aux effets d'absorption. Cette méthode montre ses limites lorsqu'on ne connaît pas la valence des cations, comme par exemple pour le fer dans certaines phases.

2.2.3.4.b k-facteurs

Le k-facteur est un facteur de sensibilité du détecteur d'un élément A par rapport à un élément B. Pour l'étude des silicates, les k-facteurs sont mesurés par rapport au silicium qui est l'élément de référence pour les silicates. Ces k-facteurs sont déterminés expérimentalement à l'aide de standards dont les compositions sont connues. Au cours de notre étude, nous avons déterminé les k-facteurs pour l'oxygène, le magnésium, l'aluminium, le calcium et le fer. Pour cela nous avons utilisé des échantillons standards de quartz (SiO_2), de diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), de spinelle (MgAl_2O_4), de forstérite (Mg_2SiO_4)

et de fayalite (Fe_2SiO_4). Afin de s'affranchir des effets d'absorption nous avons utilisé une méthode d'extrapolation à épaisseur nulle pour déterminer les k-facteurs (e.g. Van Cappellen, 1990). Avec cette méthode, l'intensité des éléments est déterminée pour différentes épaisseurs de l'échantillon. Cette variation d'épaisseur est obtenue par amincissement ionique, technique bien adaptée pour fabriquer des échantillons biseautés. Les rapports d'intensité I_X/I_{Si} pour les différentes épaisseurs sont ensuite tracés par rapport au nombre de coups total (ou somme des intensités), valeur proportionnelle à l'épaisseur de l'échantillon (Figure 2.9). L'extrapolation de ces courbes à épaisseur nulle (intensité nulle) permet d'obtenir la valeur du rapport I_X/I_{Si} où l'absorption est nulle. Connaissant la composition de l'échantillon, le k-facteur est déterminé par la relation suivante:

$$k_{X/Si} = \frac{\frac{C_X}{C_{Si}}}{\left(\frac{I_X}{I_{Si}}\right)_{ep=0}}$$

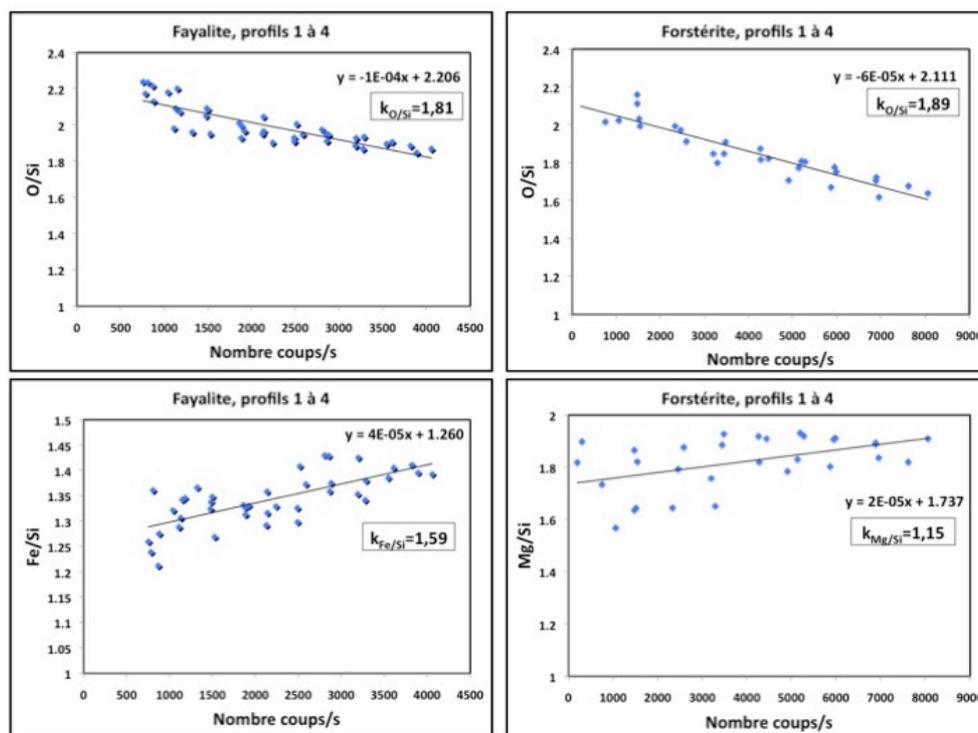


FIGURE 2.9 - Courbes de calibration pour la détermination des k-facteurs. L'extrapolation de ces courbes à épaisseur nulle (nombre de coups = 0) permet de déterminer le rapport I_X/I_{Si} où l'absorption est nulle. En connaissant la composition, le k-facteur est déduit pour chaque élément.

Les k-facteurs déterminés et utilisés lors de notre étude sont reportés dans le tableau 2.1. Pour les éléments plus mineurs (par exemple Na, Ni, ...), nous avons utilisé les k-facteurs générés automatiquement par le logiciel de traitement de données.

	$k_{O/Si}$	$k_{Mg/Si}$	$k_{Al/Si}$	$k_{Ca/Si}$	$k_{Fe/Si}$
Tecnai G2-20	1.6	1.1	1.1	1.3	1.7
Phillips CM30	1.85	1.1	1.1	1.32	1.6

TABLEAU 2.1 - k facteurs utilisés lors de nos analyses. Ces facteurs ont été déterminés à l'aide de la méthode de Van Cappellen (1990).

2.2.3.4.c Précision et incertitude des analyses:

Les pics d'intensité suivent une fonction gaussienne et la précision est exprimée comme étant la déviation standard relative. Celle-ci est obtenue statistiquement avec la formule $\sigma = N^{1/2}$ où N représente le nombre de coups dans un pic donné (intensité brute). L'erreur relative est alors $1\sigma = 1/N^{1/2} * 100\%$. L'erreur commise est proportionnelle au rapport signal/bruit, elle est donc dégressive avec le nombre de coups. Pour les éléments majeurs tels O, Mg, Si pour les silicates, l'erreur relative est d'environ 2%. Pour les éléments mineurs celle-ci est bien plus importante et il devient important de connaître la limite de détection. Un pic détectable est défini comme ayant une intensité au moins égale à trois fois la déviation standard du bruit de fond adjacent. La mesure des éléments mineurs nécessite ainsi un long temps d'acquisition afin de réduire au maximum le rapport signal/bruit. La limite de détection va dépendre de la nature de l'échantillon. Par exemple la limite de détection du Ca dans l'olivine est d'environ 0,02 % atomique si la statistique de comptage est importante.

2.2.3.4.d Les différentes modalités d'acquisition :

Outre l'acquisition de spectres, le pilotage du faisceau d'électrons permet différentes modalités d'acquisition EDS. Comme évoqué, précédemment, nous avons utilisé le mode STEM pour imager l'échantillon et localiser les zones à analyser. Les conditions d'illumination sont identiques pour le STEM et la microanalyse. Les différentes modalités d'acquisition que nous avons utilisé sont les suivantes :

-Analyse locale: ce mode permet d'obtenir le spectre pour une zone donnée selon deux configurations: fenêtre ou pointé. Le mode « fenêtre » correspond au balayage STEM d'une zone (par exemple un grain donné) par la sonde électronique. La taille et la forme de la zone analysée peuvent être contrôlées. Le mode pointé permet quant à lui d'effectuer une analyse ponctuelle, dont le diamètre correspond à la taille du faisceau d'électrons.

-Profil de composition: dans ce mode, une série d'analyses ponctuelles est effectuée le long d'un tracé préalablement déterminé sur l'image STEM. Le microscope Philips CM30 disponible à Lille est équipé d'un détecteur SDD permettant un taux de comptage important. Les temps d'acquisition pour chaque point du profil sont courts (64 à 128 μ s) mais ceux-ci sont répétés de manière à obtenir un nombre de coups important. Cette procédure évite ainsi l'endommagement de l'échantillon lié à un temps d'exposition trop long sur un point donné. La résolution minimale du profil correspond à la taille de sonde qui varie de 5 à 10 nm selon le choix opéré. Les profils de composition peuvent permettre par exemple de caractériser une zonation des grains d'olivine. Dans ce cas, il est nécessaire de bien orienter l'interface. Comme pour le mode d'analyse ponctuelle, le résultat brut de ce mode est un spectre en chaque point du profil. La quantification est ensuite appliquée pour obtenir la composition en chaque point afin de tracer le profil de composition.

-Cartographie chimique classique: dans ce mode, la sonde électronique va balayer une aire de l'échantillon, préalablement sélectionnée sur l'image STEM. Après la sélection des éléments souhaités, à partir du spectre moyen de la zone, le logiciel effectue une répartition selon X,Y de ces différents éléments. Ce mode permet de mettre en évidence la présence de certaines phases ainsi que des hétérogénéités de compositions.

-Cartographie chimique hypermap: contrairement au mode de cartographie chimique classique, un spectre est disponible en chaque pixel de la carte. On obtient ainsi une matrice de données en trois dimensions. Ce mode permet également la localisation de phases et d'hétérogénéités et de générer des cartes quantitatives. Il permet également l'extraction de spectres en mode *offline* sur des régions spécifiques de la carte.

La majeure partie des analyses chimiques ont été effectuées sur le Philips CM30 disponible à Lille car celui-ci est équipé d'un détecteur EDX SDD. La taille de sonde

utilisée était de 5,6 nm en mode imagerie STEM (pour l'enregistrement d'images de qualité) et de 11 nm en mode analyse chimique (afin d'optimiser le taux de comptage du détecteur EDS, typiquement entre 5000 et 7000 cps/sec).

Chapitre 3

Etude des relations chimiques, minéralogiques et texturales entre la matrice fine et les couronnes à grains fins.

Sommaire

3.1 ECHANTILLON ET METHODOLOGIE.....	84
3.2 RESULTATS	85
3.2.1 Transition entre la matrice et couronne	85
3.2.2 Compositions chimiques de la matrice et des couronnes	86
3.2.3 Minéralogie des couronnes et de la matrice	88
3.2.3.1 Minéralogie de la matrice	88
3.2.3.2 Minéralogie des couronnes	96
3.2 DISCUSSION.....	103
3.2.1 Similarités et différences entre la matrice et les couronnes	103
3.2.2 Origine des olivines	104
3.2.2 Origine et scénario de formation.....	109

Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude des relations chimiques, minéralogiques et texturales qui existent entre la matrice et les couronnes autour des chondres dans Bishunpur (LL3.15). Nous nous focaliserons uniquement sur les couronnes à grains fins qui possèdent de nombreuses similitudes avec la matrice (voir section 1.2.1.5.d). La principale difficulté de ce genre d'étude réside dans la faible taille de grains ($< 1 \mu\text{m}$) de la majorité des grains qui composent la matrice et les couronnes à grains fins. Pour cela l'étude a été réalisée par microscopie électronique en transmission (MET) analytique de sections préparées par FIB, prélevées dans les couronnes et la matrice. Cette étude doit permettre de contraindre la texture, la minéralogie et la composition à l'échelle sub-micrométrique et ainsi de mettre en évidence les similarités et les différences entre la matrice et les couronnes à grains fins de Bishunpur.

La structure concentrique des couronnes suggère qu'elles résultent d'une accréation tardive sur le chondre, avant l'incorporation sur le corps parent. Si cela est avéré, ces couronnes peuvent constituer le matériel précurseur à l'origine des chondres. Certains auteurs ont également proposé que ces couronnes résultent de l'interaction des chondres avec les poussières environnantes dans des régions froides de la nébuleuse solaire (e.g. Ashworth, 1977; Allen et al., 1980; Scott et al., 1984; Metzler et al., 1992; Brearley, 1993). Notre étude doit nous permettre d'apporter des éléments supplémentaires afin de contraindre une éventuelle relation entre les matériaux de la matrice et ceux des couronnes à grains fins.

Dans ce chapitre, après une description de la méthodologie employée, nous allons dans un premier temps comparer les textures et les compositions de la matrice et des couronnes à l'échelle du MEB. Dans un second temps nous nous attacherons à la description de la texture, de la minéralogie ainsi que de la composition à l'échelle du MET. Enfin, nous replacerons nos données dans le cadre d'un scénario de formation des couronnes.

3.1 Echantillon et méthodologie

Une section polie a été préparée à partir d'un échantillon de la chondrite ordinaire Bishunpur LL3.15, prêté par le Muséum National d'Histoire Naturelle (MNHN). Afin de repérer les zones d'intérêt, la section a tout d'abord été examinée par microscopie optique en utilisant un microscope pétrographique Olympus AX70 et ensuite en utilisant principalement l'imagerie en électrons rétrodiffusés d'un MEB (Hitachi S4700). L'objectif était de repérer la présence de couronnes à grains fins autour de chondres directement en contact avec la matrice fine. La figure 3.1 présente les images MEB de deux chondres sélectionnés, comportant chacun une couronne et de la matrice en contact.

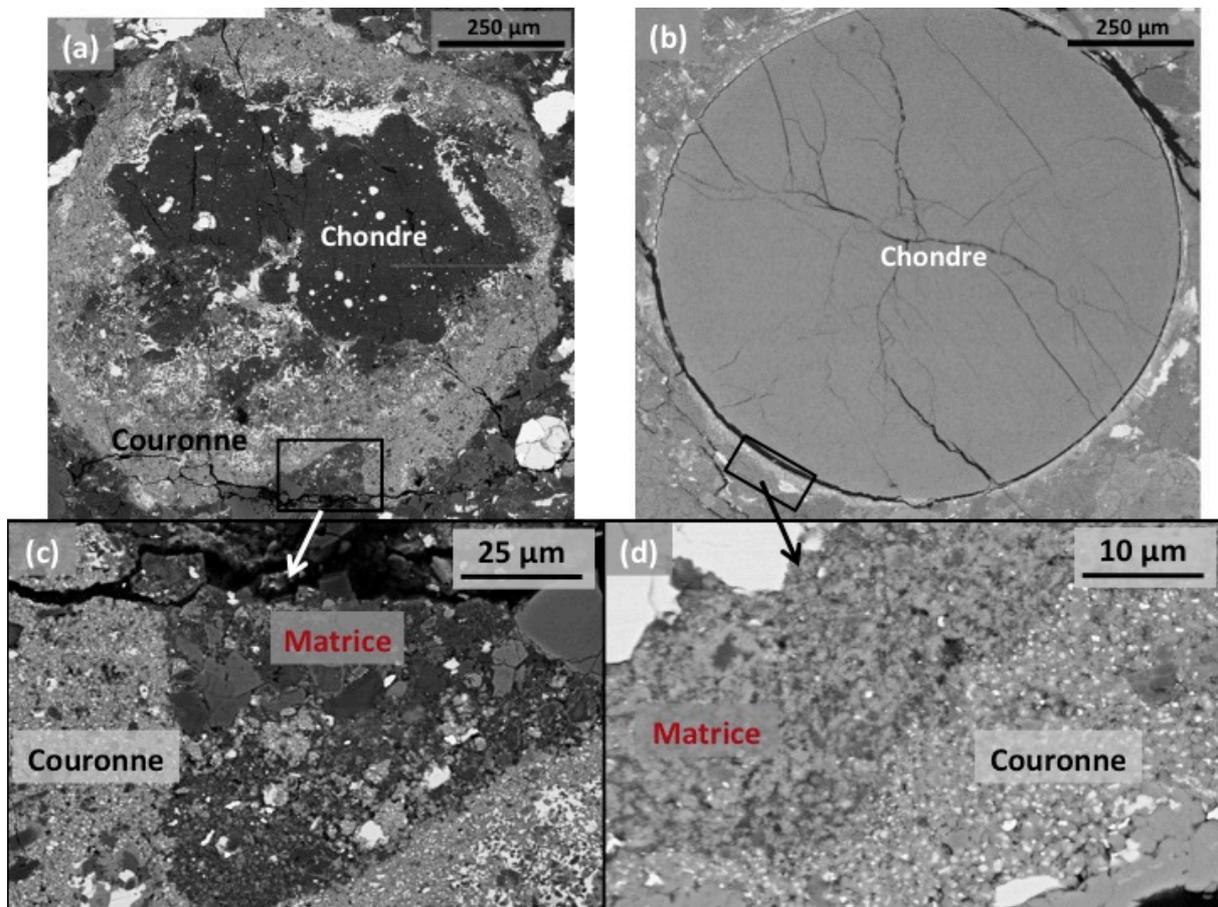


FIGURE 3.1 - Images MEB en électrons rétrodiffusés montrant la présence de couronnes autour de deux chondres dans Bishunpur; (a) Couronne épaisse (50-100 μm) autour d'un chondre porphyrique à olivine; (b) Couronne discontinue et peu épaisse (10-20 μm) autour d'un chondre cryptocristallin; (c) agrandissement de la zone rectangulaire visible en (a) montrant la transition couronne/matrice; (d) agrandissement de la zone rectangulaire visible en (b) montrant la transition couronne/matrice.

A cette échelle-là, il n'est pas possible d'obtenir la composition individuelle d'un grain d'un μm ou moins au MEB analytique. Pour cela l'étude par MET analytique d'échantillons préparés par FIB a été privilégiée. 4 lames FIB ont ainsi extraites au niveau de différentes interfaces entre des couronnes à grains fins et la matrice (Figure 3.2).

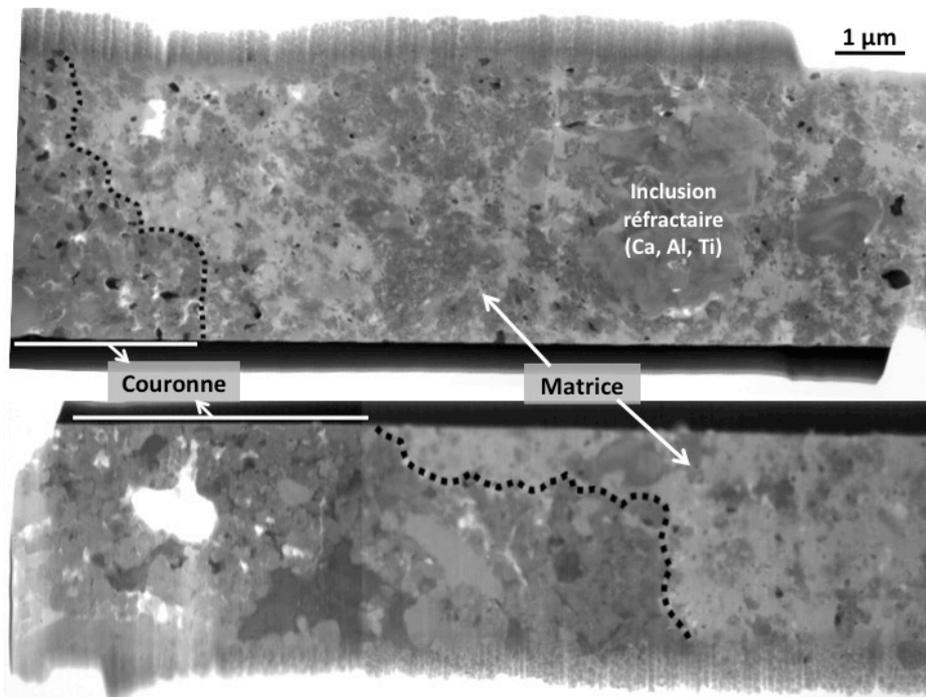


FIGURE 3.2 - Images STEM de deux lames FIB extraites à l'interface couronne/matrice.

3.2 Résultats

3.2.1 Transition entre la matrice et couronne

Les observations MEB indiquent que les couronnes sont fréquemment présentes autour des différents types de chondres (PO, POP, BO, C etc.) et montrent des épaisseurs variables (Figure 3.1). Une des particularités des couronnes dans les chondrites ordinaires est que bien souvent celles-ci n'entourent pas complètement les chondres (Figure 3.1.b; e.g. Alexander et al., 1989a). La Figure 3.1 montre deux cas de figure. Dans un cas, la couronne est assez épaisse (50-100 μm) (Figure 3.1.a,c). Dans l'autre cas, la couronne est discontinue et peu épaisse (10-20 μm) (Figure 3.1b,d). Il existe différents contacts entre la couronne et son chondre. Dans certains cas, la couronne semble être déformée suggérant une accréation alors que le chondre était encore chaud et plastique

(Figure 3.1a). Dans d'autres cas, la couronne montre un contact très franc suggérant une accrétion sur un chondre froid (Figure 3.1b, Figure 3.3c).

Les observations MEB montrent également que les couronnes et la matrice sont distinguables grâce à leur différence de contraste BSE, avec un contraste plus clair pour les couronnes par rapport à la matrice adjacente (Figure 3.1c,d; Figure 3.3). Cette différence de contraste est liée à la présence de nombreux points blancs au sein des couronnes qui se révéleront être des sulfures par l'étude en MET.

3.2.2 Compositions chimiques de la matrice et des couronnes

Afin de pouvoir comparer la composition chimique de la matrice et des couronnes de Bishunpur, nous avons analysé par EDS au MEB plusieurs zones de surfaces équivalentes (10 x 10 µm) dans la matrice ainsi que dans les couronnes. Les compositions moyennes sont reportées dans le tableau 3.1. Ces données ont également été rapportées à la teneur en Si et normalisées à la composition CI (Figure 3.4).

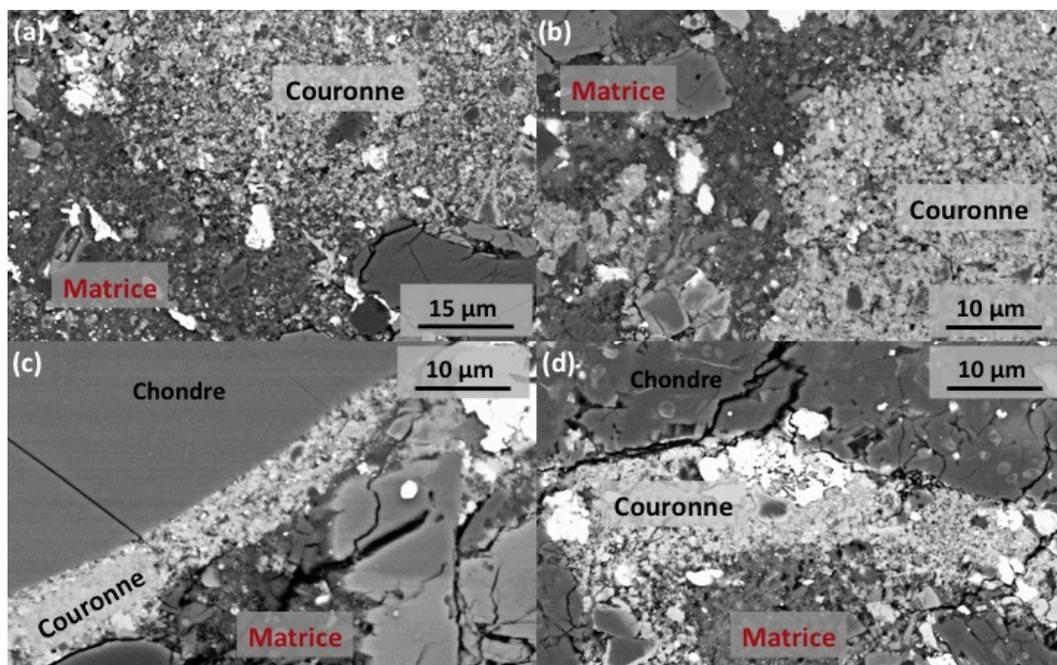


FIGURE 3.3 - Images MEB en électrons rétrodiffusés montrant la transition entre les couronnes présentes autour des chondres et la matrice de Bishunpur. Les couronnes et la matrice sont distinguables par rapport à leur différent contraste avec un contraste plus élevé pour les couronnes.

Globalement les analyses montrent qu'il existe des différences de composition entre la matrice et les couronnes (Tableau 3.1; Figure 3.4). Mis à part pour les abondances de Ca et Al qui sont chondritiques, les couronnes montrent des abondances sub-chondritiques en Mg, Na, Fe et S (Figure 3.4). La matrice montre des abondances enrichies en Al et Na par rapport à la composition CI, chondritiques en Ca et sub-chondritiques en Mg, Fe et S. Comparativement, les couronnes sont appauvries en Al et Na par rapport à la matrice mais sont en revanche plus riches en Mg, Fe et S.

		O	Na	Mg	Al	Si	S	Ca	Fe
Matrice	Moyenne	56.19	1.98	7.69	2.94	20.91	1.00	0.91	8.13
	1σ (n=35)	1.94	0.55	0.89	0.44	1.11	1.06	0.31	1.73
Couronnes	Moyenne	57.24	0.65	10.00	1.74	16.16	2.23	0.91	11.08
	1σ (n=15)	0.37	0.22	2.87	0.39	1.06	0.57	0.31	2.53

TABLEAU 3.1 - Compositions chimiques (at.%) moyennes de la matrice et des couronnes mesurées par EDS au MEB. N représente le nombre d'analyses. Chaque analyse représente une surface de 10 x 10µm.

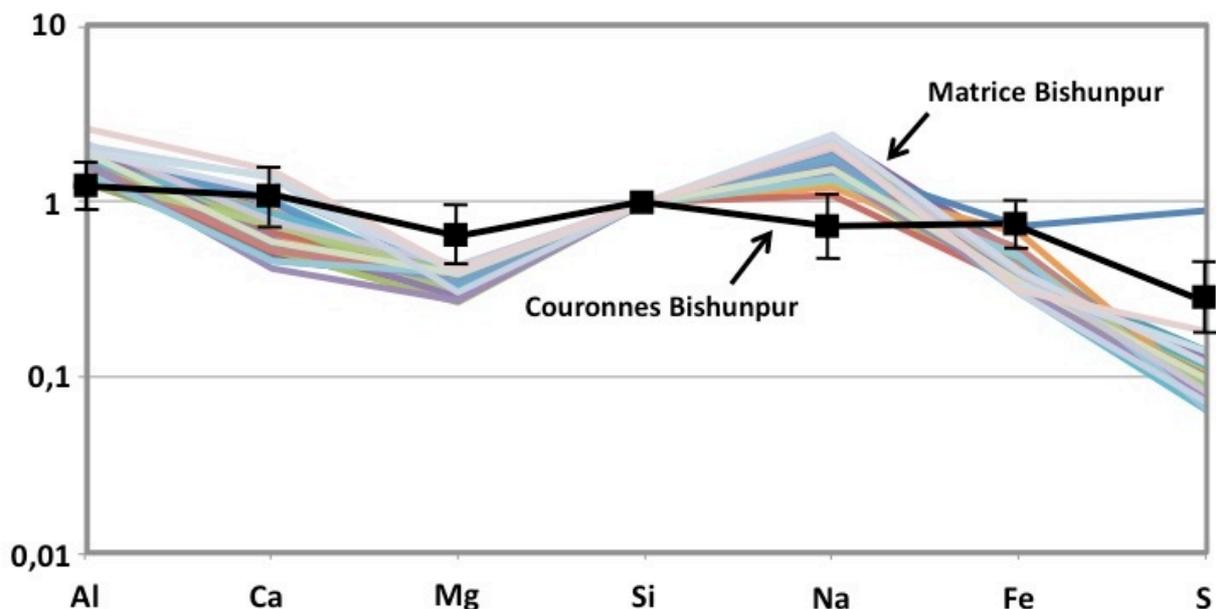


FIGURE 3.4 - Abondances élémentaires rapportées à la teneur en Si et normalisées à la composition CI pour la matrice et les couronnes à grains fins autour des chondres dans Bishunpur. Les éléments sont classés par ordre de volatilité croissante. Les compositions ont été mesurées par EDS au MEB.

3.2.3 Minéralogie des couronnes et de la matrice

3.2.3.1 Minéralogie de la matrice

Les observations effectuées au MET de la matrice ont permis l'identification des principales phases présentes. La matrice est dominée par du silicate amorphe riche en Si, Al et Fe (Figure 3.5 et 3.6). Si cette phase amorphe présente la plupart du temps un aspect lisse, dans certains cas elle contient de nombreux trous ou "bulles" (Figure 3.7). Bien que le silicate amorphe présente différents aspects, les compositions sont très semblables d'une région à l'autre, avec des teneurs moyennes en Si comprises entre 26% et 27 at.%, en Al entre 3% et 4,5% et en Fe entre 2% et 3% (Tableau 3.2).

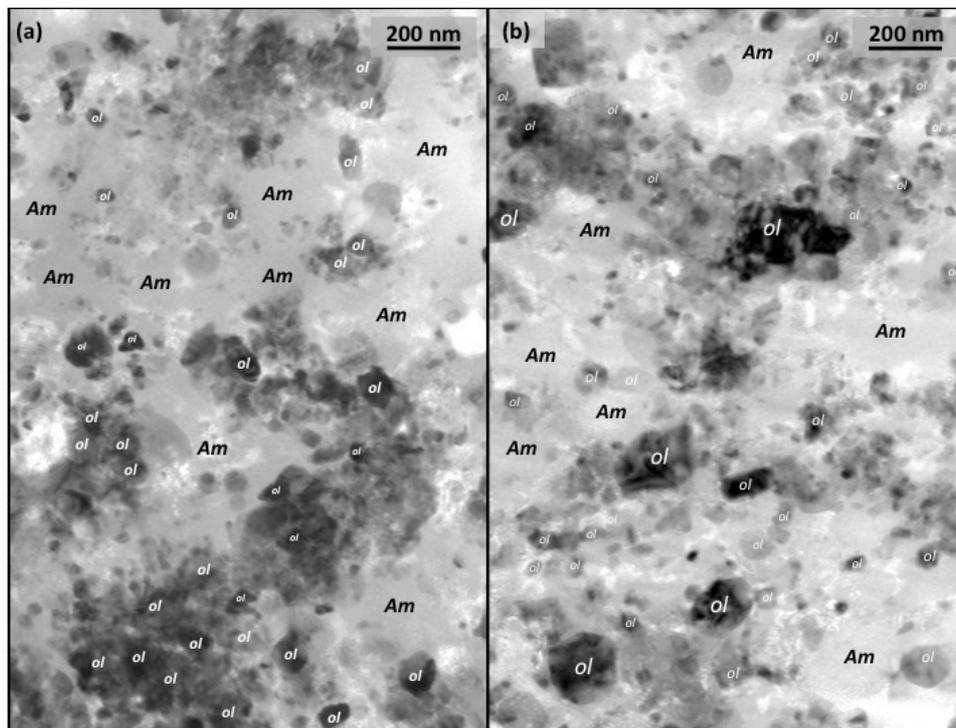


FIGURE 3.5 - Images MET en champ clair de la matrice de Bishunpur. Cette matrice est dominée par un amorphe riche en Si, Al et Fe dont la composition est reportée dans le tableau 3.2. La deuxième phase la plus abondante est l'olivine. Dans la majorité des cas les olivines sont sub-automorphes, ont une taille de grains inférieure à 100 nm et sont regroupées sous forme de paquets.

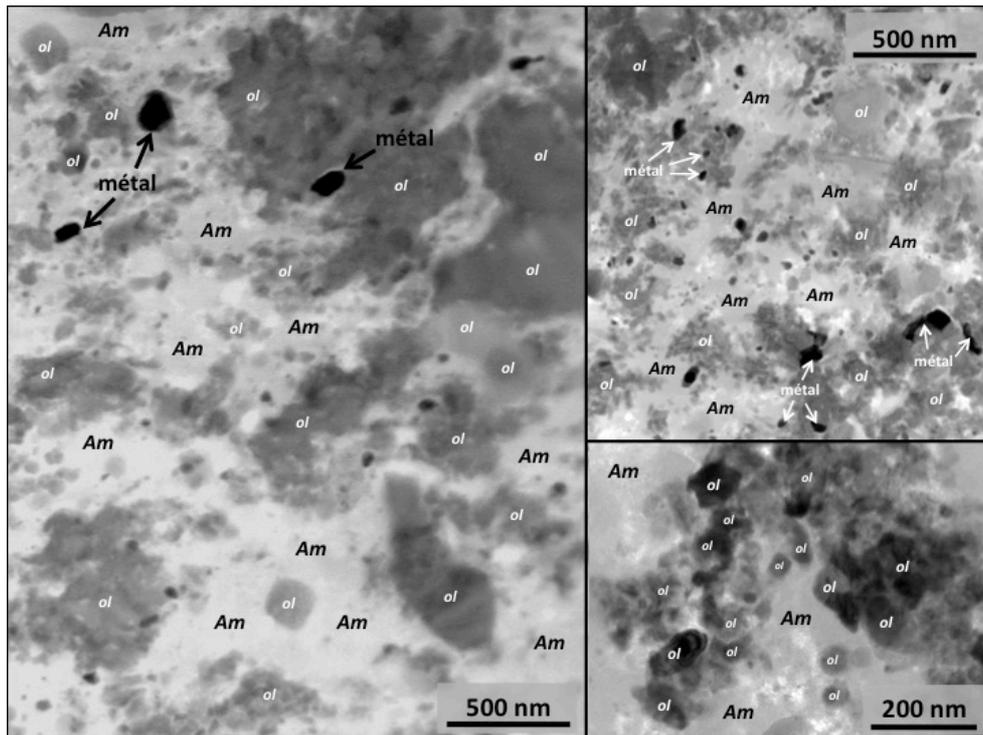


FIGURE 3.6 - Les contacts entre les grains ne sont pas francs et on observe la présence d'un amorphe entre les grains. Des grains de métal sont également présents dans la matrice de Bishunpur.

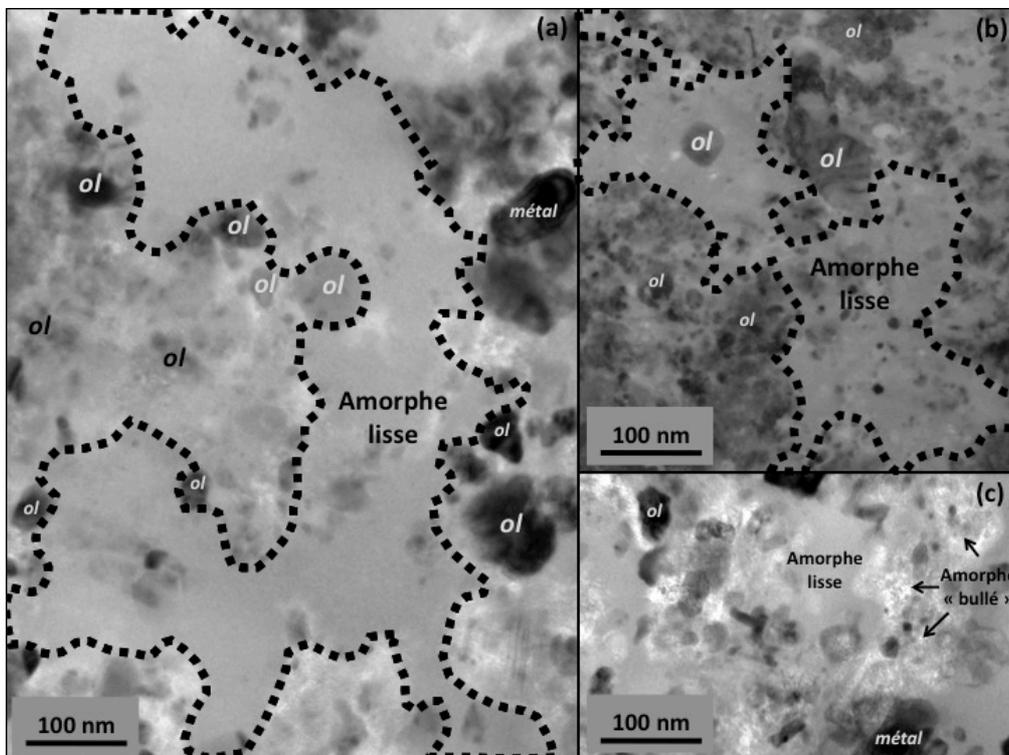


FIGURE 3.7 - Images MET en champ clair montrant les différents aspects du silicate amorphe. Dans la majorité des cas l'amorphe présente un aspect lisse mais dans certains cas il contient de nombreux trous ou "bulles". Pour autant les analyses EDS effectuées au MET ne montrent pas de différences de compositions (Tableau 3.2).

		Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe	O
Matrice (lisse)	Moyenne	0.67	1.50	3.73	26.97	0.12	0.35	2.35	64.13
	1σ (n=64)	0.34	0.91	1.18	1.82	0.07	0.46	1.53	0.88
Matrice ("bullé")	Moyenne	0.75	1.63	4.30	26.54	0.16	0.21	2.23	64.06
	1σ (n=11)	0.36	0.48	0.19	0.38	0.08	0.07	0.39	0.31
Couronne	Moyenne	1.37	1.37	2.67	27.73	0.16	0.31	2.19	64.08
	1σ (n=18)	0.74	0.50	1.19	1.86	0.09	0.15	0.67	0.84

TABLEAU 3.2 - Compositions (at.%) du silicate amorphe dans les couronnes et dans la matrice selon leurs morphologies (lisse ou « bullée »). Les analyses ne montrent pas de différences notables de composition selon la texture de l'amorphe. La composition de l'amorphe dans les couronnes est également très semblable à celle dans la matrice. Les compositions ont été mesurées par EDS au MET. N représente le nombre d'analyses.

L'olivine est la deuxième phase la plus abondante dans la matrice (Figure 3.5 et 3.6). Les grains d'olivine sont dans la plupart des cas sub-automorphes et présentent une forme trapue ou allongée, avec une granulométrie comprise entre 50 nm et 500 nm (Figure 3.8). Toutefois la majorité des olivines possède une taille de grains inférieure à 100 nm. Souvent, les grains d'olivine sont regroupés sous forme de "paquets" avec une orientation cristalline aléatoire (Figure 3.5 et 3.6). Dans la majorité des cas, les olivines ne sont pas en contact et par conséquent il n'y a pas de joints de grains. Dans les cas où les olivines sont en contact ceux-ci ne sont pas francs et montrent la présence d'un amorphe au niveau de ces joints de grains (Figure 3.6).

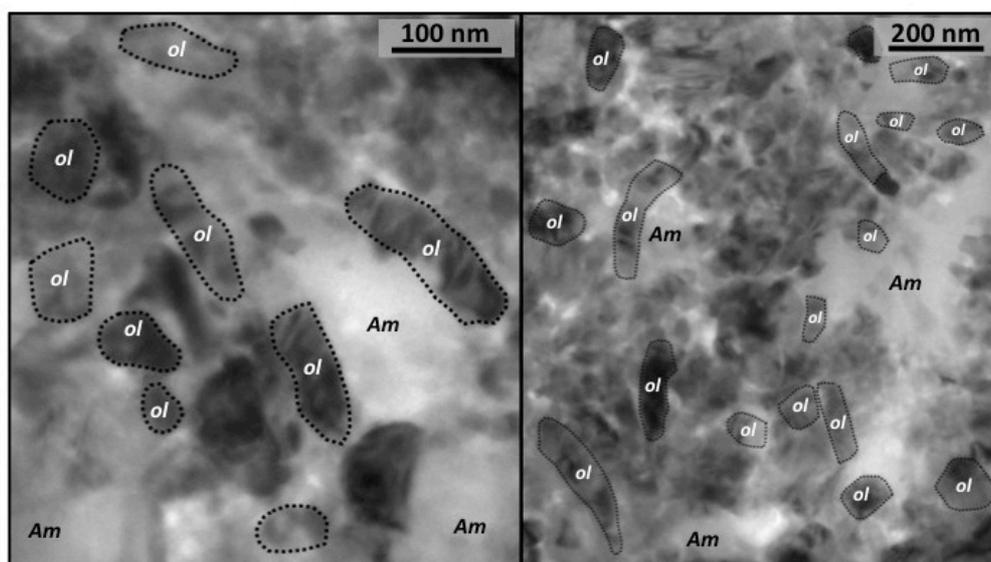


FIGURE 3.8 - Les olivines (certaines sont surlignées) de la matrice sont sub-automorphes et présentent différentes morphologies (trapue ou allongée). Images MET en champ clair.

La grande majorité des grains d'olivine a une taille de grains inférieure à 100 nm qui est également inférieure à l'épaisseur de la lame FIB. Dans ce cas, il est difficile de déterminer précisément la composition individuelle des grains car les effets de convolution de phases avec l'amorphe environnant sont importants et doivent être pris en compte. A partir de la composition du silicate amorphe (Tableau 3.2), les analyses des olivines ont été corrigées en prenant en compte l'excès de Si provenant du silicate amorphe. Des compositions ainsi corrigées et représentatives sont reportées dans le Tableau 3.3. Ces olivines sont riches en Fe et possèdent un champ de composition étendu allant de Fa₅ à Fa₇₅ avec une composition moyenne Fa₅₀ (Figure 3.9). Certaines olivines présentent des compositions moins riches en fer (<Fa₃₀). Ces dernières ont une taille de grains supérieure aux autres olivines (>500 nm) et montrent des zonations chimiques avec un cœur riche en Mg et une bordure riche en Fe. Elles sont notamment observées à l'aide de la différence de contraste sur les images STEM (Figure 3.10). Ces olivines possèdent également une microstructure différente des autres olivines. En effet celles-ci contiennent des dislocations rectilignes selon la direction **c** et qui présentent un vecteur de Burger **c**. Il s'agit donc de dislocations vis.

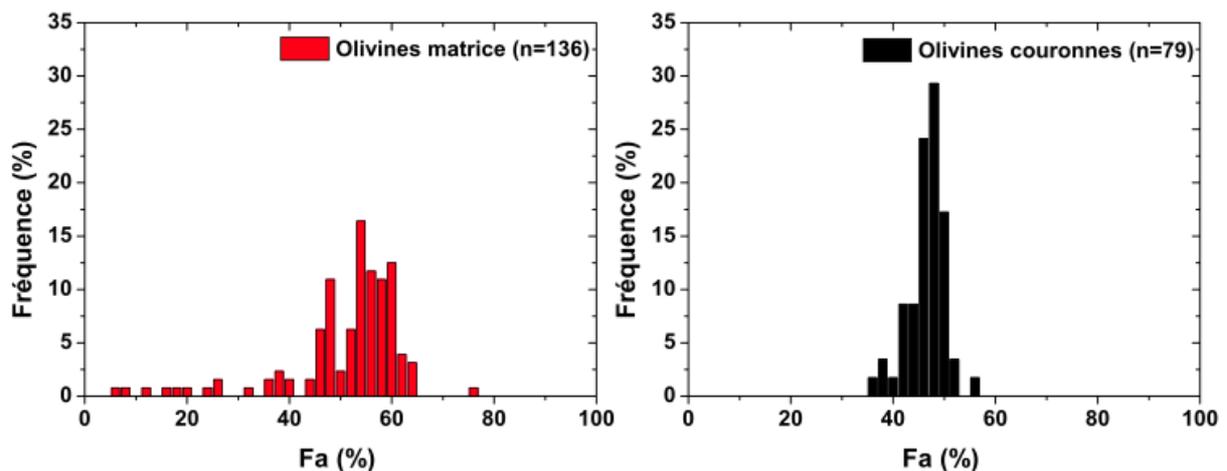


FIGURE 3.9 - Histogrammes montrant la composition des olivines de la matrice (à gauche) et des couronnes (à droite). Les données sont représentées en terme de %fayalite (Fa) et ont été mesurées par EDS au MET.

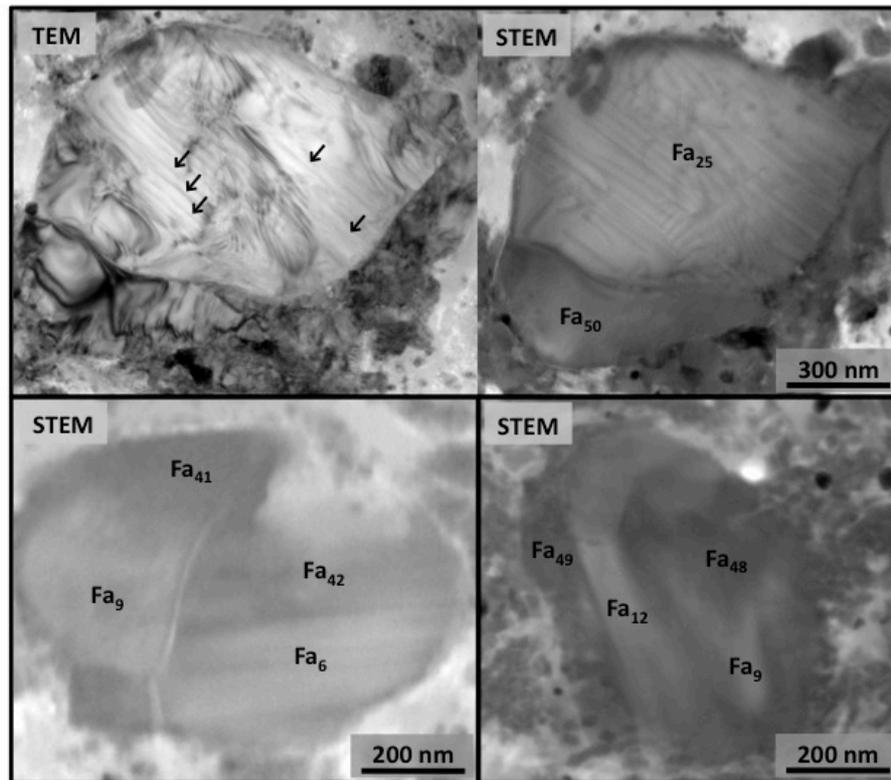


FIGURE 3.10 - Certaines olivines avec une taille de grains supérieure à 500 nm présentent une zonation chimique avec un cœur riche en Mg et une bordure riche en Fe. Ces zonations chimiques peuvent être observées à l'aide de la différence de contraste sur les images STEM. Ces olivines possèdent également une microstructure différente des autres olivines. En effet celles-ci contiennent des dislocations rectilignes selon la direction c et qui présentent un vecteur de Burger c (indiqué par les flèches). Il s'agit donc de dislocations vis.

	Spectres	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Cr	Mn	Fe
Olivines	Spc 45	57.14	-	14.99	0.04	14.26	0.05	-	0.10	13.42
	Spc 22	57.14	-	15.68	0.03	14.26	0.25	-	0.08	12.56
	Spc 80	57.21	-	15.13	0.31	14.26	0.05	-	0.09	12.95
	Spc 44	57.18	-	14.87	0.15	14.29	0.03	-	0.11	13.39
	Spc 43	57.17	-	13.77	0.26	14.20	0.19	-	0.12	14.29
	Spc 54	57.14		13.33	0.23	14.16	0.11		0.19	14.84
Pyroxènes	Spc 15	60.38	0.32	20.04	0.21	19.79	0.16	0.00	0.00	0.09
	Spc 99	60.33	0.15	20.01	0.62	19.25	0.55	0.08	0.01	0.04
	Spc 48	60.08	0.11	10.61	1.00	20.08	6.62	0.05	0.01	0.35
	Spc 97	59.88	0.18	13.13	1.14	18.78	6.12	0.09	0.09	0.06
	Spc 88	59.93	0.11	7.30	0.82	19.68	0.10	0.02	0.07	9.56
	Spc 85	59.64	0.32	9.96	0.81	17.47	0.03	0.01	0.08	10.33

TABLEAU 3.3 - Compositions représentatives (at.%) des olivines et pyroxènes de la matrice. Du fait de la faible taille de grains des olivines, les analyses ont été corrigées du silicate amorphe environnant (voir texte). Les analyses ont été effectuées par EDS au MET.

D'autres phases en plus faible abondance sont également présentes dans la matrice tels que des pyroxènes et des phases métalliques. La majorité des pyroxènes est pauvre en Ca et les analyses indiquent qu'il s'agit principalement d'enstatite et d'hypersthène (Tableau 3.3). Ces pyroxènes sont sub-automorphes à automorphes et possèdent une taille de grains comprise entre 100 et 200 nm. Il y a deux populations de phases métalliques. L'une est pauvre en nickel (typiquement 0,5 %) et l'autre riche en nickel (50%) (Tableau 3.4). Elles se présentent sous forme de grains plus ou moins sphériques, en inclusion dans l'amorphe avec une taille avoisinant les 100 nm (Figure 3.6).

Phases métalliques	S	Cr	Fe	Ni
spc 55	0.23	0.20	99.17	0.40
spc 49	0.01	0.07	99.17	0.75
spc 20	0.29	0.15	49.98	49.59
spc 4	0.09	0.44	49.61	49.85
spc 67	0.29	0.03	50.78	48.89
spc 63	0.02	0.03	49.10	50.85

TABLEAU 3.4 - Compositions (at.%) des phases métalliques rencontrées dans la matrice de Bishunpur.

Plusieurs cartographies chimiques ont été réalisées dans la matrice. Elles révèlent la présence de nano-sulfures ainsi que des phases riches en Al (Figure 3.11 et 3.12). Les sulfures apparaissent sous forme de grains individuels de taille inférieure à 100 nm au sein du silicate amorphe. Malgré la forte convolution avec l'amorphe (du fait de leur faible taille) les analyses EDS révèlent qu'il s'agit de sulfures de fer ne contenant pas ou peu de Ni.

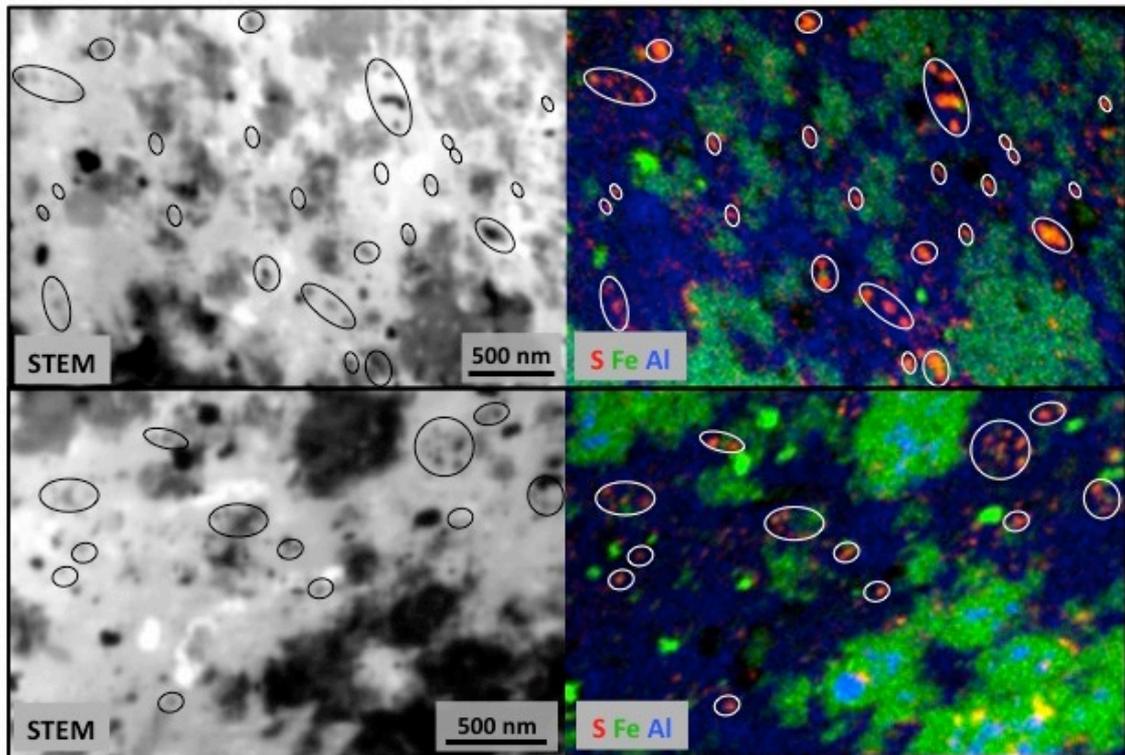


FIGURE 3.11 - Les cartographies chimiques de la matrice montrent la présence de sulfures (orange ou jaune). Ces sulfures sont présents sous forme de grains individuels de taille inférieure à 100 nm au sein de l'amorphe de la matrice. Il s'agit de sulfures de fer ne contenant pas ou peu de Ni.

Les phases riches en Al apparaissent sous forme de grains d'environ 200 nm et sont systématiquement associées aux olivines en "paquets" de la matrice (Figure 3.12). Les compositions sont reportées dans le Tableau 3.5. Parmi ces phases on peut distinguer deux compositions types. Certains grains ont une composition avec des teneurs en Al supérieures à 20%, ce qui n'est pas trop éloigné de la composition du spinelle *stricto sensu* $[\text{MgAl}_2\text{O}_4]$. Ils contiennent également du fer en concentration faible. D'autres grains, toujours de spinelle, ont des teneurs en Al beaucoup plus faibles comprises entre 8 et 16 at.% et des teneurs en Fe supérieures à 18 at.% (Tableau 3.5). L'ensemble de ces analyses semble indiquer une solution solide entre le spinelle *stricto sensu* $[\text{MgAl}_2\text{O}_4]$, l'Hercynite $[\text{FeAl}_2\text{O}_4]$ et la magnétite $[\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4]$.

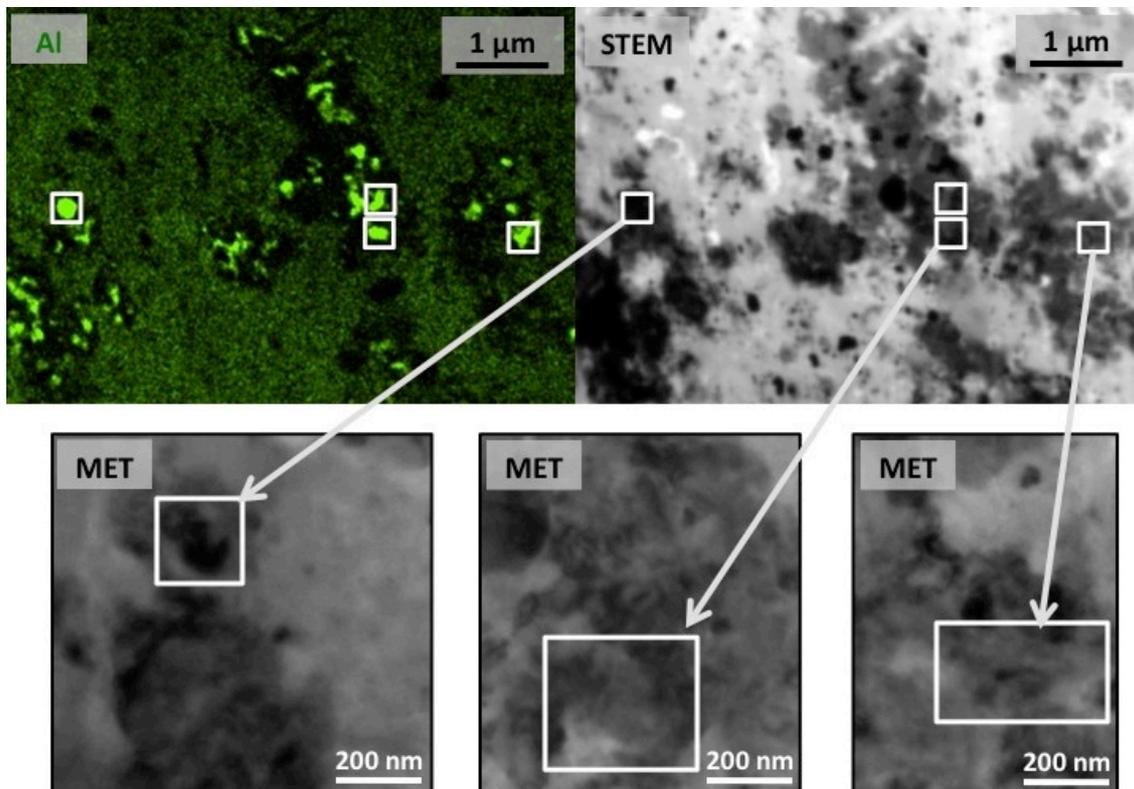


FIGURE 3.12 - Les cartographies chimiques de la matrice montrent la présence de phases riches en Al (spinelles). Ces phases sont associées avec les olivines en "paquets" et possèdent une taille de grains d'environ 200 nm. Les analyses de ces spinelles sont reportées dans le Tableau 3.5.

Spectres	O	Mg	Al	Cr	Fe
Spc 25	57.11	5.90	25.19	0.99	10.81
Spc 62	57.16	7.40	21.75	2.90	10.78
Spc 64	57.12	5.53	15.23	2.23	19.90
Spc 22	57.15	10.77	12.67	1.19	18.22
Spc 73	57.19	12.92	8.10	1.51	20.28

TABLEAU 3.5 - Compositions (at.%) des spinelles (Figure 3.12). Une première population de spinelles est riche en Al, avec des teneurs supérieures à 20 at.%, c'est-à-dire une composition proche de la composition du spinelle *stricto sensu* $[MgAl_2O_4]$. L'autre population a des teneurs en Al beaucoup plus faibles, comprises entre 8 et 16 at.% et des teneurs en Fe supérieures à 18 at.%. L'ensemble de ces analyses semble indiquer une solution solide entre le spinelle *stricto sensu* $[MgAl_2O_4]$, l'Hercynite $[FeAl_2O_4]$ et la magnétite $[Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4]$. Les compositions ont été mesurées par EDS au MET.

3.2.3.2 Minéralogie des couronnes

Les couronnes à grains fins sont largement dominées par des grains d'olivine (Figure 3.13 et 3.14). Ces olivines sont sub-automorphes à automorphes et présentent une taille de grains variable entre 100 et 500 nm. Contrairement à la matrice, les grains d'olivine de la couronne sont souvent en contact les uns avec les autres. Pour autant, ces contacts ne sont pas francs et montrent la présence d'un amorphe intergranulaire. Les olivines présentent différentes microstructures. Certaines sont dépourvues de défauts cristallins (Figure 3.15a) tandis que d'autres contiennent des dislocations vis (Figure 3.15b,c). Dans certains cas, les olivines peuvent contenir des inclusions de 10 à 100 nm (Figure 3.15d,e,f). Le faible contraste de ces inclusions sur les images STEM indique qu'il s'agit d'inclusions de faible masse. Du fait de leur forte sensibilité sous le faisceau et de leur faible taille, la composition de ces inclusions n'a pas pu être analysée.

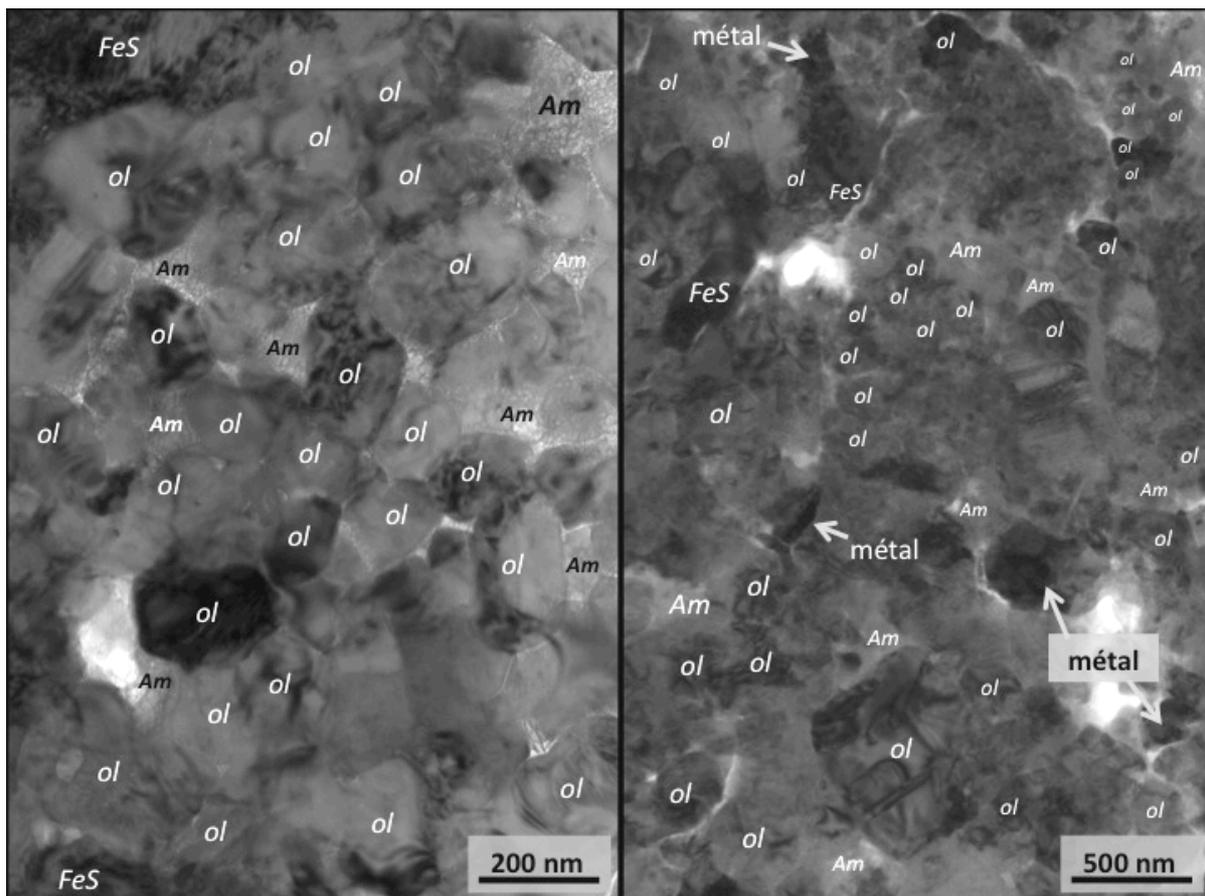


FIGURE 3.13 - Images MET en champ clair des couronnes à grains fins. Les couronnes sont largement dominées par des olivines (ol) cimentées par un amorphe intergranulaire (Am). La taille de grains de ces olivines varie de 100 à 500 nm. Les couronnes contiennent également des sulfures de fer (FeS) ainsi que du métal.

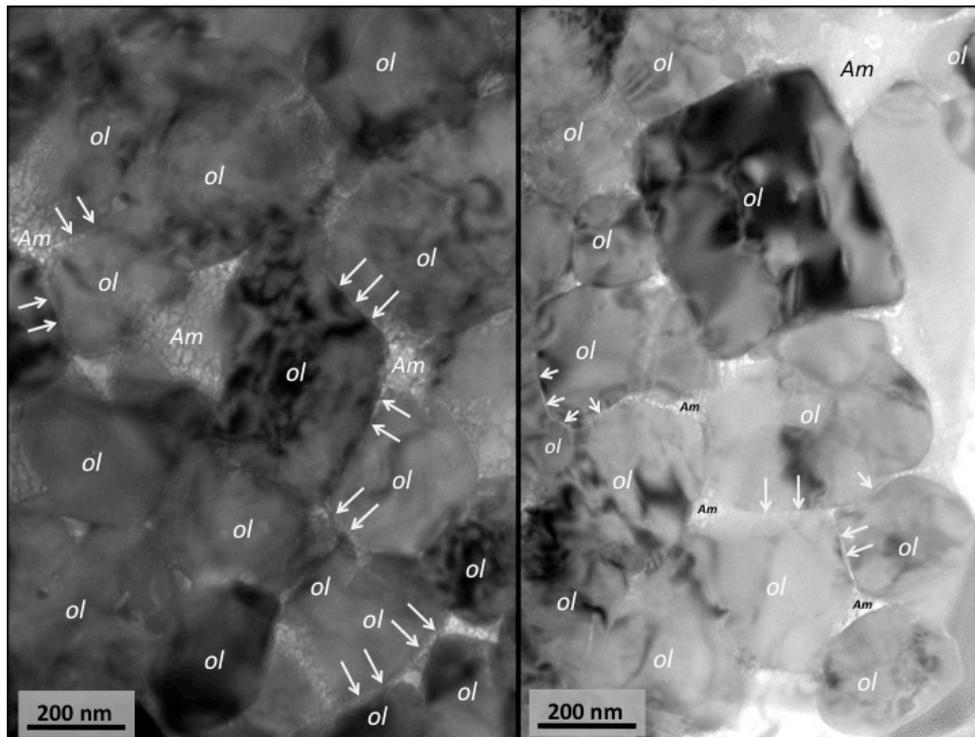


FIGURE 3.14 - Contrairement à la matrice, les grains d'olivine des couronnes sont souvent en contact les uns avec les autres. Pour autant, ces contacts ne sont pas francs et montrent la présence d'un silicate amorphe (Am) au niveau des joints de grains (pointé par les flèches).

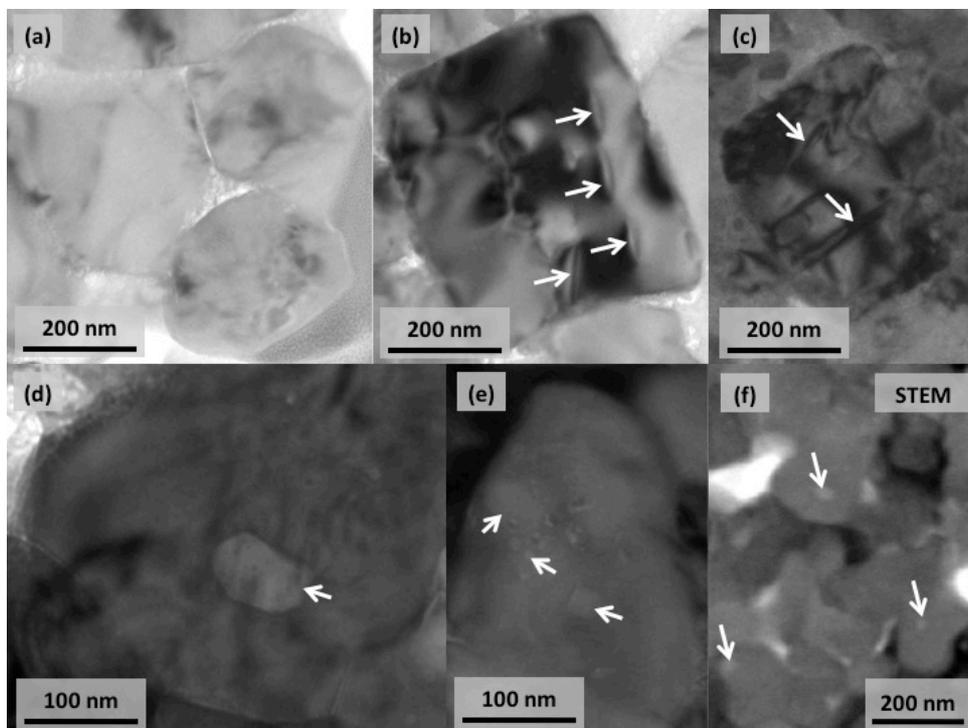


FIGURE 3.15 - Les olivines des couronnes de chondre présentent des microstructures variables. (a) Olivines dépourvues de défauts; (b et c) Olivines contenant des dislocations (pointées par les flèches); (d-f). Certaines olivines contiennent des inclusions de faible masse (pointées par les flèches) qui sont caractérisées par un contraste clair sur les images STEM.

Les couronnes contiennent aussi du silicate amorphe mais contrairement à la matrice, celui-ci est beaucoup moins abondant (Figure 3.13 et 3.14). Comme pour la matrice, cet amorphe présente différents aspects mais nous n'avons pas détecté de différence de composition entre les différentes zones analysées (Figure 3.16; Tableau 3.2). Il s'agit, comme pour la matrice, d'un amorphe riche en Si, Al et Fe avec des teneurs moyennes (at.%) qui sont respectivement de 27,73%, 2,67% et 2,19%. Mis à part pour l'aluminium, la composition de l'amorphe dans les couronnes est semblable à celui présent dans la matrice (Tableau 3.2).

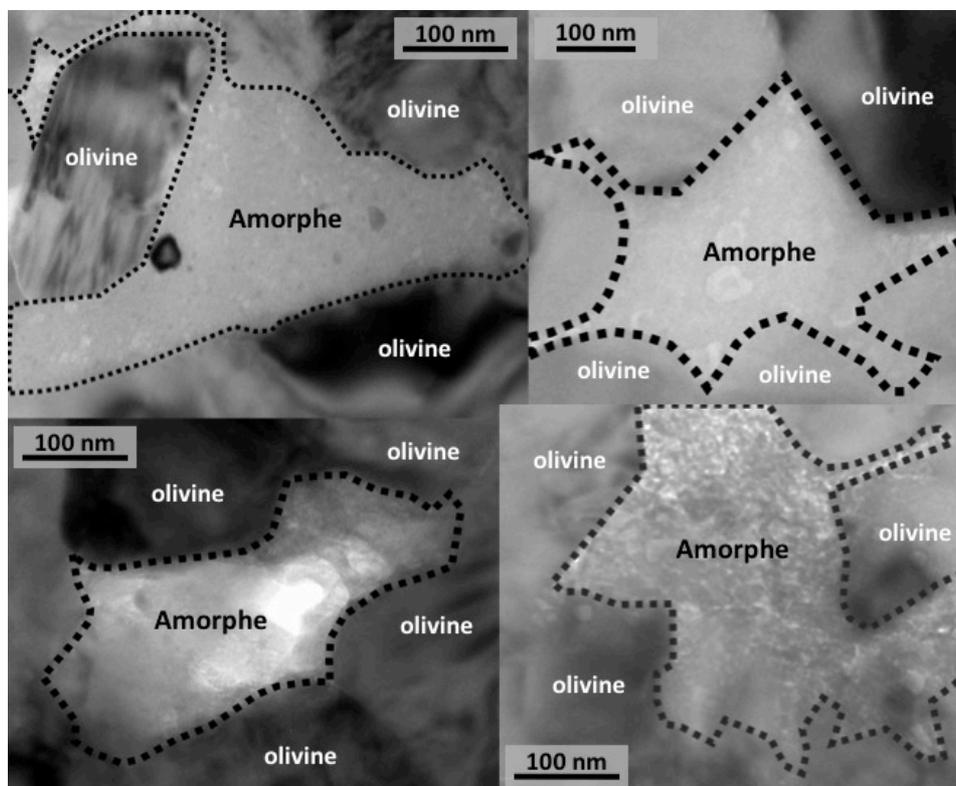


FIGURE 3.16 - Dans les couronnes des chondres, l'amorphe est moins abondant que dans la matrice. Il présente également différents aspects mais ne montre pas de différence de composition (Tableau 3.2).

