

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et de l'Aménagement du Territoire

Département des Sciences de la Terre

Laboratoire Géoressources, Environnement et Risques Naturels (GEOREN).

Thèse

Présentée pour l'obtention du Diplôme de Doctorat

en Sciences de la Terre

Option : Pétrologie-Géochimie

Inventaire, pétrologie et géochimie du cortège de roches magmatiques (terrestres et extra-terrestres) retrouvées dans les régions de Chegga et d'Aftout (Eglabs, Dorsale Reguibat, Sahara du Sud Ouest algérien).

Par

Abdelmadjid SEDDIKI

Soutenue le :2011

Devant le jury

M. ZERKA Mohammed, Maître de Conférences 'A', Université d'Oran, Président

M. COTTIN Jean Yves, Professeur, Université de Saint-Etienne, Directeur

Mme REMACI Nacéra, Maître de Conférences 'A', Université d'Oran, Co-Directrice

M. BELHAI Djelloul, Professeur, USTHB/Alger, Examineur

M. BENDAOU Abderrahmane, Maître de Conférences 'A', USTHB/Alger, Examineur

M. MOINE Bertrand, Maître de Conférences 'A', Université de Saint-Etienne, Examineur

Remerciements

Enfin, l'occasion m'est donnée pour remercier tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

*Cette Thèse n'aurait pu voir le jour sans l'aide et les nombreux conseils de mes Directeurs de Recherche : **Mme N. Remaci** et **M. J.Y. Cottin**. Qu'ils trouvent ici l'expression de mon immense gratitude.*

Je tiens également à adresser mes remerciements aux membres du Jury :

***M. M. Zerka** d'avoir accepté de présider ce jury ainsi que pour tous ses conseils et son assistance inestimable pendant tout mon cursus universitaire ;*

***M. B. Moine** d'avoir accepté de participer à ce jury, je le remercie vivement de son aide et de son assistance au Laboratoire de Géologie de l'Université J. Monnet de Saint-Etienne. Je lui suis redevable d'énormément de choses ; merci...*

***M. D. Belhai** pour l'examen de ce travail. Il a été le premier à établir des équipes de recherches sur les roches extra-terrestres au niveau de l'USTHB d'Alger et le premier à sensibiliser la communauté nationale sur l'intérêt de l'étude et de la préservation de ces roches particulières ;*

***M. A. Bendaoud** d'avoir accepté de participer à ce jury ainsi que son soutien et aide inestimables.*

*Une place particulière est réservée à **Mme M. Bourot-Denise**, spécialiste des météorites au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris. Elle m'a initié à l'étude des roches extra-terrestres et m'a fait profiter de la collection de météorites disponible au Muséum.*

*J'exprime ici toute ma reconnaissance à **MM. C. Renac** et **J. Bascou** ainsi qu'à toute l'équipe du Laboratoire de Géologie, Université J. Monnet de Saint-Etienne, pour leur soutien, leur aide et leur contribution à ce travail.*

*Je ne saurais oublier aussi mon oncle **Boubakeur**, **M. Habib Allah** ainsi que tous mes amis de Tindouf, **Othmane**, **Khalil**, **Rédha** et **Nenni**, d'avoir mis à ma disposition toutes les facilités d'accès sur le terrain.*

Enfin, je réserve une place particulière à mes parents et à ma femme qui m'ont toujours apporté leur soutien et leur réconfort dans les moments les plus difficiles. Je leur dédie cette Thèse à eux en premier, à mes frères et sœurs, à mes amis et à mes collègues.

Table des Matières

Résumé.....	1- 2
-------------	------

Chapitre I :

Cadre géographique et Contexte géologique général. Inventaire des roches étudiées

I.1. Cadre géographique de la dorsale Réguibat.....	4
I.2. Contexte géologique général de la dorsale Réguibat	4
I.2.1. La partie occidentale de la dorsale Réguibat	4
I.2.2. La partie centrale de la dorsale.....	4
I.2.3. La partie orientale de la dorsale Réguibat.....	5
I.2.3.1. Système inférieur Réguibat.....	5
I.2.3.2. Système supérieur Réguibat.....	6
I.3. Historique des travaux	7
I.4. Inventaire des roches retrouvées dans la région	8

Chapitre II :

Généralités et Classification des météorites

II.1. Généralités	23
II.1.1. La datation et âge des météorites	23
II.1.2. Comment reconnaître des météorites	23
II.2. Classification des météorites.....	24
II.2.1. Les météorites pierreuses	24
II.2.1.1. Les chondrites	24
II.2.1.1.1. Les chondrites carbonées.....	28
II.2.1.1.2. Les chondrites ordinaires	31
II.2.1.1.3. Les chondrites à enstatite.....	32
II.2.1.1.4. Les chondrites de type R	33
II.2.1.2. Les achondrites.....	33
II.2.1.2.1. Les achondrites astéroïdales différenciées.....	33
A. Les achondrites HEDDO	33

B. Les Angrites	35
C. Les Aubrites	35
II.2.1.2.2. Les achondrites planétaires.....	36
A. Les achondrites martiennes.....	36
B. Les achondrites lunaires	37
II.2.1.2.3. Les achondrites primitives non différenciées	40
A. Les Lodranites	40
B. Les Acapulcoïtes..	40
C. Les Winonaïtes	40
D. Les Brachinites	41
E. Les Ureilites	41
II.2.2. Les météorites métalliques (les sidérites).....	41
II.2.3. Les météorites mixtes.....	44
II.3. Les degrés d'altération terrestre et de choc dans les météorites	45
II.3.1. Les degrés d'altération d'une météorite	45
II.3.2. Grade de choc.....	46
II.4. Relations de compositions à travers les corps.....	47
II.4.1. Compositions minéralogiques.....	47
II.4.2. Compositions chimiques totales.....	47
II.4.3. Compositions isotopiques d'oxygène.....	47

Chapitre III :

Le métamorphisme dans les chondrites et les achondrites

III.1. Le métamorphisme dans les chondrites.....	51
III.1.1. Introduction	51
III.1.2. L'altération aqueuse...	51
III.1.3. Le métamorphisme thermique :	52
III.1.4. Effets pétrographiques induits par le métamorphisme thermique	53
III.1.4.1. Homogénéité des compositions des silicates	53
III.1.4.2. Le verre igné	55
III.1.4.3. Les minéraux métalliques	55
III.1.4.4. La texture.....	56
III.1.5. L'échelle pétrographique :	56
III.1.5.1. Le type 1	57

III.1.5.2. Le type 2	57
III.1.5.3. Le type 3	58
III.1.5.4. Le type 4	59
III.1.5.5. Le type 5	61
III.1.5.6. Le type 6	61
III.2. Le métamorphisme dans les achondrites.....	66
III.2.1. Introduction	66
III.2.2. Le métamorphisme thermique.....	66
III.2.3. Effets pétrographiques et chimiques induits par le métamorphisme.....	67
III.2.4. Echelle de Takeda et Graham (1991).....	68
III.2.4.1. Eucrites de type 1.....	68
III.2.4.2. Eucrites de type 2.....	70
III.2.4.3. Eucrites de type 3.....	70
III.2.4.4. Eucrites de type 4.....	70
III.2.4.5. Eucrites de type 5.....	71
III.2.4.6. Eucrites de type 6.....	72
III.2.5. Conclusion	73

Chapitre IV :

Etude comparative des achondrites basaltiques et leurs équivalents terrestres

IV.1. Introduction	76
IV.2. Comparaison entre les différents produits planétaires et astéroïdales	76
IV.2.1. Les basaltes.....	76
IV.2.2. Les anorthosites	78
IV.2.3. Les gabbros	79
IV.2.4. Les pyroxénites.....	80
IV.2.5. Les péridotites (lherzolites).....	81
IV.2.6. Les dunites.....	82
IV.3. Conclusion.....	84

Chapitre V :
Etude pétrologique et géochimique des météorites découvertes dans la région des
Eglabs-Chegga

V.1. Introduction	87
V.2. Les achondrites basaltiques	87
V.2.1. L'eucrite polymicte I	88
V.2.1.1. Pétrographie	89
V.2.1.2. Composition minéralogique.....	93
V.2.1.3. Composition chimique et isotopique.....	96
V.2.1.4. Discussion	100
V.2.2. L'eucrite polymicte II	102
V.2.2.1. Pétrographie.....	102
V.2.2.2. Composition minéralogique.....	103
V.2.2.3. Composition chimique et isotopique	106
V.2.2.4. Discussion	107
V.2.3. Conclusion à l'étude des deux eucrites polymictes I et II.....	108
V.2.4. L'eucrite monomictite	109
V.2.4.1. Pétrographie.....	109
V.2.4.2. Composition minéralogique.....	113
V.2.4.3. Composition chimique et isotopique.....	116
V.2.4.4. Discussions.....	118
V.2.5. La diogénite	121
V.2.5.1. Pétrographie	121
V.2.5.2. Composition minéralogique	122
V.2.5.3. Composition chimique et isotopique	125
V.2.5.4. Discussion.....	127
V.2.6. La howardite.....	127
V.2.6.1. Pétrographie.....	127
V.2.6.2. Composition minéralogique.....	128
V.2.6.3. Composition chimique et isotopique.....	129
V.2.6.4. Conclusion.....	131
V.2.7. Conclusion à l'étude des achondrites.....	131
V.3. Les chondrites	134
V.3.1. Introduction	134

V.3.2. La chondrite de type L6	134
V.3.2.1. Pétrographie	134
V.3.2.2. Minéralogie.....	135
V.3.2.3. Conséquences de l'altération terrestre.....	136
V.3.3. La chondrite de type L4	138
V.3.3.1. Pétrographie	138
V.3.3.2. Minéralogie.....	140
V.3.4. La chondrite de type H5	142
V.3.4.1. Pétrographie	142
V.3.4.2. Minéralogie	143
V.3.5. La chondrite ordinaire bréchique L4-L6	144
V.3.5.1. Pétrographie.....	144
V.3.5.2. Minéralogie.....	145
V.3.6. La chondrite ordinaire de type H6 à 7.....	147
V.3.6.1. Pétrographie.....	147
V.3.6.2. Minéralogie.....	149
V.3.7. La chondrite carbonée CV3.....	151
V.3.7.1. Pétrographie.....	151
V.3.7.2. Minéralogie.....	153
V.3.7.3. Discussion.....	158
V.3.8. Conclusion à l'étude des chondrites.....	159
Conclusion Générale.....	162
Références bibliographiques.....	169
Travaux scientifiques dans le cadre du sujet.....	190

Liste des Figures

- Fig.1 :** (A) Disposition des boucliers Précambriens en Afrique.
(B) Craton Ouest Africain.
- Fig.2 :** Carte géologique des massifs des Eglab et du Yetti Est (in Peucat et *al.*, 2005).
- Fig.3 :** **Filon gabbroïque recoupant la série arkosique de Guelb El Hadid.**
- Fig.4 :** Plagioclases, Cpx et Opx dans le gabbros étudié (LPA ; x25).
- Fig.5 :** **Démixtions de la pigeonite dans le Gabbro (LPA ; x100).**
- Fig.6 :** Composition des pyroxènes dans les Gabbros avec des démixtions de pigeonites.
- Fig.7 :** Position des clinopyroxènes du filon gabbroïque dans les diagrammes Ti vs Ca+Na, Ti+Cr vs Ca et Ti+Cr vs Al_t de (Leterrier et al., 1982)
- Fig.8 :** **Les granodiorites et gabbros des Eglabs dans le diagramme alcalins vs silice de Middlemost (1994)**
- Fig.9 :** **Diagramme de Frost (2001) pour les granodiorites et gabbros des Eglabs.**
- Fig.10 :** **Position des granodiorites et gabbros des Eglabs dans le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976).**
- Fig.11 :** **Spectres multi-éléments des gabbros (normalisations aux MORB).**
- Fig.12 :** Comparaison entre roches magmatiques mafiques birimiennes du Leo Rise et du massif Eglab à l'aide du diagramme Zr/Y vs. Zr de Pearce (1983) (in Peucat et *al.*, 2005).
- Fig.13 :** **Filon granodioritique recoupant la série arkosique de Guelb El Hadid.**
- Fig.14 :** **Spectres multi-éléments des granitoïdes (normalisations aux MORB).**
- Fig.15 :** **Spectres multi-éléments des granitoïdes (normalisations aux ORG, Pearce et al., (1984).**
- Fig.16:** Olivine barrée «BO» (LP ; x100). Des cristaux d'olivine agencés sous forme de segments ou de lattes, parallèlement les uns aux autres.
- Fig.17 :** Pyroxène radial «RP» (LP. ; x100). Barres radiales de 1-10 microns constituées de pyroxène pauvre en calcium, quelquefois séparées par des silicates (verre).
- Fig.18 :** Olivines porphyritiques «PO» 'A' ; pyroxènes porphyritiques «PP» 'B' Olivines porphyritiques «PO» 'A' et olivines et pyroxènes porphyritiques «POP» 'C' (LP. ; x50).
- Fig.19 :** Cryptocristallin «C» (LP. ; x100). Structure très fine suite au refroidissement rapide du liquide silicaté, visible uniquement en diffraction aux rayons- x.
- Fig.20 :** Granulaire ou lithique «GP» et «GOP» (LP. ; x100). Formés de fragments d'olivine et de pyroxène, de forme irrégulière.

- Fig.21** : Inclusion réfractaire dans une chondrite carbonnée CV3. Formée de pyroxènes alumineux et titanifères (gris), des anorthites (blanc) et des spinelles (noirs).
- Fig.22** : Classification des chondrites ordinaires selon les teneurs en fayalite de leurs olivines et en ferrossilite de leurs pyroxènes (Kallemeyn et *al.*,1989).
- Fig.23** : Diagramme Alumine-Fer, discriminant chimiquement les trois groupes de météorites lunaires (Le Bas, 2001).
- Fig.24** : Classification structurale des sidérites (Haack et McCoy, 2003).
- Fig.25** : Classification chimique Ge vs Ni des sidérites (Scott et Wasson, 1975).
- Fig.26** : Classification chimique Ir vs Ni des sidérites (Scott et Wasson, 1975).
- Fig.27** : Classification générale des météorites.
- Fig.28** : Les principaux processus post-accrétion que ont subis les corps parents des chondrites : l'altération aqueuse et le métamorphisme thermique (Brearley et Jones, 1998).
- Fig.29** : Corps non différenciés qui a subis une élévation de température croissante depuis le cœur vers la bordure, engendrant une zonation suivant le degré de métamorphisme (McSween et *al.*, 1988).
- Fig.30** : chondre porphyrique formé par des clino-enstatites (macles polysynthétiques) dans une chondrite de type3 (LPA).
- Fig.31** : vues d'une chondrite ordinaire totalement recristallisé renfermant des sections bien visibles de feldspath. L. N. (A) et L. P. A. (B) (x50).
- Fig.32** : Chondre renfermant du verre igné dans une chondrite ordinaire de type3. (L.N. ; x100).
- Fig.33** : Texture chondritique bien individualisée dans une chondrite de type3 (L.P.A. ; x25).
- Fig.34** : Chondre barré d'olivine renfermant du verre igné isotrope dans une chondrite ordinaire de type3. (L.P. ; x100).
- Fig.35** : Chondrite ordinaire de type3 renfermant un chondre très bien défini porphyrique à pyroxènes. (L.P. ; x50).
- Fig.36** : Diagramme de la déviation standard par rapport à la moyenne du Cr_2O_3 des olivines des chondrules, dans les chondrites ordinaires (Grossman et Brearley, 2005).
- Fig.37** : Chondrite ordinaire de type4 renfermant un chondre d'olivine barré avec du verre partiellement recristallisé. (L.P. ; x100).
- Fig.38** : Chondre mal défini d'olivine dans une chondrite ordinaire de type 5, le verre est en grande partie recristallisé en feldspaths. (L.N. ; x50).

- Fig.39** : Chondrite ordinaire de type 6 complètement recristallisée avec décimation complète de texture primaire chondritique. (x25).
- Fig.40** : Chondrite ordinaire de type 6 montrant un excellent développement des feldspaths. (L.P. ; x50).
- Fig.41** : Métamorphisme croissant dans les chondrites. Les textures chondritiques ont tendance à disparaître (x25).
- Fig.42** : Grand cratère d'impact dans l'astéroïde 4Vesta. (In Yamaguchi et *al.*, 1996 modifié).
- Fig.43** : Eucrite basaltique avec texture sub-ophitique. (L.N.)
- Fig.44** : Eucrite basaltique avec texture sub-ophitique (Image BSE).
- Fig.45** : Composition des pyroxènes des eucrites de type 1 dans le digramme En-Wo-Fs.
- Fig.46** : Composition des pyroxènes des eucrites de type 2 dans le digramme En-Fs-Wo.
- Fig.47** : Composition des pyroxènes des eucrites de type 4 dans le digramme En-Fs-Wo.
- Fig.48** : Texture granulaire associée à la texture initiale magmatique sub-ophitique.
- Fig.49** : Composition des pyroxènes des eucrites de type 5 dans le digramme En-Fs-Wo.
- Fig.50** : Texture granulaire de recristallisation métamorphique dans une eucrite de type 5.
- Fig.51** : Des lamelles d'exolutions très nettes dans une pigeonite. Les diamètres des lamelles sont supérieurs à 10µm.
- Fig.52** : Composition des pyroxènes des eucrites de type 6 dans le digramme En-Fs-Wo.
- Fig.53** : Succession stratigraphique des unités pétrographiques des différents corps planétaires et astéroïdale.
- Fig.54** : Eucrite polymictique I, entourée totalement par une croûte de fusion lisse très sombre.
- Fig.55** : Aspect bréchique de l'eucrite polymictique I.
- Fig. 56** : Texture bréchique dans l'eucrite polymictique I (LPA).
- Fig.57** : Texture bréchique dans l'eucrite polymictique I (Image BSE)
- Fig.58** : Fragment de composition basaltique de type eucrite à texture ophitique.
- Fig.59** : Fragment basaltique (eucritique) à texture ophitique à plagioclase et pyroxène
- Fig.60** : Fragment de gabbro (eucrite cumulative) (Image BSE).
- Fig.61** : Fragment de gabbro (eucrite cumulative) (LPA).
- Fig.62** : Fragment d'une association symplectitique à Silice-Fayalite-Hedenbergite.
- Fig.63** : Veinules d'olivine (Fayalitique) qui recoupent de grands cristaux d'orthopyroxènes.
- Fig.64** : Composition des pyroxènes, olivines et plagioclases de l'eucrite polymictique I et de l'eucrite polymictique II.
- Fig. 65** : Diagramme Al_2O_3 vs CaO discriminant des HED. (Yamaguchi, 2000).

Fig.66 : Spectres des terres rares (REE) normalisés à la chondrite C1 (Anders et Grevesse, 1989), des deux ezucrites polymictes étudiées, comparées à l'eucrite polymicte Macibini (Buchanan et *al.*, 2000).

Fig.67 : Diagramme Sm/Nd vs Lu/Hf normalisés des pyroxènes des eucrites polymictes.

Fig. 68 : Analyse isotopique de l'oxygène pour les eucrites polymictes étudiées.

Fig.69 : Le métal sous forme spongieuse de kamacite associée à des grains de tétrataenite.

Fig.70 : Fragment d'eucrite non métamorphisée, la présence du verre sombre est bien visible (LPA).

Fig.71 : Fragment d'eucrite non métamorphisée, la zonation des pyroxènes et la présence du verre sombre est bien visible (Image BSE).

Fig.72 : Sphérules de verre brun en fragments dans la matrice de l'eucrite polymicte.

Fig.73 : Composition des pyroxènes dans le fragment d'eucrite non équilibré de type1

Fig.74 : L'eucrite monomicte, forme plus ou moins allongée, totalement recouverte d'une croûte de fusion noire et lisse.

Fig.75 : Zones à texture ophitique dans l'eucrite monomicte associant de grandes lattes plurimillimétriques de plagioclases fortement fracturées au sein de grands cristaux de pigeonite. Aux interfaces entre pigeonites et plagioclases se développe une texture "granoblastique" à grains plus fins (~ 10 µm). Image en BSE.

Fig.76 : Texture "granoblastique" métamorphique grossière et fine dans l'eucrite étudiée. (Image en BSE).

Fig.77 : Les zones "granoblastiques" sont formées, en plus du plagioclase et de la pigeonite démixées (bandes claires : ferro-hypersthène et bandes sombres : ferro-augite), d'une association composée de grains de ferro-augite (démixion totale de la pigeonite), de silice (noire), de troïlite (blanc), de fer métal (blanc) et d'ilménite (blanc). Image en BSE.

Fig.78 : Le fer métal peut être extrêmement abondant dans les zones "granoblastiques" sous forme de grains qui peuvent atteindre des tailles millimétriques, le gros grain à gauche est une ilménite. Image en BSE.

Fig.79 : La silice apparaît systématiquement associée au fer métal dans l'eucrite monomicte. (Image en BSE).

Fig.80 : La silice apparaît systématiquement associée à la troïlite dans l'eucrite monomicte. (Image en BSE).

Fig.81 : Diagramme Ca-Fe-Mg des pyroxènes de l'eucrite monomicte. Les courbes en tiretés représentent les solvus des pyroxènes à différentes températures d'après Lindsley, (1983).

Fig.82 : Diagramme mettant en relation la composition des spinelles dans les eucrites et le degré de métamorphisme (Yamaguchi, 2000).

Fig.83 : Diagramme Al_2O_3 vs CaO discriminant de l'eucrite monomictite étudié (Yamaguchi, 2000).

Fig.84 : Analyse isotopique de l'oxygène pour l'eucrite monomictite étudiées.

Fig.85 : Evolutions des concentrations en La et Sc des HED étudiées (compositions de roches totales) : Evolutions Stannern et Nuevo Laredo, d'après Mittlefehldt and Lindstrom, 2003.

Fig.86 : Spectres des éléments terres rares (REE) normalisées à la chondrite C1, de la diogénite et l'eucrite monomictite étudiées.

Fig.87 : Gros cristaux d'OPX avec des olivines interstitielles (gris foncé) dans la diogénite étudiée.

Fig.88 : Mégacristal d'orthopyroxène formant la diogénite avec inclusions de spinelle, de troïlite et de fer métal. La croûte de fusion partiellement recristallisée est bien visible. Image en BSE.

Fig.89 : Gros grains de fer métal et troïlite dans la diogénite. Image en BSE.

Fig.90 : Diagramme Al_2O_3 vs CaO discriminant de la diogénite étudié (Yamaguchi, 2000).

Fig.91 : Analyse isotopique de l'oxygène pour la diogénite étudiées.

Fig.92 : Fragment de pyroxène démixé dans la howardite étudiée.

Fig.93 : Position des pyroxènes de la howardite étudiée dans le diagramme En-Wo-Fs.

Fig.94 : Diagramme Al_2O_3 vs CaO discriminant de la Howardite étudiée (Yamaguchi, 2000).

Fig.95 : Analyse isotopique de l'oxygène pour la Howardite étudiée.

Fig.96 : A : Spectres des éléments terres rares (REE) normalisées à la chondrite C1, des HED étudiées.

B : Spectres des éléments terres rares normalisées à la chondrite C1, des Eucrites et Howardite étudiées, comparées aux eucrites les plus connues dans la littérature. Données de l'eucrite Macibini (Buchanan et al., 2000), des eucrites Nuevo Laredo et Stannern (Mittlefehldt and Lindstrom, 2003).

Fig.97 : Le fer métal est altéré, les veines d'hématite sont abondantes.

Fig.98 : Feldspaths très développés et chondre très mal délimité.

Fig.99 : Chondres bien définis dans la chondrite ordinaire L4.

Fig.100 : Clinoenstatite (macles spécifiques polysynthétiques) dans un chondre.

Fig.101 : Verre partiellement recristallisé dans un chondre défini, chondrite L4.

Fig.102 : Association fer métal et troïlite dans la chondrite L4.

Fig.103 : Les olivines présentent des fractures planes en mosaïques.

Fig. 104 : Chondrite bréchique étudiée, formé par des fragments clairs pauvres en chondre

(haut de la photo) et des fragments sombres plus riches en chondres (bas de la photo).

Fig.105 : Texture de recristallisation métamorphique avec point triples en minéraux.

Fig.106 : Phosphates vert clair à vert jaunâtre en L.P. (A) et gris clair en image BSE (B).

Fig.107 : Chondrite carbonée totalement recouverte par une croûte de fusion sombre.

Fig.108 : Chondrite carbonée étudiée, la matrice et les chondrules ont approximativement les mêmes proportions.

Fig.109 : Chondre riche en anorthite (gris foncé) ; fassaïte (gris moyen) et hedenbergite (gris clair).

Fig.110 : Inclusion réfractaire (CAI) dans la chondrite carbonée étudiée. Mélilite (gris claire) ; Ti-mélilite (gris moyen) ; Anorthite (gris foncé) et Spinelle (noire).

Fig.111 : Bille de métal transformé en magnétite inclus dans un chondre à olivine.

Fig.112 : Composition isotopique en oxygène de la chondrite carbonée étudiée.

Liste des Tableaux

- Tab.1 :** Compositions chimiques des Gabbros. 1 et 2 : gabbros de notre étude ; 3 : gabbro étudié par Peucat et al. (2005).
- Tab.2 :** Compositions chimiques des faciès filoniens étudiés ; 1 et 2 : microgranodiorites de notre étude ; 3 : Monzonites quartziques d'Aftout étudiées par Peucat et al., (2005).
- Tab.3 :** Caractéristiques principales observables dans les météorites, liés à des degrés différents de choc. (Hutchison, 2004 ; Rubin et al., 1997 ; Stöffler et al., 1991).
- Tab.4 :** Compositions minéralogiques des roches terrestres et extra-terrestes (Lindstrom et al., 1994).
- Tab.5 :** Compositions chimiques totales des roches terrestres et extra-terrestes (Lindstrom et al., 1994).
- Tab.6 :** Compositions isotopique de l'oxygène des roches terrestres et extra-terrestes (Lindstrom et al., 1994).
- Tab.7 :** Caractéristiques pétrographiques et chimiques induits par l'altération aqueuse et le métamorphisme thermique des différents types de chondrite (Van Schmus and Wood, 1967).
- Tab.8 :** Comparaison des compositions chimiques en éléments majeurs des basaltes planétaires et astéroïdales (roches totales).
- Tab.9 :** Comparaison des compositions chimiques en éléments majeurs des anorthosites planétaires (roches totales).
- Tab.10 :** Comparaison des compositions chimiques en éléments majeurs des gabbros planétaires et astéroïdales (roches totales)
- Tab.11 :** Comparaison des compositions chimiques en éléments majeurs des pyroxénites planétaires et astéroïdales (roches totales).
- Tab.12 :** Comparaison des compositions chimiques en éléments majeurs des lherzolites planétaires (roches totales).
- Tab.13 :** Comparaison des compositions chimiques en éléments majeurs des dunités planétaires, (roches totales).
- Tab.14 :** Compositions chimiques des silicates et oxydes de l'eucrite polymicté I.
- Tab.15 :** Composition chimique dans le métal spongieux.
- Tab.16 :** Composition en REE des eucrites polymictes I et II.
- Tab.17 :** Compositions chimiques des silicates et oxydes de l'eucrite polymicté II
- Tab.18 :** Composition des fragments de verre dans l'eucrite polymicté II

- Tab.19** : Compositions chimiques des silicates et oxydes de l'eucrite monomictite étudiée
- Tab.20** : Composition chimique des métaux dans l'eucrite monomictite
- Tab.21** : Composition chimique en éléments majeurs de l'eucrite monomictite étudiée.
- Tab.22** : Composition chimique en REE de l'eucrite monomictite étudiée.
- Tab.23** : Compositions chimiques des silicates et oxydes de la diogénite étudiée.
- Tab.24** : Composition chimique de métaux dans la diogénite.
- Tab.25** : Composition en REE de la diogénite étudiée
- Tab.26** : Compositions des silicates et oxydes de la howardite étudiée.
- Tab.27** : Composition chimique des métaux de la chondrite de type L6.
- Tab.28** : Composition chimique des silicates et oxydes de la chondrite de type L6.
- Tab.29** : Composition chimique des silicates de la chondrite de type L4.
- Tab.30** : Composition chimique des silicates de la chondrite de type H5.
- Tab.31** : Composition chimique des silicates pour la partie claire de la chondrite bréchique.
- Tab.32** : Composition chimique des silicates pour la partie sombre de la chondrite bréchique.
- Tab.33** : Composition des phosphates dans la chondrite H6 à 7.
- Tab.34** : Composition chimique des silicates et oxydes dans la chondrite H6 à 7.
- Tab.35** : Composition chimique des silicates et oxydes dans la chondrite carbonée étudiée.
- Tab.36** : Composition du métal et sulfures dans la chondrite carbonée étudiée.

Résumé

La dorsale Réguibat est recouverte par des séries sédimentaires d'âges variés où le Précambrien domine. Elle a été affectée par un métamorphisme variable qui a provoqué des granitisations. Le magmatisme est constitué de deux types de granite : (i) les granites du Yetti à amphibole et à biotite et (ii) les granites Aftout caractérisés par plusieurs générations. Tardivement, s'est manifesté un magmatisme basique filonien de nature gabbroïque et encaissé dans les granites les plus récents.

Notre étude pétrologique et géochimique a porté essentiellement sur le magmatisme filonien. Deux types ont pu être distingués : le premier est un plutonisme filonien basique de puissance décamétrique et recoupant les granites de Chegga et Aftout ainsi que la série arkosique de Guelb El Hadid. Un filon de 10 mètres d'épaisseur montre une composition gabbroïque avec au cœur, des norites gabbroïques à orthopyroxène et clinopyroxène abondants et, en bordure, des norites où seul l'orthopyroxène est très abondant. La température de cristallisation, estimée par les démixtions des pyroxènes, avoisine 950-1000°C. La source, à l'origine de ce magma basique, serait un manteau lithosphérique enrichi et le produit d'une fusion partielle d'une péridotite mantellique à spinelle. Au cours de son transfert, ce magma aurait subi une contamination crustale et acquis une affinité calco-alcaline secondaire. Le second est un magmatisme hypovolcanique représenté par des filons décamétriques granitiques. Ce sont des granodiorites à amphibole et biotite. La présence d'opaques de type magnétite traduit leur appartenance aux granites à magnétite d'Ishihara (1977) et reflétant aussi une fugacité d'oxygène suffisamment élevée. Les conditions de cristallisation estimées sont proches de 2 Kb (5 à 7 km) et une température avoisinant 700°C. L'analyse chimique de la biotite révèle une affinité sub-alcaline à calco-alcaline de ces granitoïdes. Les enclaves magmatiques montrent l'importance de l'hybridation et les interactions mécaniques. L'amphibole de ces dernières (tschermakite et magnésio-hastingsite) reflète une origine plus profonde de l'ordre de 15 à 18 km et des températures plus élevées proches de 900°C. Ces faciès granitiques sont fortement enrichis en éléments lithophiles, particulièrement en Rb et en Th, témoignant de l'influence de la croûte continentale. Une légère anomalie négative en Nb, confirme le caractère sub-alcalin mis en évidence par l'étude des biotites, ainsi que leurs caractères de granites post-collisionnels et une mise en place au cours de la relaxation post-éburnéenne.

L'étude pétrologique, géochimique et isotopique des roches extra-terrestres récoltées dans la région a mis en évidence deux groupes principaux achondritiques appartenant au groupe des "HED" constituant l'astéroïde Vesta 4. Il s'agit d'une eucrite monomictite, de deux eucrites polymictes, d'une howardite et d'une diogénite.

L'eucrite monomictite de composition basaltique, s'est mise en place sous forme de coulée de surface ou en dyke intrusif dans la croûte de l'astéroïde. C'est un liquide résiduel issu de la cristallisation fractionnée d'un liquide magmatique basaltique. Sa composition lithologique a été modifiée par un métamorphisme thermique ($> 800^{\circ}\text{C}$) bien illustré par l'équilibration des compositions de pyroxènes ainsi que la démixtion des pigeonites en orthopyroxène et clinopyroxène. Les deux eucrites polymictes et la howardite sont des brèches composées de fragments de minéraux et de roches à composition d'eucrites basaltiques et de diogénites. Les impacts successifs sur le corps parent ont produit la howardite et les eucrites polymictes. Ce sont des régolites qui se forment alors à partir des fragments de roches de profondeur et de surface de l'astéroïde et sont colmatés par une matrice finement bréchique. La diogénite est constituée essentiellement de cristaux centimétriques d'orthopyroxène (orthopyroxénite). Elle est très pauvre en terres rares légères (REE) par rapport à la chondrite C1. Elle peut représenter la phase cumulative d'un liquide mantellique appauvri. Il a été également mis en évidence deux grands groupes de chondrites ordinaires sur la base du pourcentage du fer métal : les groupes H et L. Selon le degré de métamorphisme thermique et à partir des différences pétrologiques, nous avons pu reconnaître les types 4, 5, 6 et voire 7. Les degrés d'altération durant leur séjour sur notre planète sont bien mis en évidence depuis le degré 2 jusqu'au degré 4. Les degrés de choc, dans leurs corps parents, sont bien individualisés dans ces roches depuis le degré 2 jusqu'au degré 5. Un échantillon de chondrite carbonée CV3 a été aussi reconnu et a fait l'objet d'une étude pétro-géochimique. L'oxydation (magnétite aux dépens du métal) et la formation des olivines ferrifères à partir des enstatites dans cette chondrite carbonée CV3 ont eu lieu probablement dans la nébuleuse par substitutions entre les gaz nébulaires et les chondrules à olivine.

Chapitre I

Cadre géographique et Contexte géologique général.

Inventaire des roches étudiées.

I.1. Cadre géographique de la dorsale Réguibat

La dorsale Réguibat se situe dans la partie septentrionale du craton ouest africain (**Fig.1**). Elle est limitée au Nord par le bassin de Tindouf, au Sud par le bassin de Taoudéni, à l'Ouest par la chaîne des Mauritanides et à l'Est par la zone mobile de l'Afrique Centrale.

La dorsale Réguibat comprend trois zones d'inégales étendues :

- la zone la plus occidentale et la plus importante. Elle forme près des 2/3 de la dorsale ;
- le « fossé du Yetti » (Buffière et al., 1966 in Bessoles, 1977), de près de 150 km de large et traversant la dorsale Réguibat du NNW au SSE ;
- le domaine des Eglab qui fait partie de la dorsale Réguibat orientale. Il est partagé entre l'Algérie et la Mauritanie.

Le climat de la région est typiquement saharien. La température peut atteindre des pics de 70° C à l'ombre en été et de 20°C en hiver. Elle peut même descendre en dessous de 0°C au cours de nuits très fraîches.

Le réseau hydrographique est très peu développé. La végétation est très rare et se limite à un type d'arbuste appelé "Talh" .

La densité de population est très faible et seules quelques rares familles de nomades habitent la région.

I.2. Cadre géologique de la dorsale Réguibat

La dorsale est subdivisée en trois parties : occidentale, centrale et orientale.

I.2.1. La partie occidentale de la dorsale Réguibat

Cette partie regroupe le socle précambrien de l'Amsaga qui est migmatitique et également formé par des roches métamorphiques. L'âge le plus ancien de 3,5 Ga (Potrel et al., 1996 ; Potrel et al., 1998) a été retrouvé uniquement dans cette partie occidentale. Cette période s'est traduite par la mise en place d'un important épisode métamorphique dans le faciès granulite vers 2,73 Ga (Portel et al., 1998).

I.2.2. La partie centrale de la dorsale

L'ensemble des formations de cette région de la dorsale a été regroupé dans la série de Ghallaman. Un métamorphisme régional d'intensité variable a affecté les formations cristallophylliennes en donnant naissance à des migmatites (Bessoles, 1977).

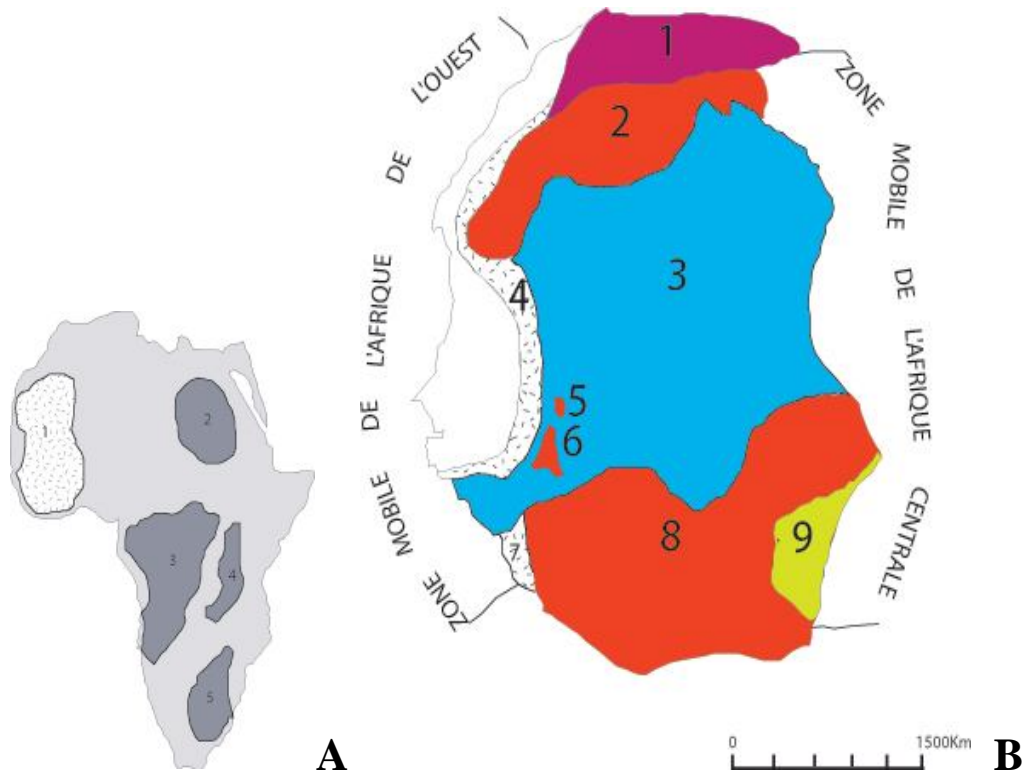


Fig.1 : (A) Disposition des boucliers précambriens en Afrique.

1 : craton ouest africain ; 2 : craton nilotique ? ; 3 : craton du Congo ;
 4 : craton de Tanzanie ; 5 : craton de Kalahari.

(B) Le craton ouest africain

1 : bassin de Tindouf ; 2 : dorsale Réguibat ; 3 : bassin de Taoudeni ;
 4 : Mauritanides ; 5 : Kayes ; 6 : Kéniéba ; 7 : Rokérides ; 8 : dorsale de Man ;
 9 : bassin voltaïen.

I.2.3. La partie orientale de la dorsale Réguibat

Cette partie est partagée entre l'Algérie et la Mauritanie. Buffière et al., 1965 ont subdivisé le Précambrien granité en un système supérieur et un système de base qui comprend de bas en haut (**Fig.2**) :

I.2.3.1. Le système inférieur Réguibat

Daté de 2,73 à 2,18 Ga par Peucat et al. (2005), il comprend :

a) la série et les granites de Yetti

La série est caractérisée par une série schisteuse, gréseuse et volcanique et affectée par un métamorphisme général. Les granites de Yetti sont des granites à biotite et amphibole et des granites à biotite ;

**b) les séries de Hassi El Fogra, de Chegga et de Chenachane-Erg
Chech**

Elles sont formées par des leptynites dominantes, d'amphibolites, de gneiss à amphibole, de gneiss à biotite, de gneiss à grenat et de gneiss migmatitiques associés aux granites de Chegga. L'âge le plus ancien (2,73 Ga) a été déterminé dans ces faciès (Peucat et al., 2005).

I.2.3.2. Le système supérieur Réguibat

Avec un âge compris entre 2,09 et 2,07 Ga (Peucat et al., 2005), cet ensemble est constitué de :

a) la série de Guelb el Hadid

Celle-ci constitue une entité particulièrement bien délimitée dans le bassin d'El Jnoun-Chindrar et elle est divisée en deux épisodes à caractères épicontinentaux (Bessoles, 1977) :

➤ Le Guelb el Hadid inférieur qui présente deux faciès passant latéralement l'un à l'autre :

- Le faciès « Eglab-Chindrar » qui débute par un ensemble gréseux surmonté en discordance par un complexe volcano-sédimentaire et conglomératique ;

- Le faciès "conglomérat principal" est un poudingue d'extension bien plus restreinte que le précédent ;

➤ Le Guelb el Hadid supérieur, discordant sur le précédent dans le bassin d'El Jnoun-Chindrar et est représenté par deux faciès : les quartzites roses et les arkoses à galets ;

b) le volcanisme Eglab

Il s'agit d'une association volcanique essentiellement rhyolitique qui pourrait être liée au plutonisme "Aftout", elle en serait l'ultime manifestation (Buffière et al., 1965) ;

c) le plutonisme Aftout

Il est caractérisé par plusieurs venues magmatiques représentées essentiellement par des granites et des monzogranites sub-alkalins.

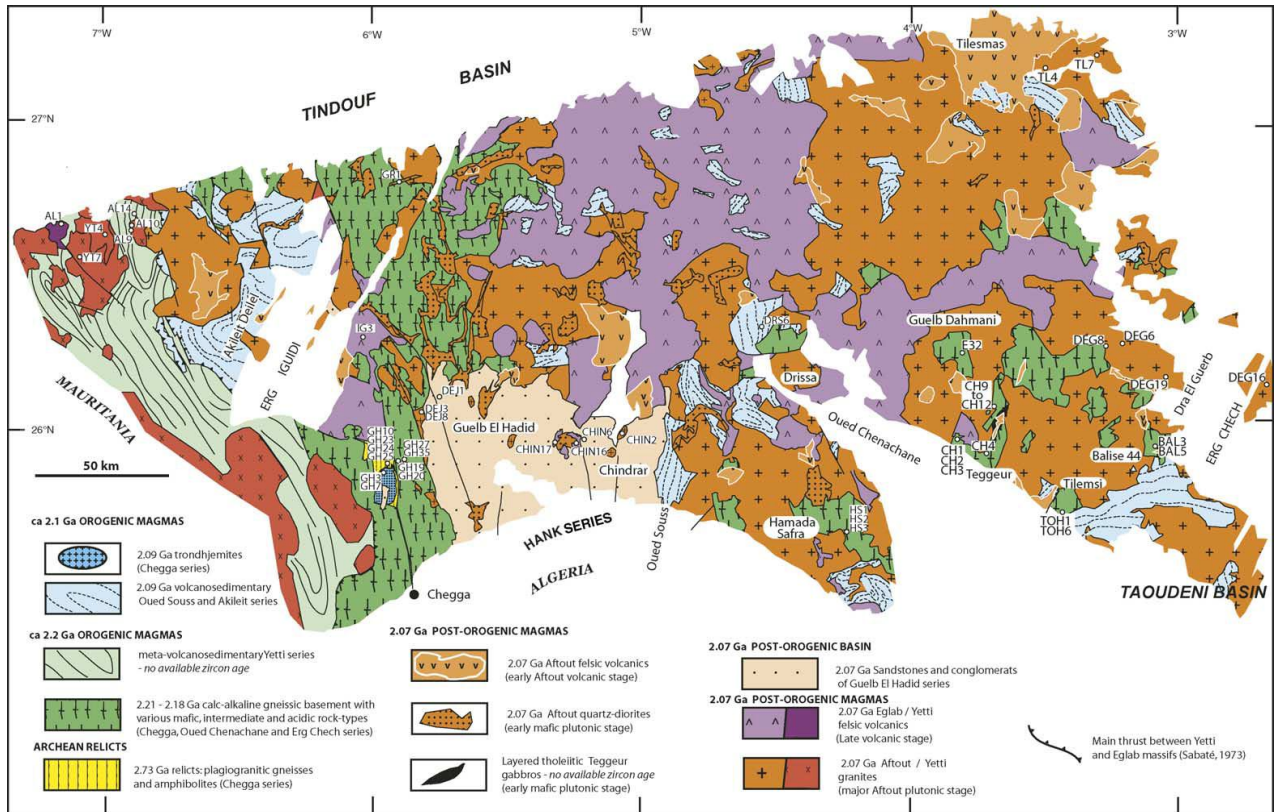


Fig. 2 : Carte géologique des massifs des Eglab et du Yetti Est (in Peucat et al., 2005).

I.3. Historique des travaux

Les grandes structures géologiques de la dorsale Réguibat ont été mises en évidence par Menchikoff (1930).

En 1935, Monod décrit la nature du socle cristallin des Eglab.

Gevin (1941) a précisé et subdivisé les principales formations.

Des travaux de prospections minières, entrepris par le Bureau d'Investigation en Afrique (1958-1959) et par le SERMI (1963-1965), ont abouti à l'élaboration de cartes géologiques à 1/500.000 et à dégager les grands trajets géologiques de la région.

De 1981 à 1983, la SONAREM a procédé à des prospections minières dans la région.

Azzouni-Sekkal (1976) a montré l'affinité calco-alcaline des stocks gabbro-dioritiques situés près de la jointure Yetti-Eglab.

Kahoui (1988) a mis en évidence le caractère alcalin du massif annulaire de Djebel Drissa, partie orientale des Eglab.

Peucat et al. (2005) ont établi une synthèse pétrologique, géochimique et géochronologique du massif des Eglab. Par la méthode U/Pb sur zircons, ils ont déterminé des âges archéens.

Enfin, Tabeliouna (2009) a étudié la structure circulaire de Bled M'Dena située dans le domaine Eglab.

I.4. Inventaire des roches retrouvées dans la région

Dans la région d'étude, nous avons pu mettre en évidence l'existence de roches terrestres et de roches extra-terrestres.

Parmi les roches terrestres, nous avons tenu à mettre en exergue le magmatisme filonien basique et acide. Ce magmatisme, très peu étudié, est d'âge post éburnéen. Il correspond essentiellement à des gabbros et à des granodiorites à amphibole et biotite. Ils recoupent la série de Guelb el Hadid qui représente le système supérieur Réguibat (2,07 à 2,09 Ga ; in Peucat et al, 2005), ce qui représente les phases ultimes dans la chronologie du massif des Eglabs.



Fig. 3 : Filon gabbroïque recoupant la série arkosique de Guelb El Hadid.

Les roches gabbroïques forment un cortège filonien, d'épaisseur métrique à décamétrique. Le filon gabbroïque étudié, de 10 m de puissance, fait partie d'un cortège recoupant la série arkosique de Guelb el Hadid et les granites de Chegga et d'Aftout (**Fig.3**). Il apparaît homogène à l'affleurement mais l'étude pétrographique de détail a

permis de distinguer une zonalité comprenant, de la bordure vers le cœur, deux sous-faciès :

- des norites à orthopyroxène (Opx) abondant et peu de clinopyroxène (Cpx) ;
- des norites gabbroïques à Opx et Cpx abondants.

Dans les norites et les norites gabbroïques de ce filon, le **plagioclase**, de type labrador-bytownite, est plus riche en anorthite (An_{67} à An_{87}) dans le sous-faciès de bordure que dans le sous-faciès de cœur (An_{66} à An_{74}).

L'**orthopyroxène** est représenté par les variétés bronzite et hypersthène (En_{54-72} Fs_{24-40} $Wo_{2,5-4}$).

Le **clinopyroxène** (En_{38-57} $Fs_{14,5-38}$ Wo_{7-39}) correspond essentiellement à de l'augite mais la pigeonite peut apparaître surtout dans les norites de bordure (**Fig.6**).

Des exsolutions mutuelles des pyroxènes sont également fréquentes dans les deux sous-faciès (**Fig.5 et 6**).



Fig. 4 : Plagioclases, Cpx et Opx dans le gabbro étudié (LPA, x25).

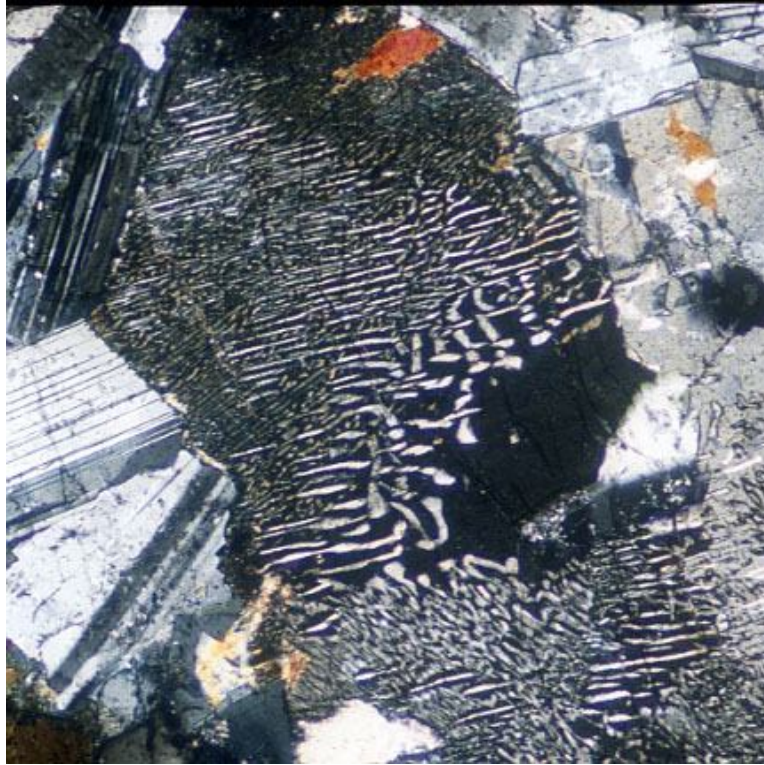


Fig. 5 : Démixtions de la pigeonite dans le gabbro (LPA, x100).

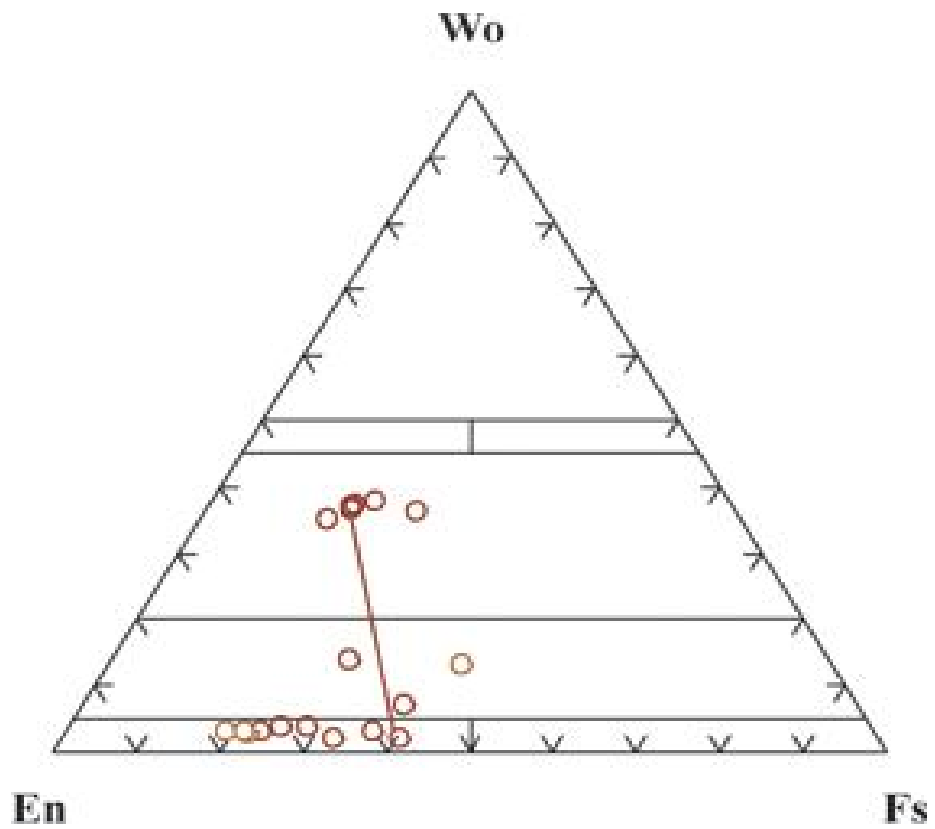


Fig. 6 : Composition des pyroxènes dans les gabbros avec des démixtions de pigeonite.

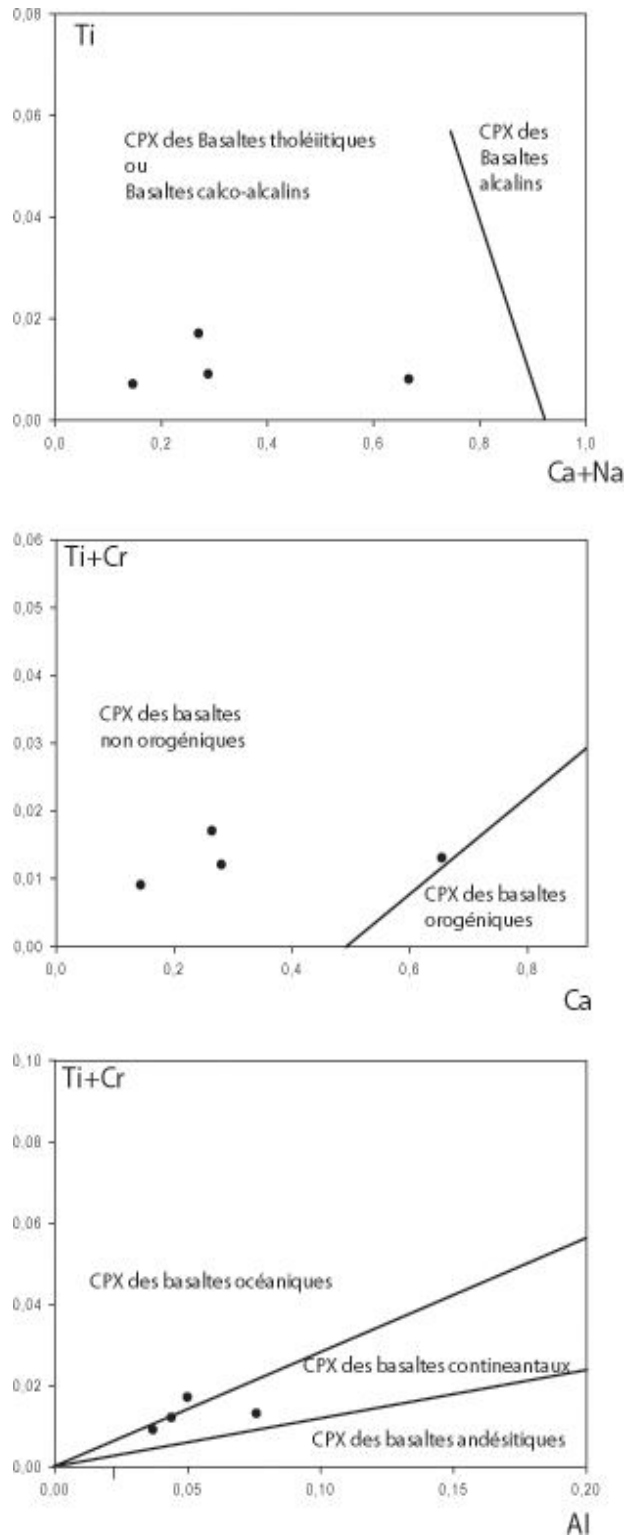


Fig.7 : Position des clinopyroxènes du filon gabbroïque dans les diagrammes Ti vs Ca+Na, Ti+Cr vs Ca et Ti+Cr vs Al_t de (Letierrier et al., 1982).

Les **biotites** sont à tendance magnésienne ($0,47 < XMg < 0,58$) et titanifère ($TiO_2 \approx 4\%$). Les **minéraux opaques** sont représentés par de l'ilménite et de la magnétite.

Ces roches gabbroïques sont globalement caractérisées par la cristallisation précoce des plagioclases par rapport aux pyroxènes (**Fig.4**), phénomène assez courant lorsque la pression d'eau est assez élevée dans le magma ainsi qu'une certaine fugacité d'oxygène (Leterrier et al., 1982). L'abondance de clinopyroxène dans le cœur du filon pourrait être expliquée par une déstabilisation au cours du refroidissement de la solution solide de composition pigeonitique. Cette déstabilisation conduit à une séparation ou une démixtion des deux phases : orthopyroxène et clinopyroxène (**Fig.4**). Cette démixtion est relativement complète au cœur du filon où le refroidissement est plus lent. La température estimée à partir des courbes de solvus de Lindsley (1983) avoisine 950 à $1000^\circ C$. L'étude chimique des clinopyroxènes suggère une affinité tholéiitique dans un domaine non orogénique particulièrement dans un domaine continental (**Fig.7**).

L'étude géochimique globale révèle que les roches étudiées se positionnent dans le domaine des gabbros-diorites à tendance sub-alkaline (**Fig.8**), avec une affinité calcique (**Fig. 9**) moyennement potassique (**Fig.10**).

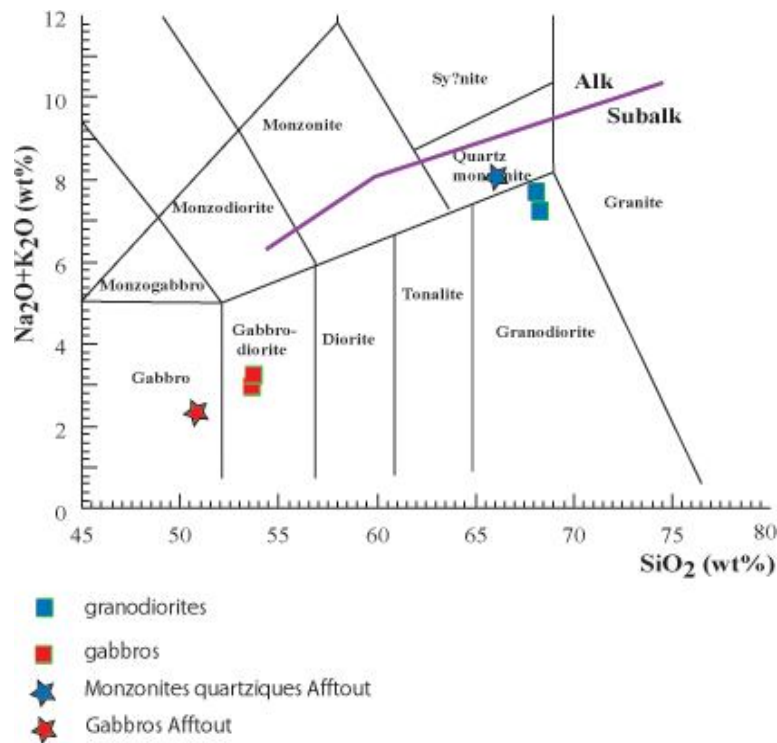


Fig.8 : Position des roches étudiées dans le diagramme alcalins vs silice de Middlemost (1994). La limite d'Irvine et Baragar (1971) sépare le domaine alcalin du domaine sub-alkalin.

	1	2	3
SiO ₂	53,79	53,71	50,98
TiO ₂	0,572	0,655	0,53
Al ₂ O ₃	17,44	16,46	16,46
Fe ₂ O ₃	9,99	10,54	8,74
MnO	0,125	0,135	0,17
MgO	5,138	5,054	8,49
CaO	9,162	8,830	12,14
Na ₂ O	2,20	2,19	1,94
K ₂ O	0,83	1,00	0,38
P ₂ O ₅	0,125	0,125	0,08
LOI	0,23	0,30	0,31
Total	99,61	99,00	100,22
V	100,7	108,7	197
Cr	262,8	310,5	273
Co	39,0	41,8	
Ni	78,6	76,3	134
Cu	96,6	190,1	
Zn	67,1	70,3	
Ga	33,9	38,8	15,8
Rb	355,9	361,7	11,14
Sr	174,2	171,9	171
Y	15,4	16,8	11,2
Zr	73,1	79,2	41,9
Nb	3,6	4,7	1,81
Cs	22,9	0,0	
Ba	445,0	559,0	77
Ce	0,0	0,0	9,9
La	28,2	23,2	4,4
Th	53,7	58,9	0,79
REE			
La	11,8	13,7	4,4
Ce	26,7	28,9	9,9
Nd	12,1	14,8	6,24
Sm	2,69	3,34	1,35
Eu	0,921	0,975	0,55
Gd	2,89	3,25	1,57
Dy	2,43	2,92	1,96
Er	1,46	1,75	0,98
Yb	1,29	1,51	1,01

Tab.1 : Compositions chimiques des gabbros.

1 et 2 : gabbros de notre étude

3 : gabbro étudié par Peucat et al. (2005).

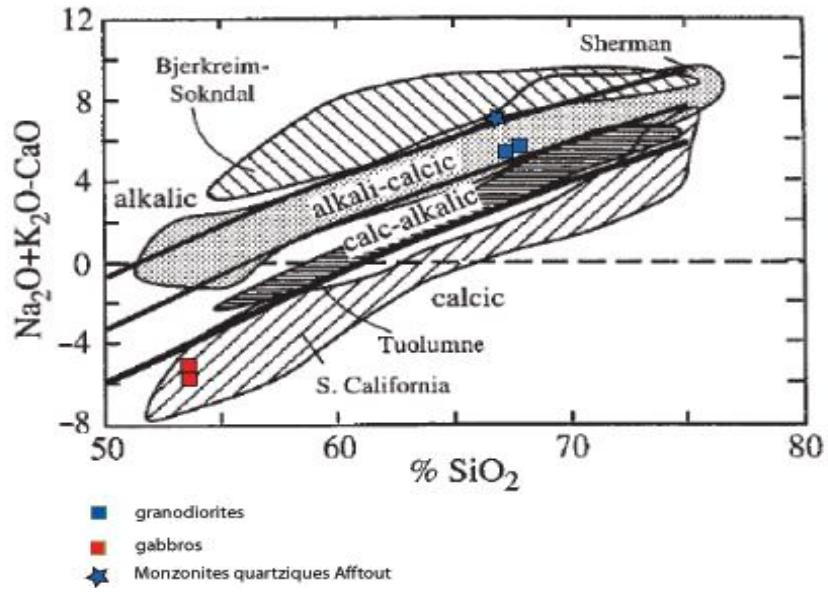


Fig. 9. Position des roches étudiées dans le diagramme de Frost et al., 2001.

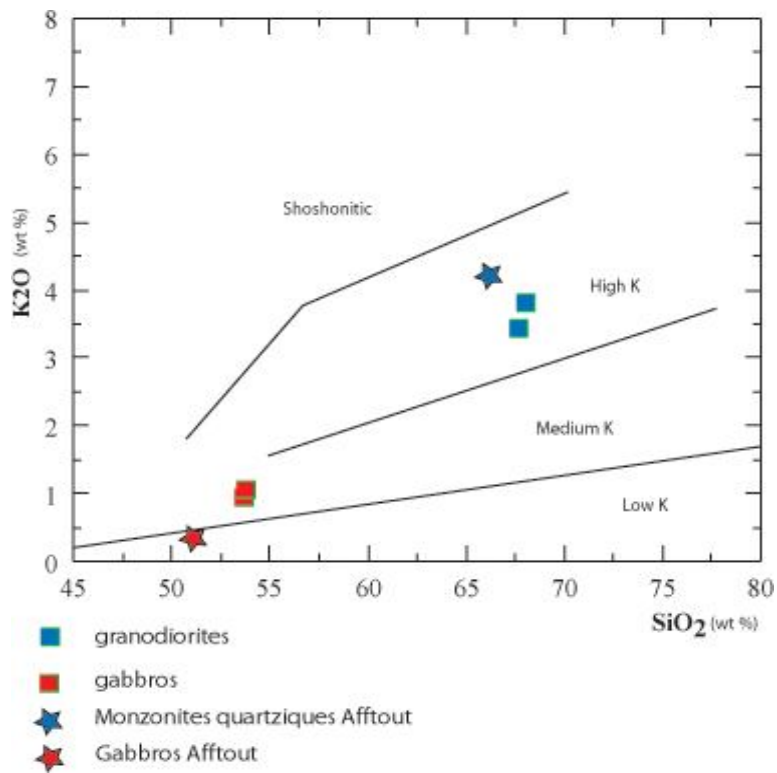


Fig.10 : Position des roches étudiées dans le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976).

Les compositions normatives de ces gabbros les placent dans le domaine des tholéiites à quartz avec la présence de quartz, d'hypersthène et de diopside normatifs. Elles caractérisent alors des magmas sursaturés en silice pour la genèse de ces gabbros.

Les spectres multi-éléments (**Fig.11**) montrent un enrichissement en éléments lithophiles (200x MORB) par rapport aux LREE (5x MORB) et HFSE. L'anomalie négative en Nb et le rapport La/Nb > 3 traduiraient le caractère orogénique et non alcalin de ces gabbros. La contamination crustale a probablement joué un rôle dans la genèse de ces roches.

