

N° d'ordre : 1802

50376  
1996  
302



# THESE

présentée à

**L'Université des Sciences et Technologies de Lille**

pour l'obtention du grade de

**Docteur de L'Université**

Spécialité : Science des Matériaux

par

**Pascal Joreau**

**Etude par microscopie électronique en transmission analytique du métamorphisme de choc dans le quartz et les chondrites ordinaires.**

Soutenance prévue le 16 septembre 1996 devant la Commission d'Examen

F. Guyot

J. P. Poirier

P. Cordier

J. C. Doukhan

A. El Goresy

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Directeur de thèse

Examineur

# *Remerciements*

Cette étude a été effectuée au sein du Laboratoire de Structure et Propriétés de la Matière (CNRS URA 234) de l'Université des Sciences et Technologies de Lille.

Je tiens à remercier Monsieur le Professeur J. C. Doukhan qui a dirigé cette étude avec compétences et disponibilité et m'a fait l'honneur de présider le jury de ma thèse. J'ai beaucoup appris à son contact et lui en exprime ma profonde gratitude.

Je suis reconnaissant envers Monsieur le Professeur J. P. Poirier (Laboratoire de Géomatériaux, Institut de Physique du Globe, Paris) et Monsieur le Professeur F. Guyot (Laboratoire de Minéralogie et de Cristallographie, Université Diderot, Paris) d'avoir bien voulu juger mon travail, et de toute l'attention qu'ils y ont portée.

Que Monsieur le Professeur Docteur A. El Goresy (Max Plank Institut für Kernphysik, Heidelberg) et Monsieur le Docteur P. Cordier (Laboratoire de Structure et Propriétés de la Matière, Lille I) soient vivement remerciés de l'intérêt qu'ils ont manifesté à l'examen de ce travail

Il va de soi que cette étude n'a rien d'un travail solitaire et je remercie mes collaborateurs Messieurs les docteurs F. Langenhorst (Humboldt Universität, Berlin, B. French (Smithsonian Institution, Washington D.C.), W. U. Reimold (université du Witwatersrand, Johannesburg) et H. Leroux (Université de Lille I), pour les fructueuses discussions que nous avons eues et sans qui ce travail ne serait pas, ainsi que J. F. Dhenin pour sa précieuse assistance technique.

Enfin je remercie chaleureusement toutes les personnes qui m'ont soutenu pendant ces trois ans : Catherine D., Corinne D., Magali Q., Violaine V., Philippe B., Mohamed L., Olivier D., Frank B., Yannick T., Nicolas D., Laurent C., Hugues L., Alexandre D., Patrick M, Christian L., Patrick C. (que je vais désormais pouvoir battre au badminton), Vincent M., François P., Paul R. et les autres, tous ceux dont la liste serait encore trop longue pour être exhaustive.

A tous... merci.

# Sommaire

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I - GENERALITES ET TECHNIQUES EXPERIMENTALES.....	3
I Onde de choc.....	4
II collisions et cratères d'impacts.....	7
III Chondrites et métamorphisme dans les corps parents .....	10
III - 1 Classification des chondrites ordinaires .....	10
III - 2 Métamorphisme thermique.....	12
IV Techniques expérimentales.....	16
IV - 1 préparation des échantillons.....	16
IV - 2 Le microscope électronique en transmission (MET).....	17
IV - 3 La microanalyse X.....	22
CHAPITRE II - CRISTALLOGRAPHIE ET EFFETS DES ONDES DE CHOC DANS QUELQUES MINÉRAUX.....	30
I Le quartz, indicateur privilégié d'impacts terrestres .....	31
I - 1Cristallographie .....	31
I - 2 Propriétés mécaniques .....	35
II Métamorphisme de choc dans le quartz.....	37
II - 1 Apports de la MET pour la caractérisation des PDF .....	38
II - 2 Calibration de l'intensité d'un choc.....	39
II - 3 Modèles de formation des PDF .....	40
III Quelques minéraux des chondrites ordinaires .....	41
III - 1 Olivine.....	41
III - 2 Spinnelle $\gamma$ .....	42
III - 3 les plagioclases.....	42
III - 4 Les pyroxènes.....	43
III - 5 Grenat majorite .....	45
III - 6 La troilite.....	45
IV Métamorphisme de choc dans les chondrites .....	46
IV - 1 Métamorphisme de choc de l'olivine .....	46
IV - 2 Métamorphisme de choc des plagioclases .....	48

IV - 3 Métamorphisme de choc des pyroxènes .....	49
IV - 4 Métamorphisme de choc de la troilite .....	50
IV - 5 Fusion localisée .....	50
V Cadre de notre étude.....	53
CHAPITRE III - STRUCTURES TERRESTRES .....	54
A - La structure de Sudbury (Ontario, Canada).....	55
I Contexte géologique.....	55
II Echantillonnage .....	57
III Observations.....	57
IV discussion et conclusion.....	62
B - Le Complexe du Bushveld, Afrique du Sud.....	64
I Contexte géologique.....	64
II Echantillonnage .....	66
III Observations.....	67
IV Discussion et conclusion .....	70
CHAPITRE IV - METAMORPHISME DE CHOC DANS LES CHONDRITES ORDINAIRES .....	71
A - Chondrite ordinaire de Tenham (L6).....	73
I Etudes antérieures.....	73
II Observations.....	74
II - 1 Minéralogie.....	74
II - 2 Influence du choc sur la minéralogie.....	78
II - 3 Microstructures de choc dans les silicates .....	81
III Discussion.....	91
III - 1 Conditions du métamorphisme thermique .....	91
III - 2 Polymorphes de haute pression.....	91
III - 3 Assemblage Métal-troilite .....	93
III - 4 Microstructure de défauts.....	95
IV Conclusion.....	98

B - Chondrite ordinaire de Gaines County (H5) .....	99
I Présentation et observations optiques.....	99
II Observations MET.....	101
II - 1 Microstructure de choc dans les silicates .....	101
II - 2 Défauts de choc dans la troilite.....	104
II - 3 Fractures injectées dans les silicates.....	105
II - 4 Poches de fusion.....	107
III Discussion.....	108
III - 1 Métamorphisme de choc.....	108
III - 2 Produits de fusion.....	109
IV Conclusion.....	110
C - Chondrite ordinaire Ilafegh 013 (H3) .....	111
I - Présentation et études antérieures .....	111
II Observations.....	112
II - 1 Fractures .....	113
II - 2 Dislocations et recristallisation .....	117
III Discussion.....	119
III - 1 Fractures .....	119
III - 2 Dislocations et recristallisation .....	121
IV Conclusion.....	122
D - Quelques problèmes non résolus .....	123
CONCLUSION.....	125
REFERENCES.....	126

# *Introduction*

Le phénomène de choc a joué un rôle primordial dans la formation des planètes depuis les collisions entre les premières poussières issues de la condensation de la nébuleuse solaire. Lors du processus d'accrétion les objets de plus en plus gros ont formé les astéroïdes et les planètes. Les astéroïdes qui se déplacent à des vitesses de quelques dizaines de kilomètres par seconde se sont parfois eux aussi rencontrés. Ces chocs violents ont dans certains cas pu provoquer la destruction partielle ou totale d'au moins l'un d'entre eux et ont laissé dans la matière choquée des défauts typiques qui sont la signature du métamorphisme de choc. Les collisions conduisant à l'éclatement de l'un des deux d'astéroïdes ont produit des morceaux appelés météorites qui ont évolué sur des trajectoires qui, dans certains cas, ont croisé celle de la Terre. Ces météorites sont donc tombées sur terre, la percutant parfois avec violence.

La Terre est toujours bombardée par des météorites, mais fort heureusement la masse de ces objets est faible et le choc n'induit pas (ou peu) de dégâts. Dans le passé ce bombardement a été considérablement plus violent (plus d'objets massifs). Certaines météorites ont laissé dans le sol de profondes cicatrices, les cratères, et ont eu de d'importantes répercussions sur la vie terrestre (extinctions). Il y a 65 millions d'années une telle "catastrophe" aurait causé la destruction d'une grande partie des espèces vivantes dont celle des dinosaures.

Ces cratères sont encore très visibles sur Mars ou la Lune, mais sur Terre la plupart d'entre eux ont disparu victimes de l'activité tectonique et de l'érosion. Les seuls qui aient jusqu'à présent été détectés sont de gros cratères ou des cratères récents. En raison de sa taille et de sa masse, la Terre devrait avoir été percutée environ 20 fois plus que la Lune et compter au moins une dizaine de cratères de plus de 2500 km de diamètre. Le cratère le plus important recensé actuellement sur terre a un diamètre de 300 km seulement. Nombre de cratères n'ont donc sans doute pas encore été détectés sur Terre. Le problème de l'identification de cratères anciens est en effet un travail difficile.

Le quartz est un minéral ubiquiste que l'on retrouve dans la plupart des roches crustales. Le quartz présente en outre la particularité intéressante de bien enregistrer le métamorphisme de choc et d'être très peu altérable. L'examen des grains de quartz est donc important pour reconnaître ces sites d'impacts. Au sein de notre équipe deux thèses, celle d'O. Goltrant (1992) et celle de H. Leroux (1994) ont permis de développer une méthode de caractérisation des défauts typiques du choc par microscopie électronique à transmission (MET). Ces études ont ainsi montré que certains défauts de

choc sont quand même altérés et peuvent être complètement effacés. Ainsi dans un très vieil impact (Vredefort en Afrique du Sud âgé de  $\approx 2$  milliards d'années) seuls un type de défauts de choc subsiste (les macles mécaniques dans le plan de base). Il était donc important de contrôler sur un autre site aussi vieux (Sudbury au Canada), récemment reconnu comme le résultat d'un impact, si ces défauts étaient également préservés. La deuxième structure terrestre où nous avons recherché des indices de choc date elle aussi de la même période, mais son origine est incertaine. Une étude par MET de ces grains de quartz peut apporter de précieux renseignements sur son origine.

La quasi-totalité des météorites tombant actuellement sur la Terre est de petite taille. Ces météorites sont donc fortement freinées lors de leur traversée de l'atmosphère et rencontrent la surface terrestre à vitesse quasi nulle ; ce dernier choc très léger ne modifie pas leur structure. Nombre de ces météorites portent néanmoins des traces de chocs antérieurs qui se sont produits dans l'espace. Nous avons étudié en détail une seule sorte de météorites choquées, les chondrites ordinaires qui sont un assemblage de silicates, de sulfure et de métal (Fe-Ni). Ces météorites ont une composition très proche de celle du Soleil et sont considérées comme un matériel très primitif. Elles constituent en quelque sorte une brique élémentaire du système solaire. La Terre comme les autres planètes et les gros astéroïdes a subi le phénomène de différenciation d'un agglomérat de type chondritique. Il est actuellement largement reconnu que le processus d'impact ou de chocs entre météorites ou astéroïdes est un processus fondamental qui peut entraîner de nombreuses modifications du matériau choqué. En particulier le choc apporte de l'énergie qui peut contribuer à la fusion partielle de l'objet. L'étude des chocs dans les chondrites permet donc de mieux comprendre l'histoire des corps parents.

Jusqu'à présent peu d'études de MET ont été réalisées sur les chondrites choquées bien que cette technique soit particulièrement adaptée à la caractérisation des défauts du métamorphisme de choc. Nous avons examiné par MET trois chondrites choquées. Avant de préciser les observations réalisées nous rappelons dans le premier chapitre ce qu'est un choc et la déformation qu'il produit. Nous précisons aussi les techniques expérimentales utilisées pour la préparation et l'investigation des échantillons de matériel choqué.

Dans le chapitre II, nous présenterons brièvement les données cristallographiques utiles des minéraux étudiés ainsi que les effets qui y sont générés par les chocs. Nous rappelons également la classification d'intensité de chocs actuellement utilisée pour y replacer nos observations.

Les observations effectuées sur les échantillons provenant des structures terrestres du Sudbury et du Bushveld forment le corps du chapitre III. Enfin les observations réalisées sur les trois chondrites choquées sont développées dans le chapitre IV.

# *CHAPITRE I - GENERALITES ET TECHNIQUES EXPERIMENTALES*

Les roches étudiées dans le cadre de cette étude ont été déformées par onde choc ou, au départ, supposées comme telles. Ce processus de déformation est très particulier car il fait appel à de très grandes vitesses de déformation et des pressions très importantes. Nous allons donc présenter dans ce chapitre premier, les principales caractéristiques de ce mode de déformation, puis nous rappellerons brièvement les diverses étapes de la formation d'un cratère par impact d'un météorite (projectile) sur la terre (cible). Ces rappels montreront l'importance du processus d'impact dans l'évolution géologique de notre planète. Nous aborderons également les processus d'accrétion et de métamorphisme qui ont gouverné la formation et l'évolution des météorites. Nous terminerons enfin par une présentation des techniques expérimentales qui ont été utilisées pour mener à bien cette étude.

## I Onde de choc

Une détonation ou la collision d'un projectile animé d'une très grande vitesse sur une cible sensiblement fixe génère une onde de choc dans la cible et dans le projectile. Cette onde de choc est caractérisée par un front d'onde qui se propage à partir du point d'impact à une vitesse supersonique dans les deux objets entrés en collision. Derrière le front d'onde les particules matérielles sont animées d'un mouvement très rapide (vitesse particulaire) et la matière est fortement comprimée. En avant du front, les particules sont, elles, encore au repos dans la cible ou en mouvement uniforme dans le projectile. La propagation d'une onde de choc qui laisse ainsi derrière elle que de la matière comprimée (Figure1) est donc très différente de celle d'une onde élastique où la zone comprimée se propage de proche en proche (Figure 2).

Le passage du front d'onde fait passer le solide de son état thermodynamique initial ( $P_0, V_0, T_0$ ), en avant du front d'onde, à un état ( $P, V, T$ ) fortement comprimé en arrière du front. L'augmentation de pression  $P - P_0$  est très brutale de même que l'augmentation de masse spécifique ( $\rho = 1/V$ ), de température et d'énergie interne ( $E$ ). Cette compression dynamique est une transformation **irréversible**. Les variations des diverses grandeurs thermodynamiques associées à cette transformation sont données par les équations de Rankine-Hugoniot. Ainsi pour l'énergie on a :

$$E - E_0 = 1/2(P+P_0) (V-V_0)$$

Les divers états ( $P, T, V$ ) qui peuvent être atteints par des ondes de choc d'intensité plus ou moins grande se répartissent sur la courbe de Hugoniot (Figure 3). Il faut préciser que cette courbe ne décrit pas l'évolution du système entre son état initial et son état comprimé. En effet cette évolution ne peut être décrite par une simple courbe puisqu'il s'agit d'un processus irréversible. La courbe de Hugoniot indique simplement quel état choqué est atteint pour une intensité de choc donnée.

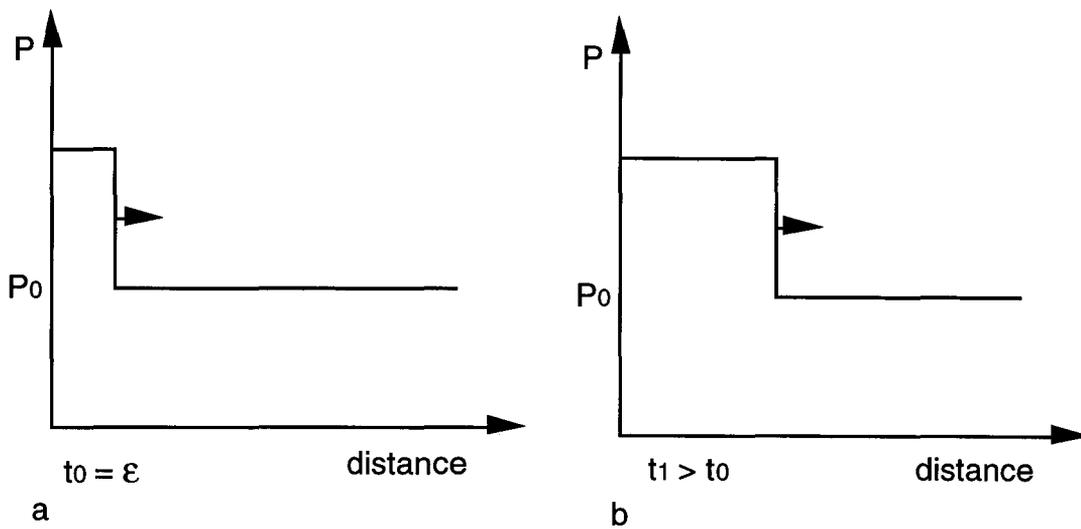


Figure 1 : Profil schématique de la propagation d'une onde de choc dans un solide. a) à l'instant  $t_0 = \varepsilon$ . b) après un temps  $t_1 > t_0$ , derrière le front d'onde la matière reste comprimée.

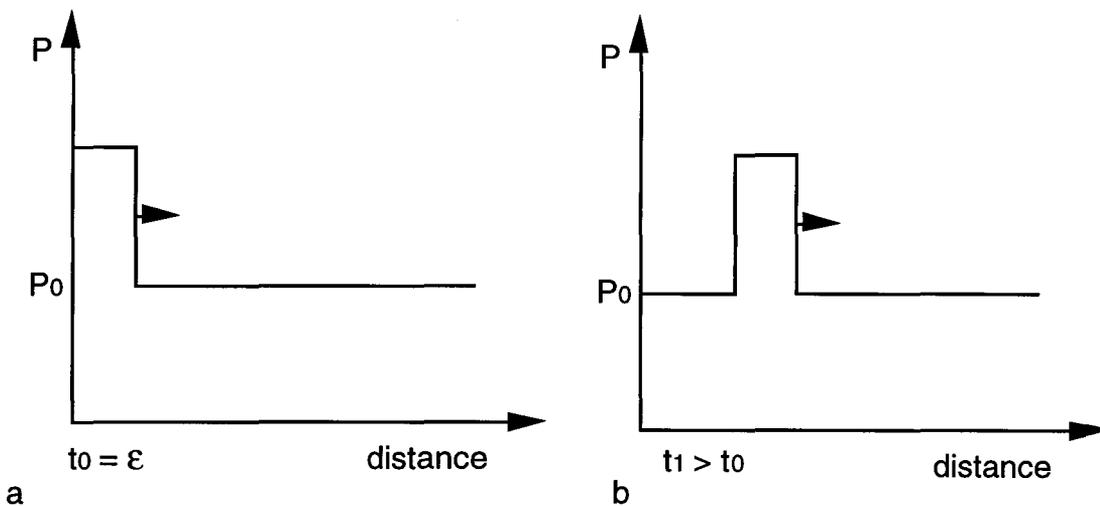


Figure 2 : Profil schématique de la propagation d'une onde élastique dans un solide. a) à l'instant  $t_0 = \varepsilon$ . b) après un temps  $t_1 > t_0$ , la pression redescend naturellement.

Après le choc, le solide ne reste pas comprimé, il retourne à la pression initiale grâce au passage d'une onde dite de **raréfaction**. Pour satisfaire les conditions aux limites (les surfaces libres ne sont soumises à aucune pression), une onde de raréfaction (décompression) naît sur une surface libre lorsque l'onde de choc y arrive.

L'onde de raréfaction décomprime le matériau ; elle se déplace dans le sens opposé à celui de l'onde de choc incidente. La surface libre où naît l'onde de raréfaction est en général la face arrière du projectile qui est plus petit que la cible, c'est donc la première surface libre atteinte par l'onde de choc. La durée s'écoulant entre le passage

de ces deux ondes correspond à la durée d'application du pic de pression. Elle est fonction de la taille du projectile : de quelques nanosecondes à quelques microsecondes (pour des choc expérimentaux) et jusqu'à une durée de l'ordre de la seconde pour des collisions avec de grosse météorite. L'onde de raréfaction se propage à la vitesse du son dans un matériau comprimé. Comme cette vitesse augmente avec la pression, la vitesse de l'onde de raréfaction est plus grande que celle de l'onde de choc et peut donc la rattraper et l'atténuer fortement dans la cible.

L'onde de raréfaction est une décompression adiabatique et réversible contrairement à l'onde de choc qui si elle est adiabatique n'est pas réversible. L'état de retour n'est donc pas identique à l'état initial. Par conséquent une partie de l'énergie de l'onde de choc est dissipée sous forme de chaleur. Après le passage des deux ondes la température du matériau est plus élevée qu'au départ. Cette élévation de température (température post-choc) peut atteindre plusieurs centaines de degrés dans le cas de gros impacts.

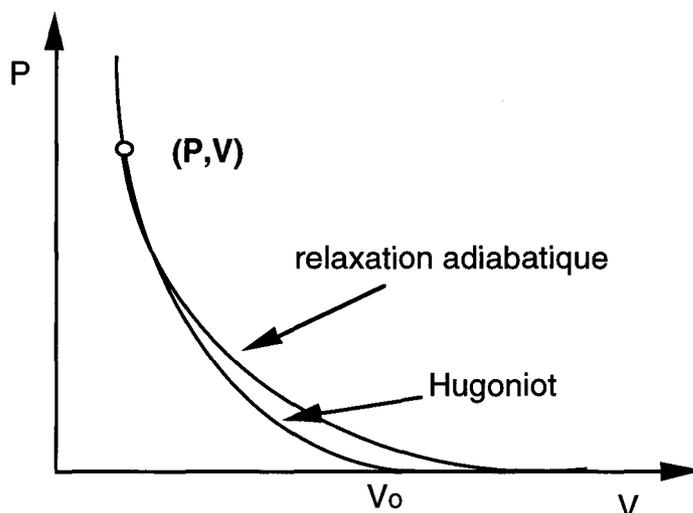


Figure 3 : Courbe de Hugoniot (lieu des états atteints  $(P,V)$  par des chocs de pressions croissantes) et courbe de relaxation adiabatique (retour réversible à l'état non comprimé après décompression réversible).

Selon l'intensité du choc, la cible peut se retrouver dans divers états. Un choc de faible intensité ne générera pas de déformation plastique (irréversible). Au-delà d'un seuil appelé limite d'élasticité de Hugoniot (LEH) le solide subit des dommages irréversibles qui sont au fur et à mesure que la pression augmente : de la déformation plastique, des transformations de phases vers des polymorphes de haute pression, de la fusion voire même de la vaporisation (Figure 4). La LEH est généralement supérieure à la limite élastique conventionnelle définie par des essais classiques à vitesse lente.

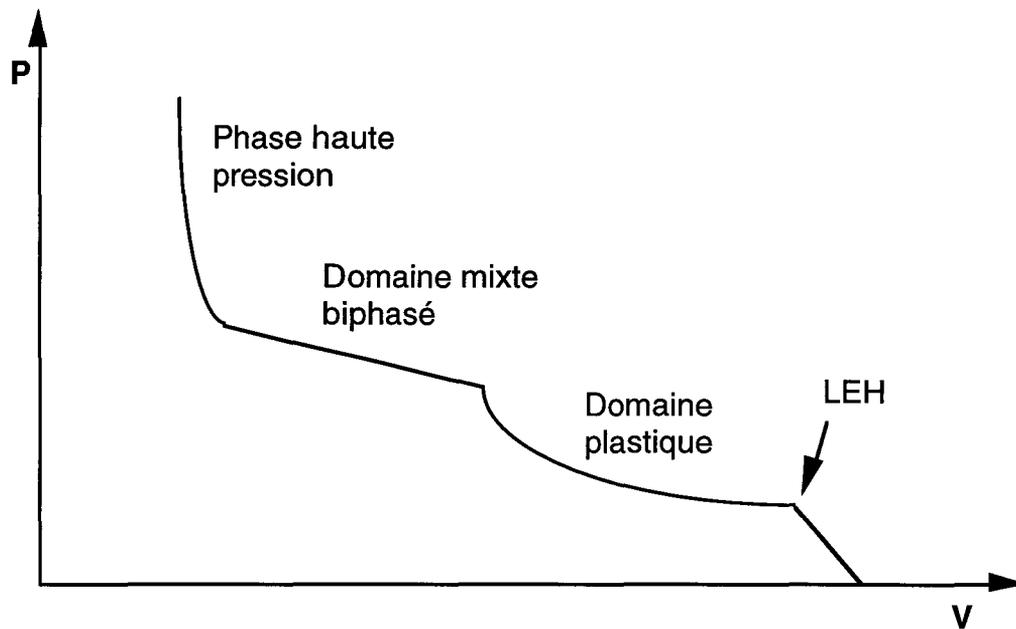


Figure 4 : Courbe de Hugoniot pour un matériau solide. Tant que la pression n'excède pas la LEH, le choc est élastique et la déformation réversible. Au-delà de la LEH, on entre successivement dans les domaines de déformation plastique (irréversible), puis de changements de phase partiels vers des états plus denses, puis enfin vers des transformations complètes en phases de haute pression.

Les roches choquées que nous avons étudiées sont des assemblages polycristallins et polyminéraux. Les impédances acoustiques des différents minéraux, ou même de grains du même minéral présentant des orientations différentes par rapport à la direction de propagation de l'onde de choc, ne sont pas identiques. Cette hétérogénéité entraîne de nombreuses réverbérations de l'onde de choc dans la roche et par voie de conséquence une augmentation locale des pics de pression et de température. Cette grande hétérogénéité peut entraîner de la fusion très localisée. Pour un choc donné l'évolution de la contrainte en fonction du temps peut donc être sensiblement différente dans un monocristal et dans une roche polyminérale (montée régulière de pression ou montée par paliers). Le phénomène de réverbération est d'ailleurs utilisé pour atteindre des pressions et des durées de compression plus importantes dans des chocs expérimentaux.

## II collisions et cratères d'impacts.

Les travaux menés depuis les années 1960 (voir synthèses dans Dodd and Jarosevich, 1979 ; Stöffler et al., 1988, 1991 ; Boslough, 1991) ont montré la grande importance des phénomènes d'impact sur la formation et l'évolution des planètes du système solaire (Figure 5). Nous devons cependant considérer différents types de collisions : les collisions de faible énergie qui ne laissent pas (ou peu) de trace de choc

et celles dégageant de fortes énergies qui ont entraîné d'importantes modifications géologiques.

La masse des bolides et leur vitesse par rapport à la cible déterminent en grande partie l'intensité du choc, la durée d'application de la pression et l'élévation de température. Dans l'espace, lors de l'accrétion entre objets célestes, plus les masses du projectile et de la cible sont grandes, plus leur attraction mutuelle est grande et plus leur vitesse relative sera importante au moment du choc. Ainsi les collisions entre particules de poussière ou petits agrégats de masses  $\leq 1$  kg n'ont sans doute pas généré de défauts de choc. Les collisions à faibles vitesses relatives sont encore prédominantes dans les processus d'accrétion des planétésimaux. Le principal effet de ces chocs est alors une fissuration des roches mais il n'y a pas d'explosion du projectile ou de la cible qui se réunissent en un corps plus gros.

A contrario, les collisions entre gros objets (astéroïdes) ou la collision d'une grosse météorite avec une planète sont beaucoup plus violentes et de nouveaux effets sont observés : formation de cratère d'impact, fusion et formation de brèches (mélange de matériels choqués et non choqués dans une matrice qui a fondu). On regroupe l'ensemble des déformations et transformations de phases produites par le passage d'une l'onde de choc dans une roche par le terme "**métamorphisme de choc**". Ce métamorphisme de choc imprime des défauts qui sont souvent détectables par une étude pétrologique.

La taille des bolides (ou leur masse) est un facteur crucial, le rapport de masse projectile/cible joue aussi un rôle très important sur les effets géologiques obtenus (Figure 6). Ce rapport détermine, en effet, la survie, ou bien l'éclatement partiel ou total de la cible et du projectile.

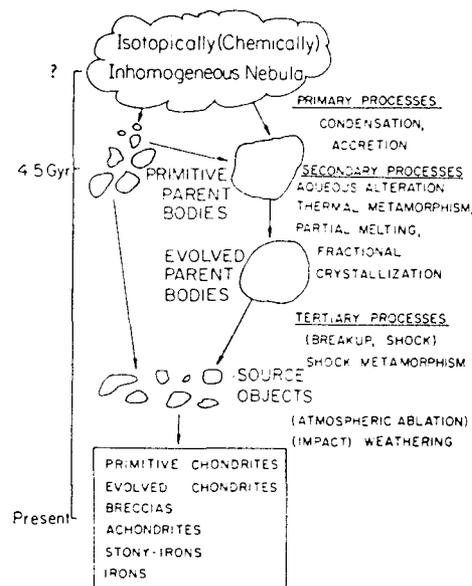


Figure 5 : représentation schématique des principales étapes traversées par le matériel météoritique dans le système solaire. (D'après Kerridge, 1988)

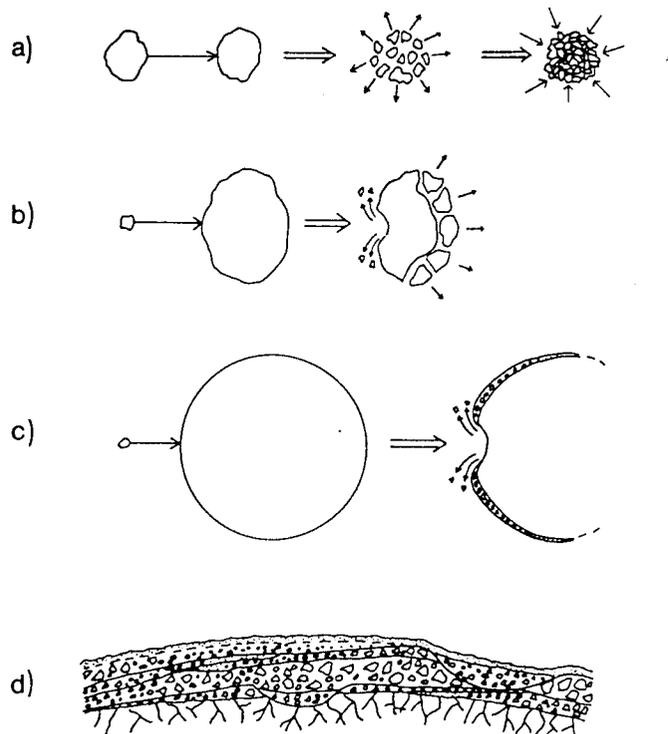


Figure 6 : Influence du rapport de taille cible/projectile lors de collisions interplanétaires à grandes vitesses. a) éclatement total éventuellement suivi de réaccrétion, b) formation d'un cratère et écaillage, c) formation d'un cratère et de régolithe et d) formation d'un cratère, de régolithe et de brèche d'impact (mégaregolithe) (D'après Stöffler et al., 1988).

Les **météorites** que nous avons étudiées, sont des météorites qui ont été choquées sur leur corps parent puis éjectées de ce dernier (par ce choc ou par un choc ultérieur). Leur trajectoire progressivement modifiée par les attractions du soleil et de Jupiter a fini par croiser la trajectoire de la Terre et ces météorites sont tombées sur la Terre. Elles ont donc traversé l'atmosphère où elles ont subi un freinage et un échauffement. Les objets de petite taille ont été complètement sublimés ou ont subi à la fois une perte de masse et un ralentissement tel que leur arrivée sur terre s'est produite à vitesse quasi nulle n'entraînant aucune modification ni sur la surface terrestre ni dans la météorite.

En revanche, les grosses météorites malgré une perte de masse dans la traversée de l'atmosphère ne sont pas freinées de façon significative. Elles heurtent la surface terrestre à très grande vitesse et produisent un **impact** (jusqu'à 300 km de diamètre). En général, dans ces fortes collisions, l'énergie dégagée est telle qu'elle provoque la fusion voir la sublimation du projectile et d'une partie de la cible. Le projectile disparaît presque totalement (on retrouve cependant parfois des petits morceaux de fer autour des cratères d'impact). On ne peut, en général, étudier le métamorphisme de choc que dans la roche cible autour du point d'impact car l'onde de

choc est de type sphérique dans la cible et s'atténue rapidement avec la distance au point d'impact (Figure 7).

La roche cible s'est fracturée et des fragments ont été éjectés sur des trajectoires balistiques. La majeure partie de cet éjecta retombe sur la cible, mais certains fragments peuvent avoir une vitesse assez grande pour échapper à l'attraction gravitationnelle de la cible (11 km/s dans le cas de la Terre). Cet écaillage est responsable de l'éjection des météorites de leur corps parent et de leur arrivée sur terre. Quelques morceaux de la Lune et de la planète Mars sont également arrivés sur terre de cette façon.

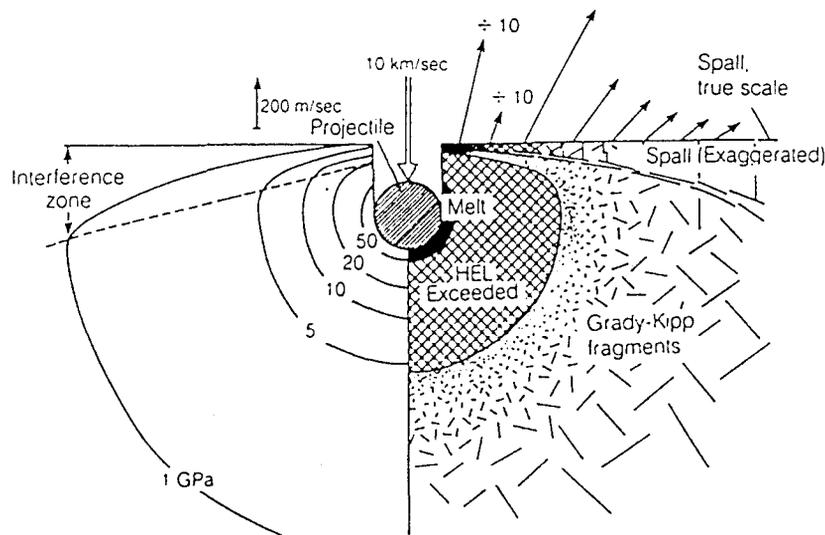


Figure 7 : Propagation et atténuation de l'onde de choc et formation du cratère. Les flèches indiquent les vitesses d'éjection. L'éjecta provient en partie de la zone d'interférence (d'après Melosh, 1989)

### III Chondrites et métamorphisme dans les corps parents

#### *III - 1 Classification des chondrites ordinaires*

##### III - 1 - a Généalogie des chondrites ordinaires

Nous devons tout d'abord préciser que toutes les météorites tombant sur Terre ne sont pas semblables, elles présentent des différences physico-chimiques qui ont permis de les regrouper en différents groupes et sous-groupes (e.g. van Schmus and Wood, 1967 ; Dodd, 1981). On distingue tout d'abord les météorites trouvées (on ne connaît

pas la date de leur chute) et les chutes qui ont été observées (et les objets ramassés juste après). 27% des chutes observées sont des météorites métalliques : on les appelle des **sidérites** (elles sont essentiellement constituées d'alliage métallique Fe-Ni). La plupart des autres météorites sont majoritairement constituées de silicates, on les appelle des météorites pierreuses ou **aérolithes**. Elles correspondent à 70% des chutes. Les 3 % restants sont des météorites mixtes ou **sidérolithes**. Les météorites que nous avons étudiées appartiennent toutes au groupe le plus abondant des météorites pierreuses.

Les classifications usuelles distinguent des sous groupes parmi ces météorites pierreuses. Les chondrites sont l'un d'eux. La composition des chondrites est proche de celle du soleil ; elles seraient donc issue de corps parents non différenciés. Les autres météorites dont la composition diffère fortement de la composition du soleil, seraient, elles, issues de corps parents différenciés. Cette différenciation se traduit par une séparation, partielle ou totale, des phases métalliques et des silicates, et même des silicates entre eux (à l'image de la Terre). A l'origine de cette différenciation, la chaleur dégagée par la décroissance d'éléments radioactifs ou par induction magnétique ou par choc. Cette chaleur a entraîné la fusion partielle des corps parents et la concentration des atomes lourds vers le centre (Fe, Ni et S) et les silicates de moins en moins sidérophiles vers la surface. Ces corps parents différenciés ont refroidi puis ont explosé sous l'action d'un choc violent donnant ainsi naissance à différentes classes de météorites : sidérites, sidérolithes, achondrites.

Nous ne nous sommes intéressés pour notre part qu'au sous groupe le plus abondant, celui des chondrites ordinaires (Figure 8). Les chondrites tiennent leur nom des petits objets qu'elles contiennent appelés chondres et qui constituent la majeure partie de leur texture. Ce sont des petites sphères qui résultent, semble-t-il, de la fusion rapide de la matière de la nébuleuse préexistante (voir Wasson, 1993 et les nombreuses références internes).

### III - 1 - b Classification des chondrites ordinaires

Les chondrites ordinaires sont traditionnellement divisées en trois groupes notés H, L et LL. Ces sigles traduisent une teneur en fer de moins en moins importante H (high = 25 à 30 % de fer), L (21 à 24 % de fer) et LL (18 à 21 %). Ce fer peut se présenter sous forme métallique (ce sont les grains de kamacite et taenite appelés ferrite et austénite par les métallurgistes) et de troilite (FeS). Il y a aussi du fer sous forme d'oxyde  $Fe^{2+}$  dans les silicates (principalement de l'olivine et des pyroxènes) mais ce fer oxydé n'est pas pris en compte dans la classification. La somme fer oxydé dans les silicates plus fer métal et sous forme de sulfure est sensiblement constante dans les chondrites avec une concentration égale à l'abondance cosmique. Il en résulte qu'en allant des groupes H à LL, la teneur en FeO de l'olivine et des pyroxènes augmente. Les chondrites H sont

donc les plus réduites, les L présentent un état intermédiaire et les LL sont les plus oxydées. Le Ni et le Co sont principalement concentrés dans les phases métalliques. Plus la quantité de fer métal est faible, plus ces phases sont riches en Ni et Co. Ces tendances constituent les règles de Prior qui a étudié les variations chimiques des chondrites au début du siècle (1916).

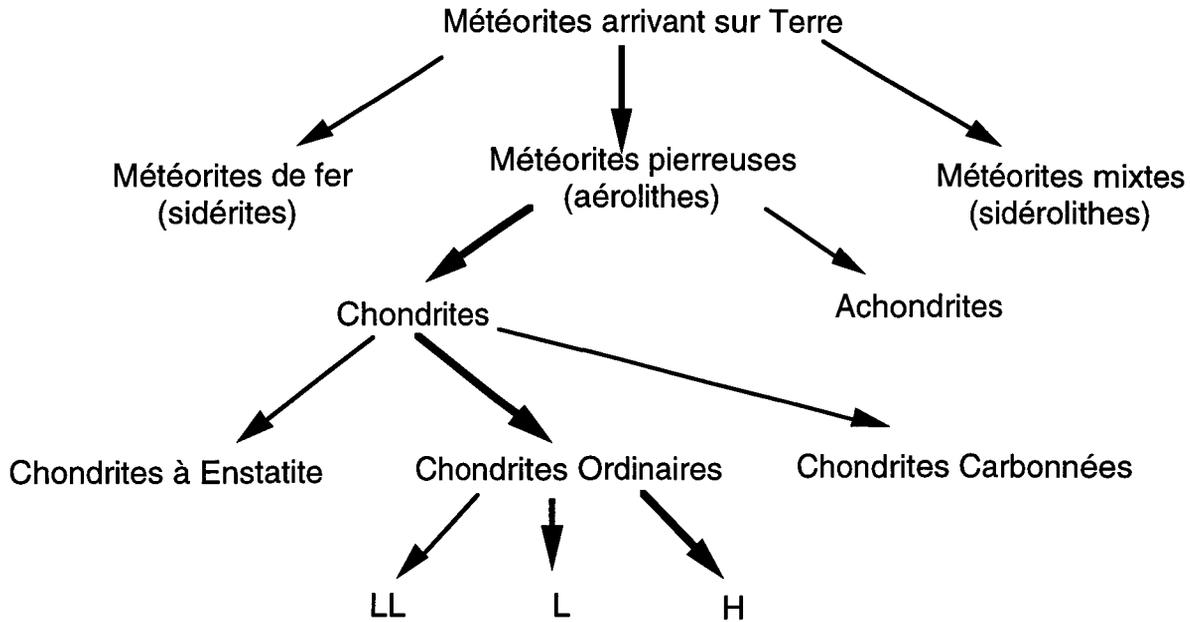


Figure 8 : Ascendance des chondrites ordinaires. Parmi les trois chondrites ordinaires étudiées deux sont classées H (forte teneur en Fe) et la dernière L (teneur en Fe plus faible). Les météorites de fer, les mixtes, les achondrites ainsi que les chondrites carbonnées et à enstatite sont elles aussi divisées en sous-groupes non représentés ici.

### III - 2 Métamorphisme thermique

Divers auteurs, en particulier van Schmus and Wood (1967), ont remarqué que les chondrites présentent des différences pétrographiques et minéralogiques significatives. Ces variations leur ont permis d'établir une classification en six types pétrographiques. Au fur et à mesure que le type pétrographique augmente, les compositions des différents minéraux deviennent de plus en plus homogènes et l'olivine et les pyroxènes s'enrichissent en Fe. Les pyroxènes pauvres en Ca évoluent d'une structure monoclinique vers une structure orthorhombique. Le diopside apparaît. Les verres disparaissent au profit de feldspaths et le contour des chondres devient de moins en moins bien défini.

Le degré de cristallisation des feldspaths montre une grande variation dans les chondrites de type 3. Sears et al. (1980) ont mesuré ce degré de cristallisation par une technique de sensibilité à la thermoluminescence et ont ainsi subdivisé les chondrites de type 3 en 9 groupes, notés 3,1 à 3,9 où les feldspaths cristallins remplacent les verres.

Les deux premiers types pétrographiques (1 et 2) correspondent à l'altération aqueuse observée dans les chondrites carbonées alors que les types 4 à 6 sont liés au **métamorphisme thermique**. Dans cette représentation le type 3 est probablement le plus proche de l'état original du matériel de la nébuleuse solaire. van Schmus and Wood (1967) et Dodd (1981) ont également quantifié le type métamorphique en l'associant à des intervalles de température. Les changements sont progressifs d'un bout à l'autre de la classification, les limites de chaque groupe sont donc incertaines, on peut cependant les définir comme suit :

- 400 à 600 °C pour les types **3**, composition des grains métalliques (Il existe une relation entre la taille des grains de taenite et de kamacite et leur teneur en Ni au centre des grains qui résulte d'un refroidissement entre 550 et 450 °C). La forte teneur en Ni de la taenite de certains types 3 suggère qu'elles n'aient été réchauffées qu'à une température de 400°C. Persistance de la clinobronzite,
- 600 à 700 °C pour les types **4**, des orthopyroxènes apparaissent mais les clinopyroxènes sont toujours présents,
- 700 à 750 °C pour les types **5**, limites très spéculatives (moins de Ca dans les orthopyroxènes que ceux des types 6)
- 950 °C pour les types **6** (juste en dessous du début de fusion eutectique du mélange troilite-métal).

Ce métamorphisme s'est très vraisemblablement produit au sein de divers corps parents sous l'action de sources de chaleur encore débattues radioactivité principalement celle de  $^{26}\text{Al}$ , chauffage par induction magnétique générée par le champ magnétique du soleil, chaleur résiduelle dégagée lors de la condensation (McSween et al., 1988 et les références internes), enfin chocs (Rubin, 1995). Selon la source de chaleur envisagée, interne ou externe, les types pétrographiques vont des plus élevés au centre du corps parent vers les moins élevés à sa surface (source interne), ou en sens inverse (source externe).

Il est évident que le choix d'une source de chaleur ou d'une autre modifie considérablement les modèles de corps parents envisagés. Miyamoto et al. (1982) ont proposé un modèle de corps parents pour les chondrites ordinaires en "pelures d'oignon", où la source de chaleur serait la désintégration de  $^{26}\text{Al}$ . Ce modèle traditionnel représente les corps parents comme une succession de couches concentriques (d'où sa dénomination) correspondant chacune aux différents types pétrographiques avec les plus élevés au centre (Figure 9a). Le rayon de ces corps parents serait environ 100 km. Dans cette description, les types pétrographiques élevés sont les plus représentés, ce sont aussi ceux que l'on observe le plus parmi les chondrites ordinaires tombant sur Terre. Modèle et observations sont donc en accord si

on fait toutefois l'hypothèse que les chutes observées sont représentatives de la composition des corps parents.

Ce modèle ne permet cependant pas de tenir compte des vitesses de refroidissement mesurées dans les phases métalliques. Celles-ci semblent en effet sans rapport avec les types pétrographiques (Scott and Rajan, 1981). Or ce modèle de couches concentriques successives implique une relation entre type pétrographique et vitesse de refroidissement (refroidissement plus lent vers le centre du corps parent où doivent se trouver les chondrites les plus métamorphisées). Scott and Rajan (1981) ont proposé un autre modèle dit de "rassemblement de débris" où le métamorphisme se produit pendant l'accrétion de petits corps parents (taille  $\approx 10$  km, Figure 9b). Ces petits corps parents auraient atteint des degrés de métamorphisme différents, puis se seraient rassemblés en un corps parent plus gros avant de refroidir. Ce modèle rend compte des vitesses de refroidissement mesurées dans les phases métalliques qui semblent aléatoires. D'après Grimm (1985), ce modèle n'est tenable que si les petits corps parents sont très peu conducteurs et/ou s'ils ont une teneur en éléments radioactifs plus importante que ce que les spécialistes admettent couramment, sinon ils devraient avoir refroidi rapidement (rapport surface/volume défavorable) avant de s'être accrétés. Pour palier à ces déficiences, Grimm a proposé un modèle mixte (Figure 9c) où deux corps parents du modèle en pelures d'oignon entreraient en collision. Ils éclateraient et, la gravitation aidant, se réaccrèteraient en un seul corps parent dans un délai de quelques heures à quelques jours.

Dans tous les cas, le métamorphisme thermique (décrit par le degré 3 à 6) doit s'être produit au sein du corps parent avant qu'un choc n'en détache définitivement la météorite collectée ensuite sur Terre. Une nouvelle microstructure due au métamorphisme de choc s'est ainsi superposée à celles déjà existantes dans les divers minéraux de la météorite. L'histoire des météorites arrivant sur terre est donc complexe, et il importe d'être capable de caractériser les microstructures engendrées par le choc afin de décorréler les effets des chocs des autres processus métamorphiques (e.g. quels sont les effets d'un choc survenant alors que l'étape de métamorphisme thermique n'est pas terminée?). Afin de faciliter la caractérisation des microstructures de choc, nous avons mené nos premières études sur des chondrites de type pétrographique élevé (5 et 6) où les températures métamorphiques doivent avoir effacé la signature d'événements antérieurs (y compris les chocs).

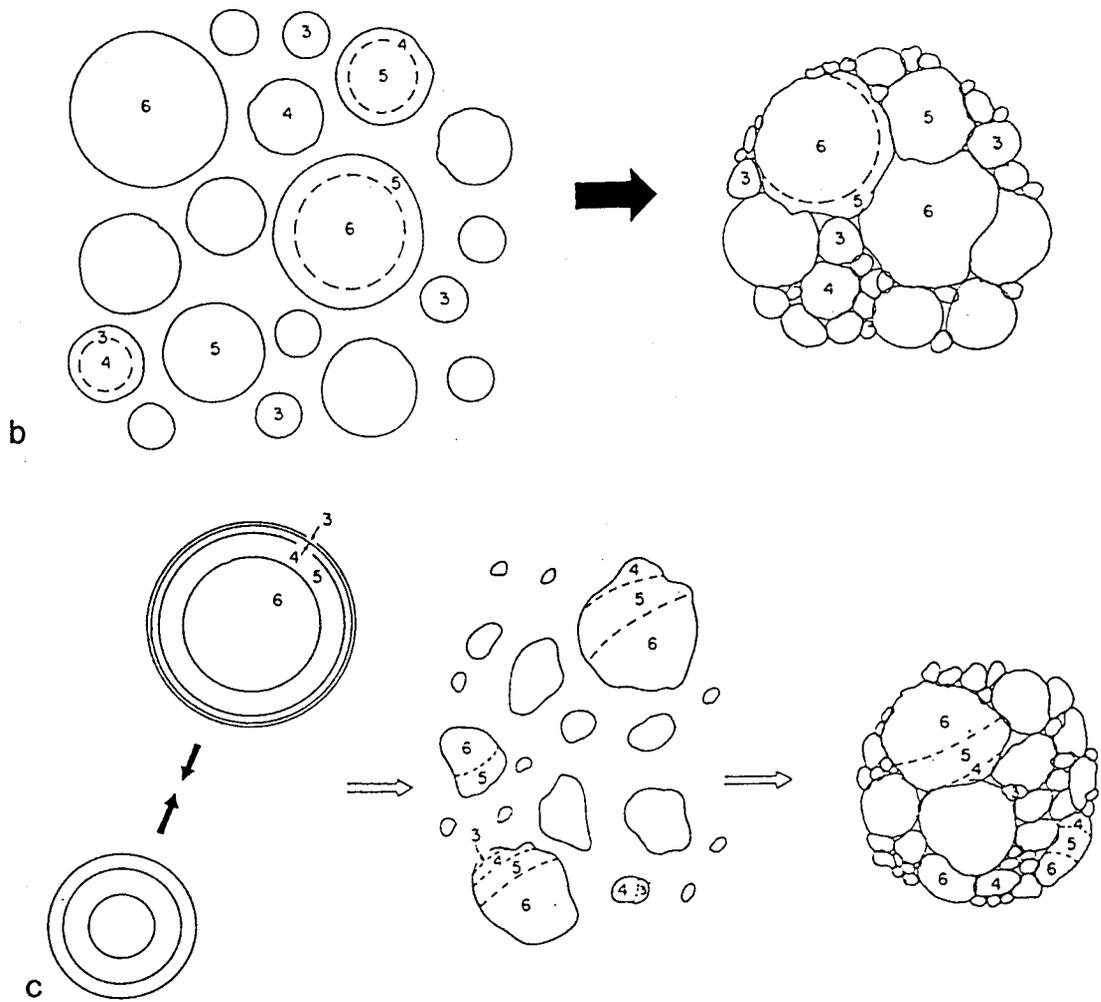
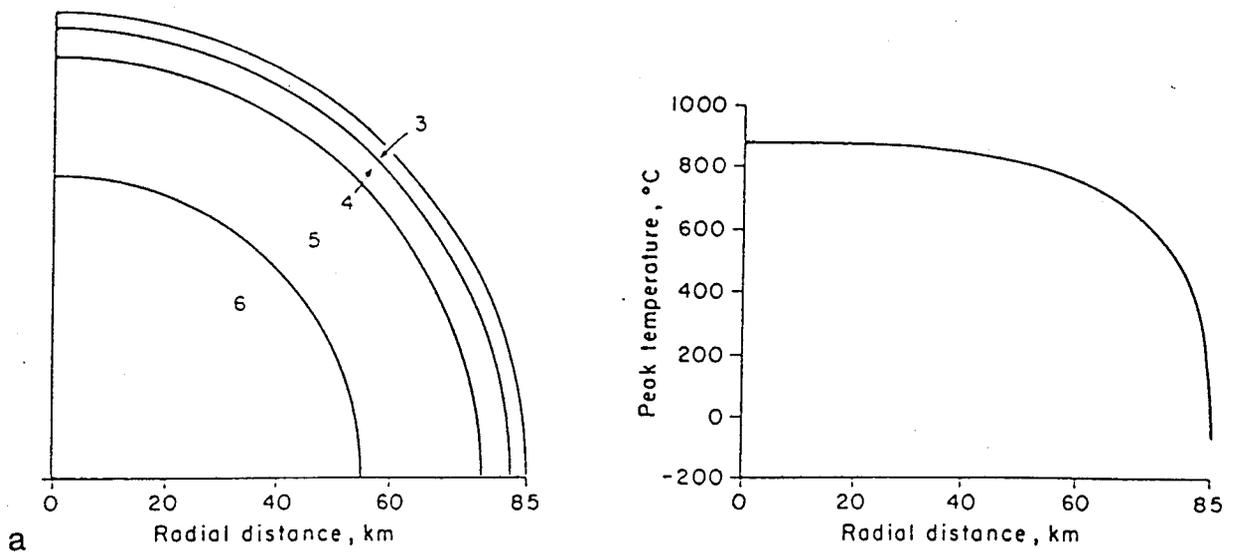


Figure 9 : Modèles thermiques pour les corps parents des chondrites ordinaires. a) modèle en pelure d'oignon (Miyamoto et al., 1982). b) Modèle de rassemblement de débris (Scott and Rajan, 1981). c) modèle de fragmentation et réagglutination (Grimm, 1985)

## IV Techniques expérimentales

### *IV - 1 préparation des échantillons*

Les investigations présentées dans ce mémoire ont été menées par microscopie électronique en transmission (MET). Cette puissante technique permet d'obtenir des images à forts grossissements à condition que les échantillons soient des lames minces (typiquement moins de 1  $\mu\text{m}$  d'épaisseur). Elle permet également de déterminer la structure cristalline ainsi que l'orientation des lames minces dans le microscope, et enfin de caractériser les défauts du réseau cristallin (dislocations, macles, etc.). En associant une technique analytique (microanalyse X) à la MET, celle-ci devient alors META et permet de déterminer en outre la composition chimique des matériaux étudiés avec une excellente résolution spatiale. Le problème le plus difficile à surmonter pour effectuer des investigations en META est la préparation d'échantillons très minces, transparents au faisceau électronique. Plusieurs étapes sont donc nécessaires pour passer d'un échantillon massif à un échantillon observable en META.