Les olivines des couronnes sont, comme dans la matrice, riches en Fe. En revanche, elles présentent un champ de composition plus resserré comparé aux olivines de la matrice, qui s'étend de Fa_{34} à Fa_{55} avec une composition moyenne Fa_{46} (Figure 3.9). Elles sont donc légèrement moins riches en Fe que celles de la matrice (Fa_{50} en moyenne). Des compositions représentatives sont reportées dans le Tableau 3.6. Contrairement à la matrice, la taille de grains est supérieure à 100 nm. Les phénomènes de convolution de phases sous le faisceau d'électrons peuvent ainsi être négligés et les analyses ne

nécessitent pas de correction. La figure 3.17 présente les concentrations en éléments mineurs (CaO, MnO) en fonction de la teneur en FeO pour les olivines de la matrice et des couronnes. Les concentrations en éléments mineurs sont comparables, avec des teneurs en CaO allant de 0 à 0.6 (% poids d'oxyde) et en MnO de 0.1 à 0.6 (% poids d'oxyde). Si la teneur en CaO ne montre pas de relation avec la teneur en FeO, en revanche il y a une corrélation entre les teneurs en MnO et FeO. Plus précisément la teneur en MnO dans les olivines de la matrice semble montrer deux tendances bien distinctes. Une première tendance pour les olivines dont la teneur en FeO est inférieure à 10% et une autre pour des teneurs en FeO supérieure à 10%. Ces tendances seront discutées dans la prochaine section.

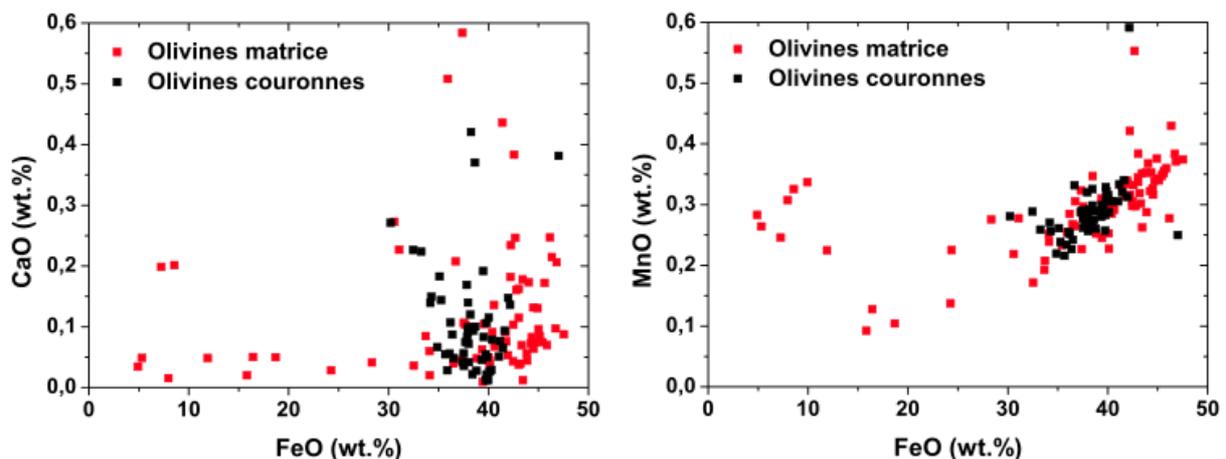


FIGURE 3.17 – Diagrammes CaO en fonction de FeO (à gauche) et MnO en fonction de FeO (à droite) dans les olivines de la matrice (en rouge) et des couronnes autour des chondres de Bishunpur (en noir). Les concentrations ont été mesurées par EDS au MET et sont représentées en % poids.

Au sein des couronnes les sulfures sont beaucoup plus abondants que dans la matrice. Ces sulfures sont aisément identifiables sur les cartographies chimiques. Les figures 3.18 et 3.19 montrent deux cartographies enregistrées à l'interface des couronnes et de la matrice. Il s'agit d'images composites en fausses couleurs où le Fe est associé au canal rouge, le Ni au canal vert et le S au canal bleu. Les phases qui apparaissent en rouge sont des olivines, les phases roses correspondent à des sulfures de fer (FeS) et les phases vertes ou jaunes à des phases métalliques (Fe,Ni). Les analyses des sulfures indiquent qu'il s'agit d'un mélange 50-50 de S et de Fe, sans Ni. Il s'agit donc probablement de Troilite (Tableau 3.7).

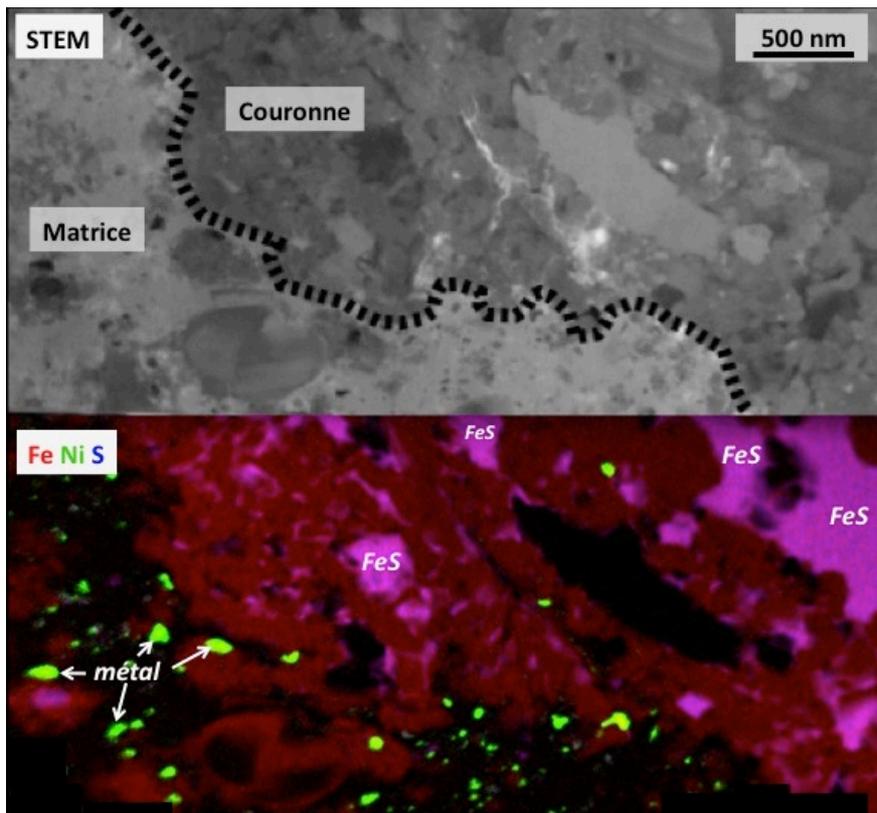


FIGURE 3.18 - Image STEM de l'interface matrice/couronne montrant la zone où la cartographie chimique a été effectuée (en haut) et composite en fausse couleur de la zone (en bas). Le composite a été créé en associant le Fe au canal rouge, le Ni au canal vert et le S au canal bleu. Les phases rouges sont des olivines, les phases roses des sulfures de fer et les phases vertes et jaunes des phases métalliques. Les régions les plus sombres correspondent au silicate amorphe.

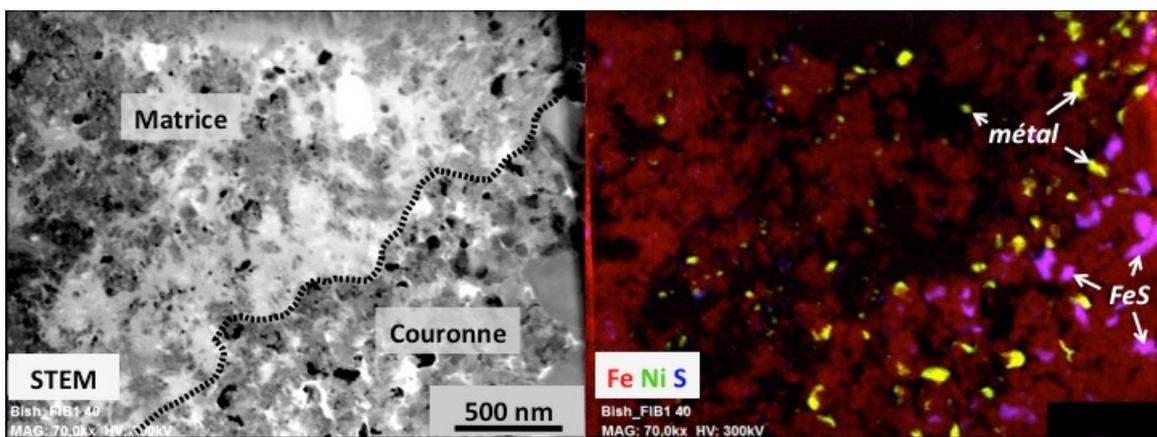


FIGURE 3.19 - Cartographie d'une deuxième interface couronne/matrice. Comme pour la figure 3.18 on observe une abondance plus élevée de sulfures au sein des couronnes.

[CHAPITRE 3 - étude des relations entre la matrice fine et les couronnes à grains fins]

	Spectres	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Cr	Mn	Fe
Olivines	Spc 19	57.16		14.88	0.03	14.30	0.01		0.11	13.52
	Spc 68	57.13	-	14.87	0.07	14.24	0.02	-	0.11	13.56
	Spc 45	57.13	-	16.33	0.05	14.24	0.04	-	0.08	12.14
	Spc 102	57.16	-	14.57	0.09	14.28	0.03	-	0.11	13.77
	Spc 98	57.23	-	14.86	0.35	14.28	0.18	-	0.09	13.01
	Spc 76	57.15		16.50	0.04	14.28	0.01		0.08	11.94
	Spc 78	57.10		14.11	0.00	14.19	0.06		0.11	14.42
	Spc 33	57.08		17.91	0.03	14.15	0.09		0.10	10.62
Pyroxènes	Spc 68	60.13	0.27	17.10	0.52	18.97	4.65	0.11	0.19	0.26
	Spc 36	60.05	0.64	11.00	0.61	19.00	7.19	0.37	0.11	1.80
	Spc 88	59.70	0.25	7.88	1.87	18.37	0.06	0.07	0.07	11.90
	Spc 89	59.89	0.10	9.10	0.69	17.44	0.03	0.02	0.11	12.60

TABLEAU 3.6 - Compositions (at.%) des olivines et pyroxènes présents dans les couronnes autour des chondres. Les compositions ont été mesurées par EDS au MET.

Sulfures	S	Cr	Fe	Ni
spc 58	49.14	0.15	50.70	0.00
spc 54	48.94	0.01	51.05	0.00
spc 46	50.23	0.03	49.73	0.01
spc 37	49.48	0.00	50.50	0.02
spc 35	50.94	0.02	49.03	0.00
spc 34	51.67	0.00	48.30	0.03

TABLEAU 3.7 - Compositions (at.%) des sulfures dans les couronnes autour des chondres. Il s'agit d'un mélange 50-50 de Fe et S (Troilite).

Comme pour la matrice, d'autres phases sont présentes en plus faible abondance. Parmi celles-ci on retrouve des pyroxènes dont les analyses indiquent qu'il s'agit principalement d'enstatite et d'hypersthène avec des compositions similaires aux pyroxènes de la matrice (Figure 3.20; Tableau 3.7). Les abondances en éléments mineurs dans les pyroxènes de la matrice et des couronnes sont également similaires (Tableau 3.3 et 3.6).

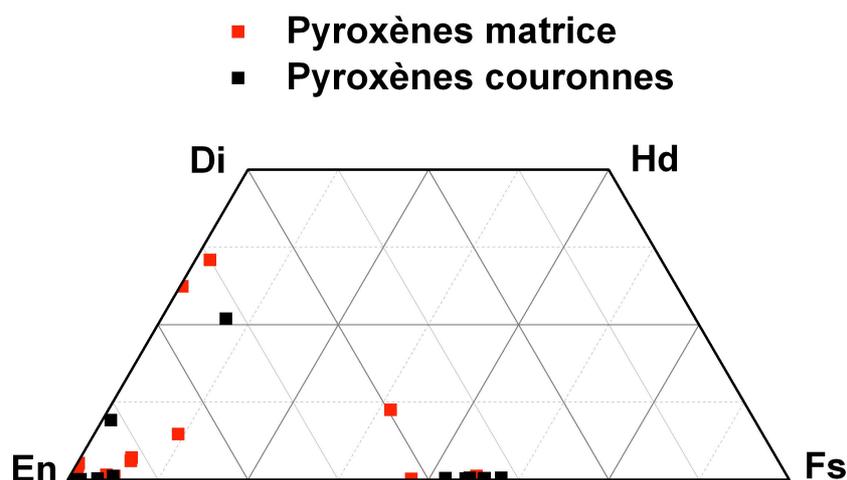


FIGURE 3.20 - Quadrilatère des pyroxènes où sont reportées les analyses des pyroxènes de la matrice (en rouge) ainsi que des couronnes (en noir). Les analyses montrent que les compositions des pyroxènes sont très semblables.

Les couronnes contiennent aussi des phases métalliques mais celles-ci sont moins abondantes que dans la matrice (Figure 3.18 et 3.19). Les compositions de ces phases métalliques sont similaires à celles de la matrice (Tableau 3.4). Comme pour la matrice, des cartographies chimiques ont permis de mettre en évidence la présence de spinelles riches en Al. Ils ont des compositions similaires aux spinelles de la matrice (Tableau 3.8).

Spectres	O	Mg	Al	Cr	Fe
Spc 25	57.23	5.87	25.16	0.96	10.78
Spc 90	57.03	7.62	21.16	1.07	13.11
Spc 75	57.13	10.53	15.54	1.08	15.73
Spc 71	57.17	12.57	10.10	1.16	19.01
Spc 70	57.19	14.59	4.66	1.26	22.30

TABLEAU 3.8 - Compositions (at.%) des spinelles riches en Al dans les couronnes. Les compositions sont semblables à celles des spinelles de la matrice (Tableau 3.5). Les compositions ont été mesurées par EDS au MET.

3.3 Discussion

Dans le cadre de ce chapitre, notre étude était focalisée sur la matrice fine ainsi que sur les couronnes à grains fins présentes autour de certains chondres. Nos résultats obtenus par MET ont permis de mettre en évidence les similarités et différences entre ces deux entités.

3.3.1 Similarités et différences entre la matrice et les couronnes

La matrice fine est dominée par du silicate amorphe riche en Si, Al et Fe, qui cimente des olivines riches en fer (Fa_{50} en moyenne). Ces olivines sont sub-automorphes et présentent différentes morphologies (trapues ou allongées) pour une taille de grains inférieure à 100 nm. D'autres olivines moins riches en fer sont également présentes, celles-ci sont plus grosses (>500 nm) et contiennent des défauts cristallins (dislocations *c* vis). Des pyroxènes, spinelles et nano-sulfures sont également présents en plus faible abondance.

Les couronnes à grains fins sont dominées par des olivines sub-automorphes à automorphes avec une taille de grains variant de 100 à 500 nm. Ces olivines sont également riches en fer (Fa_{46} en moyenne) mais montrent un champ de composition plus resserré par rapport à celles de la matrice. Un silicate amorphe de composition similaire à la matrice est présent entre les grains avec une abondance bien moins importante. Les couronnes montrent en revanche une plus grande abondance en sulfures de fer pauvres en Ni par rapport à la matrice. Des pyroxènes et des spinelles de composition similaire à ceux de la matrice sont également présents en faible abondance.

Ces observations ont mis en évidence une minéralogie et des compositions des phases comparables entre la matrice et les couronnes. Ceci est en accord avec les études précédentes montrant de grandes similitudes entre la matrice et les couronnes autour des chondres dans les chondrites de type CM (e.g., Brearley, 1993; Lauretta et al., 2000) et les chondrites ordinaires (e.g., Alexander et al., 1989a), supportant l'idée d'une origine commune pour ces deux entités.

Les différences entre la matrice et les couronnes sont donc mineures. Toutefois, si la minéralogie principale est similaire (olivine et silicate amorphe) la proportion relative de ces phases est différente. La proportion de silicate amorphe est plus importante dans

la matrice, alors que les couronnes sont dominées par l'olivine. Par ailleurs, la taille de grains des olivines est plus grande dans les couronnes (100 à 500nm dans les couronnes et < 100 nm dans la matrice). Ces variations de proportions s'expliquent bien par les différences de compositions moyennes (Figure 3.4). La matrice montre des abondances en Si, Al et Na supérieures aux couronnes qui doivent être reliées à la plus grande proportion de l'amorphe au sein de la matrice. L'amorphe possédant un rapport Mg/Si inférieur à celui des olivines, sa forte abondance au sein de la matrice permet également d'expliquer la plus faible abondance en Mg de la matrice par rapport aux couronnes. Les variations de Fe et S s'expliquent quant à elles par les différentes abondances en sulfures de fer, qui sont plus abondants dans les couronnes (Figure 3.4, 3.18 et 3.19).

3.3.2 Origine des olivines

Sur la figure 3.21, nous avons tracé la teneur en MnO en fonction de la teneur en FeO des olivines de la matrice et des couronnes de cette étude. Des points de comparaison sont donnés avec les olivines de la matrice de Krymka (Weisberg et al., 1997) ainsi qu'avec les olivines des chondres porphyriques issues de chondrites ordinaires (Jones, 1990, 1994; Berlin, 2010). Cette figure met en évidence deux populations d'olivines:

-Les olivines dont la teneur en FeO est inférieure à 15 % (poids%) montrent une tendance similaire aux olivines issues des chondres porphyriques des chondrites ordinaires (Jones, 1990, 1994; Berlin, 2010). Ces olivines correspondent aux grosses olivines présentes dans la matrice et présentent la particularité d'être chimiquement zonées avec un cœur riche en Mg et une bordure riche en Fe compatible avec les teneurs en fer des petites olivines (Figure 3.10). Elles contiennent également des dislocations vis, connues comme étant un indicateur de métamorphisme de choc (e.g., Leroux, 2001). Bishunpur ne présentant pas signe de métamorphisme de choc (Stöffler et al., 1991), la présence de ces grains d'olivine indique qu'il s'agit d'un héritage antérieur. Ces grains semblent donc être des fragments de chondres. Par ailleurs des olivines, de taille supérieure au micromètre et montrant les mêmes zonations chimiques, ont également été observées dans les couronnes à l'échelle du MEB.

-La majorité des olivines de la matrice et des couronnes montrent des teneurs en FeO supérieures à 15% (% poids d'oxyde). Il s'agit des petites olivines dans la matrice et de la majorité des olivines des couronnes. Ces olivines montrent une tendance identique

à celle des olivines de matrice de Krymka (Weisberg et al., 1997) ainsi que du rapport solaire (Figure 3.23). Cette tendance est bien différente des olivines des chondres porphyriques des chondrites ordinaires, suggérant une origine différente.

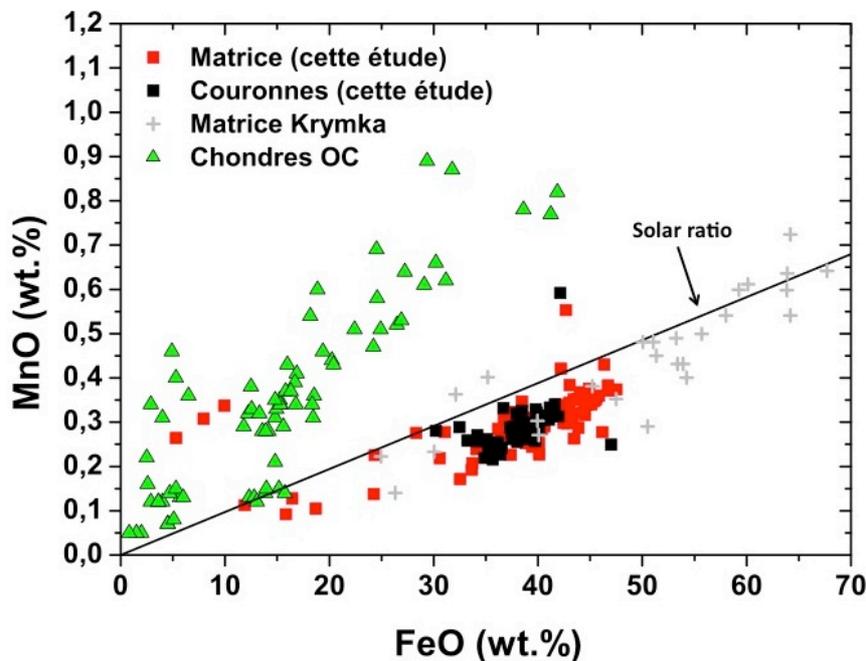


FIGURE 3.21 - Abondances en MnO (% poids d'oxyde) vs FeO (% poids d'oxyde) dans les olivines de la matrice (carré rouge) et des couronnes autour des chondres (carré noir), comparées avec des olivines de chondres porphyriques (type I et II) de chondrites ordinaires (Jones, 1990, 1994; Berlin, 2010), ainsi que des olivines de la matrice de Krymka (LL3.1) (Weisberg et al. 1997).

L'origine des matériaux qui composent la matrice des chondrites carbonées et ordinaires a été l'objet de nombreuses études. La majorité des chondrites primitives ayant subi des transformations secondaires via le métamorphisme thermique et/ou l'altération aqueuse, la principale difficulté est de distinguer les propriétés primaires et secondaires de ces chondrites. Parmi les matériaux des matrices, une attention particulière a notamment été portée sur l'origine des olivines fayalitiques qui représentent souvent la phase dominante de certaines matrices des chondrites carbonées et ordinaires les plus primitives (e.g. Brearley, 1996). Les différentes hypothèses de formation émises par les auteurs distinguent deux modèles de formation. Le premier modèle privilégie la formation des olivines riches en fer au sein de la nébuleuse pré-solaire tandis que le second modèle évoque une formation de ces olivines au sein du corps parent.

Les modèles évoquant la formation d'olivines riches en fer dans une nébuleuse pré-solaire suggèrent que celles-ci se soient formées par condensation. Pour autant la condensation directe d'olivines fayalitiques n'est pas possible (e.g., Fedkin and Grossman, 2006; Grossman, 2010). En effet, dans le modèle canonique de condensation des phases, la formation d'olivines fayalitiques s'effectue par l'équilibrage d'olivines forstéritiques (ne contenant pas de fer) et du fer sous sa forme oxydée (FeO) produit lors de l'oxydation du fer métallique (Grossman, 1972). Cependant, ce processus doit faire face à un problème d'ordre cinétique. En effet la production de fer sous sa forme oxydée (FeO) par oxydation du fer métal est un phénomène de basses températures (<600K). A ces températures, les cinétiques d'interdiffusion Fe-Mg sont quasi nulles et ne permettent pas la formation d'olivines fayalitiques. D'autres modèles ont ainsi été proposés évoquant la condensation de FeO à hautes températures (permettant ainsi l'interdiffusion Fe-Mg) à partir d'un gaz non canonique. Ces modèles montrent ainsi que cette condensation n'est possible qu'à partir d'un gaz oxydant dont la fugacité d'oxygène (f_{O_2}) est au moins 100 fois supérieure à celle d'un gaz de composition solaire (e.g., Grossman et al., 2008). Les conditions nécessaires pour obtenir une telle fugacité pourraient être des environnements localement très enrichis en poussières et/ou en eau, 500 à 1000 fois supérieurs à celle d'un gaz de composition solaire (e.g., Palme et Fegley, 1990). Weisberg et al. (1997) ont notamment proposé que les olivines fayalitiques de la matrice de Krymka soient le résultat d'une condensation à partir de la vaporisation préalable de poussières chondritiques. Notamment, les études expérimentales de Nagahara et al. (1991, 1994) ont montré que pour des faibles pressions (10^{-6} - 10^{-8} bar) l'olivine pauvre en fer (Fe_{92-89}) s'évapore à des températures de l'ordre de 1500-1600°C et produit un gaz dans lequel le rapport Fe/Mg est supérieur à celui-ci de l'olivine initiale. Lors de la baisse en température, le gaz s'enrichit de plus en plus en fer et pourrait condenser directement des olivines fayalitiques ($>Fe_{50}$) à une température au voisinage de 800°C. Les observations de Weisberg et al. (1997) et Weisberg et Prinz (1998) dans les matrices de Krymka et de CV3 ont permis de mettre en évidence la morphologie allongée des olivines selon l'axe cristallographique c. Ces observations sont compatibles avec la cristallisation par réaction vapeur-solide ou vapeur-liquide-solide reproduite de manière expérimentale (e.g. Kobatake et al., 2008).

Toutefois, cette hypothèse de formation des olivines riches en fer par condensation ne paraît pas être supportée par les études des chondrites les plus primitives. En effet, les

silicates cristallins riches en Fe sont peu abondants au sein de ces chondrites (Acfer 094, ALHA77307, MET 00426, QUE 99177, Paris) ainsi que pour les poussières interplanétaires anhydres et poreuses (CP IDPs) (e.g., Brearley 1993; Greshake, 1997; Bradley, 2003 ; Abreu et Brearley, 2010 ; Keller and Messenger, 2011 ; Le Guillou et Brearley, 2014 ; Leroux et al. 2015). Ces objets sont composés majoritairement de silicates amorphes riches en Fe associés à des silicates cristallins (olivine et pyroxènes) ayant des compositions proches des pôles purs Mg. En revanche, la majorité des matrices des chondrites de type 3, qui a subi des transformations secondaires plus ou moins importantes sur leur corps parent, ne contient que peu d'amorphe silicaté et de nombreuses olivines riches en Fe (e.g. Scott and Krot, 2003). C'est par exemple le cas de la matrice d'Allende, une chondrite de type CV3 abondamment étudiée (Housley et Cirlin, 1983; Kojima et Tomeoka, 1996; Krot et al., 1995, 1997, 1998; Brearley, 1999; Watt et al., 2005; Weisberg et Prinz, 1998; Cuvillier et al. 2015). Ces observations semblent ainsi suggérer que les olivines fayalitiques sont le résultat d'un processus secondaires sur le corps parents.

Un des premiers scénarios pour la formation d'olivines riches en fer dans les corps parents a été évoqué par Housley et Cirlin (1983) pour les olivines de la matrice d'Allende. Dans leur modèle, l'olivine riche en fer est le produit d'une réaction entre l'enstatite et le fer sous sa forme oxydée. L'oxydation du métal est expliquée par la présence d'eau, rendant le milieu oxydant, produite par la fusion de glace lors de l'épisode métamorphique au sein du corps parent. Une des principales objections de leur modèle est la très faible abondance d'enstatite au sein des météorites CV3 réduites ne permettant pas la formation d'abondantes olivines fayalitiques au sein des matrices des chondrites CV3 oxydées.

D'autres explications ont été proposées pour expliquer la formation d'olivines riches en fer au sein du corps parent. Pour les chondrites de type CV3, il a notamment été suggéré qu'elles soient le résultat d'un processus comprenant deux étapes. Une première étape avec tout d'abord une altération aqueuse permettant la formation de phyllosilicates au sein de la matrice, suivie d'une seconde étape lors de laquelle la déshydratation de ces phyllosilicates engendrant la formation d'olivines riches en fer (Krot et al., 1997). Les études expérimentales indiquent que la température nécessaire pour la déshydratation totale des phyllosilicates doit être supérieure à 500°C (Akai, 1988). Ces températures

sont suffisamment élevées pour initier un équilibre compositionnel non observé dans les matrices primitives des chondrites carbonées ou ordinaires. D'autres modèles évoquent la formation d'olivines riches en fer lors de réactions métasomatiques assistées par des fluides aqueux sur le corps parent (e.g. Krot et al., 2004; Brearley et Krot, 2013). Les réactions métasomatiques vont engendrer la formation, en plus de l'olivine, d'un cortège de phases d'altération dont la nature dépendra de la minéralogie primaire (e.g. Brearley et Krot 2013). Lors de ces réactions métasomatiques, la précipitation d'olivines fayalitiques directement à partir du fluide a également été envisagée (e.g. Krot et al., 2004).

De manière générale, les phases amorphes sont les phases les plus réactives lors de modifications sur le corps parent. La plupart du temps celles-ci sont remplacées par des phyllosilicates lors de l'altération aqueuse (e.g. Brearley, 2006) et/ou sont recristallisées lors du métamorphisme thermique (Huss et al., 2006). Nos observations ont montré, que cela soit dans la matrice ou dans les couronnes, que le silicate amorphe apparaît sous forme lisse ou contient des trous ou bulles (Figure 3.7 et 3.16). Les observations MET d'Alexander et al. (1989a) ont indiqué la présence de smectite au sein de la matrice de Bishunpur, interprétée comme étant le produit de l'altération aqueuse de l'amorphe. Toutefois nos observations n'ont pas révélé de présence de phyllosilicates. Ceci supporte l'idée que la circulation de fluide dans Bishunpur est un phénomène localisé et que l'altération aqueuse n'a pas ou très peu affecté Bishunpur. La formation d'olivines riches en fer par métasomatisme ne semble donc pas être un scénario valable dans notre cas.

Nos observations ont mis en évidence de nombreuses similitudes entre la matrice et les couronnes à grains fins présents dans Bishunpur exprimées notamment par un assemblage minéralogique similaire (mais avec des différences de proportion de phases et de taille de grains). Ces observations suggèrent une origine commune pour les olivines de la matrice et des couronnes. Nos observations MET des couronnes ont révélé la présence de nombreuses olivines contenant des inclusions de faible masse dont la nature n'a pas pu être déterminée (Figure 3.15). Des inclusions de faible masse dans l'olivine ont déjà été observées au sein des olivines des matrices de chondrites carbonées, comprenant des inclusions riches en carbone, des inclusions fluides ou vitreuses (e.g. Housley et Cirlin, 1983; Akai, 1994; Brearley, 1997, 1999; Abreu and Brearley, 2011 ; Soulié, 2015; Cuvillier et al. 2015). La formation des inclusions enrichies

en carbone dans les olivines est un processus irréversible qui est connu pour se produire à partir du recuit thermique d'hydrocarbures (e.g. Brearley, 1997, 1999). Il s'agit donc d'un processus de basse température. Akai (1994) a quant à lui observé une corrélation entre le nombre d'inclusions vitreuses avec le métamorphisme thermique. La microstructure observée pour les olivines semble ainsi compatible avec un métamorphisme thermique et supporte ainsi l'idée qu'elles sont le résultat d'une cristallisation sub-solidus à partir du silicate amorphe.

3.3.3 Origine et scénario de formation

L'assemblage minéralogique de la matrice et des couronnes à grains fins est similaire, suggérant que ces entités se sont formées à partir d'un précurseur de même nature. Cependant la matrice et les couronnes présentent des tailles de grains et une maturité texturale différentes qui doivent être reliées à des histoires thermiques différentes. L'origine de ces différences ne peut être liée au métamorphisme thermique mais doit être pré-accrétionnelle. En considérant que les couronnes sont le résultat de l'agglomération de matériaux à grains fins sur la surface des chondres, nous envisageons ainsi le scénario suivant :

-(1) Matrice et couronnes sont composées à leur formation de matériaux précurseurs de même nature, majoritairement composés de silicates amorphes;

-(2) Les couronnes à grains fins se forment par agglomération sur les chondres. La plus grande taille des olivines des couronnes par rapport à celles de la matrice ne pouvant pas être expliquée par l'épisode métamorphique, il faut envisager un épisode de recuit pré-accrétionnel. Ce recuit peut avoir deux origines : (1) l'agglomération des grains fins qui forment les couronnes s'est faite alors que les chondres étaient encore chauds (2) les couronnes (et les chondres) ont pu être réchauffés par une élévation locale de température (par exemple une onde de choc avec une amplitude thermique modérée). Par ailleurs, l'enrichissement en sulfures des couronnes peut être expliqué par l'évaporation des sulfures à partir des chondres suivi de la recondensation sur les couronnes;

-(3) Après l'accrétion sur le corps parent, le métamorphisme thermique permet la cristallisation sub-solidus d'olivines riches en fer à partir du silicate amorphe présent dans la matrice. Il favorise également la croissance cristalline des olivines déjà présentes au sein des couronnes, permettant d'expliquer les différences de maturité texturale entre la matrice et les couronnes.

(4) Ce scénario permet d'expliquer la différence de taille de grains, par des différences de traitement thermique. Mais il ne permet pas d'expliquer les différences de composition entre la matrice et les couronnes (différences essentiellement traduites par des différences de proportions entre le silicate amorphe et l'olivine). La figure 3.22 montre les compositions moyennes de la matrice et des couronnes dans le diagramme ternaire Si-Mg-Fe (at.%). A titre de comparaison nous avons également reporté les compositions de matrices et couronnes issues de chondrites LL3 (Semarkona, Bishunpur, Krymka, Chainpur) (Allen et al., 1980; Huss et al., 1981; Nagahara, 1984; Alexander et al., 1989a; Matsunami et al., 1990; Grossman et Brearley, 2005; Berlin, 2010). Nos données sont compatibles avec les études précédentes sur les matrices et couronnes des chondrites LL3. Celles-ci montrent, que ce soit pour la matrice ou les couronnes, un enrichissement significatif en Si par rapport à la composition CI. Il faut toutefois noter que la plupart des études ne permettent pas de faire une distinction claire entre la composition de la matrice et celles des couronnes, même si ces dernières semblent en moyenne un peu moins riches en Si par rapport à la matrice. L'ensemble de ces données suggère que la matrice des chondrites ordinaires est issue d'un réservoir chimiquement différencié par rapport à la composition CI. L'origine de cet écart en Si par rapport à CI et ses implications quant au réservoir initial sera discutée plus en détail dans la conclusion générale. En particulier cet écart sera discuté dans un contexte de complémentarité chondres-matrice. Nous montrerons dans les chapitres suivants qu'en revanche les poussières fines à l'origine des chondres à grains fins possèdent, quant à elles, une composition très proche de CI.

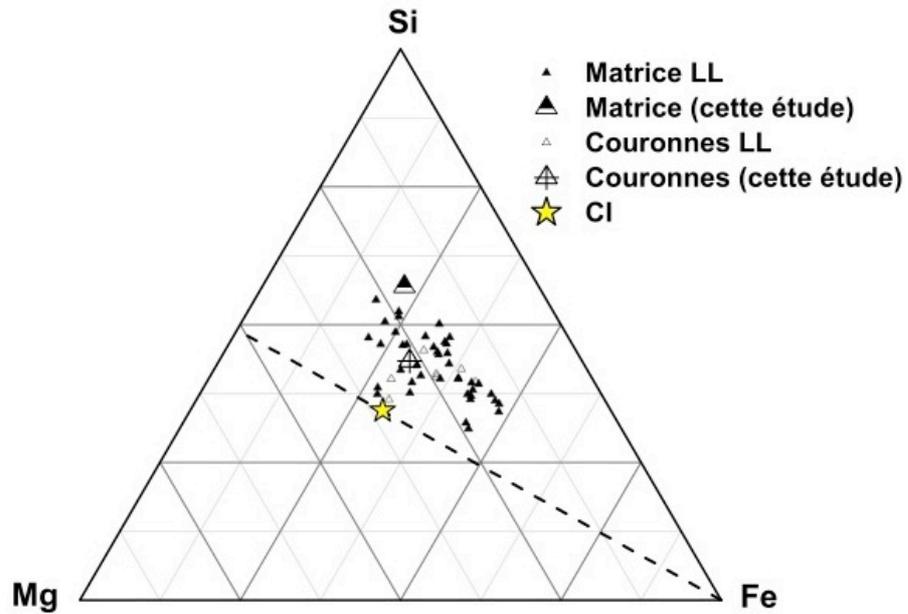


FIGURE 3.22 - Diagramme Si-Mg-Fe où sont reportées les compositions moyennes de la matrice et des couronnes à grains fins étudiées dans ce chapitre ainsi que les données des matrices et couronnes de chondrites LL3 (Semarkona, Bishunpur, Krymka, Chainpur)(Allen et al., 1980; Huss et al., 1981; Nagahara, 1984; Alexander et al., 1989a; Matsunami et al., 1990; Grossman et Brearley, 2005; Berlin, 2010). La composition CI est également reportée (Lodders, 2010).

Chapitre 4:

Etude des chondres non fondus: premières étapes de la transformation des précurseurs des chondres.

Sommaire

4.1 ETUDE D'UN CHONDRE NON FONDU DANS BISHUNPUR.....	117
4.1.1 Echantillon et méthodes.....	117
4.1.2 Résultats à l'échelle du MEB.....	117
4.1.3 Résultats à l'échelle du MET.....	121
4.1.3.1 Partie interne du chondre.....	121
4.1.3.2 Partie externe du chondre.....	129
4.2 DISCUSSION.....	137
4.2.1 Déséquilibre olivine/pyroxène.....	137
4.2.2 Origine des olivines.....	138
4.2.2.1 Eléments mineurs dans les olivines.....	138
4.2.2.2 Les olivines ne sont pas en équilibre avec l'amorphe.....	139
4.2.2.3 La composition de l'amorphe n'est pas compatible avec un verre.....	140
4.2.3 Discontinuité partie interne/externe.....	143
4.2.4 Différentes conditions thermiques et redox.....	144
4.2.5 Processus de formation.....	147
4.2.6 Précurseurs du chondre.....	147

Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude de chondres non fondus afin d'obtenir des indications sur la nature des précurseurs ainsi que sur les premières étapes de transformation de la matière lors de la formation des chondres. La grande majorité des chondres est le résultat d'événements de hautes températures (au-dessus de la température du solidus ou du liquidus). Dans ce contexte, les précurseurs sont donc totalement détruits et il est alors très difficile, sinon impossible, d'obtenir des informations sur leur nature (taille de grains, minéralogie, compositions, ...). En effet, bien que le scénario de formation des chondres soit encore à ce jour discuté, ceux-ci sont interprétés comme le résultat d'une cristallisation rapide à partir d'un liquide issu de la fusion totale ou partielle d'un précurseur solide (voir Chapitre 1, section 1.2.1.5.b). Afin de contourner cette première difficulté, nous allons focaliser notre étude sur des chondres qui n'ont subi que peu ou pas de fusion partielle lors de leur formation. Ces chondres, souvent appelés « chondres agglomérés » sont interprétés comme étant le résultat de l'agglomération d'agrégats de poussières fines (Weisberg and Prinz, 1994, 1996; Ruzicka et al., 2012, voir Chapitre 1 section 1.2.1.5.e). Ces objets n'ont ainsi subi que peu de transformations lors de l'événement thermique à l'origine des chondres et nous offre l'opportunité d'obtenir des informations sur les précurseurs des chondres.

Par ailleurs, les chondrites ont pu ou ont été transformées par le métamorphisme thermique et/ou l'altération aqueuse sur leur corps parents, avec pour conséquence une modification de la nature originelle de la matière. Pour contourner cette deuxième difficulté nous avons privilégié l'étude de chondrites primitives car les matériaux qui les composent n'ont pas ou peu été transformés depuis leur période d'accrétion. Plus particulièrement, dans ce chapitre nous allons présenter l'étude d'un chondre issu de la chondrite ordinaire Bishunpur (LL3.15). Celui-ci présente la particularité d'être structurée en deux entités concentriques bien distinctes composées de grains de petites tailles (majoritairement $<5\mu\text{m}$) et montre des similitudes avec les chondres agglomérés (Weisberg and Prinz, 1994, 1996; Ruzicka et al., 2012).

Nous allons dans un premier temps nous attacher à la description de ce chondre sélectionné dans une section mince de Bishunpur. Comme celui-ci montre peu d'évidences de fusion partielle, son étude doit nous permettre de contraindre la nature des précurseurs et de comprendre les premiers stades de l'évolution de ceux-ci quand

ils sont impliqués dans un événement thermique bref et intense. Nous évoquerons alors un scénario de formation pour ce chondre, incluant une discussion sur la nature de ses précurseurs et leurs premières étapes de transformation lors du chauffage.

4.1 Etude d'un chondre non fondu dans Bishunpur

4.1.1 Echantillon et méthodes

Une section mince (30 μm) à deux faces polies a été préparée à partir d'un échantillon de la chondrite ordinaire Bishunpur LL3.15 prêté par le Muséum National d'Histoire Naturelle (MNHN) de Paris. Cette section mince a tout d'abord été examinée par microscopie optique en utilisant un microscope pétrographique Olympus AX70. Elle a ensuite été étudiée par microscopie électronique à balayage (MEB Hitachi S4700). L'objectif de ces investigations était de trouver un chondre peu ou non fondu tels qu'ils ont été décrits dans le chapitre 1, section 1.2.1.5.e. La caractéristique première de ces chondres est qu'ils sont composés de grains fins. Le chondre étudié dans ce chapitre présente une gradation en taille de grains, avec au cœur des grains dont la taille est inférieure à 5 μm , et une couronne constituée de grains de taille inférieure à 1 μm . Compte tenu des faibles tailles de grains, notre étude a surtout été réalisée par MET analytique. Après l'étude en MEB, le chondre a été isolé et extrait de la lame mince afin de préparer un échantillon MET par amincissement ionique (voir Chapitre 2 section 2.2.1.1 pour la description du protocole). Lors du premier amincissement ionique, deux trous ont été créés au centre de l'échantillon, nous permettant l'étude des régions internes du chondre. Par amincissements successifs, alternés avec des sessions d'étude MET, nous avons pu ainsi avoir accès à d'autres zones du chondre et notamment ses zones les plus externes.

4.1.2 Résultats à l'échelle du MEB

Les observations en microscopie optique et MEB montrent que le chondre sélectionné est composé de plusieurs couches concentriques (Figure 4.1). Celui-ci est plus ou moins sphérique, mesure environ 1 mm de diamètre et est composé majoritairement de silicates, de métal (en blanc) et sulfures de fer (en gris). Il est délimité de la matrice par une couronne riche en sulfures que l'on retrouve très fréquemment autour des chondres des chondrites ordinaires. Les images MEB en électrons rétrodiffusés permettent de diviser, à l'aide du contraste Z, le chondre en deux parties. La région centrale apparaît sombre car elle est constituée de silicates possédant un Z moyen faible. Il s'agit essentiellement d'olivine riche en Mg. Cette partie centrale est composée elle-même d'alternance de couches concentriques à gros grains ($\sim 50 \mu\text{m}$) et petits grains ($< 5 \mu\text{m}$). Cette partie interne contient également de nombreuses phases métalliques (en clair sur

les images en électrons rétrodiffusés, Fig. 4.1). Cette partie interne est entourée par une partie externe (d'une épaisseur d'environ 200 μm) avec un contraste Z moyen plus élevé. Elle est composée de grains dont la granulométrie est inférieure à 1 μm ce qui rend l'identification des phases en présence difficile, sinon impossible en MEB. Le Z moyen élevé laisse à suggérer la présence de silicates riches en fer, ou d'abondantes petites phases métalliques et/ou de sulfures.

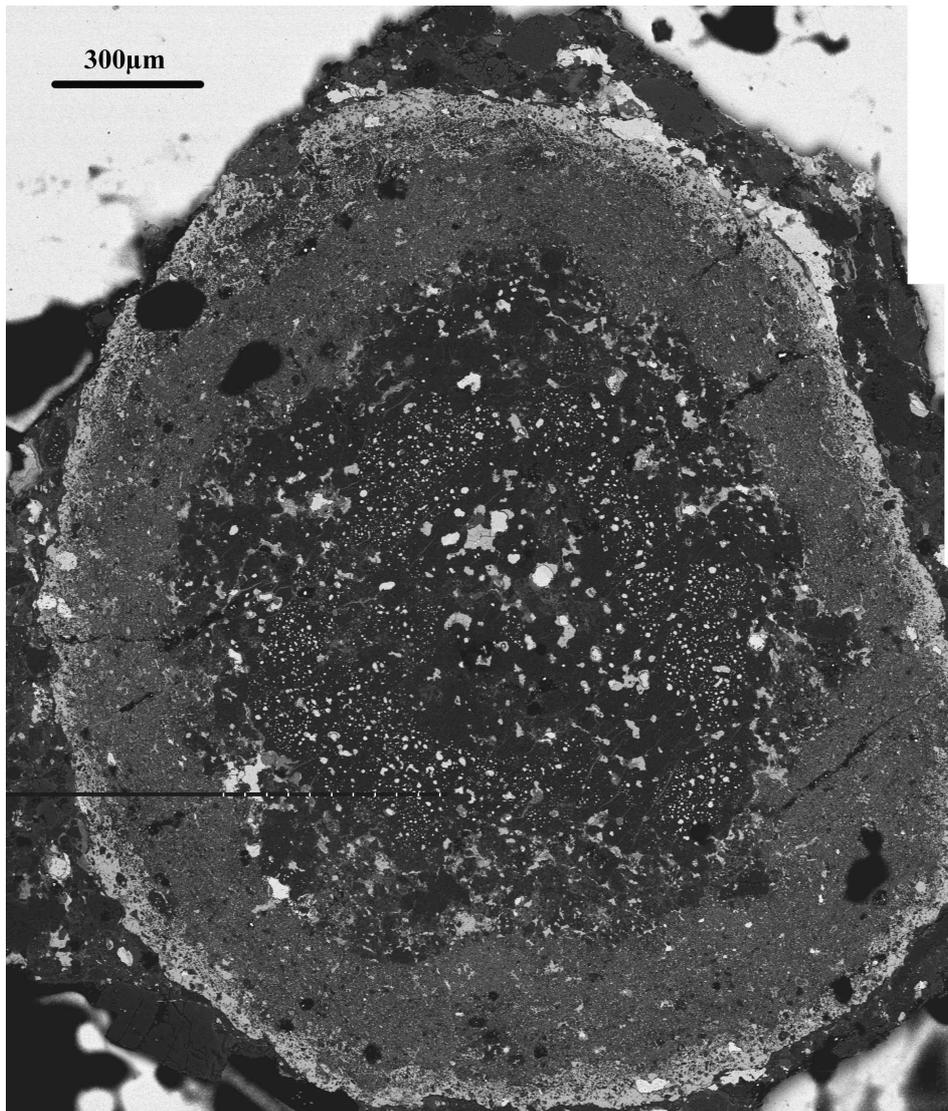


FIGURE 4.1 - Image MEB en électrons rétrodiffusés du chondre millimétrique à grains fins dans la chondrite de Bishunpur. Le chondre est délimité par une couronne de sulfure de fer (en gris) et est composé de deux parties bien distinctes. La partie interne apparaît sombre (contraste Z faible) et est constituée d'alternance de couches à gros grains ($\sim 50 \mu\text{m}$) et de couches à petits grains ($< 5 \mu\text{m}$). La partie externe, qui possède un contraste Z plus élevée, entoure la partie interne. La taille de grains est inférieure à 1 μm . Sur l'image, les phases métalliques sont en blancs et les sulfures en gris. Les silicates sont dominés par de l'olivine et des pyroxènes. On remarque que les phases métalliques sont plus abondantes dans la partie interne malgré le faible contraste de cette zone. Cela suggère que les silicates sont moins denses et donc moins riches en Fe par rapport à ceux de la partie externe.

La composition chimique de différentes zones du chondre a été mesurée par EDS au MEB. Dans un premier temps, de larges zones de 100 x 300 µm ont été analysées de manière à contraindre la composition moyenne en éléments majeurs des deux parties du chondre. Ces compositions moyennes sont reportées dans le tableau 4.1. Ces analyses ont également été représentées dans le diagramme ternaire Mg-Si-Fe (Figure 4.2), qui sont les éléments dominants pour chacune des parties (Tableau 4.1). On remarque que l'ensemble des données s'alignent sur une même droite de rapport Mg/Si=1 et que celle-ci passe par la composition CI. Par ailleurs l'enrichissement en Fe de la partie interne vers la partie externe semble progressif.

		O	Na	Mg	Al	Si	S	Ca	Fe	Ni
Partie interne	Moyenne	52.55	3.09	16.55	1.72	17.10	2.33	1.19	7.46	0.64
	1σ (n=4)	1.35	0.68	0.91	0.34	1.62	0.13	0.04	0.34	0.28
Partie externe	Moyenne	55.77	1.30	12.86	0.96	12.98	4.56	0.53	11.95	0.35
	1σ (n=3)	0.70	0.41	0.21	0.05	0.06	0.39	0.06	0.65	0.03

TABLEAU 4.1 - Composition chimique (at%) moyenne des différentes parties du chondre. Les mesures ont été réalisées par EDS au MEB. Chaque zone analysée représente 100 x 300 µm de surface.

La figure 4.3 est un diagramme représentant les abondances des éléments (classés par ordre de volatilité croissante) des deux parties du chondre rapportées au Si et normalisées à la composition CI. Sur cette figure, les données des chondres agglomérés sont également représentées (données issues de Ruzicka et al., 2012). Les abondances en Al, Ca, Ti, Mg, Cr, Mn et Na des deux parties du chondre montrent peu de variations par rapport à la composition CI. Dans la partie interne, les abondances de Ni, Fe et S sont sub-chondritiques. La partie externe est, quant à elle, appauvrie en K et montre également un léger appauvrissement en Ni par rapport à la composition CI. En revanche les abondances de Fe et S sont chondritiques dans cette partie. Lorsque l'on compare les données des deux parties du chondre avec celles des chondres agglomérés de Ruzicka et al. (2012), on constate que celles-ci sont appauvries en K et Ni par rapport à ces derniers. En revanche les données moyennes des chondres agglomérés montrent de grandes similitudes avec la partie externe du chondre.

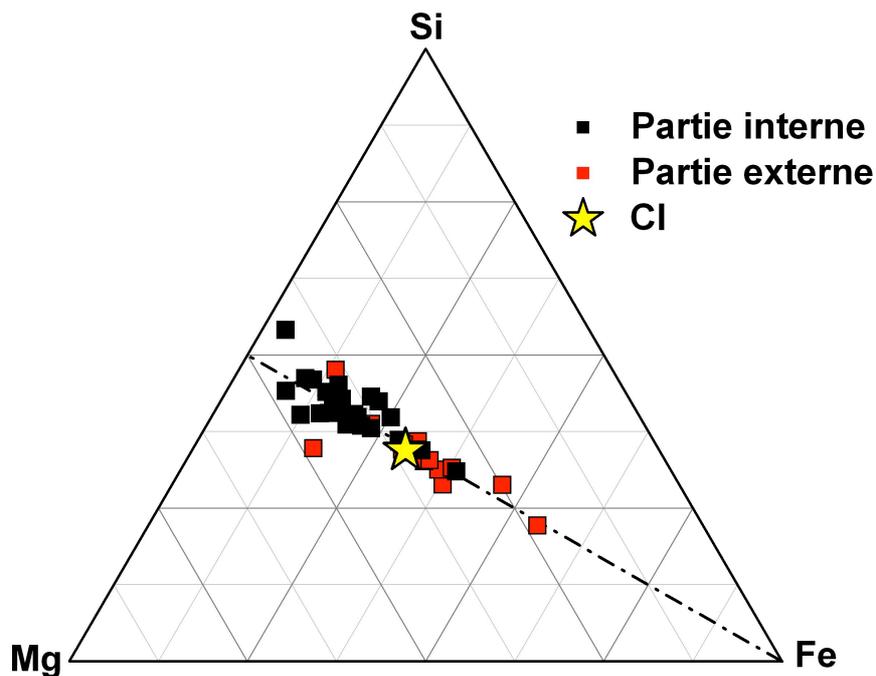


FIGURE 4.2 - Compositions (at%) de la partie interne et externe du chondre dans le diagramme ternaire Mg-Si-Fe. Chaque carré représente la composition moyenne d'une zone d'environ 80 x 50 μm . La composition CI est également représentée par l'étoile jaune (Lodders, 2010). On remarque que les compositions s'alignent sur une droite avec un rapport Si/Mg de 1 qui passe par la composition CI.

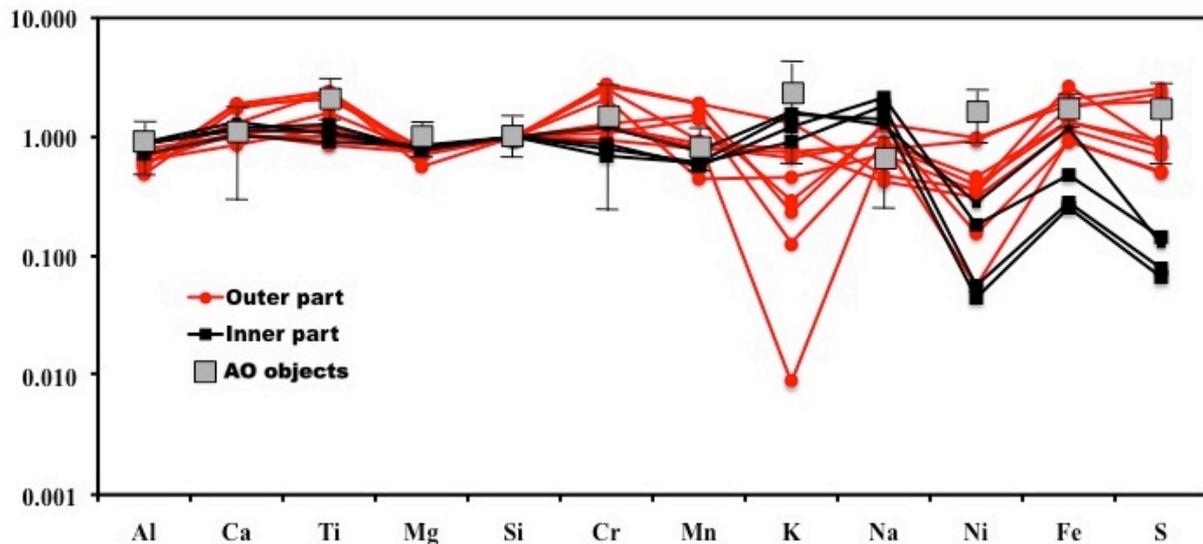


FIGURE 4.3 - Abondances élémentaires (at%) rapportées au Si et normalisées à la composition CI. Les éléments sont rangés par rapport à leur degré de volatilité. Les données des chondres agglomérés de Ruzicka et al. (2012) sont également reportées (carrés gris).

4.1.3 Résultats à l'échelle du MET

4.1.3.1 Partie interne du chondre

Les observations effectuées au MET dans la partie interne, au cours des différentes sessions consécutives d'amincissements ioniques progressives, ont permis l'identification des principales phases. Cette partie interne est dominée par un assemblage d'olivines et de pyroxènes (Figure 4.4 et 4.5). Ces deux phases sont liées par une phase intergranulaire amorphe riche en silicium et aluminium dont la composition moyenne est donnée dans le Tableau 4.2.

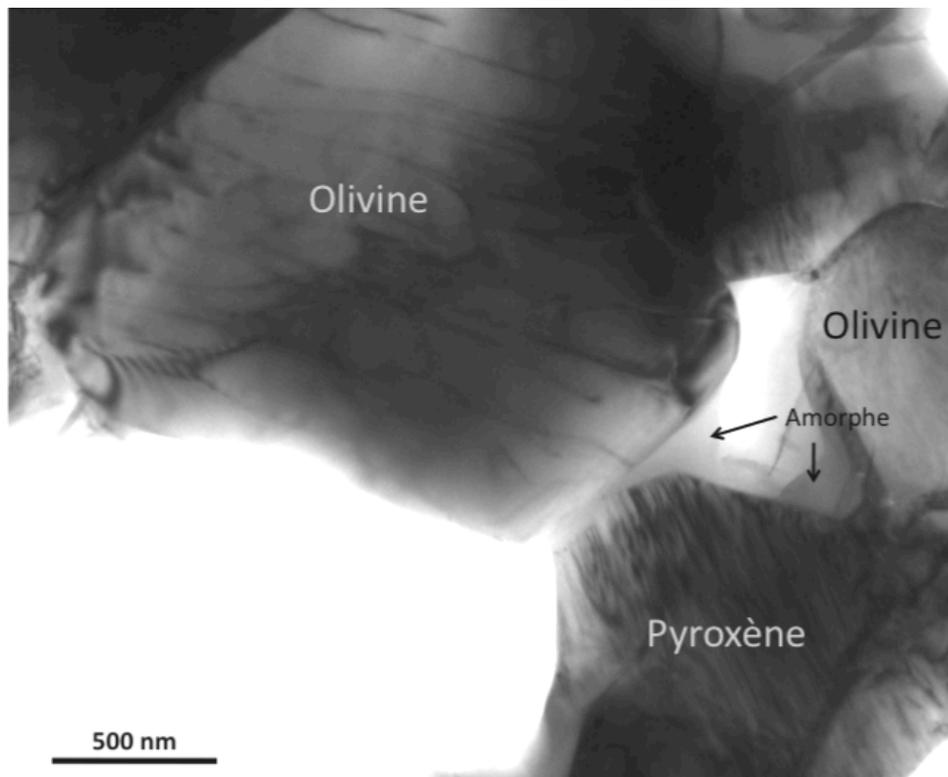


FIGURE 4.4 - Image MET en champ clair montrant l'assemblage minéralogique de la partie interne. La minéralogie est dominée par l'olivine et le pyroxène. Ces deux phases sont reliées par un amorphe riche en silicium et aluminium.

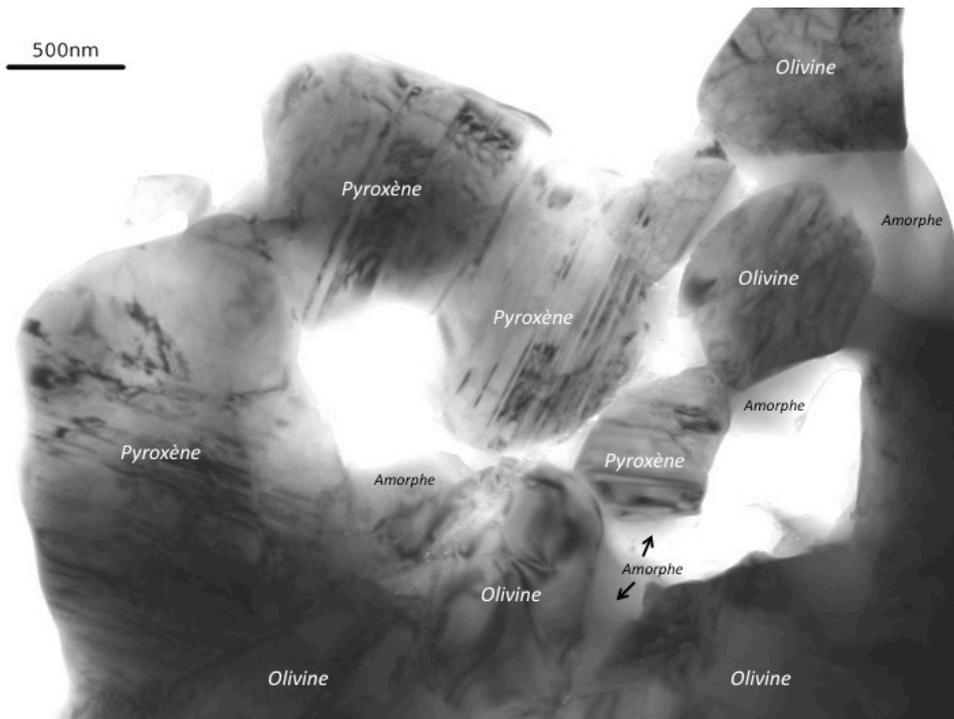


FIGURE 4.5 - Image en champ clair montrant la minéralogie de la partie interne du chondre. La minéralogie est dominée par l'olivine et le pyroxène et une phase intergranulaire amorphe riche en silicium et aluminium.

	(wt%)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	FeO	MgO	TiO ₂
Partie interne (n=27)	Moyenne	54.73	31.12	7.46	4.15	0.26	1.35	1.94	0.30
	1σ	4.96	3.90	4.06	2.99	0.20	1.57	2.50	0.16
Partie externe (n=18)	Moyenne	61.62	33.29	2.13	4.14	0.21	0.84	1.48	0.09
	1σ	4.00	1.83	1.14	2.85	0.20	0.64	0.47	0.08

TABLEAU 4.2 - Composition de l'amorphe intergranulaire (% de poids d'oxydes) de la partie interne et externe. N représente le nombre d'analyse. Les compositions ont été mesurées par EDS au MET.

Lors de la microanalyse en MET, le faisceau d'électrons peut être intense, tout particulièrement si le volume à analyser est petit. Le faisceau peut ainsi endommager l'échantillon. L'une des conséquences des dommages est la perte d'éléments volatils tels que le Na et K. Ces éléments représentent une part non négligeable de la composition du silicate amorphe intergranulaire (Tableau 4.2). Dans les conditions les plus extrêmes, la zone d'analyse est modifiée d'un point de vue structural et chimique jusqu'à parfois former un trou. On se doit de limiter ces dégâts d'irradiation et d'évaluer la perte

d'éléments lors d'une analyse chimique. Pour limiter les dégâts d'irradiation, il est nécessaire de diminuer l'intensité du faisceau d'électrons et d'augmenter autant que possible la surface d'analyse. Une première façon d'évaluer une éventuelle dégradation de l'échantillon sous le faisceau est d'observer s'il y a une évolution de l'aspect de la zone avant et après l'analyse. Nous avons ainsi effectué des analyses avec différents temps d'acquisition (30 s, 1 min, 2 min, 3 min) sur une même zone et cela répété pour quatre zones d'amorphe. La principale évolution visuelle a été l'apparition d'une contamination de carbone pour les durées les plus longues. La figure 4.6 montre l'évolution chimique de l'amorphe au cours des différentes analyses. L'évolution chimique est modérée et nous indique que la perte d'éléments sous le faisceau peut être négligée dans les conditions d'analyse que nous avons utilisées.

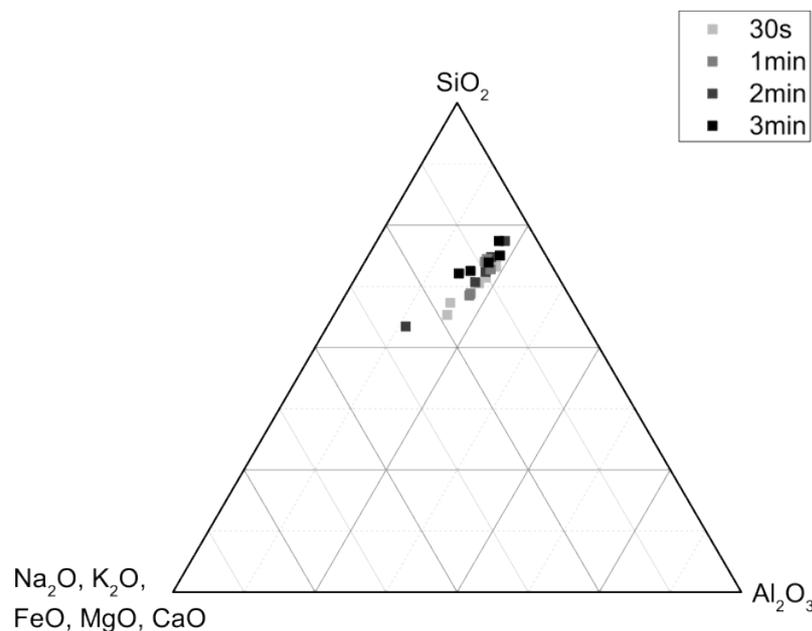


FIGURE 4.6 - Evolution de la composition de l'amorphe lors de l'analyse de 4 zones pour 0,5, 1, 2, et 3 min. Cette évolution est très modérée et indique que la perte d'éléments sous le faisceau peut être négligée.

Les olivines et pyroxènes sont subautomorphes à automorphes dans cette partie du chondre (Figure 4.7). La taille de grains est comprise entre 0,4 et 3,6 μm et possède une valeur moyenne de 1,52 μm (Figure 4.8). Dans de très nombreux cas, les contacts entre les grains cristallins ne sont pas francs et montrent la présence d'un amorphe au niveau des joints de grains (Figure 4.9). Dans certains cas, les grains d'olivine et de pyroxènes présentent des jonctions triples à 120° qui témoignent d'une texture plus équilibrée. Les

grains d'olivine contiennent parfois des dislocations rectilignes selon la direction c et qui présentent un vecteur de Burger \mathbf{c} . Il s'agit donc de dislocations vis (Figure 4.10a). Ces grains d'olivine fautés sont bien souvent plus gros que les grains ne contenant pas de défauts cristallins. Les pyroxènes, quant à eux, peuvent contenir des défauts plans selon (100) qui correspondent à des alternances de domaines ortho et clino-pyroxènes (Figure 4.10b).

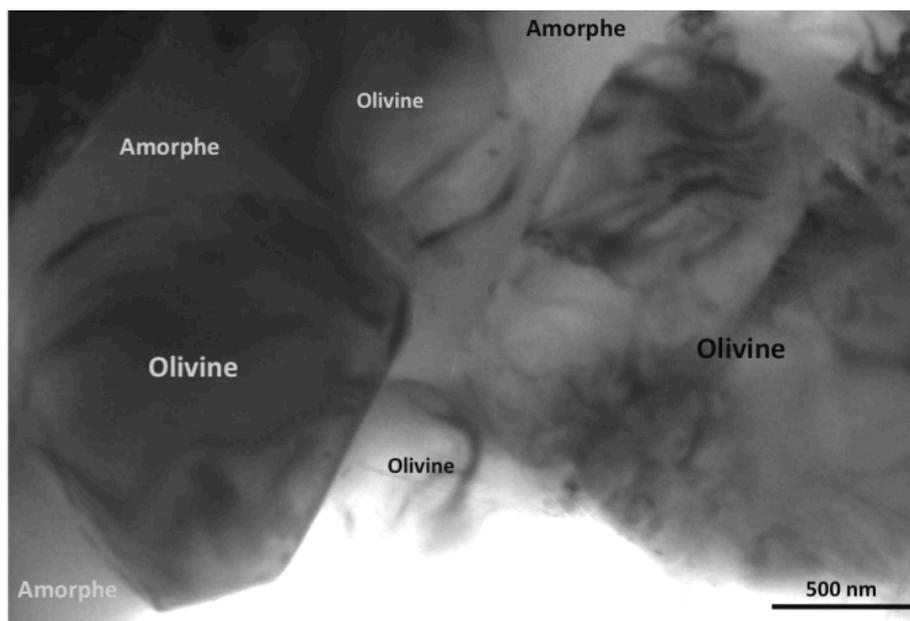


FIGURE 4.7 - Dans la majorité des cas les olivines sont automorphes et présentent de belles facettes.

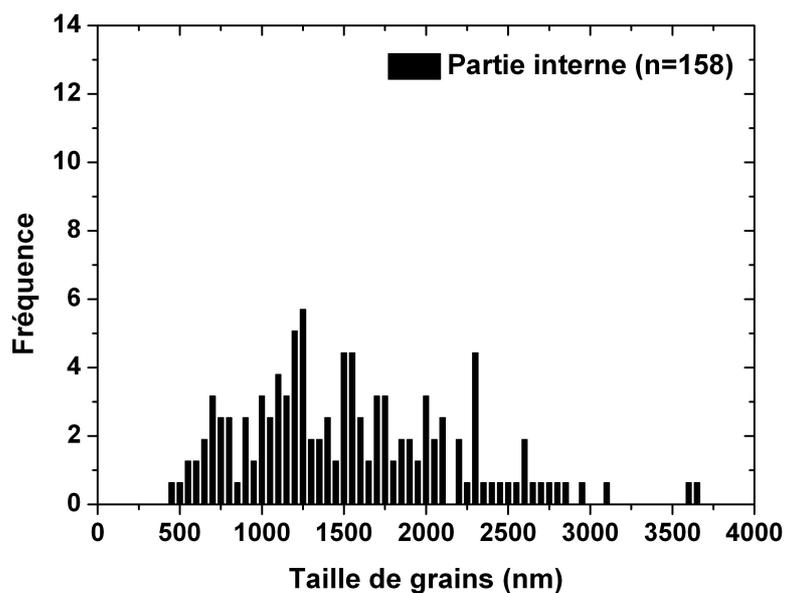


FIGURE 4.8 - Histogramme montrant la distribution (normalisée à 100%) de la taille de grains de la partie interne du chondre. La valeur moyenne de la taille de grains est de 1,52 μm et le nombre de mesures (n) est de 158 grains.

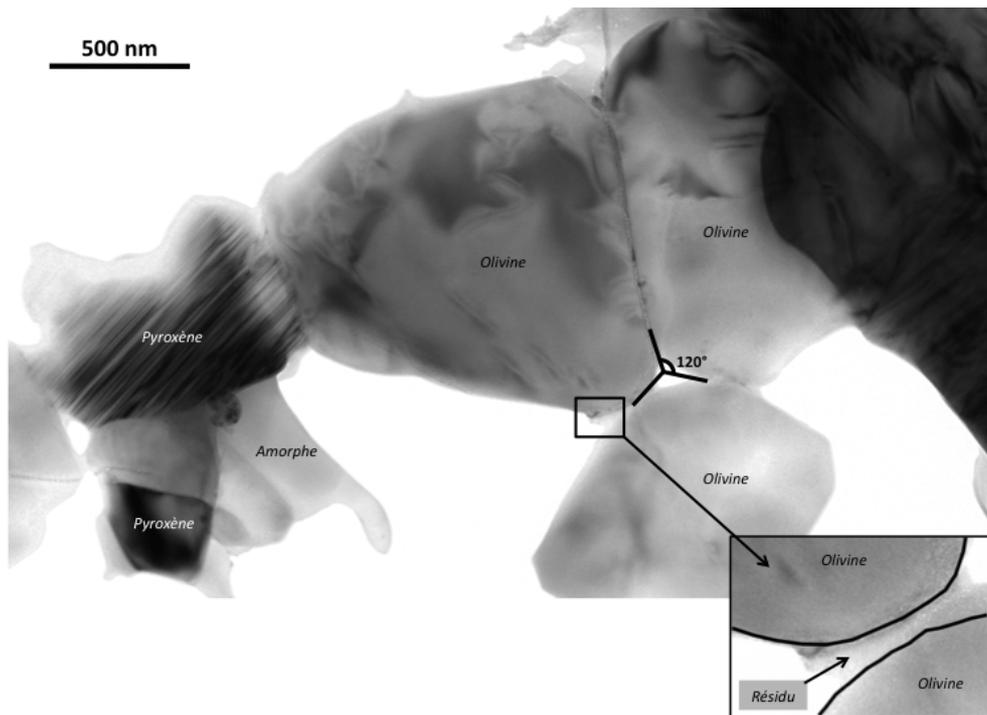


FIGURE 4.9 - Image en champ clair montrant une jonction triple à 120° entre trois grains d'olivine dans la partie interne du chondre. L'agrandissement d'un joint de grains montre la présence d'un résidu amorphe.

