



HAL
open science

So Shocking! Etude minéralogique et géochimique des collisions astéroïdales lors de l'histoire précoce du Système Solaire interne

Marine Ciocco

► **To cite this version:**

Marine Ciocco. So Shocking! Etude minéralogique et géochimique des collisions astéroïdales lors de l'histoire précoce du Système Solaire interne. Sciences de la Terre. Museum national d'histoire naturelle - MNHN PARIS, 2022. Français. NNT : 2022MNHN0008 . tel-04914548

HAL Id: tel-04914548

<https://theses.hal.science/tel-04914548v1>

Submitted on 27 Jan 2025

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE



École Doctorale 227
Sciences de la Nature et de l'Homme : évolution et écologie

Année 2022

N° attribué par la bibliothèque

□□□□□□□□□□□□□□

THÈSE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

Spécialité : Cosmochimie

Présentée et soutenue publiquement par

Marine CIOCCO

le 20 Décembre 2022

So Shocking! Étude Minéralogique et Géochimique des Collisions Astéroïdales lors de l'histoire précoce du Système Solaire Interne

Sous la direction de : **Monsieur Mathieu ROSKOSZ, Professeur**
Et la codirection de : **Monsieur Matthieu GOUNELLE, Professeur**
Monsieur Guillaume FIQUET, Directeur de Recherche

devant le jury :

M. Alessandro MORBIDELLI, Directeur de Recherche CNRS, OCA, Nice, Président
M. Mathieu ROSKOSZ, Professeur, MNHN - IMPMC, Paris 05, Directeur de thèse
M. Matthieu GOUNELLE, Professeur, MNHN - IMPMC, Paris 05, Directeur de thèse
M. Guillaume FIQUET, Directeur de Recherche CNRS, IMPMC, Paris, Directeur de thèse
Mme Lydie BONAL, Astronome Adjoint, IPAG Grenoble, Rapportrice
Mme Anne-Magali SEYDOUX GUILLAUME, Directrice de Recherches, LGL-TPE Lyon, Rapportrice
M. Pierre BECK, Professeur, IPAG Grenoble, Examineur

Table Des Matières



TABLE DES MATIERES	2
I. INTRODUCTION	4
1) METEORITES ET ASTEROÏDES	5
A) ASTEROÏDES	5
B) IMPACTS	6
C) METEORITES.....	8
D) CHONDRITES L	12
2) METAMORPHISME DE CHOC	13
A) PROCESSUS SUR CORPS PARENT	13
B) VEINES ET METAMORPHISME DE CHOC	15
3) POLYMORPHES DE HAUTE PRESSION	18
A) PREMIERES DECOUVERTES	18
B) DECOUVERTES DE MINERAUX METEORITIQUES	21
C) TRANSFORMATIONS POLYMORPHIQUES	24
D) SYNTHESSES DES POLYMORPHES	26
4) ÉTAT DE L'ART.....	28
A) METEORITES CHOQUEES	28
B) CALCUL DES DUREES DE CHOC	29
C) CORPS PARENT DES CHONDRITES L.....	31
D) PROCESSUS DYNAMIQUES DANS LE SYSTEME SOLAIRE.....	32
5) OBJECTIFS DE L'ETUDE	35
6) CHAPITRE 1 : A RETENIR	36
BIBLIOGRAPHIE	37
II. MATÉRIEL ET MÉTHODES	46
1) CHOIX DES ÉCHANTILLONS	46
2) PROTOCOLE ANALYTIQUE	46
3) OUTILS ET FORMALISME PHYSICO-CHIMIQUE	49
A) DIFFUSION ÉLEMENTAIRE	49
B) CROISSANCE POLYMORPHIQUE	50
C) DIMENSIONS DES BOLIDES	51
D) GEOCHRONOLOGIE U-Pb.....	52
E) COEFFICIENTS UTILISES	56
4) PREMIERS REPERAGES PAR MICROSCOPIE OPTIQUE.....	58
5) ANALYSES TEXTURALES ET CHIMIQUES : MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE A BALAYAGE	60
6) ANALYSES CHIMIQUES QUANTIFIEES : MICROSONDE ÉLECTRONIQUE	64
7) ANALYSES TEXTURALES ET CHIMIQUE EN HAUTE RESOLUTION : MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE EN TRANSMISSION.....	65
8) DETERMINATION DE LA NATURE DES MINERAUX : SPECTROSCOPIE RAMAN	70
9) ANALYSES ISOTOPIQUES DE HAUTE RESOLUTION : NANOSIMS	71
10) COMPARAISON MET-NANOSIMS	74
11) DATATION U-Pb : SIMS.....	76
ANNEXES CHAPITRE 2	80
III. MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES	84
CHONDRITES L CHOQUEES	84
1) MINERALOGIE	84
A) ÉCHANTILLONS	84
B) COMPOSITION	85
C) TEXTURES PETROGRAPHIQUES	89

D)	CONDITIONS THERMODYNAMIQUES	99
2)	GEOCHIMIE	102
A)	MESURE DES GRADIENTS DE COMPOSITION	102
B)	PARTAGES ÉLÉMENTAIRES OBSERVES	105
C)	ÉTUDE DES DISTANCES DE DIFFUSION.....	108
3)	DETERMINATION DES DIAMETRES DE CORPS PARENTS	109
A)	CALCUL DES DUREES DE CHOC	109
B)	CALCUL DES DIAMETRES DES BOLIDES	113
4)	RESUME : ARTICLE « IMPACT DYNAMICS OF THE L CHONDRITES' PARENT ASTEROID »	115
5)	CHAPITRE 3 : À RETENIR.....	116
BIBLIOGRAPHIE		134
ANNEXES CHAPITRE 3.....		136
IV. DATATION ET HISTOIRE COLLISIONNELLE DES CHONDRITES L.....		168
1)	CONTEXTE DE L'ÉTUDE	168
2)	PHOSPHATES OBSERVES ET ANALYSES U-Pb	171
3)	ÂGES	181
A)	ÂGES DE PERTURBATION INITIALE	183
B)	ÂGES DE REOUVERTURE DU SYSTEME.....	185
4)	HISTOIRE COLLISIONNELLE DES CHONDRITES L.....	189
5)	RESUME, ET ARTICLE « A COLLISIONAL HISTORY OF THE L CHONDRITE PARENT BODIES »	195
6)	CHAPITRE 4 : À RETENIR.....	195
BIBLIOGRAPHIE		209
ANNEXES CHAPITRE 4.....		213
V. CONCLUSION ET PERSPECTIVES		330
1)	CONCLUSION	330
2)	PERSPECTIVES DIRECTES.....	331
3)	POUSSIERES EXTRATERRESTRES, CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET ÉVOLUTION DE LA VIE	333
ANNEXE 1 : GLOSSAIRE		336
ANNEXE 2 : EXPERIENCES DE HAUTE PRESSION.....		339
1)	METHODES DE SYNTHESE DE HAUTE PRESSION : CELLULE ENCLUME DIAMANT.....	339
2)	METHODES DE SYNTHESE DE HAUTE PRESSION : PRESSE MULTI ENCLUME	342
3)	RAFFINEMENT DES COEFFICIENTS DE DIFFUSION : RESULTATS.....	344
A)	AKIMOTOITE.....	344
B)	SYNTHESE D'ASSEMBLAGE OLIVINE-RINGWOODITE.....	346
REMERCIEMENTS		349

I. Introduction



Les chondrites L sont parmi les plus abondantes, sur Terre et dans les collections des musées. Pourtant, elles sont encore source de nombreuses questions pour la communauté scientifique. D'où viennent-elles ? Quel a été leur trajet pour arriver jusqu'à la Terre ? Que peuvent elles nous apprendre sur les mouvements dynamiques et les impacts à l'échelle du Système Solaire ?

Ces météorites ont la particularité d'être parmi les plus choquées. Ici, nous tentons donc de répondre aux questions soulevées plus haut par une approche originale : nous utilisons en effet les polymorphes de haute pression, formés au cours d'impacts, comme traceurs de l'histoire des chondrites L et du Système Solaire. En étudiant leur pétrologie et leur géochimie, nous estimons la durée du pic de l'onde de choc ayant mené à leur formation, ainsi que les paramètres thermodynamiques durant ce pic. Grâce à cette durée, nous remontons aux dimensions des corps mis en jeu dans la collision : l'impacteur et le(s) corps parent(s) des chondrites L. Nous utilisons ensuite les polymorphes de haute pression pour obtenir des âges d'impacts, que nous relierons aux données orbitales et aux compositions astéroïdales connues. Nous combinons l'ensemble de ces données pour proposer une histoire collisionnelle des chondrites L, relier les différents corps parents à leurs possibles astéroïdes d'origine, et pour dériver de nouvelles contraintes sur l'histoire dynamique du Système Solaire.

1) Météorites et Astéroïdes

a) Astéroïdes

Le Système Solaire est composé d'innombrables corps. Outre les planètes et surtout le Soleil, qui en représente la majorité de la masse, les astéroïdes représentent la majorité en nombre. Il s'agit de corps rocheux, agglomérats de silicates et métaux, qui ne sont pas assez grands pour être considérés comme des planètes : ils sont des restes de la formation du Système Solaire. Leurs tailles varient de l'ordre du mètre au millier de kilomètres de diamètre. On distingue trois grands types d'astéroïdes selon leur composition : les astéroïdes carbonés (C, de composition chimique la plus similaire à la photosphère du Soleil), silicatés (ou rocheux, S), et métalliques (M, alliages de fer et de nickel). La plupart des petits astéroïdes ont une structure dite de « rubble pile », littéralement assemblage de gravats (Figure 1, Harris, 1996). Il s'agit donc d'agglomérats de roches faiblement liées entre elles et de fait, assez poreux. La composition de ces gravats est variable. Les astéroïdes les plus gros, eux, ont subi un processus nommé la différenciation. En effet, de par leur volume, ces astéroïdes contiennent assez d'éléments radioactifs (U, Th, K) pour en chauffer l'intérieur par désintégration radioactive sans que le contact de leur surface avec le vide interplanétaire ne permette de contrebalancer ces dégagements de chaleur. Mais de plus, leurs larges surfaces et leur plus grande attraction gravitationnelle les rendent plus propices aux impacts, eux aussi sources d'échanges d'énergie et donc de chaleur. La chaleur accumulée grâce à ces deux processus va être suffisante pour entraîner la fusion partielle ou totale de l'astre. Ainsi, les composants du corps seront organisés en couches plus denses au centre (métaux et matériaux lourds) et moins denses à l'extérieur (silicates). La différenciation est donc l'origine de la structure stratifiée des astéroïdes, c'est-à-dire la séparation en un noyau métallique et un manteau rocheux (Ghosh & McSween Jr, 1998).

Ces astéroïdes, s'ils sont impactés, peuvent donc engendrer des fragments métalliques, des morceaux rocheux, ou un mélange des deux. Les astéroïdes de types M et S seraient originaires de l'explosion de ces astéroïdes différenciés.

La grande majorité des astéroïdes se trouve au niveau de la ceinture d'astéroïdes, une région s'étendant sur 3 Unités Astronomiques entre Mars et Jupiter. Deux processus peuvent expliquer cette concentration d'astéroïdes. Tout d'abord, ces astéroïdes seraient les restes de petits corps qui auraient dû s'agglomérer pour former une planète tellurique massive à l'endroit de l'orbite de Mars. En effet, les modèles numériques de formation du Système Solaire prédisent la formation d'une planète tellurique plus large que la Terre vers 2 UA (Firebrace, 2013 ; Walsh et al., 2010). Il est donc supposé que de par sa masse, Jupiter a inhibé la formation de cette planète. En effet,

comme nous le verrons plus tard, des mouvements planétaires à grande échelle, notamment de Jupiter vers l'étoile, ont entraîné les petits corps du Système Solaire vers le Soleil, et une fois ces processus dynamiques terminés, ces astres n'ont pas pu reprendre leurs orbites initiales (Gomes et al., 2005 ; Walsh et al., 2011). Cela a donc formé la ceinture d'astéroïde en amont de Jupiter, et l'orbite de Mars a été vidée de ses petits corps, résultant en une planète plus petite. Les astéroïdes sont donc des objets de grande importance scientifique, car ils sont les témoins de la formation du Système Solaire et des processus de formation des planètes. En effet, le phénomène le plus commun sur ces astéroïdes est l'entrée en collision avec d'autres objets du Système Solaire, comme en prouvent leurs multiples cratères (Figure 1).

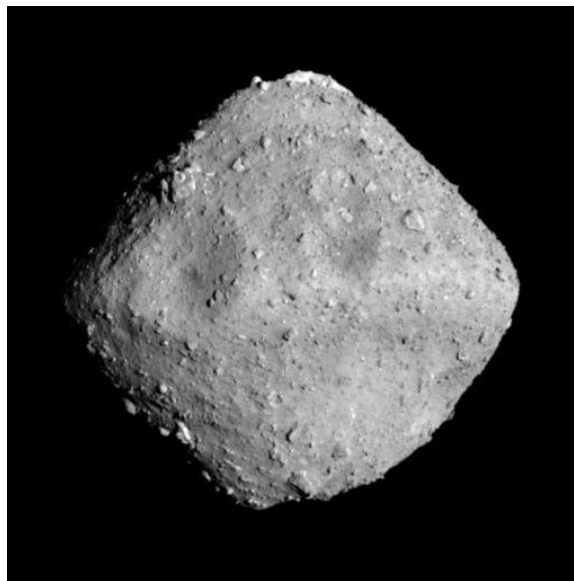


Figure 1: L'astéroïde 162173 Ryûgu, cible de la mission Hayabusa-2, est un astéroïde de type carboné. © JAXA. On peut y observer la structure de « rubble pile » avec les nombreux différents gravats formant l'astéroïde, ainsi que sa surface cratérisée.

b) Impacts

Les impacts sont des processus fondamentaux : on connaît souvent leur caractère destructeur voir cataclysmique illustré dans la culture populaire, mais les impacts peuvent aussi être constructifs. En effet, le processus d'accrétion, c'est-à-dire d'accumulation de poussières de plus en plus larges, est basé sur les impacts entre différents corps, initiés par l'attraction gravitationnelle les accumulant et les liant entre eux, et conduit finalement à la formation des planètes rocheuses et des noyaux de planètes gazeuses (Figure 2, McCrea, 1960, Johansen and Lambrechts, 2017). Les impacts sont donc l'un des mécanismes principaux de la formation des planètes.

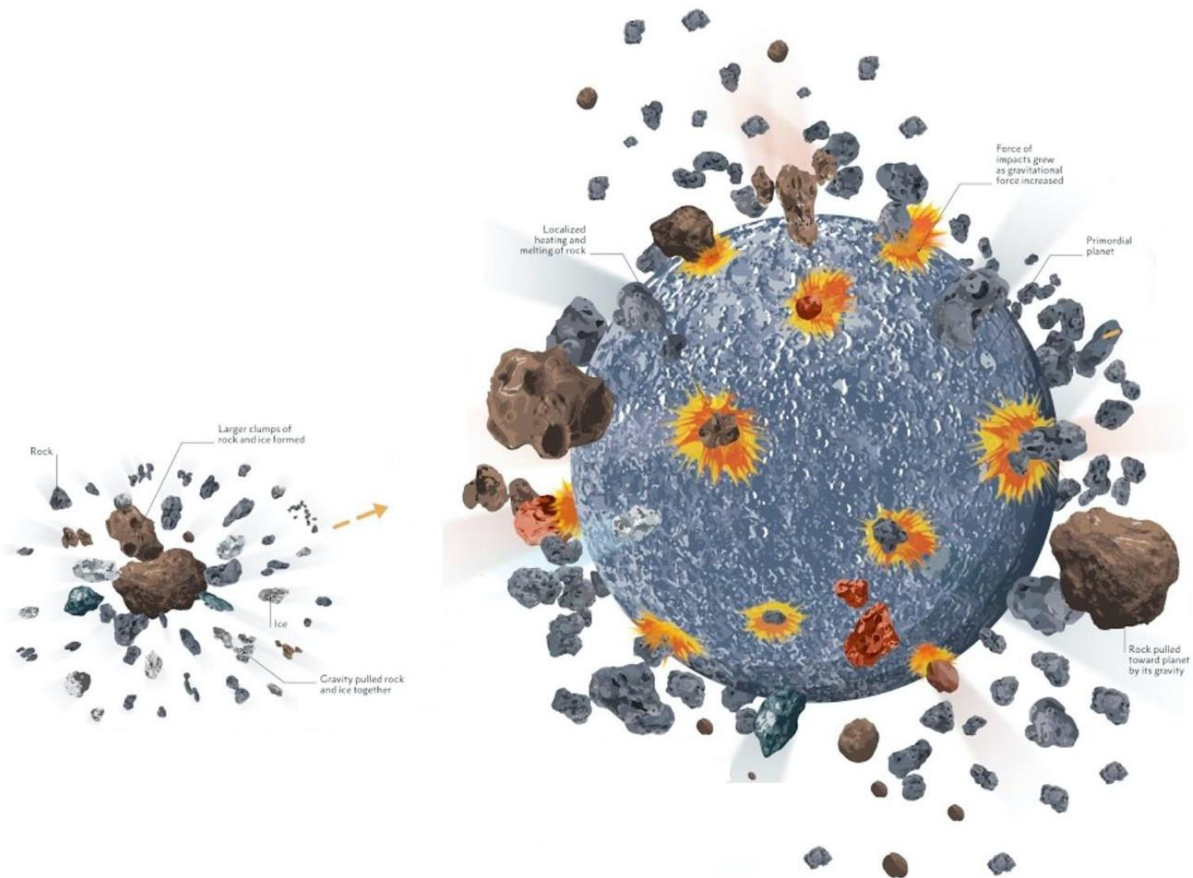


Figure 2: Illustration du processus d'accrétion : à gauche, on peut voir les prémices de l'accrétion, où les poussières s'amalgament à cause de la gravité. Au fur et à mesure, ce corps va grossir jusqu'à devenir massif. Les impacts deviendront de plus en plus intenses car la gravité sera plus forte. Ainsi, les impacts pourront provoquer la fusion des roches et l'éjection de fragments. Ils sont visibles par la présence de cratères à la surface du corps.

Pour les impacts les plus violents, le résultat peut être la formation d'un satellite naturel. C'est par exemple le cas de la Lune. Un impact géant aurait eu lieu il y a environ 4.5 milliards d'années entre une protoplanète de la taille de Mars nommée Théïa et la Terre (Hartmann and Davis 1974 ; Cameron et al. 1976). Les débris générés par cet impact se seraient réagglomérés pour former la Lune (Cameron and Canup 1998). Les impacts peuvent également apporter des constituants aux protoplanètes. Par exemple, les météorites carbonées sont souvent proposées comme étant la source de l'eau et des molécules carbonées sur Terre. Elles auraient donc en partie contribué à l'émergence de la vie (Wickramasinghe et al., 2009 ; Brasch, 2018). Cependant les impacts peuvent aussi avoir des effets désastreux sur la vie. Des cratères géants, comme celui de Chicxulub au Mexique, montrent que l'histoire de la Terre est parsemée d'événements catastrophiques qui ont provoqué des extinctions biologiques majeures, comme celle de la limite Crétacé-Paléogène qui a vu la fin du règne des dinosaures (Alvarez et al.,

1980 ; Smit, 1990). Les impacts peuvent également affecter le climat, en éjectant des particules dans la haute atmosphère terrestre, bloquant ainsi les rayons du Soleil, et causant des pluies acides. Selon certaines études, ils peuvent également avoir une influence sur l'activité volcanique (Richards et al., 2015) et provoquer des tsunamis en cas d'impact touchant un océan (Kinsland et al., 2021) dont les effets sont tout autant dévastateurs que les impacts eux-mêmes.

c) Météorites

Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéresserons particulièrement aux météorites, produits des impacts entre astéroïdes. Les météorites désignent les roches extraterrestres détachées de leurs corps parent et qui achèvent leur chemin sur Terre. Leurs origines peuvent différer, on en trouve issues des corps rocheux proches et dénués d'atmosphère épaisse tels que la Lune et Mars, mais la majorité (~99,99%) proviennent des astéroïdes. Quand bien même leurs origines peuvent différer, il existe un point commun entre toutes les météorites : pour arriver sur Terre, elles ont dû subir au moins un impact, assez puissant pour qu'elles soient expulsées de leurs corps parent, et qu'elles soient ensuite redirigées vers la Terre. La majorité des météorites sont donc des échantillons d'astéroïdes relativement communs nous permettant d'étudier les mécanismes d'accrétion, de séparation et d'évolution des corps parents, elles sont donc d'une importance considérable pour la communauté scientifique.

On divise les météorites en plusieurs catégories, en fonction de leur origine et de leur composition. La plupart d'entre elles se distinguent par la présence de chondres, petites billes de matière primordiale formées par la cristallisation de liquides silicatés (Figure 3), Hewins (1997). Les météorites contenant ces chondres sont dites « chondrites », et représentent la grande majorité des météorites connues (87%). Elles peuvent aussi contenir des CAIs, Calcium Aluminium Rich Inclusions, inclusions réfractaires riches en calcium et aluminium, qui sont les premiers solides connus du Système Solaire, encore plus anciens que les chondres. Le matériau interstitiel séparant les chondres est appelé la matrice, constituée de cristaux plus fins (de l'ordre du micromètre) et de matière organique. Elles peuvent également contenir des assemblages de fer et de nickel.



Figure 3: La météorite Adam Talha, où l'on observe la matrice sombre et les chondres, circulaires et clairs. ©MNHN JC Domenech

Les « achondrites », au contraire, ne contiennent pas de chondres, car elles sont originaires des astéroïdes différenciés (ou de la Lune ou Mars). Ces météorites sont assez similaires aux roches que l'on peut trouver sur Terre comme les basaltes. Les météorites provenant des astéroïdes métalliques sont appelées les sidérites, tandis que les météorites pierreuses se déclinent en plusieurs groupes basés sur leur concentration en calcium. On trouve également un groupe particulier appelé les pallasites, qui sont principalement composées de métal dans lequel sont enchâssés des cristaux (principalement d'olivine). L'origine des pallasites est à ce jour débattue : elles pourraient provenir des zones de transition entre les manteaux et les noyaux des astéroïdes différenciés (Boesenberg et al., 2012). Cependant, des études plus récentes proposent que des impacts soient à l'origine de leurs compositions particulières.

Nous nous intéressons ici aux chondrites. La majorité de ce groupe est représentée par les chondrites ordinaires, composées majoritairement de silicates et de métal. On en compte 3 types, classés selon leur teneur en fer : LL (low iron-low metal, la majorité de leur fer se trouve sous forme d'oxydes mais leur teneur en fer totale est la plus basse des classes), L (low, principalement du fer sous forme d'oxydes) et H (heavy, principalement du fer métallique). Existents aussi les chondrites carbonées (C), qui comme leur nom l'indiquent, contiennent de relativement grandes quantités de matière organique, et les chondrites à enstatite (E), contenant

principalement des pyroxènes de type enstatite (MgSiO_3). Des types plus rares existent également (K-Kakangari, R-Rurumuti...) mais sortent du contexte de ce manuscrit. Les chondrites ordinaires sont divisées en 4 classes : 3, 4, 5 et 6, en fonction de leur niveau de métamorphisme thermique. Il existe aussi des classes 1 et 2, mais celles-ci concernent les météorites ayant subi une altération aqueuse sur leurs corps parent, ce qui n'est pas le cas des chondrites ordinaires. Les chondrites de type 3 sont les mieux préservées, leurs structures sont moins modifiées, leurs chondres sont ronds, non recristallisés (Figure 4). Au contraire, les textures des roches de type 6 sont très modifiées et fondues, les chondres ne sont plus circulaires et parfois même méconnaissables (Van Schmus and Wood 1967). Leurs compositions chimiques sont homogénéisées.

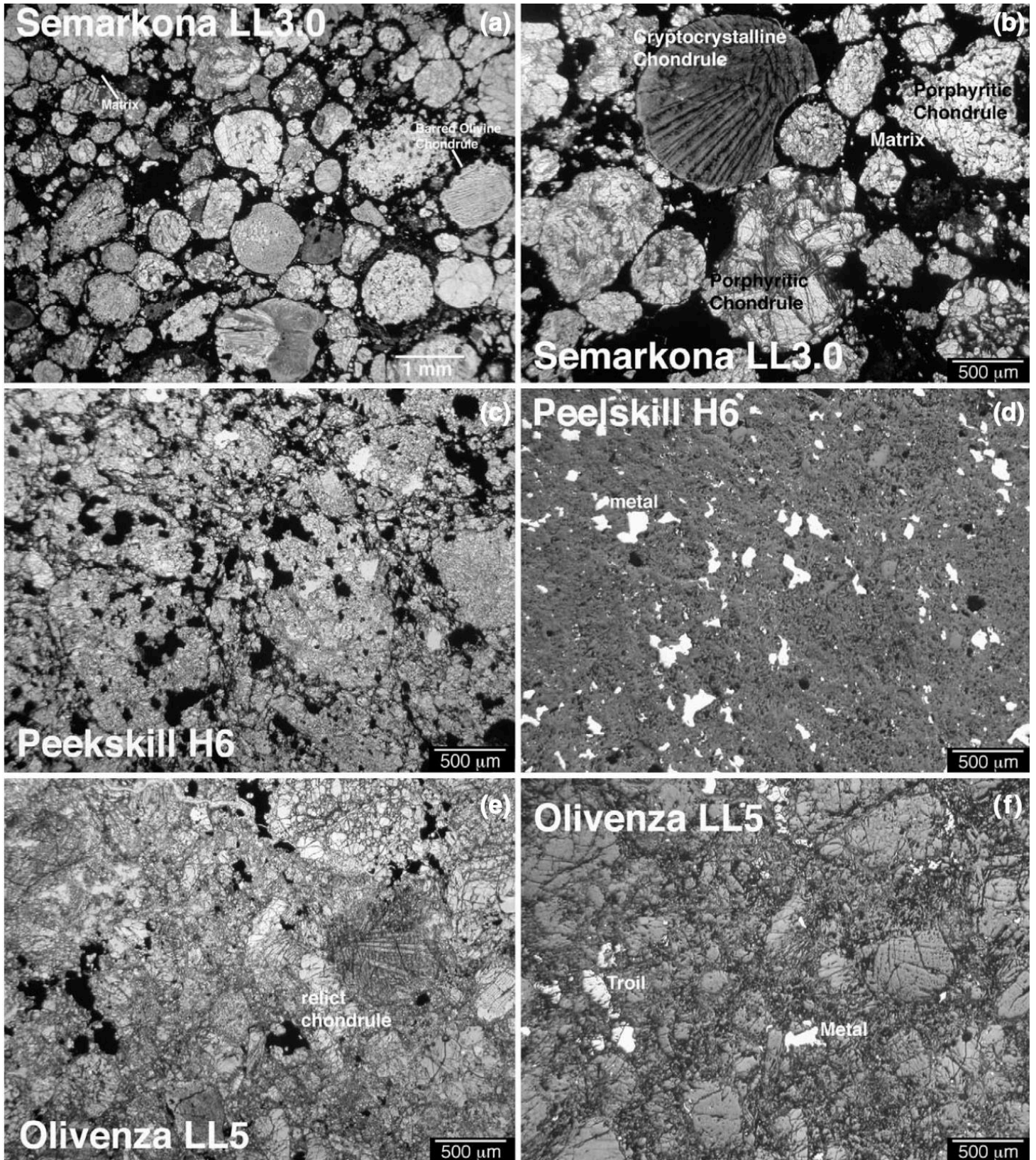


Figure 4: Illustration des types métamorphiques de chondrites ordinaires en microscopie optique (Weisberg et al., 2006). On peut y voir que les météorites de type 3 présentent de nombreux chondres circulaires et définis, tandis que les météorites de type 5 et 6 semblent plus recristallisées et on y distingue difficilement les chondres.

d) Chondrites L

Les chondrites L sont les échantillons qui seront principalement discutés dans cette thèse. Elles représentent 35% des chutes, et ont pour particularité de contenir entre 20 et 25% de fer en masse, notamment dans leurs silicates. Leur composition est dominée par l'olivine ((Mg,Fe)₂SiO₄), les orthopyroxènes, et le métal (Fe-Ni). On peut également trouver comme minéraux accessoires des plagioclases, des phosphates (type apatite, Ca₁₀(PO₄)₆(OH,F,Cl)₂, ou whitlockite Ca₉(Mg,Fe⁺⁺)(PO₄)₆(PO₃OH)). L'annexe 1 est un glossaire rassemblant tous les minéraux discutés dans le cadre de cette thèse. Ces météorites semblent avoir enduré des conditions de choc plus intenses que les autres classes (Bischoff et al., 2018, voir chapitre I.2.b)). Bischoff et al. indiquent également que les chondrites L (et notamment le type 6) sont la catégorie de météorites contenant le plus de veines de choc, traces d'impacts astéroïdaux particulièrement intenses (I.2.b).

Comme la plupart des astéroïdes, le corps parent des chondrites L a subi des impacts tout au long de son histoire. Il est possible de déterminer l'âge de ces impacts. Les âges des météorites sont calculés en utilisant des radiochronomètres basés sur des systèmes isotopiques à décroissance radioactive à longue période, et sur la mesure de la concentration des isotopes radiogéniques par rapport à leurs isotopes pères. Or, les impacts subis par les astéroïdes impliquent généralement des températures très hautes (pouvant aller jusqu'à plusieurs milliers de degrés), assez élevées pour fondre les matériaux, mais aussi pour perturber les systèmes isotopiques. En effet, l'application de températures assez hautes et pendant des durées suffisamment longues (et dépendant en retour de la température) à un système peut faire en sorte que la diffusion des isotopes radiogéniques prenne le dessus sur leur production par décroissance radioactive. On peut alors définir deux températures : la température d'ouverture du système, à partir de laquelle, sur une durée caractéristique, on commence à observer une perte de l'isotope fils, et une température de réinitialisation du système, température au-delà de laquelle 99% des isotopes fils sont perdus par remobilisation (Gardés and Montel 2009). Ces températures dépendent du minéral et du système isotopique considéré, mais aussi de nombreux paramètres comme la diffusivité, la vitesse de refroidissement, le rayon de diffusion des éléments considérés, ou bien de la taille des grains considérés. Ainsi, les impacts, en augmentant artificiellement la température dans les roches sur des périodes de temps relativement courtes, peuvent provoquer des perturbations de l'enregistrement isotopique et influencer les concentrations en isotopes fils, et donc les âges obtenus par géochronologie. En effet, connaissant les taux de décroissance des éléments radioactifs, il est donc possible de

quantifier le temps écoulé depuis cette réouverture du système, et donc par extension, dater l'impact.

Les âges de perturbation des systèmes isotopiques (Argon-Argon et Uranium-Plomb notamment) pour les chondrites L sont généralement de l'ordre de 470 Ma (Haymann 1967; Bogard 1995; Korochantseva et al. 2007). Selon certains auteurs, jusqu'à 1/3 des chondrites L présenteraient ce signal (Korochantseva et al., 2007). Ce signal a été attribué à un impact catastrophique ayant détruit le corps parent des chondrites L, et a été lié à des dépôts météoritiques observés dans des couches de roches de l'Ordovicien de plusieurs pays (Schmitz et al., 2001). En effet, les chromites fossiles retrouvées entre autres dans la carrière de Thorsberg (Suède) présentent des isotopes permettant de les apparenter aux chondrites L. Certains auteurs lient aussi cet événement à l'âge de glace de l'Ordovicien (Schmitz et al., 2019) ou encore à l'explosion de la biodiversité à cette période (Schmitz et al., 2008).

2) Métamorphisme de Choc

a) Processus sur Corps Parent

Le processus de choc correspond à l'ensemble des phénomènes ayant lieu lors de l'impact entre deux astéroïdes lancés sur deux trajectoires différentes. Les vitesses de ce genre d'impacts dans la ceinture d'astéroïdes sont estimées à 5 km/s en moyenne (Bottke et al., 1994, Rivkin and Bottke, 1996) :

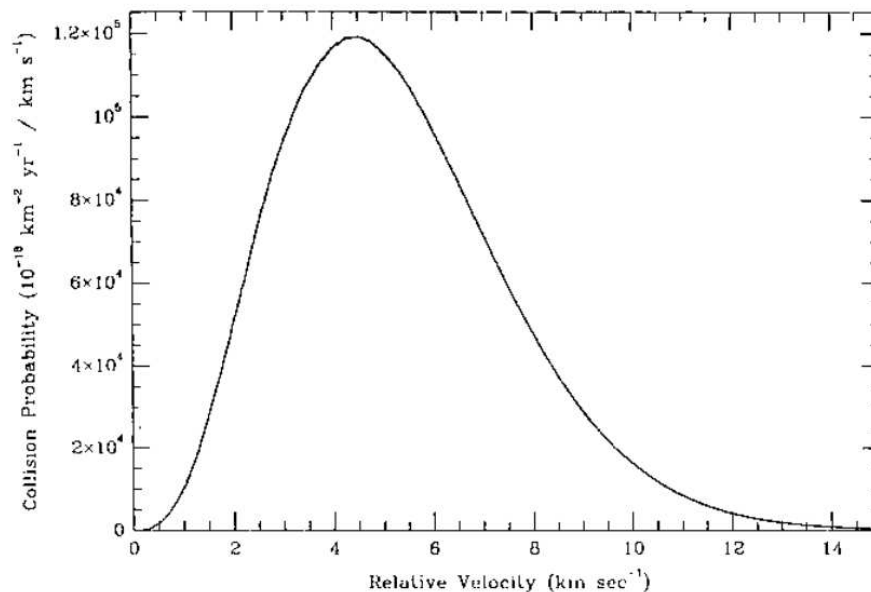


Figure 5: Histogramme des distributions de vitesses relatives des astéroïdes de plus de 50 km de diamètre selon Bottke et al., 1994

Le contact entre les deux corps entraîne la compression du matériau et la propagation d'une onde de compression d'amplitude supérieure à la limite élastique du matériau au sein du corps impacté. On peut écrire les équations de Rankine-Hugoniot en supposant une pression initiale de 0 :

$$\rho = \frac{\rho_0 U_c}{U_c - U_p} \quad (\text{conservation de la masse}) \quad (1.1)$$

$$P = \rho_0 U_p U_c \quad (\text{conservation du moment}) \quad (1.2)$$

$$E - E_0 = \frac{1}{2}(P + P_0)(V_0 - V) \quad (\text{conservation de l'énergie}) \quad (1.3)$$

On peut également écrire, selon le formalisme de McQueen (1964) :

$$U_c = C_0 + sU_p \quad (1.4)$$

Avec ρ_0 la densité initiale, ρ la densité, E_0 l'énergie initiale, E l'énergie cinétique du choc, U_c la vitesse du choc, C_0 la vitesse du son, s une constante sans dimension dépendant du matériau et de son paramètre de Grüneisen (décrivant l'effet d'un changement de température sur la taille du réseau cristallin), et U_p la vitesse des particules du matériau transmettant l'onde de choc. On peut tracer des courbes dites Hugoniot, en fonction du volume ou de la densité, qui représentent l'ensemble des états choqués possibles.

La compression est associée à une hausse de l'entropie, augmentant la température durablement, même après la propagation de l'onde de choc. Le chemin pris par l'onde de choc peut être complexe à caractériser du fait de la possible réverbération de l'onde de choc sur certains minéraux, dépendant de leur orientation. Le passage de cette onde de choc va être accompagné de déformations, hausse des pressions et des températures. La phase de compression est ensuite suivie de la décompression adiabatique (sans échange de chaleur). A l'échelle micrométrique, le choc va pouvoir entraîner des déformations et des transformations au sein de la roche, que l'on appelle métamorphisme de choc, qui vont dépendre du chemin P-T-t (pression température temps) emprunté par la météorite lors de la décompression adiabatique.

b) Veines et Métamorphisme de Choc

Le marqueur de choc le plus facilement observable dans les météorites est la présence de veines de choc (Figure 6, Figure 7). Ces veines sont issues de fonte locale facilitée par des défauts préexistants dans la roche, localisant la contrainte et entraînant des cisaillements lors de l'impact. C'est en 1963 que Freidriksson et al. ont pour la première fois émis l'hypothèse que les veines de choc des météorites sont issues des chocs astéroïdaux. Les veines sont généralement enrichies en éléments contenus dans les plagioclases, plus propices à fondre (Dodd et Jarosewich, 1982). Les métaux, originellement présents dans la roche, fondent et se refroidissent rapidement, formant des billes non miscibles tapissant le fond des veines. De plus, lors de l'impact, des fragments de l'hôte chondritique peuvent être séparés et entraînés dans la veine de choc (Miyahara et al., 2009). La formation des veines de choc est souvent accompagnée de réduction du fer et d'une perte de sodium (Dodd et Jarosewich, 1982a). De plus, comme le matériau de ces veines est fondu et souvent, très finement cristallisé, les veines apparaissent sombres et opaques microscopiquement comme macroscopiquement.



Figure 6: Météorite NWA 8015, chondrite L dont les parties sombres correspondent aux veines et aux poches (structures de fontes non linéaires) de choc. ©Fabien Kuntz

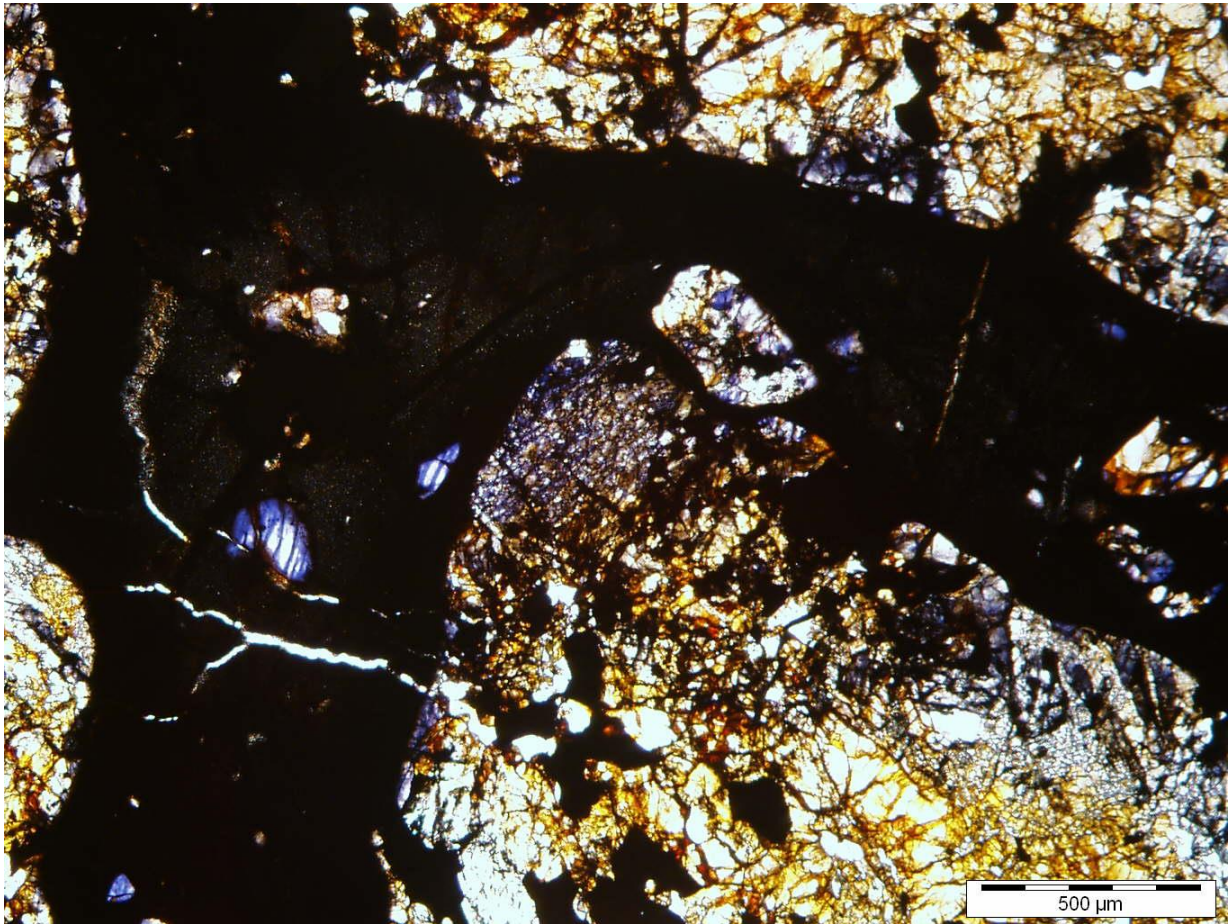


Figure 7: Exemple d'image en microscopie optique d'une veine de choc, où la veine apparaît en noir et délimite clairement les parties chondritiques de la météorite

Ces veines sont souvent accompagnées de veines plus fines remplies de sulfures et métaux, non miscibles avec le liquide silicaté (Xie et al., 2006). Au sein des veines peuvent être trouvées de nombreuses traces de chocs, qui ont été répertoriées par Stöffler et al. (1991, 2018). Ces marqueurs ont également été associés à des intervalles de pression, via ce que l'on appelle les stades de choc, allant de 1 pour une chondrite intacte jusqu'à 6 pour une météorite très déformée : non choqué, très peu choqué, peu choqué, modérément choqué, fortement choqué et très fortement choqué (Figure 8).

Shock stage IUGS 2007 and present proposal	Pressure GPa ^a (293 K)	Pressure GPa ^b (293 K)	Pressure GPa ^b (920 K)	Effects resulting from equilibration peak shock pressure		Effects resulting from local <i>P-T</i> -excursions	
				Olivine	Plagioclase		
C—S1	<4-5			Sharp optical extinction Irregular fractures	Angular variation of extinction position: <2°	Sharp optical extinction Irregular fractures	None
C—S2				Undulatory extinction Fractures	Angular variation of extinction position: >2°	Undulatory extinction Irregular fractures	None
C—S3	5-10			Planar fractures (pf) Undulatory extinction Irregular fractures	Low grade: maximum of 2 sets of pf High grade: 3 or more sets of pf	Undulatory extinction	Opaque shock veins; incipient formation of melt pockets (sometimes interconnected)
C—S4	15-20	10-15	10-15	Mosaicism	Low grade: incipient mosaicism, pf, and pdf High grade: strong mosaicism, pf, and pdf	Low grade: undulatory extinction High grade: partially isotropic, pdf	Melt pockets; interconnected melt veins; opaque shock veins
C—S5	30-35	25-30	20-25	Mosaicism (strong) pf and pdf		Diaplectic glass (maskelynite)	Pervasive formation of melt pockets, veins, and dikes; opaque shock veins
C—S6	45-55	45-60	35-45	Restricted to local regions in or near melt zones: Melting and (re)crystallization and yellow-brown staining of olivine		Shock melted (normal glass)	As in stage S5
C—S7	>70-75		45-60	Whole rock melting			

^aFrom Stöffler et al. (1991).

^bFrom Schmitt (2000).

Figure 8: Table des critères définissant les stades et pressions de choc, issues de Stoeffler et al., 2018

Les marqueurs de chocs peuvent être par exemple les fractures, souvent planaires, des assombrissements des minéraux, des changements des extinctions en lumière polarisée analysée (prise d'une teinte noire en lumière analysée dépendant de l'orientation du polariseur et de l'analyseur). Pour l'olivine par exemple, l'extinction deviendra ondulée plutôt que droite. On retrouve également du mosaïcisme, c'est-à-dire des différences d'extinction de l'ordre de 3 à 5° en lumière polarisée analysée sur des zones d'un même cristal d'olivine. Enfin, un autre critère notable du choc est la recristallisation (complète ou partielle) de certains minéraux. Par ailleurs, certains minéraux peuvent prendre une teinte brune, due à la croissance de nanocristaux de fer (Fritz et al., 2017), formés par décomposition du Fe³ associée à la formation des polymorphes (Van de Moortèle et al, 2007). Au contraire, certains minéraux, notamment les plagioclases peuvent être amorphisés, car leurs macles favorisent les processus de choc (Pittarello et al., 2020). On peut également trouver des minéraux transformés en leur variantes de haute pression, appelées leur polymorphes, qui feront l'objet de la partie suivante (Figure 9).