Dans un premier temps, nous découpons une lamelle de quelques centaines de microns d'épaisseur à l'aide d'une scie diamantée. Cette lame à faces parallèles est collée avec une colle thermoplastique sur une lame de verre. Nous polissons d'abord la première face à l'aide de papiers abrasifs de granulométrie décroissante (grains de carbure de silicium calibrés de  $\approx 22 \mu\text{m}$  à  $6 \mu\text{m}$ ). Le poli optique final est obtenu par polissage sur un drap enduit de poudre d'oxyde de cérium ( $\text{CeO}_2$ ) pour les échantillons de quartz ou de pâte diamantée pour les météorites qui sont des assemblages pluriminéraux. La colle employée, soluble dans l'alcool, permet de décoller et retourner la lame mince. On amincit alors la seconde face au papier abrasif jusqu'à environ  $30 \mu\text{m}$  puis on la polit par la même technique que pour la première. Dans le cas de minéraux optiquement transparents, on peut dès lors observer, par microscopie optique, la section mince (souvent appelée pétrographique) et ainsi coller un support de cuivre de 3 mm de diamètre sur chaque zone intéressante.

Il reste à effectuer l'amincissement final jusqu'à moins de 1 micron. Cette étape est réalisée par un faisceau d'ions d'argon (amincissement ionique). L'amincisseur ionique est essentiellement constitué de deux canons qui créent et accélèrent des ions argon  $\text{Ar}^+$  grâce à une tension d'accélération d'environ 5 kV. L'intensité du courant ionique est de 0,5 mA par canon. Pour obtenir un meilleur amincissement, l'échantillon tourne sur lui-même et les deux faisceaux attaquent simultanément ses deux faces. Dans le même but, nous diminuons l'angle d'attaque initial de  $15^\circ$  à  $12^\circ$  en fin d'amincissement. La durée de l'amincissement est environ de 6 heures. Il faut

régulièrement surveiller l'opération d'amincissement ionique et l'arrêter quand la zone d'intérêt est atteinte (petit trou formé).

Avant d'observer en META des échantillons non-conducteurs comme le sont les silicates, il faut le recouvrir d'un très fin film de carbone conducteur ( $\approx 300 \text{ \AA}$ ) pour éviter les problèmes de stigmatisme qui résulteraient des charges électrostatiques s'accumulant sur l'échantillon non-conducteur.

#### *IV - 2 Le microscope électronique en transmission (MET)*

Le MET (Figure 10) utilise une source de lumière monocinétique, le faisceau d'électrons, dont la longueur d'onde est très petite ( $\lambda = 0,014 \text{ \AA}$  pour une tension accélératrice de 300 kV). En MET, ce sont des lentilles électromagnétiques qui vont guider le faisceau d'électrons et lui donner ses caractéristiques (faisceau parallèle pour la caractérisation des défauts de réseau ou faisceau convergent pour la microanalyse). Après avoir traversé l'échantillon et interagi avec lui, d'autres lentilles reprennent les électrons pour en donner soit une image agrandie soit une image de diffraction visible sur un écran fluorescent. Alternativement l'image peut être envoyée sur une plaque photographique sensible aux électrons, ou sur la couche sensible d'un photomultiplicateur qui en donnera une image agrandie sur un moniteur vidéo. La latitude de grandissement du MET est très importante. Avec le microscope que nous avons utilisé pour cette étude, un Philips CM 30 (opérant à 300 kV), elle varie de x1500 à x550.000. Pour caractériser les défauts de réseau, nous avons généralement employé les grandissements de x10.000 à x50.000 et ponctuellement le grandissement maximum autorisé par le microscope (x 550.000) pour des images de haute résolution qui permettent de visualiser l'organisation des plans atomiques.

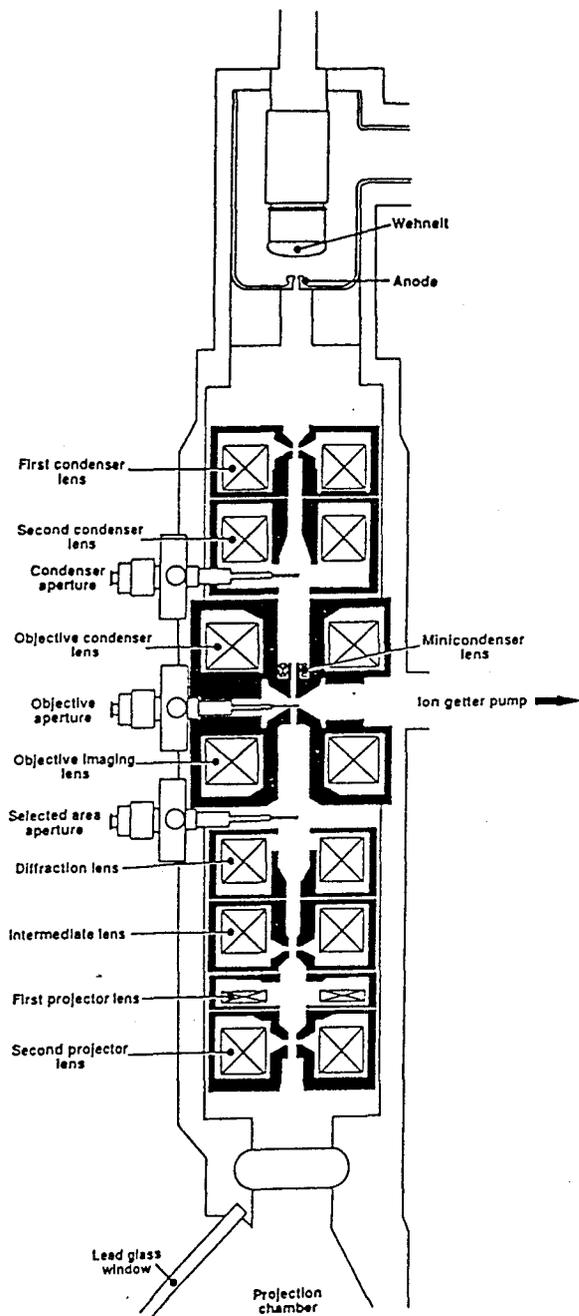


Figure 10 : coupe schématique du MET

### Le contraste en MET

Le contraste d'une image de MET peut être délicat à interpréter. Dans des lames minces, il ne provient pas de l'absorption qui serait une fonction de l'épaisseur plus ou moins importante de la zone étudiée. Pour interpréter le contraste observé, il faut calculer son intensité sur la face de sortie de l'échantillon, c'est-à-dire calculer l'interaction du faisceau incident avec les différents atomes à l'intérieur de la colonne de lame mince traversée par le faisceau électronique. Ces calculs ne sont relativement simples qu'en conditions dites "cinématiques" à deux ondes, ce qui correspond à une seule famille de plans réticulaires  $\{hkl\}$  en condition de diffraction, avec une orientation obéissant à la loi de Bragg (Figure 11)

$$\lambda = 2d_{hkl} \sin\theta.$$

De plus l'écart à la position de Bragg  $s$  doit être différent de zéro. Pour amener l'échantillon dans de telles orientations, on utilise un porte-objet permettant des inclinaisons autour de deux axes perpendiculaires.

Ces deux ondes sont les ondes transmises et diffractées ; on coupe l'une des deux ondes par un diaphragme pour ne réaliser l'image qu'avec l'autre onde. On a ainsi un champ clair si on a utilisé l'onde transmise et un champ sombre si on a gardé l'onde diffractée pour former l'image. Tant que l'absorption reste négligeable (approximation de la lame mince) la somme des intensités transmises plus diffractées est la même pour tous les points de l'objet. On a donc

$$I_{\text{incidente}} \approx I_{\text{transmise}} + I_{\text{diffractée}}.$$

Par contre, ces intensités dépendent de l'orientation exacte de l'objet par rapport au faisceau électronique. Il y a une différence d'intensité (transmise ou diffractée), donc contraste, entre deux points de l'objet si ces deux points diffractent différemment l'onde incidente, soit parce qu'ils ont des orientations cristallines différentes, soit parce qu'ils ont des facteurs de diffraction différents (structure cristalline différente ou défaut de réseau introduisant un déphasage, ...).

Les défauts cristallins tels que dislocations, fautes d'empilement ou macles sont détectés car ils déforment localement le réseau cristallin et modifient donc les conditions de Bragg autour du défaut. Le champ de déformation introduit par le défaut est noté  $\mathbf{R}$ . La détermination de  $\mathbf{R}$  permet de caractériser le défaut (les calculs de contraste sont détaillés dans tous les manuels de MET usuels comme Wenk, 1976, ou Willaime, 1987).

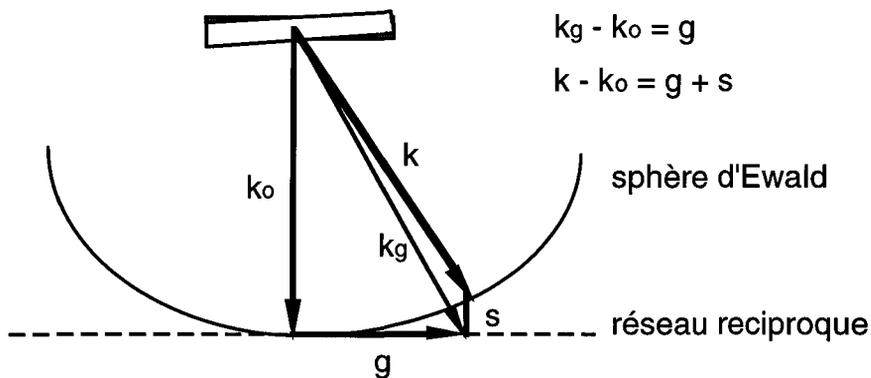


Figure 11 : Loi de Bragg;  $k_0$  = onde transmise,  $k_g$  = onde diffractée dans les conditions de Bragg,  $k$  = onde diffractée sous un angle d'incidence légèrement différent de l'incidence de Bragg,  $s$  traduit l'écart au condition de Bragg.

### Caractériser le vecteur de Burgers d'une dislocation

On caractérise le vecteur de Burgers  $\mathbf{b}$  d'une dislocation en sélectionnant l'onde diffractée ou son vecteur de diffraction associé  $\mathbf{g}$  tel que le champ de déformation  $\mathbf{R}$

généralisé par la dislocation ne déforme pas les plans en conditions de Bragg, ce qui se traduit par  $\mathbf{g} \cdot \mathbf{R} = 0$ . Dans ces conditions la dislocation ne présente pas de contraste (elle est invisible). Une dislocation vis est hors contraste pour tous  $\mathbf{g}$  satisfaisant la relation  $\mathbf{g} \cdot \mathbf{b} = 0$  car le champ de déplacement d'une dislocation vis  $\mathbf{R}$  n'a qu'une composante parallèle à  $\mathbf{b}$ . Le champ de déplacement  $\mathbf{R}$  d'une dislocation coin a lui deux composantes, l'une parallèle à  $\mathbf{b}$  et l'autre parallèle à la direction  $\mathbf{b} \wedge \mathbf{u}$  où  $\mathbf{u}$  est la direction de la ligne de dislocation. La relation  $\mathbf{g} \cdot \mathbf{b} = 0$  n'est donc plus suffisante ; il faut lui adjoindre la condition supplémentaire  $\mathbf{g} \cdot (\mathbf{b} \wedge \mathbf{u}) = 0$ , ces deux conditions sont satisfaites seulement si  $\mathbf{g}$  est parallèle à  $\mathbf{u}$ .

### Caractériser l'orientation d'une ligne de dislocation

La caractérisation complète du défaut dislocation implique la caractérisation de la direction  $[hkl]$  de sa ligne. L'image observée sur l'écran du microscope ou sur le film photographique est en fait la projection de la ligne de dislocation parallèlement au faisceau d'électrons (Figure 12). Le faisceau d'électrons ( $Z_1$ ), la ligne de dislocation ( $l$ ) et la projection de cette ligne ( $l_1$ ) appartiennent au même plan. Pour déterminer la direction de la ligne de dislocation dans le cristal, il faut deux images réalisées sous des inclinaisons différentes (deux orientations  $Z_1$  et  $Z_2$  différentes par rapport à cette ligne). La méthode pratique consiste à utiliser la projection stéréographique. On reporte les projections de la ligne de dislocation ( $l_1$  et  $l_2$ ) ainsi que celles du faisceau électronique ( $Z_1$  et  $Z_2$ ). La ligne de dislocation  $l$  est l'intersection des plans ( $Z_1, l_1$ ) et ( $Z_2, l_2$ ) (Figure 13).

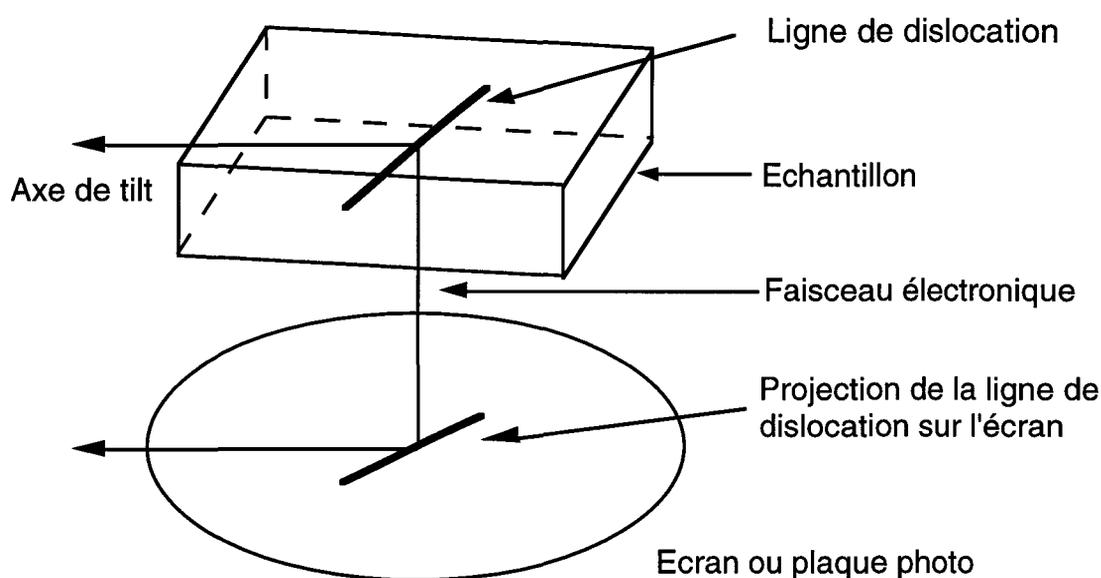


Figure 12 : projection d'une ligne de dislocation sur l'écran ou la plaque photographique.

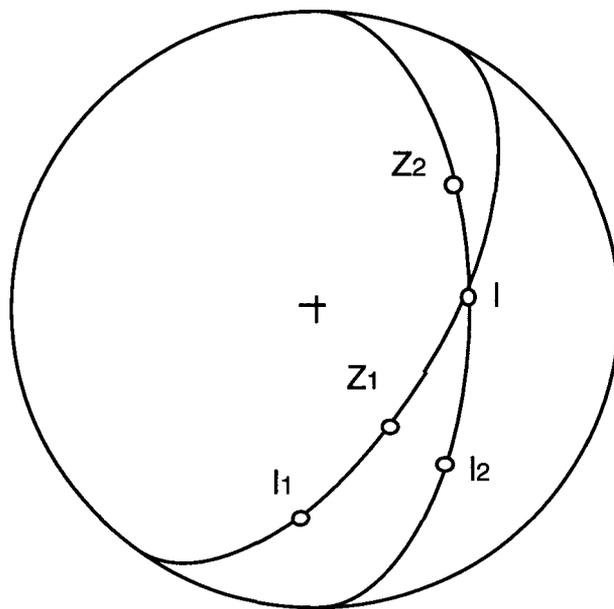


Figure 13 : Projection stéréographique des plans ( $Z_1, l_1$ ) et ( $Z_2, l_2$ ) et leur intersection  $l$ .

### Caractériser l'orientation un défaut plan

Pour caractériser l'orientation d'un défaut plan (e.g. paroi de macle, plan de fracture...), la méthode la plus directe consiste certainement à mettre le plan de défaut de bout (parallèle au faisceau électronique). Dans cette configuration particulière, l'image du défaut se réduit à une ligne fine (Figure 14). Les indices cristallographiques ( $hkl$ ) du plan de défaut se déduisent immédiatement de la figure de diffraction associée à cette orientation de l'échantillon. L'indexation de la tache de diffraction perpendiculaire à la ligne de défaut donne en effet les indices cristallographiques  $h, k$  et  $l$  du plan considéré.

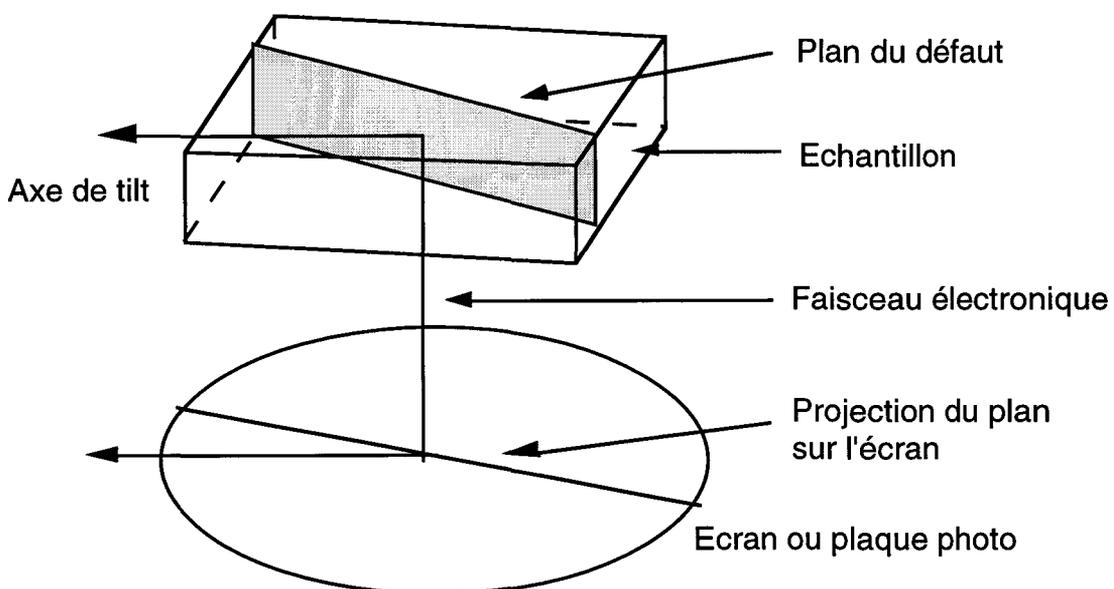


Figure 14 : Projection d'un défaut plan parallèlement au faisceau d'électrons.

## Quelques remarques

Nous concluons cette présentation de la microscopie électronique en transmission par le rappel des quelques limitations inhérentes à cette technique. La contrepartie des grossissements importants (typiquement  $\times 10000$ ) de la MET interdit l'observation de vastes plages. Pour que les observations soient tout de même représentatives, il faut multiplier les échantillons et les zones observées.

Le comportement de certains matériaux sous le faisceau d'électrons est également un facteur limitatif. Dans le quartz et les plagioclases, les électrons produisent des dégâts d'irradiation (défauts ponctuels) qui peuvent conduire à l'amorphisation complète de la zone observée. Afin de limiter ces dégâts d'irradiation, nous avons travaillé avec des faisceaux de faible intensité et limité le temps d'observation, ces limitations sont parfois gênantes pour une caractérisation complète des défauts.

### *IV - 3 La microanalyse X*

La microanalyse permet de déterminer la composition chimique locale d'un matériau. Elle s'est avérée un outil primordial dans l'étude des échantillons météoritiques pour identifier les phases en présence, déterminer leurs compositions et les relations éventuelles entre différentes phases, et donc à recueillir de précieuses informations quant à leur histoire.

Le principe de la microanalyse repose sur l'analyse des photons X émis par la matière soumise au bombardement électronique. Lors d'une interaction inélastique, un électron de grande énergie du faisceau incident expulse un électron lié à un atome de l'échantillon (électron d'une couche profonde). Cet électron est presque immédiatement remplacé par un électron d'une couche superficielle qui sera lui-même remplacé par un électron voyageant dans l'échantillon. Au cours de ce processus complexe, l'électron du faisceau incident perd une certaine énergie qui peut être mesurée, c'est la technique de spectroscopie de perte d'énergie électronique.

On peut aussi mesurer l'énergie libérée par le saut de l'électron superficiel vers le niveau profond non occupé. En fait on mesure l'énergie du photon X associé à cette transition qui est caractéristique du saut quantique, donc de l'atome considéré (loi de Moseley). En principe, l'environnement de l'atome, ses liaisons avec ses plus proches voisins affectent l'énergie de la transition mais pour des atomes pas trop légers ayant des niveaux électroniques profonds, le type de liaison chimique affecte très peu l'énergie du photon X. Celui-ci est donc caractéristique de l'atome émetteur quel que soit son environnement (tel n'est pas le cas pour la spectroscopie de perte d'énergie).

La détection des rayons X émis par l'échantillon et leur traitement permettent d'identifier les éléments présents et de déterminer leurs concentrations respectives, ce qui permet dans la plupart des cas de déterminer le minéral étudié. La figure 15 présente un spectre X d'olivine.

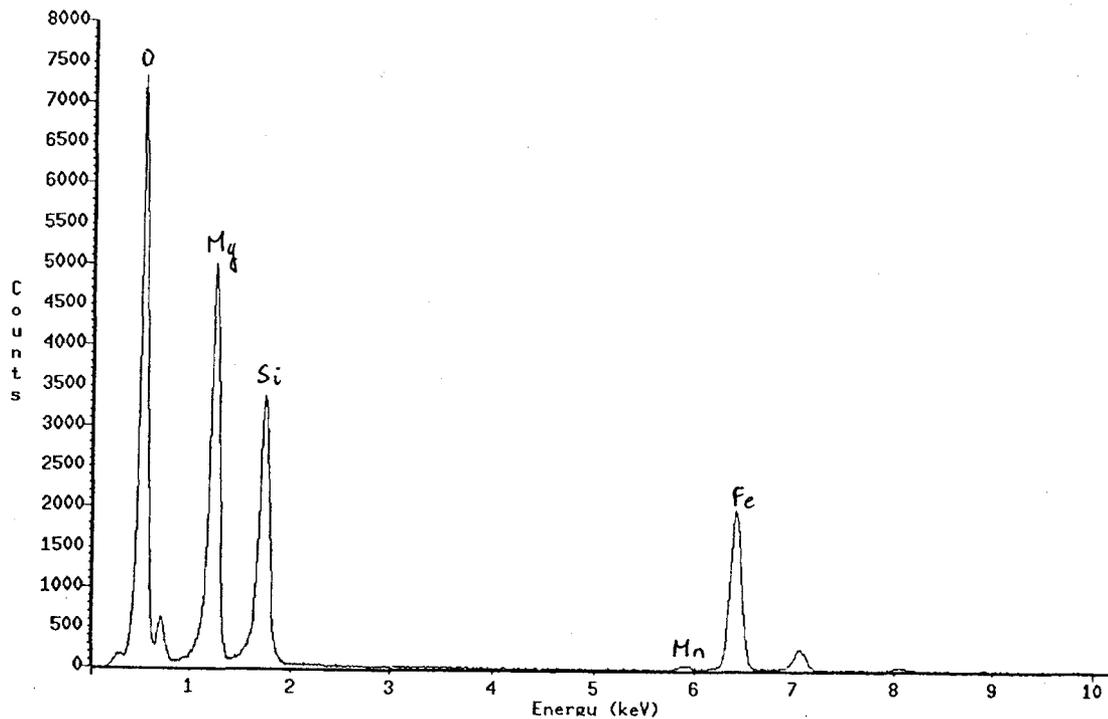


Figure 15 : Spectre X d'un grain d'olivine

### Détection des rayons X

La figure 16 nous montre la position du détecteur par rapport à l'échantillon. Celui-ci est incliné vers le détecteur d'un angle compris entre 15 et 30°. Un collimateur permet d'éliminer les photons X parasites générés dans la colonne (pièces polaires du microscope par exemple) par le faisceau électronique.

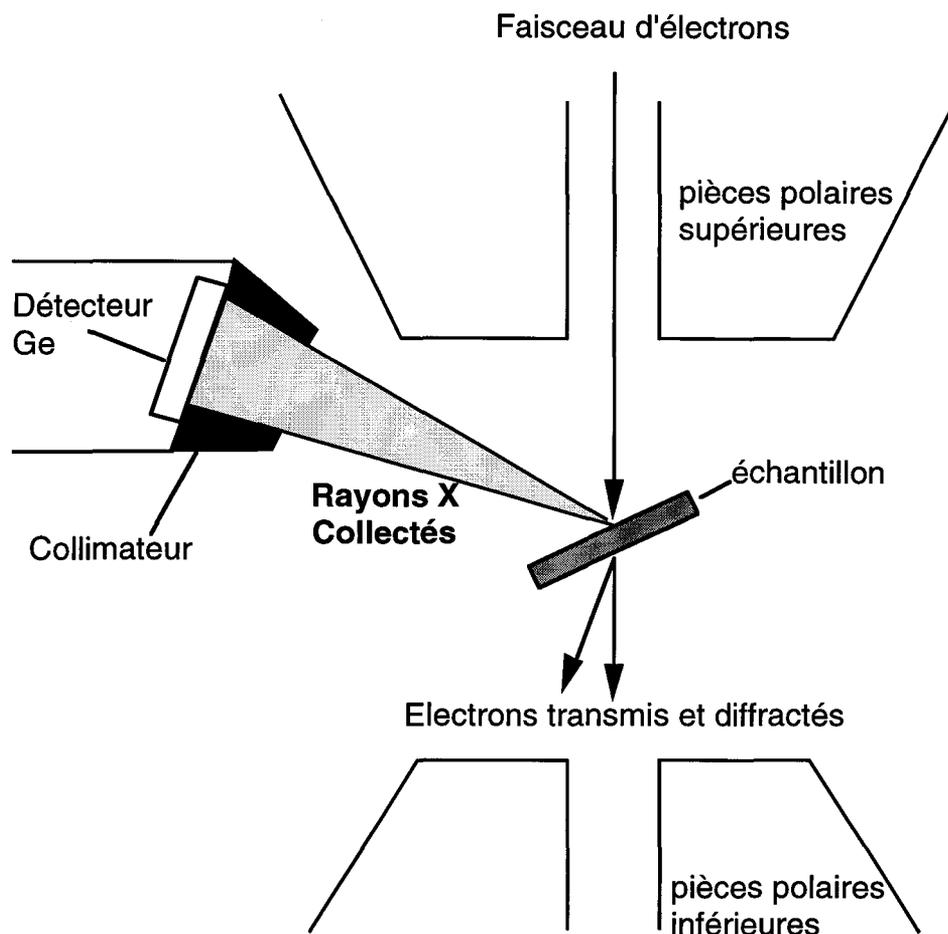


Figure 16 : Position du détecteur dans le microscope par rapport à l'échantillon.

La pièce maîtresse de la chaîne de détection est bien sûr le détecteur en lui-même (Figure 17). Le détecteur utilisé à Lille (microanalyseur Noran) est constitué d'un semi-conducteur en germanium, isolé de l'extérieur par une très fine fenêtre en parylène. Ce semi-conducteur est maintenu sous vide et à basse température grâce à un cryostat refroidi à l'azote liquide. La fenêtre en parylène absorbe très peu les photons X et autorise donc la détection des éléments légers, en particulier de l'oxygène dont la quantification est de toute première importance dans l'analyse des silicates.

L'arrivée d'un photon X dans le détecteur génère des paires électrons-trous en quantité proportionnelle à l'énergie du photon incident. Une différence de potentiel appliquée entre les deux faces du cristal de Ge permet de collecter les charges et de créer un courant qui, une fois amplifié, représente l'énergie du photon X incident. Ces impulsions sont alors triées dans un analyseur multicanaux et le résultat visualisé sur un diagramme donnant le nombre de photons en fonction de leur énergie. Ce diagramme est visualisé sur un moniteur vidéo et peut être imprimé (voir Figure 15 le spectre d'un grain d'olivine), stocké sur disque dur, etc. Le traitement quantitatif des données peut alors débuter.

Le temps de retraitement d'un pulse, c'est-à-dire le temps nécessaire pour collecter les trous et électrons peut être supérieur à l'intervalle de temps séparant l'arrivée de deux photons X. Dans ce cas, il faut interrompre l'acquisition. C'est le temps mort qui peut durer quelques microsecondes. Plus l'intensité du faisceau électronique incident est grande, plus le nombre de photons X émis est grand et plus souvent cette interruption se fera. On recommande de ne pas dépasser 35% de temps mort. En général nous avons réalisé nos analyses avec un temps mort n'excédant pas 20 à 30 % du temps total d'analyse. En effet, une proportion de temps mort élevée modifie un peu les énergies mesurées des photons et conduit à des analyses moins précises.

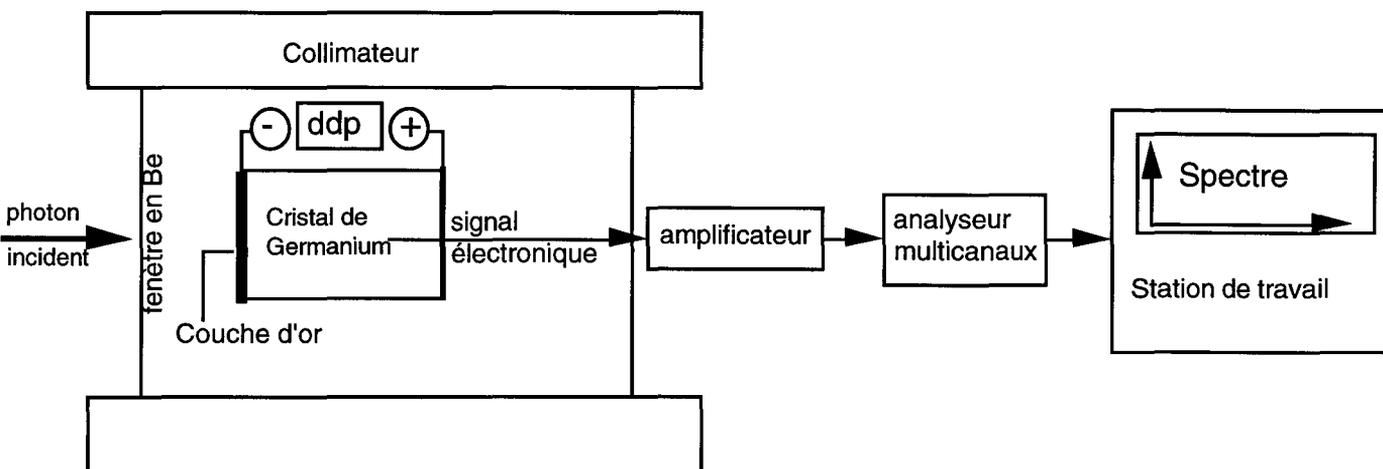


Figure 17 : Schéma du détecteur et de la chaîne de détection.

### Traitement des données

La deuxième étape du processus d'analyse X consiste à identifier et compter ces photons de différentes énergies. Comme chaque élément a une signature qui lui est propre (raies  $k_{\alpha}$  et  $K_{\beta}$ , ensemble des raies L, avec leurs intensités respectives), on peut aisément l'identifier et le quantifier. Lorsque des raies sont très proches, elles ne sont pas résolues spatialement, il faut donc les déconvoluer. Dans notre cas (Système Voyager III), cette opération mathématique se fait par comparaison avec des spectres de référence d'éléments purs (standards) qui ont été enregistrés dans des conditions similaires à celles utilisées pour l'analyse de l'échantillon. Ils sont répertoriés dans une bibliothèque.

L'analyse quantitative impose diverses corrections. En microanalyse associée à un MET, on tient compte de deux corrections : (1) la correction Z liée d'une part à l'émissivité des divers atomes (Z est leur numéro atomique) et d'autre part à la sensibilité de la chaîne de mesures pour diverses énergies incidentes et (2) la correction d'absorption (A). Compte tenu que l'échantillon est mince, on néglige la correction de fluorescence (F). La première correction (Z) n'est basée sur aucun modèle théorique,

elle est complètement empirique et déterminée expérimentalement. Ce sont les facteurs de Cliff et Lorimer (1981). Ils sont déterminés expérimentalement pour chaque élément par rapport à un élément de référence (en général Si pour les silicates et Fe pour les métaux).

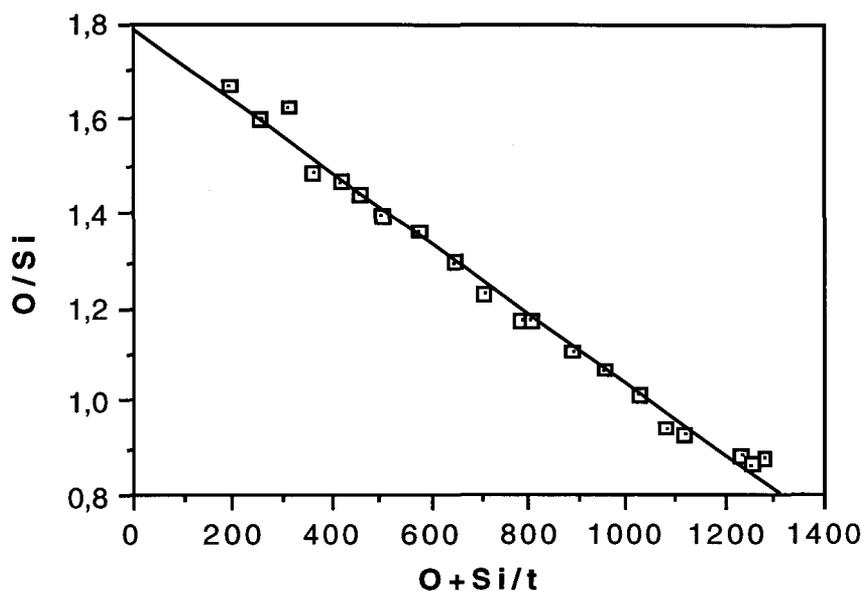


Figure 18 : Détermination expérimentale d'un facteur K (ici oxygène par rapport au silicium  $K_{O/Si}$ ). On trouve dans cet exemple  $K_{O/Si} = 1,12$

Nous avons déterminé ces facteurs expérimentalement par la méthode de correction sans paramètre établie par van Cappellen (1990). Dans cette méthode on part d'échantillons minces de composition connue comme un quartz synthétique pur  $SiO_2$  pour déterminer le coefficient  $K_{O/Si}$ . On effectue une série d'analyses dans des régions de plus en plus épaisses avec une même intensité du faisceau incident (celui-ci doit donc être bien stable). Le nombre total de photons X traités par unité de temps ( $([Si]+[O])/t$ ) est une fonction croissante et monotone de l'épaisseur de l'échantillon. On reporte alors sur un graphe (Figure 18) le rapport  $[O]/[Si]$  en fonction de  $([Si]+[O])/t$ , donc de l'épaisseur. Par régression polynomiale simple du premier ou deuxième degré on lisse les résultats et on obtient le  $K_{O/Si}$  en extrapolant à épaisseur nulle la courbe obtenue et en comparant avec le rapport  $[O]/[Si] = 2$  dans le quartz synthétique. Dans l'exemple reporté ici, nous avons sur notre équipement  $K_{O/Si} = 1,12$ . L'erreur sur ces coefficients K est généralement inférieure à 1%. Cette méthode, grâce à l'extrapolation à épaisseur nulle, permet de décorréler le facteur correctif Z du facteur A qui est calculé par l'ordinateur lorsqu'on lui injecte l'épaisseur de la zone analysée.

L'échantillon à analyser n'est pas infiniment mince. Les photons émis sont partiellement absorbés par l'échantillon lui-même, en particulier si ces photons ont une faible énergie, c'est à dire s'ils sont émis par des éléments légers (l'oxygène par exemple). On tient compte de ce phénomène avec la correction d'absorption A. L'intensité du rayonnement X, émise par l'élément i,  $I_i(0)$  devient après traversée d'une tranche d'échantillon d'épaisseur t et de masse spécifique  $\rho$  l'intensité transmise (et détectée)  $I_i(t)$ .

$$I_i(t) = I_i(0) \exp(-\mu_i \rho t).$$

t est l'épaisseur traversée par le photon x ; elle est reliée à l'épaisseur (traversé par le faisceau incident)  $\Delta t$  de l'échantillon par la relation géométrique  $t = \Delta t \cdot \cos\beta / 2\sin\theta$  où  $\theta$  est l'inclinaison de l'échantillon par rapport au détecteur et  $\beta$  l'inclinaison de l'échantillon dans le microscope (Figure 19).  $\mu_i$  est l'absorbance spécifique du rayonnement X des atomes i dans l'échantillon. Elle dépend de la composition de l'échantillon.

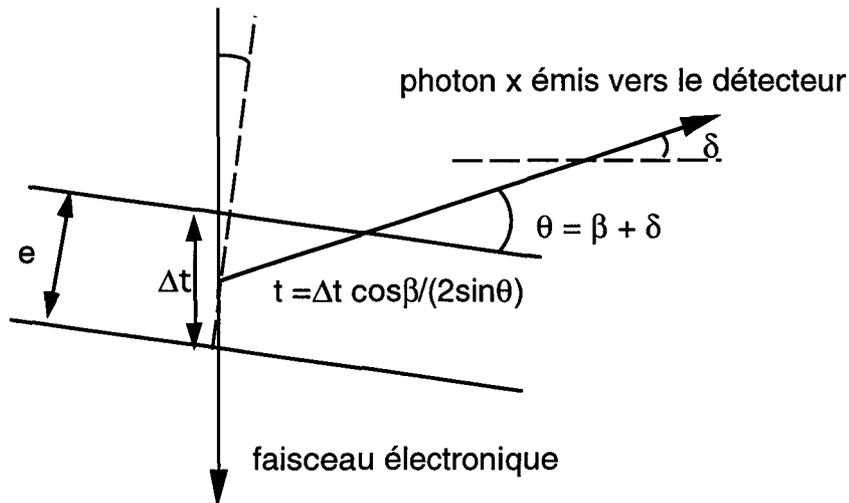


Figure 19 : Distance t parcourue par un photon X émis au centre de la lame dans un échantillon d'épaisseur e. L'angle  $\beta$  repère l'inclinaison de la lame et l'angle  $\delta$  donne la position du détecteur dans le microscope (on le prend pour  $\beta = 0$ ).

On voit donc que pour appliquer la correction A et trouver la composition de l'échantillon, il faut connaître l'épaisseur  $\Delta t$  et la composition. On doit donc utiliser une méthode itérative. L'ordinateur calcule une première composition en négligeant la correction A, puis à partir de cette première composition très approximative il calcule une première correction A, ce qui conduit à une composition moins erronée, donc à une meilleure correction A, etc..

Reste donc à déterminer l'épaisseur  $\Delta t$ . Diverses méthodes peuvent être utilisées, la plus précise est certainement celle des faisceaux convergents, mais cette méthode est mal adaptée aux silicates à cause des grands vecteurs de base des mailles élémentaires. La méthode des taches de contamination est simple de mise en oeuvre

mais assez imprécise. Nous avons utilisé la méthode développée par Van Cappellen et Doukhan (1994) pour les cristaux ioniques stoechiométriques. Basée sur l'électroneutralité de l'échantillon analysé, elle ne requiert pas de mesure directe de l'épaisseur. Dans cette procédure, on tient uniquement compte des anions et cations présents et de leurs valences respectives. En pratique, dans les silicates, la teneur en oxygène est connue (i.e.  $4/7 = 57,14$  at % pour l'olivine et 60 at % pour les pyroxènes). Il suffit donc d'ajuster l'épaisseur, utilisée dans ce cas comme un paramètre, jusqu'à obtenir la concentration ad hoc en oxygène. Cette méthode est très rapide et donne de bons résultats. Avec des raies standards bien résolues et des facteurs K bien calibrés, la précision sur les éléments majeurs est meilleure que 1 % (Table 1).

13 I1 Olivine Chi-sqd = 1.70 Livetime = 253.0 Sec.  
 Film Thickness = 114.0 nm Density = 3.500 g/cm<sup>3</sup>  
 Tilt = 15.00 deg

Element	Counts	K-Rel x, Si	Absorb	Atom %	Wt %	Rel.Error (2-Sigma)
O -K	80471	1.076	1.214	57.13	41.59	1.07%
Mg-K	63412	0.932	1.050	22.20	24.55	0.90%
Si-K	46239	1.000	1.000	14.32	18.30	1.45%
Fe-K	31827	1.330	0.883	5.82	14.78	1.27%
Mn-K	738	1.296	0.884	0.13	0.33	12.68%
Na-K	604	1.000	1.161	0.27	0.28	39.07%
Al-K	403	0.971	1.065	0.13	0.16	77.04%
Total				100.00	100.00	

Table 1 : Analyse d'une olivine ([O] = 57,14 at %). avec ajustement de l'épaisseur pour obtenir l'électroneutralité. On a également indiqué les facteurs K (correction Z) et les incertitudes statistiques à 2  $\sigma$  pour chaque élément

Il faut également noter que dans le cas des métaux usuels de numéros atomiques proches (Fe, Ni, Cr, ...), les photons X des raies k d'énergie  $\geq 5$  keV sont peu absorbés ou absorbés de façon équivalente et les corrections A sont nettement moins importantes.

### Comparaison avec la microsonde électronique

La microsonde électronique, inventée par Castaing fonctionne sur le même principe que la microanalyse X installée sur un MET. Il faut toutefois noter quelques différences de configuration. La microsonde électronique analyse des échantillons massifs. Le faisceau incident est accéléré par une tension plus faible (10 à 40 kV). Bien que focalisé sur une très petite zone le faisceau d'électrons incident pénètre dans l'échantillon massif et se disperse par diffusions multiples dans un volume de l'ordre du  $\mu\text{m}^3$  (voir Figure 20). Les photons X émis par la matière proviennent de tout ce volume.

En META, la poire d'émission est supprimée car l'échantillon est très mince. Le

volume analysé se trouve donc considérablement réduit et peut être aussi petit que  $10^{-5} \mu\text{m}^3$  permettant ainsi des analyses très locales (par exemple sur de petits précipités qui ne sont d'ailleurs visibles qu'en MET). De plus, les photons émis ne traversent qu'une faible épaisseur de matière avant de parvenir au détecteur, de sorte que l'on peut s'affranchir de la correction de fluorescence (F) et traiter celle d'absorption de façon très simplifiée (formule X). Le programme de microanalyse quantitative est donc moins sophistiqué que les programmes ZAF de microsonde. Cette correction A reste importante en META dans le cas où le matériau à analyser contient à la fois des éléments lourds et des éléments très légers.

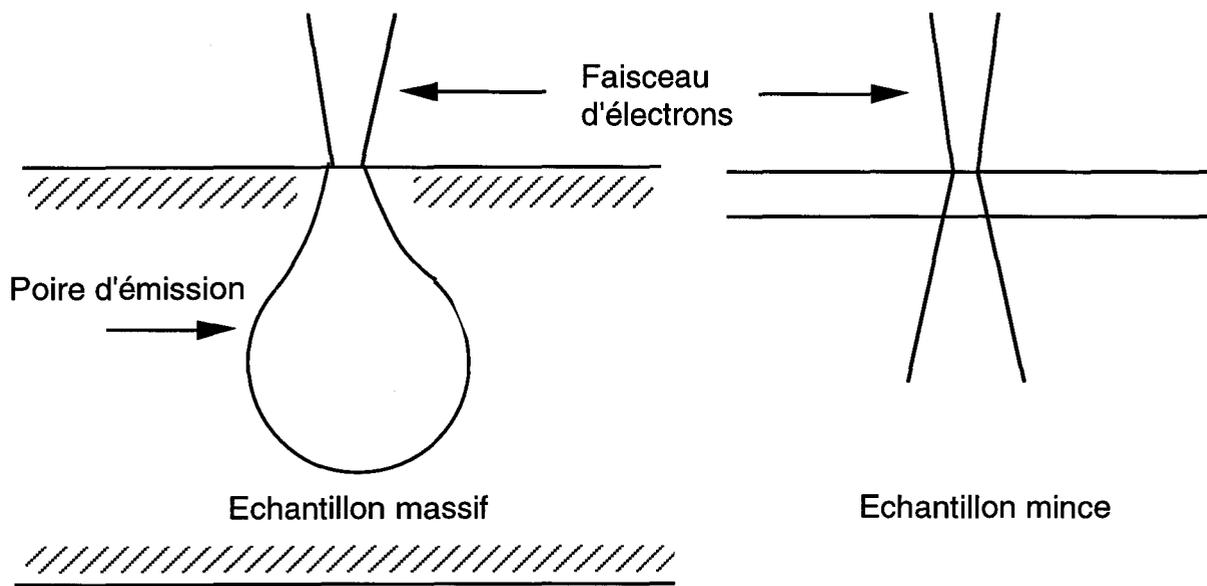


Figure 20 : Comparaison des volumes d'émission entre un échantillon massif en MEB (a) et une lame mince en MET (b)

*CHAPITRE II*  
*CRISTALLOGRAPHIE ET EFFETS*  
*DES ONDES DE CHOC DANS*  
*QUELQUES MINÉRAUX*

Nous avons brièvement rappelé dans le chapitre précédent le type de roches rencontré dans les cratères d'impact ou dans les chondrites choquées. L'effet d'une onde de choc n'est pas indépendant de la structure cristalline du minéral choqué. Nous rappelons donc brièvement dans ce chapitre, les structures cristallines et les effets de choc dans le quartz qui est l'indicateur privilégié des effets de choc dans les roches terrestres. Les chondrites ordinaires contiennent très peu de quartz, il faut donc utiliser d'autres indicateurs. Les principaux minéraux des chondrites ordinaires sont l'olivine, les pyroxènes et les plagioclases. Nous rappelons quelques données cristallographiques et les effets du métamorphisme de choc dans ces minéraux ainsi que la classification de l'intensité de choc mise au point par Stöffler et al. (1991).

## I Le quartz, indicateur privilégié d'impacts terrestres

La spécificité du quartz comme indicateur de choc se résume en trois points :

(1) le quartz est ubiquiste à la surface de la terre, il constitue avec le feldspath et le calcaire les minéraux de la surface continentale de la terre

(2) Le passage d'une onde de choc dans du quartz se traduit par divers défauts qui s'inscrivent de façon beaucoup plus durable que dans la plupart des autres minéraux (en particulier que les feldspaths). Cette propriété est fondamentale pour la reconnaissance d'impacts âgés de plusieurs milliards d'années.

(3) Le corollaire des deux propriétés ci-dessus a fait que la calibration en température et pression de l'intensité d'un choc a été minutieusement étudiée dans ce minéral. C'est donc l'étude des grains de quartz d'une roche d'impact terrestre qui permet le mieux de reconnaître un impact et d'évaluer l'intensité du choc correspondant.

### *I - 1Cristallographie*

Le quartz  $\alpha$  est la variété de la silice  $\text{SiO}_2$  stable à température et pression ambiantes. C'est donc la variété la plus couramment rencontrée à la surface de la Terre. La figure 1 montre les domaines de stabilité des divers polymorphes de la silice.

On peut décrire le réseau du quartz comme un assemblage de tétraèdres  $\text{SiO}_4$  où les Si occupent les centres des tétraèdres et les O leurs sommets. Chaque O est partagé entre deux tétraèdres, formant ainsi un réseau tridimensionnel très rigide de tétraèdres.

Le quartz  $\alpha$  a une symétrie rhomboédrique. Il peut exister sous deux variétés énantiomorphes de groupes spatiaux  $P3_121$  ou  $P3_221$  (variétés respectivement droite ou gauche). Son réseau de Bravais est donc de symétrie hexagonale avec un axe  $c$  de

symétrie d'ordre 3 et, perpendiculaire à celui-ci, 3 axes de symétrie d'ordre 2,  $a_1$ ,  $a_2$ , et  $a_3$ . Ces axes  $a_i$  font entre eux un angle de  $120^\circ$  dans le plan de base (Figure 2). La maille élémentaire contient 3 Si et 6 O dont les positions, repérées dans une base bâtie avec les axes  $c$ ,  $a_1$  et  $a_2$ , sont reportées dans la table 1. A P et T ambiantes, les paramètres de maille sont  $c = 5,404 \text{ \AA}$  et  $a_i = 4,912 \text{ \AA}$ .