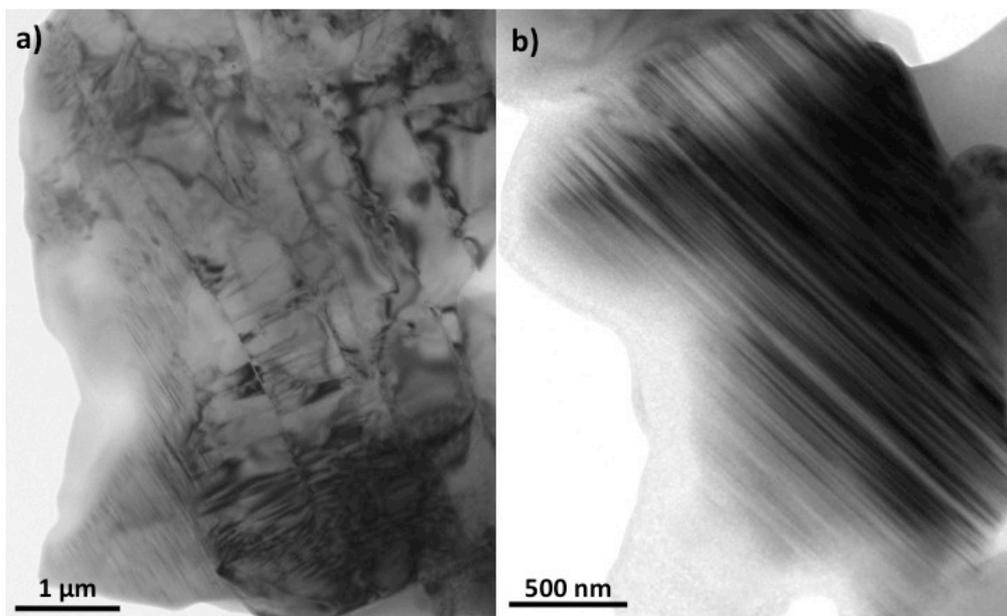


FIGURE 4.10 - Images en champ clair montrant (a) un grain d'olivine contenant des dislocations rectilignes selon la direction c. Ces dislocations possèdent un vecteur de Burger c, il s'agit donc de dislocations vis ; (b) grain de pyroxène contenant des défauts plan selon (100) qui correspondent à des alternances de domaines ortho et clino-pyroxènes.

Les analyses EDS réalisées au MET montrent que les olivines et les pyroxènes de la partie interne sont riches en Mg avec un champ de composition assez resserré (Figure 4.11). Les olivines ont une composition moyenne Fa_{10} avec une variation qui s'étend de Fa_4 à Fa_{17} . Certaines olivines présentent une composition plus riche en fer (Fa_{32} à Fa_{35}). Ces dernières sont situées en bordure extérieure de la partie interne et présentent une zonation chimique avec un cœur riche en Mg et une bordure riche en Fe. Des profils de composition ont été réalisés par EDS sur ces grains. La forme des profils indique qu'il s'agit certainement la conséquence d'une interdiffusion Fe-Mg. Les profils de compositions indiquent que celle-ci se fait sur 100 à 200 nm.

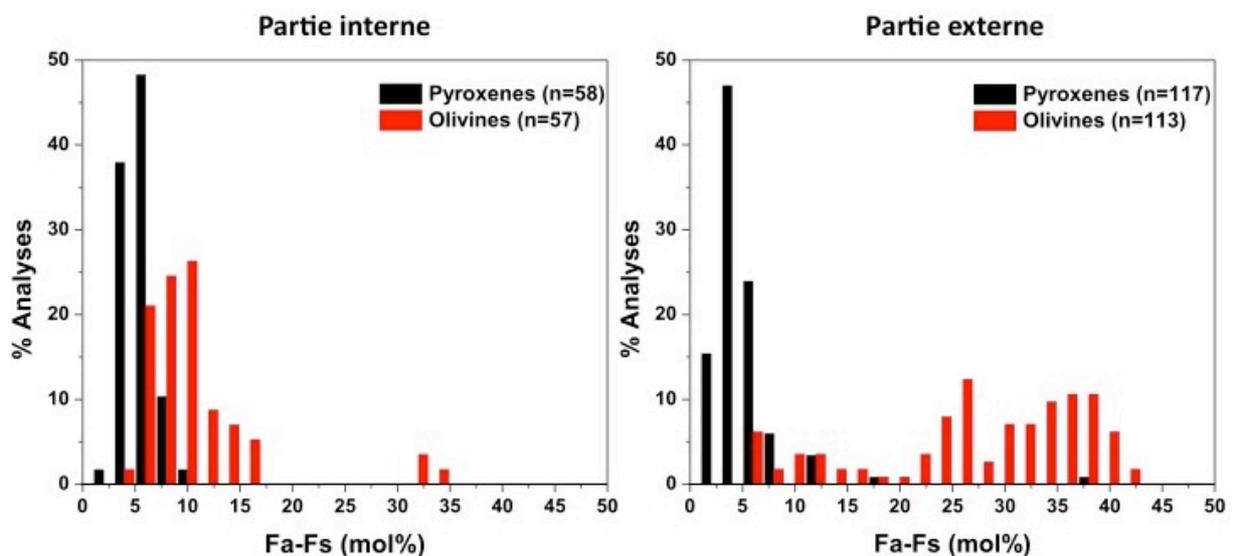


FIGURE 4.11 - Histogrammes montrant la composition des olivines et des pyroxènes dans la partie interne (à gauche) et externe (à droite) du chondre. Les données sont représentées en terme de %fayalite (Fa) et %ferrosilite (Fs) qui sont les pôles Fe de l'olivine et du pyroxène respectivement. N représente le nombre d'analyses. Les compositions ont été mesurées par EDS au MET.

Les pyroxènes de la partie interne sont soit riches en Ca soit pauvres en Ca (Figure 4.12). Les pyroxènes pauvres en Ca présentent une composition moyenne Fs_5 avec un champ de composition qui s'étend de Fs_2 à Fs_8 (Figure 4.11). Par ailleurs, certains pyroxènes présentent une composition qui se situe dans le domaine d'immiscibilité des pyroxènes (Figure 4.12).

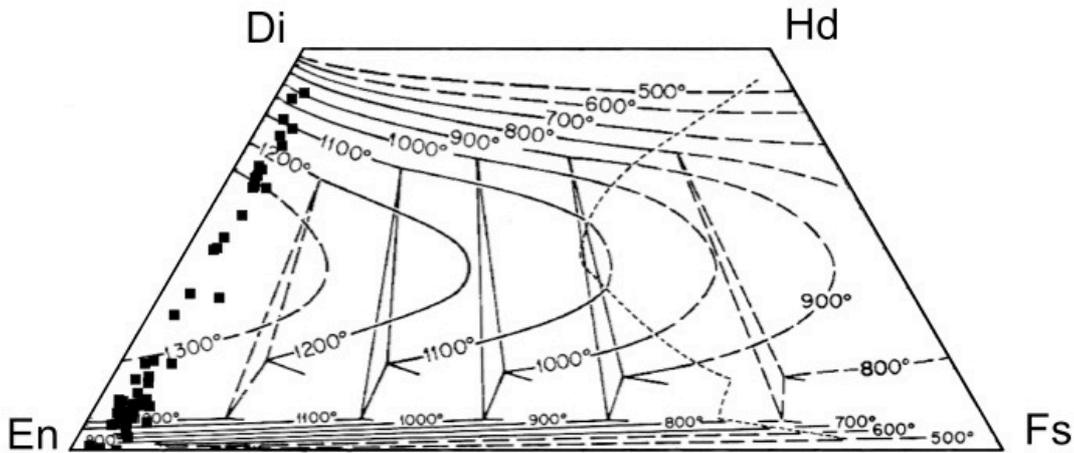


FIGURE 4.12 - Quadrilatère des pyroxènes où sont représentés les isothermes définissant les domaines d'immiscibilité du pyroxène selon la température et la composition (d'après Lindsley, 1983). Les carrés noirs représentent la composition des pyroxènes dans la partie interne du chondre.

D'autres phases, en plus faibles abondances, sont aussi présentes tels que des sulfures de fer qui ne contiennent très peu de nickel (troilite, FeS), des phases métalliques (fer-nickel), ainsi que des chromites. Dans la partie interne, la plupart des phases métalliques et sulfures ont une forme arrondie et celles-ci sont bien souvent associées (Figure 4.13). Dans certaines zones de l'échantillon, nous avons observé la présence de nombreuses olivines automorphes de petite taille (50-100 nm) qui baignent dans un amorphe de composition similaire à l'amorphe intergranulaire (Tableau 4.2) (Figure 4.14). Du fait des effets de convolution avec l'amorphe, l'analyse de ces olivines montre un enrichissement en Si. Toutefois connaissant la composition de l'amorphe (Tableau 4.2), une correction a été apportée en soustrayant l'excès du Si dû à l'amorphe. Les analyses de ces olivines corrigées indiquent des compositions similaires aux autres grains d'olivine avec une composition moyenne de Fa₁₀.

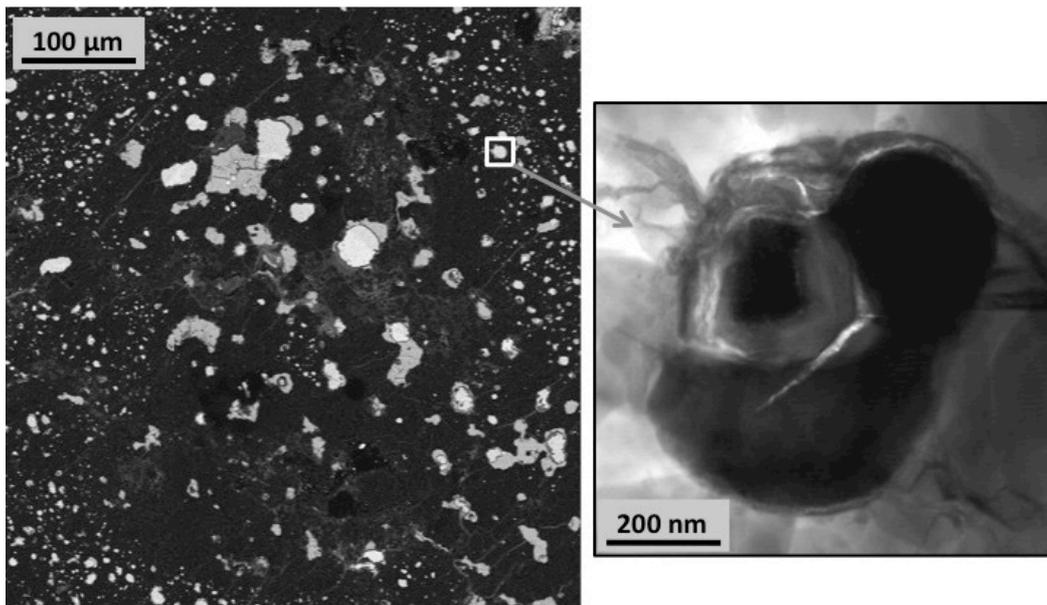


FIGURE 4.13 - Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une région de la partie interne du chondre (à gauche) et image MET en champ clair d'une phase métallique de la partie interne (à droite). On observe sur l'image MEB la forme arrondie de la plupart des phases métalliques (en blancs) mais aussi que celles-ci sont parfois associées à des sulfures (en gris). L'image MET montre cet assemblage de kamacite au centre entouré de troilite.

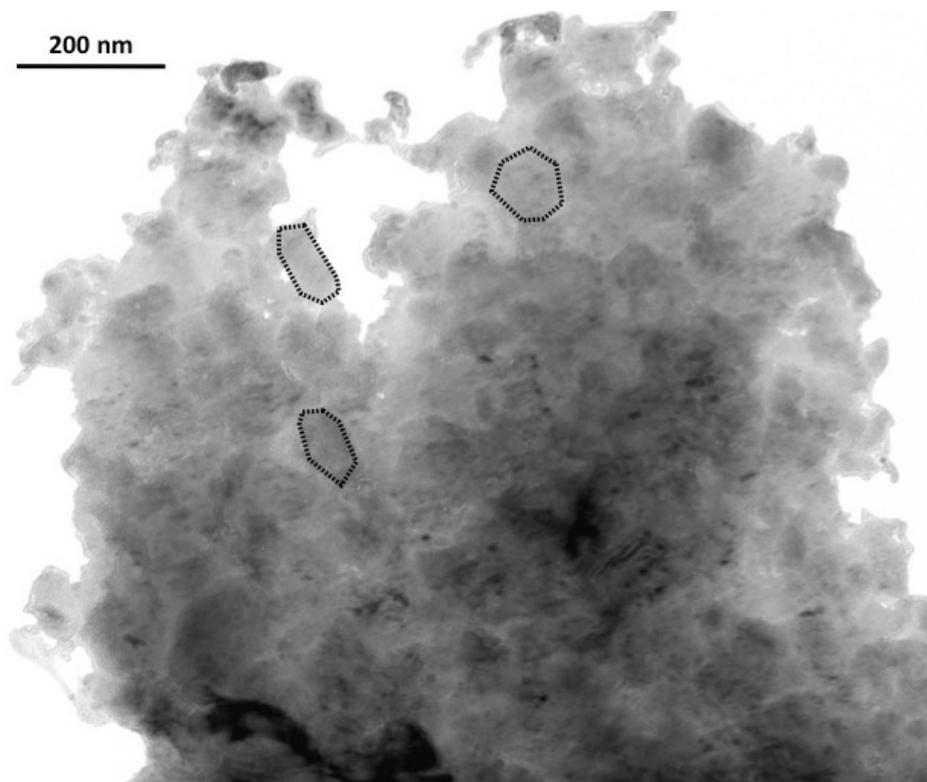


FIGURE 4.14 - Image en champ clair montrant la présence d'olivines automorphes qui "baignent" dans un amorphe de même composition que l'amorphe intergranulaire (Tableau 4.2).

4.1.3.2 Partie externe du chondre

La minéralogie de la partie externe du chondre est identique à celle de la partie interne. Elle est dominée par des grains d'olivine et de pyroxène cimentés par une phase amorphe riche en silicium et aluminium (Figure 4.15). La composition de l'amorphe intergranulaire dans la partie externe est donnée dans le Tableau 4.2. Cet amorphe est légèrement plus enrichi en Si ainsi qu'en Al et appauvrie en K par rapport à la partie interne. Toutefois cet enrichissement en Si n'est pas comparable à l'enrichissement observé dans les bordures de certains chondres porphyriques (Libourel et al., 2006) et n'est également pas corrélé à un enrichissement en Na. Que cela soit dans la partie interne ou externe, l'amorphe présente un aspect lisse (Figure 4.16). Aucun remplacement par un phyllosilicate riche en fer (smectite) n'a été observé comme cela peut l'être au sein de la matrice de Bishunpur (e.g. Alexander et al., 1989a,b).

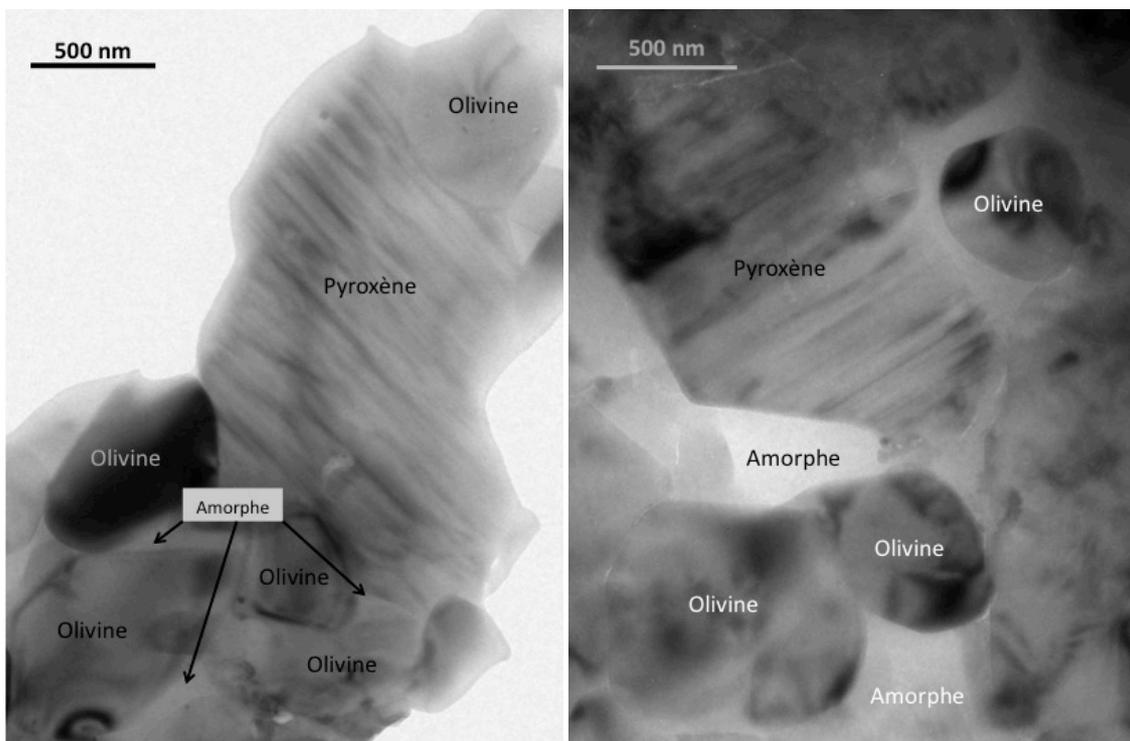


FIGURE 4.15 - Image en champ clair montrant l'assemblage minéralogique de la partie externe. La minéralogie est similaire à la partie interne, dominée par l'olivine et le pyroxène lié par une phase amorphe riche en Si et Al.

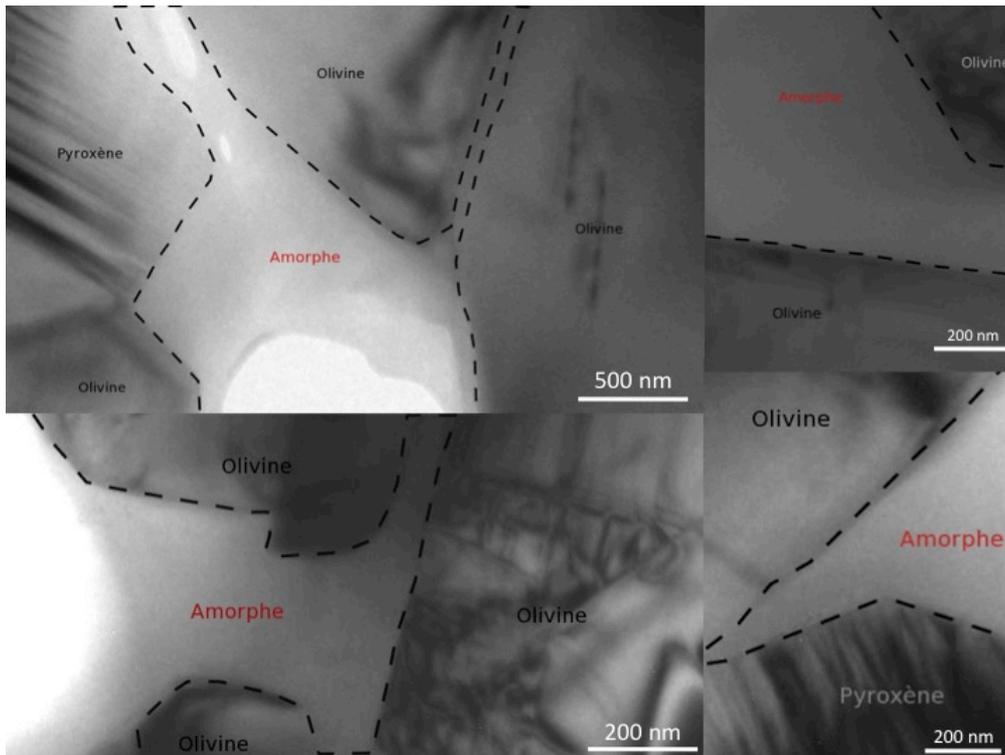


FIGURE 4.16 - Image en champ clair montrant plusieurs zones d'amorphe interstitiel dans les différentes parties du chondre. On constate sur ces images que l'amorphe est bien préservé et n'est pas remplacé par des phyllosilicates.

Bien qu'on retrouve quelques olivines et pyroxènes automorphes dans la partie externe, la majorité des grains d'olivine et de pyroxène sont sub-automorphes (Figure 4.17 et 4.18). Même si certains grains supérieurs à un micron sont présents, la taille de grains moyenne est inférieure à celle de la partie interne. En effet la majorité des grains possède une taille de grains comprise entre 100 et 1000 nm, avec une valeur moyenne de 600 nm (Figure 4.19). Tout comme dans la partie interne, les joints de grains ne sont pas propres et contiennent une phase amorphe. En revanche aucune jonction triple à 120° n'a été observée dans cette partie. Pour les grains les plus gros, la microstructure est identique à la partie interne avec la présence de dislocations pour les olivines et de défauts plans dans (100) pour les pyroxènes.

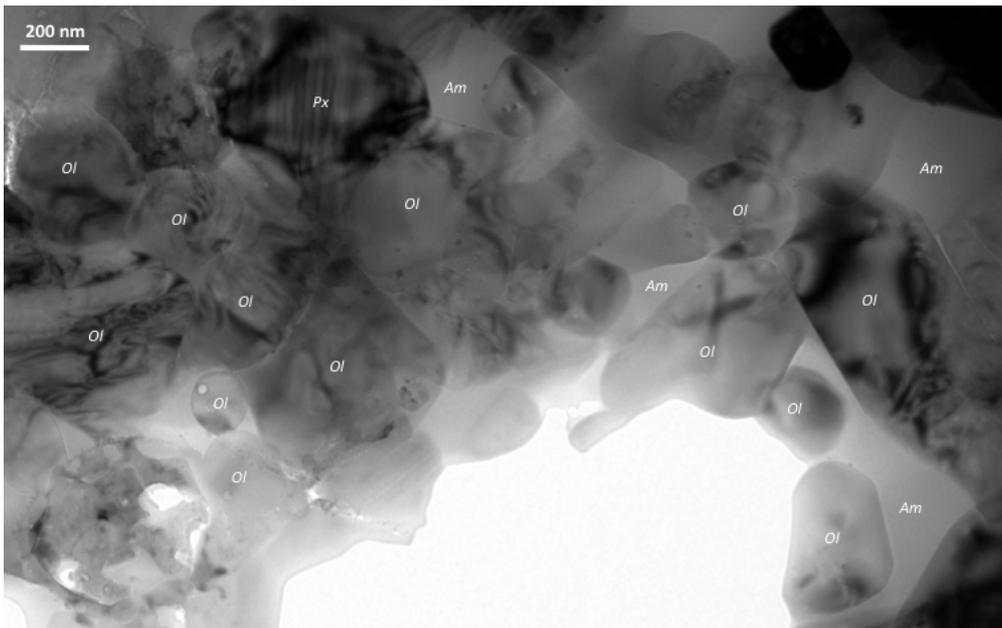


FIGURE 4.17- Les grains, principalement d'olivine, ont globalement une forme plus arrondie que dans la partie interne et montrent de moins belles facettes.

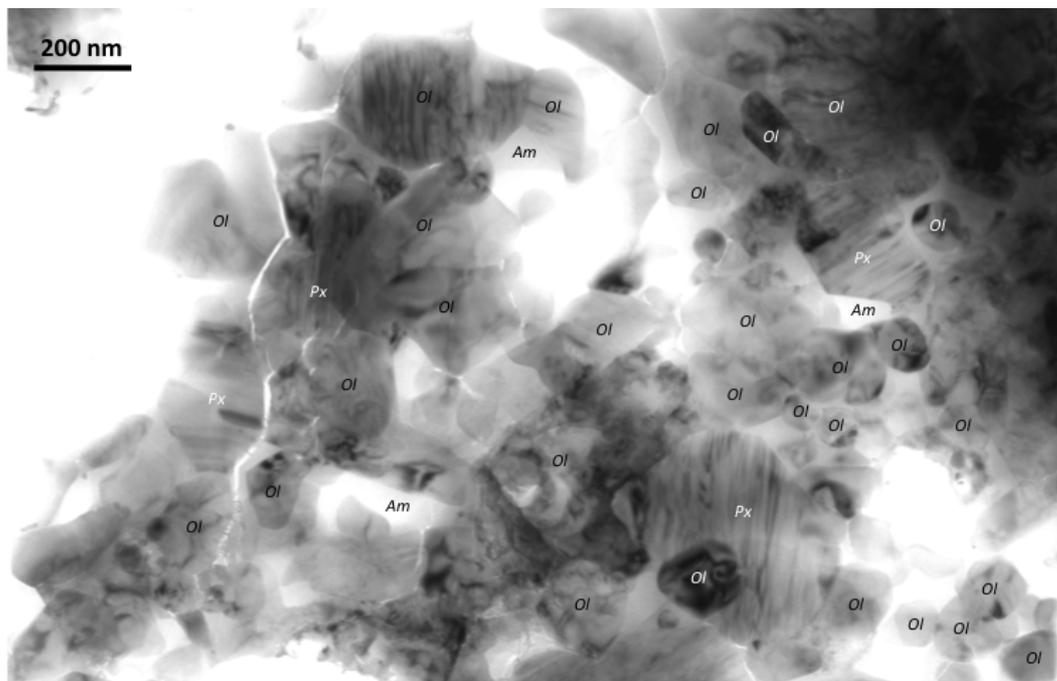


FIGURE 4.18- Image en champ clair d'une zone de la partie externe du chondre. La majorité des grains a une taille inférieure à 200 nm et sont donc plus petits que dans la partie interne.

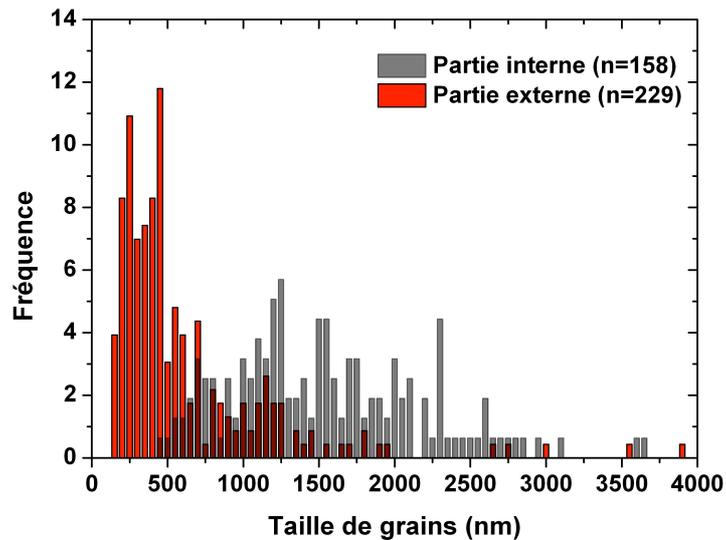


FIGURE 4.19- Histogramme comparatif de la taille de grains de la partie interne (en noir) et de la partie externe (en rouge).

Les micro-analyses EDS indiquent que les pyroxènes ont une composition similaire à la partie interne avec une composition moyenne Fs_4 et un champ de composition qui s'étend de $Fs_{0,1}$ à Fs_{12} pour les pyroxènes pauvres en Ca (Figure 4.11). Les grains de pyroxène riches en Ca sont moins présents, et tout comme pour la partie interne, certains pyroxènes ont une composition qui se situe dans le domaine d'immiscibilité (Figure 4.20). En revanche les olivines ont une composition moyenne plus riche en fer que dans la partie interne (Fa_{30} en moyenne, Fig. 4.11) et montrent un champ de composition plus étendu, qui va de Fa_5 à Fa_{40} . Parmi l'ensemble des olivines analysées, aucune ne présente de zonation chimique comme cela pouvait être le cas dans la partie interne.

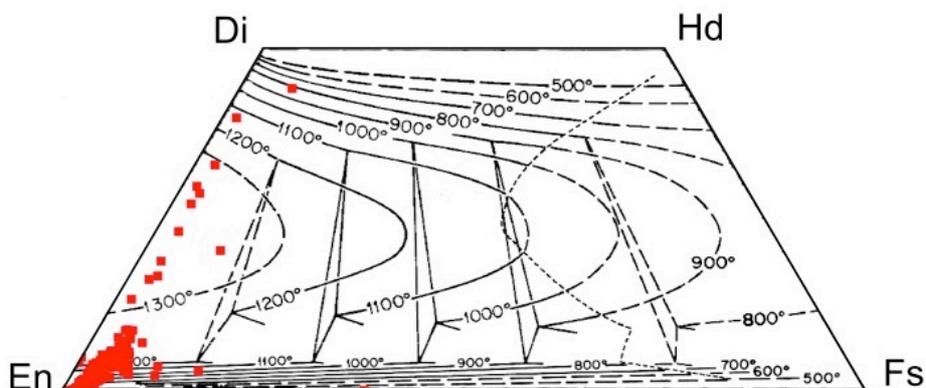


FIGURE 4.20 - Quadrilatère des pyroxènes où sont représentés les isothermes définissant les domaines d'immiscibilité du pyroxène selon la température et la composition (d'après Lindsley, 1983). Les carrés rouges représentent la composition des pyroxènes dans la partie externe du chondre.

Les abondances en éléments mineurs (CaO, MnO) ont été mesurées dans l'olivine et sont reportées sur la figure 4.21. Celles-ci montrent que les olivines de la partie interne et externe du chondre étudié ici, possèdent les mêmes abondances en éléments mineurs. Par ailleurs, il n'existe aucune relation entre la teneur en FeO des olivines et l'abondance en éléments mineurs (CaO et MnO). Cela contraste avec les olivines des chondres agglomérés (Ruzicka et al., 2012) ainsi que celles des chondres porphyriques (Berlin, 2010; Ruzicka et al., 2012 ; Schrader et al., 2013) et sera discuté dans la partie discussion. Comme pour la partie interne, certaines zones montrent la présence de nombreuses olivines automorphes qui "baignent" dans un amorphe. Les tableaux 4.3 et 4.4 présentent, respectivement, des analyses représentatives pour les olivines et les pyroxènes de chaque partie du chondre.

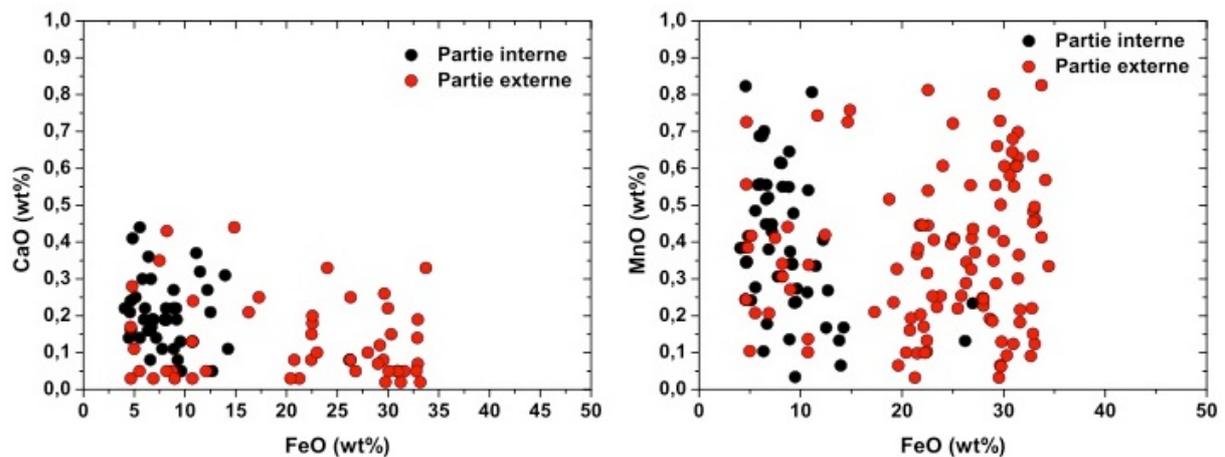


FIGURE 4.21 - Abondances (% poids d'oxyde) des éléments mineurs CaO et MnO en fonction de la teneur en FeO des olivines de la partie interne (en noir) et externe (en rouge) du chondre. Les teneurs en CaO et MnO sont identiques dans la partie interne et externe.

Des phases métalliques (fer-nickel), des sulfures de fer-nickel ainsi que des chromites sont également présents, en faible abondance. Contrairement aux sulfures de la partie interne, ceux-ci ne présentent pas de forme arrondie. Ils ont une forme allongée et semblent distribués de façon interstitielle entre les silicates cristallins. Les compositions sont similaires entre les deux parties pour ces phases en faible abondance et sont reportées dans le tableau 4.5. Les sulfures sont essentiellement des sulfures de fer (FeS, troilite) mais on trouve également des sulfures de fer-nickel. Le métal est composé principalement de fer avec des teneurs en Ni variant de 1 à 10%.

Olivines

	N°	O	Mg	Si	Ca	Cr	Mn	Fe	Fa
Partie interne	60	57.17	24.33	14.34	0.00	0.01	0.04	4.11	14.46
	131	57.13	27.08	14.23	0.09	0.04	0.10	1.33	4.68
	147	57.14	25.73	14.28	0.07	0.00	0.10	2.68	9.43
Partie externe	196	57.11	20.57	14.21	0.00	0.00	0.07	8.03	28.08
	267	57.14	21.30	14.28	0.04	0.00	0.08	7.16	25.18
	394	57.14	19.57	14.28	0.00	0.00	0.07	8.94	31.37
	400	57.15	18.13	14.26	0.01	0.06	0.20	10.19	35.99
	465	57.14	18.97	14.28	0.00	0.00	0.26	9.35	33.01

TABLEAU 4.3- Compositions (% atomique) représentatives des olivines dans les deux parties du chondre. Les analyses ont été effectuées par EDS au MET.

Pyroxènes

	N°	O	Mg	Al	Si	Ca	Cr	Mn	Fe	Fs
Partie interne	6	59.88	17.87	0.66	18.85	0.38	0.15	0.03	0.97	5.15
	89	60.02	18.11	0.51	18.51	0.95	0.13	0.05	0.75	3.98
	126	60.14	11.29	1.78	18.15	6.43	0.34	0.05	0.47	4.00
	158	60.05	9.61	2.06	19.01	7.73	0.24	0.11	0.34	3.42
Partie externe	146	59.99	18.42	0.68	18.55	0.62	0.18	0.13	0.56	2.95
	187	60.01	19.50	0.37	19.35	0.3	0.00	0.00	0.44	2.21
	469	60.09	17.91	0.47	19.28	0.97	0.04	0.19	1.02	5.39
	464	60.06	19.17	0.43	19.43	0.18	0.20	0.04	0.45	2.29
	489	59.98	17.82	0.62	18.86	1.02	0.23	0.28	1.16	6.11
	497	59.98	9.86	1.74	17.52	8.82	0.10	0.10	1.32	-
	426	60.01	13.87	0.83	18.54	5.38	0.15	0.07	0.48	-

TABLEAU 4.4 - Compositions (% atomique) représentatives des pyroxènes dans les deux parties du chondre. Les analyses ont été effectuées par EDS au MET.

Les amincissements ioniques successifs de l'échantillon nous ont permis d'explorer les différentes parties du chondre du centre vers la bordure extérieure de manière plus ou moins progressive. Le Tableau 4.6 présente la synthèse des analyses des phases majeures (olivine, pyroxène, amorphe) des différentes zones analysées par EDS au MET.

Les zones analysées dans le tableau sont ordonnées par rapport à leur position dans le chondre, du centre du chondre (Zone 1 à 4) jusqu'à la bordure (Zone 6 à 8). La couronne de sulfures, qui délimite le chondre de la matrice (Figure 4.1) n'est pas incluse dans ce tableau. Les données du tableau 4.6 indiquent que la composition des pyroxènes et de l'amorphe intergranulaire est sensiblement la même dans les différentes parties analysées du chondre. En revanche on constate une augmentation progressive du Fe dans les olivines du centre vers la bordure extérieure.

Phases mineures							
N°	O	Fe	Cr	Mn	Ni	S	Co
Phase riche en Cr							
39	53.93	21.07	12.95	0.11	0.11	0.18	0.07
40	50.24	17.09	24.02	0.33	0.04	0.15	0.05
44	55.78	13.98	26.51	0.28	0.01	0.04	0.10
Sulfures							
21	-	56.65	1.28	0.30	0.00	41.02	0.75
23	-	56.45	0.00	0.23	0.00	42.11	1.20
28	-	57.99	0.00	0.00	0.00	41.56	0.45
41		36.45	18.96	0.07	13.54	28.95	2.02
43		38.17	11.58	0.14	16.06	31.91	2.14
Métal							
1	-	98.13	0.03	0.03	1.31	0.14	0.36
3	-	98.11	0.14	0.04	1.43	0.00	0.29
11	-	96.51	0.26	0.00	1.79	0.00	1.45
20	-	96.66	0.14	0.00	1.90	0.29	1.01
24	-	96.06	1.23	0.00	1.66	0.15	0.91
30	-	97.82	0.00	0.00	1.80	0.27	0.11
5	-	93.68	0.00	0.20	4.41	0.39	1.32
16	-	93.73	0.71	0.12	3.96	0.17	1.30
17	-	90.40	0.00	0.07	7.83	0.61	1.09

TABLEAU 4.5- Compositions (% atomique) représentatives des phases mineures observées dans les deux parties du chondre.

	(%at)	Mg	Si	Ca	Cr	Mn	Fe	Al	Na	K	O
Zone 1 et 4 (Partie interne)	Olivines	26.34 (0.8)	14.22 (0.19)	0.05 (0.04)	0.02 (0.02)	0.12 (0.07)	2.14 (0.75)	-	-	-	57.11 (0.09)
	Pyroxènes	18.47 (0.51)	18.77 (0.54)	0.89 (0.47)	0.11 (0.09)	0.07 (0.06)	0.68 (0.24)	0.56 (0.24)	1.24 (0.77)	-	59.22 (0.42)
	Amorphe	0.61 (0.22)	23.71 (0.47)	0.07 (0.08)			0.26 (0.09)	8.09 (0.57)	1.32 (1.18)	3.02 (0.74)	62.84 (0.34)
Zone 2 et 3 (Partie interne)	Olivines	22.85 (3.57)	14.29 (0.33)	0.05 (0.08)	-	0.09 (0.13)	5.58 (3.28)				57.14 (0.17)
	Pyroxènes	18.45 (0.94)	19.1 (0.39)	0.92 (0.46)	0.20 (0.08)	0.14 (0.07)	0.84 (0.19)	0.37 (0.35)	0.41 (0.44)	-	59.54 (0.27)
	Amorphe	1.69 (2.87)	23.62 (1.69)	0.02 (0.04)			0.82 (0.97)	7.45 (1.35)	1.5 (0.61)	2.15 (1.18)	62.82 (1.22)
Zone 4 et 5 (Partie externe)	Olivines	21.12 (2.80)	14.25 (0.10)	0.02 (0.05)	0.02 (0.03)	0.13 (0.06)	7.33 (2.76)				57.13 (0.05)
	Pyroxènes	19.89 (1.38)	18.56 (0.73)	0.65 (0.47)	0.12 (0.08)	0.06 (0.09)	0.75 (1.10)	0.32 (0.37)	0.39 (0.55)		59.26 (0.37)
	Amorphe	0.84 (0.32)	25.14 (1.07)	0.13 (0.04)			0.28 (0.21)	8.11 (0.52)	2.38 (1.97)	0.94 (1.02)	64.24 (0.96)
Zone 6, 7 et 8 (Partie externe)	Olivines	18.37 (1.10)	14.27 (0.15)	0.01 (0.02)	0.02 (0.02)	0.14 (0.08)	10.04 (1.14)				57.14 (0.07)
	Pyroxènes	19.08 (0.89)	19.13 (0.60)	0.62 (0.06)	0.11 (0.06)	0.11 (0.08)	0.94 (0.60)	0.29 (0.31)	0.13 (0.30)		59.61 (0.30)

TABLEAU 4.6- Composition moyenne et écart type des phases majeures des différentes zones étudiées. Les analyses ont été effectuées par EDS au MET. Les différents amincissements ioniques ont permis d'accéder au centre du chondre jusqu'à sa bordure externe, de manière plus ou moins progressive. Ainsi les zones analysées partent du centre (Zone 1 et 4) jusqu'à la bordure extérieure du chondre (Zone 6, 7 et 8). La couronne de sulfures n'est pas comprise dans ces analyses. On constate que la principale différence est pour la teneur en Fe des olivines, qui augmente de manière progressive de l'intérieur du chondre jusqu'à la bordure extérieure.

4.2 Discussion

4.2.1 Déséquilibre olivine/pyroxène

Notre étude a montré que la minéralogie des deux parties du chondre est sensiblement la même (présence d'olivine, de pyroxène et d'une phase amorphe). Les compositions des pyroxènes ainsi que celles de l'amorphe sont similaires pour les deux parties. La principale différence, d'un point de vue compositionnelle, est la teneur en FeO des olivines (Figure 4.11, Tableau 4.6). Celle-ci augmente du centre vers la bordure extérieure du chondre. Pour la partie externe, les olivines et les pyroxènes ne sont pas en équilibre chimique. Afin d'évaluer l'écart à cet équilibre, la teneur en FeO dans les pyroxènes a été tracée en fonction de la teneur en FeO des olivines coexistantes (Figure 4.22). Sur cette figure sont également représentées les données pour des chondrites ordinaires équilibrées (type 4 à 6, Dodd, 1969) ainsi que celles de chondres porphyriques issus de chondrites de type 3 (Rubin et Wasson, 1987, 1988; Jones, 1990, 1994, 1996 et Rubin et al., 1999).

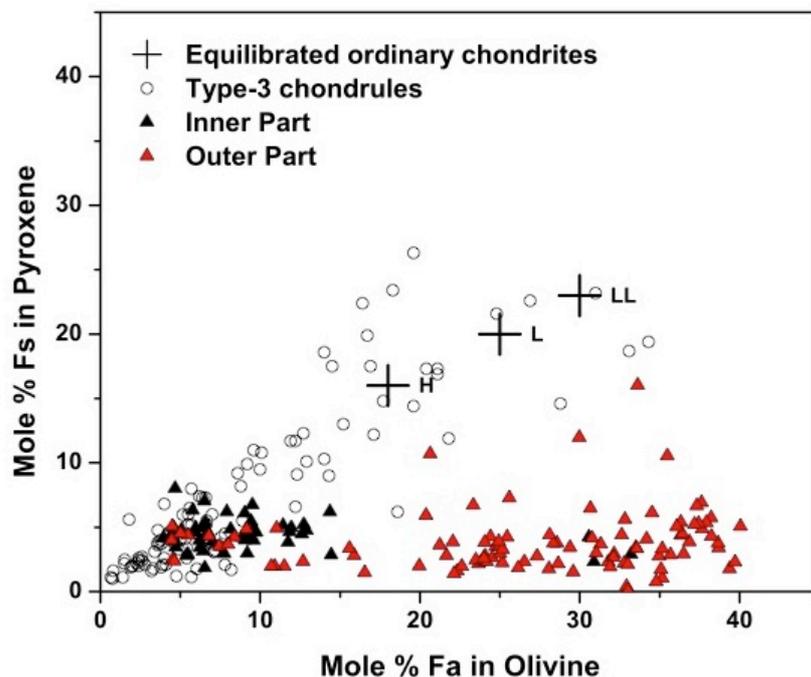


FIGURE 4.22 - Graphique montrant l'évolution du rapport (Fe/Fe+Mg) dans les pyroxènes en fonction de celui des olivines coexistantes. Sur ce diagramme les données pour la partie interne et externe sont respectivement représentées par des triangles noirs et rouges. Les cercles vides sont des données issues de chondres porphyriques à olivines et pyroxènes (POP) de chondrites de type 3 (données issues de Rubin et Wasson, 1987, 1988; Jones, 1990, 1994, 1996 et Rubin et al., 1999). Les croix représentent les données moyennes des chondrites ordinaires équilibrées de type 4 à 6 (Dodd, 1969). Sur ce diagramme on remarque que les données issues de la partie interne et externe ne suivent pas la droite d'équilibre formée par les chondres porphyriques ainsi que pour les chondrites ordinaires équilibrées.

Les études expérimentales du partage de Mg et Fe²⁺ entre l'orthopyroxène et l'olivine montre que ce partage dépend très peu des compositions et que le coefficient de partage Mg/Fe (olivine/pyroxène) est proche ou légèrement inférieur à 1 (e.g. Larimer, 1968; Beattie et al., 1991). On peut remarquer sur la figure 4.22 que les données des chondrites ordinaires équilibrées et des chondres porphyriques suivent la même courbe de tendance. Cette tendance représente le partage du Mg et du Fe (K_{DMg-Fe}) entre les olivines et les pyroxènes coexistants à l'équilibre (e.g. Larimer, 1968; Beattie et al., 1991). Les olivines et les pyroxènes du chondre étudié ici ne suivent pas cette tendance, ce qui montre que ces deux phases ne sont pas en équilibre. Ceci suggère que, pour la partie externe du chondre, les olivines et les pyroxènes ne sont pas le produit d'une co-cristallisation. Pour la partie interne, ce déséquilibre n'est pas apparent. En effet dans cette région du chondre une partie des données coïncide avec les données des chondres porphyriques et ne nous permet pas d'affirmer que les olivines et pyroxènes sont en déséquilibre.

4.2.2 Origine des olivines

4.2.2.1 *Éléments mineurs dans les olivines*

La composition de l'olivine en éléments majeurs (Fe, Mg) et en éléments mineurs (CaO, MnO) est un bon indicateur du degré du métamorphisme. En effet lorsque l'intensité du métamorphisme augmente, les olivines de la matrice et des chondres vont s'équilibrer par des phénomènes de diffusion jusqu'à obtenir, pour les grades métamorphiques les plus élevés, des compositions identiques (e.g. DeHart et al., 1992; Huss et al., 2006). La figure 4.23 présente les abondances en CaO et MnO en fonction de FeO des olivines des différentes parties du chondre. Sur cette figure sont également reportées les données obtenues dans la matrice et les couronnes à grains fins de Bishunpur (Chapitre précédent) ainsi que les données issues de chondres porphyriques de type I et II (Rubin et Wasson, 1987, 1988; Jones, 1990, 1994; Berlin, 2010). Les olivines des deux parties montrent des teneurs identiques en CaO et MnO qui, contrairement aux olivines des chondres porphyrique et de la matrice, ne montrent pas de corrélation avec la teneur en FeO (Figure 4.23). Ces observations suggèrent un mécanisme de formation des olivines similaire pour les deux parties qui doit être différent des olivines des chondres porphyriques (cristallisation à partir d'un liquide).

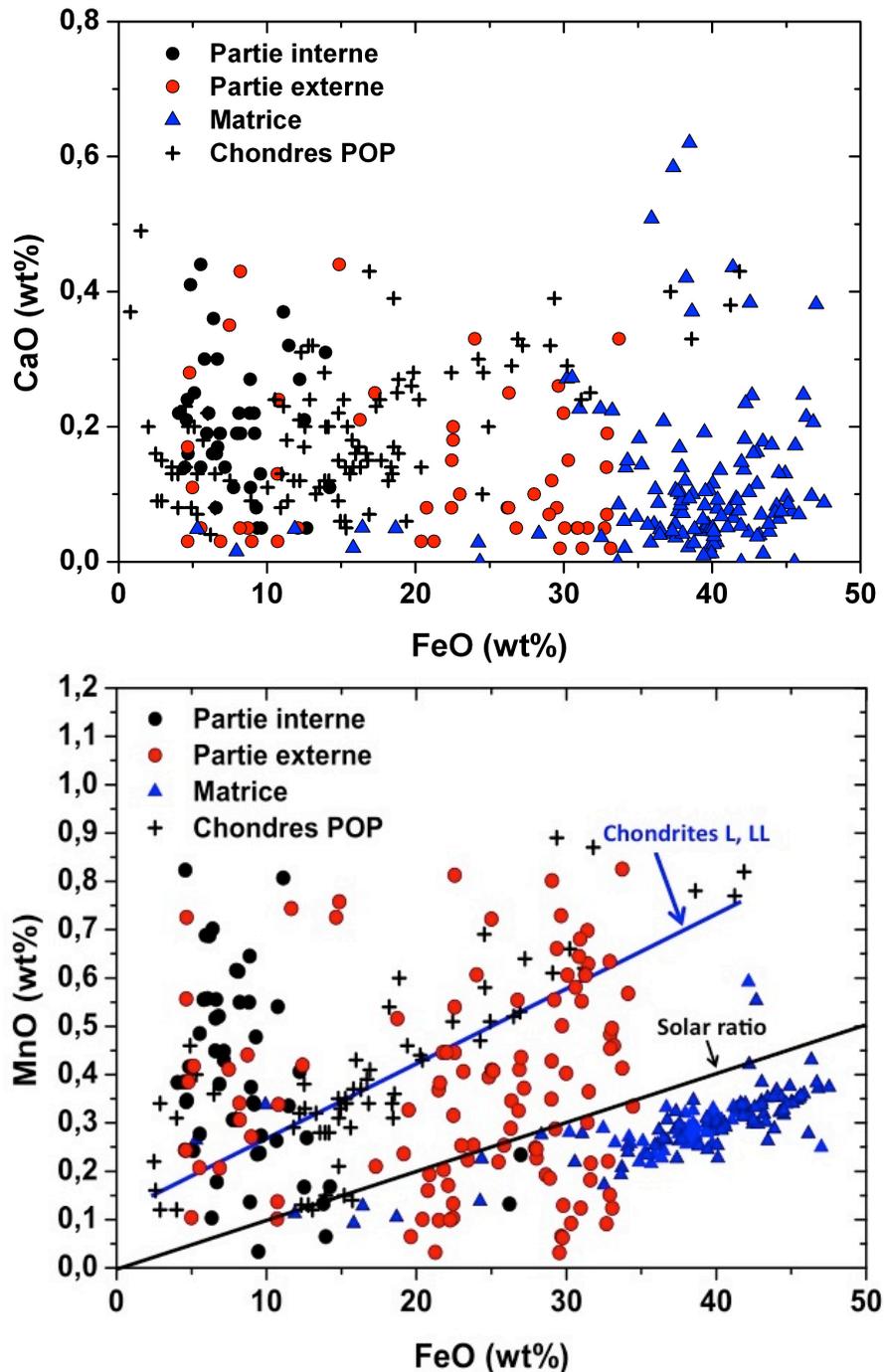


FIGURE 4.23 - Abondances (% poids d'oxyde) des éléments mineurs CaO et MnO en fonction de la teneur en FeO des olivines de la partie interne (en noir) et externe (en rouge). Nous avons également reporté les compositions issues des olivines de la matrice et des couronnes étudiées dans le chapitre précédent ainsi que les données issues de chondres porphyriques de types I et II (POP) (Rubin and Wasson, 1987, 1988; Jones, 1990, 1994; Berlin, 2010).

4.2.2.2 Les olivines ne sont pas en équilibre avec l'amorphe

La mesure des coefficients de partage apparents des éléments majeurs ou mineurs est un bon moyen d'évaluer le comportement du système. Ces coefficients peuvent nous fournir des informations sur les mécanismes de formation des silicates, en particulier de

savoir s'ils sont les produits d'une cristallisation in-situ. Dans le cas où l'olivine et le pyroxène seraient issus de la cristallisation à partir d'un liquide, l'amorphe intergranulaire doit représenter le dernier liquide résiduel du chondre. Les coefficients de partage apparents sont calculés selon la formule suivante:

$$(\% \text{ poids d'oxyde dans le minéral}) / (\% \text{ poids d'oxyde dans la phase amorphe adjacente})$$

Les valeurs des coefficients de partage ont été calculées pour l'olivine et le pyroxène pour le Fe, le Ca et Al (Tableau 4.7). Ces données sont confrontées aux coefficients de partage mesurés pour des chondres porphyriques de type I et II, qui sont interprétés comme étant le résultat de la cristallisation à partir d'un liquide (Jones, 1990, 1994). Les valeurs des coefficients de partage mesurées pour l'olivine et le pyroxène de la partie interne et externe ne sont pas comparables aux valeurs mesurées dans les chondres porphyriques. Ces déséquilibres chimiques suggèrent que les olivines et les pyroxènes sont le résultat d'une cristallisation par voie solide (transformation subsolidus).

		Kd_{Fe}	Kd_{Ca}	Kd_{Al}
Olivine	Partie interne	4.61	0.95	
	Partie externe	27.66	0.49	
	Type I (Jones, 1994)	2.15	0.05	
	Type II (Jones, 1990)	0.45	0.05	
Pyroxène (pauvre en Ca)	Partie interne	1.41	8.52	0.07
	Partie externe	3.94	6.75	0.08
	Type I (Jones, 1994)	0.89	0.03	0.03

TABLEAU 4.7 - Coefficients de partage apparent pour les olivines et les pyroxènes dans les parties interne et externe du chondre étudié. Les valeurs mesurées par Jones (1994) et Jones (1990) dans les chondres de type I et II sont également reportées.

4.2.2.3 La composition de l'amorphe n'est pas compatible avec un verre

La mésostase dans les chondres porphyriques correspond à un liquide résiduel lors du processus de formation du chondre. Celle-ci est majoritairement enrichie en Si, Al et Ca (e.g. Sears et al., 1992). La figure 4.24 montre l'abondance de l'Al₂O₃ et CaO en fonction

du SiO₂ pour l'amorphe des deux parties, la mésostase des chondres porphyriques de type I et type II (données issues de Rubin et Wasson, 1988; Jones, 1990, 1994, 1996; Huang et al., 1996) ainsi que pour l'amorphe présent dans les chondres agglomérés (Weisberg et Prinz, 1996). Que cela soit pour les chondres porphyriques ou agglomérés, on observe une forte corrélation négative entre ces abondances. Le silicate amorphe des deux parties du chondre étudié se détache significativement de ces tendances, ce qui suggère que l'amorphe du chondre étudié n'est pas un liquide résiduel de type mésostase de chondre.

De manière générale, les phases amorphes sont les phases les plus réactives lors de modifications sur le corps parent. La plupart du temps celles-ci sont remplacées par des phyllosilicates ou sont recristallisées lors de l'altération aqueuse et/ou du métamorphisme thermique (e.g. Brearley, 2006; Huss et al., 2006). Une observation importante est que l'amorphe montre de très faibles abondances en Ca par rapport aux mésostases des chondres porphyriques (Figure 4.24). Le Ca étant un élément mobile lors de l'altération aqueuse (e.g. Grossman et al., 2000, 2002), ces très faibles abondances résultent-elles de l'altération sur le corps parent? Où représentent-elles la composition initiale?

Dans les chondrites ordinaires non équilibrées, les effets de l'altération aqueuse sont localisés et principalement situés dans la matrice et les couronnes à grains fins autour des chondres (Huss et al., 2006 et références incluses). Celle-ci a notamment affecté de manière locale le matériel amorphe présent dans la matrice et les couronnes en le remplaçant par de la smectite riche en fer (e.g. Alexander et al., 1989b). Le métamorphisme thermique a, quant à lui, pour effet une recristallisation partielle ou totale de l'amorphe selon l'intensité du chauffage (Huss et al., 2006). Nos observations dans les deux parties du chondre ont révélé que l'amorphe du chondre présente un aspect lisse (Figure 4.16). Aucun phyllosilicate, phase de remplacement ou d'une quelconque recristallisation n'a été observé suggérant qu'il n'a subi aucune transformation au sein du corps parent. Il semblerait ainsi que l'amorphe ait préservé ses caractéristiques originelles.

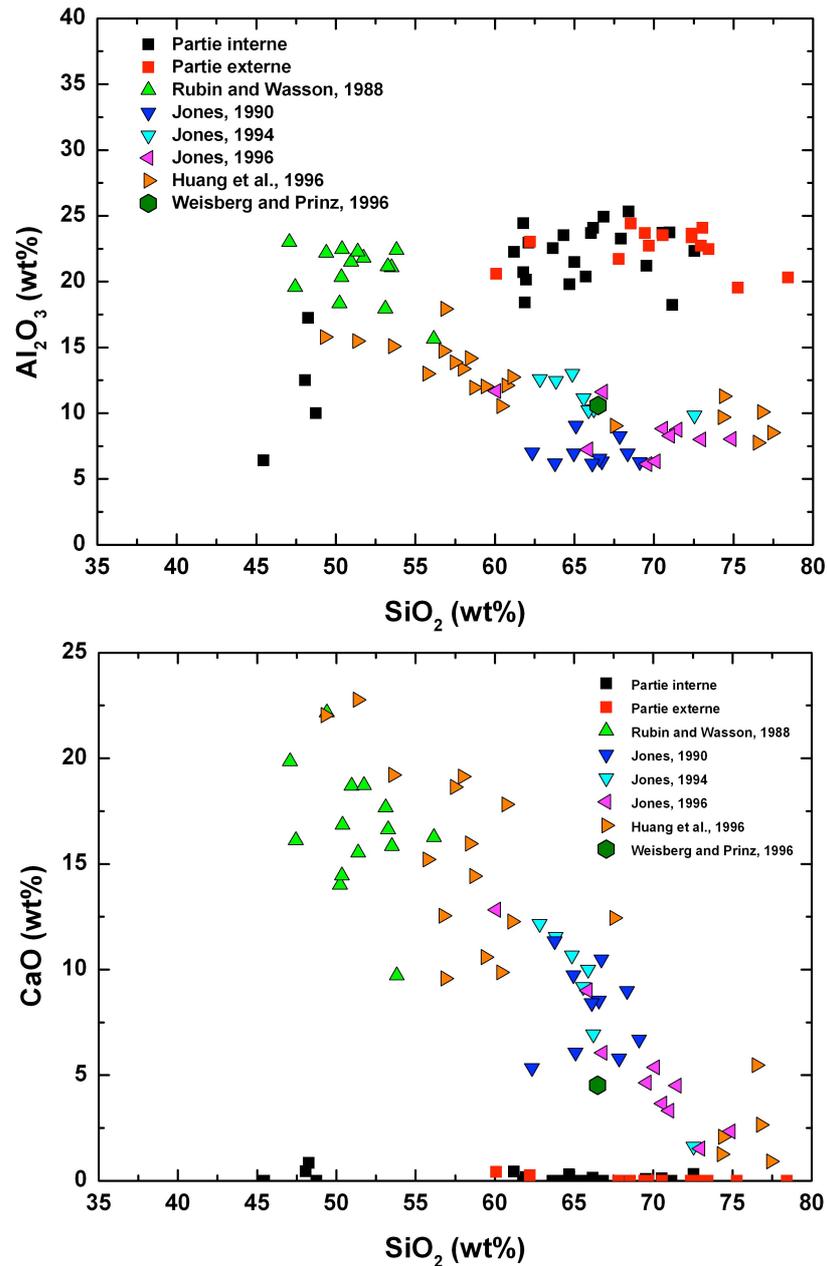


FIGURE 4.24 - Diagramme montrant la concentration d' Al_2O_3 en fonction de celle de SiO_2 (en haut) et la concentration de CaO en fonction de celle de SiO_2 (en bas) pour l'amorphe intergranulaire du chondre étudié dans ce chapitre et pour la mésostase de chondres porphyriques de type I et II (Rubin et Wasson, 1988; Jones, 1990, 1994, 1996; Huang et al., 1996). Les données moyennes pour les chondres agglomérés mesurées par Weisberg et Prinz (1996) sont également représentées. Les données sont % poids d'oxydes.

Les silicates (verres) alumineux, tels que les mésostases, sont dits peralumineux ou peralcalins s'il y a assez de cations métalliques pour compenser, en terme de charge, l' Al^{3+} dans les sites tétraédriques (Mysen and Richet, 2005). Le domaine de formation des verres naturels, incluant les mésostases des chondres, se situe dans le champ peralcalins. La composition de l'amorphe intergranulaire (Tableau 4.2) de la partie

interne et externe est située dans le champ peralumineux (Figure 4.25). Cela contraste radicalement avec les compositions des mésostases des chondres porphyriques et plus généralement avec les compositions des liquides naturels qui peuvent être trempés en verres (Mysen and Richet, 2005). Cela indique, que ce soit dans la partie interne ou externe, que l'amorphe intergranulaire ne résulte pas de la vitrification d'un liquide mais suggère que celui-ci est le résidu d'une transformation à l'état solide et supporte également l'idée que les olivines sont la conséquence d'une cristallisation subsolidus.

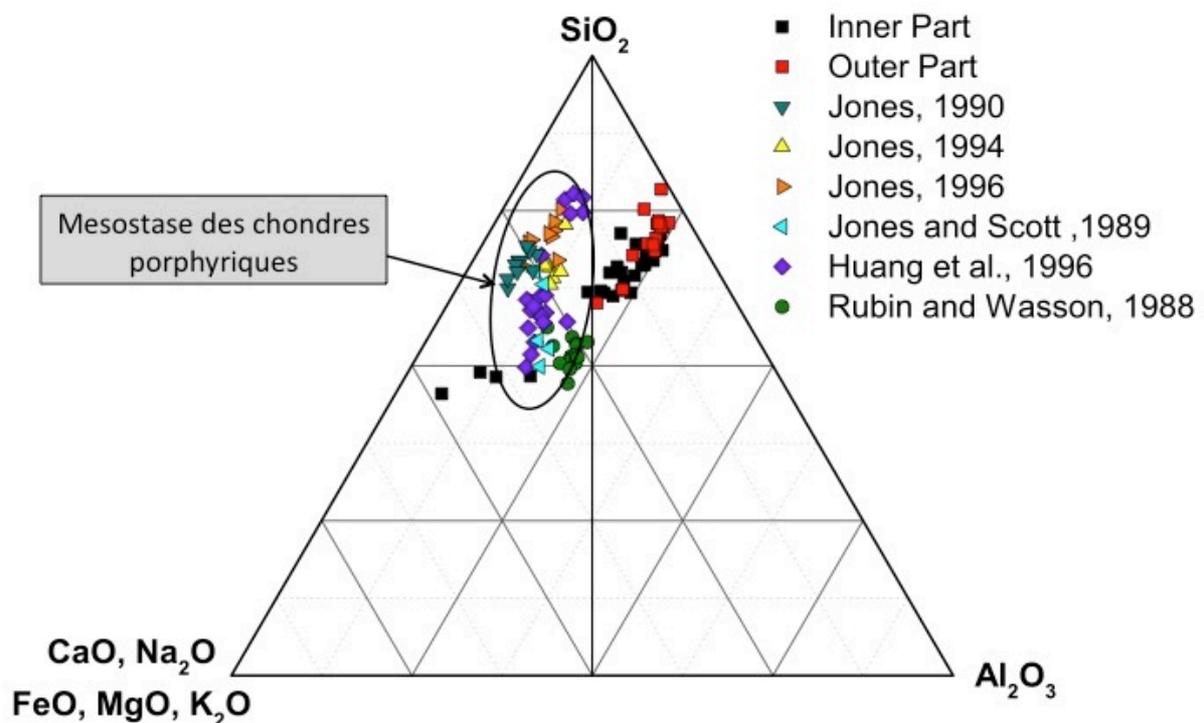


FIGURE 4.25 - Composition de la matière amorphe intergranulaire dans la partie interne (carrés noirs) ainsi que dans la partie externe (carrés rouges) du chondre. Sur ce diagramme est également reporté la composition des mésostases de chondres issues de chondrites de type 3. Dans ce type de diagramme on distingue deux champs: le champ peralumineux (à droite) et le champ peralcalin (à gauche). La composition de l'amorphe du chondre étudié de Bishunpur se situe principalement dans le champ peralumineux, ce qui est en désaccord avec la composition des liquides naturels qui peuvent être trempés comme des verres (incluant les mésostases).

4.2.3 Discontinuité partie interne/externe

L'image MEB-BSE indique une discontinuité franche entre les deux parties (Figure 4.1). Cette discontinuité est principalement reliée à la différence d'abondance en Fe des deux parties qui, pour rappel, possèdent un rapport Mg/Si identique (Figure 4.2). Le fer est principalement réparti dans trois phases différentes: l'olivine, le métal et les sulfures. La

grande majorité des sulfures est constituée d'un mélange 50/50 de S et Fe (FeS, Troilite), il est donc possible d'estimer la quantité de fer associée aux sulfures dans chaque partie. 31% du fer est associé aux sulfures dans la partie interne contre 38% dans la partie externe. En revanche l'estimation de la quantité de fer contenu dans les phases métalliques est plus difficile. En effet, il y a deux populations, une riche (~50 % at.) et une pauvre (~1% at.) en Ni. Nous avons alors soustrait le fer associé aux sulfures pour les différentes analyses et nous les avons reporté dans un diagramme ternaire Si-Mg-(Fe-S) (Figure 4.26). Suite à cette opération, les compositions moyennes pour les parties interne et externe apparaissent beaucoup plus resserrées suggérant une composition moyenne assez proche entre les deux parties. L'enrichissement en fer de la partie externe semble donc principalement relié à une plus grande abondance de sulfures.

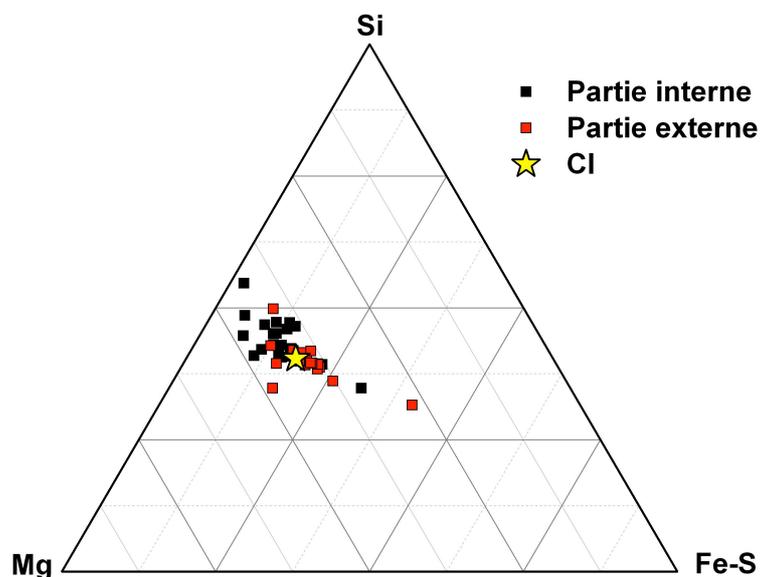


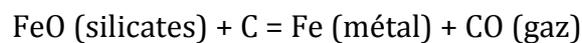
FIGURE 4.26 - Diagramme ternaire (Fe-S)-Si-Mg où sont représentées les compositions de la partie interne et externe du chondre ainsi que la composition CI. Les analyses ont été effectuées par EDS au MEB.

4.2.4 Différentes conditions thermiques et redox

Toutefois, même après la soustraction du fer lié aux sulfures, on remarque qu'il y persiste un petit décalage de composition entre les deux parties (Figure 4.26). Ce décalage est essentiellement dû au fer contenu dans les olivines. La plus faible taille de grains des silicates (<1 μm) associée à une teneur plus élevée en FeO des olivines dans la partie externe nous indique que cette partie a été chauffée à plus basse température et probablement dans un environnement plus oxydant que la partie interne. En effet les

olivines pauvres en FeO (partie interne) et riches en FeO (partie externe) ne peuvent pas se former aux mêmes conditions.

Nous pensons que la discontinuité observée entre la zone interne et périphérique du chondre pourrait être reliée à la présence de carbone dans les précurseurs du chondre. Le diagramme d'Ellingham (Figure 4.27), permet de prévoir les équilibres entre un métal et ses oxydes en fonction de la température et de la fugacité d'oxygène, à pression atmosphérique. Parce que la réaction: $C + 1/2 O_2 \rightarrow CO$, possède une pente négative, le carbone représente un agent réducteur potentiel et peut réduire le fer dans les silicates suivant cette réaction:



Selon le diagramme d'Ellingham la réaction de réduction a lieu pour des températures $>700 \text{ }^\circ\text{C}$. Si l'on veut appliquer cette réaction à notre objet d'étude cela implique qu'il y ait du carbone à disposition dans l'environnement de formation du chondre. Par ailleurs la partie interne étant plus réduite, les précurseurs à l'origine de celle-ci auraient été chauffés à des températures supérieures à la partie externe plus oxydée. Les précurseurs à l'origine de la partie externe auraient ainsi été chauffés à une température inférieure à $700 \text{ }^\circ\text{C}$. Nos différentes observations ont montré que la partie interne possède une taille de grains ainsi qu'une texture plus équilibrée supportant l'idée qu'elle a été chauffée à une température supérieure à la partie externe. Ce scénario permet également d'expliquer la plus faible abondance de sulfures dont l'abondance diminue avec l'intensité du chauffage (e.g. Hewins et al., 1997).

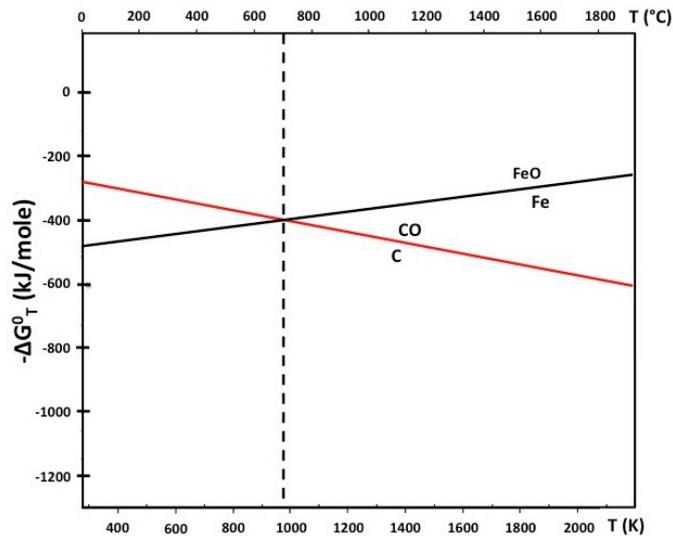


FIGURE 4.27 - Diagramme d'Ellingham. On constate que la réaction $\text{C} + 1/2 \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}$ possède une pente négative. Le carbone représente ainsi un bon agent réducteur potentiel au FeO dans les silicates.

Dans la partie interne du chondre, les sulfures et le métal montrent une forme arrondie supportant l'idée qu'ils sont passés par un état fondu. Pour autant nous n'observons pas de coalescence importante de métal/sulfures comme on peut l'observer dans certains chondres de type I (Figure 4.28). Cette observation supporte l'idée que les silicates n'ont pas fondu, bloquant ainsi la coalescence des sulfures et phases métalliques. L'eutectique Fe-FeS se situant aux alentours de 1000°C , la température atteinte de la partie interne doit être au moins égale à cette température lors de l'événement thermique à l'origine du chondre.