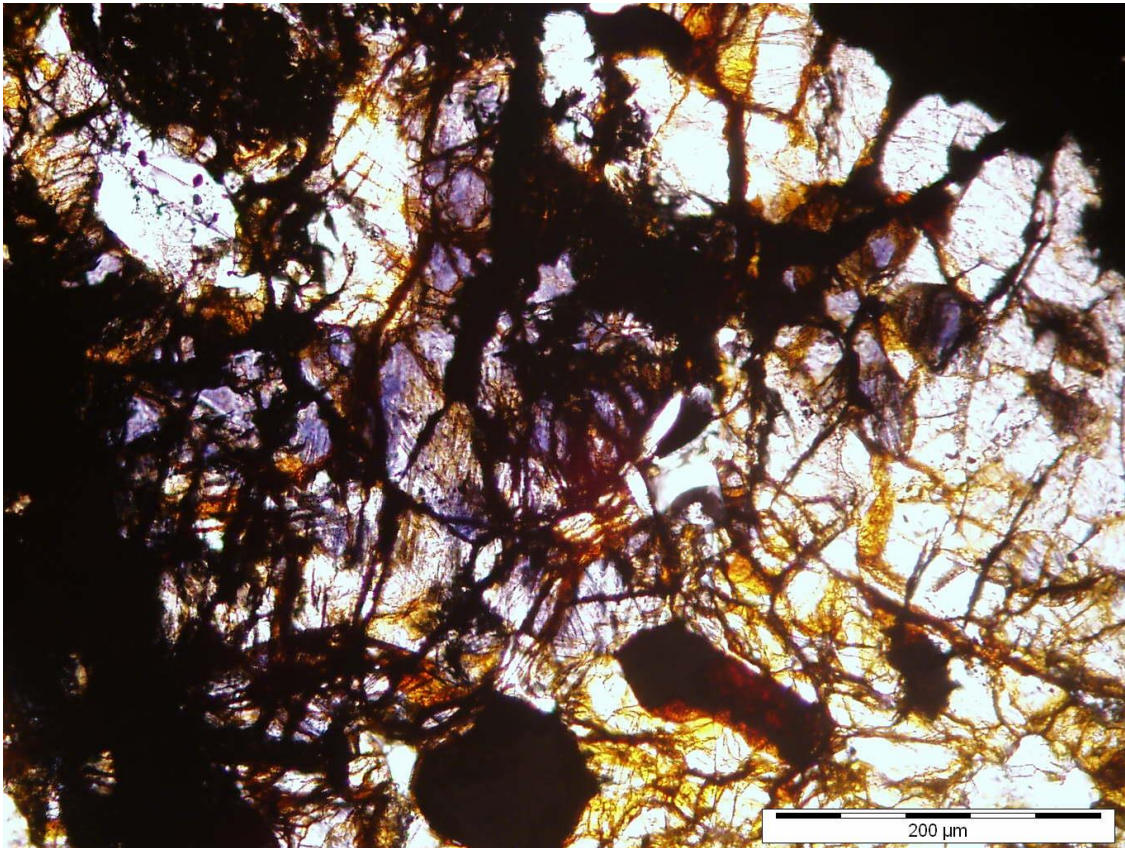


Figure 9 : Cristaux d'olivines présentant des fractures planaires et des transformations en polymorphe de haute pression (ringwoodite, bleue), dans la météorite Tenham

3) Polymorphes de Haute Pression

a) Premières Découvertes

Les minéraux de haute pression, comme leur nom l'indique, se forment en conditions extrêmes de pression et température : ils sont thermodynamiquement stables au-dessus de 1 GPa, soit des pressions telles que celles du manteau terrestre. Les conditions ambiantes peuvent modifier leur structure cristalline (Figure 10), comme cela peut être le cas du graphite, se transformant à haute pression et température en diamant. Cependant, leur formule chimique globale n'est pas modifiée par la transition.

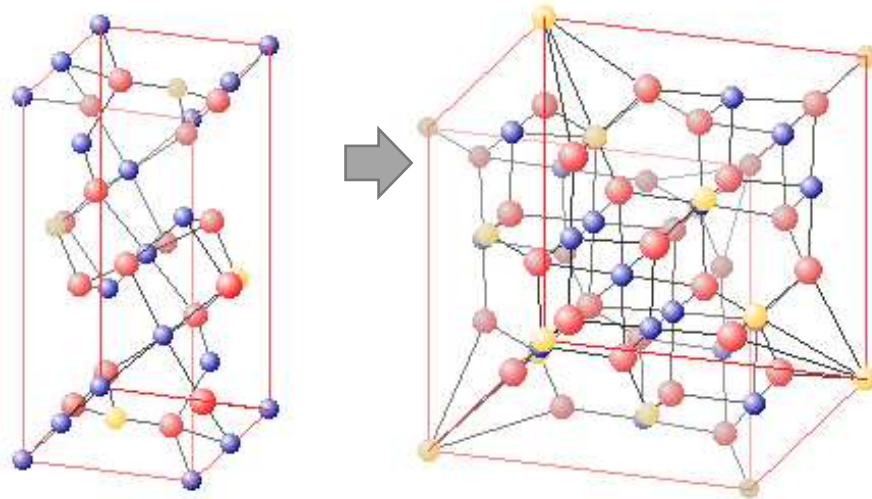


Figure 10: Illustration du changement de structure de l'olivine (gauche, orthorhombique) vers la ringwoodite (droite, cubique) lors des chocs

Ils ont été de plus en plus étudiés à partir des années 60, quand Chao et Shoemaker ont identifié de la coésite (SiO_2 prismatique) dans les roches du Meteor Crater en Arizona, synthétisée quelques années plus tôt (Coes, 1953). De même, la stishovite (SiO_2), polymorphe du quartz a été découverte sur ce site. Ces découvertes ont prouvé que le site avait subi une période de haute pression et température, et ont donc montré définitivement qu'il s'agissait d'un cratère d'impact, et non d'un cratère volcanique comme il était parfois supposé auparavant. La survie ou non des polymorphes dans la météorite une fois refroidie va dépendre du chemin P-T-t pris par la météorite (Figure 11). Cette figure représente les chemins de décompressions possibles pour les météorites. La partie grisée représente le champ où les températures sont trop hautes et les pressions sont trop basses pour que les polymorphes de haute pression restent stables : ainsi, si les flèches représentant les chemins P-T-t passent à travers cette zone, les polymorphes sont retransformés vers leur variante de basse pression lors de la décompression : il s'agit de la rétro-morphose. Les météorites contenant des polymorphes de haute pression ont dû prendre un chemin tel que celui représenté par la flèche bleue : un refroidissement rapide permettant la cristallisation à haute pression.

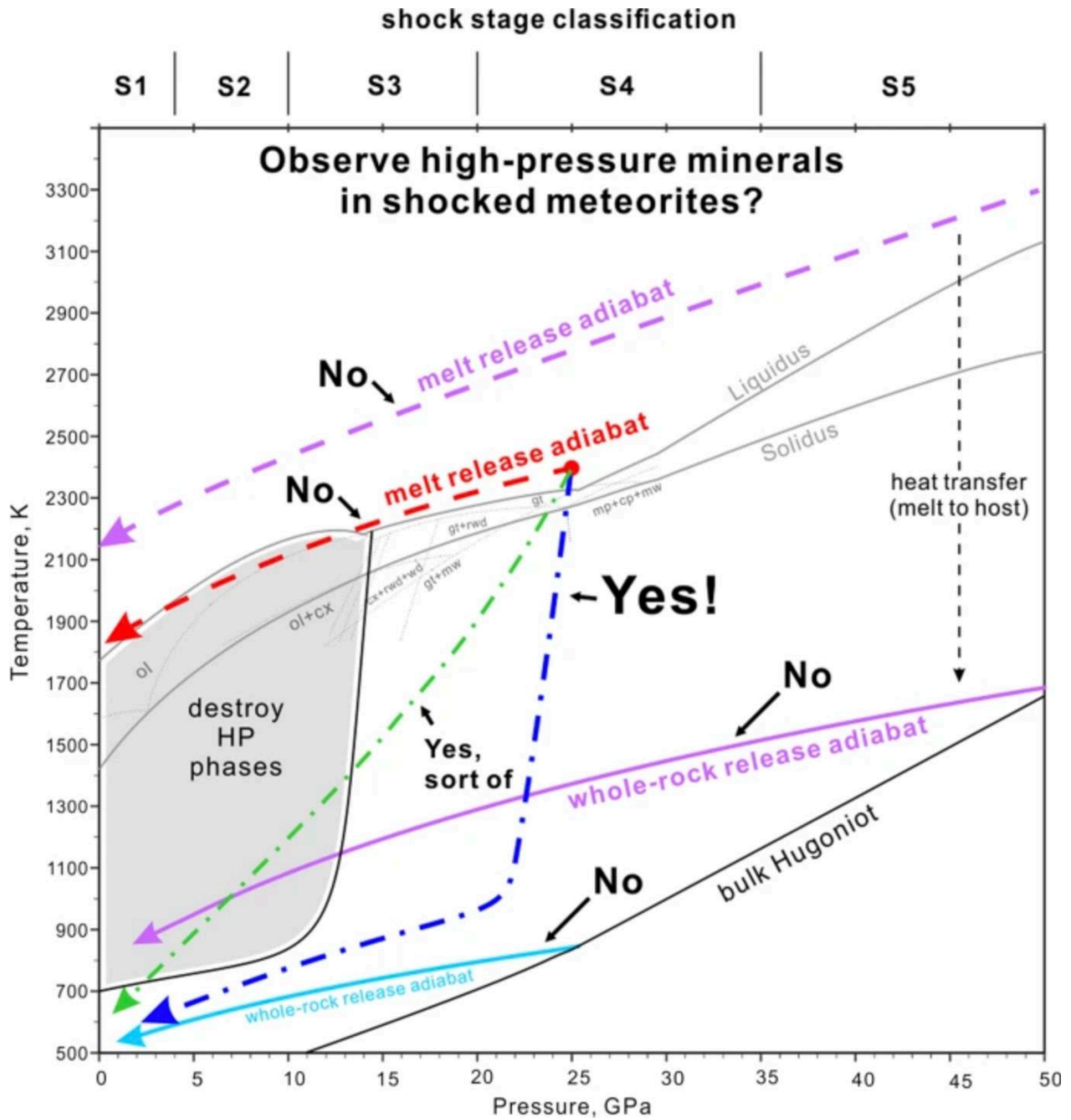


Figure 11: Chemins P-T-t possibles pour les météorites (Sharp and Hu, 2022). Ce diagramme représente la pression en fonction de la température, ainsi que les échelles de choc associé.

Les lignes rouges, violettes et bleu ciel correspondent aux chemins de décompression adiabatiques de la roche. Les lignes verte et bleu foncé, les chemins de refroidissement pris par les météorites, ont tendance à être violents. Les pressions et températures peuvent monter très haut dans les chocs, jusqu'à plusieurs dizaines de GPa et plus de 2000 K. Toutes ces courbes sont au-dessus de la courbe d'Hugoniot. La zone grisée représente les pressions et températures dans lesquelles les phases de haute pression (voir I.3.c) sont détruites. Les mentions yes, no et sort of réfèrent donc à la survie de ces polymorphes, le chemin bleu étant le plus propice à la conservation des polymorphes car il ne croisent pas la zone de haute température-basse pression.

b) Découvertes de Minéraux Météoritiques

Au vu de ces découvertes terrestres, l'attention des chercheurs s'est vite tournée vers les météorites choquées : en effet, il y avait le potentiel de trouver des minéraux constituant l'intérieur de la Terre, responsables des discontinuités du manteau, et d'en étudier les propriétés. Les pressions au sein de la Terre, dues à la masse de la croûte et des couches telles que la lithosphère, sont assez fortes pour entraîner la transition polymorphique des minéraux. À travers la croûte et le manteau, les pressions montent jusqu'à 2000 kbar : les minéraux de haute pression composent donc l'intérieur de la Terre, comme cela a été montré par Pearson et al. (2014). Les pressions atteintes dans les impacts entre astéroïdes sont elles aussi considérables, similaires à celles pouvant être observées dans le manteau terrestre et souvent plus fortes que celles des impacts sur la surface de la Terre, où l'atmosphère ralentit les bolides et atténue les collisions. Selon la plupart des études, les pressions atteintes lors des impacts astéroïdaux sont de l'ordre de 5 à 25 GPa (Tomioka et al., 2017).

Les premières découvertes de ces polymorphes météoritiques arrivent dans la fin des années 60 avec la ringwoodite ($(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$), polymorphe de haute pression de l'olivine caractérisée par sa structure de spinelle et sa couleur bleue (Figure 12A) (Binns et al., 1969). Jusque-là, l'existence de ce minéral était prédite, et elle avait été synthétisée en 1966 par Ringwood, mais son existence naturelle n'avait jamais été vérifiée. Le terme « ringwoodite » est souvent utilisé par abus de langage pour décrire une solution solide des polymorphes de l'olivine $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$. « Ringwoodite » désigne normalement le pôle magnésien, tandis que le polymorphe ferrifère a été nommé ahrensite (Ma et al 2016). La ringwoodite a ensuite été retrouvée sur Terre, sous forme d'inclusion dans un diamant remonté du manteau lors d'une éruption (Pearson et al., 2014, Figure 12B), prouvant qu'elle est bien l'une des composantes du manteau comme prévu dans les modèles.

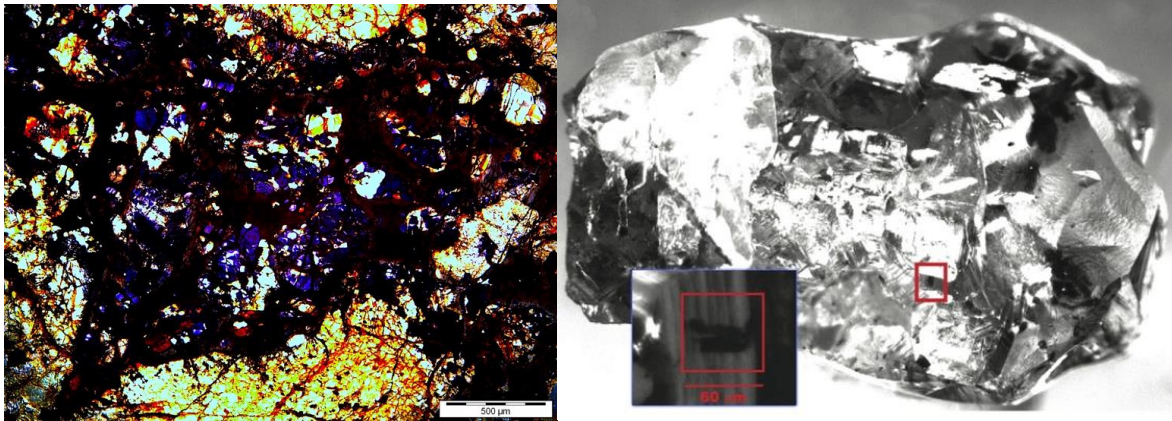


Figure 12: A: Ringwoodite en lumière naturelle dans la météorite NWA 2478, B: Cristal de Ringwoodite dans un diamant terrestre (Pearson et al. 2014)

Très rapidement, cette découverte est suivie par celle de la majorite ($\text{Mg}_3(\text{MgSi})(\text{SiO}_4)_3$), polymorphe de haute pression de l'enstatite à structure de grenat, par Smith and Mason (1970), dans la météorite de Coorara.

L'olivine présente également un second polymorphe, la wadsleyite, qui se forme elle a des pressions intermédiaires (Figure 13). Elle a été découverte par Putnis et Price (1979) suite à des études par microscope électronique à transmission (MET). De la même manière que pour la ringwoodite, le terme wadsleyite est utilisé pour désigner la solution solide allant de la wadsleyite à l'asimowite, le pôle ferrifère.

Un autre polymorphe assez commun dans les veines de choc est l'akimotoite. Elle a été découverte indépendamment en 1997 par Tomioka et Fujino (Tomioka and Fujino 1997), et par l'équipe de Thomas Sharp (Sharp et al. 1997). Il s'agit de l'un des polymorphes du pôle magnésien des pyroxènes, l'enstatite, sa formule est donc $(\text{Mg,Fe})_2(\text{SiO}_3)_2$. Le pôle ferrifère a été nommé hemleyite. L'akimotoite partage sa structure avec l'ilménite.

En 2014, l'équipe de Tschauer fait la découverte majeure de la bridgmanite, un autre polymorphe de l'enstatite, supposé être le minéral le plus abondant dans le manteau terrestre car stable à très haute pression et température (Figure 13). Ce minéral présente la structure d'une pérovskite, nom sous lequel il a longtemps été connu, depuis sa première synthèse en 1974.

Enfin, l'un des derniers minéraux de choc principal est le plagioclase à structure hollandite. Celui-ci a été découvert par (Mori, 1994) puis redécouvert en 2000 dans la météorite de Sixiangkou (Gillet et al., 2000).

Ces minéraux ont été initialement étudiés pour leur intérêt dans le cadre de l'étude de l'intérieur de la Terre, mais ont ensuite été analysés dans le cadre de l'histoire des météorites,

comme nous le verrons en I.4.b. De nos jours, de nouveaux minéraux microscopiques voire nanoscopiques sont découverts assez régulièrement par des équipes dédiées à leur recherche (eg. poirierite (Tomioka et al., 2021), feiite (Ma et al., 2021), tschaunerite (Ma et al., 2021)...). La plupart de ces découvertes ont été faites dans les météorites martiennes, dont la composition est différente de celle des chondrites ordinaires et plus proche de la Terre actuelle. De plus, ces météorites ont *a priori* connu des pressions plus fortes, car elles ont été éjectées d'un astre de taille considérable, ce qui a nécessité une vitesse d'impact particulièrement élevée.

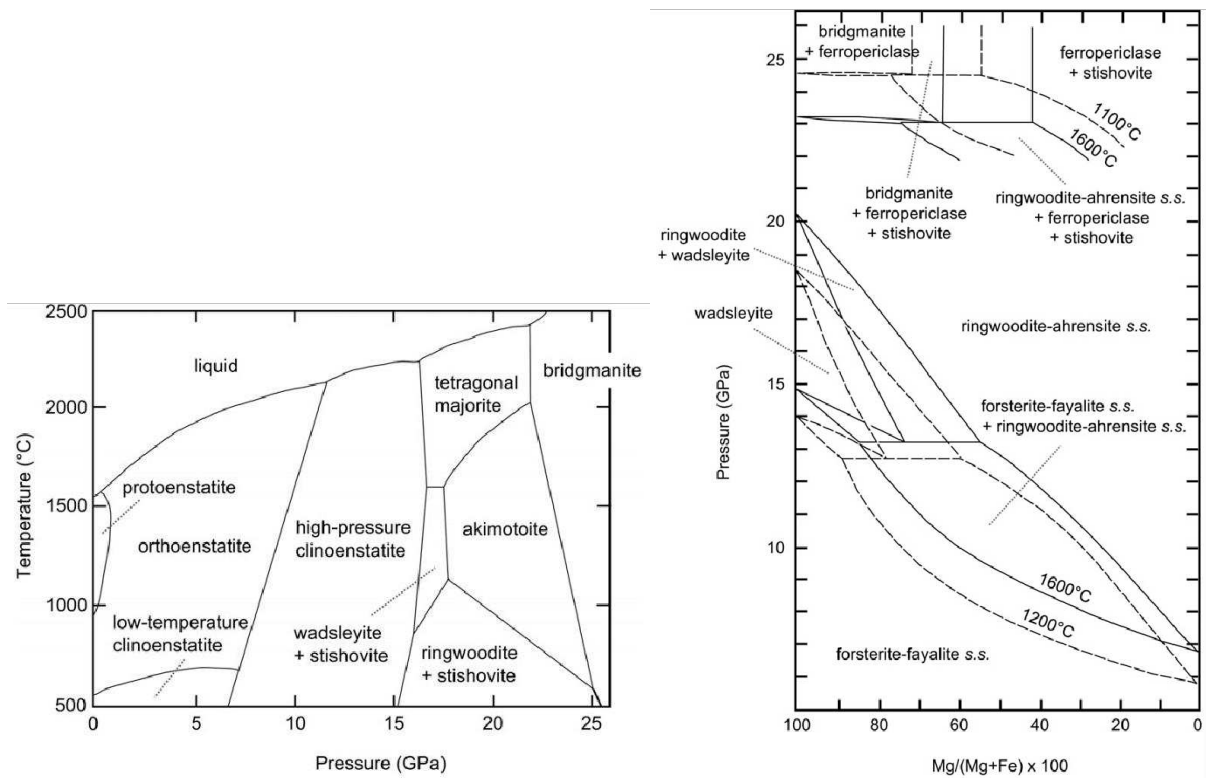


Figure 13: Diagrammes de phase de (a) $MgSiO_3$ et (b) $(Mg,Fe)_2SiO_4$ issus de Tomioka et al., 2017

c) Transformations Polymorphiques

Les transformations (ou transitions) des polymorphes peuvent avoir lieu selon différents mécanismes (Figure 14). On compte trois principaux modes de transformations (Sharp and De Carli, 2006).

- Premièrement, les transformations displacives. Il s'agit de légers déplacements atomiques, et ceux-ci sont généralement réversibles une fois que la météorite est décompressée et refroidie. Ce n'est donc pas le cas des polymorphes de haute pression observés dans les météorites arrivant sur Terre.
- Au contraire, les transitions reconstructrices sont plus profondes et provoquent la rupture de certaines liaisons atomiques : elles ne sont donc pas réversibles. Ces transitions requièrent plus d'énergie. Leur mécanisme principal est la nucléation et la croissance. La nucléation peut être homogène, c'est-à-dire qu'elle peut arriver n'importe où à travers d'un cristal, ou hétérogène, et se placer le long de défauts. Ce processus de transition peut être accompagné de diffusion élémentaire, en cas d'incompatibilité dans la nouvelle structure de certains éléments. En effet, les ions ont un paramètre nommé la compatibilité, qui dépend de leur valence et de leur rayon, et qui qualifie leur capacité à s'intégrer ou non dans un réseau. Ainsi, la compatibilité régit les processus de diffusion lors des changements de systèmes cristallins : certains éléments vont avoir tendance à être expulsés ou substitués tandis que d'autres garderont leur place. Ainsi, bien que les polymorphes de haute pression gardent la même formule chimique générale que leurs équivalents de basse pression, quelques différences mineures peuvent être présentes.
- Enfin, dans le mode de transformation dit martensitique, les atomes sont réarrangés par cisaillement. Il s'agit de transformations généralement displacives. Dans certains cas, un dérivé du processus martensitique peut arriver lors duquel les cations se déplacent en plus du cisaillement. On appelle alors cela le « synchroshear » (Poirier et al., 1981).

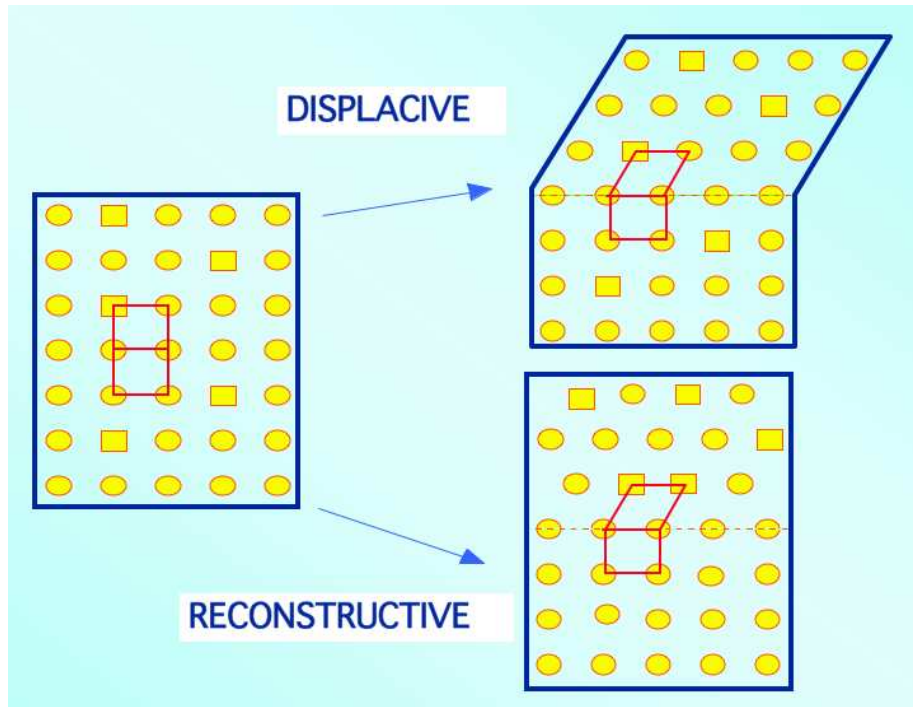


Figure 14: Schématisation des modes de transition displacifs et reconstructifs ©University of Cambridge. Dans les transformations displacives, le mouvement des atomes est minime, et peut donc être réversible. Tandis que dans les transformations reconstructives, les emplacements des atomes sont changés de manière très significative.

Selon la relation entre les atomes du minéral originel et le nouveau réseau cristallin, on peut qualifier la transformation de cohérente, semi-cohérente ou incohérente (Figure 15). Une transformation cohérente ne présentera aucune dislocation, et la transition entre les deux réseaux cristallins se fait parallèle à l'un des axes du réseau initial. Une transition semi-cohérente inclut une dislocation sur l'un des axes. Enfin, les transformations incohérentes impliquent une rupture complète entre les deux réseaux cristallins. Ces transformations ont lieu à l'état solide. Cependant, les polymorphes de haute pression peuvent aussi se former simplement sous conditions de haute pression et température à partir de liquide fondu cristallisant lors du pic de haute pression. Dans la nature, il est prédit que la ringwoodite cristallise soit par la variante de procédé martensitique avec mouvement de cations, soit par un mécanisme de nucléation et croissance cohérente, donnant lieu à des cristaux alignés (Kerschoffer et al., 1998).

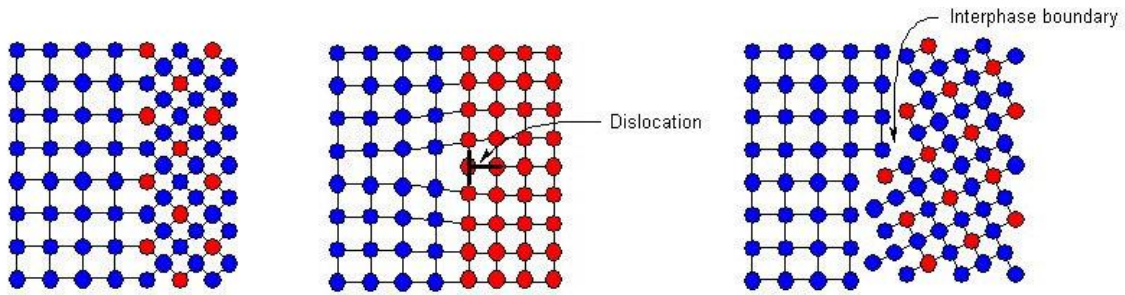


Figure 15: Représentation schématique des différentes relations entre le minéral originel et le minéral transformé. © Ling Zang, University of Utah. De gauche à droite : les réseaux cohérents, sans dislocation, les réseaux semi-cohérents, avec dislocations, et les réseaux incohérents, avec des espaces vides.

d) Synthèses des Polymorphes

Les synthèses des polymorphes peuvent se faire selon différentes méthodes. La méthode la plus commune est la synthèse statique. Cette méthode est apparue dans la fin des années 50 avec le développement de la cellule à enclume diamant aux Etats-Unis (Figure 16a). Le principe consiste à comprimer un petit échantillon entre deux diamants. Pour les échantillons de plus gros volumes ont ensuite été inventées les presses multi enclumes (Figure 16b). Dans ce cas-là, ce sont plusieurs enclumes qui compriment des cubes contenant le porte échantillon. La majorité des minéraux de haute pression ont été reproduits en presse multi enclume. Le chauffage se fait par utilisation de fours, ou d'un laser de chauffe. La mesure de la pression en cellule se fait avec des minéraux étalons, communément le rubis, dont la fluorescence dépend de la pression. Ce genre de méthode permet d'atteindre des températures jusqu'à 2400 K et 25 GPa (4000 K et 770 GPa pour la cellule enclume, dépendant de la taille des culasses des diamants). Cependant, plus récemment, des méthodes de compression dynamique ont été développées. Il s'agit de placer une cellule à enclume diamant sous le rayonnement d'un synchrotron et de pulser un laser de chauffage afin de simuler un choc plus fidèlement. En effet, l'utilisation du synchrotron permet dans un premier temps de contrôler la durée de l'expérience et d'observer les changements de phase et la dilatation du matériau *in situ*. De plus, les lasers créent eux-mêmes les vagues de compression et de chaleur, permettant de synchroniser la montée en pression et la variation thermique, et donc d'observer une compression dite « dynamique » : avec la variation des deux paramètres. Enfin, une dernière méthode, le « gas gun » consiste à bombarder une roche cible avec un matériau propulsé par la détente d'un gaz comprimé (Figure 17). Cette dernière méthode reproduit au mieux la physique des chocs, car elle ne sépare pas l'application de la pression et de la température, mais elle ne permet pas de reproduire les magnitudes de choc atteintes dans les impacts avec des cibles de l'ordre de la

centaine de kilomètres de diamètre. De plus, les durées de ce genre d'impact sont ultrarapides : de l'ordre de la nanoseconde. Les polymorphes de haute pression n'ont donc jamais été reproduits de cette manière.



Figure 16: a) Cellule enclume diamant, avec un joint contenant l'échantillon au centre © Sébastien Merkel et b) Presse multi enclume de l'institut Chevreul (Université Lille 1)

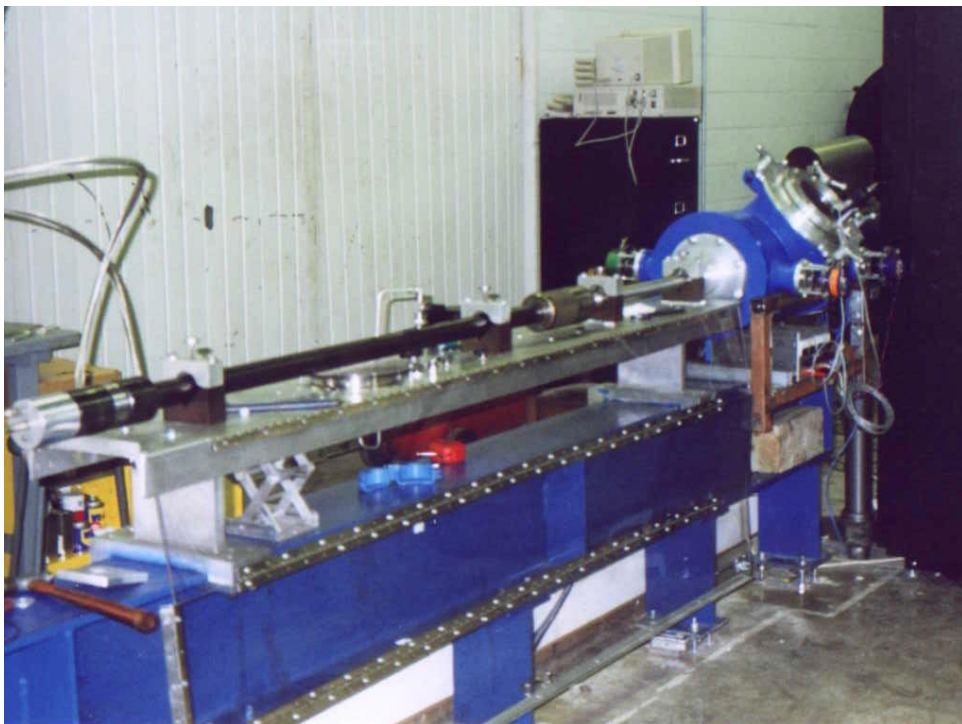


Figure 17: Gas gun © Wikipédia

4) État de l'Art

a) Météorites Choquées

Comme nous l'avons vu précédemment, les météorites choquées sont un objet d'analyse relativement récent. Leur étude a été popularisée après la découverte des premiers minéraux polymorphes terrestres au début des années 60. Le premier à établir une échelle de choc pour les météorites a été Chao, en 1967 puis 1968. Quelques chercheurs ont ensuite approfondi ce travail, jusqu'à Stoeffler et al. (1991), qui posera les bases de l'échelle actuellement acceptée. Quelques critères de cette échelle ont été débattus durant les années 2000, notamment l'utilisation des polymorphes de haute pression, ainsi que les gammes de pression associées. La classification utilisée de nos jours est donc celle revue par Stoeffler et al. (2018), où les gammes de pressions sont réévaluées (plus basses) et également adaptées à différents types de roches.

Durant la deuxième moitié du XX^{ème} siècle, les études plus expérimentales étaient plus répandues. Celles-ci visaient à déduire les diagrammes de phases et les propriétés thermodynamiques des minéraux de haute pression, notamment ceux pouvant s'apparenter à la composition du manteau. Les processus de transition ont notamment été étudiés pour la transformation olivine-ringwoodite (Kerschoffer 1996, 1998, 2000), et quelques études existent pour la transition enstatite-akimotoite (Hogrefe et al. 1994, Tomioka 2007, Ferroir et al. 2008). Plus récemment, les articles se concentrent sur une météorite en particulier, et en observent la minéralogie de haute pression et les conditions de choc en détail. Les météorites les plus analysées sont notamment Tenham (Binns et al., 1969 ; Beck et al., 2005 ; Xie et al., 2006a), Suizhou (Xie et al., 2002 ; Chen et al., 2003 ; Xie and Chen, 2015 etc..) et Sixiangkou (Chen et al. 1996, 2004, 2006). Cependant, la littérature manque d'études plus larges et générales.

b) Calcul des Durées de Choc

Les premiers à émettre l'hypothèse que les polymorphes de haute pression pouvaient être utilisés pour caractériser les conditions d'impact étaient l'équipe menée par Chen (Chen et al., 1996). Ils utilisaient les assemblages issus d'expériences de haute pression comme analogues. Certains membres de cette équipe ont également permis la découverte d'une texture particulière de ringwoodite, les lamelles (Chen et al., 2004), résultant de transformation partielle à l'état solide. Cette découverte a ouvert la voie à de nombreuses études. Notamment, l'équipe d'Ohtani et al. (2004) a eu l'intuition d'utiliser ces lamelles et leur taille afin de déduire une durée de choc. En effet, leur hypothèse initiale est que connaissant les constantes cinétiques de croissance de la ringwoodite (dérivées par Kerschoffer et al., 1996), on peut calculer le temps nécessaire à la formation des épaisseurs de lamelles ou de cristaux ayant cristallisé dans la matrice des veines. Cette durée est donc naturellement une limite basse de la durée du choc, les ringwoodites s'étant nécessairement formées sous hautes pressions et températures.

De la même manière, Beck et al. (2005) s'intéressent non seulement à la durée de croissance mais aussi à l'étude de la durée des processus diffusifs (Figure 18). Nous avons mentionné que les changements de structures pouvaient entraîner des changements de compatibilité atomique. C'est le cas du manganèse, qui est incompatible dans la ringwoodite, et a tendance à diffuser en direction des cristaux d'olivine. Ainsi, connaissant les coefficients de diffusion du manganèse, il est possible de déterminer une estimation de la durée de cette diffusion. Beck et al. (2005) appliquent ce principe à une chondrite et une météorite martienne, puis dérivent une estimation de la taille de l'impacteur en utilisant une relation empirique de Melosh (1989) liant la durée d'un choc au diamètre du corps impacteur. Enfin, un autre type d'étude des durées de choc a été développé : les études de temps de refroidissement de veines (Xie et al., 2006). Ces études se basent sur la taille des veines et leur composition pour déduire en combien de temps elles se sont solidifiées. Cependant, il est à noter que les différentes études entreprises ont tendance à donner des durées de choc assez différentes, et même incompatibles. En effet, celles-ci se retrouvent éparpillées sur plusieurs ordres de grandeur (Figure 19).

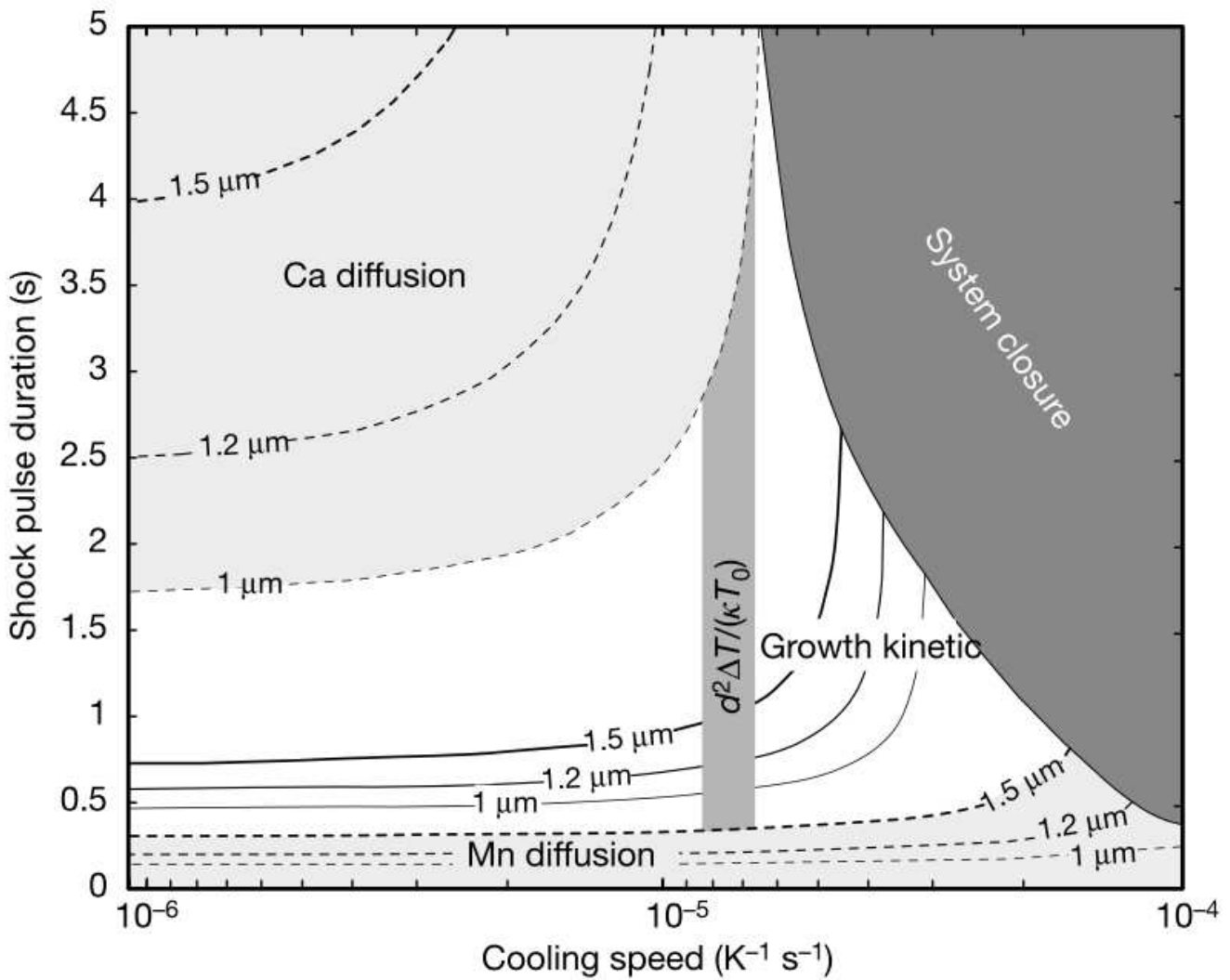


Figure 18: Déterminations de la durée de choc en utilisant les diffusions atomiques (courbes claires) et les croissances cinétiques (lignes sombres), par Beck et al. (2005) L'axe des y représente les durées de choc tandis que l'axe des x représente la vitesse de refroidissement. Les courbes en pointillés correspondent aux vitesses de diffusion. Ainsi, sachant que dans la météorite étudiée on observe 1 micromètre de diffusion de Calcium et 1.5 micromètres de diffusion de Manganèse, alors la durée de choc se place forcément dans la zone blanche du diagramme, qui satisfait ces deux conditions. Les lamelles de ringwoodite faisant 1.5 micromètres, on se place plus précisément sur la ligne la plus sombre, représentant la croissance d'1.5 micromètres de ringwoodite. Enfin, la vitesse de refroidissement est estimée à partir de la largeur de la veine. On peut donc placer la météorite au croisement entre la vitesse de refroidissement et la courbe de croissance, soit à 1 seconde de durée de choc. La partie grisée représente la fermeture du système.

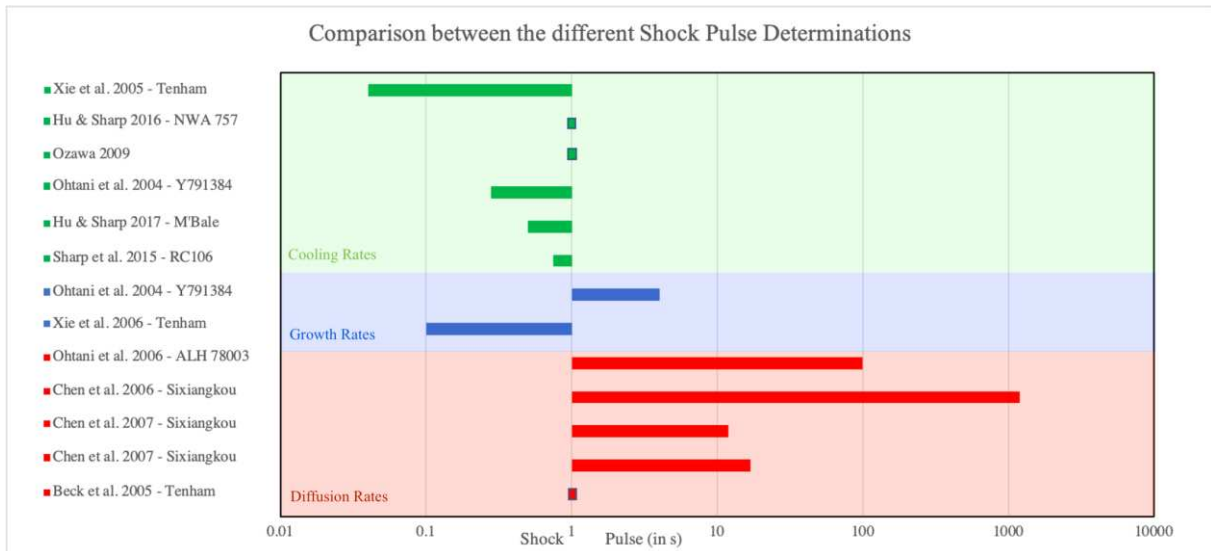


Figure 19: Histogramme de comparaison entre les différentes durées de choc obtenues par différents auteurs. Les durées de choc obtenues s'étalent sur 6 ordres de grandeurs. Les valeurs obtenues par diffusion ont parfois tendance à être très hautes selon les coefficients de diffusion utilisés et les éléments étudiés (fer, notamment). Quant aux vitesses de croissances, celles-ci peuvent être différentes en fonction du type de lamelles étudiées : cohérentes ou incohérentes.

c) Corps Parent des Chondrites L

Afin de mieux comprendre l'origine des chondrites, de nombreuses études ont tenté d'établir un lien minéralogique entre les météorites et les astéroïdes. Souvent, cela est fait en comparant leurs spectres de réflectance. Les chercheurs associent alors la météorite à une famille d'astéroïdes, c'est-à-dire un regroupement d'astéroïdes dont les compositions et les paramètres orbitaux sont similaires, ils seraient donc originaires d'un même corps parent. L'origine des chondrites L est à l'heure actuelle une grande question en planétologie. En effet, il s'agit du type de chondrite ordinaire dont l'origine est la moins claire, alors qu'il s'agit de la classe de météorites la plus commune en termes de chutes. S'il existe des pistes pour les chondrites H (famille Hébé, Vernazza et al., 2014) et LL (famille Flora, Vernazza et al., 2008), le corps parent des chondrites L est assez mal contraint et des débats subsistent dans la communauté scientifique. L'hypothèse la plus répandue propose l'astéroïde Gefion comme source des chondrites L (Nesvorny et al., 2009). Cependant, cette hypothèse a été à plusieurs reprises disputée (Meier et al., 2017, Roberts et al. 2015). D'autres ont proposé des familles alternatives, comme Massalia ou Ino (Meier et al., 2017 ; Gaffey & Fieber-Beyer, 2019; Strom et al., 2021), mais à ce jour, il n'existe pas de conclusion définitive.