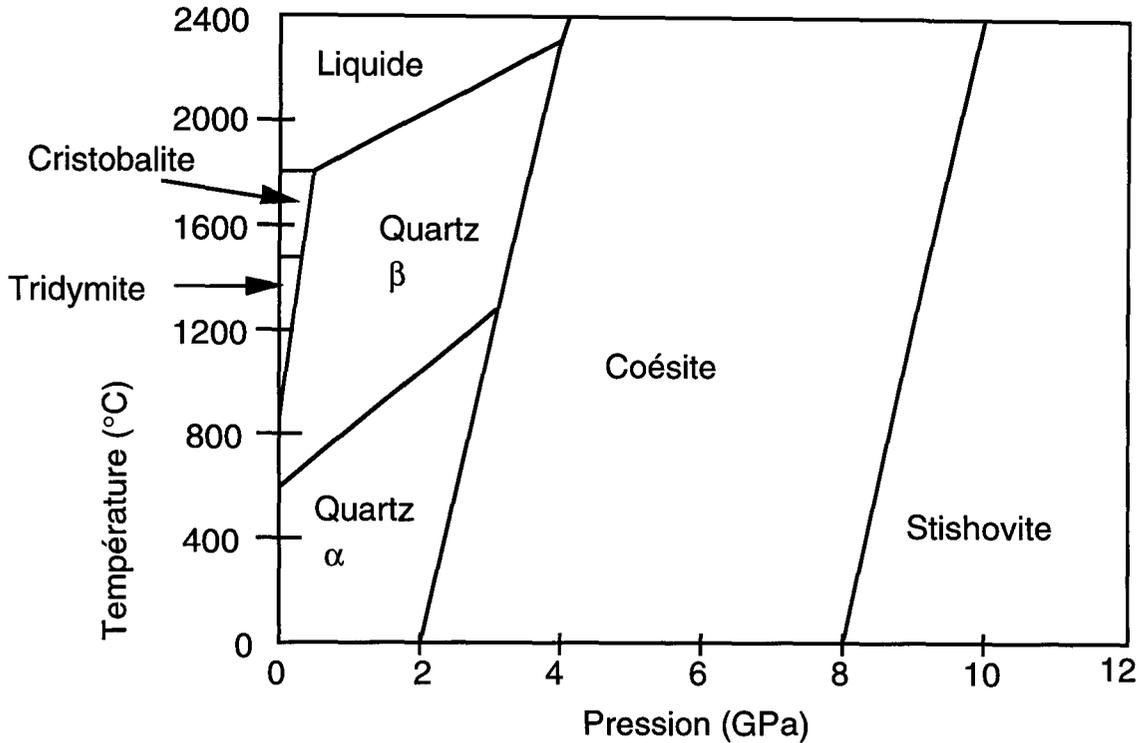


Figure 1 : diagramme de phase (P,T) de la silice  $\text{SiO}_2$ .

Atomes	Quartz gauche	Quartz droit
Si	$u, 0, 0$	$u, u, 0$
	$0, u, 2/3$	$0, -u, 2/3$
	$-u, -u, 1/3$	$-u, 0, 1/3$
O	$x, y, z$	$x, x-y, z$
	$y-x, -x, 1/3 + z$	$y-x, y, 1/3 + z$
	$-y, x-y, 2/3 + z$	$-y, -x, 2/3 + z$
	$x, y-x, 1/3 - z$	$-x, -y, 1/3 - z$
	$y, x, 2/3 - z$	$y, y-x, 2/3 - z$
	$x-y, -y, -z$	$x-y, x, z$

Table 1 : Position des atomes de silicium et d'oxygène dans la maille du quartz  $\alpha$  d'après Frondel (1962) ( $u = 0,465$  ;  $x = 0,416$  ;  $y = 0,272$  ;  $z = 0,120$  à  $27^\circ\text{C}$ ).

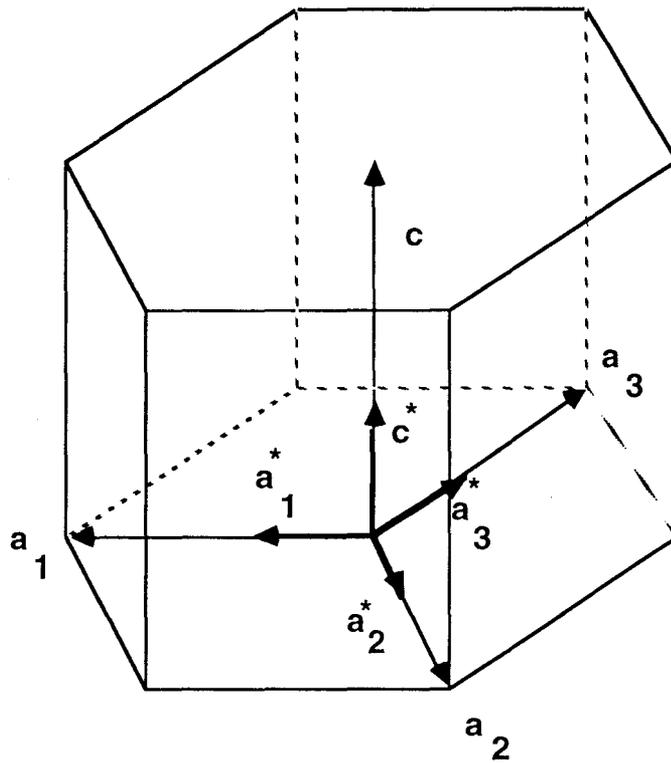


Figure 2 : Maille hexagonale du quartz et bases à quatre dimensions des réseaux direct et réciproque.

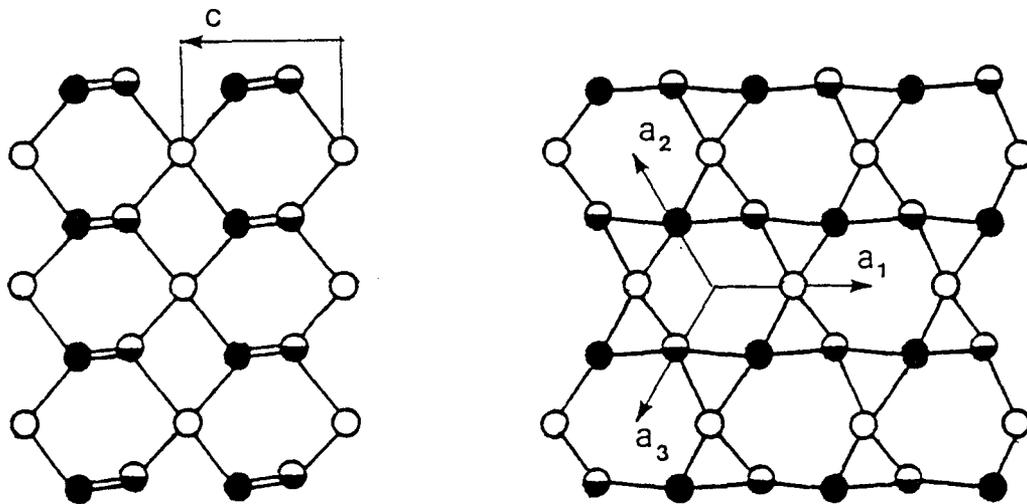


Figure 3 : Projections simplifiées de la structure du quartz  $\alpha$  gauche dans les plans  $(2\bar{1}\bar{1}0)$  et  $(0001)$ .

On peut représenter cette structure de façon simplifiée en ne reportant que les atomes de Si et en symbolisant les atomes de O qui assurent les liaisons entre Si par des barres joignant les deux Si auxquels O est lié. L'axe  $c$  étant un axe de symétrie  $3_1$ , on établit les conventions suivantes : les cercles vides symbolisent les Si à la côte 0, les cercles demi-pleins ceux à la côte  $c/3$ , les cercles pleins ceux à la côte  $2c/3$  et les doubles barres indiquent deux liaisons Si-O-Si qui se superposent sur la projection. Grâce à ces règles, on obtient les projections de la figure 3.

Il est commode de repérer les plans et directions cristallographiques du réseau direct comme du réseau réciproque par la notation à 4 indices de Miller-Bravais. La base a une pseudo-dimensionnalité 4  $\{\mathbf{a}_1, \mathbf{a}_2, \mathbf{a}_3, \mathbf{c}\}$  mais  $\mathbf{a}_3$  est redondant (on a la relation  $\mathbf{a}_1 + \mathbf{a}_2 + \mathbf{a}_3 = 0$ ). Les directions ou plans équivalents sont regroupables en familles notées  $\langle hkl \rangle$  ou  $\{uvw\}$  avec, bien sûr, les relations restrictives  $h+k+l = 0$  ou  $u+v+w = 0$ . Les trois vecteurs de base  $\mathbf{a}_1, \mathbf{a}_2$  et  $\mathbf{a}_3$  s'écrivent respectivement  $1/3[2\bar{1}\bar{1}0]$ ,  $1/3[\bar{1}2\bar{1}0]$  et  $1/3[\bar{1}\bar{1}20]$ .

Le réseau réciproque tel qu'on le définit usuellement est bâti sur une base  $\{\mathbf{a}'_1, \mathbf{a}'_2, \mathbf{c}'\}$  construite à partir des trois vecteurs linéairement indépendants du réseau direct  $\{\mathbf{a}_1, \mathbf{a}_2, \mathbf{c}\}$ . Cette notation fait perdre la symétrie d'ordre 3 de l'axe  $\mathbf{c}'$  (l'angle  $\mathbf{a}'_1, \mathbf{a}'_2$  vaut  $60^\circ$ ). Pour la rétablir on définit une base pseudo quadridimensionnelle bâtie sur les 4 vecteurs de base  $\{\mathbf{a}^*_1, \mathbf{a}^*_2, \mathbf{a}^*_3, \mathbf{c}^*\}$  (Doukhan, 1971) telle que les  $\mathbf{a}^*_i$  sont parallèles aux  $\mathbf{a}_i$  du réseau direct et leurs modules  $|\mathbf{a}^*_1| = 2/3|\mathbf{a}_1|$  (Figure 2). L'axe  $\mathbf{c}'$  demeure inchangé mais par souci d'homogénéité on le note  $\mathbf{c}^*$ . Cette base présente la même relation restrictive ( $\mathbf{a}^*_1 + \mathbf{a}^*_2 + \mathbf{a}^*_3 = 0$ ) que celle du réseau direct et a les propriétés suivantes

(i) la direction dans le réseau réciproque  $[hkil]^*$  est identique à la direction  $[hkl]^*$  définie dans le réseau réciproque standard

(ii) La direction du réseau réciproque  $[hkil]^*$  est perpendiculaire au plan du réseau direct  $(hkil)$ . De même la direction  $[uvw]$  du réseau direct est perpendiculaire au plan du réseau réciproque  $(uvw)^*$

(iii) Les directions et plans équivalents peuvent être regroupés dans des familles  $[hkil]^*$  ou  $(uvw)^*$ . Les éléments équivalents se déduisent les uns des autres par permutation circulaire des trois premiers indices.

### **Rôle de l'eau sur les propriétés mécaniques du quartz**

Le déplacement d'une dislocation dans le quartz implique la rupture de liaisons très fortes O-Si-O. La limite élastique du quartz est donc élevée. Le quartz humide présente une ductilité considérablement plus grande. Quelques centaines de ppm d'eau dans le réseau suffisent à produire cet effet d'adoucissement hydrolytique découvert par Griggs and Blacic (1965). Le modèle actuellement admis pour cet interpréter cet effet est la précipitation de l'eau initialement dissoute et surtout le grossissement des petits précipités d'eau. Pour éviter de formidables augmentations de la pression dans les précipités liquides, de la matière SiO<sub>2</sub> diffuse des bulles (sources) vers les dislocations (puits). En absorbant cette matière les dislocations montent.

La contrainte appliquée ne joue que sur la direction de montée. La présence d'eau augmente donc la vitesse de montée. Elle a aussi un effet sur le glissement des dislocations en facilitant la formation de doubles décrochements (voir revue récente dans Doukhan, 1995). Donc dans un quartz humide mais non saturé en eau seul le glissement des dislocations est favorisé. Au contraire dans un quartz sursaturé la précipitation favorise également la montée, ce quartz est plus ductile à température modérée et la restauration est très accélérée. La microstructure de dislocations évolue vers la formation de sous joints bien organisés (polygonisation). La recristallisation est vraisemblablement aussi facilitée par la présence d'eau, mais ce point est moins bien documenté. Restauration et recristallisation sont susceptibles d'altérer les défauts de réseau générés par le métamorphisme de choc, surtout dans des structures géologiques très âgées. Notons enfin que la limite de solubilité de l'eau dans le quartz dépend très fortement des paramètres thermodynamiques usuels température et plus encore pression.

### **Macles du Brésil**

Il existe de nombreuses lois de maclage dans le quartz, cependant ce sont surtout les macles du Brésil qui nous intéressent pour leur rapport avec le métamorphisme de choc. Nous nous intéresserons donc essentiellement à ce type de maclage. L'existence de la macle du Brésil est liée au caractère énantiomorphe du quartz car elle transforme un cristal droit en un cristal gauche (ou quartz gauche en quartz droit). Il existe deux types de macles du Brésil ; l'une est clairement un défaut de croissance, peut être liée à la présence d'impuretés trivalentes (Al<sup>3+</sup> et/ou Fe<sup>3+</sup>). Le plan d'accolement de cette macle est toujours {10 $\bar{1}$ 1} tandis que le réseau de Bravais est continu. L'autre type de macle du Brésil a une origine mécanique et son plan d'accolement est le plan de base

(0001). On y détecte des dislocations  $a$  dissociées en partielles colinéaires. MacLaren et al. (1967) puis Trépied et Doukhan (1984) ont proposé un modèle de formation de ces macles par glissement de dislocations dissociées dans le plan de base. Les lamelles de macles se formeraient de la façon suivante (nous partons d'un quartz droit) :

- Sous l'effet d'une dislocation partielle  $ua_1$ , les atomes de Si situés à la côte 0 se déplacent de  $ua_1$  et de ce fait se retrouvent dans le canal  $c$  (visible sur la Figure 3),
- un deuxième cisaillement  $(1 - u)$  agit sur les atomes de Si du niveau  $c/3$  qui se retrouvent alors déplacés de  $a$  par rapport à leur position d'origine,
- Sur le plan de côte  $2c/3$  il n'y a pas de cisaillement.

Par ce procédé, on transforme un quartz droit en quartz gauche. En renouvelant l'opération sur les plans supérieurs, la macle croît à chaque fois d'une hauteur  $c$ . Le plan de base contient trois vecteurs de cisaillement possibles ( $a_1$ ,  $a_2$  et  $a_3$ ) qui agissent de la même façon mais font partir la macle à des côtes différentes (0,  $c/3$  et  $2c/3$  respectivement). La figure 4 montre les cisaillements successifs.

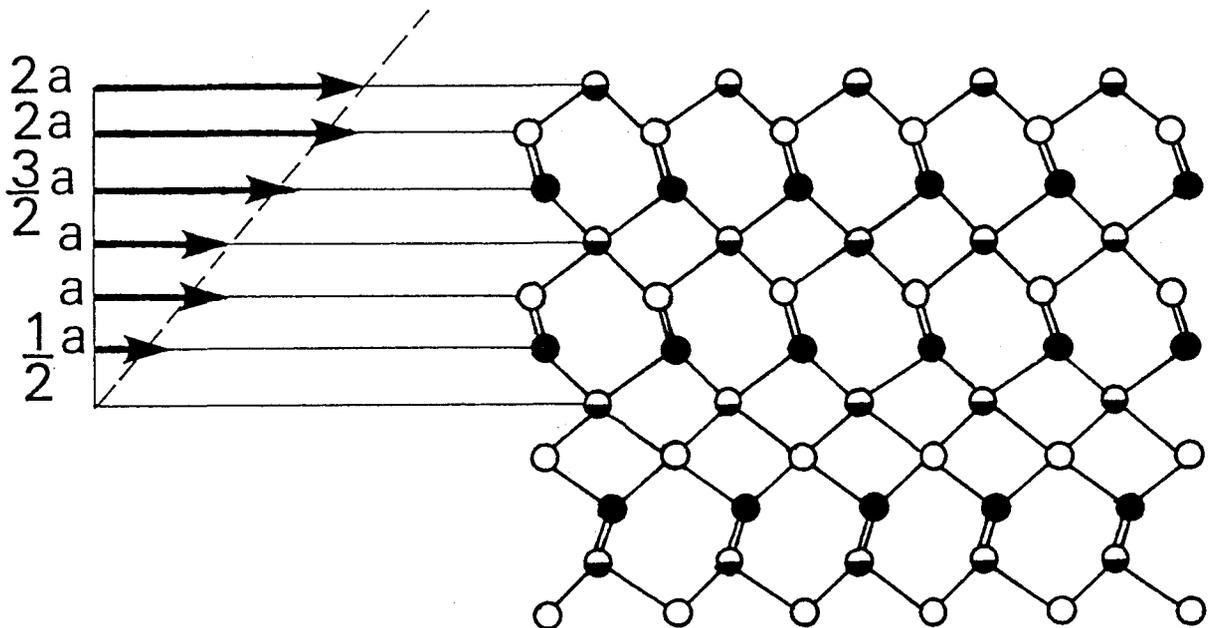


Figure 4 : Vue selon un plan  $\{11\bar{2}0\}$  d'une macle du Brésil dans le plan de base (0001). Au niveau de la paroi de macle, l'alternance motif hexagonal motif losange est rompue par la superposition de deux motifs losanges (d'après Trépier, 1984).

Ce modèle fait intervenir la rupture puis la reconstruction de nombreuses liaisons covalentes Si-O-Si très énergétiques qui nécessite des conditions de formation

particulières. McLaren et al. (1967) avaient montré expérimentalement que ce maillage ne se déclenche (dans le quartz sec) qu'à partir de contraintes différentielles effectivement élevées (2 à 4 GPa).

En règle générale, le maillage mécanique est considéré comme un mode de déformation à très grande vitesse (pouvant atteindre une fraction importante de la vitesse du son) et sous forte contrainte. C'est donc un mode de déformation de basse température.

## II Métamorphisme de choc dans le quartz

Les études menées depuis la fin des années cinquante ont montré que le quartz présente une grande diversité des microstructures de défaut de choc. DeCarli et Jamieson (1959) découvrent l'amorphisation du quartz dans des échantillons choqués expérimentalement, cette phase amorphe sera appelée "verre diaplectique" par Engelhardt et al. (1967). Puis Chao et al. (1960 ; 1962) observent des échantillons provenant du site d'impact de Meteor Crater (Arizona) et y caractérisent des phases hautes pressions du quartz (coesite et stishovite) ainsi que ce verre diaplectique. Les premières descriptions de défauts planaires dans des échantillons du site d'impact de Clearwater Lake (Canada) datent de la même époque (McIntyre, 1962). Nombre d'auteurs ont depuis étudié les défauts de choc dans le quartz que ce soit expérimentalement ou naturellement (e.g. French et Short, 1968; Stöffler, 1972; voir aussi l'article de revue de Stöffler et Langenhorst, 1994 et les références internes).

En résumé, les effets visibles en microscopie optique dans les grains de quartz choqués sont :

- (i) mosaïcisme ; c'est l'extinction irrégulière du quartz au microscope (polariseur et analyseur croisés) découpant le grain en petits domaines qui lui donnent un aspect de mosaïque,
- (ii) fractures planes (PF), parallèles aux plans (0001) et  $\{10\bar{1}1\}$ ,
- (iii) fins contrastes parallèles à des plans de bas indices de Miller, le plus souvent (0001),  $\{10\bar{1}n\}$  où  $n = 1, 2, 3$  ou  $4$  (2 et 3 étant les plus fréquents) et  $\{11\bar{2}m\}$  où  $m = 1$  ou  $2$ . Ces contrastes ont reçu diverses appellations avant que des spécialistes ne s'accordent sur le terme "Planar Deformation Features" ou PDF (Grieve et al., 1990). De petites cavités ( $< 2 \mu\text{m}$ ) décorent parfois ces PDF et les rendent ainsi plus aisément détectables en microscopie optique.
- (iv) amorphisation partielle ou totale (i.e. formation de verre diaplectique)
- (v) transformation partielle en polymorphe de haute pression stishovite et coesite
- (vi) fusion suivie d'une trempe conduisant à un verre basse pression, appelé lechatelierite différent du verre diaplectique formé à haute pression.

Les PDF étant très fins, il est difficile de caractériser leur structure fine par microscopie optique. Divers auteurs ont néanmoins suspecté la présence d'une phase amorphe dans ces PDF. Chao (1967) observe par exemple de fines bandes présentant des propriétés optiques isotropes, Engelhardt and Bertsch (1969) observent une diminution de densité et de biréfringence dans des grains de quartz choqués.

## *II - 1 Apports de la MET pour la caractérisation des PDF*

Les premières investigations par MET de quartz choqué ont montré que les microstructures des PDF sont plus variées que ne le laissait supposer la microscopie optique. Goltrant et al. (1991 et 1992) ont en effet caractérisé :

- (i) de fines lamelles (< 0,1  $\mu\text{m}$ ) de silice amorphe plus ou moins mélangée avec des cristallites de même composition et structure non déterminée. Ces lamelles sont parallèles aux plans rhomboédriques  $\{10\bar{1}n\}$ .
- (ii) des bandes de dislocations décorées de petites bulles,
- (iii) de fines lamelles de macles du Brésil dans le plan de base (0001) (donc des macles mécaniques).

Les fines lamelles amorphes sont essentiellement détectées dans les quartz de sites d'impact récents comme Ries Crater (Allemagne, 15 millions d'années e.g. Christie and Ardell, 1976 ; Goltrant et al., 1991) ou Meteor Crater (Arizona, 50000 ans, Kieffer et al., 1976). Goltrant et al. (1992) ne les ont pas détectées dans les structures d'impact plus âgées comme La Malbaie et State Island (Canada, toutes deux  $\approx$  350 millions d'années). Ces auteurs en ont conclu que les fines lamelles amorphes doivent être produites dans tous les impacts mais qu'elles s'altèrent au cours du temps sous l'influence conjointe de faibles augmentations de température et de présence d'eau. Elles recristallisent au moins partiellement, laissant à leur place d'étroites bandes de dislocations décorées de petites bulles d'eau. Cet effet est encore plus marqué dans les quartz de sites d'impact encore plus anciens (Vreddefort, Afrique du sud, vieux de 2 milliards d'années, Leroux et al., 1994a) où il n'en reste rien à part les alignements d'inclusions fluides.

La recristallisation de ces PDF se ferait lors d'épisodes métamorphiques post-choc de la façon suivante (Goltrant et al. 1991 ; 1992 ; Leroux 1994) : les roches choquées sont très fortement fissurées. La circulation de l'eau y est donc particulièrement efficace. Cette eau réagit avec la silice amorphe qui peut en absorber jusque 8% en masse, (McMillan et Remmele, 1986). La présence de fortes teneurs d'eau facilite la recristallisation de la silice des PDF. Comme l'eau est considérablement moins soluble dans le quartz que dans le verre (Cordier et Doukhan, 1989), elle est éjectée du cristal et forme les petites gouttes observées le long des PDF recristallisés.

Les fines lamelles basales de macles mécaniques représentent un défaut de choc assez nettement différent des lamelles amorphes. Ces macles n'ont jusqu'à présent été observées dans la nature que dans le quartz d'impact (Kieffer et al., 1976 ; Goltrant et al., 1991 ; 1992 ; Leroux et al., 1994a). Toutes les recherches effectuées dans des roches tectoniquement déformées dans des conditions spéciales (explosions volcaniques, glissements de terrain, ...) ont donné des résultats négatifs (Leroux and Doukhan, 1993). Ceci est à comparer aux expériences qui ont montré que la formation de ces lamelles de macles du Brésil nécessite des contraintes différentielles très importantes ( $\approx 4$  GPa) jamais produites lors d'événements tectoniques. Contrairement aux PDF précédemment décrits, ces macles mécaniques s'inscrivent dans les grains de quartz d'une façon beaucoup plus stable. On les retrouve en effet même dans les quartz du Vredefort bien que cette structure d'impact soit vieille de 2 milliards d'années (Leroux et al., 1994a).

## II - 2 Calibration de l'intensité d'un choc

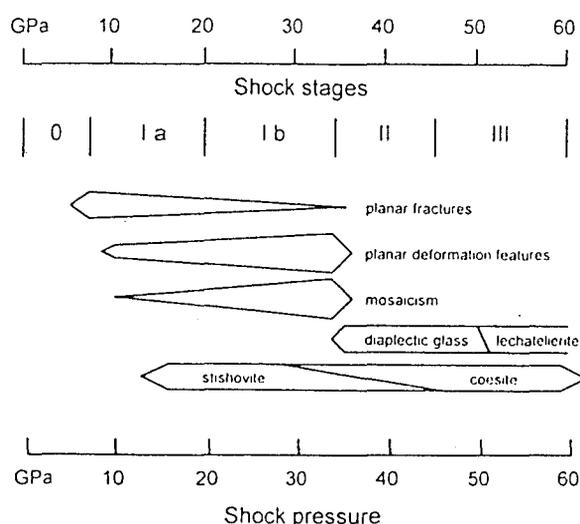


Figure 5 : Metamorphisme de choc du quartz, d'après Stöffler and Langenhorst (1994).

Parallèlement aux études d'échantillons naturellement choqués, les recherches sur échantillons expérimentalement choqués ont permis d'établir une calibration de l'intensité de choc à partir des défauts générés. Stöffler and Langenhorst (1994) ont synthétisé l'ensemble de ces résultats dans une classification raisonnée (Figure 5). Les premiers effets de choc apparaissent à partir de pressions de choc de 5-7 GPa (dès que la LEH est dépassée) et se traduisent par la formation de fractures planes dans le quartz. A partir de 10-12 GPa apparaissent les premiers PDF dans  $\{10\bar{1}3\}$ . Au-dessus de 20 GPa naissent les PDF parallèles aux plans  $\{10\bar{1}2\}$ . Pour des pressions de 35 à 50 GPa, la cristallographie ne contrôle plus l'amorphisation qui devient totale. Pour des pressions extrêmes on atteint la fusion ( $> 60$  GPa) et la vaporisation ( $> 100$  GPa). Les

seuils d'apparition de la coesite et de la stishovite sont plus difficiles à déterminer pour des raisons de cinétique. En effet, la durée pendant laquelle s'exerce la pression de choc est considérablement plus courte lors d'un choc expérimental que lors d'un choc naturel. L'échelle de calibration de Stöffler and Langenhorst (1994) admet plus ou moins implicitement que la formation de PDF dans les plans  $\{10\bar{1}n\}$  est quasi instantanée mais tel n'est pas le cas d'une transformation polymorphique qui est gouvernée par la diffusion. La génération et la conservation de ces polymorphes de haute pression semblent fortement liées aux conditions de choc (profil pression-température-temps) ainsi qu'aux conditions post-choc. Le diagramme de phase à l'équilibre (Figure 1) indique que la coesite devrait apparaître avant la stishovite, mais expérimentalement on observe l'inverse, expérimentalement, seule la stishovite a pu être reproduite.

### *II - 3 Modèles de formation des PDF*

Divers modèles ont été élaborés pour expliquer ce comportement du quartz sous pression dynamique. Pour von Engelhardt et Bertsch (1969) les PDF soulignent les traces de plans de glissement. Les PDF représenteraient donc des lamelles dans lesquelles s'est concentré un cisaillement important ayant conduit à l'amorphisation. Pour Grady (1980) des hétérogénéités de température associées à des bandes de cisaillement auraient produit de la fusion localisée dans les lamelles. Ce modèle n'explique cependant pas pourquoi les lamelles sont si fines et rectilignes.

Goltrant et al. (1992) ont élaboré un modèle basé sur une amorphisation directe du quartz dans les lamelles, sans étape de fusion ni cisaillement localisé. Ce modèle utilise à la fois les données apportées par la MET et des calculs de stabilité de la structure cristalline (critère de Born). Goltrant et al. ont montré que le module de cisaillement du quartz sous pression devient négatif (donc la structure cristalline devient instable) à partir de pressions de l'ordre de 10 GPa. L'instabilité en cisaillement se produit dans les plans  $\{10\bar{1}n\}$ . D'après ces auteurs, l'amorphisation du quartz s'amorce dans ces plans sur le front d'onde, ce qui permet d'accommoder la différence de paramètres de réseau entre les deux parties du cristal, comprimée et non comprimée de part et d'autre du front d'onde. Cette accommodation entre les deux réseaux est possible car les lamelles amorphes sont très denses (le Si initialement en coordination 4 passe en coordination 6 dans la phase amorphe). Les PDF croissent derrière le front d'onde, ils sont tirés par lui et se développent donc à la vitesse du son.

### III Quelques minéraux des chondrites ordinaires

#### III - 1 Olivine

L'olivine est une solution solide  $(MgFe)_2SiO_4$  dont les deux pôles purs sont la forstérite souvent notée Fo ( $Mg_2SiO_4$ ) et la fayalite notée Fa ( $Fe_2SiO_4$ ). Sa composition est souvent évaluée par le rapport  $x = [Fe^{2+}] / ([Fe^{2+}] + [Mg^{2+}])$ . C'est l'un des principaux constituants des chondrites ordinaires et son métamorphisme de choc est largement utilisée comme indicateur de pression de choc (Dodd and Jarosevich, 1979 ; Stöffler et al. 1991).

L'olivine cristallise dans le système orthorhombique (groupe spatial Pbnm). Cette appellation s'étend à divers minéraux de même structure  $A_2BO_4$  déduits de l'olivine stricto sensu par substitutions cationiques. Dans l'olivine, les tétraèdres  $SiO_4$  sont isolés et reliés par les cations divalents en sites octaédriques. Ces cations divalents se répartissent dans deux types de sites formant deux cages octaédriques distinctes notées  $M_1O_6$  et  $M_2O_6$  (Figure 6) (Brown Jr., 1982).

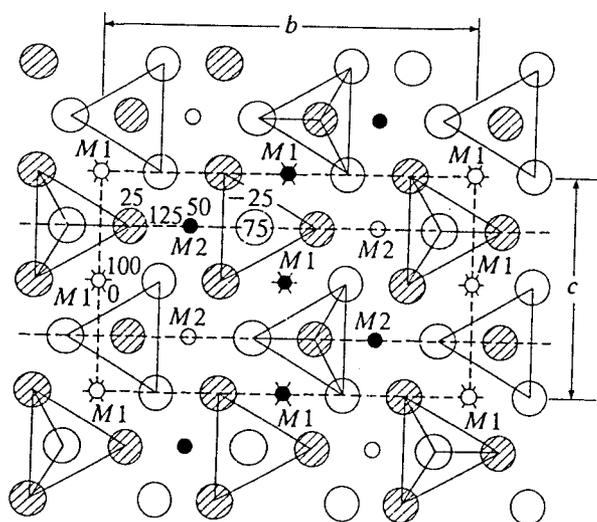


Figure 6 : Structure de l'olivine, projection sur (100). Les Si non représentés sont au centre des tétraèdres et les O aux sommets (d'après Bragg and Brown 1926).

La substitution de  $Mg^{2+}$  par  $Fe^{2+}$  se traduit par une augmentation linéaire de la densité et des paramètres de maille (Table 2). On peut également trouver dans les sites octaédriques divers cations tels  $Mn^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Ni^{2+}$ ,  $Al^{3+}$  associé à  $Na^+$  dans un site voisin mais les proportions de ces substitutions sont faibles dans l'olivine naturelle. La Table 2 regroupe les principales données cristallographiques de l'olivine.

Forstérite (Fo) Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	Fayalite (Fa) Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>
d = 3,222 g/cm <sup>3</sup>	d = 4,392 g/cm <sup>3</sup>
a = 4,75 Å, b = 10,20 Å, c = 5,98 Å	a = 4,82 Å, b = 10,48 Å, c = 6,09 Å
orthorhombique, groupe spatial Pbnm	

Table 2 : données cristallographiques pour les deux pôles purs de l'olivine.

### III - 2 Spinelle $\gamma$

A haute pression l'olivine se transforme en un polymorphe plus dense de structure spinelle noté  $\gamma$  (l'olivine Pbnm étant le polymorphe  $\alpha$  et une phase intermédiaire étant notée  $\beta$ ). Cette phase spinelle est appelée ringwoodite, elle a été détectée dans les météorites fortement choquées comme Tenham (e.g. Binns, 1969 ; 1970). La structure spinelle (groupe d'espace est Fd3m) est courante pour les oxydes mixtes comme l'aluminate de magnésium MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> où les cations ont des valences 2 et 3 tandis que dans le spinelle  $\gamma$ , les cations ont les valences 2 et 4. La transformation olivine-spinelle  $\gamma$  se fait sans changement de coordinance des cations (Si reste en site tétraédrique et les cations divalents en sites octaédriques).

La structure spinelle peut être décrite comme un empilement CFC d'anions O<sup>2-</sup> dont l'arête du cube est toujours voisine de 8 Å (8,113 Å pour la ringwoodite de densité 3,90 g/cm<sup>3</sup>).

### III - 3 les plagioclases

Les plagioclases sont la sous famille des feldspaths contenant du Ca. Ils sont fréquents dans les chondrites de degré métamorphique élevé (5 ou 6). La composition chimique des feldspaths se représente généralement dans le système ternaire (Figure 7) de pôles albite (ou Ab, NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>), anorthite (ou An, CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>) et orthoclase (ou Or, KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>). La composition des plagioclases est notée Ab<sub>x</sub>An<sub>y</sub>Or<sub>z</sub> (avec x+y+z = 1). Les groupes spatiaux des plagioclases sont de symétrie basse, triclinique P $\bar{1}$  ou monoclinique C $\bar{1}$ . La table 3 synthétise les données de base des pôles Ab et An.

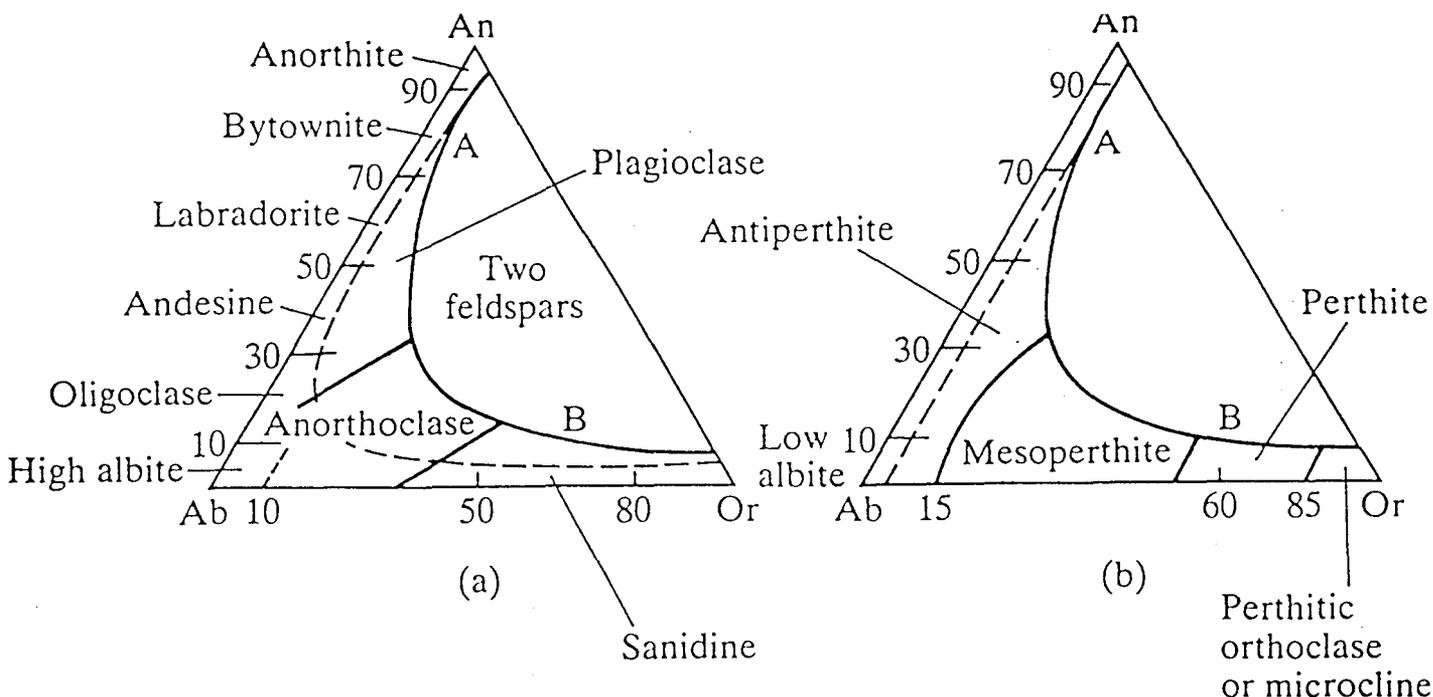


Figure 7 : diagramme ternaire des feldspaths de haute (a) et basse température (b).

Low Albite $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	Anorthite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
$a = 8,14 \text{ \AA}, b = 12,79 \text{ \AA}, c = 7,16 \text{ \AA}$	$a = 8,17 \text{ \AA}, b = 12,87 \text{ \AA}, c = 14,17 \text{ \AA}$
$\alpha = 94,3^\circ, \beta = 116,6^\circ, \gamma = 87,7^\circ$	$\alpha = 93,1^\circ, \beta = 115,9^\circ, \gamma = 91,3^\circ$
groupe d'espace $C\bar{1}$	groupe d'espace $P\bar{1}$

Table 3 : Quelques données cristallographiques sur les pôles purs low Ab et An.

### III - 4 Les pyroxènes

La formule générale des pyroxènes est  $\text{M}_1\text{M}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ . La valence totale des cations vaut quatre, ils peuvent donc être deux cations divalents ( $\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Ca}^{2+} \dots$ ) ou un trivalent ( $\text{Al}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}^{3+} \dots$ ) et un monovalent ( $\text{Li}^+, \text{Na}^+ \dots$ ). Les pyroxènes sont traditionnellement divisés en deux familles : les clinopyroxènes de structure monoclinique et de composition chimique très variable, et les orthopyroxènes de structure orthorhombique, principalement constitués de la solution solide  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ . La figure 8 représente les compositions les plus usuellement rencontrées dans un diagramme en forme de quadrilatère dont les pôles sont le diopside (Di,  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ ), l'enstatite (En,  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ), la ferrosilite (Fs,  $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ) et l'hedenbergite (He,  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ ). La composition d'un pyroxène est souvent donnée par ses proportions d'enstatite, de ferrosilite et de wollastonite (Wo). Cette dernière phase correspond au pôle calcique pur

( $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ) mais n'a pas la structure d'un pyroxène. On écrit donc  $\text{En}_x\text{Fs}_y\text{Wo}_z$  (avec  $x+y+z = 1$ ). L'aluminium entre dans le réseau cristallin sous forme de substitution. Soit 2  $\text{Al}^{3+}$  se substituent à un  $\text{Si}^{4+}$  et un cation divalent, soit un  $\text{Al}^{3+}$  et un  $\text{Na}^+$  se substituent à deux cations divalents. Ces substitutions respectent l'électro-neutralité.

Du point de vue cristallographique les pyroxènes peuvent être décrits comme un empilement de couches de tétraèdres  $\text{SiO}_4$  parallèles au plan (100) (Cameron and Papike, 1981). Ces couches sont liées les unes aux autres par des couches cationiques contenant les polyèdres  $\text{M}_i\text{O}_6$  et  $\text{M}_j\text{O}_8$ . Les diverses tailles des cations en sites octaédriques ( $\text{MO}_6$ ) sont responsables par les déformations qu'elles produisent des différentes structures adoptées par les pyroxènes.

Dans notre étude, le diopside (monoclinique, groupe spatial C2/c) est le pyroxène qui va principalement nous intéresser. C'est un constituant relativement important des météorites de type pétrologique élevé (5 et 6) mais il est pratiquement absent dans les météorites de type 3. Dans la solution solide diopside-hedenbergite les  $\text{Ca}^{2+}$  sont tous en site  $\text{M}_2$ , ils représentent la moitié des cations. La substitution  $\text{Mg}^{2+}\text{-Fe}^{2+}$  dans les sites  $\text{M}_1$  se fait sans modification appréciable de structure.

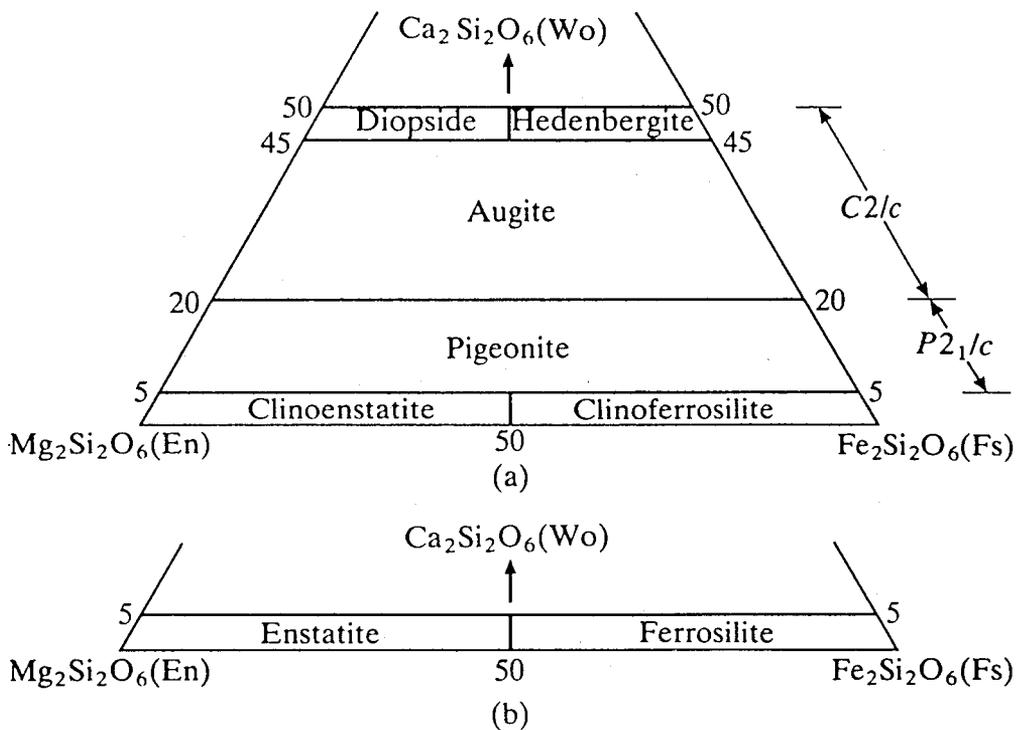


Figure 8 : Quadrilatère des pyroxènes d'après Morimoto (1988). a) Clinopyroxènes. b) Orthopyroxènes.

Orthoenstatite $Mg_2Si_2O_6$	Orthoferrosilite $Fe_2Si_2O_6$	Diopside $CaMgSi_2O_6$	Hedenbergite $CaFeSi_2O_6$
3,21 g/cm <sup>3</sup>	3,96 g/cm <sup>3</sup>	3,22 g/cm <sup>3</sup>	3,56 g/cm <sup>3</sup>
a = 18,22 Å b = 8,81 Å c = 5,17 Å	a = 18,43 Å b = 9,08 Å c = 5,24 Å	a = 9,75 Å b = 8,90 Å c = 5,3 Å b = 105,8°	a = 9,85 Å b = 9,0 Å c = 5,3 Å b = 104,8°
Orthorhombique, groupe spatial Pbc <sub>a</sub>		monoclinique, groupe spatial C2/c	

Table 4 : Quelques données cristallographiques sur les pôles purs des pyroxènes.

### III - 5 Grenat majorite

Le grenat est une structure fréquente des silicates mixtes de composition  $A_3B_2Si_3O_{12}$ . La majorite est le grenat  $Mg_3(Fe,Al,Si)_2Si_3O_{12}$  issu de la transformation d'un pyroxène sous forte pression. Comme la ringwoodite, on trouve ce grenat dans les chondrites choquées (Smith and Masson, 1970 ; Binns, 1970).

Les grenats ont une structure cubique centrée (groupe d'espace  $la3d$ ). L'arête du cube est pour tous de l'ordre de 11 à 12 Å et vaut 11,7 Å dans la majorite de Tenham (Binns, 1970).

### III - 6 La troilite

La troilite est le sulfure de fer  $FeS$  de structure hexagonale (groupe d'espace  $P62c$ , paramètres de maille  $a = 5,16$  Å,  $c = 11,75$  Å, densité  $4,85$  g/cm<sup>3</sup>). Il existe de nombreux autres sulfures de fer de composition variable (on les note  $Fe_{1-x}S$ ), mais la troilite qui semble rigoureusement stoechiométrique est le sulfure le plus courant dans les météorites. Le diagramme binaire Fe-S est représenté sur la figure 9. Nous avons utilisé la notation à quatre indices de Miller-Bravais pour repérer plans et directions cristallographiques.

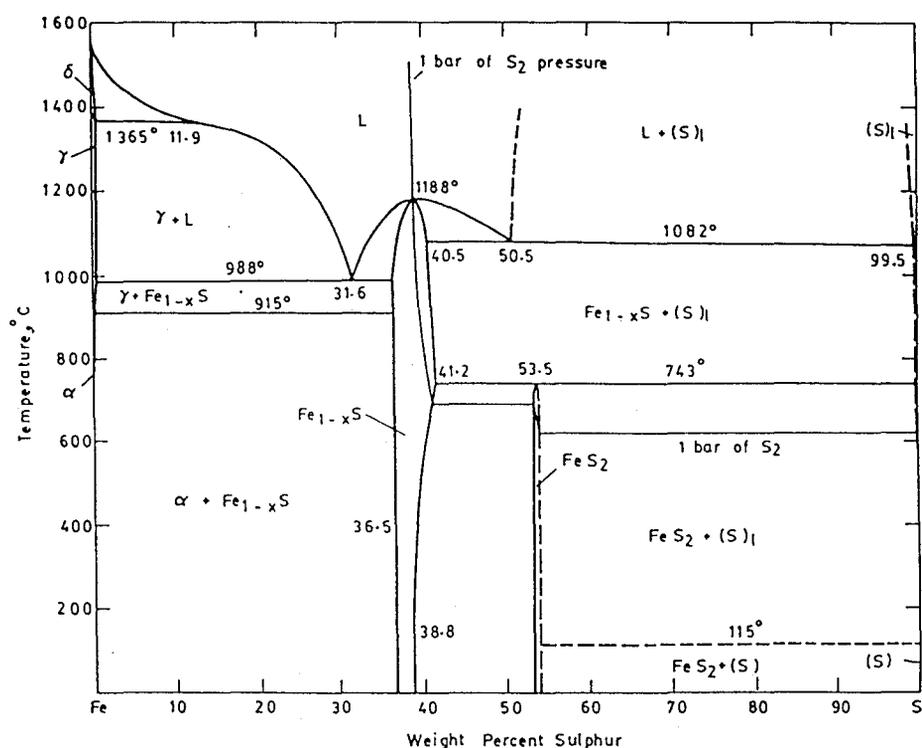


Figure 9 : diagramme de phase binaire Fe-S (échelle horizontale en wt. % de S) d'après Kubaschewski (1982)

## IV Métamorphisme de choc dans les chondrites

### *IV - 1 Métamorphisme de choc de l'olivine*

On a mentionné plus haut que l'olivine est un indicateur de choc privilégié dans les chondrites ordinaires car elle en est un des constituants majeurs et elle présente une variété de défauts de chocs s'étendant sur une large plage de pression (de 5 à 90 GPa environ). La plupart des changements introduits par le choc sont de surcroît visibles en microscopie optique. Ils constituent ainsi autant d'indicateurs de choc, qui ont presque tous été utilisés dès les premières classifications de choc dans les chondrites (Carter et al., 1968 ; Dodd and Jarosevich, 1979).

Stöffler et al. (1991) ont proposé une classification raisonnée de ces défauts basée sur des résultats expérimentaux. Cette classification est synthétisée dans la table 5. On y note que les chocs de faible intensité n'entraînent qu'une extinction onduleuse visible au microscope polarisant par des variations  $\geq 2^\circ$  au sein d'un grain et des fractures

irrégulières. Pour des chocs plus importants apparaissent des fractures planes d'orientation contrôlée cristallographiquement (Carter et al., 1968 ; Müller et Hornemann, 1969 ; Snee and Ahrens, 1975 ; Dodd and Jarosevich, 1979). Les plans de fracture sont variés, on distingue les plans pinacoïdaux, (100), (010) et (001), les plans prismatiques {hk0}, {h0l} et {0kl} et les plans bipyramidaux {hkl}. Les précédentes classifications ne faisaient pas de distinction entre fractures irrégulières et fractures planes (Carter et al., 1968 ; Dodd and Jarosevich, 1979). L'occurrence de grains fissurés ne semble pas un indice de choc caractéristique, l'olivine étant connue pour présenter une légère tendance au clivage. Les fractures parallèles aux plans {130} et {hkl} semblent néanmoins caractéristiques d'une déformation par choc (Müller and Hornemann, 1969). Il est plus intéressant de noter dans la table l'apparition de très fins défauts rectilignes ou lamelles submicroniques espacées de quelques microns seulement dont la microstructure ne peut être résolue au microscope optique. Ces défauts sont parallèles aux plans de fracture. Stöffler et al., (1991) les ont appelés PDF par analogie avec le cas du quartz.

Le mosaïcisme fait également son apparition lorsque la pression de choc augmente. Il se traduit par un découpage des grains en petits domaines de quelques  $\mu\text{m}$  ou moins de limites mal définis et dont les orientations d'extinction peuvent varier de 3 à 5°. Les fractures et la déformation plastique de l'olivine lors du choc en sont probablement la cause (Carter et al., 1968 ; Ashworth and Barber, 1975). Ce mosaïcisme se traduit également par un astérisme des taches de diffraction X qui augmente avec l'intensité du choc. Pour des chocs encore plus intenses, l'olivine recristallise en très petits grains (taille  $\leq 1 \mu\text{m}$ ) dans les régions proches de poches ou veines de fusion. L'augmentation de température lors d'un choc peut en effet entraîner de la fusion localisée. Cette recristallisation de l'olivine au voisinage des poches de fondu n'est probablement pas un effet direct de la pression mais plutôt de la température (recuit post-choc, Ashworth and Barber 1975 ; Jeanloz, 1980).

Enfin l'olivine peut se transformer en ringwoodite (Binns, 1969 ; 1970 ; Coleman, 1977) dans des veines de fondu. Des facteurs, comme une température initiale élevée de la météorite ou des pressions de choc localisées de l'ordre de 50 à 80 GPa pourraient favoriser cette transformation polymorphique. En effet on ne l'observe pas dans toutes les chondrites choquées présentant de la fusion localisée. Le stade ultime de la déformation par choc est la fusion totale de l'olivine.

Contrairement au cas du quartz, une onde de choc génère de la déformation plastique dans l'olivine. Les systèmes de glissement de l'olivine sont bien connus dans le cas de déformations lentes. Les plans de glissement sont les plans denses (100), (010), (001), {110}, {0kl} et les deux seuls vecteurs de Burgers caractérisés sont les plus petites translations du réseau **a** (4,76 Å) et **c** (5,99 Å) (Nicolas and Poirier, 1976). Il correspondent aux translations de réseaux les plus courtes. En règle générale les

dislocations **a** sont prédominantes à haute température ( $> 1000^{\circ}\text{C}$ ) et faible vitesse de déformation, tandis que les **c** sont activées à température modérée ( $< 1000^{\circ}\text{C}$ ) et/ou vitesse de déformation pas trop faible ( $\geq 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ).