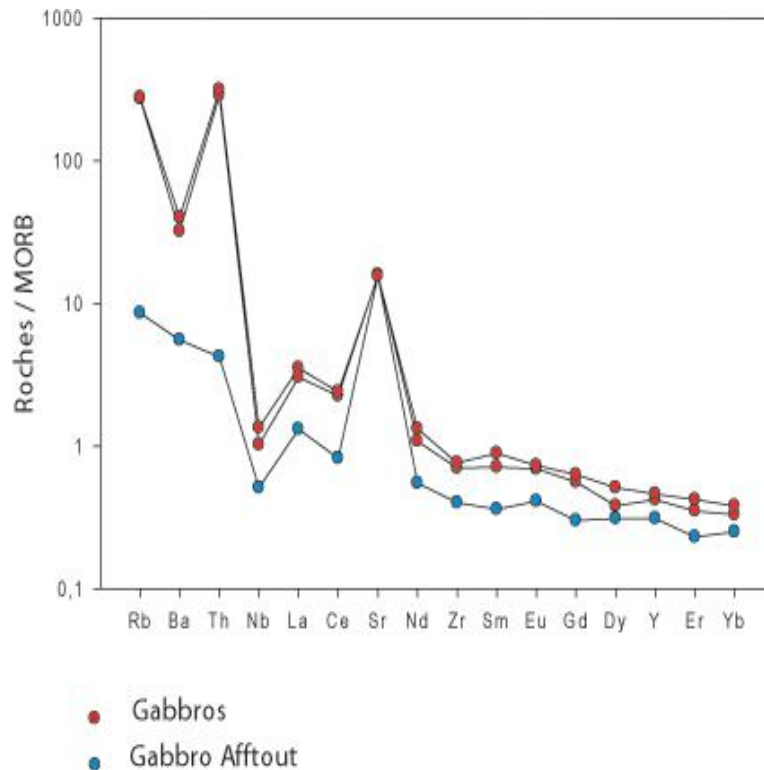


Fig. 11 : Spectres multi-éléments des gabbros normalisés par rapport aux MORB.

Les gabbros étudiés ne présentent pas les caractères de magmas primaires. Les teneurs faibles en MgO ~ 5 %, Ni ~ 79 ppm et Cr ~ 263 ppm montrent que ces roches ont subi un début de différenciation. Elles pourraient avoir cristallisé à partir d'un magma calco-alcalin résultant de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique. Les valeurs faibles des rapports Zr/Ba < 0,5 et Nb/La < 0,5 indiqueraient une participation asthénosphérique nulle ou très limitée selon Hawkesworth et Gallagher (1993).

Nous remarquons aussi que les gabbros étudiés présentent des caractères géochimiques assez proches (voir tableau et figures) de ceux d'Aftout. Ces derniers sont

plus riches en MgO, CaO, Ni et plus pauvres en Fe_2O_3 , K_2O et Na_2O , donc moins évolués et ont probablement subi une contamination crustale moins importante que les gabbros de notre étude.

Placés dans les diagrammes géotectoniques sélectionnés par Peucat et al. (2005) (**Fig. 12**), nos gabbros (étoile) se situent dans le champ des basaltes calco-alcalins de zone de subduction. Ils montrent, entre autres, des rapports $\text{Zr}/\text{Y} > 4$ traduisant des magmas similaires à ceux produits dans une marge continentale active ou d'arc insulaire, tout comme les gabbros d'Aftout d'âge 2,07 Ga et étudiés par Peucat et al. (2005).

Les données tirées à partir de l'étude des Cpx, qui sont les plus fiables, et de l'étude des éléments en traces, nous indiquent que la source, à l'origine de ce magma basique, serait un manteau lithosphérique enrichi et le produit d'une fusion partielle d'une péridotite mantellique à spinelle dans une période de relaxation post-éburnéenne. Au cours de son transfert, ce magma aurait subi une contamination crustale et acquis une affinité calco-alcaline secondaire. Un tel scénario a été mis en évidence dans le contexte post-panafricain dans la zone de suture du craton ouest africain à Boukaïs (Seddiki et al., 2004) et dans la zone centrale du Hoggar dans la région de Laouni (Cottin et al., 1998).

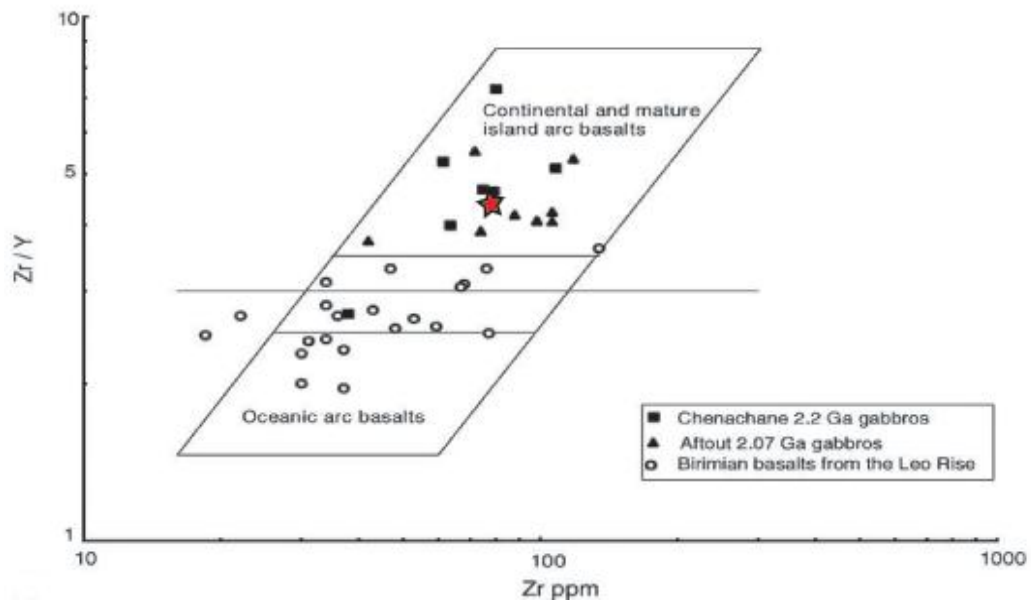


Fig. 12: Comparaison entre roches magmatiques mafiques birimiennes du Leo Rise et du massif des Eglabs à l'aide du diagramme Zr/Y vs Zr de Pearce (1983) (in Peucat et al., 2005).

Un magmatisme hypovolcanique représenté par des filons décamétriques granitiques, recoupant les granitoïdes de Chegga et la série arkosique de Guelb el Hadid a été également étudié (**Fig.13**). Il est parsemé d'enclaves magmatiques traduisant ainsi des phénomènes de mélanges de magmas. Ces filons correspondent globalement à des microgranodiorites à amphibole et biotite.



Fig. 13 : Filon granodioritique recoupant la série arkosique de Guelb El Hadid.

La paragenèse minérale est constituée de plagioclase (An_{30}), de feldspath potassique, de quartz, d'amphibole, de biotite et accessoirement de magnétite, d'apatite, de zircon, d'allanite et de sphène. La présence d'opaques de type magnétite indique leur appartenance aux granites à magnétite d'Ishihara (1977) et traduit aussi une fugacité d'oxygène assez forte. L'amphibole est le minéral ferromagnésien le plus abondant dans ces roches. Elle correspond à de la magnésio-hornblende ($XMg \approx 0,7$), dont les conditions de cristallisation ont été estimées à près de 2 Kb (5 à 7 km de profondeur) et une température avoisinant $700^{\circ} C$.

Par ailleurs, la cristallisation d'allanite confirme les conditions oxydantes régnantes.

La biotite à caractère magnésien traduit une affinité sub-alkaline à calco-alkaline de ces granodiorites.

	1	2	3
SiO ₂	68,17	67,77	66,14
TiO ₂	0,367	0,367	0,48
Al ₂ O ₃	15,43	15,25	16,05
Fe ₂ O ₃	3,41	3,54	3,7
MnO	0,051	0,051	0,06
MgO	0,918	0,938	1,3
CaO	2,224	2,244	2,61
Na ₂ O	4,25	4,34	4,35
K ₂ O	3,72	3,43	4,23
P ₂ O ₅	0,122	0,122	
LOI	0,89	1,00	0,82
Total	99,55	99,04	99,74
V	43,3	35,5	33
Cr	45,1	67,2	8
Co	7,6	7,6	7
Ni	5,6	3,3	
Cu	122,8	132,2	
Zn	42,1	47,3	
Ga	31,7	30,3	
Rb	372,0	417,9	124
Sr	355,9	357,1	458
Y	6,8	6,5	26
Zr	169,6	151,3	294
Nb	8,9	6,7	13
Mo	0,0	0,0	
Cs	18,0	15,9	
Ba	1112,1	942,5	1166
Ce	90,8	87,7	
La	37,6	29,2	
W	9,2	8,1	
Th	54,9	62,3	3
REE			
La	34,9	31,4	41
Ce	72	67,5	91,89
Nd	29,1	26,7	
Sm	5,1	4,66	6,99
Eu	1,01	1,02	1,47
Gd	3,63	3,65	4,92
Dy	2,44	2,49	4,1
Er	1,52	1,39	2,32
Yb	1,42	1,25	2,75

Tab. 2 : Compositions chimiques des faciès filoniens étudiés

1 et 2 : microgranodiorites de notre étude

3 : monzonites quartziques d'Aftout étudiées par Peucat et al. (2005).

Par ailleurs, la présence d'enclaves magmatiques montre l'importance de l'hybridation et met l'accent sur les interactions mécaniques entre la roche hôte qu'est la granodiorite et les fragments du magma mafique non assimilés par le magma felsique que sont les enclaves (ocelles de quartz et micro-enclaves) (Bussy, 1990 ; Remaci-Bénaouda et al., 2003).

L'amphibole de ces enclaves, de type tschermakite et magnésio-hastingsite, reflète une origine plus profonde de l'ordre de 15 à 18 km et des températures plus élevées, de l'ordre de 900°C.

La composition chimique de ces roches confirme leur nature granodioritique. Elles présentent un caractère subalcalin (**Fig.8**), plus précisément alcali-calcique (**Fig.9**) et hautement potassique (**Fig.10**).

Les spectres multi-éléments, (**Fig.14**), montrent un enrichissement en éléments lithophiles (200 x MORB), indiquant des participations crustales et se caractérisent aussi par une légère anomalie négative en Nb et Y reflétant l'affinité sub-alcaline.

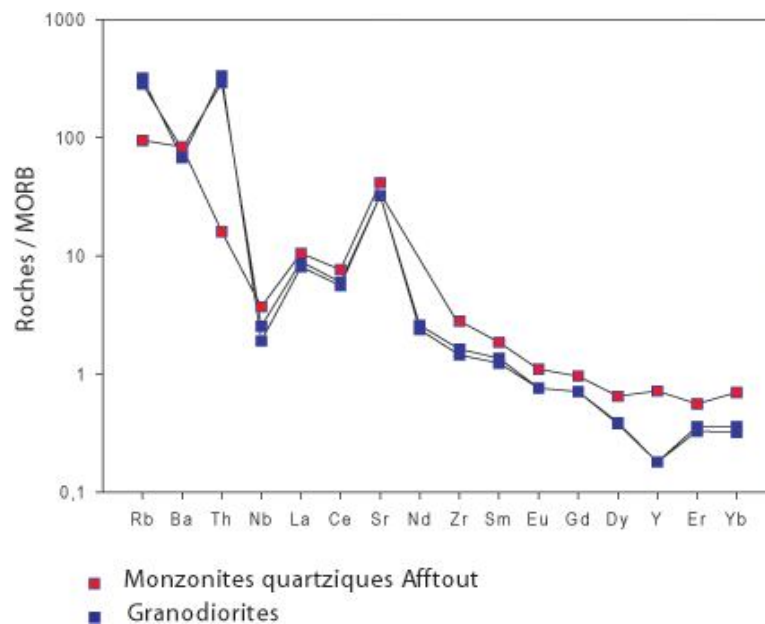


Fig. 14 : Spectres multi-éléments des granitoïdes (normalisations aux MORB).

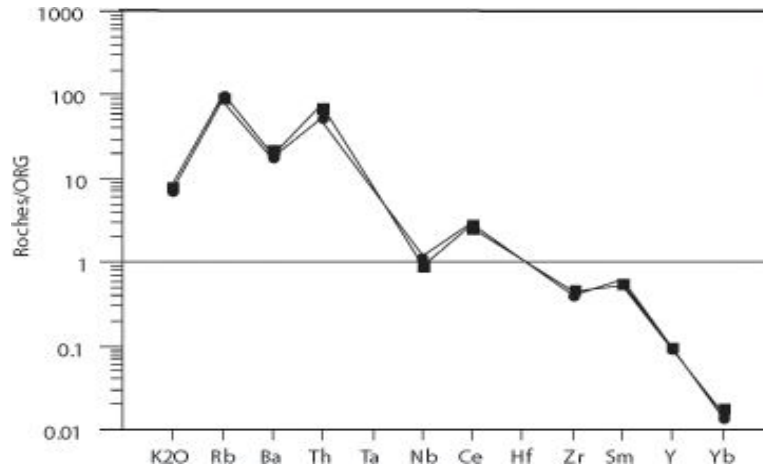


Fig. 15 : Spectres multi-éléments des granitoïdes (normalisations aux ORG, Pearce et al., 1984).

Ces granodiorites sont également normalisées au granite de ride océanique (ORG) défini par Pearce et al. (1984). Elles sont fortement enrichies en éléments lithophiles (**Fig15**), particulièrement en Rb (100 fois la valeur de normalisation) et en Th (70 fois). Cet enrichissement en ces éléments témoigne de l'influence de la croûte continentale. Elles sont appauvries en éléments les moins incompatibles.

Ces caractères sont à mettre en relation avec la période de relaxation post-éburnéenne, permettant la remontée du Moho et une participation non négligeable du manteau dans la genèse de ces granodiorites.

Les roches étudiées présentent beaucoup de similitudes avec les monzonites quartziques d'Aftout étudiées par Peucat et al. (2005). Ces dernières sont un peu moins enrichies en éléments lithophiles (**Fig.14**), donc reflétant probablement une influence de croûte continentale moins importante.

Les roches extra-terrestres retrouvées dans la région ont fait l'objet d'une étude pétrographique, minéralogique, géochimique et isotopique détaillée.

Elles correspondent à des météorites, majoritairement de type chondrites ordinaires. Elles présentent différents degrés d'oxydation (H et L) et ont subi un métamorphisme plus ou moins intense (de type 3 à 6).

Parmi les échantillons récoltés, nous avons également inventorié (i) quelques achondrites de type eucrite, howardite et une diogénite du groupe des HED, d'origine probable de l'astéroïde 4VESTA, (ii) une chondrite carbonée qui représenterait un

matériau des plus primitifs du système solaire et renfermerait des assemblages minéraux (CAI) les plus anciens en âge du système solaire (4560 Ma).

Dans ce travail, nous soulignons l'importance et l'intérêt scientifique portés à l'étude des météorites car ce sont des témoins privilégiés de la formation et de l'évolution précoce du système solaire. Les météorites primitives (chondrites carbonées et chondrites ordinaires non équilibrées) apportent, quant à elles, beaucoup de renseignements sur les divers processus pétrogénétiques s'étant produit dans la nébuleuse solaire aux premiers stades de son histoire. Les chondrites ordinaires métamorphiques et les achondrites représentent des témoins de processus d'accrétion et de différenciation (métamorphisme thermique, fusion partielle, migration des magmas...) au sein des premiers planétoïdes et corps planétaires.

C'est pour cette raison que ces roches extra-terrestres constituent la plus importante partie de ces travaux de thèse.

Pour l'étude de ces roches très particulières, nous avons disposé de moyens analytiques considérables dans le cadre de projets de coopération algéro-française : **PICS (CNRS-2004-2006) : «Météorites du sahara algérien» : recueil, collection, études minéralogiques, pétrographiques, géochimiques et isotopiques des météorites tombées sur le sol algérien dans un cadre de coopération franco-algérienne de recherche et CMEP (Tassili, 2006-2009).**

Il est à rappeler qu'une étude des météorites a fait l'objet d'une thèse de Doctorat à l'USTHB d'Alger menée par Messaoudi en 2008 et qui s'est basée sur l'étude de chondrites ordinaires découvertes dans le Sahara central et dans la région de Djelfa. Une étude statistique sur les collectes des météorites sahariennes comparés à celles en Antarctique et une étude de modélisation de l'altération aqueuse sur les corps parents astéroïdaux ont été également traitées dans cette thèse.

Dans le présent mémoire, et outre le **1^{er} Chapitre** qui a été réservé à la présentation de la région d'étude et à l'étude des roches terrestres, le **2^{ème} Chapitre** est consacré aux généralités et à la classification des météorites. Le **3^{ème} Chapitre** traitera des processus métamorphiques dans les chondrites et les achondrites. Le **4^{ème} Chapitre** propose une comparaison entre les différents produits basaltiques planétaires (Terre, Lune et Mars) et astéroïdaux (4Vesta). Enfin, le **5^{ème} Chapitre** porte sur l'étude pétrologique et géochimique des météorites découvertes dans la région des Eglabs.

Chapitre II
Généralités et Classification des météorites

II.1.Généralités

Les météorites peuvent être définies comme des objets solides tombés à la surface d'une planète, d'une lune ou d'un astéroïde. L'essentiel des météorites connues correspond à des fragments d'astéroïdes gravitant entre Mars et Jupiter et dont la taille peut varier du km à plusieurs dizaines de km. La plus grosse connue, CERES, atteint 933 km de diamètre (Norton, 2002). Ces fragments, résultant de collisions entre astéroïdes, sont déviés de leur orbite initiale sous le jeu des forces d'attraction exercées par le soleil et les planètes. Certaines autres météorites, de moindre fréquence, peuvent parvenir de la Lune ou de la planète Mars.

II.1.1. Datation et âge des météorites

Les météorites sont les roches les plus anciennes connues. Leur datation peut être obtenue par diverses méthodes radiochronologiques : U/Pb, Th/Pb, Rb/Sr, K/Ar.

En 1981, Chen et Wasserburg ont obtenu un âge de 4,56 Ga à partir d'inclusions réfractaires de la chondrite Allende (chondrite carbonée). Globalement, les météorites ont presque toutes un âge compris entre 4,55 et 4,56 Ga, à l'exception de fragments de Lune et de Mars dont l'âge varie de 170 Ma pour les shergottites jusqu'à 1,3 Ga d'années pour les chassignites et les nakhlites (McSween et Treiman, 1998).

II.1.2.Critères de reconnaissance des météorites

Plusieurs critères permettent de reconnaître les météorites :

a) la croûte de fusion : c'est une pellicule noire de roche fondue recouvrant la roche et résultant du frottement de la météorite dans l'air lors de sa traversée de l'atmosphère terrestre ;

b) les regmaglyptes : correspondent à des empreintes en creux, observées à la surface de la météorite, et témoignant de son passage dans l'atmosphère terrestre ;

c) les chondres : structures millimétriques en forme de sphérules ou de petites billes silicatées et qui peuvent être observées sur une cassure de météorite peu altérée ;

d) le poids : les météorites sont denses et sont donc beaucoup plus lourdes que les roches ordinaires terrestres. Les chondrites carbonées ont une densité comprise entre 2,2 et 2,9 alors que les météorites ferreuses ont une densité de 7,5 à 7,9 (Heide et Wlotzka, 1995) ;

e) l'attraction par un aimant : les météorites contiennent beaucoup de fer extra-terrestre et sont par conséquent attirées par un aimant. Quelques rares météorites ne montrent pas, cependant, cette forte attraction par l'aimant ;

f) l'aspect intérieur des météorites de fer : après polissage et attaque à l'acide, les météorites de fer peuvent présenter des figures de Widmanstätten correspondant à des intercroissances de kamacite et de taenite comme dans les octaédrites, ou des lignes de Newman comme dans les hexaédrites.

II.2. Classification des météorites

Suivant leurs compositions, il existe trois grandes familles de météorites :

- les météorites pierreuses : chondrites et achondrites ;
- les météorites métalliques : hexaédrites, octaédrites et ataxites ;
- les météorites mixtes : mésosidérites et pallasites.

Les météorites pierreuses contiennent moins de 20 % de fer alors que les mixtes peuvent en renfermer jusqu'à près de 50 % de leur poids. Les météorites métalliques sont les plus riches en fer métal dont la quantité peut atteindre 98 % du volume total de la météorite (McSween, 1987). Selon leur composition, leur structure et leur minéralogie, chacune de ces trois grandes familles peut être subdivisée en plusieurs classes.

II.2.1. Les météorites pierreuses

II.2.1.1. Les chondrites

Ce sont des roches extra-terrestres ayant des compositions reflétant des abondances solaires d'éléments non-volatils. Elles sont donc chimiquement plus primitives. Les chondrites représentent un groupe constituant plus de 85 % des météorites récoltées à la surface de la Terre. Elles proviennent généralement de corps de petite taille n'ayant pas encore amorcé les processus de différenciation. Les chondrites tirent leur nom des petites sphérules qu'elles contiennent : les chondres. Selon le modèle classique, les chondres résultent de la cristallisation de petites gouttelettes portées à l'état liquide par des fusions "flashes" dans la nébuleuse solaire (Wood, 1983). Ils sont principalement constitués de minéraux silicatés. Leur conservation, plus ou moins bonne, dépend du métamorphisme thermique et de l'altération aqueuse qu'elles peuvent subir plus tard sur le corps parent. Les chondrites les moins affectées par ces processus sont logiquement les plus primitives.

Selon leurs tendances chimiques, les chondrites peuvent être distinguées en plusieurs groupes : des chondrites de types carbonées, des chondrites ordinaires, des chondrites à enstatite et les chondrites de type R ou rumurutites. Cette distinction est attribuée à l'existence d'hétérogénéités physico-chimiques dans la nébuleuse solaire (Brearley et Jones, 1998).

Les chondrites sont généralement formées par quatre parties en proportions relatives entre elles :

a) **les chondres** : structures sphériques formées en apesanteur, de taille moyenne ~ 700 μm et contenant des silicates qui sont principalement de l'olivine et du pyroxène. La texture, dans laquelle du verre est souvent présent, témoigne d'un refroidissement très rapide. Suivant le degré de refroidissement des chondres, plusieurs textures peuvent être observées (Gooding et Keil, 1981 ; Zanda., 2004). Les chondrules porphyritiques sont formés à des températures plus basses que celles des chondrules barrés ou radiaux (**Fig.16 à Fig.20**).

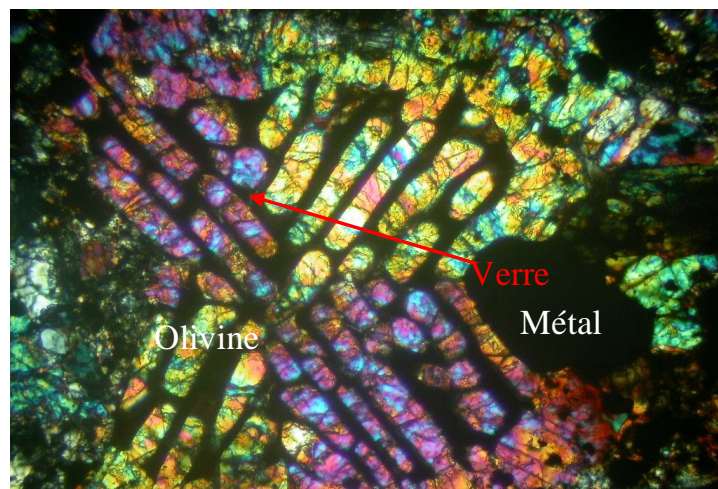


Fig.16: Olivine barrée «BO» (LP x100). Les cristaux d'olivine sont agencés sous forme de segments ou de lattes parallèles les uns aux autres.

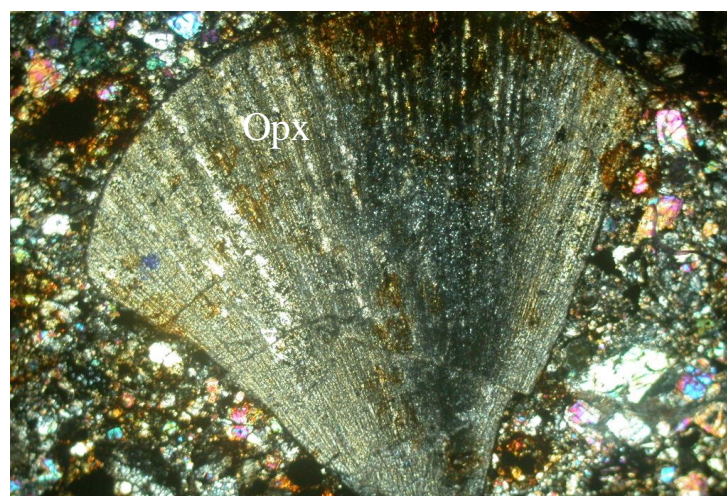


Fig.17 : Pyroxène radial «RP» (LP x100). Barres radiales de 1-10 microns constituées de pyroxène pauvre en calcium, quelquefois séparées par des silicates (verre).

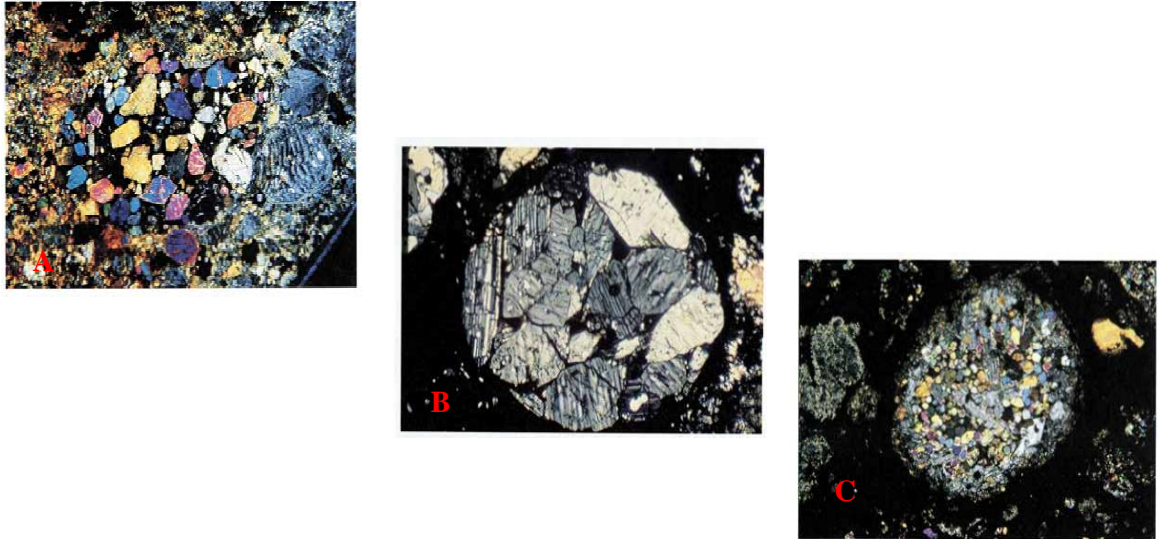


Fig.18 : Olivine porphyritique « PO » en A ; pyroxène porphyritique « PP » en B et olivine et pyroxène porphyritiques « POP » en C (LP x50). Les chondres sont constitués communément de cristaux automorphes d'olivine et/ou de pyroxène.

Les chondrules sont présents dans tous les types pétrologiques sauf dans les types 1 et 7 dans lesquels la transformation aqueuse ou thermique les a laissés indistincts de la matrice. Les chondrules ont probablement été formés pendant les 1 à 3 premiers millions d'années de l'accrétion solaire par des ondes de chocs provoquées par des instabilités gravitaires (Desch et Connolly, 2002). Les chondrules riches en olivine étaient les premiers à se former et sont suivis par la population de chondrules riches en pyroxène.

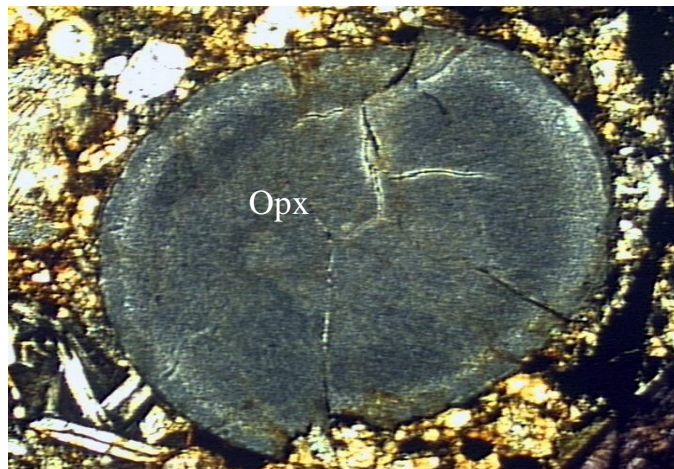


Fig.19 : Cryptocristallin « C » (LP. X100). Structure très fine suite au refroidissement rapide du liquide silicaté, visible uniquement en diffraction aux rayons X.

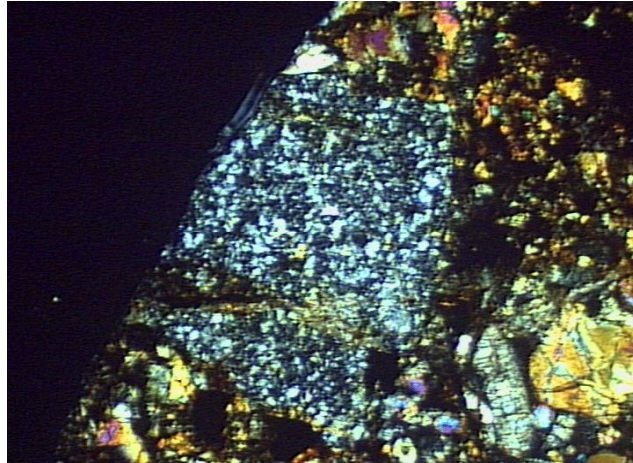


Fig. 20 : Granulaire ou lithique «GP » et «GOP» (LP. x100). Formés de fragments d'olivine et de pyroxène, de forme irrégulière. Elles ne sont peut-être pas de véritables chondres.

b) **les inclusions réfractaires (CAIs) :** correspondent à des zones diffuses contenant des minéraux réfractaires (pyroxène alumineux et titanifère, anorthite et spinelle) (Fig.21) ;



Fig. 21 : Inclusion réfractaire, dans une chondrite carbonée CV3, formée de pyroxène alumineux et titanifère (en gris), d'anorthite (en blanc) et de spinelle (en noir).

c) **le métal :** c'est du fer métallique (ou fer réduit) associé au nickel en quantité variable selon le type de chondrite. Le fer métal est toujours associé à des sulfures ;

d) **la matrice :** c'est une poussière silicatée à olivine, pyroxène (<10µm) et silicates

amorphes et contenant une certaine quantité de métal.

II.2.1.1.1. Les chondrites carbonées

Ce sont des météorites pierreuses primitives et indifférenciées. Elles sont composées de chondrules de silicates baignant dans une matrice silicatée à grain fin dans laquelle apparaissent des inclusions de calcium-aluminium (CAI) représentatives du premier matériel à se condenser à partir de la nébuleuse chaude. Ce type de météorites est également caractérisé par la présence de composés de carbone comprenant des hydrocarbures à longue chaîne et des acides aminés semblables à ceux utilisés dans la synthèse de protéines dans la matière organique. Les chondrites carbonées sont formées dans un environnement riche en oxygène, une grande part du métal est combiné dans les silicates, les sulfures ou autres oxydes. Elles constituent, par ailleurs, 2,5 % de toutes les météorites récupérées jusque là, et sont subdivisées en groupes chimiques : CI, CM, CR, CO, CK, CV, CH et CB. A titre d'exemple, le groupe CI contient jusqu'à 20 % d'eau présente dans les minéraux hydratés.

*** Le groupe CI :**

Les chondrites du groupe CI sont nommées d'après le type Ivuna qui est tombée en Tanzanie en 1938 (Kallemeyn et Wasson, 1981). C'est le groupe qui comprend les météorites les plus primitives. Elles contiennent jusqu'à 26 % d'eau, en plus de beaucoup de minéraux qui ont été modifiés en présence d'eau tels que les phyllosilicates semblables à l'argile, en oxydes fer comme la magnétite. L'olivine et le pyroxène sont presque totalement transformés en serpentines (Endress *et al.*, 1996). De plus, les chondrites du groupe CI contiennent également une certaine quantité de matière organique comme les acides aminés qui sont les éléments primordiaux de la vie sur Terre. En outre, ce groupe de météorite est le seul parmi les chondrites à ne pas avoir de chondres, l'eau a agi sur les minéraux des chondres et de la matrice en uniformisant leur texture (Brearley, 2006). L'origine des chondrites du groupe CI se situe dans les contrées lointaines du système solaire, car elles n'ont jamais été chauffées au-delà de 50° C au cours de leur formation et de leur histoire.

*** Le groupe CM :**

Ce groupe porte le nom de la météorite de Mighei tombée en Ukraine en 1889 (Kallemeyn et Wasson, 1981). Il appartient principalement à la pétrologie de type 1 à 2 (Zolensky *et al.*, 1997). Ces météorites contiennent des chondres, même s'ils ne sont pas très abondants, et dans leur composition on y trouve de 3 à 11 % d'eau et de 0,6 à 2,9 % de carbone (Browning *et al.*, 1996). En outre, dans ce type de chondrites, plus de 230 acides aminés différents ont été reconnus alors que sur Terre seulement 20 acides aminés différents sont connus et utilisés comme éléments constitutifs fondamentaux de la vie (Kallemeyn et Wasson, 1981).

*** Le groupe CV :**

Les chondrites de ce groupe sont nommées par analogie à la météorite Vigarano tombée en Italie en 1910 (Kallemeyn et Wasson, 1981). Les météorites de ce groupe contiennent peu de carbone (moins de 2 %) par rapport aux deux groupes précédents, mais les chondres y sont beaucoup plus nombreux et plus gros (Krot *et al.*, 1995).

La plupart des chondrites CV appartiennent au type pétrologique 3 (Guimon *et al.*, 1995). Elles sont particulièrement riches en inclusions réfractaires CAI.

Le groupe de chondrites CV a été subdivisé en trois sous-groupes (Weisberg *et al.*, 1997) :

- le sous-groupe réduit (CV3_R) ;
- le sous-groupe oxydé-Bali (CV3_{OxB}) ;
- le sous-groupe oxydé-Allende (CV3_{OxA})

Les rapports minéralogiques suivants différencient ces trois sous-groupes :

- l'abondance de la matrice : OxB > OxA > R ;
- le métal par rapport à la magnétite : R > OxA > OxB ;
- la gamme de fayalite de l'olivine : R (Fa₃₂₋₆₀), OxA (Fa₃₂₋₆₀), OxB (Fa₁₀₋₉₀₊) ;
- la pré-pure fayalite est trouvée seulement dans OxB ;
- les phyllosilicates sont trouvés seulement dans OxB ;
- le métal dans OxA est riche en Ni, OxB est très riche en Ni et R est très pauvre en Ni ;
- le pyroxène pauvre en Ca est présent dans R, tandis que le Ca-Fe pyroxène est présent dans OxA et dans OxB ;

- la néphéline, la sodalite, la wollastonite, l'andradite et le grossulaire sont présents seulement dans OxA.

Les inclusions réfractaires (CAI) sont très abondantes dans les CV. C'est une phase réfractaire (oxydes et silicates) avec de hautes températures de vaporisation qui a commencé à se condenser à partir de la nébuleuse primitive chaude il y a environ 4 571 Ma, en progressant suivant la séquence suivante : le corindon → hibonite → pérovskite → mélilite → spinelle → diopside → forstérite → anorthite (Cuzzi *et al.*, 2003).

Les CAIs sont classées en trois groupes principaux (A, B et C) principalement sur la des proportions de fassaïte et de mélilite, et accessoirement par la série akermanite et gehlénite ainsi que celle du spinelle, de l'hibonite, de la pérovskite et de l'anorthite (MacPherson *et al.*, 1988) :

- les inclusions de type A : correspondent à des éléments réfractaires qui ont cristallisé à partir d'un liquide après évaporation de la poussière et de gaz nébulaires. Elles sont de forme arrondie et contiennent de la mélilite en gros grain (Åk 1-80), du spinelle, de la pérovskite et du pyroxène de type fassaïte (Al-Ti-diopside) ;

- les inclusions de type B : ont cristallisé à partir de gouttelettes partiellement en fusion. Elles sont uniquement présentes dans les chondrites CV. Elles ont subi des mécanismes d'altération très complexes. Leur taille est de l'ordre de 5 à 25 mm et elles contiennent de la mélilite (Åk 1-74), de la fassaïte, des spinelles, de l'anorthite, de la pérovskite et de la forstérite ;

- les inclusions de type C : se sont formées à partir de gouttelettes partiellement en fusion probablement de matériel précurseur des CAIs à grain fin et riche en spinelles. La mélilite a une grande variété mais typiquement Åk 40-50. L'anorthite est abondante (38-60 %) avec de la fassaïte et du spinelle. La mélilite peut se transformer en phases secondaires telles que le grossulaire.

*** Le groupe CO :**

Les météorites de ce groupe sont nommées par rapport à celle d'Ornans tombée en France en 1868 (Kallemeyn et Wasson, 1981). Elles contiennent 1 à 0,2 % de carbone et moins de 1 % d'eau (Rubin, 1998). L'ensemble de ce groupe de chondrites carbonées appartient au type pétrologique 3 et montre une certaine ressemblance, notamment au niveau de la composition, avec le groupe CV. Le groupe CO montre, cependant, beaucoup moins de chondrules (Weisberg *et al.*, 2006). Comme dans le groupe CV, les météorites du

groupe CO contiennent également des CAIs mais généralement beaucoup plus petites et plus faiblement distribuées dans la matrice (Kallemeyn et Wasson, 1981). De petites inclusions de métal libre, le plus souvent du fer-nickel, peuvent apparaître comme de minuscules flocons. La teneur de fer métallique dans ce groupe est comprise entre 1 et 5 % en volume (Scott *et al.*, 1981). Le diamètre des chondres est 5 à 8 fois inférieur et la densité des CAI deux fois moins dans les météorites du groupe CO que dans celles du groupe CV (Kallemeyn et Wasson, 1981).

*** Le groupe CK :**

Dénommées par analogie à la météorite de Karounda tombée en 1930 en Australie (Kallemeyn et Wasson, 1981), ce groupe de météorites appartient aux types pétrologiques 3 à 6, bien que la plupart d'entre elles peuvent être classées comme CK4 (Kallemeyn *et al.*, 1991). La caractéristique principale pour les différencier concerne leur degré de métamorphisme plus important que dans les groupes précédents. Elles sont généralement gris foncé à noir en raison d'une quantité élevée de magnétite dispersée dans une matrice à olivine et pyroxène. Cela indique également qu'elles se sont formées sous des conditions oxydantes mais elles ne montrent pas de modification aqueuse (Kallemeyn *et al.*, 1991).

*** Le groupe CR :**

Les chondrites de ce groupe sont nommées par le type Renazzo tombée en Italie en 1824 (Kallemeyn et Wasson, 1981). Ces météorites appartiennent au type pétrologique 2 (Weisberg *et al.*, 1993). Elles sont caractérisées par une abondance de fer-nickel sous forme métallique (5 à 8 %) et sous forme de sulfures (1 à 4%) en quantités nettement supérieures par rapport aux groupes précédents et indiquant qu'elles se sont formées sous des conditions réductrices (Kallemeyn *et al.*, 1994).

II.2.1.1.2. Les chondrites ordinaires

Elles se caractérisent, le plus souvent, par des rapports variables des proportions d'olivine et de pyroxène avec des chondrules sphéroïdaux qui représentent les premiers condensats de la nébuleuse pré-solaire. Le groupe se distingue principalement en trois sous-groupes : H, L et LL reconnus sur une base chimique portant notamment sur leur quantité en fer métal par rapport au silicium. Le sous-groupe H se rapporte à une teneur élevée en fer de 27 % en poids, le sous-groupe L à une teneur en fer de 23 % en poids et le

sous-groupe LL à une teneur en fer de 20 % en poids avec une teneur en fer métal de seulement 2 % en poids. La majorité des chondrites ordinaires font partie des groupes distincts définis par les teneurs en fayalite des olivines et en ferrosilite des pyroxènes (Kallemeyn *et al.*, 1989) (**Fig.22**).

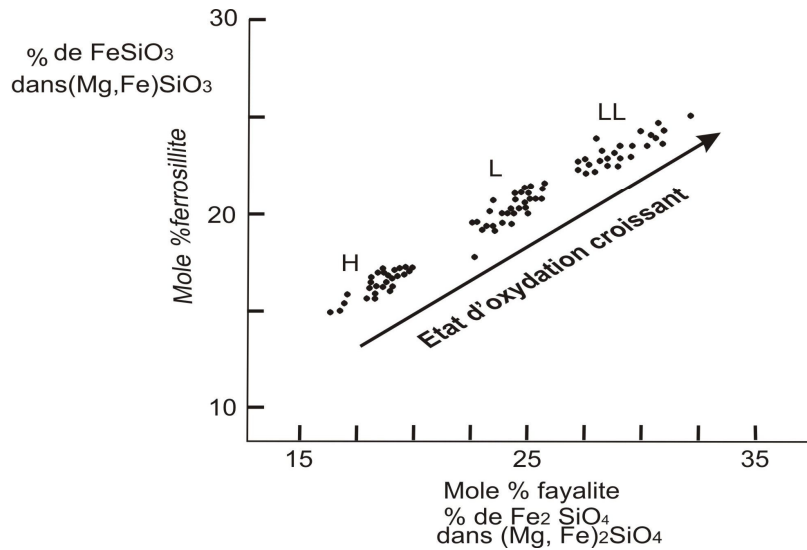


Fig. 22 : Classification des chondrites ordinaires selon les teneurs en fayalite de leurs olivines et en ferrosilite de leurs pyroxènes (Kallemeyn *et al.*, 1989).

Les chondrites H, ayant le plus faible contenu d'oxygène, sont formées plus près du soleil, alors que les types L et LL sont formées avec des distances héliocentriques plus importantes (Sears et Weeks, 1991). Ce matériel probablement formé dans des astéroïdes parents distincts peuvent présenter différents types pétrographiques (3 à 7) qui refléteraient une profondeur et un taux de refroidissement. Plus la recristallisation de la matrice et des chondres avance plus le type pétrographique est élevé. Le type 7 indiquant la présence plus ou moins éphémère d'un liquide de fusion. L'abondance de membres bréchiformes augmente en même temps que le type pétrographique diminue (plus près de la surface). L'histoire des contraintes thermiques prévoit un diamètre pour les corps parents des chondrites ordinaires compris entre 160 et 180 km (Sears *et al.*, 1991).

II.2.1.1.3. Les chondrites à enstatite

Ces chondrites sont fortement réduites avec la quasi totalité du fer sous forme métal ou de sulfure comme la troïlite (FeS). Le silicate est surtout représenté par du pyroxène pauvre en fer de type enstatite. Comme dans les chondrites ordinaires, leur

subdivision est basée sur leur contenu en fer total. Le groupe EH contient du fer total à ~ 30 %, alors que le groupe EL contient seulement ~ 25 % (Keil, 1989). Chaque sous-groupe comporte une gamme complète de types thermiquement métamorphosés de 3 à 6. La teneur en silicium et en Ni dans la kamacite augmente avec le type pétrographique de chaque série (Sears *et al.*, 1982).

II.2.1.1.4. Les chondrites de type R :

Ce groupe de météorites n'était initialement distingué que par des études du spécimen de météorite de Carlisle Lakes (Australie). Sa désignation est maintenant basée sur la seule chute de ce groupe : le Rumuruti au Kenya (Kallemeyn *et al.*, 1996). Ces chondrites sont fortement oxydées, riches en olivine mais pauvres en métal. Elles diffèrent considérablement des chondrites ordinaires, carbonées et à enstatite par leur état d'oxydation, leur composition en isotope de l'oxygène et leur minéralogie (Weisberg *et al.*, 2006).

II.2.1.2. Les achondrites

Ce sont des météorites pierreuses, sans chondres, qui se sont formées à des époques et par des mécanismes de formation très variables. On considère que toutes les achondrites dérivent de matériaux chondritiques primitifs. De nombreuses sous-classes ont été distinguées.

II.2.1.2.1. Les achondrites astéroïdales différenciées

A. Les achondrites HEDDO (Howardites, Eucrites, Diogénites et Diogénites à Olivine) :

Ce type de météorites correspond à des achondrites différenciées où les silicates ne coexistent plus ou très faiblement avec l'alliage fer-nickel. Elles proviennent en effet de la ségrégation quasi-totale de ces matériaux primitifs dans un même corps parent considéré comme très massif. Cette séparation a conduit à une structure très nette entre un cœur métallique et une croûte formée de roches magmatiques, foyer de production des HEDDO (Burbine *et al.*, 2001). L'astéroïde qui est la source commune de ce groupe est probablement l'astéroïde 4Vesta (Binzel et Xu 1993 ; Ruzika *et al.*, 1997). Ce groupe d'achondrites est subdivisé en plusieurs sous-groupes suivant la composition minéralogique (Warren, 1985) :

A.1. Les howardites

Ce sont des météorites bréchiformes formant un mélange de roche basaltique (eucrites) et de cumulats ultrabasiques (diogénites) avec une fraction diogénitique inférieure à 9 %, limite au-delà de laquelle ce sont alors des eucrites polymictes (Delaney *et al.*, 1983).

L'origine de leur formation remonte à un ou plusieurs impacts très violents qui ont arraché une épaisseur importante de la croûte de l'astéroïde, libérant ainsi les matériaux nécessaires à la constitution par ré-agglomération des roches howarditiques (eucritique de surface et diogénitique de grande profondeur). Parmi le mélange de fragments rocheux différenciés, on peut occasionnellement trouver des matériaux chondritiques, vestiges des corps 'impacteurs' (Buchanan *et al.*, 2000).

A.2. Les eucrites

Elles ressemblent aux roches basaltiques terrestres et résultent du refroidissement d'un magma à proximité de la surface de leur corps parent. Les eucrites sont subdivisées en trois familles principales :

- *les eucrites cumulatives* : formées dans une chambre magmatique située dans la croûte de 4Vesta. Lors du refroidissement de celle-ci, les minéraux au point de fusion le plus élevé ont commencé à cristalliser et ont atteint une taille suffisante pour que leur poids soit supérieur à la viscosité du magma et leur permette de précipiter et de s'accumuler au fond de la chambre magmatique (Hsu et Crozaz, 1997) ;

- *les eucrites non-cumulatives* : représentées par des roches le plus souvent bréchiformes, ayant d'abord cristallisé rapidement et bréchifiées à la surface de l'astéroïde lors d'impact très violent. Elles se sont ensuite re-solidarisées, en n'incluant toutefois aucune roche étrangère : il s'agit donc de brèches monomictes (Hsu et Crozaz, 1996) ;

- *les eucrites polymictes* : correspondent à des météorites exclusivement bréchiformes et qui, à l'inverse des eucrites cumulatives et non-cumulatives, est un mélange des roches bréchifiées à la surface de l'astéroïde lors des impacts (Delaney *et al.*, 1984). Ces roches contiennent des fragments des différents constituants (eucrites-diogénite) de l'astéroïde ainsi que des impacteurs. Quand le rapport eucrite/diogénite reste en dessous du rapport fixé arbitrairement à 9/100, ce sont des eucrites polymictes, au delà de 10 % il s'agit d'howardites (Delaney *et al.*, 1983). Les lieux d'origine des eucrites polymictes et howardites semblent être un cratère de taille importante, situé à proximité du pôle sud de Vesta (Keil, 2002 ; Drake, 2001).

A.3. Les diogénites

Ce sont des roches composées presque en totalité d'orthopyroxène et pouvant comprendre, en tant que minéraux accessoires, de l'olivine, du plagioclase et du spinelle (Mittlefehldt, 1994). Il s'agit de roches intrusives formées par cumulation d'un magma ayant refroidi en un temps très long, même comparé au temps de refroidissement des eucrites cumulées (Fowler *et al.*, 1995). Cela a permis la cristallisation de minéraux très purs et surtout la formation de grands phénocristaux atteignant très souvent le centimètre.

A-4- Les diogénites à olivine

Ce groupe de météorites, récemment décrit, complète le groupe des HED (howardites, eucrites, diogénites) en HEDDO (howardites, eucrites, diogénites et diogénites à olivine). Les diogénites à olivine, proches des roches harzburgitiques terrestres, sont interprétées par Irving *et al.*, 2009, comme issues d'une zone de formation plus profonde dans la structure de l'astéroïde 4Vesta que les diogénites classiques.

Tout récemment, une dunite astéroïdale, formée à plus de 95 % d'olivine magnésienne, a été découverte. Elle aurait comme origine probable l'astéroïde 4Vesta (Bunch *et al.*, 2006).

B. Les angrites

Leur chute principale est celle d'Angra Dos Reis au Brésil (Prinz *et al.*, 1977). Ces roches, à texture granulaire, sont formées de trois minéraux principaux : clinopyroxène (augite alumineuse à plus de 90 %), olivine et plagioclase (Floss *et al.*, 2003). L'origine des angrites n'est pas connue mais elle serait probablement astéroïdale (Mittlefehldt *et al.*, 2003). Certains auteurs donnent comme origine probable, pour ces roches, la planète Mercure (Markowski *et al.*, 2007).

C. Les aubrites

Les aubrites sont, comme les chondrites à enstatite, presque totalement composées d'orthopyroxène magnésien. Ce faciès montre des phénocristaux brisés, à la suite d'un impact très violent, puis réassemblés incluant parfois des inclusions xénolitiques (Watters et Prinz, 1979). La composition isotopique de l'oxygène est concordante entre celle des chondrites à enstatite et celle des aubrites, ce qui pourrait indiquer une même zone de formation dans le système solaire primitif (Clayton et Mayeda, 1984). Ces rapports isotopiques situent les deux classes sur la « ligne de fractionnement de masse terrestre », comme argument expliquant que les roches à la base de la formation de notre planète étaient chimiquement similaires aux aubrites et aux chondrites à enstatite (Javoy, 1995 ; Javoy *et al.*, 2010).

II.2.1.2.2. Les achondrites planétaires

Ce sont des achondrites différenciées ayant pour origine la Lune ou la planète Mars. Elles ont été arrachées de leur corps d'origine à la suite d'impact très violent.

A. Les achondrites martiennes :

Elles étaient nommées météorites SNC d'après trois chutes restées célèbres : Shergotty, Nakhla et Chassigny et représentant chacune une classe particulière de roches martiennes (McSween et Harry, 1985 ; McSween et Treiman, 1998 ; Treiman *et al.*, 2000). Récemment, un quatrième type dénommé O (pour orthopyroxénites) a été rajouté mais n'est, pour le moment, représenté que par un unique spécimen (Mittlefehldt, 1994). Ainsi, elles sont dénommées maintenant météorites SNCO. L'origine de toutes ces roches a été, pendant très longtemps énigmatique car aucune preuve directe ne permettait de faire le lien avec la planète rouge. Il a fallu attendre les missions Viking, en 1976, pour que l'on puisse comparer une mesure de la composition atmosphérique martienne avec les gaz emprisonnés dans ces météorites (Bogard et Johnson, 1983 ; Marti *et al.*, 1995).

A.1. Les shergottites

Les shergottites sont nommées d'après la météorite de Shergotty, tombée en Inde en 1865 (McSween et Harry, 1985). Elles représentent la grande majorité des météorites martiennes. Ces roches sont typiquement basaltiques et vraisemblablement arrachées à la surface de Mars à proximité de terrains volcaniques (McSween et Treiman, 1998). L'âge de formation des shergottites, autour de 200 millions d'années (Nyquist *et al.*, 2001), est relativement jeune par rapport à celui des nakhlites et des chassignites. Les shergottites sont subdivisées en deux groupes principaux :

- *les shergottites basaltiques (ou b-shergottites)* : ce sont des basaltes issus de la cristallisation de magma en surface ou à faible profondeur (Stolper et McSween, 1979 ; Lodders, 2000). Ils montrent des cristaux de pyroxène relativement longs (Lentz et McSween, 2000) ;

- *les shergottites lherzolitiques (ou l-shergottites)* : correspondent à des roches ultramafiques riches en olivine (40 à 90 %) ayant cristallisé à des profondeurs comprises entre 20 et 30 km (Stolper et McSween, 1979) ;

A.2. Les nakhlites

Les nakhlites sont nommées d'après la seule chute observée de Nakhla en Egypte au cours de l'année 1911 (McSween et Harry, 1985). Elles ont un âge de formation de l'ordre de 1,3 milliards d'années (McSween et Treiman, 1998) qui est plus ancien que celui des shergottites. Les nakhlites sont composées principalement de clinopyroxène et

correspondraient à des cumulats de la croûte profonde de Mars (Bunch et Reid, 1975 ; Treiman, 1987a ; Treiman, 1987b ; Harvey et McSween, 1992b ; Friedman *et al.*, 1994 ; Friedman *et al.*, 1998 ; Wadhwa *et al.*, 2004). Elles présentent, en outre, des traces d'altérations aqueuses dont certaines relativement récentes (0,7 milliards d'années) et qui pourraient apporter énormément de renseignements sur les mécanismes hydrologiques martiens (Grady *et al.*, 2005).

A.3. Les chassignites

Les chassignites sont nommées d'après la chute de Chassigny (France) en 1815 (Floran *et al.*, 1978 ; McSween et Harry, 1985). Ce sont des dunites contenant plus de 95 % d'olivine associée à un peu de pyroxène, de spinelle chromifère et parfois même d'amphibole (Treiman, 1987a). L'âge de cristallisation de ces roches est encore plus ancien que celui des shergottites mais sensiblement similaire à celui des nakhlites, avec 1,36 milliards d'années (McSween et Treiman 1998).

A.4. L'orthopyroxénite

Cette classe martienne n'est représentée que par un seul et unique membre : la météorite ALH 84001 découverte en Antarctique le 27 décembre 1984 (Mittlefehldt, 1994). Cette roche avait été tout d'abord référenciée comme une diogénite anormale, puisque comme celle-ci, elle est composée à plus de 98 % d'orthopyroxène (Score et Mittlefehldt, 1993). Cependant la composition des plagioclases et la présence de certains carbonates permettent de la distinguer des diogénites classiques. Les données isotopiques de l'oxygène ont permis de trancher en faveur d'une origine martienne. Cette orthopyroxénite représente en fait la plus vieille météorite provenant de la planète rouge avec un âge de cristallisation de 4,5 milliards d'années. Elle semble avoir été arrachée à la croûte martienne il y a 16 millions d'années (Treiman, 1995b).

B. Les achondrites lunaires

On dénombre quatre groupes principaux de météorites lunaires.

B.1. Les basaltes

Ces roches, tout comme celles rapatriées par les missions Apollo, montrent une très grande diversité chimique et minéralogique (Papike *et al.*, 1998). La classification actuellement retenue (Le Bas, 2001) permet une subdivision en quatre groupes avec comme éléments discriminants pour les basaltes, les anorthosites et les brèches mixtes :

- la concentration en aluminium généralement rapportée comme masse de Al_2O_3 présente dans l'échantillon (**Fig.23**) ;

- le rapport entre oxyde ferreux et oxyde magnésien, généralement rapporté comme le rapport massique $MgO/[MgO + FeO]$;

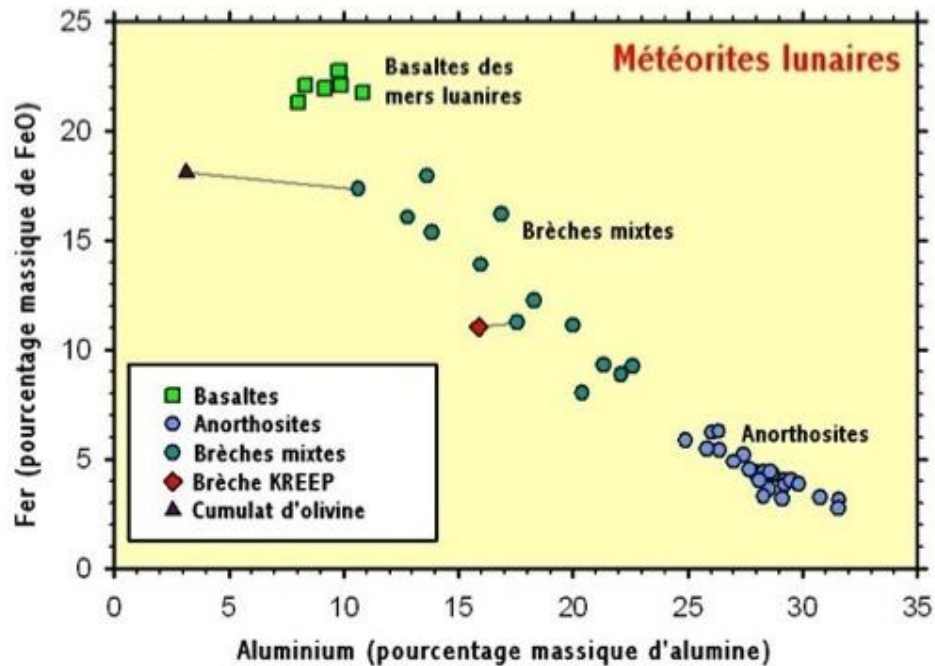


Fig.23 : Diagramme Alumine-Fer, discriminant chimiquement les trois groupes de météorites lunaires (Le Bas, 2001).

Les “mare basalts” proviennent des mers lunaires. Ces trapps volcaniques datant de 3,8 milliards d’années environ (fin de la période intense de bombardement météoritique dans le système solaire) sont comparables à ceux que l’on peut trouver en Inde et qui correspondent à de vastes épanchements de laves couvrant plusieurs milliers de km^2 sur plusieurs centaines de mètres d’épaisseurs (Shearer et Papike, 1999). Les météorites lunaires de type “mare basalt”, récoltées jusqu’à aujourd’hui, présentent la particularité d’être très pauvres en oxyde de titane contrairement aux échantillons récoltés par les astronautes de la NASA (Basilevsky *et al.*, 2009).

B.2. Les anorthosites

Elles sont composées en majorité par du feldspath plagioclase calco-sodique, et proviennent de ce que l’on pourrait appeler les « highlands » lunaires. Ce sont des météorites bréchiformes monomictes avec un contenu assez élevé en calcium et aluminium, contrairement aux roches provenant des mers lunaires (Stöffler *et al.*, 1980 ; Le Bas, 2001).

B.3. Les brèches mixtes

Ces météorites proviennent des surfaces lunaires entre mers basaltiques et hautes terres anorthositiques. Elles correspondent à un mélange de fragments rocheux assez divers et peuvent être subdivisées, grâce à la présence des éléments sidérophiles (Pt, Ir, Ni, Co, Ga, Ge, Os, Au,...), en deux groupes (Warren *et al.*, 1989 ; McKay *et al.*, 1991 ; Korotev, 1999) :

- les brèches régolithiques riches en éléments sidérophiles :

La croûte de la Lune étant généralement appauvrie en ce genre d'éléments, ceux-ci ont été amenés par des corps astéroïdaux de tout type, bien que principalement chondritiques, que l'on peut retrouver mélangés dans le matériau régolithique (couche de poussière ou de roche finement bréchiforme recouvrant la surface lunaire) sous forme de micro-fragments ou de micro-météorites ;

- les brèches régolithiques pauvres en éléments sidérophiles :

Ces matériaux représentent généralement des brèches assez grossières arrachées à la croûte lunaire profonde par un impact météoritique violent. L'impact ayant directement fait passer les minéraux de la croûte à l'espace, ceux-ci n'ont pas été contaminés en éléments sidérophiles par l'impacteur.

B.4. Les gabbros

Les gabbros lunaires, comme leurs équivalents terrestres, sont des roches cumulatives ou plutoniques, formées à partir de la fusion de matériaux mantelliques primitifs de type péridotite. Contrairement aux basaltes, les gabbros ont subi un refroidissement relativement lent du fait de leur profondeur de formation, conduisant à une cristallisation complète. Les gabbros des météorites lunaires sont tous très riches en olivine. Bien qu'ils aient des mécanismes de formation proches de ceux des gabbros terrestres, les gabbros lunaires s'inscrivent dans une séquence de roches ignées différente de celle que nous connaissons pour notre planète, et qui devrait ressembler à ceci (Spudis et Davis, 1986 ; Elthon, 1987) :

- anorthosite ; anorthosite gabbroïque ; anorthosite noritique ; anorthosite troctolitique ; gabbro-norite anorthositique ; norite anorthositique ; trocolite anorthositique ; gabbro ; gabbro noritique ; norite gabbroïque ; norite ; troctolite ; pyroxénite ; péridotite ; dunite.

Les gabbros lunaires sont donc extrêmement précieux dans l'étude de la géodynamique lunaire et représentent les plus profonds échantillons de roches que nous

connaissions de la Lune, en attendant la découverte d'éventuelles péridotites ou dunités, comme cela a déjà été le cas pour Mars ou 4Vesta.

II.2.1.2.3. Les achondrites primitives non différenciées

Les achondrites primitives non différenciées correspondent à des roches dont l'âge de formation est proche de celui des chondrites ou du système solaire (Krot *et al.*, 2003). Ces variétés d'achondrites primitives ont toutes en commun d'être les plus proches des chondrites. Bien qu'ayant subi un métamorphisme, celui-ci est resté relativement modéré et étalé sur une courte période de temps (Mittlefehldt, 2004). La minéralogie de ces achondrites a été affectée à des degrés divers, mais toujours relativement faible. Cela se remarque nettement dans la classe des acapulcoïtes et des lodranites, qui montrent encore parfois des reliques de chondres et des veines de métal dans leur matrice finement recristallisée (Mittlefehldt *et al.*, 1996). Trois types peuvent être distingués dans ce groupe.

A. Les lodranites

Les lodranites sont apparentées à la classe des acapulcoïtes (Mittlefehldt *et al.*, 1996). Ces deux types indissociables, car très concordants isotopiquement (de l'oxygène surtout) représentent les meilleurs exemples d'achondrites primitives : une texture achondritique associée à une chimie quasi chondritique. Les données chimiques indiquent que le corps parent des lodranites/acapulcoïtes serait à la base très hétérogène, incluant des matériaux dont le degré d'oxydation se situerait entre les chondrites de type E et les chondrites de type H (McCoy *et al.*, 1997a ; McCoy *et al.*, 1997b). Les lodranites semblent avoir subi un métamorphisme thermique plus fort que les acapulcoïtes, à des températures évoluant entre 1050 et 1200°C, et laissant une matrice aux cristaux plus grossiers, sans aucune relique de chondres (McCoy *et al.*, 1997b). Les lodranites sont interprétées comme des résidus de fusion après migration du liquide de fusion basaltique (McCoy *et al.*, 1997a) .

B. Les acapulcoïtes

Celles-ci semblent avoir subi un métamorphisme thermique modéré entre 950-1000°C (McCoy *et al.*, 1997b), laissant souvent apparaître des reliques de chondres dans la matrice, à l'inverse des lodranites (McCoy *et al.*, 1996 ; Rubin A. E. (2007). On pourrait rapprocher les acapulcoïtes d'un type 7 pour les chondrites (Mittlefehldt *et al.*, 1998).

C. Les winonaïtes

Elles représentent des achondrites primitives composées de larges cristaux de pyroxène, d'olivine, de sulfures mixtes de fer et nickel et du ferronickel natif (Benedix *et*

al., 1998). Comme toutes les achondrites primitives, leur âge de formation est très ancien et se situerait à environ 4,5 milliards d'années (Mittlefehldt *et al.*, 1998).

D. Les brachinites

Ces météorites se distinguent des autres espèces astéroïdales par leur teneur élevée en olivine pouvant dépasser 90 % (Nehru *et al.*, 1983 ; Nehru *et al.*, 1996). Elles sont de composition chondritique mais présentent, cependant, des textures achondritiques (Mittlefehldt *et al.*, 1998). Les brachnites correspondent probablement à des cumulats d'origine astéroïdale (Mittlefehldt, 2004). Elles sont sensiblement plus riches en fer (environ 20 %) que la dunite qui compose les chassignites. L'âge de formation bien plus élevé des brachinites, 4,5 milliards d'années, permet aussi de discriminer l'origine de ces deux classes (Nehru *et al.*, 1996).