Par ailleurs, comme mentionné précédemment, de nombreuses équipes lient le corps parent des chondrites L et l'impact ayant eu lieu il y a 470 Ma. Cet impact a été enregistré dans les systèmes isotopiques de nombreuses chondrites L (Yin et al., 2014 ; Korochantseva et al., 2007). La plupart des datations dans la littérature ont été faites avec la chronologie Ar-Ar, qui nécessite de nombreuses corrections lorsqu'elle est appliquée aux météorites, afin de tenir compte des quantités d'Argon piégé et non issus de la désintégration du ^{40}K . Quelques chondrites L ont été datées par un autre système géochronologique, l'Uranium-Plomb, plus direct et plus fiable car il nécessite moins de corrections (Li and Hsu 2018 ; 2019 ; Walton et al., 2022). Seuls quatre échantillons, Sixiangkou, NWA 5251, NWA 11042 et Novato, ont été liés à cet impact il y a 470 Ma par cette méthode (Yin et al., 2014 ; Li et Hsu, 2017 ; Wu et Hsu 2017). Cependant, une étude de Jenniskens et al. (2019), pointe vers au moins deux différentes familles de corps parents. Les auteurs utilisent deux chutes récentes, Creston et Novato, dont les trajectoires sont connues, pour déduire leur provenance au sein du Système Solaire. Ils utilisent également la datation et concluent que ces deux météorites ne sont pas issues de la même collision. Ils affirment que contrairement à Novato, Creston n'a pas gardé de trace de l'impact à 470 Ma, son âge de collision le plus récent étant ~ 770 Ma. Les météorites issues de la catastrophe de 470 Ma auraient donc des orbites avec des demi grand axes (distance au Soleil) plus élevés que celui de Creston. Creston aurait été séparée plus tôt de son corps parent. Cependant, ces résultats ne sont basés que sur une météorite, et la datation de celle-ci n'est pas des plus précises : 770 ± 320 Ma. Cette date, si l'on se fie à sa limite basse, est compatible avec l'impact de 470 Ma en prenant compte des erreurs, d'où le besoin de raffiner ce genre d'études.

d) Processus Dynamiques dans le Système Solaire

Les collisions astéroïdales sont le reflet de l'activité dynamique du Système Solaire. En effet, les mouvements à grande échelle tels que les migrations des planètes perturbent les orbites, les inclinaisons et les excentricités des astéroïdes, ce qui a donc une conséquence sur le taux de collisions. En effet, ces mouvements augmentent la densité d'astéroïdes sur certains plans orbitaux, favorisant les rencontres catastrophiques. Ainsi, en se basant sur l'observation et la datation des cratères lunaires, le taux de collisions en fonction du temps peut être représenté dans un graphique, et permettre d'obtenir une idée des dates de ces processus.

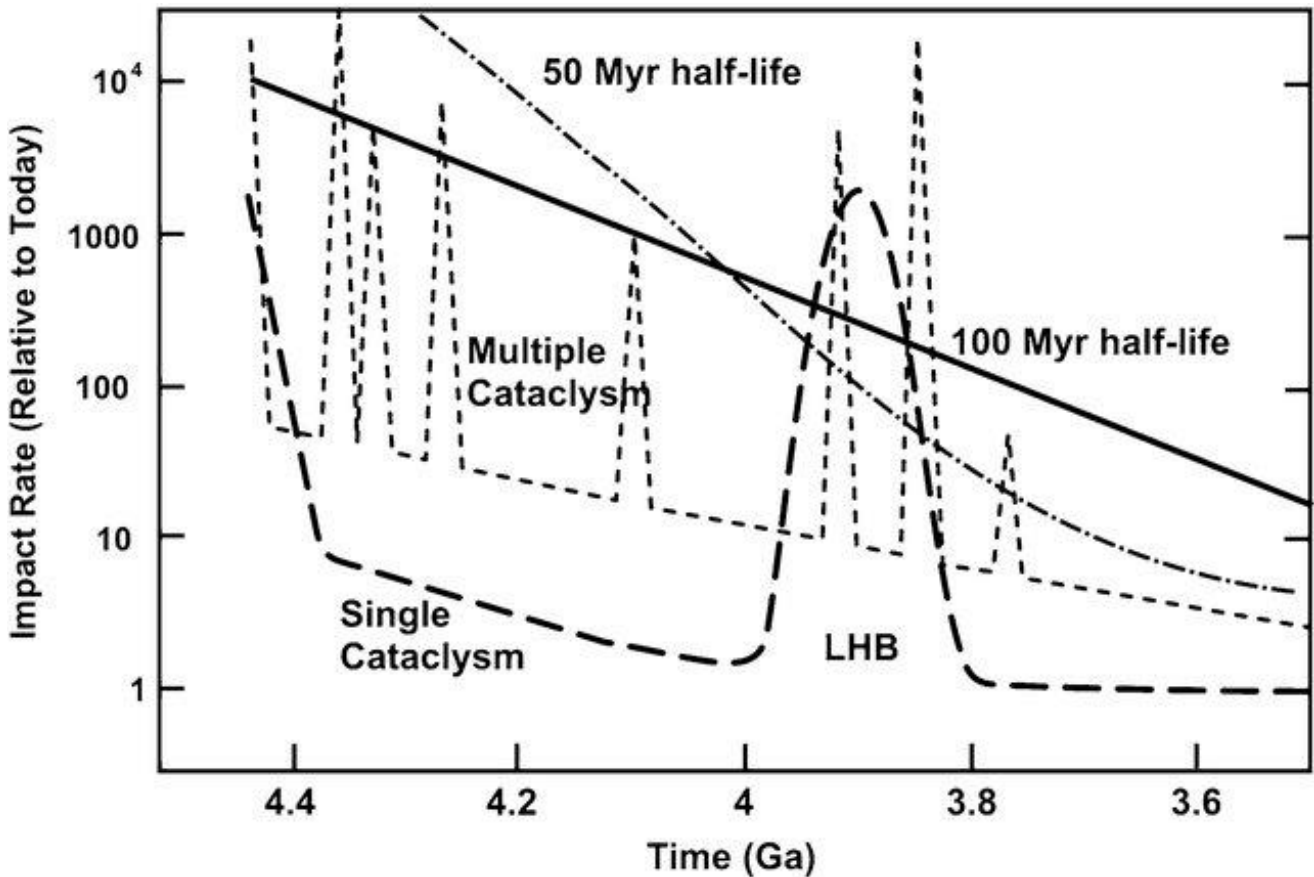


Figure 20: Graphique représentant le flux de cratère sur la Lune en fonction du temps, Vazquez et al. (2010). On y voit bien le pic à 3.9 Ga dans le modèle en larges pointillés, longtemps le modèle favorisé par la communauté scientifique.

Sur la Figure 20, on observe un pic des collisions vers 3.9 Ga. Cette anomalie, repérée sur Vesta et la Lune, a été nommée le Grand Bombardement Tardif : les collisions à l'échelle du Système Solaire se seraient atténuées progressivement depuis la formation, puis auraient repris de plus belle il y a 3.9 Ga.

Pour expliquer cette étrangeté, le modèle dit de Nice, a été développé (Gomes et al., 2005).

Ce scénario propose une migration des planètes géantes, et un passage en travers de la résonance 1:2 de Jupiter et Saturne 700 Ma après leur formation. Saturne prenait alors deux fois plus de temps pour effectuer une révolution autour du Soleil que Jupiter. En effet, on dit que deux corps sont en résonance lorsque le rapport de leurs périodes de révolution autour du Soleil est un rapport de nombre entiers. Cette entrée en résonance va perturber l'ensemble des orbites des planètes géantes, ce qui, en réaction, perturbe l'ensemble du Système Solaire et surtout, entraîne une partie des comètes et astéroïdes vers l'intérieur du Système Solaire. Ainsi, ces événements auraient donné lieu à une augmentation de la densité de corps à l'intérieur du Système Solaire, et expliqueraient donc le pic de collisions associé au Grand Bombardement

Tardif. Cependant, l'existence même du grand bombardement tardif est remise en question récemment, le pic de cratères autour de 3.9 Ma serait alors attribué à un biais d'observation du au resurfaçage de la Lune (Zellner et al., 2017).

En effet, l'instabilité des planètes géantes aurait pu être déclenchée par leurs interactions avec le gaz du disque planétaire lors de sa dissipation (Liu et al., 2022), ou par une interaction plus forte avec le disque planétésimal (de Sousa Ribeiro et al., 2020). Dans l'hypothèse du déclenchement par dissipation (Liu et al., 2022), le scénario commence lorsque le bord interne du disque s'éloigne du Soleil par photoévaporation. Les planètes se trouvant au niveau de cette bordure interne peuvent, sous certaines conditions, suivre son mouvement de migration vers l'extérieur. Jupiter, qui est déjà assez massive pour avoir déplété le gaz environnant, n'est pas affectée lorsque le bord du disque franchit son orbite. Saturne, en revanche, est affectée et migre vers l'extérieur du Système Solaire. Cela a pour effet de comprimer l'espace entre les planètes les plus externes, augmentant leurs excentricités. L'excitation dynamique de ces planètes, notamment la planète de glace la plus proche de Saturne, va mener à un croisement de leurs orbites, qui serait la source de l'instabilité. Cette première géante glacée finirait alors par se faire éjecter du Système Solaire après avoir frôlé l'orbite de Jupiter. La date exacte de cette période reste débattue, mais des modèles récents semblent pointer vers une instabilité dans les 100 premiers millions d'années de l'histoire du Système Solaire (de Sousa Ribeiro et al., 2020).

L'ensemble de ces processus peuvent donc mener à des augmentations des taux de cratérisations observés. Observer la distribution temporelle des impacts permettrait donc d'apporter de nouvelles contraintes géochronologiques sur les dates de ces phénomènes, en particulier pour l'instabilité précoce. En particulier, observer des augmentations des taux d'impacts vers 700 Ma après la formation du Système Solaire constituerait des arguments géochronologiques en faveur de l'existence du Grand Bombardement Tardif, tandis que des impacts enregistrés entre quelques et 100 Ma après la formation du Système Solaire pourraient contraindre l'âge de la période d'instabilité.

5) Objectifs de l'étude

Dans ce contexte, les objectifs de cette étude sont multiples.

Notre but général est l'étude des collisions astéroïdales à travers les minéraux de haute pression dans les météorites, afin d'en déduire les pressions, températures, âges de collisions, durées de choc et dimensions des corps mis en jeu. Le second chapitre détaillera les nombreuses méthodes d'études utilisées dans le cadre de cette thèse.

La minéralogie de haute pression de multiples échantillons de chondrites L (ainsi que quelques LL et une H choquées, pour comparaison) sera étudiée. Les durées de choc et diamètres des bolides seront calculés pour chacune d'entre elles en adaptant la méthode proposée par Beck et al. (2005), combinant les études de diffusion et de cinétique de croissance.

Lors de cette étude, nous établirons le protocole d'analyse des météorites choquées le plus propice à l'examen de multiples échantillons de composition et textures variées. Pour cela, nous comparerons l'efficacité de différentes méthodes d'évaluation des profils de diffusion, le nanoSIMS et la microscopie électronique à transmission. Ces observations et comparaisons, ainsi que les calculs de durées de choc et de diamètres d'impacteurs et de corps parents des météorites feront l'objet du troisième chapitre sur la minéralogie et la géochimie des chondrites L choquées.

Enfin, dans le quatrième chapitre, nous utiliserons la datation par l'Uranium Plomb sur les différents polymorphes de phosphates, afin de dater les chocs observés dans nos échantillons, pour pouvoir tracer un historique collisionnel du corps parent des chondrites L et de vérifier (ou non) la prévalence de la date de 470 Ma comme date de séparation du corps parent des chondrites les plus choquées. Les dispersions d'âges seront observées afin de vérifier la présence de pics d'activité collisionnelle pouvant témoigner d'évènements dynamiques comme le grand bombardement tardif ou l'instabilité du Système Solaire. Une fois l'histoire collisionnelle des chondrites L établie, le dernier objectif sera de lier des familles d'astéroïdes aux échantillons étudiés. Nous concluons ensuite avec les implications de cette étude et les possibles perspectives.

6) Chapitre 1 : A retenir

- ⇒ Les impacts entre astéroïdes peuvent causer de hautes pressions et températures
- ⇒ Dans ces conditions peut avoir lieu le métamorphisme de choc, commun dans les chondrites L. Souvent se forment des veines de choc.
- ⇒ L'olivine peut se transformer en ringwoodite et l'enstatite en akimotoite.
- ⇒ Depuis les années 2000, la ringwoodite est utilisée pour calculer des durées de choc (durée du pic de pression).
- ⇒ Cependant les résultats de ces calculs sont très variables.
- ⇒ Beaucoup de chondrites L enregistrent un âge isotopique de 470 Ma, ce qui est souvent attribué à la rupture de leur corps parent à cette date.
- ⇒ Pourtant, des chutes récentes semblent montrer des provenances très différentes.

Que peut-on apprendre sur l'origine et l'évolution dynamique des chondrites L et du Système Solaire en étudiant les polymorphes de haute pression ?

Bibliographie



- L. W. Alvarez, W. Alvarez, F. Asaro, H. V. Michel, *Science* 208, 1095 (1980)
- Beck, P., Gillet, P., El Goresy, A., & Mostefaoui, S. (2005). Timescales of shock processes in chondritic and martian meteorites. *Nature*, 435(7045), 1071-1074.
- Binns, R. A., Davis, R. J., & Reed, S. J. B. (1969). Ringwoodite, natural (Mg, Fe)₂SiO₄ spinel in the Tenham meteorite. *Nature*, 221(5184), 943-944.
- Bischoff, A., Schleiting, M., & Patzek, M. (2019). Shock stage distribution of 2280 ordinary chondrites—Can bulk chondrites with a shock stage of S6 exist as individual rocks?. *Meteoritics & Planetary Science*, 54(10), 2189-2202.
- Boesenberg, J. S., Delaney, J. S., & Hewins, R. H. (2012). A petrological and chemical reexamination of Main Group pallasite formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 89, 134-158.
- Bogard D. D. 1995. Impact ages of meteorites: A synthesis. *Meteoritics & Planetary Science* 30:244–268.
- Bottke Jr, W. F., Nolan, M. C., Greenberg, R., & Kolvoord, R. A. (1994). Velocity distributions among colliding asteroids. *Icarus*, 107(2), 255-268.
- Brash, K. (2018). Life in the Cosmos: When, Where, and How? *Journal of the Royal Astronomical Society of Canada*, 112(1).
- Cameron, Alastair GW, and William R. Ward. "The origin of the Moon." *Lunar and Planetary Science Conference*. Vol. 7. 1976.
- Cameron, A. G. W., & Canup, R. M. (1998). The giant impact and the formation of the Moon. *Origin of the Earth and Moon*, 957, 3.
- Chao, E. C., Shoemaker, E. M., & Madsen, B. M. (1960). First natural occurrence of coesite. *Science*, 132(3421), 220-222.
- Chao, E. C. (1967). Shock Effects in Certain Rock-Forming Minerals: Hypervelocity impacts by meteorites are reflected by the effects of shock and temperature on minerals. *Science*, 156(3772), 192-202.
- Chen, M., Sharp, T. G., Goresy, A. E., Wopenka, B., & Xie, X. (1996). The majorite-pyrope+magnesiowüstite assemblage: Constraints on the history of shock veins in chondrites. *Science*, 271(5255), 1570-1573.

- Chen, M., Goresy, A. E., & Gillet, P. (2004). Ringwoodite lamellae in olivine: Clues to olivine–ringwoodite phase transition mechanisms in shocked meteorites and subducting slabs. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *101*(42), 15033-15037.
- Chen, M., Shu, J., Xie, X., & Mao, H. K. (2003). Natural CaTi₂O₄-structured FeCr₂O₄ polymorph in the Suizhou meteorite and its significance in mantle mineralogy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *67*(20), 3937-3942.
- Chen, M., Li, H., Goresy, A. E., Liu, J., & Xie, X. (2006). Fracture-related intracrystalline transformation of olivine to ringwoodite in the shocked Sixiangkou meteorite. *Meteoritics & Planetary Science*, *41*(5), 731-737.
- Coes Jr, L. (1953). A new dense crystalline silica. *Science*, *118*(3057), 131-132.
- Daly, R. A. (1946). Origin of the Moon and its topography. *Proceedings of the American Philosophical Society*, *90*(2), 104-119.
- Dodd, R. T., & Jarosewich, E. (1982). The compositions of incipient shock melts in L6 chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, *59*(2), 355-363.
- Dodd, R. T., Jarosewich, E., & Hill, B. (1982). Petrogenesis of complex veins in the Chantonay (L6f) chondrite. *Earth and Planetary Science Letters*, *59*(2), 364-374.
- Ferroir, T., Beck, P., Van de Moortèle, B., Bohn, M., Reynard, B., Simionovici, A., ... & Gillet, P. (2008). Akimotoite in the Tenham meteorite: Crystal chemistry and high-pressure transformation mechanisms. *Earth and Planetary Science Letters*, *275*(1-2), 26-31.
- Fredriksson, K., & De Carli, P. (1964). Shock emplaced argon in a stony meteorite: 1. Shock experiment and petrology of sample. *Journal of Geophysical Research*, *69*(7), 1403-1406.
- Firebrace, W. (2013). The Missing Planet. *AA Files*, (66), 126-144
- Fritz, J., Greshake, A., & Fernandes, V. A. (2017). Revising the shock classification of meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, *52*(6), 1216-1232.
- Gaffey, M. J., & Fieber-Beyer, S. K. (2019, March). Is the (20) Massalia Family the source of the L-Chondrites. In *50th Lunar and Planetary Science Conference*.
- Gardés, E., & Montel, J. M. (2009). Opening and resetting temperatures in heating geochronological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *158*, 185-195.
- Ghosh, A., & McSween Jr, H. Y. (1998). A thermal model for the differentiation of asteroid 4 Vesta, based on radiogenic heating. *Icarus*, *134*(2), 187-206.
- Gillet, P., Chen, M., Dubrovinsky, L., & Goresy, A. E. (2000). Natural NaAlSi₃O₈-hollandite in the shocked Sixiangkou meteorite. *Science*, *287*(5458), 1633-1636.
- Gomes, R., Levison, H. F., Tsiganis, K., & Morbidelli, A. (2005). Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets. *Nature*, *435*(7041), 466-469.

- Guignard, J., & Toplis, M. J. (2015). Textural properties of iron-rich phases in H ordinary chondrites and quantitative links to the degree of thermal metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 149, 46-63.
- Harris, A. W. (1996, March). The rotation rates of very small asteroids: Evidence for 'rubble pile' structure. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 27).
- Hartmann, William K., and Donald R. Davis. "Satellite-sized planetesimals and lunar origin." *Icarus* 24.4 (1975): 504-515.
- Haymann D. 1967. On the origin of hypersthene chondrites : Ages and shock effects of black chondrites. *Icarus* 6:189–221.
- Hewins, R. H. (1997). Chondrules. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25(1), 61-83.
- Hogrefe, A., Rubie, D. C., Sharp, T. G., & Seifert, F. (1994). Metastability of enstatite in deep subducting lithosphere. *Nature*, 372(6504), 351-353.
- Hopp J., and Jessberger E. K. 2007. Chondrite asteroid breakup tied to Ordovician meteorite shower by multiple isochron ^{40}Ar - ^{39}Ar dating. *Meteoritics & Planetary Science* 42:113–130.
- Jenniskens, P., Utas, J., Yin, Q. Z., Matson, R. D., Fries, M., Howell, J. A., ... & Creston Meteorite Consortium). (2019). The Creston, California, meteorite fall and the origin of L chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 54(4), 699-720
- Johansen, A., & Lambrechts, M. (2017). Forming planets via pebble accretion. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45, 359-387.
- Kerschhofer, L., Sharp, T. G., & Rubie, D. C. (1996). Intracrystalline transformation of olivine to wadsleyite and ringwoodite under subduction zone conditions. *Science*, 274(5284), 79-81
- Kerschhofer, L., Dupas, C., Liu, M., Sharp, T. G., Durham, W. B., & Rubie, D. C. (1998). Polymorphic transformations between olivine, wadsleyite and ringwoodite: mechanisms of intracrystalline nucleation and the role of elastic strain. *Mineralogical Magazine*, 62(5), 617-638.
- Kerschhofer, L., Rubie, D. C., Sharp, T. G., McConnell, J. D. C., & Dupas-Bruzek, C. (2000). Kinetics of intracrystalline olivine–ringwoodite transformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 121(1-2), 59-76.
- Kinsland, G. L., Egedahl, K., Strong, M. A., & Ivy, R. (2021). Chicxulub impact tsunami megarripples in the subsurface of Louisiana: Imaged in petroleum industry seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 570, 117063.
- Korochantseva, E. V., Trieloff, M., Lorenz, C. A., Buykin, A. I., Ivanova, M. A., Schwarz, W. H., ... & Jessberger, E. K. (2007). L-chondrite asteroid breakup tied to Ordovician meteorite

- shower by multiple isochron ^{40}Ar - ^{39}Ar dating. *Meteoritics & Planetary Science*, 42(1), 113-130.
- Li, S., & Hsu, W. (2018). Dating phosphates of the strongly shocked Suizhou chondrite. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 103(11), 1789-1799.
- Li, S., & Hsu, W. (2018). The nature of the L chondrite parent body's disruption as deduced from high-pressure phases in the Sixiangkou L6 chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*, 53(10), 2107-2122.
- Liu, B., Raymond, S. N., & Jacobson, S. A. (2022). Early Solar System instability triggered by dispersal of the gaseous disk. *Nature*, 604(7907), 643-646.
- Liu, L. G. (1974). Silicate perovskite from phase transformations of pyrope-garnet at high pressure and temperature. *Geophysical Research Letters*, 1(6), 277-280.
- Ma, C., Tschauner, O., Beckett, J. R., Liu, Y., Rossman, G. R., Sinogeikin, S. V., ... & Taylor, L. A. (2016). Ahrensite, $\gamma\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$, a new shock-metamorphic mineral from the Tissint meteorite: Implications for the Tissint shock event on Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 184, 240-256.
- Ma, C., Tschauner, O., Beckett, J. R., & Prakapenka, V. (2021, March). Discovery of Feiite ($\text{Fe}^{2+}_2(\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+})\text{O}_5$) and Liuite (GdFeO_3 -Type FeTiO_3), two new shock-induced, high-pressure minerals in the Martian meteorite Shergotty. In *52nd lunar and planetary science conference* (No. 2548, p. 1681).
- Ma, C., Beckett, J. R., & Prakapenka, V. (2021, March). Discovery of new high-pressure mineral Tschaunerite, $(\text{Fe}^{2+})(\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+})\text{O}_4$, a shock-induced, post-spinel phase in the Martian meteorite Shergotty. In *52nd lunar and planetary science conference* (No. 2548, p. 1720).
- McCrea, W. H. (1960). The origin of the solar system. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 256(1285), 245-266.
- McQueen R. G. (1964) Laboratory techniques for very high pressures and the behavior of metals under dynamic loading. In *Metallurgy at High Pressures and High Temperatures* (K. S.Gschneider et al., eds.), pp. 44–132. Gordon and Breach, New York.
- Meier, M. M., Welten, K. C., Riebe, M. E., Caffee, M. W., Gritsevich, M., Maden, C., & Busemann, H. (2017). Park Forest (L5) and the asteroidal source of shocked L chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 52(8), 1561-1576.
- Melosh, H. J. (1989). Impact cratering: A geologic process. *New York: Oxford University Press; Oxford: Clarendon Press*.
- Miyahara, M., El Goresy, A., Ohtani, E., Kimura, M., Ozawa, S., Nagase, T., & Nishijima, M. (2009). Fractional crystallization of olivine melt inclusion in shock-induced chondritic melt vein. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 177(3-4), 116-121.

- Mori H. (1994) Shock-induced phase transformations on the Earth and planetary materials. *J. Mineral. Soc. Japan*, 23, 171–178
- Nesvorný, D., Vokrouhlický, D., Morbidelli, A., & Bottke, W. F. (2009). Asteroidal source of L chondrite meteorites. *Icarus*, 200(2), 698-701.
- Ohtani, E., Kimura, Y., Kimura, M., Takata, T., Kondo, T., & Kubo, T. (2004). Formation of high-pressure minerals in shocked L6 chondrite Yamato 791384: constraints on shock conditions and parent body size. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(3-4), 505-515.
- Pearson, D. G., Brenker, F. E., Nestola, F., McNeill, J., Nasdala, L., Hutchison, M. T., ... & Vincze, L. (2014). Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond. *Nature*, 507(7491), 221-224.
- Pittarello, L., Daly, L., Pickersgil L, A. E., Ferrière, L., & Lee, M. R. (2020). Shock metamorphism in plagioclase and selective amorphization. *Meteoritics & Planetary Science*, 55(5), 1103-1115.
- Poirier, J. P. (1981). Martensitic olivine-spinel transformation and plasticity of the mantle transition zone. *Anelasticity in the Earth*, 4, 113-117.
- Putnis, A., & Price, G. D. (1979). High-pressure (Mg, Fe) 2SiO_4 phases in the Tenham chondritic meteorite. *Nature*, 280(5719), 217-218.
- Rivkin, A. S., & Bottke, W. F. (1996, March). Hypovelocity impacts in the asteroid belt. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 27).
- Richards, M. A., Alvarez, W., Self, S., Karlstrom, L., Renne, P. R., Manga, M., ... & Gibson, S. A. (2015). Triggering of the largest Deccan eruptions by the Chicxulub impact. *GSA Bulletin*, 127(11-12), 1507-1520.
- Ringwood, A. E., & Major, A. (1966). Synthesis of Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 spinel solid solutions. *Earth and Planetary Science Letters*, 1(4), 241-245.
- Roberts, R. V. (2017). *Is the Gefion Dynamical Asteroid Family the Source of the L Chondrites?* The University of North Dakota.
- Schmitz B., Tassinari M., and Peucker-Ehrenbrink B. 2001. A rain of ordinary chondritic meteorites in the early Ordovician. *Earth and Planetary Science Letters* 194:1–15.
- Schmitz, B., Harper, D. A., Peucker-Ehrenbrink, B., Stouge, S., Alwmark, C., Cronholm, A., ... & Xiaofeng, W. (2008). Asteroid breakup linked to the Great Ordovician biodiversification event. *Nature Geoscience*, 1(1), 49-53.
- Schmitz, B., Farley, K. A., Goderis, S., Heck, P. R., Bergström, S. M., Boschi, S., ... & Terfelt, F. (2019). An extraterrestrial trigger for the mid-Ordovician ice age: Dust from the breakup of the L-chondrite parent body. *Science Advances*, 5(9), eaax4184.

- Sharp, T. G., Lingemann, C. M., Dupas, C., & Stoffler, D. (1997). Natural occurrence of MgSiO₃-ilmenite and evidence for MgSiO₃-perovskite in a shocked L chondrite. *Science*, 277(5324), 352-355.
- Sharp T. G. and De Carli P. S. 2006. Shock effects in meteorites. In Meteorites and the early solar system II, edited by Lauretta D. S. and McSween H. Y., Jr. Tucson, Arizona: The University of Arizona Press. pp. 653–677.
- Smit, J. (1990). Meteorite impact, extinctions and the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geologie en Mijnbouw*, 69(2), 187-204.
- Smith, J. V., & Mason, B. (1970). Pyroxene-garnet transformation in Coorara meteorite. *Science*, 168(3933), 832-833.
- Spoto, F., Milani, A., & Knežević, Z. (2015). Asteroid family ages. *Icarus*, 257, 275-289.
- Stöffler, D., & Keil, K. (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(12), 3845-3867.
- Stöffler, D., Hamann, C., & Metzler, K. (2018). Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. *Meteoritics & Planetary Science*, 53(1), 5-49.
- Strom, C. A., Fieber-Beyer, S. K., Gaffey, M. J., and Germann, J. T. 2021. A Spectral Analysis of the Massalia Asteroid Family to Evaluate the L-Chondrite Source Hypothesis (Abstract #2548). 52nd Lunar and Planetary Science Conference. p. 1597
- Tomioka, N., & Fujino, K. (1997). Natural (Mg,Fe)SiO₃-ilmenite and-perovskite in the Tenham meteorite. *Science*, 277(5329), 1084-1086.
- Tomioka, N. (2007). A model for the shear mechanism in the enstatite-akimotoite phase transition. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 102(4), 226-232.
- Tomioka, N., & Miyahara, M. (2017). High-pressure minerals in shocked meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, 52(9), 2017-2039.
- Tomioka, N., Bindi, L., Okuchi, T., Miyahara, M., Iitaka, T., Li, Z., ... & Kodama, Y. (2021). Poirierite, a dense metastable polymorph of magnesium iron silicate in shocked meteorites. *Communications Earth & Environment*, 2(1), 1-8.
- Tschauner, O., Ma, C., Beckett, J. R., Prescher, C., Prakapenka, V. B., & Rossman, G. R. (2014). Discovery of bridgmanite, the most abundant mineral in Earth, in a shocked meteorite. *Science*, 346(6213), 1100-1102.
- Van de Moortèle, B., Reynard, B., Rochette, P., Jackson, M., Beck, P., Gillet, P., ... & McCammon, C. A. (2007). Shock-induced metallic iron nanoparticles in olivine-rich Martian meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(1-2), 37-49.

- Van Schmus, W. R., & Wood, J. A. (1967). A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(5), 747-765.
- Vernazza, P., Binzel, R. P., Thomas, C. A., DeMeo, F. E., Bus, S. J., Rivkin, A. S., & Tokunaga, A. T. (2008). Compositional differences between meteorites and near-Earth asteroids. *Nature*, 454(7206), 858-860.
- Vernazza, P., Zanda, B., Binzel, R. P., Hiroi, T., DeMeo, F. E., Birlan, M., ... & Lockhart, M. (2014). Multiple and fast: The accretion of ordinary chondrite parent bodies. *The Astrophysical Journal*, 791(2), 120.
- Walsh, K., Morbidelli, A., Raymond, S. *et al.* A low mass for Mars from Jupiter's early gas-driven migration. *Nature* 475, 206–209 (2011).
- Walton, C. R., Shorttle, O., Hu, S., Rae, A. S., Jianglong, J., Černok, A., ... & Anand, M. (2022). Ancient and recent collisions revealed by phosphate minerals in the Chelyabinsk meteorite. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 1-9.
- Wickramasinghe, N. C., Wickramasinghe, J., & Napier, W. (2009). *Comets and the Origin of Life*. World Scientific.
- Wu, Y., & Hsu, W. (2017, July). Petrology, mineralogy and in situ U-Pb dating of Northwest Africa 11042. In *80th Annual Meeting of the Meteoritical Society* (Vol. 80, p. 6190).
- Xie, X., Minitti, M. E., Chen, M., Mao, H. K., Wang, D., Shu, J., & Fei, Y. (2002). Natural high-pressure polymorph of merrillite in the shock veins of the Suizhou meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(13), 2439-2444.
- Xie, Z., Sharp, T. G., & DeCarli, P. S. (2006). High-pressure phases in a shock-induced melt vein of the Tenham L6 chondrite: Constraints on shock pressure and duration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(2), 504-515.
- Xie, X., & Chen, M. (2015). *Suizhou meteorite: mineralogy and shock metamorphism*. Springer.
- Yin, Q. Z., Zhou, Q., Li, Q. L., Li, X. H., Liu, Y., Tang, G. Q., ... & Jenniskens, P. (2014). Records of the Moon-forming impact and the 470 Ma disruption of the L chondrite parent body in the asteroid belt from U-Pb apatite ages of Novato (L6). *Meteoritics & Planetary Science*, 49(8), 1426-1439.
- Zellner, N. E. (2017). Cataclysm no more: new views on the timing and delivery of lunar impactors. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*, 47(3), 261-280.

II. Matériel et Méthodes



1) Choix des Échantillons

Afin d'obtenir une vue des météorites choquées la plus exhaustive possible, il a été choisi dans cette thèse d'observer un maximum d'échantillons. Notre but était d'explorer le plus de conditions thermodynamiques possible en choisissant des météorites présentant différents assemblages minéralogiques. Cependant, il était impossible d'analyser toutes les météorites avec le même niveau de détail. Dans un premier temps, l'ensemble de la collection de lames minces du Muséum National d'Histoire Naturelle a été étudiée au microscope afin de repérer les éventuelles veines de choc, puis de nombreux échantillons ont été empruntés dans différentes collections à travers le monde. Ensuite, nous avons choisi de sélectionner pour des analyses plus poussées des météorites contenant de la ringwoodite, stable entre 15 et 24 GPa, des météorites contenant son polymorphe intermédiaire, la wadsleyite, stable entre 12 et 16 GPa, et des météorites présentant les deux phases dans leurs veines de choc (Tomioka and Miyahara 2017). Les échantillons de type L6, qui sont statistiquement les plus choqués, ont été privilégiés. Nous avons également choisi d'utiliser plutôt des lames minces, permettant l'observation de certains minéraux choqués en lumière naturelle grâce à leur couleur particulière. De nombreuses météorites du Muséum National d'Histoire Naturelle ont été observées, mais bon nombre d'échantillons des collections sont métallisés, ce qui empêchait les repérages rapides des veines de choc au microscope optique (II.4). Au final ont donc été choisies 15 lames minces de météorites sur lesquelles le protocole d'analyse a été réalisé dans sa totalité (voir paragraphe suivant). La Table 1 en annexe du chapitre recense cependant l'ensemble des météorites observées et la présence (ou l'absence) de veines de choc.

2) Protocole Analytique

De par leur nature, l'étude des polymorphes de haute pression nécessite l'utilisation de plusieurs techniques afin de recueillir un maximum d'informations. En effet, le repérage puis la compréhension de la formation et de l'évolution de ces polymorphes requièrent des analyses structurales, texturales et chimiques détaillées. Nous allons donc dans un premier temps

détailler le protocole d'analyse, puis les parties suivantes seront focalisées sur l'explication technique des méthodes d'analyses.

Le repérage initial des veines de choc a été fait à l'aide de la microscopie optique. Cette technique permet de rapidement localiser les polymorphes présentant des teintes particulières en lumière naturelle, comme la ringwoodite (bleue) ou la wadsleyite (verte). Elle permet également de donner une première idée des textures pétrographiques des minéraux.

Pour voir celles-ci en détail, nous avons utilisé la microscopie électronique à balayage (MEB), présentant une meilleure résolution spatiale que la microscopie optique. Grâce à sa résolution micrométrique, il est possible d'observer des ringwoodites sous la forme de lamelles, par exemple. De plus, le MEB permet d'avoir une idée de la chimie des minéraux en observant leur contraste de phase. La spectrométrie X à dispersion en énergie (EDS) est également possible avec ces instruments, et a parfois été utilisée pour cartographier les échantillons et repérer certains éléments, notamment le phosphore (permettant de trouver des phosphates nécessaires à la datation par l'uranium-plomb).

Cependant, l'identification formelle des minéraux de haute pression ne peut se faire que par leur structure cristalline. Ainsi, seules des techniques discriminant la structure, comme la diffraction de rayons X (ou des électrons) ou la spectroscopie Raman peuvent être utilisées. Nous avons fait le choix d'utiliser la seconde, qui peut être pratiquée directement sur lame mince, sans devoir prélever et réduire en poudre les cristaux.

Afin de définir le mode de formation de certains minéraux, notamment des lamelles de ringwoodite, il est a été nécessaire de les observer à une échelle très fine, de l'ordre du nanomètre à la centaine de nanomètres. Nous avons utilisé pour cela le microscope électronique en transmission (MET), permettant d'obtenir des images à très fort grandissement, et résolution subnanométrique. Par ailleurs, ce type d'équipement fonctionnant également en mode diffraction des électrons, il est donc possible de connaître la structure cristallographique de ces minéraux à cette très petite échelle. De plus, un détecteur EDS étant installé dans la colonne du MET, il est possible de l'utiliser pour effectuer des analyses locales à l'échelle du nanomètre ou des cartographies chimiques sur les lames spécialement préparées pour cette technique, c'est-à-dire suffisamment fines (100 nm d'épaisseur) pour que les électrons incidents puissent traverser l'échantillon.

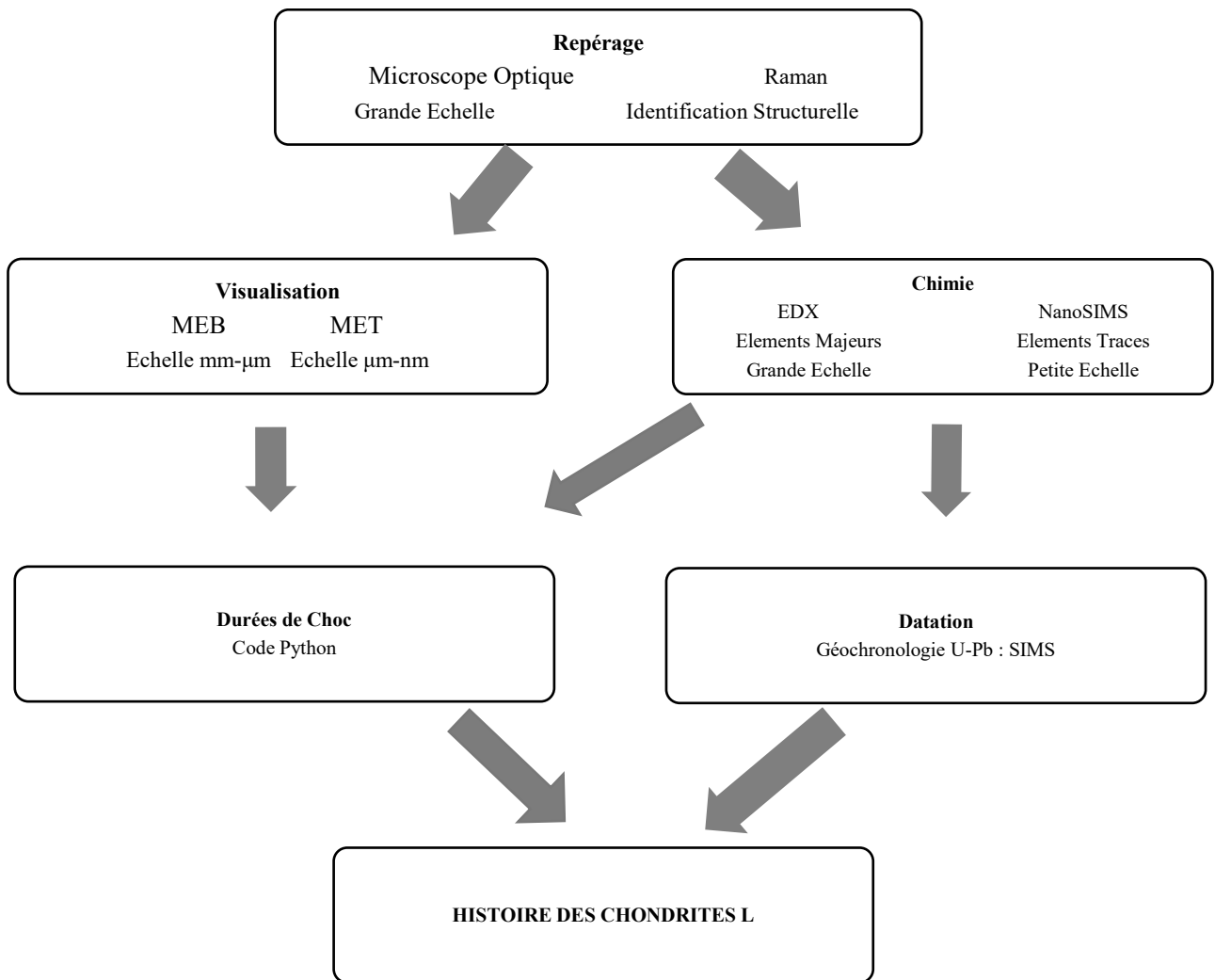


Figure 1: Graphique représentant le protocole analytique utilisé lors de l'étude d'un échantillon.

Cependant, pour l'étude des processus chimiques pour de nombreuses zones de plusieurs échantillons, il ne s'agit pas de la méthode la plus pratique puisqu'elle nécessite d'usiner des lames très minces. Pour cela nous avons alors utilisé la nanoSIMS (Spectroscopie de Masse à Ions Secondaires à l'échelle nanométrique), qui permet d'obtenir des cartographies chimiques à l'échelle de quelques dizaines de nanomètres sans devoir effectuer de prélèvements de la lame mince. Les profils chimiques obtenus par ces deux méthodes ont été comparés pour valider l'utilisation de la nanoSIMS.

La dernière technique utilisée était la SIMS (Spectroscopie de Masse à Ions Secondaires), qui permet une analyse isotopique à plus grande échelle que la nanoSIMS, ce qui est bénéfique dans le cas de la datation U-Pb, où ablater plus de matériel est nécessaire afin d'analyser les plus grandes quantités possibles d'uranium et de plomb, qui sont en faibles quantités dans les minéraux. Enfin, nous avons utilisé le logiciel Python afin de rassembler les données et d'estimer les durées de choc en fonction des distances de diffusion et des diamètres de polymorphes (voir partie mathématique).

3) Outils et Formalisme Physico-Chimique

Comme nous l'avons évoqué en introduction, les contrastes chimiques et la taille des minéraux ont été utilisés historiquement afin de déterminer des durées de choc. Il est donc nécessaire d'avoir des bases de physique de diffusion et de physique de croissance des minéraux afin de mettre en équation ces processus.

a) Diffusion Élémentaire

Pour ce qui est de la partie diffusion, nous avons utilisé les équations simplifiées de diffusion pour donner une estimation des durées associées.

On dérive la loi de Fick dans le cadre d'une diffusion en une dimension :

$$x(t) = \sqrt{t \cdot D_0 \cdot e^{\frac{-Ea}{TR}}} \quad (2.1)$$

Avec $x(t)$ la distance de diffusion en fonction du temps, t le temps, D_0 le coefficient de diffusion propre à l'élément et au minéral considéré, E_a l'énergie d'activation de la diffusion pour cet élément, T la température et R la constante des gaz parfaits.