L'olivine déformée par choc présente une grande activité des dislocations qui correspond très clairement à des conditions de très grande vitesse de déformation (plusieurs ordres de grandeur supérieure à celle des expériences usuelles de fluage), et on observe en MET presque uniquement des **c**. L'occurrence d'une grande majorité de dislocations **c** (avec orientation vis très marquée) dans l'olivine des chondrites est à ce titre considérée comme une caractéristique de choc. Les **c** glissent principalement dans (100), {110} et dans une moindre mesure (010) (Carter et al., 1968 ; Ashworth and Barber, 1975 ; Sears et al. 1984). Ashworth et Barber (1975) ont aussi observé des dislocations **c** courbes et même des boucles qu'ils attribuent à l'épinglage de dipôles par montée. La température nécessaire à un processus de montée serait apportée par le choc lui même.

#### *IV - 2 Métamorphisme de choc des plagioclases*

Les plagioclases servent aussi d'indicateur de choc dans les chondrites. Leur utilisation reste cependant limitée aux chondrites de degré de métamorphisme assez élevé (5 ou 6) car ce n'est que dans ces dernières que les grains de plagioclase ont une taille suffisante (50 à 100  $\mu\text{m}$ ) pour une bonne observation optique. Les défauts introduits par le passage de l'onde de choc dans un plagioclase sont pour des pressions de choc croissantes (Ostertag, 1983) :

- (1) des fractures et de la déformation plastique conduisant à une extinction onduleuse
- (2) un ou plusieurs jeux de lamelles amorphes fines et rectilignes appelées PDF. Leurs orientations sont cristallographiquement contrôlées
- (3) la formation d'un verre diaplectique appelé maskelinite
- (4) de la fusion qui aboutit à un verre normal par refroidissement (verre thetomorphique).

Comme pour les autres indicateurs de choc, c'est la confrontation de données expérimentales avec celles recueillies dans les objets choqués naturellement qui permet de calibrer ces derniers (table 5).

Les deux types de verre (maskélinite et verre normal) sont aisément distingués. Outre des indices de réfraction différents, le verre diaplectique conserve la forme originale du grain tandis que l'autre ne se rencontre que dans les zones fortement choquées où la température a augmenté, (veines de choc, poche de fondu). A cause de la faible taille des grains, l'amorphisation est le seul indice utilisable pratiquement en microscopie optique (Stöffler et al., 1991).

#### *IV - 3 Métamorphisme de choc des pyroxènes*

Les pyroxènes ont été peu utilisés pour déterminer l'intensité d'un choc car les effets observés optiquement s'étendent sur de trop larges domaines de pression. En dehors de l'extinction onduleuse et du mosaïcisme qui sont communs à la plupart des minéraux choqués, on peut utiliser le maclage du diopside, dans les plans (100) et (001) respectivement (Hornemann and Müller, 1971 ; Ashworth 1980a, 1985 ; Müller, 1993). Bien que ces macles aient été générées par des conditions de déformation quasi statique (Kirby and Christie, 1977) on considère que l'occurrence d'une grande densité de macles (001) ne peut résulter que d'un choc. Les macles (100) par contre sont banales et détectées dans nombre de roches tectoniquement déformées (Skrotzki, 1994). L'étude récente de Leroux (1994) de diopside expérimentalement choqué à 45 GPa démontre l'influence de la température sur la genèse des diverses macles. Les macles (001) sont prédominantes lorsqu'on choque un échantillon à température ambiante mais dans un échantillon préchauffé à 630°C ce sont les macles (100) qui deviennent prépondérantes.

La microscopie électronique en transmission a enrichi les indices de choc de deux défauts caractéristiques, d'une part de fines lamelles de phase amorphe bien rectilignes parallèles à quelques plans de bas indices cristallographiques (PDF) et d'autre part la multiplication des dislocations (Leroux et al., 1994b). Les PDF se trouvent principalement dans  $\{3\bar{3}1\}$ , mais  $\{2\bar{2}1\}$  et  $\{1\bar{1}0\}$  sont également observés. Leur nature semble très similaire à celle des PDF dans le quartz et le processus de formation doit être le même. Leur genèse pourrait donc s'interpréter avec le modèle de Goltrant et al. (1992) cependant aucune simulation des modules de cisaillement du diopside n'a permis de montrer que ceux-ci deviendraient négatifs au delà d'une pression seuil. Notons pour terminer que ces PDF n'ont pas été observés dans le diopside choqué naturellement. Le problème de la cinétique de formation des défauts de choc se pose donc comme chaque fois lorsqu'il faut comparer les chocs expérimentaux très brefs ( $10^{-6}$  s) aux chocs naturels de durée nettement plus longue ( $10^{-2}$  à quelques s).

Leroux et al. (1994b) ont également montré que le choc active principalement dans le diopside le système de glissement (100) [001]. Bien que dans une moindre mesure  $\{110\}[001]$  et (100)[010] soient également activés. Ces systèmes de glissement

sont tels que les dislocations glissent sans couper les liaisons fortes O-Si-O (Ingrin et al., 1992). Quelques sources de Franck et Read semblent à l'origine de cette activité des dislocations. La courte durée de la phase de forte contrainte ( $\approx 0,2 \mu\text{s}$ ) fait que les dislocations glissent sur de courtes distances.

#### *IV - 4 Métamorphisme de choc de la troilite*

Cette phase n'est pas transparente optiquement, elle a donc été très peu étudiée. Scott (1982) a observé du mosaïcisme et Töpel-Schadt et Müller (1982, 1985) qui y ont consacré une étude par MET y observent des parois d'antiphases, des dislocations et des macles. Il faut noter que la troilite forme avec le métal un eutectique qui fond à une température  $\leq 1000^\circ\text{C}$ . Lors d'un choc, cette température est aisément atteinte à cause du rapport d'impédance acoustique entre les silicates comme l'olivine et le mélange métal-troilite. Il faut donc s'attendre dans la plupart des cas à observer de la troilite recristallisée mélangée à du métal.

#### *IV - 5 Fusion localisée*

L'élévation de température associée à une intensité de choc comme celles indiquées dans la table 5 est une augmentation moyenne dans un milieu supposé homogène. En fait la répartition de l'intensité de choc et de l'augmentation de température associée est extrêmement hétérogène à cause de la texture de la chondrite (différences d'impédance acoustique) et à cause des réverbérations de l'onde de choc sur les surfaces de l'objet choqué. Des écarts d'augmentation de température de plusieurs centaines de degrés entre des zones très voisines sont fréquents. Localement, la température de fusion peut donc être atteinte dans un matériau dont la température moyenne ne dépasse pas  $200^\circ\text{C}$ . Kondo and Ahrens (1983) ont détecté des zones portées à  $3000^\circ\text{C}$  dans des minéraux choqués expérimentalement.

Les phases qui fondent en premier sont l'eutectique métal-troilite, puis les alliages Fe-Ni, puis les plagioclases, les pyroxènes et enfin l'olivine. Les produits fondus se mélangent dans des veines et des poches de fusion. La fusion par friction des minéraux forme, même pour des chocs de faible intensité un premier type de veines fines et opaques appelées veines de choc par Stöffler et al. (1991). Des chocs plus intenses provoquent une plus grande quantité de fondu que l'on retrouve essentiellement dans des poches reliées les unes aux autres par de nombreuses veines. La complexité du réseau ainsi formé augmente avec l'intensité du choc. La texture et la composition des poches est sensiblement la même que celle des veines de choc. Elles renferment parfois des grains de silicates (surtout olivine et pyroxènes) portant encore des traces du choc (fractures, mosaïcisme...) et n'ayant donc pas fondu (Dodd et al., 1982).

Dodd and Jarosevich (1979) observent des poches de fusion contenant des cristallites un peu plus gros dans les chondrites les plus choquées (qui ont donc été portées aux températures les plus élevées). Ils attribuent cet effet de grossissement de la taille de grains au recuit post-choc qui se serait étalé sur une plus longue durée que pour les veines et poches précédentes. C'est aussi la conclusion à laquelle arrive Ashworth (1985) à la fin de son étude par MET. Dans les poches riches en métal-troilite on peut parfois observer les formes typiques de la solidification dendritique. Scott (1982) a mesuré la taille des cellules et l'espacement entre dendrites et en a déduit des vitesses de refroidissement qui s'étaleraient de 1 à 300 K/s.

Il faut noter enfin que d'une part cette fusion est très rapide et l'équilibre thermodynamique n'est jamais atteint et d'autre part que, contrairement aux liquides silicatés, la viscosité du métal fondu est extrêmement faible. Ce métal fondu encore sous forte pression peut donc s'injecter dans les fractures des silicates réfractaires, même si ces fissures sont très peu ouvertes. C'est le phénomène de "jetting" qui se produit lors du passage de l'onde de raréfaction (qui ouvre les fissures). L'injection de métal-troilite dans les silicates les rend plus sombres à l'oeil. C'est le "shock blakening" (Stöffler et al., 1991) ou "shock darkening" (Dodd, 1981).

#### *IV - 6 Déterminer le degré de choc d'une chondrite ordinaire*

Le passage d'une onde de choc génère des augmentations de température et pression extrêmement hétérogènes. Ceci ne simplifie pas la détermination du degré de choc qui ne peut se déduire que de l'observation la plus représentative possible (de toute la chondrite si possible). L'olivine reste, de par son ubiquité, un indicateur privilégié. Les plagioclases ne sont utilisables que dans les chondrites où les grains sont suffisamment développés. Le développement de fusion localisée est un critère important pour tout les types de chondrites ordinaires.

La classification de Stöffler et al. (1991) basée sur des observations optiques de sections minces est reproduite ci-après.

Degré du choc	Effets du choc		Effet d'excursion locale de T-P	Pression du choc (GPa)	Elévation de la T (°C)
	Olivine	Plagioclase			
Non choquée S1	<u>Brusque extinction optique</u> Fractures irrégulières		Aucun	< 4 - 5	10 - 20
Très faiblement choquée S2	<u>Extinction onduleuse (EO)</u> Fractures irrégulières (FIR)		Aucun		
Faiblement choquée S3	<u>Fractures planes</u> , EO, FIR	Extinction onduleuse	Veines de choc opaque. Début de formation des poches, parfois interconnectées.	15 - 20	100 - 150
Modérément choquée S4	Faible <u>mosaïcisme</u> . Fractures planes	EO, partiellement isotrope, PDF	Poches de fusion interconnectées par des veines de fusion. Veines de choc opaque.	30 - 35	250 - 350
Fortement choquée S5	Fort mosaïcisme. Fractures planes et PDF	<u>Maskelynite</u>	Extension de la formation des poches. Veines	45 - 55	600 - 850
Très fortement choquée S6	Effets localisés près des veines et poche de fusion		Comme en S5	75 - 90	1500 - 1750
	<u>Recristallisation à l'état solide</u> , fusion ringwoodite,	Fusion (verre normal)			
Fusion	Fusion entière de la roche				

Table 5 : Les différents degrés de métamorphisme de choc d'après Stöffler et al. (1991). les principaux critères sont soulignés.

## V Cadre de notre étude

Les études précédentes effectuées dans le groupe étaient focalisées sur les défauts associés au métamorphisme de choc dans le quartz. Les deux dernières thèses y étaient plus ou moins consacrées avec un intérêt marqué pour l'histoire de la limite K/T (Goltrant, 1992 ; Leroux, 1994). Ces études ont permis de montrer que les PDF du quartz ne sont pas inaltérables et que par contre les lamelles de macles basales d'origine mécaniques semblent nettement plus résistantes tant à de possibles étapes ultérieures de métamorphisme qu'à l'altération à température ambiante par de l'eau de mer. Dans les très vieilles structures d'impact, il y a très peu de chances de retrouver ces PDF dans les grains de quartz choqués mais qu'en est-il exactement des lamelles de macles? Nous avons cherché à savoir si ces indices de choc permettent de valider de vieilles structures géologiques d'origine encore discutée car très altérées (impact météoritique contre processus endogène). Nous nous sommes donc intéressés aux grains de quartz des deux structures les plus anciennes attribuées à des impacts météoritiques : Sudbury, au Canada (1,85 milliard d'années) qui est le plus grand cratère connu à la surface de la terre (diamètre originel estimé à 200 km) après celui du Vredefort en Afrique du Sud et le site du Bushveld en Afrique du sud (2,05 milliard d'années) dont l'origine est très controversée (magmatisme important ou impact météoritique?).

La deuxième partie de notre est centrée sur le métamorphisme de choc dans les chondrites. Cette étude répond à d'autres motivations. Le phénomène de choc est en effet un processus très important de l'évolution des corps parents des météorites. Il engendre de profondes modifications de microstructures dans les minéraux et peut masquer une partie de leur histoire pré-choc. Il est donc important de caractériser le mieux possible ce métamorphisme de choc à l'échelle la plus fine possible. C'est ce que nous avons fait tout au long de ce travail en utilisant la META comme outil d'investigation privilégié.

*CHAPITRE III - STRUCTURES  
TERRESTRES*

Nous décrivons dans ce chapitre les microstructures observées dans les quartz de deux très grandes structures terrestres très anciennes (environ deux milliards d'années), Sudbury au Canada et le Bushveld en Afrique du Sud. L'origine de Sudbury est depuis peu reconnue par la majorité de la communauté scientifique comme résultant de l'impact d'une grosse météorite (Grieve et al., 1991) mais aucune étude précise par MET n'a révélé la structure des défauts de choc (PDF) détectés optiquement. Il était intéressant d'éclaircir avec ce cas très ancien le problème de l'altération des PDF. L'origine du Bushveld est par contre encore débattue et une étude de MET doit permettre d'apporter des indices nouveaux sur l'origine de la structure.

## ***A - La structure de Sudbury (Ontario, Canada)***

### I Contexte géologique

Le complexe canadien de Sudbury vieux de 1,85 milliard d'années représente une formidable réserve de richesses minières, principalement cuivre et nickel (Grieve and Masaitis, 1994). Cette structure de plus de 15000 km<sup>2</sup> est constituée d'un bassin intérieur entouré par le Complexe Igné de Sudbury (CIS) de forme elliptique (27x60 km, Figure 1). Le CIS est lui même cerné par une zone de brèches (Stöffler et al., 1994) ; c'est-à-dire de matière constituée d'un agrégat de roches hôtes non fondues (celles du bouclier canadien) fragmentées et englobées dans une matrice de matière finement broyée ou ayant fondu.

L'origine de cette structure a fait l'objet de nombreuses controverses (e.g. Grieve et al., 1991). Les études menées avant 1964 l'attribuaient presque unanimement à des processus endogènes ignés (volcanisme explosif) ou mixte igné/tectonique. En effet la recristallisation de roches ignées endogènes peut conduire à une texture similaire à celle résultant de la cristallisation de la matière fondue par un impact météoritique. Malgré la découverte de nombreux indices de choc dans les roches à l'extérieur du CIS (Dietz, 1964), comme les cônes de percussion ou "shattercones", et la détection par microscopie optique de PDFs dans les grains de quartz (French 1967 ; 1968a ; 1972), la thèse d'une formation totalement endogène est restée longtemps dominante (e.g. Muir, 1984). Les adeptes de ce modèle supposaient qu'un volcanisme explosif puissant ait pu produire des structures comme les PDFs ou les shattercones ; lesquels ne seraient donc pas les preuves non ambiguës de l'occurrence d'un choc. Ils remarquaient aussi que la forme elliptique de la structure ne coïncide pas à celle des cratères d'impact qui sont presque toujours circulaires. Enfin ils faisaient remarquer que la quantité de fondu observée dans cette structure est bien trop importante pour un cratère de  $\approx 50$  km de diamètre.

Les tenants de l'origine météoritique de la structure reconnaissent l'importance anormale de la quantité de fondu et suggéraient pour lever cette difficulté que l'impact avait fracturé la croûte terrestre et déclenché une remontée de magma. Finalement Grieve et al. (1991) ont bien montré dans un article de revue que la principale cause du débat était liée à une mauvaise compréhension de la taille originelle de la structure et les études récentes ont accumulé les indices en faveur d'un impact (Grieve et al. 1991 ; Stöffler et al., 1994). Quant à la forme elliptique, des études sismiques ont montré qu'elle résulte d'une déformation tectonique, la forme originelle était très probablement circulaire (e.g. Wu et al. 1995).

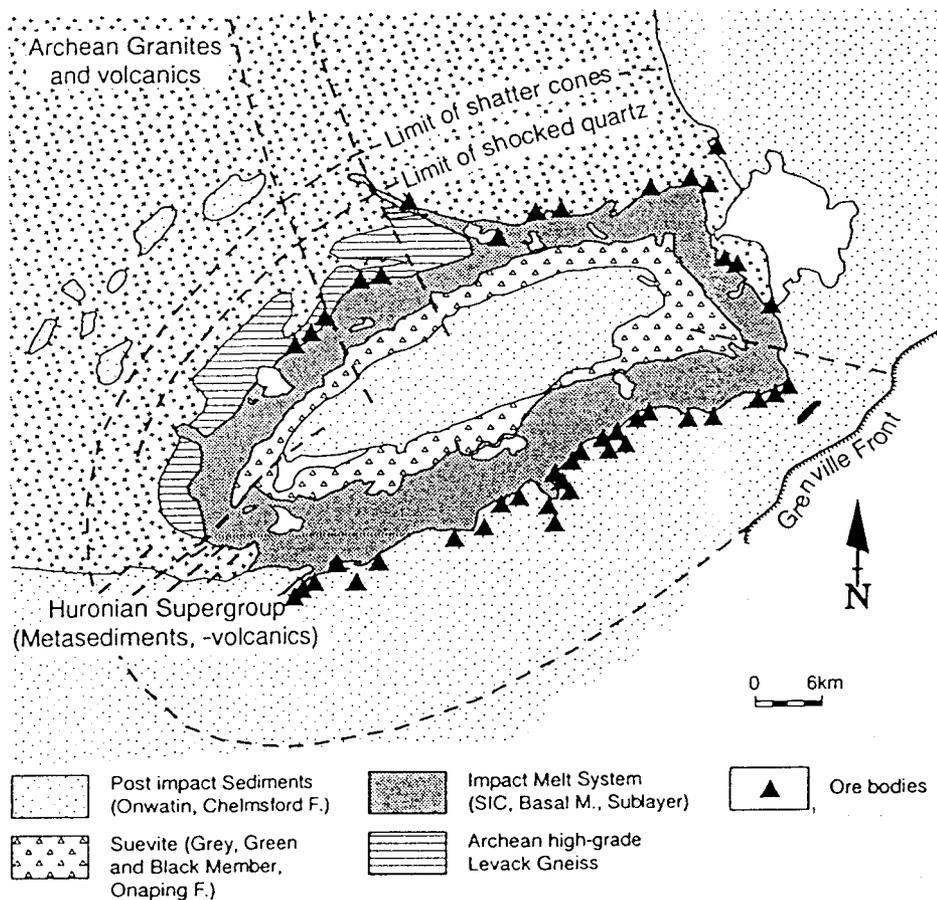


Figure 1 : Carte géologique simplifiée de la structure de Sudbury. Les limites extérieures où l'on trouve des cônes de percussion et des PDF dans le quartz correspondent à des pressions de choc respectivement de 2 et 6 à 7 GPa. D'après Grieve and Masaitis (1994)

En confrontant les données du site de Sudbury à celles d'autres cratères d'impact et en utilisant les modèles numériques d'excavation de cratère de Melosh (1989), divers auteurs ont estimé la taille originelle du cratère et celle de la météorite (e.g. Grieve et al. 1991 ; Stöffler et al, 1994). Le bolide aurait eu une taille de  $\approx 14$  km, une densité de  $3 \text{ g/cm}^3$  et aurait percuté la Terre à une vitesse de  $\approx 20 \text{ km/s}$ . Cette météorite aurait

pénétré à une profondeur de 30 à 40 km dans la croûte terrestre et engendré un cratère de  $\approx 220$  km de diamètre. Ces estimations en font, après la structure du Vredefort en Afrique du Sud, l'impact le plus important retrouvé à la surface de la Terre (Grieve and Masaitis, 1994). Lors d'une telle collision, le volume de matière fondu est tel qu'il n'est plus nécessaire de faire appel à une remontée de magma à travers la croûte fracturée par l'impact.

## II Echantillonnage

Les résultats présentés ci-dessous sont le fruit d'une collaboration avec B. M. French, de la Smithsonian Institution (Washington DC). C'est lui qui a sélectionné les deux échantillons étudiés. Ils portent les références USNM 112666-37 et USNM 112667-129 dans la collection de la Smithsonian Institution. Dans la suite de cette étude nous les appellerons plus simplement 66-37 et 67-129.

66-37 est une inclusion de gneiss granitique de la couche appelée "Black Member of the Onaping Formation" (Figure 1). Une sédimentation en milieu aquatique de débris de brèches transportés du centre du cratère (i.e. du pic central du cratère) vers les bords serait à l'origine de cette couche (e.g. Deutsch et al., 1995 ; Stöffler et al., 1994). C'est une roche de granulométrie moyenne (0,5 à 2 mm). French (1967 ; 1968a) y observe par microscopie optique des grains de quartz contenant de nombreux PDFs décorés par des petites inclusions fluides. La plupart de ces PDF sont parallèles aux plans  $\{10\bar{1}3\}$  et une proportion de  $\approx 15\%$  sont parallèles au plan de base (0001). Si des lamelles de phases amorphes dans les plans rhomboédriques ont résisté à l'altération, c'est dans cet échantillon que nous devrions les détecter.

67-129, provient d'un bloc de 25 m de long de quartzite feldspathique inclus lui aussi dans la couche supérieure de l' "Onaping Formation". La granulométrie y est également moyenne (0,2 à 3 mm). Les grains de quartz contiennent de nombreux PDF principalement ceux parallèles au plan de base. C'est donc un échantillon bien adapté à la recherche des macles mécaniques (i.e. macles du Brésil dans le plan de base). La formation de PDF dans les plans rhomboédriques  $\{10\bar{1}3\}$  requérant des pressions de choc plus importantes (Stöffler and Langenhorst, 1994), l'échantillon 66-37 a probablement subi une pression de choc plus importante ( $> 10$  GPa) que l'échantillon 67-129.

## III Observations

L'observation en microscopie optique de sections pétrographiques standard (épaisseur 30  $\mu\text{m}$ ) révèle dans les deux types d'échantillons (66-37 et 67-129) de nombreuses petites zones sombres en lumière polarisée et analysée. Nous avons

supposé qu'elles correspondent à des petites inclusions fluides. Dans beaucoup de grains, des lignes de contraste plus ou moins fines se détachent. Leur apparence est légèrement différente du contraste des PDF observés dans la plupart des autres structures d'impact. On note cependant une grande ressemblance avec les contrastes optiques de l'autre structure d'impact très ancienne, le Vredefort (Leroux et al. 1994a). A ce niveau il semble donc raisonnable de supposer que dans ces structures très anciennes des petites inclusions fluides décorent les PDF et en altèrent quelque peu le contraste optique. Nous notons également que les contrastes sont plus fins dans 67-129 (Figure 2a) que dans 66-37 (Figure 2b) où les inclusions fluides semblent plus grosses.

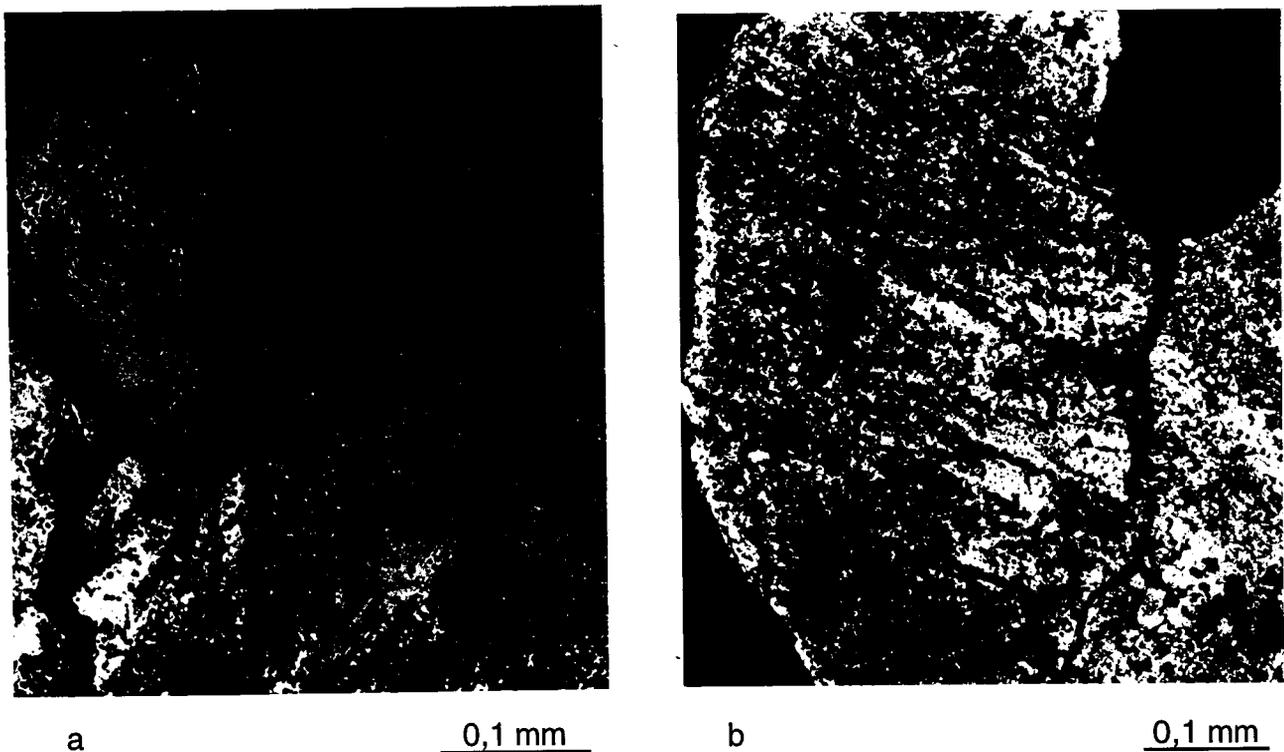


Figure 2 : Grains de quartz observés au microscope optique. Les inclusions fluides décorent et révèlent les PDF dans le plan de base. Un seul jeu de PDF parallèles à (0001) est observé tant dans (a) 67-129 (a) que dans 66-37 (b).

En MET, les grains de quartz des deux échantillons apparaissent assez similaires. Ils présentent clairement deux types de défauts. Le premier type est des défauts plans strictement parallèles au plan de base (0001) décorés d'inclusions fluides ici et là. Le second type consiste en de nombreux sous joints.

- En orientant l'échantillon de façon que les défauts plans soient vus "de bout" (ils sont alors parallèles au faisceau d'électrons) on observe de fines lamelles de 15 à 100 nm d'épaisseur limitée par deux parois (lignes sombres bien visibles sur la Figure 3). En inclinant l'échantillon et en se plaçant en conditions de deux ondes avec  $s$  très petit ( $s =$  écart à l'angle de Bragg) on observe un contraste de franges. La finesse des lamelles

entraîne généralement un recouvrement des systèmes de franges des deux parois (Figure 4a) qui complique la caractérisation de ces franges. La Figure 4b montre les deux systèmes de franges sans interférences. Ces franges sont symétriques pour le vecteur de diffraction  $\mathbf{g} = [10\bar{1}0]$ . McLaren et al. (1967) ont montré que ce contraste correspond à celui de parois de macles du Brésil séparant un quartz gauche  $P3_121$  d'un quartz droit  $P3_221$ . Les parois de macle contiennent également des dislocations partielles (Figure 4a).

La densité de lamelles de macles varie notablement de place en place. Leur espacement moyen varie de 30 nm à quelques microns. Dans certaines régions de nombreuses inclusions fluides de taille 0,05 à 0,5  $\mu\text{m}$  décoorent les lamelles de macles (Figure 3b, échantillon 67-129). Dans 66-37, les inclusions fluides sont un peu plus grosses (jusqu'à 1  $\mu\text{m}$ ). On sait que les macles du Brésil ne sont pas détectables en microscopie optique usuelle. Ce sont en fait les inclusions fluides qui les décoorent qui permettent de détecter optiquement ces fines lamelles de macles.

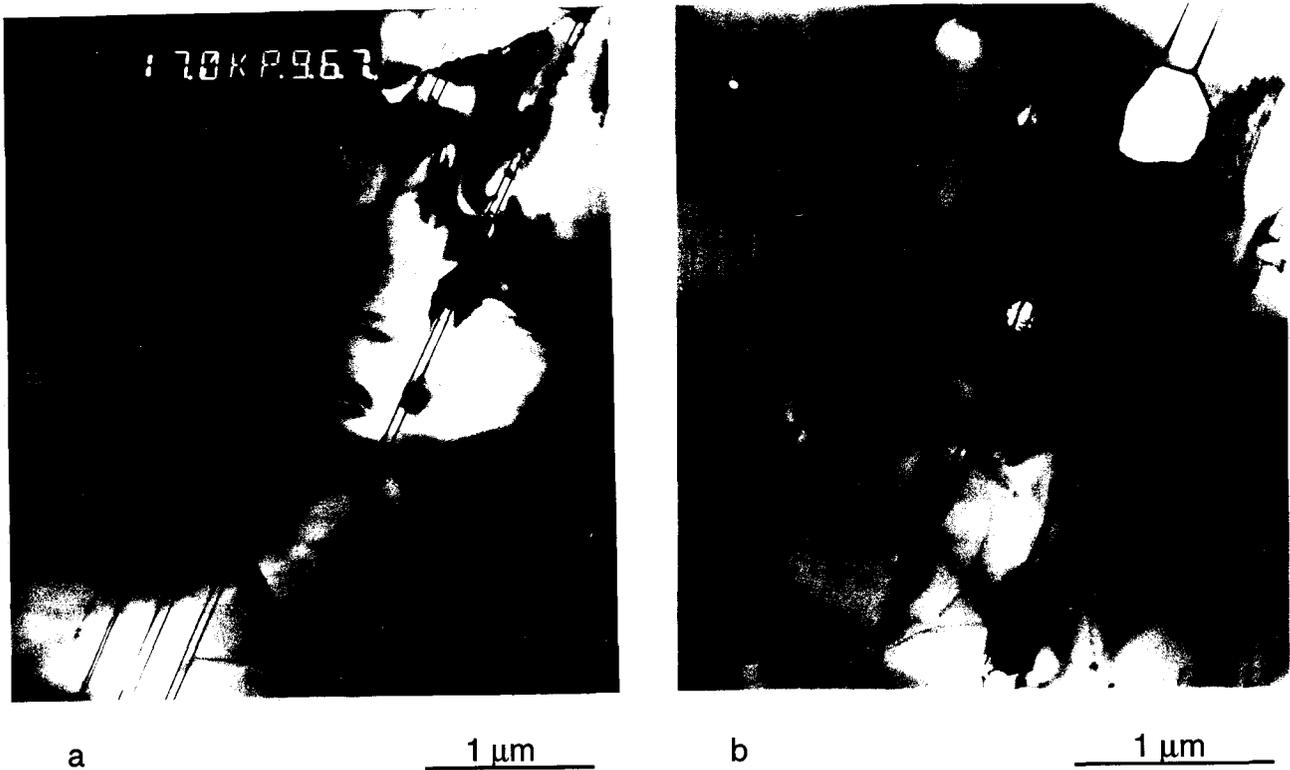


Figure 3 : échantillon 67-129, lamelles de macles du Brésil vues de bout. les parois sont clairement associées par paires. Elles sont très rectilignes et parallèles au plan (0001),  $\mathbf{g} = 0003$ . (a) A proximité d'un sous-joint, les lamelles de macles s'arrêtent puis repartent avec un léger désaccord. (b) Même phénomène avec un désaccord plus important. Le sous-joint est hors contraste. Noter les nombreuses inclusions fluides (qui étaient absentes en a).



a

1 μm



b

0,5 μm

Figure 4 : Lamelles de macles du Brésil inclinées pour observer leurs parois par un système de franges. (a) Echantillon 66-37, champ clair, vecteur de diffraction  $\mathbf{g} = 10\bar{1}1$  ; les deux systèmes de franges se recouvrent partiellement ; noter la présence de dislocations partielles dans les parois. (b) échantillon 67-129, les systèmes de franges ne se recouvrent pas ; les franges sont symétriques avec  $\mathbf{g} = 10\bar{1}0$ .

- Les sous-joints représentent l'autre microstructure de défauts détectée en MET. Ces sous-joints interagissent parfois avec les macles. Dans nombre de cas (Figure 3), les macles s'arrêtent avant un sous-joint ; on les retrouve un peu plus loin à une distance allant jusqu'à 1 μm. D'autres macles traversent simplement les sous-joints (Figure 4a). En orientant l'échantillon de façon que les macles soient vues de bout on mesure des désaccords de 30 à 600 nm entre les parois de part et d'autre du sous-joint (Figure 3). Ce désaccord est très vraisemblablement lié à la désorientation du sous-joint traversé. Dans quelques cas aucun désaccord n'est observé (ou observable, Figure 4a) peut-être parce que celui-ci est perpendiculaire au plan de l'échantillon.

On détecte également à l'intérieur de gros grains des petits grains avec une très faible densité de dislocations. Ces petits grains qui se situent préférentiellement sur les sous-joints sont faiblement désorientés par rapport à la matrice environnante ( $\leq 2^\circ$ ) sont très vraisemblablement le produit d'une recristallisation. A l'intérieur de ces nouveaux grains, les macles ont disparu (Figure 5).



Figure 5 : Recristallisation dans l'échantillon 67-129, champ clair,  $g = 10\bar{1}1$ . Le nouveau grain (au centre) a nucléé sur un sous-joint et les lamelles de macles ont disparu à l'intérieur du nouveau grain.



a

1 μm



b

1 μm

Figure 6 : Restauration,  $g = 10\bar{1}1$ . (a) Echantillon 66-37, champ clair. Texture de polygonisation isotrope dans une région ne contenant pas de lamelles de macles. (b) Echantillon 67-129, champ noir. Les cellules sont allongées parallèlement aux macles du Brésil.

Dans d'autres zones, les sous-joints sont plus nombreux et forment des cellules de quelques microns plus ou moins allongées contenant de faibles densités de dislocations (Figure 6). Les désorientations entre cellules sont faibles. Il s'agit très probablement de restauration. Contrairement au cas des zones recristallisées, la restauration n'a pas effacé les macles mécaniques. Il semble par contre que les zones avec une grande densité de lamelles de macles ont produit des cellules de restauration allongées dans la direction [0001] (Figure 6b) tandis que les zones contenant peu ou pas de macles (Figure 6a) présentent une texture plus isotrope. Les zones à forte densité de macles ont moins de sous-joints que celle où les sous-joints délimitent des cellules.

#### IV discussion et conclusion

French (1967, 1968a) observe en microscopie optique des défauts rectilignes décorés de petites inclusions fluides. La MET permet d'en élucider la structure fine. Il s'agit de lamelles de macles du Brésil dans le plan (0001). Les dislocations partielles dans les parois suggèrent fortement une origine mécanique pour ces macles qui résulteraient du mouvement coopératif de dislocations partielles  $ua$  et  $(1-u)a$  dans des plans adjacents (modèle de Doukhan and Trépiéd, 1985 ; voir chapitre II). Les mêmes lamelles de macles mécaniques ont été observées par MET dans d'autres structures d'impact (e.g. Goltrant et al., 1992 ; Leroux et al. 1994a) mais jamais dans les grains de quartz des roches non choquées, n'ayant subi que des déformations tectoniques ou métamorphiques (e.g. Leroux et al., 1993). Ceci s'explique par le fait que la formation de macles mécaniques requiert de très forte contraintes différentielles ( $\approx 4$  GPa, d'après MacLaren, 1967) que seul un impact peut générer. La présence de ces macles dans les échantillons de Sudbury constitue donc une preuve indubitable que la structure résulte d'un impact météoritique.

Les petites inclusions fluides ( $< 1 \mu\text{m}$ ) qui décorent les macles ont manifestement précipité lors d'un épisode de recuit après le choc. Leroux et al. (1994a) notent le même phénomène dans les grains de quartz de la structure de Vredefort. La taille et le nombre de bulles décorant les PDF sont vraisemblablement à l'origine des différents contrastes optiques observés. Les grains de quartz présentent également de nombreux sous-joints qui sont aussi l'indication d'une étape métamorphique à haute température. Ces sous-joints sont souvent organisés en cellules faiblement désorientées les unes par rapport aux autres. Cette restauration témoigne aussi du métamorphisme post choc, de même que le début de recristallisation indiqué par les petits grains sans dislocations. Le fait que cette recristallisation supprime localement les macles indique bien que le métamorphisme a eu lieu après le choc.

La structure de Sudbury est une région qui a été métamorphosée presque continuellement avant, pendant et après l'impact. L'épisode métamorphique et de déformation tectonique le plus important a affecté la structure dès sa formation. Il a pris fin il y a 1,9 à 1,7 milliards d'années et est responsable de la forme elliptique actuelle de la structure (Stöffler et al., 1994). On sait également qu'il y a eu un second épisode thermique quelques 400 millions d'années après le choc (1,65 à 1,4 milliard d'années) qui a du lui aussi contribuer à l'effacement de beaucoup d'indices de choc (Stöffler et al., 1994). Il est donc remarquable que malgré ces épisodes métamorphiques, les macles mécaniques soient encore présentes dans la structure de Sudbury et reconnaissables malgré leur altération (précipitation de petites inclusions fluides, effacement partiel par recristallisation). Après le cas du Vredefort âgé de 2 milliards d'années la détection de ces macles dans la structure de Sudbury démontre l'importance de la recherche de ces défauts particulièrement résistants au métamorphisme et à l'altération pour la caractérisation d'autres impacts météoritiques très anciens.

Enfin, nous n'avons pas observé en MET l'autre type de PDF dans les plans rhomboédriques  $\{10\bar{1}n\}$  (avec  $n = 1, 2, 3$  ou  $4$ ). Les épisodes métamorphiques les ont probablement complètement détruits. Ces PDF avaient également disparu dans la structure d'impact de Vredefort (Leroux et al. 1994a).

## ***B - Le Complexe du Bushveld, Afrique du Sud.***

### I Contexte géologique

Le Complexe du Bushveld en Afrique du Sud est, comme celle de Sudbury, très ancienne (  $\approx$  2 milliards d'années d'après Walraven et Hattingh, 1993). Cette région est elle aussi très riche en métaux (fer, chrome, platine). Le Complexe du Bushveld qui s'étend sur plusieurs centaines de km<sup>2</sup> contient un immense volume de roches ignées (500.000 km<sup>3</sup>), de roches riches en fer recouvertes de granite et granophire. Le groupe voisin du Rooiberg, formé de laves siliceuses, est considéré comme antérieur au Bushveld (Figure 1).

Comme d'autres structures très anciennes, Vredefort ou Sudbury, l'origine du Bushveld a fait l'objet de nombreux débats. La taille de la structure et l'immense volume de matière fondue (diverses couches de laves distinctes) permettent de nombreuses hypothèses. En particulier on a déjà noté dans le cas de Sudbury la similitude des textures de roches issues de la cristallisation d'un magma avec celles résultant de fusion due à un impact. Actuellement la majorité des chercheurs penche pour une origine endogène du Bushveld, bien que le cadre tectonique et des épisodes magmatiques relativement brefs demeurent inexplicés. Comme c'était déjà le cas à Sudbury (e.g. French, 1967 ; 1968a) les tenants d'un modèle exogène du Bushveld suggèrent qu'un impact ait pu déclencher une activité volcanique importante, ce qui expliquerait l'important volume de fondu (Rhodes, 1975). Rhodes (1975) a également suggéré une chute multiple de trois objets de 10 à 20 km de diamètre qui auraient formé des cratères, de 100 à 200 km de diamètre imbriqués les un dans les autres.

Le principal obstacle à la thèse de l'impact est l'absence d'indices de choc (le site ne révèle aucun cône de percussion, les grains de quartz ne contiennent apparemment pas de PDF, French, 1990). Seul Labuchagne (1970) dit avoir détecté par microscopie optique des PDF dans du quartz provenant du Rooiberg, mais ceci n'a pas été confirmé par les autres chercheurs (e.g. French, 1990). Même si la majeure partie de la roche qui aurait subi l'impact a fondu, on trouve généralement des petits morceaux de roche cible non fondue dans le verre et ces inclusions contiennent des PDF (Grieve and Personen, 1992 et références internes). Les tenants de la thèse impact supposent donc que le choc aurait induit une recristallisation quasi complète due à l'importance du métamorphisme thermique (Rhodes, 1975). La présence de macles mécaniques dans le plan de base qui sont les indices de choc les plus résistants au métamorphisme serait donc le dernier espoir de démontrer l'origine météoritique du Bushveld. Ces macles ont été retrouvées par Leroux et al. (1994a) dans les grains de quartz du Vredefort qui a subi un métamorphisme post choc particulièrement intense et est à peu près aussi vieux (1,85

milliard d'années) et de taille semblable ( $\approx 300$  km) au complexe du Bushveld. Pour Rhodes (1975) les complexes de Vredefort et du Bushveld résultent en fait de 4 collisions simultanées (Figure 1).

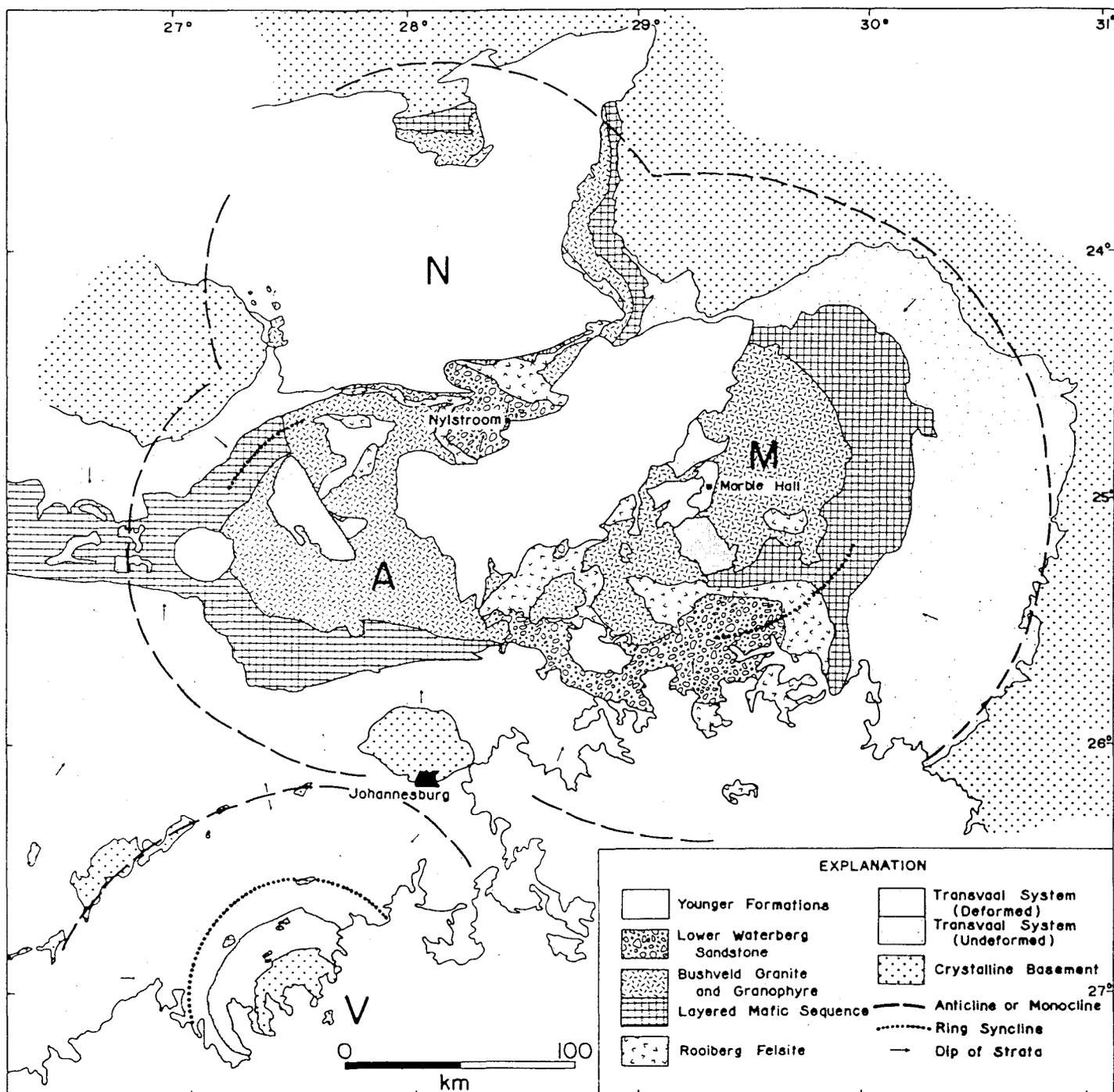


Figure 1 : Carte géologique du complexe du Bushveld-Vredefort et les quatre cratères d'impact supposés par Rhodes (1975) : V = Vredefort, A = Assen, M = Marble Hall, N = cratère nord.

## II Echantillonnage

Cette étude a été réalisée en collaboration avec W. U. Reimold du Département de Géologie de l'université du Witwatersrand (Johannesburg, Afrique du Sud). C'est lui qui a collecté les échantillons que nous avons observés. Ceux-ci proviennent du fragment Stavoren du Rooiberg à l'est de la structure (Figure 2). Les roches du Rooiberg vieilles de 2,07 milliard d'années sont généralement considérées comme antérieures à la mise en place du complexe du Bushveld (2,055-2,060 milliard d'années ; Walraven and Hattingh, 1993). Dans le modèle d'impact de Rhodes (1975) ces roches de la région de Stavoren (district de Marble Hall, Figure 1) constitueraient le fond du cratère. Les grains de quartz devraient donc contenir ou avoir contenu des PDF, et on peut supposer que les défauts les plus résistants, les macles mécaniques sont toujours présentes. Dans les roches examinées les grains de quartz se présentent sous forme de clastes arrondis. On y détecte aussi des débris et fragments de roches volcaniques qui suggèrent une origine volcanoclastique.

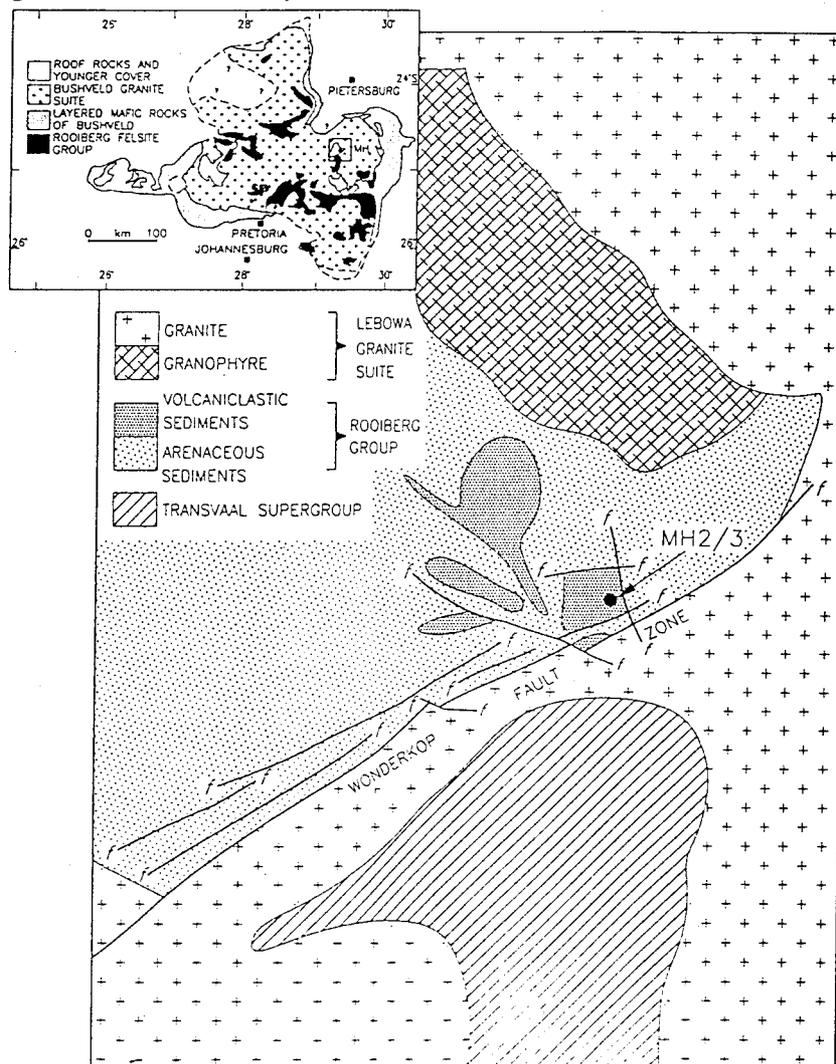


Figure 2 : carte géologique du district de Marble Hall (MH) dans le Stavoren d'où proviennent les échantillons étudiés.

### III Observations

De nombreux grains de quartz (mais pas tous) présentent en microscopie optique des contrastes assez fins, sensiblement rectilignes et parallèles entre eux (Figure 3). De tels contrastes ne semblent pas vraiment typiques de PDF comme ceux observés dans du quartz choqué peu altéré. Reimold et al. (1992) et Koeberl et al. (1994) ont observé des contrastes similaires dans des échantillons du site de Pretoria Saltpan (Afrique du Sud) qui est considéré comme résultant d'un impact météoritique. Nous avons donc supposé que les indices de choc dans les roches du Bushveld pouvaient être en grande partie restaurés et/ou fortement altérés.

Nous avons étudié par TEM les deux types de grains avec et sans bandes de contraste. Les grains ne présentant pas au microscope optique ces contrastes révèlent en MET (i) des sous-joints bien organisés avec une densité de dislocations modérée entre eux (ii) des petites inclusions fluides d'un diamètre inférieur à 200 nm et (iii) quelques macles du Dauphiné. Nous ne détectons aucun indice de choc, ni PDF plus ou moins altérés, ni lamelles de macles mécaniques dans le plan de base. Ces observations sont illustrées par la Figure 4 qui montre un paysage typique de recuit haute température ayant entraîné la réorganisation des dislocations en sous-joints (restauration).



0,1 mm

Figure 3 : Micrographie optique montrant de fines bandes de contraste à peu près parallèles entre elles dans des quartz du Bushveld.