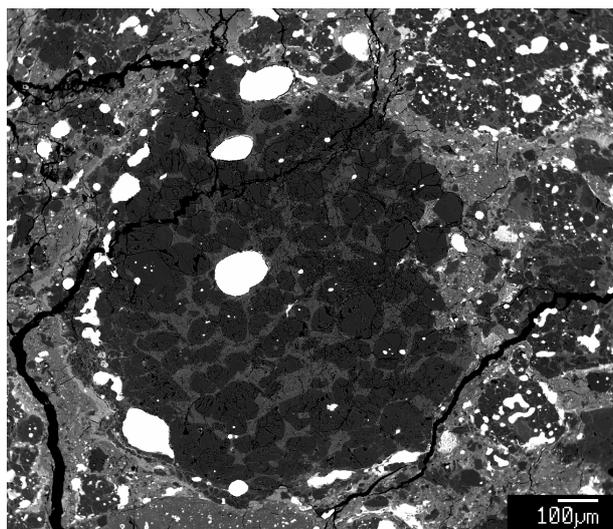


FIGURE 4.28- Image MEB en électrons rétrodiffusés d'un chondre de type-I. Sur cette image on observe la présence de grandes billes de métal. Le métal et les silicates étant deux liquides immiscibles, lors de la fusion du précurseur de ce chondre le métal se "regroupe" et forme de grandes billes. Source Berlin (2010).

4.2.5 Processus de formation

Nos observations suggèrent que, mis à part les sulfures et le métal de la partie interne, le chondre n'a pas subi de fusion. Selon la composition des chondres porphyriques, le solidus est estimé entre 1100 et 1300°C (Connolly et al., 2006). Comme les silicates ne montrent pas de signe de fusion, le chondre n'a pas dû être chauffé à une température supérieure à celles-ci. Comme nous l'avons vu dans la section précédente le métal et les sulfures sont passés par un état fondu indiquant que la température a dépassé les 1000°C. Ainsi la température atteinte par le chondre se situe entre 1000 et 1300°C. La minéralogie observée résulterait alors d'un frittage d'agglomérats de précurseurs solides. Ce scénario est en accord avec les études évoquant la formation des chondres dans un environnement nébulaire (e.g. Wood, 1996; Jones et al., 2005).

4.2.6 Précurseurs du chondre

Ce chondre non fondu (mis à part pour les sulfures et le métal) nous offre ainsi l'opportunité de discuter la nature de ces précurseurs et d'évaluer les premières étapes de leur transformation lors du processus de formation des chondres. Le tableau 4.8 présente les rapports élémentaires moyens de la partie interne et externe du chondre. Ce tableau positionne également les valeurs de la composition solaire (Lodders, 2010) et des GEMS présent dans les IDPs anhydres (Keller et Messenger, 2011). Ces données nous indiquent que les rapports pour les éléments réfractaires (Al, Ca, Mg) sont identiques dans les deux parties du chondre. Ces résultats suggèrent que les précurseurs à l'origine de la partie interne et externe sont identiques. L'assemblage minéralogique comparable dans les deux parties supporte également cette idée.

	Mg/Si	Al/Si	S/Si	Ca/Si	Fe/Si	Ni/Si	Na/Si
Partie interne	0.97	0.10	0.14	0.07	0.44	0.04	0.18
Partie externe	0.99	0.07	0.35	0.04	0.92	0.03	0.10
CI	1.03	0.09	0.42	0.06	0.85	0.05	0.06
GEMS	0.67	0.07	0.30	0.04	0.56	0.03	-

TABLEAU 4.8 Rapports élémentaires moyens pour la partie interne et externe du chondre. Les rapports élémentaires de la composition solaire (Lodders, 2010) et des GEMS (Keller et Messenger, 2010) sont également reportés dans le tableau. On constate que les rapports sont dans l'ensemble chondritique excepté pour le S/Si et Fe/Si qui sont sub-chondritiques dans la partie interne et super-chondritiques dans la partie externe. Les compositions ont été mesurées par EDS au MEB.

L'augmentation de la teneur en FeO des olivines du centre vers les régions externes du chondre, associé au déséquilibre chimique avec les pyroxènes, suggère que l'olivine n'est pas héritée du précurseur à l'origine du chondre mais représente un produit de cristallisation. Les processus magmatiques n'étant pas en jeu ici, nous devons envisager la cristallisation des olivines par voie solide (sub-solidus). Les études expérimentales de recuit d'analogues de poussières interplanétaires issues de la thèse de Gillot (2010) ont montré que l'olivine cristallise facilement à partir de silicates amorphes, y compris quand la composition initiale n'a pas la stœchiométrie de l'olivine. Lors de son étude, Gillot (2010) a notamment entrepris le recuit thermique d'amorphes de composition Mg_2SiO_4 et $MgSiO_3$ pour des gammes de température allant de 700°C à 1000°C avec des vitesses et des durées de traitements thermiques variables. Un résultat important est qu'à partir de ces deux compositions, l'olivine est la première phase à cristalliser, à partir de 700°C. Concernant l'amorphe de composition Mg_2SiO_4 , le suivi in-situ des différents traitements thermiques (de 700°C à 1000°C) indiquent la formation majoritairement de forstérite, qui correspond à la composition de l'amorphe de départ. En revanche le suivi des expériences de recuit de l'amorphe $MgSiO_3$ indique une cristallisation séquencée. Lors de la montée en température, la forstérite est la première phase à cristalliser à partir d'une température de 720°C, suivie par l'apparition de clinoenstatite et d'orthoénstatite pour des températures de 790°C et 810°C respectivement (Gillot, 2010; Roskosz et al., 2009). Le résidu de transformation à l'état solide de ces expériences est un amorphe riche en silicium. Brownlee et al. (2005) ont, quant à eux, effectué des expériences de recuit sur des GEMS. Lors de leurs expériences, vers 700°C, ils ont constaté la formation de grains sub-automorphes à automorphes d'olivine et pyroxène modérément riches en fer. Ces différentes expériences ont ainsi mis en évidence que l'olivine cristallise facilement lors du recuit d'amorphe.

Dans le chondre étudié, de larges zones de silicate amorphe contiennent des grains automorphes d'olivine (Figure 4.14). Ces observations semblent compatibles avec les observations microscopiques effectuées sur les produits d'expériences de recuit d'analogues de poussières (Gillot, 2010; Roskosz et al., 2009) ainsi que des matériaux primitifs (GEMS, Brownlee et al., 2005) et supporte l'idée que les olivines sont le produit d'une cristallisation sub-solidus à partir d'un amorphe. La composition de l'amorphe

n'étant pas compatible avec un verre, cela suggère qu'il s'agit d'un résidu d'une transformation à l'état solide et vient soutenir l'idée d'une cristallisation par voie solide. Contrairement aux olivines, les pyroxènes montrent très majoritairement des compositions identiques dans les deux parties du chondre avec une composition proche du pôle pur enstatite (riche en Mg). Ces observations soulignent le déséquilibre olivine/pyroxène et impliquent un scénario de formation différent pour les pyroxènes. Nous supportons l'idée que ces enstatites sont héritées du précurseur à l'origine du chondre. Par ailleurs, ce précurseur doit également contenir du silicate amorphe et avoir une composition globale proche de la composition CI. Dans la nature, les équivalents connus correspondent aux matrices de certaines météorites primitives ainsi qu'à certaines poussières interplanétaires chondritiques et poreuses de composition solaire. Les matrices primitives d'Acfer 094 (Greshake, 1997), ALHA77307 (Brearley, 1993), MET 00426 et QUE 99177 (Abreu et Brearley, 2010 ; Le Guillou et Brearley, 2014) et Paris (Leroux et al., 2015) sont largement dominées par du silicate amorphe, au sein duquel des silicates cristallins magnésiens sont fréquents. Parmi les matériaux primitifs, des équivalents d'IDPs anhydres et poreuses sont également des candidats. En effet, elles sont constituées par des grains de GEMS (considérés par certains auteurs comme étant les briques élémentaires du système solaire ; e.g. Keller et Messenger, 2011). Ces GEMS, d'une taille de quelques centaines de nanomètres (100-500 nm), sont composés de silicates amorphes contenant des nano-inclusions de métal et de sulfures. Comme pour les matrices des chondrites primitives, les GEMS montrent une fréquente association avec des silicates cristallins magnésiens (forsterite et enstatite). Ces différents matériaux primitifs (matrice de chondrites ou IDPs chondritiques) montrent de grandes similitudes (taille de grains, minéralogie) avec le précurseur que nous envisageons pour expliquer la minéralogie du chondre étudié et représenteraient ainsi de bons candidats.

La figure 4.29 présente, dans un ternaire Si-Mg-Fe, le champ de composition des GEMS (Keller et Messenger, 2011), des matrices primitives d'Acfer 094 (Cuvillier, 2014), de Paris (Leroux et al., 2015) ainsi que ALHA77307 (Brearley, 1993). Nous avons également reporté sur ce diagramme la composition moyenne (bulk) du chondre étudié dans ce chapitre et la composition solaire (Lodders, 2010). La composition moyenne du chondre étudié montre une composition très proche de la composition solaire et celle-ci

est incluse ou très proche des champs de composition des GEMS et matrices primitives (Figure 4.29).

Le chondre que nous avons étudié serait donc le produit d'une agglomération et d'un frittage de poussières primitives. L'épisode d'échauffement du chondre a fait partiellement cristalliser des grains d'olivine par transformation sub-solidus, laissant une phase amorphe intergranulaire fortement enrichie en Si et Al. La différence de taille de grains entre la partie interne et externe peut s'expliquer par une différence d'intensité de chauffage, avec une partie interne plus chaude que la partie externe. Dans ce cas-là nous devons envisager la formation du chondre en plusieurs étapes. La première étape consiste à agglomérer les précurseurs pour la partie interne puis celle-ci est chauffée par un événement thermique aux alentours de 1000-1100 °C. Durant le refroidissement, le même matériau précurseur continue de s'accréter pour former la partie externe du chondre. Ce scénario permet d'expliquer les différentes conditions thermiques qui peuvent induire, comme nous l'avons vu, différentes conditions redox afin d'expliquer les différences de composition des olivines (diagramme d'Ellingham, Figure 4.27). La principale différence entre les deux parties d'un point de vue de la composition est la teneur en Fe qui s'explique par une différence d'abondance de sulfures (Figure 4.26). Cette différence d'abondance de sulfures est certainement reliée à la différence du traitement thermique qui diminue lorsque l'intensité du chauffage augmente (e.g. Hewins et al., 1997).

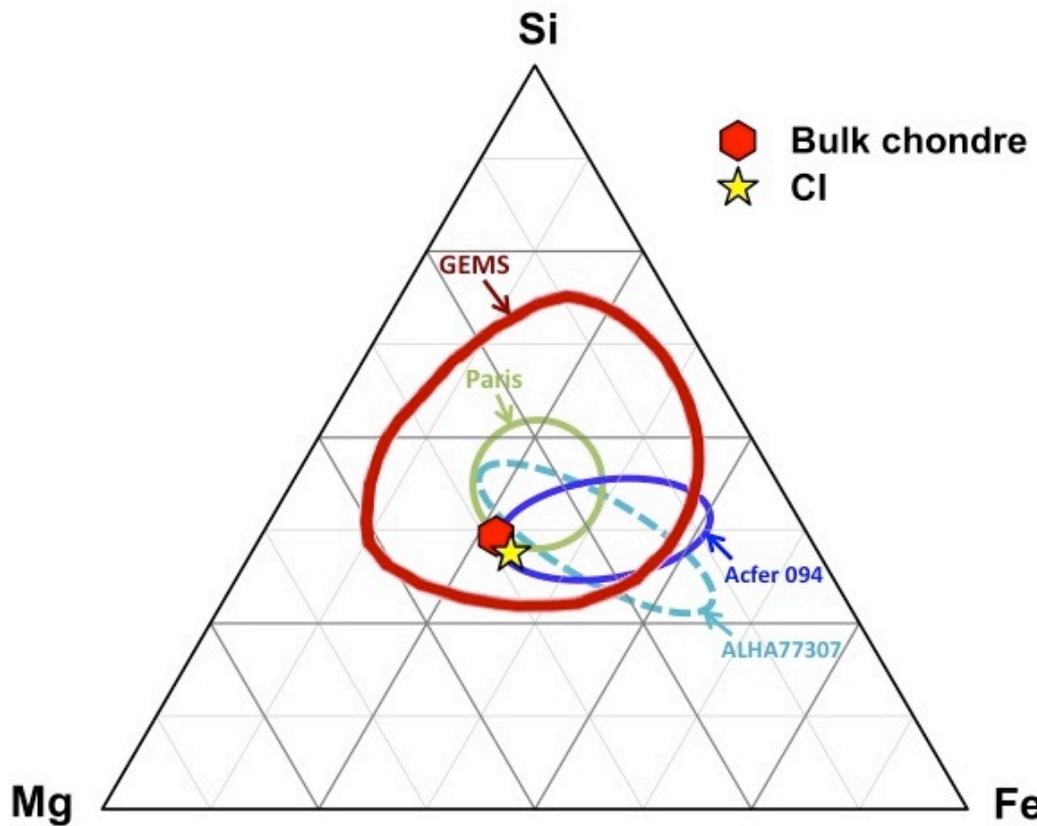


FIGURE 4.29 - Sur ce diagramme ternaire Mg-Si-Fe sont représentées les champs de compositions des GEMS (Keller et Messenger, 2011), des matrices primitives Acfer 094 (Cuvillier, 2014), Paris (Leroux et al., 2015) et ALHA77307 (Brearley, 1993). La composition moyenne (bulk) du chondre étudié dans ce chapitre ainsi que la composition solaire (Lodders, 2010) sont également reportées. Les données sont en % atomique.

Chapitre 5:

Etude de chondres partiellement fondus: influence de l'intensité du chauffage sur la texture et la composition.

Sommaire

5.1 ECHANTILLON ET METHODOLOGIE.....	156
5.2 ETUDE DU CHONDRE DE SEMARKONA.....	156
5.3 ETUDE DU CHONDRE DANS BISHUNPUR.....	161
5.3.1 Limite du chondre.....	161
5.3.2 Résultats à l'échelle du MEB.....	164
5.3.2.1 Composition chimique du chondre.....	164
5.3.2.2 Cartographies chimiques.....	166
5.3.3 Résultats à l'échelle du MET.....	168
5.3.3.1 Minéralogie et composition des lentilles (Zone 1).....	168
5.3.3.2 Minéralogie et composition de la zone 2.....	174
5.3.3.3 Minéralogie et composition de la zone 3.....	183
5.3.3.4 Minéralogie et composition de la zone 4.....	191
5.3.3.5 Minéralogie et composition de la zone interne du chondre.....	196
5.4 DISCUSSION.....	205
5.4.1 Un chondre partiellement fondu.....	205
5.4.2 Origine des olivines.....	208
5.4.3 Olivines reliques.....	214
5.4.4 Précurseurs du chondre.....	217

Introduction

Dans le chapitre précédant nous avons présenté l'étude d'un chondre dont le chauffage n'a pas dépassé le solidus des silicates ($T < 1200\text{ °C}$). Sa microstructure résulte d'un frittage de poussières fines. Dans ce chapitre nous allons nous concentrer sur des chondres ayant subi une faible fusion partielle ($T > 1200\text{ °C}$) afin d'évaluer l'influence de l'intensité du chauffage sur la minéralogie et la texture. Plus particulièrement nous nous attacherons à l'étude de chondres présentant une variation de la taille de grains, avec des régions périphériques constituées de petits grains et un avec une granulométrie plus importante. Cette variation progressive de la taille de grains peut être interprétée comme une gradation de l'intensité ou de durée du chauffage.

Nous avons sélectionné un chondre dans une section de Semarkona (LL3.0) et un autre dans une section de Bishunpur (LL3.15), les deux présentent cette variation de taille de grains. Ils représentent ainsi un intermédiaire entre les chondres non fondus, comme celui qui a été décrit dans le chapitre précédant, et les chondres porphyriques. Bien que ces chondres présentent une plus grande maturité texturale par rapport au chondre étudié dans le chapitre précédant, la taille de grains reste majoritairement inférieure à $5\text{ }\mu\text{m}$. A cette échelle, la caractérisation de la texture, la composition ainsi que la minéralogie est difficile au MEB analytique ou à la microsonde électronique, justifiant ainsi l'utilisation de la MET

Nous allons, dans un premier temps, faire la description du chondre de Semarkona. Nous montrerons que Semarkona présente beaucoup d'inconvénients pour l'étude des matériaux à grains fins. Nous décrirons ensuite le chondre sélectionné dans Bishunpur, d'abord par MEB puis par MET. Enfin dans une dernière partie nous évaluerons les effets de l'intensité du chauffage sur les chondres peu fondus.

5.1 Echantillon et méthodologie

Une section polie de Semarkona et une de Bishunpur ont d'abord été examinées par microscopie optique puis par MEB en électrons rétrodiffusés. L'objectif était d'identifier des chondres présentant une faible taille de grains (faible intensité de chauffage) et éventuellement une variation progressive de la taille de grains du centre vers la bordure du chondre. La Figure 5.1 montre une image MEB des deux chondres sélectionnés, qui remplissent ces critères.

La Figure 5.2 montre des agrandissements de régions proches de la périphérie des deux chondres pour lesquels on observe une augmentation de la taille de grains, de l'extérieur vers l'intérieur. Dans les deux cas, la taille de grains des zones proches de la bordure du chondre est inférieure à 5 μm . Ces zones étant proches les unes des autres, elles ont nécessité une préparation d'échantillons de MET par faisceau d'ions focalisés (FIB) (voir section 2.2.1.2). 6 lames FIB pour chacun des chondres ont ainsi été extraites dans différentes zones des chondres.

5.2 Etude du chondre de Semarkona.

La partie centrale du chondre de Semarkona est composée d'un assemblage polycristallin d'olivine et pyroxène automorphe dans une mésostase vitreuse non recristallisée. La répartition olivine/pyroxène est homogène au sein de cette partie. Si certains grains de 100 μm sont présents, la taille de grains varie principalement de 5 à 20 μm . Les analyses chimiques indiquent que les olivines et pyroxènes ont une composition inférieure à Fa_{10} et Fs_{10} respectivement, il s'agit donc d'un chondre POP de type I. Cette partie centrale est entourée par une couronne de 100 μm environ au sein de laquelle on observe la gradation de taille de grains et où les différentes lames FIB ont été prélevées (Figure 5.2).

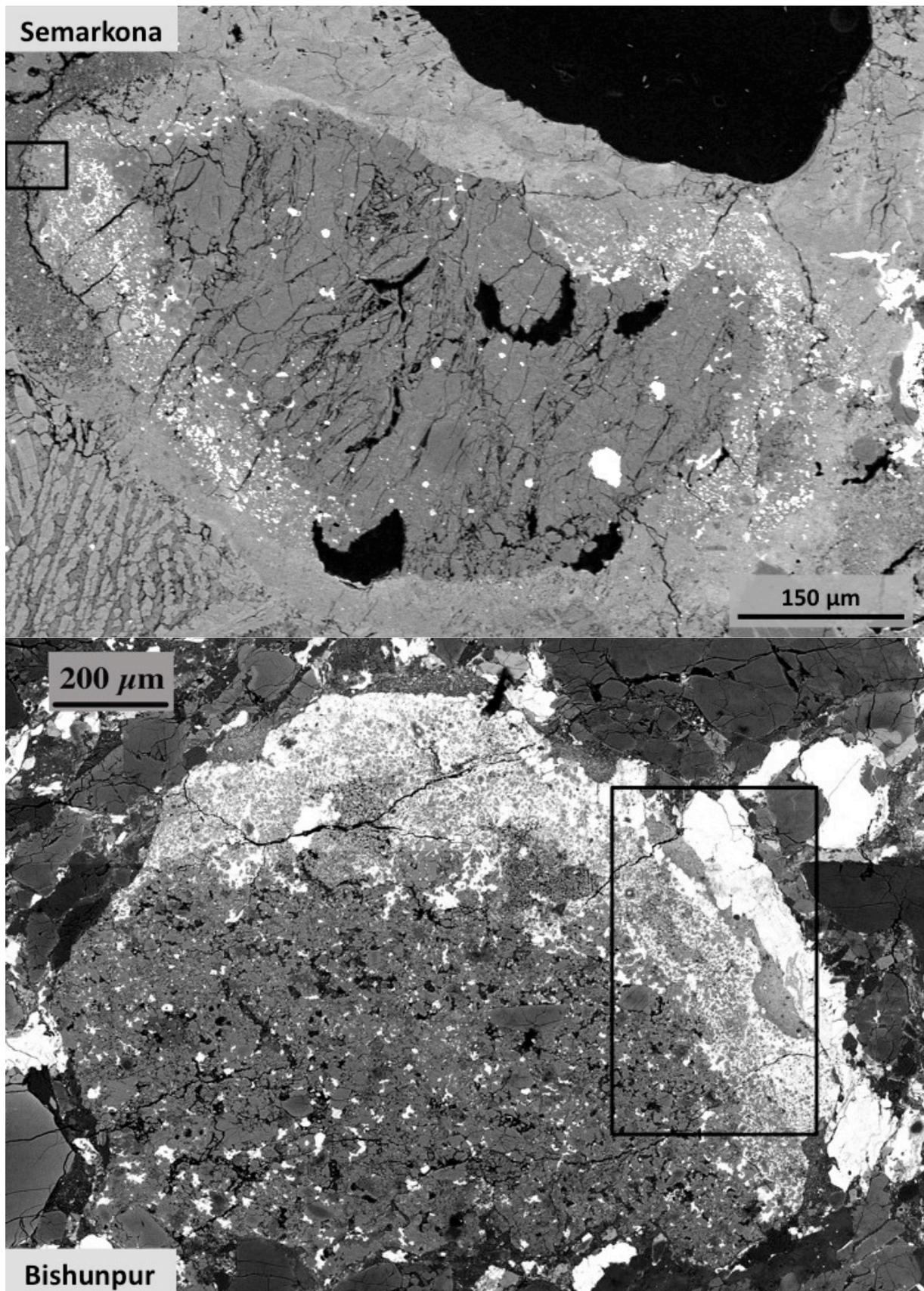


FIGURE 5.1 - Images MEB en électrons rétrodiffusés des chondres de Semarkona et de Bishunpur étudiés. Pour Bishunpur il s'agit d'un fragment de chondre dont la bordure externe (partie supérieure de l'image) est enrichie en sulfure. Les rectangles repèrent les zones agrandies sur la figure 5.2.

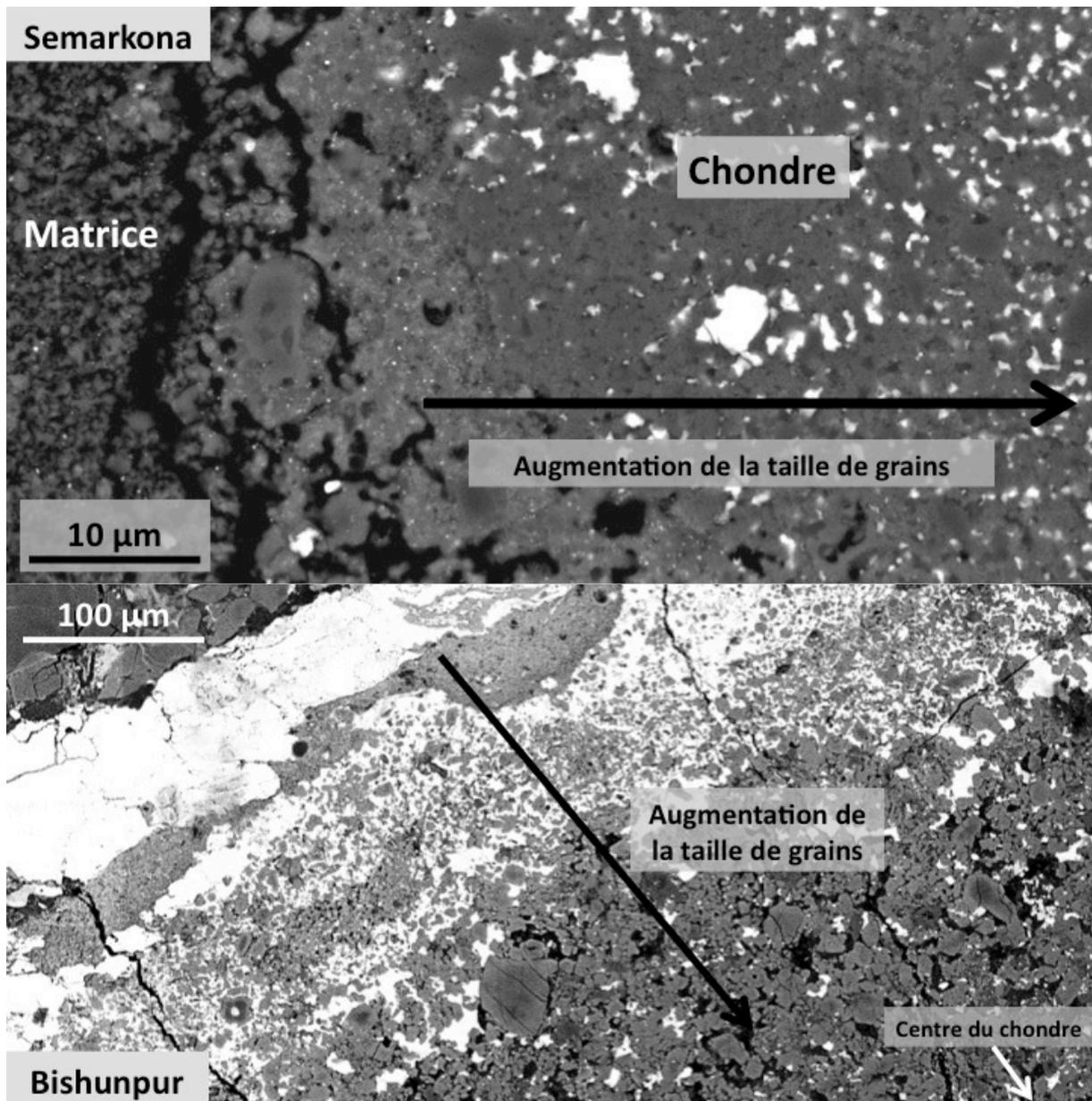


FIGURE 5.2 - Aggrandissements des zones repérées sur la Figure 5.1 qui se situent en bordure des deux chondres sélectionnés. On observe une augmentation de la taille de grains de la bordure extérieure vers le centre des chondres.

Les observations MET indiquent une minéralogie similaire dans l'ensemble des zones étudiées. Celle-ci est dominée par l'olivine et montre la présence d'une phase interstitielle constituée de phyllosilicates riches en fer, ce qui suggère une altération aqueuse avancée (Figure 5.3). Nous avons également détecté des couronnes d'altération autour du métal et des sulfures. Dans certains cas elle semble également avoir affecté les grains d'olivine et de pyroxènes qui montrent la présence de zones fibreuses à leur extrémité. D'un point de vue texturale les zones les plus périphériques sont dominées par les phyllosilicates et des olivines de tailles inférieures à 100 nm. Plus on se rapproche du

centre du chondre plus la proportion d'olivine augmente au détriment des phyllosilicates. Si la taille de grains des olivines est inférieure à 100 nm en bordure elle augmente progressivement vers les zones les plus internes pour atteindre 0,5 à 1 µm en bordure de la partie centrale du chondre. Parallèlement à l'augmentation de la taille de grains, les textures des zones les plus internes sont plus équilibrées avec la présence d'olivines automorphes et de joints de grains sans résidu. D'un point de vue composition, on constate une diminution progressive de la teneur en fer dans les olivines depuis la bordure vers les zones les plus internes, allant de Fa_{25} à Fa_{10} . Au delà de cette variation en fer, les champs de composition sont plus resserrés dans les zones internes, témoignant d'un équilibre chimique plus avancé. Ces observations supportent l'idée d'une augmentation de l'intensité du chauffage de la bordure vers le centre.

Toutefois les effets de l'altération viennent complexifier le message initial du chondre en modifiant localement la composition et la minéralogie. Compte tenu de l'état avancé de l'altération aqueuse, nous avons décidé de ne pas poursuivre les investigations pour ce chondre.

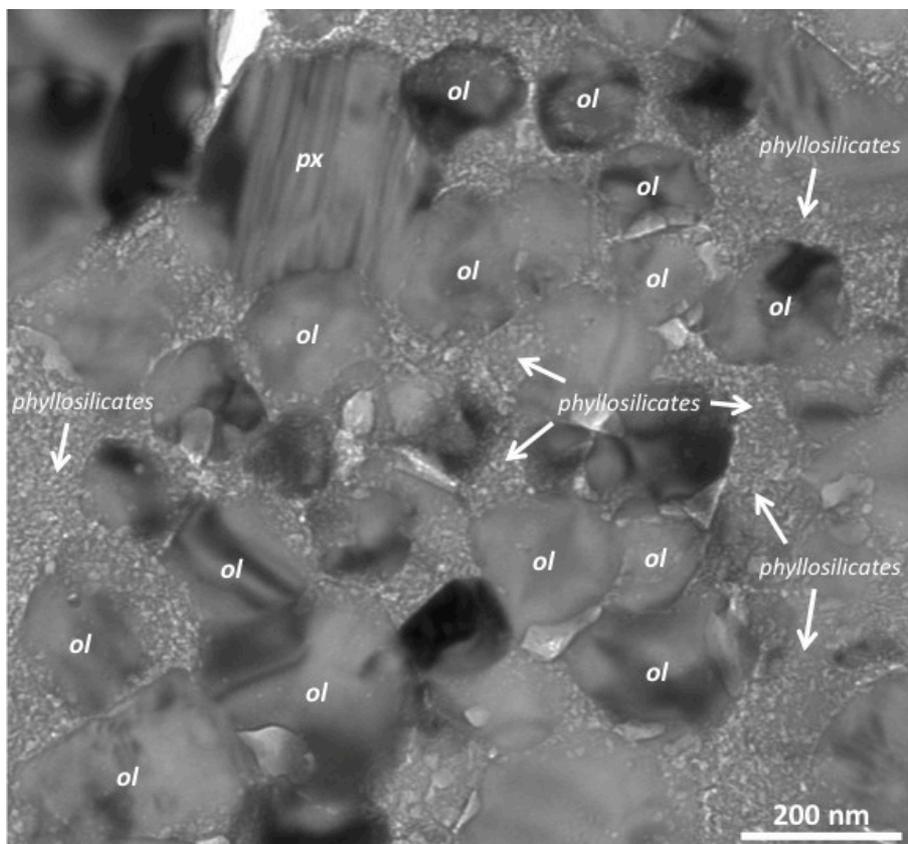


FIGURE 5.3 - Les observations du chondre de Semarkona montrent que l'altération aqueuse est avancée et rend difficile les observations.

Semarkona est considérée comme la chondrite ordinaire la plus primitive et est classée comme type 3.0. Ce type pétrographique indique qu'elle n'a que très peu été chauffée sur le corps parent, limitant ainsi l'équilibrage chimique de ses différents constituants. Sa température métamorphique estimée est inférieure à 260°C (Alexander et al., 1989b). Si les effets d'un métamorphisme thermique sont faibles ou inexistants, l'altération aqueuse semble avoir été importante, comme en témoigne la présence de nombreux phyllosilicates. Des indices d'altération aqueuse ont été également décrits par Alexander et al., (1989b) au sein de la matrice et des couronnes à grains fins. Cette altération aqueuse est interprétée comme étant le résultat de l'interaction d'un fluide avec les différentes phases, en particulier quand elles sont de petite taille. La présence de fluide peut être expliquée par la faible température métamorphique de Semarkona qui n'a certainement pas permis de dégazer l'essentiel de l'eau présente au sein du corps parent. Semarkona ne semble pas représenter l'objet idéal pour l'étude de matériaux à grains fins (matrice, couronnes à grains fins, chondres peu fondus). En revanche son étude se révèle précieuse pour les chondres porphyriques car l'altération aqueuse n'a eu que peu d'influence sur eux (limitée localement à la mésostase, Grossman et al., 2000). L'étude de chondrites de type pétrographique supérieure, c'est à dire qui ont subi des températures métamorphiques plus importantes, doit permettre de nous affranchir des effets de l'altération aqueuse. Bishunpur est classée de type 3.15 et sa température métamorphique est estimée aux alentours de 300-350°C (Rambaldi et Wasson, 1981). L'altération aqueuse est beaucoup moins avancée que pour Semarkona. Quand elle est présente, celle-ci est localisée dans la matrice. Nos observations dans la matrice et les couronnes (Chapitre 3) ainsi que dans les chondres à grains fins (Chapitre 4) confirment ces observations. Ceci est notamment supporté par la présence de silicate amorphe bien préservé, qui est la première phase à subir des modifications lors de l'altération aqueuse. Bishunpur représente donc un meilleur candidat pour l'étude des matériaux à grains fins. Toutefois les effets du métamorphisme thermique doivent être pris en compte, comme nous allons le voir dans ce chapitre.

5.3 Etude du chondre dans Bishunpur

5.3.1 Limite du chondre

Les images MEB-BSE révèlent que l'objet sélectionné est un fragment de chondre dont la cassure est située en bas sur la figure 5.1. La bordure du chondre est enrichie en sulfure de fer et la limite chondre-matrice est bien distincte à cet endroit (Figure 5.4). Des "poches", en forme de lentilles, de matériaux fins avec un faible contraste Z sont observées proches de la périphérie du chondre. Les textures de ces poches sont proches de celle de la matrice fine (voir Chapitre 3) et nous permettent d'établir la limite du chondre.

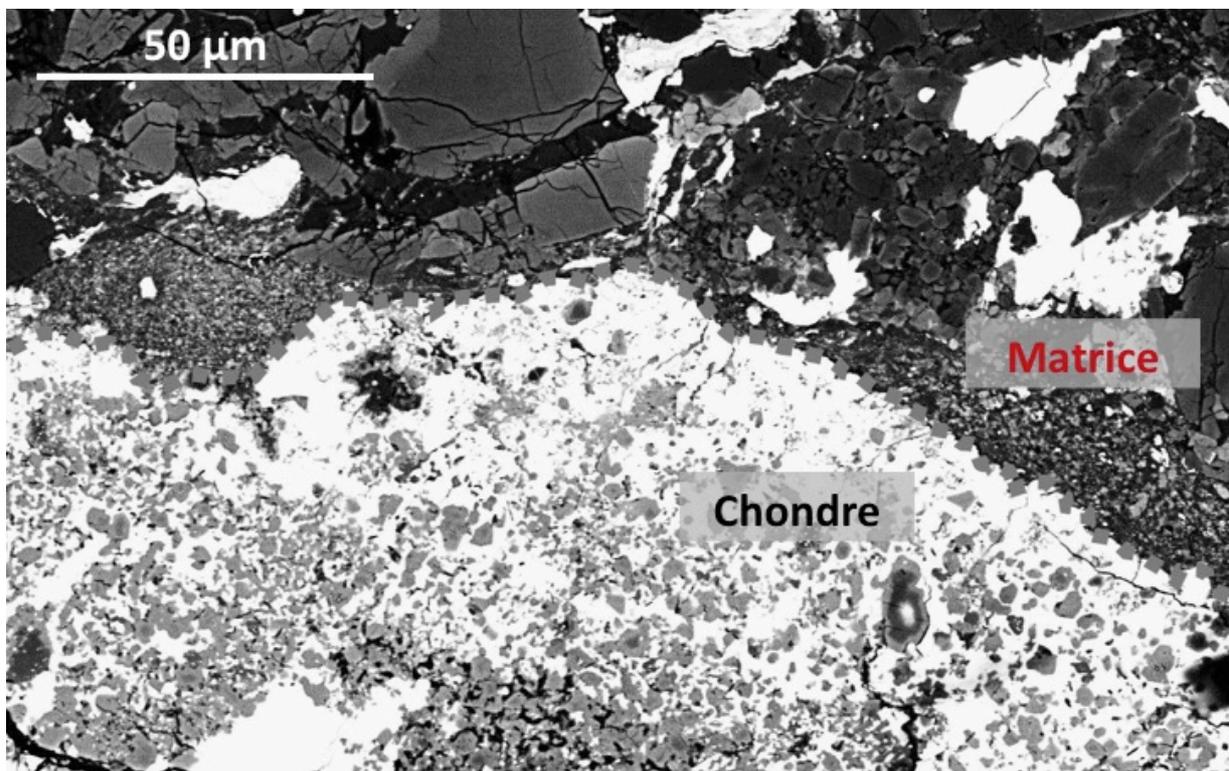


FIGURE 5.4 – Bordure du chondre de Bishunpur. Au niveau de la zone enrichie en sulfures, la limite entre le chondre et la matrice est franche. Image MEB en électrons rétrodiffusés.

Dans la partie enrichie en sulfure, on observe la présence de "lentilles" à grains fins allongées parallèlement à la bordure du chondre (Figure 5.5). Leur position ainsi que leur très faible taille de grains suggère qu'il pourrait s'agir de lentilles de matrice. Néanmoins le contraste Z des images MEB indiquent qu'il s'agit de matériaux différents de la matrice, ou en proportion différente (Figure 5.5 et 5.6). Alors que la matrice fine

apparaît plutôt sombre, les lentilles sont plus claires, ce qui signifie qu'elles possèdent un Z moyen plus élevé. Nous avons mesuré, à l'aide de zones d'1 μm x 1 μm , les compositions des lentilles et de la matrice adjacente par EDS au MEB. Ces compositions sont reportées dans un diagramme ternaire (Si+Al)-Mg-Fe et (Si+Al)-S-Fe (Figure 5.7). Les compositions pour la matrice incluent la matrice fine à proximité du chondre ainsi que celle rencontrée dans divers endroits de la section. On constate qu'il existe une nette différence de composition entre les lentilles et la matrice fine, ce qui supporte l'idée que les lentilles font partie intégrante du chondre. L'étude MET montrera que les principales différences sont liées aux proportions relatives entre olivines (riches en fer) et silicates amorphes. Globalement, les lentilles contiennent plus de fer que la matrice.

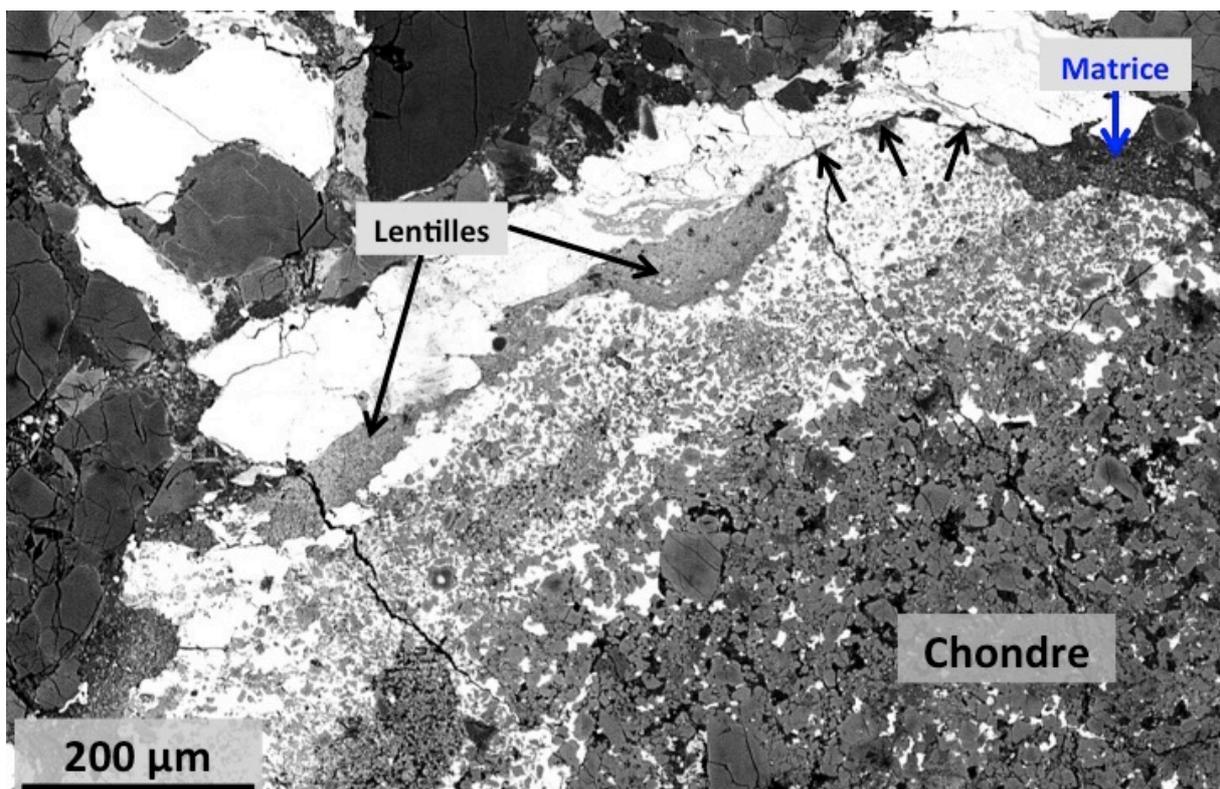


FIGURE 5.5 - Image MEB en électrons rétrodiffusés. Proche de la périphérie du chondre, dans la partie riche en sulfure (en gris), on remarque la présence de "lentilles" de matière à grains fins qui sont allongées parallèlement à la bordure du chondre. Ces lentilles possèdent un contraste Z plus élevé que la matrice fine.

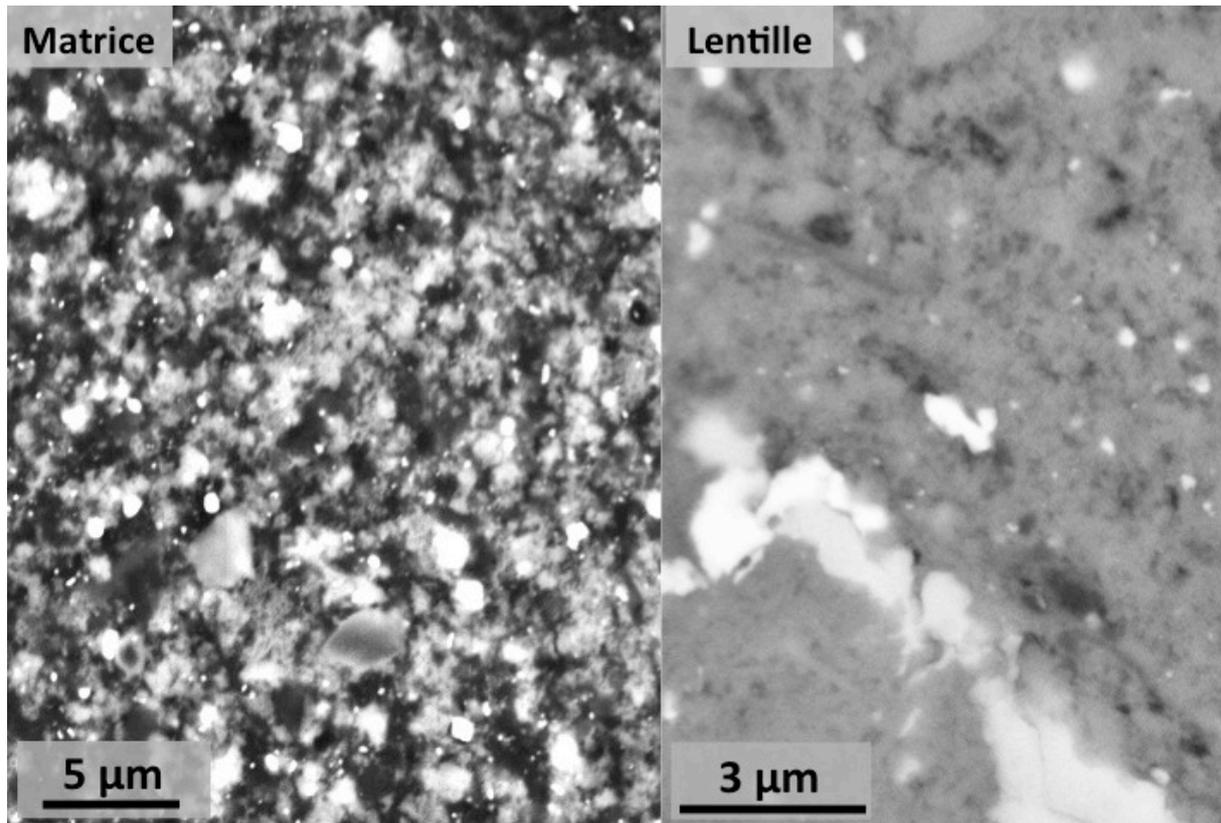


FIGURE 5.6 - Comparaison de la microtexture à l'échelle du MEB de a) la matrice fine et b) des lentilles. Le contraste Z de ces deux régions est différent, traduisant une différence de composition entre les deux zones. Celles-ci sont reportées sur le diagramme ternaire Si(+Al)-Mg-Fe (à gauche) et Si(+Al)-Fe-S (à droite) de la figure 5.7. La matrice fine est enrichie en Si et Al, et appauvrie en Fe par rapport aux lentilles. Cet enrichissement est relié à la proportion relative d'amorphe et d'olivine entre les deux zones.

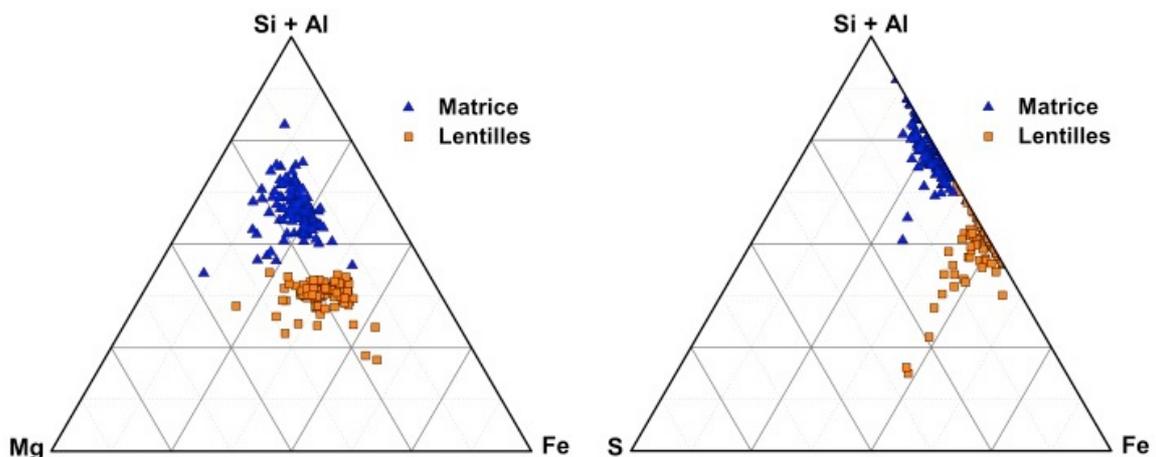


FIGURE 5.7 - Diagrammes ternaires (Si+Al)-Mg-Fe et (Si+Al)-S-Fe où sont reportées les compositions mesurées dans la matrice ainsi que dans les lentilles (Figure 5.6). Chaque point représente une zone de 1 µm x 1 µm. On remarque que les champs de compositions sont bien distincts. Les compositions ont été mesurées par EDS au MEB.

Les observations au MEB en électrons rétrodiffusés ont permis de distinguer différentes zones d'intérêt allant de la bordure vers le centre avec des tailles de grains, des contrastes Z ainsi que des textures différentes (Fig. 5.8). Les prélèvements FIB ont été effectués dans ces différentes zones. Préalablement aux études en MET, la composition moyenne de chaque zone a été déterminée à l'échelle du MEB.

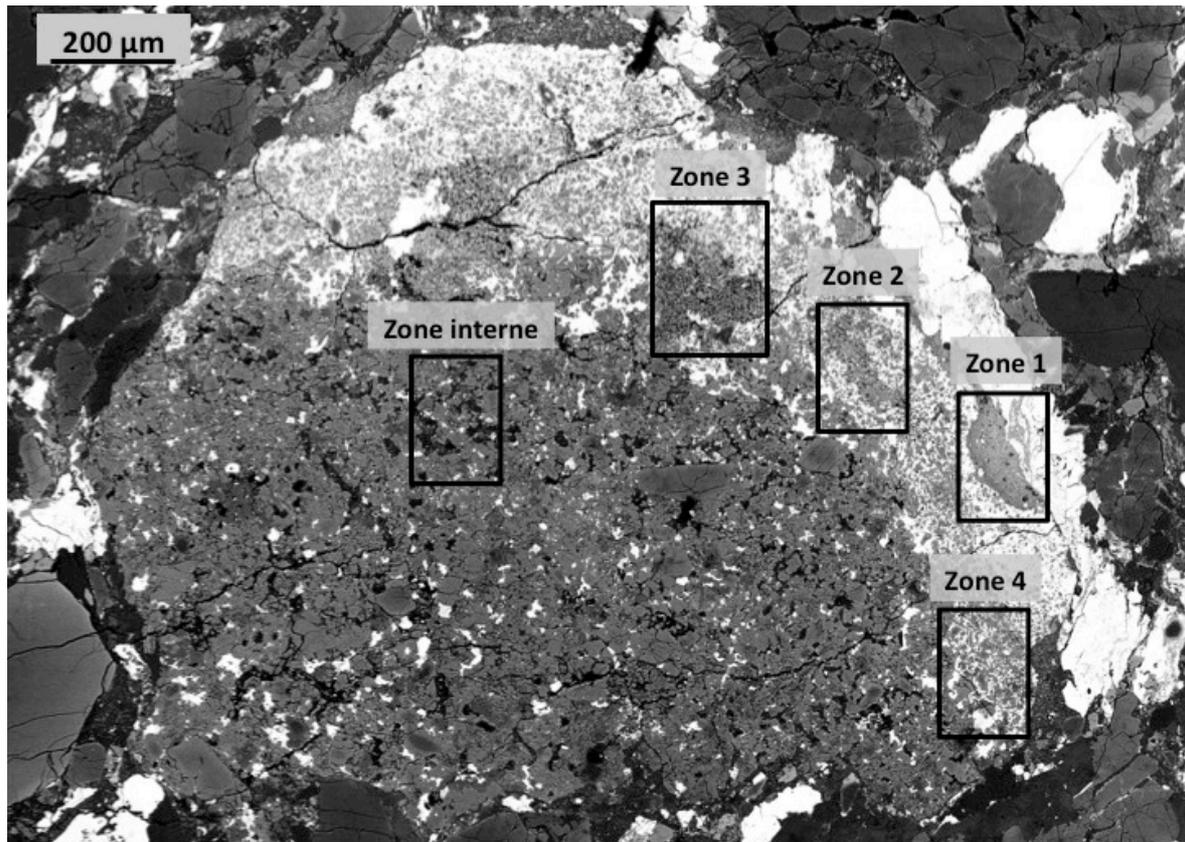


FIGURE 5.8 - Image MEB en électrons rétrodiffusés où sont indiquées les différentes zones d'intérêts du chondre étudiées dans ce chapitre. Dans chacune de ces zones une lame FIB a été extraite.

5.3.2 Résultats à l'échelle du MEB

5.3.2.1 Composition chimique du chondre

La composition chimique du fragment de chondre, ainsi que celles de différentes zones d'intérêt, ont été mesurées par MEB-EDS. Pour cela, plusieurs zones d'environ 10 x 10 µm ont été analysées dans les différentes zones d'intérêt (Figure 5.8), régions qui ont fait ensuite l'objet de prélèvements par FIB pour les études en MET. Les analyses moyennes pour chaque zone sont reportées dans le Tableau 5.1. La figure 5.9 présente

ces compositions moyennes (classées par ordre de volatilité croissante), rapportées à la composition Si et normalisées à la composition CI. Cette figure met en évidence des variabilités chimiques entre les différentes régions du chondre. Les abondances en Al, Ca et Mg sont chondritiques, excepté pour la zone n°1 où les abondances en Al et Ca sont sub-chondritiques. Pour le Cr, le Na et le Ni, on constate une variabilité des abondances selon les zones étudiées. La zone n°6, qui correspond à la partie enrichie en sulfures, montre un enrichissement en Fe et S comparé à la composition CI. En revanche son abondance en Ni est sub-chondritique. L'abondance en Fe est chondritique pour les autres zones. Enfin la zone n°4 présente une composition chondritique pour les éléments réfractaires (Al, Ca et Mg) et est enrichie en Cr, Ni, Fe et S par rapport à la composition CI.

		O	Na	Mg	Al	Si	S	Ca	Cr	Fe	Ni
Zone 1	Moyenne	54.53	0.00	10.92	0.27	16.27	1.25	0.06	-	16.66	0.04
	1σ (n=88)	2.60	0.00	2.21	0.54	1.67	2.89	0.20	-	2.43	0.24
Zone 2	Moyenne	51.31	0.02	14.63	0.61	15.37	2.98	0.39	0.01	14.58	0.11
	1σ (n=60)	1.90	0.19	1.30	0.85	1.06	1.84	0.72	0.07	1.35	0.63
Zone 3	Moyenne	52.82	1.19	11.69	1.95	16.86	2.82	0.73	0.03	11.72	0.19
	1σ (n=128)	4.22	0.95	1.96	0.87	2.13	3.83	0.82	0.18	3.46	0.38
Zone 4	Moyenne	44.99	0.85	12.72	0.83	12.12	10.23	0.44	0.34	18.49	1.13
	1σ (n=19)	2.70	0.06	1.47	0.22	1.38	3.05	0.20	0.21	1.91	1.26
Zone interne	Moyenne	52.88	0.76	15.55	1.29	16.23	1.44	0.77	0.19	10.71	0.18
	1σ (n=283)	2.57	0.81	2.59	0.83	1.60	2.05	0.93	0.57	2.59	0.66
Zone riche en sulfures	Moyenne	38.37	0.09	9.97	0.55	9.53	16.93	0.26	0.19	23.90	0.21
	1σ (n=132)	6.36	0.37	2.49	0.92	2.31	6.40	0.42	1.16	5.17	0.95

TABLEAU 5.1 - Compositions (at%) des zones d'intérêt du chondre (Figure 5.8). Les analyses ont été effectuées par EDS au MEB. n représente le nombre d'analyses.

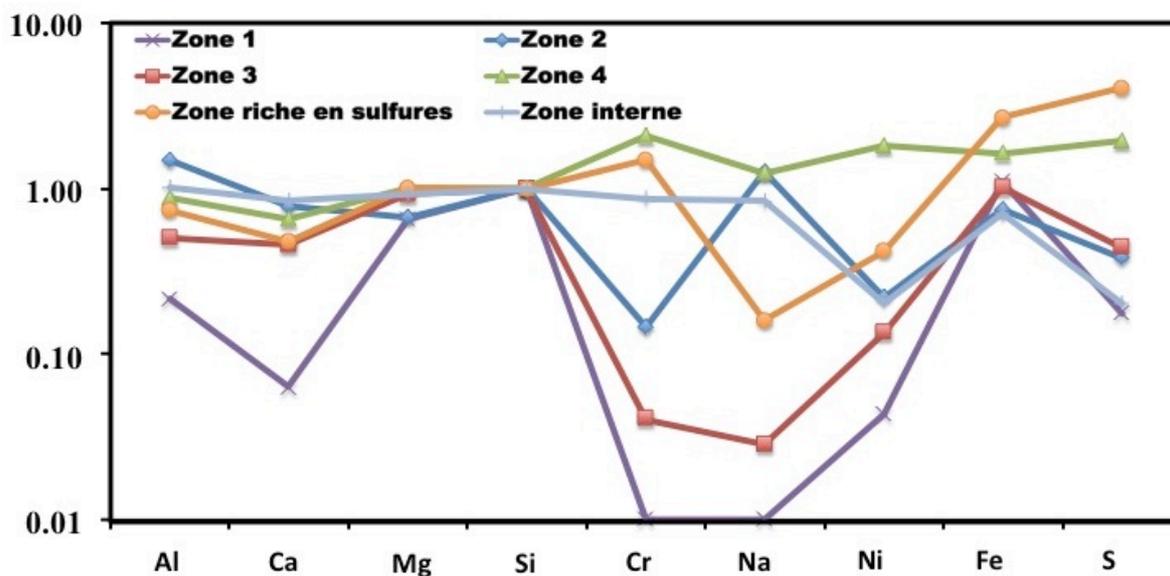


FIGURE 5.9 - Abondances élémentaires (at%) rapportées à la composition Si et normalisées par rapport à la composition CI pour les différentes zones d'intérêt du chondre (Figure 5.8). Les éléments sont classés selon leur degré de volatilité.

5.3.2.2 Cartographies chimiques

Nous avons effectué, par MEB-EDS, des cartographies chimiques hypermap (voir section 2.2.3.4.d). La figure 5.10 montre une image en contraste de phases avec Fe en rouge, Ni en vert et S en bleu. Sur l'image le violet correspond aux sulfures de fer contenant peu ou pas de nickel. Les phases métalliques pauvres en Ni apparaissent en orange et celles riches en Ni en vert. Ce composite permet de bien mettre en évidence (comme les images BSE) la zone enrichie en sulfures (en violet). Ces sulfures de fer ne contiennent pas ou peu de nickel.

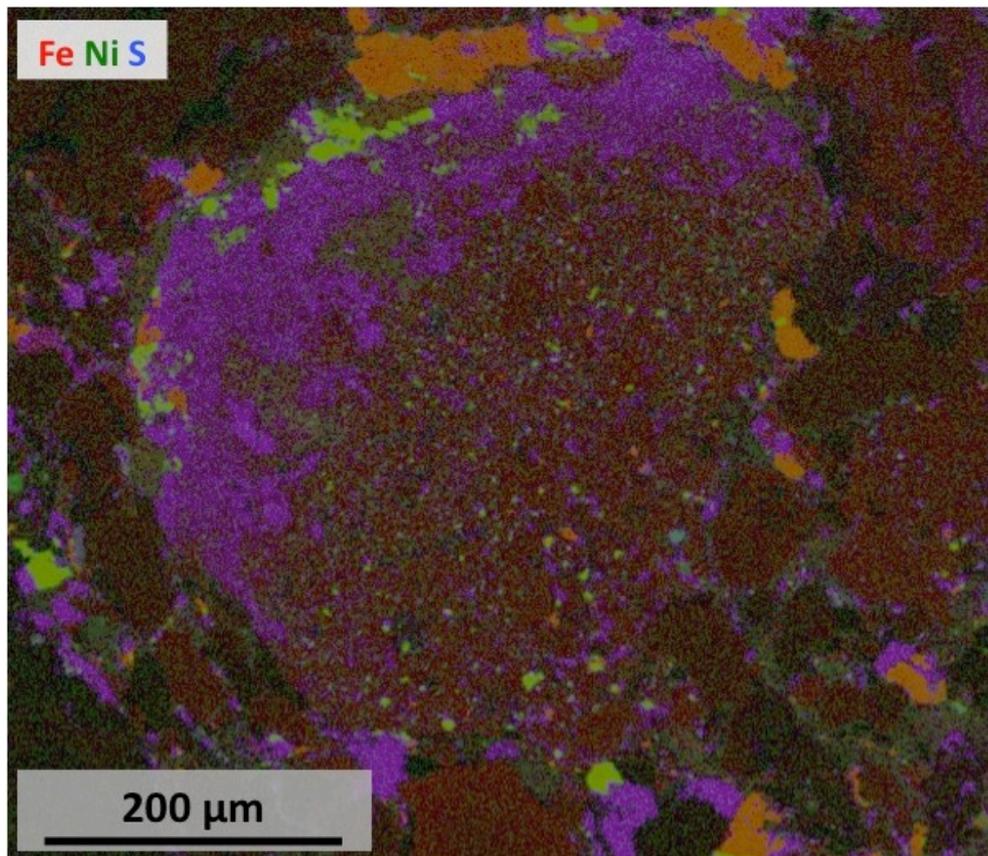


FIGURE 5.10 - Image en contraste de phases avec Fe en rouge, Ni en vert et S en bleu. Le violet correspond aux sulfures de fer contenant peu ou pas de nickel. L'orange et le vert correspondent aux phases métalliques pauvres en Ni et riches en Ni, respectivement.

Comme nous l'avons déjà mentionné dans les chapitres précédents, les chondres sont des objets dominés par des silicates et plus particulièrement par les olivines et pyroxènes. Ces deux silicates possèdent des teneurs en Si différentes, aux alentours de 14 et de 20 at% pour l'olivine et le pyroxène, respectivement. La mésostase des chondres est riche en Al, Ca, K, Mg, Fe ainsi que de Na (e.g. Jones, 1990, 1994). La figure 5.11 présente un composite où la distribution du Si est en rouge, celle du Ca en vert et celle du Na en bleu. Sur ce composite les pyroxènes apparaissent en jaune, les olivines en bordeaux et la mésostase en rose. Cette image permet de mettre en évidence que le chondre est dominé par les olivines et que la mésostase est très peu présente (du moins à l'échelle du MEB). Les pyroxènes contenant du Ca sont également présents mais en faible abondance. Contrairement aux chondres porphyriques dans lesquels les pyroxènes sont localisés préférentiellement en bordure de chondre (e.g. Krot et al., 2004; Libourel et al., 2006), ceux-ci sont répartis de façon homogène dans tout le chondre.

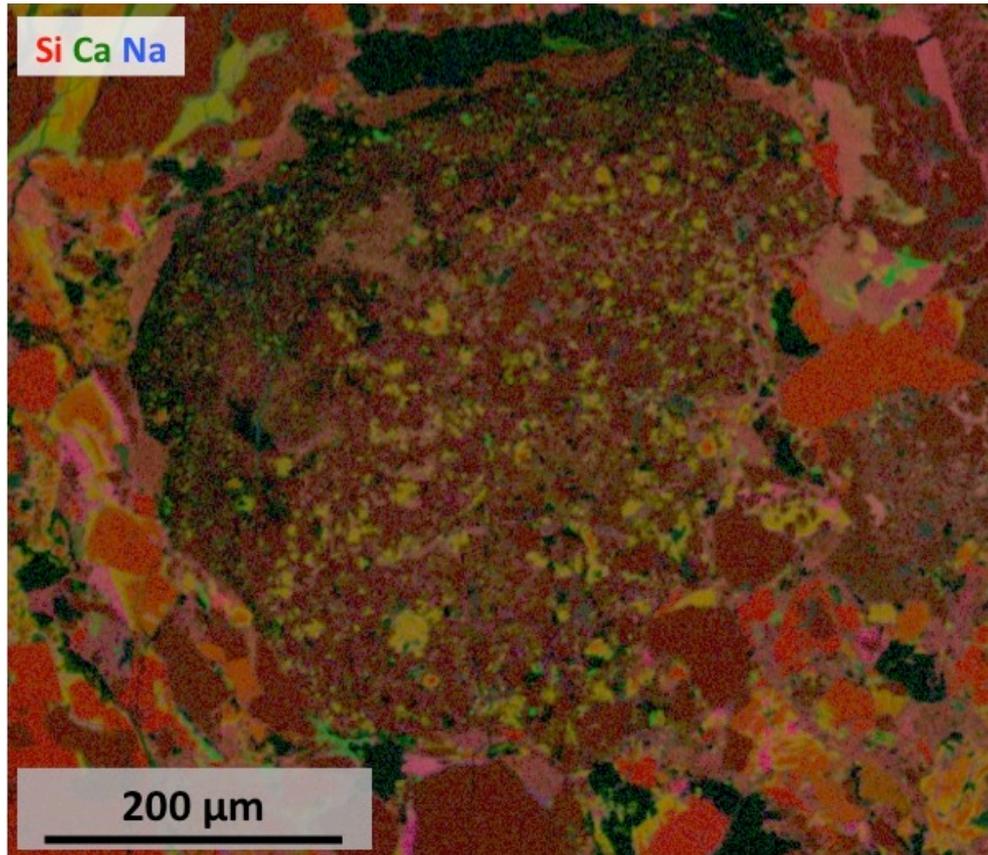


FIGURE 5.11 - Image composite où le Si est en rouge, Ca en vert et Na en bleu. Sur ce composite les pyroxènes apparaissent en jaune, les olivines en bordeaux et la mésostase en rose. Le chondre est dominé par l'olivine et la mésostase est peu présente.

5.3.3 Résultats à l'échelle du MET

5.3.3.1 Minéralogie et composition des lentilles (Zone 1)

Les lentilles, qui correspondent à la zone 1 sur la figure 5.8, sont composées de grains non distinguables (ou difficilement) à l'échelle du MEB et sont localisées proche de la périphérie du chondre. Une lame FIB a été extraite de l'une de ces lentilles. Son étude en MET nous indique que cette zone est homogène en taille de grains, composition et minéralogie (Figure 5.12b). Certains grains, plus gros, sont présents en bordure de lame. Ceux-ci sont des sulfures de fer contenant moins de 1at% de Ni.

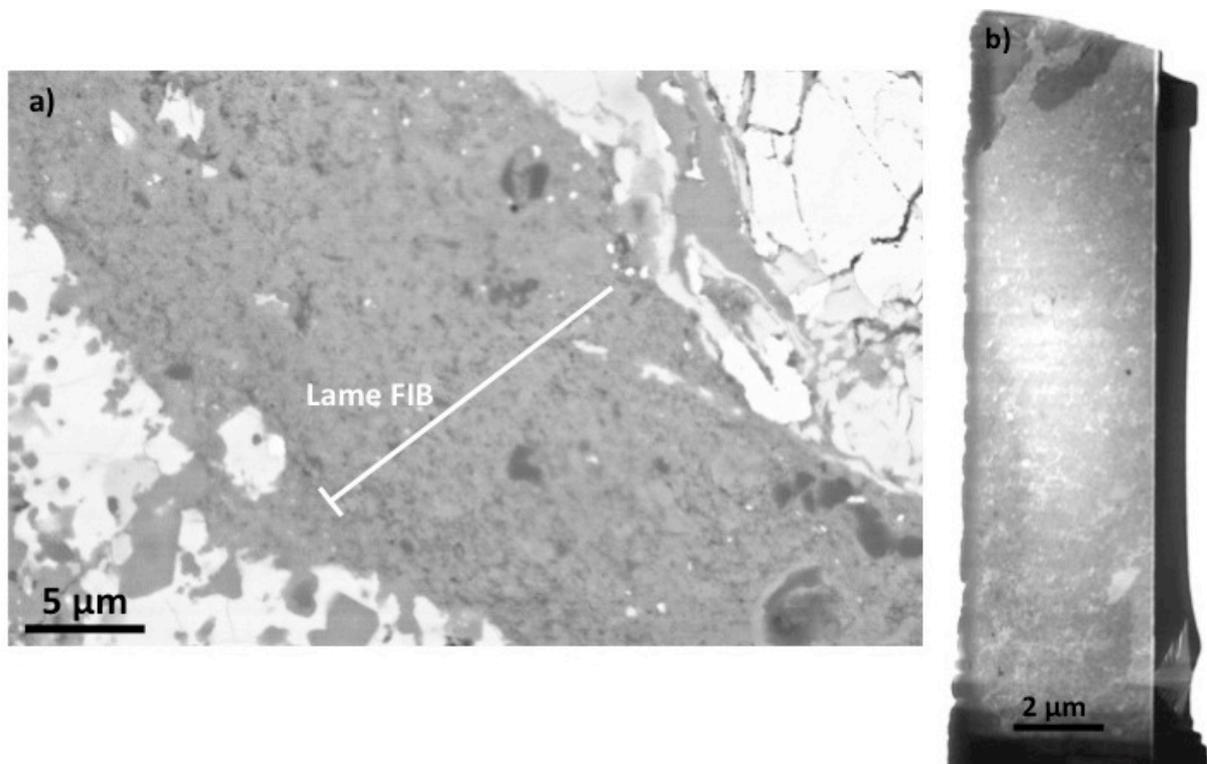


FIGURE 5.12 – Zone d'intérêt n°1 (a) Image MEB en électrons rétrodiffusés indiquant le tracé de la lame FIB prélevée dans cette zone. (b) Image STEM de la lame FIB prélevée dans une lentille. L'échantillon est homogène en taille de grains, composition et minéralogie. Les gros grains en bord de lame (en haut) sont des sulfures de fer.

L'échantillon est composé majoritairement de grains d'olivine de taille inférieure à 100 nm (Figure 5.13 et 5.14). L'épaisseur d'une lame FIB étant aux alentours de 100 nm, il est difficile de déterminer précisément la composition individuelle des grains car leur taille est inférieure à l'épaisseur de la lame. Dans ce cas, les effets de convolution de phases sont importants et doivent être pris en compte. Pour pallier à ce problème nous avons effectué l'analyse de plusieurs zones d'une surface de 100 x 100 nm à différents endroits de la lame FIB (Figure 5.15). La distribution des compositions obtenues à l'aide de cette méthodologie doit permettre de savoir si une phase est dominante.

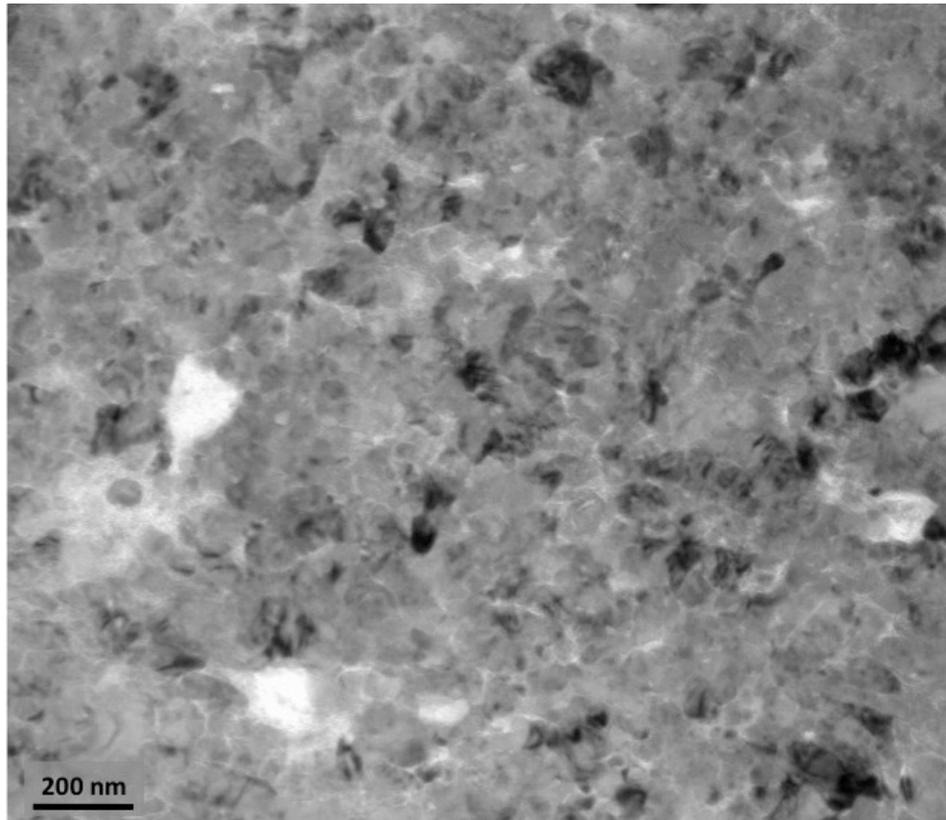


FIGURE 5.13 - La zone n°1 est constituée majoritairement de grains d'olivine inférieurs à 100 nm. Image MET en champ clair.