E. Les ureilites

Elles représentent des achondrites primitives dont l'âge de formation avoisine 4,5 milliards d'années. Les mécanismes de formation de ces météorites restent encore assez mal connus. La théorie la plus répandue étant celle d'une cristallisation à partir d'un résidu de fusion de matériaux primitifs dans plusieurs corps parents riches en carbone (Clayton et Mayeda, 1988). En effet, les ureilites, composées majoritairement d'olivine avec accessoirement de la pigeonite, de la troilite et du ferronickel, possèdent une matrice riche en graphite, nano-diamants et lonsdalite (Goodrich, 1992) et dont les rapports isotopiques de l'oxygène sont concordants avec ceux des chondrites carbonées (CM, CI, ...) (Clayton et Mayeda, 1996).

Les polymorphes du graphite, comme les diamants, semblent avoir été formés lors de chocs très violents relativement tôt dans l'histoire du système solaire (Goodrich *et al.*, 1987). La présence de ces fameux nano-diamants les rend notoirement difficiles à couper et à polir.

II.2.2. Les météorites métalliques ou sidérites

Toutes les sidérites ont en commun un même mécanisme de formation. Il s'agit de la ségrégation entre fer et silicates favorisée par des réchauffements dus aux frictions internes et aux désintégrations de certains isotopes à courte durée de vie comme par exemple Al^{26} (Goldstein et Short, 1967). Le résultat correspond à un corps sphérique dont le cœur est métallique et la croûte rocheuse. Dans les temps qui suivent, le cœur métallique liquide qui refroidit a tendance à cristalliser. D'abord, le mélange de ferronickel cristallise en un solide riche en nickel appelé taenite, puis quand le liquide restant est suffisamment

appauvri en ce métal, la kamacite (4 à 7,5 % de Ni) remplit les interstices (Chabot et Drake, 1999).

Les sidérites se subdivisent en trois catégories principales (**Fig.24**) : les ataxites, les octaédrites et les hexaédrites (Scott et Wasson, 1975 ; Haack et McCoy, 2003).

Les hexaédrites sont les plus pauvres en nickel (entre 5 et 6 %) et ont une structure microcristalline hexaédrique. Leur composition générale et leurs conditions de formation n'ont pas permis l'émergence de structures de Widmanstätten, mais l'on peut fréquemment constater des structures de déformation, dues aux chocs subis par ces météorites, appelées aussi lignes de Neumann.

Les octaédrites sont les plus courantes des sidérites et sont moyennement riches en nickel (entre 7 et 15 %). Elles sont classées selon les largeurs et les structures des bandes de Widmanstätten.

Les ataxites (du grec *ataxos* = sans ordre) sont les plus riches en nickel (de 16 % jusqu'à très exceptionnellement 60 %). Les structures de Widmanstätten sont très rarement discernables à une attaque à l'acide nitrique.

Un classement chimique plus systématique s'opère à partir du contenu des éléments traces tels que l'iridium, le gallium, le germanium, le platine et l'or. Replacées dans des diagrammes spécifiques, les sidérites se regroupent en 13 catégories (Wasson, 1967 ; Scott et Wasson, 1975 ; Wasson *et al.*, 1989) (**Fig.25 et 26**) :

- le groupe IVB ; le groupe IVA ; le groupe IIIF ; le groupe IIIE ; le groupe IIICD ; le groupe IIIAB ; le groupe IIG ; le groupe IIE ; le groupe IID ; le groupe IIC ; le groupe IIAB ; le groupe IC et le groupe IAB.

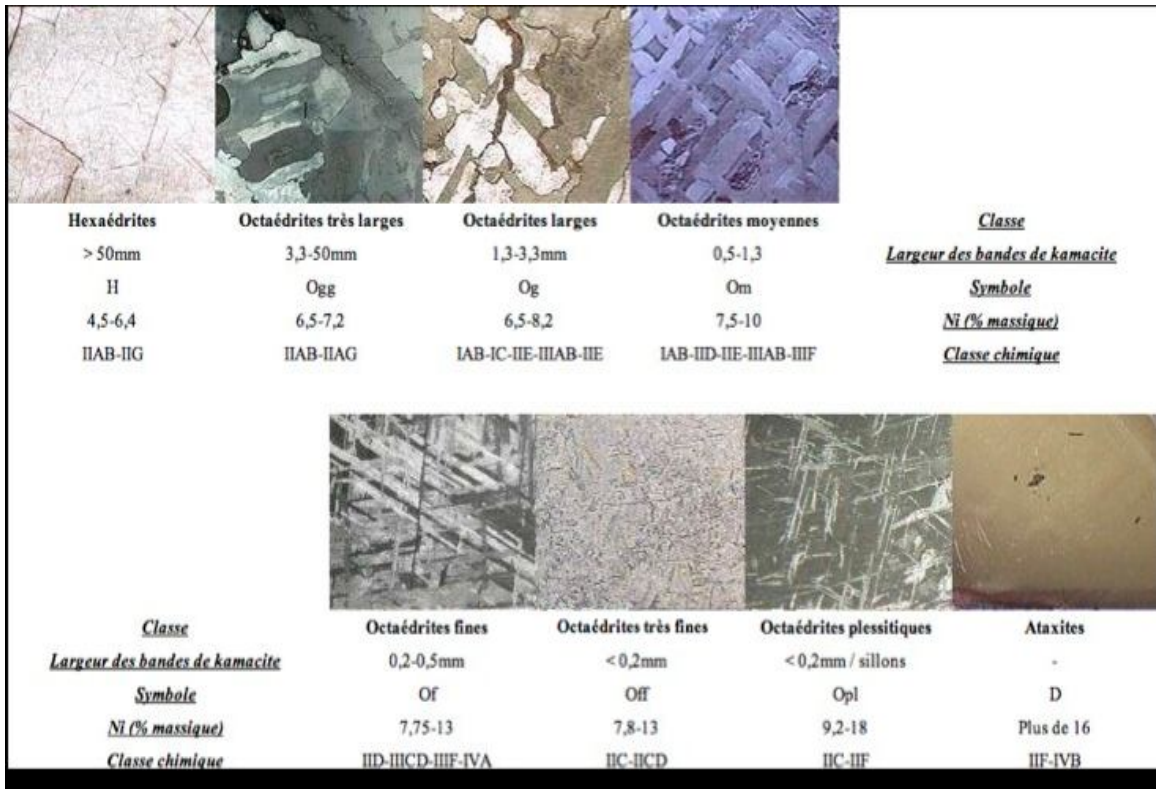


Fig. 24 : Classification structurale des sidérites (Haack et McCoy, 2003).

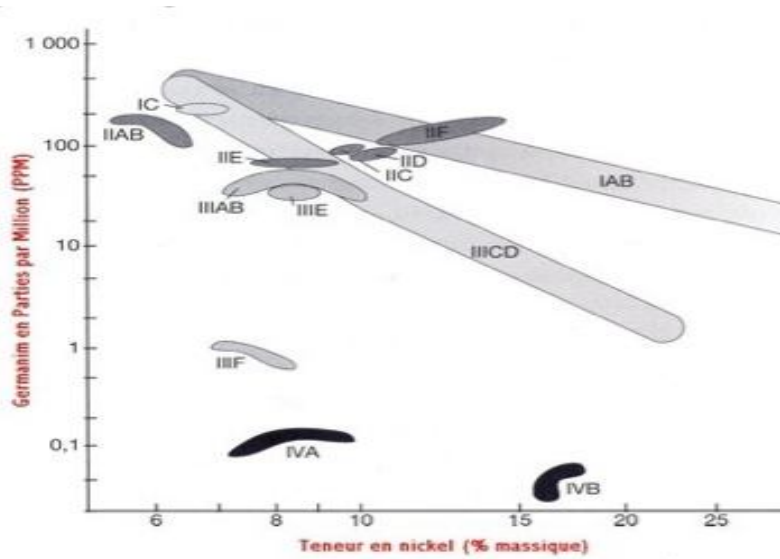


Fig. 25 : Classification chimique des sidérites dans le diagramme Ge vs Ni selon Scott et Wasson (1975).

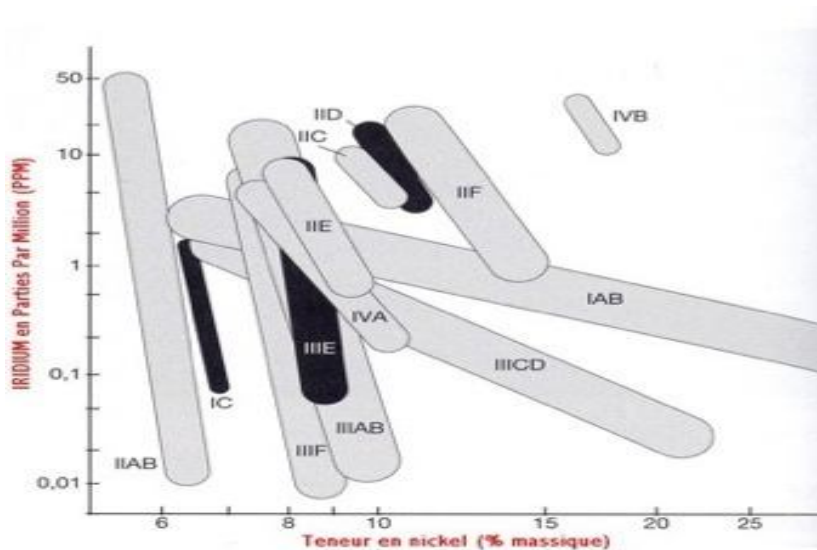


Fig. 26 : Classification chimique des sidérites dans le diagramme Ir vs Ni selon Scott and Wasson (1975).

II.2.3. Les météorites mixtes

Les météorites dites mixtes étaient autrefois appelées « mésosidérites », mais les classifications actuelles destinent ce terme à l'appellation d'une seule des deux sous-classes de météorites mixtes qui sont alors les mésosidérites et les pallasites.

Les météorites mixtes sont un mélange de deux composants qui proviennent de la différenciation d'un astéroïde.

Les mésosidérites sont formées par une partie silicatée et une partie ferro-métallique. La partie silicatée des mésosidérites est principalement composée de plagioclases et de pyroxènes très métamorphisés et que l'on pourrait comparer aux achondrites HEDDO (Haack et McCoy, 2003). Cela conduit à la conclusion que les mésosidérites pourraient résulter d'une immersion de roches achondritiques dans un liquide ferro-métallique lors d'un impact suivi d'un échange de matière entre deux corps parents de grande taille (Rubin et Mittlefehldt, 1993). Ceci est corroboré par des mesures qui donnent les mésosidérites pour très anciennes (par exemple $4,478 \pm 0,09$ milliards d'années), époque où les impacts entre astéroïdes étaient extrêmement nombreux (Quitté *et al.*, 2005).

Les pallasites ont dans la quasi-totalité des cas une partie silicatée composée d'olivines riches en magnésium (Scott, 1977 ; Mittlefehldt *et al.*, 1998). Il semblerait que les pallasites résultent d'un mélange cœur/manteau d'un corps parent de type IIIAB, où

une recristallisation lente a permis le développement de phénocristaux d'olivine et leur incarceration dans un liquide métallique en solidification (Greenberg et Chapman, 1984 ; Yang *et al.*, 2010).

II.3. Les degrés d'altération terrestre et de choc dans les météorites

Les météorites ont subi des transformations par altération au cours de leurs séjours à la surface de la planète Terre. Elles ont également subi des phénomènes de choc par des impacts successifs dans leurs corps parents. Il a été mis en évidence plusieurs degrés de choc (Stoffler *et al.*, 1991) et d'altération (Wlotzka, 1993).

II.3.1. Les degrés d'altération d'une météorite

Les météorites pourraient avoir résidé sur la surface de la Terre pendant des milliers d'années et où elles ont été affectées par différents agents d'altération tels que l'eau de pluie, l'oxygène atmosphérique, les sels des sols, le vent et les variations de température. Tous ces facteurs influencent les mécanismes et les taux d'altération. Le degré d'altération indique la modification des propriétés physico-chimiques subie par les météorites et causée par les agents atmosphériques (Wlotzka, 1993).

Le degré d'altération s'exprime par la lettre W (Weathering) et un chiffre de 0 à 6. Le degré 6 indique un grade d'altération très poussé. Les degrés d'altération de Wlotzka (1993) s'établissent ainsi :

- **W0** : oxydation non visible du métal ou du sulfure mais des taches limonitiques peuvent être perceptibles en lumière transmise. Les chutes fraîches sont d'habitude de ce degré, bien que quelques unes soient déjà W1 ;
- **W1** : bordures mineures d'oxydes autour du métal et de la troïlite avec des veines d'oxydes mineures ;
- **W2** : oxydation modérée du métal (environ 20 à 60 % étant affecté) ;
- **W3** : oxydation bien visible du métal et de la troïlite (60 à 95 % étant remplacé) ;
- **W4** : oxydation complète (> 95 %) du métal et de la troïlite mais aucune altération des silicates ;
- **W5** : début d'altération des silicates mafiques, principalement le long des fissures ;
- **W6** : remplacement massif des silicates par des minéraux argileux et des oxydes.

II.3.2. Grade de choc (Stöffler *et al.*, 1991 ; modifié par Schmidt *et al.*, 1994, Schmidt et Stöffler, 1995 et Rubin, 2004)

Le degré de choc indique le degré des transformations physiques et minéralogiques produit lors de la collision entre météores dans l'espace. On l'indique par la lettre S (Shock) et un nombre de 1 à 6 (**Tab.3**). Le tableau ci-dessous récapitule les principales caractéristiques pétrographiques, observables en lames minces, et qui permettent la classification. La dernière colonne indique la pression approximative nécessaire pour produire les changements observés. Initialement prévu pour les chondrites, on l'applique aujourd'hui à toutes les météorites.

Degré de choc	Olivine	Pyroxène	Plagioclase	Effets locaux	Pression de choc (GPa)
S1	Extinction nette fractures irrégulières			aucun	moins de 5
S2	extinction ondulée, fractures irrégulières	extinction ondulée, fractures irrégulières, quelques fractures planaires	extinction ondulée, fractures irrégulières	aucun	5 à 10
S3	fractures planaires, extinction ondulée	fractures irrégulières	extinction ondulée	veines de choc opaques, quelques poches de fusion	10 à 15
S4	fractures planaires, faible mosaïcisme	macle sur la face (100)	extinction ondulée, déformations planaires partiellement isotropes	veines de choc opaques, poches de fusion et veines interconnectées	25 à 35
S5	fractures planaires, fort mosaïcisme, déformations planaires	fractures planaires, fort mosaïcisme	maskelynite	poches de fusion généralisées, veines de choc opaques	45 à 60
S6	transformation partielle en ringwoodite, fusion en périphérie des cristaux	fusion en périphérie des cristaux, formation de majorite	fusion de la maskelynite et transformation en verre	poches de fusion généralisées, veines de choc opaques	75 à 90

Tab.3 : Caractéristiques principales observables dans les météorites et liées à différents degrés de choc. (*in* Hutchison, 2004 ; Rubin *et al.*, 1997 ; Stöffler *et al.*, 1991).

II.4. Relations de compositions à travers les corps

II.4.1. Compositions minéralogiques

Les compositions minéralogiques des roches provenant des corps célestes comparées à celle de la planète Terre sont indiquées dans le **Tab.4**.

	Fe/Mn (pyroxène)	plagioclase	Fe-métal	Sulfure	altération secondaire
HED	35	An ₉₀	oui	troïlite	absente
angrites	90	An ₉₉	non	troïlite	absente
Lune	70	An ₉₂	oui	troïlite	absente
Terre	60	An ₁₀₋₉₀	non	pyrrhotite	phases hydratées
Mars	35	An ₅₀	non	pyrrhotite.	phases hydratées

Tab. 4 : Compositions minéralogiques de roches terrestres et extra-terrestres
(in Lindstrom *et al.*, 1994).

II.4.2. Compositions chimiques totales

Les compositions chimiques totales des roches provenant des corps célestes comparées à celle de la planète Terre sont reportées dans le **Tab.5**.

	Fe/Mn	K/U	K/La (xCI)	Rb/La (xCI)
HED	28-40	2,000	0,03	0,002-0,02
angrites	80-95	150	0,002-0,03	0,001
Lune	60-80	1,700	0,03	0,016
Terre	50-70	12,500	0,15	0,09
Mars	35-50	15,000	0,2	0,3
Venus	55 (±30)	12,500	0,1-0,2	0,1

Tab. 5 : Compositions chimiques totales de roches terrestres et extra-terrestres
(in Lindstrom *et al.*, 1994).

II.4.3. Compositions isotopiques d'oxygène

Les compositions isotopiques de l'oxygène des roches provenant des corps célestes comparées à celle de la planète Terre sont indiquées dans le **Tab.6**.

	$\Delta^{17}\text{O}$
HED	-0,2
angrites	-0,2
Lune	0,00
Terre	0,00
Mars	+0,3
Venus	0,0-0,3

Tab.6 : Compositions isotopique de l'oxygène des roches terrestres et extra-terrestres (*in* Lindstrom *et al.*, 1994).

Le $\Delta^{17}\text{O}$ est une mesure du décalage du $\delta^{17}\text{O}$ des échantillons par rapport aux compositions terrestre représentées par la ligne de fractionnement terrestre (TFL) : le $\Delta^{17}\text{O} = \delta^{17}\text{O} - (0,52 \times \delta^{18}\text{O})$ qui sont exprimés en pour mille (‰) par rapport à un standard (SMOW = Standard Mean Ocean Water = standard des eaux océaniques moyennes).

Une classification suivant l'origine d'un corps différencié ou non est illustrée dans la figure 27, les météorites différenciées ont une origine de corps de diamètre important par rapport aux petits corps qui n'ont pas subis de différenciation.

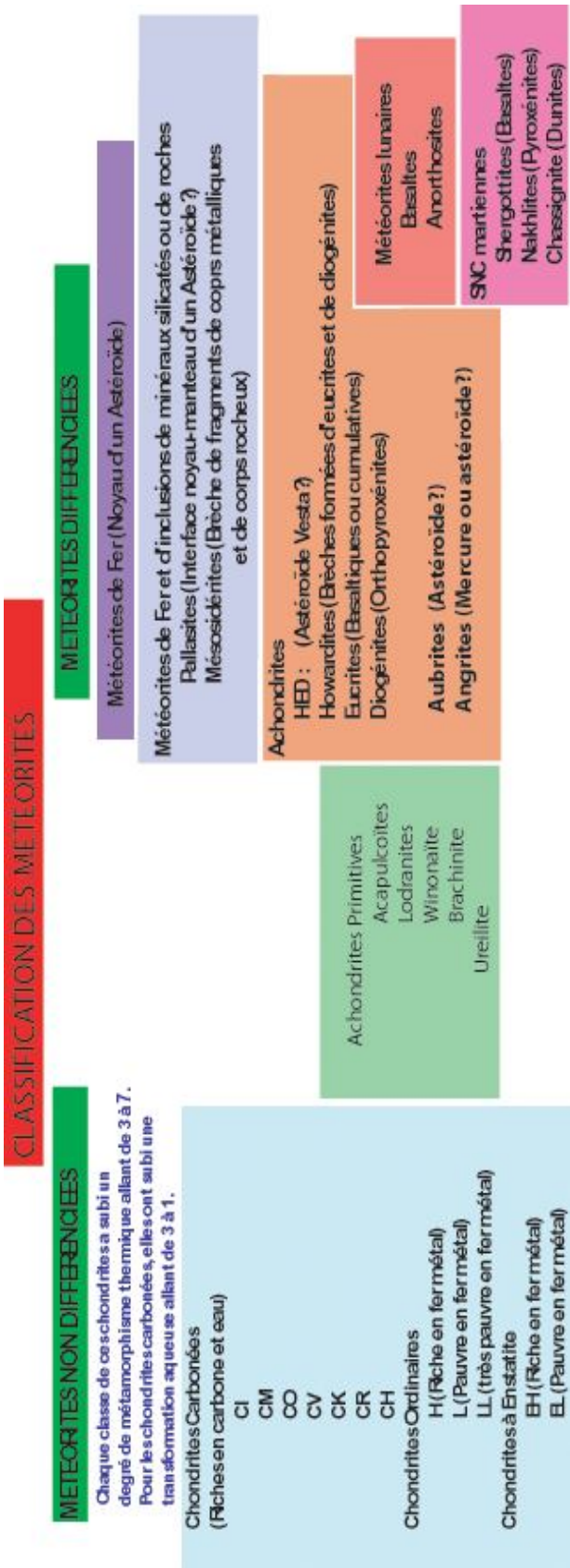


Fig. 27 : Classification générale des météorites.

Chapitre III

Le métamorphisme dans les chondrites et les achondrites

III.1. Le métamorphisme dans les chondrites

III.1.1. Introduction

Les chondrites ont subi des processus post-accrétion qui ont modifié leurs propriétés physico-chimiques initiales. Les principaux processus post-accrétion sont l'altération aqueuse et le métamorphisme thermique. Différents types pétrographiques ont été définis pour rendre compte de l'impact de ces processus, ils sont classés de 1 à 7 avec parfois des subdivisions subtiles, le type 3.0 étant considéré comme primitif. Les types inférieurs à 3.0 indiquent une altération aqueuse et les types pétrographiques supérieurs à 3.0 les transformations texturales et minérales liées au métamorphisme thermique (**Fig.28, Tab.7**).

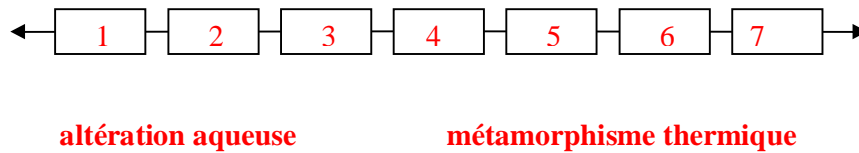


Fig.28 : Principaux processus post-accrétion subis par les corps parents des chondrites : l'altération aqueuse et le métamorphisme thermique (Brearley et Jones, 1998).

III.1.2. L'altération aqueuse

Typiquement, l'altération aqueuse aboutit à la formation de phyllosilicates hydratés (généralement serpentines et smectites) qui peuvent être associés à des carbonates, des sulfates, des oxydes et des sulfures secondaires (Brearley et Jones, 1998).

Les variations minéralogiques observées dans les différentes classes chondritiques seraient dues en partie à différentes conditions d'altération : P, T, fO_2 , rapport eau / roche (Zolensky et McSween, 1988).

Deux principaux modèles ont été proposés pour expliquer la présence de phases d'altération dans les chondrites (Brearley et Jones, 1998 ; Wilson et al., 1999). Ces modèles peuvent être résumés comme suit :

- une altération au sein de petits corps solides (qq dizaines de mètres) cassés par la suite. Les phases hydratées ont alors été mélangées avec des phases inaltérées au sein du corps parent final astéroïdal ;
- une altération sur les corps parents astéroïdaux.

III.1.3. Le métamorphisme thermique

Les corps différenciés non pas été les seuls à subir une élévation de température. En effet, les météorites chondritiques montrent également des preuves d'un réchauffement interne dans les corps non différenciés (Hanan et Tilton, 1985). Ce réchauffement, qui conduit à une recristallisation des minéraux, a modifié les textures des chondrites. Ces transformations relèvent de processus de métamorphisme.

La source de chaleur astéroïdale la plus importante est attribuée à la décroissance d'éléments radioactifs à courte période tels que ^{26}Al (Herndon et Herndon, 1977 ; McSween et *al.*, 1988) (**Fig.29**). Les chocs libèrent également de l'énergie cinétique convertie en énergie thermique (Fujii et *al.*, 1979 ; Miyamoto et *al.*, 1981 ; Rubin, 1995 ; Keil et *al.*, 1997).

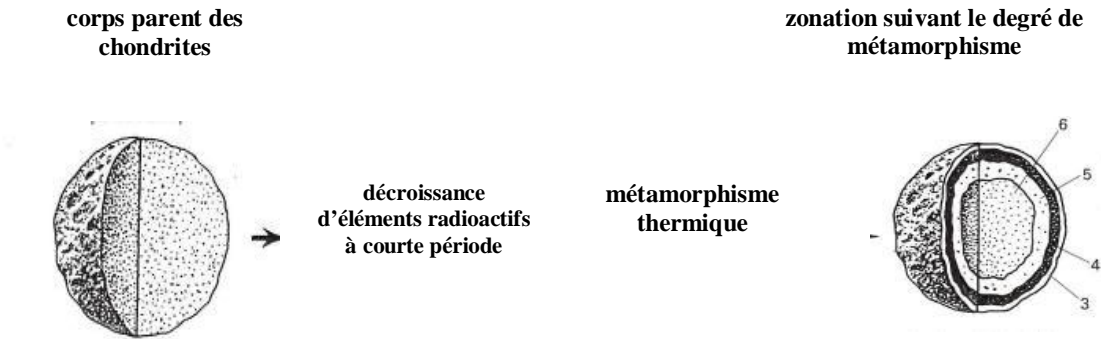


Fig.29 : Corps non différencié qui a subi une élévation de température croissante, depuis le cœur vers la bordure, engendrant une zonation suivant le degré de métamorphisme (*in* McSween et *al.*, 1988).

Quoique les chondrites de type 3 soient demeurées essentiellement non transformées, les types plus élevés ont subi une transformation thermique progressive ou de choc (type 3 = 400-600°C, type 4 = 600-700°C, type 5 = 700-750°C, type 6 = 750-950°C ; *in* Keil, 2000).

Dans le cas des météorites qui ont subi un métamorphisme de haute température pour produire la fusion du métal-sulfure, ce qui se produit le plus généralement en raison des événements d'impact, une texture magmatique serait produite. Dans ce cas, l'utilisation de la classification de Schmus-Wood ne serait plus valide, et ces météorites s'appelleraient donc des impact-melts.

III.1.4. Effets pétrographiques induits par le métamorphisme thermique :

La classification du métamorphisme s'inscrit sur une échelle allant de 1 (très faible métamorphisme) à 6 (très fort métamorphisme). Van Schmus et Wood (1967) ont proposé une classification selon les caractéristiques pétrologiques des chondrites. Les variations de ces caractéristiques ont été expliquées par des processus métamorphiques agissant sur les matériaux chondritiques primitifs. Le type 7 est quelque fois controversé (Takeda et *al.*, 1984 ; Mittlefehldt et Lindstrom, 2001). Ces types de météorites été classés comme des impact-melts (Taylor et *al.*, 1979 ; Yolcubal et Sack, 1997 ; Mittlefehldt et Lindstrom, 2001).

Les critères qui indiquent qu'une chondrite semble plus fortement équilibrée par rapport à d'autres sont :

- l'homogénéité des compositions des silicates
- le verre igné
- les minéraux métalliques
- la texture

III.1.4.1. L'homogénéité des compositions des silicates :

Les olivines et les pyroxènes hétérogènes indiquent un degré élevé de déséquilibre et tendent à devenir plus homogènes en composition avec des degrés progressifs d'équilibre. Le degré d'homogénéité peut être indiqué en mesurant le contenu de FeO dans un grand nombre de cristaux d'olivine et de pyroxène aléatoirement choisis dans une chondrite et ensuite obtenir "la déviation moyenne" de composition d'olivine et de pyroxène. Parmi les chondres, les analyses ne doivent pas prendre en compte les analyses des chondres barrés mais uniquement celles des chondres porphyriques.

III.1.4.1.1. Le pyroxène :

L'augmentation de l'abondance du pyroxène pauvre en calcium monoclinique au dépend du pyroxène pauvre en calcium orthorhombique dans les chondrites se corrèle avec la recristallisation progressive d'une chondrite. L'état monoclinique du pyroxène est le produit naturel au cours de la formation des chondrules (Zanda, 2004). Le pyroxène orthorhombique représente l'inversion de l'état monoclinique métastable dans des conditions de métamorphisme de haute température (Kessel et *al.*, 2007) (**Fig.30**).

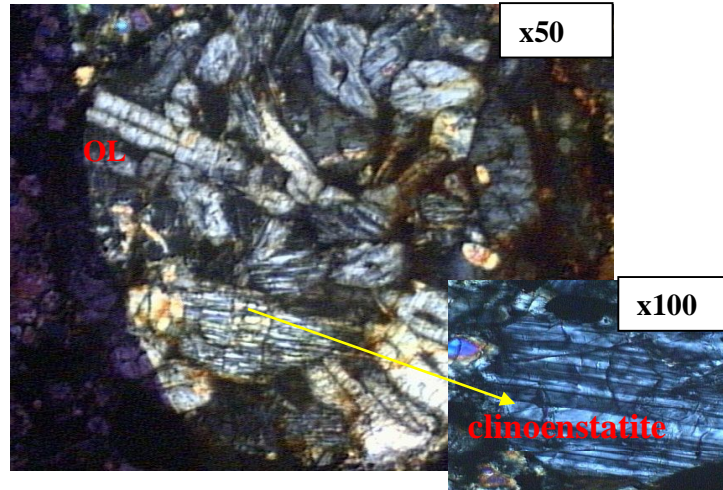


Fig.30 : Chondre porphyrique formé de clino-enstatites (macles polysynthétiques) dans une chondrite de type3 (LPA).

III.1.4.1.2. Le feldspath :

Sears et Dodd (1988) ont noté que seules les chondrites bien recristallisées peuvent contenir des grains de feldspath visibles en sections minces (**Fig.31**). Ces feldspaths sont le produit principal de la recristallisation métamorphique du verre primaire des chondres et de la matrice dans les chondrites.

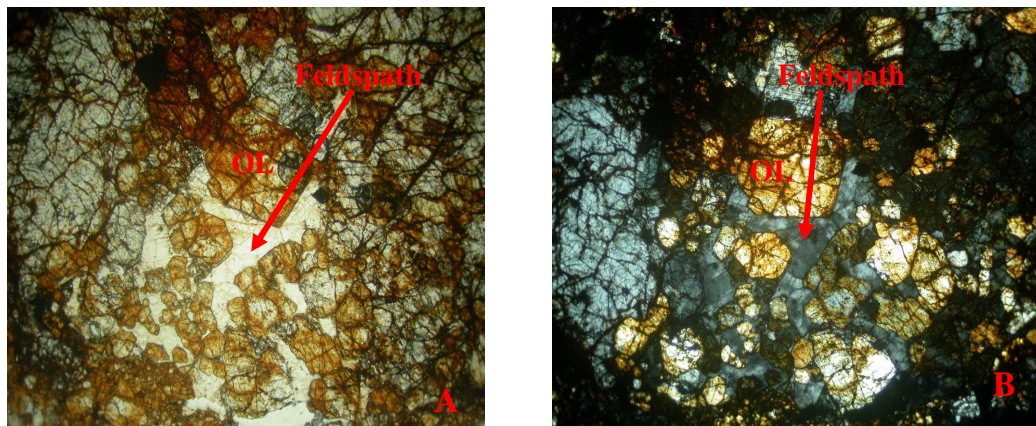


Fig.31: vues d'une chondrite ordinaire totalement recristallisée et renfermant des sections bien visibles de feldspath (A en L.N. et B en L.P.A. ; x 50).

III.1.4.2. Le verre igné :

Le verre igné peut être observé dans les chondrules des chondrites légèrement ou non métamorphosés (**Fig.32**). Le verre des chondrules étudiés a des compositions riches en Na, Al et Si et pauvres en Fe, Mg et Ca. Ce verre primaire est absent dans les chondrites très recristallisées (Huss et al., 2006).

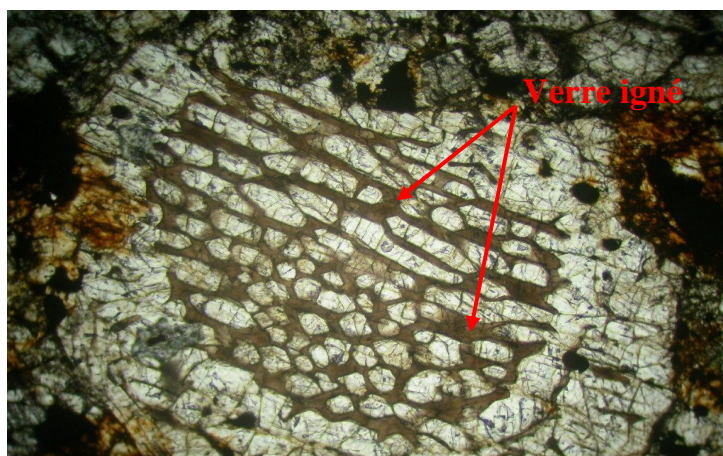


Fig.32 : Chondre renfermant du verre igné dans une chondrite ordinaire de type 3 (L.N. x100).

III.1.4.3. Les minéraux métalliques :

Le métal dans la plupart des chondrites est réparti, selon Rubin (1996), en kamacite (4 à 7 % de Ni) et en taenite (30 à 55 % de Ni). La taenite est secondaire et est due à des démixions au cours du métamorphisme (Rubin, 1990). Les chondrites non métamorphosées contiennent des sulfures riches en nickel (troilite : 1 à 3 % de Ni ; pentlandite : jusqu'à 45 % de Ni) (Afiattalab et Wasson, 1980 ; Brearley et Jones, 1998).

Les transformations qu'ont subi les phases opaques par métamorphisme dans les chondrites ont mené à l'établissement d'une échelle métamorphique ([Willis et Goldstein, 1983](#) ; Laurretta et al., 1997 ; Kimura et al., 2008). Dans le type 3.0, les grains arrondis de métal et de sulfure restent associés. Du type 3 à 4, le métal et le sulfure se séparent l'un de l'autre et les grains de sulfures se forment en agrégats. Les grains opaques à l'intérieur des chondrules deviennent plus angulaires. Du type 4 à 5, la ségrégation du métal et du sulfure devient complète et les grains de métal fusionnent graduellement, leurs formes étant régies par les espaces entre les silicates. La recristallisation continue du type 5 à 6, et

à partir du type 6, les chondrules ont disparu et les grains de métal sont devenus plus petits et plus éparpillés.

III.1.4.4. La texture :

Le métamorphisme peut causer une homogénéisation des textures et c'est là la principale caractéristique montrant que les chondrites ont subi une recristallisation thermique (Dodd, 1969 ; Kessel et *al.*, 2007). Les chondrites non métamorphiques contiennent des chondrules très bien délimitées inclus dans une matrice opaque et noire (**Fig.33**). Dans les chondrites fortement métamorphiques, la matrice est fusionnée avec les chondrules lesquels sont à peine reconnaissables. Tous les stades intermédiaires peuvent être discernés et la **Fig.41** illustre certaines des variations de texture observées dans les chondrites.

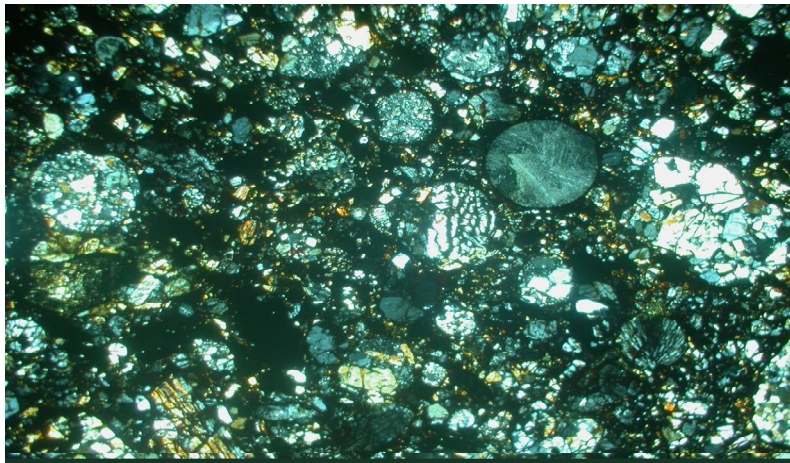


Fig.33 : Texture chondritique bien individualisée dans une chondrite de type 3 (L.P.A. x25).

III.1.5. L'échelle pétrographique :

Van Schmus et Wood (1967) ont introduit une échelle définissant 6 types pétrologiques. Cette échelle permet de rendre compte des variations minéralogiques et pétrographiques au sein d'une même classe de chondrites. Cette échelle ne prenait en compte que le métamorphisme thermique dont l'intensité était croissante du type 1 jusqu'au type 6.

McSween (1979) a introduit une nouvelle définition des types pétrologiques prenant en compte à la fois l'altération aqueuse et le métamorphisme thermique : les météorites les plus primitives pétrologiquement sont celles de type 3 ; l'intensité de l'altération aqueuse augmente d'un type 3 vers un type 1, et l'intensité du métamorphisme thermique augmente d'un type 3 vers un type 6.

Ces critères ci-dessus ont été utilisés pour définir six types pétrologiques dans les chondrites indépendamment des différences chimiques. Ces six types sont numérotés par ordre de degré croissant d'équilibre.

III.1.5.1. Le type 1 :

Ce type est défini pour les chondrites carbonées de type 1. Leurs caractéristiques sont le manque de chondrules et le contenu élevé en volatils, eau, carbonates, graphite, composés organiques et sels solubles (Kessel et *al.*, 2007). La météorite est formée essentiellement par un matériel à grain très fin. Les minéraux magnésiens sont souvent hydratés comme les serpentines (McSween, 1987). Ce sont les chondrites les plus primitives. La présence de matières organiques indique que la température de ce type de météorites n'a jamais dépassé 300°C (Huss et *al.*, 2006).

III.1.5.2. Le type 2:

Le type pétrologique 2 est basé principalement sur les caractéristiques des chondrites carbonées de type 2. Les critères principaux pour ce groupe sont selon Kessel et *al.* (2007) :

- la composition largement variable de l'olivine et le pyroxène ;
- un rapport relativement élevé matrice/chondrules (non lié au métamorphisme ou au degré d'équilibration) ;
- un pourcentage élevé en clinopyroxènes par rapport aux orthopyroxènes ;
- un verre igné dans les chondrules ;
- la présence de Ni dans les phases sulfurées ;
- la présence de teneurs modérées en carbone et en eau (Browning et *al.*, 1996).

La température de réchauffement dans ce type de météorites est généralement comprise entre 300 et 400°C (Huss et *al.*, 2006).

III.1.5.3. Le type 3 :

Le type pétrologique 3 est défini principalement sur la base des chondrites des groupes H, L et LL non équilibrées. Les degrés de variabilité d'olivine et du pyroxène ainsi que les propriétés pétrologiques de ces chondrites sont bien connus (Dodd, 1969). Cette variabilité compositionnelle d'olivine et de pyroxène n'est pas applicable au groupe des chondrites E (à enstatite). Ces données ne sont pas bien définies pour les chondrites du groupe C. Les critères principaux pour ce type sont :

- la grande variabilité de composition d'olivine et de pyroxène (déviations moyennes $>5\%$ en composition en olivine) (Dodd *et al.*, 1967) ;
- la présence de verre igné isotrope dans les chondrules (**Fig.34**) ;
- les chondrules et la texture chondritique sont bien définis (**Fig.35**) ;
- l'absence ($< 0.5\%$) de Ni dans les phases sulfurées à majorité de clinopyroxènes relatif aux orthopyroxènes ;
- un contenu significatif en carbone (0,2 à 1 %) selon Kessel *et al.* (2007).

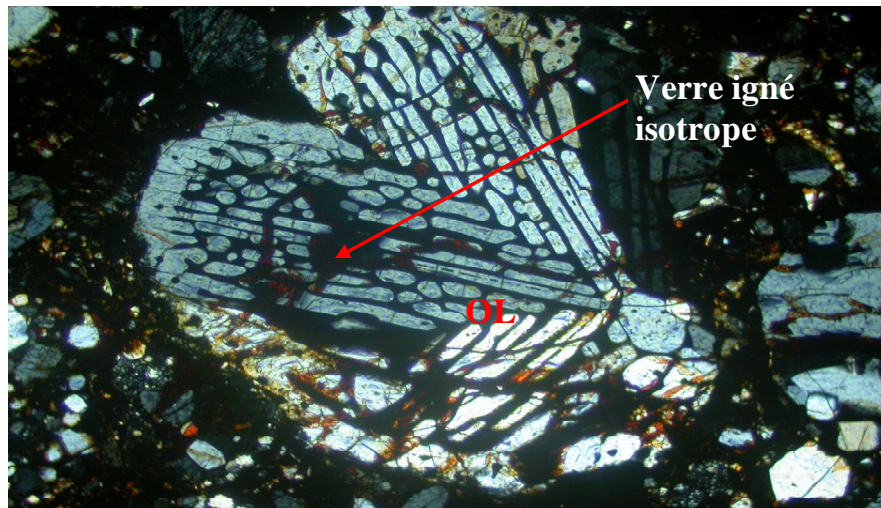


Fig.34 : Chondre barrée d'olivine renfermant du verre igné isotrope dans une chondrite ordinaire de type3 (L.P. x100).

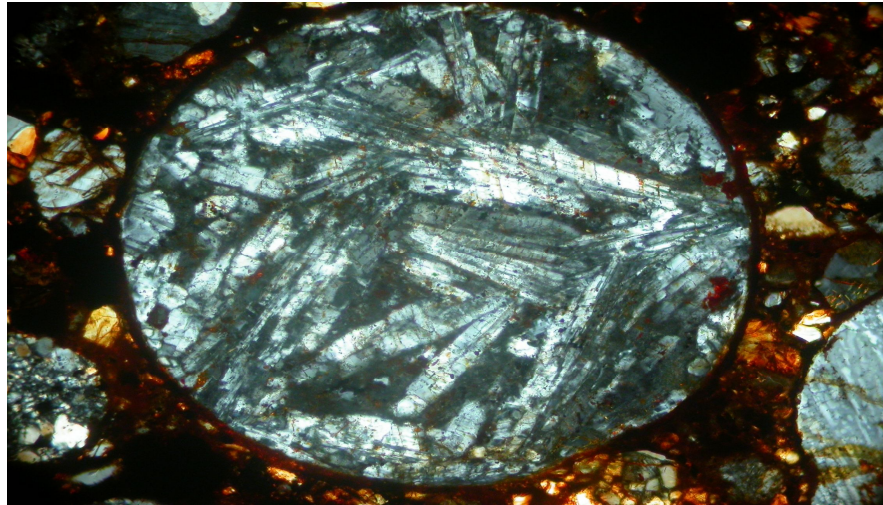


Fig.35 : Chondrite ordinaire de type 3 renfermant un chondre porphyrique à pyroxènes très bien défini (L.P. x50).

De ces caractéristiques, la variabilité d'olivine est la plus diagnostiquée et est déterminée par analyse à la microsonde. En l'absence de telles données, la présence ou l'absence de verre primaire isotrope peut être utilisée, car il présente une corrélation avec l'hétérogénéité de l'olivine. La température de réchauffement dans ce type de météorites est comprise entre 450 et 500°C (Huss et *al.*, 2006).

Pour le type 3, une nouvelle technique, portant sur la variation de la teneur en Cr de l'olivine dans les chondrules (**Fig.36**), a été utilisée pour distinguer les types les plus primitifs : 3.0, 3.1, 3.2...(Grossman et Brearley, 2005).

III.1.5.4. Le type 4 :

Le type pétrologique 4 est défini par des caractéristiques relativement ambiguës. Ce type représente la transition entre des chondrites extrêmement variables et des chondrites uniformes. Par conséquent, plusieurs des caractéristiques ne sont pas trop explicites, ayant un large intervalle. Ces caractéristiques portent principalement sur des chondrules bien définis avec une tendance vers la recristallisation notable.

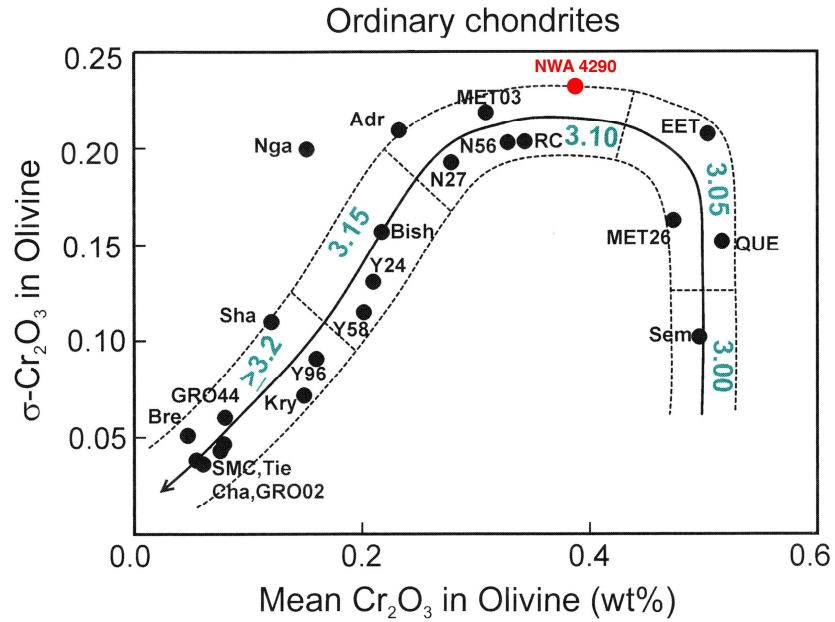


Fig.36 : Diagramme de la déviation standard par rapport à la moyenne du Cr_2O_3 des olivines des chondrules, dans les chondrites ordinaires (in Grossman et Brearley, 2005)

Le verre igné, trouble et biréfringent, peut être présent (**Fig.37**). L'olivine et le pyroxène sont habituellement uniformes en composition mais peuvent être variables (environ 5 % de déviation moyenne selon Dodd et *al.* (1967)). Le clinopyroxène est habituellement abondant.

De ces propriétés, il ressort que la présence des quantités principales de clinopyroxène (approximativement 20 % de pyroxène total) est la plus importante et a été employée en l'absence d'un choix diagnostique basé sur les autres critères afin de séparer le type 4 chondrites du type 5 chondrites (Dodd, 1969 ; Kessel et *al.*, 2007). La température de réchauffement dans ce type de météorites est comprise entre 550 et 600°C (Huss et *al.*, 2006).

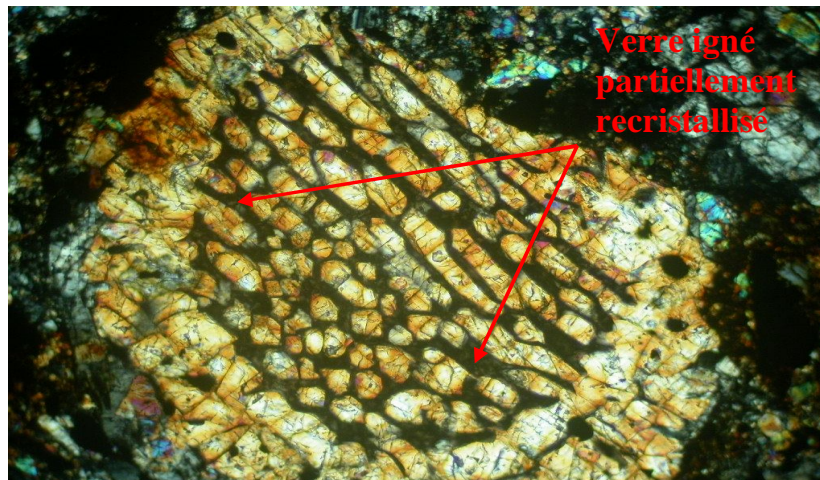


Fig.37 : Chondrite ordinaire de type 4 renfermant un chondroclast d'olivine barrée avec du verre partiellement recristallisé (L.P. ; x100).

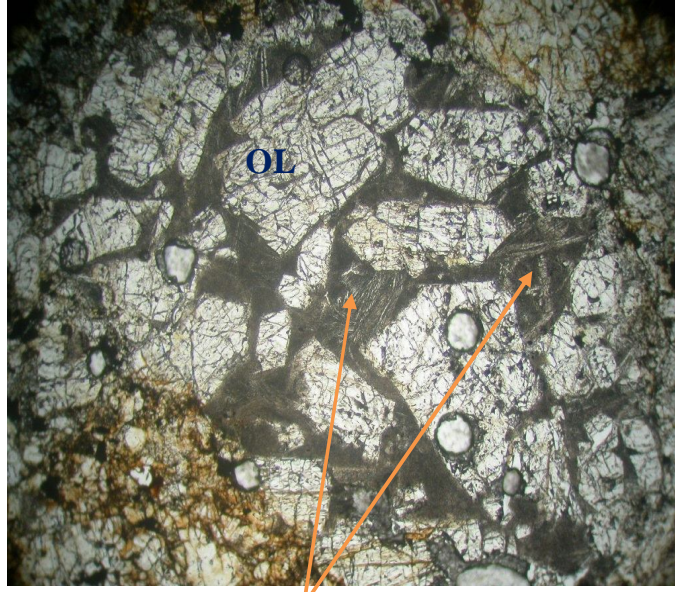
III.1.5.5. Le type 5 :

Ce type représente des chondrites contenant des olivines et des pyroxènes avec des compositions uniformes (Dodd *et al.*, 1967). Le pyroxène est un orthopyroxène associé à des proportions mineures de clinopyroxène. La texture originale est légèrement discernable ou mal définie (Kessel *et al.*, 2007) (**Fig.38**).

Ce type de chondrites n'a pas été soumis aux températures extrêmes, de sorte que le plagioclase constitue la matière prédominante reconnaissable dans le matériel microcristallin. On le trouve rarement en tant que grands grains (50 à 100 μ) dans une mince section pétrographique (Dodd, 1969). Le critère diagnostique principal est l'absence générale de clino-enstatite et le plagioclase est bien développé. La température de réchauffement dans ce type de météorites est comprise entre 650 et 700°C (Huss *et al.*, 2006).

III.1.5.6. Le type 6 :

Le type 6 contient les chondrites les plus recristallisées. Celles-ci montrent une décimation générale ou complète des textures primaires (**Fig.39**). Elles indiquent également l'évidence de la recristallisation des cristaux d'olivine et de pyroxène originaux ainsi que le bon à excellent développement des feldspaths (**Fig.40**).



verre recristallisé en cristaux de feldspath

Fig.38 : Chondre mal défini d'olivine dans une chondrite ordinaire de type 5. Le verre est en grande partie recristallisé en feldspaths. (L.N. ; x50).

Les feldspaths sont de type plagioclase avec une composition moyenne : $An_{11}Ab_{83}Or_6$ (Dodd, 1969 ; Kessel et *al.*, 2007). Le plagioclase est ainsi le critère principal très diagnostiqué pour identifier les chondrites de type 6. Il est généralement interstitiel entre l'olivine et le pyroxène et les grains, de 50 à 100 μ de taille, sont abondants (Dodd, 1969). Ce plagioclase a été converti en maskélynite dans beaucoup de chondrites mais la composition chimique et les relations texturales ne sont pas changées (Huss et *al.*, 2006). Les phosphates sont très développés dans les chondrites les plus métamorphisées et atteignent des tailles allant de 20 à 50 μ m (Van Schmus et Ribbe, 1969). La température de réchauffement dans ce type de météorites est comprise entre 750 et 800°C (Huss et *al.*, 2006).

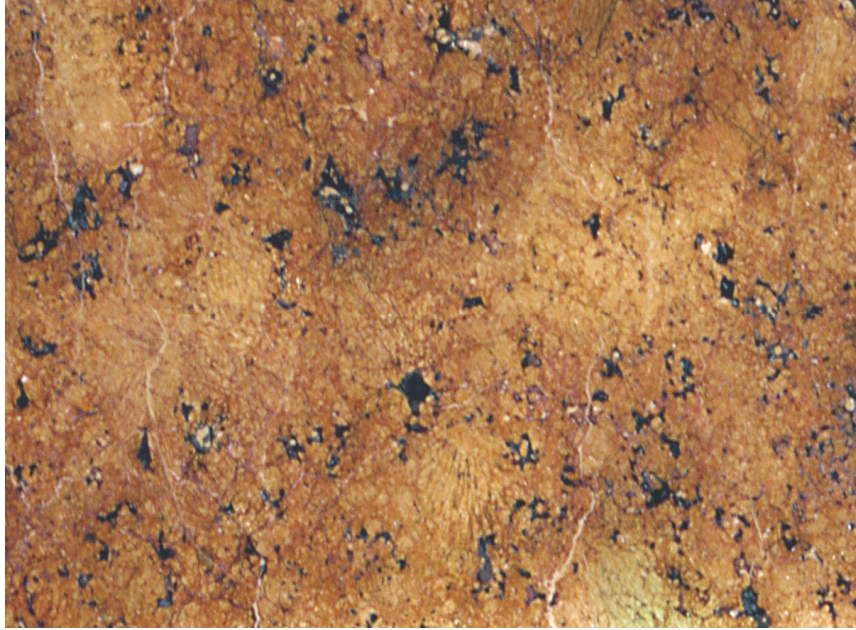


Fig.39 : Chondrite ordinaire de type 6 complètement recristallisée avec décimation complète de la texture primaire chondritique (L.N. ; x25).

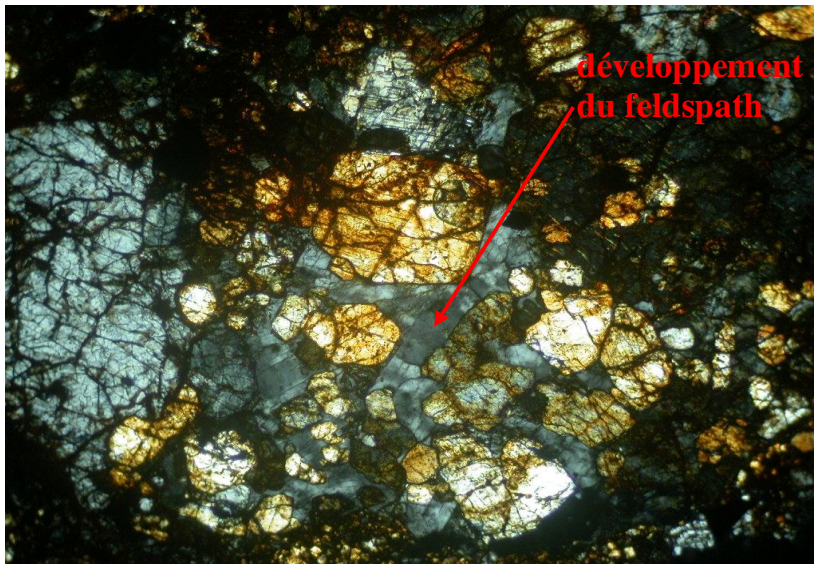


Fig.40 : Chondrite ordinaire de type 6 montrant un excellent développement des feldspaths (L.P. ; x50).

Les différences entre les types sont déterminées dans le tableau 5 (Van Schmus et Wood, 1967). Une chondrite donnée peut ne pas répondre à toutes les exigences pour n'importe quel type de critère dans chaque colonne. La priorité dans l'établissement d'un

type des chondrites ; par exemple la question de si une chondrite est le type 3 ou 4 devrait être réglée principalement sur la présence de compositions distinctement variables d'olivine et de pyroxène.

LL3

LL4

LL5

LL6

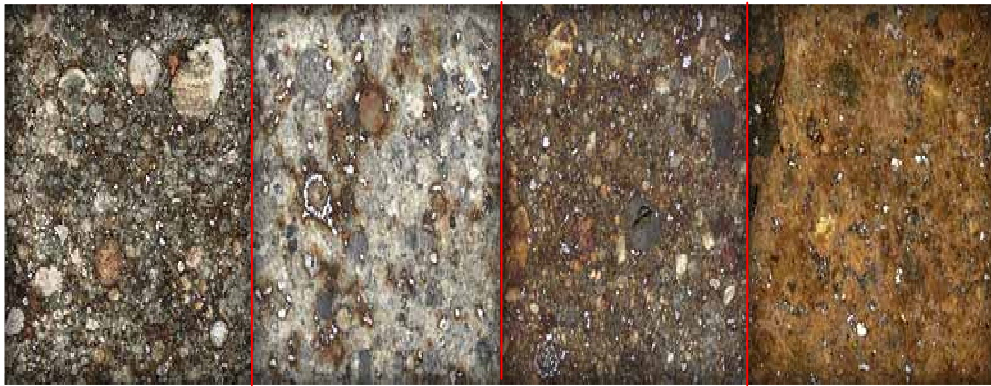


Fig. 41 : Métamorphisme croissant dans les chondrites. Les textures chondritiques ont tendance à disparaître (L.N. ; x25).

Critères	1	2	3	4	5	6
homogénéité de la composition chimique des olivines et pyroxènes	-	écart à la moyenne > 5 %		écart à la moyenne < 5 %	uniforme	
structures des pyroxènes pauvres en Ca	-	monoclinique		cristaux monocliniques > 20 %	< 20 %	ortho-pyroxènes
feldspaths secondaires	-	absent		grains < 2 μ	grains < 50 μ	grains >50 μ
verre dans les chondres	-	isotrope, abondance variable		turbide si présent	absent	
minéraux métalliques (% max Ni)	-	pas de taenite		présence de kamacite et de taenite		
minéraux sulfurés (Ni moyen)	-	> 5mg/g		< 0,5 %		
texture des chondres	absente	chondres très nets et bien définis		chondres bien définis	chondres à peine discernables	chondres mal définis
texture de la matrice	fine et opaque	beaucoup de matrice opaque	matrice opaque	matrice micro-cristalline et transparente	matrice recristallisée	
quantité de carbone	3 - 5 %	1,5 - 2,8 %	0,1-1,1 %	< 0,2 %		
quantité d'eau	18 - 22 %	3 - 11 %	< 2 %			

Tab.7 : Caractéristiques pétrographiques et chimiques induits par l'altération aqueuse et le métamorphisme thermique des différents types de chondrite (Van Schmus et Wood, 1967).

III.2. Le métamorphisme dans les achondrites :

III.2.1. Introduction :

Après les processus magmatiques dans les corps différenciés, il y a eu des processus secondaires dus essentiellement aux impacts successifs dans ces corps et aussi à des successions d'épanchements magmatiques qui font subir aux roches anciennes des enfouissements progressifs. Nous avons pris comme exemple de processus métamorphiques dans les achondrites, celui des eucrites basaltiques qui sont affiliées à l'astéroïde différencié 4Vesta. 4Vesta est le plus important des astéroïdes basaltiques. Découvert en 1807, il a perdu environ 1 % de sa masse lors du choc avec un autre astéroïde, il y a moins d'un milliard d'années (Yamaguchi et *al.*, 1996). Plusieurs fragments résultant de cette collision ont frappé la Terre sous forme de météorites. 4Vesta a fourni ainsi l'immense majorité des météorites basaltiques.

III.2.2. Le métamorphisme thermique :

Plusieurs eucrites basaltiques ont été affectées par un métamorphisme thermique. Il s'est bien individualisé par l'équilibration et l'homogénéisation de leurs pyroxènes avec des exsolutions en lamelles d'augite et la disparition progressive de la texture magmatique ophitique (Takeda et Graham, 1991).

La source et la durée du réchauffement secondaire qui a induit au métamorphisme des eucrites ne sont pas définies. Trois hypothèses ont été proposées pour la source de chaleur secondaire. Takeda et Graham (1991) ont proposé un réchauffement par impact comme processus important du métamorphisme thermal. Sears et *al.* (1997) suggèrent une origine de la chaleur par des successions rapides d'épanchements de coulées basaltiques qui ont contribué à des enfouissements progressifs. Yamaguchi et *al.* (1996) ont supposé, qu'en plus des enfouissements liées à des épanchements successifs, il y avait également un enfouissement par une grande couche d'éjectas de plusieurs kilomètres produite par un impact important qu'a subi l'astéroïde 4Vesta (**Fig.42**).

La majorité des eucrites ont subi ce type de métamorphisme, ce qui suggère aussi que l'astéroïde 4Vesta a subi un métamorphisme crustal global (Yamaguchi et *al.*, 1996).

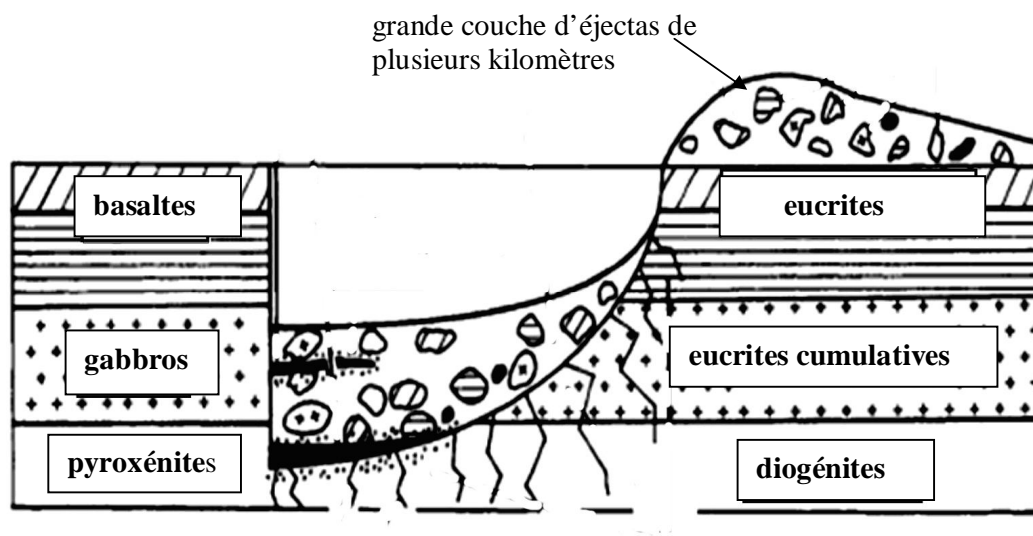


Fig. 42 : Grand cratère d'impact dans l'astéroïde 4Vesta.
(in Yamaguchi et al., 1996 modifié).

III.2.3. Effets pétrographiques et chimiques induits par le métamorphisme :

Les coulées successives sont caractérisées par un zonage chimique des pyroxènes produits pendant la croissance du cristal. Le premier échantillon de basalte eucritique qui présente ces caractéristiques est la météorite Pasamonte (Takeda et Myamoto, 1976). Celle-ci représente un type de basalte eucritique caractérisé par un large intervalle de composition des pyroxènes. Cependant, tous les autres eucrites ordinaires ont une composition homogène. Les eucrites de type Pasamonte correspondent à des eucrites non équilibrées tandis que les eucrites ordinaires sont considérées comme équilibrées (Reid et Barnard, 1979).

D'après Arai et al. (1997) et Yamaguchi (2000), il a été mis en évidence une relation entre le degré de métamorphisme et la composition ainsi que la structure des spinelles. D'après Harlow et Klimentidis (1980), au cours du métamorphisme, la chromite commence à cristalliser et à précipiter dans les pyroxènes leur donnant un aspect trouble. Ces chromites sont le résultat de la réduction des pyroxènes riches en Cr et en Ti durant le réchauffement sub-solidus à des conditions de températures avoisinant 900°C. La solubilité de TiO_2 et Cr_2O_3 dans les pyroxènes dépend de la concentration en FeO des pyroxènes ($Fe/Fe+Mg > 0.4$ est nécessaire dans ce cas).

Les ulvospinelles chromifères sont des spinelles primaires avant la réaction de réduction qui produit des chromites titanifères, des ilménites et du fer métal (Yamaguchi, 2000).

La coalescence des chromites et des autres opaques (ilménites et troïlites), prend plus d'ampleur au cours du métamorphisme. Ces opaques commencent à former des nodules séparément aux silicates (Arai *et al.*, 1997).

Arai *et al.* (1997) et Yamaguchi (2000) ont établi une relation entre la composition des spinelles et le degré de métamorphisme subi par les eucrites.

Takeda et Graham (1991), suite à l'identification des eucrites non métamorphisées, très métamorphisées et quelques membres intermédiaires, ont mené à la suggestion que le degré d'homogénéisation des pyroxènes eucritiques pourrait être employé comme mesure de leur histoire thermique. Il a été mis en évidence six classes pétrographiques liées à l'histoire et aux conditions thermiques sur le corps parent des eucrites. Cela se manifeste par des homogénéisations progressives texturales et chimiques.

III.2.4. Echelle de Takeda et Graham (1991) :

Takeda et Graham (1991) ont mis en évidence un degré de métamorphisme croissant dans les eucrites basaltiques en utilisant comme critères essentiels : la texture de la roche et la composition des pyroxènes. Les eucrites ont été pétrographiquement subdivisées en séquences métamorphiques comportant six types distincts. Cette échelle est différente de celle pétrologique des chondrites de Van Schmus et Wood (1967).

III.2.4.1. Les eucrites de type 1 :

Ce type est représenté par des basaltes qui ont subi un refroidissement rapide et qui sont très riches en mésostase avec une texture sub-ophitique (**Fig.43**). Les pyroxènes ne sont pas troubles par les inclusions d'opaques. Le zonage Magnésium-Fer est bien prononcé dans les pyroxènes (**Fig.44**), avec un grand intervalle de compositions tendant vers les pyroxènes ferrifères (**Fig.45**) de la zone d'instabilité (Smith, 1972).