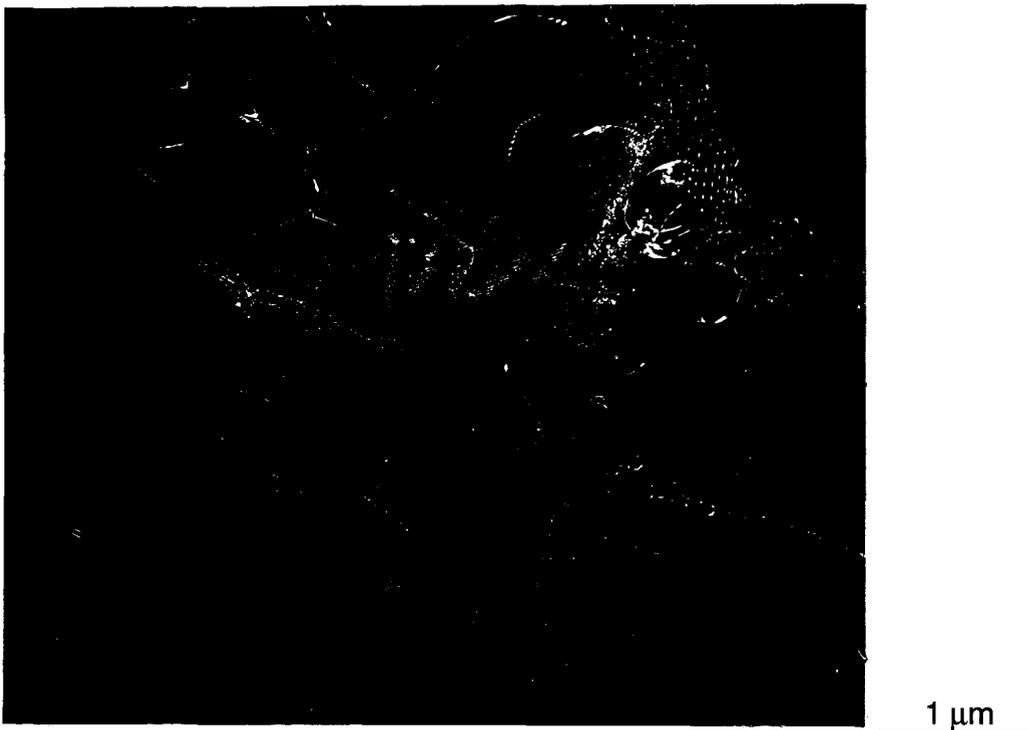


Figure 4 : Grain de quartz vierge de contraste optique. En MET on y détecte des sous-joints bien organisés entre lesquels la densité de dislocations est faible et des petites inclusions fluides. Quelques macles du Dauphiné sont également visibles, champ faible  $\mathbf{g} = 10\bar{1}1$ .

Les grains présentant les fins contrastes optiques ne présentent en MET aucun indice de choc. On retrouve les mêmes défauts cristallins décrits plus haut dans le cas des grains sans contraste optique (sous-joints, dislocations, petites inclusions fluides, macles du Dauphiné). Les sous-joints sont ici plus nombreux et, principale différence avec les grains sans contraste optique, ils sont à peu près parallèles entre eux et désorientent progressivement le cristal (Figure 5). Les inclusions fluides sont petites ( $\leq 200$  nm) et en plus grande densité, surtout entre les sous-joints (Figure 5 et 6a). L'anisotropie d'énergie d'interface a engendré leurs formes facettées.

Les dislocations libres entre les sous-joints présentent elles aussi une répartition assez hétérogène. La plupart d'entre elles n'ont pas de direction privilégiée et forment de nombreuses jonctions (Figure 6a). Dans certaines zones, nous observons cependant une densité plus importante de dislocations rectilignes (Figure 6b) confinées dans leur plan de glissement et ne formant pas de jonctions. Ces dernières dislocations résultent probablement d'un épisode de déformation tardif à température modérée. Ces dislocations confinées dans leur plan de glissement et la déformation qui leur est associée représentent un épisode très localisé et d'amplitude très modérée qui ne masque pas la sous structure préexistante qui elle est tout à fait typique d'un processus de recuit.



Figure 5 : Micrographie électronique de grains de quartz avec contraste optique. Deux sous-joints à peu près parallèles et rectilignes. Noter les petites inclusions entre les sous-joints, champ clair  $g = 10\bar{1}1$ .

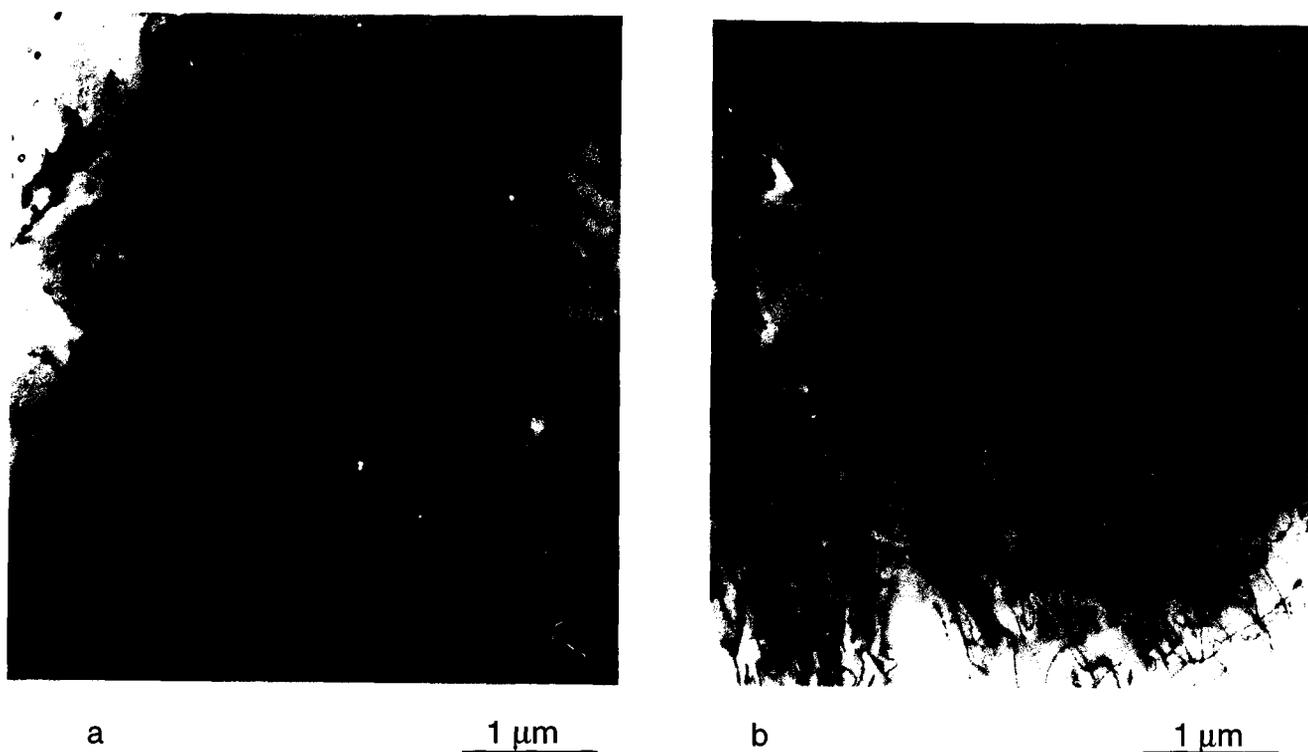


Figure 6 : Micrographies électroniques, champ clair  $g = 10\bar{1}1$ . (a) Nombreuses inclusions fluides et dislocations sans direction privilégiée formant des jonctions. (b) Sous-joint entouré de dislocations rectilignes confinées dans leur plan de glissement.

## IV Discussion et conclusion

Les défauts microstructuraux caractérisés par MET dans les grains de quartz présentant des contrastes optiques ne révèlent qu'un épisode de recuit à température modérée à élevée tout à fait similaire à celui détecté dans les grains de quartz ne présentant pas de contrastes optiques. La présence de très nombreuses inclusions fluides suggère que la montée des dislocations qui est associée à la formation des sous-joints, a été assistée par l'eau dont l'effet adoucissant est très important dans la déformation du quartz (Griggs and Blacic, 1965 ; Cordier and Doukhan, 1989). Nous pensons que les nombreux sous-joints parallèles entre eux sont à l'origine des contrastes optiques. Il n'y a donc aucune évidence d'impact météoritique et il faut rester très prudent quant à l'interprétation des contrastes optiques. Une erreur semblable a été corrigée par Cordier et al. (1994) dans les cas des structures circulaires de Sevetin and Susice (Bohème), qui étaient considérées par certains auteurs comme d'origine météoritique à partir d'observations optiques pas tout à fait typiques mais suggérant la présence de des PDF.

Nous n'avons détecté par MET aucun défaut suggérant que le Bushveld résulte d'un impact : pas de mosaïcisme, pas de PDF, pas de lamelles de macles mécaniques dans le plan de base. Ces derniers défauts sont pourtant extrêmement résistants à l'altération et sont détectés dans de très vieilles structures comme Sudbury ou Vredefort. Le Bushveld a quasiment le même âge, a subi des étapes de métamorphisme pas plus élevées que dans le cas du Vredefort. Les roches du Bushveld ne présentent pas d'évidence de recristallisation complète qui serait la seule façon d'effacer complètement les macles mécaniques. Nos résultats sont en complet accord avec ceux de French (1990). L'ensemble des informations recueillies jusqu'à présent n'apportent aucune évidence en faveur d'un impact météoritique comme origine du Bushveld. Il est vrai que de nombreux fragments antérieurs à la formation du complexe du Bushveld et qui seraient susceptibles de renfermer des traces de choc n'ont pas encore été étudiés. Buchanan and Reimold (1996) cherchent de nouveaux indices et ont récemment observé (seulement par microscopie optique) des échantillons provenant de roches de diverses localités du Rooiberg et du pre-Rooiberg, en particulier ceux du site où Labuschagne (1970) aurait détecté des PDF. Jusqu'à présent Buchanan and Reimold (1996) ont essentiellement détecté des lamelles de déformation d'origine tectonique.

**CHAPITRE IV - METAMORPHISME DE  
CHOC DANS LES CHONDRITES  
ORDINNAIRES**

Dans ce chapitre nous nous intéresserons aux effets des ondes de choc dans différentes chondrites ordinaires. Les météorites à l'origine des cratères que nous pouvons encore observer à la surface de la Terre, tel celui de Sudbury étaient des objets de grande taille. Leur collision avec la surface terrestre a dégagé des énergies considérables et le projectile ainsi qu'une partie de la roche cible ont disparu par fusion et/ou sublimation. Les chondrites ordinaires que nous avons étudiées sont des objets de petites taille dont la vitesse a été fortement ralentie lors de la traversée de l'atmosphère. Ces objets sont ainsi arrivés sur Terre sans dommage autre qu'une perte de matière par abrasion dans les couches atmosphériques. Ce frottement se traduit par une fine couche de fusion sur la surface de la météorite sans conséquence pour notre étude. Ces chondrites nous permettent alors d'étudier les effets de collisions entre leur corps parent et un autre astéroïde.

Nous avons examiné par META trois chondrites différentes. Les deux premières sont des chondrites ordinaires de type pétrographique élevé : type 6 pour la chondrite ordinaire de Tenham et 5 pour celle de Gaines County. Le métamorphisme thermique qu'elles ont subi sur leur corps parent a équilibré leurs constituants, ce qui a conduit à une minéralogie simple permettant de mieux cerner les effets du choc. La dernière chondrite, Ilafegh 013 est une des très rares chondrites de type pétrographique 3 (donc pas équilibrée) très choquée. Elle a représenté une excellente opportunité pour étudier le métamorphisme de choc et le comparer au métamorphisme thermique observé dans les deux chondrites précédentes.

# **A - Chondrite ordinaire de Tenham (L6)**

## I Etudes antérieures

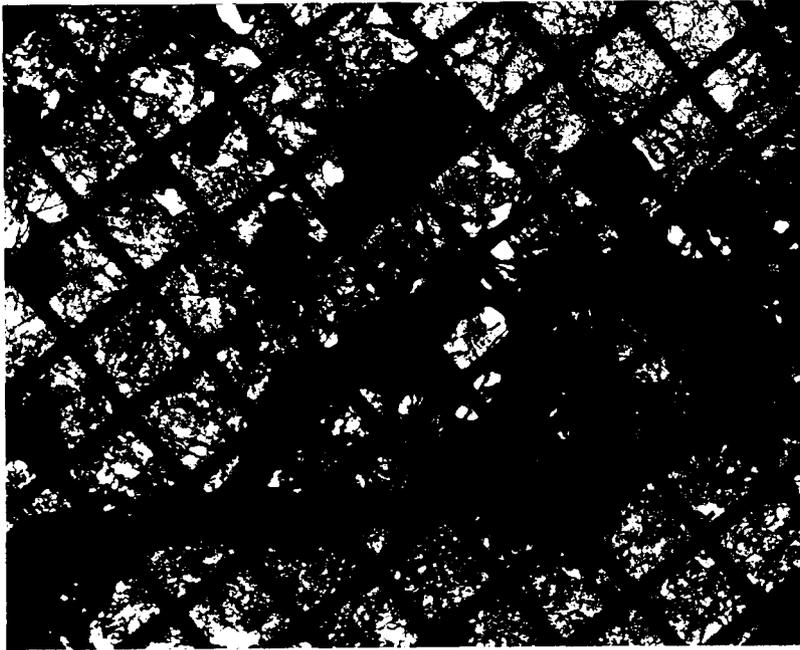
Les échantillons de la chondrite de Tenham, que nous avons étudiés en collaboration avec F. Langenhorst (les clichés qu'il m'a aimablement fourni pour ce mémoire sont indiquées par les initiales FL entre parenthèses) nous ont été fournis par D. Stöffler, tous deux de l'institut de Minéralogie de l'université de Berlin. La météorite de Tenham, d'une masse totale de 160 kg, est une chondrite ordinaire de type L tombée en plusieurs morceaux près de la gare de Tenham dans le Queensland (Australie). Elle présente un degré de métamorphisme thermique élevé, (6, c'est-à-dire entre 750 et 950 °C) dans la classification de van Schmus and Wood (1967). Sa texture chondritique initiale est donc presque complètement effacée et la composition des minéraux majeurs olivine et orthopyroxène s'est homogénéisée tandis que des grains de feldspath et de diopside se sont formés. Par ordre décroissant d'abondance, elle est composée de : olivine (à 26% de fayalite), orthopyroxène (à 22% de ferrosilite), plagioclase (à 10-12% d'anorthite) (Binns, 1970), alliage Fe-Ni, troilite FeS, diopside, apatite, chromite, et enfin ringwoodite et majorite qui sont les polymorphes haute pression de l'olivine et du pyroxène.

Cette météorite a subi un choc violent sur son corps parent. On observe en effet tout un réseau de veines sombres (Figure 1) contenant des grains de ringwoodite et majorite (Binns et al., 1969 ; Binns 1970 ; Price et al., 1979 ; Putnis and Price, 1979 ; Madon et Poirier, 1980 ; 1983). Ce sont des veines de choc, de type pseudotachylite résultant probablement de la trempe du liquide formé par des concentrations locales de température et de pression à l'interface entre les grains (Stöffler et al., 1988). Il y a deux hypothèses pour expliquer la formation des polymorphes haute pression (ringwoodite et majorite). Ils ont pu cristalliser à partir d'un liquide encore sous pression ou résulter d'une transformation à l'état solide de grains d'olivine et pyroxène présents dans la veine de choc (Price et al., 1979 et Madon and Poirier, 1983). Dans tous les cas, la présence de ces minéraux dans les veines est considérée comme un signe de pression de choc élevée (degré S6 sur l'échelle de Stöffler et al., 1991 ce qui correspond à une pression moyenne du choc supérieure à 50 GPa). Un autre indice de cette forte pression de choc est fourni par la présence de plagioclase amorphisé à l'état solide (maskelynite). Cette phase est surtout présente près des veines de choc, les feldspaths éloignés des veines sont moins altérés (Binns 1970).

Les investigations de MET précédemment réalisées sur la météorite de Tenham ont essentiellement porté sur les polymorphes de haute pression, ringwoodite et majorite (Price et al., 1979 ; Putnis and Price, 1979 ; Madon and Poirier, 1980 ; 1983). Ces études visaient surtout les propriétés rhéologiques (systèmes de glissement et mécanismes de déformation) de ces phases haute pression qui sont des constituants

importants du manteau terrestre. On sait en effet que l'olivine se transforme en ringwoodite au-delà d'une certaine profondeur ( $\geq 400$  km) dans le manteau et les chondrites fortement choquées représentent actuellement la seule source de ringwoodite naturelle.

Nous avons pour notre part réalisé une étude systématique par META des défauts de choc dans les principaux minéraux de cette chondrite. La microanalyse X nous a également fourni de nouvelles informations sur la température d'équilibre atteinte durant l'épisode de métamorphisme thermique sur le corps parent avant que la météorite de Tenham soit éjectée de son corps parent.



0,5 mm

Figure 1 : Micrographie optique montrant les veines de choc dans la météorite de Tenham. La matrice bien recristallisée est typique d'un degré de métamorphisme élevé. Le cadrillage est celui du support de cuivre nécessaire à l'observation en MET de ces échantillons.

## II Observations

### *II - 1 Minéralogie*

#### II - 1 - a Plagioclases

Tenham est une chondrite de type 6 ; les plagioclases se sont donc formés durant l'épisode métamorphique. Leur taille de grain est cependant nettement plus petite que celle des minéraux majeurs ( $\leq 100 \mu\text{m}$ ). Ces petits grains sont repartis dans la matrice et

dans les chondres dont on devine parfois la forme malgré la recristallisation. Les compositions de ces plagioclases sont très difficiles à déterminer précisément à cause de l'extrême mobilité des cations K et Na sous le faisceau électronique. Les compositions approximatives de ces plagioclases n'ont donc pas été incluses dans la table 1 qui récapitule les diverses compositions minérales observées dans Tenham. Même en utilisant un porte-objet refroidi à l'azote liquide et des zones d'analyse de grande taille (quelques  $\mu\text{m}^2$ ) on aboutit à des analyses imprécises.

Une estimation grossière de la teneur en anorthite ( $\text{An} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) est toutefois possible à partir du rapport Si/Al. En effet dans An le rapport Si/Al est égal à 1 tandis qu'il est égal à 3 pour les deux autres pôles albite ( $\text{Ab} = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) et orthoclase ( $\text{Or} = \text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ). Par cette méthode indirecte nous mesurons des teneurs An = 12 à 20 %. Cette composition, de type oligoclase, est en bon accord avec les données concernant les chondrites L6 (van Schmus and Ribbe, 1968). Ces grandes variations entre analyses ne traduisent pas d'hétérogénéité de composition mais résultent principalement de l'instabilité de K et Na sous le faisceau (les fluctuations de composition observées sont aussi importantes d'un grain à l'autre que d'une analyse à l'autre dans un même grain).

## II - 1 - b Pyroxènes et Olivine

Contrairement aux feldspaths les pyroxènes et olivines ne sont pas (ou peu) endommagés par le faisceau électronique. Leurs analyses se révèlent donc beaucoup plus précises (Table 1). La dispersion des mesures entre différentes analyses d'olivine est inférieure à 1 % ; cette faible déviation standard montre une composition chimique équilibrée comme attendue dans une chondrite de type 6. La taille des grains d'olivine est de l'ordre de 2 mm.

La composition chimique des pyroxènes est également représentée figure 2 dans le quadrilatère de composition usuel pour les pyroxènes. Ces compositions, en accord avec la nomenclature des pyroxènes revue par Morimoto (1988), correspondent à celles du diopside et de l'enstatite. Les grains de diopside, qui se forment comme les grains d'oligoclase lors du métamorphisme thermique, sont également de petite taille (typiquement  $< 200 \mu\text{m}$ ). Les grains d'enstatite sont eux de taille plus importante, similaire à celle de l'olivine ( $< 2 \text{ mm}$ ). Il est à noter que les écarts à la composition moyenne de ces deux pyroxènes ne présentent également que de faibles variations (Table 1). A l'instar de l'olivine, les pyroxènes sont équilibrés. Les compositions de l'olivine à 24,7 mol. % de Fa et de l'enstatite à 19,6 mol. % de Fs correspondent bien à celles attendues pour une chondrite L (Dodd, 1981).

wt. %	Olivine	Ringwoodite	Diopside	Enstatite	majorite	Chromite
Si	17,6	17,8	25,0	25,8	24,3	1,5
Ti	n.d.	n.d.	0,33	0,09	0,05	1,9
Al	0,45	0,07	0,33	0,24	2,8	2,8
Cr	n.d.	n.d.	0,57	0,05	0,40	36,8
Fe	17,5	17,8	4,0	10,1	6,3	23,5
Mn	0,39	0,17	0,15	0,41	0,24	n.d.
Mg	23,1	22,9	9,9	17,7	18,6	2,9
Ca	n.d.	0,05	15,7	0,51	1,2	n.d.
Na	n.d.	0,27	0,6	0,46	0,70	n.d.
O	41,0	40,9	43,5	44,7	45,4	30,7
formule structurale						
Si	0,98	0,99	1,96	1,97	1,82	0,11
Ti	n.d.	n.d.	0,02	<0,01	<0,01	0,08
Al	0,03	<0,01	0,03	0,02	0,22	0,21
Cr	n.d.	n.d.	0,02	<0,01	0,02	1,47
Fe <sup>3+</sup>	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	0,12
Fe <sup>2+</sup>	0,49	0,50	0,16	0,37	0,24	0,76
Mn	0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,01	n.d.
Mg	1,48	1,48	0,89	1,56	1,61	0,24
Ca	n.d.	<0,01	0,87	0,03	0,07	n.d.
Na	n.d.	0,02	0,06	0,04	0,06	n.d.
O	4,01	4,01	6,00	5,98	5,96	4,00
<b>Fo 75,3 ± 0,9    Fo 74,8 ± 1,3    En 46,7 ± 1,0    En 78,8 ± 0,7    En 84,3 ± 1,9</b> <b>Fa 24,7 ± 0,9    Fa 25,2 ± 1,3    Fs 8,2 ± 1,1    Fs 19,6 ± 0,7    Fs 12,3 ± 1,5</b> <b>Wo 45,1 ± 1,4    Wo 1,6 ± 0,6    Wo 3,4 ± 0,5</b>						

Table 1 : Compositions chimiques moyennes des différents minéraux détectés dans Tenham. Les compositions de l'olivine, de la ringwoodite et des pyroxènes sont également reportées en % de leurs pôles respectifs (Fo = forstérite ; Fa = fayalite, En = enstatite ; Fs = ferrosilite ; Wo = wollastonite). "n.d." traduit les éléments dont la teneur est non déterminée.

Certains de ces grains d'enstatite contiennent des inclusions de chromite de forme de plaquettes allongées (30 à 80 nm de largeur pour quelques microns de longueur). On a pu cependant les analyser en les mettant de bout (parallèles au faisceau électronique). Ces inclusions ont cru parallèlement au plan (100) du pyroxène hôte (Figure 3). Leur composition est celle d'une chromite (Fe<sup>2+</sup>,Mg)[Cr,Al]<sub>2</sub>O<sub>4</sub> avec tous les

cations Fe divalents et en sites tétraédriques (notés entre parenthèses tandis que les sites octaédriques sont indiqués entre crochets, des traces de Ti, et Si sont également détectées).

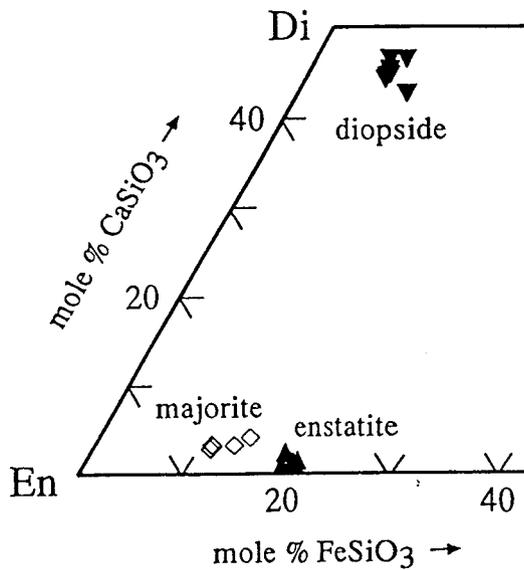


Figure 2 : Compositions de quelques grains de diopside, d'enstatite et de majorite reportées dans le quadrilatère de composition des pyroxènes.

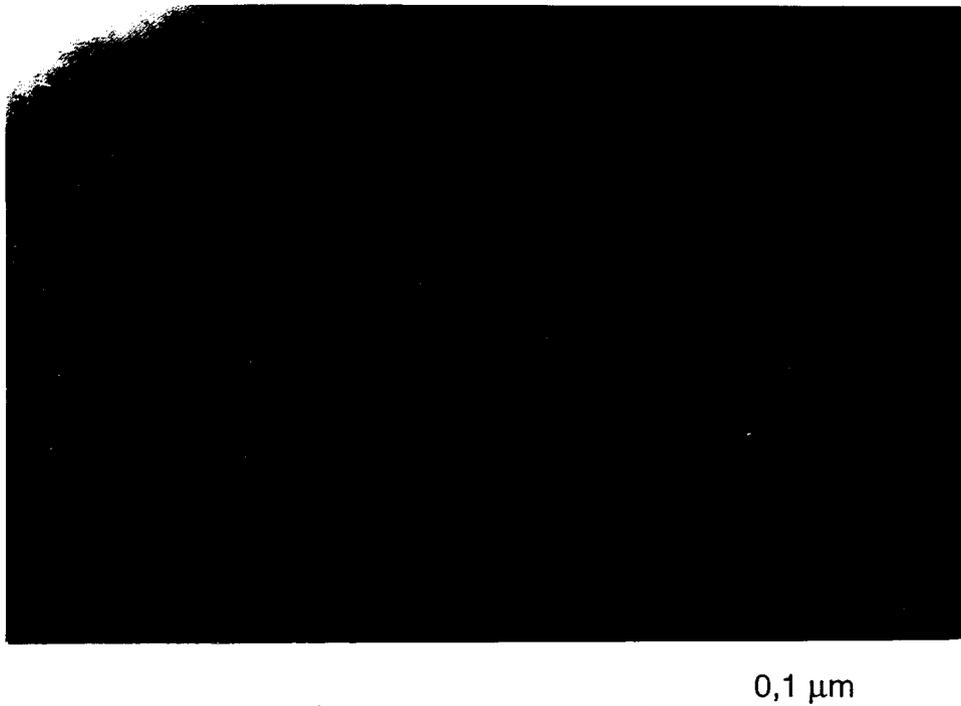


Figure 3 : Micrographie électronique en haute résolution d'une inclusion de chromite dans un grain d'orthoenstatite. Les franges (100) du pyroxène sont bien visibles.

## II - 2 Influence du choc sur la minéralogie

### II - 2 - a Phases de haute pression

Nous avons détecté les phases haute pression (majorite et ringwoodite) déjà observées par différents auteurs (e.g. Binns, 1970 ; Madon and Poirier 1983 ; Price et al. 1980). On les trouve dans les veines de choc où elles se présentent sous forme d'agrégats polycristallins de grains de petite taille (<2-3  $\mu\text{m}$ ).

Les grains de majorite présentent souvent un aspect facetté avec des joints de grains à  $120^\circ$  (Figure 4a). Ils sont quasiment exempts de défauts cristallins. Cette texture est similaire à celle observée par Price et al. (1979) mais contrairement à ces auteurs nous n'observons pas de texture dendritique. Les compositions de majorite que nous avons déterminées sont un peu plus hétérogènes que celles des pyroxènes (écart type 1,9 %) et diffèrent notablement de la composition bien homogène de l'enstatite dont la majorite est sensée être issue par fusion-cristallisation induite par le choc (Price et al., 1979). La composition moyenne de la majorite présente en effet (Figure 2 et Table 1) une concentration plus élevée en Al, Cr, Mg, Ca et Na et plus faible en Si, Mn et Fe par rapport aux pyroxènes pauvres en Ca.

Comme Price et al. (1979), nous détectons entre les grains de majorite une phase amorphe (Figure 4a) constituée principalement d'oxyde (ou hydroxyde?) de Fe-Ni avec un peu de Mg et Si (< 5 % en masse). Le rapport Mg/Si est élevé (il varie entre 1 et 4) et n'est donc pas cohérent avec celui de la majorite qui est < 0,8. Cette phase amorphe intergranulaire représente probablement le résidu de cristallisation de la majorite à partir d'un liquide ; cette phase amorphe semble en outre avoir subi une altération aqueuse lors du séjour de la chondrite sur Terre.

Contrairement au cas de la majorite les grains de ringwoodite ne sont pas séparés par des films amorphes (Figure 4b) et présentent une grande densité de défauts de réseau. Il s'agit essentiellement de défauts plans dans {110}. La figure 4b montre un grain de ringwoodite typique avec trois familles de défauts plans dont une est vue de bout. Ces défauts sont les mêmes que ceux déjà observés par divers auteurs dans la météorite de Tenham (e.g. Madon et Poirier, 1980 ; 1983 ; Price et al. 1979). Ils correspondent à des fautes d'empilement associées à un vecteur de déplacement de  $a/4 \langle 110 \rangle$  (Madon et Poirier, 1980 ; 1983). La composition de la ringwoodite est un peu moins homogène que celle de l'olivine dont elle est issue (écart type = 1,3 % contre 0,9 % pour l'olivine), mais les compositions de ces deux phases sont très proches (Table 1).

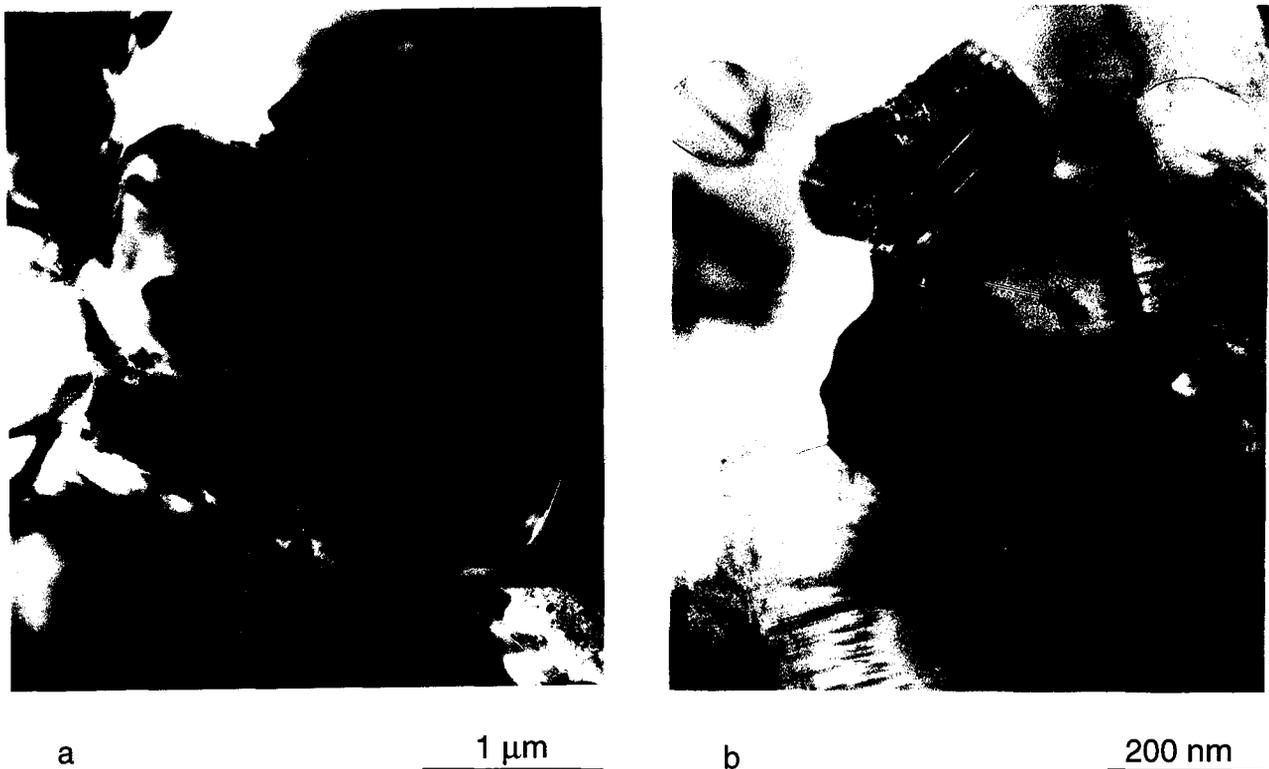


Figure 4 : Micrographies électroniques des polymorphes de haute pression. a) Grains de majorite avec une très faible densité de défauts et une phase amorphe entre les grains. b) Grains de ringwoodite avec une grande densité de fautes d'empilement dans {110}.

## II - 2 - b Poches de fusion riches en métal et troilite

Ces poches sont un mélange intime de kamacite (ou ferrite), taenite (ou austénite) et troilite FeS (Figure 5). On les détecte à proximité immédiate des veines de choc, donc dans des zones où la température a atteint des valeurs élevées.

La phase la plus abondante dans cet assemblage métallique est la kamacite qui se présente sous forme de grains de taille  $\leq 4 \mu\text{m}$ . Ces grains contiennent des sous-joints bien organisés qui les divisent en sous-grains légèrement désorientés les uns par rapport aux autres. Cette microstructure est typique d'un recuit à haute température. La composition chimique de la kamacite est bien homogène ( $5,8 \pm 0,2$  % en masse de Ni, voir Table 2). On observe aussi des grains de taenite plus petits ( $< 1 \mu\text{m}$ ). Ils sont généralement englobés dans une matrice de troilite et il n'y a en général pas de contact physique entre taenite et kamacite. La composition chimique de la taenite s'étale sur un domaine relativement important (43 à 50 % de Ni en masse). Enfin, entre kamacite et taenite nous observons des grains de troilite avec une teneur en Ni relativement importante puisqu'elle atteint 0,5 % de Ni en masse, ce qui suggère une croissance rapide où un refroidissement rapide qui aurait empêché le rééquilibrage du Ni à plus basse température.

Les micrographies de MET nous permettent d'accéder aux proportions volumiques des diverses phases (Table 2), ce qui permet de remonter à la composition du liquide produit par le choc. Nous estimons cette composition liquide à [S] = 10 %, [Ni] = 15 % et [Fe] = 75 % (en masse).

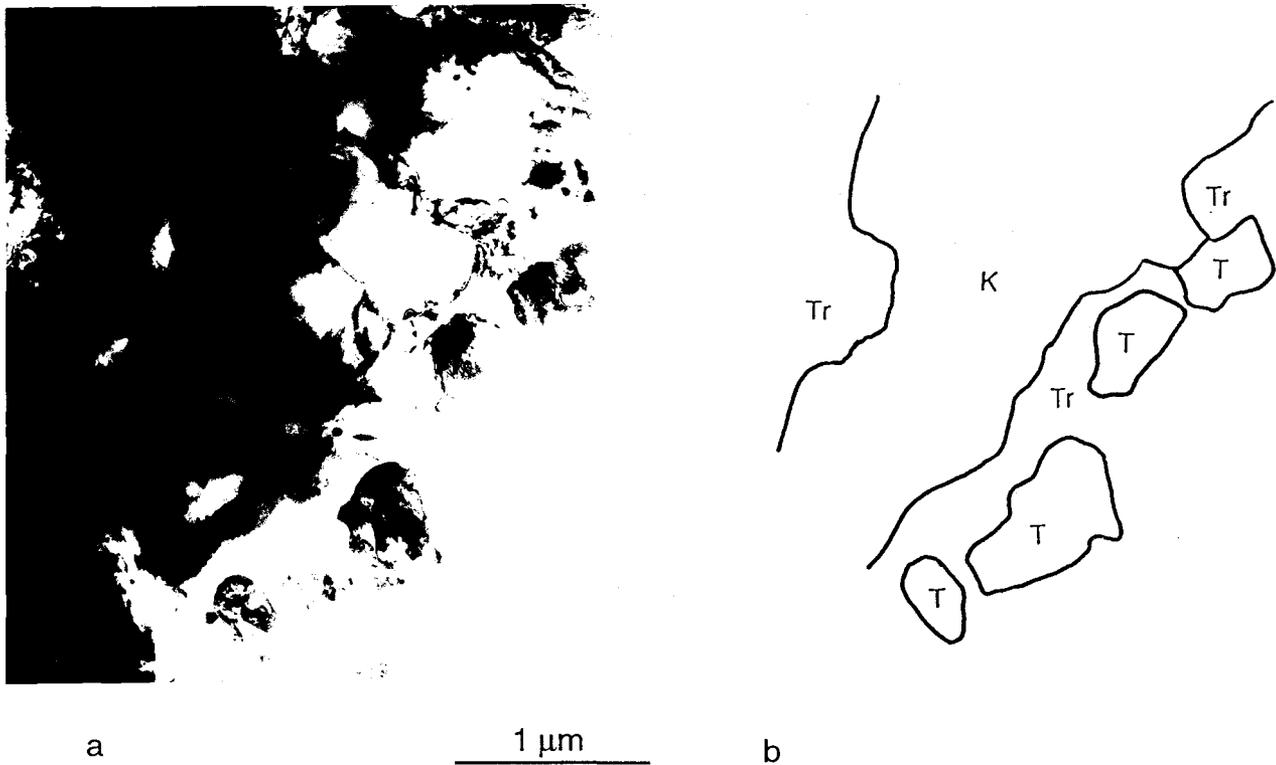


Figure 5 : a) Micrographie électronique d'une poche riche en métal contenant des grains de kamacite (K), taenite (T) et troilite (Tr). b) Schéma simplifié de la structure de a).

wt %	kamacite	Taenite	Troilite
Fe	$93,2 \pm 0,2$	$53 \pm 3,6$	$61,9 \pm 1,5$
Ni	$5,8 \pm 0,2$	$46,7 \pm 3,6$	0,5
S	< 0,1	$0,2 \pm 0,1$	$37,3 \pm 1,3$
Co	$0,9 \pm 0,1$	$0,2 \pm 0,1$	$0,3 \pm 0,2$
% volumique	45	30	25

Table 2 : Composition (et proportion volumique) des grains de kamacite, taenite et troilite.

## II - 3 Microstructures de choc dans les silicates

### II - 3 - a Plagioclase

Les plagioclases présentent plusieurs jeux de fines lamelles amorphes détectables optiquement qui sont usuellement appelées "Planar Deformation Features" (PDF) en raison de la similitude qu'elles présentent avec les PDF observés dans le quartz (Grieve et al., 1990). De tels défauts ont été observés dans diverses météorites choquées, dans des roches provenant d'impacts terrestres et dans des monocristaux de plagioclase soumis choqués expérimentalement (Ostertag, 1983 ; Stöffler, 1972 ; Stöffler et al. 1986). Ce sont des indices utiles pour déterminer le degré de choc des météorites de type pétrographique 6 (Stöffler et al. 1991). En MET on observe dans les régions correspondantes une alternance de lamelles amorphes et cristallines (Figure 6a). La composition chimique des zones amorphes et du cristal père semble identique aux incertitudes d'analyse près. Ces incertitudes sont assez élevées à cause de la mobilité ou de l'évaporation sous le faisceau électronique des cations Na et K mentionnée plus haut.

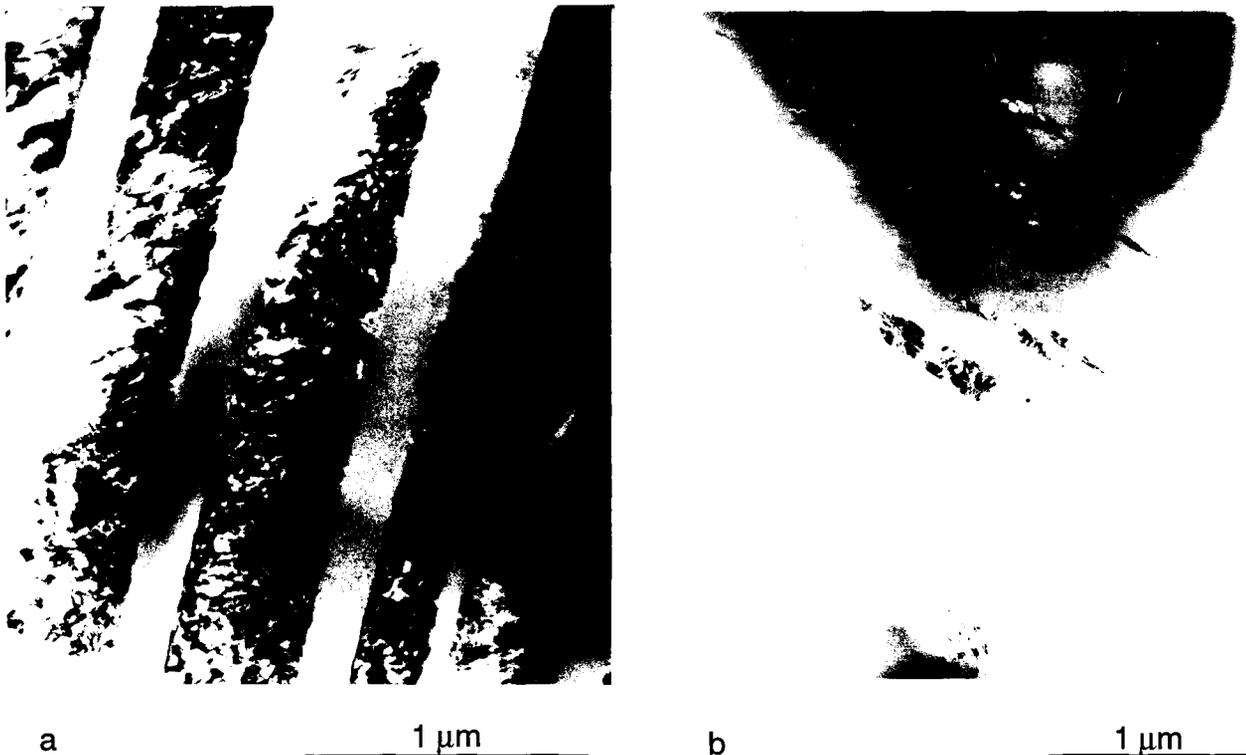


Figure 6 : Micrographies électroniques de PDF dans le plagioclase. a) Jeu de lamelles amorphes. b) Grain presque totalement amorphisé à l'exception d'îlots allongés d'orientations voisines.

Pour déterminer l'orientation d'un défaut plan, il suffit généralement d'incliner l'échantillon jusqu'à ce que ce défaut soit vertical, parallèle au faisceau électronique. L'image du défaut est alors la plus fine possible et l'orientation cristalline correspondante est déterminée par diffraction. Cette méthode n'est malheureusement pas précise dans le cas de lamelles amorphes larges. La structure triclinique des plagioclases complique encore cette méthode. Nous n'avons donc pas pu déterminer de façon non ambiguë l'orientation cristallographique de ces PDF.

Il faut enfin noter que le plagioclase est souvent totalement, ou presque totalement, amorphisé. On ne distingue plus alors que des îlots du cristal père dont les orientations sont très proches, ce qui permet d'inférer que les îlots ont appartenu au même cristal (Figure 6b). Price et al. (1979) avaient déjà noté cette particularité.

### II - 3 - b Olivine

La microscopie optique de l'olivine révèle deux types de défauts caractéristiques d'une déformation par choc (e.g. Stöffler et al., 1991 et références internes) : 1) du mosaïcisme et 2) une grande densité de fractures planes et de fractures irrégulières (Figure 7). Le mosaïcisme se traduit par une extinction légèrement marbrée sous le microscope optique en lumière polarisée.



50  $\mu$ m

Figure 7 : Micrographie optique d'un grain d'olivine présentant de nombreuses fractures

L'examen en MET de ces grains montre trois catégories de défauts de choc : (i) de nombreuses fractures planes ouvertes ou injectées, (ii) des défauts plans qui contrairement aux précédents ne sont ni ouverts ni injectés et (iii) une grande densité de

dislocations libres. Dans la plus part des cas, il a été possible de déterminer l'orientation des défauts plans en les mettant de bout (i.e. parallèles au faisceau d'électrons). Fractures et défauts plans semblent ne se former que dans quelques plans de bas indices de Miller tels que (100), (010), (001), {101}, {120}, {130}, {140} et accessoirement {111} et {112} (Figures 8 à 10).

La structure des défauts plans non ouverts non injectés a été assez difficile à élucider. Les images réalisées en inclinant l'échantillon (Figure 9) ne correspondent à rien d'aisément identifiable. S'agit-il de très fines lamelles d'olivine qui se seraient amorphisées pour former des PDF? de fines lamelles de phase(s) étrangère(s) ou encore de fractures partiellement guéries comme le suggère Ashworth and Barber (1975)? Les observations à très fort grandissement pour rechercher une hypothétique phase amorphe à l'interface apportent une réponse négative. De même les microanalyses effectuées avec une sonde très fine ne révèlent la présence d'aucun élément étranger. Il ne semble pas y avoir de différence chimique entre ces défauts et l'olivine hôte.



Figure 8 : Micrographie électronique en faisceau faiblement excité ( $g = 004$ ) montrant une famille de défauts plans extrêmement fins parallèles au plan (111).

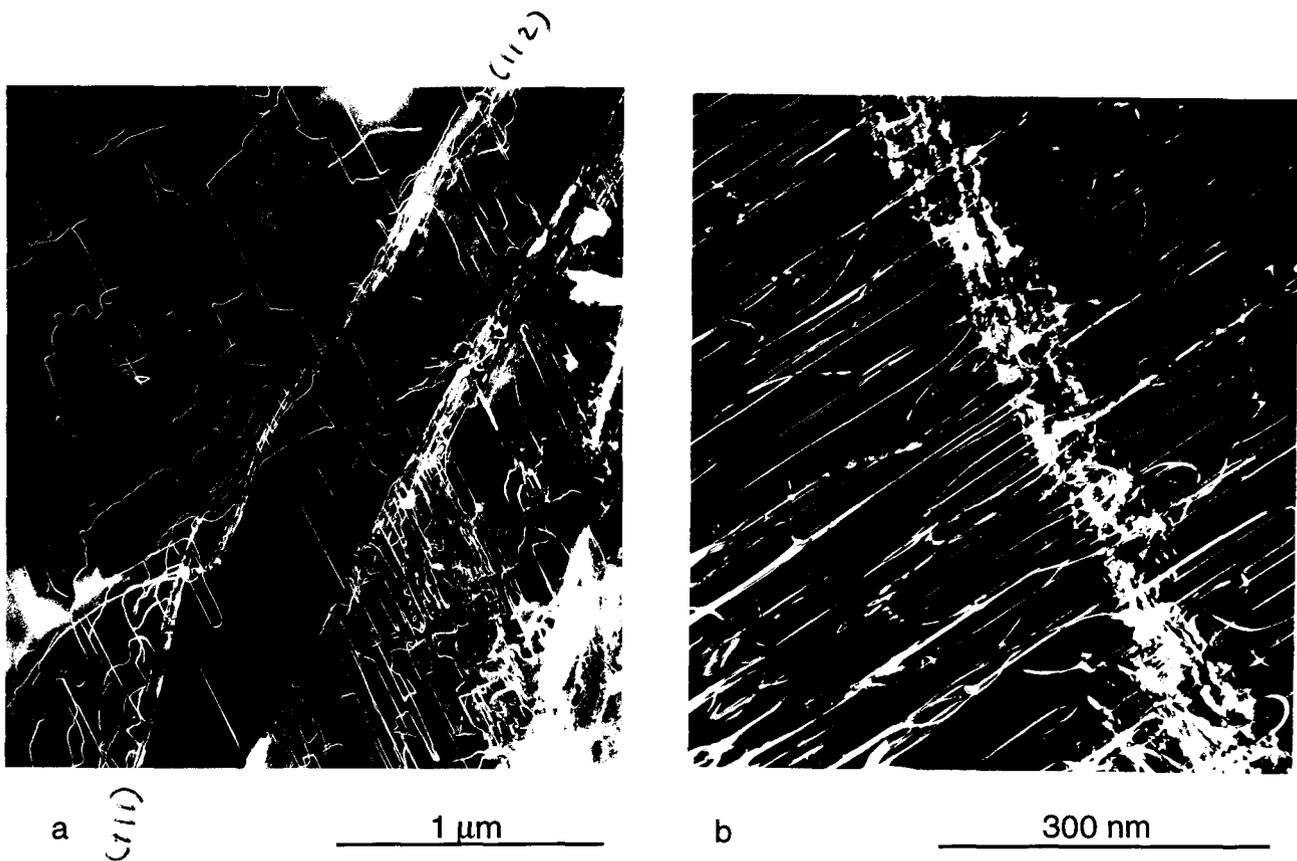


Figure 9 : Micrographies électroniques réalisées dans des conditions telles que les défauts plans sont fortement inclinés par rapport au faisceau d'électrons. Leur contraste reste difficilement interprétable. a) Deux familles de défauts plans parallèles à (112) et (111) respectivement (champ faible  $g = 004$ ) b) Défaut plan d'orientation indéterminée (champ sombre  $g = 004$ ).

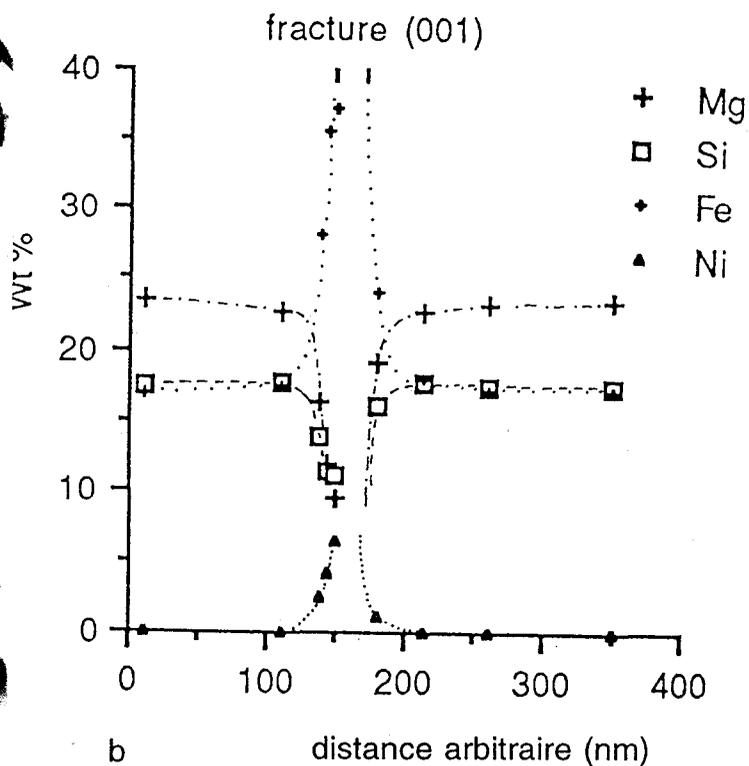
Par comparaison la matière injectée dans les fractures est aisément détectée, même dans les fractures très fines. Ainsi la figure 10 montre deux fractures très fines ( $\approx 200 \text{ \AA}$ ) injectées, l'une est parallèle à (100) et l'autre à (001). Nous observons clairement des différences de composition entre fracture et olivine hôte dans les profils d'analyse effectués avec une sonde fine. Le profil selon une traversée perpendiculaire à la fracture (001) montre clairement un enrichissement très abrupt en Fe et Ni dans la matière injectée. Cette expérience montre en passant que la diffusion de Fe et Ni depuis la fracture vers l'olivine hôte est limitée à une distance  $\leq 20 \text{ nm}$ .