De cette équation, on obtient :

$$t = \frac{x^2}{D_0 e^{-\frac{E_a}{RT}}} \quad (2.2)$$

Qui représente l'estimation de la durée de diffusion, et la base de notre code pour la partie géochimique. Il faut cependant noter que cette équation implique une température homogène lors de la transformation. Elle implique aussi une pression homogène. Cependant, des tests ont été menés et nous avons pu montrer que l'influence de la pression sur les coefficients de diffusion est minime.

b) Croissance Polymorphique

Pour ce qui est des constantes de croissances de la ringwoodite, nous nous sommes basés sur les travaux de Kerschhofer et al. 1996, 1998 et 2000 et l'équation de croissance de Turnbull (1956), valide pour le cas d'une croissance contrôlée par une interface.

$$\gamma = \frac{\Delta x}{\Delta t} = k_0 T \cdot e^{-\frac{\Delta G_a}{RT}} \cdot \left(1 - e^{-\frac{\Delta G_r}{RT}}\right) \quad (2.3)$$

γ correspond à la vitesse de croissance, t au temps, x à la taille du minéral, k_0 est une constante, ΔG_a est l'énergie d'activation de la transition polymorphique, et ΔG_r l'énergie libre de Gibbs.

Grâce à ces deux informations, il est possible d'estimer t , la durée du pic de pression nécessaire pour obtenir à la fois les diffusions et les dimensions de minéraux observées (Figure 1.18). Pour ces deux premières parties, les équations utilisées impliquent des conditions isobares et isothermes. De plus, on suppose un pic de pression simple, sans prendre en compte d'éventuelles réverbérations de l'onde de choc. Ces formules ne permettent donc de donner qu'un ordre de grandeur des valeurs estimées.

c) Dimensions des Bolides

Une fois cette durée de choc estimée, nous pouvons nous baser sur une relation empirique de Melosh (1989) impliquant que la durée de la propagation de l'onde de choc est égale à la durée que le corps impacteur prend pour parcourir une distance égale à son diamètre. On peut donc lier la vitesse du corps impacteur, v , son diamètre D_i et la durée de choc calculée à l'étape précédente.

$$D_i = t \cdot v \quad (2.4)$$

Cette équation est impériale, et repose sur de fortes suppositions. Tout d'abord, il est supposé que l'angle d'impact est droit, ce qui dans la nature est rarement le cas. De plus, on assume ici une géométrie très simpliste qui ne prend pas en compte la fragmentation des deux corps lors de l'impact, et suppose une propagation homogène de l'onde de choc. Cependant, très peu de modèles sont disponibles pour le calcul des durées de propagation d'onde de choc, à la fois de par la complexité des systèmes et de par le manque de travaux sur les collisions n'affectant pas la Terre. Nous partons ensuite du principe que si les météorites ont survécu au choc, alors il est nécessaire que le corps impacté ne se soit pas vaporisé lors de l'impact. Cela implique que l'énergie gravitationnelle de liaison des particules du corps parent (U) n'a pas été dépassée par l'énergie cinétique (E) de l'impacteur. Nous pouvons donc noter :

$$U = \frac{3GM_{pb}^2}{5R_{pb}} > E = \frac{1}{2}mv^2 \quad (2.5)$$

G étant dans cette formule la constante gravitationnelle, M la masse du corps parent et R son rayon, et m la masse de l'impacteur.

On peut alors écrire :

$$\frac{3G\rho_{pb}^2 \cdot \left(\frac{4\pi}{3}R_{pb}^3\right)^2}{5R_{pb}} > \frac{1}{2} \cdot \rho_i \cdot \left(\frac{4\pi}{3}R_i^3\right) \cdot v^2 \quad (2.6)$$

Ou on remplace les masses par les masses volumique ρ multipliées par les volumes écrits $V = \frac{4\pi}{3}R^3$. En supposant que les deux astres soient de densités similaires, on peut avoir :

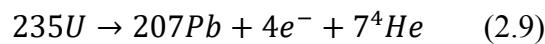
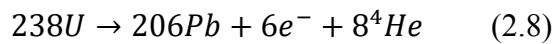
$$R_{pb} > \sqrt[5]{\frac{\frac{5}{2} \cdot (t)^3 \cdot v^5}{3 \cdot \left(\frac{4\pi}{3}\right) \cdot G \rho_{pb}}} \quad (2.7)$$

Nous avons codé ces équations via le logiciel Octave et avons ainsi calculé les durées de choc et les diamètres des bolides pour différents éléments et météorites.

d) Géochronologie U-Pb

La méthode que nous avons sélectionnée pour dater les polymorphes est la géochronologie U-Pb. Comme nous l'avons évoqué en introduction, l'application de fortes températures sur les polymorphes active la mobilité de certains éléments, dont des éléments radioactifs, qui se désintègrent régulièrement au cours de leur existence. Ainsi, un impact peut réinitialiser les concentrations en ces éléments. Connaissant les constantes de désintégration des systèmes isotopiques, il est donc possible de calculer combien de temps s'est écoulé depuis l'évènement ayant perturbé le système. Pour cela, nous avons appliqué le raisonnement suivant :

Les isotopes d'Uranium, 238 et 235, se désintègrent respectivement en ^{206}Pb et ^{207}Pb , selon les équations suivantes :



On distingue le plomb originel de la roche, celui qui était présent avant la désintégration de l'uranium, et le plomb radiogénique, produit par les désintégrations. La somme de ces deux termes forme le total de plomb contenu dans l'échantillon. On peut écrire :

$$Pb_{total} = Pb_r + Pb_0 \quad (2.10)$$

Avec P_r le plomb radiogénique et P_0 le plomb initial.

Soit encore :

$$Pb_r = Pb_{total} - Pb_0 \quad (2.11)$$

Le plomb radiogénique étant issu des désintégrations de l'uranium, on peut l'exprimer par la soustraction de la quantité d'uranium originelle U_0 et de la quantité d'uranium actuelle U :

$$Pb_r = U_0 - U \quad (2.12)$$

On peut également écrire l'équation de désintégration pour l'uranium:

$$U = U_0 e^{-\lambda t} \quad (2.13)$$

Où λ représente le coefficient de désintégration radioactive, dépendant de l'isotope de l'uranium se désintégrant.

En réorganisant cette équation, on a :

$$U_0 = U e^{\lambda t} \quad (2.14)$$

En fusionnant avec l'équation (2.12),

$$Pb_r = U_0 - U \quad (2.15)$$

Alors on peut écrire que :

$$Pb_r = U(e^{\lambda t} - 1) \quad (2.16)$$

On peut ensuite réécrire l'équation 2.10 en :

$$206Pb = 206Pb_0 + 238U(e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (2.17)$$

$$207Pb = 207Pb_0 + 235U(e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (2.18)$$

En normalisant le tout par $204Pb$, l'isotope primordial du Plomb, on obtient :

$$\frac{206Pb}{204Pb} = \frac{206Pb_0}{204Pb_0} + \frac{238U}{204Pb} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (2.19)$$

$$\frac{207Pb}{204Pb} = \frac{207Pb_0}{204Pb_0} + \frac{235U}{204Pb} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (2.20)$$

Comme le plomb 206 et 207 sont radiogéniques, c'est à dire qu'ils sont en concentration nulles à t_0 , on peut simplifier les équations en :

$$\frac{206Pb}{204Pb} = \frac{238U}{204Pb} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (2.21)$$

$$\frac{207Pb}{204Pb} = \frac{235U}{204Pb} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (2.22)$$

On peut ensuite écrire :

$$\frac{206Pb}{238U} = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (2.23)$$

$$\frac{207Pb}{235U} = (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (2.24)$$

Connaissant les constantes de désintégration, on peut alors tracer une courbe dite courbe concordia, qui présente les valeurs concordantes entre les deux chronomètres $\frac{238U}{206Pb}$ et $\frac{235U}{207Pb}$ pour différents âges théoriques. Or, si le système a subi des événements perturbant les concentrations élémentaires (faisant donc dévier les rapports des valeurs théoriques), ce qui est le cas d'une grande partie des roches naturelles, alors les mesures vont être représentées dans le diagramme par des points dit discordants. Les rapports obtenus dans les roches étudiées tracent une droite qui va croiser la courbe concordia en maximum deux points : il s'agit de la discordia. L'intercept le plus haut correspond à l'âge de perturbation initiale du système, un premier événement marquant une perturbation et une redistribution au moins partielle du réservoir de plomb, qui peut correspondre à l'âge de cristallisation, de métamorphisme, ou un âge d'impact. L'intercept le plus bas, lui, correspond à la réouverture la plus récente du système du plomb, c'est-à-dire l'application de température assez élevées pour permettre une nouvelle redistribution partielle du plomb (voir chap I.1.d) et/ou une recristallisation des phosphates dans les veines de choc. Après de tels événements perturbateurs, le chronomètre reprend sa course et du plomb radiogénique est de nouveau accumulé dans le minéral, à partir d'un réservoir modifié. Ainsi, les roches les plus anciennes vont se trouver du côté droit du diagramme, avec les ratios Pb/U les plus élevés car l'uranium aura eu le temps de se désintégrer en plomb dans les deux systèmes, tandis que les roches ayant subi des événements récents vont dater vers le côté gauche du diagramme car elles vont avoir perdu une certaine quantité de leur plomb. Sur Terre, cette perturbation est généralement due au métamorphisme, mais dans les météorites, les impacts peuvent générer des températures suffisantes pour rouvrir le système. L'âge d'intercept bas est donc interprété comme celui du dernier impact majeur subi par la roche. Cela implique que les éventuels événements intermédiaires sont réinitialisés, puisque l'accumulation de plomb suite à un hypothétique événement intermédiaire sera dissipée par l'application de

chaleur la plus récente. La méthode Uranium-Plomb ne permet donc pas de déchiffrer l'ensemble des évènements affectant un échantillon, mais seulement les évènements temporels extrêmes, et donc en particulier la séparation d'une météorite de son corps parent.

e) Coefficients Utilisés

Le choix des coefficients à utiliser pour les calculs était capital dans le cadre de cette étude. Pour ce qui est des paramètres de formation de l'olivine, il n'existe que très peu de sources dans la littérature, nous avons donc utilisé les données expérimentales de Kerschhofer et al., 2000, qui semblent les plus adaptées au vu des morphologies des lamelles de ringwoodite observées dans nos échantillons (voir chap III). Pareillement, pour les paramètres thermodynamiques, il n'y a que très peu de références sur le sujet dans la littérature, nous nous sommes donc tournés vers les chiffres donnés par Akaogi et al. (1989). Trouver les bons coefficients pour la diffusion s'est avéré compliqué, car nous recherchions des valeurs applicables dans des conditions particulières qui ne sont pas très pertinentes pour l'étude des diffusions sur Terre (qui représentent la grande majorité des études). En effet, il était nécessaire d'avoir des coefficients applicables en conditions d'impact, soit à haute pression et haute température (2000 K-18 GPa minimum), et ces conditions ne sont pas utilisées en chimie expérimentale pour les déterminations de coefficients de diffusion.

Nous avons choisi d'utiliser les valeurs de diffusion dans l'olivine (naturelle issue de St John's) de Jurewicz and Watson (1988), qui sont celles utilisées dans l'une des rares études de diffusion entre polymorphes par Beck et al. (2005). Ce choix pourrait être questionné, car de nombreuses études ont été faites depuis 1988, et notamment pour le Ca. Cependant, plusieurs raisons nous ont poussé à choisir les données de Jurewicz et Watson. Tout d'abord, cette étude présente à la fois des calculs pour le manganèse et le calcium dans les mêmes conditions. De plus, utiliser ces données nous permettait de comparer nos résultats avec ceux de 2005. Mais surtout, les données de Jurewicz et Watson sont supérieures de plusieurs ordres de grandeur par rapport à celles obtenues dans quelques études plus récentes (Coogan et al., 2005 ; Bloch et al., 2019...). La raison invoquée notamment par Coogan et al. est que les expériences de Jurewicz et Watson contiennent du liquide fondu autour du produit d'expérimentation. Dans notre cas en particulier, il s'agissait d'un point positif, car ce milieu ambiant de liquide fondu est similaire à ce qui pourrait être trouvé dans une veine de choc. Enfin, pour les coefficients de diffusion dans le pyroxène, nous avons utilisé les travaux de Dimanov and Wiedenbeck (2006), qui ont les compositions de départ les plus similaires à nos échantillons.

Chapitre 2 : Méthodes

Coefficient	Valeur	Source
Ea (Mn) – oliv.	218 kJ	Jurewicz et al 1988, Beck et al 2005
D0 (Mn) - oliv	$10^{-7.167} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	Jurewicz et al 1988, Beck et al 2005
Ea (Ca) - oliv	176 kJ	Jurewicz et al 1988, Beck et al 2005
D0 (Ca) -oliv	$10^{-9.155} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	Jurewicz et al 1988, Beck et al 2005
Ea (Fe) -Px	297 kJ	Dimanov and Wiedenbeck 2006
D0 (Fe) - Px	$1.62 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	Dimanov and Wiedenbeck 2006
Ea (Ca) - Px	361 kJ	Brady and McCallister 1983
D0 (Ca) - Px	$3.9 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	Brady and McCallister 1983
ΔG_a	266 kJ/mol	Kerschhofer et al., 2000
k0	$5.63 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}.\text{K}^{-1}$	Kerschhofer et al., 2000
ΔH°	30200 J/mol	Akaogi et al., 1989
$-\Delta S^\circ$	-14.75kJ/molK	Akaogi et al., 1989
V	4.165 cm ³ /mol	Navrotsky et al 1995, Xie et al 2006
v	5km/s	Bottke et al 1994

Table 1: Ensemble des coefficients utilisés pour les calculs et sources

4) Premiers Repérages par Microscopie Optique

La microscopie optique est la technique la plus simple et ancienne qui a été utilisée dans cette étude. Elle consiste, grâce à un ensemble de lentilles, de miroirs et de filtres, à obtenir une image magnifiée d'un échantillon. La microscopie optique permet d'obtenir sans préparation particulière trois types d'informations sur les lames minces (tranches de 30 μm d'épaisseur sur ~ 1 mm de verre) grâce à ses différentes configurations (Figure 2):

- La microscopie en transmission (avec source de lumière en dessous de l'échantillon) permet d'observer la couleur naturelle d'un minéral et de bien visualiser les fractures, reliefs, clivages, recristallisations, ainsi que les éventuels effets de polychroïsmes (changement de couleur selon l'angle d'observation).

- La microscopie en lumière réfléchie (source lumineuse venant du dessus de l'échantillon) permet une meilleure imagerie des veines de chocs, délimitées par les gouttelettes de métaux et sulfures solidifiées et opaques en microscopie à transmission, ainsi que de certaines textures de minéraux de haute pression.

- Enfin, la microscopie en transmission en lumière analysée, c'est-à-dire avec l'ajout d'un filtre polarisant, permet une identification grossière des minéraux grâce à leur teinte de biréfringence, et d'observer des perturbations dans leur extinction. La teinte de biréfringence est propre au minéral, elle est en effet liée à la réfraction du rayonnement polarisé dans deux directions différentes à deux vitesses différentes (à l'exception des minéraux isotropes). Ces deux rayons vont ensuite être replacés sur le même plan et l'on pourra observer une teinte caractéristique dépendant de la différence de marche entre les deux rayons. Elle caractérise donc la structure du minéral. Dans tous les modes d'observations, les images sont ensuite collectées par une caméra CCD.

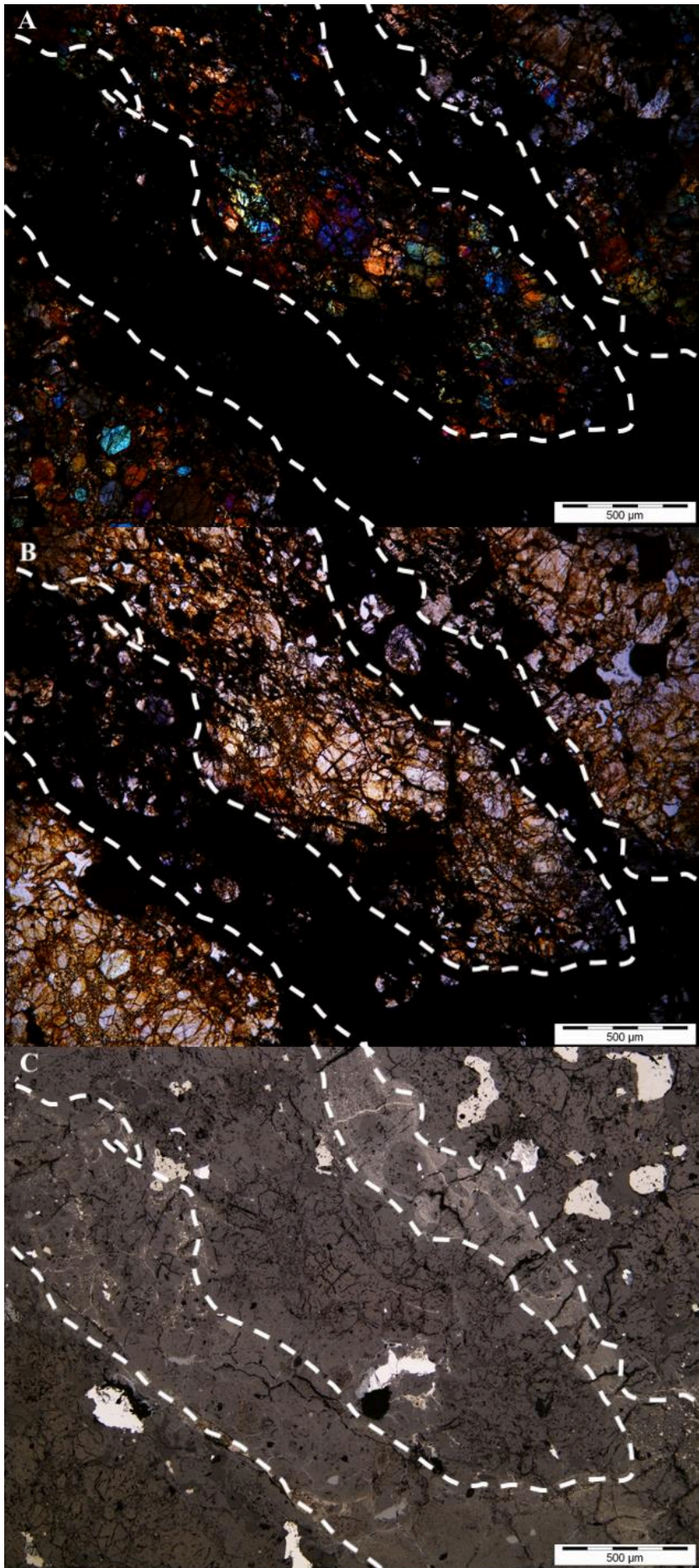


Figure 2: Images en lumière polarisée analysée, en lumière naturelle et en lumière réfléchie de la même zone dans la météorite de Tenham. Les lignes blanches délimitent la veine de choc. Celles-ci sont complètement opaques en microscopie à transmission mais bien délimitées en microscopie à réflexion par les gouttelettes de sulfures qui apparaissent blanches. On observe également sur la première image les teintes de biréfringence des minéraux, et sur l'image centrale en lumière naturelle, on distingue que certaines ringwoodites sont de couleurs particulières.

La microscopie optique est la technique avec laquelle les critères de choc ont été établis (Stoeffler et al., 1991, 2018). Il s'agit en effet de la méthode qui permet d'observer les fractures et d'augurer la présence de ringwoodite le plus rapidement, lorsque celle-ci présente des teintes particulières comme le bleu ou le violet en lumière naturelle.

L'appareil utilisé est un microscope Leica DMRXA, avec les objectifs entre x5 et x50, et les images ont été traitées grâce au logiciel Cell^D.

5) Analyses texturales et chimiques : Microscopie Électronique à Balayage

Le MEB a été ici utilisé afin d'observer en détail les textures de minéraux, et mesurer les tailles de ces structures. Cette technique a pour principe de bombarder la surface d'un échantillon avec un faisceau d'électrons (d'énergie entre 5 et 15 kV) et d'étudier certains des signaux émis lors de l'interaction entre ce faisceau et la matière qui constitue l'échantillon. La microscopie à balayage peut produire des images avec les électrons secondaires, sensibles à la surface de l'échantillon, ou avec les électrons rétrodiffusés, sensibles au numéro atomique des atomes. L'un des avantages de cette technique est de pouvoir atteindre une résolution submicrométrique grâce à l'utilisation de la source d'électrons. Il est également possible d'analyser les photons X émis par l'échantillon, qui sont caractéristiques des éléments chimiques présents. Tous ces signaux proviennent de différents types d'interactions qui sont représentées sur la Figure 3 et seront décrites par la suite. La pratique du MEB a dans un premier temps été réalisée avec Béatrice Doisneau et Imène Estève (IMPMC), puis en autonomie.

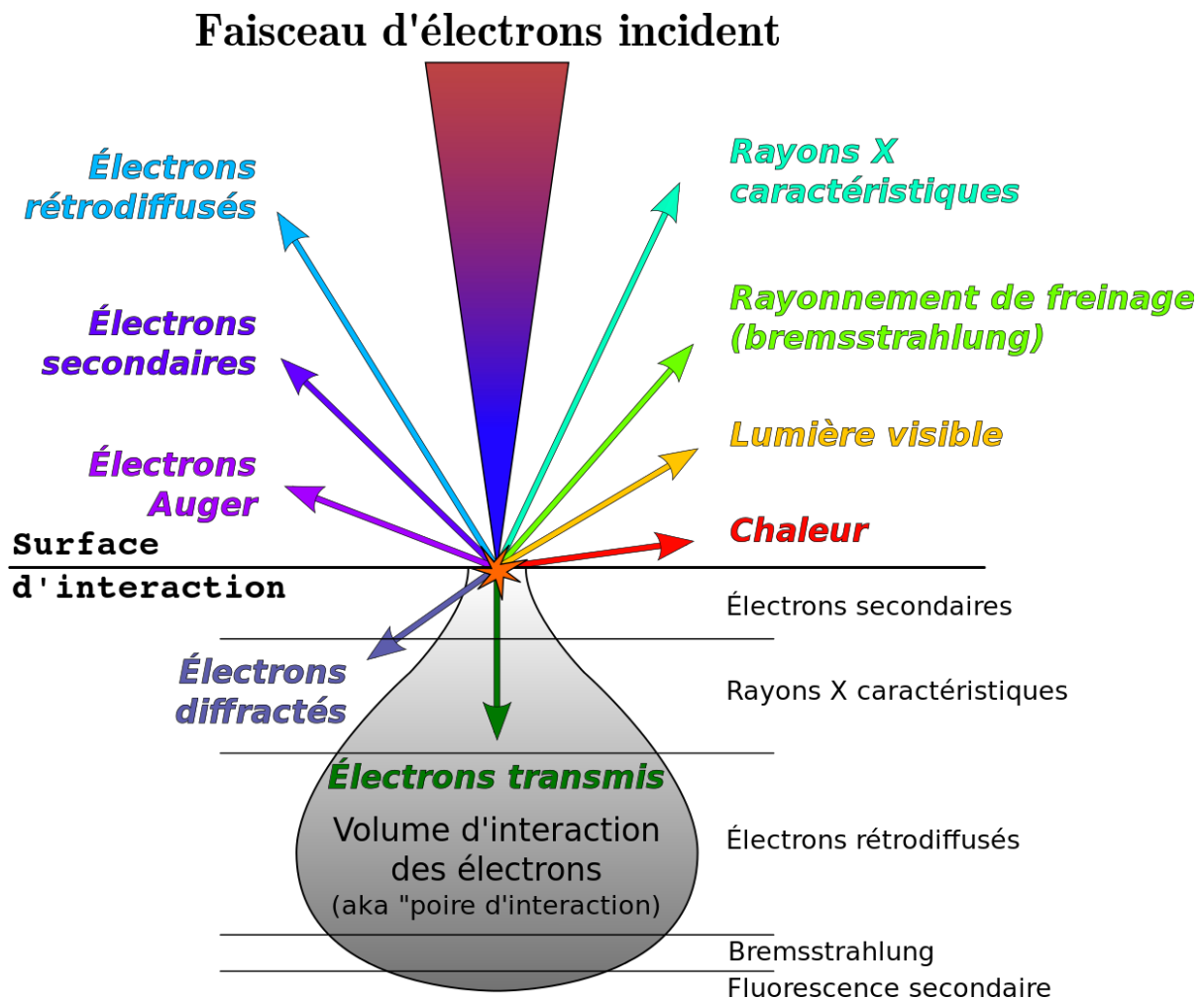


Figure 3: Schéma des interactions possibles entre les électrons et l'échantillon. On peut y voir que les différentes interactions sondent des niveaux de profondeur variés. © Wikimedia

Napy1Kenobi

Les interactions entre les électrons incidents dits primaires et la surface analysée peuvent être de deux type :

- Les interactions inélastiques : Les électrons incidents peuvent exciter les électrons des couches atomiques externes de l'échantillon, puis ioniser l'atome en les éjectant. Les électrons ainsi émis sont dits « secondaires » (50 eV), et donnent une information de topologie. Ils sont donc utiles pour observer les reliefs de l'échantillon.

- Les interactions quasi élastiques : Si au contraire les électrons primaires frôlent le noyau de l'atome, ils peuvent réagir avec de façon quasi-élastique, puis être réfléchis en direction du faisceau incident. On parle alors d'électrons rétrodiffusés dont l'énergie est celle du faisceau primaire (Figure 4). Par ailleurs, le coefficient de rétrodiffusion des électrons dépend du numéro atomique de l'atome impacté : plus l'atome sera gros et lourd, plus l'attraction par le noyau

d'un électron et sa déviation sera importante. Les images obtenues avec cette technique donnent une idée de la densité moyenne des différentes phases du matériau étudié. Les phases de densité plus élevée, comme les métaux, vont apparaître de couleur claire sur l'image. On parle alors de contraste de phase. Il s'agit du mode d'imagerie principalement utilisé dans cette thèse afin de pouvoir distinguer les différentes phases minérales des météorites.

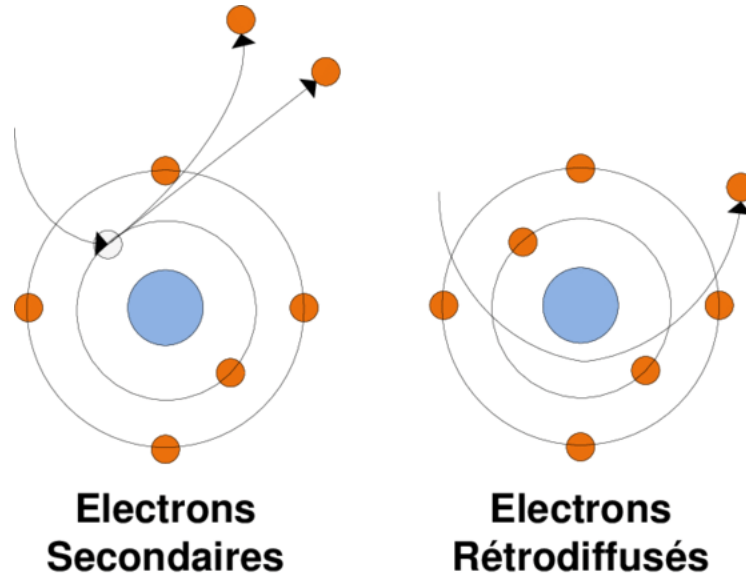


Figure 4: Schématisation des possibles interactions atome-électrons. © Thomas Brandelet. On observe que les électrons secondaires réagissent avec les électrons du cortège atomique pour les expulser, tandis que les électrons rétrodiffusés subissent une sorte d'assistance gravitationnelle du noyau pour être renvoyés dans leur direction d'incidence.

Enfin, on peut également s'intéresser à l'émission des photons X issue du bombardement électronique.

En effet, si l'énergie du faisceau d'électrons incident est suffisante, les atomes interagissant avec ce faisceau passent dans un état d'énergie instable. Des électrons sont alors éjectés de l'atome, créant ainsi des lacunes sur les différents niveaux d'énergie de chacun des atomes considérés. Ces lacunes sont aussitôt comblées en cascade par les électrons des couches supérieures. Chacune de ces transitions électroniques implique une perte d'énergie de l'atome considéré et génère un photon X. Son énergie correspond exactement à la différence d'énergie entre les 2 couches considérées. Ainsi, pour un élément chimique donné correspond un ensemble de photons X, ou raies caractéristiques. En collectant l'ensemble des photons X émis par l'échantillon grâce au spectromètre à dispersion en énergie, on obtient des informations sur la chimie élémentaire de l'échantillon. On peut alors faire l'acquisition d'un spectre constitué d'un fond continu et de raies d'émissions caractéristiques, présentant en abscisses l'énergie et

en ordonnées le nombre de rayons X enregistrés. En première approximation (moyennant des corrections de fluorescence et d'absorption), l'intensité des pics est proportionnelle à l'abondance des différents éléments dans le grain étudié. On peut aussi obtenir une analyse semi-quantitative des minéraux étudiés. Préalablement à ces observations, 20 nm de carbone ont été déposés sur les échantillons afin d'éviter l'accumulation d'électrons en surface et les effets de charge.

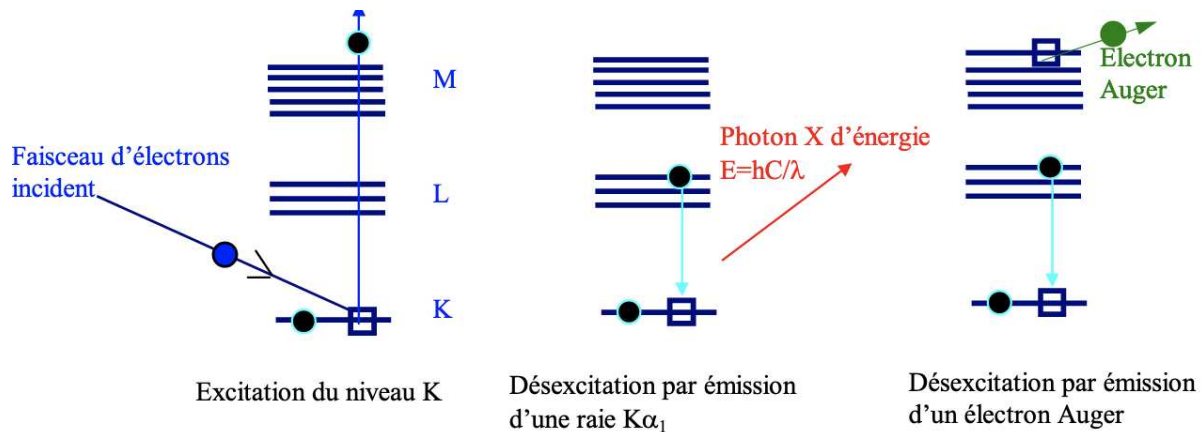


Figure 5: Formation du rayonnement X et de l'électron Auger © Service Microsonde Sud
Université Montpellier 2

Deux instruments ont été utilisés au cours de cette étude : un MEB Tescan Vega 2SLU à filament de tungstène au Muséum National d'Histoire Naturelle et un MEB Zeiss Ultra 55 équipé d'un canon à effet de champ (source FEG, Field Emission Gun). Ce dernier type de source offre une meilleure cohérence et permet l'obtention d'un petit diamètre de faisceau tout en conservant une excellente densité d'électrons. Ces deux microscopes sont couplés à des spectromètres à dispersion en énergie pour détecter les photons X émis par les météorites étudiées. Pour les deux appareils, le fonctionnement est identique : le faisceau d'électrons est focalisé sur la surface de l'échantillon en passant au travers d'une succession de bobines électromagnétiques (Figure 6), et vient balayer une zone de l'échantillon. Des détecteurs permettent de recueillir les signaux émis issus des différentes interactions mentionnées ci-dessus. Sur les deux instruments, les mesures ont été faites à une tension d'accélération de 15 kV, une taille de diaphragme condenseur de 60 μm et une distance de travail de 7.5 mm (distance entre la pièce polaire et la surface de l'échantillon). Les images ont été acquises grâce au détecteur des électrons rétrodiffusés ou BSE (Back Scattered Electron). Les spectres et les cartographies chimiques ont été acquises et traitées via le logiciel Esprit.

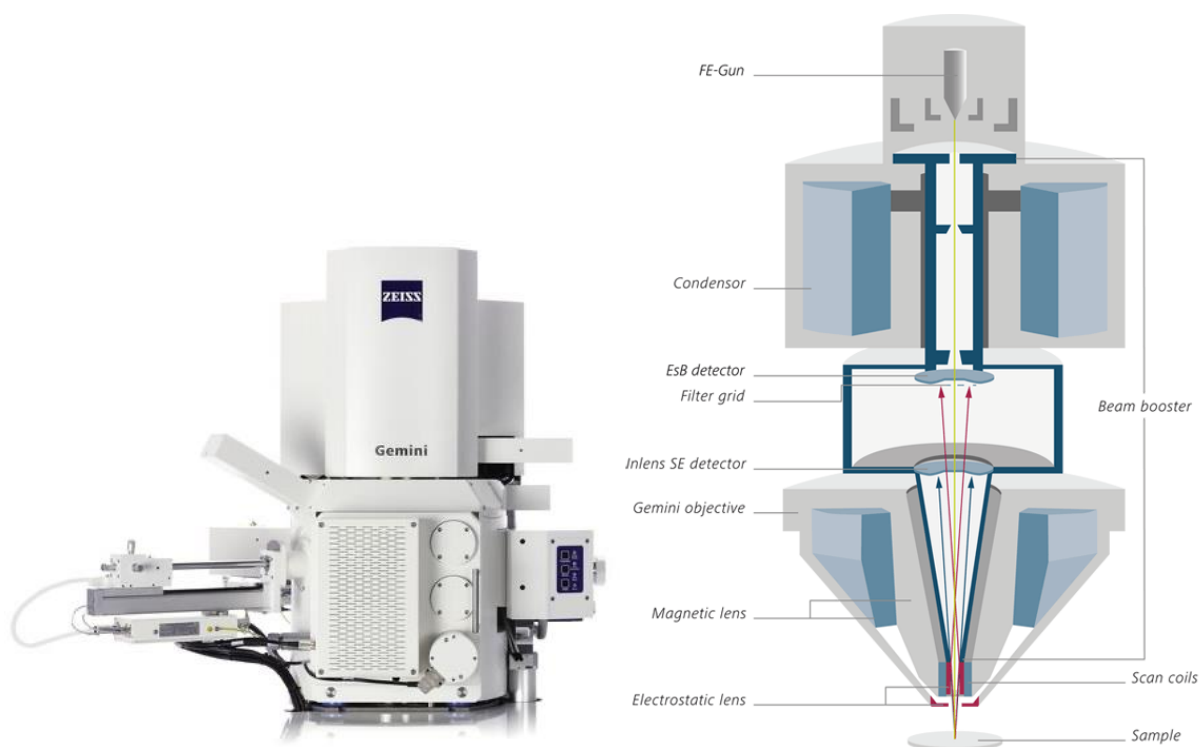


Figure 6 : Photographie du MEB utilisé et de la composition de la colonne et de son optique, ainsi que la position de l'échantillon, en bas © Zeiss et Maroc Microscopie

6) Analyses Chimiques Quantifiées : Microsonde Électronique

La microsonde électronique a été utilisée pour obtenir des informations quantitatives sur la chimie des échantillons. Son principe de fonctionnement est similaire à celui du microscope à balayage : un bombardement de la surface de l'échantillon avec un faisceau d'électrons. Dans ce cas, on ne s'intéresse qu'à la détection des photons X émis, qui sont analysés par dispersion en longueur d'onde (Wavelength Dispersive Spectroscopy, WDS) et non plus par dispersion en énergie comme vu précédemment pour le MEB. Par ailleurs, on utilise toute une série de témoins, dont on acquiert un spectre de photons X pour chacun des éléments à quantifier dans l'échantillon, et ce, rigoureusement dans les mêmes conditions et juste avant la mesure. Cela permet par la suite, par comparaison, avec les spectres expérimentaux, d'en déduire une bonne information sur la composition chimique des phases présentes dans l'échantillon.

Ainsi, la microsonde a typiquement la même utilité que le MEB mais présente une meilleure résolution sur la déconvolution des pics du spectre, et donc des résultats plus fiables sur les quantifications. Ces analyses ont été menées sur un appareil CAMECA SX-100 à l'Ecole Nationale Supérieure de Chimie de Lille. Les cristaux monochromateurs utilisés pour les mesures étaient les TaP, LIF, et LPET qui nous permettaient d'étudier un domaine d'analyse

étendu de 0.08 à 2.11 nm de longueur d'onde, ce qui est suffisant pour les éléments communs dans les météorites. La tension d'accélération utilisée était 15 KeV, avec un temps d'irradiation de 2 secondes par pixel. La machine a été utilisée en mode ponctuel, mode traversée et mode cartographie. Les éléments étudiés étaient Al, Ca, Cr, Fe, Mg, Mn, Na, Si et Ti. La microsonde n'a été utilisée que de manière occasionnelle dans le cadre de ce travail.

Élément	Standard
Si, Ca	Wollastonite
Fe	Fe ₂ O ₃
Ti, Mn	MnTiO ₃
Na	Albite
Al	Orthose
Mg	MgO
Cr	Cr ₂ O ₃

Table 2 : Table des Standards Utilisés en Microsonde (L'Oxygène est calculé par stoechiométrie)

7) Analyses Texturales et Chimique en Haute Résolution : Microscope Électronique en Transmission

Le MET est un instrument de microscopie de très fort grandissement. Comme les MEB, le principe de base consiste à bombarder l'échantillon avec un faisceau d'électrons. La différence principale est l'utilisation d'échantillons très fins, permettant aux électrons de traverser le matériau et d'étudier le résultat de leur passage, à la fois en imagerie, mais aussi en mode diffraction. L'atout principal de cette méthode est de permettre de faire de l'imagerie hautement résolue (0.2 nm), mais l'ajout de la diffraction permet d'obtenir des informations sur la structure cristalline des phases, l'orientation des cristaux, la présence de défauts... Le MET est aussi équipé d'un détecteur EDS, fournissant le même type d'information sur la chimie des phases que dans le MEB, mais sur une échelle très localisée (jusqu'à 1 nm) et permettant d'acquérir des cartographies chimiques (STEM-XEDS) grâce au module de balayage. La pratique du MET a été effectuée par Béatrice Doisneau, avec contribution de Jean-Michel Guignier, à l'IMPMC ; tandis que les mesures à Lille ont été effectuées par Hugues Leroux avec un usinage des lames minces par David Troadec.

Cette méthode nécessite cependant une lourde préparation d'échantillon. En effet, elle nécessite l'utilisation d'un FIB (Focused Ion Beam) pour prélever des lames suffisamment fines pour que les électrons puissent les traverser (Figure 7). Le principe de cette technique est similaire à celui du MEB, mais utilise une colonne ionique en plus pour effectuer l'abrasion de l'échantillon par un bombardement d'ions lourds (ici, du gallium). L'énergie de ces ions étant plus haute, ils causent une érosion (sputtering) des atomes et ions de la cible, et peuvent potentiellement engendrer une implantation des ions de Gallium dans l'échantillon, et amorphiser localement l'échantillon. Le prélèvement peut se faire de plusieurs manières. Ici, dans tous les cas, les prélèvements se faisaient ex situ et en dual beam, afin de faciliter le repérage des zones et d'éviter des dépôts polluants, ce qui est commun lors de l'amincissement in situ. Pour la première technique, qui est celle qui a été utilisée pour l'usinage de lames minces à l'IMPMC dans un premier temps, la surface d'intérêt ($\sim 20 \mu\text{m} \times 3 \mu\text{m}$) est protégée par un dépôt de platine de 2-3 μm d'épaisseur. Les lames sont ensuite décaissées par ablation des zones alentours (avant et arrière, d'abord à courant fort, puis ensuite à courant de plus en plus faible afin de limiter les effets d'endommagement sur la lame). Les lames sont ensuite prélevées à l'aide d'une pointe en W, puis soudées avec du platine sur un peigne de cuivre (ici, grille M). L'utilisation de telles grille en M confère deux points de soudures aux lames sur la grille plutôt qu'un, ce qui réduit les chances de torsions des lames. On amincit enfin les lames successivement sur les deux faces, en diminuant progressivement le courant d'abrasion jusqu'à l'obtention de la transparence aux électrons ($\sim 100 \text{ nm}$).

La technique utilisée pour les lames MET qui ont été par la suite observées en nanoSIMS était légèrement différente car effectuée sur un autre instrument. Un premier dépôt de platine par faisceau d'ions (3 nA d'intensité) d'environ $30 \times 3 \times 3$ microns est effectué. Deux gravures grossières (7 nA) sont ensuite effectuées de part et d'autre du dépôt avec un angle de $+20^\circ$ d'un côté et -20° de l'autre, de manière à former un biseau, où les deux gravures se rejoignent à une certaine profondeur sous le dépôt (Figure 8). Pour désolidariser partiellement la lame de l'échantillon on grave (3 nA), sur toute la hauteur, une extrémité de la lame et la partie basse de l'autre, avec une incidence de 52° de manière à bien visualiser la face de la lame. On approche, à une centaine de nanomètres, la pointe d'un micromanipulateur du côté complètement désolidarisé de la lame. La solidarisation pointe/lame est réalisée par un dépôt de platine par faisceau d'ions (100 pA). On grave (300 pA) alors le pont à l'autre extrémité de la lame afin de la désolidariser de l'échantillon. Le transfert de la lame de l'échantillon vers la grille TEM s'effectue sans déplacer le micromanipulateur pour éviter tout risque de vibration qui pourrait entraîner la perte de la lame. C'est la platine que l'on baisse avant d'appeler la

position de la grille mémorisée auparavant. On remonte alors la platine et on affine la position de la grille par rapport à la lame avant de réaliser un dépôt de platine (300 pA) entre la grille et la lame. On utilise ici aussi une grille en cuivre en forme de M pour réaliser un dépôt à chaque extrémité basse de la lame et ainsi éviter une torsion de la lame. Le lien entre la pointe et la lame est ensuite coupé (300 pA). C'est sur la grille M qu'est effectuée la procédure d'amincissement, tout d'abord à 3 nA, ce qui permet de rendre la lame parallèle. Cette intensité est utilisée jusqu'à ce que la lame atteigne 2 microns d'épaisseur. Pour éviter une torsion de la lame liée à une mauvaise dissipation de la chaleur, il est nécessaire de diminuer l'intensité au fur et à mesure de l'amincissement. Une seconde étape d'amincissement est réalisée à 1 nA jusqu'à ce que la lame devienne transparente aux électrons du MEB réglé à 10 kV. Pour l'étape suivante, le FIB passe à 300 pA et le MEB à 5 kV, et enfin pour la dernière étape d'amincissement le FIB passe à 100 pA et le MEB à 3 kV. Il reste alors à réaliser le nettoyage FIB à basse tension (5 kV) qui va permettre de limiter l'épaisseur d'amorphisation sur chaque face de la lame lié à l'implantation des ions Ga⁺ lors des étapes précédentes réalisées à 30 kV.