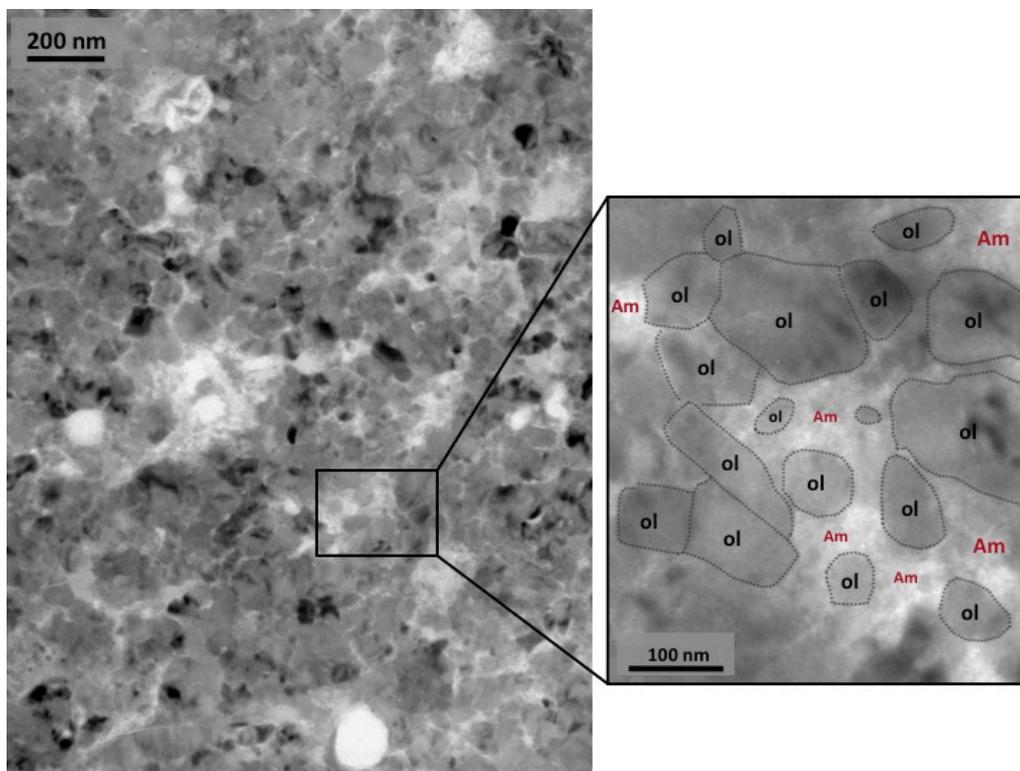


FIGURE 5.14 - Image MET en champ clair montrant que cette zone est dominée par l'olivine (ol) qui "baigne" dans un amorphe (Am).

Trois zones de la lame FIB ont été analysées. Leurs compositions moyennes sont très proches et sont situées entre celles des pyroxènes et celles des olivines (Tableau 5.2 et Figure 5.15). Ceci peut être expliqué par des effets de convolution entre l'olivine et une phase amorphe interstitielle riche en Si (Figure 5.14). En certains endroits, ces plages amorphes sont plus étendues, ce qui nous offre l'opportunité de mesurer leurs compositions sans convolution avec les grains cristallins (Figure 5.16). Ces compositions sont reportées dans le Tableau 5.3 et indiquent que le silicate amorphe est riche en Si. Ceci confirme que les analyses effectuées dans les différentes zones de la lame FIB sont compatibles avec la convolution d'olivines et d'amorphe riche en Si. La composition moyenne des olivines a donc été estimée en corrigeant les analyses de l'excès de Si dû à l'amorphe interstitiel. La Figure 5.17a montre l'histogramme de distribution Fe-Mg des olivines "corrigées". Les olivines ont un champ de composition resserré allant de Fa₅₉ à Fa₆₈, avec une composition moyenne Fa₆₅ (Figure 5.17a).

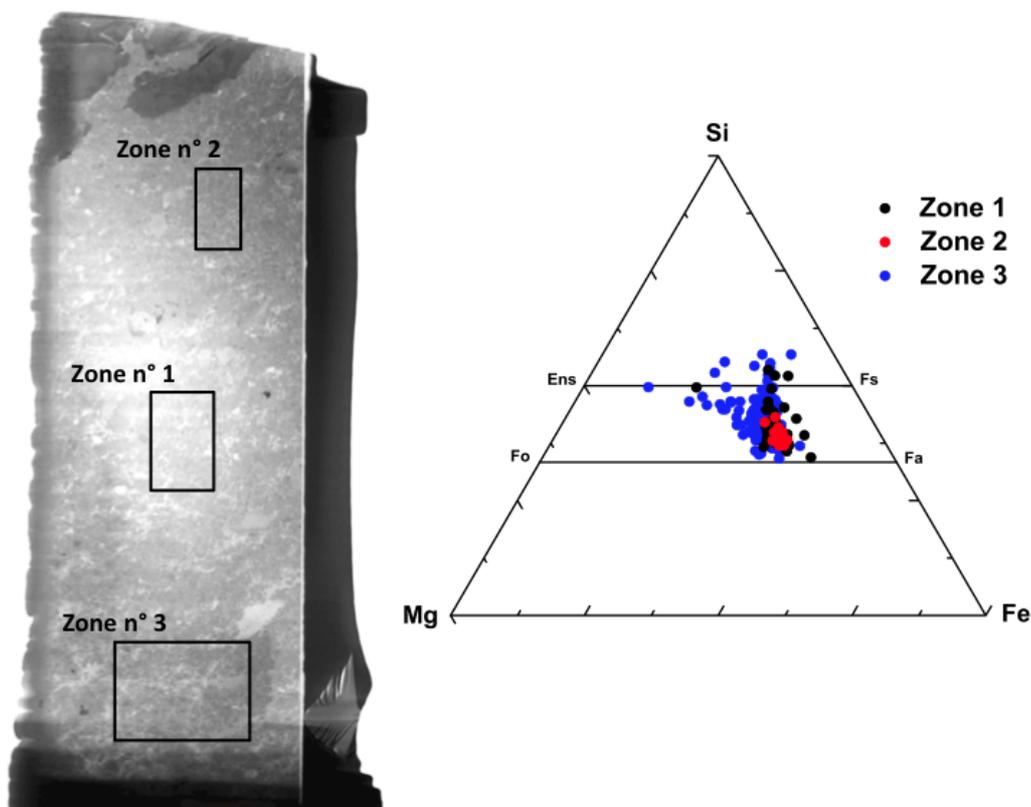


FIGURE 5.15 - Repérage des zones analysées sur la lame FIB extraite de la zone n°1 (à gauche). Les compositions (at%) sont reportées sur un diagramme ternaire Si-Mg-Fe (à droite).

		O	Na	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Fe	Ni
Zone 1	Moyenne	59.63	0.80	7.25	0.89	15.41	0.31	0.05	0.11	15.19	0.07
	1 σ (n=64)	1.33	0.34	1.20	0.33	1.05	0.25	0.02	0.09	1.56	0.04
Zone 2	Moyenne	56.93	0.53	7.83	0.82	15.84	0.32	0.03	0.11	17.13	0.13
	1 σ (n=38)	0.71	0.18	0.39	0.21	0.40	0.21	0.01	0.05	0.74	0.14
Zone 3	Moyenne	56.79	1.58	8.26	1.00	16.63	0.42	0.09	0.36	14.41	0.12
	1 σ (n=123)	1.80	1.11	1.77	0.46	1.34	0.34	0.07	0.52	2.57	0.11

TABLEAU 5.2 - Compositions (at%) moyennes des différentes zones analysées (Figure 5.15). Les compositions ont été obtenues par EDS au MET.

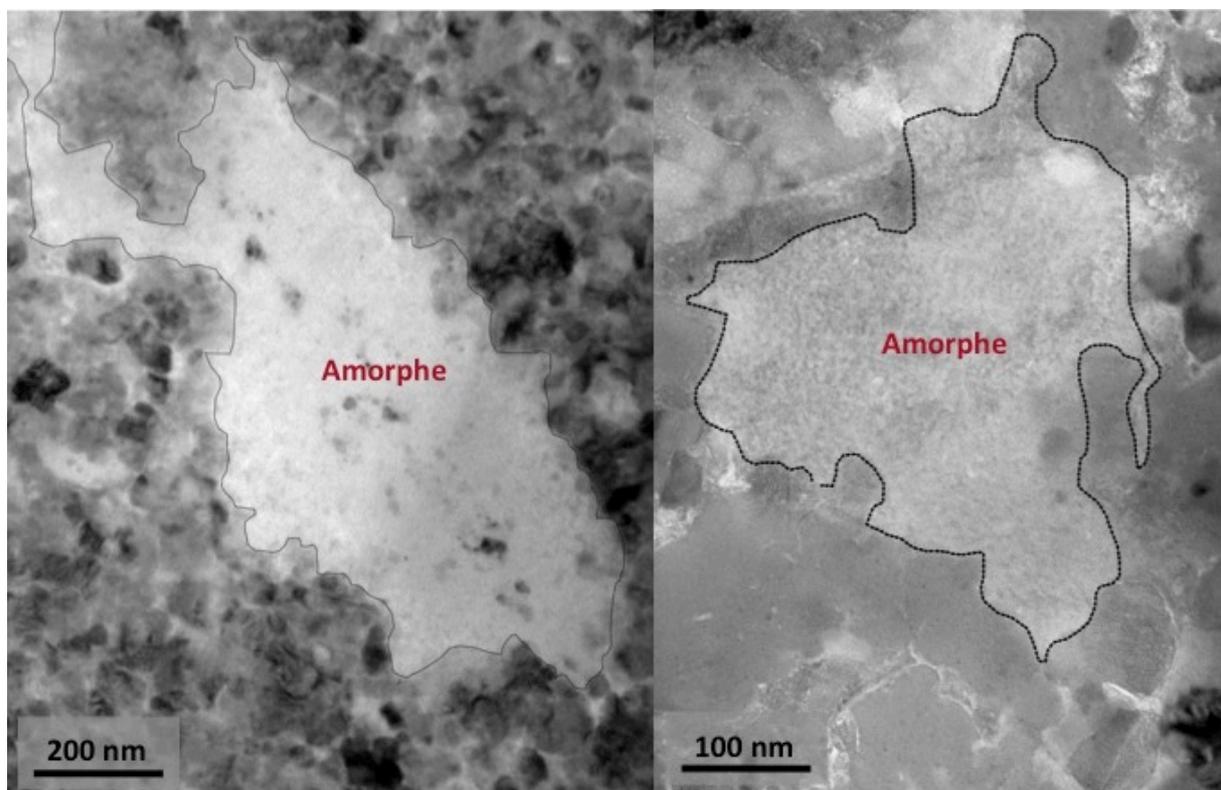


FIGURE 5.16 - Certaines zones amorphes assez étendues sont présentes dans la zone n°1 du chondre dont les compositions sont reportées dans le Tableau 5.3. Images MET en champ clair.

Spectres	O	Si	Al	K	Na	Ca	Fe	Mg	Ti
SPC- 30	62.52	25.16	2.51	0.07	2.67	0.30	4.42	2.35	0.00
SPC- 31	61.54	23.38	1.89	0.29	2.22	0.58	6.84	3.23	0.02
SPC- 32	60.29	20.31	2.03	0.22	1.41	0.35	11.80	3.53	0.07
SPC- 96	63.01	25.55	3.13	0.21	2.13	0.38	4.58	0.93	0.07
SPC- 97	61.25	21.83	2.84	0.14	1.37	0.27	8.69	3.59	0.01

TABLEAU 5.3 - Compositions (at%) du silicate amorphe présent dans la zone n°1.

Des grains avec une taille supérieure à 100 nm sont également présents. Dans ces cas-là des analyses ponctuelles sur chacun de ces grains, sans convolution avec d'autres phases environnantes, ont été effectuées. Les analyses de ces "gros" grains indiquent qu'il s'agit d'olivines (composition moyenne Fa_{63}), de pyroxènes pauvres en Ca (dominants) et de pyroxènes riches en Ca (Figure 5.17b,c). Les pyroxènes pauvres en Ca sont également pauvres en Fe et ont une composition moyenne Fs_3 , tandis que les pyroxènes riches en Ca présentent un large champ de composition, à l'intérieur du domaine d'immiscibilité des pyroxènes (Fig. 5.17c).

Les petits grains d'olivine sont dépourvus de défauts cristallins tandis que les plus gros grains d'olivines contiennent des dislocations. Les pyroxènes, quant à eux, contiennent des défauts plans dans (100).

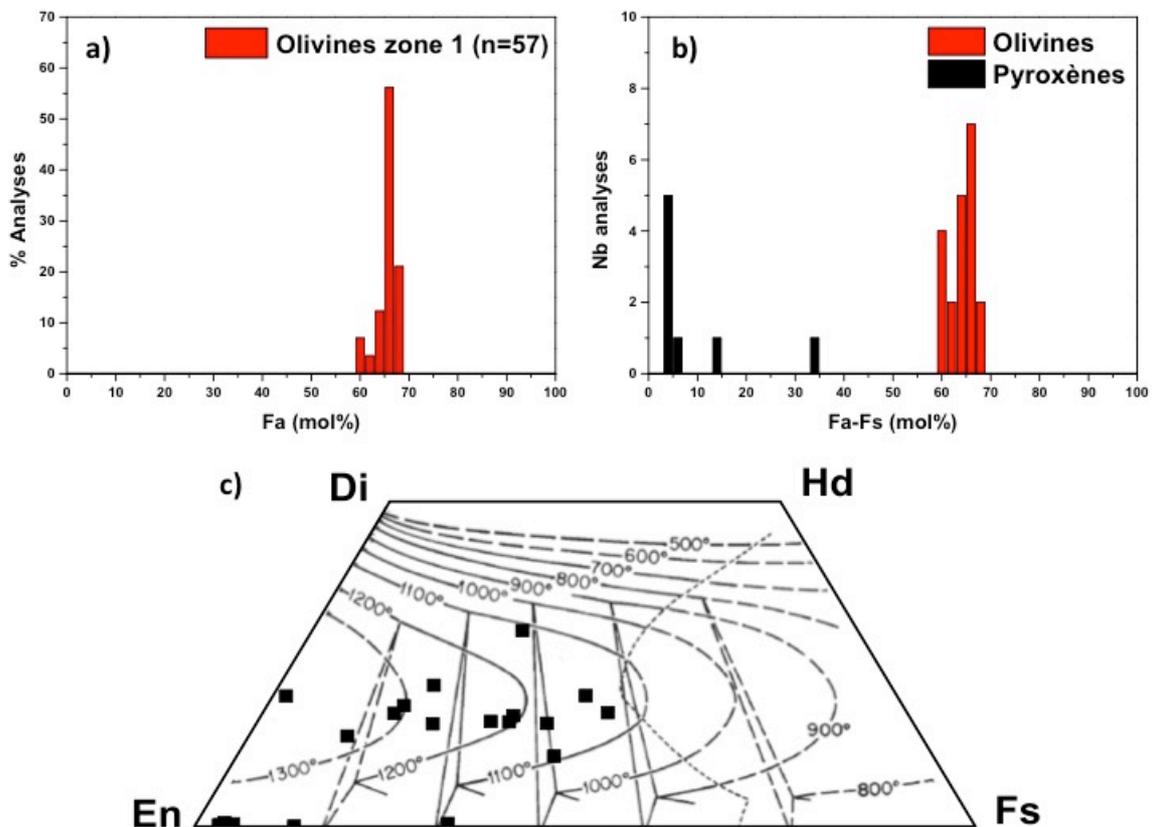


FIGURE 5.17 - (a) Histogramme montrant la composition des olivines de petite taille, corrigées de l'amorphe interstitiel (voir texte pour la méthodologie mise en œuvre); (b) Histogramme montrant la composition (at%) des grains d'olivine et pyroxène qui possèdent une plus grande taille de grains (> 100 nm); (c) Quadrilatère des pyroxènes où sont représentées les analyses des pyroxènes riches en Ca. Ils possèdent des compositions qui se situent dans le domaine d'immiscibilité des pyroxènes.

5.3.3.2 Minéralogie et composition de la zone 2

La zone 2 se rapproche du centre du chondre par rapport aux lentilles étudiées dans la section précédente (Figure 5.8). Cette zone à grains fins, qui est entourée de nombreux sulfures (en blanc), contient également de nombreux grains d'olivine zonés. Deux lames FIB ont été prélevées dans cette zone, une première dans la partie à grains fins et la seconde à travers des grains d'olivine présentant une zonation chimique visible à l'échelle du MEB (Figure 5.18).

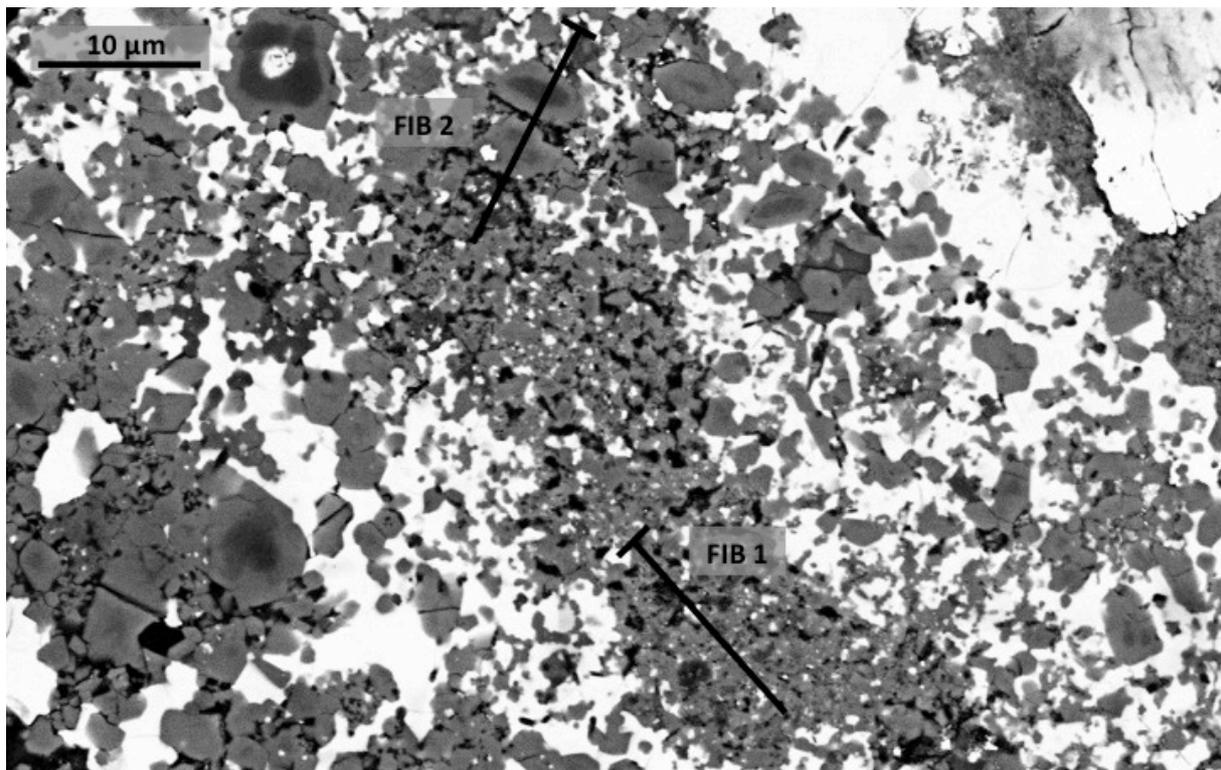


FIGURE 5.18 Zone d'intérêt n°2. Dans cette zone deux lames FIB ont été extraites, la première (FIB1) dans la partie à grains fins et la seconde (FIB2) à travers des grains d'olivine chimiquement zonés.

La zone à grains fins est dominée par des olivines automorphes (Figure 5.19). Les contacts entre les grains sont nombreux et dans la majorité des cas aucun résidu n'est observé entre les grains. On observe parfois des jonctions triples à 120° (Figure 5.20). Dans d'autres cas, les joints de grains contiennent un résidu amorphe présentant des trous ou bulles (Figure 5.20). Celui-ci n'a pas pu être analysé du fait de sa faible épaisseur et de sa forte sensibilité sous le faisceau. De larges plages de silicates amorphe sont également présentes. Celles-ci contiennent parfois de nombreux trous ou bulles (Figure 5.21). Leurs compositions sont reportées dans le Tableau 5.4. Comme pour la zone n°1, cet amorphe est riche en Si et Al.

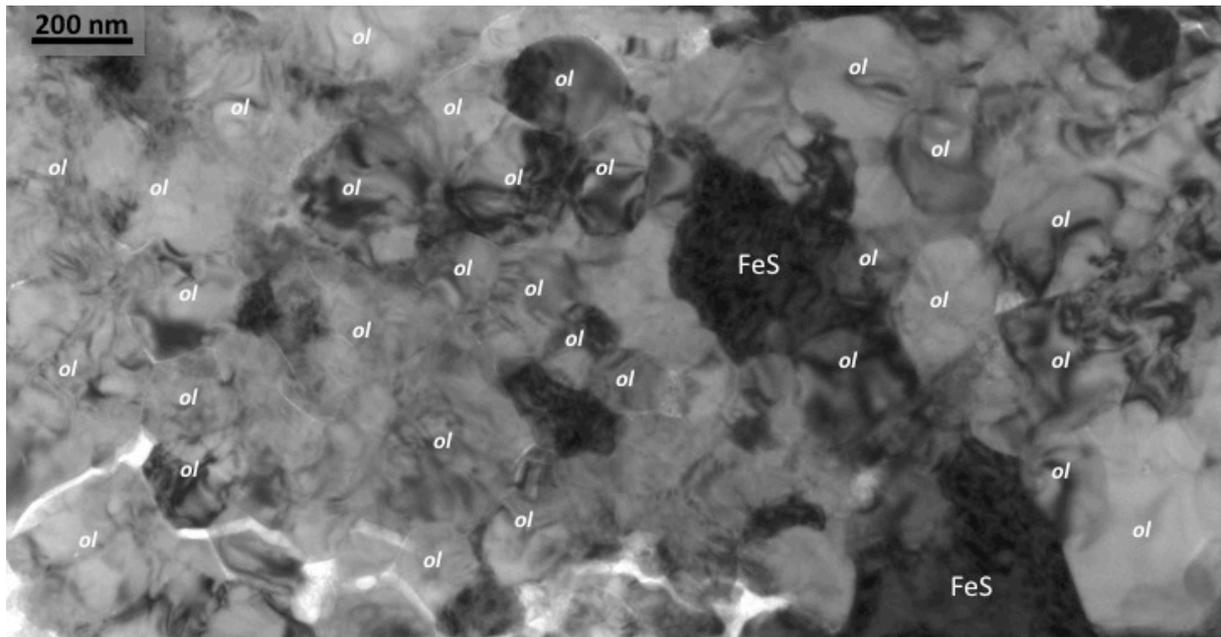


FIGURE 5.19 - Image en champ clair de la zone n°2. ol= olivine, FeS= sulfure de fer. Cette zone est dominée par des grains d'olivine automorphes.

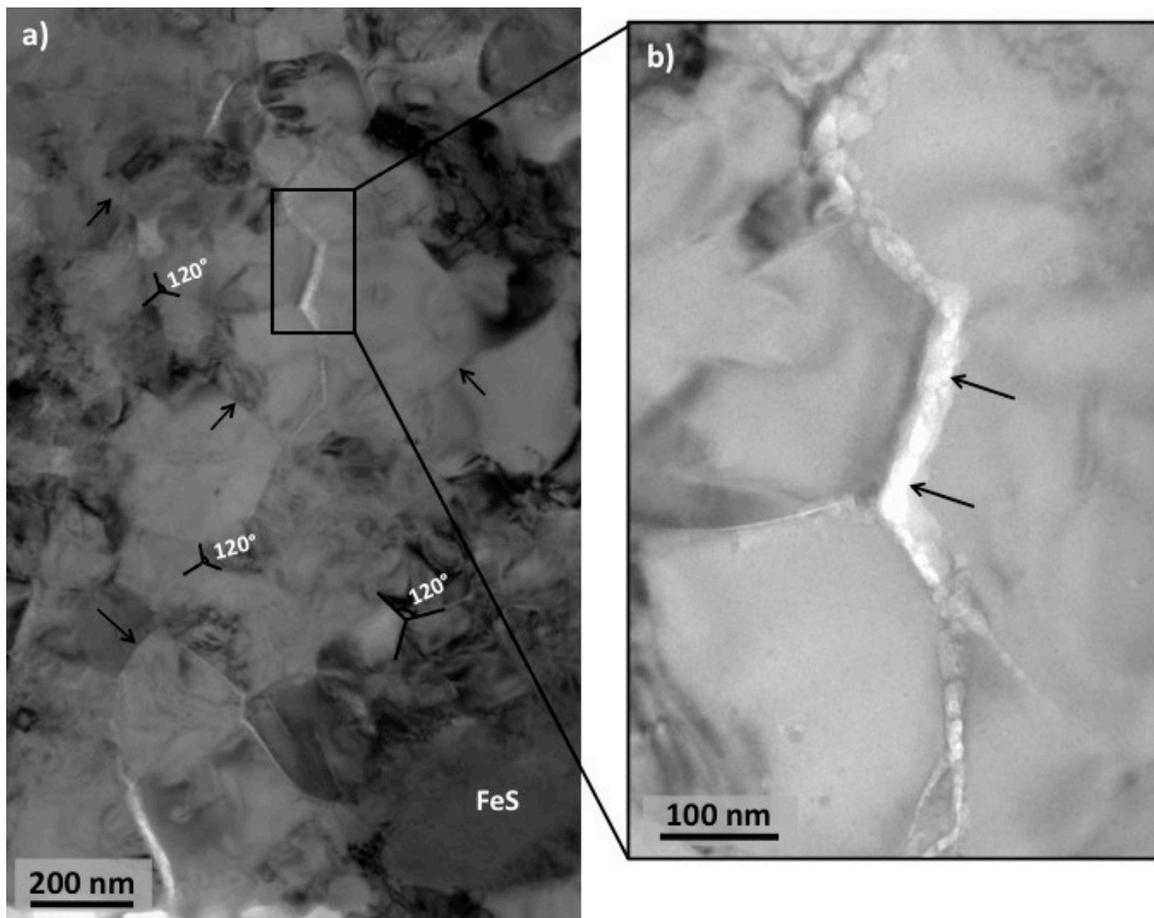


FIGURE 5.20 - Images en champ clair montrant l'arrangement des grains d'olivine dans la zone n°2. (a) mis à part le sulfure de fer (FeS) en bas de l'image, l'ensemble des grains sont des olivines automorphes. Dans la majorité des cas il n'y a pas de résidu amorphe aux joints de grains et on observe parfois des jonctions triples à 120° (b) agrandissement de la zone sélectionnée en a). Dans cette zone on observe un résidu amorphe aux joints de grains (pointé par les flèches). Celui-ci présente des trous ou bulles.

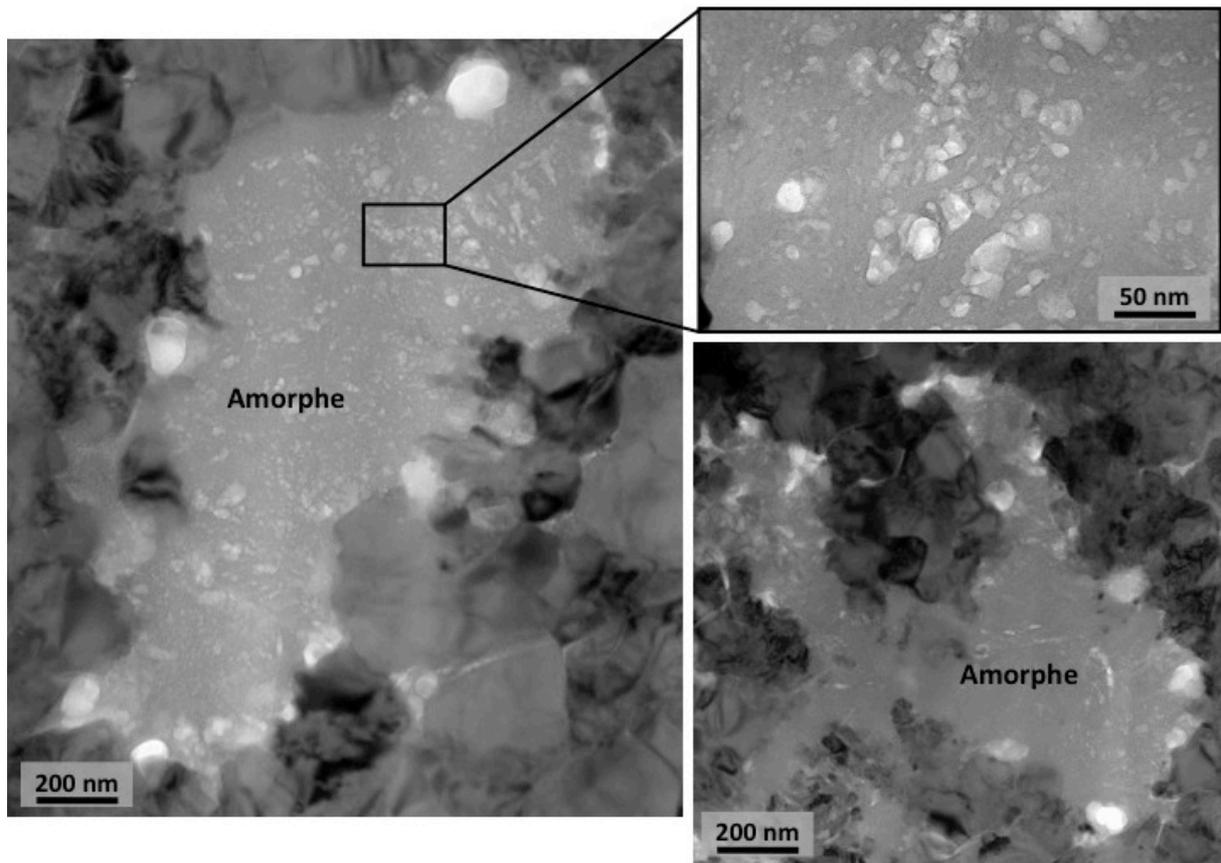


FIGURE 5.21 - Images MET en champ clair des zones d'amorphe présentes dans la zone n°2 du chondre. L'amorphe contient de nombreux trous ou bulles (en gris clair - blanc).

	O	Si	Al	K	Na	Ca	Fe	Mg	Ti
SPC- 86	62.75	24.82	4.50	0.35	2.82	0.14	2.00	2.57	0.01
SPC- 87	63.05	25.22	4.48	0.33	2.44	0.16	1.71	2.56	0.02
SPC- 106	62.58	24.77	4.60	0.36	3.45	0.14	1.62	2.44	0.00
SPC- 151	63.10	25.38	4.63	0.33	2.68	0.10	1.57	2.18	0.01

TABLEAU 5.4 - Compositions (at%) des zones amorphes présentes dans la zone n°2 (Figure 5.21). Les compositions ont été obtenues par EDS au MET.

Dans cette zone, certaines olivines adjacentes semblent montrer des relations d'orientation. En effet, le contraste de Bragg semble se prolonger de grain à grain (Figure 5.22). Une série de clichés de diffraction en aire sélectionnée nous a permis de confirmer l'orientation commune (Figure 5.22b).

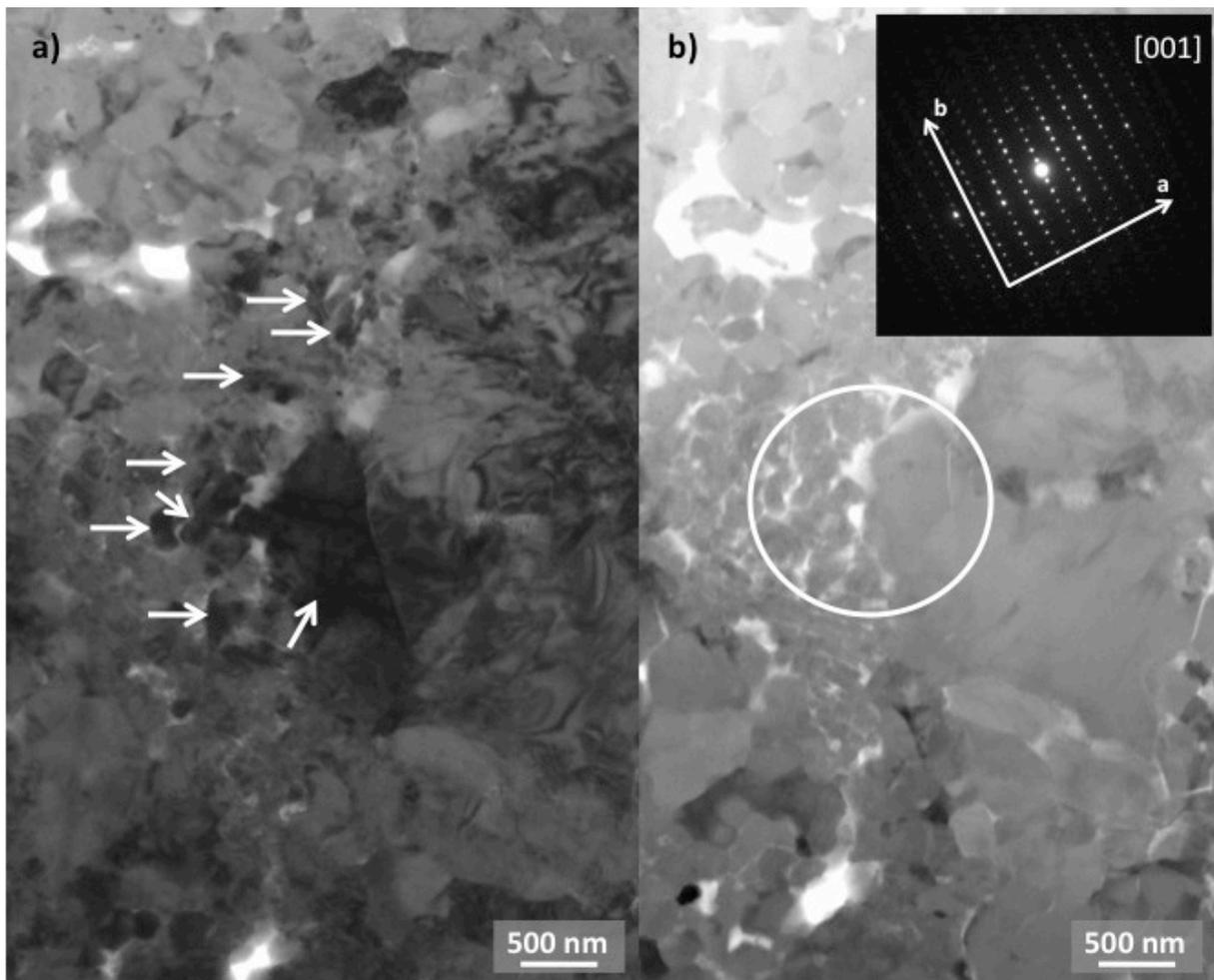


FIGURE 5.22 – (a) Image en champ clair montrant plusieurs grains d'olivine en relation d'orientation. Les flèches pointent les grains d'olivine qui possèdent un contraste de Bragg similaire (b) image STEM de la zone correspondante. Le cercle sur cette image représente la zone sélectionnée par le diaphragme lors de la diffraction en sélection d'aire. Le cliché de diffraction indique que les différents grains possèdent la même orientation.

La taille de grains des olivines dans cette zone est supérieure à la zone 1 (lentilles), variant de 50 à 1700 nm avec une moyenne de 233 nm (Figure 5.23). L'histogramme de la taille de grains montre que la majorité des grains possède une taille centrée sur 200 nm, mais qu'il existe également une population de grains centrée sur 550 nm. Cette tendance bi-modale est également exprimée par la rupture de pente à 400 nm sur le diagramme des fréquences cumulées (Figure 5.23). Ce même diagramme indique que 90 % des grains ont une taille inférieure à 400 nm.

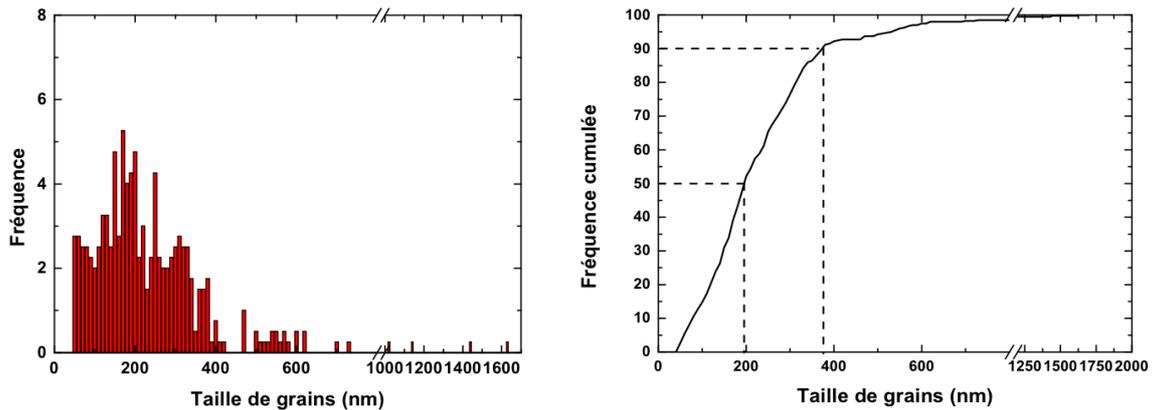


FIGURE 5.23 - Diagrammes montrant la distribution de la taille de grains dans la zone n°2. La taille de grains moyenne est de 233 nm. La distribution est bimodale avec un mode dominant centré à 200 nm et un autre centré à 550 nm. Cette tendance bimodale est également exprimée par la rupture de pente sur le diagramme de fréquence cumulée de la taille de grains (diagramme de droite).

Les analyses EDX montrent que les olivines possèdent un champ de composition resserré et qu'elles sont riches en Fe. La composition moyenne est Fa_{45} avec un champ de composition s'étend de Fa_{17} à Fa_{50} (Figure 5.24). Si la majorité des grains a une composition très resserrée autour de Fa_{45} , d'autres grains possèdent une composition plus riche en Mg (Fa_{17} à Fa_{37}). Ces grains ont une taille supérieure à la moyenne (> 500 nm) et contrairement aux petits grains, ils contiennent des défauts cristallins qui sont principalement des dislocations (Figure 5.25). Ces dislocations sont rectilignes selon la direction c et présentent un vecteur de Burger c . Il s'agit donc de dislocations vis. Ces grains ont également la particularité d'avoir une zonation chimique avec un cœur riche en Mg et une bordure riche en Fe. Des grains similaires ont été observés dans la deuxième lame FIB de la zone 2 (Figure 5.18) et des profils de compositions ont été réalisés sur ces grains. Si l'ensemble des "gros" grains riches en Mg montre une zonation chimique, les profils de composition ne sont pas identiques. En effet, certains présentent à leurs bordures une composition plateau qui est proche de la composition des grains d'olivine riches en Fe (Figure 5.26). D'autres profils ne montrent pas cette composition plateau en bordure. La forme des profils semble indiquer que la zonation a pour origine une interdiffusion Fe-Mg. La distance de diffusion se situe entre 180 et 250 nm. Cette diversité de distance de diffusion peut s'expliquer par une anisotropie de diffusion dans l'olivine, ou par des effets de coupe qui peuvent être important pour des grains de faible taille.

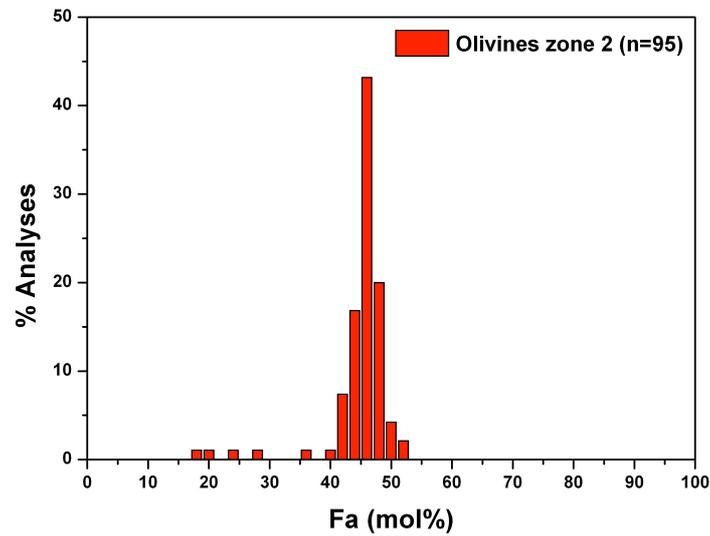


FIGURE 5.24 - Histogramme montrant la composition (% Fa) des olivines de la zone n°2. Les olivines présentent un champ de composition très resserré, avec une composition moyenne $Fa_{45} (\pm 2)$. Les grains d'olivine moins riches en Fa sont des plus gros grains qui contiennent des défauts cristallins (Figure 5.25). n représente le nombre d'analyses.

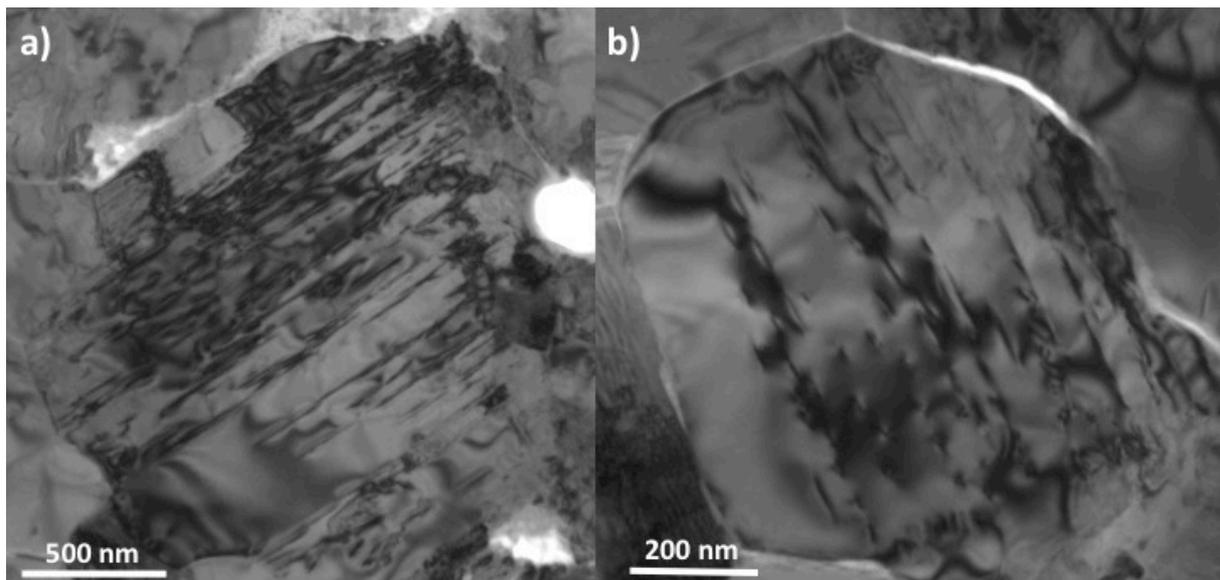


FIGURE 5.25 - Images en champ clair montrant la présence de dislocations pour les plus gros grains d'olivine. Il s'agit de dislocations *c* vis.

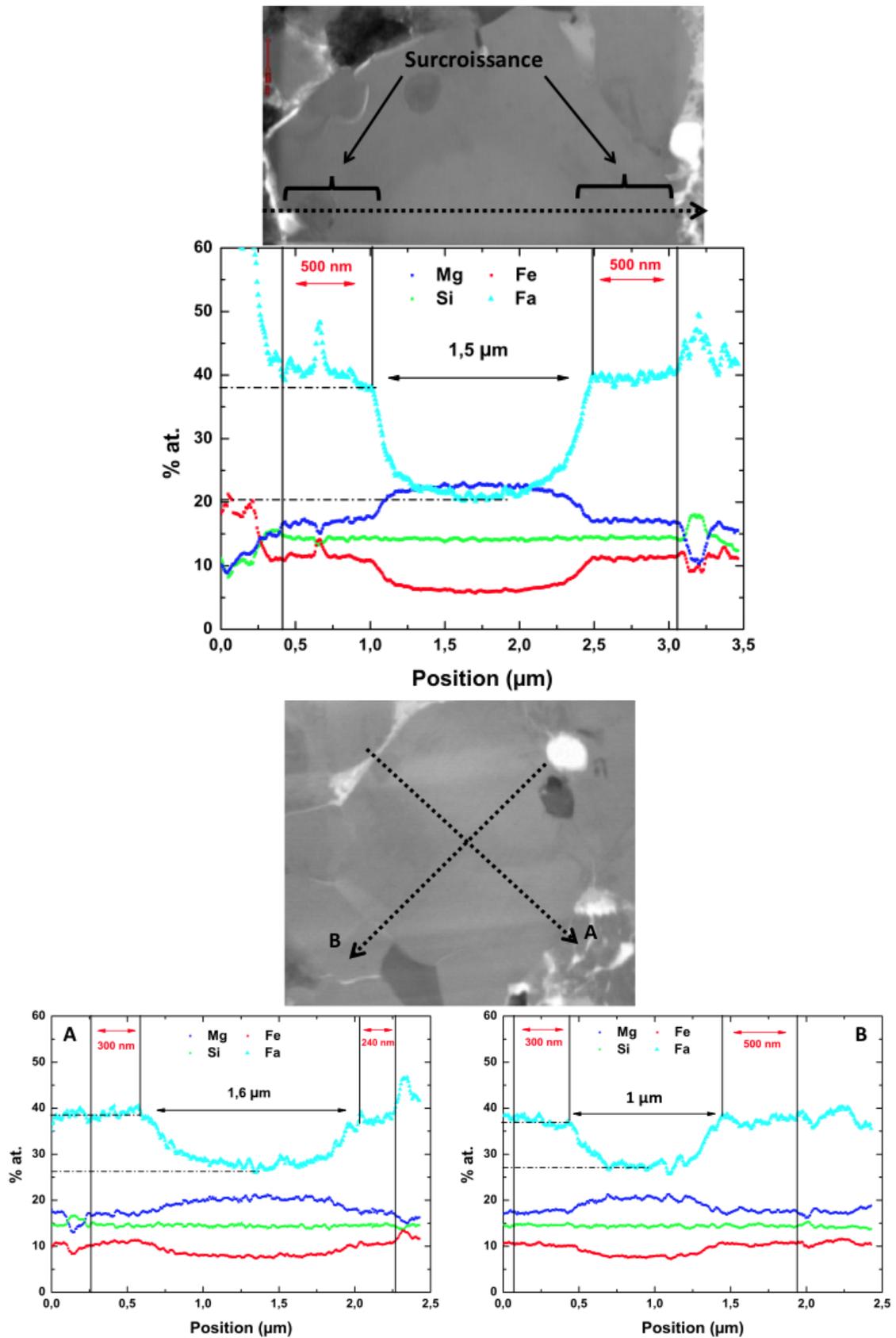


FIGURE 5.26 - Les plus gros grains d'olivine présentent des zonations chimiques avec un cœur riche en Mg et une bordure riche en Fe. Ces deux profils montrent la présence de surcroissance avec une composition avoisinant Fa_{40} . La taille de la surcroissance varie de 200 à 500 nm et les distances de diffusion varient de 180 à 250 nm selon les grains.

Les cartographies chimiques ont permis de mettre en évidence d'autres phases en plus faible abondance, tels que des pyroxènes, des sulfures de fer qui ne contiennent pas (ou très peu) de nickel (Troilite, FeS) ainsi que des phases métalliques (Fe-Ni, avec typiquement 50 at% de Ni). Des compositions représentatives des sulfures et des phases métalliques sont disponibles dans le Tableau 5.5. Les pyroxènes montrent un enrichissement en Ca par rapport aux pyroxènes de la zone 1 pour des teneurs identiques en Fe.

Sulfures	O	S	Ti	Cr	Mn	Fe	Ni
SPC- 7	0.00	49.42	0.02	0.05	0.00	50.50	0.02
SPC- 10	0.00	49.16	0.00	0.00	0.00	50.81	0.03
SPC- 28	0.00	51.01	0.00	0.02	0.00	48.96	0.01
SPC- 37	0.00	49.80	0.00	0.02	0.00	50.15	0.02
Métal							
SPC- 9	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	45.37	54.55
SPC- 29	0.00	1.29	0.01	0.08	0.00	46.16	52.47
SPC- 44	0.00	0.28	0.01	0.03	0.00	45.19	54.50
SPC- 95	0.00	0.20	0.01	0.05	0.00	46.02	53.72

TABLEAU 5.5 - Compositions (at%) représentatives des sulfures et des phases métalliques de la zone n°2. Les sulfures ne contiennent pas (ou très peu) de nickel, il s'agit de Troilite (FeS). Le métal est mélange 50-50 de Fe et de Ni (Taenite).

Les cartographies chimiques montrent également la présence de phases riches en Al et Cr (Figure 5.27). Ces phases sont observées sous forme de grains individuels entre les grains d'olivine avec une taille variant de 0,1 à 1µm. Les analyses de ces phases riches en Cr indiquent des teneurs moyennes de 22,5 at% pour le Cr et de 18 at% pour le Fer (Tableau 5.6). Ces compositions ne sont pas compatibles avec la stœchiométrie de la chromite *stricto sensu* $[Fe^{2+}Cr_2O_4]$ et semble indiquer la présence de Fe^{3+} . La composition des phases riches en Al est également reportée dans le Tableau 5.6. Si on se réfère à la stœchiométrie de ces phases riches en Al et Mg, elle n'est pas éloignée de la composition $MgAl_2O_4$ (spinelles). Toutefois, la faible teneur en Al et la forte teneur en Fe semblent indiquer, tout comme pour les chromites, la présence de Fe^{2+} de Fe^{3+} sur les

sites octaédriques et tétraédriques du spinelle. Ces analyses suggèrent donc une solution solide entre le spinelle *stricto sensu* $[\text{MgAl}_2\text{O}_4]$, l'hercynite $[\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4]$ et la magnésiochromite $[\text{Mg}(\text{Cr},\text{Al},\text{Fe})_2\text{O}_4]$ (Tableau 5.6).

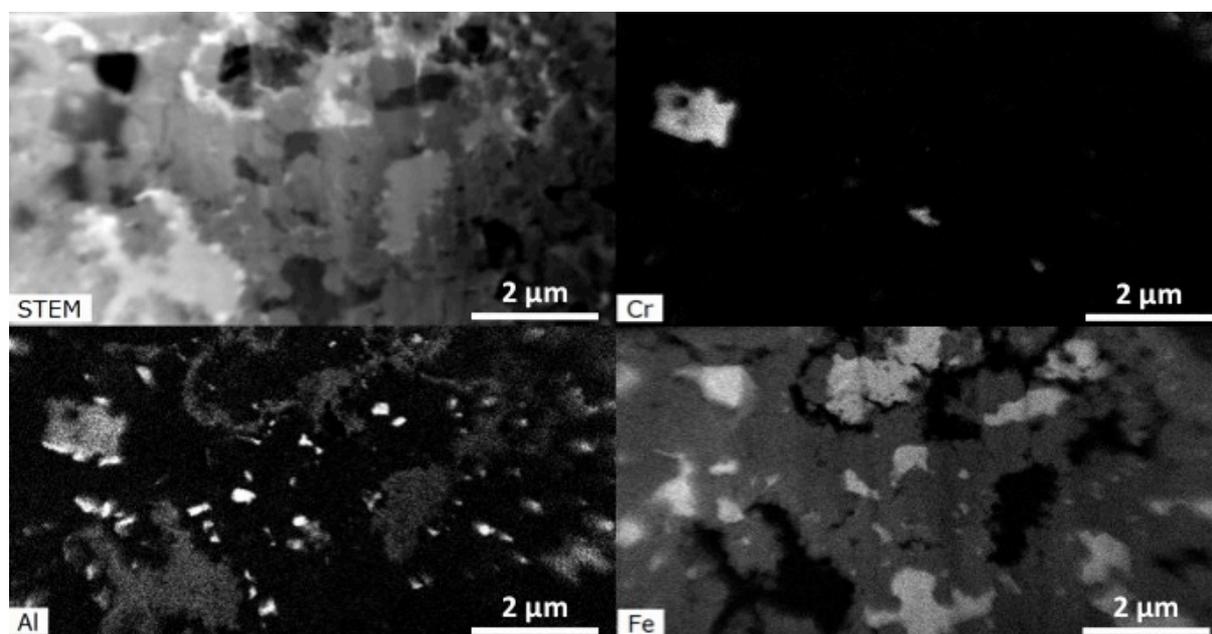


FIGURE 5.27 - A certains endroits de la zone n°2 on remarque la présence de phases riches en Cr ainsi que de phases riches en Al. L'image STEM (en haut à gauche) repère la zone qui a été cartographiée chimiquement. Les compositions de ces phases riches en Cr et en Al sont reportées dans le Tableau 5.6.

Spinelle	O	Mg	Al	Ti	Cr	Fe
SPC-1	57.39	8.39	22.80	-	1.72	9.70
SPC-3	56.38	11.28	20.14	-	0.42	11.78
SPC-5	57.11	7.71	20.04	-	3.37	11.77
SPC-6	56.58	6.69	20.78	-	0.54	15.42
Chromite						
SPC- 121	57.6	-	-	1.32	22.48	18.6
SPC- 124	57.81	-	-	1.45	22.53	18.21
SPC- 126	57.8	-	-	1.33	23.24	17.63

TABLEAU 5.6 - Compositions (at%) des phases riches en Al et Cr de la zone n°2 (Figure 5.27). Si on se réfère à la stœchiométrie des analyses il semblerait que ces phases riches en Al sont un intermédiaire entre le spinelle *stricto sensu* $[\text{MgAl}_2\text{O}_4]$, l'hercynite $[\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4]$ et la magnésiochromite $[\text{Mg}(\text{Cr},\text{Al},\text{Fe})_2\text{O}_4]$.

5.3.3.3 Minéralogie et composition de la zone 3

A l'échelle du MEB, en utilisant les électrons rétrodiffusés, la zone 3 présente un contraste moyen plus sombre que les zones étudiées précédemment (Figure 5.8 et 5.28). Cette zone est constituée d'alternance de petits (< 1 μm) et de gros grains (> 1 μm) de silicates, de métaux et sulfures (blanc et gris) ainsi que de zones très sombres (Figure 5.28). Ces dernières peuvent représenter des zones de faible densité ou des zones à forte porosité. Les plus gros grains (> 1 μm) de silicates sont des olivines et celles-ci présentent une zonation chimique visible à l'échelle du MEB.

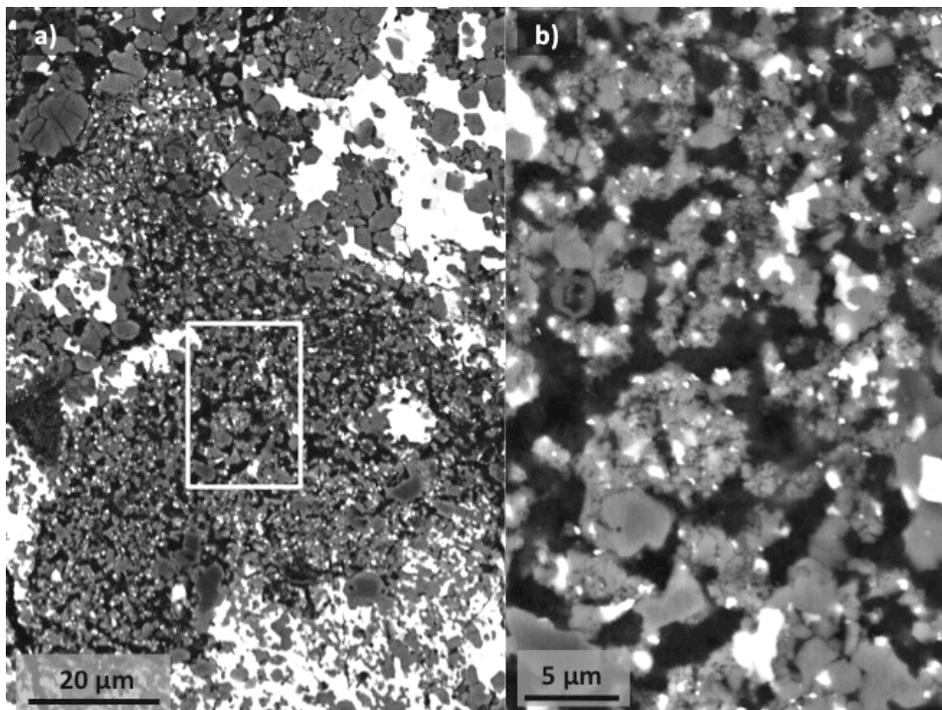


FIGURE 5.28 - Images MEB en électrons rétrodiffusés de la zone n°3 (a) le contraste moyen de cette zone est assez sombre (b) agrandissement de la zone repérée en a). Cette zone est composée d'alternances de petits et gros grains de silicates, de sulfures (gris) et métal (blanc). Les plus gros grains sont des olivines qui présentent une zonation chimique visible à l'échelle du MEB.

Une lame FIB a été extraite de cette zone et le tracé a été choisi de manière à ce que celle-ci passe à travers les zones de petits grains, les zones sombres ainsi que les grains zonés (Figure 5.29). L'image STEM de la lame FIB montre la présence de nombreuses zones amorphes au contraste clair (faible densité), qui doivent être reliées aux zones de contraste sombre observées sur les images MEB en électrons rétrodiffusés.

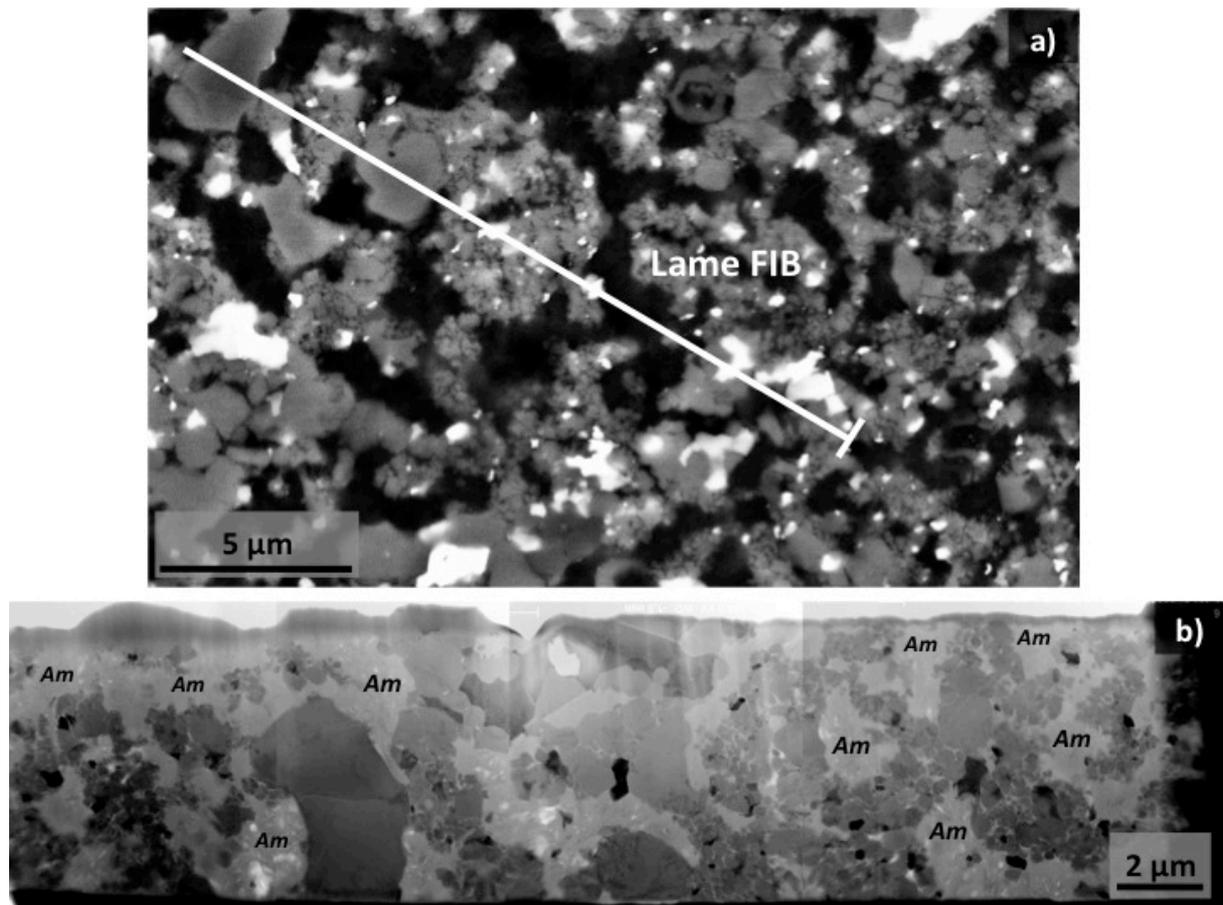


FIGURE 5.29 – (a) Image MEB en électrons rétrodiffusés montrant le tracé de la lame FIB extraite dans la zone n°3. Celui-ci passe à travers les zones de petits grains, des zones au contraste sombre ainsi qu'à travers des grains d'olivine zonés (b) Image STEM de la lame FIB. Les zones claires sont du silicate amorphe (Am) qui doit être relié aux zones sombres des images MEB en électrons rétrodiffusés.

L'étude en MET indique que cette zone est dominée par des olivines sub-automorphes à automorphes ainsi que par de larges plages de silicate amorphe (Figure 5.30 et 5.31). Dans la majorité des cas, les joints de grains entre les olivines ne sont pas parfaits et contiennent un résidu amorphe (Figure 5.31). Celui-ci n'a pas pu être analysé du fait de sa faible épaisseur et de sa forte sensibilité sous le faisceau. Le silicate amorphe présente différents aspects (Figure 5.32). Dans certains cas il est lisse et dans d'autres cas il contient de nombreux trous ou bulles de tailles nanométriques. A certains endroits, la morphologie tend à devenir fibreuse, ce qui suggère un effet de l'altération aqueuse. Pour autant il n'y a aucune différence de compositions entre ces zones d'amorphe morphologiquement différentes (Tableau 5.7). Cet amorphe est riche en Si et en Al.

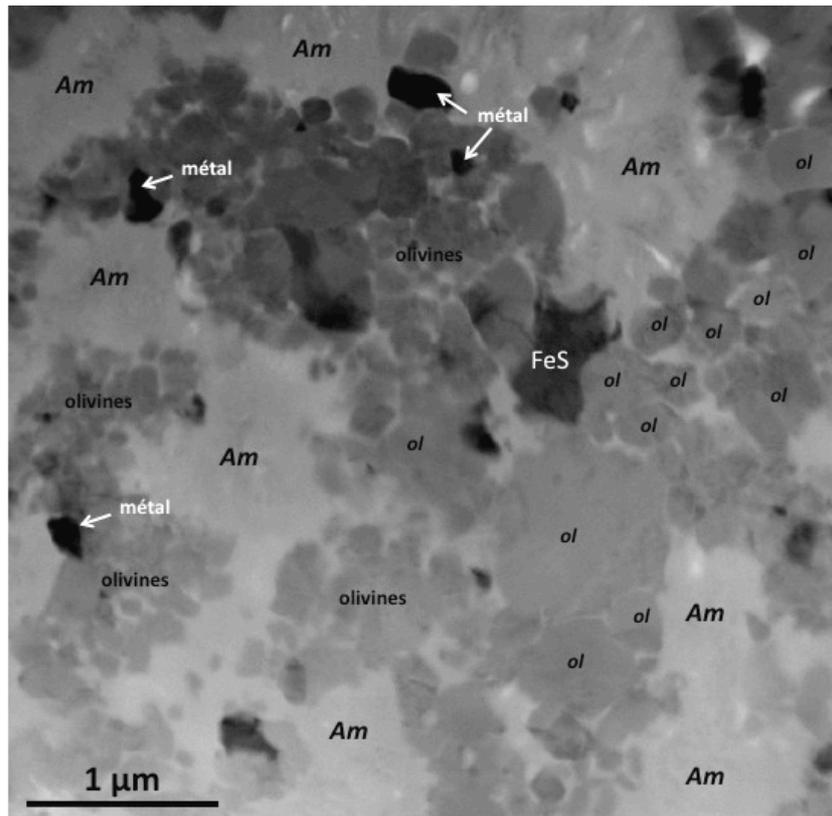


FIGURE 5.30 - Image MET en champ clair de la zone n°3. Cette zone est dominée par des olivines (ol) sub-automorphes à automorphes ainsi que par de larges plages de silicate amorphe (Am). La zone contient également des sulfures de fer (FeS) et du métal.

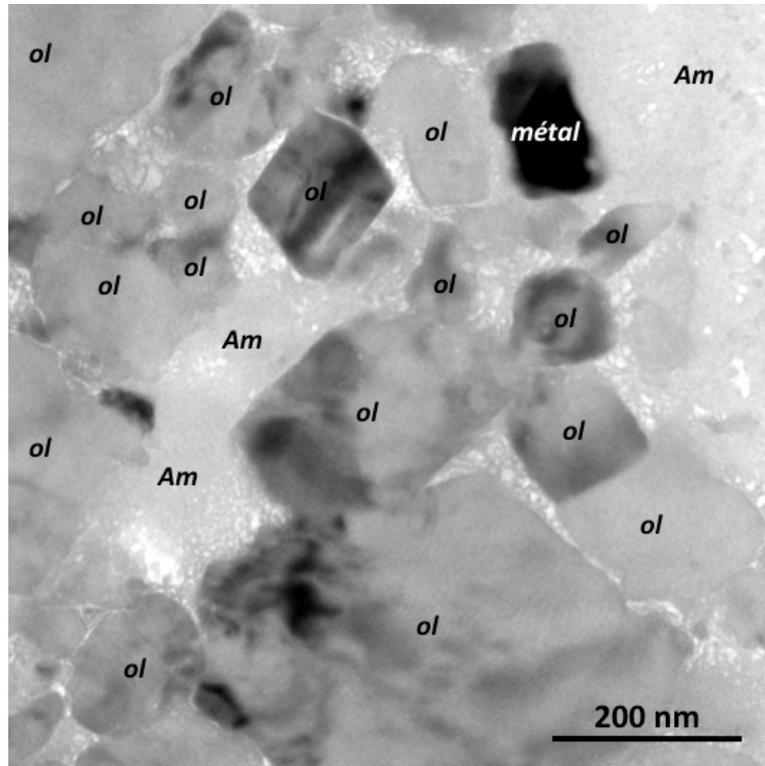


FIGURE 5.31 - Dans cette zone n°3, les joints de grains entre les olivines ne sont pas parfaits et contiennent un résidu amorphe. On note également que cet amorphe contient de très nombreux trous ou bulles de taille nanométrique. Am, amorphe; ol, olivine.

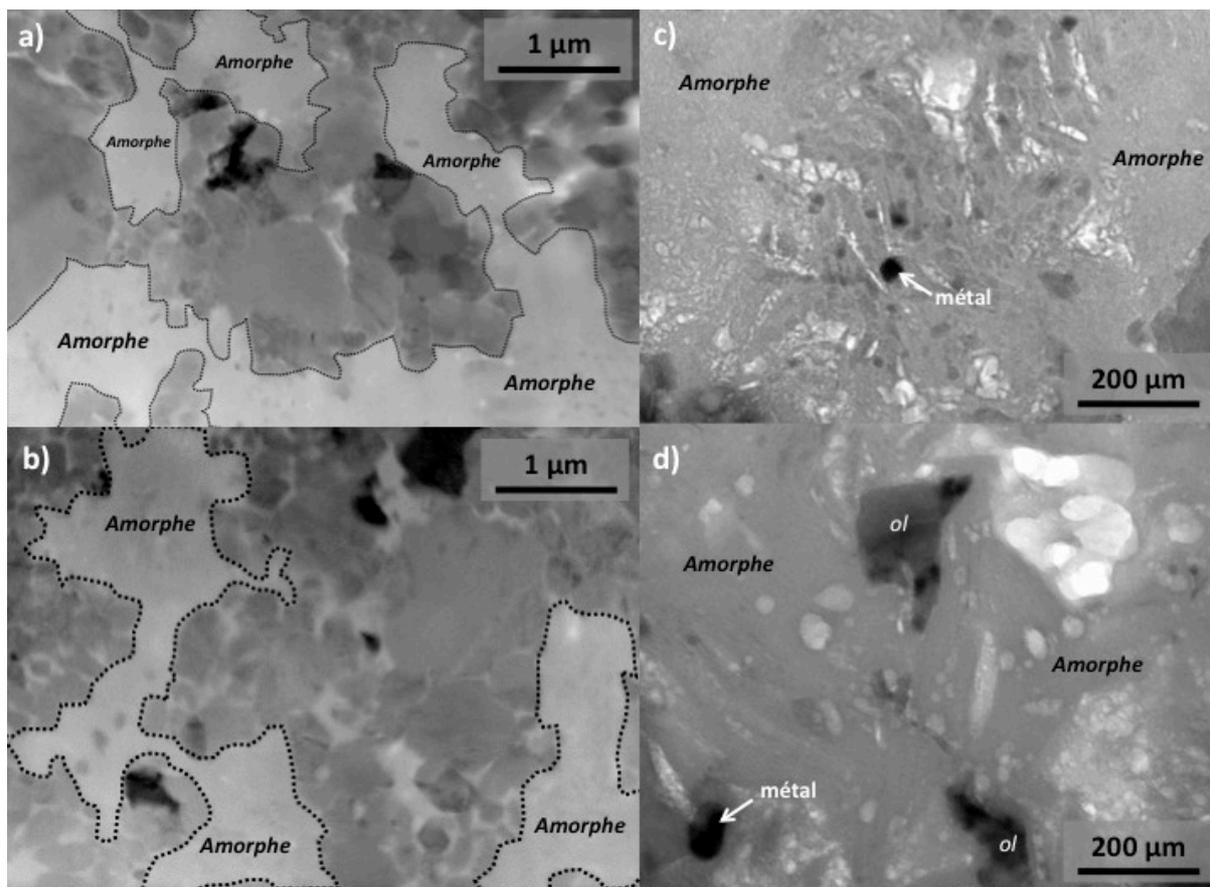


FIGURE 5.32 - Les nombreuses plages d'amorphe présentes dans la zone n°3 n'ont pas toutes le même aspect; a) et b) zones d'amorphes présentant un aspect lisse; c) et d) zones d'amorphes présentant de nombreux trous ou bulles. Les analyses chimiques de ces différentes zones indiquent des compositions très semblables (Tableau 5.7).