Entre les fractures injectées et les défauts plans de structure non élucidée à ce niveau, le principal effet du choc est la grande densité de dislocations libres qui peut atteindre de  $2 \cdot 10^{14} \text{ m}^{-2}$  (Figures 9b et 10). Cette densité est semblable à celle mesurée par Madon and Poirier (1983) ( $1,5 \cdot 10^{14} \text{ m}^{-2}$ ). Toutes ces dislocations ont un vecteur de Burgers  $\mathbf{c}$  (i.e. [001] ; Figure 11) et ont un caractère vis très marqué. Certaines d'entre elles ont une ou plusieurs parties courbes qui ont permis de déterminer par projection stéréographique standard les plans de glissement activés par le choc. il s'agit des plans (100), (010), et (110).



a

1 μm



b

distance arbitraire (nm)

Figure 10 : a) Micrographie électronique de fractures injectées parallèles aux plans (001) (verticale) et (100) et (horizontale). b) Profil de composition perpendiculaire à la fracture (001).



a

1 μm



b

1 μm

Figure 11 : Micrographies électroniques en champ sombre avec. a)  $g = 004$ ; de nombreuses dislocations  $c$  sont visibles et leurs segments vis prédominent. b)  $g = 400$ , les  $c$  sont éteintes et il n'y pas de  $a$ .

## II - 3 - c Diopside

Les effets du choc sur le diopside sont d'une grande diversité, on y caractérise, en effet par TEM : (i) des macles mécaniques, (ii) une grande densité de dislocations et (iii) des PDF.

(i) Nous observons deux types de macles : les premières apparaissent sous forme de lamelles très fines (5 à 40 nm) parallèles à (100) ; les secondes sont également des lamelles mais nettement plus épaisses (70 à 260 nm) et parallèles à (001) (Figure 12a). Ces macles sont facilement identifiables par les taches supplémentaires apparaissant sur les clichés de diffraction (Figures 12b). On les observe aussi en haute résolution en imageant le plan (010) (Figure 12c).

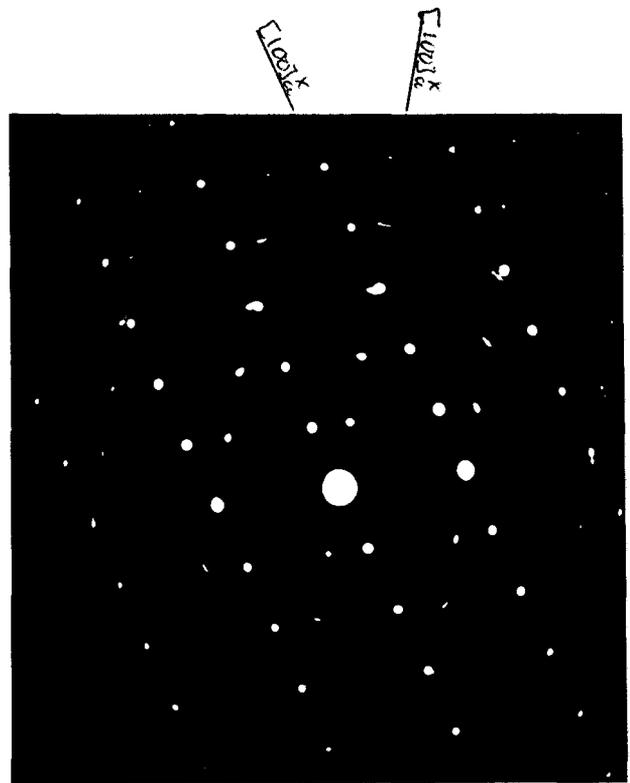
Lorsque l'on incline les parois de macles (100) par rapport au faisceau d'électrons on observe de nombreuses dislocations partielles dans les parois (100) (Figure 12d) mais pas dans les parois des macles (001). Cette différence importante entre ces deux familles de macles suggère des mécanismes de formation différents. La présence de dislocations partielles conforte un modèle de cisaillement par mouvement coopératif de partielles dans des plans adjacents tandis que leur absence suggère plutôt un pliage d'ensemble d'une zone du cristal.

(ii) De nombreuses dislocations libres sont également activées. Elles apparaissent sous formes de concentrations dans des bandes de déformation étroites (Figure 13) suggérant que seulement quelques sources aient fonctionné. La plupart des dislocations appartiennent au système de glissement  $[001](100)$ , mais, bien que dans une moindre mesure  $[001]\{110\}$  soit aussi activé par le choc. La densité de dislocations est très élevée et peut atteindre  $10^{14} \text{ m}^{-2}$  dans certains grains. La figure 13 montre également que ces bandes de dislocations sont déviées par les macles (001).

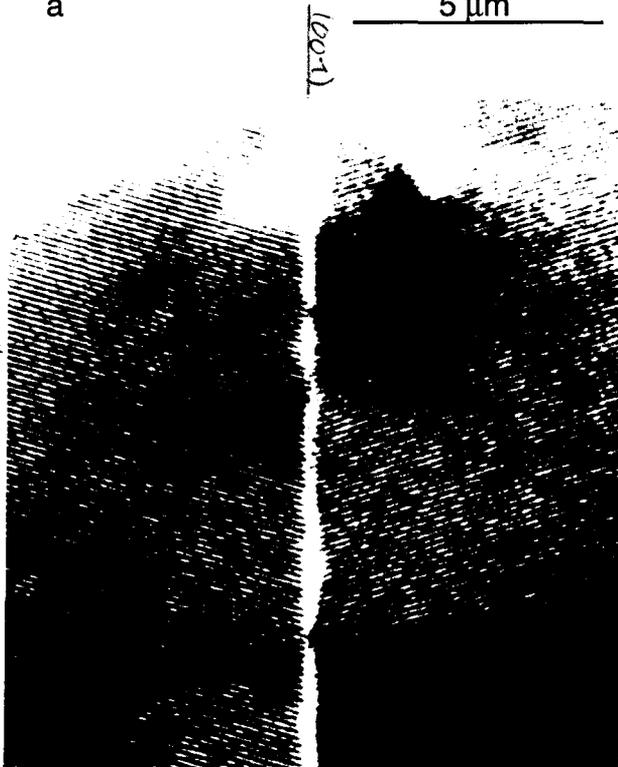


a

5 μm



b



a

100 Å



b

0,5 μm

Figure 12 (FL) : Défauts de choc dans le diopside. a) Les deux systèmes de macles (100) et (001) sont présents dans ce grain proche des veines de choc (MET). b) Cliché de diffraction d'une région contenant à la fois de la matrice et des lamelles de macles (001) montrant la désorientation entre les directions  $[100]^*$  de part et d'autre de la paroi de macle. c) Image haute résolution d'une macle (001), les franges obliques sont parallèles au plan (100). d) Macles (100) inclinées par rapport au faisceau d'électrons montrant les dislocations partielles dans les parois.

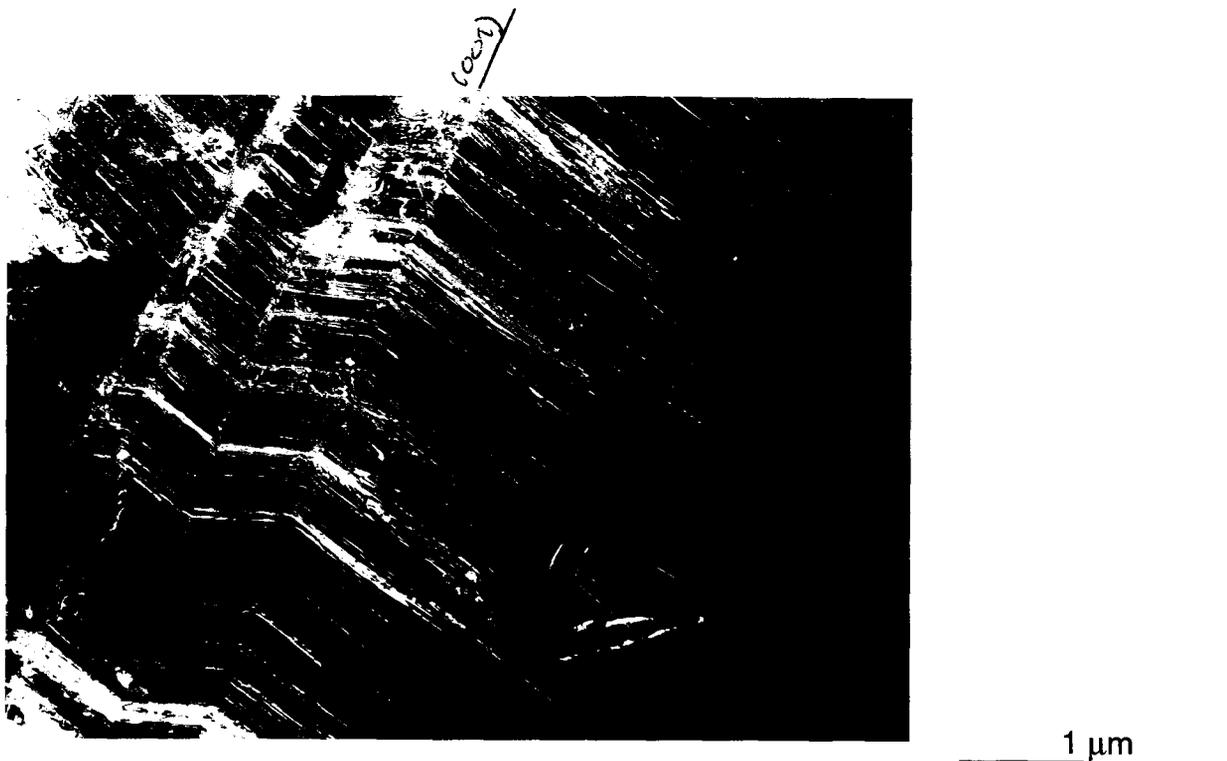


Figure 13 (FL) : Bandes de dislocations du système  $(100)[001]$  défléchies par des lamelles de macles  $(001)$ .

(iii) En plus des différents défauts de choc décrits ci-dessus et qui ont été observés dans d'autres échantillons de diopside choqué (e.g. Ashworth, 1980a ; Hornemann and Müller, 1971 ; Leroux et al., 1994b), l'onde de choc a engendré des lamelles amorphes fines et rectilignes appelées PDF par analogie avec le cas du quartz. Ces PDF n'avaient jusqu'à présent été caractérisées que dans du diopside choqué expérimentalement (Leroux et al., 1994b). Nous ne les avons détectés que dans quelques grains de diopside de Tenham. La nature amorphe de ces lamelles est visible au travers des clichés de diffraction qui présentent des anneaux diffus se superposant aux taches de diffraction du cristal (les PDFs sont trop fins pour être isolés par le diaphragme d'aire sélectionné), et sur des images à très fort grandissement (Figure 14). Ces PDF ont une épaisseur moyenne d'environ 50 nm et leur espacement varie de 0,1 à 1 μm. Ils présentent des orientations cristallographiquement contrôlées parallèles aux plans  $\{221\}$  et  $\{22\bar{1}\}$ . Dans le diopside choqué expérimentalement à 45 GPa (Leroux et al. 1994b), les PDF sont principalement développés dans  $\{33\bar{1}\}$  mais les PDF parallèles aux plans  $\{22\bar{1}\}$  y ont aussi été détectés.

Les micrographies de la figure 14 montrent également des interactions entre ces différents défauts. Les PDF sont en effet défléchis par les macles  $(001)$ , mais ils déplacent également ces macles (Figure 14c). Cette observation est aussi valable lorsque deux jeux de PDF se coupent, comme ceux de la figure 14a. PDF et macles se forment donc vraisemblablement en même temps lors du passage de l'onde de choc et les PDF ont comme les macles une action cisailante.

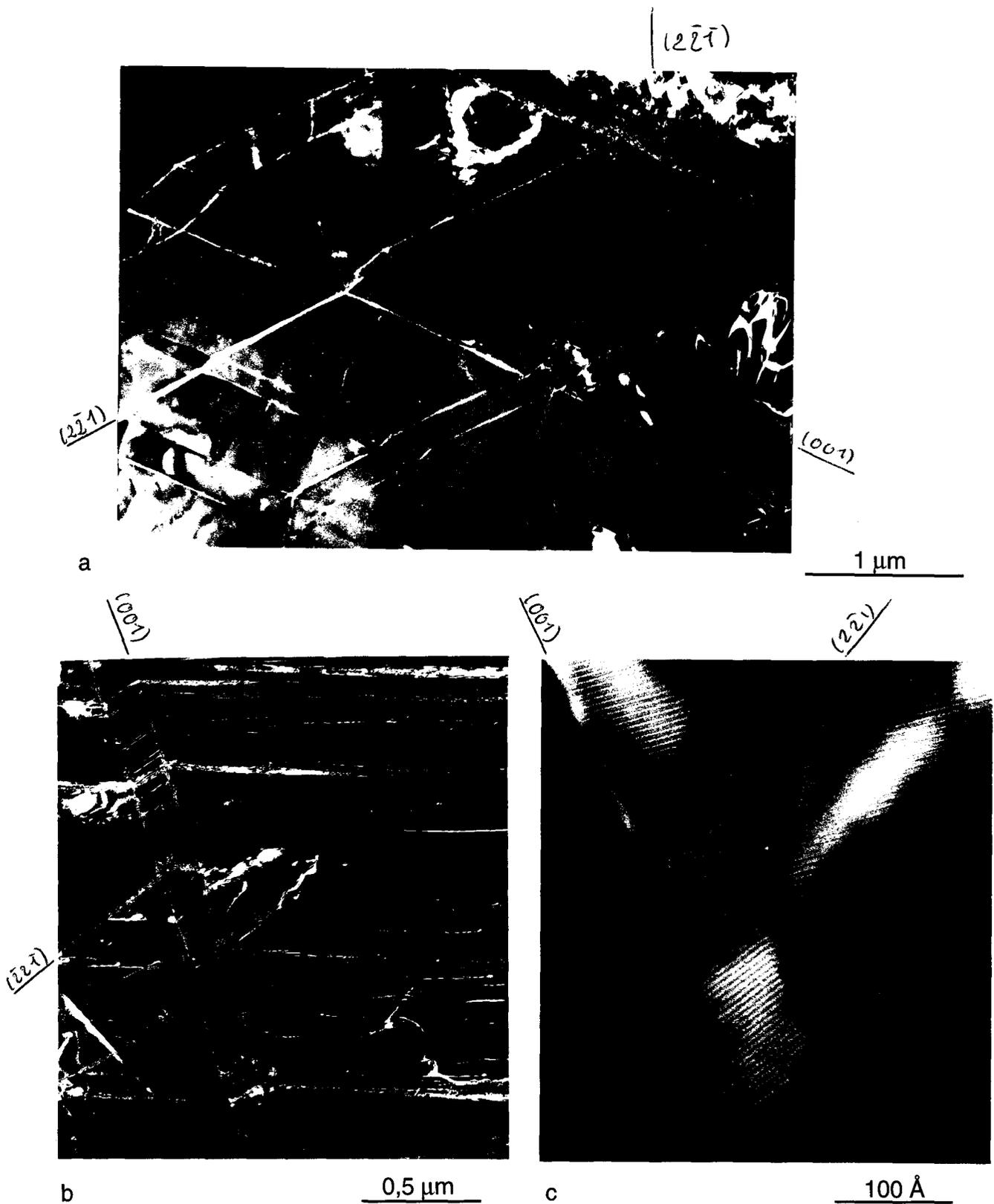
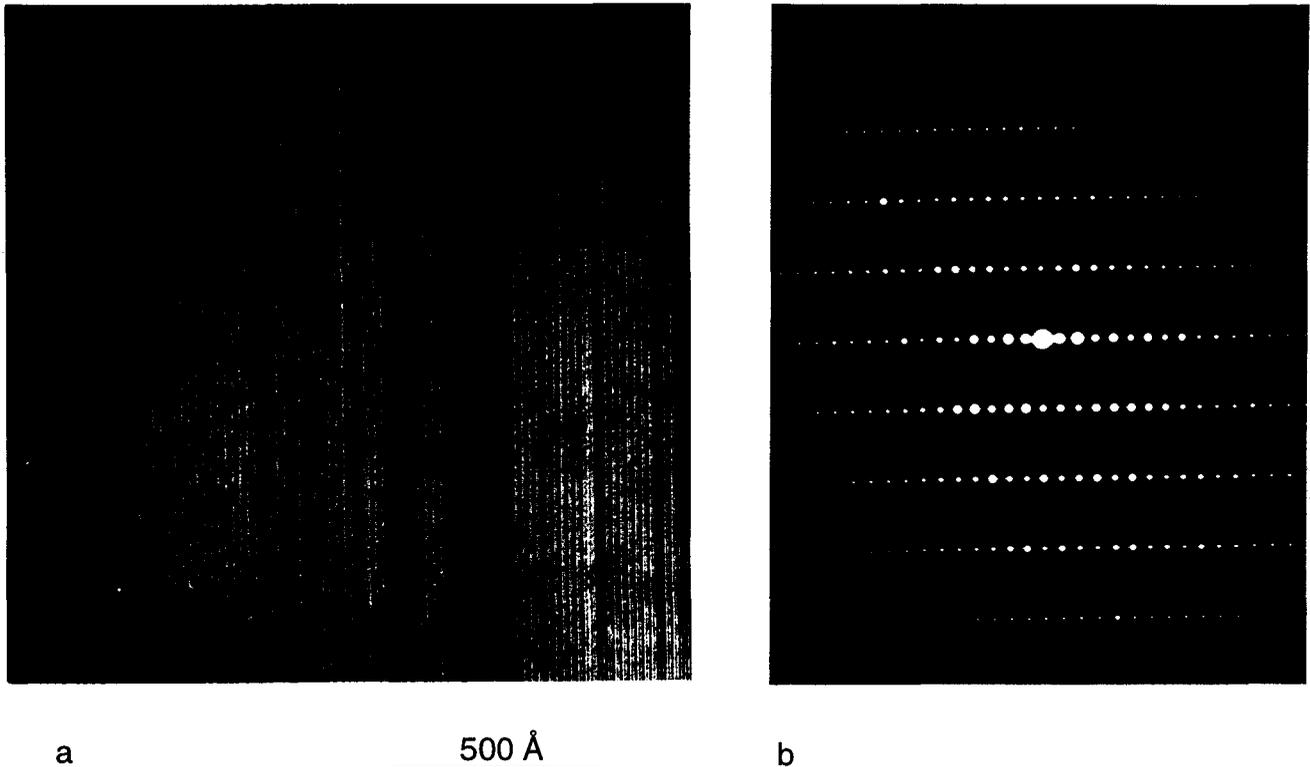


Figure 14 (FL) : a) Deux jeux de PDF parallèles aux deux plans équivalents  $(2\bar{2}\bar{1})$  et  $(2\bar{2}1)$  défléchis par des macles parallèles à  $(001)$  (champ sombre,  $g = 002$ ). b) Bandes de dislocations, PDF dans parallèles à  $(\bar{2}\bar{2}\bar{1})$  et lamelles de macles  $(001)$  dans un même grain de diopside (champ sombre,  $g = 002$ ). c) Image en haute résolution d'une macle  $(001)$  cisailée par un PDF parallèle à  $(2\bar{2}\bar{1})$ .

## II - 3 - d Enstatite

La microscopie optique révèle une importante fracturation des grains d'enstatite. Ces fractures sont principalement parallèles aux plans (010) et (001), mais on détecte aussi quelques fractures irrégulières. En MET, on détecte des dislocations en densité moins élevée que dans l'olivine ou le diopside (environ  $10^{12} \text{ m}^{-2}$ ). La majorité de ces dislocations ont un vecteur de Burgers  $\mathbf{c}$  et ont glissé dans (100). L'autre défaut de choc important est les lamelles de clinoenstatite parallèles au plan (100) ce qui suggère un mécanisme de transformation martensitique par glissement de dislocations partielles dans (100) (Coe et Kirby, 1975). A grandissement élevé, les lamelles de clinoenstatite se reconnaissent facilement par un système de franges d'espacement  $9 \text{ \AA}$  contre  $18 \text{ \AA}$  pour la matrice d'orthoenstatite (Figure 15). La largeur de ces lamelles est un multiple pair de  $9 \text{ \AA}$ . Les clichés de diffraction réalisés sur les régions contenant un grand nombre de ces lamelles de clinoenstatite montrent un allongement des taches de diffraction dans la direction  $[100]^*$ . La finesse de ces lamelles entraîne en effet un relâchement des conditions de Bragg dans la direction perpendiculaire au plan des lamelles. Celui-ci se traduit par un allongement des batonnets dans ce sens (Figure 15b).



## III Discussion

### *III - 1 Conditions du métamorphisme thermique*

Les compositions des pyroxènes et de l'olivine ont été homogénéisées par le métamorphisme thermique, et le choc n'a pas modifié ces compositions. La météorite de Tenham est donc bien équilibrée. Sa température d'équilibre est aisément obtenue par l'utilisation de géothermomètres. Nous en avons utilisé deux, celui de Lindsley (1983) et celui de Brey et Köhler (1990). Le thermomètre de Lindsley est basé sur les compositions des pyroxènes (enstatite et diopside). L'absence d'exsolutions et la faible teneur en éléments mineurs (Al, Na, Ti) des pyroxènes nous permet d'en déduire des résultats fiables. Malheureusement ce thermomètre est peu précis avec une incertitude de  $\pm 100$  °C. Nous obtenons des températures d'équilibre de  $810 \pm 100$  °C pour l'enstatite et  $870 \pm 100$  °C pour le diopside. Le thermomètre de Brey and Köhler (1990) basé sur le partage du Ca entre ortho et clinopyroxène est plus précis. Il donne une température d'équilibre de  $820 \pm 15$  °C. Ces températures associées à la composition de l'olivine (Fa<sub>25</sub>) et de l'enstatite (Fs<sub>20</sub>) sont bien cohérentes avec la classification de Tenham comme chondrite L6 (McSween et al., 1988 ; Sears and Dodd, 1988).

### *III - 2 Polymorphes de haute pression*

#### III - 2 -a Majorite

Price et al. (1979) observent une croissance dendritique de la majorite. Ils interprètent la phase vitreuse entre les grains de majorite en supposant que celle-ci a cristallisé à partir d'un verre prograde de pyroxènes (verre de haute densité, diaplectique ou thermique, formé lors de la montée de la pression et de la température). Cette phase vitreuse intergranulaire serait le résidu de cristallisation des grains de majorite à partir du verre. Il nous semble alors étonnant que cette phase vitreuse bien que riche en oxyde ou hydroxyde de fer contienne encore un taux non négligeable de Mg et Si. En outre l'hypothèse génétique de Price et al. (1979) n'expliquent pas bien comment la majorite peut s'être enrichie en Al, Ca et Na. Ces éléments en très faible concentration dans l'enstatite de départ ne peuvent provenir que de plagioclase et/ou diopside. Il apparaît donc qu'il faut quelque peu modifier le scénario de Price et al. et supposer que le choc a induit la fusion d'un grand nombre de minéraux : enstatite bien sur, mais aussi chromite, plagioclase et diopside et certainement des grains de phase métallique. Les liquides doivent s'être mélangés rapidement en donnant naissance à un verre de fusion (i.e. un verre non diaplectique) qui a ensuite cristallisé sous pression en

donnant les grains de majorite relativement homogènes que nous observons. Le liquide résiduel s'est enrichi en fer et en est devenu le constituant principal en fin de cristallisation lorsqu'un des éléments constitutifs de la majorite (Ca ou Al ou Cr) était épuisé. L'étape de haute température, haute pression a dû durer un temps assez long pour permettre cette cristallisation sous pression entre 19 et 24 GPa et à des températures comprises entre 1700° et 2600°C. Ces valeurs délimitent le domaine de stabilité de la majorite d'après Kato and Kumazawa (1985). Pour des pressions supérieures on aurait de la perovskite, une phase qui n'a jamais été détectée dans la chondrite de Tenham.

Chen et al. (1996) ont caractérisé dans la chondrite de Sixiangkou des grains de majorite de composition similaire à celle que nous avons mesuré dans Tenham, avec le même enrichissement en Al, Ca et Na. Ils interprètent la formation de cette majorite avec de la magnésowüstite entre les grains comme résultant de la cristallisation d'un liquide à haute température et haute pression. Sa cristallisation suppose également que la température et la pression n'ont pas chuté trop rapidement après le pic lié au passage de l'onde de choc.

### III - 2 - b Ringwoodite

C'est l'un des polymorphes de haute pression de l'olivine. On la trouve aussi localisée dans les veines de choc où en bordure de celles-ci. Contrairement à la majorite sa composition est identique à celle de l'olivine et on n'observe pas de phase intergranulaire. Ces observations favorisent un modèle de transformation à l'état solide olivine => ringwoodite comme le modèle de transformation martensitique proposé par Poirier (1981) et Madon and Poirier (1983). Cette transformation martensitique s'effectuerait par glissement de dislocations partielles dans l'olivine qui laissent derrière elles des fautes d'empilement transformant le réseau anionique hexagonal compact de l'olivine en un réseau CFC. Les cations se réorganiseraient alors par cisaillement synchrone. Il doit en résulter des relations d'épitéxie entre les deux phases telle que :

$$[100]_{ol} // \langle 111 \rangle_{\gamma} \text{ et } [001]_{ol} // \langle 110 \rangle_{\gamma}$$

Les contraintes différentielles requises pour cette opération ont été évaluées expérimentalement et sont d'environ 1GPa (Burnley and Green, 1989), valeur tout à fait raisonnable pour un choc.

Bien que la transformation martensitique soit rapide, les chocs expérimentaux n'ont jusqu'à présent jamais pu générer de ringwoodite (ils n'ont pas non plus produit de majorite). Ceci est sans doute lié à un problème de cinétique de nucléation et de croissance de la nouvelle phase haute pression. La durée d'application de la pression dans un choc expérimental est en effet très courte (quelques  $\mu$ s) et inférieure de plusieurs ordres de grandeur à la durée d'application de la pression lors de chocs entre

objets de grandes tailles (de l'ordre de la seconde). La taille observée des grains de polymorphes de haute pression (jusqu'à 3  $\mu\text{m}$ ) implique une durée minimum d'application de la pression qui paraît incompatible avec les microsecondes d'un choc expérimental.

### *III - 3 Assemblage Métal-troilite*

Nous observons aussi dans Tenham des poches constituées d'un mélange intime de trois phases riches en métal, kamacite (5,8 % de Ni), taenite (43-50 % de Ni) et troilite. La taenite apparaît sous forme de petits grains isolés dans une matrice de troilite, le tout étant situé entre des grains de kamacite plus gros. Un tel assemblage ressemble à première vue aux structures dendritiques que Scott (1982) a observées en microscopie optique ou à balayage dans différentes chondrites et météorites de fer. Selon cet auteur la taenite et la troilite constitueraient les produits de cristallisation à l'eutectique du système Fe-Ni-S ( $T \geq 980^\circ\text{C}$ ). La cristallisation rapide aurait produit des dendrites, les premiers grains solidifiés étant de la taenite pauvre en Ni (6 à 8 % en masse, Scott, 1982 ; Begeman et al, 1992 ; Chen and Xie, 1995). Le liquide s'enrichissant en Ni, la taenite cristallisant ensuite sur le bord des dendrites se serait enrichie progressivement en Ni (jusque  $\approx 20\%$ ). Puis, en suivant toujours le diagramme d'équilibre Fe-Ni représenté figure 16, cette taenite se serait transformée vers  $500^\circ\text{C}$  en martensite à  $\approx 8\%$  de Ni (Chen and Xie, 1995).

Nos observations ne confortent pas ce scénario. En effet nous observons en MET des grains de taenite de taille nettement plus petite ( $\approx 1\mu\text{m}$ ) que celle détectée par Scott, et leur teneur en Ni est nettement plus importante ( $\geq 43\%$  au lieu d'environ  $30\%$ ), enfin les grains de kamacite voisins présentent une composition à la fois très homogène (pas d'enrichissement en Ni des bords de grains) et trop pauvre en Ni pour être de la martensite. La microstructure de ces grains ne correspond pas non plus à de la martensite (peu de dislocations). La texture que nous observons ne semble pas résulter d'une croissance dendritique. La microstructure que nous observons semble plus proche de ce que Scott (1982) a appelé sans bien en expliquer la genèse des "shock-melt fizzes" (mais les compositions que nous mesurons sont moins extrêmes que les siennes qui sont kamacite à 2-4 % de Ni et taenite à 57-59 %). Nous notons en passant que ces compositions sont éloignées de celles que prédit la cristallisation à l'équilibre.

D'après le diagramme Fe-Ni-S (Kullerud, 1963) et la composition du liquide que nous estimons à  $[\text{S}] = 10\%$ ,  $[\text{Ni}] = 15\%$  et  $[\text{Fe}] = 75\%$  (en masse), la cristallisation à l'équilibre de ce liquide produirait en premier des grains de taenite à 16 % de Ni (Figure 17) puis au fur et à mesure que la température décroît de la taenite de plus en plus riche en Ni jusqu'à atteindre la température de l'eutectique ( $\approx 980^\circ\text{C}$ ) où troilite et une taenite à  $\approx 30\%$  de Ni devraient cocrystalliser. Les réactions subsolidus à l'équilibre se lisent

ensuite sur le diagramme Fe-Ni de Reuter et al. (1989) qui prédit la transformation taenite => kamacite avec un enrichissement correspondant en Ni de la taenite résiduelle. Etant donné que la vitesse de refroidissement a dû être très rapide on attend des compositions figées à des valeurs de haute température. La très petite dimension des grains de troilite et de taenite (moins de 1  $\mu\text{m}$ ) et la teneur importante en Ni de la troilite ( $\approx 0,5\%$ ) vont dans le sens d'une cristallisation très rapide (Smith and Goldstein, 1977) mais les compositions de taenite et kamacite que nous avons mesurées sont assez éloignées de celles prédites par une cristallisation à l'équilibre figée à haute température. Il faut noter que les diagrammes de phase que nous avons utilisés sont valables à pression ambiante. La pression les modifie certainement.

Finalement nous nous retrouvons confrontés au même problème que Scott (1982) et ne sommes pas à même de fournir un modèle satisfaisant de solidification hors d'équilibre à partir des diagrammes d'équilibre publiés. Scott (1982) suggère sans aucune évidence expérimentale le passage par une phase vitreuse qui cristalliserait à basse température pour donner les "fizzes". On sait que de trempes rapides ( $10^6\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ) conduisent à des verres mais cette hypothèse ne nous semble pas cohérente avec ce qui est observé pour le liquide silicaté voisin qui a cristallisé lentement en formant de la majorite. Il nous faut donc conclure que le processus ayant conduit à la cristallisation des phases riches en métal reste donc essentiellement non élucidé aujourd'hui.

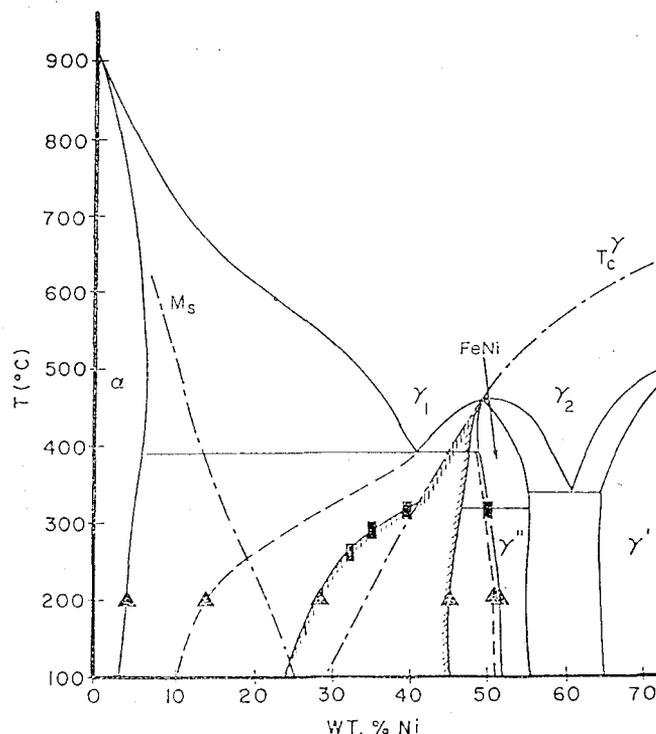


Figure 16 : Diagramme de phases Fe-Ni d'après Reuter et al. (1989), la courbe  $M_s$  marque l'apparition de la martensite.  $\alpha$  = kamacite,  $\gamma$  = taenite,  $\gamma'$  = tétrataenite.

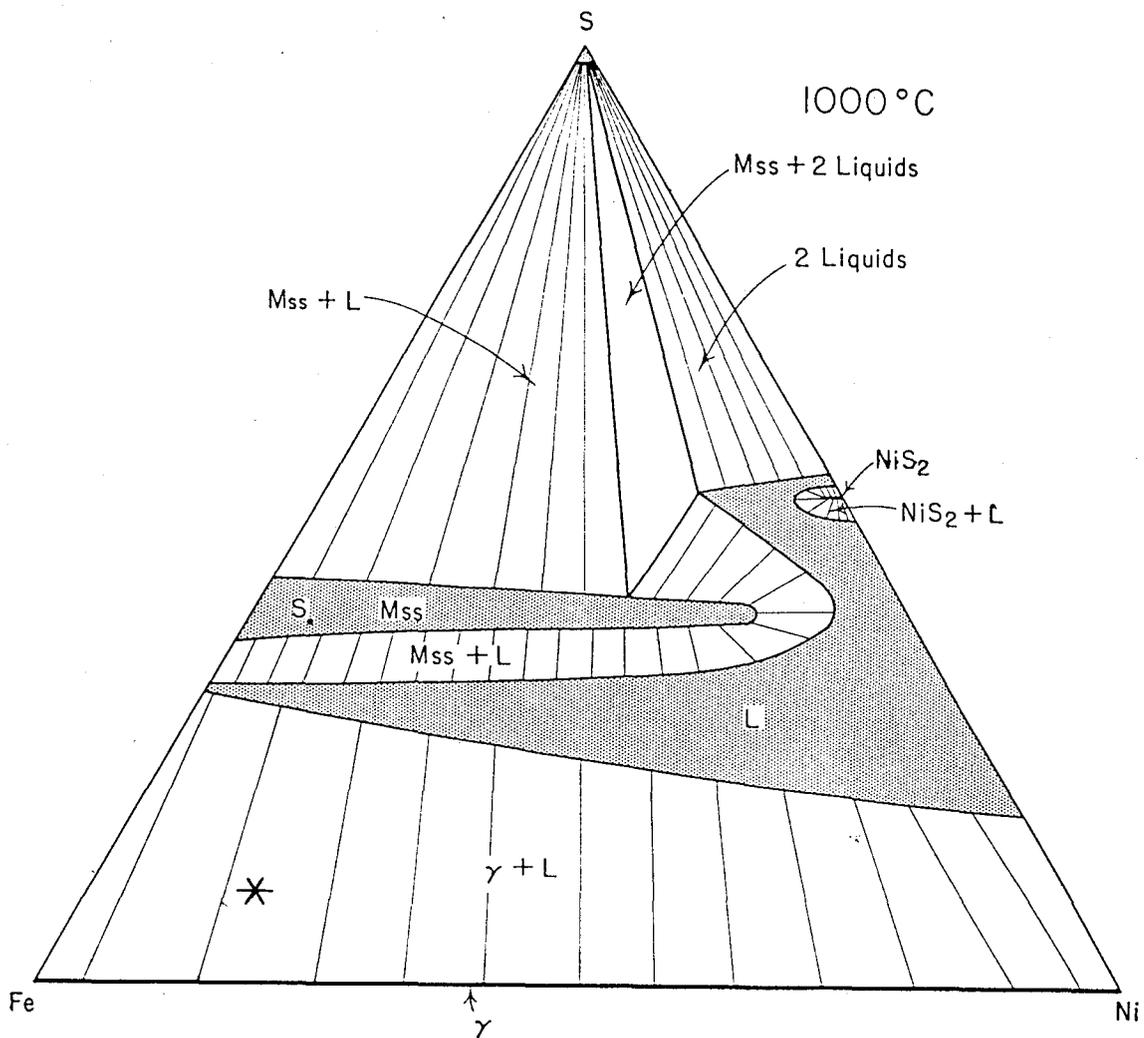


Figure 17 : Composition du liquide initial ( $[S] = 10 \%$ ,  $[Ni] = 15 \%$  et  $[Fe] = 75 \%$ ) représentée par l'étoile dans le diagramme de phase de Kullerud (1963) à  $P = 1 \text{ atm}$ .

### III - 4 Microstructure de défauts

#### III - 3 - a Plagioclase

La transformation des grains de plagioclases en maskelynite est presque totale. Elle prouve ainsi que la pression de choc est au moins montée jusqu'à 35 GPa (Ostertag, 1983) et que globalement le degré de choc minimum atteint par la météorite de Tenham est S5 (Stöffler et al. 1991). Néanmoins, la persistance de PDF dans certain grain montre que pour ces grains les pressions de choc ont été inférieures, entre 20 et 35 GPa d'après Stöffler et al. (1991). En fait, à cause des différences d'impédance acoustique entre les divers minéraux qui réfléchissent différemment l'onde de choc, une déformation par onde de choc est connue pour être très hétérogène dans des assemblages polyminéraux. Ils est donc possible que différents grains aient subi une déformation plus ou moins importante.

### III - 3 - a Olivine

L'échelle d'intensité de choc établie par Stöffler et al. (1991) est essentiellement basée sur des observations optiques dans l'olivine qui est un des minéraux les plus abondants dans les chondrites. Cette échelle d'intensité de choc tient grand compte des fractures ouvertes (irrégulières ou planes) et des PDF dans l'olivine. En MET nous retrouvons bien les fractures mais, bien que la chondrite de Tenham soit considérée comme très fortement choquée (S6 dans l'échelle de Stöffler), nous ne détectons pas de PDF. Ceux-ci qui ont également été appelés lamelles submicroscopiques (Müller and Hornemann, 1969) et "planar elements" (Stöffler 1972) sont longtemps restés assez mal définis car le grandissement fourni par la microscopie optiques ne permet pas d'élucider leur structure fine. En microscopie optique les PDF sont des discontinuités sub-microniques plus rapprochées que les fractures planes mais dans les mêmes plans que ces dernières. Actuellement on définit les PDF par leur structure. Ce sont des lamelles de phase amorphe de même composition que la matrice cristalline qui les contient. Nos observations en MET indiquant l'absence de tels PDF contredit donc la classification de Stöffler qui en annonce la présence dès le degré de choc S5. A l'échelle du MET, les défauts qui ressemblent le plus au contrastes optiques des PDF sont des fractures planes non injectées dont l'ouverture n'excède pas 300 Å. La structure de tels défauts ne peut être résolue optiquement, ces défauts ne sont peut être pas même détectés en microscopie optique. Nous observons en MET d'autres défauts de choc dans l'olivine. Il s'agit de défauts plans très fins qui ne semblent pas contenir de matière étrangère et dont le contraste n'est pas immédiatement interprétable. Divers auteurs qui les ont déjà observés (Ashworth 1985, Ashworth and Barber 1975, Bauer 1979) suggèrent qu'il s'agit de fractures plus ou moins guéries par un épisode de recuit post-choc. Ces défauts non plus ne sont sans doute pas détectés optiquement et n'apparaissent donc pas dans l'échelle de Stöffler.

La prédominance des dislocations de vecteur de Burgers **c** dans l'olivine de Tenham est caractéristique des olivines choquées naturellement (e.g. Ashworth 1985 ; Ashworth et Barber 1975) ou expérimentalement (Sears et al., 1984). Ce sont les mêmes que celles activées par de la déformation à vitesse modérée et température pas trop élevée (e.g. Nicolas and Poirier, 1976). Ces dislocations **c** sont donc activées dans une très grande gamme de vitesses de sollicitation allant de  $10^6$  à  $10^8$  s<sup>-1</sup> dans le cas d'un choc à  $10^{-6}$  s<sup>-1</sup> dans les expériences de laboratoire. Le caractère vis préférentiel de ces dislocations **c** résulte de la faible mobilité de cette orientation de ligne de dislocations. Enfin le mosaïcisme de l'olivine bien observé optiquement apparaît en MET comme résultant des nombreuses fractures et dislocations générées par le choc.

### III - 3 - b Pyroxenes

Les deux familles de macles observées dans le diopside sont reproduites tant dans en déformation dynamique que statique (Hornemann et Müller, 1971 ; Kirby et Christie, 1977 ; Müller, 1993 ; Leroux et al., 1994b). Kirby and Christie (1977) ont proposé un modèle de maclage dans les deux plans (100) et (001) par glissement de dislocations partielles. Si les macles (100) que nous observons renferment effectivement des partielles dans leurs parois, les macles (001) n'en ont en revanche pas. Cette observation s'applique aussi bien aux chocs expérimental que naturel (roches lunaires observées par Nord and McGee, 1979, météorites choquées étudiées par Ashworth, 1980 a et b). Les macles (001) ne semblent donc pas être générées par mouvement de partielles. Ashworth (1985) puis Leroux et al. (1994b) ont suggéré que ces macles résultent d'un basculement d'ensemble de toute une tranche de cristal parallèle à (001). Skrotzki, (1994) note que contrairement aux macles (100) les macles (001) n'ont jamais été observées dans des roches déformées tectoniquement et peuvent donc être considérées comme un indicateur de choc. Enfin Leroux et al. (1994b) ont montré que la température favorise la formation par choc des macles (100). La répartition de la température de choc est connue pour être très hétérogène (e.g. Kondo and Ahrens, 1983 ; Stöffler et al., 1991), ce qui explique l'hétérogénéité de la distribution de ces macles (001) dans le diopside choqué.

Des PDF très similaires à ceux du quartz et des feldspaths choqués se forment dans le diopside à partir de 35 - 45 GPa (Leroux 1994 ; Leroux et al., 1994b) et leur formation relève très vraisemblablement du même processus que celui proposé pour le quartz par Goltrant et al (1992). Les lamelles de phase dense et amorphe se forment au front d'onde pour relaxer les désaccords de réseau de part et d'autre du front, l'un étant fortement comprimé et l'autre encore dans son état initial. Cette amorphisation se produit dans des plans dont le module de cisaillement devient instable au-delà d'une certaine pression. Localement la chondrite de Tenham a donc subi des pressions d'environ 40 GPa. Ce résultat atteste d'un degré de choc minimum S5 dans la classification de Stöffler (1991) qui correspond à des pressions minimales de 35 GPa. Il demeure en bon accord avec le classement S6 (45 à 75 GPa) de la chondrite.

Deux mécanismes sont connus pour causer l'inversion ortho- clino- enstatite : (i) des contraintes de cisaillement supérieures à 70 MPa sur les plans (100) dans la direction [001] (Coe et Kirby, 1975) et (ii) un refroidissement rapide depuis le champ de stabilité de la protoenstatite (Smith 1974). Ces deux mécanismes pourraient en fait se révéler identiques car un refroidissement rapide doit induire des contraintes déviatoriques importantes dans un milieu élastiquement anisotrope. La contrainte déviatorique accompagnant le choc dépasse certainement cette contrainte seuil. Il n'est

donc pas surprenant de trouver des lamelles de clinoenstatite dans l'orthoestatite de Tenham. Buseck et al. (1980) proposent un critère pour distinguer les lamelles clinoenstatite formées par refroidissement de celles formées par choc. Le choc ne produirait que des lamelles d'épaisseur égale à un multiple pair de 9 Å, comme nous l'observons en MET à haute résolution.

## IV Conclusion

Nos observations montrent que le choc a causé de nombreux défauts typiques dans les silicates ainsi que la fusion localisée. Comme pour le quartz (Stöffler and Langenhorst, 1994), l'orientation des PDF dans le diopside pourrait éventuellement servir à établir un baromètre pour calibrer l'intensité de choc. Ces PDF n'étant visibles que par MET, cette calibration est difficile et pas encore établie. Le seul domaine de pression investigué jusqu'à présent (Leroux, 1994 ; Leroux et al., 1994b) ne couvre que l'intervalle 35-45 GPa). Les échelles conventionnelles d'intensité de choc (Dodd and Jarosewitch, 1979 ; Stöffler et al., 1991) n'utilisent que les effets observables optiquement, surtout sur l'olivine et les plagioclases. Les pyroxènes qui ne présentent pas optiquement de changements significatifs ne sont pas utilisés. L'utilisation d'un baromètre basé sur les PDF dans le diopside n'est envisageable que pour des chondrites ayant traversé un épisode de métamorphisme thermique suffisant avant le choc (chondrites de type pétrographique 5 ou 6) ayant conduit à la formation de grains de diopside. Pour déterminer le degré de choc conventionnel dans la chondrite de Tenham, nous n'avons donc utilisé que les défauts détectés dans l'olivine et les plagioclases.

La présence de PDF dans les plagioclases implique des pressions de 25 à 30 GPa et celle de maskelynite des pressions supérieures à 35 GPa (Stöffler et al., 1988, 1991). Cette hétérogénéité de pression se détecte également dans l'olivine dont les grains voisins des plagioclases avec PDF présentent un mosaïcisme moins marqué que ceux associés à la maskelynite.

Les hautes températures localement atteintes dans les veines de choc sont traditionnellement associées à des pics de pression  $\geq 50$  GPa (Stöffler et al., 1988, 1991). Le mécanisme précis de formation de ces veines et des phases haute pression, la majorite et de la ringwoodite, qu'elles renferment, est encore en grande partie incompris. Il faut noter cependant que les champs de stabilité de la majorite et de la ringwoodite démarrent à des pressions plus faibles que celles correspondant au niveau S 6 (24 GPa d'après Chen et al., 1996). Le degré de choc de la chondrite de Tenham pourrait, en accord avec les défauts observés dans les autres minéraux, n'être que S5, pourvu que la durée de la compression ait été suffisamment longue.

## ***B - Chondrite ordinaire de Gaines County (H5)***

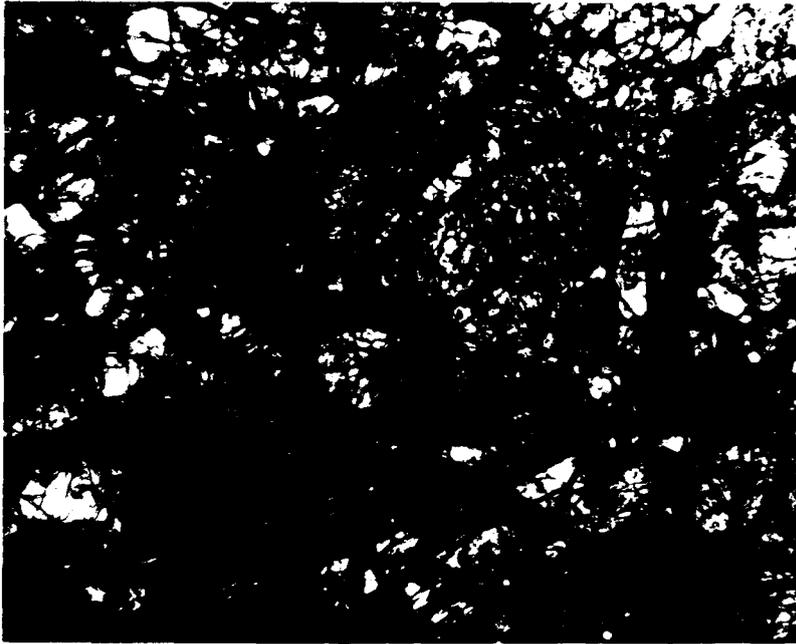
### I Présentation et observations optiques

Gaines County est une chondrite ordinaire constituée d'un seul morceau de 13,7 kg trouvé près du parc de Gaines County (Texas, USA) en 1977. La composition moyenne de l'olivine telle que la reporte Wlotzka (1992) est Fa 18,6 et la météorite est classée dans le groupe des chondrites H5. C'est donc une chondrite plus riche en fer métallique que Tenham (L6) et qui a atteint un degré de métamorphisme thermique moindre. Les grains de feldspath et de diopside y sont donc de taille inférieure et donc plus difficiles à détecter. Nos analyses par META donnent une composition moyenne de l'olivine Fa<sub>18,9</sub> qui est en bon accord avec celle donnée par Wlotzka (1992).

Au microscope optique, les sections minces de cette chondrite montrent de très nombreuses veines opaques pouvant atteindre 0,1 mm de large. Elles s'étendent dans tout l'échantillon, traversant les grains de silicates et de métal pour former un véritable réseau (Figure 1). La météorite a donc été choquée, et diverses phases ont fondu (e.g. Dodd et al. 1982, Stöffler et al. 1991). Ces veines relient des poches essentiellement opaques mais dans lesquelles on détecte quelques grains transparents de silicates (Figure 2). Ce sont des poches de fusion renfermant des grains de silicates qui n'ont pas fondu. Les veines les plus larges ont une couleur brun rougeâtre typique de matière riche en métal oxydé (altération). La plupart des grains d'olivine présente des fractures irrégulières et/ou planes (Figure 3) ainsi qu'un mosaïcisme assez peu marqué.

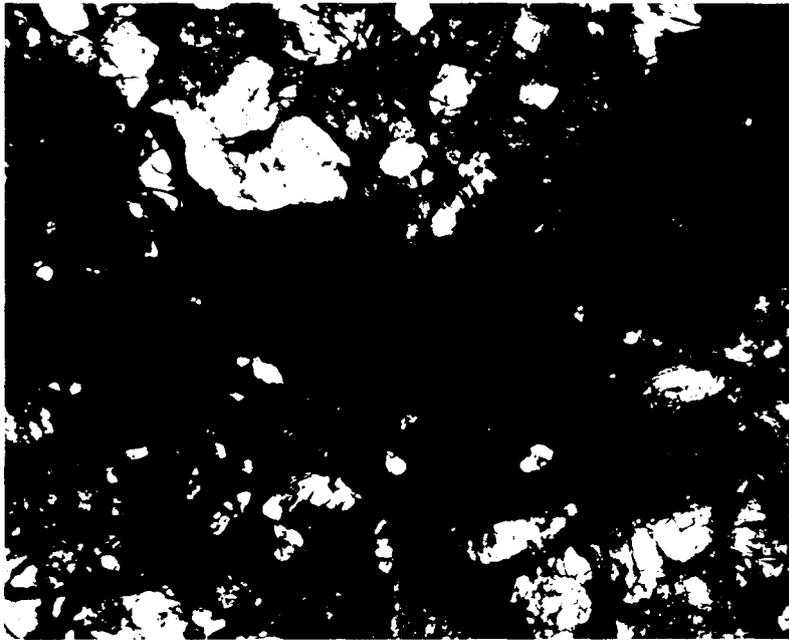
Nous avons sélectionné cette météorite bien qu'elle soit plus altérée que Tenham, car elle contient de gros grains de troilite, phase dont le comportement au choc est très mal connu parce qu'elle est opaque en microscopie optique et est la première à fondre. La chondrite de Gaines County n'ayant fait l'objet d'aucune étude systématique antérieure, nous avons également examiné en MET les silicates et les poches de fusion.