Les pyroxènes ne montrent pas de traces d'exsolutions. La conservation de la zonation très large de composition en Mg et Fe, dans les pyroxènes et aussi la matrice vitreuse foncée, suggèrent que ce type de basalte est le moins soumis à des conditions de transformations post-cristallisation.

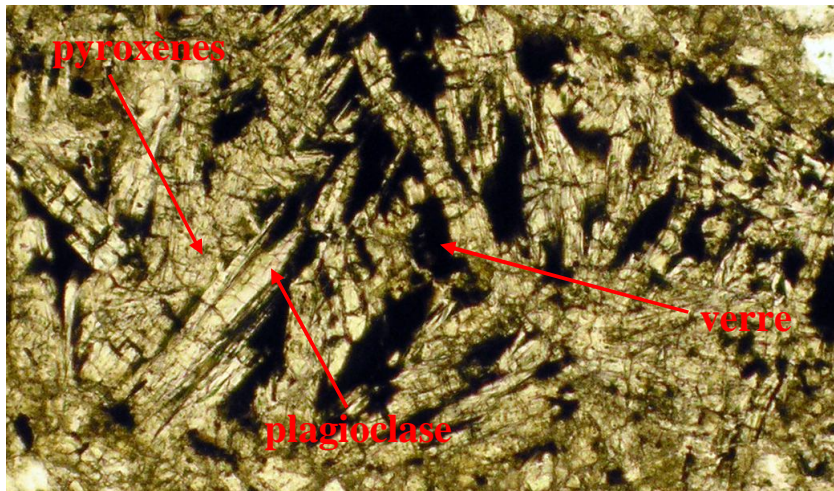


Fig.43 : Eucrite basaltique avec texture sub-ophitique (L.N.)

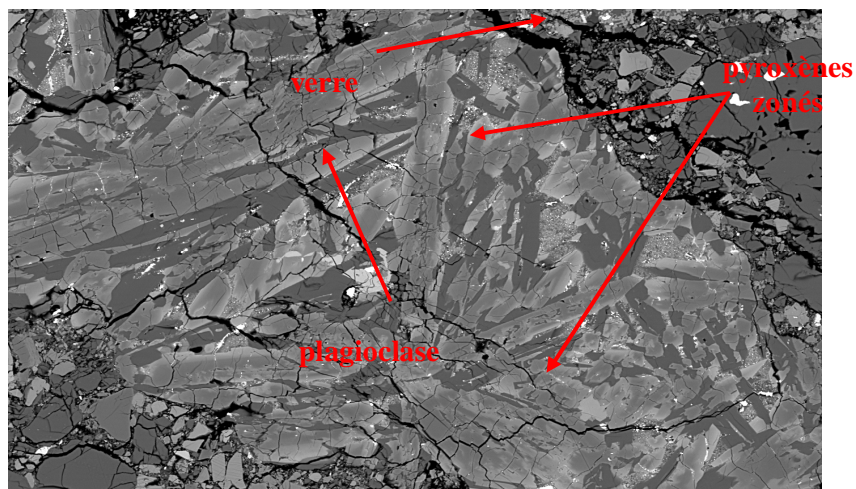


Fig.44 : Eucrite basaltique avec texture sub-ophitique (Image BSE).

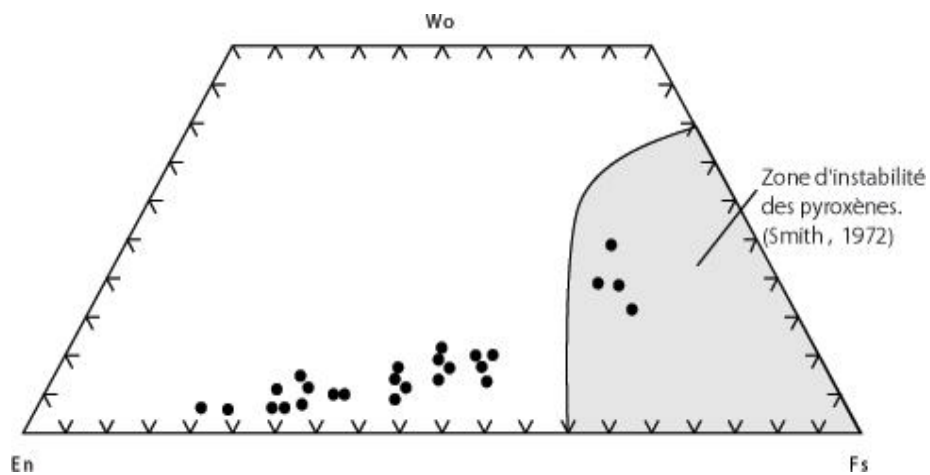


Fig.45 : Compositions des pyroxènes des eucrites de type 1 dans le digramme En-Wo-Fs.

III.2.4.2. Les eucrites de type 2 :

Ces eucrites contiennent des pyroxènes qui montrent plusieurs caractéristiques de ceux du type 1 mais les pyroxènes riches en fer métastables sont absents (**Fig.46**). Le verre de la mésostase n'est plus clair. Les pyroxènes ne sont encore pas assez troubles par les inclusions d'opaques.

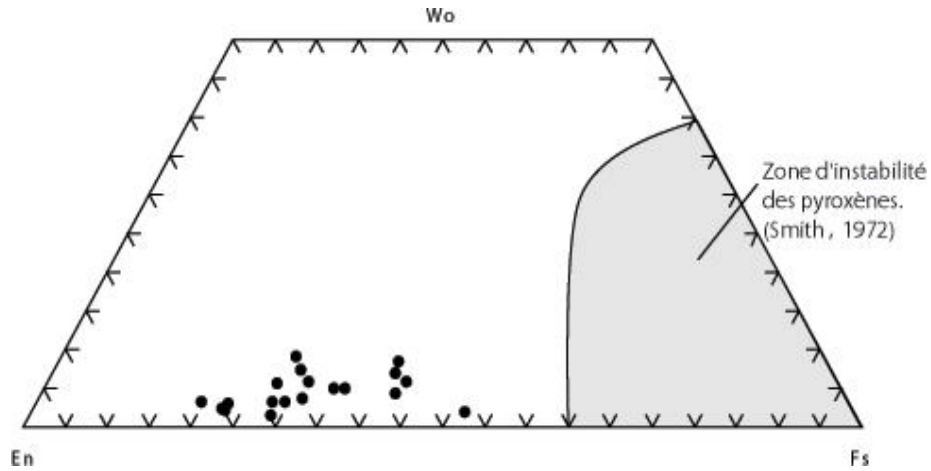


Fig. 46 : Composition des pyroxènes des eucrites de type 2 dans le digramme En-Fs-Wo.

III.2.4.3. Les eucrites de type 3 :

Dans ce type d'eucrites, apparaît un agrégat de cristaux de pyroxène et de feldspath, de 0,2 à 0,3 mm, dans des proportions approximativement égales. Les pyroxènes commencent à devenir troubles par les précipitations d'opaques. La mésostase à grain fin est très rare. Le zonage du noyau vers la bordure des pyroxènes est moins défini. Les pyroxènes commencent à se démixer, ils contiennent des lamelles d'exsolutions très fines de près de 0,17 μm .

III.2.4.4. Les eucrites de type 4 :

Seuls quelques vestiges de zonage sont encore visibles. Les pyroxènes des eucrites de type 4 montrent des lamelles d'exsolutions, de 0,5 à 1 μm , qui peuvent être partiellement détectables et analysées à la microsonde (**Fig.47**). Le verre de la mésostase est recristallisé ou même absent. Ces eucrites montrent le plus souvent des variétés à texture granulaire associée à la texture initiale magmatique sub-ophitique (**Fig.48**).

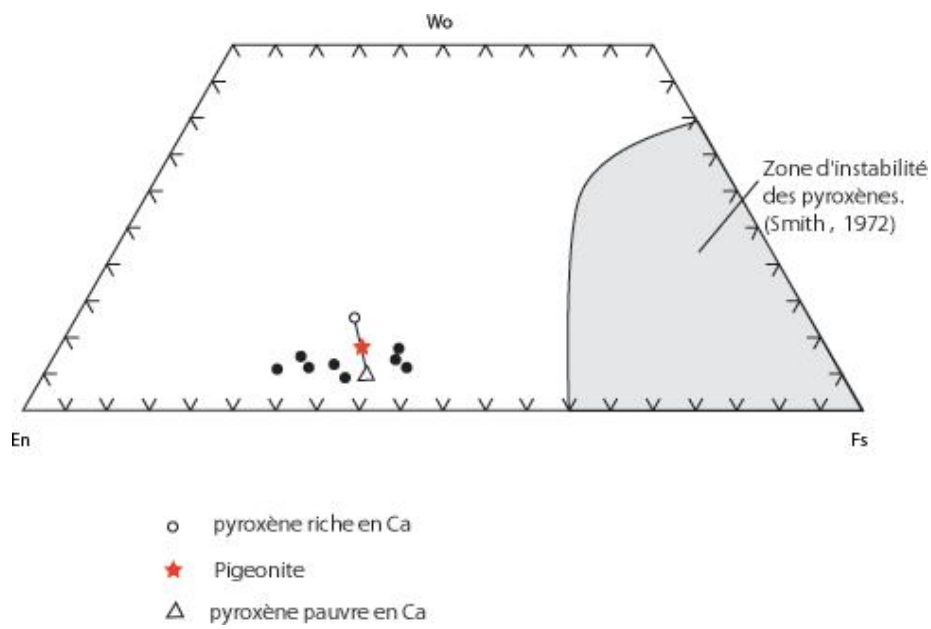


Fig.47 : Composition des pyroxènes des eucrites de type 4 dans le digramme En-Fs-Wo.

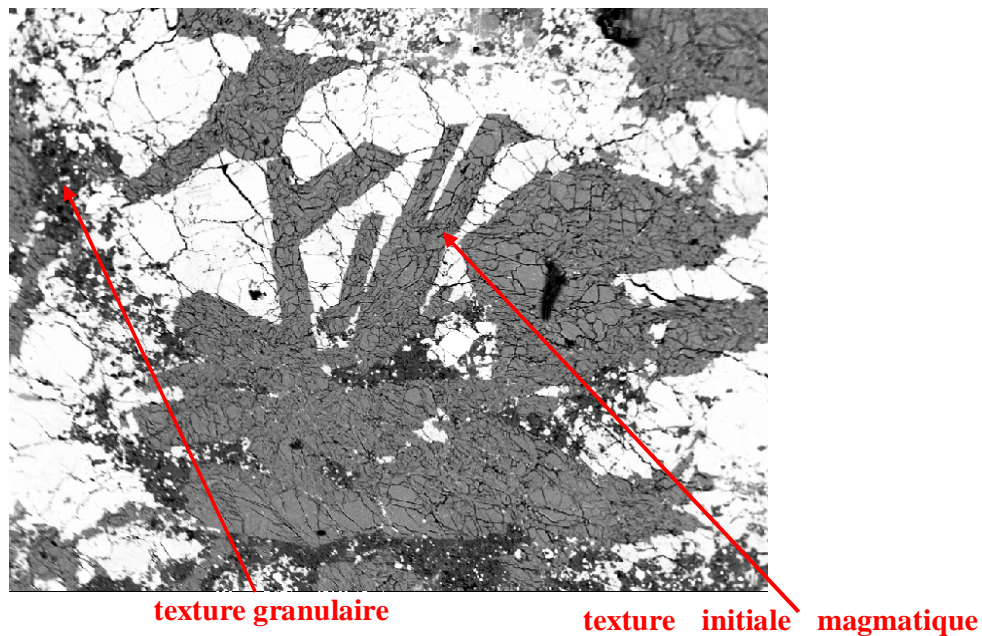


Fig.48 : Texture granulaire associée à la texture initiale magmatique sub-ophtique.

III.2.4.5. Les eucrites de type 5 :

Ce type d'eucrites contient des pyroxènes à composition homogène. Les lamelles d'exsolutions dans les pyroxènes, de plus de 3 μm , sont plus développées et peuvent être facilement analysées à la microsonde (**Fig.49**). Les pyroxènes sont assez troubles par les inclusions d'opaques qui peuvent atteindre 1 μm de diamètre. La texture magmatique

initiale sub-ophitique a tendance à disparaître au profit d'une texture granulaire de recristallisation métamorphique (**Fig.50**).

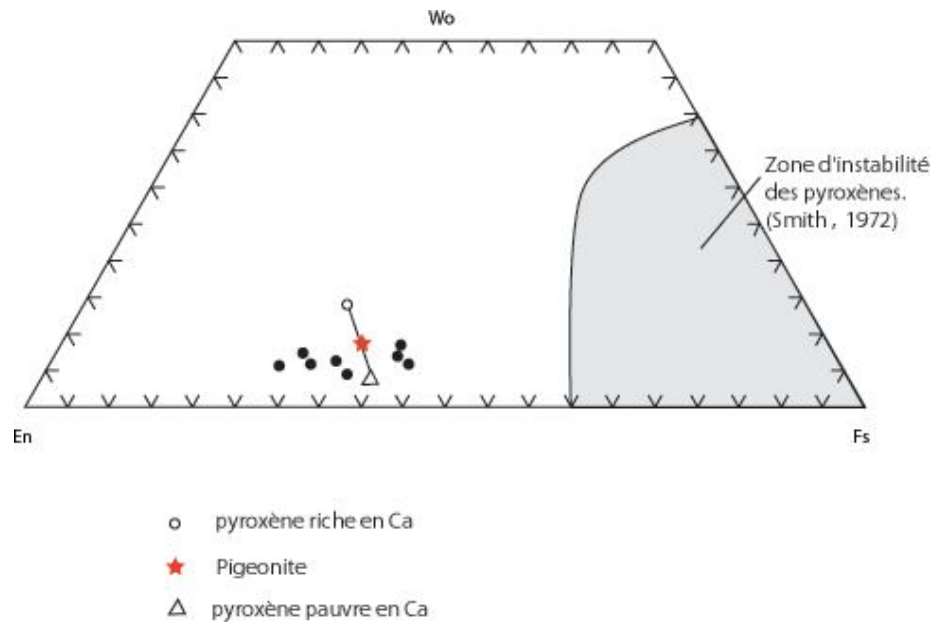


Fig.49 : Composition des pyroxènes des eucrites de type 5 dans le digramme En-Fs-Wo.

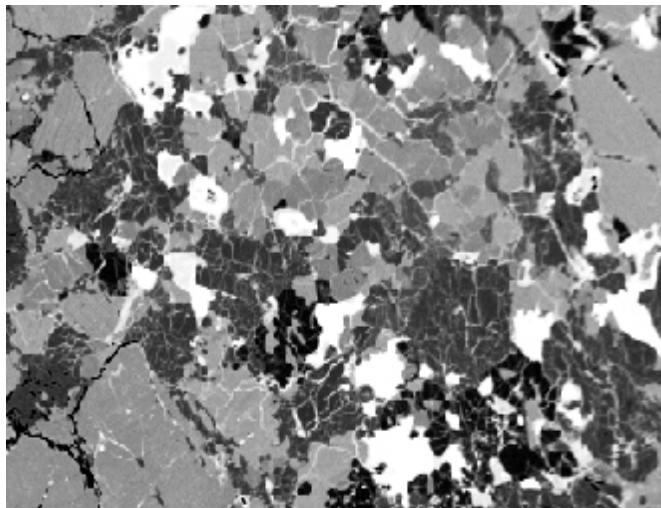


Fig.50 : Texture granulaire de recristallisation métamorphique dans une eucrite de type 5.

III.2.4.6. Les eucrites de type 6 :

Les eucrites de type 6 ont subi un refroidissement très lent. Elles contiennent des pyroxènes très homogènes en composition et qui présentent des lamelles d'exsolutions assez nettes dépassant 10µm d'épaisseur (**Fig.51**). Les exemples de ce type renferment généralement des pyroxènes dont la composition homogène est semblable à celle des

eucrites de type 5 mais à la différence que le pyroxène est totalement converti en orthopyroxène pur et en augite (**Fig.52**). La mésostase originale est absente. La texture magmatique sub-ophitique est relativement absente.

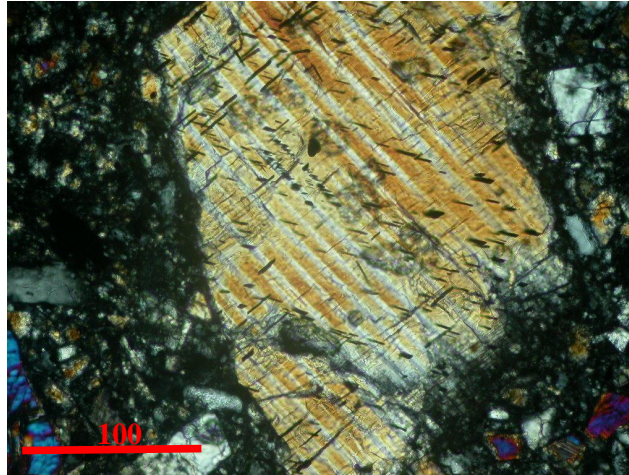


Fig.51 : Lamelles d'exsolutions (> 10 μm) très nettes dans une pigeonite.

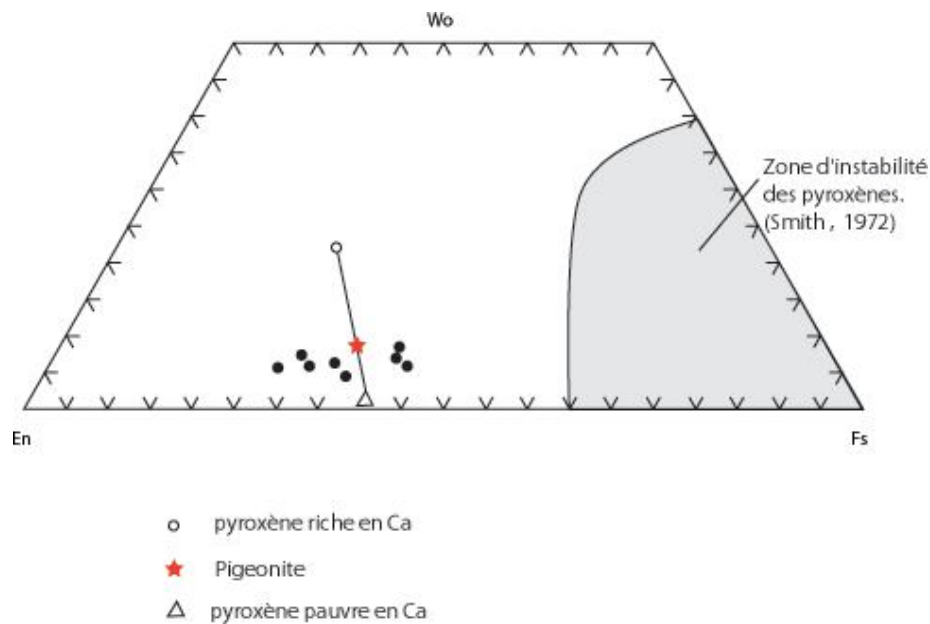


Fig.52 : Composition des pyroxènes des eucrites de type 6 dans le digramme En-Fs-Wo.

III.2.5. Conclusion :

Les exsolutions et la conversion chimique du pigeonite en orthopyroxène et clinopyroxène ainsi que les pyroxènes troubles par les inclusions d'opaques constituent autant de caractéristiques qui peuvent être considérées comme indicateurs des histoires thermiques qu'a subies la roche dans le corps parent. La préservation d'un large zonage

chimique, la présence de pyroxène riche en fer métastable et la présence de verre opaque isotrope sont des conditions de l'eucrite de type 1.

La plupart des eucrites sont de type 5, témoignant ainsi d'un événement de réchauffement secondaire. Généralement, les eucrites sont soumises à une élévation de température supérieure à 800°C (Bogard et Garrison, 2003).

Les eucrites sont des roches basaltiques dont des âges de cristallisation sont liés au début de la formation du système solaire. En dépit de leurs textures de refroidissement rapide, seules de très rares eucrites ont préservé la chimie originale des pyroxènes (Nyquist et *al.*, 1986).

La plupart des eucrites de type 5 et 6 montrent une texture bréchique monomictite suggérant ainsi que les événements thermiques qui ont conduit au métamorphisme des eucrites et à leur homogénéisation sont les conséquences d'impacts subis par le corps parent des eucrites : l'astéroïde 4Vesta (Metzler et *al.*, 1995).

Des réchauffements peuvent être dus également à des enfouissements progressifs par des épanchements successifs de laves à la surface du corps parent 4Vesta (Miyamoto et *al.*, 2001).

Chapitre IV

*Etude comparative des achondrites basaltiques et leurs équivalents
terrestres.*

IV.1. Introduction :

Les achondrites basaltiques sont les seules roches ignées provenant de l'extérieur de la planète Terre. L'objectif principal de ce chapitre est d'établir une comparaison entre les différents produits basaltiques planétaires, provenant de la Terre, de Mars et de la Lune, et astéroïdaux de 4Vesta. Les basaltes sont des roches communes qu'on trouve aussi bien sur Terre que sur Mars, la Lune et sur l'astéroïde 4Vesta. Par conséquent, le magmatisme basaltique est un processus important dans les corps planétaires et astéroïdaux. En revanche, les granites, qui correspondent à des roches plutoniques très évoluées, sont abondants seulement dans la croûte terrestre mais pas dans d'autres corps planétaires ou astéroïdaux. Les roches basaltiques montrent, dans la plupart des cas, des différences de compositions liées essentiellement aux conditions régnant au cours de la formation des corps parents ainsi qu'aux processus magmatiques qui ont suivi.

IV.2. Comparaison entre les différents produits planétaires et astéroïdaux :

Chaque corps planétaire ou astéroïdal est formé par une variété de roches mafiques (basaltes et gabbros) et ultramafiques (dunites, péridotites et pyroxénites) reflétant des conditions et des processus magmatiques spécifiques à chaque corps.

IV.2.1. Les basaltes (Tab.8):

Comparée à la Terre, la Lune est pauvre en éléments sidérophiles et en volatils. Les basaltes lunaires ont des teneurs élevées en TiO_2 (réfractaire) et en FeO et des teneurs faibles en Na_2O (volatils) par rapport aux basaltes terrestres. D'autres caractéristiques particulières de la Lune peuvent être soulignées : (i) la forte anomalie en Eu dans les roches de la croûte probablement due à un océan magmatique précoce et à la conservation d'une ancienne croûte d'anorthosites ; (ii) la plus forte abondance de chrome dans les olivines lunaires que dans les olivines terrestres. Ceci est probablement dû au faible degré d'oxydation du chrome (chrome divalent) à mettre en relation avec la faible pression partielle d'oxygène lors de la mise en place des basaltes des mers lunaires ; (iii) la teneur en chrome anormalement élevée des pyroxènes des mêmes basaltes (Howie et *al.*, 1992).

	Lune 1	Mars 2	Astéroïde 4Vesta 3	Terre 4	Terre 5
SiO ₂	44,80	50,10	49,20	49,61	46,53
TiO ₂	6,30	0,92	0,58	1,43	2,28
Al ₂ O ₃	15,10	6,68	13,10	16,01	14,31
Cr ₂ O ₃	nd	nd	0,32	nd	nd
Fe ₂ O ₃	nd	1,49	nd	nd	nd
FeO	16,00	18,66	18,40	11,49	12,32
MnO	0,01	0,50	0,55	-	0,18
MgO	5,20	9,40	6,88	7,84	9,54
CaO	11,50	10,03	10,40	11,32	10,32
Na ₂ O	0,68	1,28	0,41	2,76	2,85
K ₂ O	0,15	0,16	0,03	0,22	0,84
P ₂ O ₅	0,12	0,17	-	0,14	0,28
Total %	99,86	99,39	99,94	100,82	99,40

Tab.8 : Comparaison des compositions en éléments majeurs de basaltes planétaires et astéroïdaux.

1 : basaltes lunaires : basaltes de mer (*in* Day et al., 2006)

2 : basaltes martiens : shergottites basaltiques (*in* Lodders, 2000)

3 : basaltes de l'astéroïde 4Vesta : eucrite basaltique (*in* Mittlefehldt et Lindstrom, 2003)

4 : basaltes terrestres : basaltes des rides médio-océaniques MORB (*in* Saunders et al., 1979)

5 : basaltes terrestres : basaltes alcalins d'Hawaï (*in* Feigenson, 1984).

Dans les basaltes lunaires, le pyroxène est de type pyroxferroïte et correspond à l'analogue lunaire ferreux de la pyroxmangite terrestre. Ces deux minéraux ont pour formule générale (Mn, Fe) SiO₃. Cependant la pyroxferroïte est plus riche en fer et n'a jamais été décrite sur Terre alors que dans la pyroxmangite la proportion du fer ne dépasse jamais 25 % de la composition de ce pyroxène.

La planète Mars est caractérisée par un petit noyau de métal ou de sulfure. Elle est probablement plus oxydée que la Terre, conséquence de l'abondance de FeO dans son manteau. Les basaltes martiens sont caractérisés par des teneurs élevées en FeO et légèrement faibles en Na₂O comparés aux basaltes terrestres. Les basaltes martiens se distinguent également par un autre caractère original : ils renferment un verre de nature plagioclasique qui forme la moitié de la roche. Ce verre a la composition et l'aspect du plagioclase mais il n'a pas l'arrangement atomique ordonné caractéristique de matériaux cristallins. Cette

substance vitreuse, connue sous le terme de maskélynite, se forme par amorphisation du plagioclase lorsqu'il est soumis à des impacts qui engendrent des pressions de plus de 300 kbars. Hormis la présence de maskélynite, les shergottites sont quasiment identiques aux roches basaltiques terrestres et se distinguent ainsi nettement des eucrites. Les shergottites, comme d'ailleurs de nombreux basaltes terrestres, contiennent une certaine quantité d'augite en plus de la pigeonite et de la magnétite. Ces roches ont donc cristallisé sous des conditions plus oxydantes que les eucrites. La maskélynite des shergottites, comme le plagioclase des basaltes terrestres, contient presque autant de sodium que de calcium, alors que le plagioclase des eucrites est beaucoup plus riche en calcium.

Sur 4Vesta, les eucrites se distinguent toutefois des basaltes terrestres par de nombreux caractères. Dans les basaltes terrestres, le pyroxène est souvent une augite, alors que dans les eucrites, les pigeonites pauvres en calcium dominent. En outre, les basaltes terrestres sont beaucoup plus riches en alcalins (sodium et potassium) que les eucrites. La composition des plagioclases des eucrites témoigne de leur relative pauvreté en éléments volatils. Les plagioclases eucritiques sont également riches en calcium et pauvres en sodium, tandis que les plagioclases des basaltes terrestres sont généralement mi-sodiques, mi-calciques.

En définitive, il apparaît que les roches basaltiques montrent, dans la plupart des cas, des différences de compositions. Comparés aux basaltes terrestres, les basaltes martiens se caractérisent par une forte teneur en FeO, les basaltes lunaires montrent des proportions élevées en FeO et TiO₂ mais faibles en Na₂O et K₂O (faible contenu en éléments volatils). Les eucrites ont également un faible contenu en éléments volatils bien qu'il ne montre pas de fort enrichissement en TiO₂.

IV.2.2. Les anorthosites (Tab.9) :

Ce sont des roches constituées essentiellement de plagioclase et contenant des teneurs importantes en CaO pouvant atteindre 17 % de la composition globale. Par ailleurs, les anorthosites terrestres sont plus riches en éléments volatils (Na₂O + K₂O = 1,51) que les anorthosites lunaires (Na₂O + K₂O = 0,31).

La présence d'anorthosites sur Mars et sur l'astéroïde 4Vesta n'est pas encore confirmée et cela est dû soit par la non extraction, ou le non croisement avec la trajectoire terrestre de ces roches, soit par l'absence totale de ces roches sur ces corps et donc que les conditions n'étaient pas favorables pour la formation de magmas anorthosiques à partir de magmas basaltiques par décantation et extraction de minéraux mafiques. Pour permettre la

formation des anorthosites type lunaire, il faut une faible gravité qui ne peut avoir lieu que sur les petits corps. Il est cependant étonnant de ne pas en trouver sur 4vesta. Pour ce petit corps différencié de 400kms diamètre, il a été mis en doute la présence d'océan magmatique par les hétérogénéités découvertes dans les compositions chimiques des échantillons HED qui ont une origine de cet astéroïde, ce qui explique peut être l'absence de cette couche anorthosique superficielle (Wiechert et al., 2004).

	Lune 1	Terre 2
SiO ₂	45,30	47,56
TiO ₂	0,12	0,18
Al ₂ O ₃	28,00	26,23
Cr ₂ O ₃	0,10	nd
Fe ₂ O ₃	nd	5,91
FeO	4,77	nd
MnO	0,07	0,10
MgO	3,85	3,86
CaO	16,8	14,55
Na ₂ O	0,29	1,33
K ₂ O	0,02	0,18
P ₂ O ₅	nd	0,02
Total %	99,30	99,92

Tab.9 : Comparaison des compositions en éléments majeurs des anorthosites planétaires

1 : anorthosites de montagnes lunaires (*in* Stöffler et al., 1980)

2 : anorthosites terrestres de Kabanga-Musongati (*in* Duchesne et al., 2004).

IV.2.3. Les gabbros (Tab.10) :

Les gabbros lunaires sont les plus riches en fer et en titane avec des teneurs en magnésium presque similaires. Les gabbros terrestres sont, en revanche, les plus riches en éléments volatils (Na₂O+K₂O).

	Lune 1	astéroïde 4Vesta 2	Terre 3
SiO ₂	48,39	49,30	49,65
TiO ₂	0,90	0,25	0,29
Al ₂ O ₃	8,85	13,30	15,49
Cr ₂ O ₃	0,30	0,34	nd
Fe ₂ O ₃	nd	nd	12,65
FeO	20,68	17,30	nd
MnO	0,33	0,58	0,19
MgO	7,79	10,50	7,03
CaO	12,13	7,70	11,87
Na ₂ O	0,21	0,40	1,97
K ₂ O	0,01	0,03	0,21
P ₂ O ₅	0,02	nd	0,02
Total %	99,31	99,70	99,36

Tab.10 : Comparaison des compositions en éléments majeurs des gabbros planétaires et astéroïdaux.

1 : gabbro lunaire : MIL05035 (*in Joy et al., 2008*)

2 : gabbro de l'astéroïde 4Vesta : eucrite cumulative Yamato791195 (*in Hsu et Crozaz, 1997*)

3 : gabbro-norite terrestre de Kabanga-Musongati (*in Duchesne et al., 2004*).

IV.2.4. Les pyroxénites (Tab.11) :

Ces pyroxénites (martiennes, astéroïdales et terrestres), relativement enrichies en silice (SiO₂ ~ 50%), et en MgO, sont par contre pauvres en TiO₂ et en CaO sauf pour les pyroxénites martiennes de type nakhlite (clinopyroxénite riche en augite) qui sont alors très riches en CaO (jusqu'à 15 %). Les pyroxénites martiennes pauvres en Ca (orthopyroxénites) sont très ferrifères par rapport à leurs équivalents terrestres et légèrement par rapport aux astéroïdales. Les nakhlites contiennent la plus forte proportion en éléments volatils (Na₂O+K₂O = 0,54 %) parmi les autres types de pyroxénites.

Dans l'état actuel des connaissances, aucune pyroxénite lunaire n'a été décrite. Ceci pourrait s'expliquer par la non extraction de ce type de roches de son corps parent : La Lune.

	Mars		astéroïde 4Vesta 2	Terre 3
	(ALH84001)	nakhlite		
SiO ₂	50.3	48.97	53.435	53.19
TiO ₂	0.32	0.38	0.038	0.15
Al ₂ O ₃	1.38	1.74	0.478	3.36
Cr ₂ O ₃	-	-	0.62	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	11.86
FeO	18.4	20.79	16.446	-
MnO	0.455	0.09	0.624	0.18
MgO	26.1	12	26.554	28.05
CaO	1.77	15.17	0.779	2.36
Na ₂ O	0.132	0.4	0.053	0.01
K ₂ O	0.015	0.14	0.066	0.01
P ₂ O ₅	-	-	-	0.01
Total %	98.87	99.68	99.12	99.14

Tab.11 : Comparaison des compositions en éléments majeurs des pyroxénites planétaires et astéroïdales.

1 : pyroxénites martiennes : orthopyroxénite ALH84001 et clinopyroxénite : nakhlite (*in* Mittlefehldt, 1994 ; Treiman, 1987a)

2 : pyroxénite d'astéroïde 4Vesta : diogénite (*in* Mittlefehldt, 1994)

3 : pyroxénite terrestre de Kabanga-Musongati (*in* Duchesne et al., 2004).

IV.2.5. Les péridotites (lherzolites) (Tab.12) :

Elles renferment toutes des olivines, des orthopyroxènes et des clinopyroxènes. Les shergottites lherzolitiques (péridotites martiennes) sont riches en titane (0,61 % de TiO₂) par rapport aux lherzolites terrestres (0,04 % de TiO₂). Les shergottites lherzolitiques sont plus riches en éléments volatils que les lherzolites terrestres (Na₂O + K₂O = 0,67 %).

	Mars 1	Terre 2
SiO ₂	40,80	43,12
TiO ₂	0,61	0,04
Al ₂ O ₃	3,80	4,33
Fe ₂ O ₃	nd	15,37
FeO	21,70	nd
MnO	0,48	0,17
MgO	28,00	32,43
CaO	2,90	3,96
Na ₂ O	0,63	0,01
K ₂ O	0,04	0,01
P ₂ O ₅	0,34	0,01
Total %	99,30	99,44

Tab.12 : Comparaison des compositions en éléments majeurs de lherzolites planétaires.

- 1 : lherzolite martienne : shergottite lherzolitique ALHA77005 (*in* Shih *et al.*, 1982)
2 : lherzolite terrestre de Kabanga-Musongati (*in* Duchesne *et al.*, 2004).

IV.2.6. Les dunites (Tab.13) :

Les dunites planétaires et astéroïdales ressemblent beaucoup aux dunites terrestres. Ce sont des roches ultrabasiques très riches en olivine (> 90 %). Les dunites astéroïdales de 4Vesta sont légèrement plus magnésiennes (Fo₉₃) que leurs équivalents terrestres (Fo₈₉). Les dunites martiennes (chassignites) se composent d'olivine riche en fer (Fo₆₈) et sont donc les plus ferrifères. Jusqu'à présent, aucune dunite lunaire n'a été décrite. Ceci pourrait s'expliquer par la non extraction de ce type de roches de La Lune. Il y aurait logiquement des couches dunitiques considérables en profondeur à cause de la décantation des minéraux mafiques et de la formation d'anorthosites, mais ces dunites ne sont pas 'échantillonnables' lors des impacts en raison de leur trop grande profondeur de mise en place.

	Mars 1	Terre 2
SiO ₂	37	38.34
TiO ₂	0.13	0.03
Al ₂ O ₃	0.86	0.30
Fe ₂ O ₃	21.79	13.44
FeO	-	-
MnO	0.4	0.16
MgO	37.1	47.30
CaO	0.84	0.22
Na ₂ O	0.17	0.10
K ₂ O	0.05	0.01
P ₂ O ₅	0.1	0.01
Total %	97.6	99.90

Tab.13 : Comparaison des compositions en éléments majeurs de dunites planétaires.

1 : dunite martienne : chassignite NAW 2737 (*in Beck, 2006*)

2 : dunite terrestre de Kabanga-Musongati (*in Duchesne et al., 2004*).

La **Fig.53** illustre les différentes lithologies que l'on peut rencontrer dans les différents corps planétaires et astéroïdaux. La Terre présente une série complète qui débute par des dunites et passe à des lherzolites, des pyroxénites, des norites-gabbros, des anorthosites et enfin des épanchements basaltiques. A l'inverse de la Terre, les autres corps sont amputés de l'une ou plus de ces lithologies. L'absence de l'une de ces lithologies est liée soit aux processus magmatiques spécifiques à chaque corps, soit dans le fait que ce type de roche n'ait pas été extrait lors d'impact ou que les fragments n'aient pas encore croisé la trajectoire de notre planète Terre au cours de leur voyage dans l'espace.

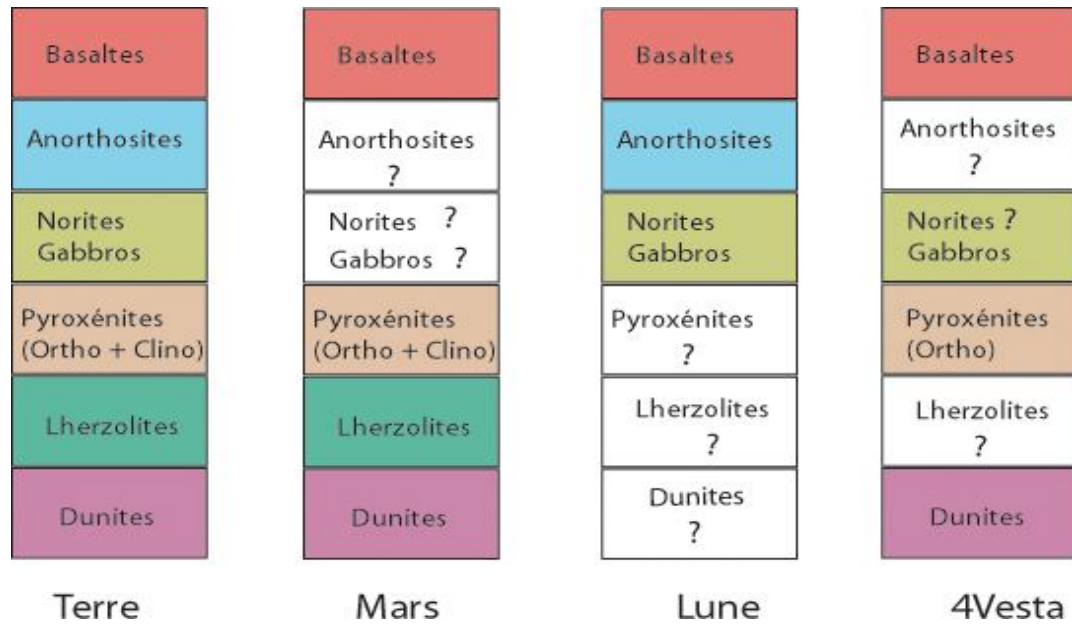


Fig.53 : Succession stratigraphique des unités pétrographiques des différents corps planétaires et astéroïdaux.

IV.3. Conclusion :

Les achondrites ressemblent le plus aux roches terrestres (basaltes, gabbros, pyroxénites, dunités...). Elles se subdivisent en trois groupes : Les achondrites astéroïdales, qui proviennent probablement d'un astéroïde ; les achondrites planétaires qui proviennent de la Lune et les achondrites planétaires qui proviennent probablement de Mars.

Deux types principaux de roches magmatiques sont présents sur la Lune : des basaltes assez semblables aux basaltes terrestres et des anorthosites. La planète Mars est représentée essentiellement par des basaltes, des pyroxénites, des péridotites et des dunités. L'astéroïde 4Vesta comprend des basaltes, des gabbros, des pyroxénites et des dunités.

Comparée à la Terre, la Lune est pauvre en éléments sidérophiles et volatils. Les basaltes lunaires ont des teneurs élevées en titane. Les enrichissements en fer dans les roches lunaires sont dus essentiellement à des degrés d'oxydation plus élevés lors de la formation de la planète. Le degré d'oxydation était faible au cours de la formation des basaltes lunaires (absence de Fe^{3+}).

La planète Mars était, lors de sa formation, probablement plus oxydée que la Terre, ayant pour résultat plus de FeO dans son manteau. Les basaltes martiens sont

caractérisés par des teneurs élevées en FeO et légèrement faibles en alcalins comparés aux basaltes terrestres. La présence de teneurs considérables en Fe^{3+} suggère des fugacités d'oxygène élevées. Par contre dans l'eucrite 4Vesta, les conditions étaient réductrices au cours de la différenciation de l'astéroïde et la fugacité d'oxygène était faible au cours de la formation des eucrites. La volatilisation des alcalins était importante à des degrés croissants depuis la Terre, Mars, la Lune et l'astéroïde 4Vesta et cela suivant la dimension du corps de plus en plus petit (force de gravité diminuant).

La présence des anorthosites sur Mars et sur l'astéroïde 4Vesta n'est pas confirmée et cela est dû soit à la non extraction ou au non croisement de ces roches avec la trajectoire terrestre, soit par l'absence totale de ces roches sur ces corps suite à l'absence de conditions favorables pour la formation de magmas anorthositiques à partir de magmas basaltiques par décantation et extraction de minéraux mafiques. Par ailleurs, l'absence de pyroxénites et de dunités lunaires pourrait s'expliquer uniquement par la non extraction de ce type de roches du corps parent, car il y aurait logiquement des couches dunitiques, péridotitiques et même pyroxénitiques après la formation de la gigantesque couche anorthositique qui forme la croûte superficielle de la Lune.

Les granites, roches plutoniques très évoluées, sont abondants seulement dans la croûte continentale terrestre mais pas dans d'autres corps planétaires ou astéroïdales.

Chapitre V

*Etude pétrologique et géochimique des météorites découvertes dans la
région des Eglab-Chegga.*

V.1. Introduction :

Dans la région des Eglab-Chegga, plusieurs météorites ont été découvertes couvrant une large palette de faciès depuis des achondrites basaltiques jusqu'à des chondrites. Dans ce chapitre, nous présentons une étude pétrologique et géochimique de ces roches extra-terrestres.

Les analyses de minéraux ont été effectuées à la microsonde électronique de type CAMECA (15 kV, 20 nA, diamètre 1mm) à l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand (France).

Les éléments majeurs sur roches totales ont été dosés à l'Université de Montpellier-2 (France). Les charges de poudre ont été chauffées 5 minutes à 1580°C sur un fil de platine puis trempées dans l'eau. Les perles obtenues sont trempées dans de la résine pour en faire des plots. Elles sont ensuite analysées à la microsonde électronique.

Le dosage des éléments en traces sur roches totales a été également effectué à l'Université de Montpellier-2 (France) par ICP-MS « Quadrupole » VG-PQ2 suivant la procédure décrite par Ionov et al. (1992) et Godard et al. (2000).

Les analyses isotopiques de l'oxygène pour les eucrites polymictes, la diogénite et la chondrite carbonée CV3, ont été réalisées par K. Kyser au *Department of Geological Sciences and Geological Engineering* (Queen's University, Ontario, Canada). Les analyses isotopiques de l'oxygène pour l'eucrite monomictite ont été réalisées par R. Greenwood au *Laboratoire de Planetary and Space Sciences Research Institute, Open University* (Royaume Uni). Les valeurs de delta sont représentées en $\delta^{17}\text{O}$ et $\delta^{18}\text{O}$ par rapport au standard Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW).

La caractérisation du quartz et de la trydimite ont été établie par J. Bascou auprès de l'Université de Toulouse à l'aide du Raman.

V.2. Les achondrites basaltiques :

Parmi les achondrites basaltiques, un groupe ayant pour origine l'astéroïde 4Vesta serait le plus abondant et le plus important (Binzel et Xu, 1993 ; Drake, 2001). Ce groupe comprend trois types pétrographiques principaux : des basaltes, des cumulats basiques (gabbro-norites) et ultrabasiques à orthopyroxènes \pm olivine (diogénites). Un quatrième type pétrographique peut être défini parmi ce groupe et correspond à un mélange des trois autres faciès. Il constitue un régolite formé par les impacts successifs à la surface du planétoïde (Warren, 1985). Les trois premiers types de roches forment le groupe des « HED » (howardites, eucrites basaltiques ou cumulatives et diogénites). Les eucrites se sont mises en place sous forme

de coulées basaltiques de surface ou de dykes intrusifs dans la croûte basaltique de l'astéroïde (Wilson et Keil, 1996). Les impacts successifs sur le corps parent ont produit les howardites et les eucrites polymictes (Warren, 1985 ; Yamaguchi et *al.*, 1997). Par ailleurs, 85 % des HED sont bréchifiées par impact et leur composition lithologique a été modifiée par un métamorphisme thermique (Metzler et *al.*, 1995). Cela est bien illustré par l'équilibration des compositions des pyroxènes ainsi que par la démixion des pigeonites en Opx et Cpx, alors que les textures magmatiques sont partiellement préservées (Takeda et Graham, 1991). Généralement les eucrites sont soumises à une élévation de température supérieure à 800°C (Bogard et Garrison, 2003). D'après Takeda et Graham (1991), la majorité des eucrites monomictes sont de type 5 (séquence métamorphique). La bréchification s'est produite suite à l'impact qui a causé un réchauffement supérieur à 800°C (Palme et *al.*, 1988).

Les compositions isotopiques de l'oxygène du groupe des HED sont homogènes : $\Delta^{17}\text{O} = -0,3 \pm 0,05 \text{ ‰}$ (Clayton et *al.*, 1976 ; Clayton et Mayeda, 1996) ce qui suggère une origine à partir d'un même corps parent. L'analyse spectrométrique de la surface de 4Vesta, par l'intermédiaire du Télescope Spatial Hubble (HST), a révélé que les météorites du groupe des HED et l'astéroïde 4Vesta présentent les mêmes caractéristiques spectrométriques (McCord et *al.*, 1970 ; Consolmagno et Drake, 1977 ; Binzel et Xu, 1993 ; Binzel et *al.*, 1997 ; Drake, 2001).

V.2.1. L'eucrite polymicte I :

Cette météorite a été trouvée en 2002 dans la région des Eglabs-Chegga (Tindouf, Sud-Ouest algérien). L'échantillon est constitué par une seule pièce, entourée totalement par une croûte de fusion lisse très sombre légèrement craquelée (**Fig.54**).



Fig. 54 : L'eucrite polymicte I entourée totalement par une croûte de fusion lisse très sombre.

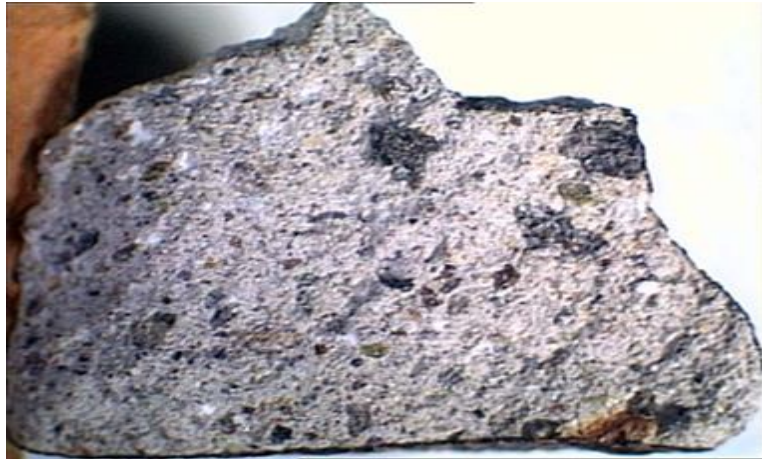


Fig. 55 : Aspect bréchique de l'eucrite polymicte I.

V.2.1.1. Pétrographie :

La roche est gris-clair et finement bréchique (**Fig.55**). Elle est constituée essentiellement de fragments de minéraux pouvant atteindre 0,5 mm de large, de plagioclase, de pyroxènes, de spinelle, de silice cristallisée, de fer métal et de troïlite. Le métal se présente sous forme spongieuse englobant des fragments de silicates et est parfois associé à des grains de tétrataénite.

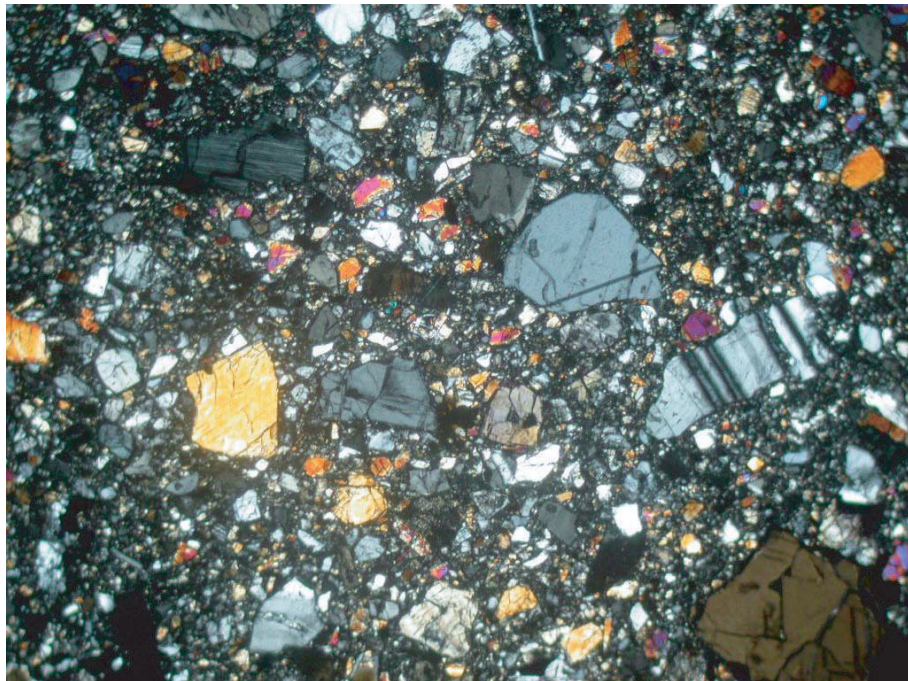


Fig.56 : Texture bréchique dans l'eucrite polymicte I (LPA).

La roche comprend également des fragments ou clastes d'eucrites basaltiques à texture ophitique, de fragments d'eucrites cumulatives et une faible proportion de fragments diogénitiques (orthopyroxènes). Cette eucrite polymicte est ainsi constituée par plusieurs clastes ou fragments de roches de lithologies et de textures différentes (**Fig.56 et Fig.57**).

Le claste 1 représente un fragment de composition basaltique de type eucrite à texture ophitique (**Fig.58**). Il est constitué de plagioclase, de pyroxènes à lamelles d'exsolutions, de spinelle, d'ilménite et de silice cristallisée.

Le claste 2 correspond également à un fragment basaltique eucritique, à texture ophitique, à plagioclase et pyroxène (**Fig.59**). Le pyroxène se déstabilise progressivement en une association de trois minéraux. On note aussi la présence de spinelle et d'ilménite

Le claste 3 forme un fragment finement grenu à texture cumulative (**Fig.60 et Fig.61**). Il est constitué de plagioclase et de pyroxène à lamelles d'exsolutions. De petits grains de spinelle, d'ilménite et de rares cristaux de silice apparaissent en phases minérales accessoires. Ce claste représente un fragment d'une eucrite cumulative.

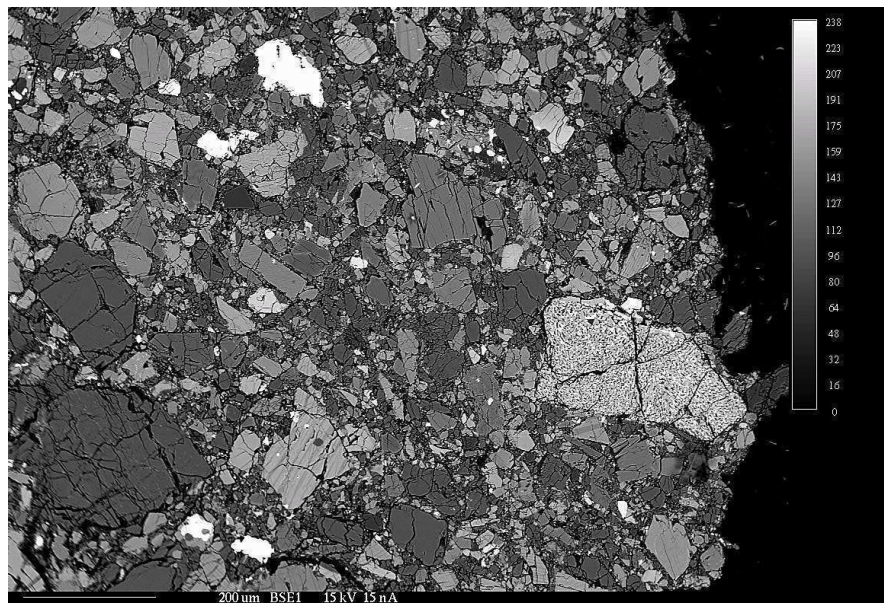


Fig.57 : Texture bréchique dans l'eucrite polymicte I (Image BSE)

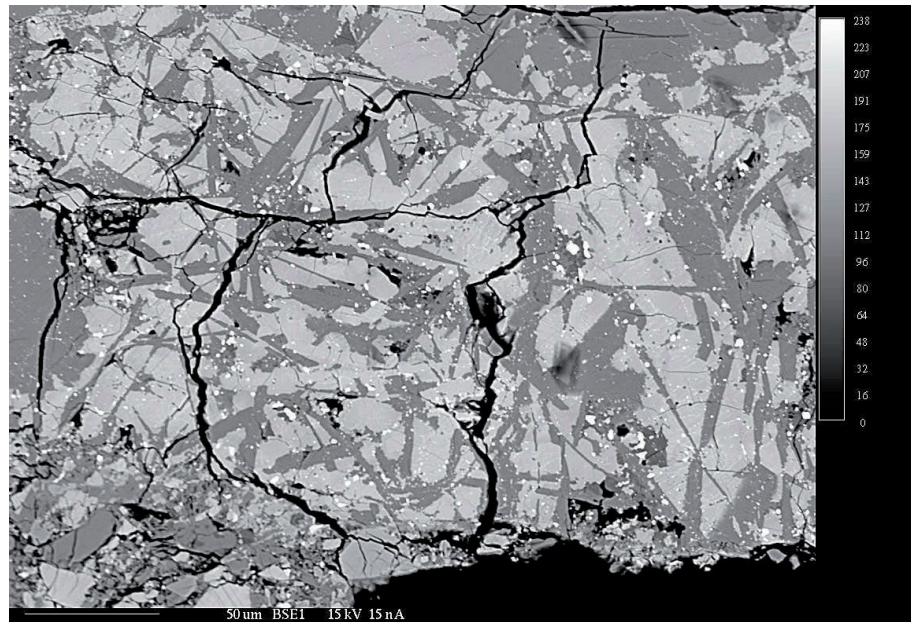


Fig.58 : Fragment basaltique eucritique à texture ophitique (Image BSE).

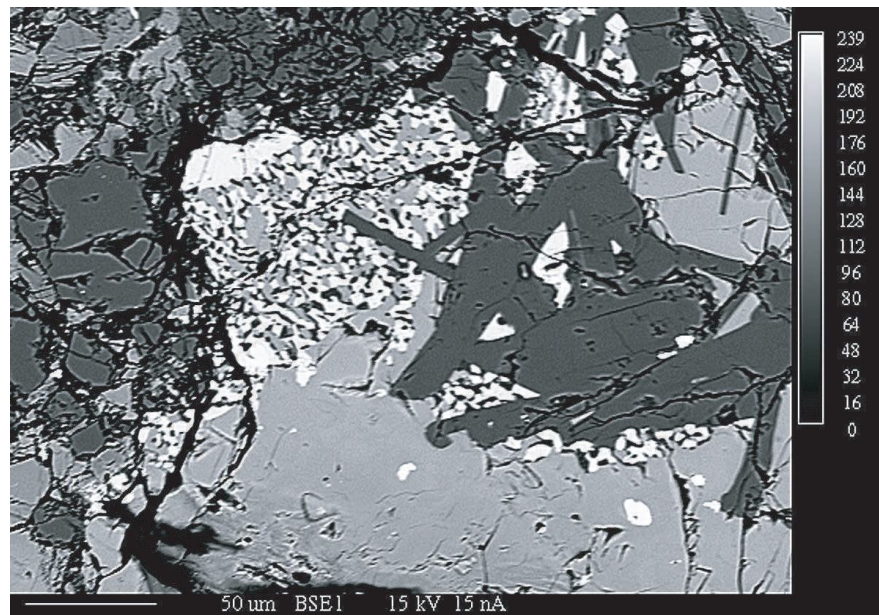


Fig. 59 : Fragment basaltique eucritique à texture ophitique (Image BSE).

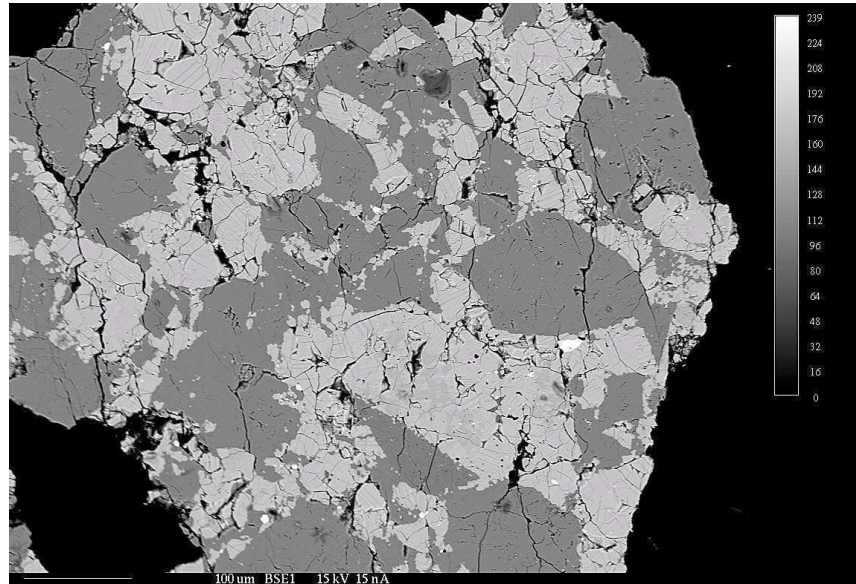


Fig.60 : Fragment de gabbro (eucrite cumulative) (Image BSE).

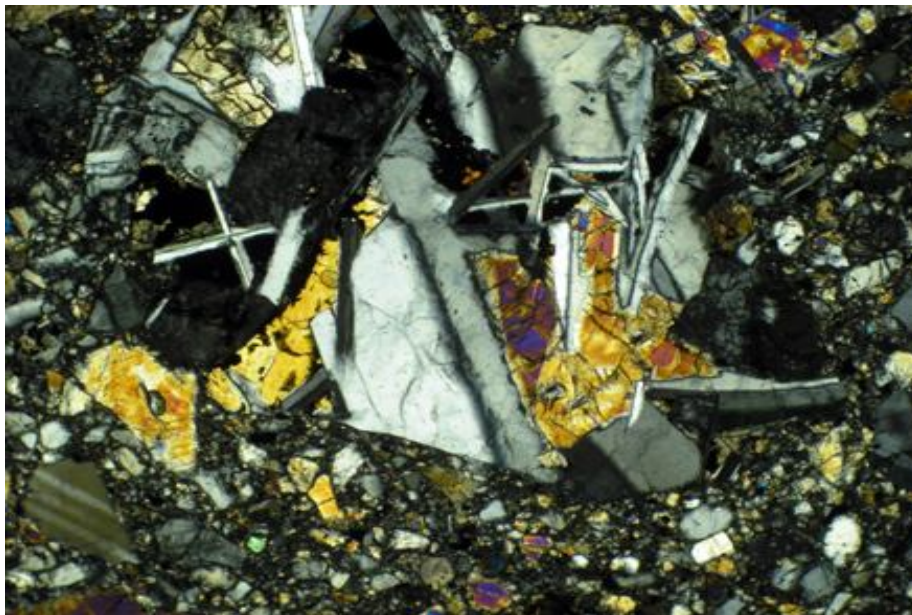


Fig.61 : Fragment de gabbro (eucrite cumulative) (LPA).

Nous avons également observé des fragments d'association symplectitique de silice-fayalite-hédenbergite (**Fig.62**) ainsi que des veinules d'olivine fayalitique qui recourent de grands cristaux de pyroxène (**Fig.63**).

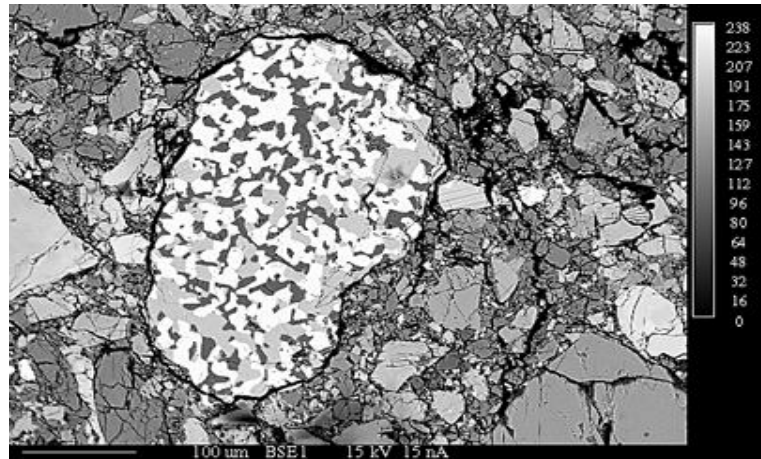


Fig. 62 : Fragment d'une association symplectitique à silice-fayalite-hédénbergite (Image BSE).

V.2.1.2. Composition minéralogique (Tab.14 et 15) :

La roche est constituée essentiellement de fragments de plagioclase (An_{85-94}), de pyroxènes ($En_{84-39} Wo_{1-8}$), de spinelle (51 % Cr), de silice cristallisée (tridymite), de fer métal (2,5 Ni wt %) et de troïlite (FeS). Le métal sous forme spongieuse englobant des fragments de silicates a un rapport Ni/Co \approx 20 et est parfois associé à des grains de tétrataénite (>55 Ni wt %). Les pyroxènes présentent des compositions extrêmement variables depuis des orthopyroxènes jusqu'à des ferro-augites en passant par des pigeonites et des ferro-pigeonites (**Fig.64**). Ces pigeonites dérivent d'un composé eucritique et se présentent sous forme de lamelles d'exsolutions d'augite. On note également la présence d'orthopyroxènes magnésiens qui pourraient avoir pour origine un composé diogénitique. Cette diversité de composition des pyroxènes témoigne du caractère polymicté de cette eucrite qui montre des hétérogénéités traduisant un processus de formation polygénique.

Chaque claste ou fragment dans la roche présente une composition minéralogique différente de l'autre.

Le claste 1 est constitué de plagioclase (An_{91}), de pigeonite ($Wo_{14}-En_{33}$) avec des lamelles d'augite exsolvées ($Wo_{40}-En_{30}$), de spinelle, d'ilménite et de silice cristallisée (tridymite : déterminée par Microsonde Raman).

Le claste 2 est constitué de plagioclase (An_{87}) et de pyroxène ferreux et calcique ($Wo_{34}-En_{08}$) de type "pyroxferroïte". Ce pyroxène se déstabilise progressivement en une

association d'hédenbergite, fayalite et silice (tridymite). On note aussi la présence de spinelle et d'ilménite.

Le claste 3 est constitué de plagioclase (An₉₄) et de pigeonite (Wo₁₂-En₄₀) présentant des lamelles d'exsolutions d'augite (Wo₄₃-En₃₈). De petits grains de spinelle, d'ilménite et de rares cristaux de silice apparaissent en phases minérales accessoires.

Les fragments basaltiques eucritiques forment la majorité des constituants de la roche. Les fragments diogénitiques sont très peu abondants (<10%) et ce sont essentiellement des cristaux épars d'Opx (En₆₈₋₈₄ -Wo₁₋₆).