Amorphe "lisse"	O	Si	Al	K	Na	Ca	Fe	Mg	Ti
Moyenne	62.79	24.40	4.30	0.23	1.54	1.04	2.42	3.04	0.01
1σ (n=14)	0.65	0.66	0.35	0.04	0.59	0.71	0.28	0.36	0.01
Amorphe transformé									
Moyenne	62.76	24.27	4.80	0.24	1.42	1.49	1.91	2.76	0.01
1σ (n=7)	0.34	0.46	0.71	0.04	0.70	0.55	0.49	0.87	0.00

TABLEAU 5.7 - Compositions (at%) du silicate amorphe. On constate que les compositions des amorphes "lisses" ou "bullés" sont très comparables. Ces deux types d'amorphe sont enrichis en Si et Al. Données obtenues par EDX au MET.

La taille de grains des olivines varie de 40 à 1500 nm, avec une valeur moyenne de 225 nm (Figure 5.33). L'histogramme des fréquences cumulées indique que 90% des grains ont une taille de grains inférieure à 250 nm (Figure 5.33). Les olivines sont donc plus petites que celles de la zone n°2 et ne montrent pas de tendance d'une distribution bimodale.

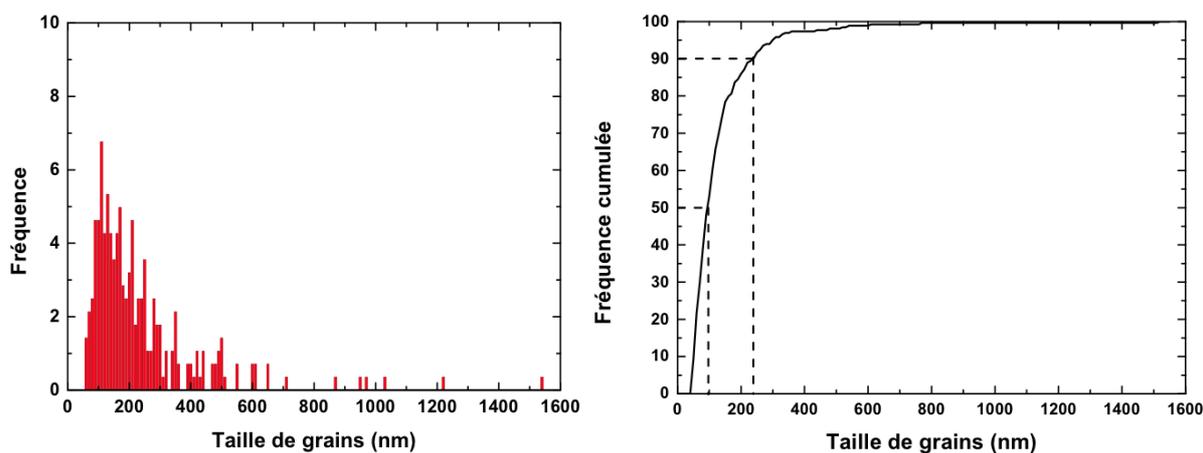


FIGURE 5.33 - Diagrammes montrant la distribution de la taille de grains dans la zone n°3. L'histogramme de la distribution de la taille de grains (à gauche) montre une tendance unimodale avec une taille de grains moyenne de 225 nm. La courbe de fréquence cumulée (à droite) indique que 90% des grains ont une taille inférieure à 250 nm.

Les olivines possèdent un champ de composition resserré, avec une composition moyenne Fa_{38} et champ de composition qui s'étend de Fa_{20} à Fa_{45} (Figure 5.34). Ces teneurs en Fa sont inférieures aux valeurs moyennes des zones 1 (Fa_{63}) et 2 (Fa_{45}). Si la majorité (>90%) des grains d'olivine ont une composition très resserrée autour de Fa_{40} , d'autres grains possèdent une composition plus riche en Mg (Fa_{20} à Fa_{30}). Tout comme pour la zone 2, ces grains ont une taille supérieure à la moyenne (>500nm) et contiennent également des dislocations. En revanche, contrairement à la zone 2, ces grains ne sont pas tous chimiquement zonés (Figure 5.35). Les grains qui montrent une zonation chimique possèdent un cœur riche en Mg et une bordure riche en Fe . Contrairement à certains grains de la zone n°2, nous n'avons pas observé de composition plateau à leurs bordures. La distance de diffusion est similaire à la zone 2 et varie de 200 à 250 nm.

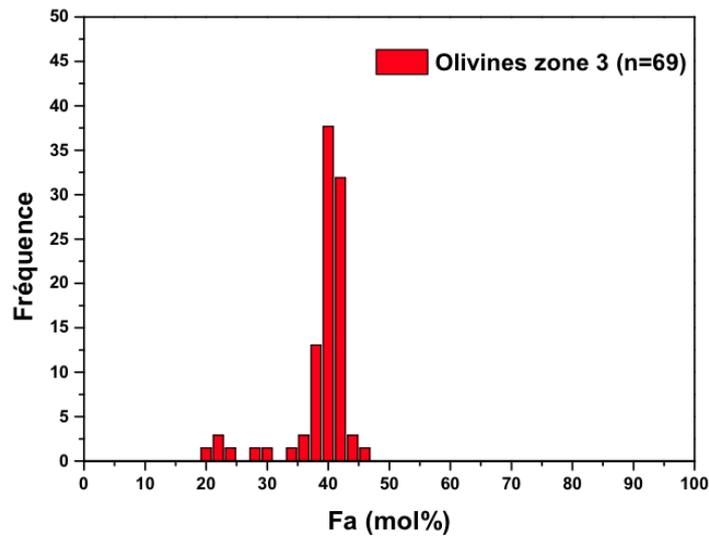


FIGURE 5.34 - Histogramme montrant la composition (%Fa) des olivines de la zone n°3. Les olivines présentent un champ de composition très resserré, avec une composition moyenne Fa_{38} . Les grains d'olivine moins riches en Fa sont des plus gros grains qui contiennent des défauts cristallins. n représente le nombre d'analyses.

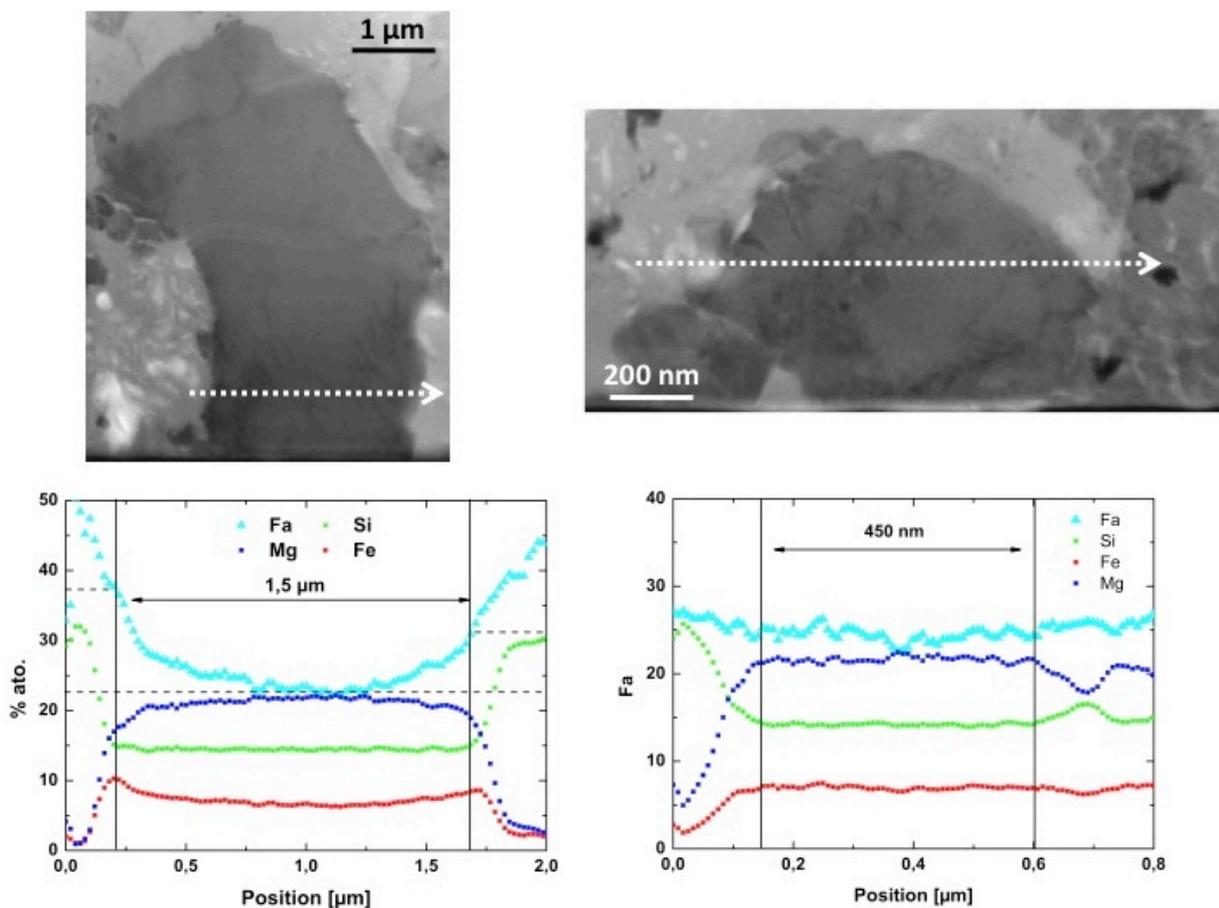


FIGURE 5.35 - Les plus gros grains d'olivine contiennent systématiquement des défauts cristallins. En revanche ils ne montrent pas tous une zonation chimique. A gauche, ce grain d'olivine montre une zonation chimique avec un cœur riche en Mg (Fa_{22}), une bordure riche en Fe (Fa_{37}) et une zonation chimique qui s'étend sur environ 250 nm. A droite, ce grain ne montre pas de zonation chimique malgré sa composition moins riche en Fa (Fa_{27}) que l'ensemble des autres olivines (Figure 5.34).

D'autres phases en plus faible abondance sont également présentes tels que des pyroxènes, des sulfures ainsi que des phases métalliques (Fe-Ni). La plupart des pyroxènes sont riches en Ca, avec une composition moyenne $Wo_{37}En_{47}Fs_{16}$. Ces compositions sont en moyenne plus riches en Ca par rapport aux pyroxènes des zones 1 et 2 (Figure 5.36). Pour les sulfures et les phases métalliques, des compositions représentatives sont reportées dans le tableau 5.8. Comme pour les zones 1 et 2, les sulfures ne contiennent pas de Ni, il s'agit d'un mélange 50/50 de Fe et S. Il en va de même pour le métal qui est composé d'un mélange 50/50 de Fe et Ni (Tableau 5.8).

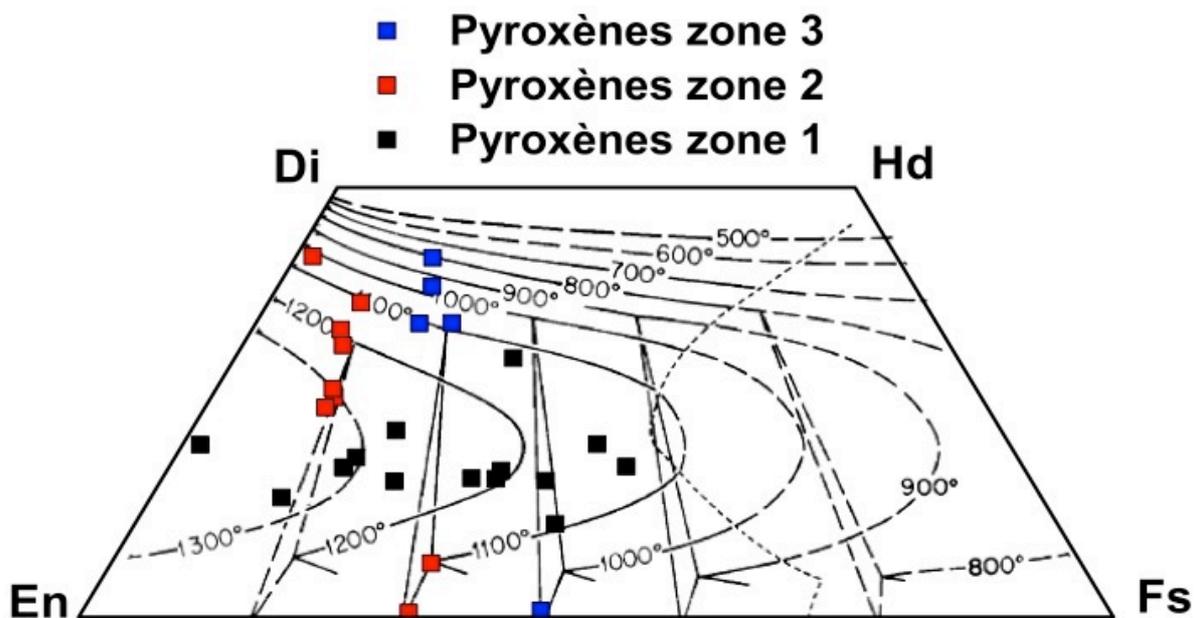


FIGURE 5.36 - Quadrilatère des pyroxènes où sont représentés les isothermes définissant les domaines d'immiscibilité du pyroxène selon la température et la composition (d'après Lindsey, 1983). Parmi les cinq pyroxènes localisés dans la zone n°3, quatre ont une composition riche en Ca (en bleu). Ces pyroxènes riches en Ca sont plus riches en Ca que les pyroxènes des zones n°1 et 2 (respectivement en noir et rouge).

Sulfure	O	S	Ti	Cr	Fe	Ni
Spc34	0.00	48.43	0.00	0.08	51.40	0.09
Spc87	0.00	48.81	0.05	0.15	51.00	0.00
Spc88	0.00	51.09	0.00	0.00	48.91	0.00
Métal						
Spc23	0.00	0.21	0.04	0.00	45.48	54.28
Spc32	0.00	0.29	0.06	0.00	48.59	51.06
Spc82	0.00	0.00	0.00	0.09	48.96	50.95

TABLEAU 5.8 - Compositions (at%) représentatives des sulfures et phases métalliques de la zone n°3. Ces analyses montrent que les sulfures ne contiennent pas de Ni (Troilite) et que le métal est un mélange 50/50 de Fe et Ni (Taenite). Les compositions ont été mesurées par EDX au MET.

Cette zone n°3 contient également des chromites [$\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$] et des spinelles [MgAl_2O_4]. Comme pour la zone n°2, il y a un excès de fer par rapport à la stœchiométrie théorique, suggérant la présence de Fe^{3+} . Les compositions de ces spinelles sont données dans le tableau 5.9.

Spinnelle	O	Mg	Al	Ti	Cr	Fe
SPC-2	57.30	11.29	19.37	-	-	12.13
SPC-8	57.47	13.01	17.78	-	-	11.97
SPC-13	57.26	15.45	15.18	-	-	12.83
SPC-24	57.16	15.09	14.79	-	-	13.66
Chromite						
SPC- 15	57.13	-	-	1.02	26.50	15.33
SPC- 18	57.02	-	-	1.05	25.96	15.80

TABLEAU 5.9 - Compositions (at%) représentatives des phases riches en Al et Cr de la zone n°3. La stœchiométrie nous indique qu'il s'agit de spinelle et de chromite. Les compositions ont été obtenues par EDX au MET.

5.3.3.4 Minéralogie et composition de la zone 4

La zone 4 est dominée par un mélange de sulfures et de silicates (Figure 5.37). Les sulfures semblent former un réseau interconnecté et entourent les silicates. On retrouve également des grains d'olivine de différentes tailles, avec pour les plus gros la présence d'une zonation chimique visible à l'échelle du MEB. Une lame FIB a été extraite de cette zone et l'image STEM de celle-ci montre qu'elle est dominée par des sulfures et des silicates cristallins, très majoritairement de l'olivine (Figure 5.37b).

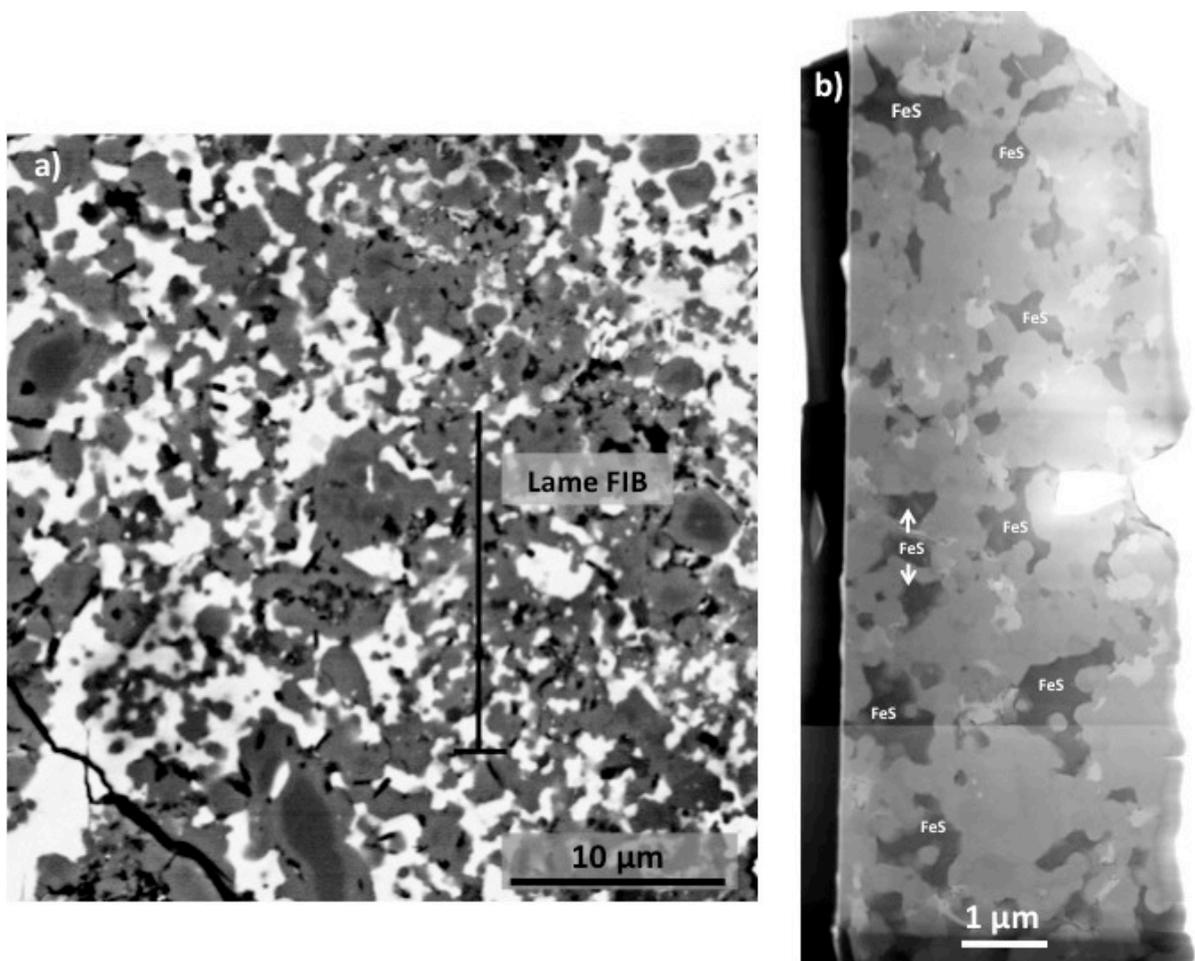


FIGURE 5.37 – Zone d'intérêt n°4 (a) Image MEB en électrons rétrodiffusés. Cette zone est dominée par les sulfures (blanc) ainsi que par de l'olivine (gris). Les plus gros grains sont souvent zonés chimiquement avec un cœur riche en Mg et une couronne enrichie en Fe. Les sulfures forment un réseau en entourant les silicates. Le trait indique le tracé de la lame FIB extraite; (b) image STEM de la lame FIB. Celle-ci est dominée par des sulfures de fer (FeS) et des silicates cristallins.

Les observations en MET indiquent que cette zone est dominée par des olivines automorphes et des sulfures de fer (Figure 5.38). Les joints de grains entre olivines sont quasi parfaits et ne contiennent pas de résidu amorphe (Figure 5.39). Dans de nombreux cas on observe des jonctions triples à 120° entre les olivines automorphes (Figure 5.38 et 5.39). La taille de grains dans cette zone est supérieure à celle des zones étudiées précédemment. La valeur moyenne est de 430 nm pour une distribution qui s'étale de 155 à 1930 nm (Figure 5.40). Bien qu'on observe la présence de grains supérieurs à $1\ \mu\text{m}$, 90 % des grains ont une taille inférieure à 800 nm.

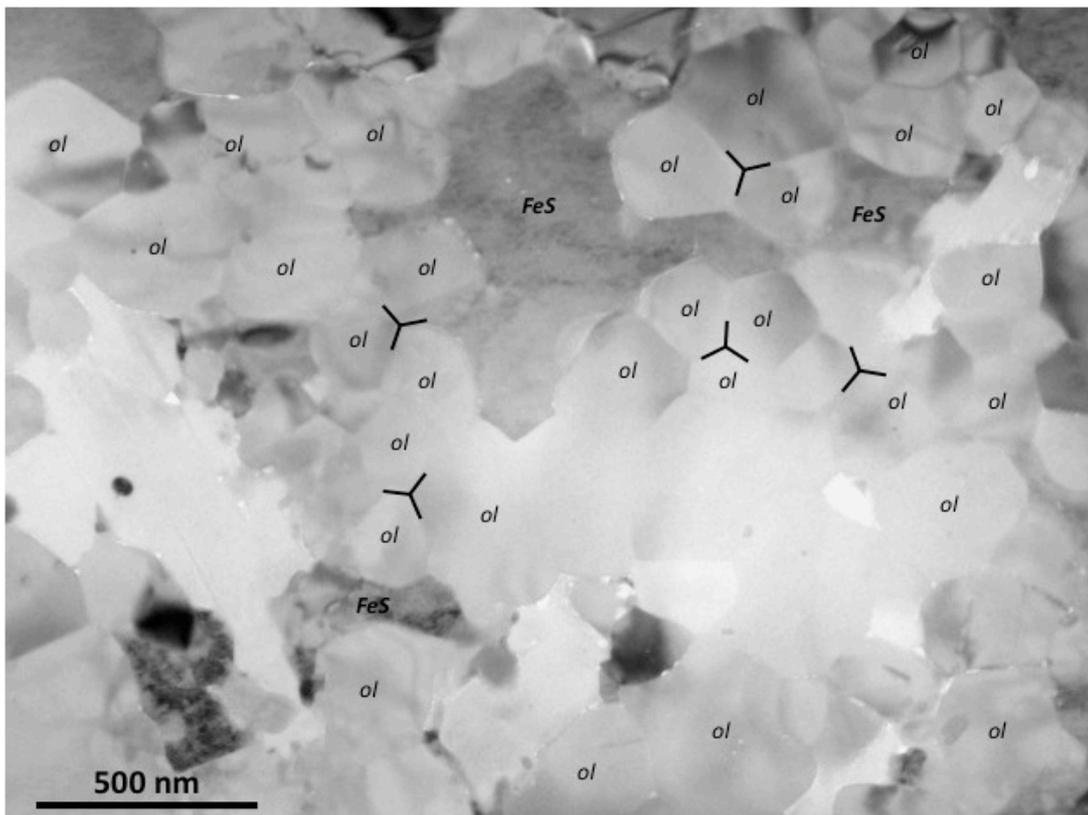


FIGURE 5.38 - La zone 4 est dominée par des olivines automorphes (ol) ainsi que par des sulfures (FeS). Les joints de grains sont quasi parfaits et forment des jonctions triples à 120° . Image MET en champ clair.

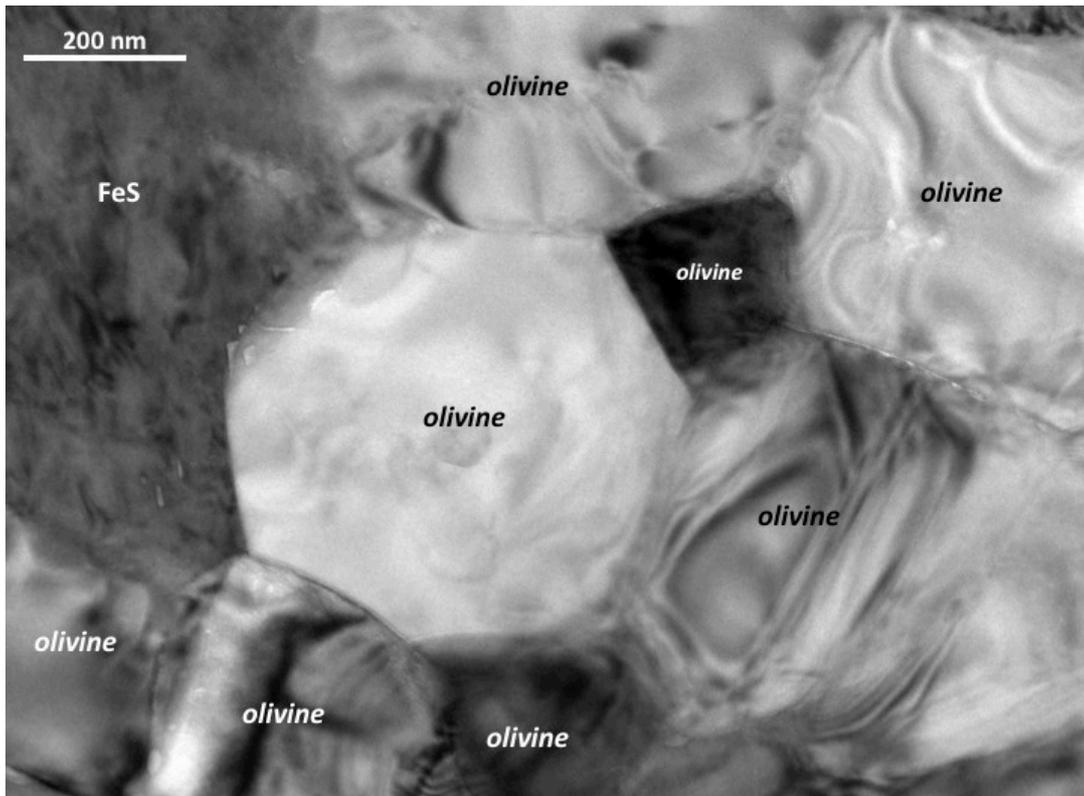


FIGURE 5.39 - Entre les olivines, les joints de grains sont quasi parfaits et ne contiennent pas de résidu amorphe.

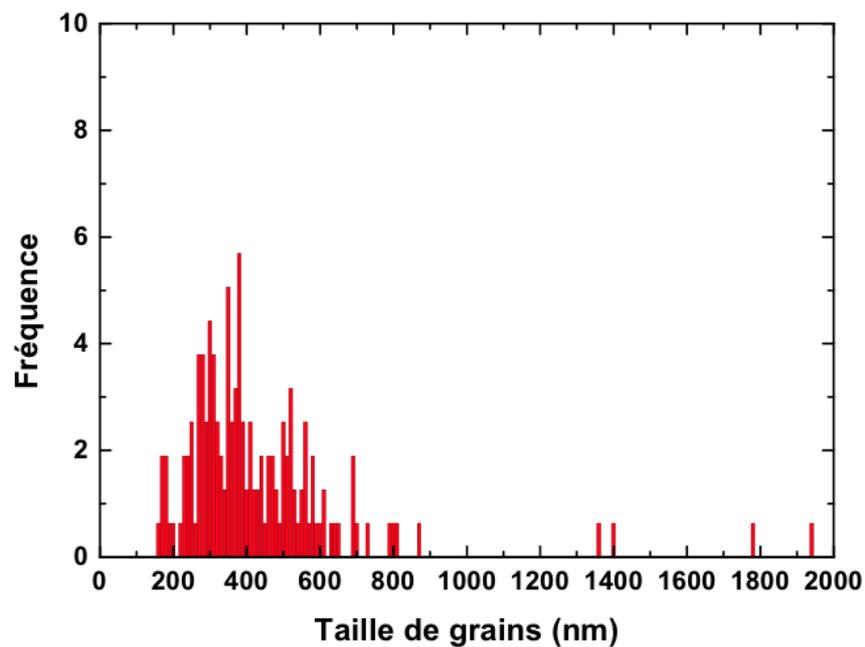


FIGURE 5.40 - Diagramme montrant la distribution de la taille de grains dans la zone 4. Un seul mode est exprimé avec une taille de grains moyenne de 430 (± 230) nm pour variation comprise entre de 155 à 1930 nm.

Les olivines possèdent un champ de composition très resserré, avec une composition moyenne Fa_{36} et un champ de composition qui s'étend de Fa_{34} à Fa_{41} (Figure 5.41). Contrairement aux zones 2 et 3, aucune olivine avec une composition inférieure à Fa_{25} n'a été observée dans cette zone. En revanche bien qu'elles aient des compositions similaires, les olivines possèdent des microstructures variables. En effet si la majorité des olivines ne contient aucun défaut, certaines contiennent des dislocations en configuration de glissement. Des profils de composition ont été réalisés à travers ces grains contenant des défauts mais dans la majorité des cas aucune zonation chimique n'a été observée. Quant aux nombreux sulfures présents, ils ne contiennent pas de Ni. Il s'agit d'un mélange 50/50 de Fe et S.

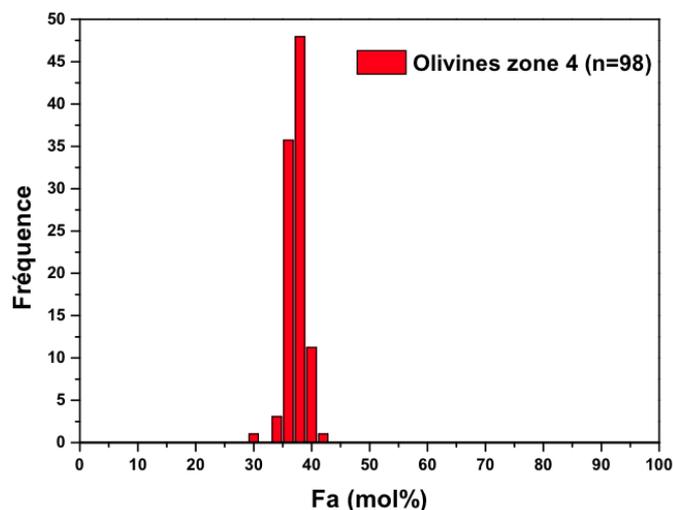


FIGURE 5.41- Histogramme montrant la composition (%Fa) des olivines de la zone 4. Celles-ci présentent un champ de composition très resserré avec une composition moyenne de Fa_{36} . Contrairement aux zones 2 et 3, aucune olivine avec une composition $< Fa_{25}$ n'est présente.

Une phase interstitielle est localement présente, en faible abondance, entre les grains d'olivine et de sulfure (Figure 5.42). Des compositions représentatives sont reportées dans le tableau 5.10. Ces analyses indiquent que cette phase est riche en Si et Al avec des teneurs supérieures en Al par rapport aux phases amorphes silicatées observées dans les zones précédentes (8 à 9 at% contre 4 at% pour les zones précédentes).

Contrairement aux zones étudiées précédemment où les phases interstitielles riches en Si et Al se présentaient uniquement sous forme amorphe, elles se présentent ici soit sous forme amorphe ou sous forme cristalline (Figure 5.42). Les compositions ne sont pas très éloignées d'un feldspath avec toutefois un écart important à la stœchiométrie. Nous ne sommes pas parvenus à identifier clairement la nature de ces phases cristallines.

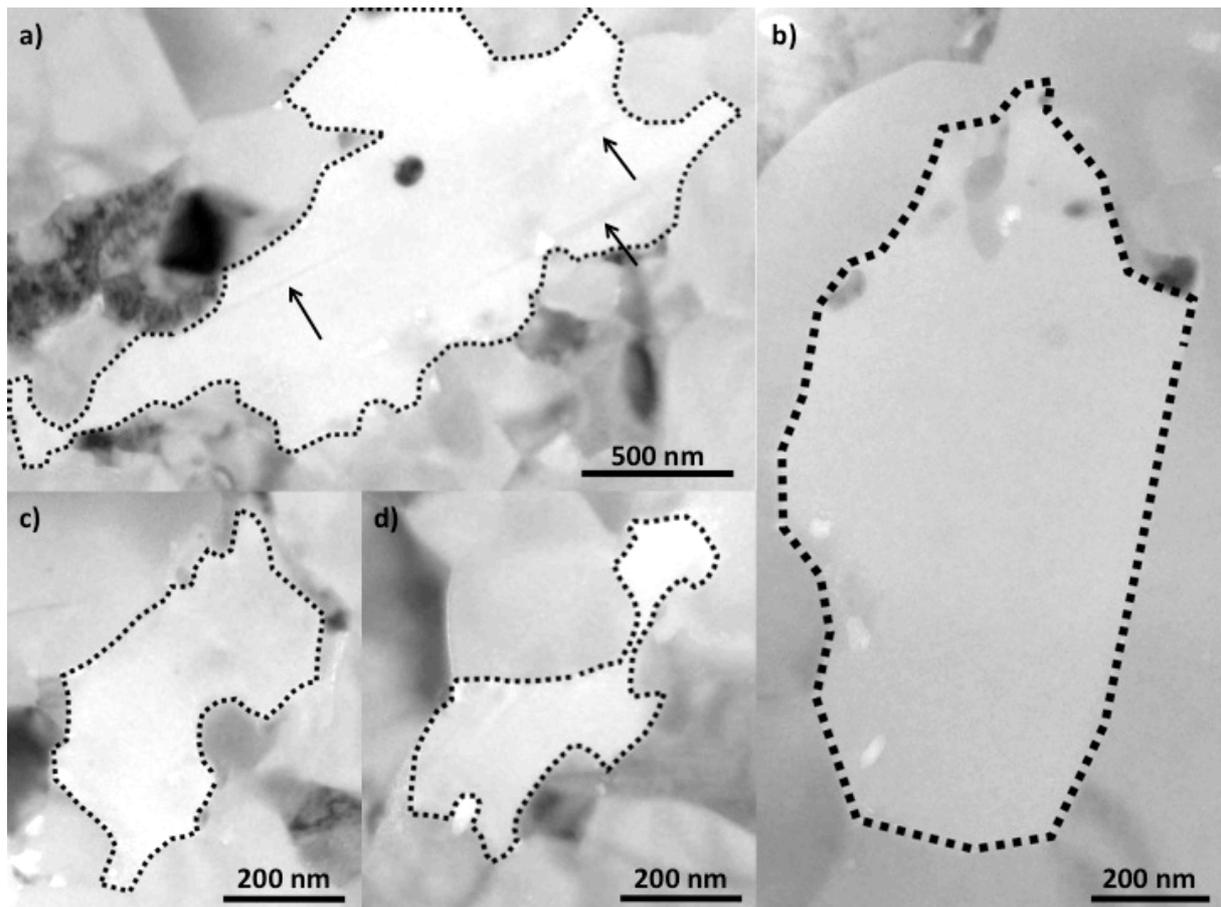


FIGURE 5.42 - Dans la zone 4 on retrouve la présence, en faible abondance, d'une phase intergranulaire riche en Si et Al dont les compositions représentatives sont reportées dans le tableau 5.10. Ces phases sont présentes soit (a) sous forme cristalline comme en témoigne la présence de défauts plans (indiqué par les flèches) et de contrastes de Bragg ou (b), (c) et (d) sous forme amorphe.

	O	Si	Al	K	Na	Ca	Fe	Mg
SPC- 52	61.37	22.87	8.57	0.03	0.43	0.77	0.87	0.90
SPC- 54	60.82	22.26	9.33	0.05	1.23	1.17	0.11	0.37
SPC- 55	62.88	23.10	9.54	0.03	1.34	1.08	0.10	0.52
SPC- 121	60.45	21.89	9.07	0.04	3.03	1.12	0.13	0.29
SPC- 149	62.47	23.12	9.06	0.09	1.72	1.33	0.08	0.32

TABLEAU 5.10 - Compositions (at%) de la phase riche en Si et Al. Cette phase est très enrichie en Al et appauvrie en Mg et Fe par rapport aux amorphes présents dans les zones 1,2 et 3.

5.3.3.5 Minéralogie et composition de la zone interne du chondre

La zone interne du chondre est largement dominée par des grains d'olivine dont la taille de grains varie de 1 à 50 μm (Figure 5.43). La distribution en taille de grain est clairement bimodale. L'assemblage dominant est composé d'une population de petits grains d'olivine, d'une taille typiquement de 1 μm et d'une autre population avec des tailles variant de 3 à 10 μm (Figure 5.44). Les plus gros gains sont chimiquement zonées, avec un cœur riche en Mg alors que la périphérie est riche en Fe.

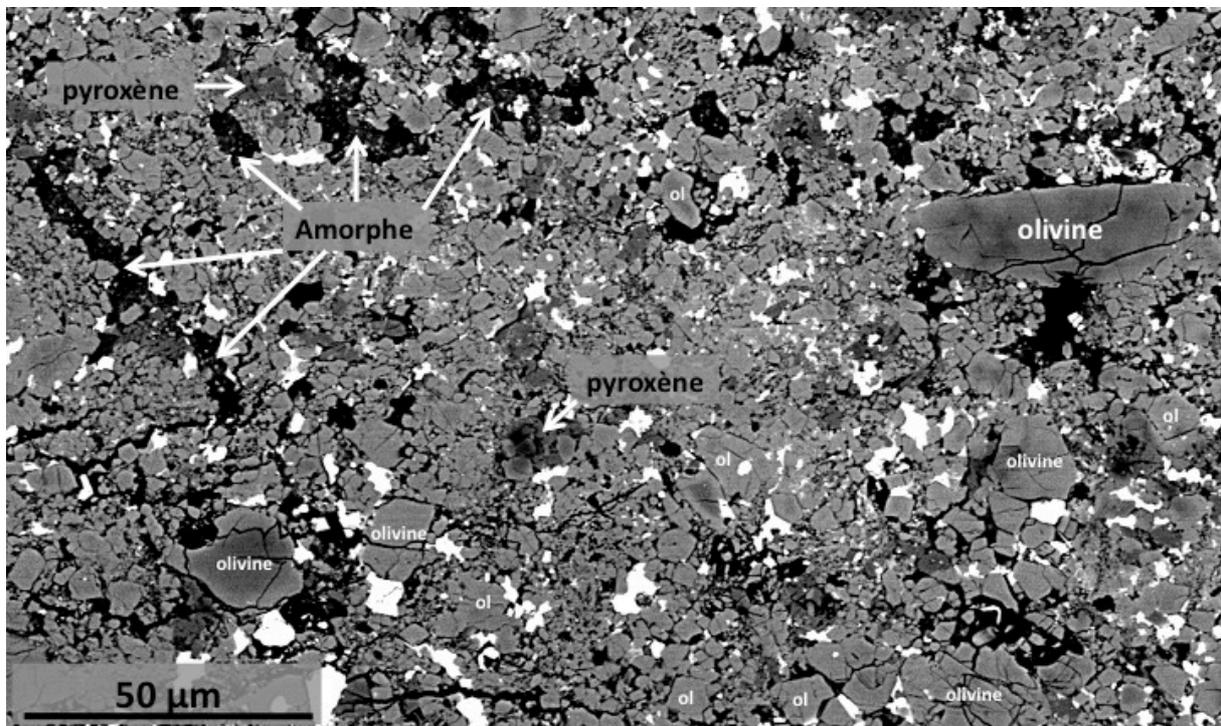


FIGURE 5.43 - Image MEB en électrons rétrodiffusés représentative de la zone interne du chondre. La partie interne est largement dominée par l'olivine. Les phases plus mineures sont des pyroxènes (gris sombre), des sulfures et de phases métalliques (en blanc). Sur cette image on distingue la présence de grains supérieurs à 10 μm mais ceux-ci ne sont pas majoritaires. Les grains les plus gros sont souvent chimiquement zonés.

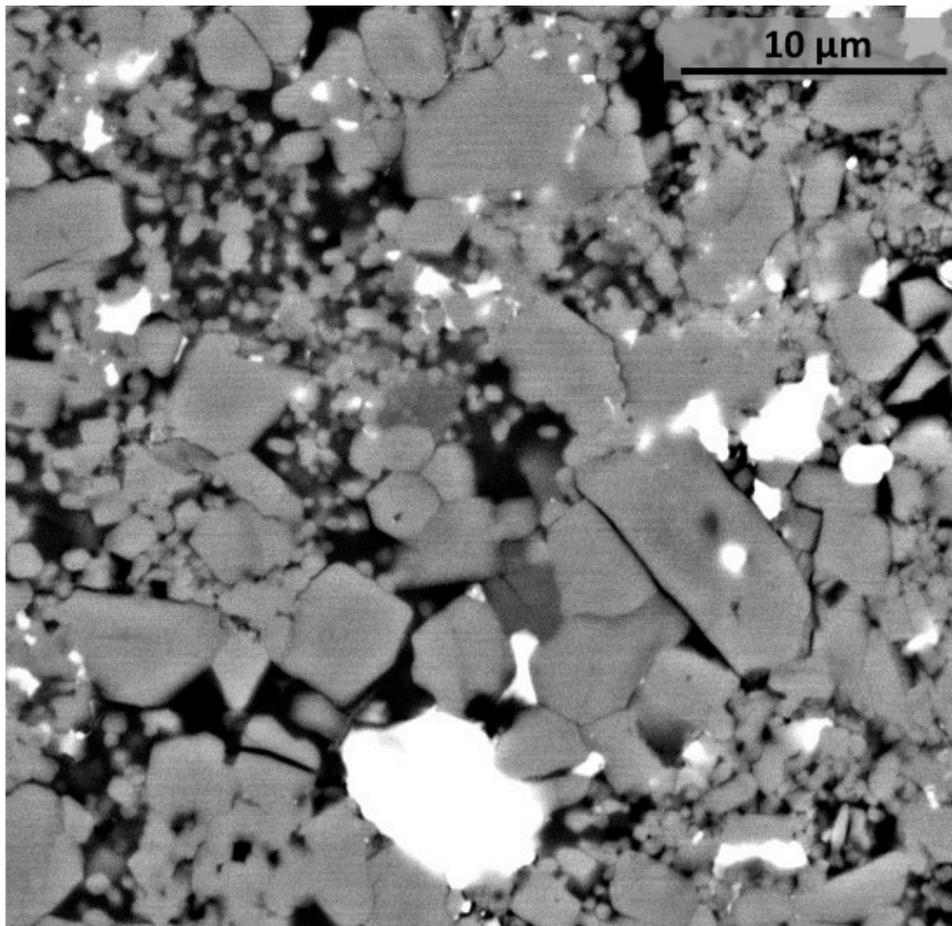


FIGURE 5.44 - La zone interne du chondre est dominée par un mélange de petits grains d'olivine d'environ 1 µm et de grains d'olivine ayant une taille entre 3 et 10 µm. Les plus gros grains montrent une zonation chimique visible sur cette image au MEB en électrons rétrodiffusés. Les phases en blanc sont des phases métalliques.

Les olivines ont une composition moyenne Fa_{36} , avec un champ de composition qui s'étend de Fa_{24} à Fa_{50} (Figure 5.45). D'autres phases sont présentes en plus faible abondance tels que des sulfures de fer, des phases métalliques, des chromites ou encore des pyroxènes. Ces derniers sont riches en Ca avec une composition moyenne $Wo_{25,6}En_{49,2}Fs_{25,1}$ (Figure 5.46). Les compositions représentatives pour les sulfures, les phases métalliques et les chromites sont reportées dans le tableau 5.11. Pour les sulfures, il s'agit d'un mélange 50/50 entre le Fe et le S alors que les phases métalliques contiennent des teneurs variables en Ni. Concernant les spinelles (chromites), les analyses montrent des teneurs en Cr et Fe en dessous et au-dessus des valeurs de la composition du pôle pur $FeCr_2O_4$ suggérant la présence de Fe sous forme Fe^{2+} et Fe^{3+} sur les sites octaédriques et tétraédriques de la chromite.

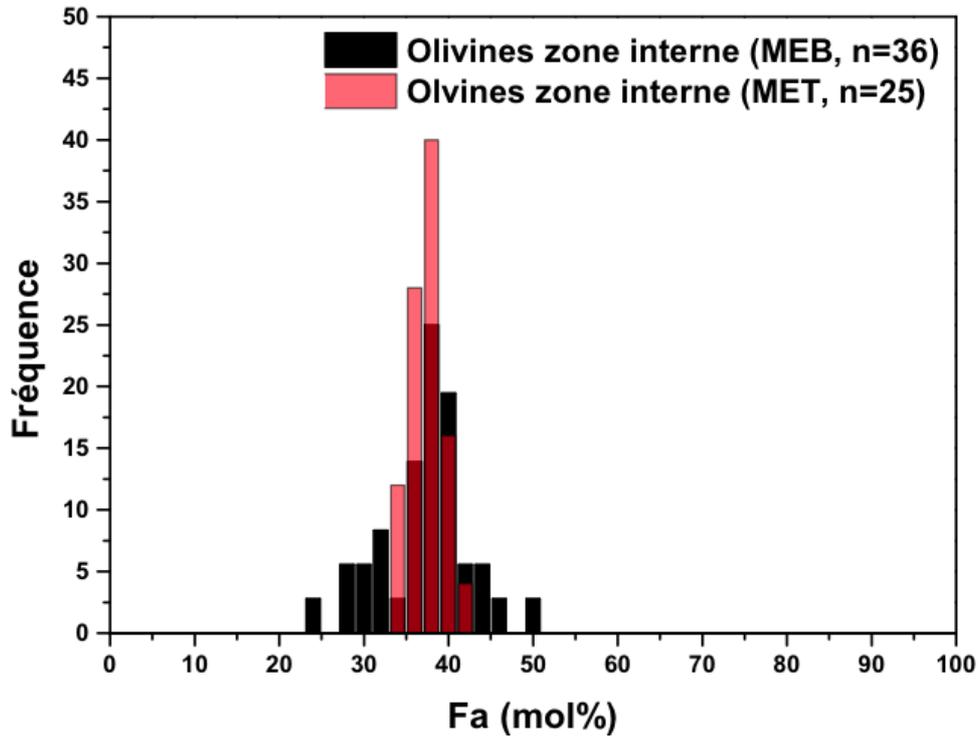


FIGURE 5.45 - Histogramme montrant la composition (%Fa) des olivines de la partie interne. Sur cet histogramme sont reportées les données mesurées par EDS au MEB (en noir) et au MET (en rouge).

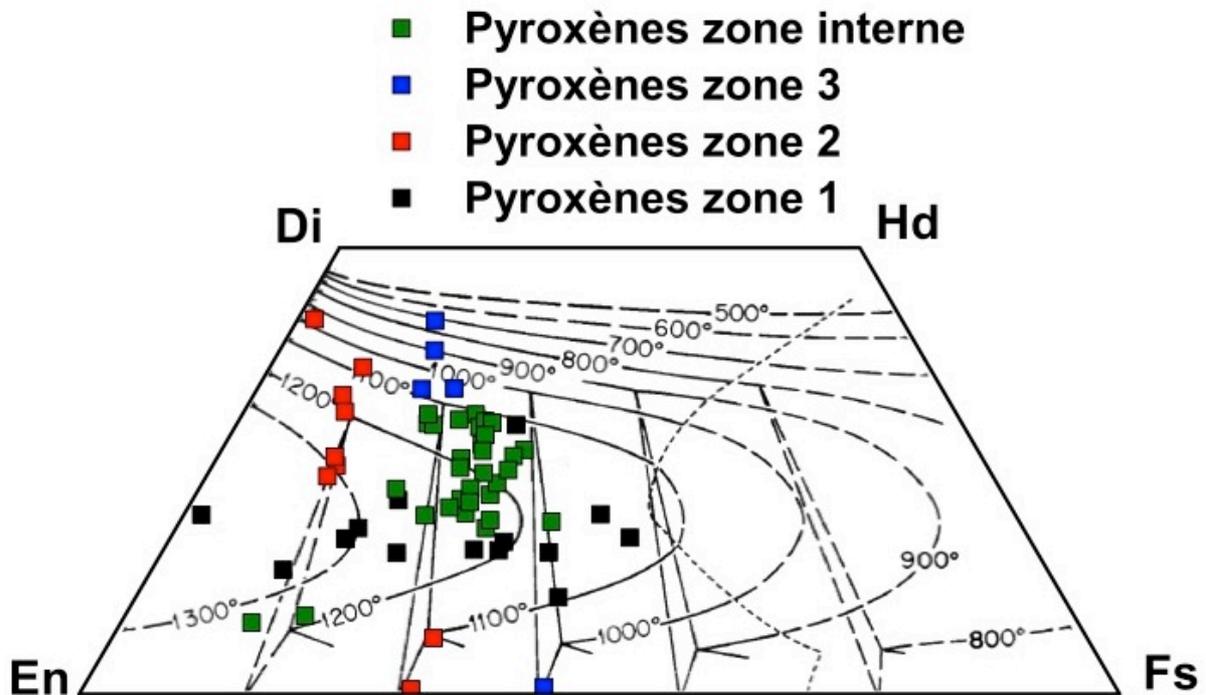


FIGURE 5.46 - La majorité des pyroxènes a une composition riche en Ca avec une composition moyenne $Wo_{25,6}En_{49,2}Fs_{25,1}$ (points verts). Quadrilatère des pyroxènes d'après Lindsey (1983).

[CHAPITRE 5 - Etude des chondres partiellement fondus]

Sulfure	O	S	Cr	Mn	Fe	Ni
Spc 6	-	54.20	0.06	0.05	45.62	0.07
Spc 46	-	53.62	0.13	0.13	45.66	0.46
Spc 55	-	50.57	0.10	0.00	49.07	0.26
Spc 54	-	50.69	0.08	0.00	49.23	0.00
Métal						
Spc 36	-	0.39	1.55	0.18	94.70	3.18
Spc 53	-	0.92	0.06	0.15	47.43	51.45
Spc 47	-	3.27	0.03	0.21	47.50	49.00
Chromite						
Spc 39	57.22	-	23.83	0.52	19.55	-
Spc 34	57.30	-	24.13	0.48	19.22	-
Spc 33	57.26	-	23.97	0.42	19.48	-
Spc 45	57.11	-	23.39	0.73	19.89	-
Spc 35	57.12	-	23.44	0.52	20.04	-

TABLEAU 5.11 - Compositions (at%) représentatives des sulfures, phases métalliques et chromites rencontrés dans la zone interne. Les sulfures ne contiennent pas de Ni et les phases métalliques montrent une teneur variable en Ni. Les faibles teneurs en Cr et les fortes teneurs en Fe pour les chromites suggèrent la présence de Fe sous forme Fe²⁺ et Fe³⁺.

Certaines zones présentent un contraste très sombre sur les images MEB BSE (Figure 5.4 et 5.47). Nombre d'entre elles présentent une texture fibreuse qui suggère la présence de phyllosilicates. Afin de le vérifier, une lame FIB a été extraite dans une de ces zones (Figure 5.48).

L'image STEM à faible grandissement de la lame FIB montre une alternance de grains d'olivine et de zones fibreuses contenant par ailleurs une porosité importante (Fig. 5.48). L'ensemble des grains d'olivine contient des dislocations (Figure 5.49). Comme pour les occurrences précédentes dans les autres régions du chondre, ces dislocations sont vis. Les compositions des olivines déterminées par EDS au MET sont comparables à celles mesurées par EDS au MEB avec un champ de composition resserré allant de Fa₃₂ à Fa₄₀ et une composition moyenne Fa₃₇ (Figure 5.45). Des profils de composition chimique ont été réalisés sur ces grains, mais aucun d'entre eux ne montrent de zonation chimique.

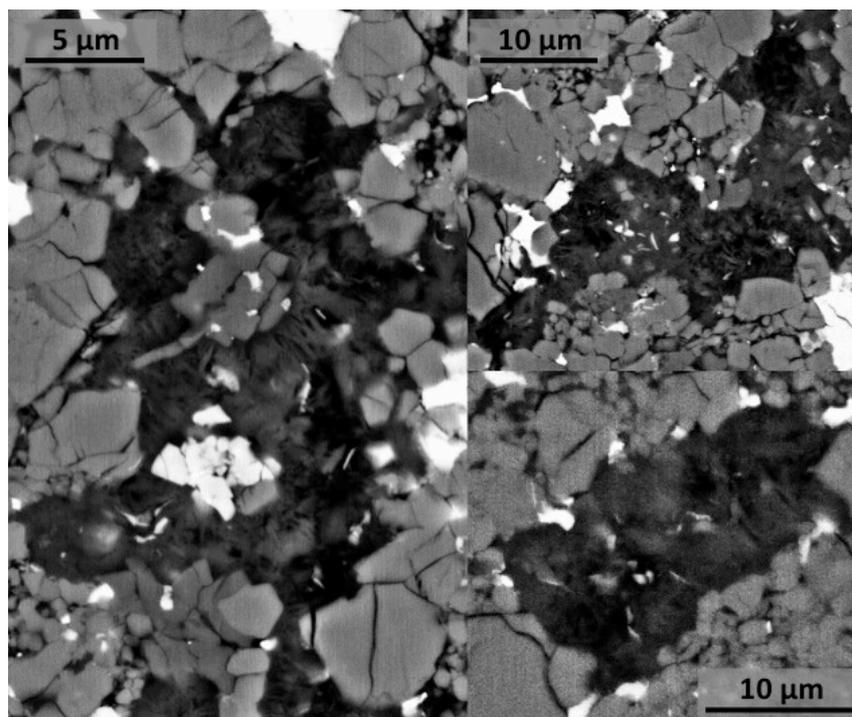


FIGURE 5.47 - Les observations MEB en électrons rétrodiffusés montrent la présence de zones sombres. Ces zones ont souvent une texture fibreuse qui suggère la présence de phyllosilicates.

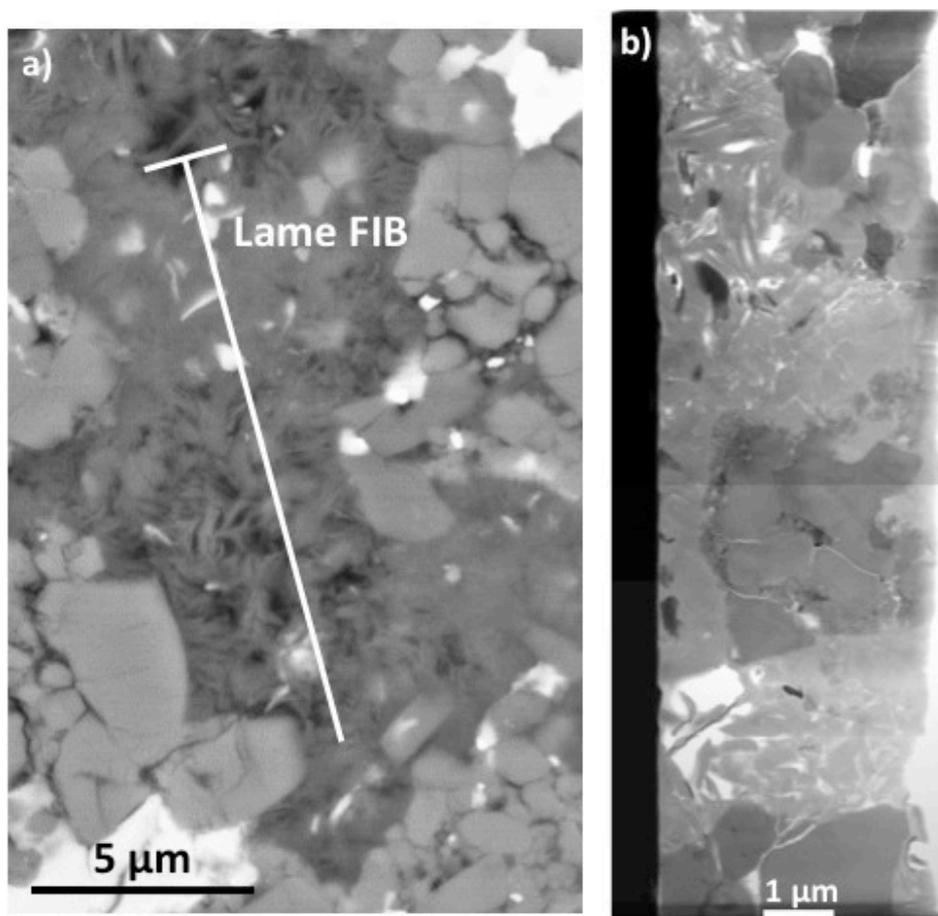


FIGURE 5.48 - a) Image en MEB-BSE qui montre l'orientation de la lame FIB. Celle-ci a été extraite dans une zone fibreuse; b) image STEM de la lame FIB extraite. Sur cette image à faible grandissement on observe la présence de grains d'olivine > 1 μm ainsi que de zones à forte porosité contenant une phase fibreuse.

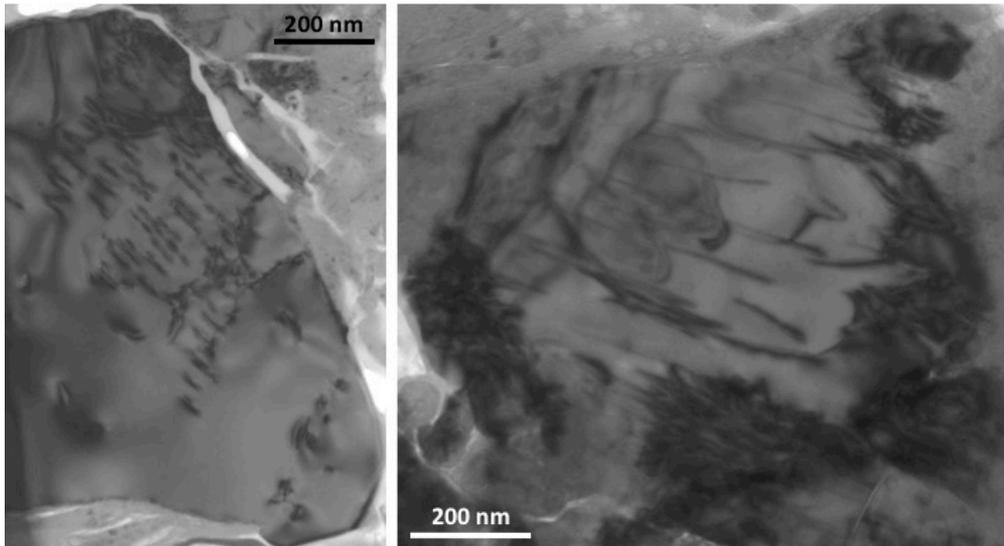


FIGURE 5.49 - L'ensemble des olivines contient des dislocations rectilignes selon la direction c et présentent un vecteur de Burger c .

En ce qui concerne les régions à faible contraste Z , celles-ci présentent différents aspects à l'échelle du MET. Certaines plages sont amorphes avec un aspect lisse (Figure 5.50). D'autres plages amorphes contiennent de nombreux nano-cristaux, trous ou bulles d'une taille d'environ 20 nm (Figure 5.51). Enfin, de grandes plages sont fibreuses avec la présence d'inclusions, trous ou bulles ainsi que d'oxyde de fer (Figure 5.52).

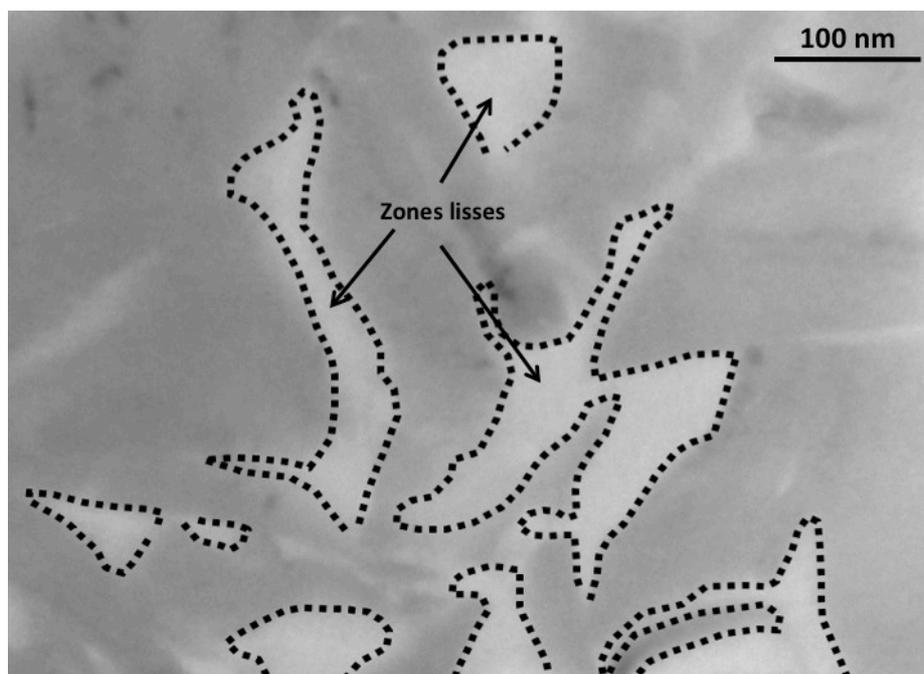


FIGURE 5.50 - Image MET en champ clair des zones lisses. Ces zones sont amorphes et se présentent sous forme de poches d'une centaine de nanomètres entre les grains cristallins (olivines principalement).

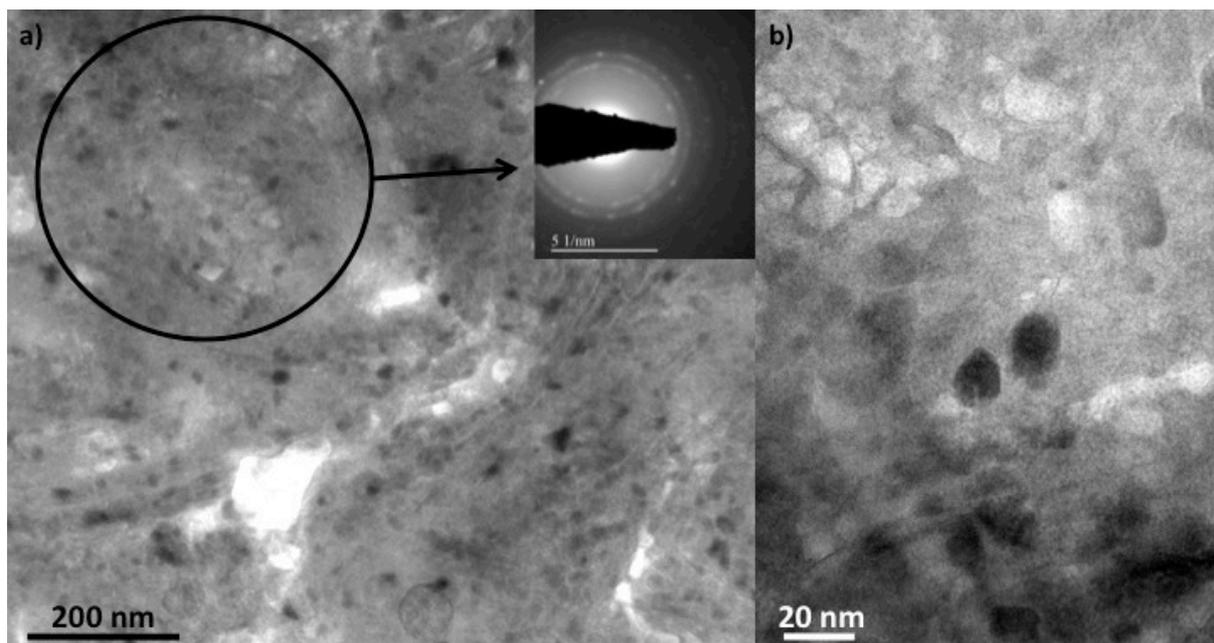


FIGURE 5.51 - Image MET en champ clair montrant les zones à inclusions. a) le cliché de diffraction issu de la diffraction en aire sélectionnée montre la présence d'anneaux de diffraction, indiquant la présence de phases nano-cristallines; b) à plus fort grandissement on observe la présence de nombreux trous ou bulles ainsi que des inclusions (en noir) d'une taille d'environ 20 nm.

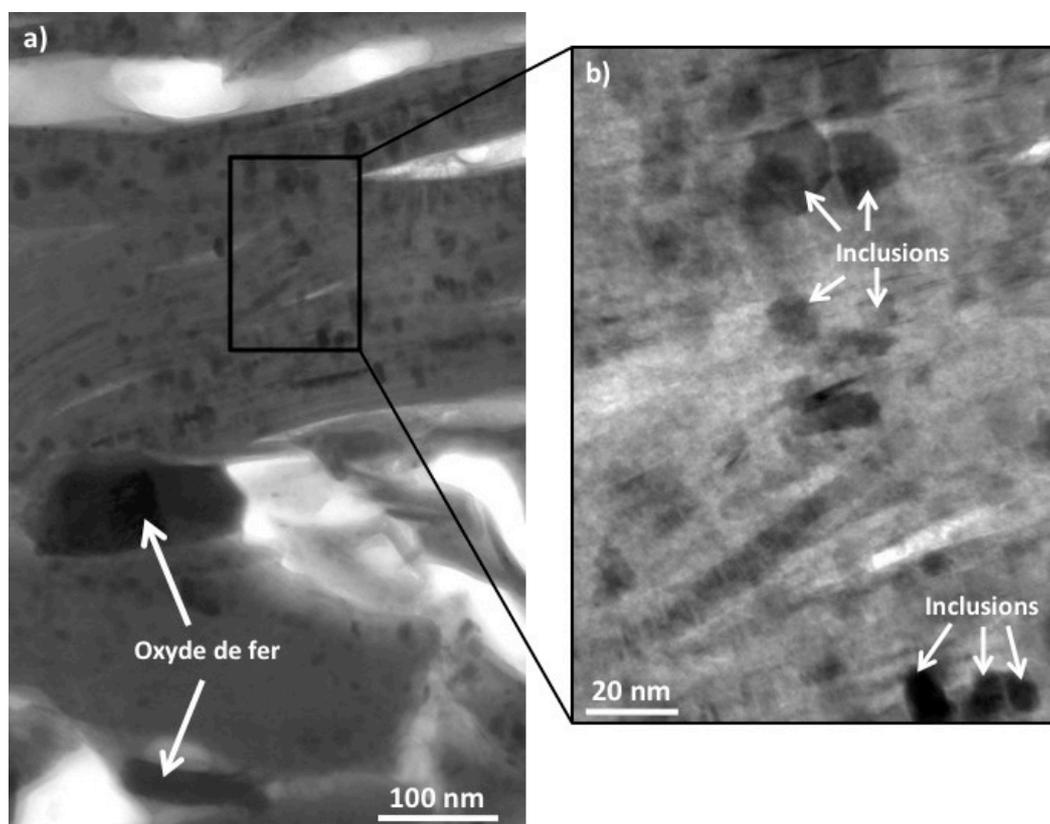


FIGURE 5.52 - Images MET en champ clair montrant les zones fibreuses. Ces zones fibreuses sont associées à de nombreux trous ou bulles, à des inclusions ainsi que d'oxyde de fer.

Les analyses EDS indiquent que, quelle que soit leur morphologie, ces plages ont des compositions comparables (Tableau 5.12). Celles-ci sont riches en Si et en Al.

		O	Si	Al	Mg	Fe	Ca	Na	K
Zones lisses	Moyenne	63.27	24.03	6.88	1.72	1.38	0.80	1.70	0.19
	1σ (n=11)	0.78	1.06	1.46	1.03	0.82	0.29	0.85	0.14
Zones à inclusions	Moyenne	62.44	23.39	4.84	3.16	1.98	2.26	1.70	0.18
	1σ (n=20)	0.83	1.10	1.11	1.27	0.37	1.17	1.09	0.05
Zones fibreuses	Moyenne	62.52	23.28	6.27	2.08	1.77	1.28	2.61	0.16
	1σ (n=7)	0.98	0.96	1.21	1.08	0.46	1.02	1.92	0.08

TABLEAU 5.12- Compositions (at%) des différentes plages riches en Si et Al montrant différents aspects. Les principales différences sont pour les teneurs en Ca et Al qui sont respectivement enrichies et appauvries dans les zones à inclusions. Même si ces compositions sont difficiles à déterminer avec précision du fait de leur petite taille (~20 nm), il semblerait que ce soit ces phases qui soient enrichies en Ca et appauvrie en Al. Les analyses ont été effectuées par EDX au MET.