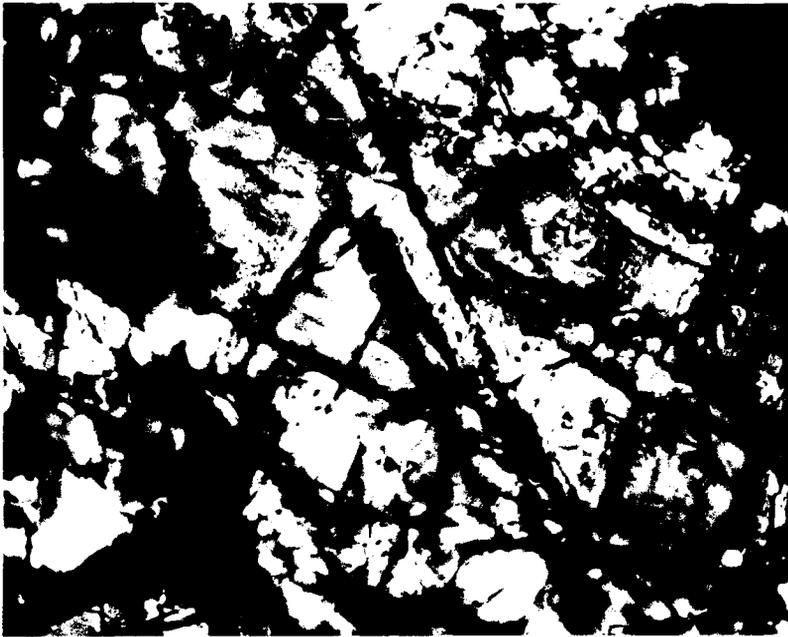
250  $\mu\text{m}$

Figure 1 : Micrographie optique montrant le réseau de veines de choc. Noter aussi les chondres qui sont encore bien visibles.



200  $\mu\text{m}$

Figure 2 : Poche de fusion englobant des silicates non fondus (microscopie optique).



250  $\mu$ m

Figure 3 : Grain d'olivine présentant différents jeux de fractures planes et d'autres irrégulières (microscopie optique).

## II Observations MET

### *II - 1 Microstructure de choc dans les silicates*

#### II - 1 - a Plagioclases

La plupart des grains de plagioclases présentent de multiples jeux de PDF (lamelles amorphes fines et rectilignes, Figure 4). Ils sont plus fins que ceux présents dans la météorite de Tenham, ce qui permet une détermination plus précise de leur orientation cristallographique. Les plus fréquents sont parallèles aux plans  $(0\bar{1}1)$  et  $(101)$ . On trouve aussi dans une moindre mesure  $(010)$ . D'après Ostertag (1983) les PDF se forment dans les plagioclases à partir de 15 GPa qui est la limite inférieure du degré de choc S4 de la classification de Stöffler. Le stade supérieur (S5) est normalement marqué par la transformation presque totale du plagioclase en verre diaplectique (maskelynite) à 30-35 GPa. La chondrite de Gaines County semble donc avoir subi un choc de niveau S4 (P comprise entre 15 et 35 GPa).

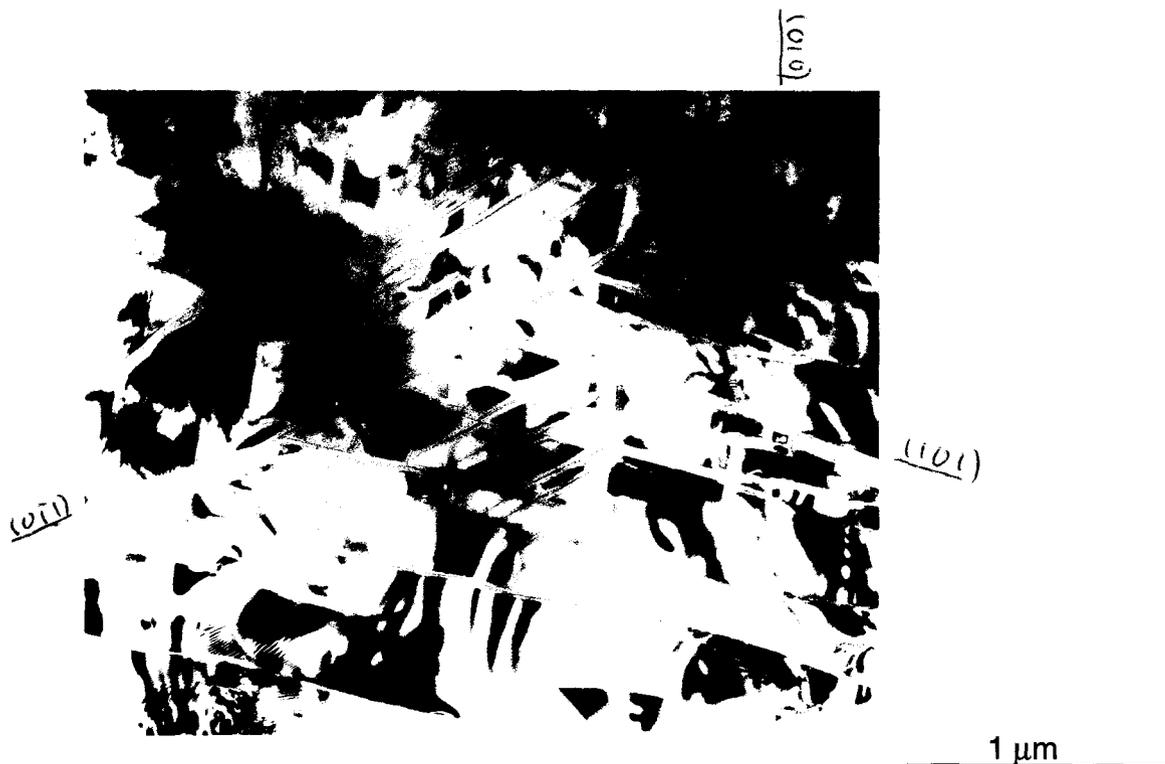


Figure 4 : Micrographie électronique d'un grain de plagioclase contenant diverses familles de PDF parallèles aux plans  $(0\bar{1}1)$ ,  $(101)$  et  $(010)$ .

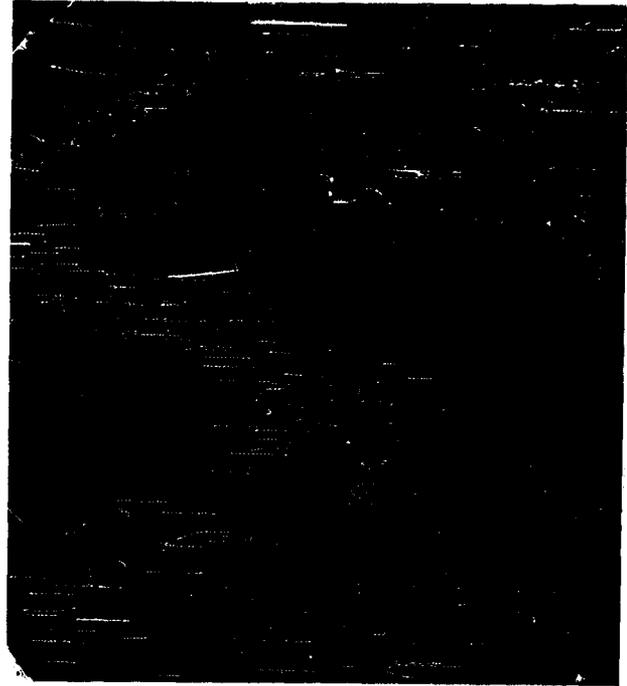
## II - 1 - b Olivine.

Les grains d'olivine montrent en MET une microstructure de défauts très similaire à celle déjà observée dans la météorite de Tenham, à savoir (i) des fractures ouvertes et injectées par du matériel étranger et (ii) des dislocations en grande densité. Bien que certaines soient de forme irrégulière, la plupart des fractures sont planes et parallèles aux plans usuellement observés dans l'olivine choquée par divers auteurs (Müller et Hornemann, 1969 ; Snee et Ahrens, 1975 ; Ashworth 1985) (Figure 5a). La largeur de ces fractures varie de manière appréciable de 100 Å pour les plus fines à 1 μm pour les plus larges. L'olivine contient également une grande densité de dislocations (Figure 5b). Leur densité plutôt homogène est de l'ordre de  $10^{14} \text{ m}^{-2}$ . La plupart de ces dislocations sont pure vis, de vecteur de Burgers  $\mathbf{c}$ , elles peuvent donc glisser dans tous les plans de type  $\{hk0\}$ . Certaines d'entre elles ont des parties non vis qui ont permis de déterminer le système de glissement  $(010)$ .



a

0,5  $\mu\text{m}$



b

1  $\mu\text{m}$

Figure 5 : a) Fine fracture plane parallèle à (010) (épaisseur  $< 100 \text{ \AA}$ ) et sensiblement perpendiculaire à elle une autre fracture plus large ( $\approx 50 \text{ nm}$ ) et de forme plus irrégulière. Les deux fractures sont injectées. b) Champ noir d'un grain d'olivine montrant la grande densité de dislocations c vis.

## II - 1 - c Pyroxènes



a

0,5  $\mu\text{m}$



b

0,5  $\mu\text{m}$

Figure 6 : a) Micrographie électronique (champ clair) montrant les macles (100) de bout. b) même région, champ sombre, les macles inclinées présentent un contraste de franges et des dislocations partielles dans les parois.

Les seuls défauts détectés dans le diopside sont une densité modérée et homogène de lamelles de macles parallèles à (100) avec un espacement moyen de 0,2  $\mu\text{m}$  (Figure 6a) et de nombreuses dislocations organisées en parois, ce qui suggère une origine mécanique (Figure 6b) (e.g. Leroux et al., 1994b). Contrairement à Tenham, nous ne détectons ni macles (001) ni PDF. L'absence de ces défauts typiques de choc de grande intensité est bien cohérente avec le degré de choc S4 de Gaine County.

## *II - 2 Défauts de choc dans la troilite*

La troilite n'étant pas transparente à la lumière visible, MEB et META sont les meilleurs outils pour l'étudier. Dans une étude récente Bennett and McSween (1996) ont comparé en MEB des grains de troilite à des grains de métal voisins en vue d'y chercher des effets de choc et de les relier à classification de Stöffler. Ces auteurs ont observé des grains de troilite recristallisés ainsi que des grains qui semblent cisailés et d'autres qui semblent polycristallins. Ils associent ces textures à des degrés de choc S3 à S4. En MET, à part la brève étude de Töpel-Schadt and Müller (1982, 1985) qui montre des parois d'antiphases, des dislocations et des macles, ce sujet est très peu documenté. La taille relativement large des grains de troilite dans Gaines County permet de les sélectionner optiquement, de les amincir ioniquement et enfin de les observer en MET. Nous avons détecté deux types de défauts de choc.

D'une part les grains choqués sont divisés en petits domaines de quelques microns carrés délimités par des courbes sombres. Ces domaines sont désorientés les uns par rapport aux autres comme le montre la Figure 7a où seule une petite région est en condition de Bragg. Ces grains présentent donc un mosaïcisme important. Des sous-joints sont vraisemblablement à l'origine de cette microstructure bien que nous n'ayons pu identifier de dislocations dans les parois séparant les sous-grains.

D'autre part, à l'intérieur de ces domaines on observe deux jeux de défauts sensiblement plans (lamelles extrêmement fines d'épaisseur  $< 10 \text{ nm}$ ) découpant le domaine en losanges (Figure 7). L'une des familles de lamelles est parallèle au plan  $(11\bar{2}4)$ . La microanalyse-X ne révèle pas de différence de composition entre les lamelles et la matrice. En inclinant les lamelles par rapport au faisceau d'électrons on observe semblable à celui d'une fine tranche amorphe entre deux parties cristallines (Figure 7b). Ces lamelles apparaissent donc identiques aux PDF observés dans les silicates.



a

0,5  $\mu\text{m}$



b

0,5  $\mu\text{m}$

Figures 7 : Micrographie électronique en champ clair de défauts dans la troilite. (a) Les lignes sombres délimitent des domaines désorientés les uns par rapport aux autres. (b) Même région, échantillon incliné montrant le découpage du grain en losanges. Le contraste des parois de losanges est celui d'une fine tranche amorphe entre deux tranches de cristal hôte.

### *II - 3 Fractures injectées dans les silicates*

Les silicates, surtout l'olivine et les pyroxènes, sont fracturés et injectés par un matériel amorphe ou nanocristallin. Il n'a pas été possible de déterminer précisément la composition de ce matériel pour deux raisons : (i) nous ne connaissons pas la densité de ce matériel et ce paramètre est nécessaire pour les corrections d'absorption. Nous avons donc pris une valeur moyenne de  $4\text{g/cm}^3$  légèrement supérieure à celle des silicates car les veines sont riches en fer. (ii) Nous ne connaissons pas non plus l'épaisseur de la zone analysée, nous l'avons donc évaluée de façon assez peu précise par la méthode des taches de contamination ou en l'égalant à celle du silicate hôte qui se détermine précisément par la méthode de Van Cappellen et Doukhan (1994) (voir chapitre I). La table 1 donnent les compositions du matériel dans quelques unes de ces fractures.

élément	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe	28,1	27,4	41,1	32,2	36,1	33,0	35,1	43,7
Ni	0,9	0,7	1,7	0,9	5,9	2,4	2,9	2,8
S	0,5	0,5	0,7	0,1	0,7	3,1	1,5	5,6
Mg	7,3	5,7	1,9	4,6	2,5	1,2	0,9	1,4
Si	19,0	18,5	17,6	17,0	12	14,0	14,9	8,5
Al	1,9	1,6	1,1	1,5	2,0	3,0	3,6	2,2
K	0,1	0,1	0,2	0,2	0,5	0,8	0,9	0,7
O	42,0	45,6	35,4	43,2	39,7	41,6	39,7	35,0

Table 1 : Composition (% massique) du matériel injecté dans quelques fractures dans des grains d'olivine ou pyroxène. Les analyses 7 et 8 correspondent à la fracture de la figure 8a.

Cette matière injectée dans les fractures est dans l'ensemble un mélange de divers minéraux, de métal et de troilite, mais en proportions variables d'une fracture à l'autre. Même en tenant compte des imprécisions nous remarquons comme Ashworth (1985) un déficit de Mg par rapport à Si ( $Mg/Si < 0,3$ ). Ceci est probablement à la contribution du plagioclase qui est par ailleurs attestée la présence d'Al et de K.

Des différences de composition sont également observées le long d'une fracture. Ainsi la fracture dans un grain d'olivine de la figure 8 présente en son centre une ligne sombre qui correspond à un enrichissement en Fe et S (analyse 8) par rapport au reste de la veine (analyse 7). Des nanocristaux de sulfure ont peut-être recristallisé dans cette zone sombre. Un autre indice de recristallisation du matériel injecté dans les fractures est fourni par les images en hautes résolutions de fractures (Figure 8b). La matrice d'olivine est orientée de façon à visualiser les plans (010) et (001). Les fractures de 130 Å d'épaisseur environ montrent une partie centrale amorphe et des cristallites sur les bords qui semblent avoir cru en épitaxie sur l'olivine. On distingue également une macle d'angle 74° dans la matière injectée caractérisée par une distance réticulaire de 5,3 Å environ. Ces seules données ne suffisent pas à déterminer complètement cette phase et les cristallites sont trop petits pour être caractérisés par microdiffraction ou analyse-X. Nous avons tout de même pu analyser la matière injectée dans la région où la fracture parallèle à (010) est plus large (environ 400 nm, analyse 5 de la table 1). Il s'agit encore d'un mélange de silicates de sulfure et de métal. Ce mélange a probablement été injecté dans la fracture durant l'étape de décompression et s'est refroidi très rapidement au contact des parois froides du grain hôte. Ce mélange est donc resté essentiellement amorphe à l'exception des cristallites qui ont poussé sur les bords de la fracture.

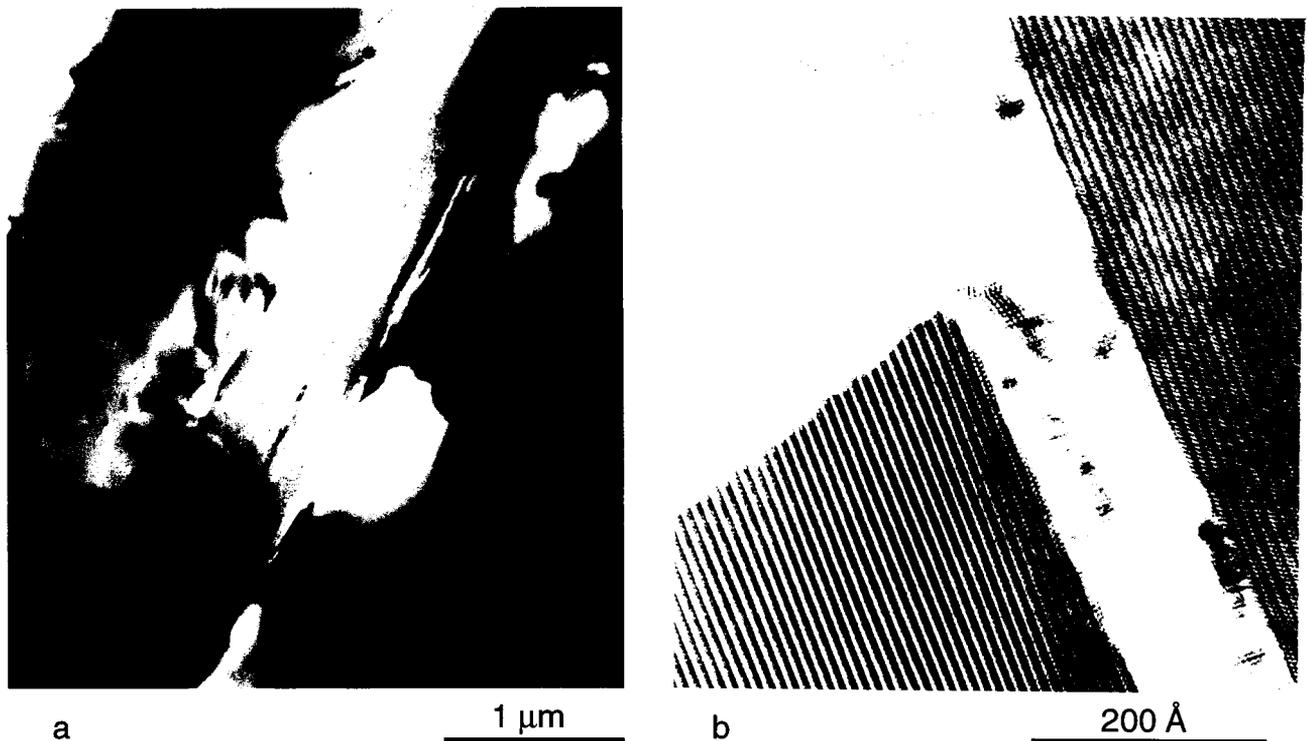
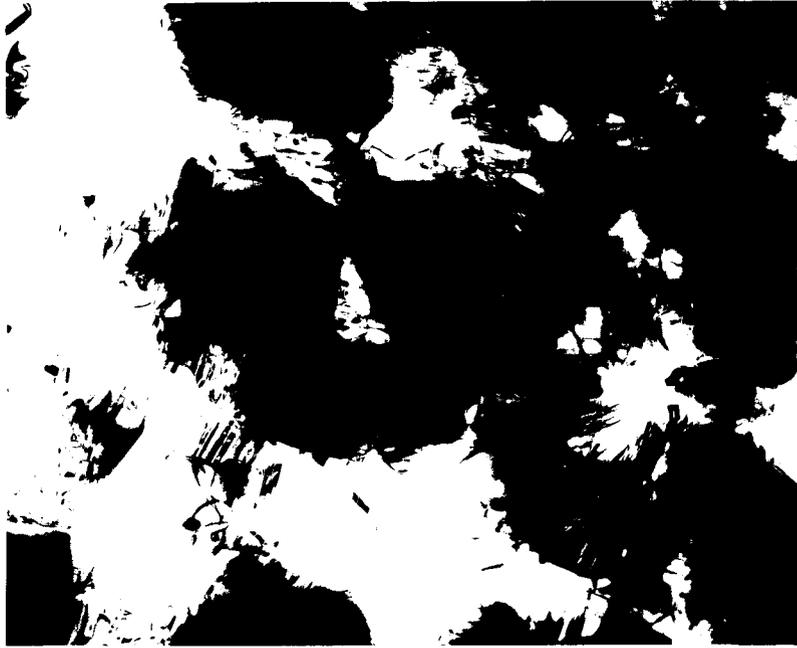


Figure 8 : a) Fracture injectée dans un grain d'olivine. La zone sombre centrale contient des nanocristaux enrichis en S. b) Image de haute résolution d'une fracture d'olivine. La fracture injectée avec des cristallites sur les bords de la fracture.

#### II - 4 Poches de fusion

Comme c'était déjà le cas dans la météorite de Tenham, les excursions locales de températures et de pression ont engendré des poches de fusion que Kondo and Arhens (1983) ont appelé des "points chauds". La figure 9 montre une poche riche en silicates. Elle contient de nombreux petits grains presque ronds de diamètre  $\leq 2 \mu\text{m}$ . Nous y avons caractérisé de l'orthoenstatite ( $\text{Fs}_{17,1}\text{En}_{81,9}\text{Wo}_{1,0}$ ) et du diopside ( $\text{En}_{48,0}\text{Fs}_{5,2}\text{Wo}_{46,8}$ ) dans une matrice de plagioclase ( $\text{Ab}_{80}\text{An}_{13}\text{Or}_7$ ). La composition des plagioclases est approximative car le sodium est très volatile sous le faisceau d'électrons, ce qui conduit à sous estimer le pôle Ab ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ). Ces poches sont nettement enrichies en plagioclases (20-30 %, Figure 9) par rapport à la composition moyenne d'une chondrite ordinaire de type H qui n'en contient que 10 % (Dodd, 1981). Ces petits grains d'orthopyroxène et de diopside ont une composition homogène ( $\approx \pm 1$  % d'écart pour chaque pôle) et sont pratiquement exempts de défauts cristallins. Le plagioclase présente de nombreuses macles polysynthétiques qui sont généralement considérées comme des défauts de croissance (Ribbe, 1983). L'ensemble de ces observations suggère donc fortement un processus de cristallisation à partir d'un liquide sans déformation ultérieure. La texture, faite de grains de taille micronique, est cohérente avec une cristallisation rapide, mais moins que dans les fractures injectées puisque la cristallisation a pu se produire dans les poches.



2  $\mu\text{m}$

Figure 9 : Poche de fusion constituée d'un mélange polycristallin de plagioclase (Pl) et de pyroxènes (orthopyroxènes (Opx) et diopside (Di)).

### III Discussion

#### *III - 1 Métamorphisme de choc*

Les effets de choc sont bien visibles optiquement dans Gaines County (veines reliant des poches de fusion). Les fractures planes dans l'olivine sont détectées optiquement et également en TEM. Certaines très fines ( $\approx 100 \text{ \AA}$ ) ne peuvent être résolues qu'en TEM. Ces fractures plus ou moins fines sont probablement responsables du mosaïcisme observé optiquement. La présence de divers jeux de PDF dans le plagioclase, l'absence de maskelynite permettent de situer le degré de choc entre 15 à 20 GPa (limite inférieure) et 30 à 35 GPa limite supérieure. La microstructure de choc présentée par l'olivine et le plagioclase est donc celle correspondant au degré de choc S4 sur l'échelle de Stöffler et al. (1991). Enfin bien que ne faisant pas partie des minéraux utilisés pour évaluer l'intensité d'un choc, le diopside ne présente ni macles (100), ni PDF. D'après les travaux menés par Leroux et al. (1994b), leur formation requiert des pressions de choc de 35 à 45 GPa. Leur absence corrobore donc le niveau modéré du choc. Les grains de troilite qui n'ont pas fondu présentent également des PDF et une texture mosaïque mais faute de calibration ces indices ne sont pas fiables à l'échelle des chocs.

Le modèle de formation des PDF dans le quartz proposé par Goltrant et al. (1992), et transposé aux PDF dans les autres silicates est peut être aussi adaptable à la troilite. Il faut cependant noter que dans le quartz et les autres silicates une phase plus dense est obtenue en modifiant l'unité de base qu'est le tétraèdre  $\text{SiO}_4$  octaèdres  $\text{SiO}_6$ , ce qui permet d'obtenir un verre plus dense que le cristal. Rien n'indique qu'un tel processus de compaction peut se produire dans la troilite. En outre Goltant et al. (1992) ont montré par simulation que les modules de cisaillement deviennent négatifs à partir d'une pression seuil dans certains plans (ceux dans lesquels les PDF se nucléent et croissent). Encore une fois rien ne prouve qu'un tel processus peut se produire dans la troilite.

### *III - 2 Produits de fusion*

Les hétérogénéités de pression et température résultent des différences d'impédances acoustiques entre minéraux différents (en particulier métal et silicates). Ces hétérogénéités induisent de la fusion localisée (poches et veines) pour des intensités de choc peu élevées (à partir d'une pression moyenne de l'ordre de 10 GPa d'après Stöffler et al. 1991). Certaines veines de fondu sont principalement constituées de métal Fe-Ni avec seulement 6 % en masse de soufre, ce qui correspond à une température de fusion  $> 1200$  °C. Les poches de silicates recristallisées ont dû fondre à des températures encore plus élevées tandis que la température moyenne dans les silicates n'a sans doute pas dépassé 250 à 300 °C. De tels pics de température sont dus aux contrastes d'impédance acoustique. Ainsi la faible impédance acoustique du plagioclase engendre des réflexions multiples de l'onde de choc qui à son tour engendre une élévation de température (e.g. Stöffler et al. 1991). Il en résulte un enrichissement en constituants feldspathiques des poches de fondu (Dodd and Jarosewich 1982). La fusion partielle et la solidification des météorites sont souvent discutée à partir du système olivine-plagioclase-silice (e.g. Jurewicz et al., 1995 ; Sack et al., 1994) qui indique une température  $\geq 1200$  °C pour fondre plagioclase et pyroxènes dans les poches. La solidification qui a suivi a dû se produire assez rapidement lors de la phase de décompression dans un milieu où la pression en fin de cristallisation n'excédait pas 1 GPa (pour permettre la cristallisation des plagioclases). Le géothermomètre de Bertrand and Mercier (1985) établi sur des données expérimentales jusqu'à des pressions de 10 GPa est bien adapté pour essayer de quantifier la fusion dans ces poches. Les pyroxènes ont pu commencer leur cristallisation avant celle des plagioclases alors que la pression était plus importante. Les compositions des pyroxènes (ortho et clino) recristallisés indiquent une température d'équilibre d'environ 900°C pour une pression de 1 GPa (cette température croît légèrement avec la pression et atteint 1020 °C à 10 GPa). Les températures enregistrées par les poches de fusion sont donc supérieures de 300°C à celles atteintes

lors du métamorphisme thermique traversé par cette chondrite de type pétrographique 5. Elles montrent que le choc subi par la chondrite est postérieur à cet épisode.

Les analyses du matériel injecté dans les fractures fines de l'olivine et des pyroxènes sont qualitativement en accord avec les précédentes analyses effectuées par Ashworth (1985). Comme lui nous notons un rapport Mg/Si assez faible, mais notre interprétation diffère de la sienne. Ashworth suppose en effet que ce matériel a été déposé sous forme de vapeur. L'importante teneur en Si serait liée à la plus grande volatilité du Si par rapport au Mg. Nous privilégions plutôt un modèle d'injection de liquide riche en métal (donc de faible viscosité) mélangé à du plagioclase (et un peu d'autres silicates) fondu. Un tel mélange rend parfaitement compte des compositions mesurées. Il explique aussi la présence d'Al et de K. Le plagioclase devrait également apporter du Na et nous n'en détectons que des traces. Ceci s'explique sans doute par la volatilité importante du Na à haute température comme l'ont déjà suggéré Dodd et al. (1982). Le déficit en Na est vraisemblablement accru par la très forte mobilité de cet ion sous le faisceau d'électrons que nous devons focaliser pour analyser le matériel contenu dans des fractures fines.

#### IV Conclusion

Les données recueillies tant par microscopie optique que par MET nous ont permis de classer la chondrite de Gaines County parmi les chondrites modérément choquées ( $P = 15$  à  $35$  GPa). Des grains de troilite présentent une microstructure de défauts particulière qui suggère fortement la formation de PDF et un mosaïcisme comme dans les silicates.

Le passage de l'onde de choc dans des assemblages de minéraux d'impédances acoustiques différentes génère des hétérogénéités de températures et pression qui produisent à leur tour de la fusion localisée. Le refroidissement des poches de fusion est moins rapide que celui du matériel injecté dans les fractures, ce qui permet la recristallisation avec une température d'équilibre apparente de  $1000$  °C. Enfin la faible viscosité du matériel fondu permet son injection dans des fractures très fines (mais qui étaient peut être plus ouvertes lors du passage de l'onde de raréfaction).

## **C - Chondrite ordinaire Ilafegh 013 (H3)**

### I - Présentation et études antérieures

Cette chondrite ordinaires de type pétrographique 3 a traversé un épisode métamorphique modéré ( température  $\approx$  400 à 500 °C d'après Dodd 1981). Ce type de chondrites est donc considéré comme un matériel encore primitif de notre système solaire. En règle générale ce type de chondrites n'a pas subi de choc violent et leur degré de choc n'excède que très rarement S3 dans la classification de Stöffler et al. (1991) ( $P < 15 - 20$  GPa). Cette situation se retrouve également pour les chondrites carbonées dont la température n'a généralement pas dépassé 400 °C et le degré de choc est  $< S4$  (Scott et al., 1992). En fait Stöffler et al. (1991) ont remarqué que degré de choc et type pétrographique ont tendance à évoluer de concert. Cette évolution est probablement due à ce que les chondrites de faible type pétrographique et faible degré de choc sont issues de corps parents de petite taille et donc de température peu élevée. En outre leur faible masse conduit à des chocs de faible intensité.

Bien que les collisions soient un processus fondamental de l'évolution des corps parents et des planètes, les chondrites de type 3 fortement choquées ( $\geq S4$ ) sont très rares. Nos connaissances sur le métamorphisme de choc de ces objets primitifs sont très limitées. Il était donc très intéressant d'examiner les défauts de choc dans une chondrite de type 3 fortement choquée.

Un petit morceau d'Ilafegh 013 (chondrite H3, degré de choc S4 à S5 d'après Bischoff et al., 1992) nous a aimablement été fourni par A. Bischoff de l'Institut de Planétologie de l'Université de Munster (Allemagne). Cette chondrite porte le nom de la localité où un morceau unique de 745 g a été collecté en Algérie. C'est une des très nombreuses (471) chondrites collectées dans le désert saharien entre 1989 et 1993 (Bischoff and Geiger, 1995).

Les études menées jusqu'à présent sur cette chondrite ont eu pour principal objectif de la cataloguer. Les études pétrographiques et de thermoluminescence la classent une chondrite ordinaire H3,5 (Otto, 1992 ; Bischoff et al. 1992). La matrice des types 3 présente en effet des variations de texture de grande amplitude en thermoluminescence (TL) qui traduit le degré de cristallinité via les feldspaths (Sears et al., 1980). Plus le degré de métamorphisme est important plus la TL est élevée (i.e. plus les composants feldspathiques présents sous forme de verre cristallisent pour devenir complètement cristallins dans les types 6).

La matrice des chondrites de type 3 consiste en un assemblage de verre et de petits cristaux de compositions très variées et trop complexes pour une première approche du choc dans ce type d'assemblage. Il est en effet difficile de différencier un verre résultant de la trempe d'un liquide formé lors du choc des verres originels qui sont

communs dans les types 3. Bien que les effets du choc sur la matrice soient probablement très importants quant à l'évolution de ce matériel, nous avons focalisé cette étude sur la microstructure de choc dans l'olivine des chondres qui est le minéral le plus important dans la classification des chocs.

## II Observations

Comme dans d'autres chondrites de type 3, le métamorphisme thermique n'a pas profondément affecté la texture chondritique et les chondres sont encore bien visibles (Figure 1) avec des tailles qui n'excèdent pas 2 mm de diamètre. La matrice vue au microscope optique apparaît opaque à cause de sa très petite taille de grains. Les compositions dispersées de l'olivine (19 à 22 % de fayalite) que nous y mesurons sont en accord avec celles d'Otto (1992) (15,7 et 21,8 %) et montrent bien que la chondrite n'est pas équilibrée.

Comme l'ont déjà remarqué Bischoff et al. (1992), les grains d'olivine présentent au microscope optique des signes évidents de choc sous forme de mosaïcisme, de fractures irrégulières et de fractures planes (Figure 2) indiquant un niveau de choc globalement S4 mais qui atteint en certains endroits S5. En microscopie optique par réflexion on détecte de nombreuses veines fines et brillantes qui traversent tout l'échantillon (Figure 3). Il s'agit vraisemblablement de veines de métal Fe-Ni et de troilite produites par le choc. Il est généralement admis que de fines veines produisent ce qui est appelé noircissement des silicates ou noircissement par choc (Rubin, 1992).

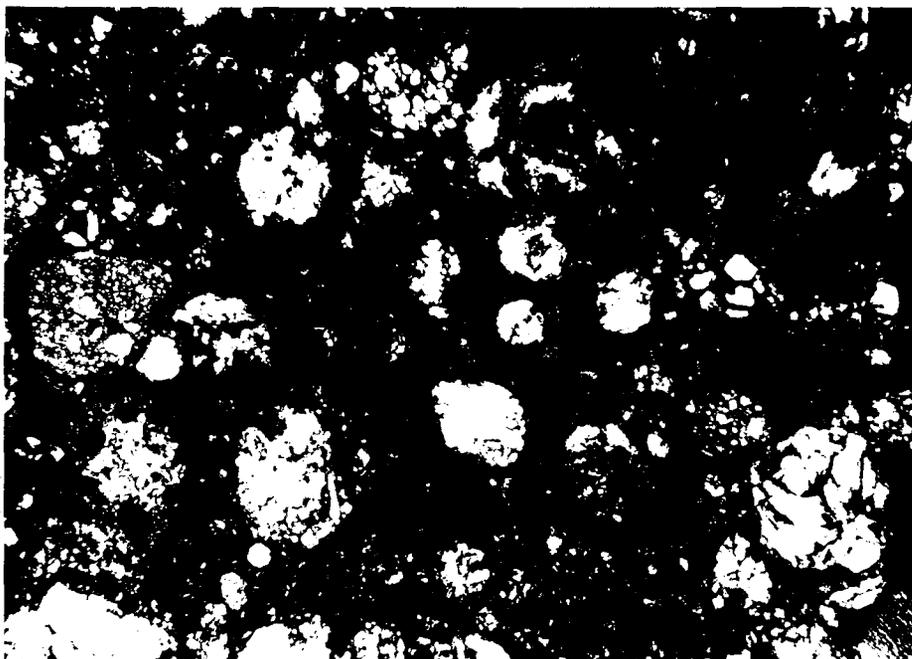


Figure 1 : Section mince de la chondrite Ilafegh 013. Les chondres bien délimités sont englobés dans une matrice à grains très fins qui paraissent sombres en microscopie optique.

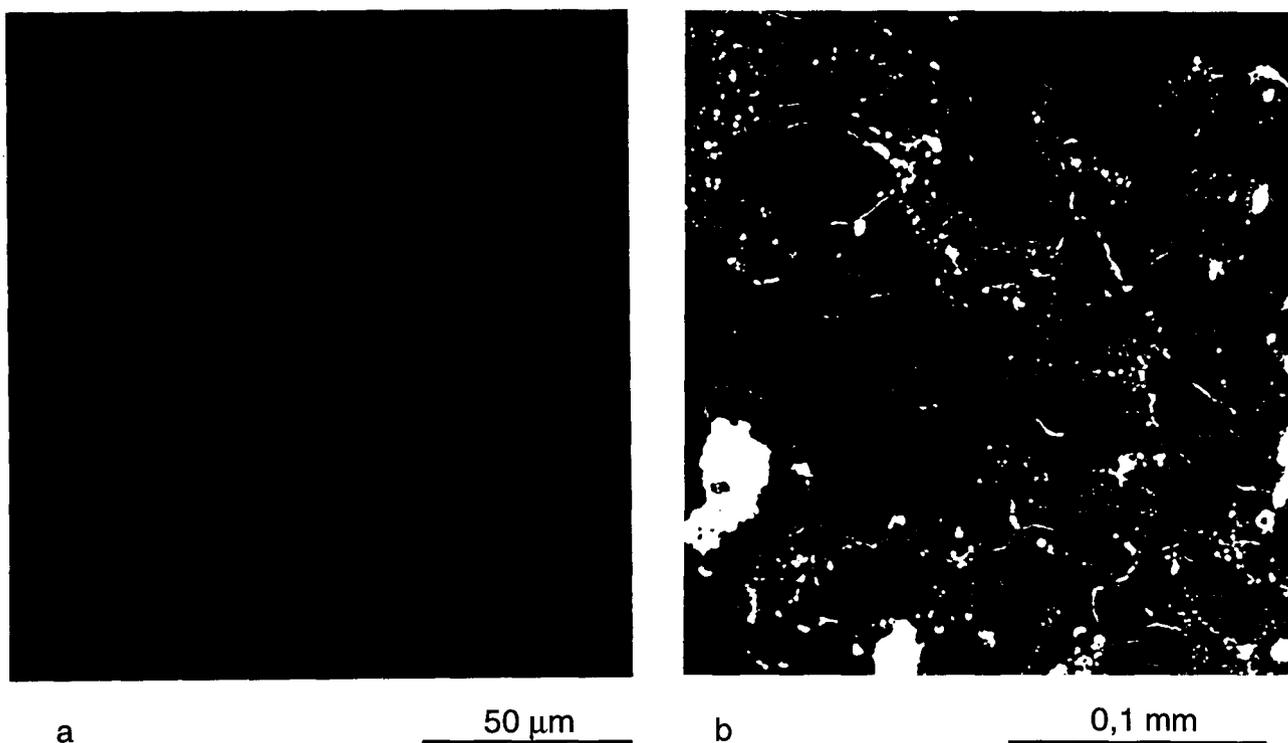


Figure 2 : a) Grains d'olivine montrant différentes fractures planes ou irrégulières. (microscopie optique). b) Fractures injectées (gris clair) traversant l'échantillon (microscopie optique en réflexion).

A l'échelle du MET, nous détectons dans l'olivine des chondres une microstructure de défauts qui est plus variée avec bien sûr (i) des fractures courbes ou planes, ouvertes ou injectées, (ii) des défauts plans très fins (fractures guéries?), (iii) une grande densité de dislocation et (iv) de l'olivine recristallisée en grains submicroniques.

## II - 1 Fractures

On détecte des fractures irrégulières (Figure 3a) et d'autres remarquablement rectilignes (Figure 3b). Les fractures rectilignes sont parallèles à des plans simples (100), (010), (001), {130} et dans une moindre mesure {140}. Ces plans que nous observons déjà dans les deux chondrites précédemment étudiées sont considérés comme typiques d'une déformation par choc (e.g. Müller et Hornemann, 1969 ; Stöffler et al., 1991).

Nombre de fractures sont injectées et la composition du matériel injecté est très variable (Table 1). Nos analyses montrent en effet dans la plupart des cas des phases métalliques avec plus ou moins de troilite. La teneur en Ni est elle aussi très variable (6 à 30 % massique). Dans certaines fractures, on détecte en revanche des compositions très proches du gypse (i.e fortes concentrations de Ca, S) mais contenant aussi du Na, Si, Mg et métal (analyse 1 Table 1).

Pour les fractures extrêmement fines, comme celle présentée figure 3b, la composition de la matière injectée est très difficile à déterminer car on analyse une zone comprenant aussi de la matrice dont la contribution est importante. Il faut alors les comparer les analyses faites sur la matrice seule. On y trouve souvent des compositions très enrichies en métal (analyses 5 et 6 Table 1).

élément	1	2	3	4	5	6	7
Fe	2,3	69,9	92,8	60,7	32,8	22,7	15,1
Ni	0,1	29,8	6,3	<0,1	<0,1	1,51	nd
S	16,3	nd	0,4	31,2	11,9	0,4	nd
Mg	1,8	nd	nd	1,7	16,1	20,1	25,0
Si	1,5	nd	nd	0,9	11,9	16,3	17,9
Mn	nd	nd	nd	nd	0,3	0,3	0,4
Ca	32,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Al	0,1	nd	nd	nd	0,1	0,5	<0,1
Na	3,2	nd	nd	nd	nd	nd	<0,1
K	0,3	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Co	nd	0,2	0,5	nd	nd	nd	nd
P	nd	0,1	nd	nd	nd	nd	nd
O	45,3	nd	nd	6,2	41,9	38,2	41,5

Table 1 : Analyses (en % massique) du matériel injecté dans quelques fractures. Les analyses 1 à 3 correspondent au seul matériel injecté (fractures largement ouvertes) tandis que les analyses 5 et 6 englobent fracture et matrice d'olivine. L'analyse 7 correspond à la matrice d'olivine seule. Les analyses 3 et 6 se rapportent aux fractures des clichés 3a et 3b respectivement. (nd = non détecté).

La figure 3c montre différents jeux de défauts plans parallèles aux plans (010), (100) et (130). Ces défauts plans sont extrêmement fins et ne sont donc pas détectables en microscopie optique sauf peut-être par la désorientation (mosaïcisme) qu'ils produisent entre les deux parties du cristal qui les bordent. Même à fort grandissement ces défauts ne montrent aucune ouverture comme les fractures ouvertes. On n'y détecte aucune trace d'éléments chimiques étrangers. Ashworth and Barber (1975) qui ont observé des défauts similaires dans des chondrites de type pétrographique plus élevé, interprètent ces contrastes comme ceux de fractures guéries.

La figure 4a révèle un autre type de défauts plans parallèles à (130) et en grande densité. Sur cette figure ils sont vus de bout et forment de fines lignes de contraste d'espacement moyen < 1  $\mu\text{m}$ . Ils s'arrêtent souvent dans le grain et une légère désorientation est observable entre les parties du cristal qui les bordent.

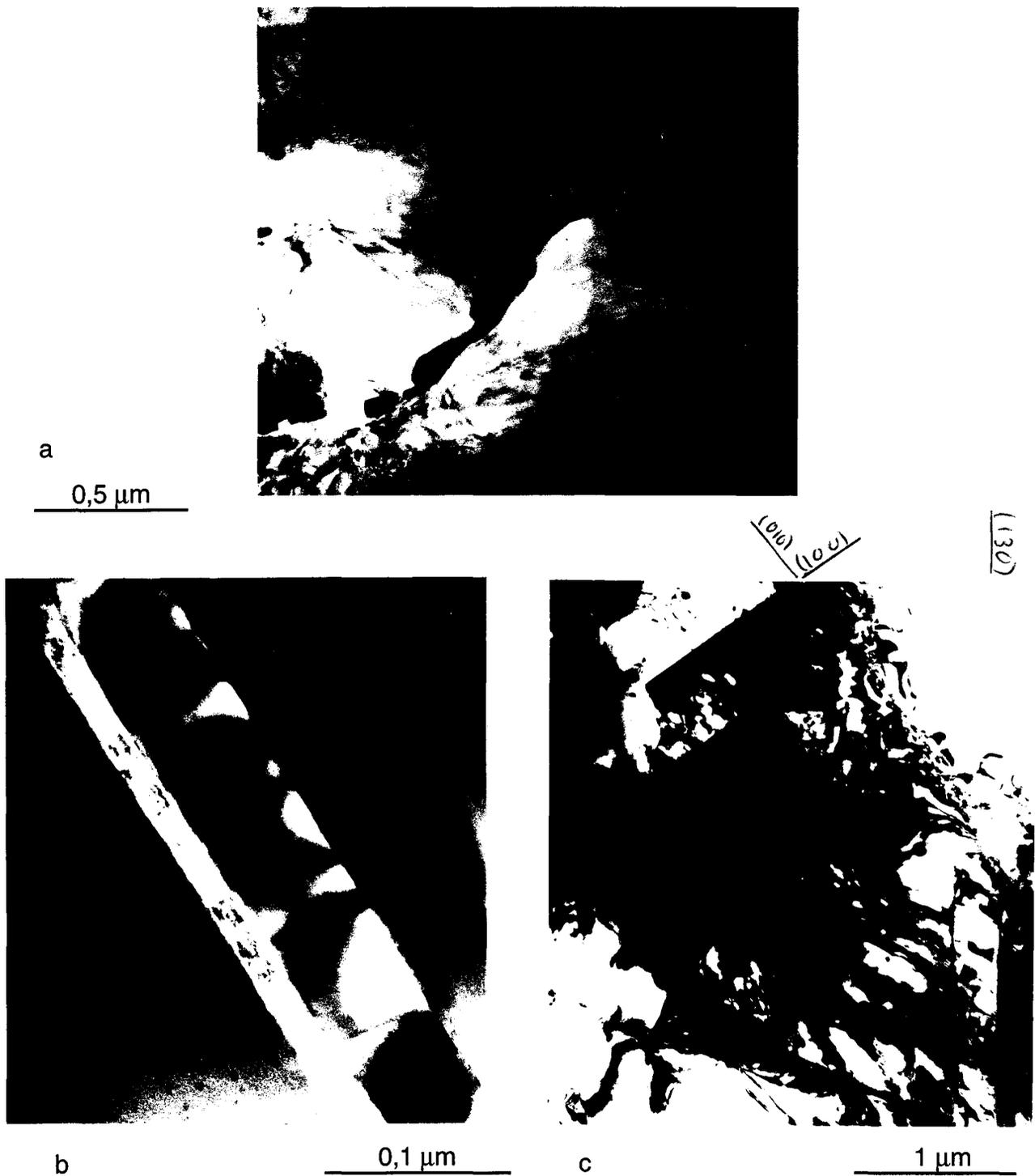


Figure 3 : TEM a) fracture irrégulière injectée de FeNi dans de l'olivine d'un chondre. b) et Deux fractures parallèles à (130). Celle du haut est fermée (guéries), l'autre est remplie de matière injectée malgré sa faible largeur ( $\approx 150 \text{ \AA}$ ). c) Trois jeux de fractures guéries parallèles aux plans (010), (100) et (130), noter la désorientation du cristal au passage des fractures (la lame est orientée selon le plan (001) ).

Pour élucider la structure de ces défauts nous avons réalisé une série d'images en conditions dites de deux ondes pour des inclinaisons très diverses de l'échantillon. Nous trouvons ainsi qu'il s'agit de sous-joints imparfaitement organisés, surtout à leurs extrémités constitués de deux familles de dislocations de vecteurs de Burgers  $a$  et  $c$

(Figure 4 b et c). Les dislocations **c** sont pratiquement vis et les **a** approximativement parallèles à  $[310]$ . Les deux familles de dislocations sont bien confinées dans un plan. Nous avons également mesuré leurs densités selon la direction de ligne de dislocation de l'autre famille. Nous trouvons  $\rho_c \approx 4.10^7 \text{ m}^{-1}$  et  $\rho_a \approx 2.10^7 \text{ m}^{-1}$  (pour les dislocations **c** et **a** respectivement).

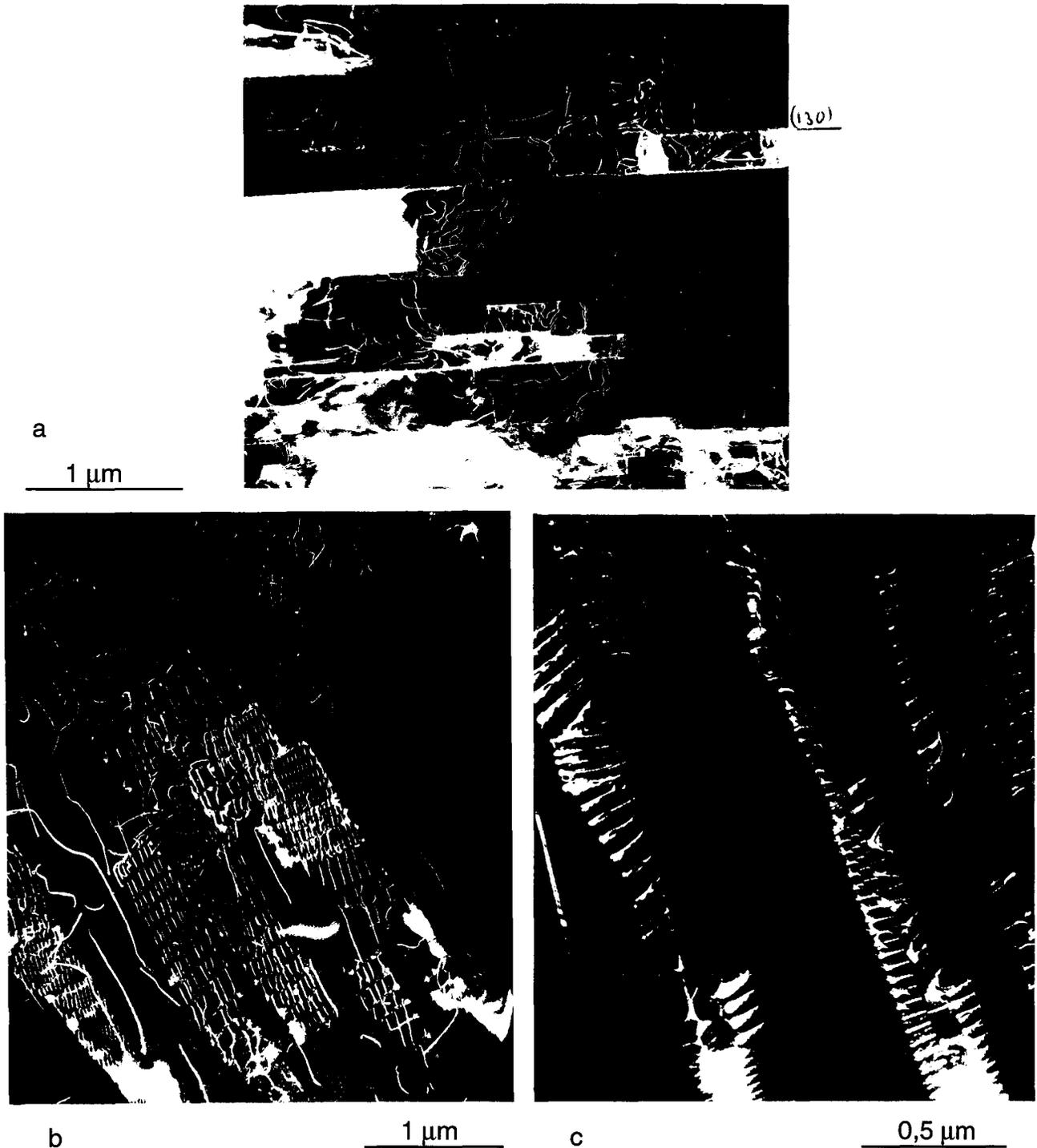


Figure 4 : a) Défauts plans (sous-joints) vus presque de bout et dislocations libres **c**. Champ noir ( $g = 004$ ) orientation de la lame proche de la coupe contenant  $[130]^*$  et  $[001]^*$ . b) Même région, même  $g$ . Les sous-joints sont inclinés par rapport au faisceau d'électrons, les dislocations **a** sont hors contraste. c) Champ noir ( $g = 400$ ) les dislocations **c** sont hors contrastes, les **a** sont visibles.

## II - 2 Dislocations et recristallisation

Entre ces défauts étendus (fractures et sous-joints) la densité de dislocations libres est assez importante ( $0,6$  à  $2 \cdot 10^{14} \text{ m}^{-2}$ ). Toutes sont des **c** avec un caractère vis marqué (Figure 5) ; on ne trouve de dislocations **a** que dans les sous-joints. Les parties courbes de ces dislocations libres nous ont permis de déterminer leur plan de glissement qui est (010). Le système (010)[001] fait partie des systèmes de glissement détectés dans l'olivine choquée (Carter et al., 1968 ; Sears et al. 1984 ; Ashworth 1985). Nous détectons enfin de nombreuses boucles de dislocations de taille variable ( $0,05$  à  $0,5 \mu\text{m}$ , Figure 5b).