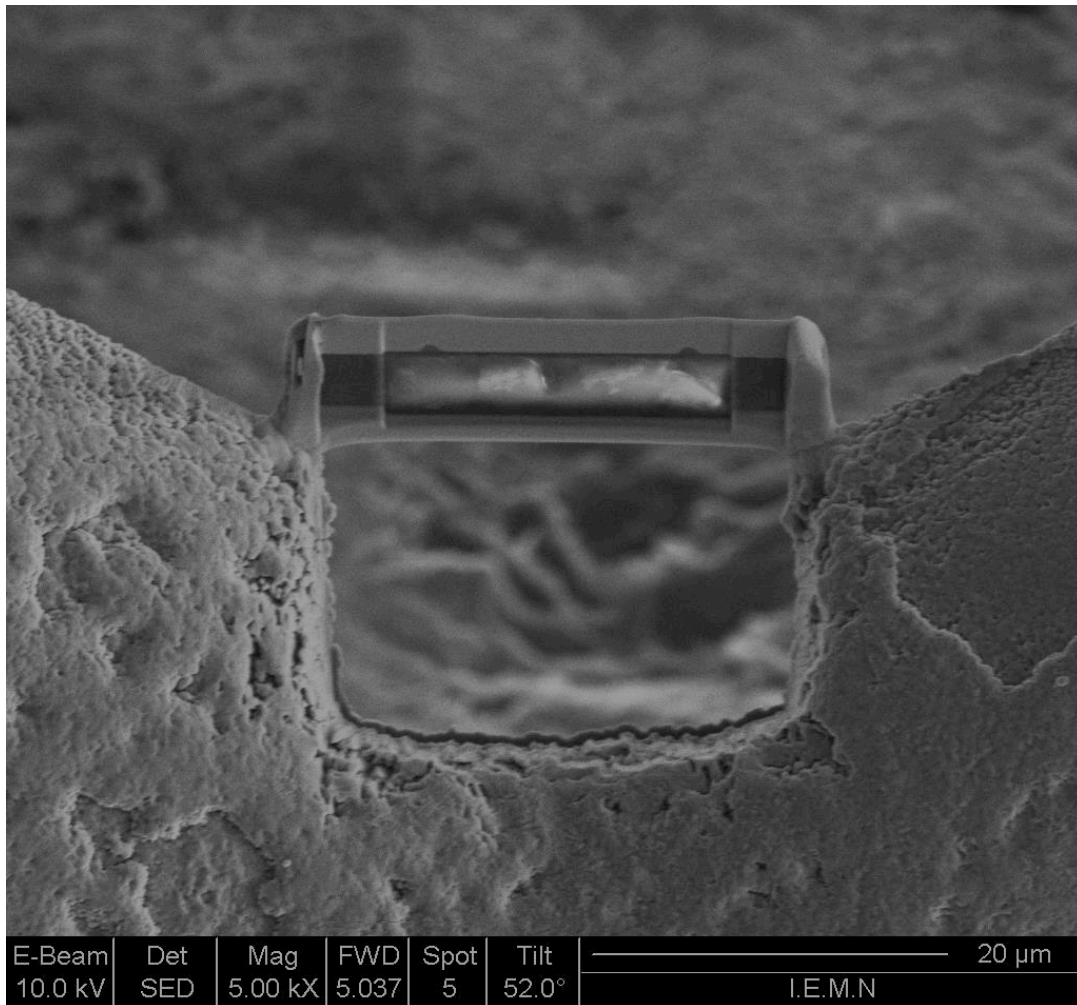


Figure 7: Illustration d'une lame mince (ici Acfer 040) sur la grille M. David Troadec

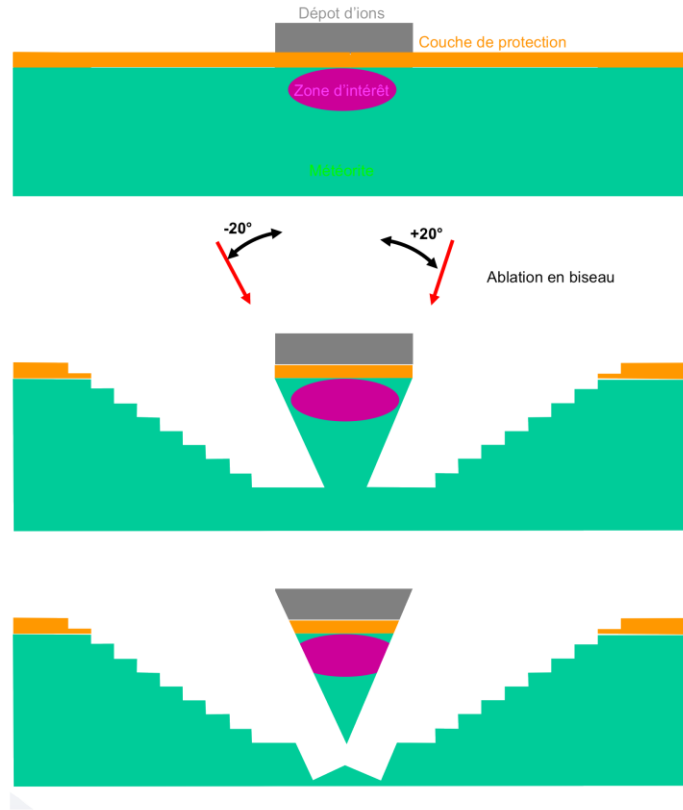


Figure 8 : Illustration du processus de fabrication d'une lame FIB employé pour les lames usinées à l'UMET, qui montre les premières étapes de gravure et notamment d'ablation en biseau du fond de la lame FIB. ©David Troadec UMET

Nous avons utilisé au cours de cette étude deux instruments : un MET Jeol 2100F (Institut de Minéralogie, de Physique des Matériaux et de Cosmochimie) et un Fei Titan Themis 300 (Institut Chevreul, Université Lille 1). Les TEM ont principalement été utilisés en mode cartographie (STEM), avec des tensions d'accélération de 200 et 300 kV, respectivement. Les cartographies ont été programmées pour des durées entre 30 minutes et 5 heures, selon l'échantillon et la largeur de la zone. Les images ont été prises en mode champ sombre, ce qui signifie que l'on utilise un diaphragme pour séparer les électrons venant de certains angles de diffraction.

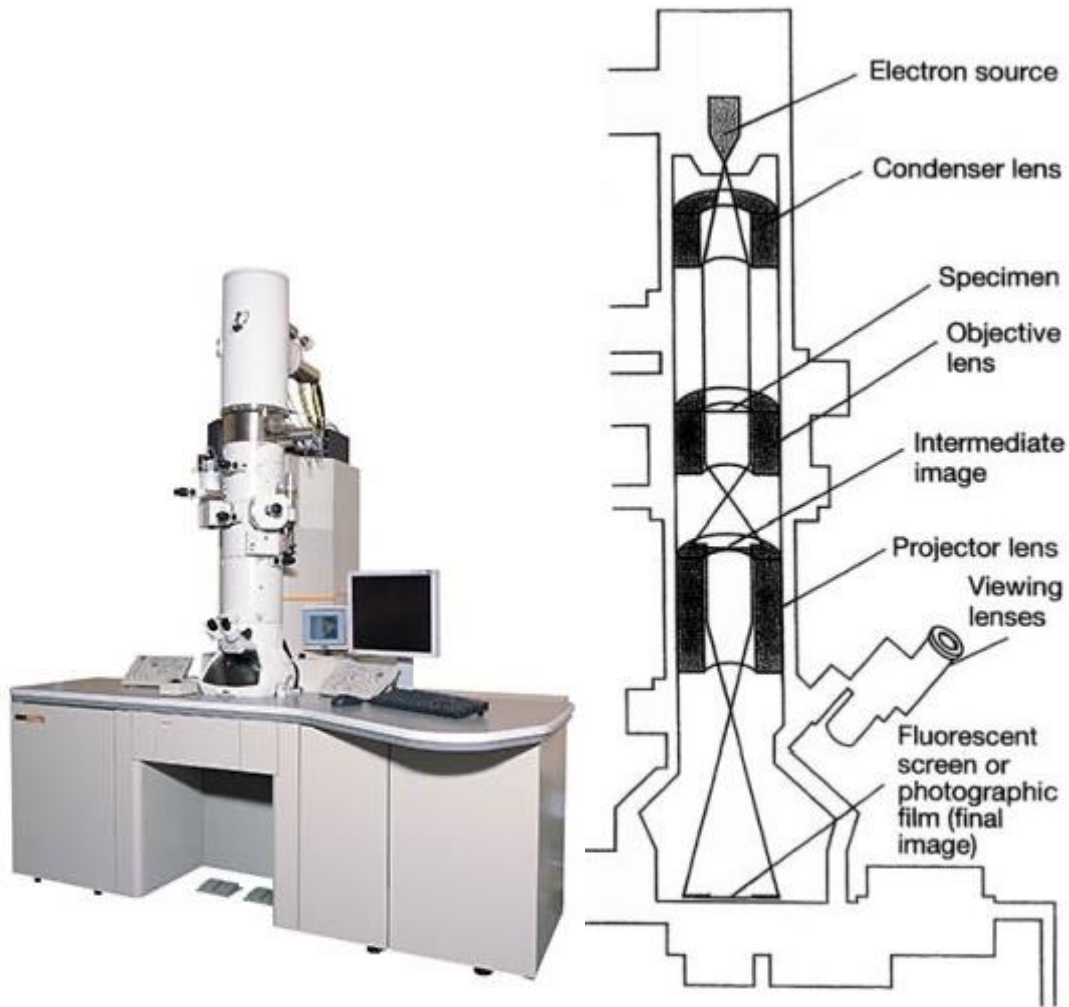


Figure 9 : MET JEOL 2100F et Schéma des composants de la colonne MET. La source tire puis accélère les électrons, puis l'optique (ensemble de lentilles électromagnétiques) les concentre sur une petite zone de l'échantillon. Une seconde série d'optiques renvoie le faisceau passé à travers l'échantillon vers un écran puis le détecteur. © JEOL, Black 1999

8) Détermination de la Nature des Minéraux : Spectroscopie Raman

La spectroscopie Raman s'est avérée une méthode indispensable à cette thèse pour identifier sans équivoque les phases de haute pression. Le principe de la technique consiste à illuminer l'échantillon avec un laser et à enregistrer un spectre énergétique de la lumière diffusée de manière inélastique par l'échantillon, qui changera selon le matériau traversé. Le spectre Raman est donc un spectre vibrationnel caractéristique d'une substance.

En effet, cette spectroscopie est basée sur l'effet Raman, soit la modification légère de la fréquence d'une partie des photons traversant le matériau par diffusion inélastique. Ces photons échangent de l'énergie avec le matériau composant l'échantillon, ce qui mène à des transitions d'énergie vibratoire dans l'échantillon. Ce processus entraîne l'émission d'un photon d'énergie différente, liée aux vibrations moléculaires de l'échantillon, qui elles-mêmes vont dépendre de sa structure cristallographique. Les photons émis par cette technique sont dits photons Raman. On peut donc tracer l'énergie en fonction de la fréquence des photons, et obtenir un spectre qui sera différent pour chaque minéral ([Figure 10](#)). La spectroscopie Raman a dans un premier temps été effectuée par Olivier Beyssac, puis en autonomie.

Afin d'utiliser cette méthode, il a été nécessaire de démétalliser les échantillons précédemment utilisés pour le MEB ou la microsonde, le carbone générant une bande large et intense, couvrant l'effet Raman des minéraux d'intérêt en dessous de la métallisation. Le standard utilisé était un cristal de silicium. L'instrument que nous avons utilisé est un microspectromètre Renishaw InVia Reflex de l'Institut de Minéralogie, de Physique des Matériaux et de Cosmochimie. Les analyses ont été faites à une longueur d'onde de 532 nm, mise au point sur l'échantillon grâce à un microscope Leica DM2500. Dans cette configuration, la résolution du laser était de l'ordre du micromètre, et la puissance appliquée de ~9 mW, en tenant compte des filtres. Le laser était toujours en position de polarisation circulaire. Le signal Raman était analysé avec un CCD Rencam. Les temps d'acquisitions étaient en moyenne de 25 s pour les analyses au point par point, et 1 minute pour les spectres de référence. Les spectres acquis ont ensuite été comparés à des spectres de référence issus de la base de données RRUFF (Lafuente et al., 2015).

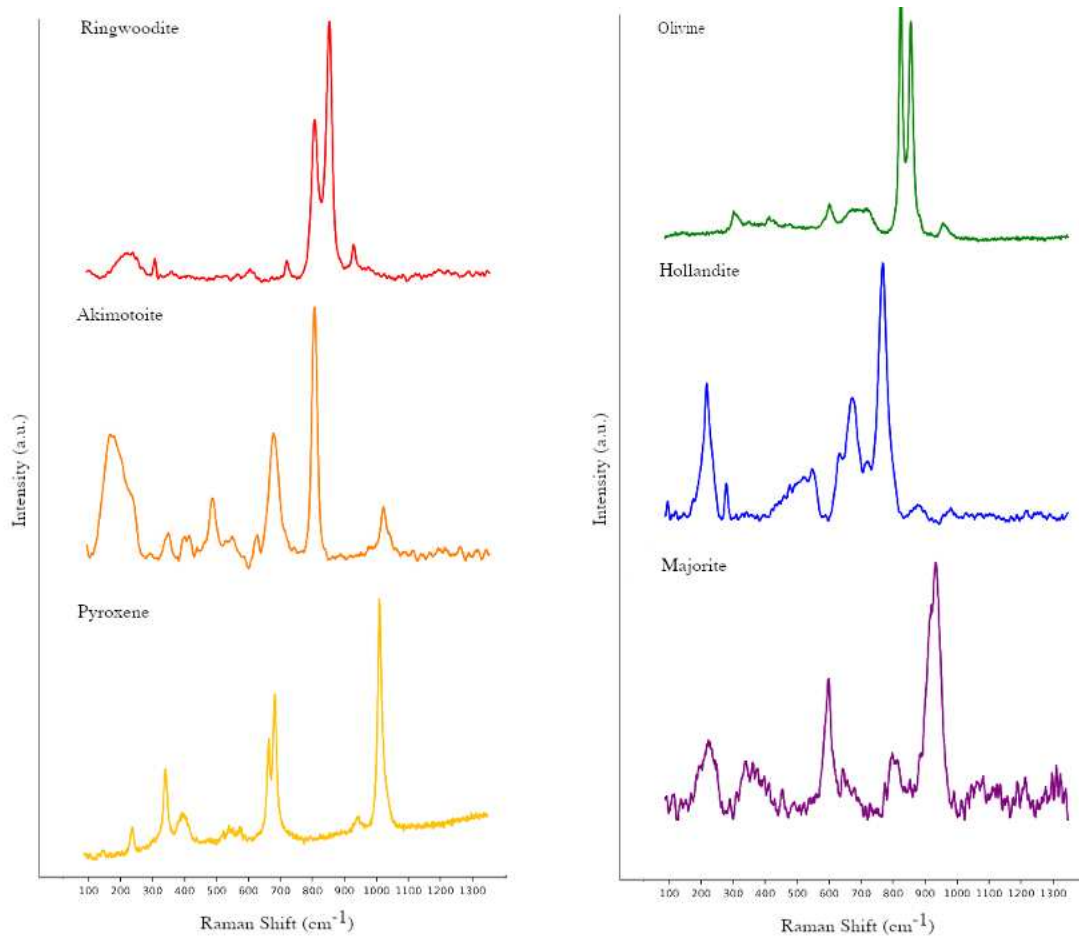


Figure 10: Exemples de spectres Raman obtenus sur des minéraux de veines de choc. L'axe des abscisses montre le décalage de nombre d'onde, et l'axe des ordonnées l'intensité des pics.

9) Analyses Isotopiques de Haute Résolution : NanoSIMS

La nanoSIMS est une technique basée sur le principe de l'émission d'ions secondaires. Cette méthode permet d'avoir une information sur la composition élémentaire et isotopique d'un échantillon à l'échelle de quelques centaines de nm. L'instrument qui a été utilisé est la NanoSIMS Cameca N50 installée au Muséum National d'Histoire Naturelle. Les analyses, et notamment le réglage de la machine ont été effectuées par Smail Mostefaoui, avec l'assistance de Laurent Rémusat.

La surface de l'échantillon est bombardée par un faisceau d'ions primaires (Cs^+ ou O^-). La source d'ions utilisée pour nos mesures est une source RF (Radio Frequency) Hyperion-II Plasma à oxygène, plus performante que le classique duoplasmatron. En effet, sa densité de faisceau est 6 à 10 fois plus grande que le duoplasmatron, permettant des mesures à une meilleure résolution spatiale (50 nm). Le faisceau primaire, perpendiculaire à la surface de l'échantillon, est focalisé à l'aide d'un ensemble de lentilles (électrostatiques ou

unipotentielles) et de déflecteurs (Figure 11). Les ions primaires sont accélérés et bombardent la surface de l'échantillon à analyser. S'en suit une cascade de collisions qui a pour conséquence de pulvériser une faible épaisseur de l'échantillon. Une partie des atomes éjectés vont être ionisés ; ce sont les ions secondaires. Ces derniers sont collectés et quantifiés dans un spectromètre de masse à double focalisation. La NanoSIMS est un instrument à haute résolution de masse. Dans le cadre de nos mesures, l'instrument était réglé pour obtenir une résolution de masse M/dM de 5000. Les ions secondaires sont triés en fonction de leur rapport masse/charge au niveau de secteurs électrostatiques et électromagnétiques. La collecte de 5 ions en simultané est possible grâce à 5 détecteurs (dont un fixe) positionnés à 5 rayons différents : on parle de mode multicollezione, permettant l'analyse d'au moins 5 éléments. Pour analyser plus d'éléments sur la même zone, nous avons alterné deux champs magnétiques, permettant d'avoir deux sets de réglages de masses pour les 5 détecteurs. Les détecteurs sont des multiplicateurs d'électrons, c'est-à-dire que l'impact d'un ion sur le détecteur est ensuite converti en électron qui induit une cascade de collision sur les dynodes du détecteur, multipliant le nombre de particules chargées qui arrivent au niveau du système d'acquisition.

Avant analyse, les échantillons ont été dégazés pendant un jour dans une station de pompage avant les analyses. Avant la mesure à proprement parler, les zones d'intérêts ont été implantées sur une centaine de nm de profondeur, il s'agit de la phase de pre-implantation, permettant de nettoyer la surface et d'atteindre le régime stationnaire. Cette phase a duré en moyenne 20 mn (dépendant de la taille de l'image). Le courant primaire utilisé pour cette pre-implantation était de 120 pA sur une zone de 20 par 20 μm en moyenne. Chaque image est la somme de plusieurs cycles de balayage en utilisant un courant de 10 pA au cours duquel ont été enregistrées des images de chaque espèce d'intérêt.

La nanoSIMS peut s'utiliser en mode ponctuel ou en mode image, ici nous traiterons uniquement du mode image. Les images ont été acquises sous un courant de 10 pA et des plans entre 15x15 et 40x40 μm découpés en 256 par 256 ou 512 par 512 pixels. Les résultats obtenus sont des cartes normalisées aux concentrations en ^{28}Si . Le traitement des images a été fait via le logiciel LIMAGE développé par Larry Nittler (Carnegie Institution, Washington DC). Le traitement consiste en un alignement des différents plans, à la détermination des incertitudes, puis au traçage des profils. Les profils ont été intégrés sur une bande de 10 pixels de large. La Table 3 rassemble les minéraux utilisés comme standards pour les différents éléments. Ces standards ont pour but de calibrer les masses étudiées sur des échantillons riches en ces éléments.

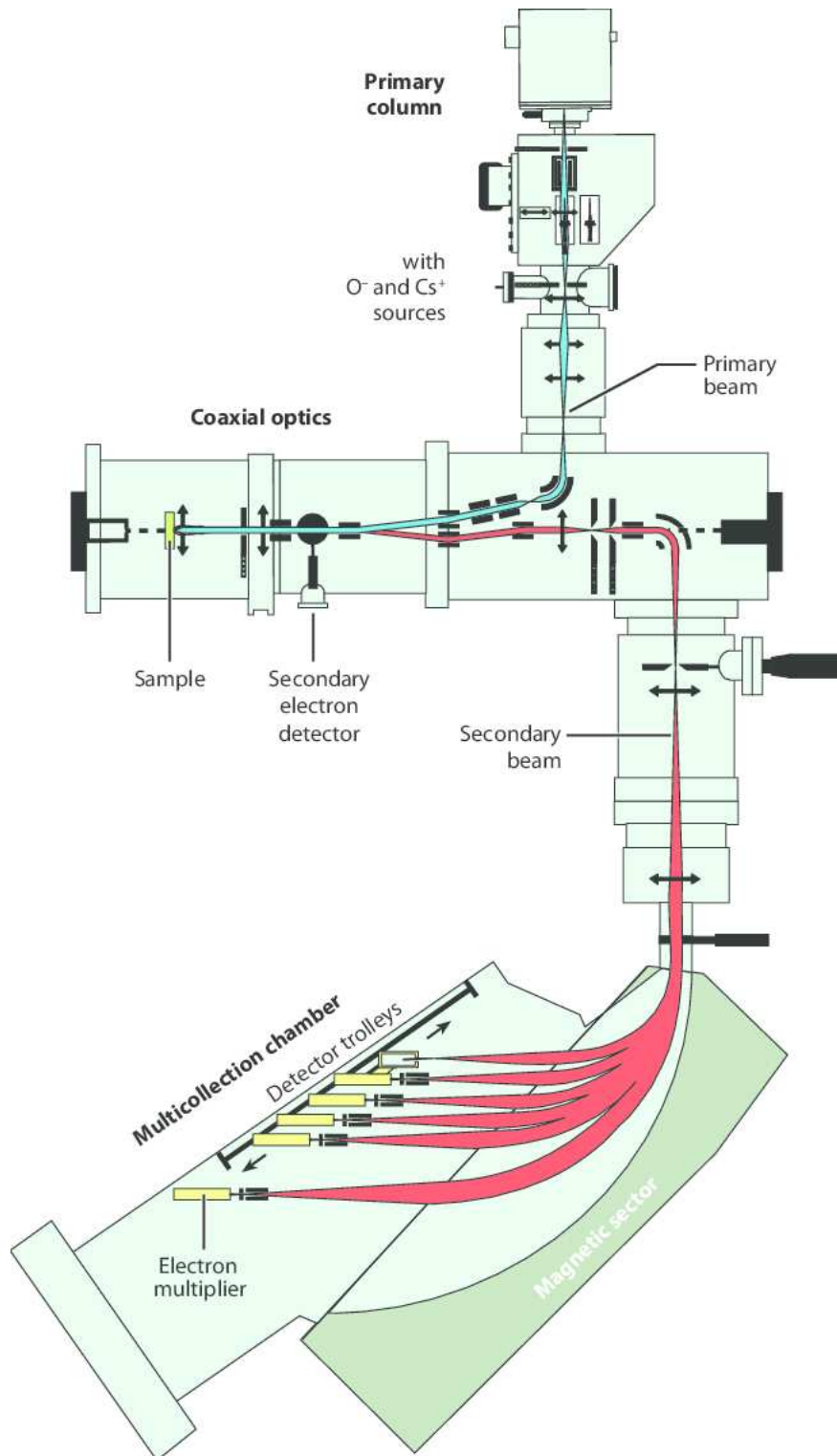


Figure 11: Schéma de la NanoSIMS 50 © CAMECA

Élément	Standard
Mg	Olivine/Orthopyroxène San Carlos
Fe	Olivine/Orthopyroxène San Carlos
Si	Olivine/Orthopyroxène San Carlos
Ca	Apatite
Mn	Rhodonite
K	Orthose
Al	Corindon
Na	Aegyrine

Table 3: Table des standards utilisés pour calibration de la nanoSIMS

10) Comparaison MET-NanoSIMS

Les performances de la nanoSIMS dans le cadre de l'étude des veines de choc ont été évaluées lors de cette thèse et comparées à l'imagerie par MET. Le but était de déterminer si la nanoSIMS est capable de produire précisément des profils de diffusion, ou si sa résolution (>50 nm) mène à des approximations de la forme du profil. En effet, un profil de diffusion correspond à une uniformisation, le profil forme donc une gaussienne, tandis qu'un contraste chimique simple présentera une pente verticale. Il est nécessaire de pouvoir distinguer ces deux formes afin d'appliquer la méthode de déduction des durées de choc. Nous avons choisi de comparer les profils NanoSIMS aux données produites par MET (résolution théorique de 2-0.2 nm), donnant des résultats quantitatifs précis pour des zones de taille similaires à celle de la nanoSIMS.

Afin d'analyser exactement les mêmes zones avec les deux méthodes, des lames FIB ont été réalisées au niveau des veines de choc puis étudiées par MET en premier. En effet, les mesures NanoSIMS doivent être faites en dernier car la technique de la SIMS endommage la surface de la zone analysée. Les lames ultra minces FIB ont été fabriquées comme décrit en partie II.7. A cause de la géométrie du support pour les coupes FIB (grilles ou peignes), il aurait été compliqué de réaliser les analyses NanoSIMS sur les mêmes montages. Une fois les analyses MET effectuées, la grille MET est positionnée à l'horizontale sur un stub. Les lames TEM sont

transférées sur un plot d'aluminium à l'aide du micromanipulateur pour être analysées à la NanoSIMS. Ce plot d'aluminium a été métallisé (Figure 12).

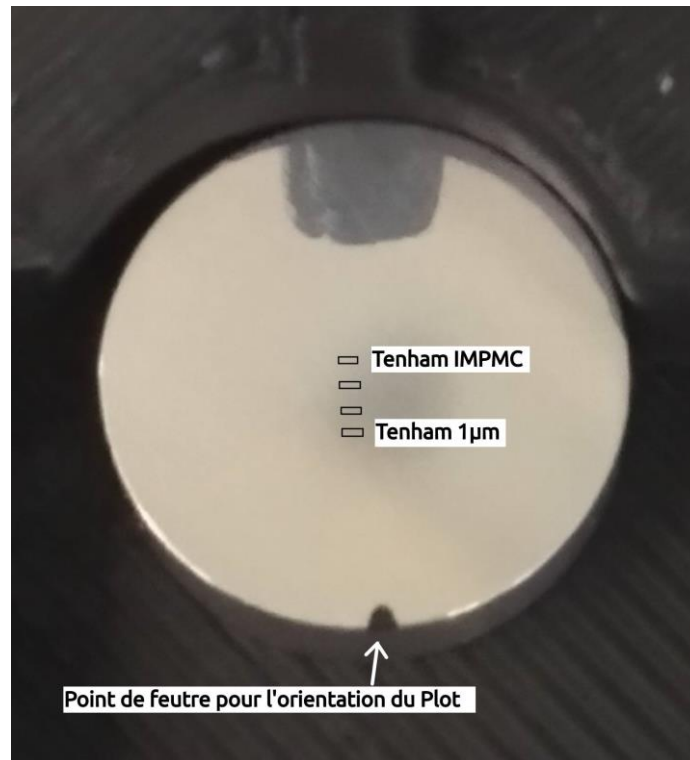


Figure 12: Illustration des lames déposées sur le plot

Les lames FIB étant très fines, les paramètres d'analyses en NanoSIMS ont été changés afin d'éviter d'ablater trop rapidement la totalité de la surface de ces échantillons plus fragiles. Ainsi, le courant de pre-sputtering a été abaissé à 100 pA et le courant d'analyse à 1 pA. Entre 50 et 100 plans par zone ont été accumulés. Afin de comparer de manière optimale les deux méthodes, nous avons fait en sorte que les deux profils soient tracés de la même manière. Plusieurs profils ont été réalisés sur les images MET, couvrant la même surface que la bande de 10 pixels utilisée pour le dessin des profils sur les images NanoSIMS. Ces profils ont été moyennés pour obtenir un spectre représentatif. Les résultats de cette comparaison seront détaillés afin de justifier l'utilisation de la nanoSIMS (partie III).

Pour ce qui est de la quantification par MET-EDX, celle-ci a été effectuée par la méthode Cliff-Lorimer intégrée au logiciel de traitement. Un modèle mathématique compare les intensités des émissions X de l'échantillons à celles observées sur des standards de composition connue pour calculer la composition de l'échantillon. Cette procédure est valide sur nos échantillons, relativement massifs et à haute tension (15 keV). La géométrie du MET utilisé est prise en compte avec l'entrée des K facteurs (ratio intensité mesurée/intensité connue) propre à la machine.

11) Datation U-Pb : SIMS

La SIMS, comme son nom l'indique, est basée sur le même principe que la nanoSIMS (il s'agit de la méthode originale, qui a ensuite été adaptée pour de plus faibles résolutions), la spectroscopie de masse. La différence principale entre les deux méthodes est la géométrie et donc la résolution spatiale de l'instrument. Les SIMS utilisées ici, les CAMECA 1270-E7 et 1280HR-2 du Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique de Nancy (CRPG), ont en effet une résolution spatiale de l'ordre de 15 μm (taille moyenne du faisceau). La différence entre les deux machines utilisées est la résolution de masse, plus haute dans la 1280. L'opération de la machine a été faite par Étienne Deloule (CRPG) avec assistance occasionnelle de Nordine Bouden et Johan Villeneuve.

Comme pour la nanoSIMS, une source RF d'ions O⁻ bombarde l'échantillon, mais la colonne ne se trouve pas directement perpendiculaire à l'échantillon (Figure 13). Les ions renvoyés par l'échantillon sont envoyés vers une lentille d'extraction puis vers un analyseur de masse qui les sépare selon leur rapport charge/masse, et les renvoie vers les détecteurs pour le comptage. Les détecteurs sont au nombre de 5 chariots de multicollections et 2 cages de faraday en monocollection. On a donc 6 positions libres pour faire des mesures.

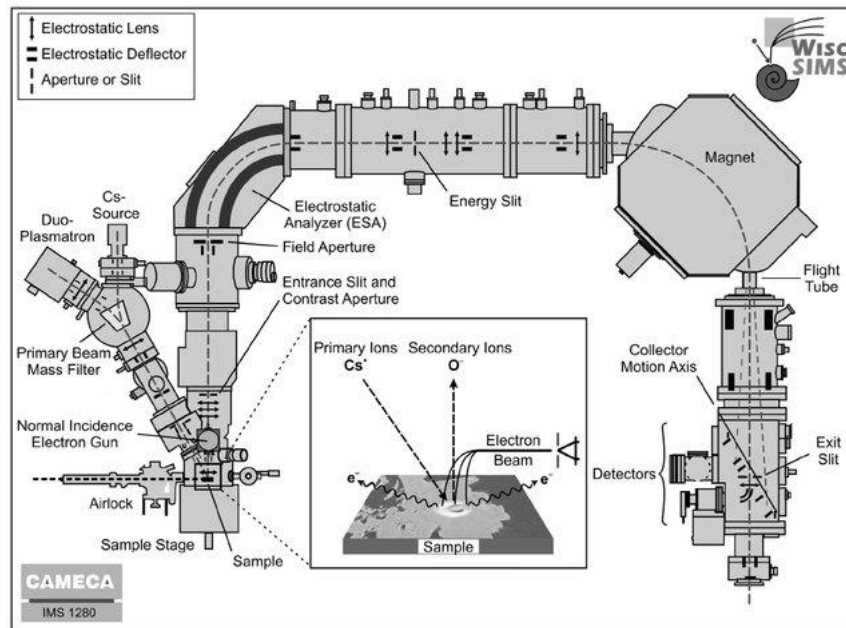


Figure 13: Schéma d'une SIMS 1280 CAMECA © Reinhard Kozdon

La préparation des échantillons est légèrement plus complexe que pour la nanoSIMS, car les porte-échantillons sont plus contraignants. Les lames minces doivent être découpées de manière à atteindre 30x25 mm, avec une zone analysable de 18x18 mm au centre. Les lames

minces ont donc été découpées à la scie. Les échantillons standards utilisés pour la calibration étaient des zircons et des apatites de Madagascar, Durango et McLure, dont les âges sont connus précisément. Nous nous sommes particulièrement concentrés sur l'apatite de Madagascar, dont l'âge, 487 Ma, est proche de celui de 470 Ma, reporté dans la littérature pour la séparation du corps parent des chondrites L.

Nous avons utilisé dans le cadre de nos datations la méthode U/Pb. De fait, nous avons mesuré les masses ^{40}Ca / ^{44}Ca , ^{40}Ca / ^{31}P , les isotopes 204, 206, 207 et 208 du Plomb, ^{238}U , ^{232}Th ^{16}O , ^{238}U ^{16}O , et ^{238}U $^{16}\text{O}_2$, plus facile à mesurer que le dernier car présent en plus grandes quantités. Pour stabiliser le champ, la masse 155.8 était mesurée. Pour mesurer le bruit de fond, nous avons calibré sur la masse 203.5.

Pour corriger nos mesures, notamment de la présence du plomb commun (204) les apatites standards et la méthode de Stacy & Kramers (1975) ont été utilisés. Nous avons éliminé les points ne contenant pas assez d'uranium avant de tracer les diagrammes concordias (Figure 14). Nous avons utilisé un courant de 10 pA sur un spot d'environ 15 μm , appliqué pendant 24 cycles soit 40 minutes par point. La résolution de masse était de $M/\Delta M = 6000$, et les tensions des ions primaires et secondaires étaient de 13 et 10 kV, respectivement.

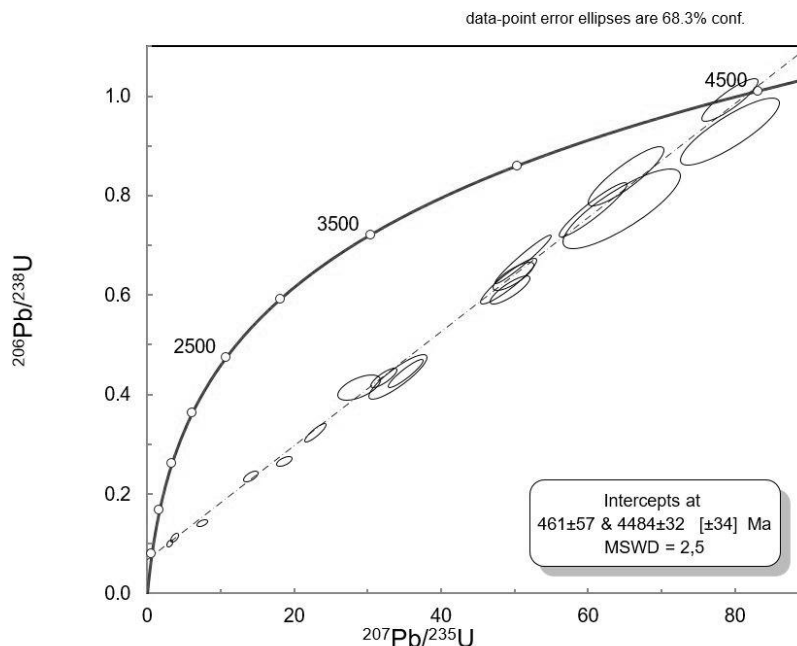


Figure 14: Exemple de diagramme concordia pour la météorite Acfer 040. On observe la concordia (courbe, en gras), qui représente les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ théoriques. La droite constituée par les points de mesures, dont les rapports Pb/U ont été perturbés, se nomme la discordia, et croise cette courbe en deux points. Ces deux points représentent les âges de perturbation et les âges de réouverture du système.

Bibliographie



- Akaogi, M., Ito, E., & Navrotsky, A. (1989). Olivine-modified spinel-spinel transitions in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 : Calorimetric measurements, thermochemical calculation, and geophysical application. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B11), 15671-15685.
- Beck, P., Gillet, P., El Goresy, A., & Mostefaoui, S. (2005). Timescales of shock processes in chondritic and martian meteorites. *Nature*, 435(7045), 1071-1074.
- Bloch, E. M., Jollands, M. C., Gerstl, S. S., Bouvier, A. S., Plane, F., & Baumgartner, L. P. (2019). Diffusion of calcium in forsterite and ultra-high resolution of experimental diffusion profiles in minerals using local electrode atom probe tomography. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 265, 85-95.
- Cochrane, R., Spikings, R. A., Chew, D., Wotzlaw, J. F., Chiaradia, M., Tyrrell, S., ... & Van der Lelij, R. (2014). High temperature (> 350 C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 127, 39-56.
- Coogan, L. A., Hain, A., Stahl, S., & Chakraborty, S. (2005). Experimental determination of the diffusion coefficient for calcium in olivine between 900 C and 1500 C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(14), 3683-3694.
- Dimanov, A., & Wiedenbeck, M. (2006). (Fe, Mn)-Mg interdiffusion in natural diopside: effect of pO₂. *European Journal of Mineralogy*, 18(6), 705-718.
- Jurewicz, A. J., & Watson, E. B. (1988). Cations in olivine, Part 2: Diffusion in olivine xenocrysts, with applications to petrology and mineral physics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(2), 186-201.
- Kerschhofer, L., Sharp, T. G., & Rubie, D. C. (1996). Intracrystalline transformation of olivine to wadsleyite and ringwoodite under subduction zone conditions. *Science*, 274(5284), 79-81.
- Kerschhofer, L., Dupas, C., Liu, M., Sharp, T. G., Durham, W. B., & Rubie, D. C. (1998). Polymorphic transformations between olivine, wadsleyite and ringwoodite: mechanisms of intracrystalline nucleation and the role of elastic strain. *Mineralogical Magazine*, 62(5), 617-638.
- Kerschhofer, L., Rubie, D. C., Sharp, T. G., McConnell, J. D. C., & Dupas-Bruzek, C. (2000). Kinetics of intracrystalline olivine–ringwoodite transformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 121(1-2), 59-76.

- Lafuente B, Downs R T, Yang H, Stone N (2015) The power of databases: the RRUFF project. In: Highlights in Mineralogical Crystallography, T Armbruster and R M Danisi, eds. Berlin, Germany, W. De Gruyter, pp 1-30
- Melosh, H. J. (1989). Impact cratering: A geologic process. *New York: Oxford University Press; Oxford: Clarendon Press.*
- Stacey, J. T., & Kramers, I. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, 26(2), 207-221.
- Stöffler, D., Hamann, C., & Metzler, K. (2018). Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. *Meteoritics & Planetary Science*, 53(1), 5-49.
- Tomioka, N., & Miyahara, M. (2017). High-pressure minerals in shocked meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, 52(9), 2017-2039.
- Turnbull, D. (1956). Phase changes. In *Solid state physics* (Vol. 3, pp. 225-306). Academic Press.

Annexes Chapitre 2



Météorite	Type	Provenance	Veine?	Polymorphes
Taiban	L5	NHM	x	traces
Acfer 40	L5-6	IFP	x	x
Acfer 44	L6	IFP	x	x
Acfer 72	L6	IFP	x	x
Acfer 252	L6	IFP	x	Possible
Acfer 254	L6	IFP	x	Possible
Acfer 280	L6	IFP	x	x
Suizhou	L6	UCLA	x	x
Sixiangkou	L5-6	UCLA	x	x
Aguémour 003	L6	IFP	x	Possible
Chico	L6	IFP	x	x
Crab Hole	L6	IFP	x	
Coorara	L6	IFP	x	x
DAG 169	L6	IFP	x	x
Dhofar 250	L6	IFP	x	x
Dhofar 638	L6	IFP	x	x
Dhofar 649	L6	IFP	x	x
HaH 26	L6	IFP	x	x
HahH 38	L6	IFP	x	x
JaH 67	L6	IFP	x	x
Johnson City	L6	IFP	x	x
Sahara 98357	L6	IFP	x	x
Sahara 98539	L6	IFP	x	x
Sahara 98542	L6	IFP	x	
Sahara 98556	L6	IFP	x	x
Sahara 98558	L6	IFP	x	x
Sahara 98566	L6	IFP	x	x
Sahara 98575	L6	IFP	x	x
Sahara 99011	L6	IFP	x	x
Sahara 99013	L6	IFP	x	x
Sahara 99016	L6	IFP	x	x
Sahara 99017	L6	IFP	x	x
Sahara 99020	L6	IFP	x	
Sahara 99021	L6	IFP	x	x
Sahara 99031	L6	IFP	x	x
Sahara 99034	L6	IFP	x	x
Sahara 99036	L6	IFP	x	traces
Sahara 99038	L6	IFP	x	x

Chapitre 2 : Méthodes

Sahara 99208	L6	IFP	x	x
Sahara 99210	L6	IFP	x	x
Sahara 99214	L6	IFP	x	x
Sahara 99374	L6	IFP	x	x
Sahara 99388	L6	IFP	x	x
Sahara 99596	L6	IFP	x	x
Sahara 97085	L6	IFP	x	x
NWA 757	LL6	IFP	x	x
Sahara 98090	L6	IFP	x	x
Sahara 98217	L6	IFP	x	x
Sahara 98236	L6	IFP	x	x
Sahara 98250	L6	IFP	x	x
Sahara 98278	L6	IFP	x	x
Sahara 98280	L6	IFP	x	x
Sahara 98289	L6	IFP	x	x
Sahara 98288	L6	IFP	x	x
Sahara 98350	L6	IFP	x	x
Sahara 98333	L6	IFP	x	x
Sahara 98352	L6	IFP	x	x
Sahara 98353	L6	IFP	x	
Sahara 98356	L6	IFP	x	x
Sahara 98392	L6	IFP	x	x
Sahara 98416	L6	IFP	x	x
NWA 2478	L6	IFP	x	x
Rincon	L6	IFP	x	x
NWA 6635	L6	IFP	x	x
Gujba	Cba	MNHN	x	x
MV112 (nom provisoire)	L6	MNHN	x	
Tenham	L6	MNHN, IFP	x	x
Zagami	Sherg.	MNHN	x	
Air	L6	MNHN	x	
Villalbeto de la Pena	L6	MNHN	x	
Chantonnay	L6	MNHN	x	
M'Bale	L5-6	MNHN	x	x
Berduc	L6	MNHN	x	x
NWA 8003	Eucrite	Washington University	x	x
Benenitra	L6	MNHN	x	
Beni M'Hira	L6	MNHN	x	x
Umbarger	L6	MNHN	x	
Pultusk	H5	MNHN	x	
Chelyabinsk	LL5	MNHN	x	
NWA 8015	L5	MNHN	x	
NWA 12845	L6	MNHN	x	

Chapitre 2 : Méthodes

NWA 13100	LL6	MNHN	x	
Ozerki	L6	MNHN	x	
NWA 8623	LL6	MNHN	x	
Oufrane	L	MNHN	x	
St. Chinian	L6	MNHN	x	
Tanezrouft 78	L6	MNHN	x	
Tanezrouft 84	L6	MNHN	x	
McKinney	L4	MNHN	x	
Tauti	L6	MNHN	x	
Tennasilm	L4	MNHN	x	
NWA 1779	L5	MNHN	x	
HaH 248	H3	MNHN	x	
Sahara 97165	L5	MNHN	x	
HaH 246	LL6	MNHN	x	
Alnif	H5	MNHN	x	
Kunashak	L6	MNHN	x	
Faucettt	H5	MNHN		
Massenya	H5	MNHN		
Gao-Guenie	H5	MNHN		
Mezo-Madaras	L3.7	MNHN	x	
L'Aigle	L6	MNHN		
Apt	L6	MNHN		
Chainpur	LL3.4	MNHN		
Bensour	LL6	MNHN		
Bandong	LL6	MNHN	x	
DM 207	L6	MNHN	x	
JG 137	L6	MNHN	X	
Dimmit	H3.7	MNHN		
Grady	L3.6	MNHN		
Oum Dreyga	H3-5	MNHN		
Plainview	H5	MNHN	X	
Zag	H3-6	MNHN		
Bou Hadid	L ?	MNHN		
Hedjaz	L3.7-6	MNHN		
Acfer 363	LL4	MNHN		
Dahmani	LL6	MNHN		
Galim	LL6	MNHN		
Manych	LL3.4	MNHN		
Ausson	L5	MNHN	x	
Oubari	LL6	MNHN		
DAG 587	L6	MNHN	x	
LV 117	H5	CEREGE	x	x
DaG 722	L6	Pisa Museo	x	x

Chapitre 2 : Méthodes

DaG 531	L6	Pisa Museo	x	x
DaG 537	L6	Pisa Museo	x	x

Table 1: Liste des échantillons étudiés, provenance et présence ou non de veines et de polymorphes de choc.

Sherg. = Shergottite NHM = National History Museum of London, IFP = Institute für Planetologie of Münster, CEREGE = Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement, UCLA = University of California, Los Angeles

III. Minéralogie et Géochimie des Chondrites L Choquées



L'étude de la minéralogie des échantillons est nécessaire à la fois afin de repérer de potentiels candidats pour calculer la durée du choc, mais aussi dans le but de comprendre les conditions de pression et de température subies par les météorites et retracer leur histoire.