Nous avons reporté les compositions dans les ternaires Si-Mg-Fe (Fig. 5.53) et Ca-Na-Al (Fig.5.54). Sur ces ternaires sont également reportées les données des silicates amorphes rencontrées dans les autres zones du chondre. Le ternaire Si-Mg-Fe indique que les zones lisses, les zones à inclusions et les zones fibreuses ne sont pas distinguables et qu'elles sont très proches des silicates amorphes rencontrés dans les autres zones du chondre (Figure 5.53). Des variations plus importantes existent pour les teneurs en Al et Ca. En effet les zones à inclusions et les inclusions elles-mêmes sont plus enrichies en Ca et appauvries en Al. Du fait de la faible taille des inclusions, il est difficile d'estimer leur composition individuelle précisément. Pour autant les différentes analyses semblent montrer que celles-ci sont riches en Ca et Mg et appauvries en Al. Les teneurs en Ca, Na et Al sont également très semblables aux amorphes rencontrés dans les autres zones du chondre et les variations en Ca et Al sont comparables aux variations observées pour l'amorphe de la zone 3.

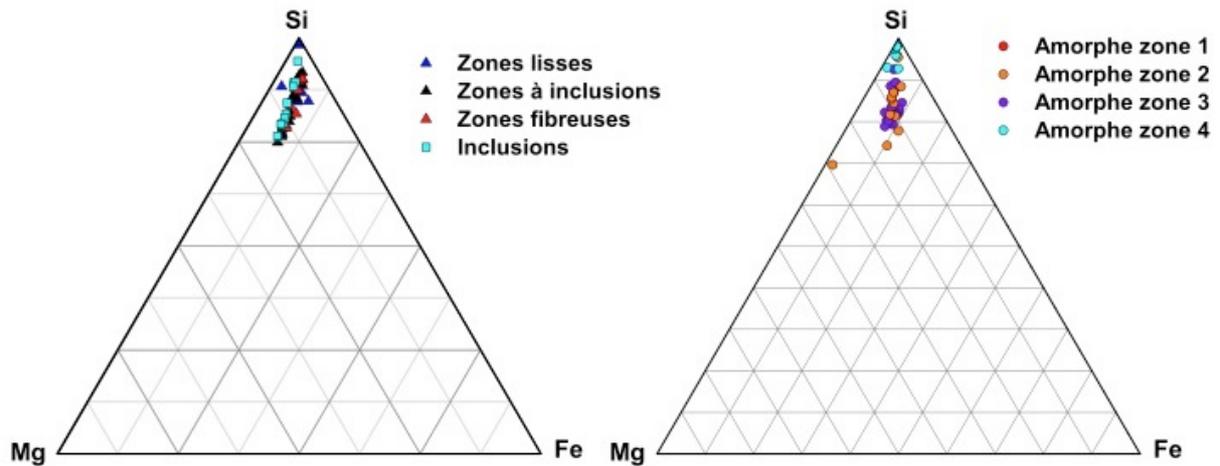


FIGURE 5.53 - Diagrammes ternaires Si-Mg-Fe où sont reportées les compositions des phases riches en Si et Al (à gauche) ainsi que pour silicates amorphes rencontrés dans les autres zones du chondre (à droite). On remarque que les compositions pour les zones lisses, à inclusions et fibreuses ne sont pas distinguables (à gauche) et que celles-ci sont très semblables à celles des silicates amorphes des autres zones du chondre (à droite). Les données sont en % atomique.

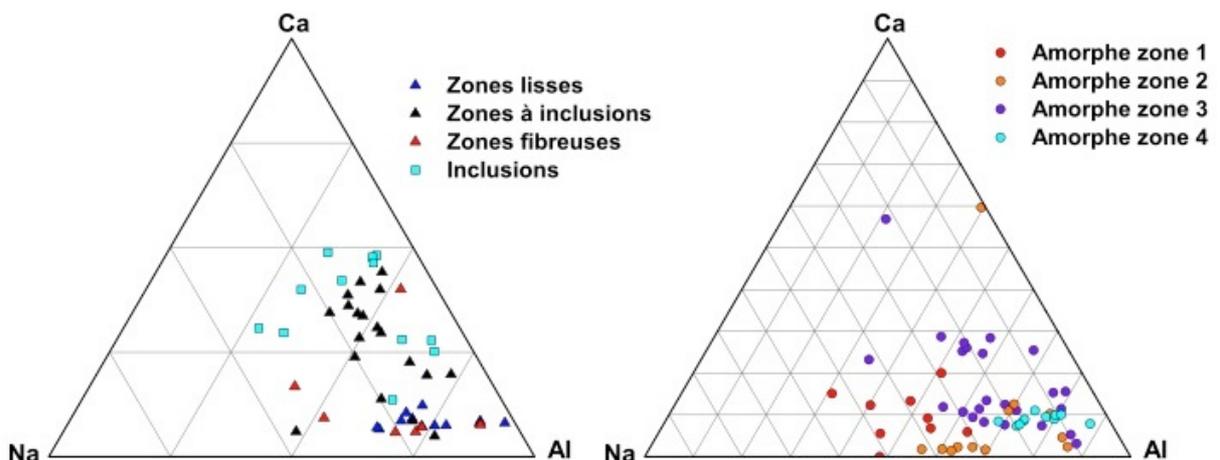


FIGURE 5.54 - Diagrammes ternaires Ca-Na-Al où sont reportées les données du Tableau 5.13 pour les différentes zones (à gauche) mais également les données pour les amorphes des autres zones du chondre (à droite). Les zones à inclusions ainsi que les inclusions montrent un enrichissement en Ca. Ces données sont également comparables aux données des différents amorphes. Les données sont en % atomique.

Les images à fort grossissement des zones fibreuses permettent d'observer les franges de réseau (Figure 5.55). La mesure des distances entre les différentes franges indique qu'il existe deux distances interréticulaires (ou distance basale). Une première aux alentours de 1 nm et une seconde autour de 0.85 nm. Ces distances sont proches de la smectite (0,98 nm) ainsi que de la serpentine (0,7 nm). Pour autant les compositions très enrichies en Al et Ca et les nombreuses similitudes avec les compositions des silicates amorphes rencontrés dans les autres zones du chondre suggèrent qu'il s'agit d'une transformation partielle d'une mésostase.

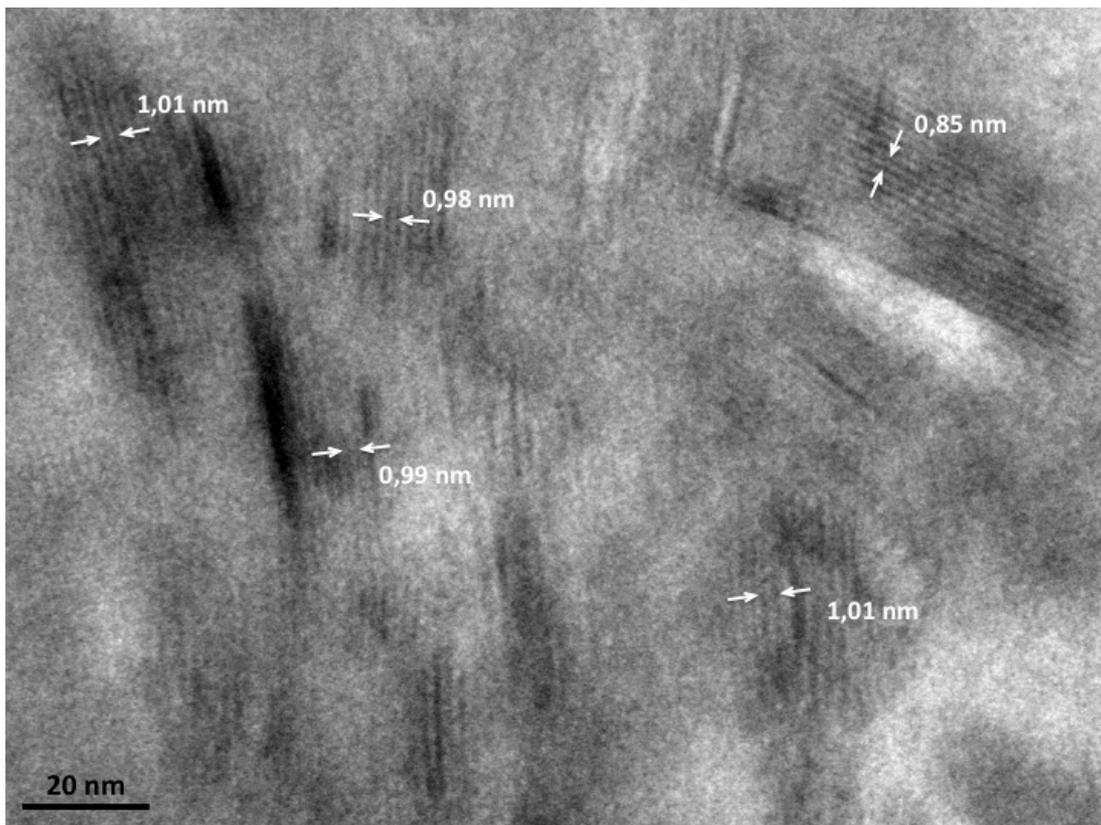


FIGURE 5.55 - Image à haute résolution atomique d'une zone fibreuse où l'on peut observer les franges de réseau. La mesure des distances nous indique deux distances interréticulaires (ou distance basale), une aux environs de 1 nm et une autre à 0,85 nm.

5.4 Discussion

Notre étude était focalisée sur un chondre aggloméré présentant une gradation de taille de grain entre la partie périphérique et l'intérieur. Nos résultats révèlent que la minéralogie est sensiblement la même à travers les différentes zones étudiées. Celle-ci est largement dominée par de l'olivine riche en fer et des proportions variables de silicate amorphe riche en Si et Al, ainsi qu'en sulfures de fer pauvres en Ni. D'autres phases sont également présentes en plus faibles abondances dans la plupart des zones étudiées, tels que des pyroxènes riches en Ca et Fe, des phases métalliques ou des spinelles.

5.4.1 Un chondre partiellement fondu

Le chondre étudié montre des indices d'une fusion partielle, contrairement à celui présenté dans le chapitre précédent. En effet, la figure 5.56 montre que les compositions des silicates amorphes des différentes zones du chondre sont en majorité

situées dans le champ peralcalin et donc compatibles avec des verres naturels (incluant les mésostases des chondres) (Mysen and Richet, 2005). Sur cette figure, il est intéressant de noter un chevauchement important avec les compositions des mésostases de chondre de type II (Jones, 1990, 1996; Huang et al., 1996; Berlin, 2010). Toutefois, cette composition est variable selon les zones du chondre. Celui-ci est plus enrichi en éléments volatils (Na_2O et K_2O) à la périphérie du chondre, associé à un appauvrissement en Al_2O_3 (Figure 5.56). En revanche aucune corrélation n'est observée entre la distance à la bordure du chondre et les teneurs en SiO_2 , CaO et FeO . La zonation chimique des chondres est un phénomène qui a déjà été décrit dans la littérature (e.g. Matsunami et al., 1993; Grossman et al., 2002; Libourel et al., 2006). Cette zonation chimique de la mésostase concerne principalement les chondres de type I qui montrent fréquemment un enrichissement en éléments volatils (Na et K) ainsi qu'en Si à la périphérie des chondres, probablement lié à un phénomène de recondensation à la surface des chondres pendant la phase de refroidissement. L' Al_2O_3 et CaO étant corrélé négativement par rapport au SiO_2 dans ces mésostases, on observe également un appauvrissement de ces éléments en bordure de chondre (e.g. Matsunami et al., 1993; Libourel et al., 2006; Grossman et al., 2002).

La faible abondance des plages d'amorphe supporte l'idée que peu de liquide s'est exprimé lors de la formation du chondre. Nous avons calculé à l'aide du logiciel rhyolite-MELTS le liquidus de la phase amorphe. Pour cela nous avons pris, pour chaque zone, la composition moyenne. Les résultats indiquent des températures de liquidus allant de 1180°C à 1380°C . Comme nous le verrons dans les paragraphes suivants, la taille de grains et les textures des olivines attestent d'une température bien en deçà du liquidus de l'assemblage. Le silicate amorphe du chondre ne serait donc pas un liquide résiduel d'une cristallisation d'un chondre fondu, mais plutôt le produit d'une vitrification d'un liquide issu d'une fusion partielle des matériaux précurseurs du chondre.

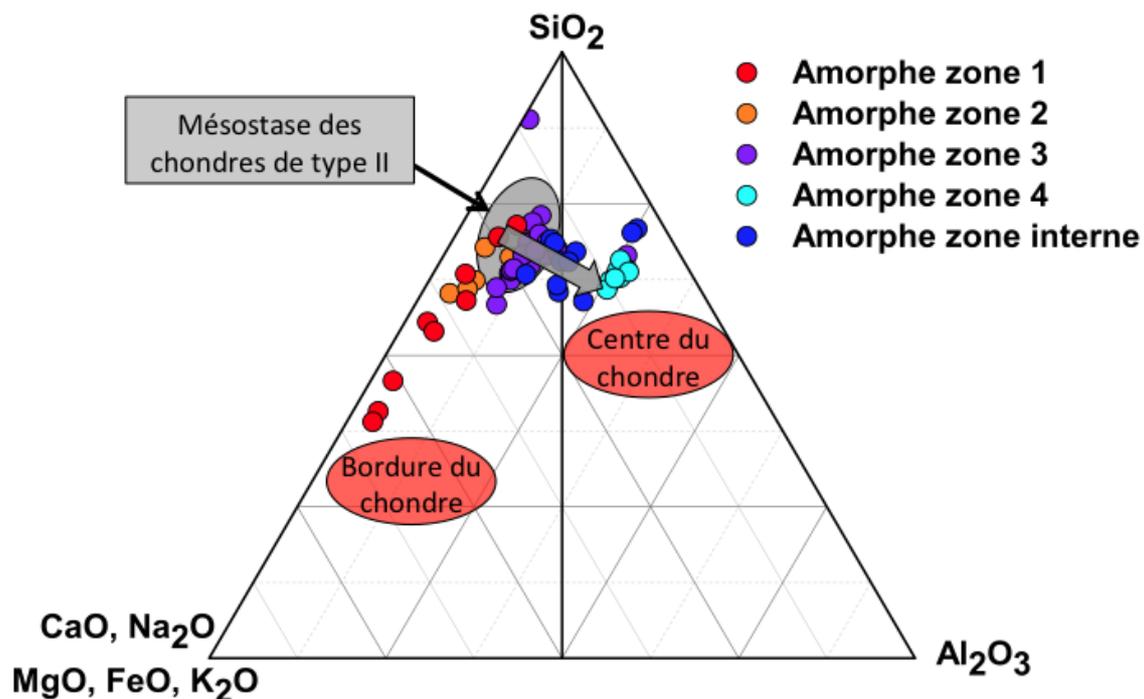


FIGURE 5.56 - Composition du silicate amorphe présent dans les différentes parties du chondre. Le cercle gris repère également le champ de composition des mésostases des chondres de type II (Jones, 1990, 1996; Huang et al., 1996; Berlin, 2010). Dans ce type de diagramme, on distingue deux champs: le champ peralumineux (à droite) et le champ peralcalin (à gauche). Les compositions des amorphes que nous avons mesurées dans les différentes zones du chondre sont en majorité situées dans le champ peralcalin, elles sont donc compatibles avec des verres naturels (et mésostases des chondres).

Il faut noter que le silicate amorphe a été bien préservé dans la majorité des zones. Il ne semble pas avoir souffert de l'altération aqueuse. Des indices d'altération aqueuse dans Bishunpur ont été décrits par Alexander et al. (1989b) pour l'amorphe présent dans la matrice. Cet amorphe est partiellement remplacé par de la smectite riche en fer. Au cours de notre étude, que ce soit dans la matrice, les couronnes ou dans les chondres agglomérés, nous n'avons pas détecté cette smectite riche en fer. On note toutefois que la morphologie de cet amorphe est variable de zone à zone. Dans la plupart d'entre elles, l'amorphe a un aspect assez lisse mais peut localement présenter un aspect bullé ou spongieux, ce qui laisse penser à une perte d'éléments volatils tels qu' H_2O lors de la chauffe du chondre ou à une transformation partielle vers un phyllosilicate. Dans ce contexte, la microstructure des plages interstitielles (composition feldspathique) aux grains d'olivine dans la région interne du chondre, est intrigante. Ces plages ont en effet un aspect fibreux qui laisse penser à un phyllosilicate. Il est peu probable qu'une

altération aqueuse sur le corps parent ait affecté des plages étendues au cœur du chondre mais ait préservé les petites plages sub-micrométriques dans la matrice ou dans les régions périphériques du chondre. Grossman et al. (2000) ont notamment reporté une altération aqueuse importante pour certains chondres de Semarkona qui est principalement localisée dans la bordure du chondre. Par ailleurs, la composition des zones fibreuses observées dans notre chondre est très différente de celle des smectites analysées dans la matrice de Bishunpur par Alexander et al. (1989b) (Tableau 5.13). Si effectivement ces phyllosilicates n'ont pas été formés par une altération aqueuse sur le corps parent, une formation nébulaire peut alors être évoquée. Elle correspondrait à la formation du chondre (au moins la partie interne) dans un environnement riche en vapeur d'eau comme évoqué par Ciesla et al. (2003).

	Na₂O	MgO	Al₂O₃	SiO₂	K₂O	CaO	FeO
Zones fibreuses	5.53	1.96	36.51	47.53	0.78	2.34	5.24
Smectite	5.60	8.80	7.70	65.00	1.50	1.70	8.50
Alexander et al. (1989b)	5.30	11.90	9.00	51.80	0.60	6.50	14.00

TABLEAU 5.13 - Compositions moyennes (% poids d'oxyde) des zones fibreuses ainsi que des smectites observées par Alexander et al., (1989b) dans la matrice de Bishunpur.

5.4.2 Origine des olivines

La fraction cristalline du chondre est largement dominée par l'olivine. Notre étude a mis en évidence une évolution de la taille de grains ainsi que de la texture de la périphérie au centre du chondre. La Figure 5.57 résume les tailles de grains mesurées dans les différentes parties étudiées. Cette figure montre que la taille de grains augmente de la périphérie jusqu'au centre du chondre, de 100 nm à environ 1 µm (taille moyenne sur chacune des zones étudiées). Pour la zone la plus interne, étant donné que la distribution en taille est bimodale, nous avons pris la valeur moyenne des petits grains. En effet, les plus gros grains sont très probablement des grains reliques alors que les petits grains se sont vraisemblablement formés durant l'épisode thermique qui a formé le chondre. Parallèlement à l'augmentation de la taille de grains des olivines, la

taille des plages amorphes augmente également, ce qui suggère une coalescence du liquide silicaté. Nous avons également observé une évolution de la texture, que nous avons résumée sur la figure 5.58. Globalement, les olivines sont sub-automorphes dans les régions périphériques du chondres et deviennent automorphes dans les zones centrales. Par ailleurs, la texture des zones plus internes (zones 4 et 5) a tendance à être plus équilibrée, avec l'apparition de nombreuses triples jonctions à 120°. Ces évolutions de taille de grains et de texture traduisent une variation d'intensité du chauffage, avec une partie interne plus chaude que la périphérie. Dans tous les cas, le grand nombre de grains d'olivine ainsi que leur faible taille atteste que le régime thermique a favorisé la nucléation plutôt que la croissance et indique que la température maximale atteinte se situe loin de celle du liquidus.

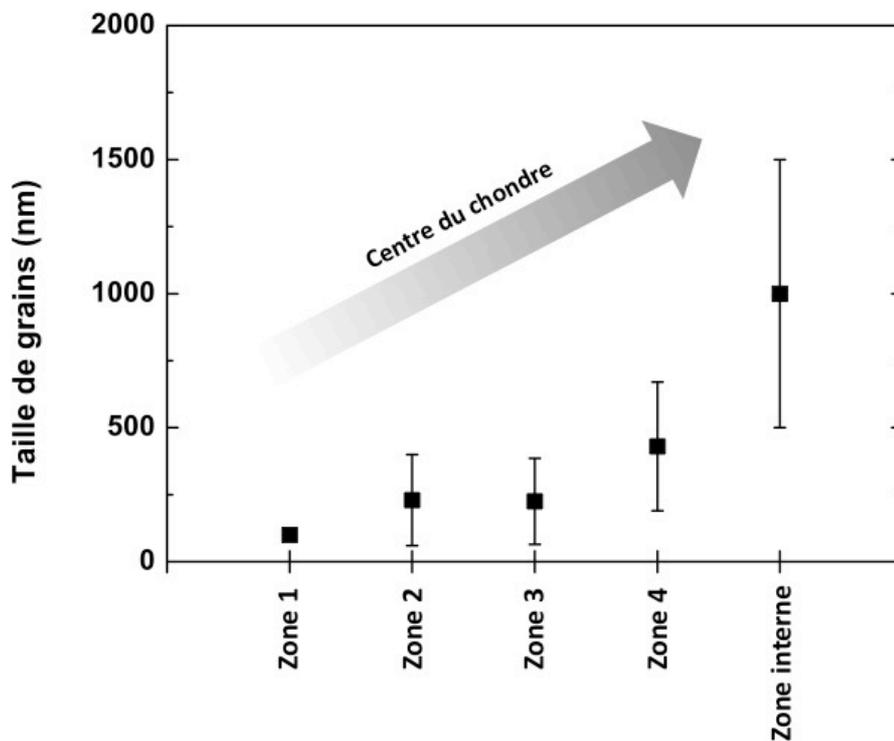


FIGURE 5.57 - Diagramme montrant l'augmentation de la taille de grains des olivines de la bordure jusqu'au centre du chondre.

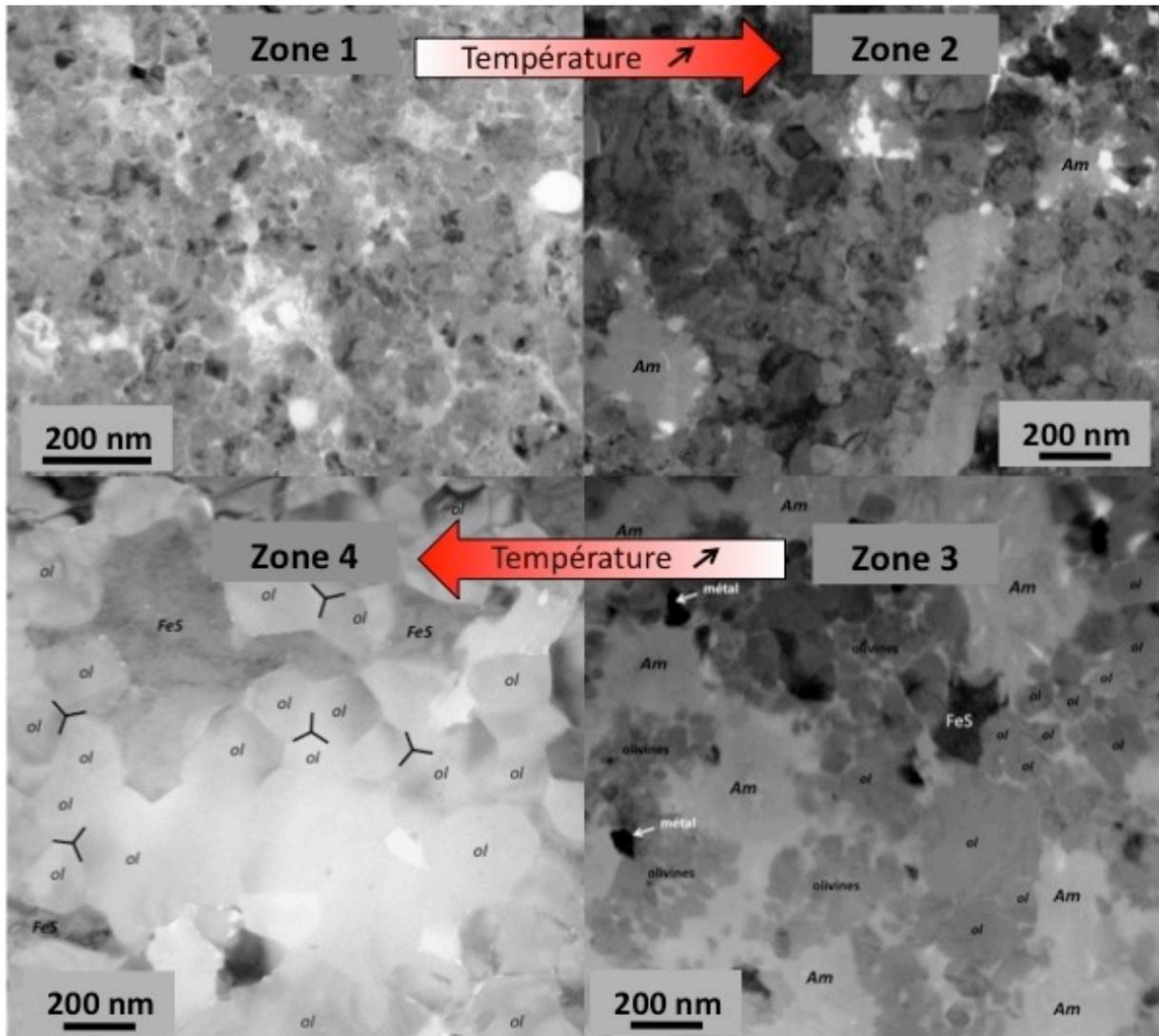


FIGURE 5.58 - Evolution de la texture de la bordure vers le centre du chondre. Cette évolution est interprétée par une différence de l'intensité du chauffage.

Outre une variation de taille et de texture, la composition des olivines varie également selon les zones étudiées. La figure 5.59 résume les pourcentages en Fa des olivines des différentes zones du chondre. Celles-ci varient de Fa₆₅ (zone 1) à Fa₃₆ (zone 4 et zone interne), elle est donc dégressive de la bordure vers le centre du chondre, avec un saut de composition important entre la zone 1 (Fa₆₅) et la zone 2 (Fa₄₅). Ces pourcentages en Fa des olivines sont supérieurs à ceux des olivines issues des chondres de type II des chondrites ordinaires primitives qui s'étendent de 10 à 20% (Jones, 1990; Jones, 1996; Fedkin et al., 2012) ainsi que des chondres (ou objets) agglomérés qui s'étendent de 12 à 35% (Ruzicka et al., 2012). En revanche, pour les régions les plus périphériques du chondres (zones 1 et 2), la composition des olivines est comparable à celles observées

dans la matrice de Bishunpur étudiée dans le chapitre 3, qui montre une composition moyenne Fa_{50} .

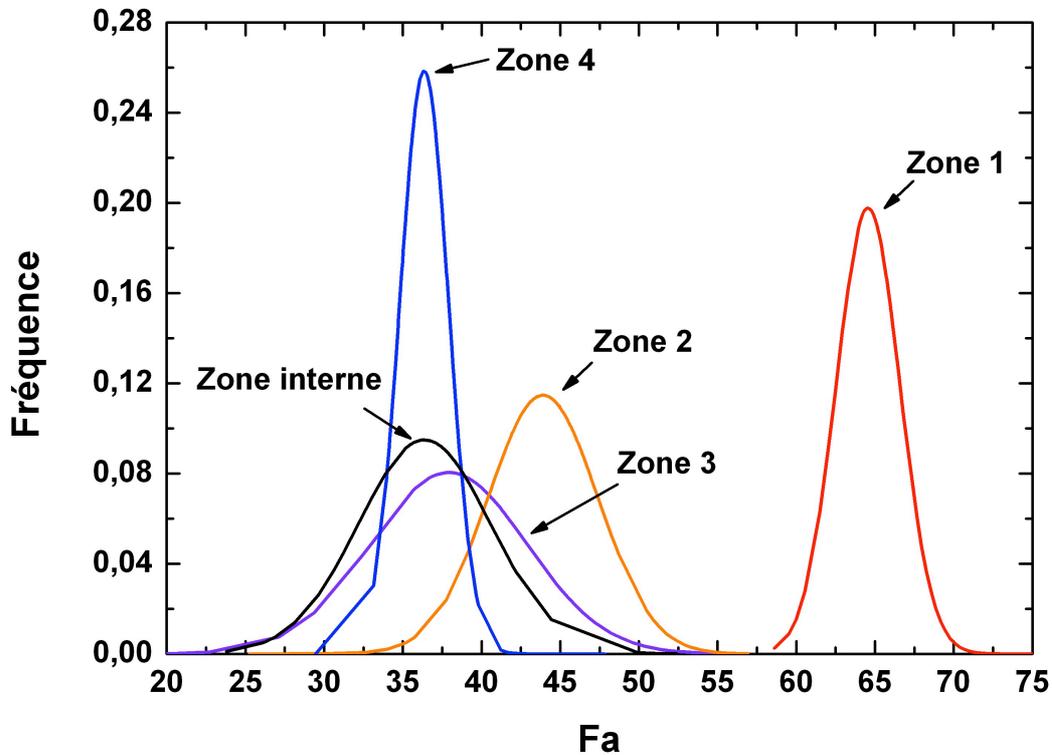


FIGURE 5.59 - Diagramme représentant les teneurs en Fa des olivines pour les différentes parties du chondre. Les teneurs en Fa diminuent de la bordure (zone 1) vers le centre du chondre (zone interne).

En ce qui concerne les éléments plus mineurs (Mn et Ca), leur distribution est résumée sur la figure 5.60, qui présente les teneurs (% poids d'oxydes) en CaO et MnO en fonction de la teneur en FeO des olivines analysées pour les différentes parties du chondre. Pour comparaison, la figure reporte aussi des compositions de chondres porphyriques de type II de chondrites ordinaires primitives (Jones, 1990, 1996; Berlin, 2010) et de la matrice de Bishunpur (Chapitre 3). Mis à part pour les olivines de la zone interne du chondre qui ont une teneur en CaO plus élevée, l'ensemble des analyses indique des teneurs en CaO identiques comprises entre 0 et 1 wt% avec une valeur moyenne de 0,1 wt%. Ces teneurs sont comparables aux données des olivines de la matrice mais sont inférieures à celles des chondres porphyriques. Les études expérimentales montre une corrélation positive entre le CaO et le FeO pour les olivines

qui cristallisent à partir d'un liquide et semblent ainsi en accord avec les olivines des chondres porphyriques (e.g. Libourel, 1999; Pack and Palme, 2003). Cette corrélation positive n'est pas observée dans notre cas (Figure 5.60). Toutefois, du fait de sa vitesse de diffusion élevée, le Ca est un élément assez mobile lors du métamorphisme thermique (Grossman and Brearley, 2005; Huss et al., 2006). Ce métamorphisme pourrait alors être la cause des faibles teneurs observées. La tendance Fe-Mn est, quant à elle, moins sensible aux effets du métamorphisme (e.g. Berlin, 2010, 2011). Les concentrations en MnO dans les olivines des différentes parties du chondre sont comparables à celles observées dans la matrice de Bishunpur et montrent également une corrélation positive avec les teneurs en FeO (Figure 5.60). En revanche les données montrent une tendance différente de celle des chondres de type II issus des chondrites ordinaires primitives. Le rapport Fe/Mn dans les silicates tel que l'olivine est un bon indicateur des conditions redox du système (e.g. Berlin, 2011). Ce rapport varie selon les chondrites suggérant la formation des chondres de type II dans des réservoirs différents (Berlin, 2011; Hewins et al., 2011). Nos données révèlent de grandes similitudes avec les olivines de la matrice, laissant à penser un effet du métamorphisme thermique. Néanmoins la variation de la teneur en fer des olivines, associée à la variation en taille de grains, n'est pas compatible avec le métamorphisme thermique. Nous supportons l'idée que les olivines sont le résultat d'une cristallisation in-situ subsolidus.

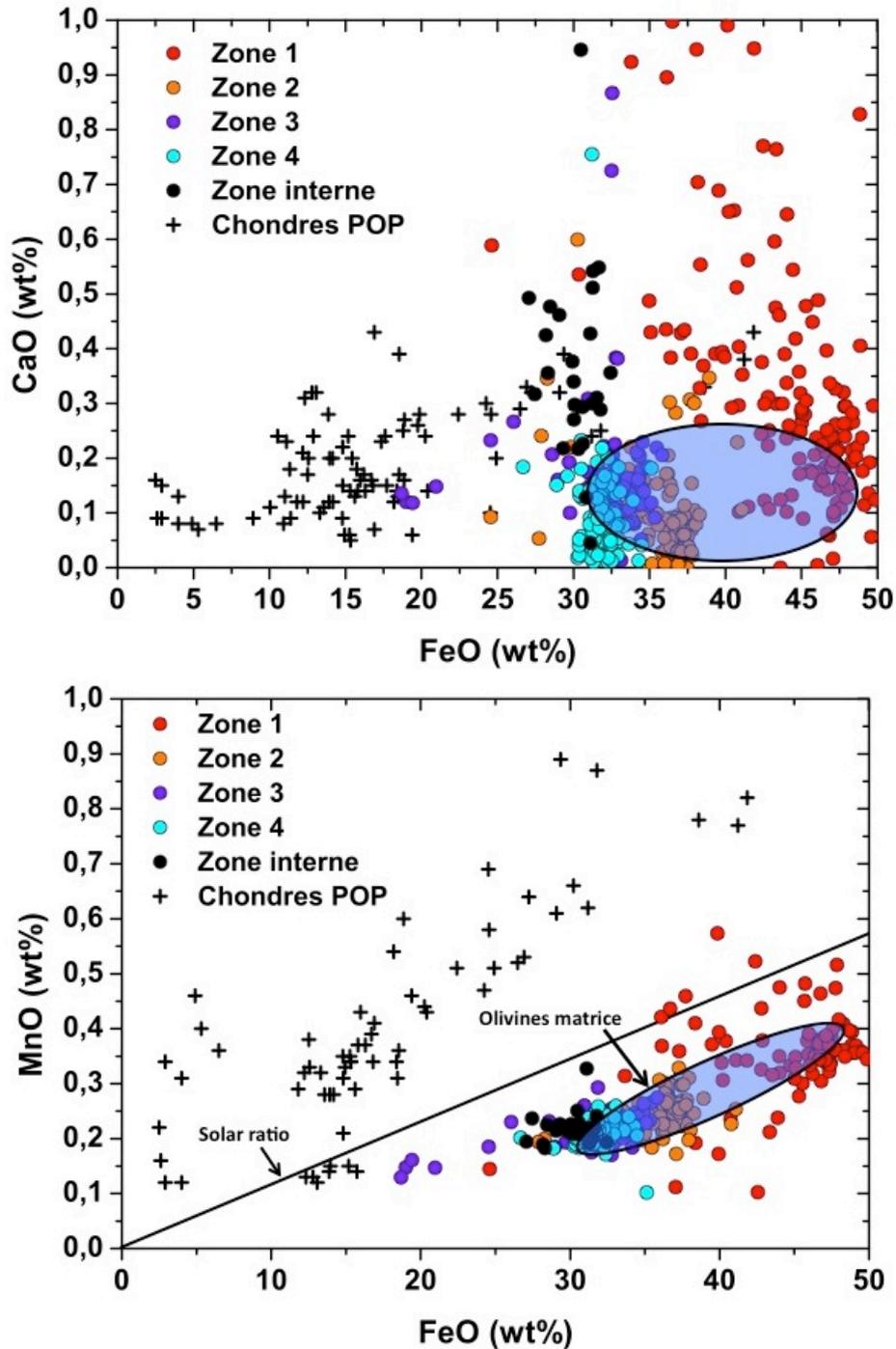


FIGURE 5.60 - Diagrammes CaO vs FeO (haut)(% poids d'oxyde) et MnO vs FeO (bas) dans les olivines des différentes parties du chondre étudié de Bishunpur, celles issues de chondres de type II de chondrites ordinaires (Jones, 1990, 1996; Berlin; 2010) ainsi que celles de la matrice (Chapitre 3). (Haut) Sur ce diagramme on remarque que, mis à part pour la zone interne, l'ensemble des olivines ont en moyenne la même concentration en CaO (valeur moyenne de 0,1 %). Ces concentrations sont légèrement inférieures à celles des olivines de chondres de type II. (Bas) Le diagramme montre une corrélation positive entre ces deux oxydes différente de celle observée pour les chondres de type II des chondrites ordinaires mais comparable à celle observée pour les olivines de la matrice (champ en forme d'ellipse, en bleu clair)

5.4.3 Olivines reliques

Le chondre contient, quelle que soit la zone étudiée, de nombreux grains d'olivine de taille plus importante. Contrairement aux petits grains, ils sont moins riches en Fe, sont chimiquement zonés (avec un cœur riche en Mg et une bordure riche en Fe) et contiennent fréquemment des dislocations *c vis*. Ces dislocations dans l'olivine sont connues comme étant un indicateur de métamorphisme de choc (e.g. Leroux, 2001). Bishunpur étant une chondrite ordinaire qui ne présente pas signe de métamorphisme de choc (Stöffler et al., 1991), la présence de grains d'olivine présentant des signes de métamorphisme de choc implique un héritage antérieur. Les compositions de ces olivines sont compatibles avec des grains issus des chondres porphyriques, supportant l'idée que celles-ci proviennent de générations antérieures de chondres. Ces olivines fautées sont donc manifestation de grains reliques, pré-existants à la formation du chondre et qui témoignent que le chondre n'a subi que peu de fusion partielle. Nos observations supportent donc l'idée qu'un recyclage d'olivines provenant de générations antérieures de chondres est fréquent (e.g. Jones, 1996; Ruzicka et al., 2007).

Les olivines reliques sont fréquemment entourées d'une couronne riche en FeO, dont la composition est en équilibre chimique avec les petites olivines environnantes. L'épaisseur de ces couronnes (100 à 500 nm) est du même ordre de grandeur que ces petits grains d'olivine. La formation des couronnes et la cristallisation des olivines sont donc très probablement deux phénomènes contemporains. Nous supportons ainsi l'idée que ces couronnes se sont formées in-situ lors de l'événement thermique à l'origine du chondre.

Sous ces couronnes, les olivines reliques présentent également des profils de composition, avec une bordure riche en fer et un cœur magnésien. La forme des profils est compatible avec une origine par interdiffusion Fe-Mg. L'étude de ces profils, et plus particulièrement la distance caractéristique de diffusion, doit permettre d'apporter des informations sur les paramètres associés à l'évènement thermique du chondre ou du métamorphisme thermique qui a affecté le corps parent de Bishunpur. Nous allons adopter dans les paragraphes suivants la méthodologie utilisée récemment par Cuvillier (2014) pour les olivines de la matrice d'Allende. Nous résumons ci-dessous les grandes lignes de la démarche pour calculer les couples temps-température associés aux olivines zonées.

La distance de diffusion (x) correspond à la distance jusque laquelle le processus de diffusion a une influence. Elle s'exprime selon la formule suivante:

$$x \approx 2\sqrt{Dt},$$

avec t le temps laissé au système pour diffuser et D le coefficient de diffusion qui dépend de la température. La distance de diffusion permet donc de remonter aux couples temps-température associés au processus de diffusion. Nous avons utilisé le coefficient de diffusion recommandé par Dohmen et Chakraborty (2007), qui est valide dans le cas d'une fugacité d'oxygène inconnue et qui prend en compte la teneur en fer de l'olivine. Ce coefficient de diffusion D s'exprime selon l'équation suivante:

$$\log[D(\text{m}^2/\text{s})] = -8,27 - 226000/2,303RT + n(X_{\text{Fe}} - 0,14),$$

avec X_{Fe} la teneur en fer de l'olivine, T la température et n un coefficient qui exprime l'influence du taux de fer sur le coefficient de diffusion. Ce paramètre n est déterminé expérimentalement en cherchant le meilleur accord entre profils simulés et expérimentaux. Il prend typiquement des valeurs comprises entre 2 et 3. Les coefficients de diffusion pour l'olivine calculés par Dohmen and Chakraborty (2007) ont été déterminés pour des températures supérieures à 700°C. Afin de calculer les couples temps-températures compatibles avec les températures métamorphiques de Bishunpur, nous les avons extrapolé jusqu'à une température de 200°C.

Les profils de composition que nous avons mesurés ont des distances de diffusion comparables dans les différentes zones du chondre. Ces distances sont comprises entre 180 et 250 nm. Afin de déterminer si ces zonations chimiques peuvent être compatibles avec l'épisode de formation du chondre ou avec un métamorphisme thermique sur le corps parent, nous avons calculé les couples temps-température pour des distances de diffusion comprises entre 180 et 250 nm, pour des durées compatibles avec la formation des chondres ou bien avec celles compatibles avec un métamorphisme thermique (Figure 5.61).

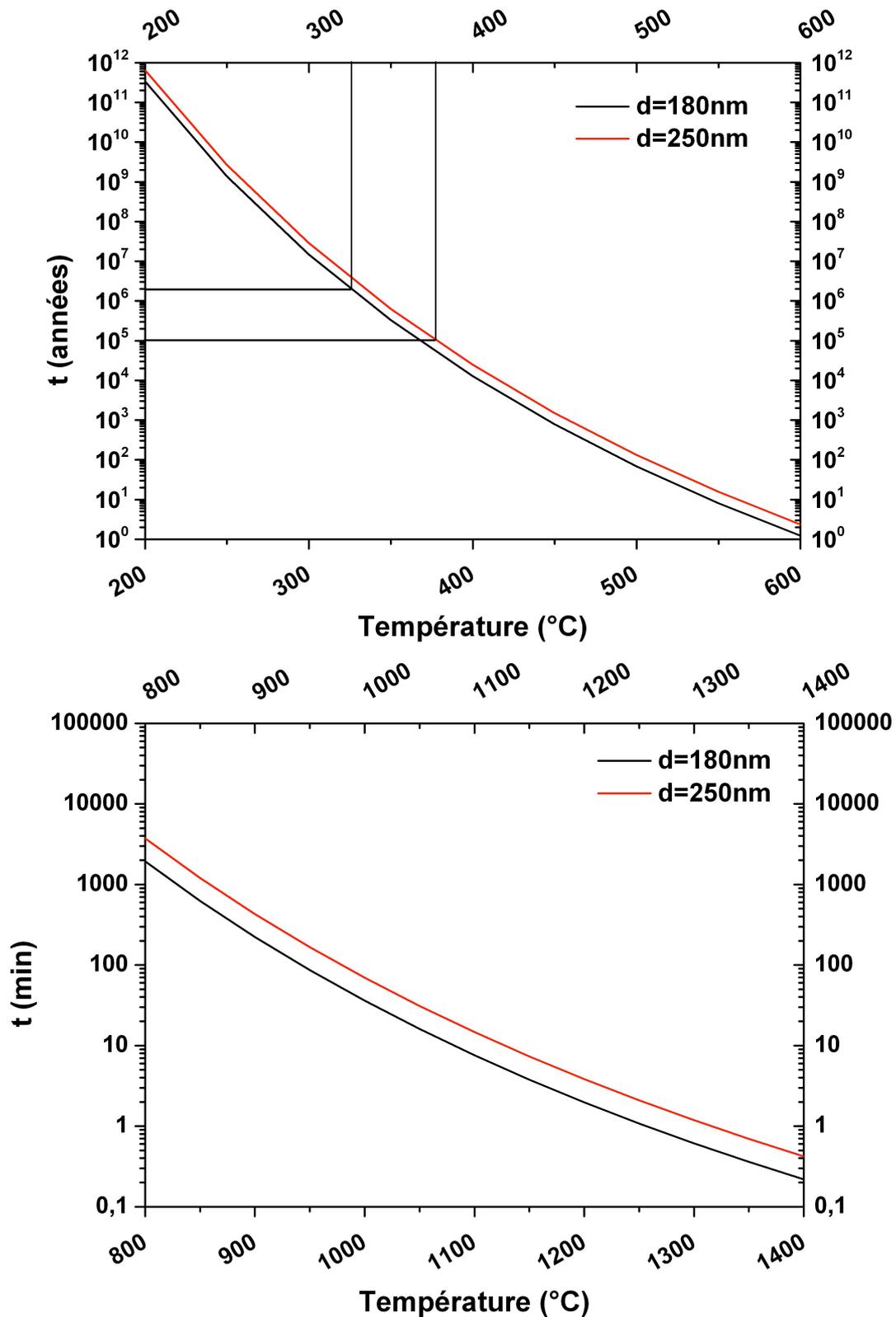


FIGURE 5.61 - Couples temps-température calculés pour des distances de diffusion de 180 nm et 250 nm entre 200 et 600°C (en haut) et 800 et 1400 °C (en bas). Pour la figure du haut, nous avons reporté les intervalles de temps - températures qui pourraient correspondre à l'épisode métamorphique. Sur la figure du bas, nous avons reporté les intervalles de temps - températures qui pourraient correspondre à la formation des chondres (voir texte pour détails).

Examinons tout d'abord l'hypothèse que les zonations soient générées durant l'épisode métamorphique. En prenant en compte la décroissance de l' ^{26}Al comme source principale de chaleur, les échelles de temps pour les durées métamorphiques des chondrites ordinaires peu métamorphisées ont été estimées entre quelques centaines de milliers d'années et 2 millions d'années (e.g. Rudraswani et al., 2008; Henke et al., 2012). Cela correspond à une gamme de température entre 325 et 375 °C. Cet intervalle est proche de la température métamorphique de Bishunpur, qui n'aurait pas dépassé 300-350°C selon Rambaldi et Wasson (1981).

Dans le cas de l'hypothèse que les zonations auraient été établies durant l'épisode de formation du chondre, nous avons pris un intervalle de temps caractéristique de ce type d'évènement (quelques minutes à quelques heures ; e.g. Logfren, 1989; Hewins, 1997; Hewins et al., 2005). Dans ce cas, l'intervalle de température correspondant est de 950 à 1200 °C. Là encore, cet intervalle de température semble assez réaliste pour le cas d'un chondre partiellement fondu tel que nous avons étudié.

La quantification des zonations chimiques des olivines reliques ne permettent donc pas de trancher clairement entre le métamorphisme thermique ou l'évènement thermique à l'origine du chondre pour expliquer l'origine de l'interdiffusion Fe-Mg dans les olivines reliques. Toutefois, le fait qu'on retrouve des distances de diffusion similaires dans les différentes parties du chondre et que celles-ci sont également similaires à celles mesurées dans le chondre étudié dans le chapitre précédant (200 nm), plaide en faveur d'un effet du métamorphisme thermique.

5.4.4 Précurseurs du chondre

Nos résultats ont montré que le chondre étudié avait une composition proche de la composition CI, avec une minéralogie comparable de zone à zone (bien qu'il y ait des différences de texture et de taille de grains). A l'échelle de chaque zone, les champs de composition restent assez groupés. Cela est illustré sur la figure 5.62 qui donne le champ de composition pour chaque zone dans un diagramme ternaire (Si+Al)-Mg-Fe. Ces champs se chevauchent largement mais de petites différences sont toutefois aisément

notables. Si on excepte les analyses de la zone 4 (qui est particulièrement riche en sulfures), les variations de compositions montrent un appauvrissement progressif en Fe de la zone 1 (bordure extérieure) à la zone interne. Cela est probablement lié à une perte des sulfures de fer par évaporation, qui peut être importante lors des premiers stades de formation du chondre (e.g. Hewins et al., 1997; Hewins et al., 2005). Au contraire, la partie externe est riche en sulfures, ce qui est certainement dû à une recondensation sur la partie périphérique. Afin de vérifier cela nous avons soustrait le fer associé aux sulfures des différentes analyses et nous les avons reporté dans un diagramme ternaire (Si+Al)-Mg-(Fe-S) (Figure 5.62). Suite à cette opération, les données des zones 2, 3, 4 et de la partie interne montrent des teneurs en Fe beaucoup plus rapprochées, ce qui suggère des compositions et proportions des silicates proches pour ces différentes zones. En revanche ce scénario ne semble pas pouvoir s'appliquer pour la zone 1 qui montre, même après la soustraction du fer associé aux sulfures, une différence notable de la teneur en fer par rapport aux autres zones du chondre. Devant les faibles distances de diffusion dans les olivines reliques (~200 nm), que nous pensons être associées au métamorphisme thermique de Bishunpur, il semble peu probable que l'enrichissement en fer des lentilles proviennent d'un équilibre chimique avec la matrice riche en fer. La formation des lentilles dans un environnement nébulaire riche en poussières et en sulfures permettrait d'expliquer la recondensation des sulfures et la forte teneur en fer de ces lentilles (portée par les olivines). Les différents champs de composition montrent également qu'il y a également un enrichissement en Si et Al de la bordure vers le centre. Cet enrichissement est à relier à variation de l'abondance en amorphe riche en Si et Al.

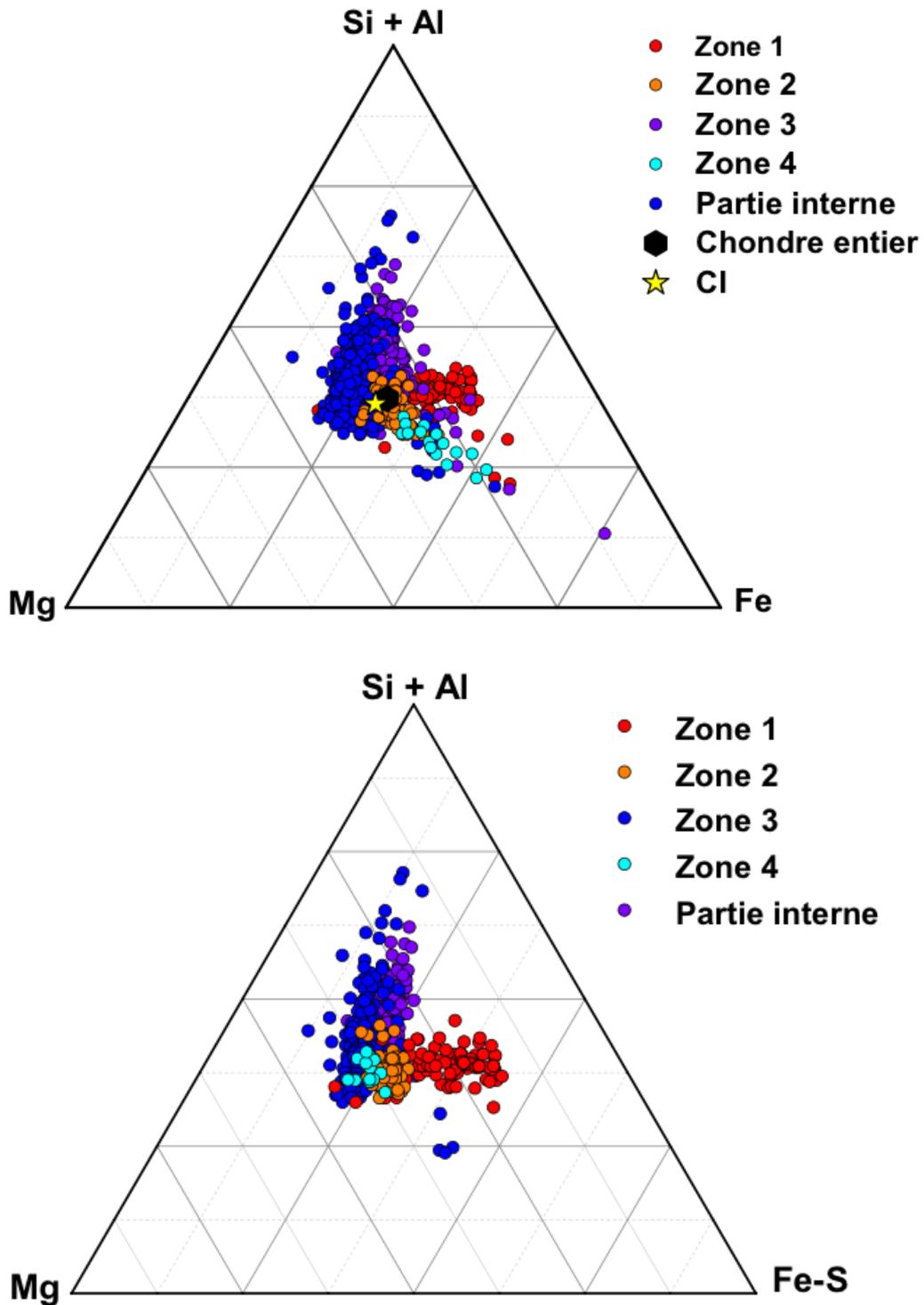


FIGURE 5.62 - Diagrammes ternaires (Si+Al)-Mg-Fe et (Si+Al)-Mg-(Fe-S) (% atomique) où sont reportées les compositions des différentes parties du chondre. Chaque point représente une zone d'analyse de 10 x 10 μm (analyses EDS en MEB). Excepté pour la zone 1, l'appauvrissement en fer observé de la bordure vers le centre du chondre peut être expliqué par une proportion différente en sulfure de fer d'une zone à l'autre, probablement liée à une perte de FeS lors des épisodes de chauffe. On observe également un enrichissement en Si et Al de la bordure vers le centre du chondre qui doit être relié à l'augmentation de l'abondance en amorphe riche en Si et Al.

Comme pour le chondre étudié dans le chapitre précédent, la composition CI et la faible taille de grains des minéraux suggèrent que le chondre étudié résulte de l'agglomération de poussières primitives suivi d'un chauffage bref et de faible intensité. La différence la plus notable entre ces deux chondres est le taux de fusion, qui est manifestement plus élevé ici. Le précurseur à l'origine de ce chondre devait être composé de poussières fines avec une composition moyenne quasi-chondritique. Dans la nature, l'équivalent connu correspond à certaines poussières interplanétaires poreuses, elles aussi à grains fins et de composition chondritique (e.g. Bradley, 1994; Keller and Messenger 2011) ou les matériaux proches des matrices de chondrites primitives (e.g. Brearley, 1993; Greshake, 1997; Abreu and Brearley, 2010; Le Guillou and Brearley, 2014 ; Cuvillier, 2014 ; Leroux et al. 2015), dont une description plus détaillée a été donnée dans chapitre précédent. Sur la figure 5.63 sont reportées les compositions du chondre étudié dans ce chapitre ainsi que les compositions de ces objets primitifs et indiquent qu'ils possèdent des compositions comparables, supportant l'idée qu'ils peuvent représenter le matériau précurseur au chondre.

Les petits grains d'olivine, qui dominent largement la minéralogie de ce chondre, semblent donc être le résultat d'une cristallisation in-situ subsolidus de matériaux initialement amorphes. Dans le chapitre précédent, nous avons évoqué certaines études qui ont montré qu'il était facile de cristalliser l'olivine à partir d'un amorphe depuis une température de 700°C (e.g. Brownlee et al., 2005; Roskosz et al., 2009; Gillot, 2010). L'augmentation de la taille de grains de la bordure vers le centre du chondre traduit vraisemblablement une différence de chauffage avec une partie interne plus chaude que la partie périphérique.

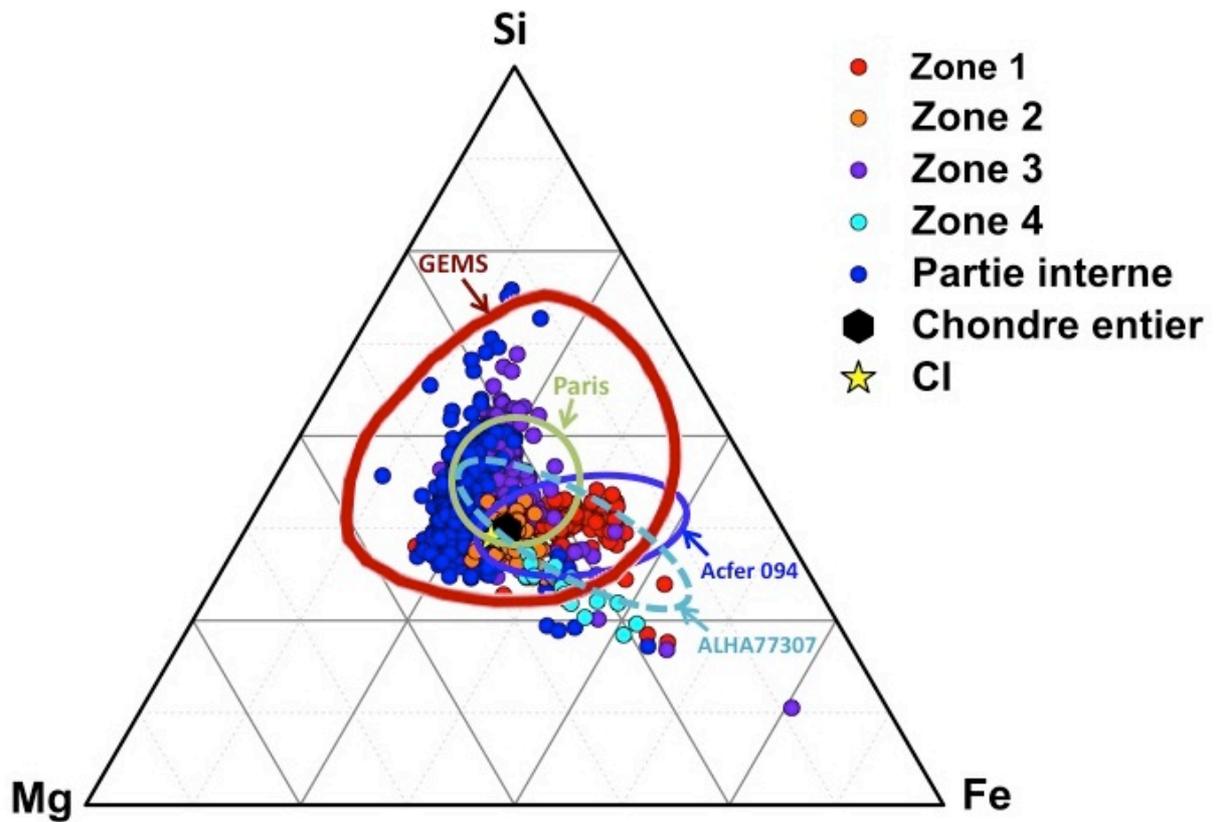


FIGURE 5.63 - Ternaire Si-Mg-Fe (% atomique) où sont reportés les données des différentes parties ainsi que les champs de compositions des GEMS (Keller et Messenger, 2011), des matrices primitives Acfer 094 (Cuvillier, 2014), Paris (Leroux et al., 2015) et ALHA77307 (Brearley, 1993). La composition moyenne (bulk) du chondre étudié dans ce chapitre ainsi la composition solaire (Lodders, 2010) sont également reportées.

Conclusion générale

L'objectif de cette thèse était l'étude de chondres ayant subi un faible taux de fusion et d'identifier d'éventuels liens entre les matériaux qui les constituent avec ceux de la matrice. La microscopie électronique en transmission et sa microanalyse est l'outil le mieux adapté pour l'étude de ces objets. En effet, ces objets sont composés de grains très fins, bien souvent de taille inférieure à 1-2 μm et à cette échelle peu de techniques peuvent caractériser conjointement la minéralogie, la composition et la texture. Lors de notre étude nous avons choisi de travailler sur les chondrites ordinaires primitives de Semarkona et Bishunpur. Celles-ci présentent que peu de signes d'altération aqueuse et de métamorphisme thermique, processus qui modifient profondément la matière fine.

Origine des olivines dans les chondres à grains fins

Notre travail a porté sur l'étude de trois chondres, deux dans Bishunpur et un dans Semarkona. Le premier chondre de Bishunpur (chapitre 4) était composé de deux parties bien distinctes. Celles-ci sont dominées par des olivines et pyroxènes liés par une phase intergranulaire de silicate amorphe riche en silicium et aluminium. Nos résultats ont révélé que les olivines ne sont pas compatibles avec la cristallisation à partir d'un liquide mais résultent d'une cristallisation sub-solidus. Cette interprétation est supportée par le fait que l'amorphe intergranulaire n'est pas compatible avec les compositions des liquides naturels qui peuvent être trempés en verre, mais semble être un résidu d'une transformation sub-solidus. L'autre chondre de Bishunpur (chapitre 5) est partiellement fondu et présente une variation progressive de taille de grains de la bordure vers le centre. Le principal objectif de cette étude était de contraindre les effets du chauffage sur l'évolution de la texture et de la composition des chondres. Contrairement au chondre précédent, l'amorphe est compatible avec les mésostases des chondres porphyriques indiquant que ce chondre a exprimé plus de liquide. Ce chondre est largement dominé par des olivines et comme pour le premier chondre les olivines sont le résultat d'une cristallisation sub-solidus. Dans ce chondre les olivines sont sub-automorphes à la bordure et deviennent automorphes vers le centre. D'un point de vue texturale les zones internes sont plus équilibrées avec l'apparition notamment de jonctions triples à 120° . Ces variations traduisent une variation d'intensité de chauffage avec un cœur plus chaud que la bordure.

Certaines études expérimentales ont montré que l'olivine cristallise facilement à partir d'un silicate amorphe, typiquement à partir d'une température de 700°C (e.g. Brownlee et al., 2005; Roskosz et al., 2009; Gillot, 2010). Nos résultats nous conduisent à conclure que les olivines sont le résultat d'une cristallisation sub-solidus in-situ à partir de poussières fines dominées par de l'amorphe silicatés et de compositions quasi-chondritiques. Les GEMS ou les matrices des chondrites primitives peuvent représenter de bons candidats aux précurseurs de ces chondres. Les chondres étudiés résulteraient donc de l'agglomération de poussières primitives, suivi d'un chauffage peu intense entraînant un faible à très faible taux de fusion. Ce scénario n'est pas compatible avec les scénarios évoquant la formation de chondres dans des environnements planétaires (Hutchison, 1988; Asphaug et al., 2011; Sanders et Scott, 2012), mais supportent une formation au sein de la nébuleuse. La forte teneur en FeO des olivines de ces chondres implique des conditions oxydantes, plus oxydantes que la nébuleuse canonique (e.g. Grossman et al., 2012). Ces conditions peuvent être réunis dans des environnements localement enrichis en poussières et/ou en eau, 500 à 1000 fois supérieurs à celles d'un gaz canonique (e.g. Palme et Fegley, 1990).

Influence de l'altération aqueuse et du métamorphisme thermique sur le corps parent

Nous avons également fait l'étude d'un chondre partiellement fondu dans Semarkona qui montrait une variation de la taille de grains de la bordure vers le centre. Si la matrice de Semarkona montre des signes d'altération aqueuse (e.g. Alexander et al., 1989a, 1989b), ses chondres semblent avoir été épargnés (Brearley, 2006). La matrice de Semarkona a été étudiée à l'échelle du MET (e.g. Alexander et al., 1989a, 1989b) mais peu d'études existent en revanche pour les chondres à grains fins. Nos résultats sur le chondre de Semarkona ont révélé que l'altération aqueuse est bien présente et rend difficile l'étude à l'échelle du MET. En effet, la phase intergranulaire des olivines est complètement remplacée par du phyllosilicate. En revanche, l'étude des échantillons de Bishunpur n'a pas révélé de signes d'altération aqueuse. Ces résultats sont contradictoires avec les observations de la matrice à l'échelle du MET d'Alexander et al. (1989a, 1989b). Il semblerait ainsi que l'altération aqueuse dans Bishunpur soit localisée et que certaines zones ont été épargnées, comme c'est le cas par exemple pour la météorite de Paris (Hewins et al., 2014; Leroux et al., 2015).

Les chondres de Bishunpur étudiés dans ce travail montrent la présence de nombreux grains d'olivine possédant une zonation chimique avec un cœur riche en Mg et une bordure riche en Fe. Ces grains contiennent également des indices de métamorphisme de choc, comme en témoigne la présence de dislocations en configuration de glissement. La composition et la microstructure de ces grains indique qu'ils sont des fragments de chondres provenant d'un héritage antérieur. Les profils de composition réalisés sur ces grains montrent que la zonation des grains est la conséquence d'une d'interdiffusion Fe-Mg. Un fait marquant est que la profondeur de ces profils est identique dans les différents objets (chondre 1, chondre 2, matrice ou couronne) et se situe aux alentours de 200 nm, suggérant une même histoire thermique pour l'ensemble de ces zonations. Le métamorphisme thermique du corps parent de Bishunpur est certainement la cause de cet équilibrage chimique affectant les grains d'olivine reliques. En suivant la méthodologie utilisée récemment par Cuvillier (2014) pour les olivines de la matrice d'Allende, nous avons obtenu des gammes de températures allant de 320 à 370°C pour des durées métamorphiques entre quelques centaines de milliers d'années et 2 millions d'années (e.g. Rudraswani et al., 2008; Henke et al., 2011). Ces gammes de températures sont compatibles avec les pics métamorphiques estimés pour Bishunpur par Rambaldi et Wasson (1981). La distance d'interdiffusion Fe-Mg associée au phénomène métamorphique reste faible (≈ 200 nm) supportant l'idée que ce métamorphisme n'a modifié que localement la composition et n'a pas participé à un rééquilibrage chimique de grande ampleur (entre les chondres et la matrice par exemple). En revanche celui-ci a profondément modifié la composition des grains dont la taille est inférieure à 200 nm. Ce métamorphisme thermique est probablement responsable de la distribution en composition assez resserrée qui a été observée pour l'ensemble des objets à grains fins étudiés.

Relation avec les chondres porphyriques

La figure 6.1 compare les compositions des chondres étudiés dans ce manuscrit (Chondre 1, Chap. 4; Chondre 2, Chap. 5) avec celles de chondres de type I et II (Jones, 1990, 1994) et de chondres agglomérés (Weisberg et Prinz, 1996; Ruzicka et al., 2012) dans un diagramme ternaire Si-Mg-Fe et Si-Mg-(Fe-S). Les chondres de notre étude montrent une composition moyenne très proche des chondres agglomérés qui sont inclus dans les champs de composition des GEMS et des matrices primitives des

chondrites carbonées. Par ailleurs, il est intéressant de constater que l'ensemble de ces objets sont situés sur une ligne de rapport $Mg/Si=1$ avec une augmentation de la teneur en fer des chondres de type I jusqu'aux chondres agglomérés. En retirant la contribution du fer associée aux sulfures on constate que les données sont encore plus resserrées. Les expériences visant à reproduire la formation des chondres montrent que l'abondance du soufre dans le chondre est liée à l'intensité de chauffage (e.g. Hewins et al., 1997).

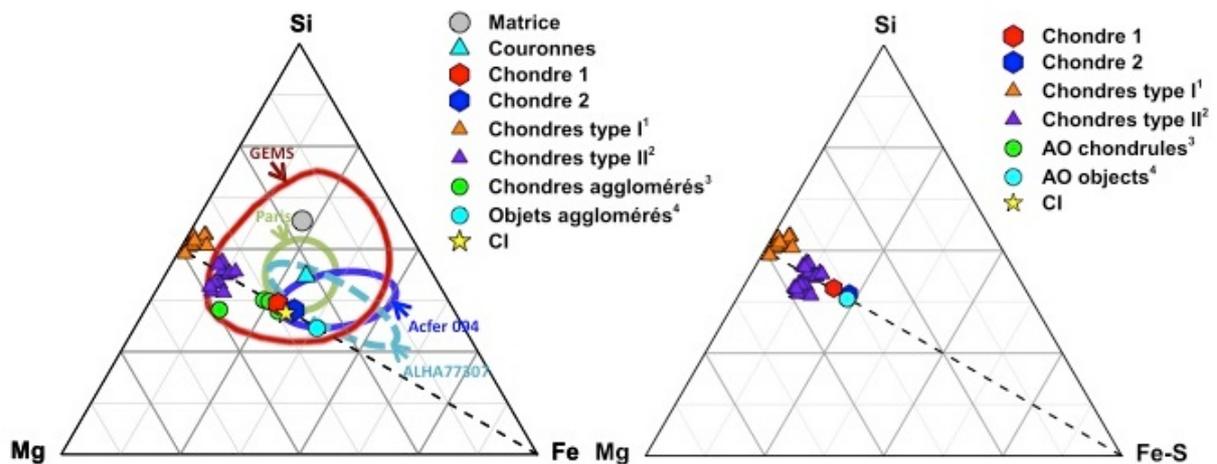


FIGURE 6.1 - Diagrammes ternaires Si-Mg-Fe et Si-Mg-(Fe-S) dans lesquels sont reportées les données des chondres étudiés dans ce manuscrit (Chondre 1, Chap. 4; Chondre 2, Chap. 5), des chondres de type I (¹Jones, 1994), des chondres de type II (²Jones, 1990) ainsi que des chondres agglomérés (³Weisberg et Prinz, 1996; ⁴Ruzicka et al., 2012). Dans le diagramme ternaire de gauche sont également reportés les champs de composition des GEMS (Keller et Messenger, 2011) et des matrices primitives de Paris (Leroux et al., 2015), d'Acfer 094 (Cuvillier et al. 2014) et d'ALHA77307 (Brearley, 1993).

Dans leur étude, Ruzicka et al. (2012) ont montré que les chondres agglomérés peuvent représenter une étape transitoire aux chondres porphyriques de type II. La figure 6.2 montre les abondances (classées par ordre de volatilité) rapportées à Si et normalisées à la composition CI pour les chondres étudiés dans cette étude ainsi que pour les chondres de type II (Jones, 1990) et les chondres agglomérés (Ruzicka et al., 2012). On remarque de grandes similitudes entre nos chondres et les chondres agglomérés de Ruzicka et al. (2012). Les données indiquent également de grandes similitudes avec les chondres de type II excepté pour le Cr, Ni, Fe et S qui sont appauvris dans les chondres porphyriques. Nous supportons également l'idée que ces chondres peuvent représenter une étape intermédiaire aux chondres porphyriques de type II. Comparativement, les chondres porphyriques présentent une densité de grains bien moins importante, des grains automorphes plus gros et la présence de larges plages de mésostase. Ces différences de

textures peuvent être expliquées par un chauffage plus important des précurseurs à grains fins entraînant une fusion partielle plus conséquente et aboutissant à une cristallisation de grains automorphes.