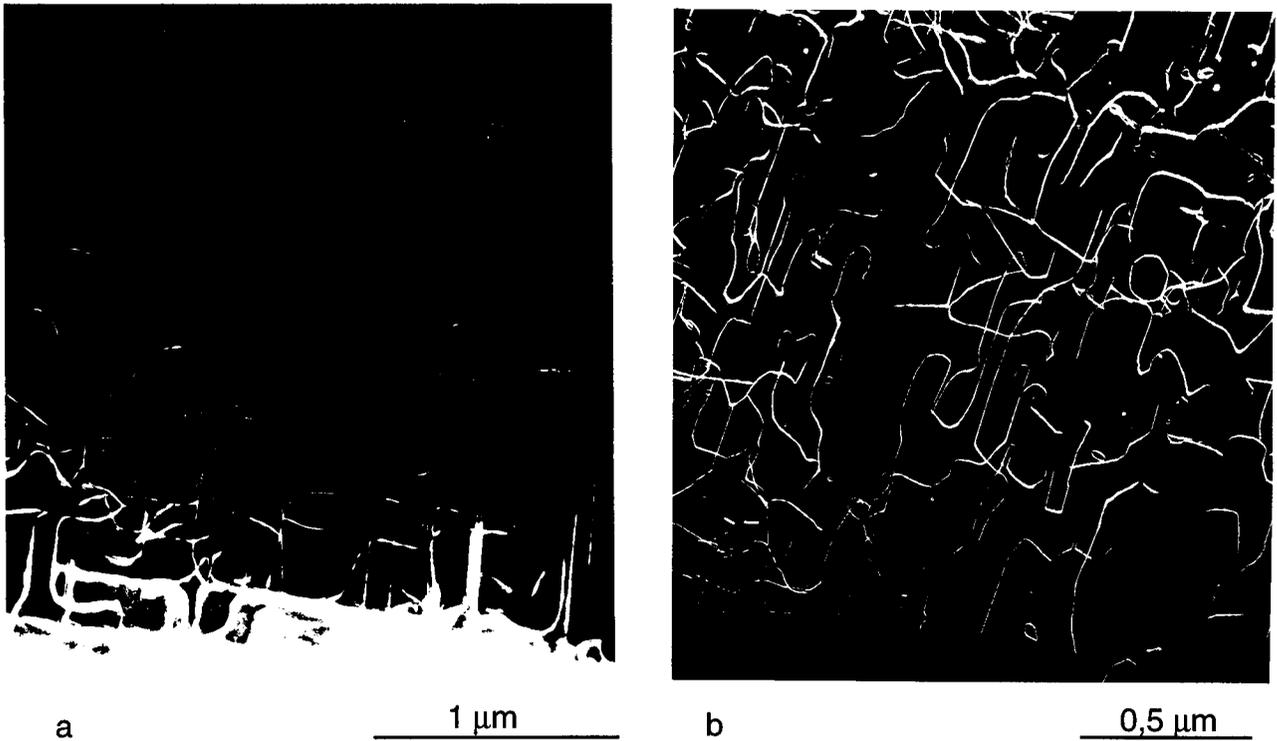
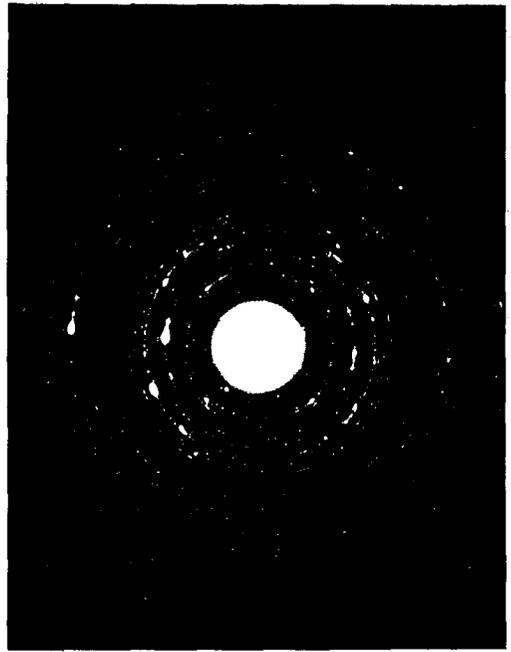


Figure 5 : Champ noir  $g = [004]$ . a) Dislocations libres **c** à caractère vis marqué. b) Boucles de dislocations.

Dans certaines zones, la densité de dislocations libres atteint des valeurs extrêmement élevées  $> 8 \cdot 10^{14} \text{ m}^{-2}$ . Elles présentent toujours un caractère **c** vis marqué (Figure 6 a) et dans le voisinage immédiat de ces régions on observe des zones à grains très petits ( $< 0,1 \mu\text{m}$ ) d'orientations aléatoires comme le montrent les diffractions (Figure 6 b). Les microanalyses effectuées sur ces zones ne montrent pas de différence de composition avec les gros grains d'olivine qui les jouxtent (Table 2). Il s'agit manifestement de zones recristallisées.



a

0,5 μm

b

Figure 6 : a) Grande densité de dislocations **c** (zone inférieure) et région polycristalline à grains très fins (partie supérieure) de diamètre < 0,1 μm. Champ sombre (**g** = 004). b) Cliché de diffraction sur la zone polycristalline avec les anneaux typiques d'une orientation aléatoire des grains.

élément	olivine	olivine recristallisée
O	41,5	41,5
Si	18,0	18,2
Fe	15,1	15,4
Mg	24,7	24,5
Mn	0,4	0,4
Al	0,1	0,2

Table 2 : Composition (% massique) de l'olivine recristallisée ( $Fa_{21,3 \pm 0,4}$ ) et de l'olivine adjacente ( $Fa_{21,2 \pm 0,5}$ ).

## III Discussion

### *III - 1 Fractures*

Les fractures sont un indice important du métamorphisme de choc dans l'olivine et il est couramment admis qu'elles s'ouvrent lors du passage de l'onde de raréfaction (e.g. Bauer 1979, Stöfler et al.1991). C'est durant cette phase que le matériel fondu est injecté dans les fractures sous l'action de la pression de l'onde de choc qui n'a pas encore disparu. La faible viscosité des liquides riches en métal ( $6 \cdot 10^{-3}$  Pa.s pour du fer pur liquide, Poirier, 1988) favorise cette injection, même dans des fractures très peu ouvertes. Les fractures planes ne contenant pas de matériel injecté ont été considérées par Ashworth and Barber (1975) comme des fractures guéries durant un épisode de recuit post-choc.

Les sous-joints dans les plans  $\{130\}$  et totalement vierges de matériel injecté ont manifestement été produits par l'onde de choc mais ils ne peuvent s'être formés de façon conventionnelle, c'est-à-dire par réorganisation des dislocations via des processus de montée. De tels processus sont en effet très lents et impliquent une température élevée. En outre seules les dislocations  $c$  sont activées par l'onde de choc. Il faut donc imaginer un autre processus de formation de ces sous-joints qui puisse fonctionner rapidement et à température modérée.

Nous pensons que ces sous-joints résultent de fractures formées au passage de l'onde de raréfaction. Il n'y a pas eu d'injection dans ces fractures lors de la phase de décompression soit parce qu'elles ne communiquaient pas avec une poche de fondu soit parce qu'il s'agissait de fracture de mode II ou III (Goodier, 1968) sans espace libre entre les lèvres des fractures. Ces fractures se sont ensuite refermées mais leurs lèvres n'ont pas repris leur position initiale à cause de contraintes résiduelles dans l'échantillon. La légère désorientation entre les lèvres des fractures a été accommodée par ces sous-joints. L'analyse de la désorientation accommodée par ces sous-joints doit nous permettre de remonter à l'intensité des fractures et à leur mode (I, II ou III).

La théorie des sous-joints parfaitement relaxés (i.e. sans contraintes à longue distance) a été développée par Amelinckx and Dekeyser (1959) (voir également une application détaillée au cas du quartz dans Trépiéd et al., 1980). Un sous-joint est complètement décrit par deux vecteurs et un angle (Figure 7a) :  $v$  le vecteur unitaire normal au plan du sous-joint,  $u$  l'axe de rotation du sous-joint et  $\theta$  la désorientation du sous-joint. De plus un sous-joint formé de deux familles de dislocations comme c'est le cas ici est flexible, c'est à dire que le plan du sous-joint peut varier ( $\theta$  et  $u$  restant inchangés). Les configurations possibles de sous-joints sont alors déduites d'un réseau caractéristique qui est une configuration particulière du sous-joint (Figure 7b). Dans le

cas qui nous intéresse, le réseau caractéristique est dans le plan (010) qui contient les deux vecteurs de Burgers  $\mathbf{a}$  et  $\mathbf{c}$ . Ce réseau caractéristique est un sous-joint formé de dislocations vis (sous-joint de torsion pure). Toutes les autres configurations possibles du sous-joint sont des projections de ce réseau caractéristique selon la direction  $\mathbf{a} \wedge \mathbf{c} // [010]$  sur des plans autres que (010). Enfin on appelle densité linéaire d'une famille de dislocations le nombre de dislocations interceptant l'unité de longueur le long de la direction des dislocations de l'autre famille. Ces densités  $\rho_a$  et  $\rho_c$  sont telles que

$$\rho_c / \rho_a = |c| / |a| \quad (1)$$

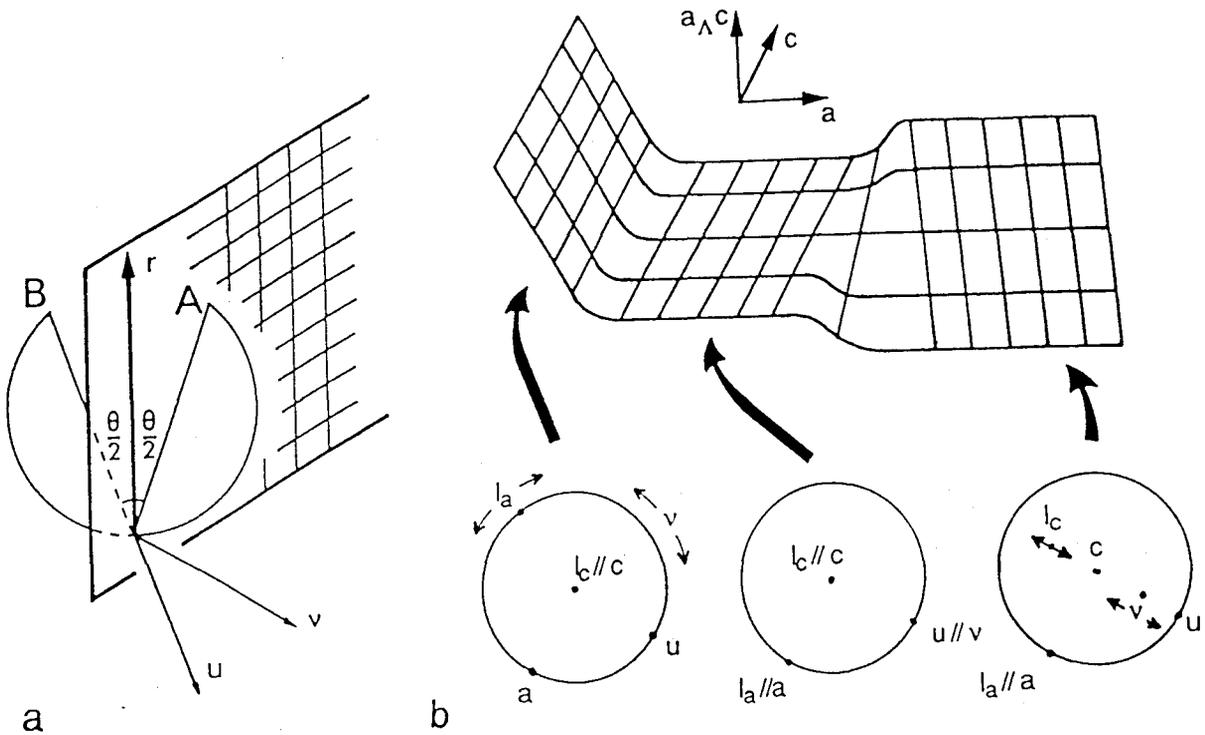


Figure 7 : a) Sous-joint parfaitement relaxé et ses paramètres caractéristiques  $\mathbf{v}$  = vecteur unitaire normal au plan du sous-joint,  $\mathbf{u}$  = axe de rotation du sous-joint et  $\theta$  désorientation. b) Sous-joint flexible constitué de deux familles de dislocations ( $\mathbf{a}$  et  $\mathbf{c}$ ) et leur réseau caractéristique.

Les sous-joints que nous caractérisons dans l'afegh 013 sont parallèles à (130). Ils ne sont pas parfaitement relaxés mais sont proches de sous-joints de torsion pure. De tels sous-joints constitués de vis dans (010) donneraient par projection sur (130) des sous-joints avec les mêmes dislocations  $\mathbf{c}$  vis pures que nous observons effectivement et des  $\mathbf{a}$  qui auraient une direction proche de  $[\bar{3}10]$ . Le rapport des densités linéaires des deux familles serait dans de tels sous-joints dans (130) et parfaitement relaxés

$$\rho_c / \rho_a = \cos\alpha |c| / |a| \quad (2)$$

$\alpha$  est l'angle entre le plan du réseau caractéristique et le plan actuel du sous-joint (130) ( $\alpha = 35.6^\circ$ ). Nous avons déterminé les orientations des dislocations par des méthodes stéréographiques standards et mesuré leurs densités (et le rapport de densités) pour plusieurs sous-joints. Ces valeurs varient assez peu d'un sous-joint à l'autre et sont assez proches de la valeur prédite par la formule (2). Ces sous-joints sont donc imparfaitement relaxés, à cause essentiellement de l'orientation des  $a$  qui est assez variable (la déviation de la direction [310] attendue peut atteindre  $\pm 15^\circ$ ). Nous pensons qu'il y a au moins deux raisons pour expliquer cette "imperfection" : (i) ces sous-joints devaient être mieux relaxés dans le cristal sous pression. (ii) Ce ne sont pas de véritables sous-joints s'étendant dans tout le grain mais des accommodations les moins énergétiques possibles de fractures de mode III qui s'arrêtent dans les grains. Le déplacement relatif des lèvres de telles fractures n'est pas identique à celui d'un sous-joint. Notre analyse par des sous-joints ne peut donc décrire la désorientation des lèvres des fractures que localement, sur de petites longueurs de fractures.

L'idée de guérison de fractures de mode III par formation de sous-joint imparfaits peut paraître surprenante mais ce phénomène a été observé dans d'autres matériaux. Ainsi Wiederhorn et al. (1973 et références internes) l'ont observé dans le saphir ( $Al_2O_3$ ) déformé par indentation à  $600^\circ C$ . De même Thomson (1987) observe que même à basse température une fracture dans le silicium peut régresser et laisser un réseau de dislocations à l'interface.

### *III - 2 Dislocations et recristallisation*

La présence d'une grande densité de dislocations  $c$  libres ne traduit pas une déformation plastique associée au passage de l'onde de choc plus importante que dans d'autres météorites choquées mais plutôt une déformation à température modérée. L'activation du système de glissement (010) [001] plutôt que les systèmes de glissement généralement activés à haute température va dans le même sens. De même les boucles de dislocations comme celles de la figure 5b sont des débris laissés par les dislocations mobiles dans leur sillage ; elles indiquent elles aussi l'absence de restauration, c'est-à-dire une température de déformation modérée. Dans les zones où la densité de dislocation atteint des valeurs très importantes de l'ordre de  $10^{15} m^{-2}$  de la recristallisation se produit. Ashworth (1985) a lui aussi observé de la recristallisation dans des chondrites fortement choquées et suggère un processus en deux étapes avec passage par une phase amorphe ou fondue par le choc. Contrairement à d'autres silicates, l'olivine s'amorphise très difficilement et jusqu'à présent seul Jeanloz et al. (1977) ont observé de l'olivine amorphe dans des échantillons expérimentalement choqués (pression de choc de 50-55 GPa puis trempe). Une telle phase intermédiaire amorphe n'a cependant jamais été observée dans des olivines naturellement choquées.

Dans ces conditions nous préférons le modèle plus simple de recristallisation "classique" en notant toutefois qu'un cristal contenant une densité de dislocations très importante de l'ordre de  $10^{16} \text{ m}^{-2}$  avant recristallisation a une structure fortement désorganisée proche d'un verre diaplectique. La recristallisation est un processus qui est généralement gouverné par la température et par le taux de déformation. Dans des régions très déformées, une température élevée n'est pas nécessaire pour initier la recristallisation. La faible taille des grains suggère un processus de basse température où la nucléation de nouveaux grains a pris le pas sur leur croissance.

#### IV Conclusion

Cette première investigation de la chondrite H3 Ilafegh 013 révèle une microstructure de choc intéressante dans les grains d'olivine des chondres, qui est assez similaire à celles rencontrées dans des chondrites de type pétrographique plus élevé. La fracturation de l'olivine reste la réponse de l'olivine à la déformation par choc (en particulier fracturation suivant les plans {130}). Les fractures planes (clivages) sont vraisemblablement produites au passage de l'onde de raréfaction. Celles correspondant à des modes II ou III (cisaillement et/ou torsion ou combinaison des deux) guérissent instantanément en formant des sous-joints imparfaits. Les fractures ouvertes en mode I pendant la phase de décompression sont le plus souvent injectées. La forte densité de dislocation  $c$  est, elle aussi, le signe d'une déformation par choc. L'activité des dislocations est réduite dans Ilafegh 013 à un seul système de glissement (010) [001].

Bien que localement les contraintes et les températures aient atteint des valeurs élevées, il n'y a pas d'évidence formelle d'amorphisation de l'olivine (pas de ou de poches d'olivine fondue non recristallisée). Les zones manifestement recristallisées résultent probablement d'un processus classique de recristallisation en petits grains sans passage par une étape de verre diaplectique.

## **D QUELQUES PROBLEMES NON RESOLUS**

Les trois chondrites observées ont toutes subi des chocs avec un pic de pression  $\geq 15$  à 20 GPa, elles appartiennent donc aux classes de niveau de choc  $\geq S4$ . La moins choquée, Gaines County, se situe bien à ce niveau S4; Ilafegh 013 est intermédiaire entre S4 et S5 et Tenham se situe entre les niveaux S5 et S6. Nos observations montrent que malgré des différences de pression appréciables, les grains d'olivine présentent des microstructures, en particulier des densités de dislocations, comparables. Dans tous les cas, seules les dislocations *c* sont activées et toutes ont un caractère vis marqué. Les densités sont toujours comprises entre 0,6 et  $2 \cdot 10^{14} \text{ m}^{-2}$ . Cette grandeur ne semble pas fortement liée à l'intensité de la pression (ni à sa durée?). La nucléation et la propagation de ces dislocations conduisant à une répartition plutôt homogène dans tous les grains d'olivine laisse supposer un mécanisme de multiplication différent des sources de Frank et Read bien connues dans les processus à faible vitesse de déformation. Il est tentant de supposer que ces dislocations sont nucléés partout dans l'échantillon à partir de toutes petites boucles de dislocations comme celles produites par un indenteur.

Nous n'avons jamais détecté d'olivine amorphe ni dans les veines ni dans les poches de fondu. Il y a bien des défauts de choc dont le contraste peut, à première vue, être confondu avec celui des PDF d'autres silicates mais leur étude détaillée montre qu'il s'agit de fissures extrêmement fines ( $\leq 100 \text{ \AA}$ ) injectées de fondu riche en métal. Si de l'olivine fond, elle recristallise rapidement; contrairement à d'autres silicates comme le quartz ou les plagioclases, l'olivine naturellement choquée ne s'amorphise pas à l'état solide pour former un verre diaplectique.

Bien qu'ils ne soient pas utilisés dans la classification des intensités de chocs de Stöffler et al. (1991) les clinopyroxènes présentent une assez grande richesse de défauts de choc (macles et PDF) que l'on devrait pouvoir utiliser pour affiner l'échelle d'indices de choc, en particulier en y introduisant la température des corps choqués. Ceci suppose en plus de la microscopie optique un recours plus systématique à la MET. Cette remarque s'applique également aux plagioclases. On note cependant que ces deux minéraux n'apparaissent que dans les chondrites de type pétrographique  $\geq 5$ . Enfin les défauts de choc dans les phases métalliques et dans la troilite ont été peu étudiés. Nos observations dans la troilite ainsi que celles de Bennett and McSween (1996) montrent l'intérêt d'études plus systématiques du métamorphisme de choc dans ces phases.

Nos observations soulignent le problème de la durée d'application de la pression. Non seulement la durée du pic de pression mais également la durée de l'étape de décompression. Cette durée d'application d'une forte pression est un facteur crucial pour l'interprétation des mécanismes de formation de phases de haute pression. La plupart de nos informations provient actuellement de chocs expérimentaux pour lesquels on sait que la durée d'application d'une forte pression ne dure que quelques microsecondes. C'est une durée trop brève pour les cinétiques de formation de polymorphes de haute pression comme la ringwoodite et la majorite. On sait que la durée du pic de pression est proportionnelle à la taille du projectile et atteint plusieurs secondes pour les impacts les plus importants (Stöffler et al., 1991). On connaît beaucoup moins bien le paramètre qui nous importe le plus, c'est-à-dire la durée totale pendant laquelle la pression se situe dans le domaine de stabilité de ces polymorphes haute pression, soit entre 20 et 24 GPa pour une température voisine de 2000°C. Lingemann and Stöffler (1994) suggèrent que ces polymorphes se forment pendant la décompression après un choc dont le pic de pression atteint au moins 50 GPa. Cette hypothèse implique pour la majorite une cinétique de cristallisation extrêmement rapide qui semble irréaliste. Il en est de même la ringwoodite qui résulte d'une transformation martensitique à l'état solide, c'est-à-dire sans diffusion. La très brève durée du passage de l'onde de décompression dans le domaine de stabilité de la ringwoodite transformation impose une vitesse de transformation extraordinairement rapide (vitesse supersonique). Ceci aussi apparaît irréaliste.

# *Conclusion*

Nous avons recherché et étudié par microscopie électronique en transmission les indices de choc laissés par le passage d'une onde de choc dans la croûte continentale terrestre et dans les chondrites ordinaires en sélectionnant chaque fois les minéraux qui semblaient contenir l'information la plus pertinente.

Nous avons ainsi montré que malgré la traversée d'épisodes métamorphiques importants les grains de quartz de la structure de Sudbury présentent encore, après deux milliard d'années, de nombreuses lamelles de macle du Brésil dans le plan de base attestant que cette structure résulte bien d'un impact météoritique. Ces observations confirment l'extrême résistance à l'altération de ces défauts de choc et donc leur importance pour la caractérisation d'autres structures très anciennes. L'absence de tels indices de choc dans les quartz de la structure du Bushveld qui a sensiblement le même âge suggère fortement que cette structure ne résulte pas d'un impact.

Les études de trois chondrites choquées apportent aussi des informations intéressantes. En particulier nous montrons la richesse des défauts de choc dans le diopside avec entre autres deux lois de maclages et des PDF qui n'avait jusqu'à présent été observés que dans des échantillons expérimentalement choqués. Une meilleure calibration de ces défauts devrait dans l'avenir permettre de connaître plus précisément les pressions générées par les chocs dans les chondrites de type pétrographique 5 et 6 et ainsi d'affiner la classification des chocs existante. La troilite présente aussi des défauts similaires aux PDF et du mosaïcisme.

Nous montrons enfin que le choc ne produit pas de PDF dans l'olivine. Sa microstructure de choc n'en est pas moins complexe, grande densité de dislocations  $c$  dans les plans de glissement  $(hk0)$  et  $(010)$  (ce dernier plan de glissement semble avoir été sous estimé dans les études antérieures), fractures plus ou moins guéries, fractures injectées de fondu.

Nous montrons aussi pour la première fois l'importance des contraintes différentielles qui génèrent des fractures en mode II dans l'olivine. Certaines d'entre elles guérissent en formant des sous-joints imparfaits.

L'injection dans les fractures est un phénomène remarquablement efficace puisqu'on l'observe même dans des fractures de  $\approx 100 \text{ \AA}$  d'ouverture.

# Références

- S. Amelinckx and W. Dekeyser, The structure and properties of grain boundaries, *Solid State Phys.* **8**, 325-499, 1959.
- J. R. Ashworth (1980a) Deformation mechanisms in mildly shocked chondritic diopside. *Meteoritics* **15**, 105-115.
- J. R. Ashworth (1980b) Chondrite thermal histories: Clues from electron microscopy of orthopyroxene. *Earth Planet. Sci. Lett.* **46**, 167-177.
- J. R. Ashworth (1985) Transmission electron microscopy of L-group chondrites, Natural shock effects. *Earth Planet. Sci. Lett.* **73**, 17-32.
- J. R. Ashworth and D. J. Barber (1975) Electron petrography of shock-deformed olivine in stony meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **27**, 43-50.
- J. F. Bauer (1979) Experimental shock metamorphism of mono- and polycrystalline olivine : A comparative study. *Proc. Lunar Sci. Conf.* **10th**, 2573-2596.
- F. Begeman, H. Palme, B. Spettle and H. W. Weber (1992) On the thermal history of heavily shocked Yanzhuang H-chondrite. *Meteoritics* **27**, 174-178.
- M. E. Bennett, III and H. Y. McSween, Jr. (1996) shock features in iron-nickel metal and troilite of L-group ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* **31**, 255-264.
- P. Bertrand and J. C. Mercier (1985) The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system? *Earth planet. Sci. Lett.* **76**, 109-122.
- R. A. Binns (1970) (Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> spinel in a meteorite. *Phys. Earth Planet Int.* **3**, 156-160.
- R. A. Binns, R. J. Davis, and S. J. B. Reed (1969) Ringwoodite, natural (Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> spinel in the Tehnam meteorite. *Nature* **221**, 943-944.
- A. Bischoff and T. Geiger (1995) Meteorites from the Sahara: Find locations, shock classification, degree of weathering and pairing, *Meteoritics* **30**, 113-122.
- A. Bischoff, D. W. G. Sears , P. H. Benoit, T. Geiger and D. Stöffler (1992) New type 3 ordinary chondrites from the Sahara desert (abstract), *Lunar. Planet. Sci.* **25**, 107-108.
- M. B. Boslough (1991) Shock modification and chemistry of planetary geologic process. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **19**, 101-130.
- W. L. Bragg and G. B. Brown (1926). *Z. Krist.* **63**, 538-556.
- G. E. Brown Jr. (1982). Olivine and silicate spinels. Dans "Reviews in mineralogy, Orthosilicates vol. 5", (ed. P. H. Ribbe) pp. 275-365.
- G. P. Brey and T. Köhler (1990) Geothermobarometry in four-phases lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.* **31**, 1353-1378.

- P. C. Buchanan and W. U. Reimold (1996) Analysis of deformation lamellae in quartz grains from the Rooiberg Felsite, Bushveld Complex, South Africa. XXVII Lunar Planetary Sci. Conf., Houston, Texas, pp.. (à paraître)
- P. C. Burnley and H. W. Green (1989) Stress dependence of mechanism of the olivine spinel transformation. *Nature* **338**, 753-756.
- P. R. Buseck, Nord G. L., Jr, and Veblen D. R. (1980) Subsolidus phenomena dans "Review in mineralogy, Pyroxenes", (ed. C. T. Prewitt), Mineral. Soc. Amer., pp. 117-211.
- M. Cameron and J. J. Papike (1981) Structural and chemical variations in Pyroxenes, *Am. Mineral.* **66**, 1-50.
- N. L. Carter, C. B. Raleigh and P. S. DeCarli (1968) Deformation of olivine in stony meteorites. *J. Geophys. Res.* **73**, 5439-5461.
- E. C. T. Chao, E. M. Shoemaker and B. M. Madsen (1960) first natural occurrence of coesite. *Science* **132**, 220-222.
- E. C. T. Chao, J. J. Fahey, J. Littler and D. J. Hamilyton (1962) Stishovite, SiO<sub>2</sub>, a very high pressure new mineral from Meteor crater, Arizona. *J. Geophys. Res.* **67**. 419-421.
- E. C. T. Chao (1967) Impact metamorphism. Dans "researches in geochemistry 2", (ed. P. H. Abelson), John Wiley and Sons, New York, pp. 204-233.
- M. Chen, T. G. Sharp, A. El Goresy, B. Wopenka and X. Xie (1996) the majorite Pyrope + magnesiowüstite assemblage : Constraints on the history of shock veins in chondrites. *Science* **271**, 1570-1573.
- M. Chen and X. Xie (1995) Tem microstructure of metallic dendrite in the shock-induced melt pocket of the Yanshuang meteorite. *N. Jb. miner. Mh.* **22**, 337-343.
- J. M. Christie and A. J. Ardell (1976) Deformation structures in minerals. dans "Electron Microscopy in mineralogy", (ed. H. R.) Wenk, Springer-Verlag, Berlin, pp. 374-403.
- G. Cliff and G. W. Lorimer (1981) "Quantitative microanalysis with high spatial resolution", (eds. G. W. Lorimer, M. H. Jacobs, P. Doig). *The Metals Soc.*, London, Book 277, p. 47.
- R. S. Coe and S. H. Kirby (1975) The orthoenstatite to clinoenstatite transformation by shearing and reversion by annealing : Mechanism and potential applications. *Contrib. Miner. Petrol.* **52**, 29-55
- L. C. Coleman (1977) Ringwoodite and majorite in the Catherwood meteorite. *Canadian mineralogist* **15**, 97-101.
- P. Cordier and J. C. Doukhan (1989) Solubility of water in quartz; influence on ductility. *Eur. J. Mineral.* **1** : 221-237.
- P. Cordier, S. Vrana and J. C. Doukhan (1994) Shock metamorphism in quartz at Sevetin and Susice (Bohemia)? A TEM investigation. *Meteoritics* **29**, 98-99.
- P. S. DeCarli and J. C. Jamieson (1959) Formation of an amorphous form of quartz under shock conditions. *J. Chem. Phys.* **31**, 1675-1676.

- A. Deutsch, R. A. F. Grieve, M. Avermann, L. Bischoff, P. Brockmeyer, D. Buhl, R. Lakomy, V. Müller-Mohr, M. Ostermann and D. Stöffler (1995) The Sudbury Structure (Ontario, Canada) : a tectonically deformed multi-ring impact basin. *Geol. Rundsch* **84**, 697-709.
- R. S. Dietz (1964) Sudbury structure as an astroblem. *Journal of Geology* **72**, 412-434.
- R. T. Dodd (1981) "Meteorites : a petrologic-chemical synthesis". Cambridge University press, Cambridge. pp 368.
- R. T. Dodd and E. Jarosewitch (1979) Incipient melting in and shock classification of L-group chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **44**, 335-340.
- R. T. Dodd, E. Jarosewitch and B. Hill (1982) Petrogenesis of complex veins in the chantonay (L6f) chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **59**, 364-374.
- J. C. Doukhan (1971) Propriétés des dislocations dans le tellure. Thèse d'état, Université de Lille.
- J. C. Doukhan (1995) Lattice defects and Mechanical Behaviour of quartz SiO<sub>2</sub>. *J. Phys. France* **5**, 1809-1832.
- J. C. Doukhan and L. Trépiéd (1985) Plastic deformation of quartz single crystals. *Bull. Mineral.* **108**, 97-123
- B. M. French (1967) Sudbury structure, Ontario : some petrographic evidence for an origin by meteorite impact. *Science* **156**, 1094-1098.
- B. M. French (1968a) Sudbury structure, Ontario : some petrographic evidence for an origin by meteorite impact. Dans "Shock metamorphism of natural materials", (Eds. B. M. French and N. M. Short), mono Book Corp., Baltimore, pp. 383-412.
- B. M. French (1968b) Twenty years of the impact/volcanic controversy : is there anything new under the Sun or inside the Earth? *EOS Trans. AGU* **71**, 411-414.
- B. M. French (1972) Shock-metamorphic features in the Sudbury structure : a review. Dans "new developments in Sudbury geology", (ed. J. Guy-Bray), *Geol. Assoc. Can. Spe. Pap.* **10**, 124 pp., pp. 19-28.
- B. M. French (1990) : Absence of shock-metamorphic effects in the Bushveld Complex, South Africa : results of an intensive search. *Tectonophys.* **171**, 287-301.
- B. M. French and N. M. Short (1968) "Shock metamorphism of natural materials" Mono book corp., Baltimore, Maryland. 644 pp.
- C. Frondel (1962) "The system of mineralogy : Silica minerals vol. III". Willey, New York, 329 pp.
- O. Goltrant, P. Cordier and J. C. Doukhan (1991) Planar deformation features in shocked quartz : a transmission electron microscopy investigation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **106**, 103-115.
- O. Goltrant, H. Leroux, J. C. Doukhan and P. Cordier (1992) Formation mechanisms of planar deformation features in naturally shocked quartz. *Phys. Earth Planet. Int.* **74**, 219-240.

- J. N. Goodier (1968) Mathematical theory of equilibrium cracks. dans "Fracture", (ed. H. Liebovitz), Academic Press, New York, pp. 1-67.
- D. E. Grady (1980) Shock deformation of brittle solids. *J. Geophys. Res.* **85**, 913-924.
- R. A. F. Grieve and L. J. Personen (1992) The terrestrial impact cratering record. *Tectonophys.* **216**, 1-30.
- R. A. F. Grieve and V. L. Masaitis (1994) the economic potential of terrestrial impact craters. *International Geology Review* **36**, 105-151.
- R. A. F. Grieve, V. L. Sharpton and D. Stöffler (1990) Shocked minerals and the K/T controversy. *EOS* **71**, 1792-1793.
- R. A. F. Grieve, D. Stöffler and A. Deutsch (1991) The Sudbury Structure : controversial or misunderstood? *J. Geophys. Res.* **96**, 22,753-22,764.
- D. T. Griggs and J. D. Blacic (1965) Quartz : anomalous weakness of synthetic crystals. *sciences* **147**, 292-295.
- R. E. Grimm (1985) Penecontemporaneous metamorphism, fragmentation and reassembly of ordinary chondrite parent bodies. *J. Geophys. Res.* **90**-B2, 2022-2028.
- U. Hornemann and W. F. Müller (1971) Shock-induced deformation twins in clinopyroxene. *Neues Jahrb. mineral. Mh.* **6**, 247-256.
- J. Ingrin, N. Doukhan and J. C. Doukhan (1992) Dislocation glide systems in diopside single crystals deformed at 800-900°C. *Eur. J. Miner.* **4**, 1291-1302.
- R. Jeanloz , T. J. Ahrens, J. S. Lally, G. L. Nord, J. M. Christie and A. H. Heuer (1977) Shock produced olivine glass : First observation, *Science* **197**, 457-459.
- R. Jeanloz (1980) Shock effects in olivine and implications for Hugoniot data. *J. Geophys. Res.* **85**, 3163-3176.
- A. J. G. Jurewicz, D. W. Mittlefehldt and J. H. Jones (1995) Experimental partial melting of the St. Séverin (LL) and Lost City (H) chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 391-408.
- J. F. Kerridge (1988) Significance of secondary processing dans "meteorite and the early solar system" (eds. J. F. Kerridge and M. S. Matthews). The University Arizona press, Tucson, pp.71-73.
- S. W. Kieffer, P. P. Phakey and J. M. Christie (1976) Shock processes in porous quartzite : transmission electron microscope observations and theory. *Contrib. Mineral. Petrol.* **59**, 41-93.
- S. H. Kirby and J. M. Christie (1977) Mechanical twinning in diopside  $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ : Structural mechanism and associated crystal defects. *Phys. Chem. Minerals* **1**, 137-163.
- C. Koeberl, W. U. Reimold and S. B. Shirey (1994) Salpan impact crater, South Africa : Geochemistry of target rocks, breccias and impact glasses, and osmium isotope systematic. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 2893-2910.

- K. I. Kondo and T. J. Ahrens (1983) Heterogeneous shock-induced thermal radiation in minerals, *Phys. Chem. Minerals* **9**, 173-181.
- O. Kubaschewski (1982) Iron-Sulphur dans "Iron-binary phase diagrams". Springer verlag, Berlin, 125-128.
- G. Kullerud (1963) The Fe-Ni-S system, *Carnegie Inst. Wash. Yearbook* **62**, 175-189.
- L. S. Labuschagne (1970) Discussion notes for W. Hamilton, Bushveld Complex - Product of impacts? *Geol. Soc. South Africa Spec. Publ.* **1**, 377-379.
- H. Leroux (1994) Etude par microscopie électronique en transmission du métamorphisme de choc dans le quartz et le diopside : Applications aux impact, à la limite K/T et aux météorites. Thèse, Université des Sciences et Technologies de Lille.
- H. Leroux and J. C. Doukhan (1993) Dynamic deformation of quartz in the Landslide of Köffels, Austria. *Eur. J. Miner.* **5**, 893-902.
- H. Leroux, W. U. Reimold and J. C. Doukhan (1994a) A TEM investigation of shock metamorphism in quartz from the Vredefort dome, South Africa. *Tectonophys.* **230**, 223-239.
- H. Leroux, J. C. Doukhan and F. Langenhorst. (1994b) Microstructural defects in experimentally shocked diopside: A TEM characterisation. *Phys. Chem. Minerals* **20**, 521-530.
- D. H. Lindsey (1983) Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.* **68**, 447-493.
- M. Madon and J. P. Poirier (1980) Dislocations in spinel and garnet high pressure polymorphs of olivine and pyroxene: implications for mantle rheology. *Science* **207**, 66-68.
- M. Madon and J. P. Poirier (1983) Transmission electron microscope observation of  $\alpha$ ,  $\beta$  and  $\gamma$   $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  in shocked meteorites: Planar defects and polymorphic transitions. *Phys. Earth Planet. Int.* **33**, 31-44.
- D. B. McIntyre (1962) impact metamorphism at Clearwater Lake, Quebec. *J. Geophys. Res.* **67**, 1647-1653.
- A. C. McLaren, J. A. Retchford, D. T. Griggs and J. M. Cristie (1967) transmission electron microscope study of Brazil twins and dislocations experimentally produced in natural quartz. *Phys. Stat. Sol.* **19**, 631-644.
- P. F. McMillan and R. L. Remmele (1986) hydroxyl sites in  $\text{SiO}_2$  glass : a note on infrared and Raman spectra. *Amer. Mineral.* **71**, 772-778.
- H. Y. McSween, Jr., D. W. G. Sears, R. T. Dodd (1988) Thermal metamorphism dans "meteorite and the early solar system" (eds. J. F. Kerridge and M. S. Matthews). The University Arizona press, Tucson, pp.102-113.
- H. J. Melosh (1989) "Impact cratering : a geologic process". Oxford univ. Press, New-York, 245 P.
- M. Miyamoto, N. Fujii and H. Takeda (1982) Ordinary chondrite parent body : an internal heating model, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* **12B**, 1145-1152.

- N. Morimoto (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Minal. Mag.* **52**, 535-550.
- T. L. Muir (1984) "The Sudbury structure : considerations and models for an endogenic origin. dans *The geology and ores deposit of the Sudbury structure*", (eds. E. G. Pye, A. J. Naldrett and P. E. Gibblins, Ontario Geol. Surv. Spec. **1**, 449-489.
- P. Pye, W. F. Müller (1993) Thermal and deformation history of the Shergotty meteorite deduced from clinopyroxene microstructure. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 4311-4322.
- W. F. Müller and U. Hornemann (1969) Shock-induced planar deformation structures in experimentally shock-loaded olivines and in olivines from chondritic meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **7**, 251-264.
- A. Nicolas and J. P. Poirier (1976) Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. New-York, Wiley-Intersci., 444 pp.
- G. L. Nord and J. J. McGee (1979) Thermal and mechanical history of granulated norite and pyroxene anorthosite clasts in breccia 73255. *Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf.*, 817-832.
- R. Ostertag (1983) Shock experiments on feldspar crystals. *J. Geophys. Res.* **88**, B364-376.
- J. Otto (1992) New meteorite finds from the Algerian Sahara desert, *Chem. Erde* **52**, 33-40.
- J. P. Poirier (1981) On the kinetics of olivine-spinel transition. *Phys. Earth Planet. Int.* **26**, 179-187.
- J. P. Poirier Transport properties of liquid metals and viscosity of the Earth's core, *Geophys. J. Int.* **92**, 99-105, 1988.
- G. D. Price, A. Putnis, and S. O. Agrell (1979) Electron petrography of shock-produced veins in the Tehnam chondrite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **71**, 211-218.
- A. Putnis and G. D. Price (1979) High pressure (Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> Phases in the Tehnam chondritic meteorite. *Nature* **280**, 217-218.
- W. U. Reimold, C. Koeberl, T. C. Partridge and S. J. Kerr (1992) : Pretorian Saltpan Crater : impact origin confirmed. *Geology* **20**, 10
- K. B. Reuter , D. B. Williams and J. I. Goldstein (1989) Determination of the Fe-Ni phase diagram below 400 °C. *Metall. Trans. A* **20A**, 719-725.
- R. C. Rhodes (1975) New evidence for origin of the Bushveld Complex, South Africa. *Geology* **3**, 549-554.
- P. H. Ribbe (1983) Chemistry, structure and nomenclature of feldspars, dans "Reviews in mineralogy, Feldspar Mineralogy Vol. 2", (ed. P. H. Ribbe). Mineral. Soc. Amer., Washington, DC, pp. 1-20.
- A. E. Rubin (1992) A shock-metamorphic model for silicate darkening and compositionally variable plagioclase in CK and ordinary chondrites *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 1705-1714.

- A. E. Rubin (1995) Petrologic evidence for collisional heating of chondritic asteroids, *Icarus* **113**, 156-167.
- R. O. Sack, M. S Ghiorso., M. S Wang. and M. E. Lipschutz (1994) Igneous inclusions from ordinary chondrites : high temperature cumulates and a shock melt. *J. Geophys. Res. Planet.* **99**, 26029-26044.
- E. R. D. Scott (1982) Origin of rapidly solidified metal-troilite grains in chondrites and iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. acta* **46**, 813-823.
- E. R. D. Scott and R. S. Rajan (1981) metallic minerals, thermal histories, and parent bodies of some xenolithic, ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **45**, 53-67.
- E. R. D. Scott, K. Keil and D. Stöffler (1992) Shock metamorphism of carbonaceous chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 4281-4293.
- D. W. G. Sears, J. N. Grossmann, C. L. Melcher, L. M. Ross and A. A. Mills (1980). Measuring metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites. *Nature* **287**, 791-795.
- D. W. G. Sears and R. T. Dodd (1988) Overview and classification of meteorites. Dans *Meteorites and the Early Solar System*", (eds. J. F. Kerridge and M. S. Matthews), Univ Arizona Press, pp.3-31.
- D. W. Sears, J. R. Ashworth, C. P. Broadbent and A.W.R. Bevan (1984) Studies of an artificially shock-loaded H group chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 343-360.
- W. Skrozski (1994) Defect structure and deformation mechanisms in naturally deformed augite and enstatite. *Tectonophysics* **229**, 43-68.
- L. W. Snee and T. J. Ahrens (1975) Shock-induced deformation features in terrestrial peridotite and lunar dunite. *Proc. Lunar Sci.Conf.* **6th**, 833-842.
- B. A. Smith and J.I. Goldstein (1977) The metallic microstructures and thermal histories of severely reheated chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta* **41**, 1061-1072.
- J. R. Smith (1974) Experimental study on the polymorphism of enstatite. *Amer. Mineral.* **59**, 345-352.
- J. V. Smith and B. Masson (1970) Pyroxene-garnet transformation in a meteorite. *Sciences* **168**, 832-833.
- D. Stöffler (1972) Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. I. Behavior of minerals under shock compression. *Fortschr. Mineral.* **49**, 50-113.
- D. Stöffler and F. Langenhorst (1994) Shock metamorphism of quartz in nature and experiment : I Basic observation, experiment, and theory. *Meteoritics* **29**, 155-181.
- D. Stöffler, R. Ostertag, C. Jammes and G. Pfannschmidt (1986) Shock metamorphism and petrography of the Shergotty achondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 889-903.

- D. Stöffler, A. Bischoff, V. Buchwald and A. E. Rubin (1988) Shock effects in meteorite dans "Meteorites and the early solar system" (eds. J. F. Kerridge and M. S. Matthews). The University Arizona press, Tucson, pp. 165-202.
- D. Stöffler, K. Keil. and E. R. D. Scott (1991) Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 3845-3867.
- A. Stöffler, A. Deutsch, M. Avermann, L. Bischoff, P. Brockmeyer, D. Buhl, R. Lakomy and V. Müller-Mohr (1994) the formation of the Sudbury structure, Canada : Toward a unified impact model. Geological Society of America, Special Paper **293**, 303-318.
- R. M. Thomson (1987) Physics of fracture, *J. Phys. Chem. Solids* **48**, 965-983.
- J. Töpel-Schadt and W. F. Müller (1982) Transmission electron microscopy on meteoritic troilite. *Phys. and chem. Minerals* **8**, 175-179.
- J. Töpel-Schadt and W. F. Müller (1985) The submicroscopic structure of the unequilibrated ordinary chondrites Chainpur, Mezö-Madaras and Tieschitz : a transmission electron microscopy study. *Earth Planet. Sci. Lett.* **74**, 1-12.
- L. Trepier (1984) Déformation plastique de monocristaux de quartz synthétiques - influence de l'eau - observation en microscopie électronique à transmission des sous structures de dislocations. Thèse, Université des Sciences et Technologies de Lille.
- L. Trépiéd , J. C. Doukhan and J. Paquet (1980) Subgrain boundaries in quartz : theoretical analysis and microscopic observations, *Phys. Chem. Minerals* **5**, 201-218.
- E. van Capellen (1990) The parameterless correction method in X-ray microanalysis. *Microsc. Microanal. Microstruct.* **1**, 1-22.
- E. van Capellen and J.-C. Doukhan (1994) Quantitative X-ray microanalysis of ionics compounds. *Ultramicroscopy* **53**, 343-349.
- W. R. van Schmus and J. A. Wood (1967) A chemical-petrological classification for the chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 747-765.
- W. R. van Schmus and P. H. Ribbe (1968) The composition and structural state of feldspar from chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. acta* **32**, 1237-1242.
- W. von Engelhart and W. Bertsch (1969) shock induced planar deformation structures in quartz from Ries crater, Germany. *Contr. Miner. Petrol.* **20**, 203-234.
- W. von Engelhardt, J. Arndt, D. Stöffler, W. F. Müller, H. Jeziorkowski and R. A. Gubser (1967) Diaplektische Gläser in den breccien des ries von Nördlingen als Anzeichen für Stoßwellenmetamorphose. *Contr. Miner. Petrol.* **15**, 91-100.
- F. Walraven and E. Hattingh (1993) Geochronology of the Nebo Granite, Buschveld Complex. *S. Afr. J. Geol.* **96**, 31-42.
- J. T. Wasson (1993) Constraints on chondrule origins. *Meteoritics* **28**, 14-28.
- H. R. Wenk (1976) *Electron Microscopy in mineralogy* (ed. Wenk), Springer-Verlag Berlin-Heidelberg New-York, pp. 564.

- S. M. Wiederhorn, B. J. Hockey and D. E. Roberts (1973) Effect of temperature on the fracture of sapphire, *Phil. Mag.* **28**, 783-796.
- F. Wlotzka (1992) *The Meteoritical Bulletin*, No. 72. *Meteoritics* **27**, 109-116.
- J. Wu, B. Milkereit and D. E. Boerner (1995) seismic imaging of the enigmatic Sudbury structure. *J. Geophys. Res.* **10 B3**, 4117-4130.
- C. Willaime (1987) *Initiation à la microscopie électronique par transmission*. (ed. Société française de minéralogie et de cristallographie), Paris, pp. 437.

# Résumé

Les collisions entre objets (météorites, corps parents, planètes...) ont joué un rôle primordial dans l'évolution du système solaire. Les ondes de choc générées lors de ces collisions induisent dans le matériau choqué de nombreuses modifications. La caractérisation de ces défauts par microscopie électronique en transmission permet de mieux connaître la formation et l'évolution des corps parents et des planètes.

La microstructure de choc enregistrée par le quartz est un des principaux indicateurs permettant de reconnaître les cratères d'impact terrestre. Cependant, dans des cratères très vieux et/ou fortement altérés, ces défauts, en particulier les lamelles de phase amorphe (i.e. Planar Deformation Feature ou PDF), peuvent disparaître. Les macles du Brésil dans le plan de base sont en revanche extrêmement résistantes et sont ainsi un marqueur privilégié dans la caractérisation de ces vieux impacts. Leur détection dans les échantillons du Sudbury (Canada) prouve à la fois leur résistance et qu'un impact est à l'origine de cette structure vieille de 2 milliards d'années. L'absence de défauts de choc dans les quartz de la structure du Bushveld (Afrique du Sud) est elle en faveur d'une origine endogène.

La caractérisation du métamorphisme de choc dans les chondrites ordinaires est elle aussi importante car il s'agit d'un matériau primitif du système solaire. Nos études ont permis de détecter pour la première fois des PDF dans du diopside naturellement choqué qui devraient permettre de calibrer plus finement les pressions de choc. Dans l'olivine, nous n'observons pas de PDF mais de nombreuses dislocations  $c$  et une importante fracturation en mode I, II et III dont la guérison laissent parfois des sous-joints imparfaits à l'interface. L'existence de fractures de mode II ou III montre ainsi l'importance des contraintes différentielles dans ce mode de déformation. Enfin, l'injection de fractures, aussi fines que  $\approx 100 \text{ \AA}$ , est très efficace.



# *Abstract*

Collision processes between planetesimals and asteroids have played a major part in the accretion of planets. Shock waves induce severe modifications in the shocked materials (shock defects, phase transformations...). The characterization of these defects by transmission electron microscopy allows a better understanding of the formation and evolution of parent bodies and planets.

Tectonic activity and erosion on the Earth render difficult the identification of ancient impacts, and number of them are probably still unknown. Shock metamorphism in quartz is thus a very useful tool for recognizing such craters. Nevertheless some shock defects like the so called "Planar Deformation Feature" or "PDF", might be erased in older craters. Mechanicals Brazil twins are still detected in quartz from the Sudbury canadian structure (1,85 Ga old). They appear to be more resistant to annealing processes. In contrast the absence of shock defects in the quartz grains from the Bushveld complex means this structure does not result from a meteorite impact. It rather results from an endogenous process.

Shock metamorphism was also investigated in shocked meteorites. We have studied some chondrites which represent a primitive material of our solar system. As quartz is extremely rare in meteorites, we focussed our investigations on more common minerals like diopside ( $\text{Ca}(\text{FeMg})\text{Si}_2\text{O}_6$ ) and troilite ( $\text{FeS}$ ) which also contain PDF : the pressure calibration of such defects should lead to a better knowledge of the shock pressure. In olivine ( $(\text{FeMg})_2\text{SiO}_4$ ), no PDF were detected but many c dislocations and fractures in mode I, II, and III which in some cases are healed. The occurrence of mode II and III fractures shows the importance of differential stresses in shock deformation. Finally, the injection of shock melt appears to be a very efficient transport process and fractures as thin as 100 Å are found to be filled.