Les veinules d'olivine, qui recoupent de grands cristaux d'orthopyroxènes (En₆₀-Wo₆), ont une composition fayalitique (Fa₇₁).

	opx	opx	opx	opx	opx	cpx	opx	opx	opx	pigeonite
SiO ₂	54,233	55,904	54,554	52,321	51,035	50,68	53,794	51,253	50,633	50,778
TiO ₂	0,175	0,005	0,068	0,309	0,424	0,896	0,229	0,002	0,552	0,537
Al ₂ O ₃	1,34	0,401	1,521	0,516	0,489	1,687	0,673	0,967	0,552	0,671
Cr ₂ O ₃	0,716	0,877	0,732	0,449	0,301	0,702	0,447	0	0,189	0,279
MgO	21,976	25,009	28,53	18,3	14,866	11,592	23,183	17,66	11,643	11,286
FeO	19,399	18,389	13,009	25,74	29,978	15,282	20,051	26,141	32,451	31,844
MnO	0,657	0,609	0,479	0,837	0,921	0,48	0,728	0,93	1,01	0,979
NiO	0	0	0,001	0,031	0,013	0	0,01	0,004	0,028	0,004
CaO	2,835	0,798	1,676	2,06	2,719	18,966	1,809	2,804	4,29	5,006
Na ₂ O	0,003	0	0,024	0,026	0,032	0,115	0,008	0,028	0	0,023
K ₂ O	0	0	0,013	0	0,028	0	0,001	0,01	0	0,01
Total	101,339	101,997	100,615	100,591	100,809	100,402	100,94	99,804	101,352	101,42
mg*	66,88	70,80	79,63	55,89	46,92	57,49	67,33	54,63	39,01	38,72
Fa										
Fs	31,19	28,74	19,71	42,20	50,00	25,37	31,48	42,70	55,28	54,55
Wo	5,84	1,60	3,25	4,33	5,81	40,33	3,64	5,87	9,36	10,99
En	62,98	69,67	77,04	53,48	44,19	34,30	64,88	51,43	35,36	34,46
An										
Or										
Ab										
Fe/Mn	29,07	29,73	26,74	30,28	32,05	31,35	27,12	27,68	31,64	32,03

	opx	cpx	cpx	opx	plagio	plagio	silice	plagio	fayalite	opx	fayalite
SiO2	49,443	50,267	51,127	50,673	45,436	46,365	99,684	45,325	35,163	52,413	32,729
TiO2	0,33	0,944	0,834	0,419	0,013	0	0,1	0	0,042	0,16	0,083
Al2O3	0,563	1,614	1,75	0,635	34,958	34,136	0,486	34,996	0,062	1,721	0,057
Cr2O3	0,222	0,585	0,671	0,392	0,035	0,031	0	0	0,064	0,688	0,058
MgO	11,197	9,638	10,504	13,022	0,095	0,101	0,008	0,109	25,783	20,888	17,39
FeO	34,049	17,838	16,614	31,963	0,161	0,304	0,004	0,06	38,803	21,344	46,909
MnO	1,113	0,573	0,585	0,965	0	0,004	0,023	0,009	0,659	0,686	0,792
NiO	0	0,005	0	0,001	0,033	0	0,003	0	0	0	0,025
CaO	2,889	18,802	18,126	2,867	19,139	18,077	0,213	18,899	0,084	2,384	0,173
Na2O	0,03	0,164	0,14	0,005	0,635	1,154	0,043	0,561	0,024	0,055	0,013
K2O	0,005	0	0	0	0,01	0,041	0,083	0,006	0	0,025	0,023
Total	99,845	100,435	100,355	100,946	100,519	100,216	100,651	99,969	100,69	100,37	98,258
mg*	36,96	49,06	52,99	42,07					54,22	63,56	39,79
Fa									45,72		60,04
Fs	59,00	30,18	28,37	54,31						34,63	
Wo	6,41	40,75	39,65	6,24						4,96	
En	34,59	29,07	31,97	39,44						60,41	
An					94,28	89,43		94,87			
Or					0,06	0,24		0,04			
Ab					5,66	10,33		5,09			
Fe/Mn	30,12	30,65	27,97	32,62					57,98	30,64	58,32

Tab.14 : Compositions chimiques des silicates et des oxydes de l'eucrite polymictite I.

	Fer métal	Fer métal	troilite
Mg	0,005	0,006	0
Ca	0	0,004	0,187
Ti	0,019	0	0,094
S	0,022	0,02	36,563
Fe	95,596	42,755	61,103
Cu	0,004	0	0
Zn	0,02	0	0,061
Ni	2,853	55,77	0,032
Co	0,146	0,03	0
Total	98,665	98,585	98,04

Tab.15 : Compositions chimiques dans le métal spongieux.

V.2.1.3. Composition chimique et isotopique :

La composition chimique globale de la roche apparaît plus calcique et alumineuse et moins magnésienne que pour les howardites connues (Desnoyers et Jerome, 1977 ; Laul et Gosselin, 1990). Cela s'explique par l'abondance des plagioclases et la pauvreté en composants diogénitiques (Opx) par rapport aux howardites (**Fig.65**). Ces caractéristiques permettent de classer cette météorite comme une eucrite polymictique (Delaney et *al.*, 1984 ; Delaney et *al.*, 1983).

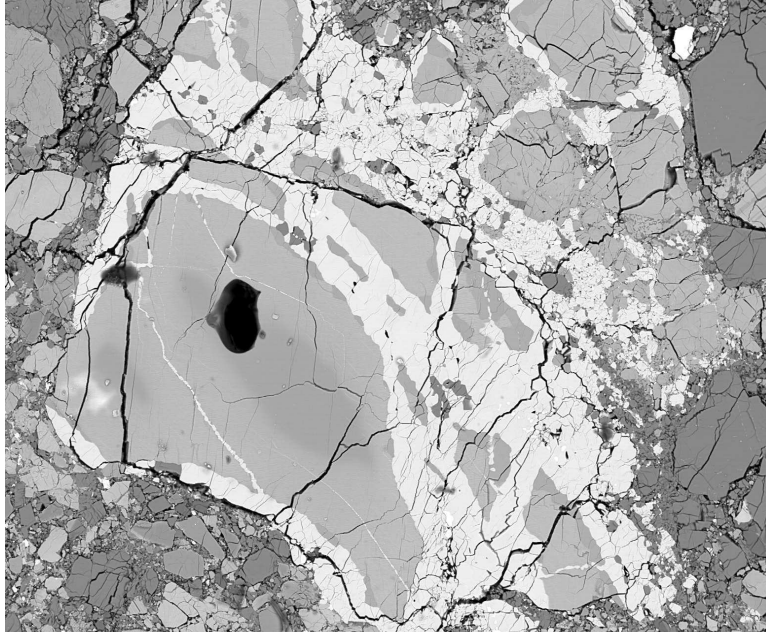


Fig.63 : Veinules d'olivine fayalitique recoupant de grands cristaux d'orthopyroxène (Image BSE).

La composition en terres rares de la roche totale (**Tab.16**), indique que l'eucrite polymictique I présente un très léger enrichissement en REE par rapport à la composition chondritique (**Fig.66**). Elle est proche de l'eucrite polymictique Macibini avec un léger appauvrissement en LREE et HREE (**Fig.66**).

Les pyroxènes montrent deux évolutions différentes en fonction des rapports Sm/Nd et Lu/Hf (**Fig.67**). La première est de type eucrite basaltique. La seconde correspond à une évolution de type eucrite cumulative avec fractionnement de l'Hf, probablement par l'ilménite ou le spinelle pendant cette évolution.

L'analyse isotopique de l'oxygène a donné un ($\delta^{17}\text{O} = 2.00\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 4.70\text{‰}$; $\Delta^{17}\text{O} = -0,44\text{‰}$), ce qui confirme l'appartenance de l'eucrite polymictique I au groupe des HED (Clayton et *al.*, 1976 ; Clayton et Mayeda, 1996) (**Fig.68**).

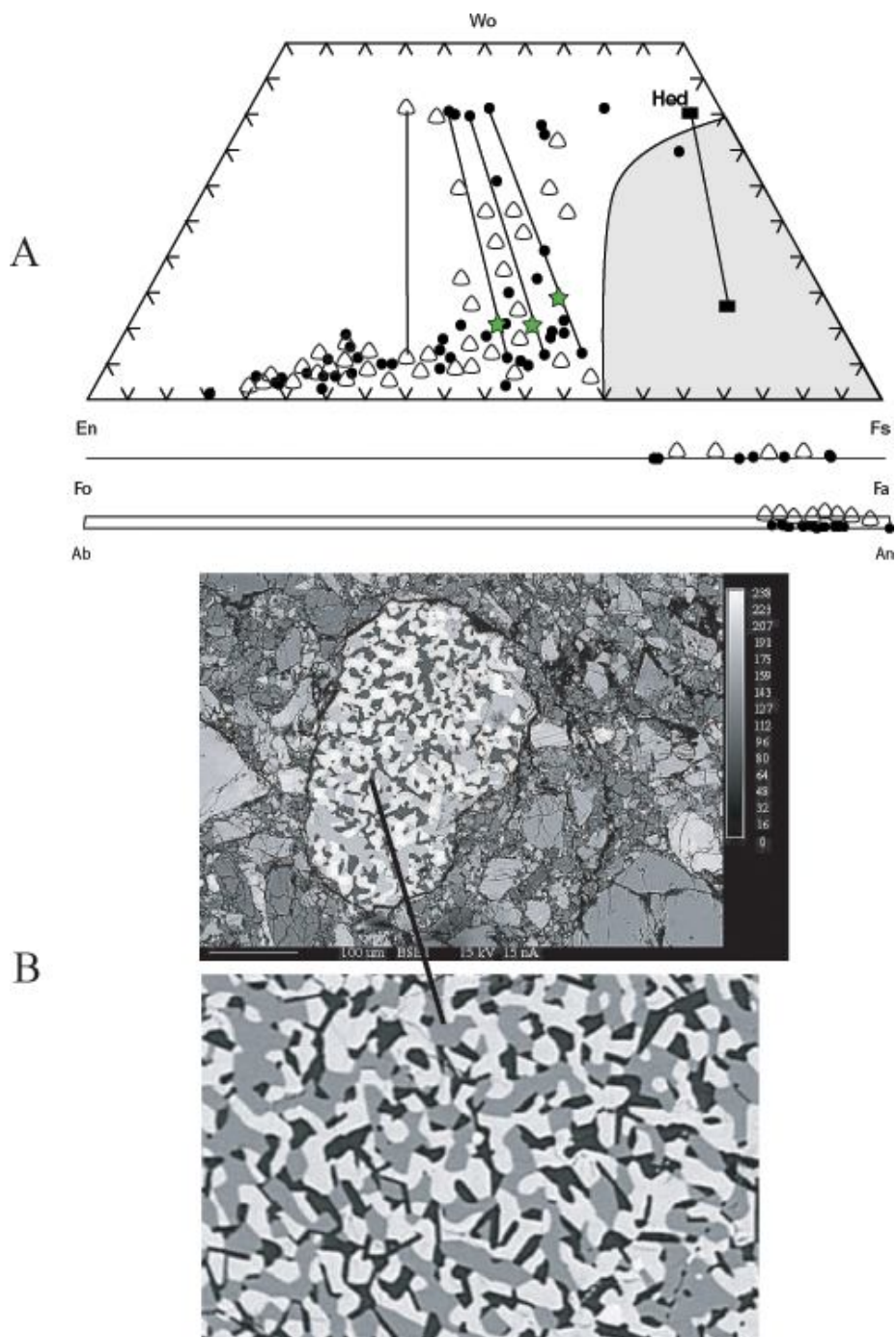


Fig. 64 : A : Compositions des pyroxènes, olivines et plagioclases de l'eucrite polymictic I (cercles noirs) et de l'eucrite polymictic II (triangles noirs). Etoiles : composition principale recalculée des pigeonites démixées ; carrés noirs : compositions recalculées de la pyroxferroïte à partir de la composition modale et les analyses ponctuelles de la fayalite, hédénbergite et silice ; champ gris : zone d'instabilité des pyroxènes à 925°C et 1 atm d'après Smith (1972).

B : Fragment de pyroxferroïte (image en BSE.) totalement déstabilisée avec composition modale de l'association symplectitique fayalite 46 % (en blanc) –hédénbergite 26 % (en gris) –silice 28 % (en noir).

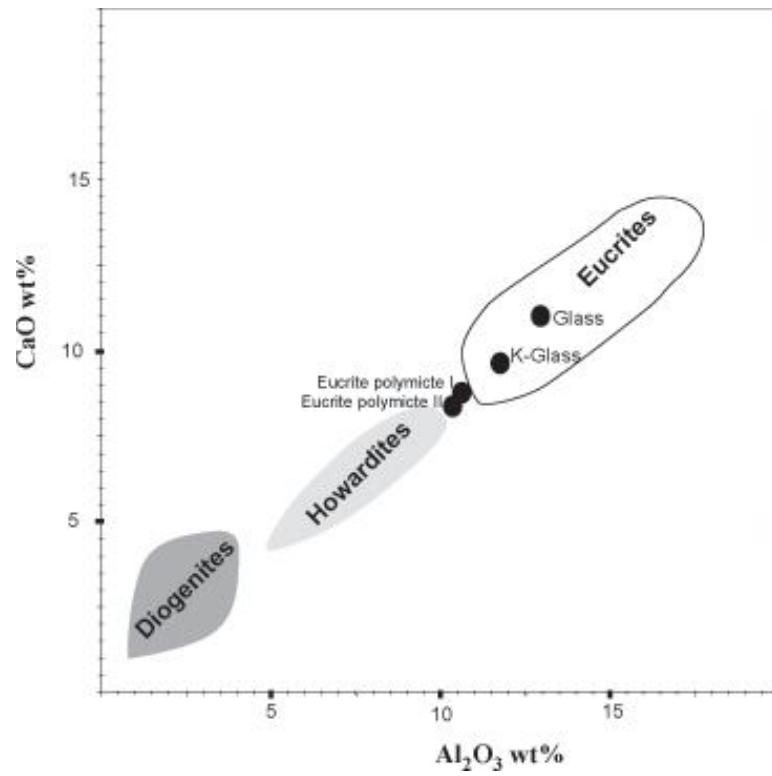


Fig. 65 : Diagramme Al₂O₃ vs CaO discriminant des HED (in Yamaguchi, 2000).

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
eucrite polymicte I	2,65	7,03	1,02	5,34	1,64	0,56	2,29	0,40	2,85	0,60	1,68	0,24	1,57	0,25
eucrite polymicte II	2,46	6,52	0,94	4,94	1,52	0,52	2,15	0,38	2,69	0,56	1,59	0,23	1,47	0,24

Tab.16 : Composition en REE des eucrites polymictes I et II.

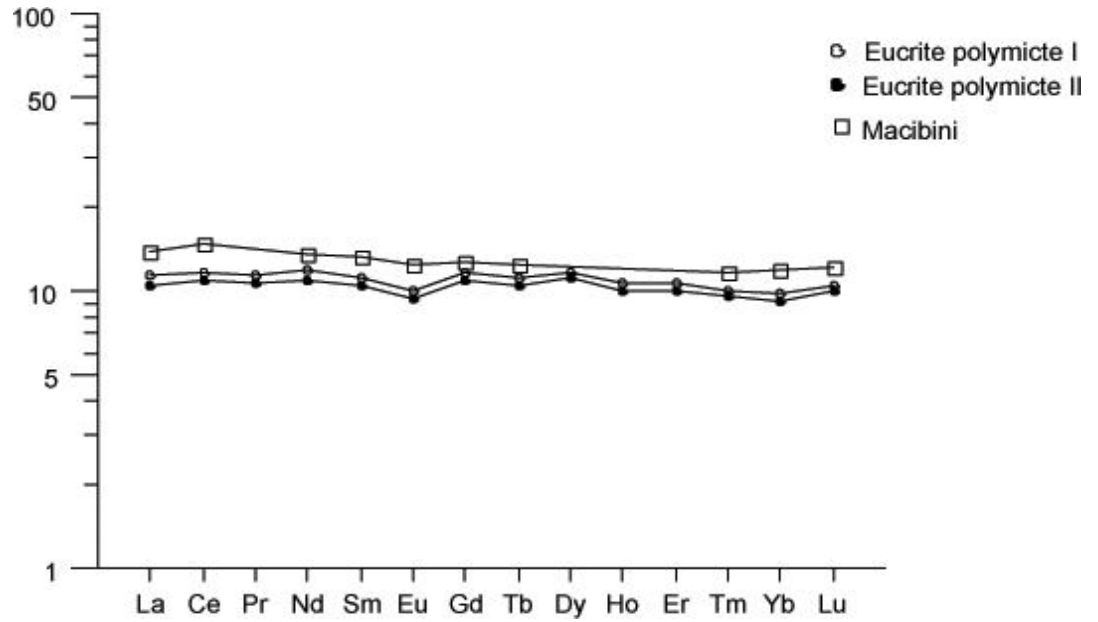


Fig.66 : Spectres de terres rares (REE) normalisés à la chondrite C1 (Anders et Grevesse, 1989) des deux eucrites polymictes étudiées et comparées à l'eucrite polymictic Macibini (Buchanan et al., 2000).

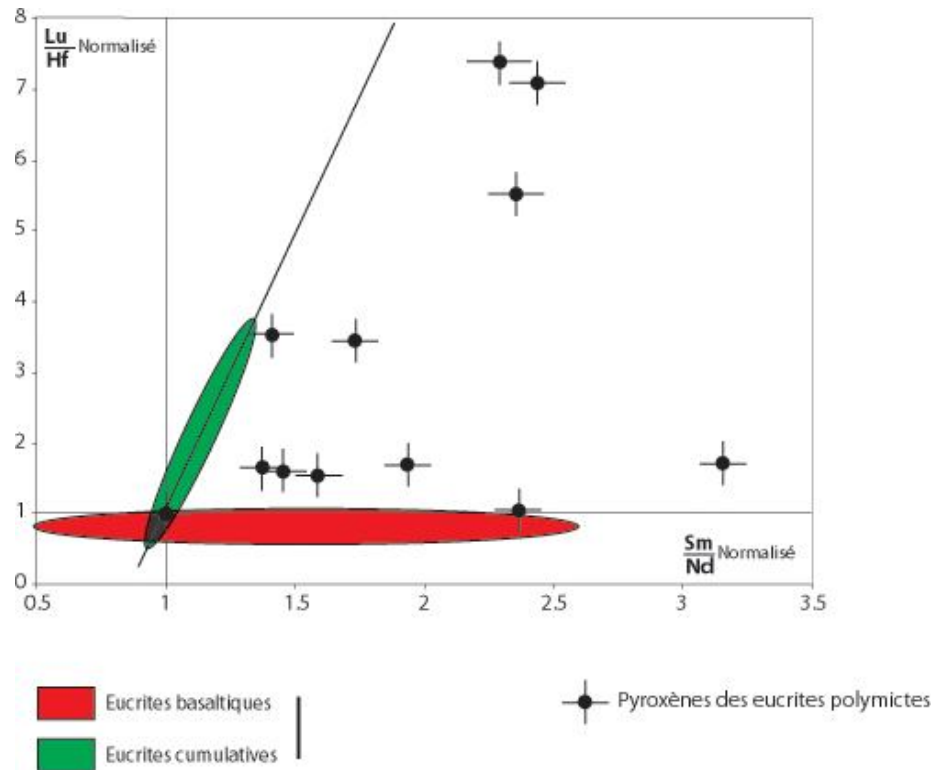


Fig.67 : Diagramme Sm/Nd vs Lu/Hf normalisés des pyroxènes des eucrites polymictes.

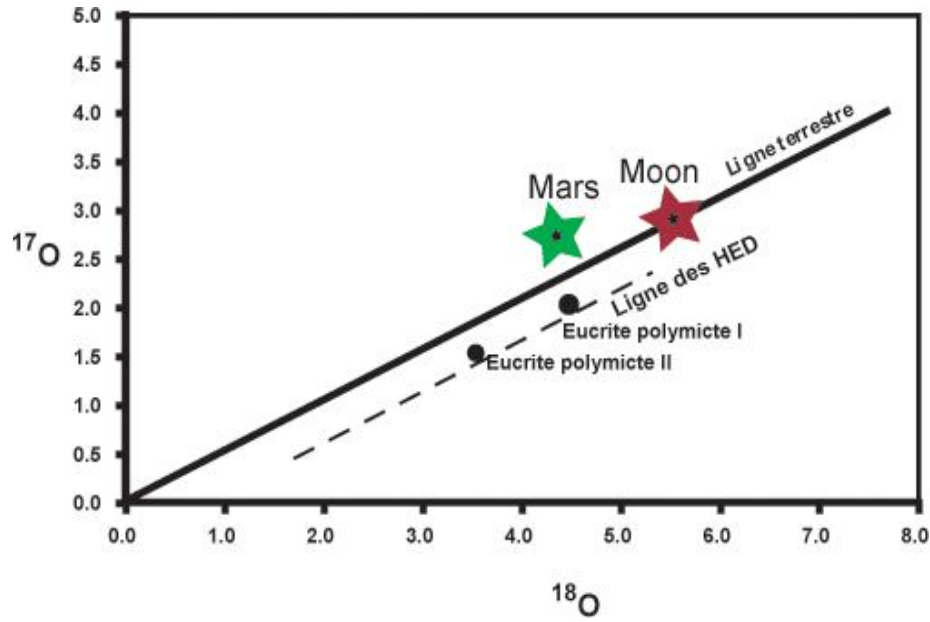


Fig.68 : Données isotopiques de l'oxygène pour les eucrites polymictes étudiées.

V.2.1.4. Discussion

Sur la base de reconstitutions volumétriques dans le claste formé d'une association symplectitique d'hédenbergite, de fayalite et de silice (Fig.54B). La composition globale donne un pyroxène de type pyroxferroïte ($\text{En}_{10}\text{-Wo}_{12}\text{Fs}_{78}$) se situant dans le champ d'instabilité des pyroxènes (Smith, 1972) dans le diagramme Di-Hd-En-Fs (Fig.54A). Ce pyroxénoïde a été précédemment décrit dans les basaltes lunaires (Ware et Lovering, 1971 ; Chao *et al.*, 1970 ; Lindsley *et al.*, 1972), dans les météorites lunaires (Snyder *et al.*, 1999) et dans les météorites martiennes (Aramovich *et al.*, 2002).

Généralement, le pyroxène le plus tardif s'enrichit en fer et se positionne dans le domaine d'instabilité des pyroxènes (Lindsley, 1983). Les études expérimentales indiquent que la pyroxferroïte est stable seulement au-delà d'une pression de 10 kbar (Lindsley et Burnham, 1970). Ces conditions ne sont pas envisageables pour le cas de l'astéroïde 4Vesta. En utilisant les conditions barométriques de stabilité des pyroxènes de Smith (1972), nous avons constaté que la composition de la pyroxferroïte recalculée à partir de l'association symplectitique s'est formée dans des conditions supérieures à 3 kbars, alors que les compositions des pyroxferroïtes qui sont partiellement déstabilisées indiquent qu'elles ont cristallisé dans des conditions de subsurface.

Lindsley *et al.* (1972) ont confirmé le caractère métastable de ces pyroxferroïtes par des expériences de réchauffement. Ils ont constaté qu'après un réchauffement lent ($> 990^\circ$ pendant 3

jours), la pyroxferroïte se déstabilise en un assemblage de 3 phases : hédénbergite, fayalite et silice (tridymite).

Nous avons également observé des veinules d'olivine (Fa_{71}) qui recoupent de grands cristaux de pyroxène ($\text{En}_{60}\text{-Wo}_6$). De tels filonnets ont été décrits dans l'eucrite polymicte Macibini (Buchanan *et al.*, 2000) et dans NWA049 (Beck *et al.*, 2001). Kozul et Hewins (1989) interprètent de tels filonnets comme une déstabilisation du pyroxène en olivine et silice. Takeda *et al.* (1994) ont suggéré qu'une refonte partielle du pyroxène et la formation d'olivine pourraient être le résultat de chocs, cette néo-olivine se serait alors injectée dans les fractures. Une troisième hypothèse stipule que cette olivine serait magmatique (Kozul et Hewins, 1989 ; Beck *et al.*, 2001). Dans notre cas, l'absence de silice et les bordures réactionnelles entre ces veinules et les pyroxènes (bordure riche en Fe et Ca ($\text{En}_{30}\text{-Wo}_{41}$), permettent de favoriser la troisième hypothèse sur l'origine magmatique de cette olivine. C'est un liquide magmatique différencié qui a réagi (réaction solide-liquide) avec le pyroxène en donnant des olivines et des pyroxènes riches en fer et en calcium.

Le métal (**Fig.69**), sous forme spongieuse ($\text{Ni} = 2,5 \text{ wt } \%$) parfois associé à des grains de tétrataénite ($> 55 \text{ Ni wt } \%$) présente un rapport $\text{Ni/Co} \approx 20$, non commun pour les eucrites, qui ont généralement un $\text{Ni} < 0,01 - 0,1 \text{ wt } \%$ et un rapport $\text{Ni/Co} < 5$ (Yamaguchi *et al.*, 2006). Par contre, le métal incorporé dans la roche comme fragment de projectile montre un rapport $\text{Ni/Co} > 10$ (Yamaguchi *et al.*, 2006). Ce qui nous permet de déduire que ce métal est un fragment de projectile incorporé dans l'eucrite polymicte I au cours de la période d'impact et peut être le principal impacteur.

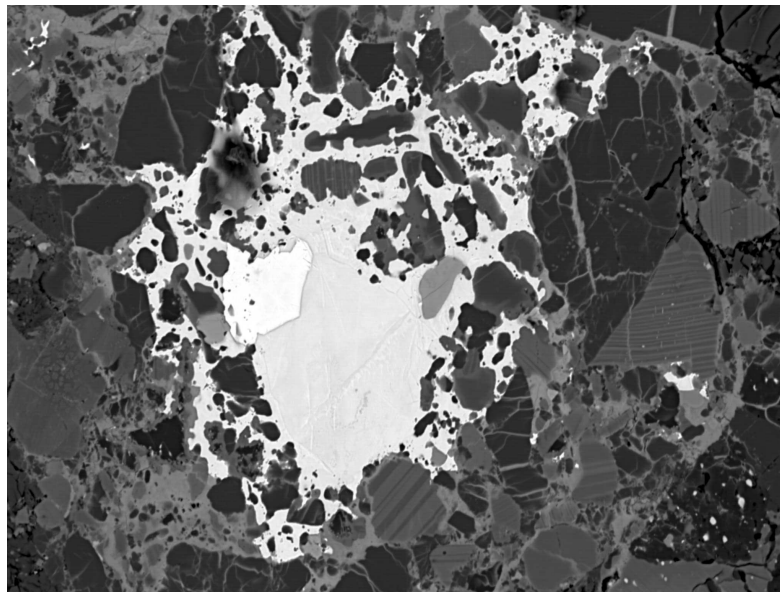


Fig.69 : Le métal sous forme spongieuse de kamacite associée à des grains de tétrataénite.

V.2.2. L'eucrite polymictique II :

Cette météorite a été également récoltée en 2002 dans la région des Eglab-Chegga (Tindouf, Sud-Ouest algérien). L'échantillon est constitué par une seule pièce entourée partiellement par une croûte de fusion lisse très sombre et légèrement craquelée.

V.2.2.1. Pétrographie :

La roche présente une texture bréchique moyennement grenue. Elle contient des fragments minéraux de pyroxène, de plagioclase, d'olivine, de spinelle et de silice. La roche renferme également quelques fragments basaltiques, à texture ophitique et sub-ophitique, formés de plagioclase, de pyroxènes, de spinelle et de troïlite en phases mineures.

La roche est constituée de fragments ou clastes de roches basaltiques :

Le claste 1 représente un fragment basaltique à texture ophitique et formé de plagioclase et de pyroxène à lamelles d'exsolutions. Les phases mineures observées consistent en quelques grains de spinelle et de troïlite.

Le claste 2 correspond à un fragment d'eucrite à texture sub-ophitique (**Fig.70**). Il est constitué de pyroxène, à zonation nette en image électrons rétro diffusée (**Fig.71**), et de plagioclase montrant également un zoning du cœur vers la bordure. La mésostase interstitielle vitreuse est bien visible et partiellement recristallisée. En phase minéralogique accessoire, le claste 2 contient aussi de la troïlite en petits grains soit inclus dans les pyroxènes et les plagioclases ou disséminés dans la mésostase.



Fig.70 : Fragment d'eucrite non métamorphisée. La présence du verre sombre est bien visible (LPA).



Fig.71: Fragment d'eucrite non métamorphosée. La zonation des pyroxènes et la présence du verre sombre est bien visible (Image BSE).

Comme dans l'eucrite polymictique II, nous constatons également la présence de clastes formés exclusivement par des associations symplectitiques à hédénbergite, fayalite et silice traduisant la déstabilisation de la pyroxferroïte à basse pression.

Le verre est présent dans pratiquement toute la roche. C'est du verre brun apparaissant sous deux habitus : de rares sphérules de 500 µm de diamètre (**Fig.72**) et des formes irrégulières atteignant 1 mm de large. Quelques fragments sont homogènes et beaucoup d'entre eux sont plus ou moins dévitrifiés.

V.2.2.2. Composition minéralogique (Tab.17 et 18) :

La roche contient des fragments minéraux de pyroxène ($\text{En}_{67,4-75,90}\text{-Wo}_{2-3}$), de plagioclase (An_{88-97}), d'olivine (Fa_{67-80}), de spinelle ($\text{cr}^* = 0,89$) et de silice. Les pyroxènes présentent des compositions extrêmement variables comme dans l'eucrite polymictique I, d'orthopyroxènes aux ferro-augites en passant par des pigeonites et des ferro-pigeonites.

Dans le claste 1, la composition des minéraux comprend du plagioclase ($\text{An}_{85,8-93,6}$) et de la pigeonite ($\text{En}_{37,2}\text{-Wo}_{7,7}$) à lamelles d'exsolutions d'augite ($\text{En}_{39,6}\text{-Wo}_{41,4}$). En phases mineures, nous observons quelques grains de spinelles et de troïlite (FeS).

Le claste 2 est un fragment d'eucrite non équilibrée (**Fig.73**). Il est constitué de pigeonite zonée ($\text{En}_{72-22}\text{-Wo}_{4,5-24}$) et le plagioclase présente différentes compositions du cœur vers la bordure (An_{81-86}). Dans les phases mineures nous avons de l'olivine (Fa_{71}) et de la troïlite.

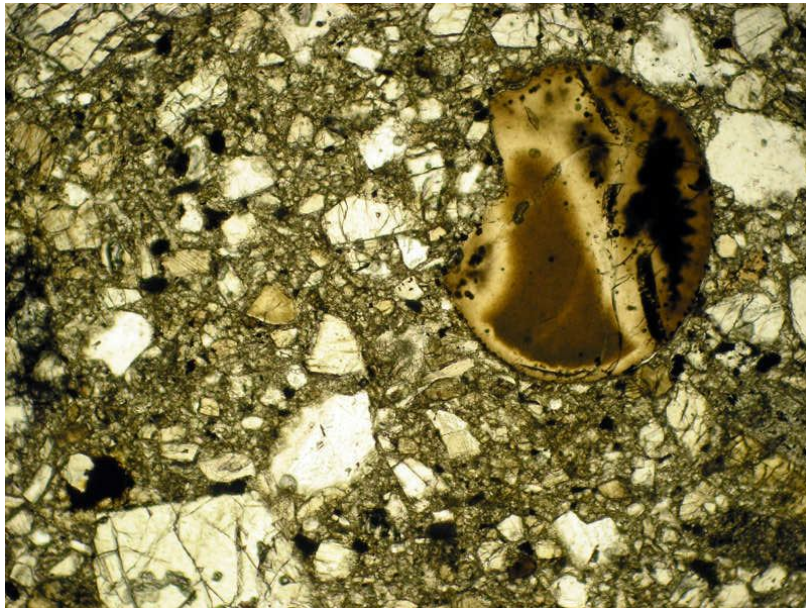


Fig. 72 : Sphérules de verre brun en fragments dans la matrice de l'eucrite polymictique (L.P.X25).

	Silice	pigeonite	cpx	plagio	opx	plagio	opx	pigeonite	pig	pigeonite
SiO2	99,419	50,164	49,529	48,534	53,946	45,353	56,227	51,49	51,649	49,488
TiO2	0,087	0,33	0,674	0,033	0,112	0	0,077	0,32	0,147	0,399
Al2O3	1,105	0,862	1,481	32,152	0,913	33,923	0,682	0,629	0,756	0,846
Cr2O3	0,013	0,317	0,801	0,06	0,691	0	0,826	0,259	0,389	0,5
MgO	0,002	9,569	8,562	0,058	24,334	0,09	27,778	15,551	17,862	11,799
FeO	0,419	28,162	21,779	0,467	18,538	0,345	14,198	28,237	24,132	27,733
MnO	0,003	0,926	0,633	0,005	0,714	0,022	0,444	0,846	0,939	0,958
NiO	0,008	0	0,005	0,003	0	0,023	0,018	0,013	0,031	0,036
CaO	0,641	10,11	17,176	16,888	1,804	18,985	0,947	3,488	3,855	7,814
Na2O	0,003	0,038	0,062	1,715	0,022	0,754	0	0,036	0	0,001
K2O	0	0,016	0	0,037	0,027	0	0	0,017	0	0,013
Total	101,699	100,494	100,702	99,952	101,1	99,494	101,196	100,886	99,758	99,587
mg*		37,72	41,20		70,06		77,72	49,54	56,89	43,13
Fa										
Fs		48,41	36,89		28,86		21,87	46,73	39,62	47,18
Wo		22,27	37,27		3,60		1,87	7,39	8,11	17,03
En		29,32	25,85		67,54		76,26	45,88	52,27	35,78
An				84,29		93,30				
Or				0,22		0,00				
Ab				15,49		6,70				
Fe/Mn	137,53	29,95	33,88		25,57		31,49	32,87	25,31	28,51

	plagio	glass	olivine	opx	cpx	opx	opx	plagio	spinelles	spinelles
SiO ₂	46,784	48,572	30,823	51,024	50,804	52,34	50,806	43,111	0,894	0,017
TiO ₂	0,013	0,729	0,07	0,27	0,682	0,168	0,162	0,07	2,297	7,888
Al ₂ O ₃	33,08	10,401	0	0,612	1,657	1,646	0,535	35,056	11,55	9,596
Cr ₂ O ₃	0,012	0,377	0,045	0,358	1,001	0,897	1,112	0,006	44,646	41,021
MgO	0,04	8,587	9,159	15,462	12,923	23,337	15,221	0,04	0,844	1,172
FeO	0,594	20,185	56,59	29,35	16,194	18,052	30,048	0,884	34,816	38,18
MnO	0	0,669	1,103	0,966	0,58	0,615	0,967	0,048	0,639	0,58
NiO	0	0	0	0,027	0	0,005	0,013	0,008	0	0
CaO	17,943	9,8	0,203	2,383	14,907	2,57	1,98	19,773	0,119	0
Na ₂ O	1,32	0,189	0,018	0,018	0,053	0,024	0	0,286	0	0,015
K ₂ O	0,01	0,352	0	0	0	0,008	0,02	0	0	0
Total	99,796	99,861	98,01	100,469	98,801	99,663	100,864	99,281	95,805	98,47
mg*			22,39	48,43	58,72	69,74	47,45		4,14	5,19
Fa										
Fs			77,33	48,95	27,76	28,68	50,32			
Wo				5,09	32,74	5,23	4,25			
En				45,96	39,49	66,09	45,43			
An	88,20							97,45		
Or	0,06							0,00		
Ab	11,74							2,55		
Fe/Mn			50,52	29,92	27,49	28,90	30,60			

Tab.17 : Compositions chimiques des silicates et des oxydes de l'eucrite polymictie II

B64	glass	glass	glass	glass	glass
	#52	#55	#56	#57	#58
Na ₂ O	0,218	0,051	0,293	0,19	0,151
MgO	5,235	4,679	5,56	8,476	8,509
K ₂ O	0,036	0,036	0,024	1,284	1,249
CaO	10,197	10,295	11,108	9,274	9,584
TiO ₂	0,751	0,896	0,6	0,761	0,652
Cr ₂ O ₃	0,26	0,251	0,345	0,462	0,383
FeO	18,672	33,45	18,659	16,948	16,462
MnO	0,566	1,01	0,533	0,572	0,524
NiO	0	0,028	0	0,003	0
SiO ₂	46,568	46,125	48,786	48,701	49,848
Al ₂ O ₃	13,024	2,05	13,319	11,833	12,096
Total	95,529	98,875	99,231	98,506	99,462

Tab.18 : Compositions chimiques des fragments de verre dans l'eucrite polymictie II

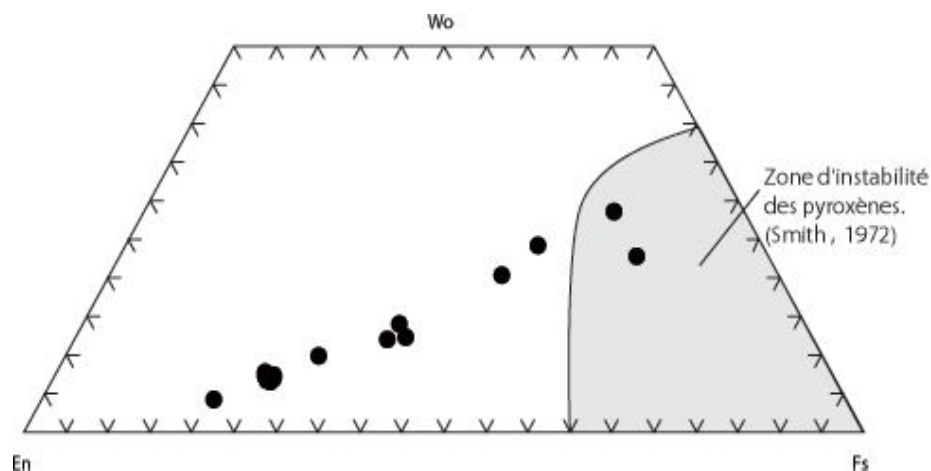


Fig.73 : Composition des pyroxènes dans le fragment d'eucrite non équilibré de type I.

Le verre, en sphérules ou en objets irréguliers, montre globalement une composition moyenne légèrement différente de celle de la roche totale. Il est ainsi plus pauvre en Mg mais plus riche en alumine et calcium. Ce verre a une composition d'eucrite appauvrie en Na_2O alors que quelques fragments de verre présentent en revanche un fort enrichissement en potassium.

Les pyroxènes de l'eucrite polymictique I ont des rapports Fe/Mn (27 à 32) assez comparables à ceux de l'eucrite polymictique II. Ces rapports indiqueraient ainsi l'appartenance au groupe des HED (Howardites-Eucrites-Diogénites) du corps parent probable 4Vesta comme proposé par Papike et al., (2003).

V.2.2.3. Composition chimique et isotopique :

La composition chimique globale est similaire à l'eucrite polymictique I, (**Fig.65**), qui permet de classer cette météorite comme une eucrite polymictique (Delaney et al., 1984 ; Delaney et al., 1983).

Les compositions en éléments en traces de la roche totale indiquent que l'eucrite polymictique II se caractérise par un spectre plat, 10 x chondrite C1 (Anders et Grevesse, 1989), et qu'elles sont comparables à celles de l'eucrite polymictique I et aussi à l'eucrite polymictique Macibini (Buchanan et al., 2000) avec un léger appauvrissement en LREE et HREE (**Fig.66**).

Les données isotopiques de l'oxygène ($\delta^{17}\text{O} = 1,25 \text{ ‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 3,34 \text{ ‰}$; $\Delta^{17}\text{O} = -0,48 \text{ ‰}$) confirment l'appartenance de l'eucrite polymictique II au groupe des HED (Howardites, Eucrites, Diogénites) avec comme corps parent probable l'astéroïde 4Vesta (Clayton et al., 1976 ; Clayton et Mayeda, 1996) (**Fig.68**).

V.2.2.4. Discussion

Le claste d'eucrite non équilibrée représente un fragment de basalte qui a dû refroidir assez rapidement. Le pyroxène ne montre pas de traces de démixtion. Takeda et al. (1976) ont décrit l'eucrite Pasamonte comme une eucrite non équilibrée correspondant à un basalte ayant subi un refroidissement rapide, et qui est également caractérisée par une grande variation de la composition chimique du pyroxène. Cette eucrite est classée deuxième dans la classification de Takeda et Graham (1991) qui est représentée de 1 à 7 et qui indique le degré d'équilibrage des pyroxènes proportionnel au degré de métamorphisme subi par la roche. L'eucrite la moins équilibrée (type1) est un fragment de basalte très riche en mésostase qui a été trouvé dans l'eucrite polymicte Yamato 75011 (Takeda et Graham, 1991). Pun et Papike (1996) ont défini les eucrites non équilibrées qui contiennent des pyroxènes sans lamelles d'exsolutions visibles et avec des zonations magmatiques normales de compositions des pyroxènes, avec une grande variété de Mg#, du cœur vers la bordure. Les eucrites équilibrées sont définies par des pyroxènes en exsolutions avec une composition homogène. Les lamelles d'exsolutions dans le pyroxène peuvent atteindre 3µm de largeur. L'équilibration des pyroxènes indique que les eucrites ont été affectées par une élévation de température supérieure à 800°C (Bogard et Garrison, 2003).

Le réchauffement (> 800°C) a été provoqué par les impacts (Palme et al., 1988) ou par un enfouissement en profondeur (Miyamoto et al., 2001). La majorité des fragments d'eucrites sont de type 5 par rapport à la séquence de métamorphisme établie par Takeda et Graham (1991). Le claste d'eucrite non équilibré dans cette eucrite polymicte est classé type 1 comme celui décrit dans l'eucrite polymicte Yamato 75011. Ils représentent les basaltes les moins métamorphisés qui ont été considérés jusqu'à présent comme des eucrites. Ces fragments d'eucrites correspondent en général aux coulées basaltiques les plus récentes qui se sont mises en surface de la croûte de l'astéroïde 4Vesta. Cela confirme également que cette eucrite polymicte, qui englobe ces fragments, n'a pas été affectée par le métamorphisme après la bréchification.

Les fragments de verre dans l'eucrite polymicte II sont appauvris en Na₂O mais très riches en K₂O. Cette variabilité de Na₂O-K₂O est attribuée à une volatilisation sélective pendant la formation du verre. Cependant, cet enrichissement en potassium dans le verre pourrait s'expliquer par des faciès très différenciés de type granitoïdique (Barrat et al., 2007). Pour les howardites Bununu (Noonan, 1974), Malvern (Desnoyers et Jerome, 1977) et Monticello (Olsen et al., 1987), les compositions moyennes de verre sont très similaires à celle de la roche totale. Les fragments de verre qui ont une composition différente de la roche totale seraient le produit d'impacts sur le corps parent, antérieurement à la formation de l'eucrite polymicte (**Fig.65**).

V.2.3. Conclusion à l'étude des deux eucrites polymictes I et II :

L'étude pétrographique, géochimique et isotopique des deux échantillons d'achondrites découverts dans la région de Chegga, montrent qu'ils appartiennent au même groupe des HED ayant un corps parental probable : l'astéroïde 4Vesta. Ces eucrites polymictes I et II sont bien bréchiques et contiennent des clastes de texture et de composition basaltiques. Ces fragments de basaltes sont eucritiques avec une texture ophitique à sub-ophitique et des textures de cumulats. Ces régolites bréchiques sont formés par les minéraux équilibrés ou non qui ont des compositions eucritiques. Les fragments diogénétiques sont présents en faible pourcentage (< 10 %). Des impacts successifs dans le corps parent ont pu produire ces eucrites polymictes. Celles-ci sont des régolites formés par les fragments de roches profondes et de surface de l'astéroïde et sont colmatés par une matrice finement bréchique. Ces eucrites polymictes présentent des clastes formés exclusivement par une association symplectitique d'hédenbergite, de fayalite et de silice (tridymite) reflétant une démixtion de la pyroxferroïte située dans le champ d'instabilité de pyroxènes à basse pression. Ce pyroxénoïde a été décrit dans les basaltes lunaires, dans les météorites lunaires ainsi que dans les météorites martiennes. Nous avons observé aussi des veinules d'olivine riche fer qui recoupent de grands cristaux de pyroxènes. Le pyroxène, adjacent à ces veinules, montre des changements de composition et devient donc plus ferrifère. Cette olivine fayalitique serait alors d'origine magmatique. C'est un liquide magmatique très différencié riche en olivine fayalitique. Des agrégats poly-cristallins de kamacite et de taénite correspondent à des fragments de projectiles incorporés dans les eucrites polymictes pendant l'impact. Du verre brunâtre, en sphérules ou en formes irrégulières, est présent dans l'eucrite polymicte II. Sa composition moyenne est légèrement différente de celle de la roche entière. Il se caractérise par un enrichissement en potassium probablement dû soit à une volatilisation sélective pendant sa formation, ou par la présence dans le corps parent de faciès très différenciés de type granitoïde. Dans ce type de verres, la faible proportion en magnésium et les fortes teneurs en alumine et calcium peuvent s'expliquer par des composants eucritiques. L'homogénéisation des phases minérales avant la bréchification peut être argumentée par la présence de différents fragments à des degrés d'équilibres différents ainsi que par la présence d'un fragment basaltique riche en verre et non équilibré de type 1 dans la séquence métamorphique de Takeda et Graham (1991). Ceci confirme également que ces eucrites polymictes n'ont pas subi un métamorphisme de post-bréchification. Les rapports Fe/Mn (27 à 32) des pyroxènes de ces eucrites polymictes indiquent que ces roches appartiennent au groupe des « HED » de l'astéroïde 4Vesta comme proposé par Papike et *al.* (2003). Les compositions en éléments en traces de ces deux eucrites sont représentées par des spectres plats assez similaires à celui de l'eucrite polymicte Macibini

(Buchanan et *al.*, 2000). Par ailleurs, nous avons noté que les pyroxènes montrent deux évolutions différentes en fonction des rapports Sm/Nd et Lu/Hf : une évolution d'eucrite basaltique et une évolution d'eucrite cumulative avec fractionnement du Hf, probablement par l'ilménite ou spinelle pendant cette évolution. Ces deux évolutions pourraient suggérer une source polygénique des pyroxènes. Les données isotopiques de l'oxygène confirment l'appartenance de ces deux achondrites à la ligne du groupe « HED » attribué à l'astéroïde 4Vesta et que ces deux eucrites polymictes sont assez comparables et peut-être pairées.

V.2.4. L'eucrite monomictite :

Cette météorite a été découverte en septembre 2004 dans la région des Eglab-Chegga (Tindouf, Sud-Ouest algérien). La roche, en une seule pièce de 54 g, de forme plus ou moins allongée, est totalement recouverte d'une croûte de fusion noire et lisse (**Fig.74**).



Fig. 74 : L'eucrite monomictite, forme plus ou moins allongée, totalement recouverte d'une croûte de fusion noire et lisse.

V.2.4.1. Pétrographie :

La roche est grise à la cassure, bréchique, finement grenue et montre des plages millimétriques de métal. Elle présente deux zones distinctes : une zone grossière à reliques de texture ophitique, (**Fig.75**), et formée de lattes de plagioclase inclus dans des pyroxènes démixés, l'autre zone est plus fine, à texture granoblastique, et composée de plagioclase, de pyroxènes démixés, de silice, de fer métal, de troïlite et de spinelle. La texture granoblastique se

distingue également en sous-zones grossières, à grains de plagioclase et de pyroxènes de 100 à 300 microns, et de sous-zones plus fines dont la taille des grains est comprise entre 5 à 30 microns (**Fig.76 et Fig.77**). Dans ces sous-zones granoblastiques fines, les cristaux de plagioclase et de pyroxènes présentent parfois des figures de recuit (points de jonctions triples). Dans les sous-zones grossières à reliques de texture magmatique, nous constatons des fractures et des cisaillements liés au choc subi par la roche. Les pyroxènes présentent généralement des démixtions en bandes de 0,3 à 1,3 μm de diamètre.

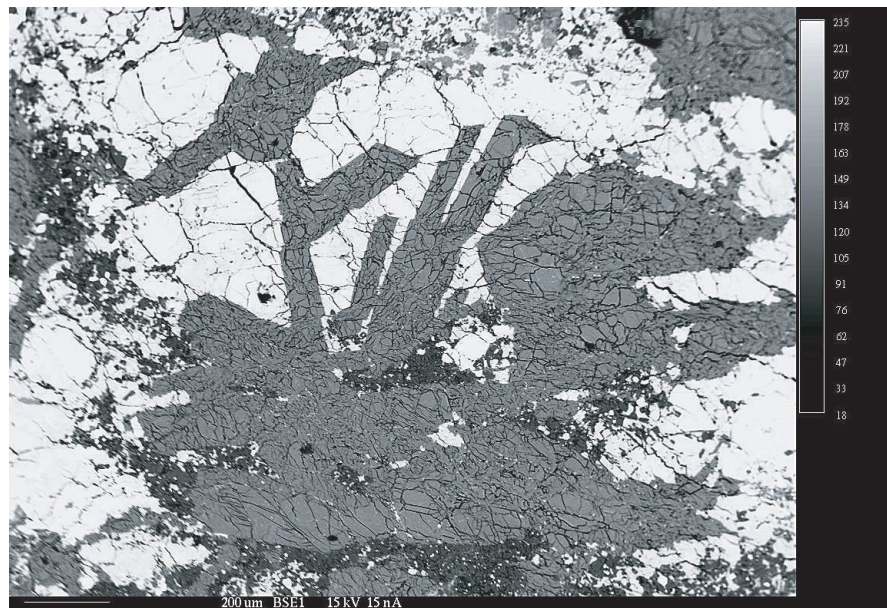


Fig.75 : Zones à texture ophitique dans l'eucrite monomictite associant de grandes lattes pluri-millimétriques de plagioclase fortement fracturées au sein de grands cristaux de pigeonite. Aux interfaces entre pigeonites et plagioclases se développe une texture "granoblastique" à grains plus fins (~ 10 μm). Image en BSE.

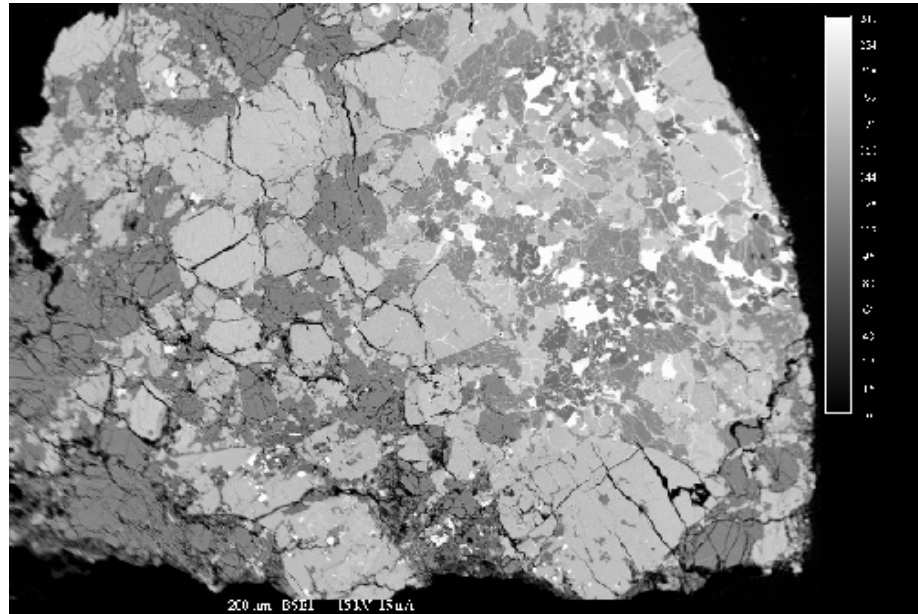


Fig.76 : Texture "granoblastique" métamorphique grossière et fine dans l'eucrite étudiée. (Image en BSE).

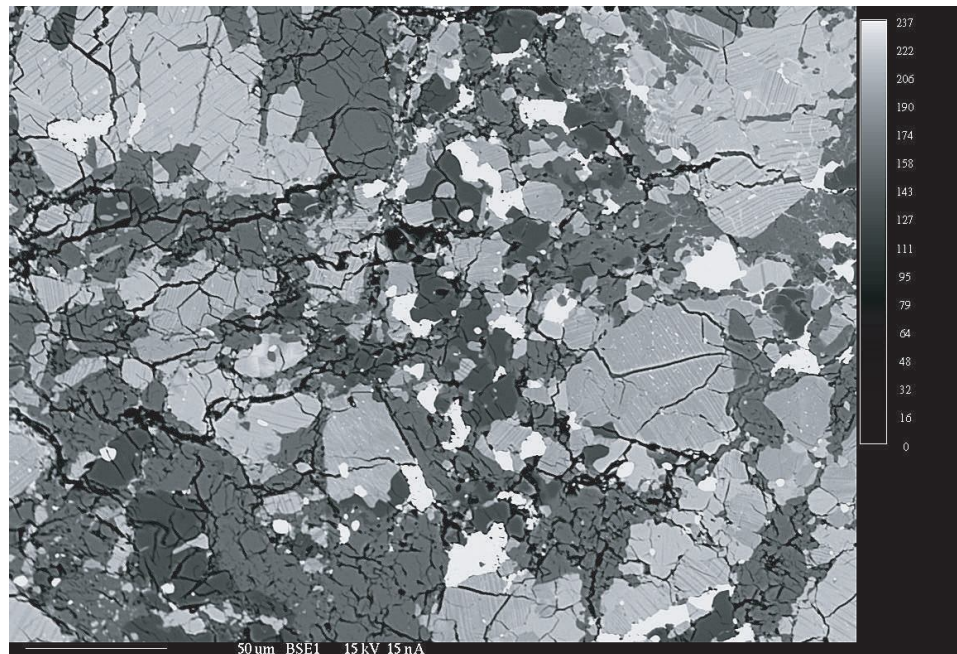


Fig.77 : Les zones "granoblastiques" sont formées, en plus du plagioclase et de la pigeonite démixée (bandes claires : ferro-hypersthène et bandes sombres : ferro-augite), d'une association composée de grains de ferro-augite (démixion totale de la pigeonite), de silice (en noir), de troïlite (en blanc), de fer métal (en blanc) et d'ilménite (en blanc). Image en BSE.

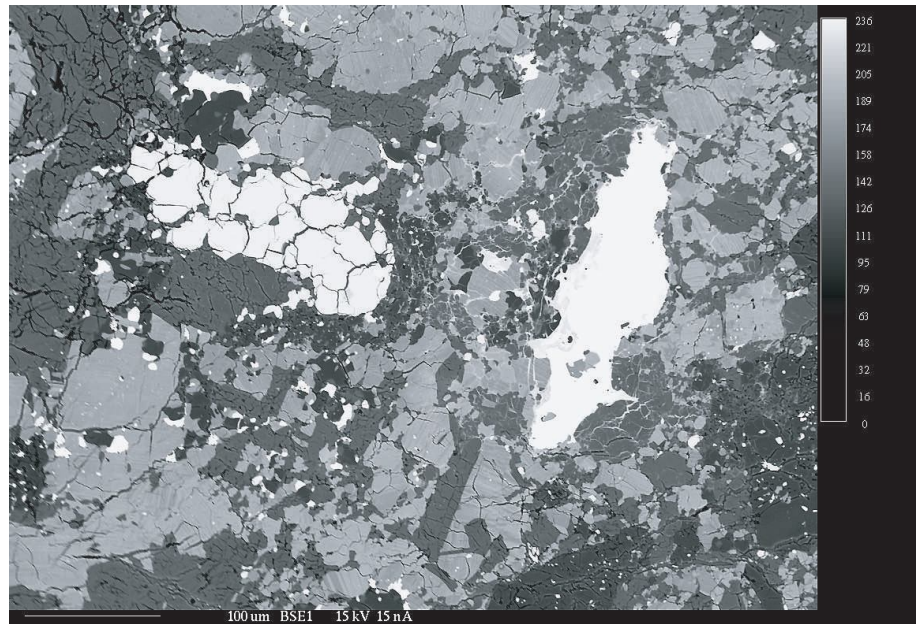


Fig.78 : Le fer métal peut être extrêmement abondant dans les zones “granoblastiques” sous forme de grains qui peuvent atteindre des tailles millimétriques, le gros grain à gauche est une ilménite. Image en BSE.

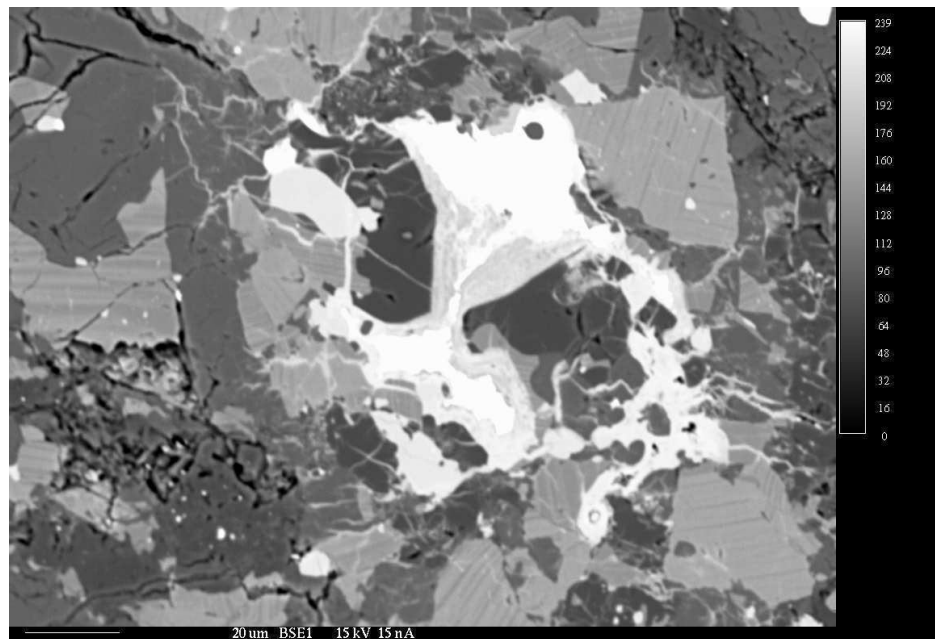


Fig.79 : La silice apparaît systématiquement associée au fer métal dans l’eucrite monomictite. Image en BSE.

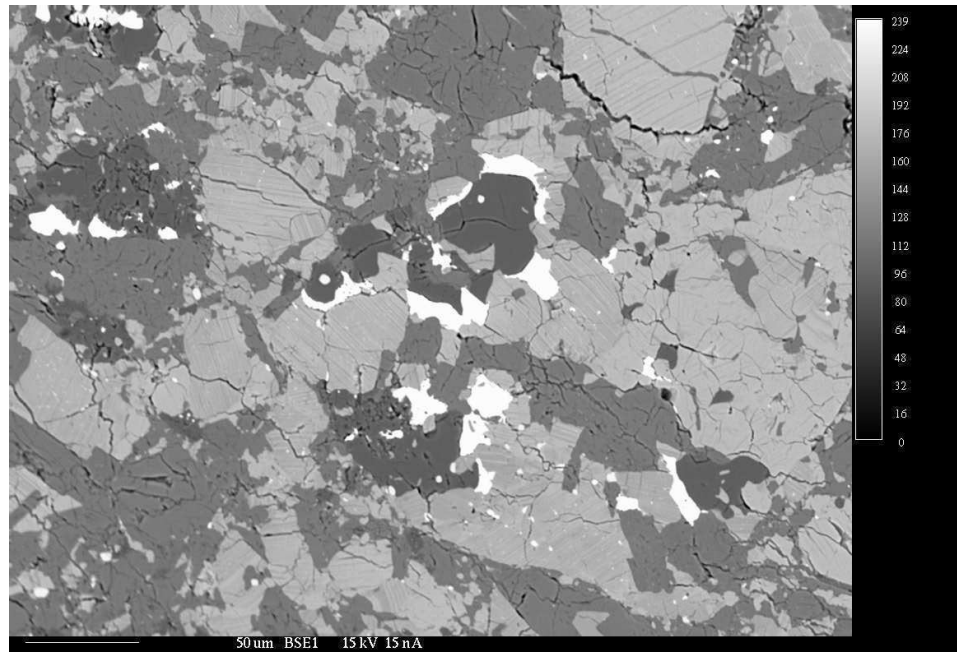


Fig. 80 : La silice apparaît systématiquement associée à la troïlite dans l'eucrite monomictic. Image en BSE.

Le métal (Fe) est extrêmement abondant dans les zones "granoblastiques" en grains de quelques microns (**Fig.78**). Cependant, certains grains peuvent atteindre des tailles millimétriques (< 8 mm). La silice apparaît systématiquement en association avec les grains de métal (**Fig.79**) et de troïlite (**Fig.80**) et peut former des plages de 100 à 200 µm

V.2.4.2. Composition minéralogique (Tab.19 et 20) :

Les plagioclases ont une composition plus ou moins homogène (An_{84-91}). Les pigeonites sont démixées et présentent de fines lamelles (0,3 à 1,3 µm) de ferro-augite ($En_{26-27} - Wo_{34-41}$) et de ferro-hypersthène ($En_{29-30} Wo_{6-3}$) (**Fig.81**). Dans les zones granoblastiques fines, la démixion totale des pyroxènes est parfois complète et l'on trouve quelques grains d'augite bien individualisés.

La silice est déterminée à partir de (RAMAN), c'est du quartz α . Le fer métal a une très faible teneur en nickel ($Ni < 0,1$ wt %). La troïlite (FeS) est généralement associée au fer métal. Les spinelles sont des chromites riches en fer ($cr^* = 0,91$) et des ilménites. Nous observons aussi la présence de quelques grains de phosphates, le plus souvent des apatites.

Le rapport Fe/Mn des pyroxènes (27 à 42) est similaire à celui des achondrites du groupe des « HED » (Papike *et al.*, 2003).

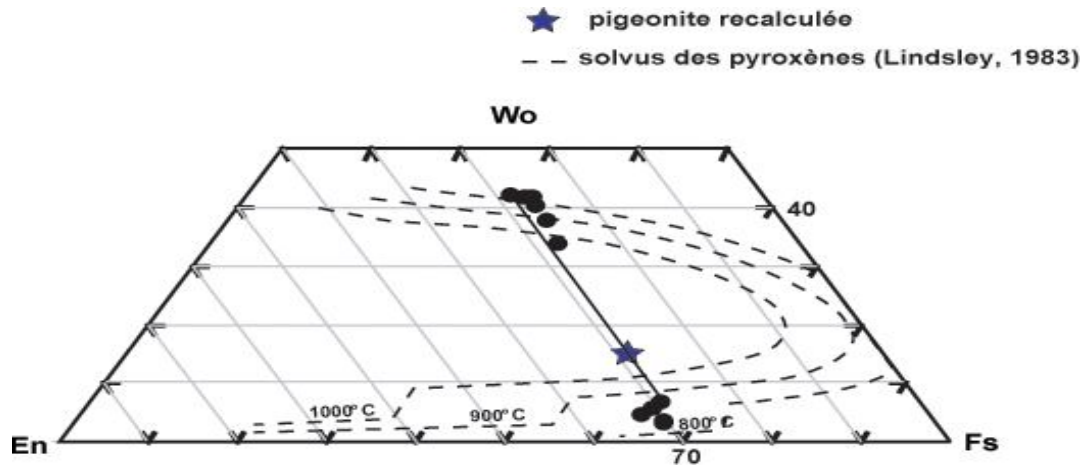


Fig. 81 : Diagramme Ca-Fe-Mg des pyroxènes de l'eucrite monomictite. Les courbes en tiretés représentent les solvus des pyroxènes à différentes températures d'après Lindsley, (1983).

	Plagio	Pyroxène	Pyroxène	Plagio	Pyroxène	silice	Pyroxène	ilménite	ilménite
SiO ₂	46,544	49,024	49,661	44,268	50,361	99,609	50,562	0,229	0,064
TiO ₂	0,022	0,197	0,27	0,058	0,185	0,033	0,279	52,559	53,662
Al ₂ O ₃	33,607	0,183	0,365	34,329	0,436	0,021	0,412	0,089	0,028
Cr ₂ O ₃	0,05	0,316	0,357	0	0,183	0,034	0,194	0,044	0,035
MgO	0,008	9,461	8,819	0,03	8,63	0	8,594	0,451	0,594
FeO	0,143	37,348	22,645	0,639	19,073	0,292	19,286	45,173	44,456
MnO	0	1,228	0,722	0,023	0,696	0,005	0,618	0,954	1,027
NiO	0	0	0,009	0	0,017	0,004	0,022	0	0
CaO	17,644	3,077	15,294	18,571	19,234	0,007	18,279	0,543	0,113
Na ₂ O	1,7	0,011	0,059	0,902	0,031	0	0,071	0,004	0
K ₂ O	0,084	0,011	0	0,084	0	0,01	0	0,007	0,03
Total	99,806	100,859	98,205	98,908	98,851	100,019	98,32	100,055	100,011
mg*	9,07	31,11	40,98	7,72	44,65		44,27	1,75	2,33
Fa									
Fs		64,22	39,07		32,27		33,24	96,79	97,36
Wo		6,78	33,81		41,70		40,36	1,49	0,32
En		29,00	27,12		26,03		26,40	1,72	2,32
An	84,75			91,47					
Or	0,48			0,49					
Ab	14,77			8,04					
Fe/Mn		29,95	30,88	27,36	26,98	57,51	30,73	46,63	42,62

Pyroxène	plagio	Pyroxène	Pyroxène	Pyroxène	Pyroxène	plagio	Pyroxène
48,654	43,575	50,622	48,99	50,149	49,903	45,824	50,451
0,055	0,027	0,215	0,195	0,17	0,112	0,043	0,138
0,265	33,562	0,401	0,134	0,784	0,701	34,064	0,805
0,086	0,075	0,193	0,123	0,202	0,18	0,012	0,267
9,652	0,061	9,119	9,738	9,597	8,284	0	8,839
37,063	3,386	18,835	35,984	17,818	20,207	0,606	19,273
1,295	0,026	0,569	1,251	0,526	0,469	0	0,599
0	0,023	0	0,018	0,001	0	0,005	0
1,487	17,958	19,671	2,584	19,896	16,715	17,379	19,615
0,016	0,867	0,059	0	0,09	0,042	1,463	0,069
0,04	0,111	0	0,024	0,072	0,088	0,108	0,03
98,617	99,674	99,69	99,045	99,31	96,704	99,508	100,09
31,70	3,11	46,32	32,54	48,98	42,22	0,00	44,98
65,98		31,24	63,52	29,49	35,84		32,04
3,39		41,80	5,84	42,19	37,98		41,77
30,63		26,96	30,64	28,32	26,19		26,19
	91,35					86,23	
	0,67					0,64	
	7,98					13,13	
28,18	128,24	32,60	28,32	33,36	42,43		31,68

Tab.19 : Compositions chimiques des silicates et oxydes de l'eucrite monomictite étudiée.