Ici nous caractérisons donc les minéraux et leurs textures pétrographiques. Nous identifions les différents minéraux grâce à leur structure, observons leurs traces de choc et déduisons leur processus de formation. Grâce à ces informations, nous déterminons pour chaque météorite des conditions thermodynamiques de choc correspondantes.

Nous nous intéresserons dans une seconde partie aux changements de composition élémentaire par diffusion de certains polymorphes néoformés, puis nous évaluons grâce à cela la durée du choc et présentons les calculs de diamètre des bolides (corps parent et impacteur) impliqués dans les collisions dont dérivent les échantillons observés. En particulier, nous introduisons l'utilisation de la diffusion dans l'akimotoite pour calculer la durée du choc. Ce chapitre sera conclu par un article récapitulatif publié dans *Meteoritics and Planetary Science*, expliquant l'étude réalisée et montrant son application à trois échantillons.

1) Minéralogie

a) Échantillons

Comme mentionné dans la partie précédente, seules quelques lames minces ont été sélectionnées pour appliquer le protocole analytique. Ces échantillons et leurs propriétés sont décrits en Table 1.

Météorite	Provenance	Chute ?	Type
Tenham	MNHN et Institut für Planetologie	Oui	L6
Sixiangkou	University of California, Los Angeles	Oui	L5-6
Acfer 040	Institut für Planetologie	Non	L5-6
Coorara	Institut für Planetologie	Non	L6
Dhofar 649	Institut für Planetologie	Non	L6
NWA 757	Institut für Planetologie	Non	LL5-6
NWA 2478	Institut für Planetologie	Non	L6
Acfer 072	Institut für Planetologie	Non	L5-6
Sahara 98497	Institut für Planetologie	Non	L6
Sahara 99016	Institut für Planetologie	Non	L6
Sahara 98350	Institut für Planetologie	Non	L6
Beni M'Hira	MNHN	Oui	L6

Table 1: Liste des échantillons sur lesquels le protocole analytique, de la microscopie à la SIMS, a été conduit.

b) Composition

Les chondrites choquées sont formées de deux subdivisions de compositions distinctes : l'hôte chondritique, c'est-à-dire la partie de la météorite qui n'a pas été visiblement affectée par le choc, et la veine de choc. Ces compositions sont déterminées à partir des analyses MEB et Raman.

Comme presque tous nos échantillons sont des chondrites L6, les hôtes chondritiques sont assez similaires et de composition classique pour ce type. On y trouve principalement de l'olivine, des pyroxènes (particulièrement des orthopyroxènes de composition proche de l'enstatite (En₇₀Fs₃₀)), et des plagioclases. Comme minéraux accessoires, on peut observer de nombreux alliages de Fer-Nickel, des chromites, et des phosphates, notamment des apatites et merrillites. Leurs olivines sont plutôt forstéritiques, ayant un Mg number (Mg#, pourcentage du magnésium par rapport au fer dans la structure) de l'ordre de 70.

Pour ce qui est de la partie veine de choc, les compositions sont variables. Le minéral commun à toutes les météorites est l'enstatite. De manière occasionnelle, nous avons observé de l'olivine non transformée (c'est-à-dire ayant été préservée de potentielles transitions vers la wadsleyite ou la ringwoodite grâce à des variations locales de pression ou température), gardant une composition similaire à celle des olivines de l'hôte chondritique. Pour ce qui est des polymorphes de haute pression, les plus communs sont la ringwoodite et la maskelynite, un verre diaplectique (provenant d'un liquide dense refroidi brutalement sous forme de verre lors de la décompression) issu des plagioclases. Toutes deux se trouvent souvent sous formes de larges plages complètement transformées. L'akimotoite, la majorite et la hollandite tendent à être plus rares, on en trouve ponctuellement des cristaux dans les météorites de Tenham et Sixiangkou notamment, souvent disséminés dans la matrice (partie fondue) des veines de choc. Enfin, dans certains échantillons se trouve de l'olivine en association avec des wadsleyites et de la ringwoodite : ces météorites échantillonnent l'ensemble des polymorphes de $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$.

La Table 2 détaille les différents minéraux observés dans chaque météorite, et la Table 3 renseigne sur la composition des polymorphes les plus abondants pour trois météorites. En général, ces compositions sont relativement similaires, bien que certains minéraux contiennent parfois d'importantes quantités d'éléments traces, selon l'endroit échantillonné lors des mesures chimiques. Les compositions de la maskelynite varient selon le plagioclase originel (albite, anorthite ou intermédiaires).

La Figure 1 représente les spectres Raman ayant permis de discerner les polymorphes les plus communs. Ces spectres permettent l'identification formelle des polymorphes de haute pression car cette méthode vibrationnelle est basée sur la structure des minéraux traversés, qui induit un changement caractéristique de la fréquence lumineuse. Dans le cas des minéraux communs dans les veines de choc, les minéraux de haute et basse pression ont des spectres très différents, avec des différences d'emplacements de pics d'au moins 30 cm^{-1} (pour l'olivine-ringwoodite) et allant jusqu'à 140 cm^{-1} et (pour l'enstatite et l'akimotoite), ce qui est très significatif et facilement repérable sur le spectre (Figure 1). De plus, dans certains cas, de nouveaux pics peuvent apparaître, comme par exemple le pic à 765 cm^{-1} sur le spectre de la hollandite, qui apparaît à 765 cm^{-1} alors que les pics de la phase de basse pression, le plagioclase, se trouve dans les domaines des faibles nombres d'ondes : $200\text{-}500\text{ cm}^{-1}$. Nos spectres ne présentent pas de différences majeures avec ceux consignés dans la littérature (Base de données du RRUFF, Lafuente et al., 2015).

Météorite	Ringwoodite	Akimotoite	Hollandite	Majorite	Bridgmanite	Tuite	Jadéite	Wadsleyite
Tenham	x	x	x	x	Tschauner et al. 2014	x		
Acfer 040	x	x		x	Sharp et al. 1997			
Sixiangkou	x	x	x	x		Li & Hsu 2018		
Coorara	x			x				
Beni								
M'Hira	x			x			x	
Berduc							x	x
Dhofar 649						x		
LV 114	x						x	x
M'Bale	x							x
NWA 757	x					x		
NWA 8015				x				
Sahara								
98350	x					x		x
Sahara								
98497	x					x		x
Sahara								
98507	x							
Sahara								
99011	x							
Sahara								
99214	x							x
Sahara								
97085	x							
Sahara								
99016	x							x
NWA								
2478	x					x		
Acfer 072	x					x		
Sahara								
98507	x							x
Sahara								
98558	x							x

Table 2: Table représentant la variété minéralogique des différents spécimens de météorites observés. Certains minéraux ont été observés dans la littérature mais pas dans le cadre de cette étude : dans ce cas, les références correspondantes sont citées. Les croix correspondent à nos observations.

Acfer 040	Al2O3	CaO	Cr2O3	FeO	MgO	MnO	NaO	SiO2	TiO2	Total
Ringwoodite	0.07	0.07	0.1	24.99	38.22	0.19	0.1	37.29	0.05	101.08
Akimotoite	0.21	0.49	0.14	8.78	34.13	0.26	0.15	55.84	0.26	100.27
MgSiO ₃ Glass	0.23	1.15	0.13	18.83	23.76	0.76	2.01	51.9	0.18	98.95
Matrix	0.87	1.32	0.56	9.96	28.44	0.66	2.14	52.19	0.22	96.37
Maskelynite	21.28	2.55	0.09	1.52	1.46	0.05	8.05	63.7	0.07	98.76
Tenham	Al2O3	CaO	Cr2O3	FeO	MgO	MnO	NaO	SiO2	TiO2	Total
Ringwoodite	0.05	0.04	6.47	23.27	37.2	0.4	0.06	38.07	0.04	105.59
Akimotoite	0.19	0.83	0.17	14.4	28.66	0.45	0.39	54.02	0.18	99.3
Low Ca Pyroxene	0.2	0.61	0.15	13.52	28.6	0.47	0.23	54.41	0.22	98.41
High Ca Pyroxene	0.44	21.67	1.15	5.29	16.03	0.21	0.5	52.88	0.49	98.67
Matrix	4.54	2.43	0.54	12.85	23.96	0.4	1.27	49.79	0.17	95.95
Maskelynite	22.78	2.65	0.07	0.88	0.42	0.07	5.36	64.86	0.08	97.17
Sixiangkou	Al2O3	CaO	Cr2O3	FeO	MgO	MnO	Na2O	SiO2	TiO2	Total
Ringwoodite	n.d.	0.03	0.02	23.59	38.13	0.38	0.05	37.98	0.02	100.19
Olivine	n.d.	0.04	0.01	22.84	38.41	0.49	0	38.39	n.d.	100.14
Akimotoite	0.14	0.76	0.07	15.44	28.22	0.49	0.42	53.37	0.2	99.11
Low Ca Pyroxene	0.14	0.76	0.11	14.25	29.05	0.49	0.17	54.99	0.2	100.15
Maskelynite	22.77	2	0.01	0.21	0.01	0	3.79	68.73	0.03	98.35

Table 3: Concentrations en oxydes de certains minéraux dans trois météorites différentes (obtenues en EPMA)

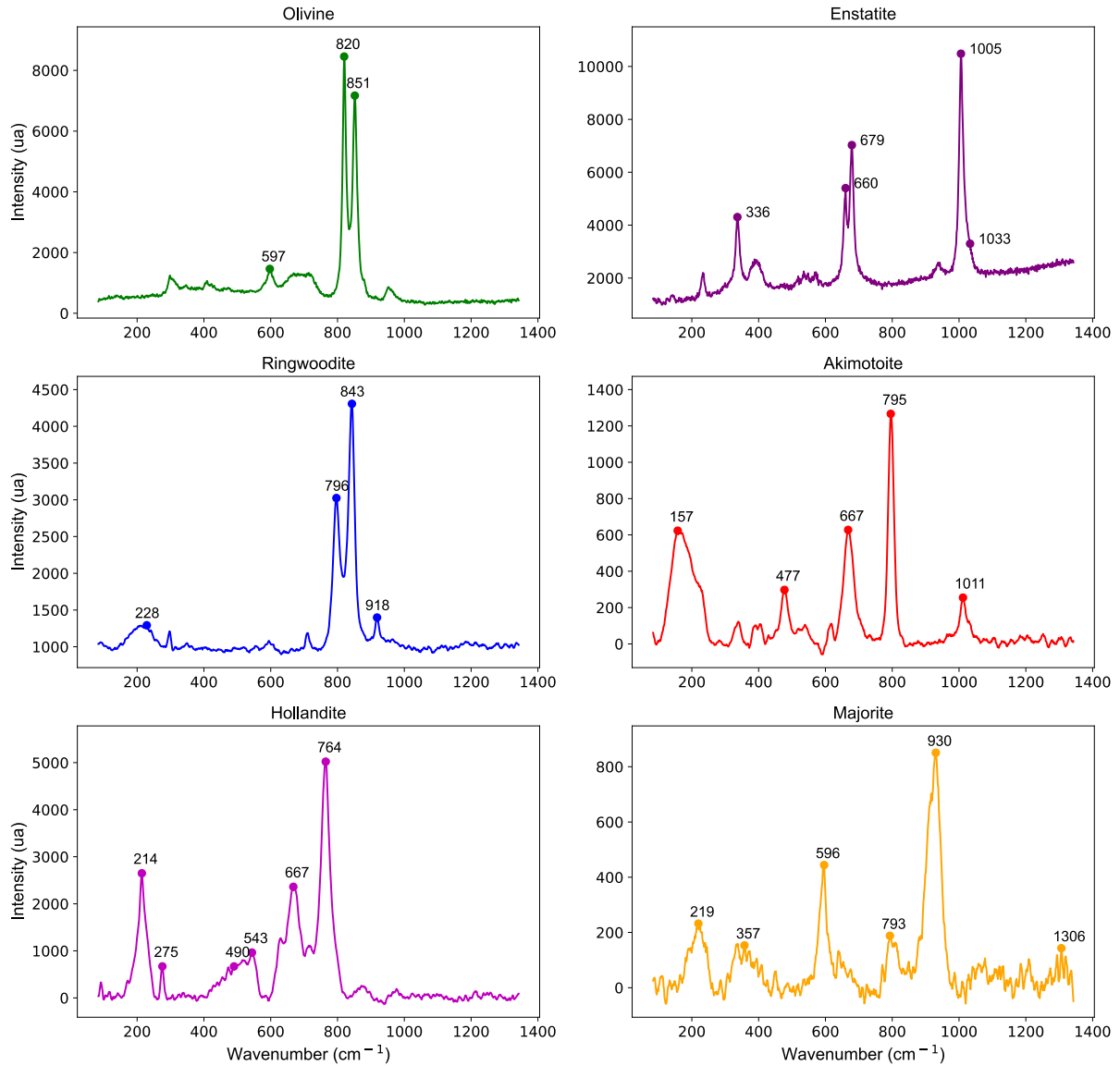


Figure 1: Spectres Raman des polymorphes de haute pression les plus communs dans les veines étudiées. Ces données ont été acquises pour la météorite de Tenham, considérée représentative car elle est l'échantillon de découverte de nombreux de ces minéraux.

c) Textures Pétrographiques

Pour ce qui est des textures observées en MET et MEB, la plus commune, notamment pour les ringwoodites, est l'agrégat polycristallin. Il s'agit également de la forme la plus commune pour l'akimotoite et la hollandite. Ceux-ci peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de micromètres, comme ce que l'on peut observer sur la Figure 2. Suite au passage de l'onde de choc ainsi qu'aux frottements et aux localisations de la contrainte dans les veines, ces

agrégats sont souvent fortement fracturés, parfois aplatis voir cisillés par l'application de la pression (Miyahara et al., 2021). Ces agrégats peuvent provenir à la fois de transformation à l'état solide de fragments de l'hôte chondritique entraînés dans la veine lors de la collision (Miyahara et al., 2008), et de grains cristallisés directement depuis le liquide silicaté de la veine de choc (I.2.b). Sans analyse chimique poussée, il est cependant difficile de distinguer ces deux origines. Ces agrégats vont être importants afin de déduire les conditions thermodynamiques en vigueur lors du choc. Cependant, nous allons ici nous focaliser sur les assemblages présentant deux polymorphes en conjonction, qui eux vont nous permettent d'observer les différences de compatibilités élémentaires (I.3.d).

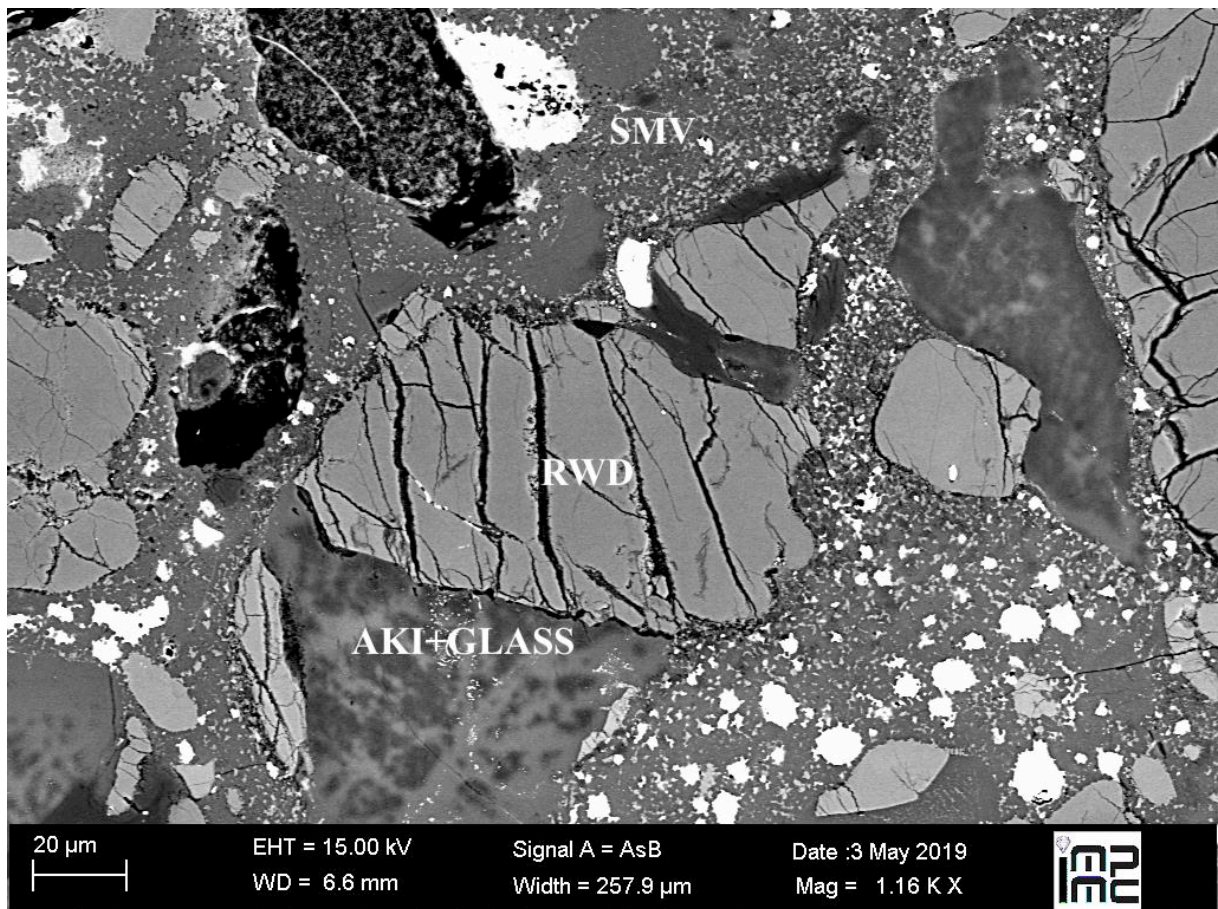


Figure 2 : Exemple d'agrégat de ringwoodite dans la météorite d'Acfer 040 (centre). On observe que cet agrégat est très fracturé, et que les fractures semblent être disposées sur des plans orientés. On n'observe pas de différence chimique majeure à l'échelle du grain, la composition est homogène : cela a été vérifié par profil EDX. Légende : RWD= Ringwoodite ; AKI= Akimotoite; SMV =Shock Melt Vein; AKI+Glass= Verre et akimotoite

En effet, une autre texture que l'on peut trouver pour certains polymorphes est la texture de lamelles. Il s'agit de croissances linéaires d'un polymorphe de haute pression à l'intérieur d'un cristal de polymorphe de basse pression. Celles-ci se trouvent principalement pour l'assemblage olivine-ringwoodite, mais dans la météorite Tenham, des lamelles d'akimotoite ont été repérées dans un cristal d'enstatite (Figure 3). Ces lamelles d'akimotoite vont nous permettre pour la première fois d'utiliser les partitions chimiques entre deux polymorphes d'enstatite pour calculer une durée de choc. Ozawa et al. (2009) ont découvert des lamelles de majorite dans Yamato 74445, mais nous n'avons pas trouvé ce genre d'assemblage dans nos échantillons. Les lamelles se trouvent en général au bord des veines, là où le refroidissement est le plus rapide, permettant la coexistence de deux polymorphes. Il est cependant possible d'en trouver au niveau des cristaux entraînés dans les veines de choc.

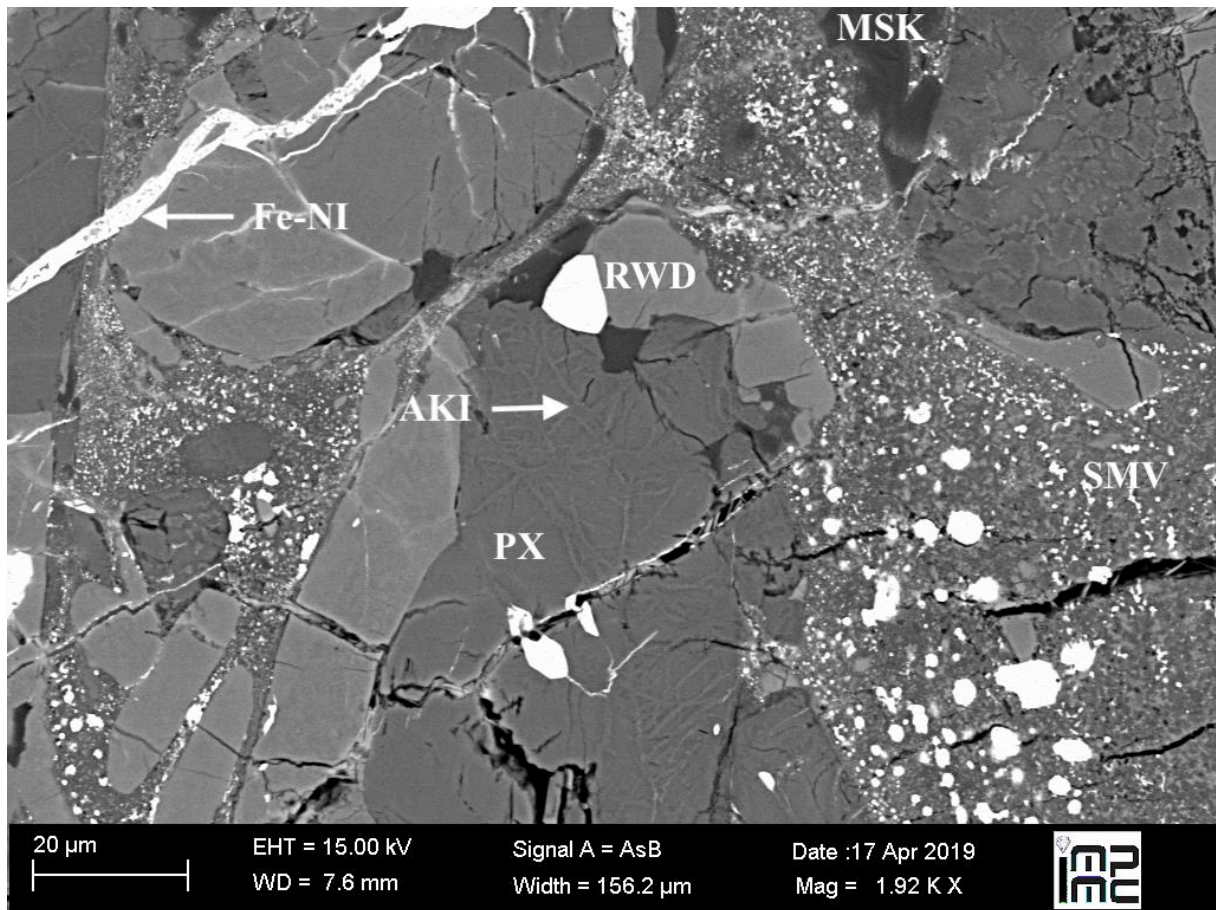


Figure 3: Exemple de lamelles d'akimotoite dans un cristal d'enstatite dans la météorite de Tenham. Les lamelles apparaissent légèrement plus claires que l'enstatite. AKI= Akimotoite ; RWD= Ringwoodite ; PX= Pyroxène ; Fe-Ni= Metal ; MSK=Maskelynite

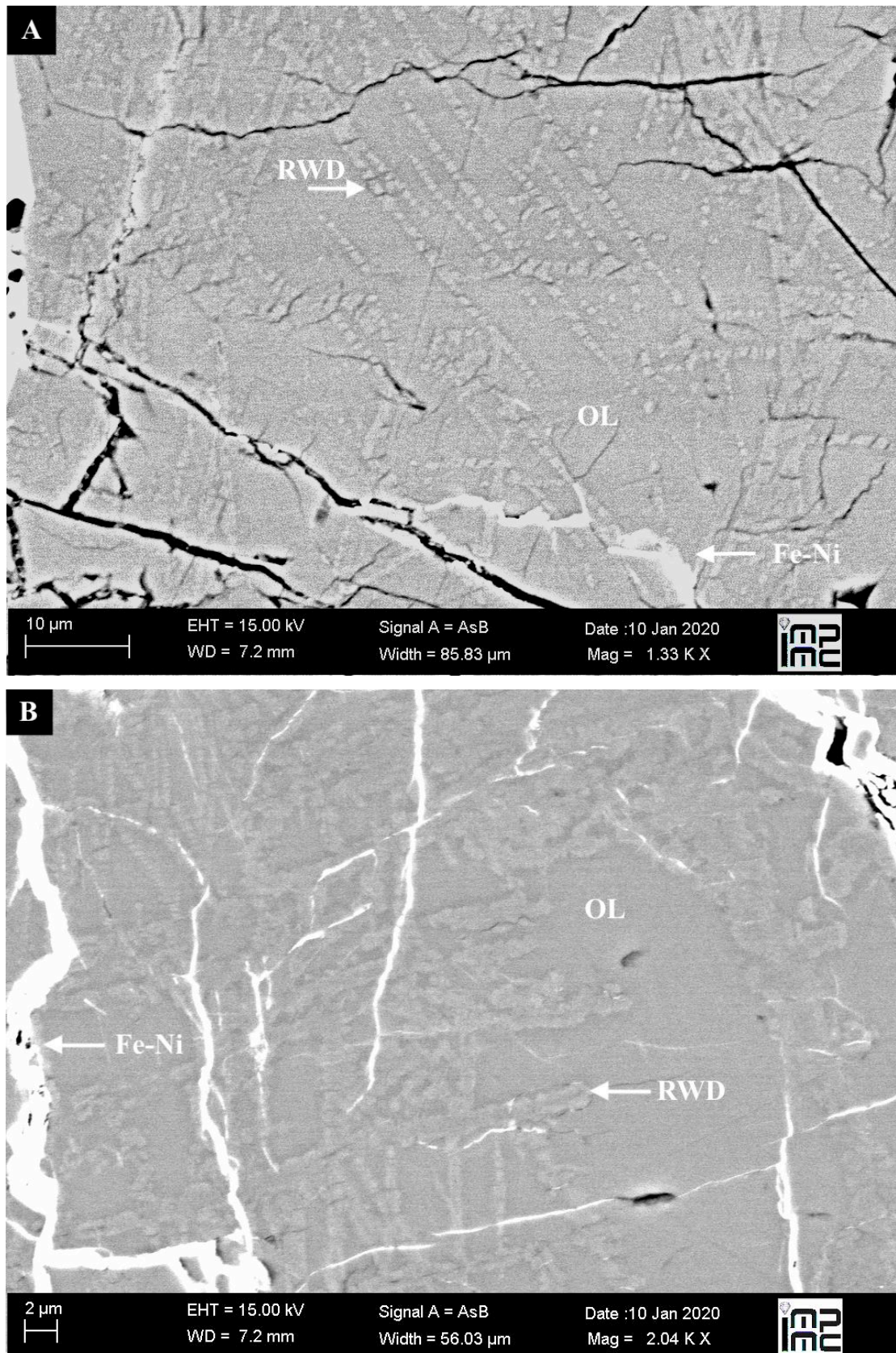


Figure 4: Exemples de lamelles de Ringwoodite discontinues(A) et continues(B) (gris clair) dans un cristal d'olivine (gris plus sombre) de la météorite de Tenham. Le matériau le plus clair correspond à des veines de métal. OL= Olivine ; Fe-Ni= Métal ; RWD= Ringwoodite.

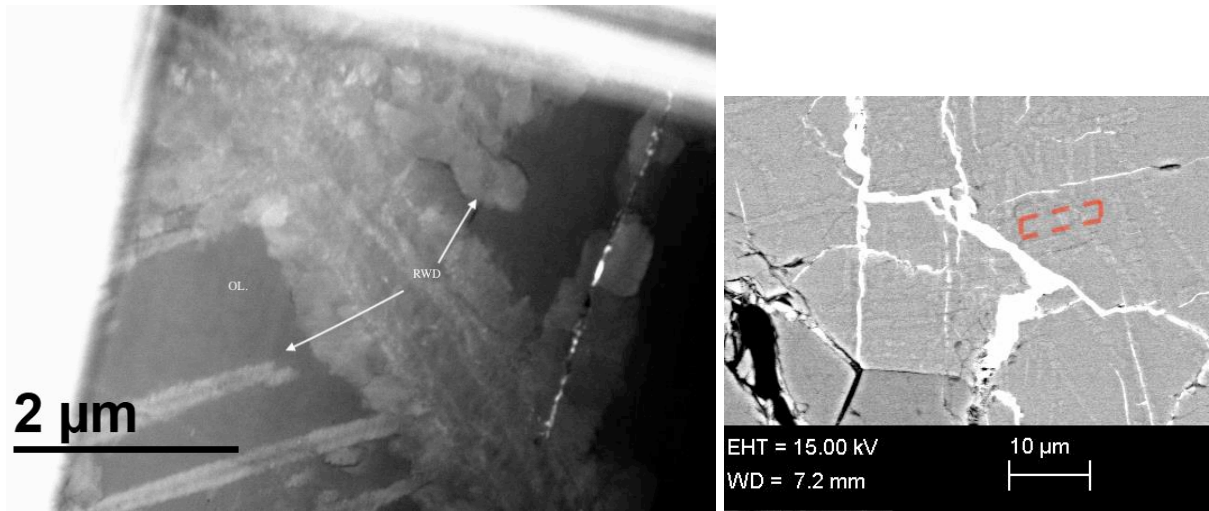


Figure 5 : Image STEM-HAADF d'une lamelle de ringwoodite biphasée dans la météorite de Tenham, et image BSE de la localisation de la lame mince. L'intérieur semble présenter des cristaux très fins, tandis que la partie externe est clairement marquée par de larges cristaux d'orientations différentes les uns des autres. On observe également de petites lamelles en bas à gauche sans couche externe. OL= Olivine et RWD= Ringwoodite.

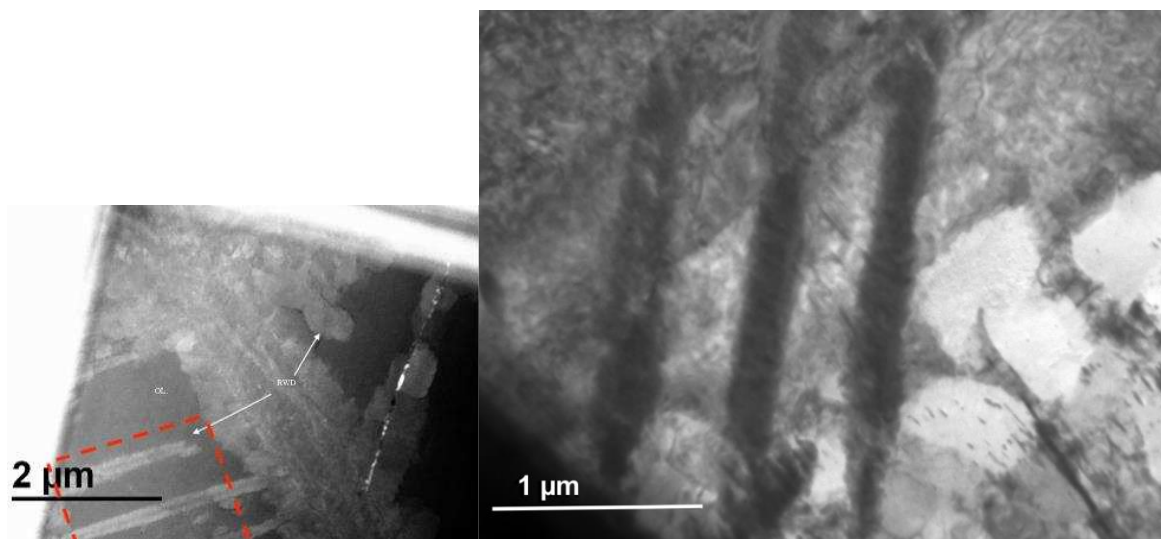


Figure 6: Image STEM-HAADF magnifiée sur les petites lamelles de la figure 5, et figure de localisation correspondante.

Les lamelles peuvent présenter une orientation particulière (*i.e.* s'être préférentiellement développées sur certains axes cristallins, notamment les axes prônes aux défauts), ou aléatoires (Figure 4.A). On compte également deux types de formes de lamelles : continues, avec des bords généralement ondulés (Figure 4.A), et les lamelles discontinues, dont les bords sont plus lisses (Figure 4.B). Ces différentes textures sont attribuées à l'orientation des lamelles. En effet,

en observant ces structures plus finement, au MET, les lamelles continues présentent en leur sein deux textures distinctes : un intérieur très finement cristallisé, tandis que leur extérieur est composé de larges cristallites de ringwoodite aux orientations aléatoires. Ces textures se différencient de l'olivine non transformée, très lisse et homogène (Figure 5). Les lamelles observées en Figure 4.A sont donc probablement l'entièreté des lamelles en coupe, tandis que les lamelles en Figure 4.B seraient observées sur la tranche, expliquant les discontinuités.

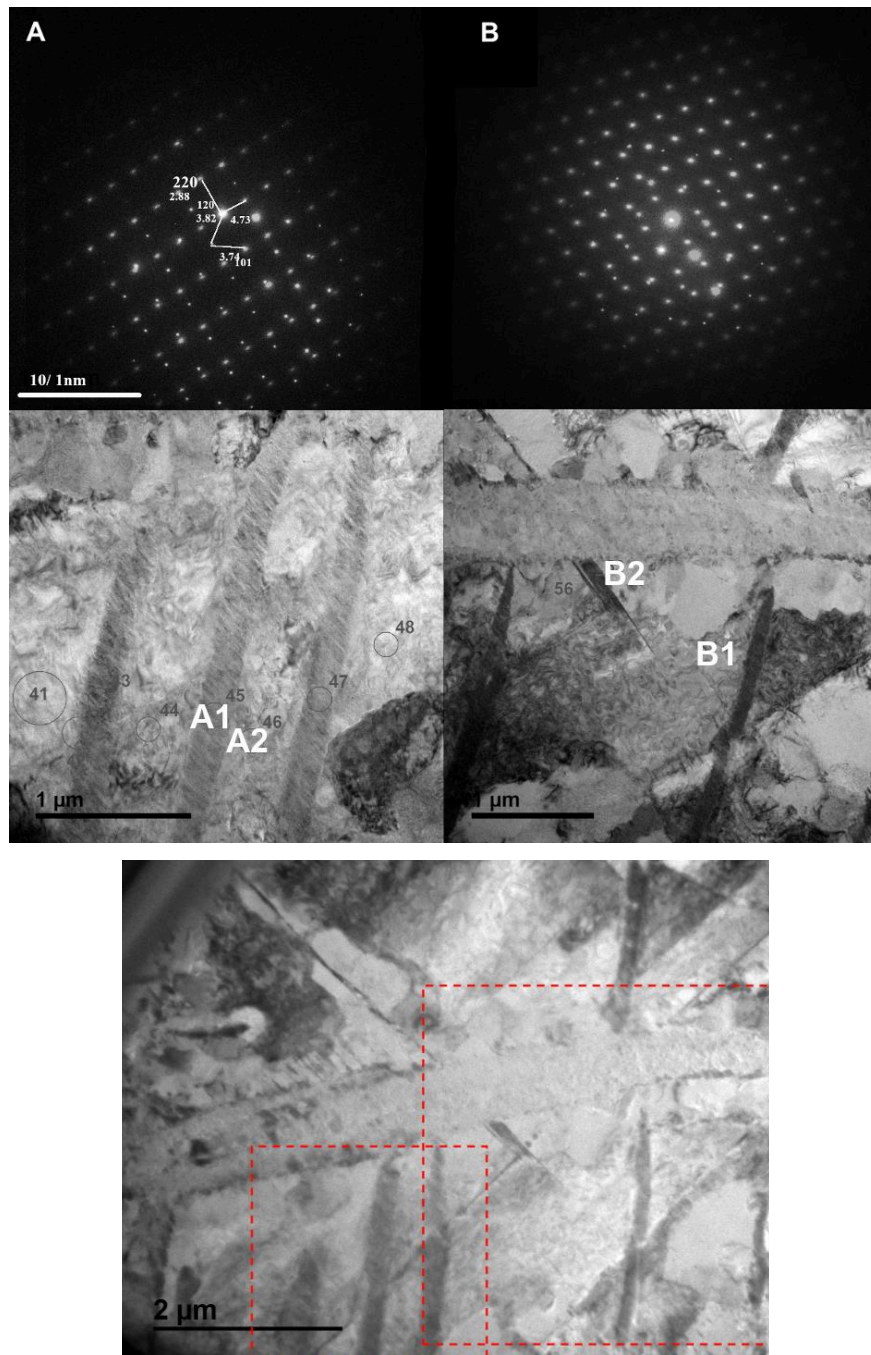


Figure 7: Clichés de diffraction. A: Superposition de clichés de diffraction de l'olivine hôte (A2 sur le cliché STEM correspondant) et d'une des fines lamelles (A1). B: Superposition de clichés de l'olivine hôte (B1) et de la partie large de la lamelle (B2). Figure 7b : localisations relatives des deux zones où ont été effectués les clichés de diffraction.

Grâce à ces informations, nous pouvons déduire le mode de formation de ces textures. Pour expliquer les textures observées, le processus est probablement complexe et a lieu en deux temps. Tout d'abord se forme la partie finement cristallisée. Selon les images de diffraction (Figure 7), ces parties sont cohérentes avec le réseau de l'olivine hôte. Il est probable que ces lamelles se soient formées le long de fractures préexistantes du cristal d'olivine. Ensuite, un changement du mode de nucléation résulte en la formation sur les bords des lamelles de cristaux micrométriques, qui eux ne partagent aucun axe cristallographique avec l'olivine environnante. Il s'agit donc de nucléation incohérente. Ce mode de formation est compatible avec celui proposé par Kerschhofer et al. (2000). Cependant, comme nous le verrons plus tard, les dimensions de nos lamelles sont un ordre de grandeur au-dessus de celles observées par cette équipe.

Ces lamelles seront la texture principalement étudiée dans le cadre de ce manuscrit, car elles nous permettront de voir les contrastes chimiques entre deux polymorphes mais aussi car leurs paramètres de croissance ont été évalués (Kerschhoffer 1996, 2000). Comme mentionné dans la partie II.3.b, nous observons donc aussi leurs largeurs afin de calculer leurs vitesses de croissance. La largeur des lamelles est très variable dans les différentes météorites et même au sein d'une même veine. La Table 4 représente les moyennes et extrema des différentes météorites étudiées. Ces largeurs ont été mesurées sur les clichés MEB, ou MET lorsque de telles images étaient disponibles, à l'exception de NWA 8623, Sahara 98558, Sahara 97085, Sahara 99214 et Sahara 98507 pour lesquelles seuls des clichés de microscopie optique étaient disponibles. Des exemples de détermination de diamètres de lamelles sont disponibles en annexe du chapitre. Afin de tenir compte des hétérogénéités au sein de même lamelles, plusieurs mesures sont faites au sein d'une même lamelle. Il est à noter que de par les méthodes de repérage utilisées, un biais de sélection en probablement fait en faveur des lamelles les plus épaisses.

Météorite	Minimum (µm)	Moyenne (µm)	Maximum (µm)	Erreur Absolue (µm)	Nombre de Lamelles
Tenham	0.8	2.2	3.3	0.48	26
Sixiangkou	0.9	1.2	1.4	1	5
Dhofar 649	0.5	1.7	3.9	0.2	18
NWA 2478	0.9	1.8	2.4	0.3	32
NWA 757	0.4	1.0	1.7	0.1	13
Coorara		0.6		0.1	1
Acfer 072	1.2	2.3	3.6	0.2	3
BeniM'Hira	1.7	3.3	6.4	0.1	13
LV 114	2	3.0	4.9	0.6	5
NWA 8623	1.0	1.8	2.5	0.3	2
S97085		1.1		0.2	1
S98497	1.5	2.6	3.5	0.2	4
S98507	2.4	4.8	8.1	0.5	4
S98558	3	4.1	5.1	0.3	5
S99016	1	2.6	4.7	0.4	14
S99214	3	4.0	6.1	0.2	3

Table 4 : Mesures de différentes épaisseurs de lamelles de ringwoodite. L'erreur absolue représente l'erreur sur les mesures.

Certains cristaux d'olivine peuvent présenter des bordures de ringwoodite riche en fer, de composition proche de l'ahrensite (Fe_2SiO_4 , voir figure 8). Pareillement, dans la météorite de Tenham, on trouve également des bordures de majorite autour de certaines enstatites. Ces bordures peuvent être le résultat d'un métamorphisme de contact dû à la présence de liquide silicaté produit par le choc. Ce liquide chaud (~2400 K, Agee et al., 1995), provoque par son contact une transition de phase de l'olivine ou du pyroxène, froids, vers leurs polymorphes respectifs de haute pression.

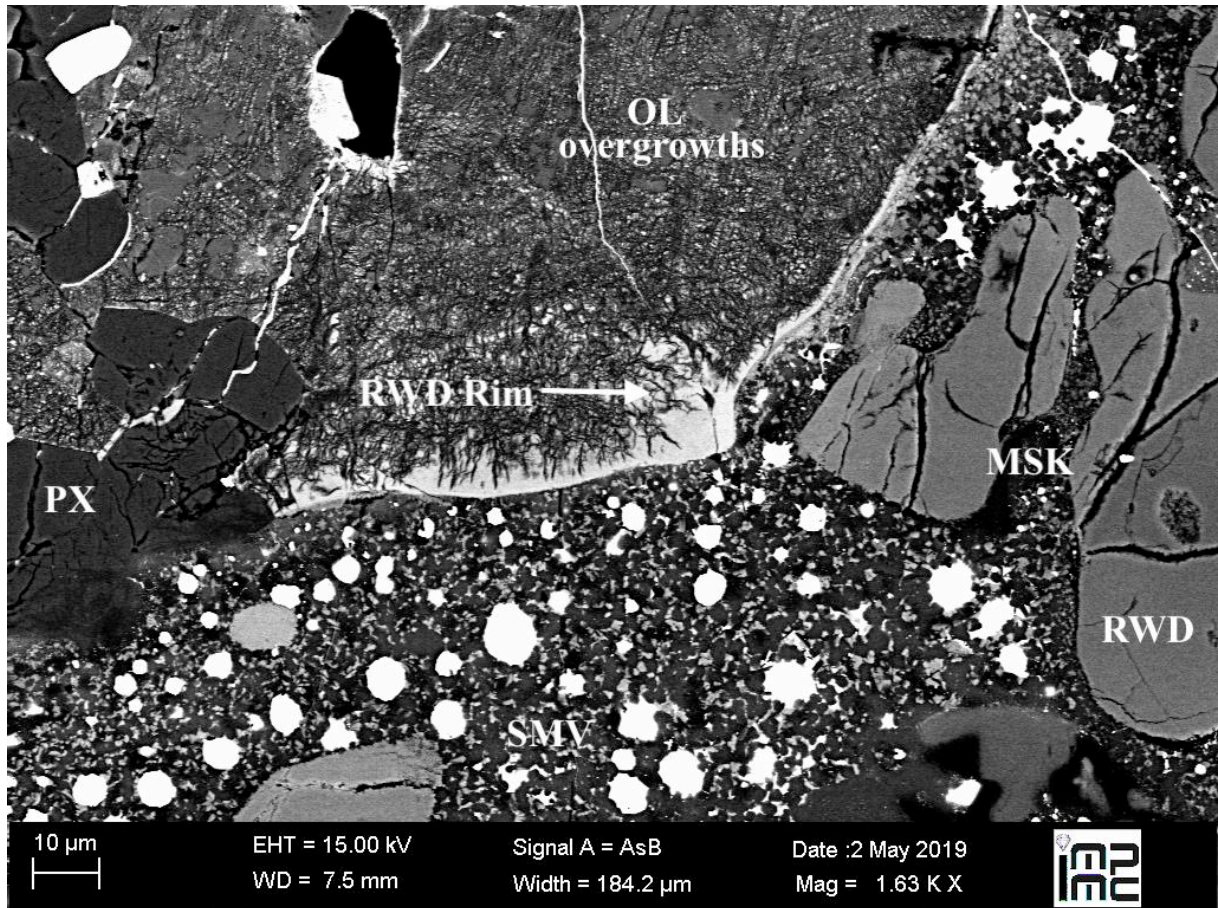


Figure 8 : Textures de bordures et d'excroissances dans la météorite d'Acfer 040. On observe que les ringwoodites formées par métamorphisme de contact sont plus claires que les ringwoodites sous forme d'agrégats, ce qui marque leur composition enrichie en fer et plus proche de l'ahrensite. OL= Olivine ; RWD= Ringwoodite ; PX= Pyroxène ; MSK=Maskelynite. Overgrowth désigne les excroissances et rims les textures en bordures.