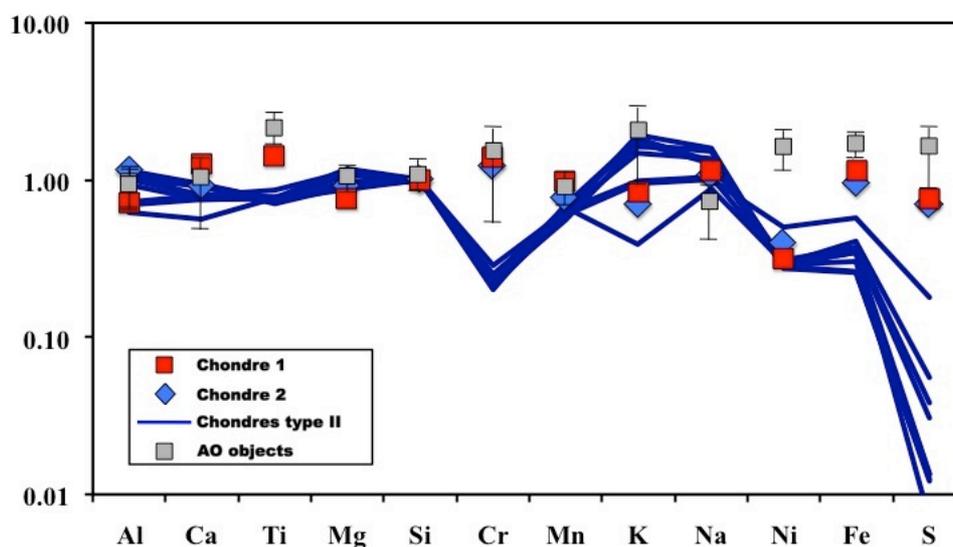


FIGURE 6.2 - Abondances (rangées par ordre de volatilité) rapportées au Si et normalisées à la composition CI (Lodders, 2010) pour les chondres étudiés dans cette étude, les chondres de type II (Jones, 1990) ainsi que pour les chondres agglomérés (Ruzicka et al., 2012).

Complémentarité chondre/matrice

Nos résultats sur la matrice et les couronnes à grains fins (chapitre 3) montrent un enrichissement significatif en Si par rapport à CI (Figure 6.3). Ces résultats sont en accord avec les études précédentes dans les chondrites LL3 (Allen et al., 1980; Huss et al., 1981; Nagahara, 1984; Alexander et al., 1989a; Matsunami et al., 1990; Grossman et Brearley, 2005; Berlin, 2010). Si nous avons observé une différence notable de composition entre la matrice et les couronnes, avec une matrice plus riche en Si, les études précédentes ne montrent pas de distinction entre les deux. Ces variations pourraient provenir de la procédure de quantification de la matrice. En effet il n'existe pas de définition universelle de ce que représente la matrice. Si certains définissent la matrice comme étant l'ensemble des matériaux <5 μm (e.g. Scott et al., 1988) d'autres considère qu'il s'agit de tout ce qui apparaît opaque en section mince (e.g. Huss et al., 1981; Weisberg et al., 1993). Cette dernière définition inclue notamment les fragments de chondres, les grains de métal et de sulfures qui vont avoir une influence sur la composition globale. Dans notre étude, nous avons considéré que la matrice correspondait aux matériaux à grains fins, interchondre, dont la taille de grains est bien

inférieure à 5 μm . Durant notre étude les analyses MEB et MET de ces zones à grains fins sont similaires.

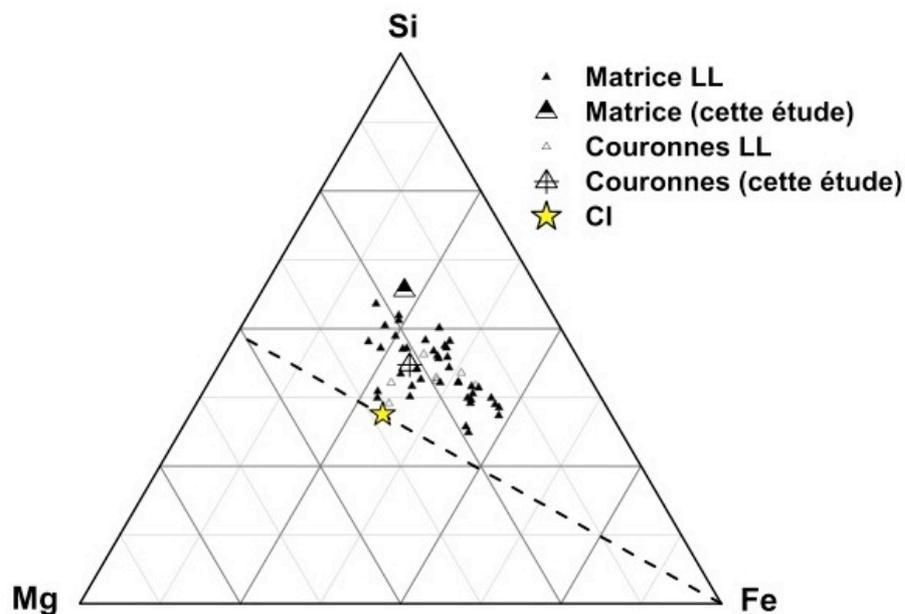


FIGURE 6.3 - Diagramme Si-Mg-Fe où sont reportées les compositions moyennes de la matrice et des couronnes à grains fins étudiées dans notre étude ainsi que les données des matrices et couronnes de chondrites LL3 (Semarkona, Bishunpur, Krymka, Chainpur)(Allen et al., 1980; Huss et al., 1981; Nagahara, 1984; Alexander et al., 1989a; Matsunami et al., 1990; Grossman et Brearley, 2005; Berlin, 2010). La composition CI est également reportée (Lodders, 2010).

La particularité des chondrites est qu'elles possèdent une composition moyenne proche ou similaire à la composition solaire (CI). Plus particulièrement il est admis que tous les groupes de chondrites ont accréte un composant CI qui domine leur matrice (e.g. Alexander, 2005; Zanda, 2009). Ceci est supporté par la présence de grains pré-solaires au sein de la matrice et suggère l'idée que la matrice fine représente la poussière primitive. Toutefois même si les matrices des chondrites carbonées montrent des compositions proche de CI, leur composition n'est pas exactement CI (Figure 6.4). Ces observations suggèrent soit que les matrices se sont formées à partir d'un réservoir différencié de CI ou soit qu'elles aient subi des modifications de compositions lors de la formation des chondres par exemple. Ceci est d'autant plus vrai pour les matrices des chondrites LL3 qui montrent une composition bien éloignée de CI (Tableau 6.1).

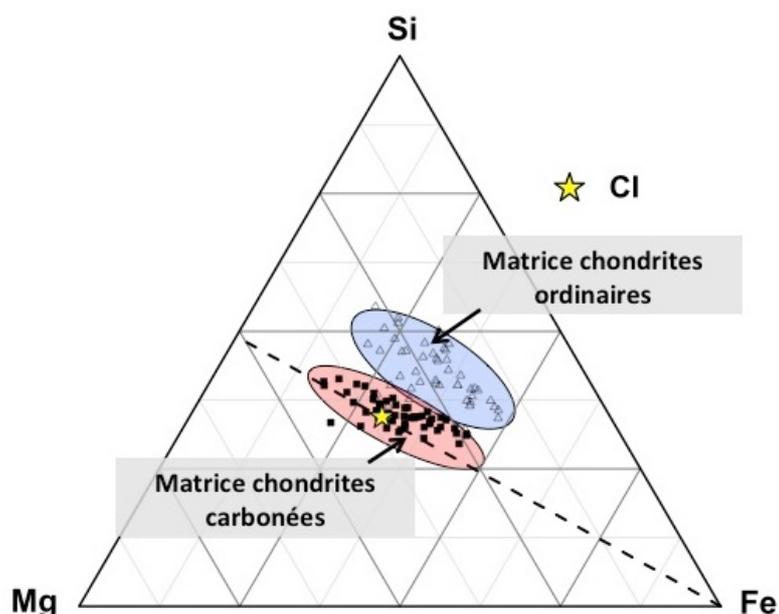


FIGURE 6.4 - Ternaire Si-Mg-Fe (at.%) où sont reportées les compositions de la matrice des chondrites ordinaires (Allen et al., 1980; Huss et al., 1981; Nagahara, 1984; Alexander et al., 1989a; Matsunami et al., 1990; Grossman et Brearley, 2005; Berlin, 2010), ainsi que des chondrites carbonées (Zolensky et al., 1993).

	Mg/Si	Fe/Si	S/Si
Matrice LL3	0.51	0.93	0.02
Bulk Chondre LL3	1.10	0.23	0.02
Bulk LL3	0.93	0.34	0.11
CI	1.03	0.87	0.44

TABLEAU 6.1 - Rapports élémentaires pour la matrice des chondrites LL3 (Jarosewich, 1990), ainsi que pour les chondres, la matrice et la composition CI (Lodders, 2010).

Une question importante dans l'histoire de la formation du système solaire est de savoir si les composants majoritaires (chondres et matrice) au sein d'une même chondrite sont génétiquement liés les uns aux autres (e.g. Huss et al., 2005). Ces composants se sont-ils formés au sein du même du même réservoir (e.g. Wasson et Chou, 1974; Bland et al., 2005; Hezel et Palme, 2008, 2010; Palme et al., 2015) ? ou se sont-ils formés à partir de deux réservoirs séparés (modèle à "deux composants")(Anders, 1964; Larimer et Anders, 1967, 1970; Alexander, 2005; Zanda et al., 2006, 2009, 2012) ?

La complémentarité chimique entre les chondres et la matrice, à l'aide notamment des rapports Mg/Si et Fe/Si, est observée au sein des chondrites primitives carbonées et

ordinaires (e.g. Wood, 1985; Alexander, 2005; Hezel et Palme, 2008, 2010; Palme et al., 2015). Pour expliquer cette complémentarité chondres/matrice, plusieurs hypothèses ont été avancées:

-(1) Les chondrites résultent d'un mélange de chondres et de matrice qui se sont formés dans des réservoirs différents, avec des compositions différentes. Il s'agit du "modèle à deux composants" proposé par Anders (1964) (Larimer et Anders, 1967, 1970; Grossman et Wasson; 1982; Shu et al., 1996; Alexander, 2005). Un modèle à plusieurs composants a également été proposé par Zanda et al. (2006) permettant de rendre compte des variations isotopiques de l'oxygène.

-(2) La complémentarité résulte d'échanges au sein du corps parent lors du métamorphisme thermique et/ou altération aqueuse.

-(3) Les chondres et la matrice se sont formés dans le même réservoir. Lors de la formation des chondres les phénomènes d'évaporation sont importants et les résidus d'évaporation se recondensent sur la matrice (e.g. Hezel et Palme, 2008, 2010; Palme et al., 2015).

Cette complémentarité chondres/matrice a beaucoup été étudiée au sein des chondrites carbonées, principalement parce que celles-ci présentent une plus grande proportion de matrice avec dans certains cas une proportion 50/50 entre les chondres et la matrice.

Afin d'évaluer une éventuelle complémentarité entre la matrice et les chondres nous avons comparé les rapports des éléments majeurs (Si, Mg, Fe) de ces entités. La composition moyenne des chondrites LL3 est déterminée à l'aide des données de Jarosewich (1990) pour les chondrites LL les plus primitives (Semarkona, Bishunpur, Krymka). La composition moyenne pour la matrice est, quant à elle, obtenue à partir des compositions de notre étude ainsi qu'à partir des données de la littérature (Allen et al., 1980; Huss et al., 1981; Nagahara, 1984; Alexander et al., 1989a; Matsunami et al., 1990; Grossman et Brearley, 2005; Berlin, 2010). Les chondrites ordinaires sont largement dominées par les chondres (~80 %) et plus particulièrement par les chondres de type II. La proportion des chondres de type II est estimée à environ 70% (Zanda et al., 2006). La composition moyenne des chondres a ainsi été pondérée en tenant compte de cette proportion et à partir des compositions des chondres porphyriques de type I et II (Grossman et Wasson, 1982; Jones et Scott, 1989; Jones, 1990, 1994, 1996; Huang et al.,

1996; Huang et Sears, 1997; Alexander et al., 2008). Ces données sont reportées dans le diagramme Fe/Mg vs Si/Mg (wt.%) (Figure 6.5) ainsi que dans un ternaire Si-Mg-Fe (Figure 6.6). A titre de comparaison les données de Palme et al. (2015) pour les chondrites carbonées sont également reportées.

Comme pour les chondrites carbonées, les chondres et la matrice des chondrites ordinaires montrent des rapports Fe/Mg et Si/Mg de part et d'autre de la composition moyenne (Figure 6.5). On observe ainsi une complémentarité chimique (pour les éléments majeurs) entre la matrice et les chondres. Toutefois la composition moyenne des chondrites ordinaires est différente des chondrites carbonées et de la composition CI. Elles se seraient donc formées à partir d'un réservoir différencié de CI. Cette variation de composition chimique s'exprime notamment par un rapport Fe/Si bien inférieur à ceux de la composition solaire (Tableau 6.1). La séparation du métal à partir des silicates est un phénomène qui a été évoqué pour expliquer le fractionnement chimique des réservoirs chondritiques (e.g. Larimer et Wasson, 1988; Campbell et al., 2005). Lorsque le métal est dissocié des silicates au sein des chondres celui-ci peut être éjecté du fait de la vitesse de rotation élevée du chondre (Grossman et Wasson, 1985). Du fait des propriétés magnétiques et aérodynamiques des billes de métal, celui-ci n'est pas incorporé au sein du corps parents, produisant ainsi une perte de Fe. Un résultat important est qu'à partir de l'alignement des compositions dans le ternaire Si-Mg-Fe (Figure 6.6) nous avons déterminé graphiquement la contribution des chondres et de la matrice pour la composition moyenne des chondrites LL. Le résultat donne une contribution de 70% pour les chondres et de 30% pour la matrice, non loin de la proportion observée qui est de 80-20.

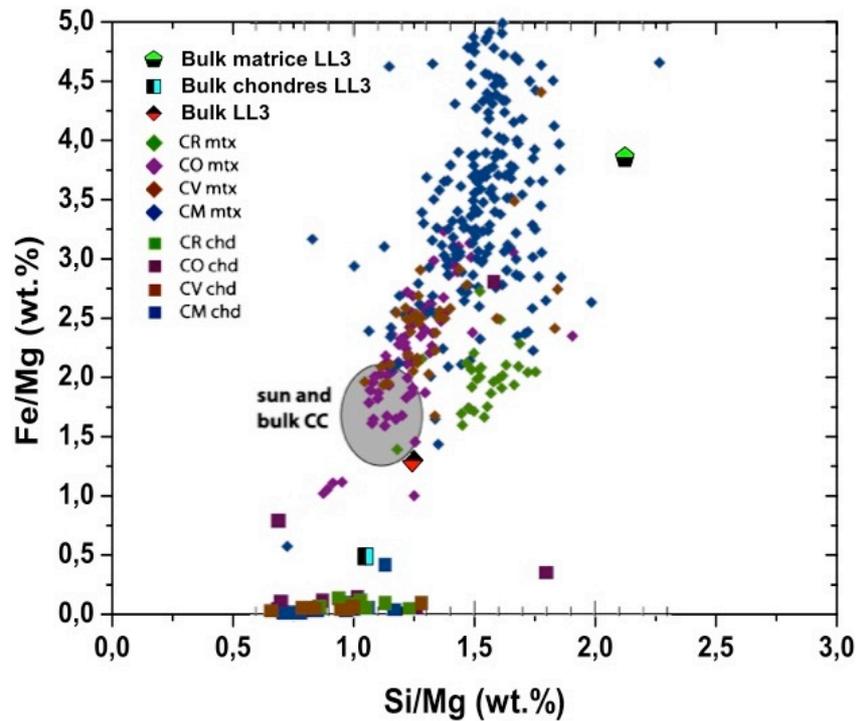


FIGURE 6.5 – Rapports Fe/Mg vs Si/Mg (wt.%) pour les matrices et chondres des chondrites carbonées (Palme et al., 2015) ainsi que pour les données moyennes des chondrites ordinaires, leur chondres et matrice.

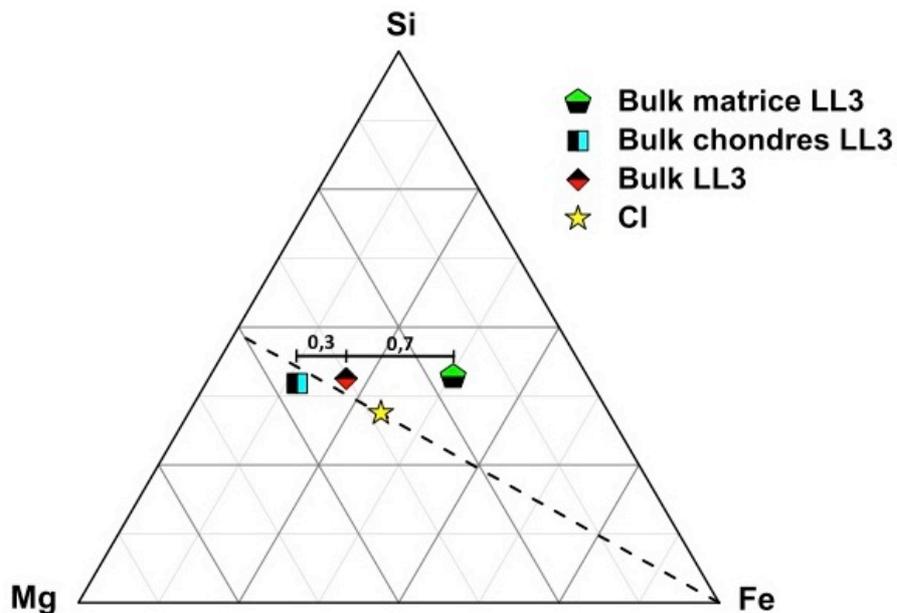


FIGURE 6.6 - Diagramme ternaire Si-Mg-Fe (at.%) où sont reportées les moyennes des compositions des chondrites LL3 (Semarkona, Bishunpur, Krymka) ainsi que de leurs chondres et leur matrice. Les données s'alignent sur une même droite suggérant une complémentarité chimique entre les chondres et la matrice. La composition moyenne des chondrites est éloignée de la composition CI, suggérant que ces chondrites sont issues d'un réservoir différencié de la composition CI.

Afin d'évaluer une éventuelle origine de la complémentarité matrice/chondres nous allons confronter nos observations avec les différents modèles évoqués précédemment.

Dans le modèle à deux composants où les chondrites résultent d'un mélange de matrice et chondres, ces derniers possèdent notamment des rapports Mg/Si différents. Le rapport Mg/Si des chondrites dépend ainsi de la proportion matrice/chondres. Les différentes chondrites carbonées (CM, CV, CO, CR) présentent des rapports Mg/Si similaires (e.g. Hezel et Palme, 2010) alors que les proportions matrice/chondres sont différentes (e.g. Zanda et al., 2006). Cet argument permet d'exclure ce scénario pour expliquer la complémentarité des chondrites carbonées. Contrairement aux chondrites carbonées, les chondrites ordinaires montrent des proportions matrice/chondre similaires ne permettant pas d'exclure ce scénario. Quoiqu'il en soit la matrice des chondrites ordinaires montre un écart de composition significatif à la composition des matrices des chondrites carbonées suggérant qu'elles ne peuvent provenir du même réservoir.

Il est important de se questionner sur le rôle du séjour sur le corps parent. En effet, l'altération aqueuse ou le métamorphisme thermique ont pu générer des échanges chimiques entre les chondres et la matrice. Lors de l'altération aqueuse le Si peut être mobilisé à partir de la mésostase des chondres jusque la matrice. De manière générale la mésostase possède une composition albitique. La décomposition de l'albite en néphéline est une réaction qui produit du SiO_2 et pourrait expliquer la perte du SiO_2 des chondres vers la matrice. Toutefois l'altération aqueuse ayant peu affectée les chondrites ordinaires et se focalisant principalement dans la matrice (Brearley, 2006), il semble peu probable qu'elle est jouée un rôle important dans la distribution du Si. Le métamorphisme thermique sur le corps parent va avoir pour effet d'équilibrer chimiquement la matrice et les chondres notamment par l'interdiffusion du Fe et Mg dans les olivines et pyroxènes. Ces phénomènes vont donc avoir une influence sur les rapports Mg/Si et Fe/Si. Les températures de pics métamorphiques pour les chondrites ordinaires primitives (Semarkona, Krymka, Bishunpur) n'ont pas excédé les 350°C (Huss et al., 2006). Comme nous l'avons vu pour les olivines de Bishunpur, ces températures ne permettent qu'un équilibre chimique très local (200 nm) qui ne peut pas rendre compte des variations à grande échelle observées (Tableau 6.1).

Les phénomènes d'évaporation lors de la formation des chondres dans des conditions canoniques semblent inévitables (e.g. Hewins et al., 1997; Wang et al., 2001; Yu et al., 2003). Dans ces conditions le Si est plus volatil que le Mg s'évaporant ainsi sous forme $\text{SiO}(\text{g})$ à partir des chondres fondus. Lors du refroidissement des chondres le SiO recondense à la surface des chondres. Bien souvent les chondres de type I montrent un enrichissement en SiO_2 de leur mésostase en bordure de chondres qui semble compatible avec ces phénomènes de recondensation du $\text{SiO}(\text{g})$ (e.g. Libourel et al., 2006). Par ailleurs cet enrichissement de la mésostase en SiO_2 est corrélé positivement au rapport pyroxène/olivine où les pyroxènes sont principalement observés en bordure de chondres. L'enrichissement de la mésostase en silicium va induire une dissolution de l'olivine suivie d'une cristallisation du pyroxène (e.g. Soulié, 2014). La formation des chondres s'effectue en milieu dense où gaz et poussières sont présents (Figure 6.7). Si la matrice fine est présente lors de la formation des chondres celle-ci va représenter un site préférentiel de recondensation du Si du fait de son rapport élevé surface/volume. Cela va induire un enrichissement en Si de la matrice important et faire diminuer son rapport Mg/Si. Ce scénario est compatible avec nos observations.

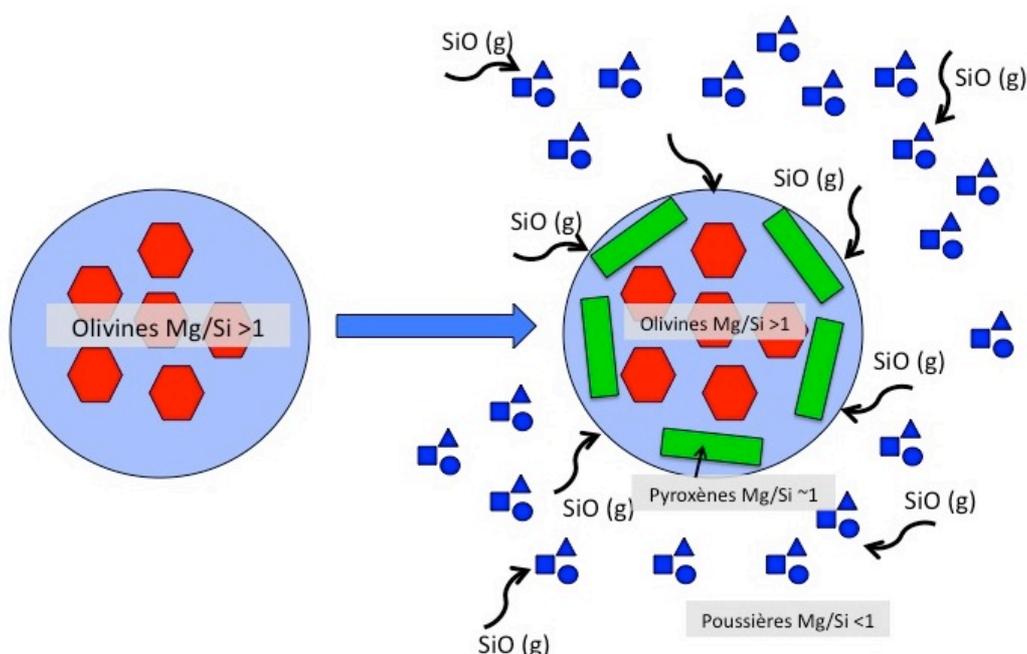


FIGURE 6.7 - Les chondres de type I montrent la présence de pyroxène préférentiellement en bordure de chondre. Les rapports pyroxène/olivine sont corrélés positivement à un enrichissement des mésostases en SiO_2 . Ces observations sont interprétées comme étant le résultat par une dissolution de l'olivine suivie d'une cristallisation du pyroxène lors de l'interaction du chondre avec un gaz riche en $\text{SiO}(\text{g})$ (Libourel et al., 2006).

Enfin, le schéma qui nous semble le plus cohérent avec nos observations serait le suivant:

-(1) les chondres à grains fins que nous avons étudiés sont des proto-chondres de type II avec une composition initiale CI. Les matériaux précurseurs des chondrites LL ne seraient donc pas chimiquement différenciés de CI.

-(2) Lors de la formation des chondres de type II (donc avec des précurseurs finement divisés de composition CI), il y a une perte partielle de métal (non incorporé sur le corps parent), ainsi qu'une volatilisation de soufre, fer et du silicium dans une moindre mesure. Cette différenciation chimique lors de la formation des chondres permet d'expliquer l'écart de composition chimique, tel qu'il est visualisé sur la figure 6.6.

-(3) les chondres se formant dans un environnement riche en poussières et en gaz, l'évaporation d'éléments volatils (S, Fe, Si) lors de la formation des chondres se recondense sur la poussière de l'environnement proche. Cette recondensation permettrait d'expliquer l'enrichissement en fer et en silicium de la matière à grains fins, cette dernière formant ensuite la matrice et les couronnes de chondres lors de l'accrétion du corps parent de type LL.

Bibliographie

- Abreu, N. M. and A. Brearley (2010). Early solar system processes recorded in the matrices of two highly pristine CR3 carbonaceous chondrites, MET 00426 and QUE 99177. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74(3), 1146–1171.
- Abreu, N. M. and A. J. Brearley (2011). Deciphering the nebular and asteroidal record of silicates and organic material in the matrix of the reduced CV3 chondrite Vigarano. *Meteoritics & Planetary Science* 46(2), 252–274.
- Akai, J. (1988). Incompletely transformed serpentine-type phyllosilicates in the matrix of antarctic cm chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52(6), 1593–1599.
- Akai, J. (1994). Void structures in olivine grains in thermally metamorphosed antarctic carbonaceous chondrite b-7904. *Antarctic Meteorite Research* 7, 94.
- Alexander, C. M. (2005). Re-examining the role of chondrule in producing the element fractionations in chondrites. *Meteoritics & Planetary Science* 40, 943–965.
- Alexander, C. M., D. Barber, and R. Hutchison (1989). The microstructure of Semarkona and Bishunpur. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53(11), 3045–3057.
- Alexander, C. M., A. Boss, and R. Carlson (2001). The early evolution of the inner solar system : a meteoritic perspective. *Science* 293(5527), 64–68.
- Alexander, C. M., J. Grossman, D. Ebel, and F. Ciesla (2008). The formation conditions of chondrules and chondrites. *Science* 320(5883), 1617–1619.
- Alexander, C. M., R. Hutchison, and D. Barber (1989). Origin of chondrule rims and interchondrule matrices in unequilibrated ordinary chondrites. *Earth and planetary science letters* 95(3), 187–207.
- Allen, J. S., S. Nozette, and L. L. Wilkening (1980). A study of chondrule rims and chondrule irradiation records in unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44(8), 1161–1175.
- Amelin, Y., A. Kaltenbach, T. Iizuka, C. H. Stirling, T. R. Ireland, M. Petaev, and S. B. Jacobsen (2010). U-Pb chronology of the solar system’s oldest solids with variable $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$. *Earth and Planetary Science Letters* 300(3), 343–350.
- Amelin, Y. and A. Krot (2007). Pb isotopic age of the Allende chondrules. *Meteoritics & Planetary Science* 42(7-8), 1321–1335.

- Amelin, Y., A. N. Krot, I. D. Hutcheon, and A. A. Ulyanov (2002). Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions. *Science* 297(5587), 1678–1683.
- Anders, E. (1964). Origin, age, and composition of meteorites. *Space Science Reviews* 3(5-6), 583–714.
- Ashworth, J. (1977). Matrix textures in unequilibrated ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 35(1), 25–34.
- Asphaug, E., M. Jutzi, and N. Movshovitz (2011). Chondrule formation during planetesimal accretion. *Earth and Planetary Science Letters* 308(3), 369–379.
- Beattie, P., C. Ford, and D. Russell (1991). Partition coefficients for olivine-melt and orthopyroxene-melt systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109(2), 212–224.
- Berlin, J. (2010). Mineralogy and bulk chemistry of chondrules and matrix in petrologic type 3 chondrites : Implications for early solar system processes.
- Berlin, J., R. H. Jones, and A. J. Brearley (2011). Fe-Mn systematics of type IIA chondrules in unequilibrated CO, CR, and ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science* 46(4), 513–533.
- Bradley, J. (2003). Interplanetary dust particles. *Treatise on geochemistry* 1, 689–711.
- Bradley, J. and D. Brownlee (1991). An interplanetary dust particle linked directly to type CM meteorites and an asteroidal origin. *Science* 251(4993), 549–552.
- Bradley, J., D. Brownlee, and D. Veblen (1983). Pyroxene whiskers and platelets in interplanetary dust-evidence of vapour phase growth. *Nature* 301, 473–477.
- Bradley, J., H. Humecki, and M. Germani (1992). Combined infrared and analytical electron microscope studies of interplanetary dust particles. *The Astrophysical Journal* 394, 643–651.
- Bradley, J. P. (1994). Nanometer-scale mineralogy and petrography of fine-grained aggregates in anhydrous interplanetary dust particles. *Geochimica et cosmochimica acta* 58(9), 2123–2134.
- Brearley, A. J. (1993). Matrix and fine-grained rims in the unequilibrated CO3 chondrite, ALHA77307 : Origins and evidence for diverse, primitive nebular dust components. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57(7), 1521–1550.
- Brearley, A. J. (1996). Nature of matrix in unequilibrated chondrites and its possible relationship to chondrules. In *Chondrules and the protoplanetary disk*, Volume 1, pp. 137–151.
- Brearley, A. J. (1997). Disordered biopyriboles, amphibole, and talc in the Allende meteorite : products of nebular or parent body aqueous alteration? *Science* 276(5315), 1103–1105.

- Brearley, A. J. (1999). Origin of graphitic carbon and pentlandite in matrix olivines in the Allende meteorite. *Science* 285(5432), 1380–1382.
- Brearley, A. J. (2006). The action of water. *Meteorites and the early solar system II* 1, 584–624.
- Brearley, A. J. and A. N. Krot (2013). Metasomatism in the early solar system : The record from chondritic meteorites. In *Metasomatism and the chemical transformation of rock*, pp. 659–789. Springer.
- Brownlee, D. (1985). Cosmic dust-collection and research. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, 147–173.
- Brownlee, D., D. Joswiak, J. Bradley, G. Matrajt, and D. Wooden (2005). Cooked gems—insights into the hot origins of crystalline silicates in circumstellar disks and the cold origins of gems. In *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, Volume 36, pp. 2391.
- Brownlee, D., P. Tsou, J. Aléon, C. M. Alexander, T. Araki, S. Bajt, G. A. Baratta, R. Bastien, P. Bland, P. Bleuet, et al. (2006). Comet 81P/Wild 2 under a microscope. *science* 314(5806), 1711–1716.
- Campbell, A., B. Zanda, C. Perron, A. Meibom, and M. Petaev (2005). Origin and thermal history of fe-ni metal in primitive chondrites. In *Chondrites and the protoplanetary disk*, Volume 341, pp. 407.
- Chaumard, N., M. Humayun, B. Zanda, and R. Hewins (2015). Cooling Rates of Type I Chondrules from the Renazzo CR2 Chondrite : Implications for Chondrule Formation. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Volume 46, pp. 1907.
- Chizmadia, L. and A. Brearley (2008). Mineralogy, aqueous alteration, and primitive textural characteristics of fine-grained rims in the Y-791198 CM2 carbonaceous chondrite : TEM observations and comparison to ALHA81002. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72(2), 602–625.
- Ciesla, F. J. and L. L. Hood (2002). The nebular shock wave model for chondrule formation : Shock processing in a particle–gas suspension. *Icarus* 158(2), 281–293.
- Ciesla, F. J., D. S. Lauretta, B. A. Cohen, and L. L. Hood (2003). A nebular origin for chondritic fine-grained phyllosilicates. *Science* 299(5606), 549–552.
- Clayton, R. N., N. Onuma, and T. K. Mayeda (1976). A classification of meteorites based on oxygen isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 30(1), 10–18.
- Cliff, G. and G. Lorimer (1975). The quantitative analysis of thin specimens. *Journal of Microscopy* 103(2), 203–207.
- Cohen, B. A., R. H. Hewins, and C. M. Alexander (2004). The formation of chondrules by open-system melting of nebular condensates. *Geochimica et cosmochimica acta* 68(7), 1661–1675.

- Connolly, H. C., S. Desch, R. D. Ash, and R. H. Jones (2006). Transient heating events in the protoplanetary nebula. *Meteorites and the early solar system II 1*, 383–397.
- Connolly, H. C. and R. H. Hewins (1991). The influence of bulk composition and dynamic melting conditions on olivine chondrule textures. *Geochimica et Cosmochimica Acta 55*(10), 2943–2950.
- Connolly, H. C., B. D. Jones, and R. H. Hewins (1998). The flash melting of chondrules : An experimental investigation into the melting history and physical nature of chondrule precursors. *Geochimica et cosmochimica acta 62*(15), 2725–2735.
- Cuvillier, P. (2014). *Analyse quantitative des phénomènes de diffusion dans des échantillons météoritiques : étude par microscopie électronique en transmission*. Ph. D. thesis, Lille 1.
- Dehart, J. M. and G. E. Lofgren (1996). Experimental studies of group A1 chondrules. *Geochimica et cosmochimica acta 60*(12), 2233–2242.
- DeHart, J. M., G. E. Lofgren, L. Jie, P. H. Benoit, and D. W. Sears (1992). Chemical and physical studies of chondrites : X. cathodoluminescence and phase composition studies of metamorphism and nebular processes in chondrules of type 3 ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta 56*(10), 3791–3807.
- Desch, S. and H. Connolly (2002). A model of the thermal processing of particles in solar nebula shocks : Application to the cooling rates of chondrules. *Meteoritics & Planetary Science 37*(2), 183–207.
- Desch, S. J., M. A. Morris, H. C. Connolly, and A. P. Boss (2012). The importance of experiments : Constraints on chondrule formation models. *Meteoritics & Planetary Science 47*(7), 1139–1156.
- Dobrică, E. and A. Brearley (2014). Collisional formation of smooth-crystalline microchondrules identified in unequilibrated ordinary chondrites. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Volume 45, pp. 2084.
- Dobrică, E., C. Engrand, H. Leroux, J.-N. Rouzaud, and J. Duprat (2012). Transmission electron microscopy of concordia ultracarbonaceous antarctic micrometeorites (UCAMMS) : mineralogical properties. *Geochimica et Cosmochimica Acta 76*, 68–82.
- Dodd, R. (1969). Metamorphism of the ordinary chondrites : a review. *Geochimica et Cosmochimica Acta 33*(2), 161–203.
- Dodd, R. T. (1971). The petrology of chondrules in the Sharps meteorite. *Contributions to Mineralogy and Petrology 31*(3), 201–227.
- Duprat, J., E. Dobrică, C. Engrand, J. Aleon, Y. Marrocchi, S. Mostefaoui, A. Meibom, H. Leroux, J.-N. Rouzaud, M. Gounelle, et al. (2010). Extreme deuterium excesses in ultracarbonaceous micrometeorites from central antarctic snow. *Science 328*(5979), 742–745.

- Duprat, J., C. Engrand, M. Maurette, G. Kurat, M. Gounelle, and C. Hammer (2007). Micrometeorites from central antarctic snow : The concordia collection. *Advances in Space Research* 39(4), 605–611.
- Ebel, D. S. and L. Grossman (2000). Condensation in dust-enriched systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64(2), 339–366.
- Faure, F., G. Trolliard, C. Nicollet, and J.-M. Montel (2003). A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145(2), 251–263.
- Fedkin, A. and L. Grossman (2006). The fayalite content of chondritic olivine : Obstacle to understanding the condensation of rocky material. *Meteorites and the early solar system II* 1, 279–294.
- Flynn, G., S. Bajt, S. Sutton, M. Zolensky, K. Thomas, and L. Keller (1996). The abundance pattern of elements having low nebular condensation temperatures in interplanetary dust particles : evidence for a new chemical type of chondritic material. In *IAU Colloq. 150 : Physics, Chemistry, and Dynamics of Interplanetary Dust*, Volume 104, pp. 291.
- Flynn, G. J. (1994). Interplanetary dust particles collected from the stratosphere : Physical, chemical, and mineralogical properties and implications for their sources. *Planetary and Space Science* 42(12), 1151–1161.
- Fraundorf, P. (1981). Interplanetary dust in the transmission electron microscope : diverse materials from the early solar system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45(6), 915–943.
- Genge, M. J., M. M. Grady, and R. Hutchison (1997). The textures and compositions of fine-grained antarctic micrometeorites : Implications for comparisons with meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(23), 5149–5162.
- Gillot, J. (2010). *Synthèse et cristallisation de silicates amorphes poreux dans le ternaire MgO-CaO-SiO₂ : application à la transition amorphe-cristal des disques d'accrétion*. Ph. D. thesis, Lille 1.
- Gooding, J. L. and K. Keil (1981). Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics* 16(1), 17–43.
- Greshake, A. (1997). The primitive matrix components of the unique carbonaceous chondrite Acfer 094 : A TEM study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(2), 437–452.
- Grossman, J. N., C. M. O. Alexander, J. Wang, and A. Brearley (2000). Bleached chondrules : Evidence for widespread aqueous processes on the parent asteroids of ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science* 35(3), 467–486.

- Grossman, J. N., C. M. O. Alexander, J. Wang, and A. J. Brearley (2002). Zoned chondrules in Semarkona : Evidence for high-and low-temperature processing. *Meteoritics & Planetary Science* 37(1), 49–73.
- Grossman, J. N. and A. Brearley (2005). The onset of metamorphism in ordinary and carbonaceous chondrites. *Meteoritics & Planetary Science* 40(1), 87–122.
- Grossman, J. N. and J. Wasson (1983). The compositions of chondrules in unequilibrated chondrites an evaluation of models for the formation of chondrules and their precursor materials. In *Chondrules and their Origins*, Volume 1, pp. 88–121.
- Grossman, J. N. and J. T. Wasson (1982). Evidence for primitive nebular components in chondrules from the Chainpur chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46(6), 1081–1099.
- Grossman, J. N. and J. T. Wasson (1985). The origin and history of the metal and sulfide components of chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49(4), 925–939.
- Grossman, L. (1972). Condensation in the primitive solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36(5), 597–619.
- Grossman, L. (1980). Refractory inclusions in the Allende meteorite. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 8, 559–608.
- Grossman, L. (2010). Vapor-condensed phase processes in the early solar system. *Meteoritics & Planetary Science* 45(1), 7–20.
- Grossman, L., J. R. Beckett, A. V. Fedkin, S. B. Simon, and F. J. Ciesla (2008). Redox conditions in the solar nebula : Observational, experimental, and theoretical constraints. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 68(1), 93–140.
- Grossman, L. and J. W. Larimer (1974). Early chemical history of the solar system. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 12, 71–101.
- Henke, S., H.-P. Gail, M. Tieloff, W. H. Schwarz, and T. Kleine (2012). Thermal evolution and sintering of chondritic planetesimals. *Astronomy & Astrophysics* 537, A45.
- Hewins, R. (1997). Chondrules. *Annual Report of Earth and Planetary Science* 25, 61–83.
- Hewins, R., H. Connolly, G. Lofgren Jr, and G. Libourel (2005). Experimental constraints on chondrule formation. In *Chondrites and the protoplanetary disk*, Volume 341, pp. 286.
- Hewins, R. and G. Fox (2004). Chondrule textures and precursor grain size : an experimental study. *Geochimica et cosmochimica acta* 68(4), 917–926.
- Hewins, R., L. Klein, and B. Fasano (1982). Conditions of formation of pyroxene excentro-radial chondrules. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, Volume 12, pp. 1123–1133.

- Hewins, R., Y. Yu, B. Zanda, and M. Bourot-Denise (1997). Do nebular fractionations, evaporative losses, or both, influence chondrule compositions? *Antarctic Meteorite Research* 10, 275.
- Hewins, R., B. Zanda, and C. Bendersky (2011). Evaporation and recondensation of sodium in Semarkona type II chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 78, 1–17.
- Hewins, R. H. and P. M. Radomsky (1990). Temperature conditions for chondrule formation. *Meteoritics* 25(4), 309–318.
- Hezel, D. C. and H. Palme (2007). The conditions of chondrule formation, Part I : Closed system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71(16), 4092–4107.
- Hezel, D. C. and H. Palme (2008). Constraints for chondrule formation from ca–al distribution in carbonaceous chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 265(3), 716–725.
- Hezel, D. C. and H. Palme (2010). The chemical relationship between chondrules and matrix and the chondrule matrix complementarity. *Earth and Planetary Science Letters* 294(1), 85–93.
- Housley, R. and E. Cirlin (1983). On the alteration of Allende chondrules and the formation of matrix. In *Chondrules and their Origins*, Volume 1, pp. 145–161.
- Huang, S., J. Lu, M. Prinz, M. K. Weisberg, P. H. Benoit, and D. W. Sears (1996). Chondrules : Their diversity and the role of open-system processes during their formation. *Icarus* 122(2), 316–346.
- Huang, S. and D. Sears (1997). Formation and metamorphism of group a5 chondrules in ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta* 61(21), 4689–4704.
- Huss, G. R. (2004). Implications of isotopic anomalies and presolar grains for the formation of the solar system. *Antarctic meteorite research* 17, 132.
- Huss, G. R., C. Alexander, H. Palme, P. Bland, and J. Wasson (2005). Genetic relationships between chondrules, fine-grained rims, and interchondrule matrix. In *Chondrites and the protoplanetary disk*, Volume 341, pp. 701.
- Huss, G. R., K. Keil, and G. Taylor (1981). The matrices of unequilibrated ordinary chondrites : Implications for the origin and history of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45(1), 33–51.
- Huss, G. R. and R. S. Lewis (1995). Presolar diamond, SiC, and graphite in primitive chondrites : Abundances as a function of meteorite class and petrologic type. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(1), 115–160.
- Huss, G. R., A. P. Meshik, J. B. Smith, and C. Hohenberg (2003). Presolar diamond, silicon carbide, and graphite in carbonaceous chondrites : Implications for thermal processing in the solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(24), 4823–4848.

- Huss, G. R., A. E. Rubin, and J. N. Grossman (2006). Thermal metamorphism in chondrites. *Meteorites and the early solar system II 943*, 567–586.
- Hutchison, R. (2004). *Meteorites : A petrologic, chemical and isotopic synthesis*, Volume 142. Cambridge University Press.
- Hutchison, R., C. Alexander, and D. Barber (1988). Chondrules : chemical, mineralogical and isotopic constraints on theories of their origin. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences 325*(1587), 445–458.
- Hutchison, R., J. Bridges, and J. Gilmour (2005). Chondrules : chemical, petrographic and chronologic clues to their origin by impact. In *Chondrites and the protoplanetary disk*, Volume 341, pp. 933.
- Jarosewich, E. (1990). Chemical analyses of meteorites : A compilation of stony and iron meteorite analyses. *Meteoritics 25*(4), 323–337.
- Jones, R. H. (1990). Petrology and mineralogy of type II, FeO-rich chondrules in Semarkona (LL3. 0) : Origin by closed-system fractional crystallization, with evidence for supercooling. *Geochimica et Cosmochimica Acta 54*(6), 1785–1802.
- Jones, R. H. (1994). Petrology of FeO-poor, porphyritic pyroxene chondrules in the Semarkona chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta 58*(23), 5325–5340.
- Jones, R. H. (1996). FeO-rich, porphyritic pyroxene chondrules in unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta 60*(16), 3115–3138.
- Jones, R. H. and L. R. Danielson (1997). A chondrule origin for dusty relict olivine in unequilibrated chondrites. *Meteoritics & Planetary Science 32*(6), 753–760.
- Jones, R. H., J. Grossman, and A. Rubin (2005). Chemical, mineralogical and isotopic properties of chondrules : Clues to their origin. In *Chondrites and the protoplanetary disk*, Volume 341, pp. 251.
- Jones, R. H., T. Lee, H. C. Connolly Jr, S. G. Love, and H. Shang (2000). Formation of chondrules and CAIs : theory vs. observation. *Protostars and planets IV 1*, 927.
- Jones, R. H. and G. E. Lofgren (1993). A comparison of FeO-rich, porphyritic olivine chondrules in unequilibrated chondrites and experimental analogues. *Meteoritics 28*, 213–221.
- Jones, R. H. and E. Scott (1989). Petrology and thermal history of type IA chondrules in the Semarkona (LL3. 0) chondrite. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, Volume 19, pp. 523–536.
- Keller, L. P. and S. Messenger (2011). On the origins of GEMS grains. *Geochimica et Cosmochimica Acta 75*(18), 5336–5365.

- Keller, L. P., K. L. Thomas, and D. S. McKay (1992). An interplanetary dust particle with links to ci chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta* 56(3), 1409–1412.
- Kennedy, A., G. Lofgren, and G. Wasserburg (1993). An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrules : equilibrium values and kinetic effects. *Earth and Planetary Science Letters* 115(1), 177–195.
- Kleine, T., K. Mezger, H. Palme, E. Scherer, and C. Münker (2005). Early core formation in asteroids and late accretion of chondrite parent bodies : Evidence from ^{182}Hf - ^{182}W in CAIs, metal-rich chondrites, and iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69(24), 5805–5818.
- Kleine, T., M. Touboul, B. Bourdon, F. Nimmo, K. Mezger, H. Palme, S. B. Jacobsen, Q.-Z. Yin, and A. N. Halliday (2009). Hf-W chronology of the accretion and early evolution of asteroids and terrestrial planets. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73(17), 5150–5188.
- Klerner, S. and H. Palme (1999). Origin of chondrules and matrix in carbonaceous chondrites. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Volume 30, pp. 1272.
- Kobatake, H., K. Tsukamoto, J. Nozawa, K. Nagashima, H. Satoh, and P. Dold (2008). Crystallization of cosmic dust from highly supersaturated silicate vapor in a rapidly cooled environment. *Icarus* 198(1), 208–217.
- Kojima, T. and K. Tomeoka (1996). Indicators of aqueous alteration and thermal metamorphism on the CV parent body : Microtextures of a dark inclusion from Allende. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(14), 2651–2666.
- Kokubo, E. and S. Ida (2000). Formation of protoplanets from planetesimals in the solar nebula. *Icarus* 143(1), 15–27.
- Kong, P. and H. Palme (1999). Compositional and genetic relationship between chondrules, chondrule rims, metal, and matrix in the Renazzo chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(21), 3673–3682.
- Krot, A. N., K. Keil, C. Goodrich, E. Scott, and M. Weisberg (2005). Classification of meteorites. *Meteorites, Comets and Planets : Treatise on Geochemistry, Volume 1. Edited by AM Davis. Executive Editors : HD Holland and KK Turekian. ISBN 0-08-044720-1. Published by Elsevier BV, Amsterdam, The Netherlands, 2005, p. 83 1, 83.*
- Krot, A. N., G. Libourel, C. A. Goodrich, and M. I. Petaev (2004). Silica-rich igneous rims around magnesian chondrules in CR carbonaceous chondrites : Evidence for condensation origin from fractionated nebular gas. *Meteoritics & Planetary Science Archives* 39(12), 1931–1955.
- Krot, A. N., M. I. Petaev, E. R. Scott, B.-G. CHOI, M. E. Zolensky, and K. Keil (1998). Progressive alteration in CV3 chondrites : More evidence for asteroidal alteration. *Meteoritics & Planetary Science* 33(5), 1065–1085.

- Krot, A. N., A. Rubin, K. Keil, and J. Wasso (1997). Microchondrules in ordinary chondrites : Implications for chondrule formation. *Geochimica et cosmochimica acta* 61(2), 463–473.
- Krot, A. N., E. R. Scott, and M. E. Zolensky (1997). Origin of fayalitic olivine rims and lath-shaped matrix olivine in the CV3 chondrite Allende and its dark inclusions. *Meteoritics & Planetary Science* 32(1), 31–49.
- Krot, A. N. and J. Wason (1995). Igneous rims on low-FeO and high-FeO chondrules in ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta* 59(23), 4951–4966.
- Larimer, J. W. (1968). Experimental studies on the system Fe-MgO-SiO₂-O₂ and their bearing on the petrology of chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32(11), 1187–1207.
- Larimer, J. W. and E. Anders (1967). Chemical fractionations in meteorites II. abundance patterns and their interpretation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31(8), 1239–1270.
- Larimer, J. W. and E. Anders (1970). Chemical fractionations in meteorites III. major element fractionations in chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34(3), 367–387.
- Larimer, J. W. and J. T. Wason (1988). Siderophile element fractionation. *Meteorites and the early solar system 1*, 416–435.
- Lauretta, D., X. Hua, and P. Buseck (2000). Mineralogy of fine-grained rims in the ALH 81002 CM chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64(19), 3263–3273.
- Lauretta, D. S., H. Nagahara, and C. Alexander (2006). Petrology and origin of ferromagnesian silicate chondrules. *Meteorites and early solar system II*, 431–459.
- Le Guillou, C. and A. Brearley (2014). Relationships between organics, water and early stages of aqueous alteration in the pristine CR3.0 chondrite MET 00426. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 131, 344–367.
- Leroux, H. (2001). Microstructural shock signatures of major minerals in meteorites. *European Journal of Mineralogy* 13(2), 253–272.
- Leroux, H., P. Cuvillier, B. Zanda, and R. Hewins (2015). GEMS-like material in the matrix of the Paris meteorite and the early stages of alteration of CM chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Leroux, H., G. Libourel, L. Lemelle, and F. Guyot (2003). Experimental study and TEM characterization of dusty olivines in chondrites : Evidence for formation by in situ reduction. *Meteoritics & Planetary Science* 38(1), 81–94.
- Libourel, G. and A. Krot (2007). Evidence for the presence of planetesimal material among the precursors of magnesian chondrules of nebular origin. *Earth and Planetary Science Letters* 254(1), 1–8.

- Libourel, G., A. Krot, and L. Tissandier (2003). Evidence for high temperature condensation of moderately-volatile elements during chondrule formation. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Volume 34, pp. 1558.
- Libourel, G., A. N. Krot, and L. Tissandier (2006). Role of gas-melt interaction during chondrule formation. *Earth and Planetary Science Letters* 251(3), 232–240.
- Lindsley, D. H. (1983). Pyroxene thermometry. *American Mineralogist* 68(5-6), 477–493.
- Lodders, K. (2010). Solar system abundances of the elements. In *Principles and perspectives in cosmochemistry*, pp. 379–417. Springer.
- Lofgren, G. (1989). Dynamic crystallization of chondrule melts of porphyritic olivine composition : Textures experimental and natural. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53(2), 461–470.
- Lofgren, G. and A. Lanier (1990). Dynamic crystallization study of barred olivine chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54(12), 3537–3551.
- Lofgren, G. and W. Russell (1986). Dynamic crystallization of chondrule melts of porphyritic and radial pyroxene composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50(8), 1715–1726.
- Love, S. and D. Brownlee (1993). A direct measurement of the terrestrial mass accretion rate of cosmic dust. *Science* 262(5133), 550–553.
- MacPherson, G. J. (2003). Calcium-aluminum-rich inclusions in chondritic meteorites. *Treatise on Geochemistry* 1, 201–246.
- Marrocchi, Y. and G. Libourel (2013). Sulfur and sulfides in chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 119, 117–136.
- Matsunami, S., K. Ninagawa, S. Nishimura, N. Kubono, I. Yamamoto, M. Kohata, T. Wada, Y. Yamashita, J. Lu, D. W. Sears, et al. (1993). Thermoluminescence and compositional zoning in the mesostasis of a Semarkona group A1 chondrule and new insights into the chondrule-forming process. *Geochimica et cosmochimica acta* 57(9), 2101–2110.
- Matsunami, S., H. Nishimura, and H. Takeshi (1990). The chemical compositions and textures of matrices and chondrule rims of unequilibrated ordinary chondrites-ii. their constituents and the implications for the formation of matrix olivine. *Antarctic Meteorite Research* 3, 147.
- Maurette, M., C. Olinger, M. C. Michel-Levy, G. Kurat, M. Pourchet, F. Brandstätter, and M. Bourot-Denise (1991). A collection of diverse micrometeorites recovered from 100 tonnes of antarctic blue ice.
- Mcsween, H. Y. (1977). Petrographic variations among carbonaceous chondrites of the Vigarano type. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41(12), 1777–1790.

- Metzler, K. and A. Bischoff (1994). Constraints on chondrule agglomeration from fine-grained chondrule rims. *LPI Contributions 844*, 23–24.
- Metzler, K. and A. Bischoff (1996). 16 : Constraints on chondrite agglomeration from fine-grained chondrule rims. *Chondrules and the protoplanetary disk*, 153.
- Metzler, K., A. Bischoff, and D. Stöffler (1988). Characteristics of accretionary dark rims in carbonaceous chondrites. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Volume 19, pp. 772.
- Metzler, K., A. Bischoff, and D. Stöffler (1992). Accretionary dust mantles in CM chondrites : Evidence for solar nebula processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta 56*(7), 2873–2897.
- Montmerle, T., J.-C. Augereau, M. Chaussidon, M. Gounelle, B. Marty, and A. Morbidelli (2006). Solar system formation and early evolution : the first 100 million years. In *From Suns to Life : A Chronological Approach to the History of Life on Earth*, pp. 39–95. Springer.
- Morris, M. and S. Desch (2010). Thermal histories of chondrules in solar nebula shocks. *The Astrophysical Journal 722*(2), 1474.
- Mostefaoui, S., K. Marhas, and P. Hoppe (2004). Discovery of an in-situ presolar silicate grain with GEMS-like composition in the Bishunpur matrix. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, Volume 35, pp. 1593.
- Müller, W. F., S. Weinbruch, R. Walter, and G. Müller-Beneke (1995). Transmission electron microscopy of chondrule minerals in the Allende meteorite : constraints on the thermal and deformational history of granular olivine-pyroxene chondrules. *Planetary and Space Science 43*(3), 469–483.
- Mysen, B. and P. Richet (2005). *Silicate glasses and melts : properties and structure*, Volume 10. Elsevier.
- Nagahara, H. (1981). Evidence for secondary origin of chondrules. *Nature 292*, 135–136.
- Nagahara, H. (1984). Matrices of type 3 ordinary chondrites : Primitive nebular records. *Geochimica et Cosmochimica Acta 48*(12), 2581–2595.
- Nagashima, K., A. N. Krot, and H. Yurimoto (2004). Stardust silicates from primitive meteorites. *Nature 428*(6986), 921–924.
- Nakamura, T., T. Noguchi, M. Tanaka, M. Zolensky, M. Kimura, A. Tsuchiyama, A. Nakato, T. Ogami, H. Ishida, M. Uesugi, et al. (2011). Itokawa dust particles : a direct link between S-type asteroids and ordinary chondrites. *Science 333*(6046), 1113–1116.
- Palme, H. and B. Fegley Jr (1990). High-temperature condensation of iron-rich olivine in the solar nebula. *Earth and Planetary Science Letters 101*(2), 180–195.

- Palme, H., D. C. Hezel, and D. S. Ebel (2015). The origin of chondrules : Constraints from matrix composition and matrix-chondrule complementarity. *Earth and Planetary Science Letters* 411, 11–19.
- Palme, H., B. Spettel, G. Kural, and E. Zinner (1992). Origin of Allende chondrules. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Volume 23, pp. 1021.
- Qin, L., N. Dauphas, M. Wadhwa, J. Masarik, and P. E. Janney (2008). Rapid accretion and differentiation of iron meteorite parent bodies inferred from ^{182}HF - ^{182}W chronometry and thermal modeling. *Earth and Planetary Science Letters* 273(1), 94–104.
- Raisbeck, G. and F. Yiou (1987). ^{10}Be and ^{26}Al in micrometeorites from Greenland ice. *Meteoritics* 22, 485.
- Rambaldi, E. (1981). Relict grains in chondrules. *Nature* 293, 558–561.
- Rambaldi, E. R. and J. T. Wasson (1981). Metal and associated phases in bishunpur, a highly unequilibrated ordinary chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45(7), 1001–1015.
- Richardson, S. M. (1981). Alteration of mesostasis in chondrules and aggregates from three c2 carbonaceous chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 52(1), 67–75.
- Rietmeijer, F. J. (1992). A detailed petrological analysis of hydrated, low-nickel, non-chondritic stratospheric dust particles. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, Volume 22, pp. 195–201.
- Roskosz, M., J. Gillot, F. Capet, P. Roussel, and H. Leroux (2009). Surface temperature of protoplanetary disks probed by annealing experiments reflecting spitzer observations. *The Astrophysical Journal Letters* 707(2), L174.
- Rubin, A. E. (1984). Coarse-grained chondrule rims in type 3 chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48(9), 1779–1789.
- Rubin, A. E., A. Sailer, and J. Wasson (1999). Troilite in the chondrules of type-3 ordinary chondrites : Implications for chondrule formation. *Geochimica et cosmochimica acta* 63(15), 2281–2298.
- Rubin, A. E., E. R. Scott, and K. Keil (1982). Microchondrule-bearing clast in the Piancaldoli LL3 meteorite : a new kind of type 3 chondrite and its relevance to the history of chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46(10), 1763–1776.
- Rubin, A. E. and J. T. Wasson (1987). Chondrules, matrix and coarse-grained chondrule rims in the allende meteorite : Origin, interrelationships and possible precursor components. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51(7), 1923–1937.
- Rubin, A. E. and J. T. Wasson (1988). Chondrules and matrix in the ornans co3 meteorite : Possible precursor components. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52(2), 425–432.

- Russell, S., G. Huss, G. MacPherson, and G. Wasserburg (1997). Early and late chondrule formation : New constraints for solar nebula chronology from Al-26/Al-27 in unequilibrium ordinary chondrites. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Volume 28, pp. 1209.
- Ruzicka, A., C. Floss, and M. Hutson (2012). Agglomeratic olivine (AO) objects and Type II chondrules in ordinary chondrites : Accretion and melting of dust to form ferroan chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 76, 103–124.
- Ruzicka, A., H. Hiyagon, M. Hutson, and C. Floss (2007). Relict olivine, chondrule recycling, and the evolution of nebular oxygen reservoirs. *Earth and Planetary Science Letters* 257(1), 274–289.
- Sanders, I. and E. Scott (2012). The origin of chondrules and chondrites : Debris from low-velocity impacts between molten planetesimals? *Meteoritics & Planetary Science* 47, 2170–2192.
- Schrader, D. L., H. C. Connolly, D. S. Lauretta, K. Nagashima, G. R. Huss, J. Davidson, and K. J. Domanik (2013). The formation and alteration of the Renazzo-like carbonaceous chondrites II : linking O-isotope composition and oxidation state of chondrule olivine. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 101, 302–327.
- Schramm, L., D. Brownlee, and M. Wheelock (1989). Major element composition of stratospheric micrometeorites. *Meteoritics* 24, 99–112.
- Scott, E., D. Barber, C. Alexander, R. Hutchinson, and J. Peck (1988). Primitive material surviving in chondrites-matrix. *Meteorites and the early solar system* 1, 718–745.
- Scott, E. and A. Krot (2003). Chondrites and their components. *Treatise on geochemistry* 1, 143–200.
- Scott, E. R. and A. N. Krot (2005). Thermal processing of silicate dust in the solar nebula : clues from primitive chondrite matrices. *The Astrophysical Journal* 623(1), 571.
- Scott, E. R., A. E. Rubin, G. J. Taylor, and K. Keil (1984). Matrix material in type 3 chondrites : occurrence, heterogeneity and relationship with chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48(9), 1741–1757.
- Scott, E. R. and G. J. Taylor (1983). Chondrules and other components in C, O, AND E chondrites similarities in their properties and origins. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, Volume 14, pp. 275.
- Sears, D. W., P. H. Benoit, and L. Jie (1993). Two chondrule groups each with distinctive rims in Murchison recognized by cathodoluminescence. *Meteoritics* 28, 669–675.
- Sears, D. W., L. Jie, P. H. Benoit, J. M. DeHart, and G. E. Lofgren (1992). A compositional classification scheme for meteoritic chondrules. *Nature* 357(6375), 207–210.

- Sears, D. W., H. Shaoxiong, and P. Benoit (1995). Chondrule formation, metamorphism, brecciation, an important new primary chondrule group, and the classification of chondrules. *Earth and Planetary Science Letters* 131(1), 27–39.
- Sears, D. W. and K. S. Weeks (1983). Chemical and physical studies of type 3 chondrites. II thermoluminescence of sixteen type 3 ordinary chondrites and relationships with oxygen isotopes. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, Volume 14, pp. 301.
- Shu, F. H., H. Shang, A. E. Glassgold, and T. Lee (1997). X-rays and fluctuating X-winds from protostars. *Science* 277(5331), 1475–1479.
- Shu, F. H., H. Shang, and T. Lee (1996). Toward an astrophysical theory of chondrites. *SCIENCE-NEW YORK THEN WASHINGTON-*, 1545–1551.
- Soulié, C. (2014). *Formation des chondres et relation avec leurs auréoles de matrice à grains fins*. Ph. D. thesis.
- Stodolna, J., D. Jacob, and H. Leroux (2009). A TEM study of four particles extracted from the Stardust track 80. *Meteoritics & planetary science* 44(10), 1511–1518.
- Stöffler, D. and K. Keil (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55(12), 3845–3867.
- Taylor, S. and J. H. Lever (2001). Seeking unbiased collections of modern and ancient micrometeorites. In *Accretion of extraterrestrial matter throughout Earth's history*, pp. 205–219. Springer.
- Taylor, S., J. H. Lever, and R. P. Harvey (1998). Accretion rate of cosmic spherules measured at the south pole. *Nature* 392(6679), 899–903.
- Taylor, S., J. H. Lever, and R. P. Harvey (2000). Numbers, types, and compositions of an unbiased collection of cosmic spherules. *Meteoritics and Planetary Science* 35, 651–666.
- Tissandier, L., G. Libourel, and F. Robert (2002). Gas-melt interactions and their bearing on chondrule formation. *Meteoritics & Planetary Science* 37(10), 1377–1389.
- Tsuchiyama, A., Y. Osada, T. Nakano, and K. Uesugi (2004). Experimental reproduction of classic barred olivine chondrules : Open-system behavior of chondrule formation. *Geochimica et cosmochimica acta* 68(3), 653–672.
- Van Cappellen, E. (1990). The parameterless correction method in x-ray microanalysis. *Microscopy Microanalysis Microstructures* 1(1), 1–22.
- Van Cappellen, E. and J. C. Doukhan (1994). Quantitative transmission x-ray microanalysis of ionic compounds. *Ultramicroscopy* 53(4), 343–349.
- Van Schmus, W. (1969). The mineralogy and petrology of chondritic meteorites. *Earth-Science Reviews* 5(3), 145–184.

- Van Schmus, W. and J. A. Wood (1967). A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31(5), 747–765.
- Villeneuve, J., M. Chaussidon, and G. Libourel (2009). Homogeneous distribution of ^{26}Al in the solar system from the Mg isotopic composition of chondrules. *Science* 325(5943), 985–988.
- Warren, J. L. and M. E. Zolensky (1994). Collection and curation of interplanetary dust particles recovered from the stratosphere by nasa. In *Analysis of interplanetary dust : NASA/LPI workshop*, Volume 310, pp. 245–254. AIP Publishing.
- Wasson, J. and J. Trigo-Rodriguez (2004). Evaporation during chondrule formation, recondensation as fine particles, and the condensation of S and other volatile elements. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Volume 35, pp. 2140.
- Wasson, J. T. and C.-L. Chou (1974). Fractionation of moderately volatile elements in ordinary chondrites. *Meteoritics* 9, 69.
- Watt, L., P. Bland, D. Prior, and S. Russell (2005). Fayalitic olivine in allende matrix : Evidence for a secondary origin. In *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, Volume 36, pp. 1305.
- Weinbruch, S., H. Buettner, A. Holzheid, M. Rosenhauer, and R. H. Hewins (1998). On the lower limit of chondrule cooling rates : The significance of iron loss in dynamic crystallization experiments. *Meteoritics & Planetary Science* 33(1), 65–74.
- Weinbruch, S. and W. F. Müller (1995). Constraints on the cooling rates of chondrules from the microstructure of clinopyroxene and plagioclase. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(15), 3221–3230.
- Weinbruch, S., W. F. Müller, and R. H. Hewins (2001). A transmission electron microscope study of exsolution and coarsening in iron-bearing clinopyroxene from synthetic analogues of chondrules. *Meteoritics & Planetary Science* 36(9), 1237–1248.
- Weisberg, M. K., T. J. McCoy, and A. N. Krot (2006). Systematics and evaluation of meteorite classification. *Meteorites and the early solar system II* 19, 19–52.
- Weisberg, M. K. and M. Prinz (1994). Agglomeratic olivine (AO) chondrules in ordinary chondrites. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, Volume 25, pp. 1481.
- Weisberg, M. K. and M. Prinz (1996). 13 : Agglomeratic chondrules, chondrule precursors, and incomplete melting. *Chondrules and the protoplanetary disk*, 119.
- Weisberg, M. K. and M. Prinz (1998). Fayalitic olivine in CV3 chondrite matrix and dark inclusions : A nebular origin. *Meteoritics and Planetary Science* 33, 1087–1099.
- Weisberg, M. K., M. Zolensky, and M. Prinz (1997). Fayalitic olivine in matrix of the Krymka LL3.1 chondrite : Vapor-solid growth in the solar nebula. *Meteoritics & Planetary Science* 32(6), 791–801.

- Whattam, S. A. and R. H. Hewins (2009). Granoblastic olivine aggregates as precursors of Type I chondrules : An experimental test. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73(18), 5460–5482.
- Whattam, S. A., R. H. Hewins, B. A. Cohen, N. C. Seaton, and D. J. Prior (2008). Granoblastic olivine aggregates in magnesian chondrules : Planetesimal fragments or thermally annealed solar nebula condensates? *Earth and Planetary Science Letters* 269(1), 200–211.
- Wick, M., R. Jones, M. Morris, and S. Desch (2010). Formation conditions of type I chondrules : Comparison of experimentally determined cooling rates with the shock wave model for chondrule formation. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* 73, 5278.
- Williams, D. B. and C. B. Carter (1996). *The transmission electron microscope*. Springer.
- Wood, J. (1985). Meteoritic constraints on processes in the solar nebula. In *Protostars and Planets II*, Volume 1, pp. 687–702.
- Wood, J. A. (1996). Unresolved issues in the formation of chondrules and chondrites. In *Chondrules and the protoplanetary disk*, Volume 1, pp. 55–69. Cambridge University Press.
- Yu, Y., R. Hewins, J. Wang, et al. (2003). Experimental study of evaporation and isotopic mass fractionation of potassium in silicate melts. *Geochimica et cosmochimica acta* 67(4), 773–786.
- Zanda, B. (2004). Chondrules. *Earth and Planetary Science Letters* 224(1), 1–17.
- Zanda, B., R. H. Hewins, M. Bourot-Denise, P. A. Bland, and F. Albarède (2006). Formation of solar nebula reservoirs by mixing chondritic components. *Earth and Planetary Science Letters* 248(3), 650–660.
- Zanda, B., M. Humayun, and R. Hewins (2012). Chemical composition of matrix and chondrules in carbonaceous chondrites : Implications for disk transport. In *Lunar and Planetary Science Conference*, Volume 43, pp. 2413.
- Zanda, B., C. Le Guillou, and R. Hewins (2009). The relationship between chondrules and matrix in chondrites. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* 72, 5280.
- Zega, T. J. and P. R. Buseck (2003). Fine-grained-rim mineralogy of the cold bokkeveld cm chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(9), 1711–1721.
- Zolensky, M., R. Barrett, and L. Browning (1993). Mineralogy and composition of matrix and chondrule rims in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57(13), 3123–3148.
- Zolensky, M. E., T. J. Zega, H. Yano, S. Wirick, A. J. Westphal, M. K. Weisberg, I. Weber, J. L. Warren, M. A. Velbel, A. Tsuchiyama, et al. (2006). Mineralogy and petrology of comet 81P/Wild 2 nucleus samples. *Science* 314(5806), 1735–1739.

Etude par microscopie électronique en transmission analytique de chondres non fondus et partiellement fondus dans les chondrites ordinaires primitives.

Les chondrites primitives sont des objets extraterrestres qui possèdent un grand intérêt pour la compréhension de la formation du système solaire. En effet, celles-ci se sont formées très tôt dans l'histoire du système solaire et leurs constituants n'ont pas ou peu été modifiés pendant leur séjour au sein de leur corps parent. Les chondres sont les constituants majoritaires d'un bon nombre de chondrites. Une population particulière de chondres, ceux à grains fins, a subi un faible taux de fusion. Ces chondres nous offrent ainsi l'opportunité de faire le lien entre la matière finement divisée de la nébuleuse proto-solaire et la matière impliquée dans l'événement thermique à l'origine des chondres. Ce travail de thèse présente une étude par microscopie électronique en transmission analytique de ce type de chondres dans deux chondrites ordinaires primitives (Bishunpur et Semarkona). Les résultats suggèrent que les chondres à grains fins sont la conséquence de l'agglomération et d'un chauffage modéré de poussières fines dominées par du silicate amorphe de composition quasi-chondritique. Les équivalents connus correspondent aux matrices fines de certaines chondrites, supportant l'idée d'une relation étroite entre chondres et matrice. Finalement nos résultats nous conduisent à conclure que la matrice et les chondres dans les chondrites ordinaires se sont formés au sein du même réservoir de composition initiale solaire.

Analytical transmission electron microscopy study of unmelted and partially melted chondrules in primitive ordinary chondrites.

Primitive chondrites are extraterrestrial objects that have a great interest for the understanding of the formation of the Solar System. Indeed, they have formed early in the history of the solar system and their components have not or slightly been modified on their parent body. Chondrules are the major components of most chondrites. Fine-grained chondrules is a special population of chondrules that suffered a low degree of melting. They giving us the opportunity to draw a link between the fine-grained dust of the protoplanetary disk and the material involved in the thermal event at the origin of chondrules. This work presents an analytical transmission electron microscopy study of this type of chondrules in two ordinary chondrites (Bishunpur and Semarkona). The results suggest that these fine-grained chondrules are the consequence of the agglomeration and moderate heating of fine dust dominated by amorphous silicate with quasi-chondritic composition. The known equivalents are the matrix of some primitive chondrites, supporting the idea of a close relationship between chondrules and matrix. Finally, our results lead us to conclude that the matrix and chondrules in ordinary chondrites were formed from the same reservoir with an initial chondritic composition.