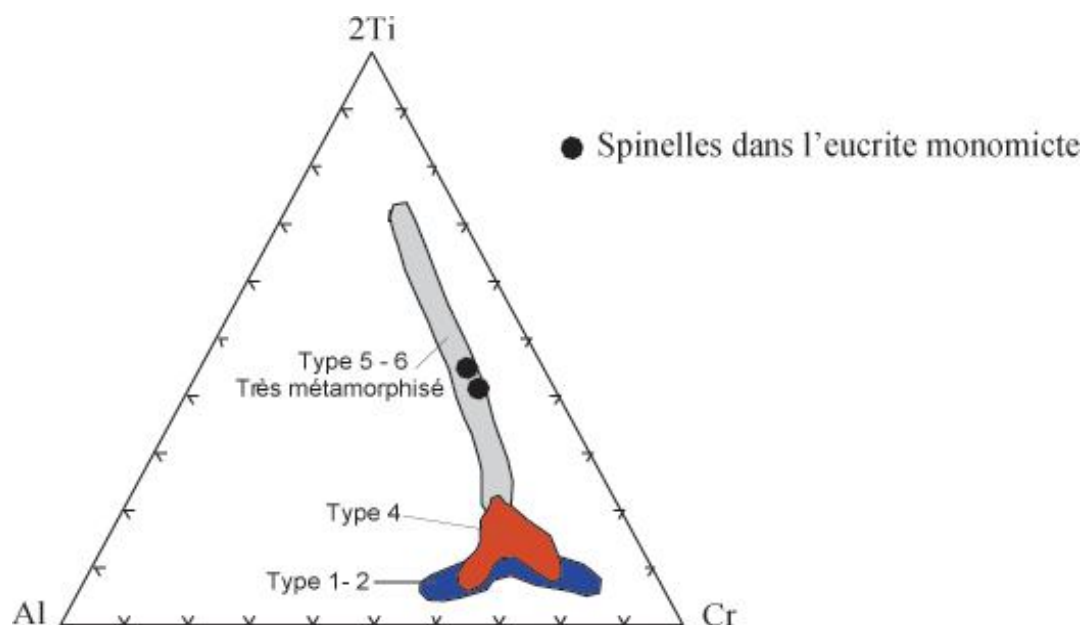


Fig. 82 : Diagramme mettant en relation la composition des spinelles dans les eucrites et le degré de métamorphisme (*in* Yamaguchi, 2000).

	troïlite	Fer métal	Fer métal	troïlite	Fer métal
S	36,654	0,024	0	36,871	0
Fe	61,162	98,204	97,246	62,539	98,278
Ni	0,009	0	0,127	0	0,073
Cu	0	0,047	0,013	0	0
Zn	0	0	0,118	0,144	0
Mg	0,012	0	0	0,011	0,021
Ca	0,258	0,062	0,087	0,165	0
Ti	0,176	0,05	0,019	0,021	0,001
Total:	98,271	98,387	97,61	99,751	98,373

Tab.20 : Composition chimique des métaux dans l'eucrite monomictite

V.2.4.3. Compositions chimique et isotopique (Tab.21 et 22) :

L'eucrite monomictite se situe bien dans la gamme des compositions des eucrites (**Fig.83**). Elle se caractérise par un spectre enrichi en REE, 8 fois la chondrite C1, et une légère anomalie négative en Eu caractéristique des basaltes non cumulatifs (**Fig.86**). Le spectre de cette eucrite monomictite est comparable aux deux autres eucrites connues : la Stannern et la Nuevo Laredo (Mittlefehldt et Lindstrom, 2003) avec plus de similitudes avec la seconde (**Fig.86**). Les

données isotopiques de l'oxygène de cette achondrite ($\Delta^{17}\text{O} = -0,23 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 3,73 \text{ ‰}$, $\delta^{17}\text{O} = 1,72 \text{ ‰}$) pourraient également confirmer son appartenance au groupe des HED, (**Fig.84**), et dont le corps parent serait l'astéroïde 4Vesta (Clayton *et al.*, 1976 ; Clayton et Mayeda, 1996).

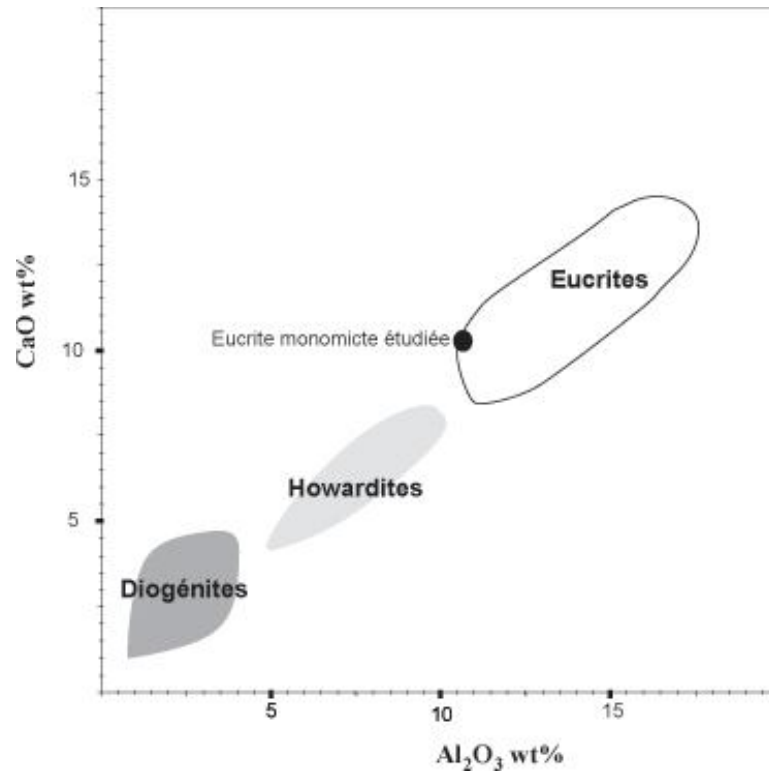


Fig. 83 : Diagramme Al_2O_3 vs CaO discriminant de l'eucrite monomictite étudiée (in Yamaguchi, 2000).

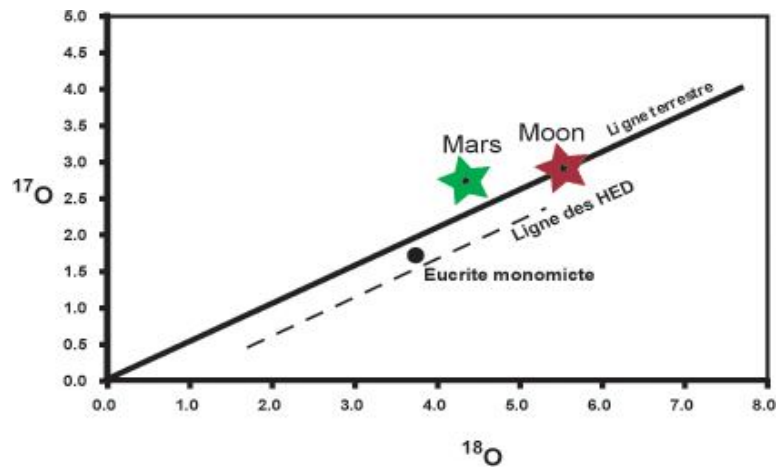


Fig. 84 : Données isotopiques de l'oxygène pour l'eucrite monomictite étudiée.

SiO ₂	45,227	44,606	44,976
TiO ₂	0,824	0,894	0,916
Al ₂ O ₃	10,751	10,639	10,673
Cr ₂ O ₃	0,285	0,17	0,26
FeO	22,665	23,564	23,37
MnO	0,622	0,633	0,573
MgO	5,613	5,584	5,417
CaO	10,477	10,306	10,305
Na ₂ O	0,479	0,553	0,551
K ₂ O	0,058	0,039	0,061
NiO	0	0,023	0
Total	97,003	97,015	97,107

Tab.21 : Compositions chimiques en éléments majeurs de l'eucrite monomictite étudiée.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Eucrite monomictite	3,56	9,67	1,39	7,40	2,32	0,72	3,29	0,59	4,18	0,89	2,50	0,37	2,37	0,39

Tab.22 : Composition chimique en REE de l'eucrite monomictite étudiée.

V.2.4.4. Discussion

Le faible développement des lamelles d'augite indique un refroidissement rapide de l'échantillon limitant le mûrissement des exsolutions.

Cette eucrite peut être classée type 5 suivant la séquence métamorphique de Takeda et Graham (1991). Cela peut se confirmer par la composition des spinelles riches en TiO₂ (**Fig.82**).

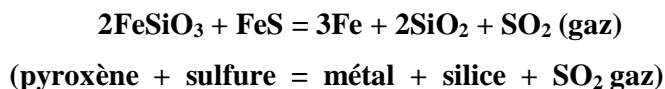
La température estimée à partir des courbes de solvus de Lindsley (1983) se situe aux environs de 800°C (**Fig.81**). Cependant les thermomètres Opx-Cpx de Brey et Kohler (1990a) et de Brey et Kohler (1990 b) donnent des températures d'équilibre de 750°C.

L'association granoblastique serait le résultat d'une recristallisation après un réchauffement au cours d'un métamorphisme d'impact ou d'enfouissement (Takeda et Graham, 1991 ; Yamaguchi et *al.*, 1996).

Les eucrites basaltiques sont divisées en deux groupes sur la base de leurs compositions : le groupe principal ou la lignée Nuevo Laredo définit une séquence formée par cristallisation fractionnée d'un liquide magmatique primitif, à pigeonite et plagioclase, et dont ont été fractionnées précocement des diogénites comme les pyroxénites cumulatives (Stolper,

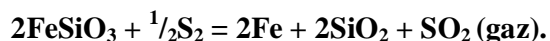
1977 ; Ruzicka et *al.*, 1997). La lignée Stannern représente une séquence de fusion partielle (de 5 à plus de 20 %) d'un corps parental à olivine-pyroxène-plagioclase-spinelle-métal (Stolper, 1977 ; Consolmagno et Drake, 1977). L'eucrite monomictite est de composition évoluée et se place dans la lignée Nuevo Laredo (**Fig.85**). Elle représenterait un liquide résiduel issu de la cristallisation fractionnée d'un liquide magmatique.

Deux hypothèses majeures pourraient expliquer l'origine du métal. La première serait en relation avec la fugacité d'oxygène qui, en diminuant, favorise la cristallisation du métal (Duke, 1965). La deuxième hypothèse, plus plausible, consisterait en une réaction de désulfuration au cours du réchauffement comme elle a été proposée par Palme et *al.* (1988) pour l'eucrite monomictite Camel Donga. Cette réaction réductrice peut s'écrire comme suit :



D'après Palme et *al.* (1988), cette réaction peut se faire en plusieurs étapes :

Au cours d'une élévation de température d'une eucrite à 800-900°C, il se produit une désulfuration de la troïlite telle que : $2\text{FeS} = 2\text{Fe} + \text{S}_2 \text{ (gaz)}$. Puisque le S₂ est plus apte à s'échapper, la troïlite FeS subit une plus forte réduction. En plus, le S₂ (gaz) peut réagir avec FeO des pyroxènes en produisant plus de métal suivant la réaction :



Les eucrites basaltiques sont subdivisées en deux groupes sur la base de leurs compositions : le groupe principal ou la lignée Nuevo Laredo définit une séquence formée par cristallisation fractionnée d'un liquide magmatique primitif, à pigeonite et plagioclase, dont se seraient fractionnées précocement des diogénites comme des pyroxénites cumulatives (Stolper, 1977 ; Ruzicka et *al.*, 1997). La lignée Stannern représente une séquence de fusion partielle (de 5 à plus de 20%) d'un corps parental à olivine-pyroxène-plagioclase-spinelle-métal (Stolper, 1977 ; Consolmagno et Drake, 1977). L'eucrite monomictite de composition évoluée, se place ainsi dans la lignée Nuevo Laredo (**Fig.85**) et représenterait donc un liquide résiduel issu de la cristallisation fractionnée d'un liquide magmatique.

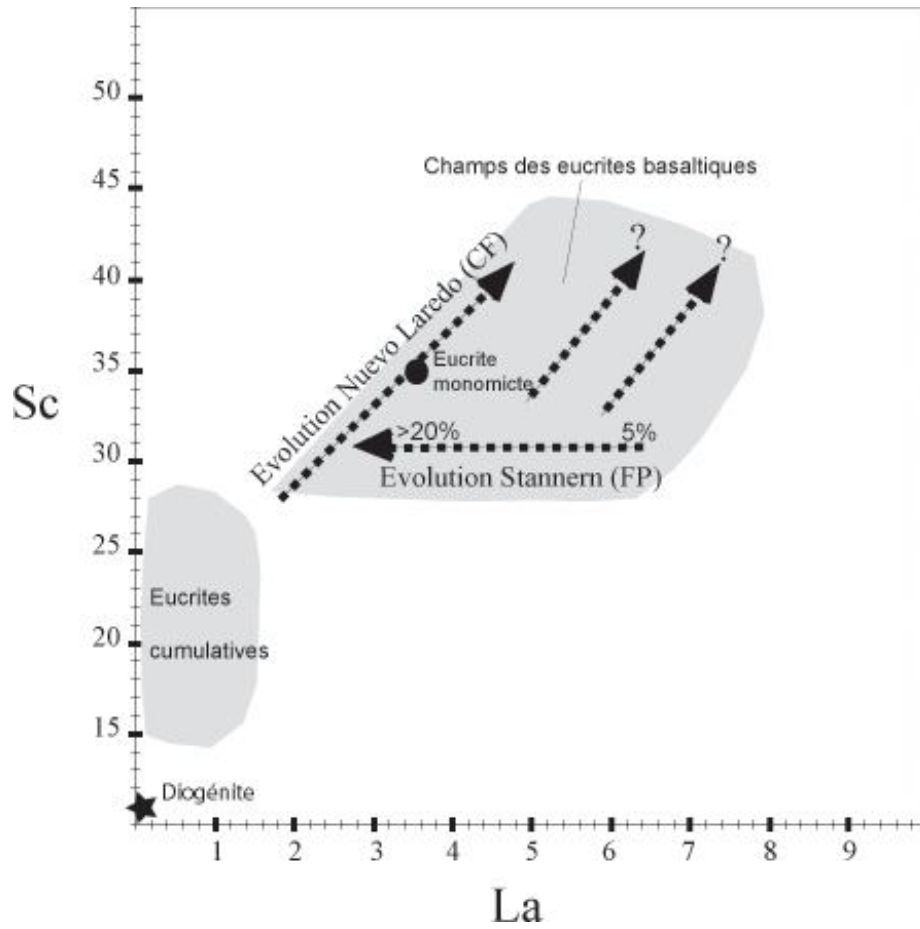


Fig.85 : Evolutions des concentrations en La et Sc des HED étudiées (compositions de roches totales) : Evolutions Stannern et Nuevo Laredo d'après Mittlefehldt et Lindstrom, 2003.

Stannern 5 à 10% de fusion partielle (Stolper, 1977) ; Sioux County 15 à 20% de fusion partielle (Stolper, 1977) ; CF - Cristallisation fractionnée ; FP - Fusion partielle.

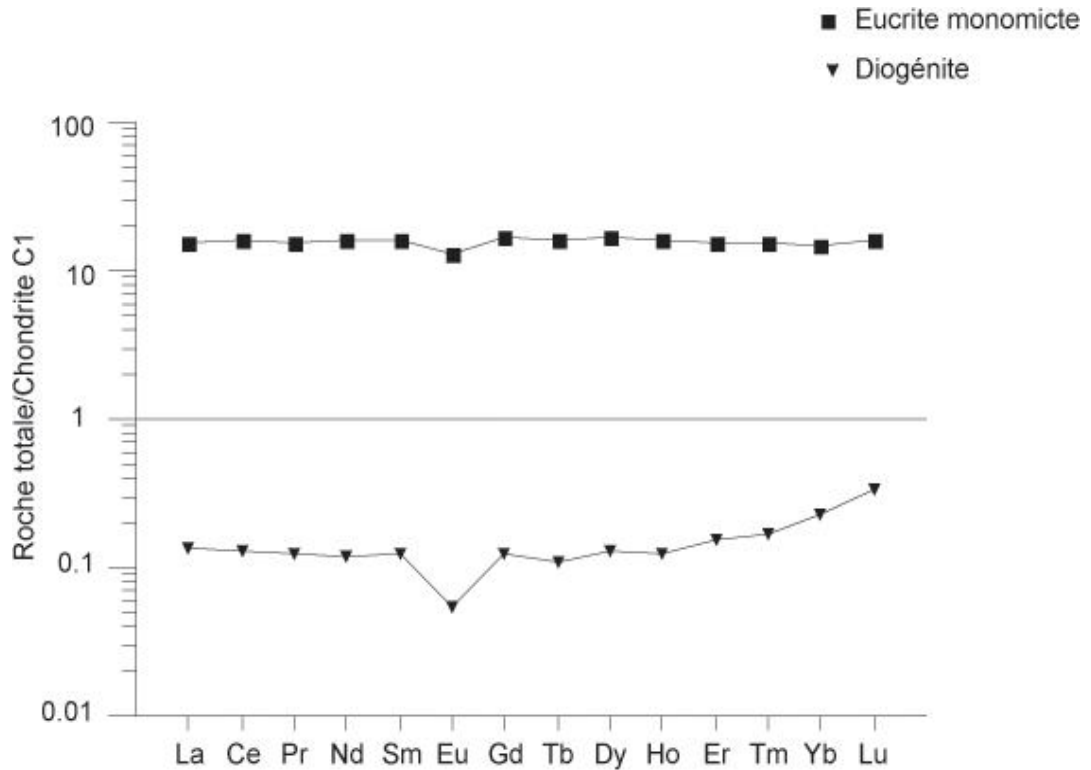


Fig.86 : Spectres des éléments terres rares (REE) normalisés à la chondrite C1, de la diogénite et l'eucrite monomictite étudiées.

V.2.5. La diogénite :

Cette roche a été découverte en septembre 2002 dans la région des Eglab-Chegga (Tindouf, Sud-Ouest algérien). Elle est formée de plusieurs fragments partiellement recouverts d'une croûte de fusion. Elle est de couleur grise avec quelques taches de rouille dues à l'altération terrestre du fer métal.

V.2.5.1. Pétrographie :

Cette météorite est constituée essentiellement de cristaux centimétriques d'orthopyroxène (**Fig.87**). La croûte de fusion est partiellement recristallisée (**Fig.88**). C'est une orthopyroxénite dont les phases mineures sont du spinelle, de l'olivine, du fer métal et de la troilite (**Fig.89**).

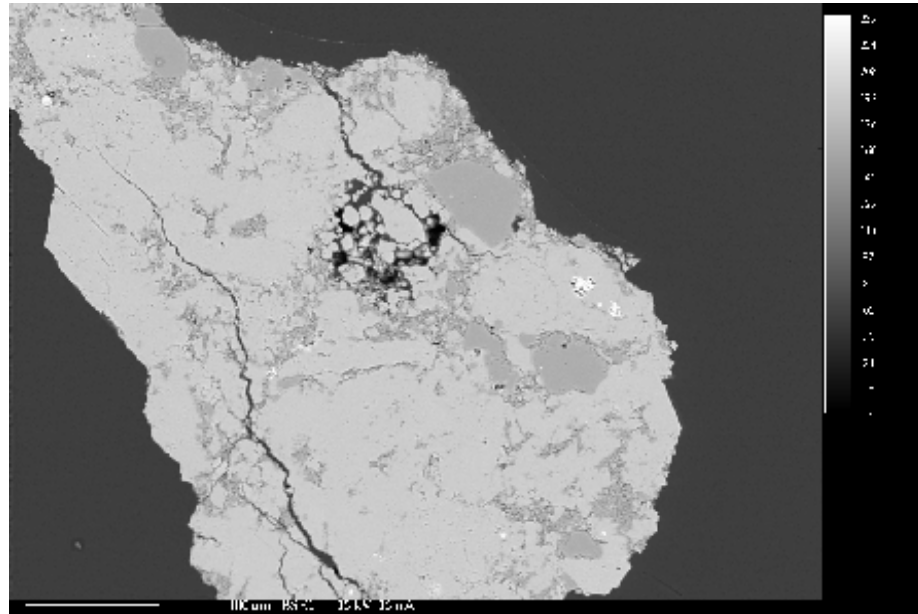


Fig.87 : Gros cristaux d'Opx avec des olivines interstitielles (en gris foncé) dans la diogénite étudiée (Image BSE).

V.2.5.2. Composition minéralogique (Tab.23 et 24) :

Les cristaux centimétriques qui représentent la phase majeure sont des orthopyroxènes ($\text{Fs}_{25}\text{-Wo}_{1,5}$). En phase mineure, le spinelle est chromifère ($\text{cr}^* = 0,92$), l'olivine a une composition de Fa_{30} . Le fer métal est très pauvre en nickel ($\text{Ni} < 0,1 \text{ wt } \%$). Le rapport Fe/Mn des pyroxènes est compris entre 23 et 28.

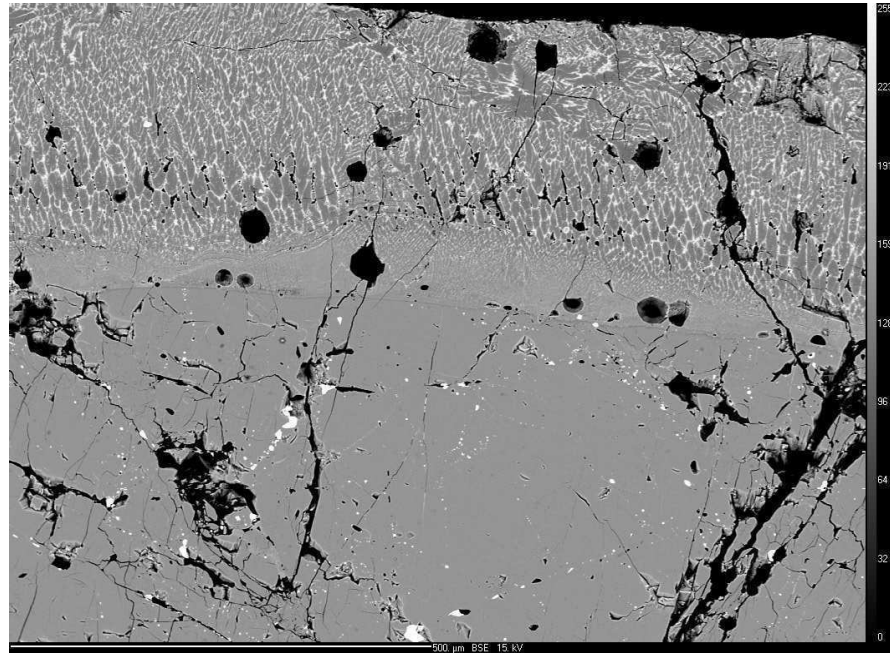


Fig.88 : Mégacristal d'orthopyroxène formant la diogénite avec inclusions de spinelle, de troïlite et de fer métal. La croûte de fusion partiellement recristallisée est bien visible. Image en BSE.

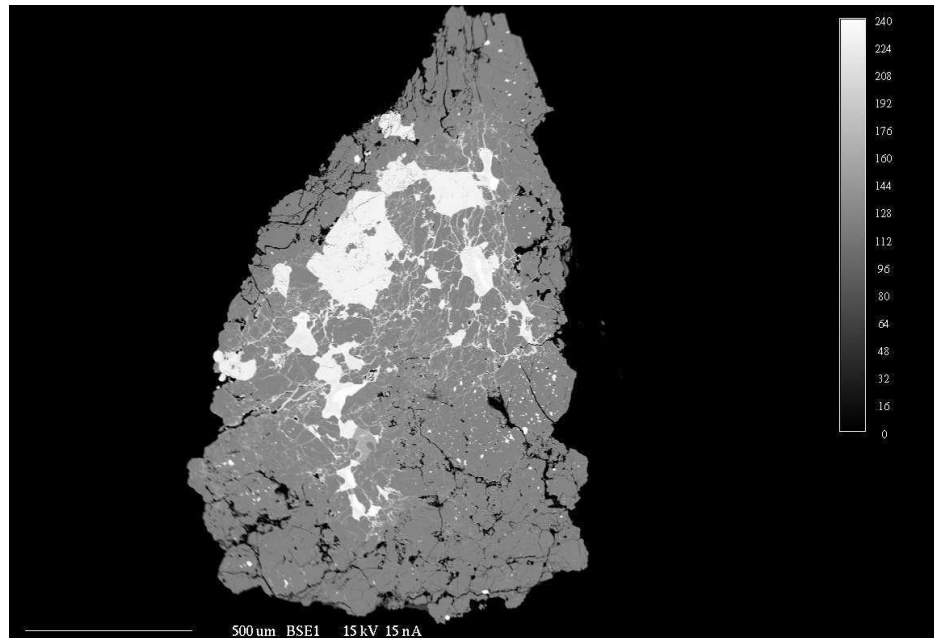


Fig.89: Gros grains de fer métal et de troilite dans la diogénite. Image en BSE.

	opx	opx	opx	opx	opx	spinelle	spinelle
SiO ₂	54,248	54,95	54,368	55,217	51,749	0,026	0
TiO ₂	0,028	0	0,015	0,028	0,005	0,545	0,565
Al ₂ O ₃	0,393	0,208	0,333	0,344	0,3	7,231	7,548
Cr ₂ O ₃	0,349	1,722	0,172	0,25	0,25	59,662	58,889
MgO	26,534	31,893	26,779	26,373	26,42	4,478	3,547
FeO	16,275	10,282	16,388	16,39	16,234	25,652	27,736
MnO	0,568	0,399	0,588	0,618	0,687	0,607	0,595
NiO	0	0	0,014	0,006	0	0	0
CaO	0,707	0,133	0,726	0,809	0,828	0,048	0,02
Na ₂ O	0,023	0,015	0,009	0	0	0	0,007
K ₂ O	0,006	0,029	0,005	0	0,014	0	0
Total	99,139	99,637	99,404	100,043	96,495	98,251	98,909
mg*	74,40	84,68	74,44	74,15	74,37	23,73	18,56
Fs	25,24	15,28	25,19	25,44	25,21		
Wo	1,40	0,25	1,43	1,61	1,65		
En	73,35	84,47	73,38	72,96	73,14		
Fe/Mn	28,21	25,37	27,44	26,11	23,27	41,61	45,90

Tab.23 : Compositions chimiques des silicates et oxydes de la diogénite étudiée.

	Fer métal	Fer métal	Troïlite	Troïlite
S	0,005	0,058	37,08	35,311
Fe	98,015	98,489	61,572	62,275
Ni	0,024	0,108	0	0,01
Cu	0,013	0,01	0	0
Zn	0	0,029	0	0
Mg	0,003	0,008	0,042	0,028
Ca	0,026	0,009	0,011	0,044
Ti	0,002	0,009	0	0
Total	98,088	98,72	98,705	97,668

Tab.24 : Compositions chimiques des métaux de la diogénite.

V.2.5.3. Composition chimique et isotopique (Tab.25) :

L'analyse de la roche totale indique des compositions très pauvres en calcium et en aluminium (**Fig.90**). Notre diogénite est très pauvre en REE par rapport à la chondrite C1 (**Fig.86**). Elle est aussi caractérisée par des données isotopiques de l'oxygène : $\delta^{18}\text{O} = 3,25 \text{ ‰}$ et de $\delta^{17}\text{O} = 1,31 \text{ ‰}$ et un rapport $\Delta^{17}\text{O} = 0,38 \text{ ‰}$ (**Fig.91**).

	Diogénite
La	0,032
Ce	0,078
Pr	0,011
Nd	0,054
Sm	0,018
Eu	0,003
Gd	0,024
Tb	0,004
Dy	0,031
Ho	0,007
Er	0,025
Tm	0,004
Yb	0,037
Lu	0,008

Tab.25 : Composition en REE de la diogénite étudiée.

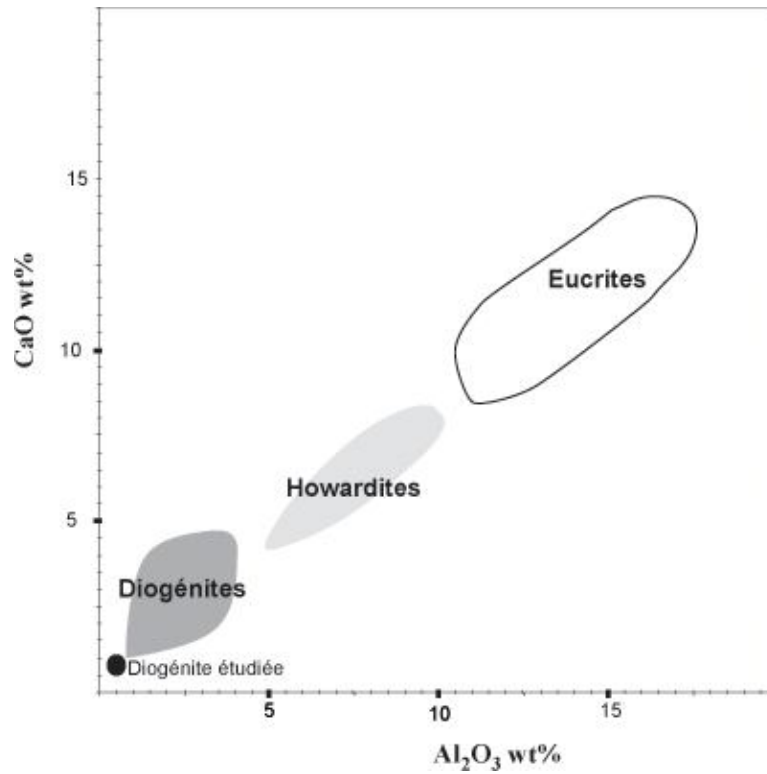


Fig. 90 : Diagramme Al₂O₃ vs CaO discriminant de la diogénite étudiée (in Yamaguchi, 2000).

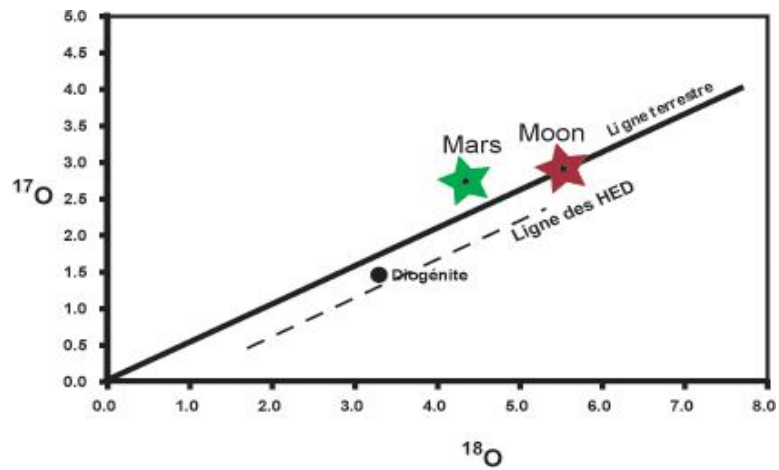
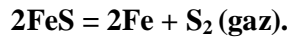


Fig. 91 : Données isotopiques de l'oxygène de la diogénite étudiée.

V.2.5.4. Discussion

Cette diogénite correspond à une orthopyroxénite formée par de mégacristsaux d'hypersthène. L'olivine, les spinelles et quelques métaux (fer métal et troïlite) forment les phases mineurs. L'origine du métal dans ce type de roches est généralement expliquée par la réduction du fer dans les pyroxènes riches en fer, comme dans le cas de l'eucrite Camel Donga (Palme et *al.*, 1988) ainsi que dans le cas l'eucrite monomictite étudiée dans ce travail. En revanche, par rapport à ces dernières eucrites, l'absence de la silice associée à la troïlite et le fer métal (Fig.79), nous indique une réaction différente de celle évoquée pour l'eucrite monomictite. Cette réaction également proposée par Palme et *al.*, (1988) s'écrit :



Notre roche indique des compositions très pauvres en calcium et en aluminium par rapport aux diogénites décrites. Elle est très pauvre en REE par rapport à la chondrite C1 (**Fig.82**). Elle pourrait représenter la phase cumulative d'un liquide mantellique appauvri comme cela a été proposé par Fowler et *al.*, (1995) pour certaines diogénites pauvres en REE telles que Shalka et Ellemeet.

Le rapport Fe/Mn des pyroxènes (23 à 28) est conforme à celui caractérisant les membres du groupe des « HED » de l'astéroïde 4Vesta (Papike et *al.*, 2003).

Les données isotopiques de l'oxygène ($\Delta^{17}\text{O} = 0,38 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 3,25 \text{ ‰}$ et $\delta^{17}\text{O} = 1,31 \text{ ‰}$) confirment également l'appartenance de cette météorite au groupe des « HED » provenant de l'astéroïde 4Vesta (Clayton et *al.*, 1976 ; Clayton et Mayeda, 1996).

V.2.6. La howardite :

Elle a été récoltée dans la région des Eglab-Chegga (Tindouf, Sud-Ouest algérien). La roche est plus ou moins arrondie, totalement recouverte par une croûte de fusion noire et lisse. A la cassure, cette météorite est de couleur gris foncé, bréchique, formée par de nombreux fragments et recoupée par une veine de choc millimétrique très sombre.

V.2.6.1. Pétrographie :

Cette météorite est constituée par une matrice bréchique contenant des clastes de basaltes eucritiques, dans une proportion inférieure à 90 %, (**Fig.92**), et des clastes diogénitiques monominérales à orthopyroxènes (> 10 %). Des fragments d'associations symplectitiques à trois minéraux ont été également observés. Les clastes eucritiques sont à plagioclase, pyroxène,

maskélynite (phase non cristalline à composition de plagioclase), silice, troïlite, spinelles et ilménite. Une veine de choc, de près de 2 mm, a été distinguée séparant deux lithologies : d'un côté une zone à clastes eucritiques (<60%) et diogénitiques, de l'autre une partie à fraction uniquement diogénitique (Opx et spinelle).

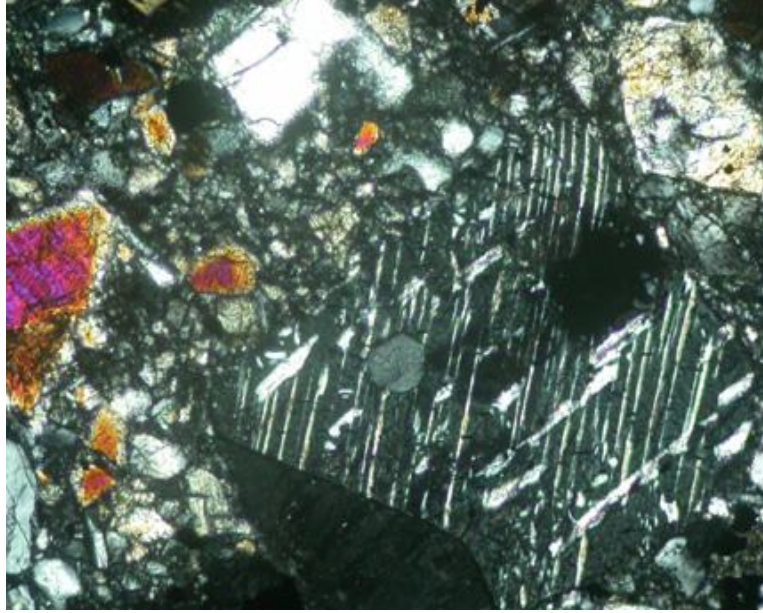


Fig. 92 : Fragment de pyroxène démixé dans la howardite étudiée (L.P.A. X100).

V.2.6.2. Composition minéralogique (Tab.26) :

Les associations symplectitiques à trois minéraux sont formées d'hédenbergite, de fayalite et de silice. Ce sont des fragments d'une pyroxferroïte déstabilisée comme décrite dans les eucrites polymictes. Les clastes eucritiques sont à plagioclase (An_{88-93}), pigeonite ($Fs_{36}-Wo_7$) (**Fig.93**), maskélynite (An_{89-91}), silice, troïlite, chromite (43 % de Cr) et ilménite. Les clastes diogénitiques sont composés principalement d'orthopyroxène ($Fs_{33-21}-Wo_{1-3}$), et en phases mineures de chromite, de troïlite et d'ilménite.

	opx	opx	opx	opx	opx	pigeonite	cpx	silice	spinelle	spinelle
SiO ₂	52,93	52,96	53,074	52,648	53,142	50,153	52,395	99,639	0,13	0
TiO ₂	0,183	0,188	0,138	0,259	0,262	0,547	0,475	0,083	0,787	1,631
Al ₂ O ₃	0,699	0,837	0,811	0,591	0,797	1,086	1,119	0,1	9,122	12,215
Cr ₂ O ₃	0,449	0,656	0,371	0,341	0,45	0,298	0,671	0,288	55,172	50,14
MgO	23,462	22,724	23,12	22,611	22,941	12,273	14,962	0,008	2,015	1,713
FeO	21,15	21,341	20,838	21,467	21,264	26,171	7,734	0,488	30,198	32,471
MnO	0,785	0,721	0,674	0,691	0,723	0,865	0,311	0,039	0,538	0,593
NiO	0	0,014	0	0	0,013	0,052	0,006	0	0,052	0
CaO	1,156	1,199	1,837	1,766	1,205	9,449	22,693	0	0,025	0
Na ₂ O	0	0	0,012	0	0,034	0,059	0,112	0,036	0	0
K ₂ O	0,017	0	0,007	0	0	0,001	0,018	0,023	0	0,012
Total	100,836	100,647	100,889	100,378	100,837	100,959	100,503	100,709	98,042	98,776
mg*	66,41	65,49	66,42	65,25	65,79	45,53	77,52	2,84	10,63	8,60
Fs	32,81	33,67	32,36	33,52	33,38	43,51	12,18			
Wo	2,30	2,42	3,65	3,53	2,42	20,12	45,80			
En	64,89	63,91	63,99	62,94	64,20	36,37	42,02			
Fe/Mn	26,53	29,15	30,44	30,59	28,96	29,79	24,49	12,32	55,27	53,92

Tab.26 : Compositions des silicates et oxydes de la howardite étudiée.

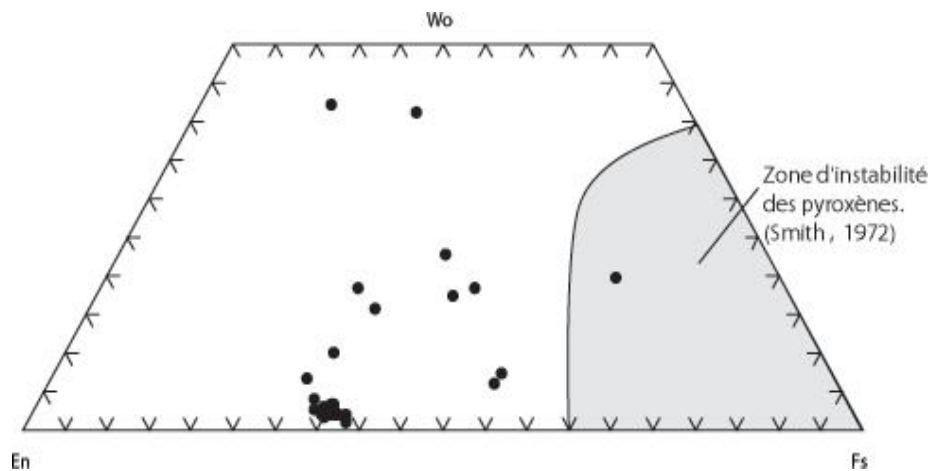


Fig. 93 : Position des pyroxènes de la howardite étudiée dans le diagramme En-Wo-Fs.

V.2.6.3. Compositions chimique et isotopique :

L'analyse à la microsonde électronique de la croûte de fusion a donné des teneurs moyennes en calcium et aluminium comprises entre celles des diogénites et des eucrites et les situant dans le domaine des howardites (**Fig.94**).

Les données isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O} = 2,62 \text{ ‰}$; $\delta^{17}\text{O} = 0,91 \text{ ‰}$ et $\Delta^{17}\text{O} = -0,4 \text{ ‰}$) (**Fig.95**), indiquent l'appartenance de notre howardite au groupe des « HED » attribué à l'astéroïde 4Vesta (Clayton et *al.*, 1976 ; Clayton et Mayeda, 1996).

La veine de choc, qui recoupe la roche, a fait l'objet d'un dosage d'éléments en traces par ICP-MS à Laser-Ablation. Cette composition pourrait représenter celle de la roche totale. Cette composition correspond à 0,8 x la chondrite C1 et son spectre de REE est plat (**Fig.86**).

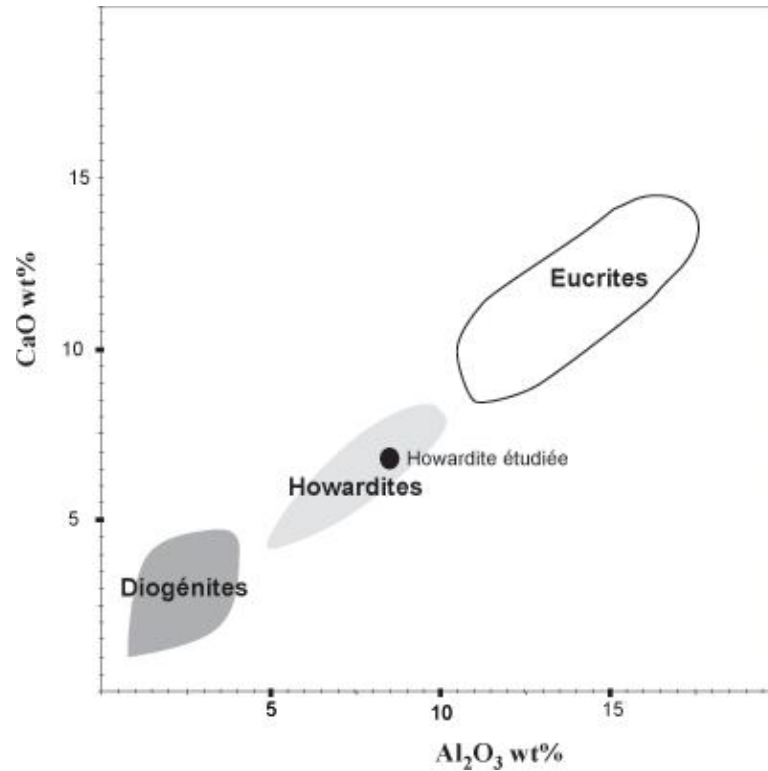


Fig. 94 : Diagramme Al₂O₃ vs CaO discriminant de la howardite étudiée (in Yamaguchi, 2000).

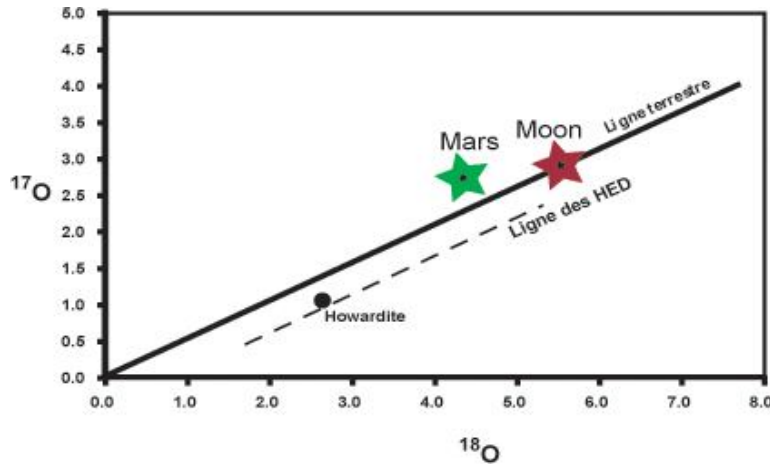


Fig. 95 : Analyse isotopique de l'oxygène pour la howardite étudiée.

V.2.6.4. Conclusion :

La proportion supérieure à 10 % des clastes diogénitiques indique que notre météorite est une howardite suivant la classification de Delaney et *al.* (1983) et Delaney et *al.* (1984).

L'analyse du verre de la croûte de fusion de la roche correspond également à une composition d'howardite (Desnoyers et Jerome, 1977 ; Laul et Gosselin, 1990).

La roche est pauvre en REE par rapport aux eucrites reflétant ainsi l'abondance de composants diogénitiques.

Les données isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O} = 2,62 \text{ ‰}$; $\delta^{17}\text{O} = 0,91 \text{ ‰}$ et $\Delta^{17}\text{O} = -0,4 \text{ ‰}$) confirme l'appartenance de la howardite étudiée au groupe des « HED » attribué à l'astéroïde 4Vesta (Clayton et *al.*, 1976 ; Clayton et Mayeda, 1996).

V.2.7. Conclusion à l'étude des achondrites :

L'étude pétrographique, géochimique et isotopique des cinq échantillons d'achondrites récoltées au Sahara algérien, a montré l'appartenance de ces roches au groupe des «HED» provenant de l'astéroïde 4Vesta. Il s'agit de deux eucrites polymictes, d'une eucrite monomictite, d'une howardite et d'une diogénite.

L'eucrite monomictite a une composition basaltique (plagioclase et pigeonite). Elle s'est mise en place sous forme de coulée basaltique de surface ou en dyke intrusif dans la croûte de l'astéroïde. La composition lithologique de cette eucrite monomictite a été modifiée par un métamorphisme thermique ($> 800^{\circ}\text{C}$) bien illustré par l'équilibration des compositions des

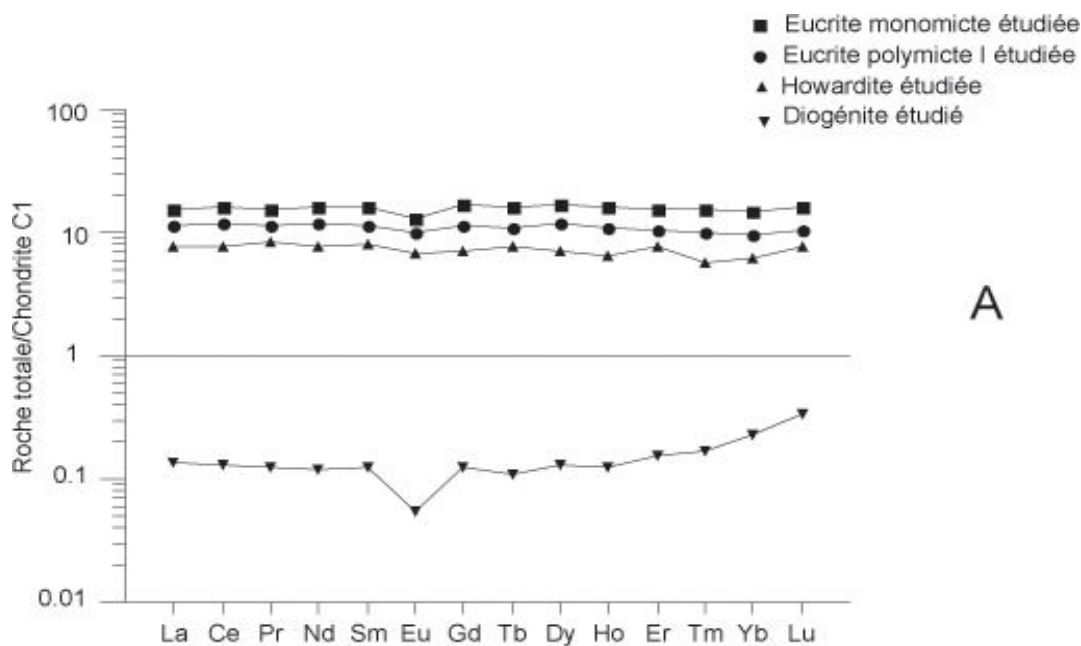
pyroxènes ainsi que la démixtion des pigeonites en Opx et Cpx, alors que les textures magmatiques sont partiellement préservées. Ce réchauffement qu'a subi la roche a causé la volatilisation du soufre et a abouti à la réduction du fer des silicates en fer métal. L'eucrite monomictite représenterait donc un liquide résiduel issu de la cristallisation fractionnée d'un liquide magmatique basaltique.

Les deux eucrites polymictes et la howardite sont des brèches composées de fragments de minéraux et de roches de compositions d'eucrites basaltiques et de diogénites de type orthopyroxénites. La première présente une faible proportion (<10%) de composants diogénitiques alors que la seconde en est largement plus riche. Les impacts successifs sur le corps parent ont produit la howardite et les eucrites polymictes. Ce sont des régolites qui se forment alors à partir des fragments de roches de profondeur et de surface de l'astéroïde et sont cimentés par une matrice finement bréchique. La diogénite est constituée essentiellement de cristaux centimétriques d'orthopyroxène (orthopyroxénite). Elle est très pauvre en REE par rapport à la chondrite C1. Elle pourrait représenter la phase cumulative d'un liquide mantellique appauvri comme cela a été proposé par Fowler *et al.*, (1995) pour certaines diogénites pauvres en REE telles que Shalka et Ellement.

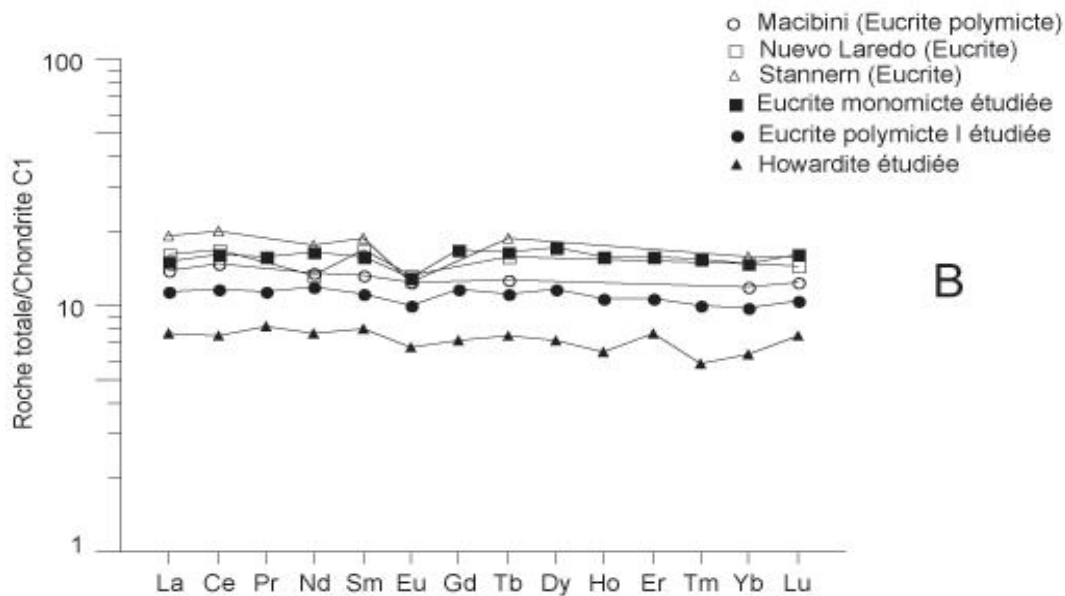
Au niveau des spectres de REE, la diogénite apparaît la plus pauvre (**Fig.96A**). Elle correspondrait alors à un cumulat de cristallisation à partir d'un liquide basaltique (Stolper, 1977 ; Ruzicka *et al.*, 1997). La howardite, pauvre en REE par rapport aux eucrites, est caractérisée par un spectre plat. Elle incorpore une fraction diogénitique assez importante par rapport aux eucrites polymictes. L'eucrite monomictite est riche en REE ce qui confirmerait son caractère très évolué corroboré par sa minéralogie (enrichissement en fer des pyroxènes et des plagioclases à $An < 80\%$) et se caractérise également par un spectre de REE plat soulignant que les processus de cristallisation se font partiellement à l'équilibre et ne traduisent pas strictement une cristallisation fractionnée comme on peut le concevoir sur Terre dans les lignées magmatiques.

Le spectre de l'eucrite monomictite est comparable aux deux autres eucrites connues : la Stannern et la Nuevo Laredo (Mittlefehldt et Lindstrom, 2003) avec beaucoup plus de similitudes en composition avec la seconde (**Fig.96B**). L'eucrite polymictite est proche de l'eucrite polymictite Macibini avec un léger appauvrissement en LREE et HREE (**Fig.96B**).

Les données isotopiques de l'oxygène confirment l'appartenance des roches étudiées à la lignée du groupe des « HED » attribué à l'astéroïde 4Vesta.



A



B

Fig. 96 : A : spectres de terres rares des HED étudiées (normalisation à la chondrite C1)
 B : spectres de terres rares des HED étudiées (normalisation à la chondrite C1)
 comparés à ceux d'eucrites de la littérature :
 eucrite Macibini (Buchanan et al., 2000),
 eucrites Nuevo Laredo et Stannern (Mittlefehldt et Lindstrom, 2003).

V.3. Les chondrites :

V.3.1. Introduction :

Les roches chondritiques sont connues par leur structure à aspect très particulier. Elles montrent de petites sphérules appelées chondres et ces structures sont inexistantes dans les roches terrestres.

Dans la région des Eglab-Chegga, nous avons trouvé des chondrites qui présentent, à l'œil nu ou en lames minces, ces structures chondritiques. Selon la nomenclature de Van-Schmus et Wood (1967), nous reconnaissons deux groupes de chondrites ordinaires en se basant sur la proportion de fer métal : les groupes H et L. Ensuite, selon le degré de métamorphisme thermique, nous avons pu distinguer différents types pétrologiques : les types 4, 5, 6 et voire même le type 7. Une chondrite carbonée a été aussi découverte dans la région et a également fait l'objet d'une étude pétro-géochimique détaillée.

V.3.2. La chondrite de type L6 :

V.3.2.1. Pétrographie :

A l'œil nu, la roche présente une croûte de fusion brun foncé et partiellement effacée. Les traces de choc sont bien visibles. La matrice apparaît rouge à brune et cette couleur est liée au développement de limonite et d'oxydes de fer. Les chondres sont mal définis et rarement discernables.

En lame mince, cette roche renferme des cristaux d'olivine et de pyroxène de taille variée et montre la présence de quelques chondres (< 1mm) dont les contours sont très mal délimités. La matrice, finement grenue, est très riche en microcristaux d'olivine, de pyroxènes et de plagioclase témoignant d'une recristallisation du verre de la matrice (métamorphisme thermique). Nous observons également dans la matrice, la présence de grains de fer métal et de troilite alors que le verre est totalement absent.

Les chondres, assez rares, sont constitués d'olivine et de pyroxène. Leurs structures sont très variées : (i) structure porphyrique avec des porphyres d'olivine et/ou de pyroxène (POP) ; (ii) structure barrée d'olivine (BO) ; (iii) structure fibro-radiale de pyroxène (RP) et (iv) structure granulaire d'olivine et de pyroxène (GOP). L'olivine présente toujours des extinctions onduleuses et des fractures planes.

L'examen, en lumière réfléchie, montre que la teneur en fer métal est moyenne ($\approx 10\%$ de fer métal). Le métal (alliage Fe-Ni) forme de grands cristaux blanchâtres entourés de plages grises d'altération. La troilite (FeS) apparaît en cristaux de taille moyenne et de teinte jaunâtre. Le verre

des chondres est totalement recristallisé en feldspath plagioclase. La roche est assez altérée et le métal est quasiment oxydé. Le remplacement du fer métal en limonite ou en hématite est presque total. Les veines d'oxydes sont abondantes (**Fig.97**). Les silicates sont indemnes de toute trace d'altération.

V.3.2.2. Minéralogie (Tab.27 et 28) :

La roche est composée d'olivine et d'orthopyroxène associés à une faible proportion de plagioclase.

Les compositions des olivines sont assez homogènes (% Fa : 24,72 à 24,98 %). L'orthopyroxène est la phase ferromagnésienne la plus abondante après l'olivine. Il correspond à de l'hypersthène (% Fs : 20,63 – 20,88 %). Le fer métal est formé de taénite (Ni : 23 à 51 %) et de kamacite (Ni : 4,8 %). Les chromites sont également présentes dans notre chondrite.

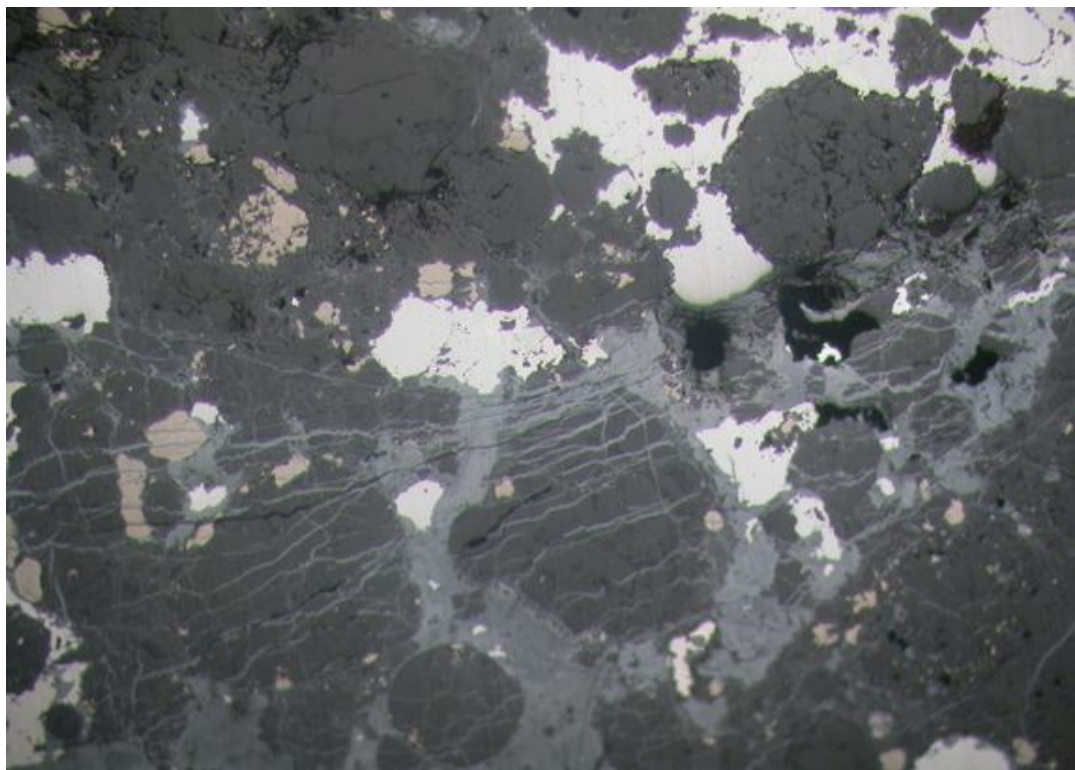


Fig. 97 : Le fer métal est altéré, les veines d'hématite sont abondantes (Image BSE).

En se basant sur les intervalles de compositions définis par Kallemeyn et *al.* (1989), les teneurs moyennes en fayalite des olivines (Fa₂₄) et en ferrosilite des pyroxènes (Fs_{20,7})

indiquent que notre météorite peut être rangée dans le groupe des chondrites ordinaires de classe L confirmant ainsi les observations microscopiques en lumière transmise et en lumière réfléchie. Le verre est totalement recristallisé en plagioclase de type albite ($An_{8,5-8,8}$). Ces feldspaths sont très développés (**Fig.98**) et les chondres sont très rares et très mal délimités. Ceci amène à classer cette roche dans le type pétrologique 6 (degré important de métamorphisme thermique). Notre météorite est donc une chondrite ordinaire de type L 6. Le métal est en majorité altéré et les silicates sont indemnes de toutes traces d'altérations, ce qui indique que cette roche a atteint le degré d'altération W4 (Wlotzka, 1993). L'olivine présente des extinctions onduleuses et des fractures planes. Ce qui classe notre météorite dans le domaine de choc de type S3 (Stofiler *et al.*, 1991).

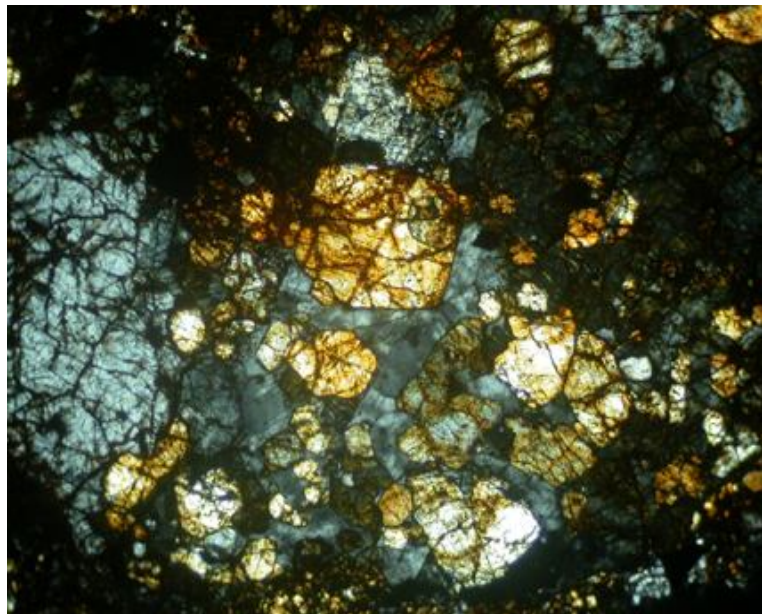


Fig. 98: Feldspaths très développés et chondre très mal délimité (L.P.A. X100).

V.3.2.3. Conséquences de l'altération terrestre :

La transformation est dépendante du temps de séjour de ces météorites à la surface de la Terre ainsi que du climat local du lieu de chute de ces météorites. La perméabilité de ces météorites influence aussi le mécanisme et le taux de transformation. L'étape initiale (les premiers 20 000 ans) est surtout dominée par le changement de métal formé par un alliage Fe-Ni. La deuxième étape s'exprime par le changement du sulfure du fer qui est la troilite (plus résistante) pour former des minéraux ferreux hydratés. Ce dernier processus est accompagné du lessivage du soufre et sa combinaison partielle avec

le Ba et le Sr pour former des minéraux sulfatés. Les oxydes et les hydroxydes de fer qui occupent les pores et remplissent les veines sont considérés comme le résultat d'oxydation de Fe⁰ de l'alliage de Fe-Ni et du Fe²⁺ des sulfures. Le fer bivalent des olivines et des pyroxènes pourrait être aussi affecté et pourrait être oxydé par l'oxygène atmosphérique pour donner du Fe³⁺. Donc, le fer trivalent est essentiellement un produit d'altération terrestre et est utilisé pour déterminer le degré de transformation de la météorite. Pour évaluer l'effet de l'altération terrestre sur les isotopes de fer, nous avons procédé à une étude pétrographique, chimique et isotopique du fer de chondrites ordinaires (OC) équilibrées dans des conditions de désert chaud du Sahara du sud-ouest algérien. Les chondrites les plus altérées renferment la composition isotopique du fer la plus lourde (Saunier et al., 2010).

	métal	métal	métal	métal
Mg	0	0,01	0	0
S	0	0	0,037	0,042
Fe	95,158	76,455	48,477	63,381
Mn	0	0	0	0,005
Ni	4,842	23,448	51,24	36,377
Cu	0	0,045	0,207	0,152
Zn	0	0,035	0	0,043

Tab.27 : Compositions chimiques des métaux de la chondrite de type L6.

	olivine	olivine	olivine	opx	opx	opx	plagio	plagio	plagio	chromite
SiO2	38,045	37,641	36,8	55,281	55,972	56,028	65,877	65,725	65,385	0,002
TiO2	0,003	0	0,027	0,192	0,155	0,275	0,065	0,142	0,043	3,019
Al2O3	0,023	0,068	0	0,115	0,134	0,178	21,311	21,09	21,623	5,304
Cr2O3	0	0	0	0,061	0,095	0,156	0,032	0	0,006	55,758
MgO	39,159	39,608	37,132	29,698	29,731	29,658	0,005	0,038	0,017	2,485
FeO	23,225	23,185	24,244	14,149	14,355	13,939	0,735	0,634	0,596	30,502
MnO	0,489	0,513	0,424	0,506	0,523	0,48	0,044	0,012	0	0,652
NiO	0,045	0,056	0,186	0	0,06	0,019	0,023	0,038	0,029	0,019
CaO	0	0	0	0,533	0,639	0,593	2,079	2,117	2,156	0,001
Na2O	0	0	0,027	0	0,013	0,018	9,143	9,785	9,85	0
K2O	0,01	0,048	0,014	0,004	0,027	0	1,449	1,212	0,99	0
Total	101,006	101,126	98,86	100,544	101,711	101,351	100,766	100,797	100,699	97,746
Fa%	24,97	24,72	26,81							
Fs%				20,88	21,06	20,63				
An%							8,84	8,58	8,77	

Tab.28 : Compositions chimiques des silicates et des oxydes de la chondrite de type L6.