Une autre texture notable dans la Figure 8 est celle des « excroissances » (overgrowths, en haut de l'image). Dans ce cas, les ringwoodites et les olivines forment des textures dendritiques. Ces assemblages sont relativement rares, et nous les observons uniquement pour les olivines de Coorara et Acfer 040. Cette texture est similaire à celle observée par Miyahara et al. (2009) dans la météorite ALHA78003 et est expliquée par un processus de cristallisation fractionnée. Cela semble également être le cas dans le cadre de nos minéraux, car ils présentent de très grandes différences chimiques – la Figure 8 montre bien un contraste de phase relativement fort pour deux espèces de même composition chimique nominale. Cependant, la différence est que les auteurs rapportent la présence de wadsleyite, qui n'a pas été repérée dans nos échantillons. Cela pourrait suggérer que les météorites Acfer 040 et Coorara ont subi un

réchauffement plus rapide, ou ont été transformées à plus haute pression, de manière à inhiber la formation du polymorphe intermédiaire.

Pour finir, l'akimotoïte peut se présenter sous une forme un peu particulière dans certaines météorites. Il s'agit d'un assemblage de verre à composition pyroxénique, dans lequel cristallisent des petits groupements de cristaux d'akimotoïte, séparés par des joints épais constitués eux aussi de verre (Figure 9, Figure 10). Cet assemblage a été observé dans le passé pour la météorite GRV 052082 (Feng et al., 2017). Le mode de formation avancé dans la littérature est la transformation d'un cristal de pyroxène en bridgmanite, puis une amorphisation de la bridgmanite lors de la détente, lorsque les conditions sont sorties de son champ de stabilité. Une partie des cristaux de bridgmanite se seraient rétrotransformés en akimotoïte. Ici, cette hypothèse ne semble pas être valide pour deux raisons : autour des assemblages, aucune fracture n'est observée, cela implique qu'il n'y a pas eu de changement de volume majeur, ce qui serait le cas s'il y avait eu une transition de la bridgmanite à l'akimotoïte. De plus, comme nous le verrons à la partie suivante (III.2.b), les deux composants présentent de larges redistributions chimiques. Cela indique alors plutôt une formation du type cristallisation fractionnée, comme la texture des excroissances.

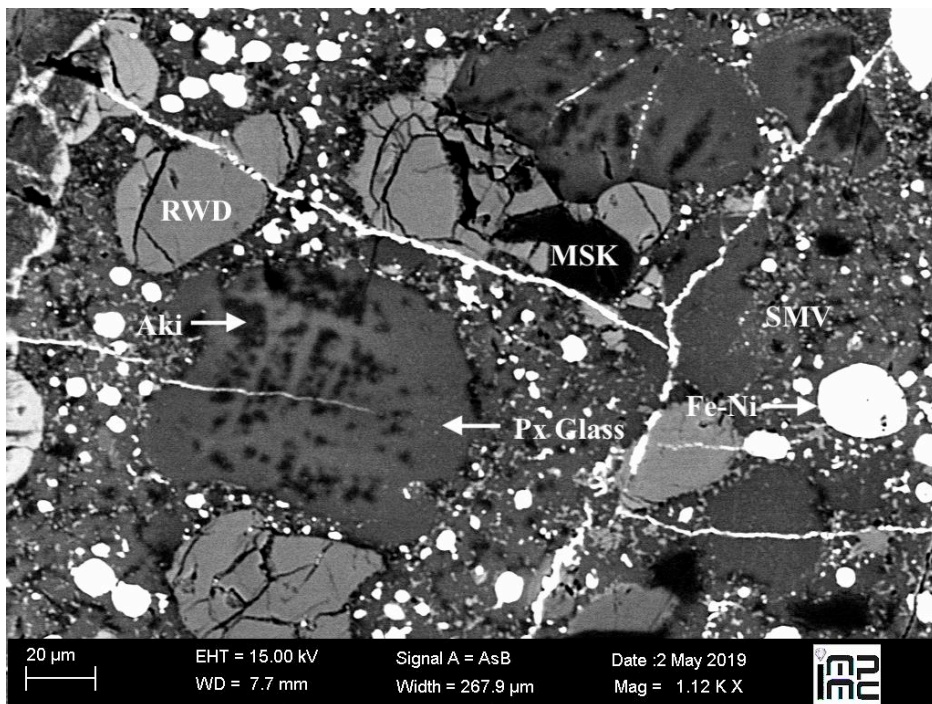


Figure 9: Zones de pyroxène vitreux (clair) accompagné de cristallites d'akimotoïte (sombre) dans la météorite d'Acfer 040. PX Glass= Verre pyroxénique, AKI= Akimotoïte ; RWD= Ringwoodite ; PX= Pyroxène ; Fe-Ni= Metal ; MSK=Maskelynite ; SMV= Shock Melt Vein

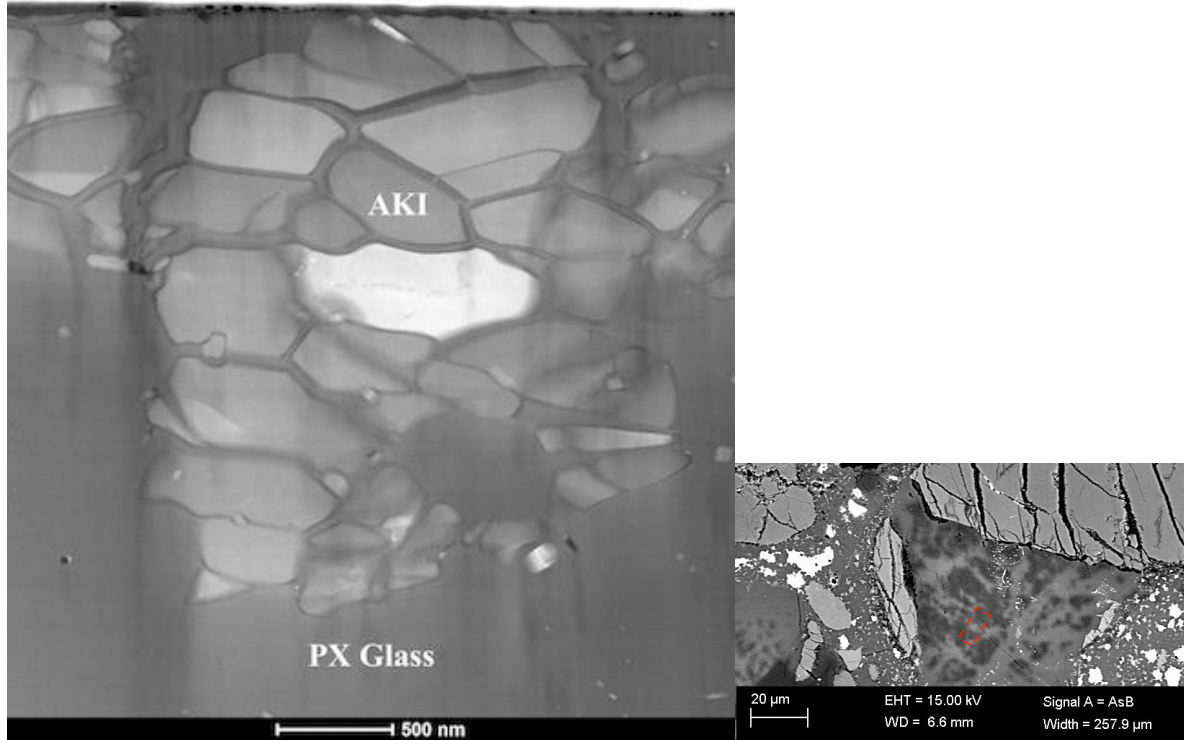


Figure 10: Vue en STEM (détecteur BF) de la texture montrée dans la figure précédente- les couleurs sont ici inversées par rapport à celles observées en BSE (Figure 9), avec le verre apparaissant plus sombre et les cristaux d'akimotoite plus clairs. A droite, localisation de la lame mince sur une image MEB BSE. Météorite d'Acfer 040.

d) Conditions Thermodynamiques

Grâce à la Table 2, nous pouvons croiser les différents diagrammes de phase obtenus par expériences statiques (Figure 11) pour obtenir une estimation des pressions et températures de cristallisation atteintes dans les différents échantillons. Il faut cependant noter que les températures et les pressions sont variables à travers la veine, la propagation de l'onde de choc se faisant de manière hétérogène dans la roche en fusion. Ainsi, les seules conditions qui peuvent être déduites correspondent à un pic. En effet, l'estimation des paramètres thermodynamiques est basée sur les assemblages représentant les plus hautes pression et température enregistrées (Fritz et al., 2017 ; Xie et al., 2006).

Cela peut poser problème dans le cas où les assemblages de très haute pression seraient rétrotransformés. Les assemblages de plus haute pression connus pour l'olivine et l'enstatite sont, respectivement, un assemblage de bridgmanite et de magnésio-wüstite, et la bridgmanite (seule). Or, nous avons évoqué que la bridgmanite était compliquée à observer, notamment par

spectroscopie Raman. L'étude de ce minéral requière donc l'utilisation de méthodes de diffraction, ce qui pour des raisons de temps est impossible à pratiquer en plusieurs endroit et sur chaque lame mince. Nos estimations constituent donc une limite inférieure du pic de pression et de température observé, et se basent sur l'hypothèse que la cristallisation a lieu durant le pic de pression (et non avant). De plus, ces assemblages ont été formés par pression statique. Il est possible que dans des conditions dynamiques telles que les impacts entre bolides, les conditions soient différentes. Ces problématiques seront discutées en conclusion.

En règle générale, les études d'Agee et al. (1995) ont montré que pour une composition chondritique (Mg# intermédiaire entre celui d'Allende et de la péridotite KLB-1, présentées dans cet article), une température d'environ 2375 à 2575 K est nécessaire pour atteindre le liquidus. De plus, la majorité de nos météorites contiennent de la tuite, qui est intéressante car sa température de formation est estimée à 2370 K (Xie et al., 2003). On peut également utiliser la majorite pour contraindre les conditions de formation, car son champ de stabilité est assez restreint, et sa température de formation est elle aussi de l'ordre de 2300 K.

Pour ce qui est de la pression, comme presque toutes nos météorites contiennent de la ringwoodite, nous pouvons déterminer que la pression minimale était de ~15 GPa (si elle est présente en conjonction avec de la wadsleyite), voire entre 19 et 25 GPa pour la majorité des météorites, contenant de la ringwoodite seule. Nous modulerons cette valeur en fonction de la prévalence d'autres polymorphes de haute pression (akimotoite, bridgmanite, majorite, jadéite, wadsleyite...) disponibles dans la veine, ainsi qu'en observant les textures de la matrice de la veine de choc et des différents polymorphes. Une prévalence des polymorphes de haute pression comme la ringwoodite et l'akimotoite indiquerait donc une plus haute pression que dans une météorite contenant plutôt de la wadsleyite et de l'enstatite.

Pour Tenham et Acfer 040, les pressions sont particulièrement élevées. Elles ont en effet été répertoriées dans la littérature comme contenant de la bridgmanite, ce qui implique une pression de l'ordre de 25 GPa au minimum. Sixiangkou ne contient pas de bridgmanite, mais elle contient de nombreux polymorphes : nous estimons le pic de pression à 23-24 GPa. Beni M'Hira et Coorara sont également des météorites présentant une large gamme de polymorphes, dont la majorite et la jadéite – la majorite est assez peu commune et implique une pression relativement haute. Nous estimons donc la pression à 21-23 GPa. Pour ce qui est des météorites contenant seulement de la ringwoodite, nous donnons une large de gamme de pression : entre 19 et 23 GPa. Cependant, pour les météorites qui contiennent aussi de la wadsleyite, cette

pression devait être à la limite de stabilité de la ringwoodite soit 18 GPa, pour que les deux phases puissent coexister.

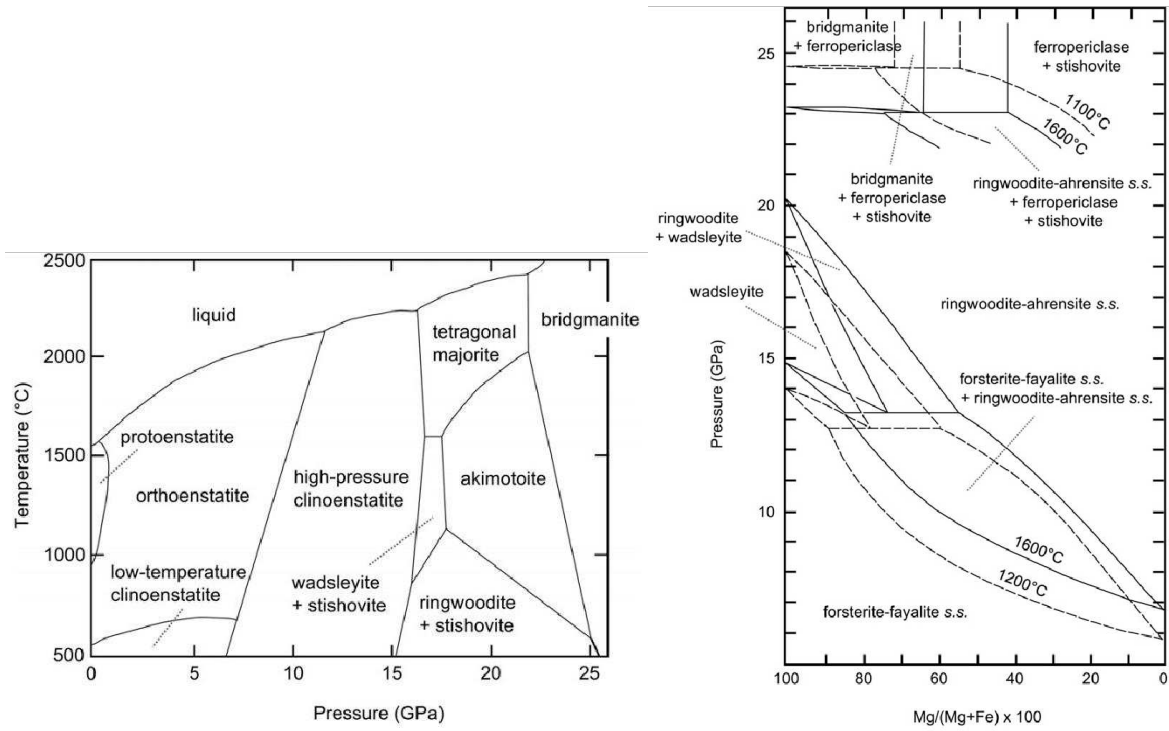


Figure 11: Diagrammes de phase de (a) $MgSiO_3$ et (b) $(Mg,Fe)_2SiO_4$ issus de Tomioka et al.,

2017

Météorite	Pression (Gpa)	Assemblage correspondant	Température (K)	Assemblage correspondant
Tenham	25	Bridgmanite	2400	Aki + Maj + tuite
Sixiangkou	23-24	Aki prépondérante	2400	Aki + Maj + tuite
Acfér 040	25	Bridgmanite	2400	Aki + Maj + Bridg
Coorara	21-23	Jadéite + Majorite	2400	Majorite
Dhofar 649	19-23	Pas de wadsleyite	2400	Tuite
NWA 757	19-23	Pas de wadsleyite	2400	Tuite
NWA 2478	19-23	Pas de wadsleyite	2400	Tuite
Acfér 072	19-23	Pas de wadsleyite	2400	Tuite
Sahara 98497	18	Wadsleyite+Ringwoodite	2400	Tuite
Sahara 99016	18-20	Traces de wadsleyite	2100	Fonte Globale
Sahara 98350	19	Wadsleyite+Ringwoodite	2400	Tuite
Beni M'Hira	21-23	Jadéite + Majorite	2400	Majorite + Jadéite

Table 5 : Résumé des conditions déduites et assemblages de minéraux justifiant nos choix.

Aki= Akimotoite ; Maj= Majorite ; Bridg=Bridgmanite.

2) Géochimie

a) Mesure des Gradients de Composition

Dans les études précédant cette thèse ont été utilisés l'EDS (sur MEB, Chen et al., 2004) et la NanoSIMS (Beck et al., 2005) dans le but de mesurer des distances de diffusion entre différents polymorphes. Ici, nous souhaitons dans un premier temps vérifier la pertinence de la NanoSIMS en tant qu'outil pour observer les contrastes chimiques. En effet, en théorie, il s'agit de la méthode optimale, car elle permet de mesurer plus d'éléments que l'EDS, y compris ceux présents en trace, et elle évite le besoin de prélever des lames FIB, contrairement au MET. Elle permet également de cibler certains isotopes. Cependant, au fil des mesures ayant été faites lors de cette thèse, a été soulevée la question de savoir si la NanoSIMS permettait de faire la discrimination entre un profil de diffusion et un simple contraste entre deux phases. Pour cela, nous avons choisi de conduire une comparaison avec le MET, dont les détails techniques ont été évoqués en partie II.11. Nous choisissons le MET pour effectuer cette comparaison car cet

instrument permet lui aussi de générer des cartographies élémentaires à l'échelle du nanomètre, plus précisément sa résolution est estimée entre 0.2 et 2 nm, soit 25 fois plus puissante que celle de la nanoSIMS, et donc de tracer des profils très détaillés.

Quatre lames minces ont été préparées sur les météorites Tenham et Acfer 040, afin de permettre à la fois de comparer des profils pour des assemblages olivine-ringwoodite et pyroxène-akimotoite. Nous avons ensuite tracé dans chacune de ces lames des profils sur différents éléments.

Nous pouvons observer sur la Figure 12 que globalement, les profils effectués dans les assemblages pyroxènes-akimotoite corrént plutôt bien entre les deux instruments. Les variations à très petite échelle sont invisibles à l'échelle de la nanoSIMS, mais la forme globale du profil est très fidèle à celle tracée par EDS. Pour le profil sur l'assemblage olivine-ringwoodite, la corrélation est légèrement moins bonne : le profil en NanoSIMS semble un peu élargi par rapport au profil MET.

Cela peut s'expliquer de différentes façons. Tout d'abord, il est possible que la NanoSIMS ait ablaté plus de matériel sur cet échantillon. En effet, les lames FIB d'akimotoite-verre étaient partiellement vitrifiées. Le temps de cartographie, et donc d'application du faisceau, a été réduit pour ces échantillons. Au contraire, les échantillons contenant de la ringwoodite n'étant pas partiellement vitrifiés, ceux-ci ont été exposés longtemps au MET. Il est possible néanmoins que cette longue exposition au MET ait fragilisé les cristaux, expliquant leur ablation plus rapide par la nanoSIMS. Si la lamelle était plus épaisse en profondeur, cela pourrait alors expliquer la différence de profil. Ensuite, il est possible que cette caractérisation du profil moins précise soit due à une plus faible concentration en manganèse dans les ringwoodites : il s'agit d'un élément trace, alors que les éléments étudiés pour l'akimotoite sont des éléments majeurs ou mineurs (voir Table 3). Enfin, il est possible qu'il s'agisse bien d'un biais instrumental : l'ionisation varie en effet en fonction du minéral par effet de matrice.

Quoi qu'il en soit, à l'échelle de nos travaux, nous estimons que cette différence de taille de profil de l'ordre de 13% est minime et influe assez peu nos gammes de temps, qui doivent être prises comme un ordre de grandeur. De plus, les pentes des profils sont bien reproduites par la nanoSIMS : il est donc possible de faire la différence entre des profils de diffusion, et de simples changements de phase, dont les pentes seront plus abruptes. Nous validons donc l'utilisation de la nanoSIMS dans la caractérisation de météorites choquées à grande échelle.

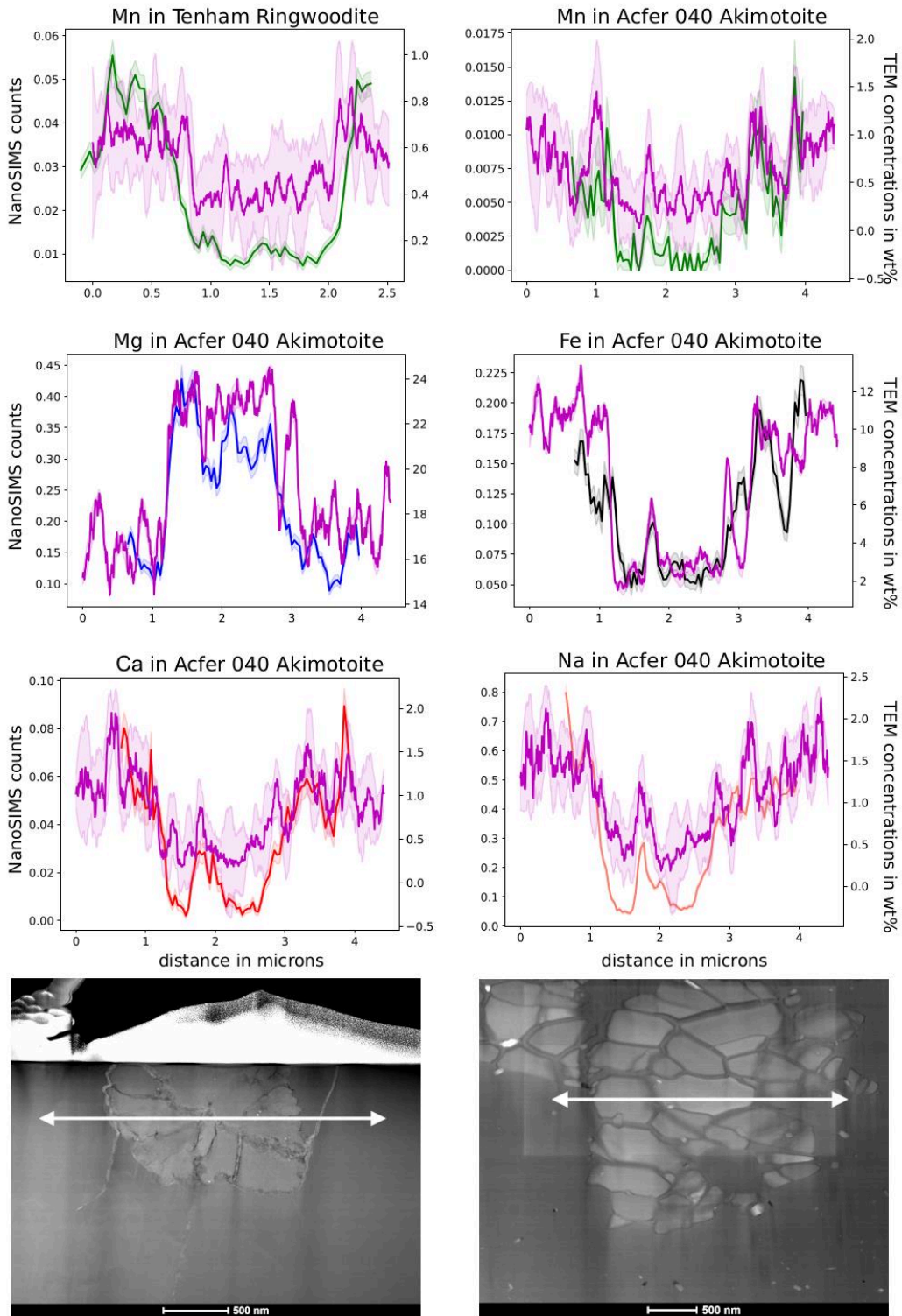


Figure 12 : Comparaison entre les profils élémentaires obtenus par le MET (rose) et la NanoSIMS (colorés : Vert Mn, Bleu Mg, Noir Fe, Rouge Ca, Rose Na) pour différents assemblages minéralogiques (olivine-ringwoodite et verre pyroxénique-akimotoite) de Tenham et Acfer 040. Les localisations des lamelles de ringwoodite (gauche) et d'akimotoite (droite) sont présentées sous les profils.

b) Partages Élémentaires Observés

Forts de ces résultats, nous pouvons donc utiliser la NanoSIMS pour caractériser les différents profils de partages élémentaires dans nos minéraux.

Pour ce qui est de la ringwoodite, largement étudiée dans la littérature, nous reportons trois types de profils de diffusion. Tout d'abord, une interdiffusion fer-magnésium, où le fer rejoint préférentiellement la ringwoodite tandis que le magnésium migre vers l'olivine. Celle-ci s'avère cependant assez rare, en effet, le plus souvent, seul l'enrichissement en fer est observable. On peut noter que l'interdiffusion se fait principalement dans les parties internes des ringwoodites biphasées. Nous suggérons que les parties internes des lamelles se forment dans un premier temps, puis diffusent vers l'olivine environnante, résultant en des parties internes pauvres en manganèse, en magnésium et riches en fer. Ensuite, les parties externes se forment, et diffusent à nouveau, diffusant les éléments incompatibles vers l'olivine, mais aussi vers la partie interne. Ainsi, les parties internes apparaissent plus riches en magnésium et en manganèse que les parties externes, mais moins que l'olivine hôte (Figure 13). A celle-ci s'ajoute un appauvrissement en manganèse observé systématiquement dans tous nos échantillons et bien plus marqué que l'interdiffusion – il s'agit de la propriété des ringwoodites qui sera étudiée pour calculer les durées de choc. Sur les bords de certains agrégats de ringwoodite, nous observons également une diffusion du manganèse vers la veine de choc.

L'akimotoite, ici utilisée en tant que traceur de diffusion pour la première fois, présente plus de variétés en termes de partages élémentaires. Cependant, ces partages varient en fonction des textures étudiées.

Pour les lamelles d'akimotoites observables dans la météorite de Tenham, on relève un net enrichissement en sodium, et un enrichissement en calcium, moins marqué (Figure 14).

Cependant, pour la texture d'akimotoite accompagnée du verre pyroxénique, on observe le contraire pour les éléments alcalins : un appauvrissement en calcium et en sodium, ainsi qu'en fer et en manganèse (Figure 15). L'akimotoite est enrichie en silicium et magnésium. Ces fractionnements sont plus marqués mais aussi plus divers que ceux mentionnés dans la littérature (Feng et al., 2017). Cette différence peut s'expliquer par les différents modes de formation évoqués dans le chapitre précédent, où les lamelles se forment par transition à l'état solide (Tomioka, 2007), tandis que l'assemblage vitreux se forme par cristallisation fractionnée (Feng et al., 2017).

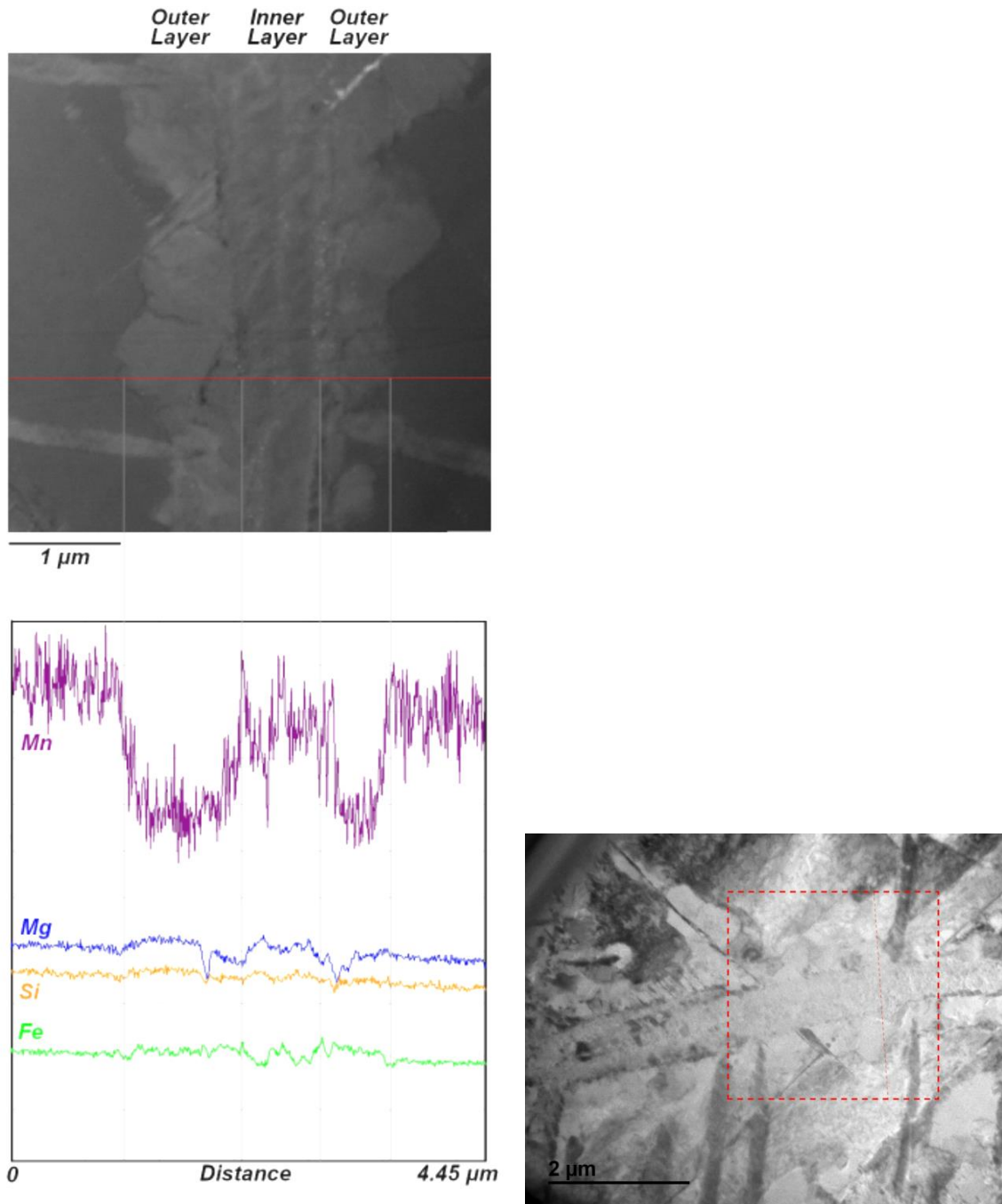


Figure 13: Concentrations en différents éléments dans une lamelle de ringwoodite biphasée (météorite Tenham). On observe très clairement l'appauvrissement en manganèse par rapport à l'olivine, à la fois dans la partie monocristalline et dans la partie centrale (plus légère). Le magnésium est légèrement appauvri au niveau de la transition entre les deux structures, et légèrement enrichi au sein de la partie polycristalline. Au contraire, le fer, est légèrement enrichi au niveau de la partie externe et appauvri dans la partie interne. Les pics sur ces deux éléments correspondent à des fractures (sombres sur l'image). Enfin, le silicium, qui reste constant entre l'olivine et la lamelle (entière), est notre élément de référence. La localisation du profil est présentée sur l'image de droite.

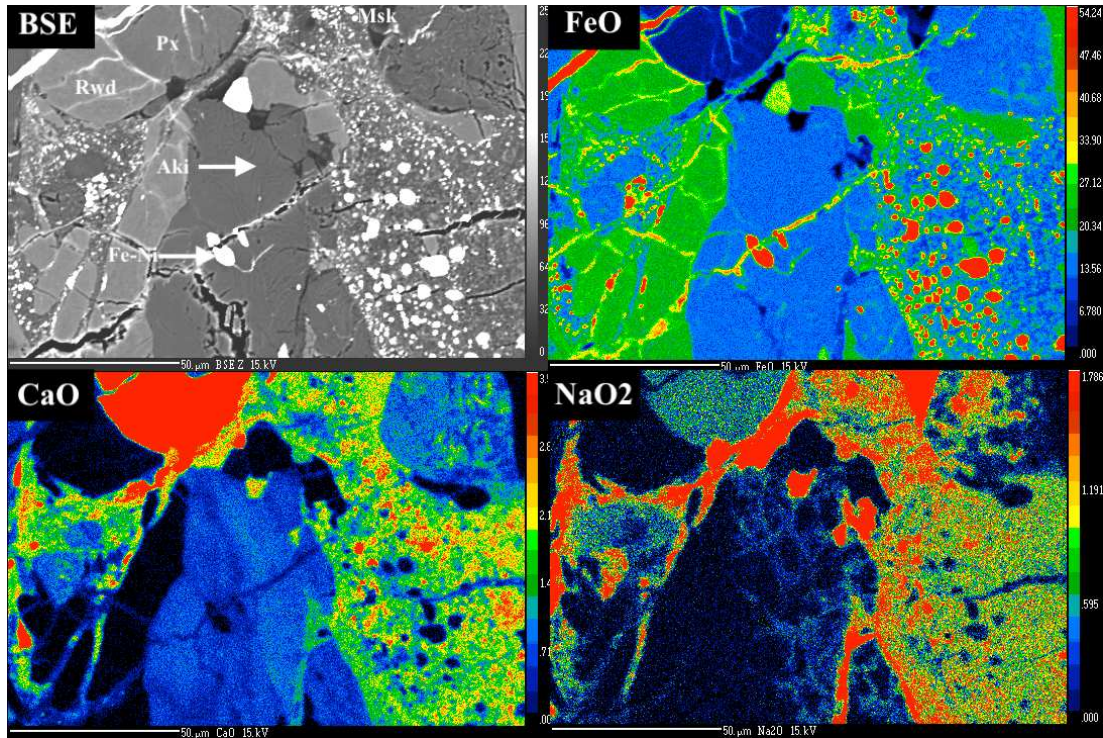


Figure 14: Cartographies élémentaires de l'assemblages pyroxène-lamelles d'akimotoite dans la météorite de Tenham: BSE, FeO, CaO, NaO₂. L'échelle représente 50 microns.

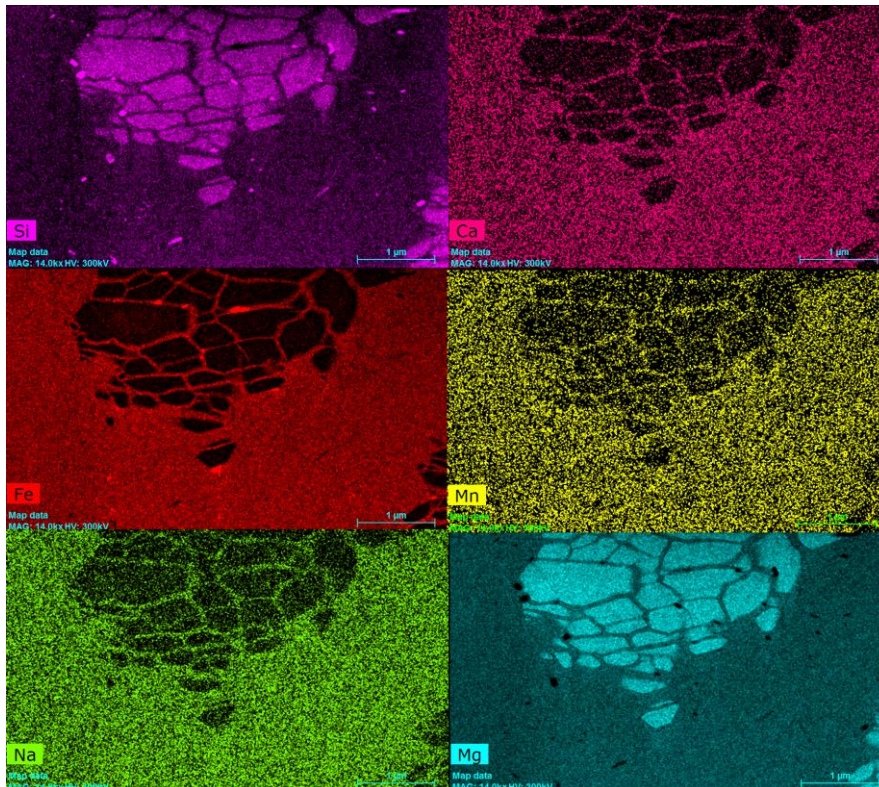


Figure 15: Cartographies élémentaires EDS des partitions élémentaires entre l'akimotoite (partie centrale) et le verre pyroxénique (partie externe, lisse). Des images BSE et STEM peuvent être observées en figure 10.

c) Étude des Distances de Diffusion

Les distances de diffusion mesurées sont variables, à la fois d'une météorite à une autre, et d'un polymorphe à l'autre. Mais surtout, leur rapport à la taille du polymorphe peut différer. Par exemple, la distance du profil de diffusion pourra être plus grande, égale ou plus faible que le diamètre de la lamelle considérée. Cela signifie que la diffusion peut être strictement restreinte aux bords la lamelle, restreinte à la partie interne, ou qu'elle peut être prolongée dans le polymorphe de basse pression environnant, selon la durée de la phase d'application des hautes pressions et températures. Le plus souvent, les deux distances sont égales. Les distances de diffusion les plus larges peuvent atteindre jusqu'à 8 μm dans la ringwoodite. Cela correspond également à la taille des plus grosses lamelles. Au contraire, pour les diffusions dans les lamelles d'akimotoite, les profils ont tendance à être plus fins (de l'ordre du micromètre), tout comme les lamelles correspondantes. A noter que pour la météorite de Coorara, ne présentant ni lamelles de ringwoodite, ni textures particulières d'akimotoite, nous utilisons une légère variante de cette méthode de déduction des durées de choc. En effet, nous nous basons sur les textures de métamorphisme de contact (Figure 16), où les bordures de ringwoodite diffusent leur manganèse incompatible vers la matrice de la veine de choc.

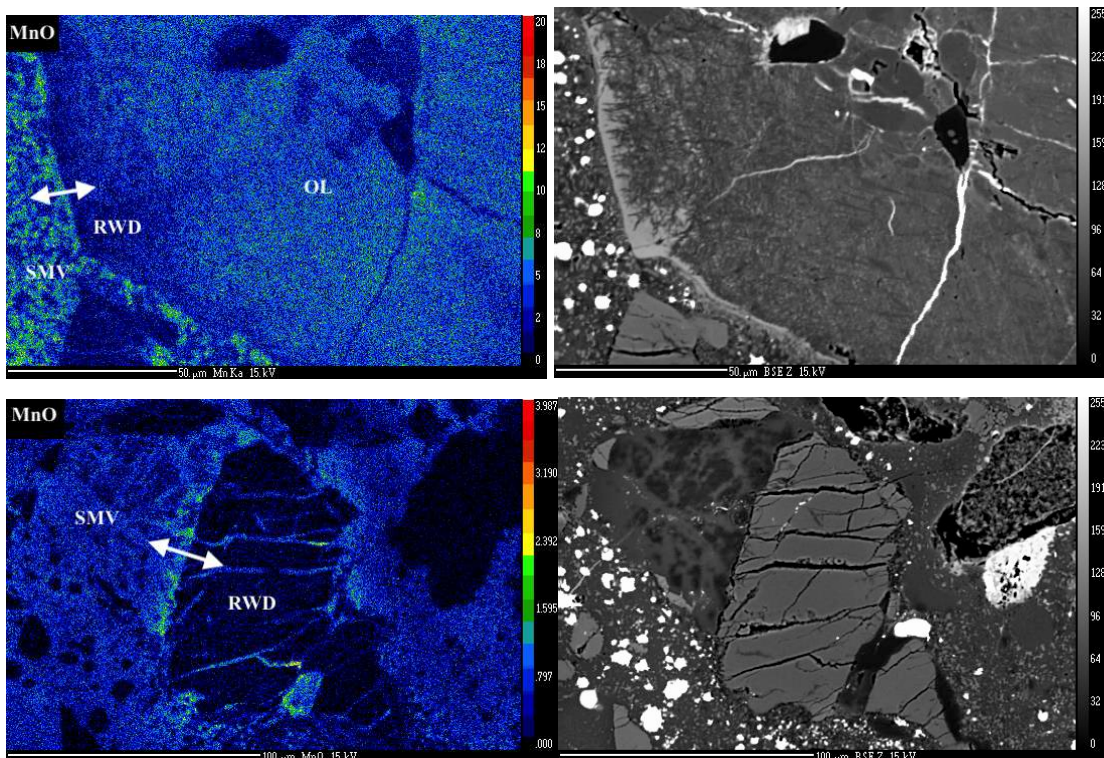


Figure 16 : Cartographies Microsonde du MnO (gauche) et en BSE (droite). On y remarque que la couche de ringwoodite diffuse son manganèse vers la veine de choc sur une distance de quelques micromètres.

La Table 6 rassemble les données des distances de diffusion moyenne pour chaque météorite étudiée par nanoSIMS.

Meteorite	Distance Minimale (µm)	Distance (µm)	Distance Maximale (µm)	Erreur Absolue (µm)	Ecart Type	Nombre Mesures
Tenham	1.1	2.4	4.6	0.13	0.94	118
Tenham (Akimotoite)	1.19	1.58	1.78	0.2	0.27	5
Sixiangkou	0.85	1.4	4	0.4	0.94	21
Acfer 040 (Akimotoite)	0.9	3.34	8.8	0.56	1.88	75
NWA 757	0.87	1.81	3.2	0.2	0.65	13
NWA 2478	1.03	1.97	4.34	0.2	0.68	56
Dhofar 649	0.92	1.95	2.92	0.2	0.55	22
Coorara (bordures)		7.45		0.55		1

Table 6 : Distances de diffusion observées dans les météorites étudiées par NanoSIMS

3) Détermination des Diamètres de Corps Parents

a) Calcul des Durées de Choc

Une fois les tailles de lamelles et les distances de diffusion obtenues, il est possible de calculer la durée de choc avec ces deux méthodes. Nous calculons les durées de choc en les intégrant dans les équations de croissance de la ringwoodite et dans les équations de diffusion de différents éléments, dans la limite des coefficients de croissance et diffusion disponibles, comme détaillé au chapitre II.3. Pour les météorites où les deux méthodes sont appliquées (Tenham, Sixiangkou, NWA 2478, NWA 757 et Dhofar 649), nous observons que la diffusion et les diamètres de lamelles donnent environ la même durée de choc. Par exemple, pour Tenham, la moyenne des durées obtenues par diffusion est de 2 secondes, tandis que la durée obtenue par calcul de vitesse de croissance est de 1,25 secondes. Compte tenu du fait que nos

estimations représentent un ordre de grandeur et une base de comparaison entre les différentes météorites, ces différences nous semblent négligeables. Ainsi, nous concluons que les deux méthodes sont fiables. Afin de faciliter l'analyse de certaines météorites et d'obtenir le plus de données possibles au cours de cette thèse, nous utilisons donc pour certaines météorites uniquement les dimensions de polymorphes, plus faciles à calculer. Nous obtenons les résultats consignés en Table 7. Nous utilisons les valeurs calculées pour une température de 2400 K, ce qui est raisonnable pour la grande majorité des échantillons (Table 5).

Nous calculons ici des durées de choc moyennes, c'est à dire représentant, lorsque c'est possible, les moyennes des différentes durées de choc obtenues par la diffusion de différents éléments, ainsi que la durée de formation moyenne des lamelles. Nous considérons ici qu'utiliser une valeur moyenne est raisonnable. Il pourrait être débattu que seules les lamelles les plus épaisses au sein d'une section devraient être considérées, puisqu'elles représentent une limite haute du temps nécessaire d'application des hautes pressions et températures. Cependant, il est tout à fait possible que des lamelles anormalement larges, de l'ordre de 8 microns par exemple, aient pu être formées lors de pics de pression et/ou température locaux. En effet, la température en particulier influe fortement les cinétiques de diffusion et de croissance. Ici, comme nous utilisons des valeurs de pression et de températures fixées en fonction des assemblages minéralogiques des veines de choc, il semble donc plus pertinent de prendre une valeur moyenne, plus représentative.