V.3.3. La chondrite de type L4 :

V.3.3.1. Pétrographie :

A l'œil nu, la roche présente une croûte de fusion noir foncé. La matrice est grise et se caractérise par l'abondance de chondrules gris clair. Les grains de métal paraissent oxydés.

En lame mince, la texture est chondritique et les chondres sont nombreux (**Fig.99**). Ils sont bien définis, généralement sphériques à contours très nets et d'un diamètre ne dépassant pas 1 mm. Ces chondres, constitués d'olivine et/ou de pyroxène de type orthopyroxène ou clinopyroxène avec des macles polysynthétiques spécifiques (**Fig.100**), montrent différentes structures :

- la structure porphyrique (POP) à porphyres d'olivine et / ou de pyroxène ;
- la structure barrée d'olivine (BO) ;
- la structure granulaire de pyroxène et d'olivine (GOP) ;
- la structure fibro-radiale d'orthopyroxène (RP) ;
- la structure cryptocristaline d'orthopyroxène (C).

Ces chondres baignent dans une matrice finement grenue, riche en verre trouble, et constituée de microcristaux d'olivine, de pyroxène, de fer métal et de troilite associés à quelques rares plagioclases résultant de la recristallisation partielle du verre de la matrice.

L'examen, en lumière réfléchie, montre que la teneur en fer métal de cette roche est faible (12 % de fer métal) et qu'elle peut donc être qualifiée à la classe L. Le métal (alliage Fe-Ni) est exprimé par de la kamacite (Ni = 7 %) en petits cristaux. La troilite est aussi présente dans notre roche avec une teinte jaunâtre spécifique (**Fig.101**). Dans les chondres, nous constatons une faible recristallisation du verre en feldspath (**Fig.102**). Ce verre, rarement isotrope, est généralement trouble indiquant un début de recristallisation en fines aiguilles de plagioclase ce qui suggère que le métamorphisme thermique n'est pas assez important et peut être attribué tout au début du type pétrologique 4.

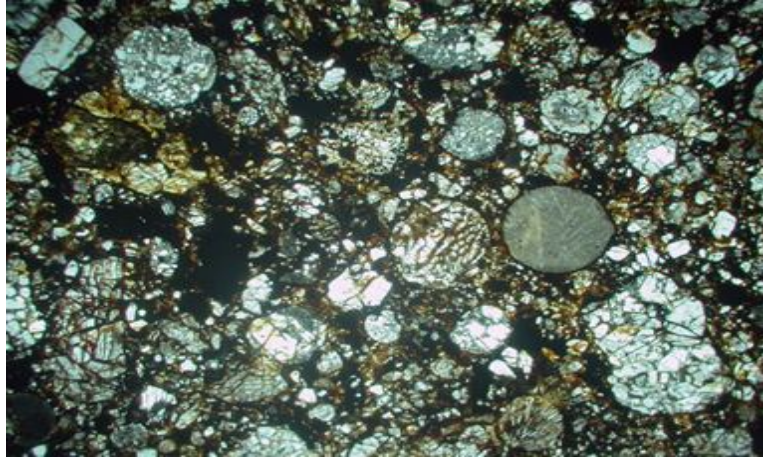


Fig. 99 : Chondres bien définis dans la chondrite ordinaire L4 (L.P. X25).

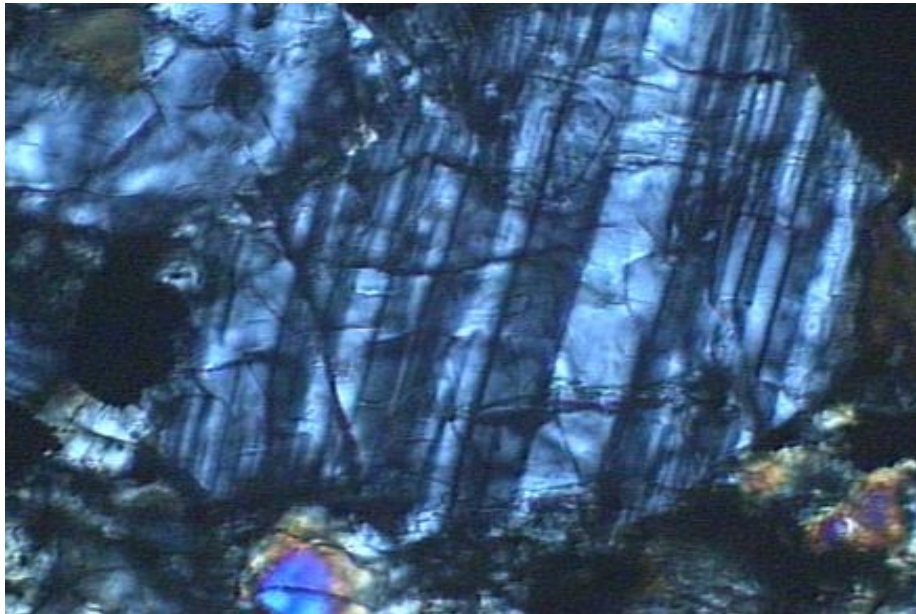


Fig.100 : Clino-enstatite (macles polysynthétiques spécifiques) dans un chondre (L.P.A. X100).

L'altération du fer est forte (70 %) et les veines d'oxydes sont très abondantes. Ce qui attribue à cette roche un degré d'altération de type W3 (Wlotzka, 1993). Les olivines présentent des fractures irrégulières et des extinctions onduleuses. Cette roche a été donc soumise à un degré de choc de type S2 (Stöffler et al., 1991).

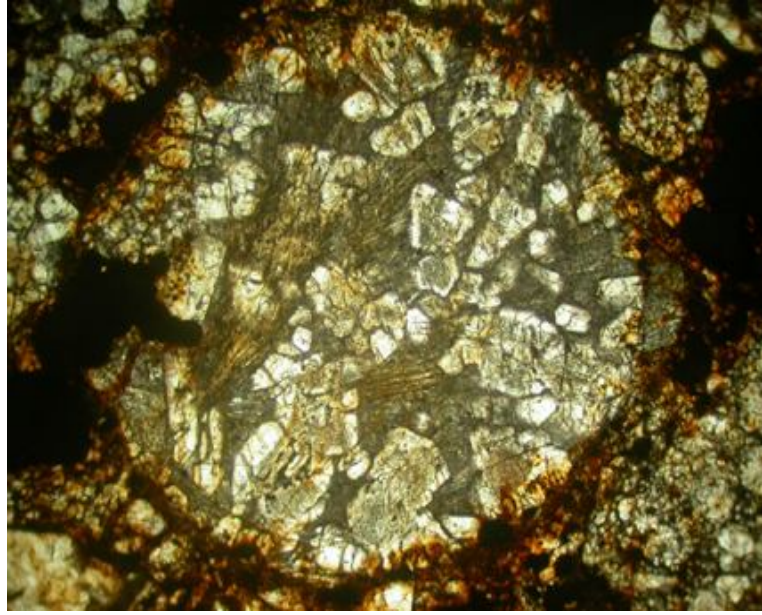


Fig.101 : Verre partiellement recristallisé dans un chondre défini, chondrite L4 (L.P. X50).



Fig. 102 : Association fer métal et troïlite dans la chondrite L4 (Image BSE).

V.3.3.2. Minéralogie (Tab.29) :

Cette météorite est composée d'olivine et d'orthopyroxène associés à une très faible proportion de feldspath plagioclase.

Les compositions de l'olivine sont assez homogènes (Fa₂₅₋₂₇). Les Opx représentent la phase ferromagnésienne la plus abondante dans la roche et se rangent globalement dans le domaine de l'hypersthène (Fs₂₁₋₂₃). Le plagioclase correspond à de l'albite-oligoclase (Ab₈₋₁₁). Les intervalles de compositions de Kallemeyn et *al.* (1989) ont été utilisés pour déterminer la classe de notre roche. Les teneurs moyennes des olivines (Fa₂₆) et des pyroxènes (Fs₂₂) indiquent que notre météorite appartient à la classe L. L'abondance de verre trouble rarement isotrope dans les chondres, la

recristallisation partielle de la matrice, l'homogénéisation totale des pyroxènes ainsi que la présence de phénocristaux de clino-enstatite, constituent autant de caractéristiques qui permettent de ranger notre météorite dans le domaine pétrologique du tout début de type 4. Notre roche est une chondrite ordinaire de type L4.

	olivine	olivine	olivine	olivine	opx	opx	cpx
Na2O	0,036	0,024	0,027	0	0,031	0,027	0,532
MgO	39,061	38,956	37,981	37,28	28,506	28,38	16,427
K2O	0,004	0	0	0,007	0	0,011	0
CaO	0,025	0,013	0,027	0,074	0,901	0,616	22,443
TiO2	0,008	0	0,032	0,012	0,219	0,153	0,47
Cr2O3	0,051	0,015	0,05	0	0,115	0,104	0,725
FeO	23,436	23,123	23,262	24,734	14,448	14,52	4,759
MnO	0,475	0,456	0,444	0,382	0,462	0,479	0,231
NiO	0,006	0,004	0,167	0,275	0,307	0,078	0,084
SiO2	38,233	38,86	38,573	37,919	55,365	54,631	53,919
Al2O3	0,021	0,028	0,011	0,093	0,183	0,168	0,569
Total	101,357	101,479	100,574	100,775	100,537	99,166	100,158
Fa%	25,17	24,98	25,56	27,10			
Fs%					21,75	22,03	7,58
An%							

	olivine	olivine	opx	plagio	plagio	verre ?
Na2O	0,015	0	0,075	8,995	9,763	0,151
MgO	36,194	38,248	27,677	1,953	0,035	24,246
K2O	0,004	0,005	0,024	0,858	1,691	0,063
CaO	0,208	0,02	1,005	2,684	2,153	9,589
TiO2	0,002	0	0,048	0,027	0	0,065
Cr2O3	0,048	0	0,68	0	0	1,177
FeO	24,527	23,215	15,027	0,937	0,289	10,194
MnO	0,44	0,417	0,332	0,014	0,008	0,334
NiO	0,279	0,001	0,047	0	0,033	0,027
SiO2	37,414	38,321	54,689	63,524	65,528	43,603
Al2O3	0,072	0	0,845	20,946	21,447	0,684
Total	99,202	100,227	100,448	99,937	100,948	90,132
Fa%	27,46	25,39				
Fs%			22,89			
An%				11,61	8,53	

Tab.29 : Compositions chimiques des silicates dans la chondrite L4.

V.3.4. La chondrite de type H5 :

V.3.4. 1. Pétrographie :

A l'oeil nu, la roche présente une croûte de fusion sombre, les chondres sont peu discernables et la matrice est rougeâtre à cause de l'altération en limonite.

En lame mince, la texture est chondritique et les chondres, peu nombreux, correspondent à de petits sphérules, formés de silicates (olivine, pyroxène et plagioclase), à contours flous et dont la taille ne dépasse pas 1 mm. Ces chondres baignent dans une matrice finement grenue. Ils se présentent sous différentes structures telles que la structure porphyrique d'olivine et/ou de pyroxène (POP), la structure barrée d'olivine (BO), la structure fibro-radiale de pyroxène (RP), la structure granulaire d'olivine et/ou de pyroxène (GOP) et même la structure cryptocristalline de pyroxène (C). On note également dans la roche la présence de quelques fragments de chondres.

La matrice est finement grenue et est constituée de microcristaux d'olivine, de pyroxène et de plagioclase. Ces derniers résultent d'une recristallisation totale du verre de la matrice. Des cristaux de fer métal et de troïlite sont également présents.

Le verre des chondres est quasi totalement recristallisé en feldspath plagioclase. Le métal est exprimé en kamacite (Ni 5 %) et en taénite (Ni 37 %). La troïlite apparaît avec des teintes jaunâtres. Le fer métal est très altéré (80 %) alors que les silicates sont indemnes de toutes traces d'altération. Ceci pourrait indiquer un degré d'altération de type W3 (Wlotzka, 1993). La roche apparaît modérément choquée, les olivines présentent des fractures planes en mosaïques (**Fig.103**) ce qui pourrait caractériser un degré de choc de type S4 (Stoffler *et al.*, 1991).

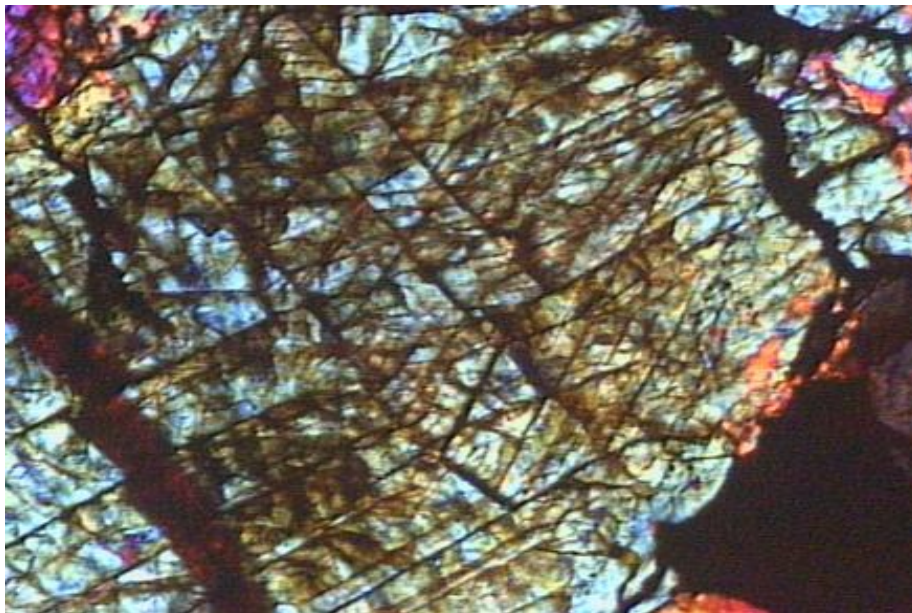


Fig. 103 : Olivines présentant des fractures planes en mosaïques (L.P.A. X100).

V.3.4.2. Minéralogie (Tab.30) :

La roche est composée d'olivines, de pyroxènes et de plagioclases. L'olivine est très magnésienne et ses compositions sont assez homogènes (Fa_{17,9-18,8}). Les orthopyroxènes ont une composition de bronzite (Fs_{17,36-17,59}). Le clinopyroxène est de type diopside (Fs_{5,6}-Wo_{45,9}) résulte de la recristallisation du verre dans les chondres et est associé au plagioclase de type oligoclase (An_{11,6}).

En utilisant les intervalles de compositions des olivines et des pyroxènes de Kallemeyn et al., (1989), nous constatons que les teneurs moyennes en fayalite des olivines (Fa₁₈) et en ferrosilite des pyroxènes (Fs₁₇) permettent de classer notre roche dans le domaine des chondrites ordinaires de la classe H.

Les chondres sont peu nombreux et leurs contours sont assez flous. Le verre dans les chondres est totalement recristallisé en plagioclase de type oligoclase (Ab₁₁). Les pyroxènes et les olivines sont totalement homogénéisés. Toutes ces caractéristiques nous conduisent à ranger notre roche dans le domaine pétrologique de type 5.

En définitive, cette roche correspond à une chondrite ordinaire de type H5.

	opx	opx	cpx	olivine	olivine	olivine	olivine	olivine	plagio
SiO ₂	55,722	55,519	54,992	38,668	39,13	39,369	40,963	39,048	63,524
TiO ₂	0,087	0,067	0,09	0,082	0,002	0,023	0,01	0	0,027
Al ₂ O ₃	0,249	0,076	0,535	0,009	0,013	0	0,053	0,034	20,946
Cr ₂ O ₃	0,167	0,57	0,864	0,019	0,029	0,105	0,01	0,058	0
MgO	30,63	30,726	17,09	42,46	42,785	42,984	43,649	42,277	1,953
FeO	11,604	11,837	3,57	17,418	17,334	16,778	17,665	17,531	0,937
MnO	0,455	0,527	0,212	0,493	0,473	0,413	0,408	0,498	0,014
NiO	0	0,029	0	0	0,029	0	0,018	0,06	0
CaO	0,49	0,522	22,542	0,035	0,067	0,035	0,122	0,045	2,684
Na ₂ O	0,028	0,009	0,619	0	0	0,013	0,055	0,022	8,995
K ₂ O	0,043	0	0,014	0	0	0,013	0,025	0,006	0,858
Total	99,474	99,881	100,528	99,184	99,862	99,735	102,978	99,58	99,937
Fa%				18,70	18,50	17,96	18,47	18,86	
Fs%	17,36	17,59	5,67						
An%									11,61

Tab.30 : Composition chimique des silicates de la chondrite de type H5.

V.3.5. Chondrite ordinaire bréchique L4-L6 :

V.3.5.1. Pétrographie :

Cette météorite paraît très altérée et la croûte de fusion, brun foncé, est partiellement effacée. La roche est bréchique et formée de fragments clairs pauvres en chondres et de fragments sombres plus riches en chondres.

En lame mince, la structure bréchique montre deux parties différemment constituées : l'une pauvre en chondres et l'autre riche en chondres.

La partie pauvre en chondres et globalement constituée de fragments, micrométriques à millimétriques (< 2mm), de cristaux d'olivine et de pyroxène. Les rares chondres présents ne dépassent pas 2 mm de large et leurs contours sont très mal délimités. La matrice finement grenue est très riche en microcristaux d'olivine et de pyroxènes ainsi que de plagioclase qui témoigne d'une recristallisation du verre de la matrice (métamorphisme thermique). Cette partie pauvre en chondres renferme également des fragments de fer métal et de troilite. Le verre est totalement absent (**Fig.104**).



Fig.104 : Chondrite bréchique formée d'une partie claire pauvre en chondres (haut de la photo) et une partie sombre plus riches en chondres (bas de la photo) (Largeur de l'image 5cm).

Les chondres sont rares, de forme sphérique ou elliptique ou même en fragments micrométrique à millimétrique (< 2mm). Ils sont constitués d'olivines, de pyroxènes et de plagioclases. La texture est très variée : la texture porphyrique (POP) est prédominante en porphyres de moins de 2mm ; granulaire (GOP) ou rarement barrée (BO). Les

orthopyroxènes se présentent aussi en fibres (RP). Nous constatons également la présence de cristaux de clinopyroxène associés à des plagioclases issus d'une recristallisation totale du verre. La kamacite (alliage Fe-Ni, Ni < 7 %) et la troïlite représentent moins de 10 % du volume total de la roche. Elles sont généralement oxydées et hydroxylées en limonite. La matrice, très métamorphisée, est constituée de microcristaux d'olivine et de pyroxène et de plagioclases ainsi que des associations de fer métal et de troïlite. Les minéraux sont généralement choqués avec développement d'une partie amorphe dans les fractures. La limonite a tendance à envahir la roche comme produit d'altération. La matrice est claire et totalement recristallisée par le métamorphisme thermique.

Les cristaux de pyroxène et d'olivine sont le plus souvent choqués avec développement de substance amorphe dans les fractures ainsi que des veines de choc.

L'autre partie de la roche est riche en chondres sphériques ou elliptiques ou même en fragments micrométriques à millimétriques (< 2mm). Ces chondres sont formés de porphyres d'orthopyroxène, d'olivine quelquefois barrés, en microcristaux ou même en crypto-cristaux. Ces derniers généralement sont maclés polysynthétiques (clinoenstatite) et certains chondres sont formés de fibres radiées d'orthopyroxène. Le verre amorphe ou partiellement recristallisé est présent entre les barres d'olivine. L'olivine, plus abondante que le pyroxène, se présente également en petits cristaux dans la matrice. Les pyroxènes sont plus abondants dans les chondres et plus rares dans la matrice. Le fer métal (alliage Fe-Ni) et la troïlite forment moins de 10 % du volume total de la roche. Ils se présentent en gros ou en petits cristaux, xénomorphes et interstitiels, ou couronnant les chondres. On note aussi la présence de veines de choc et de fractures remplies de substance amorphe au niveau des minéraux. Le degré d'altération est de type W 4-5 suivant la séquence de Woltzka (1993).

V.3.5.2. Minéralogie (Tab.31 et 32) :

Dans la partie claire de cette chondrite, les compositions des olivines (Fa_{23,76-24,34}) et des pyroxènes (Fs_{19,81-20,32}) sont homogènes. Le fer métal est formé de kamacite (Ni < 10 %) et de taénite (Ni > 30 %). Dans la partie sombre de la chondrite, les compositions des olivines (Fa_{4,56} ; Fa_{16,4} et Fa_{24,61}) et des pyroxènes (Fs_{14,43} ; Fs_{22,55} -et Fs_{28,96}) sont assez hétérogènes.

L'utilisation des intervalles de compositions des olivines et des pyroxènes de Kallmeyn et *al.*, (1989) permet de retenir pour nos olivines et nos pyroxènes une composition principale moyenne respectivement de l'ordre de Fa_{24,6} et de Fs_{19,80} pour la partie sombre riche en

chondres. Dans la partie claire pauvre en chondres les compositions des olivines et des pyroxènes comprennent des teneurs respectivement de $Fa_{23,76 - 23,96}$ et de $Fs_{19,81-20,32}$. Globalement, toutes ces valeurs pour les parties claire et sombre, semblent indiquer que notre roche peut être rangée dans le domaine des chondrites ordinaires de la classe L.

Dans la partie claire de la roche, les chondres sont très peu nombreux et leurs limites sont floues. Le verre dans les chondres est totalement recristallisé en feldspath plagioclase et pyroxènes de type diopside. La matrice claire est également totalement recristallisée. Les pyroxènes et les olivines sont complètement homogénéisés. Toutes ces caractéristiques nous conduisent à conclure que cette roche appartient au domaine pétrologique de type 6. La partie sombre est riche en chondres, la recristallisation du verre des chondres est partielle en plagioclase et diopside et la matrice est partiellement recristallisée avec développement de quelques plagioclases. Toutes ces caractéristiques permettent de déduire que cette partie de la roche peut être classée dans le type pétrologique 4.

Par ailleurs, la roche apparaît très choquée avec la présence de veines de choc et des fractures remplies de substance amorphe au niveau des minéraux, ce qui pourrait indiquer un degré de choc S5 (Stoffler et al, 1991).

Enfin, le fer métal est modérément altéré et les silicates sont indemnes de toutes traces d'altération. Ces observations peuvent caractériser un degré d'altération de type W2 (Wlotzka, 1993).

En conclusion, notre roche est une chondrite ordinaire bréchique de type L4-L6.

	opx	opx	opx	olivine	olivine	olivine	plagio	plagio
SiO2	54,853	54,646	54,096	37,848	37,716	38,948	65,665	65,043
TiO2	0,18	0,227	0,138	0,048	0,052	0	0,082	0,052
Al2O3	0,567	0,289	0,608	0,045	0	0	20,718	20,578
Cr2O3	0,677	0,504	0,697	0,079	0,067	0,009	0	0
MgO	28,098	28,305	28,113	39,28	39,364	39,263	0	0,07
FeO	13,015	13,44	13,046	22,072	21,893	22,528	1,005	0,714
MnO	0,383	0,474	0,466	0,444	0,5	0,426	0	0
NiO	0,009	0,036	0,027	0	0,045	0,064	0	0,004
CaO	2,015	1,757	2,137	0,022	0,057	0,042	1,773	1,76
Na2O	0,086	0,088	0,086	0,055	0	0,008	10,12	10,083
K2O	0,004	0,029	0,019	0,013	0	0	1,009	0,849
Total	99,887	99,794	99,434	99,908	99,694	101,287	100,372	99,152
Fa%				23,96	23,76	24,34		
Fs%	19,81	20,32	19,80					
An%							7,15	7,18

Tab.31 : Composition chimique des silicates pour la partie claire de la chondrite bréchique

	opx	olivine	olivine	olivine	opx	pl	pl	olivine	opx
SiO ₂	56,477	39,478	41,438	37,752	52,787	63,299	67,978	38,999	53,527
TiO ₂	0,013	0,05	0,037	0	0,178	0,454	0,355	0,042	0,19
Al ₂ O ₃	0,316	0,1	0,108	0	0,637	15,822	12,876	0,013	0,393
Cr ₂ O ₃	0,877	0,044	0,105	0,007	0,997	0,107	0,104	0,039	0,045
MgO	32,588	44,494	54,184	38,95	23,162	1,885	4,412	43,14	27,715
FeO	9,804	15,665	4,64	22,681	18,089	1,365	2,359	17,783	14,795
MnO	0,303	0,283	0,018	0,462	0,607	0,061	0,074	0,315	0,435
NiO	0,039	0	0,009	0,01	0,031	0,038	0	0	0,164
CaO	0,034	0,438	0,497	0,032	2,407	1,924	2,272	0,052	1,101
Na ₂ O	0,096	0	0,003	0,044	0,255	6,49	7,066	0	0,008
K ₂ O	0,092	0,025	0	0,022	0,034	3,493	2,15	0	0,027
Total	100,639	100,578	101,038	99,96	99,182	94,938	99,647	100,383	98,4
Fa%		16,40	4,56	24,61				18,77	
Fs%	14,43				28,96				22,55
An%						9,58	11,32		

Tab.32 : Composition chimique des silicates pour la partie sombre de la chondrite bréchiq.

V.3.6. La chondrite ordinaire de type H6 à 7.

V.3.6.1. Pétrographie :

La roche présente une croûte de fusion, brun foncé, partiellement effacée. La matrice, brun sombre à cause de la présence de limonite, apparaît finement cristallisée avec absence de chondres visibles.

En lame mince, la roche est très finement recristallisée et montre beaucoup de jonctions de points triples caractéristiques d'une texture de recuit (**Fig.105**). Elle est formée essentiellement de cristaux d'olivine associés à quelques individus de pyroxènes. Quelques très rares chondres, à contours très mal délimités, peuvent être observés. La taille des cristaux est presque homogène avec toutefois quelques porphyres d'olivine. Les plagioclases sont très développés. L'alliage Fe-Ni et la troïlite sont concentrés sous forme de veines enchevêtrées. La présence de veines de choc doit être aussi signalée. La roche semble très altérée en limonite. Les phosphates (vert clair à vert jaunâtre en L.P. non analysée) sont concentrés en amas de taille supérieure à 50 voire 100 µm en relation avec le fer métal (**Fig.106**).

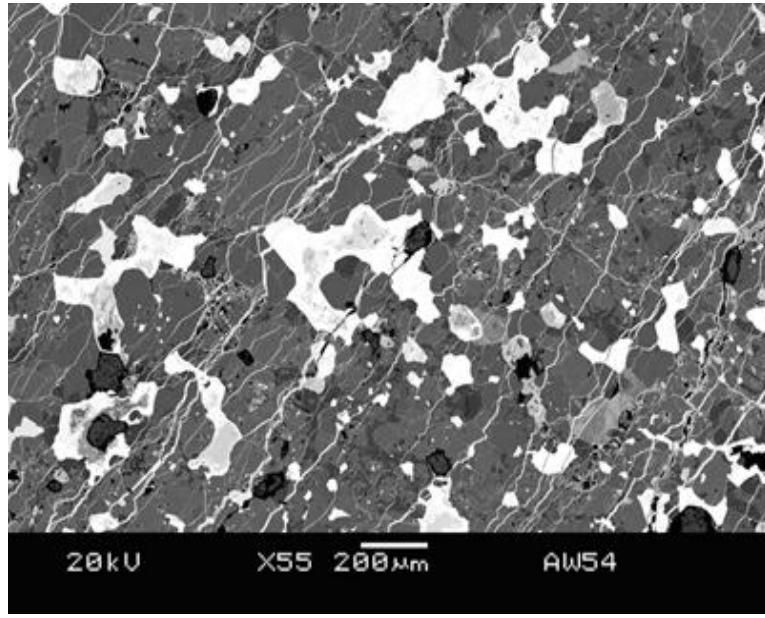
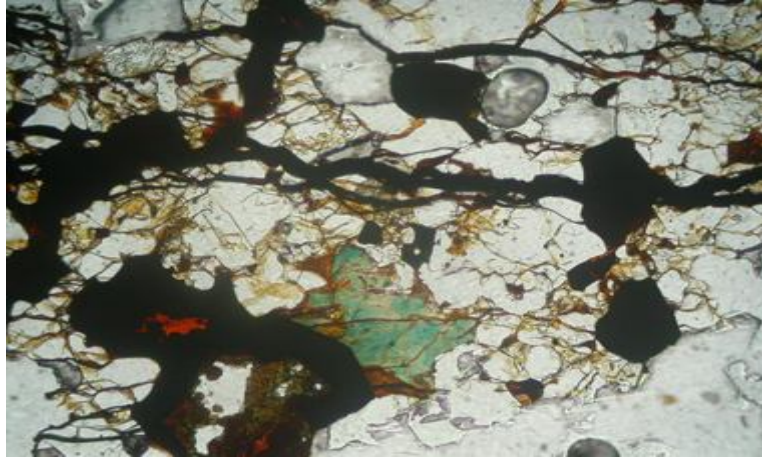
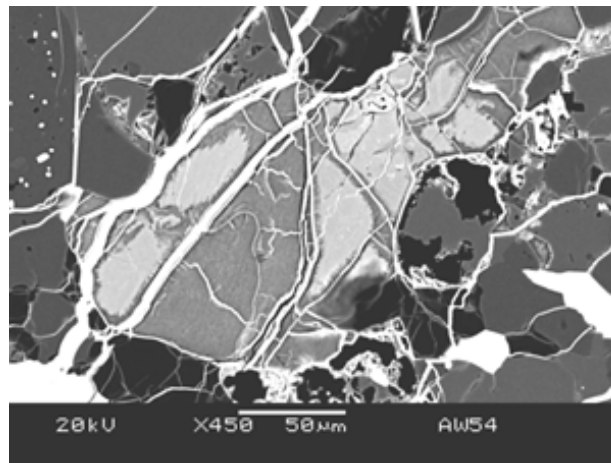


Fig.105 : Texture de recristallisation métamorphique avec point triples(Image BSE).



A



B

Fig.106 : Phosphates vert clair à vert jaunâtre en L.P.X50 (A) et gris clair en image BSE (B).

V.3.6.2. Minéralogie (Tab.33 et 34) :

L'olivine ($\text{Fa}_{19,1-19,6}$) et le pyroxène ($\text{Fs}_{16,7-16,9}$) ont des compositions très homogènes. Le plagioclase est de type oligoclase ($\text{An}_{12,1-12,7}$). Quelques cristaux de diopside sont également reconnus ($\text{En}_{48} - \text{Wo}_{46}$).

Les phosphates ont des compositions de chlorapatite (Ca, Cl) et de whitlockite (Ca, Fe, Mg) décrites généralement dans les Acapulcoïtes (McCoy et *al.*, 1993).

Selon les intervalles de compositions des olivines et des pyroxènes de Kallemeyn et al., (1989), les teneurs moyennes des olivines (Fa_{19,1}) et des pyroxènes (Fs_{16,8}) indiqueraient que notre roche peut être rangée dans le domaine des chondrites ordinaires de la classe H.

Les chondres sont rares et le verre dans les chondres est totalement recristallisé en feldspaths plagioclases très développés. Les pyroxènes et les olivines se sont totalement homogénéisés. Le développement des phosphates indique un stage très développé de métamorphisme (Van Schmus et Ribbe, 1969). Les phosphates sont beaucoup plus présents dans les séries très métamorphisées voire même dans les achondrites primitives (McCoy et al., 1993). Toutes ces caractéristiques permettent de déduire que notre roche appartient au domaine pétrologique de type 6 à 7.

En définitive, notre roche est une chondrite ordinaire de type H6 à H7. La roche apparaît moyennement choquée ce qui indiquerait aussi un degré de choc de type S2-3 (Stoffler et al., 1991). Le fer métal semble également moyennement altéré, les sulfures sont moins altérés et les silicates sont indemnes de toutes traces d'altération, ceci indique un degré d'altération de type W3 (Wlotzka, 1993).

SiO ₂	0,0679	0,0748	0,0191	0,0585	0	0,0021	0
TiO ₂	0	0,0055	0,0007	0	0,0073	0	0
Al ₂ O ₃	0,1313	0,0156	0,0043	0,0122	0,0016	0	0,0138
Cr ₂ O ₃	0	0	0,0148	0,0135	0,0135	0	0,0271
MgO	3,2411	0	3,4586	3,3942	3,3722	3,5037	3,322
FeO	1,2235	0,5543	0,9109	0,8983	0,5725	0,9771	0,6544
MnO	0,0416	0	0,0197	0,0365	0,0118	0,0256	0,0326
NiO	0,0124	0,0776	0,0256	0	0,0322	0,0274	0
CaO	45,8637	52,8787	46,0361	46,0237	46,3811	45,9246	46,3478
Na ₂ O	2,6191	0,3843	2,715	2,6542	2,671	2,7985	2,5626
K ₂ O	0,0679	0,0025	0,064	0,0567	0,0795	0,0563	0,0598
F	0	0,4887	0	0	0,0146	0	0,0186
P ₂ O ₅	46,3025	41,1892	45,571	46,0724	45,5595	44,9122	46,1137
SO ₂	0,0246	0,0337	0,0367	0,0323	0,0278	0,0244	0,0145
Cl	0	3,2534	0	0,0088	0,0063	0,0004	0,0113
Total	99,5955	98,9583	98,8765	99,2613	98,7509	98,2525	99,1782

Tab.33 : Compositions des phosphates dans la chondrite H6 à H7.

	olivine	cpx	plagio	opx	olivine	opx	spinelle	olivine	opx	olivine	spinelle	spinelle
SiO2	39,408	54,364	64,647	56,603	39,277	56,184	0,201	39,341	56,65	39,284	0,004	0,231
TiO2	0,055	0,484	0,025	0,198	0,02	0,397	2,157	0,083	0,155	0	55,101	1,399
Al2O3	0	0,563	21,031	0,197	0	0,361	5,912	0,021	0,134	0	0,013	4,656
Cr2O3	0,029	0,704	0,051	0,136	0,025	0,342	56,667	0,032	0,133	0	0,107	37,671
MgO	43,136	17,096	0,071	31,472	43,1	31,221	3,29	42,705	31,319	42,906	4,006	1,917
FeO	18,22	3,498	0,371	11,599	18,276	11,558	28,432	17,959	11,3	18,663	38,059	46,928
MnO	0,435	0,229	0,004	0,559	0,44	0,568	0,768	0,469	0,496	0,444	2,604	0,562
NiO	0	0,008	0,005	0,022	0	0,008	0	0	0,013	0,017	0,024	0,826
CaO	0,027	22,665	2,562	0,652	0,021	0,69	0,069	0	0,7	0,007	0	0
Na2O	0	0,313	9,345	0,032	0,013	0,026	0	0	0,013	0,008	0,047	0,028
K2O	0,016	0,005	1,391	0	0	0	0,001	0,004	0	0	0	0,007
Total	101,326	99,928	99,504	101,47	101,173	101,354	97,497	100,615	100,914	101,328	99,968	94,227
Fa	19,15				19,21			19,09		19,61		
Fs		5,55		16,92		16,97			16,61			
An			12,13									

Tab.34 : Composition chimique des silicates et oxydes dans la chondrite H6 à 7.

V.3.7. La chondrite carbonée CV3

V.3.7.1. Pétrographie :

A l'œil nu, la roche est totalement recouverte par une croûte de fusion sombre. La roche est verdâtre à la cassure et on peut y distinguer des taches blanches avec des formes irrégulières (**Fig. 107**). Les chondres sont rarement discernables.

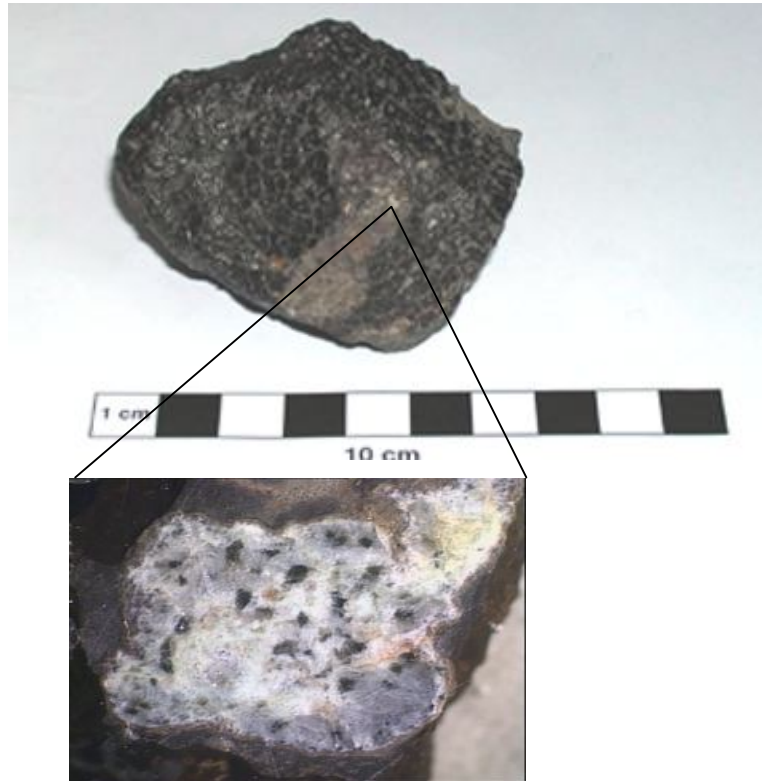


Fig. 107 : Chondrite carbonée totalement recouverte par une croûte de fusion sombre. On peut discerner des taches blanches avec des formes irrégulières (CAI).

En lame mince, la roche est formée par de rares chondres millimétriques et des assemblages de minéraux, de formes irrégulières, correspondant à des inclusions réfractaires nommées CIA et constituées de minéraux riches en calcium et titane. La matrice est fine et formée de microcristaux d'olivine et de pyroxènes associés à quelques agrégats de métaux (fer métal, troïlite et pentlandite).

Les chondrules, de taille variant de 0,3 à 2,5 mm, montrent le plus souvent une texture granulaire ou porphyrique à phénocristaux d'olivine et/ou de pyroxènes dans une matrice finement grenue de pyroxènes et d'olivine. La plupart des chondrules sont holocristallins et rares sont les chondrules qui montrent des traces de verre légèrement recristallisé.

Les inclusions blanches et irrégulières, de 0,2 à 5 mm voire jusqu'à 1 cm de large, sont formées d'agrégats de spinelles et de pyroxènes fassaïtiques.

La matrice est composée de matériel fin (10 microns), essentiellement des olivines riches en fer et, en faibles proportions, des associations métalliques (fer métal,

troilite et pentlandite) ainsi que des pyroxènes. Le volume de la matrice semble légèrement plus abondant que celui des chondrules (**Fig. 108**).

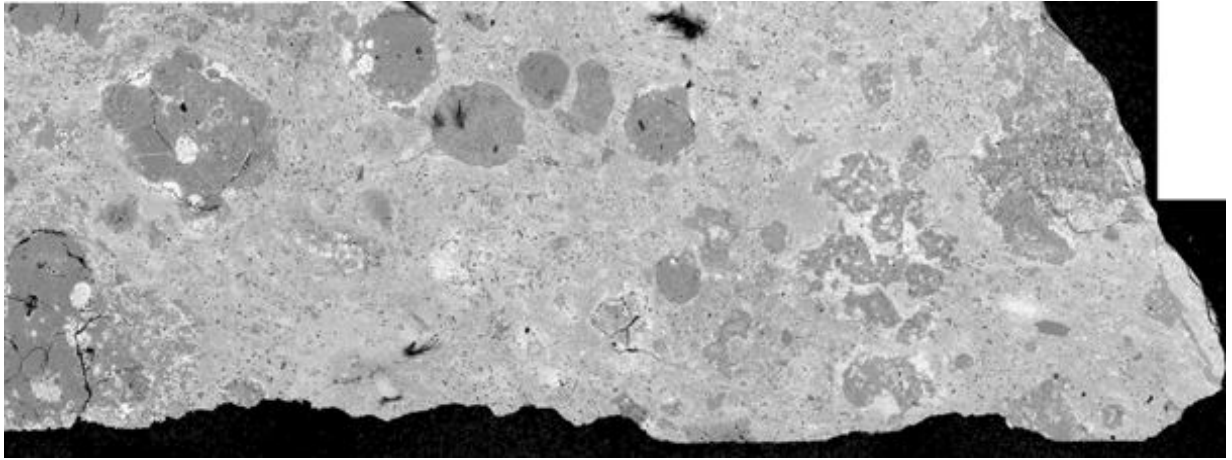


Fig.108 : Vue de la chondrite carbonée étudiée (Image BSE).

V.3.7.2. Minéralogie (Tab.35 et 36) :

Les compositions chimiques des silicates et des oxydes sont reportées dans le **Tab.35**, celles du fer métal et des sulfides dans le **Tab.36**.

L'olivine est la phase dominante dans cette chondrite. Elle est très magnésienne ($\text{Fa}_{0,7-5}$) dans les chondrules mais plus ferrifère (Fa_{23-91}) dans la matrice.

Les pyroxènes montrent de grandes variations de compositions à l'échelle de la chondrite. Dans les chondrules, certains pyroxènes sont très magnésiens ($\text{mg}\# \approx 99$) mais pauvres en calcium et correspondent à des enstatites. Dans la matrice et les chondrules apparaissent d'autres pyroxènes riches en calcium et pauvres en aluminium de type hédénbergite ($\text{En}_{2-6}\text{-Wo}_{50-51}$). Des pyroxènes magnésiens ($\text{mg}\# 83$ à 86) riches en calcium et en alumine (plus de 8 % de Al_2O_3), essentiellement fassaïtiques et représentant des diopsides alumineux ($\text{En}_{43-47}\text{-Wo}_{44-50}$), sont plutôt abondants dans les inclusions réfractaires (CAI) ainsi que dans les chondrules. Ces pyroxènes sont également pauvres en titane et sont comparables à ceux présents dans les inclusions de type A dans la météorite carbonée Allende CV3 (Grossman, 1975).

Le plagioclase est basique de type bytownite à anorthite (An_{83-99}). Il est présent dans la matrice de quelques chondrules (**Fig.109**) ainsi que dans les inclusions réfractaires (CAI).

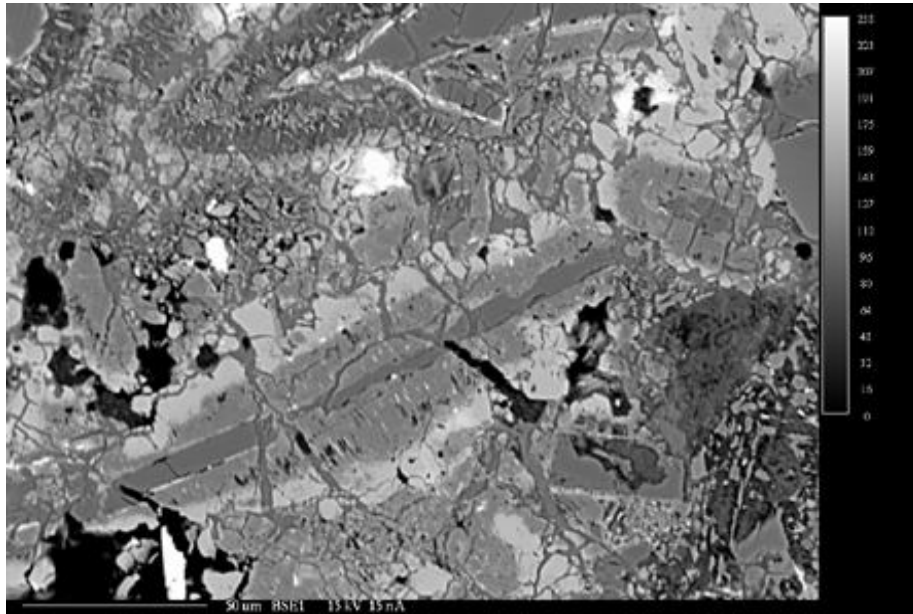


Fig.109 : Chondre riche en anorthite (gris foncé), fassaïte (gris moyen) et hédénbergite (gris clair) (Image BSE).

La mélilite est présente dans les inclusions réfractaires en cristaux de tailles micrométriques. Sa teneur en titane varie de 0 à 9,5 %, celle en alumine de 17 à 24 % et celle en magnésium de 4 à 10 %. (% en Akermanite \approx 35).

Les spinelles apparaissent également dans les inclusions réfractaires CAI (**Fig.110**) et en faibles quantités dans les chondrules et dans la matrice. Ils sont très alumineux (70 % de Al_2O_3) et magnésiens (27 % MgO).

La magnétite est également abondante et le plus souvent en relation avec les associations métal-sulfures aussi bien dans les chondrules que dans la matrice (**Fig.111**).

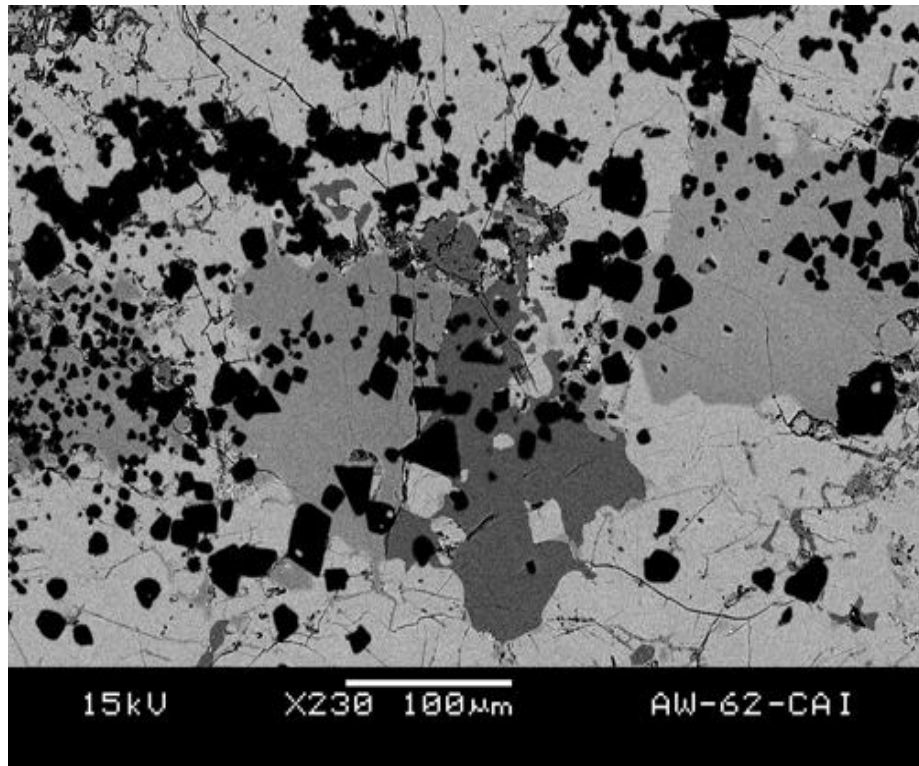


Fig. 110 : Inclusion réfractaire (CAI) dans la chondrite carbonée étudiée. Méllilite (en gris clair), Ti-méllilite (en gris moyen), anorthite (en gris foncé) et spinelle (en noir) (Image BSE).

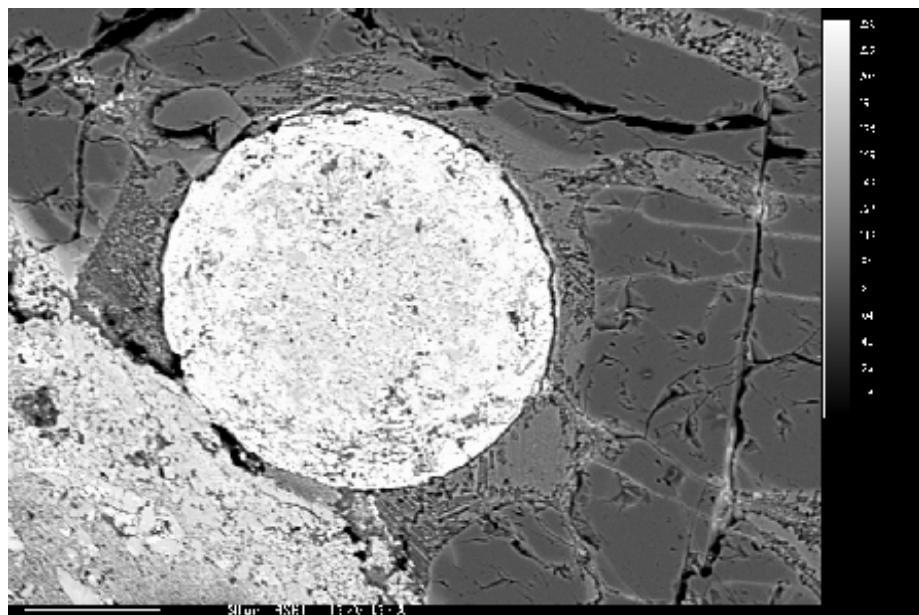


Fig.111 : Bille de métal transformé en magnétite inclus dans un chondre à olivine (Image BSE).

Les sulfures sont représentés par de la pentlandite, apparaissant dans les chondrules ou dans la matrice, et contenant 21 à 23 % de Ni.

Par ailleurs, la roche est caractérisée par la présence d'inclusions réfractaires CAI, ce qui permet de la classer dans le groupe des météorites carbonées de type Vigarano (CV) avec un type pétrologique 3. Selon la proportion de la matrice par rapport aux chondrules (rapport matrice/chondrules <1), l'abondance des magnétites et l'absence du fer métal, la large gamme de fayalite de l'olivine qui est de $Fa_{0,7-91}$, la pré-pure fayalite reconnue seulement dans les CvOxB, nous sommes en mesure de suggérer le classement de cette météorite parmi le groupe des chondrites carbonées Oxydée-Bali CV3_{OxB} d'après la classification de McSween (1977) et Weisberg et al. (1997).

Les données isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O = 5,4 \text{ ‰}$ et $\delta^{17}O = -0,2 \text{ ‰}$ avec un rapport $\Delta^{17}O = -3,008 \text{ ‰}$) confirment l'appartenance de cette roche à la catégorie des météorites carbonées (**Fig.112**).

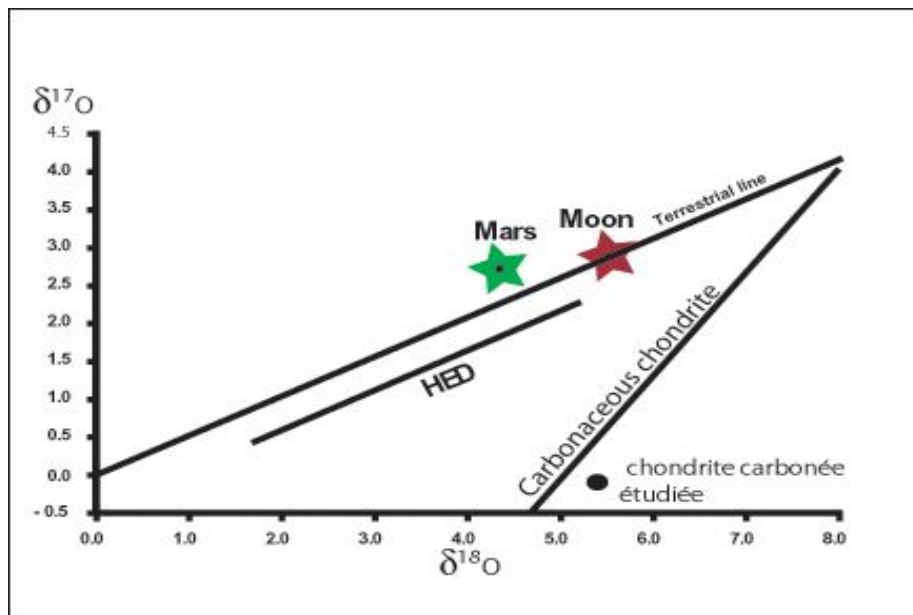


Fig. 112 : Compositions isotopiques en oxygène de la chondrite carbonée étudiée.

	olivine	olivine	olivine	olivine	verre	olivine	olivine	olivine	plagio	cpx
SiO ₂	42,677	38,467	42,42	34,909	40,743	29,959	34,928	41,198	47,223	50,081
TiO ₂	0,01	0,053	0,047	0,072	0,322	0	0,018	0,117	0,083	0
Al ₂ O ₃	0,032	0	0,002	0,673	15,302	0,011	0,151	0,128	32,774	6,787
Cr ₂ O ₃	0,566	0,159	0,598	0,362	0,46	0,041	0,031	0,346	0	0
MgO	53,67	40,289	56,413	35,914	20,605	3,474	20,097	55,511	0,735	15,047
FeO	5,455	22,16	2,166	25,856	6,082	65,309	45,451	0,738	0,625	4,265
MnO	0,19	0,129	0,212	0,194	0	0,971	0,542	0,027	0,025	0,147
NiO	0	0,113	0	1,914	2,152	0,027	0,065	0,029	0,017	0
CaO	0,271	0,541	0,185	0,302	1,335	0,003	0,069	0,344	17,004	24,27
Na ₂ O	0	0,022	0	0,553	1,096	0	0,024	0,035	2,05	0,266
K ₂ O	0,008	0,018	0,019	0,018	1,136	0	0,018	0,014	0,006	0,012
Total	102,879	101,952	102,061	100,766	89,233	99,794	101,395	98,489	100,541	100,874
Fa	5,38	23,41	2,10	28,65		91,33	55,86	0,74		
Fs										6,86
Wo										50,00
En										43,14
An									82,07	
Or									0,03	
Ab									17,90	

	cpx	opx	spinelle	mélilite	plagio	mélilite	olivine	olivine
SiO ₂	56,411	58,668	0,222	38,914	42,814	41,23	42,516	31,013
TiO ₂	0,702	0,304	0,27	9,488	0,017	4,267	0,1	0,013
Al ₂ O ₃	1,168	1,113	71,069	17,532	35,568	18,358	0,367	0,021
Cr ₂ O ₃	0,916	0,51	0,212	0,056	0	0,039	0,126	0,098
MgO	24,606	39,097	27,469	9,522	0,058	10,695	54,764	9,952
FeO	0,693	0,648	0,04	0	0	0	0,998	57,302
MnO	0,283	0,046	0,04	0,008	0,017	0,04	0,019	0,78
NiO	0,011	0	0,039	0,004	0,051	0,071	0	0,039
CaO	16,26	0,652	0,111	25,641	20,345	25,511	0,581	0,063
Na ₂ O	0,024	0,038	0	0,001	0,039	0,036	0	0,012
K ₂ O	0	0	0	0,023	0	0,012	0	0,023
Total	101,075	101,076	99,473	101,188	98,909	100,26	99,48	99,32
Fa							1,00	76,28
Fs	1,06	0,91						
Wo	31,86	1,17						
En	67,08	97,92						
An					99,65			
Or					0,00			
Ab					0,35			

Tab.35 : Composition chimique des silicates et oxydes dans la chondrite carbonée étudiée.

	Magnétite	Pentladite	Pentlandite
Mg	0,298	0,004	0
S	0,015	34,286	34,565
Ca	1,186	0,277	0,367
Fe	61,858	40,567	42,012
Mn	0,022	0	0
Ni	0,099	22,591	20,939
Cu	0,075	0,017	0,012
Zn	0	0,02	0
Total	63,553	97,762	97,895

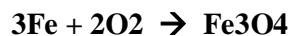
Tab.36 : Composition du métal et sulfures dans la chondrite carbonée étudiée.

V.3.7.3. Discussion :

Les olivines ferrifères (Fa_{23-91}) sont abondantes et sont le résultat de la transformation d'enstatites comme proposé par Housley et Cirlin (1983) :



La magnétite est formée par oxydation de fer métal (Robie et *al.*, 1979) :



Cette oxydation et la formation des olivines ferrifères à partir d'enstatites ont eu lieu dans la nébuleuse par substitutions entre gaz nébulaires et les chondrules à olivines (Peck et Wood, 1987).

V.3.8. Conclusion à l'étude des chondrites :

Deux grands groupes de chondrites ordinaires peuvent être reconnus sur la base de la proportion de fer métal : ce sont les groupes H et L. Selon le degré de métamorphisme thermique, nous pouvons également distinguer leurs différents types pétrologique, qui dans notre cas, seraient les types 4, 5 et 6 voire même 7.

La première roche chondritique étudiée représente une chondrite ordinaire de type L6. Ses teneurs moyennes en fayalite des olivines (Fa_{24}) et en ferrosilite des pyroxènes ($Fs_{20,7}$) permettent de la classer dans le groupe des chondrites ordinaires de classe L. Le verre est totalement recristallisé en feldspaths très développés et les chondres sont très rares et très mal délimités. Cette roche peut être aussi reconnue comme un type pétrologique 6 (grade important de métamorphisme thermique). Le métal est en majorité altéré et les silicates sont indemnes de toutes traces d'altérations, ce qui indique que notre roche a atteint un degré d'altération de type W4 (Wlotzka, 1993). L'olivine présente des extinctions onduleuses et des fractures planes, ce qui permet de ranger cette météorite dans le domaine de choc de type S3 (Stöffler et al., 1991).

Le processus d'altération dans cette chondrite a conduit à la transformation du métal en hydroxyde de fer et à la transformation des sulfures. Cette étape a abouti au lessivage du soufre et à sa combinaison partielle avec le Ba et le Sr pour former des minéraux sulfatés.

La deuxième roche correspond à une chondrite ordinaire de type L 4. Selon ses teneurs moyennes en fayalite des olivines (Fa_{26}) et en ferrosilite des pyroxènes (Fs_{22}), elle ferait partie de la classe L. L'abondance de verre trouble rarement isotrope dans les chondres, la recristallisation partielle de la matrice, l'homogénéisation totale des pyroxènes ainsi que la présence de phénocristaux de clinoenstatite indiquent que notre météorite se place dans le domaine pétrologique du tout début de type 4. La forte altération du fer (70 %) et l'abondance des veines d'oxydes permettent d'attribuer à cette roche un degré d'altération de type W3 (Wlotzka, 1993). Les fractures irrégulières et les extinctions onduleuses des olivines indiquent que la roche a été soumise à un degré de choc de type S 2 (Stöffler et al., 1991).

La troisième roche est une chondrite ordinaire de type H5. Les teneurs moyennes en fayalite des olivines (Fa_{18}) et en ferrosilite des pyroxènes (Fs_{17}) conduisent à ranger cette roche dans le domaine des chondrites ordinaires de la classe H. Les chondres peu nombreux et à contours flous, le verre totalement recristallisé en plagioclase dans les chondres ainsi que des pyroxènes et des olivines totalement homogénéisés permettent de relier cette roche au domaine pétrologique de type 5.

La quatrième roche représente une chondrite ordinaire bréchique de type L4-L6. La roche est bréchique et constituée de deux parties. Une partie claire très pauvre en chondres

et une autre sombre très riche en chondres lui conférant une structure chondritique bien définie. Dans cette dernière le verre ignée est partiellement recristallisé. Les compositions hétérogènes des olivines ($Fa_{4,56}$; $Fa_{16,40}$ et $Fa_{24,61}$) avec une composition principale moyenne de ($Fa_{24,6}$) et des pyroxènes ($Fs_{14,43}$; $Fs_{22,55}$ et $Fa_{28,96}$) avec une composition principale moyenne de ($Fs_{19,80}$), pour la partie sombre riche en chondres, et ($Fa_{23,8}$) et ($Fs_{20,1}$) pour la partie claire pauvre en chondres, conduisent à classer cette météorite dans le domaine des chondrites ordinaires de la classe L aussi bien pour sa partie sombre que pour sa partie claire.

Par ailleurs, la roche très choquée avec la présence de veines de choc et de fractures remplies de substance amorphe au niveau des minéraux, indiquerait un degré de choc de type S 5 (Stoffler et *al.*, 1991). Le fer métal modérément altéré associé à des silicates indemnes de toutes traces d'altération peuvent caractériser un degré d'altération de type W 2 (Wlotzka, 1993).

La cinquième roche correspond à une chondrite ordinaire de type H6 voire H7. La roche est totalement recristallisée et présente des textures de métamorphisme très poussé ou de recuit. Les feldspaths et les phosphates sont très développés indiquant ainsi des étapes de métamorphisme importantes. Ces phosphates, de composition de clorapatite et de whitlockite, sont généralement décrits dans les Accapulcoïtes (McCoy et *al.*, 1993). Les teneurs moyennes en fayalite des olivines ($Fa_{19,1}$) et en ferrosilite des pyroxènes ($Fs_{16,8}$), permettent de ranger cette météorite dans le domaine des chondrites ordinaires de la classe H. La roche apparaît moyennement choquée et peut correspondre à un degré de choc de type S 2 – S 3 (Stoffler et *al.*, 1991). Le fer métal moyennement altéré associé à des sulfures moins altérés et des silicates indemnes de toutes traces d'altération caractériseraient un degré d'altération de type W 3 (Wlotzka, 1993).

La sixième et dernière roche étudiée est une chondrite carbonée CV3. La roche est formée par de rares chondres millimétriques et des amas de formes irrégulières (CAI) formés par des minéraux riches en calcium et en titane. La matrice est fine et composée de microcristaux d'olivine fayalitique associés à quelques agrégats de magnétite, de troïlite et de pentlandite. Les chondrules sont rares et constitués essentiellement d'olivines et de magnétites. Quelques rares chondres à pyroxènes (enstatites, des diopsides et des hédénbergites) et anorthite souligne le côté réfractaire de ces chondrules. Les compositions minéralogiques sont très hétérogènes entre la matrice et les chondres. L'olivine varie de fayalite dans la matrice à forstérite dans les chondres. Les sulfures forment des pentlandites riches en nickel. La roche est également caractérisée par la présence d'inclusions réfractaires CAI à mélilite-anorthite-spinelle qui permettent de la classer dans le groupe des météorites carbonées de type Vigarano (CV) avec un type pétrologique 3 (non équilibré en composition et présence de verre). La proportion de la matrice par rapport au

volume des chondrules (rapport matrice/chondrules <1), l'abondance des magnétites et l'absence du fer métal, la large gamme de fayalite de l'olivine (Fa_{0,7-91}) ainsi que la fayalite quasi pure trouvée seulement dans les CvOxB suggèrent le rangement de cette météorite dans le groupe des chondrites carbonées Oxydée-Bali CV_{3OxB} d'après la classification de McSween (1977) et Weisberg et *al.* (1997).

Dans cette roche, l'oxydation (magnétite au dépend du métal) et la formation des olivines ferrifères à partir des enstatites ont eu lieu dans la nébuleuse par substitutions entre gaz nébulaires et chondrules à olivines (Peck et Wood, 1987).

Conclusions Générales

Conclusions Générales

La dorsale Réguibat se situe dans la partie nord du craton ouest africain. Elle est constituée de trois zones d'inégales étendues : (i) une première zone, la plus importante occupe les 2/3 sud-ouest et ouest du massif ;(ii) une deuxième constituée du fossé de Yetti, elle traverse le massif Réguibat du NNW au SSE ; (iii) et enfin une troisième zone : la région des Eglabs, qui fait partie de la dorsale Réguibat orientale et qui est partagée entre l'Algérie et la Mauritanie.

La dorsale Réguibat est recouverte par des séries sédimentaires d'âges variés, où le Précambrien domine. Elle a été affectée par un métamorphisme variable qui a provoqué des granitisations.

Subdivisée en trois parties, sa partie occidentale regroupe le socle précambrien de l'Amsaga très migmatitique et formé de roches métamorphiques. La partie centrale comporte l'ensemble des formations de la série de Ghallaman et la partie orientale présente les formations de la série de Chegga, de Yetti et d'Aftout.

Plusieurs séries ont été définies dans ce précambrien: La série de Yetti, caractérisée par une série schisteuse, gréseuse et volcanique, affectée par un métamorphisme général. La série de Guelb el Hadid est la partie inférieure de la couverture infratillitique. Le volcanisme des Eglab est essentiellement rhyolitique ; il pourrait être lié au magmatisme Aftout dont il serait l'ultime manifestation.

Le magmatisme de cette partie de la Dorsale est constitué de deux types de granite : (i) les granites du Yetti à amphibole et à biotite et (ii) les granites d'Aftout caractérisés par plusieurs générations.

Tardivement, un magmatisme basique filonien et en petites intrusions s'est mis en place. De nature gabbroïque, il est encaissé dans les granites les plus récents.

Des syénites alcalines en petits massifs circulaires ou elliptiques sont également intrusives dans ces granites.

Parmi les roches terrestres échantillonnées, notre étude pétrologique et géochimique a porté essentiellement sur le magmatisme filonien mis en place dans un contexte tardi-orogénique. Deux types ont pu être distingués :

* Un plutonisme filonien basique de puissance décamétrique à métrique et recoupant les granites de Chegga et d'Aftout ainsi que la série arkosique de Guelb El Hadid.

L'étude détaillée d'un filon de 10 mètres d'épaisseur montre une composition gabbroïque avec une paragenèse minérale à plagioclases, pyroxènes avec de rares

amphiboles et biotites ainsi que des ilménites. L'analyse microscopique fait apparaître une zonation avec, au cœur, des norites gabbroïques à orthopyroxènes (bronzite et d'hypersthène) et clinopyroxènes abondants puis, en bordure, des norites où seul l'orthopyroxène est très abondant.

Les exsolutions dans les pyroxènes sont fréquentes dans les deux faciès. L'abondance des clinopyroxènes dans le cœur du filon (norites gabbroïques) par rapport aux faciès de bordure (norites), est expliqué par la déstabilisation au cours du refroidissement de la solution solide avec une composition pigeonitique, cette déstabilisation conduit à une séparation des deux phases : l'orthopyroxène et le clinopyroxène (démixtion). Cette séparation ou démixtion est relativement complète au cœur du filon dont le refroidissement est relativement lent. La température de cristallisation estimée par les démixtions de pyroxènes avoisine les 950 à 1000°C.

Le plagioclase est de type (labrador et bytownite) ; les teneurs les plus élevées en anorthite sont rencontrées dans le faciès de bordure. La biotite, en quantité subordonnée, a un XMg de 0,5. Enfin, les opaques sont représentés par de l'ilménite et de la magnétite.

Ces gabbros sont caractérisés par la cristallisation précoce du plagioclase par rapport au pyroxène, ce qui traduirait une pression d'eau assez élevée dans le magma ainsi qu'une fugacité d'oxygène non négligeable. Cette dernière est appuyée par la présence de magnétite dans ces plutonites.

L'étude chimique des clinopyroxènes suggère une affinité tholéiitique dans un domaine non orogénique particulièrement dans un domaine continental.

L'étude géochimique qui s'est basée sur les éléments majeurs et traces, nous a permis de conclure que le magma à partir duquel nos roches se sont formées est un magma calco-alkalin qui provient de la fusion partielle d'un manteau enrichi. A partir de l'interprétation des diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux MORB, nous avons pu constater que notre liquide basique a été contaminé par la croûte lors de son transfert vers les niveaux supérieurs.

La source, à l'origine de ce magma basique, serait un manteau lithosphérique enrichi et le produit d'une fusion partielle d'une péridotite mantellique à spinelle. Au cours de son transfert, ce magma aurait subi une contamination crustale et acquis une affinité calco-alkaline secondaire.

*Un magmatisme hypo-volcanique représenté par des filons décimétriques granodioritiques, recoupant les granitoïdes de Chegga. Ce sont des faciès grenus au cœur et

microgrenus porphyriques en bordure, parsemés d'enclaves magmatiques traduisant alors les phénomènes de mélanges de magmas.

Ce sont des granodiorites à amphibole et biotite grenues au cœur et microgrenues porphyriques en bordure. La présence d'opaques type magnétite traduit leur appartenance aux granites à magnétite d'Ishihara (1977) et traduisant aussi une fugacité d'oxygène suffisamment élevée. L'amphibole est le minéral ferromagnésien le plus abondant. Il se caractérise par une hornblende verte de type magnésio-hornblende. Les conditions de cristallisation estimées sont de près de 2Kb (5 à 7km) avec une température avoisinant les 700°C. L'analyse chimique de la biotite révèle une affinité subalcaline à calco-alcaline de ces granitoïdes.

Par ailleurs, la présence d'enclaves magmatiques montre l'importance de l'hybridation et met l'accent sur les interactions mécaniques entre la roche hôte qu'est le granite et les fragments du magma mafique non assimilés par le magma felsique que sont les enclaves (ocelles de quartz, microenclaves). L'amphibole de ces dernières de type tschermakite et magnésio-hastingsite reflète une origine plus profonde de l'ordre de 15 à 18 km et des températures plus élevées de l'ordre de 900°C.

Ces faciès granitiques sont fortement enrichis en éléments lithophiles, particulièrement en Rb et en Th. Cet enrichissement en ces éléments témoigne de l'influence de la croûte continentale. Une légère anomalie négative en Nb, confirme le caractère subalcalin mis en évidence par l'étude des biotites, et confirme leurs caractères de granites post-collisionnels, une mise en place au cours de la relaxation post-éburnéenne.

Les échantillons de météorites, récoltés dans la région des Eglabs, ont fait l'objet de la plus grosse partie de ce travail de recherche. L'étude pétrologique, géochimique et isotopique détaillée a permis de distinguer les deux grands types, à savoir achondrites et chondrites.

La majorité des échantillons récoltés semblent être essentiellement des achondrites ayant une origine probable de l'astéroïde 4Vesta qui est un astéroïde différencié avec un diamètre de près de 400 km. Pour la plus grande partie de ces achondrites s'avèrent être des eucrites ; ces dernières sont des roches basaltiques ayant des âges de cristallisation liés au début de la formation du système solaire. Après les processus magmatiques dans les corps différenciés, la plupart de ces eucrites témoignent d'un événement de réchauffement secondaire. Elles sont généralement soumises à une élévation de température, supérieure à

800°C. Ce métamorphisme thermique est bien individualisé par l'équilibration et l'homogénéisation de leurs pyroxènes avec des exolutions en lamelles d'augite et la disparition progressive de la texture magmatique ophitique. La plupart des eucrites montrent une texture bréchique monomictite ; ce qui suggère que, les événements thermiques ayant induit leur métamorphisme et leur homogénéisation, sont liés à des événements d'impact qu'aurait subi le corps parent des eucrites (Vesta 4). Des réchauffements peuvent être également dus à des enfouissements progressifs liés à des épanchements successifs de laves dans la surface du corps parent (Vesta 4).

L'étude pétrologique, géochimique et isotopique des achondrites récoltées au Sahara algérien a montré l'appartenance de ces roches au groupe des "HED" constituant l'astéroïde Vesta 4.

Il s'agit d'une eucrite monomictite, de deux eucrites polymictites, d'une howardite et d'une diogénite.

L'eucrite monomictite de composition basaltique, s'est mise en place sous forme de coulée de surface ou en dyke intrusif dans la croûte de l'astéroïde. Sa composition lithologique a été modifiée par un métamorphisme thermique (>800°C) bien illustré par l'équilibration des compositions de pyroxènes ainsi que la démixtion des pigeonites en orthopyroxène et clinopyroxène, alors que ses textures magmatiques sont partiellement préservées. Ce réchauffement subi par la roche a induit la volatilisation du soufre et a abouti à la réduction du fer des silicates en fer métal. L'eucrite monomictite est un liquide résiduel issu de la cristallisation fractionnée d'un liquide magmatique basaltique.

Les deux eucrites polymictites et la howardite sont des brèches composées de fragments de minéraux et de roches à composition d'eucrites basaltiques et de diogénites. Les impacts successifs sur le corps parent ont produit la howardite et les eucrites polymictites. Ce sont des régolites qui se forment alors à partir des fragments de roches de profondeur et de surface de l'astéroïde et sont colmatés par une matrice finement bréchique.

La diogénite est constituée essentiellement de cristaux centimétriques d'orthopyroxène (orthopyroxénite). Elle est très pauvre en terres rares légères (REE) par rapport à la chondrite C1. Elle peut représenter la phase cumulative d'un liquide mantellique appauvri.

L'analyse isotopique de l'oxygène a confirmé l'appartenance des roches étudiées à la lignée du groupe des "HED" attribué à l'astéroïde 4Vesta.

Il a été également mis en évidence deux grands groupes de chondrites ordinaires sur la base du pourcentage du fer métal : le groupe H et L. Puis, selon le degré de

métamorphisme thermique et à partir des différences pétrologiques nous avons pu reconnaître les types 4, 5, et 6, voire 7. Un échantillon de chondrite carbonée été aussi reconnu et fait l'objet d'une étude pétro-géochimique.

Les chondrites ont subi des processus post-accrétion qui ont modifié leurs propriétés physico-chimiques initiales. Ces principaux processus post-accrétion sont l'altération aqueuse et le métamorphisme thermique.

En effet, les météorites chondritiques montrent des preuves d'un réchauffement interne dans les corps non différenciés ; ce qui conduit à une recristallisation des minéraux et à une modification de leurs textures.

La première roche chondritique étudiée est une chondrite ordinaire de type L6. Les compositions moyennes des olivines et des pyroxènes permettent de la classer dans le groupe des chondrites ordinaires de type (L) puis L6 à cause du grade important de métamorphisme thermique. L'altération très poussée du métal et la préservation des silicates indiquent que la roche a atteint un degré d'altération W4. L'olivine présente des extinctions ondulantes et des fractures planes, ce qui permet de la classer dans le domaine de choc de type S3.

Le processus d'altération dans cette chondrite L6 a conduit à la transformation du métal en hydroxyde de fer et à la transformation des sulfures. Cette étape aboutit au lessivage du soufre et sa combinaison partielle avec le Ba et Sr pour former des minéraux sulfatés. Après étude pétrographique, chimique, et isotopique du fer des chondrites ordinaires (OC) équilibrées du désert chaud découvertes dans le Sahara du sud-ouest algérien. Il a été mis en évidence que les chondrites le plus altérées renferment la composition isotopique du fer la plus lourde.

La deuxième roche est une chondrite ordinaire de type L4. Les compositions moyennes des olivines et des pyroxènes indiquent qu'elle appartient à la classe L. L'abondance du verre trouble, l'homogénéisation totale des pyroxènes, la présence des phénocristaux de clino-enstatite la situe dans le type 4. L'altération du fer est moyenne à forte, les veines d'oxydes sont très abondantes ; ce qui lui attribue un degré d'altération (W3). Les olivines présentent des fractures irrégulières, avec des extinctions ondulantes. Cette chondrite est soumise à un degré de choc de type S2.

La troisième roche est une chondrite ordinaire de type H5. Les compositions moyennes des olivines et des pyroxènes indiquent qu'elle appartient à la classe H. Les chondres sont peu nombreux avec des limites floues, le verre dans les chondres est totalement recristallisé en feldspaths plagioclases. Les pyroxènes et les olivines sont totalement homogénéisés. Ces caractères la situent dans le type 5.

La quatrième roche est une chondrite ordinaire bréchique de type L4-L6. Elle est constituée de deux parties : une première partie très pauvre en chondres et une deuxième partie sombre très riche en chondres lui donnant une texture chondritique bien défini. Dans cette dernière, le verre igné est partiellement recristallisé. Nous avons utilisé les compositions des olivines et des pyroxènes qui sont hétérogènes pour la partie sombre riche en chondres. Pour la partie claire pauvre en chondres, les compositions sont homogènes. Ces compositions indiquent que la roche se situe dans le domaine de la classe L, avec un type 4 pour la partie sombre et un type 6 pour la partie claire. Cette chondrite a subi des chocs, la présence de veines et de fractures remplies de substance amorphe au niveau des minéraux traduit un degré de choc S5. Le fer métal modérément altéré, les silicates sains attribuent à cette roche un degré d'altération W2.

La cinquième roche est une chondrite ordinaire de type H6, voire 7. La roche est totalement recristallisée présentant des textures d'un métamorphisme très poussée. Les feldspaths sont très développés ainsi que les phosphates qui indiquent des étapes de métamorphisme importantes. Ces derniers ont des compositions de chlorapatite et de whitlockite décrites généralement dans les acapulcoïtes. Les intervalles de composition des olivines et des pyroxènes indiquent une classe H. La roche a subi peu de choc (S2-3). Le fer métal apparaît moyennement altéré, les sulfures sont peu altérés et les silicates sont indemnes de toute altération (W3).

La sixième et dernière roche étudiée est une chondrite carbonée CV3. Elle est formée par de rares chondres et des inclusions réfractaires CAIs, constituées par des minéraux riches en calcium et titane. La matrice est fine formée par de l'olivine et du pyroxène avec fer métal, magnétite, troïlite et pentlandite. Les minéraux sont très hétérogènes en composition (fayalite-forstérite, enstatite-diopside-hédenbergite). Les plagioclases sont généralement de l'anorthite. L'abondance des CAI nous amène à la classer dans le groupe des météorites carbonées de type Vigarano (CV) avec un type pétrologique 3 (non équilibré en composition et présence de verre). Cette météorite appartient aux chondrites carbonées de type Oxydée-Bali CV3_{OxB} pour (i) le pourcentage de la matrice par rapport aux chondrules (Matrice/chondrules <1), (ii) l'abondance de la magnétite et l'absence du fer métal et (iii) la gamme de la fayalite de l'olivine qui est de Fa_{0,7} à Fa₉₁, la pré pure fayalite est trouvé seulement dans les CV3_{OxB}. L'oxydation (magnétite aux dépens du métal) et la formation des olivines ferrifères à partir des enstatites ont eu lieu probablement dans la nébuleuse par substitutions entre les gaz nébulaires et les chondrules à olivine.

Références Bibliographiques

- Afiattalab F. and Wasson J. T. (1980).** Composition of the metal phases in ordinary chondrites : implications regarding classification and metamorphism. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.44, Issue 3, pp. 431-443.
- Anders E. and Grevesse N. (1989).** Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.53, pp.197-214.
- Arai T., Takeda H., Lofgren G.E. and Miyamoto M. (1998).** Metamorphic transformation of opaque minerals in some eucrites. *Antarct. Meteor. Res.*, vol.11, pp. 71–91.
- Aramovich C. J., Christopher D. K. H. and Papike J. J. (2002).** Symplectites derived from metastable phases in martian basaltic meteorites. *American Mineralogist*, vol. 87, pp.1351-1359.
- Barrat J. A., Blichert-Toft J., Gillet P.H. and Keller F. (2000).** The differentiation of eucrites: The role of *in situ* crystallization. *Meteoritics and Planetary Science*, vol.35, pp.1087-1100.
- Barrat J. A., Yamaguchi A., Greenwood R.C., Bohn M. and Franchi I.A. (2007).** Could Stannern-trend eucrites be crustal-contaminated melts. *LPSC XXXVIII, 1558, pdf*.
- Basilevsky A.T., Neukum G. and Nyquist L. (2009).** The spatial and temporal distribution of lunar mare basalts as deduced from analysis of data for lunar meteorites. *The 50th Vernadsky-Brown Microsymposium on Comparative Planetology, Vernadsky Institute*.
- Beck P., Barrat J.A., Jambon A., Gillet Ph., Blichert-Toft J. and Lesourd M. (2001).** The polymict eucrite North West Africa 049. *64th Annual Meteoritical Society Meeting*, p. 5297.
- Beck P., Barrat J.A., Gillet P., Wadhwa M., Franchi I.A., Greenwood R.C., Bohn M. and Cotten J. (2006).** Petrography and geochemistry of the chassignite Northwest Africa 2737 (NWA 2737). *Geochimica and Cosmochimica Acta* 70 (8), pp. 2127–2139.
- Beckett J. and Grossman L. (1988).** The origin of type C inclusions from carbonaceous chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 89, no. 1,
- Benedix, G. K., McCoy, T. J., Keil, K., Bogard, D. D., and Garrison, D. H. (1998).** A Petrologic and Isotopic Study of Winonaites: Evidence for Early Partial Melting, Brecciation, and Metamorphism. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 62, pp.2535–2553.
- Bessoles B. (1977).** Géologie de l’Afrique: Craton Ouest Africain. *BRGM, n°88*.

- Binzel R.P., Gaffey M.J., Thomas P.C., Zellner B.H., Stoors A.D. and Wells E.N. (1997).** Geologic mapping of Vesta from 1994 Hubble Space Telescope images. *Icarus*, 128 : pp.95-103.
- Binzel R.P., Gehrels, T. and Mathews M.S. (1989).** Asteroids II. *The University of Arizona Press Edit.*, 1258 p.
- Binzel R.P. and Xu S. (1993).** Chips off of asteroid 4Vesta : evidence for the parent body of basaltic achondrite meteorites. *Science*, vol.260, pp.186-191.
- Bhandari N., Murty S.V.S., Shukla P.N., Shukla A.D., Mahajan R.R., Sarin M.M., Srinivasan G., Suthar K.M., Sisodia M.S., Jha S. and Bischoff A. (2002).** Itawa Bhopji (L3–5) chondrite regolith breccia : Fall, classification, and cosmogenic records. *Meteoritics and Planetary Science*, vol. 37, pp.549–563.
- Blichert-Toft J., Boyet M. and Albarède F. (2004).** Further Lu-Hf and Sm-Nd isotopic data on planetary materials and consequences for planetary differentiation. *LPSC XXXV*, 1226.
- Blichert-Toft J., Boyet M., Télouk P. and Albarède F. (2002).** ^{147}Sm - ^{143}Nd and ^{176}Lu - ^{176}Hf in eucrites and the differentiation of HED parent body. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.204, pp.167-181.
- Bischoff A., Scott E.R.D., Metzler K. and Goodrich C.A. (2005).** Nature and origins of Meteoritic Breccias. *In Meteorites and the Early Solar System II*, D. S. Lauretta and H. Y. McSween, Jr., eds., pp. 679-712, Univ. Arizona Press.
- Bogard D.D. and Johnson P. (1983).** Martian gases in an Antarctic meteorite. *Science*, vol.221, pp.651–654.
- Bogard D.D. and Garrison D.H. (2003).** ^{30}Ar – ^{40}Ar ages of eucrites and thermal history of asteroid 4Vesta. *Meteoritics and Planetary Science*, vol. 38, pp.669-710.
- Bourot-Denise M., Zanda B. and Hewins R. (1997).** Metamorphic transformation of opaque minerals in chondrites. Workshop on parent body and nebular modification of chondritic materials. LPI Tech. Report #97- 02, part 1, 70.
- Brett R. (1976).** Reduction of mare basalts by sulphur loss. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.40, pp.997–1004.

- Brey G.P. and Köhler T.K. (1990a).** Geothermobarometry in four phase lherzolites. I: Experimental results from 10 to 60 kb. *Journal of Petrology*, vol.31, pp.1313-1352.
- Brey G.P. and Köhler T.K. (1990b).** Geothermobarometry in four phase lherzolites. II: New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, vol.31, pp.1353-1378.
- Brearley A.J. (2006).** The action of water. In *Meteorites and the Early Solar System II* (D. S. Lauretta and H. Y. McSween Jr., eds.), this volume, Univ. of Arizona, Tucson.
- Brearley A.J. and Jones R.H. (1998).** Chondritic meteorites. In *Planetary materials*, edited by Papike J. J. Washington D.C., Mineralogical Society of America. pp. 3-1-3-398.
- Browning L.B., McSween H.Y.Jr. and Zolensky M.E. (1996).** Correlated alteration effects in CM carbonaceous chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.60, pp.2621-2633.
- Bunch T.E. and Reid A.M. (1975).** The nakhlites. I. Petrography and mineral chemistry. *Meteoritics*, vol. 10, pp.303-315.
- Bunch T. E., Wittke J. H., Rumble D., Irving A. J. and Reed B. (2006).** Northwest Africa 2968 : A dunite from 4Vesta. *69th Annual Meteoritical Society Meeting, Zurich*.
- Buchanan P.C. and Reid A.M. (1996).** Petrology of the polymict eucrite Petersburg. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 60, n°1, pp.135-146.
- Buchanan P.C., Lindstrom D.J., Mittlefehldt D.W., Koeberl C. and Reimold W.U. (2000).** The South African polymict eucrite Macibini. *Meteoritics and Planetary Science*, vol. 35, pp.1321-1331.
- Buffière J.M., Fahy J.C. et Petey J. (1965).** Etude géologique de la partie orientale de la dorsale Réguibat, Région des Eglab et secteur Nord Yetti. *Rapp. Inéd. (SERMI), Paris, n° Alg.63-09-IV, 230 p.*
- Burbine T.H., Buchanan P.C., Binzel R.P., Bus S. J., Hiroi T., Hinrichs L., Meibom A. and McCoy T.J. (2001).** Vesta, Vestoids and the howardite, eucrite, diogenite group: Relationships and the origin of spectral differences. *Meteoritics and Planetary Science*, vol. 36, pp.761-781.
- Bussy F. and Ayrton S. (1990).** Quartz textures in dioritic rocks of hybrid origin. *Schweitz, Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 223-235.

- Campbell A.J. and Humayun M. (2004).** Formation of metal in Ch chondrites ALH 85085 and PCA 91467. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 68, n°16, pp.3409–3422.
- Chabot N.L. and Drake M.J. (1999).** Crystallization of magmatic iron meteorites: The role of mixing in the molten core. *Meteoritic and Planetary Science*, vol. 34, pp.235-246.
- Chao E.C.T., Minkin J.A., Frondel C., Klein C., Drake J.C., Fuchs I., Tani B., Smith J. V., Anderson A.T., Moore P.B., Zechman G.R., Traill R.J., Plant A.G., Douglas J.A. and Dence M.R. (1970).** Pyroxferroite : a new calcium-bearing iron silicate from Tranquillity Base. *Proc. Apollo 11, Lunar Sci. Conf.*, 65-79.
- Chen J.H. and Wasserburg G.J. (1981).** The isotopic composition of uranium and lead in Allende inclusions and meteoritic phosphates. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.52, pp.1–15.
- Clayton R. N., Onuma N. and Mayeda T. K. (1976).** A classification of meteorites based on oxygen isotopes. *Earth Planetary Science Letters*, vol.30, pp.10-18.
- Clayton R. and Mayeda T. (1984).** Oxygen isotope composition of enstatite chondrites and aubrites. *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, C245–C249.
- Clayton R.N. and Mayeda Y.K. (1988).** Formation of ureilites by nebular processes. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.52, pp.1313–1318.
- Clayton R. N. and Mayeda T. K. (1996).** Oxygen isotope studies of achondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 60, pp.1999-2017.
- Clayton R.N. and Mayeda T.K. (1999).** Oxygen Isotope Studies of Carbonaceous Chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.63, pp.2089–2104.
- Cleverly W. H., Jarosewich E. and Mason B. (1986).** Camel Donga meteorite, a new eucrite from the Nullarbor Plain, Western Australia. *Meteoritics*, vol.21, pp.263-269.
- Connolly H. and Burnett D. (2000).** On the Remelting of Type B Calcium-Aluminum-rich Inclusions. *MAPS*, vol. 35, suppl.,
- Consolmagno G.J. and Drake M.J. (1977).** Composition and evolution of the eucrite parent body : evidence from rare earth elements. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 41, pp.1271-1282.
- Cottin J.Y., Lorand J.P., Agrinier P., Bodinier J.L. and Liégeois J.P. (1998).** Isotopic (O,Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions (Pan-African

belt, Hoggar, Algeria): evidence for post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos*, vol. 45, pp.197–222.

Day J.M.D., Taylor L.A., Floss C., Patchen A.D., Schnare D.W. and Graham Pearson D. (2006). Comparative petrology, geochemistry and petrogenesis of evolved, low-Ti lunar mare basalt meteorites from the LaPaz Icefield, Antarctica. *Geochimica and Cosmochimica Acta* vol.70, n°6, pp. 1581-1600.

Delaney J. S., Takeda H, Prinz M., Nehru C.E. and Harlow G.E. (1983). The nomenclature of polymict basaltic achondrites. *Meteoritics*, vol. 18, n° 2, June 30, pp.103-111.

Delaney J.S., Prinz M. and Takeda H. (1984). The polymict eucrites. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 15th, Journal of Geophysics Research*, vol.89 (suppl), C251-C288.

Desnoyers C. and Jerome D.Y. (1977). The Malvern howardite: a petrological and chemical discussion. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 41, pp.81-86.

Dodd R.T., Van Schmus W.R. and Koffman D.M. (1967). A survey of the unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 31, Issue 6, pp. 921-951.

Dodd R.T. (1969). Metamorphism of the ordinary chondrites: A review. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.33, Issue 2, pp.161-203.

Drake M. J. (2001). The eucrite/Vesta story. *Meteoritic Planetary Science*, vol.36, pp.501-513.

Duchesne J.C., Liegeois J.P., Deblond A. and Tack L. (2004). Petrogenesis of the Kabanga–Musongati layered mafic–ultramafic intrusions in Burundi (Kibaran Belt): geochemical, Sr–Nd isotopic constraints and Cr–Ni behaviour. *Journal of African Earth Sciences*, vol. 39, pp.133–145.

Duke M. (1965). Metallic iron in basaltic achondrites. *Journal of Geophysics Research*, vol.70, pp.1523-1527.

Endress M., Zinner E. and Bischoff A. (1996). Early aqueous activity on primitive meteorite parent bodies. *Nature*, vol.379, pp.701–703.

- Feigenson M.D. (1984).** Geochemistry of Kauai volcanics and a mixing model for the origin of Hawaiian alkali basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.87, pp.109-119
- Floran R.J., Prinz M., Hlava P.F., Keil K., Nehru C.E. and Hinthorne J.R. (1978).** Chassigny meteorite—cumulate dunite with hydrous amphibole-bearing melt inclusions, *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 42, pp.1213–1229.
- Floss C., Crozaz G., McKay G., Mikouchi T. and Killgore M. (2003).** Petrogenesis of angrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 67, pp. 4775–4789.
- Floss C., Crozaz G., Yamaguchi A. and Keil K. (2000).** Trace element constraints on the origin of highly metamorphosed Antarctic eucrites. *Antarctic Meteorite Research*, vol.13, pp.222-237.
- Fowler G. W., Shearer C. K., Papike J. J. and Layne G. D. (1995).** Diogenites as asteroidal cumulates : Insights from orthopyroxene trace element chemistry. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.59, pp.3071-3084.
- Fron del J.W. (1975).** Lunar Mineralogy. *Harvard University Press, Cambridge, MA*, 323 p.
- Fujii N., Miyamoto M. and Ito K. (1979).** The role of external heating and thermal metamorphism of chondritic parent body. *Planetary Science*, vol.1, p.84.
- Godard M., Jouselin D. and Bodinier J.L. (2000).** Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: A study of the mantle section in the Oman Ophiolite. *Earth Planetary Science Letters*, vol.180, pp.133-148.
- Friedman R.C., McCoy T.J. and Taylor G.J. (1994).** Constraints on the physical details of nakhlite formation. (abs) *Lunar Planet. Sci. XXV*, pp.391-392.
- Friedman R.C., Taylor G.J. and Treiman A.H. (1998).** Nakhilites and Theo's flow: Formation of extrusive pyroxenites. (abs) *Lunar Planetary Science*, XXIX #1190, *Lunar Planetary Institute, Houston*
- Goldstein J. I and Short J. M. (1967).** The iron meteorites, their thermal history and parent bodies. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.31, Issue 10, pp.1733-1770.
- Goodrich C.A. (1992).** Ureilites : A critical review. *Meteoritics*, vol.27, pp.327–352.
- Goodrich C.A., Jones J. H. and Berkley J. L. (1987).** Origin and evolution of the ureilite parent magmas: Multi-stage igneous activity on a large parent body. *Geochimica and*

Cosmochimica Acta, vol.51, pp.2255–2273.

Greenberg R. and Chapman C.R. (1984). Asteroids and meteorites : Origin of stony-iron meteorites at mantle-core boundaries. *Icarus*, vol. 57, Issue 2, pp.267-279.

Guimon R.K., Symes S.J.K., Sears D.W.G. and Benoit P.H. (1995). Chemical and physical studies of type 3 chondrites XII : The metamorphic history of CV chondrites and their components. *Meteoritics and Planetary Science*, vol.30, pp.704–714.

Grady M.M., Anand M., Bridges J.C., Pearson V.K., Franchi I.A. and Wright I.P. (2005). Aqueous alteration of Nakhilites: Implications for water on Mars. (abs) *Meteoritics and Planetary Science*, vol.40, A59.

Haack H. and McCoy T. (2003). Iron and stony-iron meteorites. *In Treatise on Geochemistry* (ed. A. M. Davis), Elsevier. pp.325-346.

Hanan B.B. and Tilton G.R. (1985). Early planetary metamorphism in chondritic meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.74, Issues 2-3, pp.209-219.

Harlow G.E. and Klimentidies R. (1980). Clouding of pyroxene and plagioclase in eucrites: implications for post-crystallization processing. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11th*, pp. 1131–1143.

Harvey R.P. and McSween H.Y. (1992b). Petrogenesis of the nakhlite meteorites: Evidence from cumulate mineral zoning. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 56, pp.1655-1663.

Hawkesworth C. J. and Gallagher K. (1993). Mantle hotspots, plumes and regional tectonics as causes of intraplate magmatism. *Terra Nova*, vol.5, pp.552-559.

Heide F. and Wlotzka F. (1995). Meteorites, Messengers from Space. *Springer-Verlag, New York*, 231 p.

Herndon J. M. and Herndon, M. A. (1977). Aluminium-26 as a planetoid heat source in the early solar system. *Meteoritics*, vol.12, pp.459–465.

Hsu W. and Crozaz G. (1996). Mineral chemistry and petrogenesis of eucrites: 1. Noncumulate eucrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 60, pp.4571-4591.

Hsu W. and Crozaz G. (1997). Mineral chemistry and the petrogenesis of eucrites: II. Cumulate eucrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 61, n°6, pp.1293–1302.

- Huss G.R., Rubin A.E. and Grossman J.N. (2006).** Thermal metamorphism in chondrites. In: *D.S. Lauretta and H.Y. McSween Jr., Editors, Meteorites and the Early Solar System II, University of Arizona Press, Tucson, pp. 567–586.*
- Hutchison R. (2004).** Meteorites : A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis. *Cambridge Univ., Cambridge.*
- Ionov D.A., Savoyant L. and Dupuy C. (1992).** Application of ICP-MS technique to trace element analysis of peridotites and their minerals. *Geostand. Newslett., vol.16, pp.311-315.*
- Irving A.J., Bunch T.E., Kuehner S.M., Wittke J.H. and Rumble D. (2009).** Peridotites related to 4 Vesta: deep crustal igneous cumulates and mantle samples. *Lunar Planetary Science, Conf. XL. #2466 (abstr.).*
- Ishihara S. (1977).** The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol., vol.27, pp.293-305.*
- Jacobsen B., Yin Q.Z., Moynier F., Amelin Y., Krot A.N. Nagashima K., Hutcheon I.D. and Palme H. (2008).** ^{26}Al - ^{26}Mg and ^{207}Pb - ^{206}Pb Systematics of Allende CAIs: Canonical Solar Initial $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ Ratio Reinstated. *Earth and Planetary Science Letters, vol.272, pp.353-364*
- Javoy M. (1995).** The integral enstatite chondrite model of the Earth. *Geophysics Research Letters, vol.22, pp.2219–2222.*
- Javoy M., Kaminski E., Guyot F., Andrault D., Sanloup C., Moreira M., Labrosse S., Jambon A., Agrinier P., Davaille A. and Jaupart C. (2010).** The chemical composition of the Earth: Enstatite chondrite models. *Earth and Planetary Science Letters 293, pp 259–268.*
- Joy K.H., Crawford I.A., Anand M., Greenwood R.C., Franchi I.A. and Russell S.S. (2008).** The petrology and geochemistry of Miller Range 05035: A new lunar gabbroic meteorite. *Geochimica and Cosmochimica Acta, vol. 1, pp.3822-3844.*
- Kallemeyn G.W., Rubin A.E., Wang D. and Wasson J.T. (1989).** Ordinary chondrites: Bulk compositions, classification, litho- phile-element fractionations, and composition-petrographic type relationships. *Geochimica and Cosmochimica Acta, vol.53, pp.2747–2767.*
- Kallemeyn G.W., Rubin A.E. and Wasson J.T. (1991).** The Compositional Classification of Chondrites: V. The Karoonda (CK) Group of Carbonaceous Chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta, vol. 55, pp.881–892.*

- Kallemeyn G.W., Rubin A.E. and Wasson J.T. (1994).** The Compositional Classification of Chondrites: VI. The CR Carbonaceous Chondrite Group. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.58, pp.2873–2888.
- Kallemeyn G.W., Rubin A.E. and Wasson J.T. (1996).** The Compositional Classification of Chondrites: VII. The R Chondrite Group. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.60, pp.2243–2256.
- Kallemeyn G.W. and Wasson J.T. (1981).** The compositional classification of chondrites: I. The carbonaceous chondrite groups. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.45, pp.1217–1230.
- Karner, J.M., Papike, J.J., and Shearer, C.K. (2003).** Olivine from planetary basalts: chemical signatures that indicate planetary parentage and those that record igneous settings and process. *American Mineralogist*, vol.88, pp.806.816.
- Karner J.M., Papike J.J., and Shearer C.K. (2006).** Comparative planetary mineralogy: Pyroxene major- and minor-element chemistry and partitioning of vanadium between pyroxene and melt in planetary basalts. *American Mineralogist*, vol. 91, pp.1574.1582.
- Keil K. (1989).** Enstatite meteorites and their parent bodies. *Meteoritics*, vol.24, pp.195–208.
- Keil K., Stöffler D., Love S.G. and Scott E.R.D. (1997).** Constraints on the role of impact heating and melting in asteroids. *Meteoritics and Planetary Science*, vol.32, pp.349–363.
- Keil K. (2002).** Geological History of Asteroid 4 Vesta: The “Smallest Terrestrial Planet”. *Asteroids III*, pp.573-584.
- Kessel R., Beckett J.R. and Stolper E.M. (2007).** The thermal history of equilibrated ordinary chondrites and the relationship between textural maturity and temperature. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.71, Issue 7, pp.1855-1881.
- Kimura M., Grossman J.N. and Weisberg M.K. (2008).** Fe-Ni metal in primitive chondrites: Indicators of classification and metamorphic conditions for ordinary and CO chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, vol.43, Issue 7, pp.1161–1177.

- Korotev R.L. (1999).** Lunar Terranes and the Composition of the Regolith. *30th Lunar and Planetary Science Conference, March 1999, vol. 63130, LPI.*
- Kozul and Hewins (1989).** Fayalite-bearing eucrites and the origins of HED magmas [abstract]. *Meteoritics, vol.24, p.289.*
- Krot A.N., Scott E.R.D. and Zolensky M.E. (1995).** Mineralogic and chemical variations among CV3 chondrites and their components: Nebular and asteroidal processing. *Meteoritics, vol.30, pp.748–775.*
- Krot A.N., Keil K., Goodrich C.A. and Scott E.R.D. (2003).** Classification of meteorites. In *Treatise on Geochemistry, vol.1, Davis AM (ed) Elsevier Pergamon, Amsterdam, pp. 83-128.*
- Laul J.C. and Gosselin D.C. (1990).** The Bholghati howardite: Chemical study. *Geochimica and Cosmochimica Acta, vol. 54, pp.2167-2175.*
- Lauretta D.S., Lodders K., Fegley B. Jr. and Kremser D.T. (1997).** The origin of sulfide-rimmed metal grains in ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters, vol.151, Issues 3-4, pp.289-301.*
- Le Bas M.J. (2001).** Report of the Working Party on the classification of the lunar igneous rocks. *Meteoritics and Planetary Science, vol.36, Issue 9, pp.1183–1188.*
- Lentz R.C.F. and McSween H.Y. (2000).** Crystallization of the basaltic shergottites: Insights from crystal size distribution (CSD) analysis of pyroxenes. *Meteoritic and Planetary Science, vol. 35, pp.919–928.*
- Letierrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M. (1982).** Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth and Planetary Science Letters, vol.59, pp.139-154.*
- Lin Y. and Kimura M. (1997).** Precursors of Type C inclusions - Evidences from the new kind of anorthite-spinel-rich inclusions in the Ningqiang carbonaceous chondrite. *LPSC XXVIII, 1997, #1067*
- Lindsley D.H. (1983).** Pyroxene thermometry. *American Mineralogist, vol.68, pp.477-493.*
- Lindsley D.H. and Burnham C.W. (1970).** Pyroxferroite : stability and x-ray crystallography of synthetic $\text{Ca}_{(0.15)}\text{Fe}_{(0.85)}\text{SiO}_3$ Pyroxenoid. *Science, vol.168, pp.364-367.*

- Lindsley D.H., Papike J.J. and Bence A.E. (1972).** Pyroxferroite : breakdown at low pressure and high temperature. *In Lunar Science, III, pp.483-485 (abstract).*
- Lindstrom M.M., Treiman A.H., and Mittlefehldt D.W. (1994).** Pigeonholing planetary meteorites: The lessons of misclassification of EET 87521 and ALH 84001. *Lunar Planetary Science, XXV, pp.797-798.*
- Lodders, K. (2000).** A survey of shergottite, nakhlite and chassigny meteorites whole-rock compositions. *Meteoritic and Planetary Science, vol. 33, A183, A190.*
- Lipschutz M.E. and Ludolf S. (1999).** Météorites. *Encyclopaedia of solar System.*
- Lugmair G. and Shukolyukov A. (2001).** Early solar system events and timescales. *MAPS, vol. 36, no. 8,*
- Markowski A., Quitté G., Kleine T., Halliday A.N., Bizzarro M. and Irving A.J. (2007).** Hafnium–tungsten chronometry of angrites and the earliest evolution of planetary objects. *Earth and Planetary Science Letters, vol.262, Issues 1-2, pp.214-229.*
- Marti K., Kim J.S., Thakur A.N., McCoy T.J. and Keil K. (1995).** Signatures of the martian atmosphere in glass of the Zagami meteorite. *Science, vol.267, pp.1981–1984.*
- McCord T.B., Adams J.B. and Johnson T.V. (1970).** Asteroid Vesta: spectral reflectivity and compositional implications. *Science, vol.168, pp.1445-1447.*
- McCoy T.J., Keil K., Mayeda T.K. and Clayton R.T. (1993).** Classificational Parameters for Acapulcoites and Lodranites: The Cases of FRO90011, EET84303 and ALH81186 and 84190, *Lunar Planetary Science, XXIV, pp.945–946.*
- McCoy T. J., Keil K., Clayton R. N., Mayeda T. K., Bogard D. D., Garrison D. H., Huss G. R., Hutcheon I. D., and Wieler R. (1996).** A petrologic, chemical, and isotopic study of Monument Draw and comparison with other acapulcoites: evidence for formation by incipient partial melting. *Geochimica Cosmochimica Acta, vol. 60, 2681–2708.*
- McCoy T.J., Keil K., Clayton R.N., Mayeda T.K., Bogard D.D., Garrison D.H. and Wieler R. (1997a).** A Petrologic and Isotopic Study of Lodranites: Evidence for Early Formation as Partial Melt Residues from Heterogeneous Precursors. *Geochimica and Cosmochimica Acta, vol. 61, pp.623–637.*

- McCoy T.J., Keil K., Muenow D.W. and Wilson L. (1997b).** Partial melting and melt migration in the acapulcoite-lodranite parent body. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 61, pp.639-650.
- McKay D.S., Heiken G.H, Basu A., Blanford G., Simon S., Reedy R., M French B. and Papike J.J. (1991).** The lunar regolith. *Lunar Source-Book*, vol.5, Issue 1, Publisher: Cambridge University Press, pp.285–356.
- McSween H.Y. (1987).** Meteorites and their Parent Bodies. *Cambridge University Press*, 233 p.
- McSween H.Y. (1987).** Aqueous alteration in carbonaceous chondrites: Mass balance constraints on matrix mineralogy. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 51, Issue 9, pp.2469-2477.
- McSween H.Y.Jr. (1985).** SNC meteorites : clues to Martian petrologic evolution? *Reviews of Geophysics*, vol. 23, n°4, pp.391-416.
- McSween H. Y. Jr. and Treiman A. H. (1998).** Martian meteorites. In Planetary Materials (J. J. Papike Ed.), pp. 6-1 to 6-53. *Reviews in Mineralogy*, vol. 36, Mineralogical Society of America.
- Metzler K., Bobe K. D., Palme H., Spettel B. and Stöffler D. (1995).** Thermal and impact metamorphism on the HED parent asteroid. *Planet. Space Sci.*, vol. 43, Nos. 3/4, pp. 499-525.
- Mittlefehldt D.W. (1994).** The genesis of diogenites and HED parent body petrogenesis. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.58, n°5, pp.1537-1552.
- Mittlefehldt D.W. (1994).** ALH84001, a cumulate orthopyroxenite member of the martian meteorite clan. *Meteoritics*, vol.29, pp.214–221.
- Mittlefehldt D.W., Lindstrom M.M., Bogard D.D., Garrison DH. and Field S.W. (1996).** Acapulco- and Lodran- Like Achondrites: Petrology, Geochemistry, Chronology, and Origin. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 60, pp.867–882.
- Mittlefehldt D.W., McCoy T.J., Goodrich C.A. and Kracher A. (1998).** Non-chondritic meteorites from asteroidal bodies. In *Planetary Materials (J. J. Papike, ed.)*, pp. 4-1 to 4-495. *Reviews in Mineralogy*, vol. 36, Mineralogical Society of America.

- Mittlefehldt D.W., Killgore M. and Lee M.T. (2003).** Petrology and geochemistry of D'Orbigny, geochemistry of Sahara 99555, and the origin of angrites. *Meteoritic and Planetary Science*, vol.37, pp.345–369.
- Mittlefehldt D.W. and Lindstrom M.M. (2003).** Geochemistry of eucrites: Genesis of basaltic eucrites, and Hf and Ta as petrogenetic indicators for altered antarctic eucrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.67, n° 10, pp.1911-1935.
- Mittlefehldt D.W. (2004).** Achondrites. In *Treatise on Geochemistry*, vol. 1: Meteorites, Comets and Planets (A. M. Davis, ed.), Elsevier, Oxford, pp.291–324.
- Minster J.F.; Birck J.L. and Allegre C.J. (1982).** Absolute age of formation of chondrites by the $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ method. *Nature*, vol. 300, pp.414-419.
- Morimoto N. (1988).** Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, vol.73, pp.1123-1133.
- Nehru C.E., M. Prinz J.S., Delaney G., Dreibus H., Palme B., Spettel and Wänke H. (1983).** Brachina : a new type of meteorite, not a chassignite. *Journal of Geophysics Research*, vol.88 (S1), B237–B244.
- Miyamoto M., Fujii N. and Takeda H. (1981).** Ordinary chondrite parent body: an internal heating model. In *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 12B*, pp.1145–1152.
- Nehru C.E., Prinz M., Weisberg M.K., Ebihara M.E., Clayton R.N. and Mayeda T.K. (1996).** Brachinites: A New Primitive Achondrite Group. *Meteoritics*, vol. 27, p.267.
- Norton R. (2002).** The Cambridge encyclopaedia of meteorites. *Published by the press syndicate of University of Cambridge*.
- Nyquist L.E., Bogard D.D., Shih C.Y., Greshake A., Stöfler D. and Eugster O. (2001).** Ages and geologic histories of martian meteorites. *Space Sci. Rev.*, vol.96, pp.105–164.
- Otto J. (1992).** New Meteorite Finds from the Algerian Sahara Desert. *Chem. Erde*, vol. 52, pp.33–40.
- Palme H., Wlotzka F., Spettel B., Dreibus G. and Weber H. (1988).** Camel Donga: A Eucrite with High Metal Content. *Meteoritics*, vol. 23, pp.49-57.
- Papike J.J., Karner J.M. and Shearer C.K. (2003).** Determination of planetary basalt parentage : A simple technique using the electron microprobe. *American Mineralogist*, vol. 88, pp.469-472.
- Papike J.J., Ryder G. and Shearer C.K. (1998).** Lunar samples. In *Planetary Material*,

Reviews in Mineralogy (Ed. J. J. Papike). *Mineralogical Society of America*. vol. 36, Chap.5, pp. 1-234.

Papike J.J., Karner J.M. and Shearer C.K. (2005). Comparative planetary mineralogy: Valence state partitioning of Cr, Fe, Ti, and V among crystallographic sites in olivine, pyroxene, and spinel from planetary basalts. *Mineralogist*, vol.90, pp.277-290.

Pearce J.A., Norry M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 69, pp.33-47.

Pearce J.A., Harris N.B.W. and Tinde A.G. (1984). Trace elements discrimination digrams for the tectonic interetation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, vol. 2, pp.956-983.

Perron C., Zanda B. (2005). Meteorites: Samples of NEOs in the laboratory. *C.R. Physique*, vol.6, pp.345-360.

Peucat J.J., Capdevila R., Drareni A., Mahdjoub Y., Kahoui M. (2005). The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, vol. 136, pp.309–352.

Potrel, A., Peucat, J.J., Fanning, C.M., Auvray, B., Burg, J.P., Caruba, C. (1996). 3.5 Ga old terranes in the West Africa Craton, Mauritania. *Journal of Geological Society of London*, vol. 153, pp.507–510.

Potrel, A., Peucat, J.J., Fanning, C.M. (1998). Archean crustal evolution of the West African Craton: example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U–Pb and Sm–Nd evidence for crustal grothw and recycling. *Precambrian Research*, vol. 90, 107–117.

Prinz M., Keil K., Hlava P.F., Berkley J.L., Gomes C.B. and Curvello W.S. (1977). Studies of Brazilian meteorites, III. Origin and history of the Angra dos Reis achondrite. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.35, pp.317–330.

Quitté G., Birck J.L. and Allègre C. J. (2005). Stony-iron meteorites: History of the metal phase according to tungsten isotopes. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 69, n°9, pp.1321-1332.

Remaci-Benaouda N., Sagon J.P., Cottin J.Y., Ménot R.P. et Seddiki A. (2003). "Le complexe tardi-hercynien de Béni-Snouss (Oranie, Algérie Nord occidentale) : un exemple

de mélange de magmas en contexte plutonique". *Africa GeoScience Review*, vol 10 n° 4, pp315-331.

Rubin A. E. (1990). Kamacite and olivine in ordinary chondrites : Intergroup and intragroup relationships. *Geochemica and Cosmochemica Acta*, vol.54, pp.1217–1232.

Rubin A.E. and Mittlefehldt D.W. (1993). Evolutionary History of the Mesosiderite Asteroid : A Chronologic and Petrologic Synthesis. *Icarus*, vol.101, pp.201-212.

Rubin A.E. (1995): Petrologic evidence for collisional heating of chondritic asteroids. *Icarus*, vol.113, pp.156–167.

Rubin A. E. (1996). Mineralogy of meteorite groups. *Meteoritics and Planetary Science*, vol.32, pp. 231-247.

Rubin A.E., Keil K. and Scott E.R.D. (1997). Shock metamorphism of enstatite chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 61, pp.847–858.

Rubin A.E. (1998). Correlated petrologic and geochemical characteristics of CO₃ chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, vol.33, pp.385–391.

Rubin A.E. (2003). Chromite-plagioclase assemblages as a new shock indicator; implications for the shock and thermal histories of ordinary. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.67, pp.2695-2709.

Rubin A.E. (2002): Smyer H-chondrite impact-melt breccia and evidence for sulphur vaporization. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 66, n° 4, pp.699-711.

Rubin A.E. (2005). Relationships among intrinsic properties of ordinary chondrites: Oxidation state, bulk chemistry, oxygen-isotopic composition, petrologic type, and chondrule size. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.69, n°20, pp.4907-4918.

Rubin A. E. (2007). Petrogenesis of acapulcoites and lodranites: A shock-melting model *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 2383–2401.

Ruzika A., Snyder G.A. and Taylor L.A. (1997). Vesta as the howardite, eucrite and diogenite parent body: Implications for the size of core and for large-scale differentiation. *Meteoritics and Planetary Science*, vol.32, pp.825-840.

Saunders A.D., Tarney I., Marsh N.G. and Wood D.A. (1979). Ophiolites as ocean crust or maginial basin crust : A geochemical approach. *Proc. Int. Symp. on Ophiolites, Geol. Surv. Dep., Nicosia, Cyprus*, pp.193-204.

- Saunier G., Poitrasson F., Moine B., Grégoire M. and Seddiki A. (2010).** Effect of hot desert weathering on the bulk-rock iron isotope composition of L6 and H5 ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, vol.45, pp.95-209.
- Score R. and Mittlefehldt D.W. (1993).** Macroscopic and thin section description of ALH84001. In *Antarctic Meteorite Newsletter 16 (3)*, 3. JSC Curator's Office.
- Scott E.R.D., Taylor G.J., Maggiore P., Keil K., McKinley S.G. and McSween H.Y.Jr. (1981).** Three CO3 chondrites from Antarctica; comparison of carbonaceous and ordinary type 3 chondrites (abstract). *Meteoritics*, vol.16, 385.
- Scott E.R.D. and Wasson J.T. (1975).** Classification and properties of iron meteorites. *Rev. Geophys. Space Phys.*, vol. 13, pp.527- 546.
- Sears D.W.G. and Weeks K.S. (1991).** Chemical and physical studies of type 3 chondrites: 2. Thermoluminescence of sixteen type 3 ordinary chondrites and relationships with oxygen isotopes. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 14th*, in *Journal of Geophysics Research*, vol.88, B301–B311.
- Sears D.W.G., Hasan F.A., Batchelor J.D. and Lu J. (1991).** Chemical and physical studies of type 3 chondrites; XI, Meta- morphism, pairing, and brecciation of ordinary chondrites. *Proc. Lunar Planet. Sci.*, vol. 22, pp. 493–512.
- Sears D.W.G., Kallemeyn G.W. and Wasson J.T. (1982).** The compositional classification of chondrites: II. The enstatite chondrite groups. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.46, pp.597–608.
- Seddiki A., Remaci N., Cottin J.Y., Menot R.P., Moine B., Perrache C. (2004).** " **The Neoproterozoic volcano-sedimentary Boukaïs basin (south-western Algeria) : evidence for lithospheric thinning on the northern margin of the West African Craton**". *Journal of African Earth Sciences*, 39, pp.257-266.
- Shearer C.K. and Papike J.J. (1999).** Magmatic evolution of the Moon. *American Mineralogist*, vol. 84, pp.1469–1494.
- Shearer C.K., Burger P. and Papike J.J. (2010):** Petrogenetic relationships between diogenites and olivine diogenites: Implications for magmatism on the HED parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 74, Issue 16, pp.4865-4880.
- Shih C.Y., Nyquist L.E., Bogard D.D., McKay G.A., Wooden J.L., Bansal B.M. and Wiesmann H. (1982).** Chronology and petrogenesis of young achondrites, Shergotty,

- Zagami, and ALHA77005 : late magmatism on a geologically active planet. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 46, Issue 11, pp.2323-2344
- Schulze H., Bischoff A., Palme H., Spettel B., Dreibus G. and Otto J. (1994).** Mineralogy and Chemistry of Rumuruti : The First Meteorite Fall of the New R Chondrite Group. *Meteoritics*, vol.29, pp.275-286.
- Schmitt R.T. and Stöffler D. (1995).** Experimental data in support of the 1991 shock classification of chondrites. *Meteoritics*, vol. 30, pp.574-575.
- Schmitt R. T. and Langenhorst F. (1996).** Planar deformation features in olivine from experimentally shocked H6-chondrite Kernouvé. *Meteoritics and Planetary Science*, vol.31, Supplement A124.
- Scott E.R.D. (1977).** Formation of olivine-metal textures in pallasite meteorites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 41, Issue 6, pp.693-710.
- Scott E. and Krot A. (2001).** Oxygen isotopic compositions and origins of calcium-aluminum-rich inclusions and chondrules. *MAPS*, vol. 36, n°10.
- Simon S. B. and Grossman L. (2003).** Composition and zoning of fassaite in type B2 refractory inclusions. *Goldschmidt Conference*, abstract A437.
- Smith D. (1972).** Stability of iron-rich pyroxene in the system CaSiO₃-FeSiO₃-MgSiO₃. *American Mineralogist*, vol.57, pp.1413-1428.
- Snyder G. A., Taylor L.A. and Patchen A. (1999).** Lunar meteorite EET96008, Part I. Petrology & mineral chemistry : Evidence of large-scale, late-stage fractionation. *Lunar Planet. Sci.*, vol.30, abstract #1499, Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, USA.
- Spudis Paul D. and Davis P. A. (1986).** A Chemical and Petrological Model of the Lunar Crust and Implications for Lunar Crustal Origin. *Journal of Geophysics Research*, vol. 91, B13, pp.84-90.
- Stöffler D., Knöll H.D., Marvin U.B., Simonds C.H., and Warren P.H. (1980).** Recommended classification and nomenclature of lunar highlands rocks -a committee report. In: J.J. Papike and R.B. Merrill, Editors, *Proc. Conf. Lunar Highlands Crust*, Pergamon Press, New York, pp.51-70.
- Stöffler D., Keil K. and Scott E.R.D. (1991).** Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.55, pp.3845-3867.

- Stolper E. (1977).** Experimental petrology of eucrite meteorites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 41, pp.587-611.
- Stolper E. and McSween H.Y. (1979).** Petrology and origin of the shergottite meteorites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 43, pp.1475–1498.
- Takeda H. and Graham A.L. (1991).** Degree of equilibration of eucritic pyroxenes and thermal metamorphism of the earliest planetary crust. *Meteoritics*, vol.26, pp.129-134.
- Takeda H., Mori H. and Bogard D.D. (1994).** Mineralogy and ^{39}Ar - ^{40}Ar age of an old pristine basalt : Thermal history of the HED parent body. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.122, pp.183-194.
- Takeda H., Nyquist L.E., Yamaguchi A. and Miyamoto M. (1996).** Recrystallization of Ca-rich phases in eucrites and constraints on the time of the crustal metamorphism. *LPS XXVII*, vol.27, p.1309.
- Treiman A.H. (1987a).** Geology of the nakhlite and Chassigny meteorites. *Meteoritics*, vol. 22, pp.517-518.
- Treiman A.H. (1987b).** Geology of the nakhlite meteorites: Cumulate rocks from flows and shallow intrusions. *Lunar Planet. Sci.*, XVIII, abstract pp.1022-1023.
- Treiman A.H. (1995b).** A petrographic history of Martian meteorite ALH84001: Two shocks and an ancient age. *Meteoritics*, vol.30, pp.294-302.
- Treiman A.H., Gleason J.D. and Bogard D.D. (2000).** The SNC meteorites are from Mars. *Planetary and Space Science*, vol.48, pp.1213-1230.
- Van Schmus W. R. and Ribbe P.H. (1969).** Composition of phosphate minerals in ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.33, pp.637–640.
- Van Schmus W.R. and Wood J.A. (1967).** A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.31, pp.747–765.
- Ware N.G. and Lovering J.P. (1970).** Electron-Microprobe Analyses of Phases in Lunar Samples. *Science*, vol.167, n° 3918, pp.517-520.
- Warren P.H. (1985).** Origin of howardites, diogenites, and eucrites : a mass balance constraint. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 49, pp.577-586.

- Warren P.H., Jerde E.A. and Kallemeyn G.W. (1989).** Lunar meteorites: siderophile element contents, and implications for the composition and origin of the Moon. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 91, Issues 3-4, pp.245-260.
- Wasson J.T. (1967).** The chemical classification of iron meteorites: I. A study of iron meteorites with low concentrations of gallium and germanium. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.31, Issue 2, pp.161-180.
- Wasson J.T. (1985).** Meteorites : Their Record of Early Solar-System History. *Meteoritics and Planetary Science*, pp. 214-215.
- Wasson J.T., Ouyang X., Wang J. and Eric J. (1989).** Chemical classification of iron meteorites: XI. Multi-element studies of 38 new irons and the high abundance of ungrouped irons from Antarctica. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.53, Issue 3, pp.735-744.
- Weisberg M.K., McCoy T.J. and Krot A.N. (2006).** Systematics and evaluation of meteorite classification. In *Meteorites and the Early Solar System II* (D. Lauretta and H.Y. McSween, Jr., eds.). Univ. of Arizona Press, pp.19-52.
- Weisberg M.K., Prinz M., Clayton R.N. and Mayeda T.K. (1993).** The CR (Renazzo-type) Carbonaceous Chondrite Group and its Implications. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.57, pp.1567–1586.
- Weisberg M.K., Prinz M., Clayton R.N., Mayeda T.K., Grady M.M., Franchi I., Pillinger C. T. and Kallemeyn G.W. (1996).** The K (Kakangari) Chondrite Grouplet. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.60, pp.4253–4263.
- Wiechert U. H., Halliday A. N., Palme H. and Rumble D. (2004).** Oxygen isotope evidence for rapid mixing of the HED meteorite parent body. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.221, pp.373-382.
- Wilson L. and Keil K. (1996).** Volcanic eruptions and intrusions on the asteroid 4 Vesta. *Journal of Geophysical Research*, vol.101, pp.18927-18940.
- Wlotzka F. (1993).** A weathering scale of ordinary chondrites. (*Abstracts*); *Meteoritics*, 28, 460.
- Wadhwa M., Crozaz G. and Barrat J.A. (2004).** Trace element distributions in the Yamato 000593/000749, NWA 817 and NWA 998 nakhlites: Implications for their petrogenesis and mantle sources on Mars. *Antarctic Meteorite Research*, vol.17, pp.97-116, Nat. Inst. Polar Res., Tokyo.

- Watters T.R. and Prinz M. (1979).** Aubrites: Their origin and relationship to enstatite chondrites. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th*, pp. 1073–1093.
- Willis J. and Goldstein J. I. (1983).** A three-dimensional study of metal grains in equilibrated ordinary chondrites. *Proc. Lunar Planet. Sci. XIV, Journal of Geophysics Research, Suppl.*, vol.88, pp. B287–B292.
- Wilson L., Keil K., Browning L. B., Krot A. N. and Bourcher W. (1999):** Early aqueous alteration, explosive disruption, and reprocessing of asteroids. *Meteoritics and Planetary Science*, vol.34, pp.541–557.
- Wood J. (2004).** Formation of Chondritic refractory inclusions : the astrophysical setting. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.68
- Yamaguchi A., Taylor G.J. and Keil K. (1996):** Global crustal metamorphism of the eucrite parent body. *Icarus 124 N° 0192*, pp.97-112.
- Yamaguchi A., Taylor G.J. and Keil K. (1997).** Shock and thermal history of equilibrated eucrites from Antarctica. *Antarctic Meteorite Research*, vol.10, pp.415-436.
- Yamaguchi A. (2000).** Spinels in basaltic eucrites : implication for crystallisation and metamorphic history. *63th Annual Meteoritical Society Meetings*.
- Yamaguchi A., Okamoto C. and Ebihara M. (2006).** The origin of FeNi-metals in eucrites and implication for impact history of the HED parent body. *In Lunar and Planetary Science XXXVII*, abstract n° 1678, *Lunar and Planetary Institute, Houston*.
- Yanai K. (1998).** Unbrecciated-holocrystalline achondrite with howardite composition. *In Lunar and Planetary Science XXIX*, abstract n°1045, *Lunar and Planetary Institute, Houston*.
- Yang J., Goldstein J.I., Scott E.R.D. (2010).** Main-group pallasites : Thermal history, relationship to IIIAB irons, and origin. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.74, Issue 15, pp. 4471-4492.
- Zanda B., Yu Y.M., Bourot-Denise M. and Hewins R. (1997).** The history of metal and sulfides in chondrites. *Workshop on Parent-Body and Nebular Modification of Chondritic Materials. LPI Tech. Report #97- 02, part 1*, 68.
- Zanda B. (2004).** Chondrules. *Earth and Planetary Science Letters*, 224 (2004) 1-17.
- Zolensky M.E., Mittlefehldt D.W., Lipschutz M. E., Wang M.S., Clayton R.N., Mayeda**

T. K., Grady M.M., Pillinger C.T. and Barber D. (1997). CM chondrites exhibit the complete petrologic range from type 2 to 1. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.61, pp.5099–5115.

Zolensky M. and McSween H. (1988). Meteorites and the early solar system. Chapter 3.4 : Aqueous alteration, pp.114–143. *The University of Arizona Press*.

Travaux scientifiques dans le cadre du sujet

Saunier G., Poitrasson F., Moine B., Grégoire M. and **Seddiki A.** (2010). Effect of desert weathering on the bulk-rock iron isotope composition of L6 and H5 ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 45, n° 2, pp.195-209.

Seddiki A., Moine B. N., Cottin J.Y., Renac C., Bascou J., Remaci N., Tabeliouna M., Zerka M. and Bourot-Denise M. (2009). Origin of metal in NWA4269 and Camel Donga. *72th Annual Meeting of the Meteoritical Society, July 13-19, Nancy, France*.

Seddiki A., Cottin J.Y., Moine B., Remaci-Benaouda N., Bascou J., Renac C., Godard M., Sautter V., Bourot-Denise M., Lorand J.P. et Belhaï J. (2007). Etude de quelques achondrites basaltiques découvertes au Sahara du Sud Ouest algérien. *Bull. du Service Géol. National. Algérie*, vol. 18, n°3, pp1-20.

Devouard B., **Seddiki A.**, Cottin J.Y, Moine B. N., Chennaoui-Aoudjehane H., Zanda B., Messaoudi M., Remaci-Benaouda N., Bourot-Denise M., Belhai D., Sautter V. and Lorand J.P. (2007). Saharian meteorites : Scientific and political issues. *3MA International Symposium : Magmatism, metamorphism, Associated Mineralizations, May 10-12, Fès, Morocco*.

Seddiki A., Cottin J.Y., Moine B. N, Renac C., Bascou J., Remaci N. and Bourot-Denise M. (2007). NWA4269: Anomalous eucrite with high metal content from algerian Sahara. *Lunar and Planetary Science XXXVIII, Houston, USA, #1049*.

Seddiki A., Moine B.N., Cottin J.Y, Devouard B., Bourot-Denis M., Messaoudi M., Remaci-Benaouda N., Renac C. and Bascou J. (2007). New anomalous eucrites from North West Africa. *3MA International Symposium : Magmatism, Metamorphism, Associated Mineralizations. May 10-12, Fès, Morocco*.

Bascou J., Maurice C., Moine B. N., **Seddiki A.** and Cottin J.Y. (2006). Microstructure and crystal preferred orientation of the basaltic achondrite NWA 4269. *69th Annual Meeting of the Meteoritical Society, August 6-11, Zürich, Switzerland.*

Moine B. N., **Seddiki A.**, Renac C., Bascou J. and Cottin J.Y. (2006). Study of North West Africa 4269: A metal-rich like “eucrite” basaltic achondrite. *69th Annual Meeting of the Meteoritical Society, August 6-11, Zürich, Switzerland.*

Seddiki A., Cottin J.Y., Moine B. N., Remaci N., Renac C., Bascou J., Devouard B., Bourot-Denise M., Sautter V., Lorand J.P., Belhai D., Messaoudi M. and Afalfiz H. (2006). Achondrites NWA2268 and NWA4255 from algerian Sahara. Characteristics and origins. *Desert Meteorites Workshop, Meteoritical Society, August 4-6, Casablanca, Morocco.*

Seddiki A., Cottin J.Y., Moine B.N., Devouard B, Bourot-Denise M., Sautter V., Lorand J.P., Remaci N., Belhai D., Afalfiz A., Messaoudi M. (2005) : Nouvelles météorites du Sahara algérien. *4^{ème} Colloque International 3 MA, Agadir 5-7 mai.*

Seddiki A., Messaoudi M., Cottin J.Y., Devouard B, Bourot-Denise M., Sautter V., Lorand J.P., Remaci N., Belhai D., Afalfiz A., Gregoire M. and Gillet P.(2005) : Météorites du Sahara algérien : nouvelles perspectives de récolte et d'étude. *4^{ème} Colloque International 3 MA, Agadir 5-7 mai.*

Sedikki A., Moine B.N., Cottin J.Y., Sautter V., Lorand J.-P., Bourot-Denise M. and Renac C. (2004). New data on an Algerian eucrite: TDF001 ». *20th Colloquium of African Geology, Orléans-France. eds BRGM, GSAF, CNRS et COGEMA, abstract p.370.*

Mots clés :

Eglabs, Drosale Reguibet, Gabbros, Granodiorites, Météorite, Eucrites, Howardite, Diogénite, Chondrites H et L, Chondrite Carbonée CV3.