Météorite	Durée de Choc Moyenne	Incertitude Moyenne
Coorara	11.3	1.7
Sixiangkou	6.9	1.9
Acfer 040	3.7	0.64
Sahara 99016	3	0.48
Sahara 98507	2.8	0.23
Sahara 99214	2.4	0.1
Beni M'Hira	1.9	0.07
LV114 (H)	1.7	0.33
NWA 2478	1.4	0.23
Dhofar 649	1.4	0.1
Acfer 072	1.3	0.14
Tenham	1.2	0.55
NWA 8623 (LL)	1	0.18
NWA 757 (LL)	0.9	0.11
Sahara 97085	0.7	0.08

Table 7 : Durées de choc moyennes calculées pour chacune des météorites dont les lamelles ont été caractérisées. La température est fixée à 2400 K.

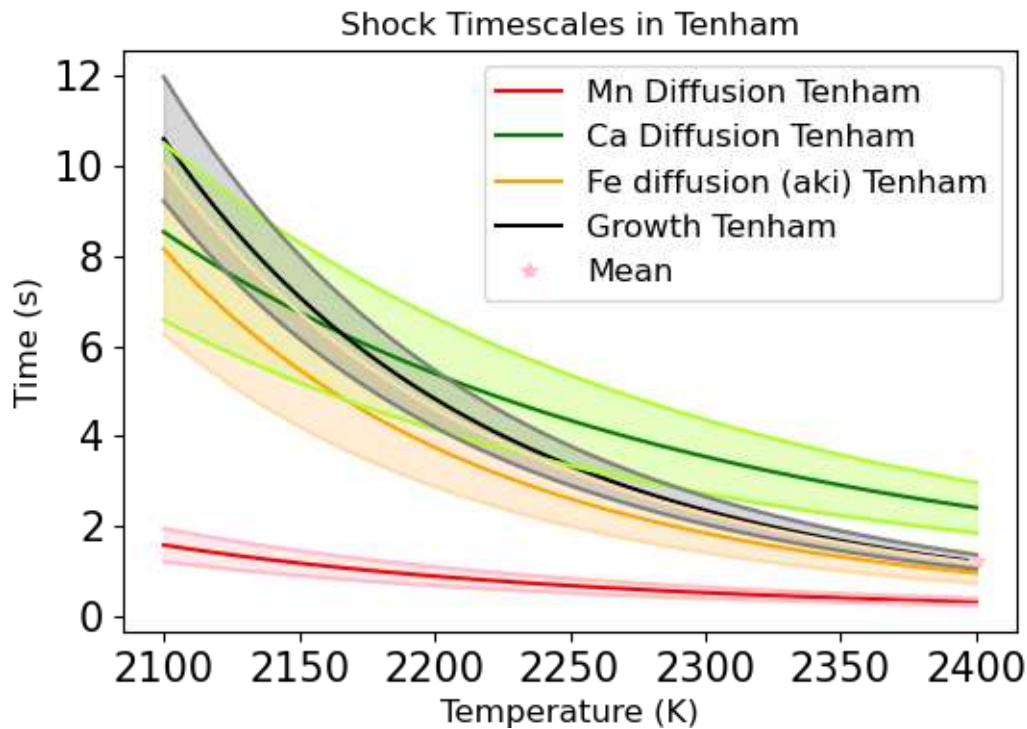


Figure 17: Courbes de diffusion et de croissance pour la météorite de Tenham. L'axe des abscisses représente la température et l'axe des ordonnées la durée du choc en secondes. On peut y observer les différentes méthodes d'étude soit la cinétique de croissance (noir) et trois méthodes de diffusion considérées dont une sur les lamelles d'akimotoite (jaune). L'étoile représente la valeur moyenne de durée de choc pour une température de 2400 K.

Pour ce qui est de l'utilisation de l'akimotoite, nous comparons les résultats de diffusion obtenus dans la météorite de Tenham aux valeurs obtenues avec la ringwoodite afin de vérifier si l'akimotoite est utilisable comme traceur des durées de choc, comme la ringwoodite. Les deux méthodes donnent environ la même valeur (Figure 17), notamment, la diffusion du fer dans l'akimotoite semble indiquer des durées très similaires à celles obtenues par diffusion du calcium dans la ringwoodite - s'apparentant donc aux valeurs de borne supérieure de durées de choc. Nous avons pu utiliser la diffusion du fer entre l'enstatite et l'akimotoite, car la bibliographie présente des coefficients de diffusion utilisables pour nos compositions. L'utilisation de l'akimotoite permet donc de caractériser les météorites qui ne contiennent pas de lamelles de ringwoodite, comme Acfer 040 par exemple. De plus, sa prise en compte permet de mieux contraindre les durées de choc des météorites qui en contiennent. Il est donc capital, pour l'étude des météorites choquées, de mieux étudier les modes de formations et les constantes cinétiques et de diffusion pertinents à l'akimotoite. L'ensemble de ces informations est pris en compte pour calculer les durées de chocs présentées en Table 7.

Il faut noter que les résultats de durées de choc sont à prendre en général comme un ordre de grandeur. En effet, des incertitudes sont présentes sur les coefficients de diffusion utilisés. Il s'agit par ailleurs de coefficients déterminés pour des températures et des pressions bien plus basses que celles en jeu dans les impacts. De plus, il est possible que le cisaillement lors du choc permette d'accélérer la croissance de polymorphes de haute pression, mais sans expériences, il est impossible de caractériser l'influence de ce paramètre. Pour finir, nous supposons ici une température constante, ce qui est irréaliste, cependant il est complexe d'estimer quelle a été la vitesse de refroidissement.

b) Calcul des Diamètres des Bolides

Comme évoqué précédemment (II.3.c) les diamètres des bolides sont calculés en fonction de la durée de choc estimée et de la vitesse du choc : nous utilisons le diamètre calculé de l'impacteur pour estimer l'énergie maximale pouvant être appliquée au corps parent sans que celui-ci soit complètement vaporisé. On peut donc déduire un diamètre minimal du corps parent permettant de conserver assez de matière pour produire des météorites. Nos estimations, de par la nature de la formule utilisée sont donc des limites basses des diamètres de corps parents. Nous estimons la vitesse du choc à 5 km/s, ce qui correspond à la vitesse moyenne dans la ceinture d'astéroïde (Bottke et al., 1994). Nous obtenons les résultats résumés dans la Table 8 :

Météorite	Durée choc (s)	Diamètre impacteur (km)	Diamètre Corps Parent (km)	Incertitude (km)
Coorara	11.3	57	433	39
Sixiangkou	6.9	35	323	41
Acfer 040	3.7	19	224	18
Sahara 99016	3	15	195	17
Sahara 98507	2.8	14	187	8
Sahara 99214	2.4	12	170	4
Beni M'Hira	1.9	9.5	148	3
LV114 (H)	1.7	8.5	138	16
NWA 2478	1.4	7	123	12
Dhofar 649	1.4	7	123	5
Acfer 072	1.3	6.5	118	7
Tenham	1.2	6	112	28
NWA 8623 (LL)	1	5	100	11
NWA 757 (LL)	0.9	4.5	94	7
Sahara 97085	0.7	3.5	81	5

Table 8: Durées de choc et diamètres des bolides associés

Nous obtenons une large variété de rayons pour les corps parents des chondrites L. Pour les deux chondrites LL, nous obtenons une moyenne de 97 km. Quant à l'unique chondrite H, LV114, on obtient pour elle un rayon de corps parent de l'ordre de 138 km. Dans les deux cas, ces valeurs sont inférieures d'environ 25% à celles attendues pour les corps parents, respectivement 140 et 185 km, pour (8) Flora et (6) Hébé (Vernazza et al., 2007 ; Vernazza et al., 2014). Ces différences font potentiellement suite au nombre limité de données, en effet, le nombre de lamelles mesurées est assez bas pour les échantillons en question.

Pour les chondrites L, nous obtenons des diamètres entre 80 et 400 km. La valeur la plus haute, obtenue pour Coorara, est supérieure à la taille originale estimée pour le corps parent des chondrites L (320 km, Gail and Trieloff (2019)). De plus, cette météorite est la seule sur laquelle nous avons calculé les distances de diffusion en se basant sur les textures de métamorphisme de contact (III.1.c) plutôt que les lamelles, n'étant pas présentes dans cet échantillon. La diffusion, dans ces cas, se fait de l'extérieur des minéraux vers la matrice de la veine. Il est possible que la diffusion entre ces deux parties se fasse avec des coefficients différents. Ainsi, nous omettons cette valeur dans le traitement et l'interprétation des données, car probablement aberrante.

La variabilité observée peut être attribuée à différents facteurs. Soit notre durée de choc est dépendante de la profondeur par rapport au point d'impact, ce qui entraîne un biais sur le diamètre estimé du corps parent. Soit les chondrites ici observées proviennent de différents corps parents, ou bien elles correspondent à différents stades de l'évolution du corps parent, ce qui expliquerait les différences dans les diamètres calculés. En effet, au fur et à mesure de son évolution, un corps va subir des impacts et donc perdre de la matière. Au vu des différences texturales observées dans les météorites et décrites précédemment, ainsi qu'aux différences de paramètres orbitaux observés dans la littérature (Jenniskens et al., 2019), c'est sur cette dernière hypothèse que nous nous sommes basés pour la suite de ce manuscrit. De plus, nos météorites sont toutes de type L5 ou 6. Ainsi, en supposant une structure de type « onion shell » (où les astéroïdes seraient arrangés en couches de plus en plus métamorphisées vers le noyau, plus chaud, soit avec les météorites L3 en surface et L6 au niveau du noyau) les différences de profondeurs doivent être de l'ordre de quelques kilomètres ou dizaines de kilomètres entre nos différents échantillons, ce qui n'est pas assez pour expliquer les différences massives entre Sixiangkou (323 km) et Sahara 97085 (81 km), par exemple. Il est difficile sans plus d'information de juger quel scénario semble le plus valide : l'utilisation de techniques de datation nous permettrait donc de savoir s'il existe bien un unique impact il y a 470 Ma comme source des chondrites L choquées, ou si les météorites arrivant sur Terre sont bien d'origines variées, et le résultat d'une cascade collisionnelle.

4) Résumé : Article « Impact Dynamics of the L Chondrites' Parent Asteroid »

Suite aux résultats initiaux obtenus dans cette partie (concernant les météorites Acfer 040, Tenham et Sixiangkou), a pu être écrit un article pour le journal *Meteoritics and Planetary Science*. Cet article reprend les points principaux de cette première partie de résultats, soit l'utilisation de l'akimotoite comme traceur de choc, la double approche géochimique et minéralogique du calcul des durées de choc, ainsi que les différences de textures observées et l'ajout de la méthode de calcul des dimensions du corps parent. Un second article, en préparation, recensera les diamètres de corps parents obtenus pour toutes les météorites.

Un lecteur attentif notera les différences entre les diamètres trouvés dans cet article et ceux mentionnés en Table 7. Il s'agit d'une erreur sur le code qui a été utilisé pour le premier article, mais qui a été corrigé dans le cadre de la thèse et des articles suivants. Cela a mené à une sous-estimation de l'ordre de ~10% des valeurs de diamètres dans l'article. Cependant, comme nos valeurs ne sont à prendre que comme des ordres de grandeur, cette erreur est négligeable.

5) Chapitre 3 : À Retenir

- ⇒ Les chondrites L choquées présentent une multitude de polymorphes et de textures pétrographiques.
- ⇒ La résolution de la NanoSIMS est suffisante pour distinguer les profils de diffusion des simples contrastes de phases.
- ⇒ Le Fer dans l'akimotoite peut être utilisé comme traceur du choc, au même titre que le calcium dans les ringwoodites, et permet donc de mieux contraindre les durées de choc en établissant une limite supérieure de la durée de choc.
- ⇒ Nous obtenons des durées de choc entre 0.7 et 11 s et des diamètres d'impacteurs allant de 80 à 400 km pour les chondrites L.
- ⇒ L'utilisation de la diffusion au niveau des textures de métamorphisme de contact ne semble pas concluante.

Impact dynamics of the L chondrites' parent asteroid

Marine CIOCCO ^{1*}, Mathieu ROSKOSZ ¹, Béatrice DOISNEAU¹, Olivier BEYSSAC ¹,
Smail MOSTEFAOUI ¹, Laurent REMUSAT¹, Hugues LEROUX ², and Matthieu GOUNELLE ¹

¹Institut de Minéralogie, de Physique des matériaux et de Cosmochimie (IMPMC), CNRS – UMR 7590, Sorbonne Université, MNHN, 75005 Paris, France

²Univ. Lille, CNRS, INRAE, Centrale Lille, UMR 8207 – UMET – Unité Matériaux et Transformations, F-59000 Lille, France

*Corresponding author. E-mail: marine.ciocco@mnhn.fr

(Received 12 November 2021; revision accepted 02 February 2022)

Abstract—The dynamics of collisional events have been studied for three highly shocked L chondrites (Tenham, Sixiangkou, and Acfer 040). Crystal growth rates of high-pressure polymorphs of olivines and pyroxenes and diffusion-driven redistribution of Mn, Ca, Fe, and Na associated with these polymorphic transitions were studied independently. These two approaches were then applied on the same samples, and for meteorites that underwent different collisional histories. The relevance of the use of pyroxene polymorphs (e.g., akimotoite) is demonstrated. Combined analysis of the exact same ringwoodite and akimotoite crystals by scanning transmission electron microscopy (STEM) and NanoSIMS demonstrate that while STEM has a better lateral resolution, the 40 nm maximum resolution of the NanoSIMS is sufficient to distinguish and analyze diffusion profiles. With STEM chemical and structural information concerning the nucleation mechanisms of ringwoodite and akimotoite, the concentration profiles derived from NanoSIMS images were used to derive the shock pulse duration and impactor size for these three meteorites. The two approaches (crystal growth kinetics and elemental diffusion) provide comparable durations assuming that diffusion coefficients are carefully selected. We obtain shock time scales of 1, 7, and 4 s for Tenham, Sixiangkou, and Acfer 040, respectively. Corresponding impactor sizes are also calculated, and the results point toward either (i) an early separation of the L chondrites from the parent body, and secondary impacts resulting in the observed meteorites or (ii) the meteorites all originate from different depths in the parent body.

INTRODUCTION

High velocity collisions shaped the solar system all along its history and still trigger meteoritic ejection from their parent asteroid and fall on Earth. In this context, all asteroids and therefore all meteorites have gone through at least one impact. Meteorites can record these collisional events in their crystalline microstructure and mineralogy. Crystal defects, changes in mineral optical properties, shock veins, and high-pressure (HP) polymorphs are typical indicators of such events (Gillet & El Goresy, 2013; Stöffler et al., 1991, 2018). HP minerals are arguably the most iconic shock criterion as they unequivocally indicate extreme pressure conditions that cannot prevail in small planetary bodies. These mineralogical properties can also help to constrain the

pressure, temperature, time (P , T , t) path during and in the aftermath of the collision.

Several estimates of the P , T conditions recorded by meteorites during impacts have been derived from shocked minerals in meteorites (e.g., Chen et al., 1996, 2004; Dodd & Jarosewich, 1979; Langenhorst & Poirier, 2000; Sharp et al., 1997; Tomioka & Fujino, 1997). In the past decades, a few studies went a step forward and proposed estimates of shock pulse durations and impactor dimensions using various methods (e.g., Beck et al., 2005; Chen et al., 2004, 2006; Miyahara et al., 2010; Ohtani et al., 2004; Xie et al., 2006). Specifically, ringwoodite (the main HP polymorph of olivine) was used as a proxy for the determination of shock pulse durations. Ohtani et al. (2004) and Chen et al. (2004) studied its growth rates based on experimental data

(Kerschoffer et al., 1998, 2000; Mosenfelder et al., 2001). Beck et al. (2005) expanded this method with the examination of elemental redistribution during olivine–ringwoodite solid-state transition, and focused on trace element diffusion between the ringwoodite lamellae and host olivines.

These approaches allowed them to estimate the lower limit of the shock pulse duration, ranging from 40 ms (Xie et al., 2006) to several seconds (Chen et al., 2006). This discrepancy may be due to (i) a large variability in the asteroidal shock dynamics or (ii) ambiguities in data processing and/or interpretations. For example, several aspects of data processing might have been overlooked. The spatial resolution of the analytical methods used to measure compositional gradients (NanoSIMS and scanning electron microscope [SEM]) may induce large uncertainties on the inferred time scale. Furthermore, time scales derived from crystal growth and diffusion strongly depend on the actual mechanisms involved, and diffusion coefficients in the literature which depend on thermodynamical parameters (e.g., oxygen fugacity, silica activity) and mineral compositions (Chakraborty, 2010). Finally, all data so far have been limited to ringwoodite. Therefore, the available literature data may not be totally appropriate to investigate HP polymorphs found in meteorites.

Here, we present evaluations of the shock duration as well as the impactor size for three different L chondrites: Tenham, Sixiangkou, and Acfer 040, which are known to contain a broad variety of HP polymorphs (e.g., Chen et al., 2004; Chen & Xie, 2008; Price et al., 1979; Sharp et al., 1997; Tomioka & Fujino, 1997; Xie et al., 2006). We focus on ringwoodite and, for the first time, on akimotoite (a common HP polymorph of pyroxene) present in these samples. The microstructure and phase relationships of the polymorphic assemblages were studied both by SEM and scanning transmission electron microscopy (STEM) in order to better understand growth mechanisms involved in these samples and to alleviate any methodological bias. Then, chemical profiles measured by STEM-energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDX) and NanoSIMS on the same areas were compared in order to assess the spatial resolution of the NanoSIMS. A self-consistent array of time scales is derived for each meteorite. We thus provide a “toolbox” to decipher the collisional history of the solar system.

SAMPLES AND ANALYTICAL METHODS

Sample Choice

The L6 chondrites tend to statistically exhibit higher shock stages than other chondrite groups (Bischoff et al., 2019; Miyahara et al., 2021). Furthermore, although

several studies seem to indicate a catastrophic breakup event of the L chondrites parent body occurred about 470 Ma ago (Korochantseva et al., 2007; Schmitz et al., 2001; Swindle et al., 2014), the dynamics of this impact are still not constrained. In addition, recent studies suggest that there were at least two L-parent bodies at the time of the collision (Jenniskens et al., 2019). More insights on the dynamics of the collisions could allow us to draw some clues about the number or stratification of L chondrites parent body(ies) and their history.

Thin sections of Sixiangkou, Acfer 040, and Tenham were investigated. These meteorites are well characterized and contain abundant shock veins and HP minerals. Tenham fell in Australia in 1879 and has been classified as L6. A variety of HP minerals were discovered inside its shock veins, including ringwoodite (Binns et al., 1969), akimotoite (Tomioka & Fujino, 1997), and bridgmanite (Tomioka & Fujino, 1997; Tschauer et al., 2014). As far as shock time scales are concerned, Tenham has been previously studied by Beck et al. (2005) and Xie et al. (2006). Two thin sections were studied here. One (MNHN 33811m1) was prepared from a 150 g stone at the Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris (MNHN). Another one (PL94197) was borrowed from the Münster Institut für Planetologie (IFP). Sixiangkou fell in 1989 in Jiangsu (China) and has been classified as L5 or L6 (e.g., Chen et al., 2006; Wang et al., 1995; Wlotzka, 1990). One thin section was borrowed from the University of California, Los Angeles (UCLA). Finally, Acfer 040 was found in Tamanghasset (Algeria) in 1989 and has been classified as L5-6 (Bischoff & Geiger, 1995). It is one of the first meteorites where akimotoite was found (Sharp et al., 1997; Tomioka & Fujino, 1999). The studied section (PL19012) was borrowed from the IFP.

Sample Preparation

As all the samples are chondritic thin sections, carbon coating was necessary to perform SEM and NanoSIMS analyses. Around 25 nm of carbon was deposited onto the sections. In order to perform STEM analyses, focused ion beam (FIB) sections were prepared from these thin sections. The firsts two were collected from Tenham and Acfer 040 and prepared at IMPMC (Institut de Minéralogie, de Physique des Matériaux et de Cosmochimie), on Zeiss Neon40EsB equipment. Before milling, a platinum strap was deposited onto the region of interest. Then, the initial milling steps consisting of a rough excavation from both sides of the thin foil were operated with a Ga⁺ beam at 30 kV and 2 nA, decreasing the current when the milling was getting close to the foil. Then, a micromanipulator was used to weld the foil onto an

M-shaped copper grid. The remaining section was then thinned down by decreasing the current till the end with a 100 pA ion current on both sides of the foil in order to reach a thickness of about 100 nm. These sections were strictly used for STEM analyses. Two other sections were engineered at Institut d'électronique de microélectronique et de nanotechnologie (IEMN), Lille, France, using the FEI strata DB 235 FIB-SEM. Great care was taken to avoid structural modification of these sections, as they were chosen for the STEM-NanoSIMS comparison. Upon completion of the STEM measurements, the FIB sections were then recovered from the copper grids and deposited to an aluminum holder. They were then carbon coated to perform NanoSIMS analyses.

Analytical Methods

Optical Microscopy

The initial examination of the samples was conducted through a Leica optical microscope, in transmitted and reflected light. This first survey of the shock veins allowed us to locate the biggest, most distinguishable (i.e., colored in natural light) HP polymorphs and the areas where the shock effects were the most prevalent.

Raman Spectroscopy

Raman spectroscopic analyses were carried out using a continuous-wave Raman microspectrometer Renishaw InVia Reflex (IMPMC). Measurements were performed using a green 532 nm solid-state laser focused on the sample through a Leica DM2500 microscope with a long-working distance 50X objective (NA = 0.55). This configuration yields a planar resolution of $\approx 1\text{--}2\ \mu\text{m}$ for a laser power delivered at the sample surface set at less than 9 mW using neutral density filters to prevent irreversible thermal damages. This corresponds to a laser irradiance in the range of $0.3\text{--}1.3 \times 10^9\ \text{W m}^{-2}$. All measurements were performed with a circularly polarized laser using a $\frac{1}{4}$ -wave plate placed before the microscope in order to minimize polarization effects. The Raman signal was dispersed by a grating with 2400 lines per mm and the signal was analyzed with an RENCAM CCD detector. The spectral resolution for visible light was $1\text{--}1.9\ \text{cm}^{-1}$ and the wave number accuracy was better than $0.5\ \text{cm}^{-1}$. The acquisition times ranged between 60 s and 5 min.

Scanning Electron Microscopy

Detailed textural analyses were performed at the IMPMC. These measurements were performed on a Zeiss Gemini SEM. The images were taken with the angle selective backscattered detector in the following

conditions: 15 kV accelerating voltage, 7.5 mm working distance with the angle selective backscattered detector, aperture of 60 μm , and high current. Energy-dispersive spectroscopy analyses and chemical maps were also acquired in those conditions. SEM was mainly used for a first-order characterization of mineral assemblages, as well as the dimensions of the microstructures. Indeed, SEM pictures were used to measure the width of the HP polymorphs and to select the most adapted crystals for detailed studies by NanoSIMS and (S)TEM, this was done using reference pictures and the software GIMP. We estimate the error to be around 0.3 μm , which is the size of the pixel on most of our images.

Electron Microprobe Analysis

Chemical maps of most thin sections were collected on a CAMECA SX 100 EPMA (École Nationale Supérieure de Chimie, Lille, France). The TaP, LLIF, and LPET crystals were used for measurements. Typically, SiO₂, FeO, Na₂O, TiO₂, Al₂O₃, MnO, CaO, MgO, and Cr₂O₃ concentration maps were collected on different regions for each meteorite. Measurements were performed at a 15 keV voltage, with a dwell time of 2 s per pixel. In addition, several concentration profiles and point analyses were performed in multiple regions of interest.

NanoSIMS

High-resolution compositional maps were also collected on the NanoSIMS 50 installed at MNHN (Paris, France), equipped with a radio frequency (RF) Plasma O source. The RF Hyperion-II Plasma ion source is an upgrade from the duoplasmatron. Its particularity is the beam density, 6–10 times higher than the duo, resulting in a better spatial resolution (comparable to the Cs source) while still using O⁻ ions (Liu et al., 2018; Malherbe et al., 2016). Each map was collected after a pre-sputtering of 15–25 min with a primary current of about 120 pA on a 20 × 20 to 50 × 50 squared microns area. A current of about 10 pA on areas varying from 40 × 40 to 15 × 15 μm was applied for the actual measurements. The ²⁴Mg⁺, ⁴⁴Ca⁺, ²⁷Al⁺, ²⁷Si⁺, ²³Na⁺, ³⁹K⁺, ⁵⁵Mn⁺, and ⁵⁶Fe⁺ secondary ions were collected simultaneously using the combined analysis mode. The main standards used for calibration of the maps were the San Carlos olivine and a San Carlos orthopyroxene. Mass table was set up using relevant samples: San Carlos olivine for Fe, Mg, and Si; apatite for Ca; rhodonite for Mn; orthose for K; corundum for Al; and a egyptine for Na. Data processing, extraction of concentration profiles, standard error, and evaluation of the spatial resolution were performed using the software LIMAGE. The profiles are integrated over 10 pixels wide. For each

area of interest, multiple profiles were taken along the length of the structures. The profile lengths were then averaged to calculate the corresponding shock pulse for the diffusion considered. As for the TEM-NanoSIMS comparison, the NanoSIMS analyses focused on zones ranging from 8 to 5 square microns. Care was taken to have a current as low as possible and a beam size as small as possible. The current was kept under 1 pA for analysis and under 100 pA for pre-sputtering. Between 50 and 100 planes were acquired on each area, depending on the section thickness.

Transmission Electron Microscopy

Tenham and Acfer 040 were also observed by transmission electron microscopy (TEM). The thin sections prepared at the IMPMC were studied on a Jeol 2100F transmission electron microscope. Chemical maps and profiles were acquired for up to 1 h, and images were taken in STEM mode with a tension operating at 200 kV, with a dwell time of 0.1 ms. The thin sections fabricated in Lille were investigated on a Titan Themis 300 TEM equipped with a four-quadrant, windowless, super-X SDD EDX detector. Chemical maps were acquired at 300 keV with a beam current of 0.2 nA and a convergence angle of 20 mrad. The duration of acquisitions extends for up to 5 h (for Acfer 040) and up to 3 h (Tenham). Quantified chemical profiles were extracted from the chemical maps and were computed by the quantification tool of the Bruker Esprit[®] software. The sections meant to be compared with NanoSIMS were first analyzed in TEM to minimize ablation of the surface material and inaccurate superposition of the profiles.

Shock Pulse Calculations

Once the measurements were performed, the multiple diffusion profiles were taken into account for each considered assemblage. A mean value was used for the calculations in the models. The method of shock pulse calculation used here is similar to the one detailed in Beck et al. (2005). It consists in tracing concentration profiles for several minor elements on interfaces between a high- and a low-pressure polymorph. As the structure of the two minerals slightly differs, some elements might be incompatible within the crystalline lattice of one or the other polymorph. Thus, the concentrations of these elements will be slightly different between the two minerals: A concentration gradient of certain elements is visible near the interface between the two polymorphs. The use of this method is based on the assumption that the element partitioning only occurred during the shock pulse; hence, the value of the shock pulse is naturally superior to the time required for the diffusion to happen.

RESULTS

Shock Veins Mineralogy

The three meteorites exhibit fairly similar mineralogies and have the typical compositions and modal abundances of L chondrites (Kallemeyn et al., 1989). They are all dominated by olivine (Fo_{~70}) and also present abundant pyroxene (Table 1). Other secondary components are iron–nickel alloys, troilite, chromite, apatite, and whitlockite.

In the shock veins of the three meteorites, ringwoodite is by far the most common HP mineral. Its composition is generally similar to that of host olivines (Fo₆₅₋₇₀). Other common minerals in veins and their vicinities include akimotoite, orthopyroxene and glass with plagioclase compositions, droplets of iron–nickel alloys, sulfides, magnetite, as well as garnet with composition lying along the majorite–pyrope solid solution and including some pure majorite. Accessory minerals include chromite, apatite, and whitlockite. Wadsleyite, the intermediate pressure polymorph of olivine, is only found as remnants on ringwoodites Raman spectra. Untransformed olivine is sometimes present as an accessory mineral in the melt veins in Tenham and Acfer 040. Hollandite-type plagioclase (the composition of which is close to lingunite) is found in Tenham and Sixiangkou. No crystalline plagioclase was found in any of the veins. Moreover, no bridgmanite could be unambiguously identified in our sections. In order to identify a potential composition for the impactors, xenoliths were searched in the chondritic part of the samples. The samples were entirely mapped via EDX but no particular areas presenting drastic chemical differences were detected. This is consistent with the observation that L ordinary chondrites contain very few xenoliths (Briani et al., 2012; Marrocchi et al., 2021).

Microstructures and Phase Relationships

Ringwoodite–Olivine Assemblages

The prevalent microstructure of ringwoodite consists of polycrystalline aggregates, up to several hundred microns large (Fig. 1a). Under the optical microscope, its color varies from brown, blue, to colorless (the most common). These crystals are also found in the melt vein matrix. In addition to this dominant microstructure observed in all studied meteorites, Tenham and Sixiangkou present lamellar ringwoodite whereas Acfer presents a more uncommon ringwoodite–olivine assemblage.

Ringwoodite lamellae found in Tenham and Sixiangkou are associated with large olivine crystals. Based on BSE images, these lamellae appear brighter compared

Table 1. EPMA representative analysis of minerals, glass, and matrix in Acfer040, Tenham, and Sixiangkou (mean value over three crystals). Values are in wt%. Detection limit is ~0.02 wt%.

Acfer 040	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	NaO	SiO ₂	TiO ₂	Total
Ringwoodite	0.07	0.07	0.10	24.99	38.22	0.19	0.10	37.29	0.05	101.08
Akimotoite	0.21	0.49	0.14	8.78	34.13	0.26	0.15	55.84	0.26	100.27
MgSiO ₃ Glass	0.23	1.15	0.13	18.83	23.76	0.76	2.01	51.90	0.18	98.95
Matrix	0.87	1.32	0.56	9.96	28.44	0.66	2.14	52.19	0.22	96.37
Maskelynite	21.28	2.55	0.09	1.52	1.46	0.05	8.05	63.70	0.07	98.76
Tenham	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	NaO	SiO ₂	TiO ₂	Total
Ringwoodite	0.05	0.04	6.47	23.27	37.20	0.40	0.06	38.07	0.04	105.59
Akimotoite	0.19	0.83	0.17	14.40	28.66	0.45	0.39	54.02	0.18	99.30
Low Ca pyroxene	0.20	0.61	0.15	13.52	28.60	0.47	0.23	54.41	0.22	98.41
High Ca pyroxene	0.44	21.67	1.15	5.29	16.03	0.21	0.50	52.88	0.49	98.67
Matrix	4.54	2.43	0.54	12.85	23.96	0.40	1.27	49.79	0.17	95.95
Maskelynite	22.78	2.65	0.07	0.88	0.42	0.07	5.36	64.86	0.08	97.17
Sixiangkou	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	Na ₂ O	SiO ₂	TiO ₂	Total
Ringwoodite	n.d.	0.03	0.02	23.59	38.13	0.38	0.05	37.98	0.02	100.19
Olivine	n.d.	0.04	0.01	22.84	38.41	0.49	0.00	38.39	n.d.	100.14
Akimotoite	0.14	0.76	0.07	15.44	28.22	0.49	0.42	53.37	0.20	99.11
Low Ca Pyroxene	0.14	0.76	0.11	14.25	29.05	0.49	0.17	54.99	0.20	100.15
Maskelynite	22.77	2.00	0.01	0.21	0.01	0.00	3.79	68.73	0.03	98.35

to the surrounding olivine crystals (Fig. 1b). In Tenham, the largest lamellae exhibit a complex microstructure: a fine-grained center surrounded by coarser nonoriented crystals (Fig. 2a). Thinner lamellae do not show this association with coarse grains. Moreover, for these lamellae, dark-field TEM observations coupled to conventional electron diffraction reveal a preferred orientation relative to the host olivine grains. This suggests a coherent growth mechanism. Coarser grains did not show any preferential orientation, pointing to an incoherent growth mechanism.

A similar microstructure was found in Sixiangkou with discontinuous, polycrystalline and wavy lamellae, reminiscent of the coarser grains observed in Tenham (Fig. 1b). The exact structural relationship between olivine and ringwoodite is still unclear suggesting that crystal growth in Sixiangkou is incoherent (see also Chen et al., 2006).

The sizes of lamellae were measured in order to derive shock pulses. In Tenham, the lamellae are usually between 1 and 3 μm wide with an average value of 2.2 μm (± 0.4 , $n = 26$, see Table 2), whereas in Sixiangkou, they tend to be thinner with an average value of 1.4 μm (± 0.1 , $n = 5$) (Fig. 1b).

Ringwoodite–olivine assemblages are very different in Acfer 040. In addition to polycrystalline aggregates, ringwoodite is also found as iron-rich rims around pre-existing olivines (Fig. 1a). They may in some cases correspond to the iron endmember of the ringwoodite solid solution (namely ahrensite). Furthermore, olivines

can also present a fibrous texture (Fig. 1a). The TEM observations of Acfer 040 only focused on akimotoite (see below), due to the lack of ringwoodite lamellae.

Akimotoite–Pyroxene–Glass Assemblages

Akimotoite occurs mainly as small aggregates, generally below 10 μm wide. However, akimotoite presents other microstructures. Hints of akimotoite were detected in the melted matrix by Raman spectroscopy but most of the time, it is found associated with its low-pressure pyroxene polymorph (Figs. 1c and 3). In very rare cases (only one occurrence identified in Tenham), akimotoite was also encountered as lamellae akin to those described for ringwoodites (Fig. 1d). These lamellae appear more regular in size distribution than those reported in Ferroir et al. (2008). We found a maximum width of 0.9 μm , with an average value of 0.8 μm for five different lamellae. Finally, a third microstructure is common in Acfer 040 (Fig. 1e), and was previously described in Sharp et al. (1997) and Feng et al. (2017). This texture is composed of patches of akimotoite crystallites embedded in an MgSiO₃ composition glass (Fig. 2b). The width of these patches can reach almost 7 μm wide.

Chemical Redistribution During Shock-Induced Phase Transitions

Both major and minor elements are redistributed during olivine–ringwoodite and pyroxene–akimotoite phase transitions. Such redistribution (or partitioning) is

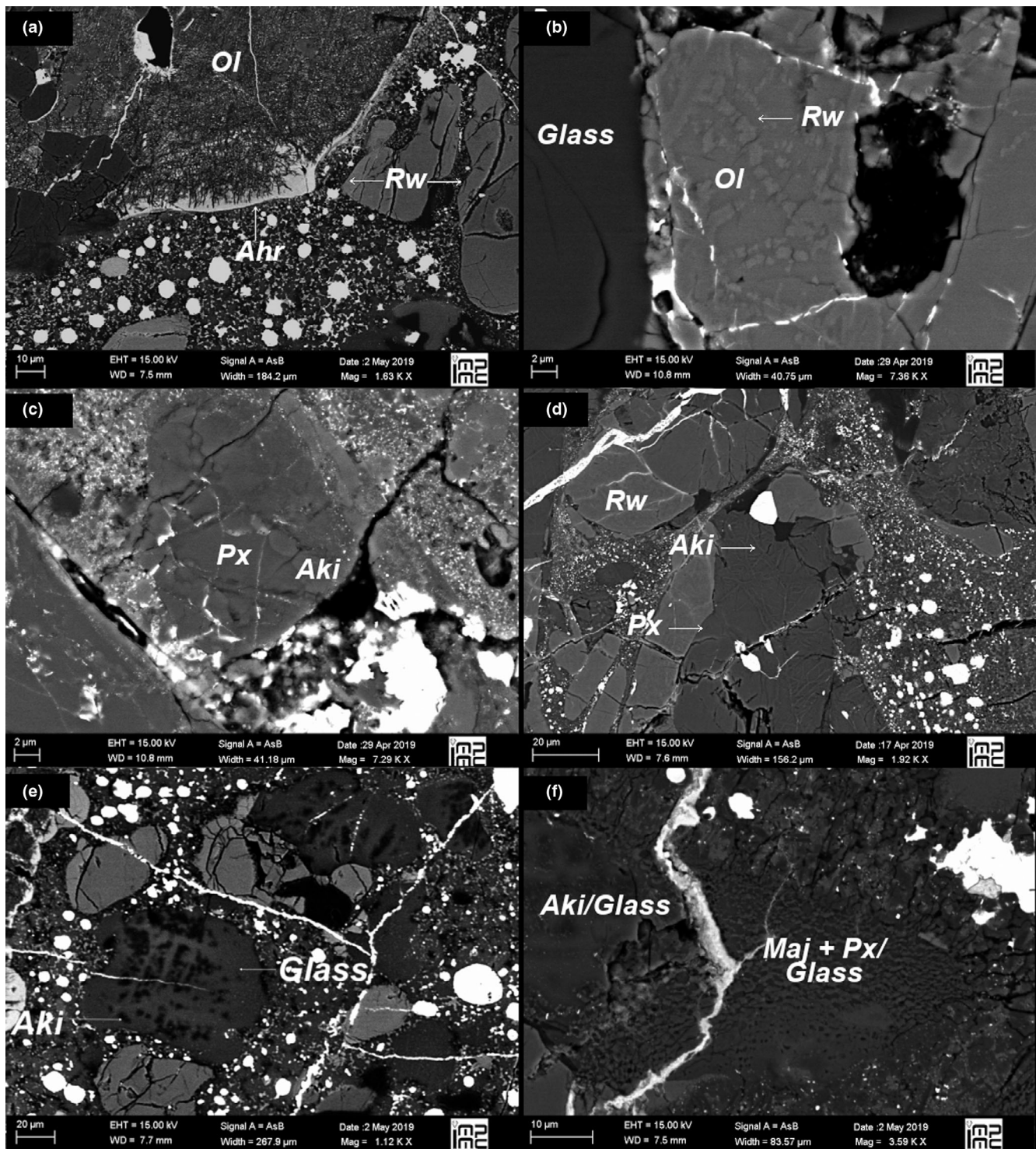


Fig. 1. BSE images of various textures found in our shocked melt veins. Rw stands for ringwoodite, Aki for akimotoite, Px for pyroxene, Ol for olivine, Maj for majorite, Ahr for the iron-rich endmember of ringwoodite, ahrensite. a) Intergrown olivine and ringwoodite with an iron-rich crown, possibly ahrensite (left), and aggregates of ringwoodite (right), in Acfer 040. b) Discontinuous ringwoodite lamellae in an olivine crystal in the veins of Sixiangkou. c) An aggregate of akimotoite in a pyroxene crystal, in the Sixiangkou meteorite. d) A pyroxene crystal surrounded by olivine and presenting lighter akimotoite lamellae, Tenham meteorite. e) A partially molten pyroxene crystal presenting akimotoite in the veins of Acfer 040. f) Assemblage of majorite and glassy pyroxene (right), with akimotoite (left) in the veins of Acfer 040.

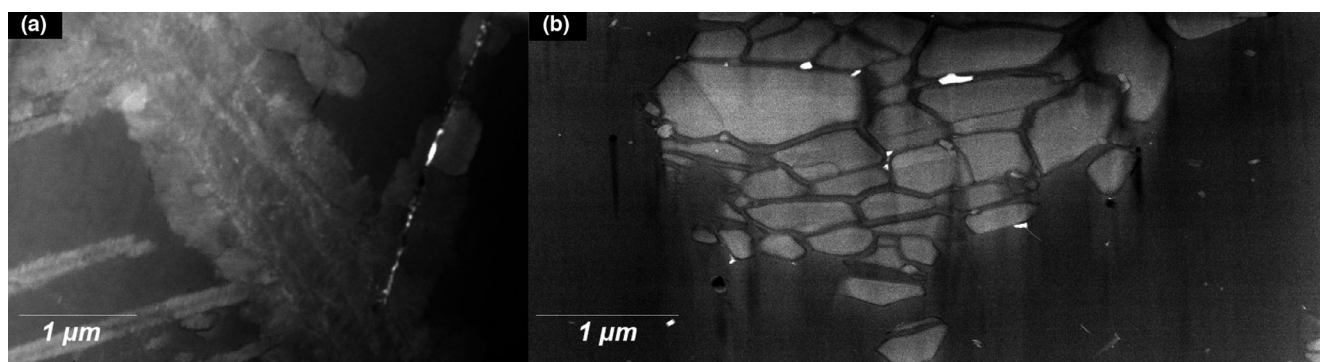


Fig. 2. a) STEM image of ringwoodite lamellae in Tenham. Appearing in lighter colors are the lamellae, including a set of thinner, coherent ones, as well as a larger, heterogenous one, composed of a finely crystalline center surrounded by larger crystals. b) STEM image of the “glassy formation”—akimotoite crystals (lighter) embedded in an MgSiO_3 glass.

Table 2. Diffusion distances measured from NanoSIMS diffusion profiles and lamellae width measured by SEM.

Meteorite	Diffusion distance (μm)	Std.	n	Lamellae/crystal width (μm)	Error	n
Tenham (Ringwoodite)	2.4	0.13	118	2.2	0.48	26
Sixiangkou (Ringwoodite)	1.4	0.4	21	1.2	0.1	5
Acfer 040 (Akimotoite)	3.34	0.56	75	3.32	0.24	67

n = number of analyses; SD = standard deviation.

controlled by the rapid change in the crystal structure. In this context, the transient nature of the shock prohibits thermodynamical and compositional equilibrium to be reached. As a consequence, the gradients observed in minerals are essentially diffusion profiles. They can even be observed on BSE images for some major elements. However, in the case of minor elements, STEM-EDX and NanoSIMS resolution were required. NanoSIMS potentially offers a higher sensitivity for trace and light (or volatile) elements, an easier sample preparation, and larger sample sizes and survey coverages than STEM. However, its spatial resolution is expected to be lower than TEM and notoriously difficult to evaluate in practice. For this reason, we first compare the resolution of these two instruments on exactly the same samples.

Evaluation of the NanoSIMS Spatial Resolution

The NanoSIMS and TEM chemical profiles were collected for both ringwoodite–olivine and akimotoite–glass assemblages in Tenham and Acfer 040 (Fig. 4). Profiles were collected on the same locations and the same FIB sections. We note, however, that some degree of sputtering and amorphization was inescapable during a prolonged STEM-EDX analysis. Overall, the shapes of the profiles are remarkably similar. As far as the glass–akimotoite assemblages are concerned, the NanoSIMS captures actual chemical fluctuations with the same level of detail as STEM-EDX. This is especially true for Mn, Mg, and Na in akimotoite.

Some slight differences may be found in the Ca and Fe profiles (Fig. 4). The agreement is slightly lower in the case of the ringwoodite–olivine. The widths of NanoSIMS profiles are either comparable or slightly larger than those measured by STEM (Fig. 4). As an example, the width of the Mn NanoSIMS profile is larger than the STEM-EDX profile by about 13%. This misfit is, however, lower than the typical error associated with the second approach followed in literature to determine shock pulses (i.e., the crystal width measured by SEM, with a typical uncertainty of 20%). In conclusion, NanoSIMS spatial resolution is suitable to derive accurate shock time scales.

Chemical Redistributions

Most ringwoodites display enrichments in Fe and correlated depletions in Mg as compared to the parent olivine. At a finer scale, lamellae can also be present in these zonations in Fe and Mg (Fig. 5). However, the most striking and consistent chemical feature is the depletion of Mn observed in all ringwoodites by EPMA, TEM-EDX, and NanoSIMS (Fig. 6). Between host olivine and ringwoodite, the decrease is typically of the order of 10% (from 0.45 wt% MnO in olivine to 0.40 wt% in ringwoodite). Such depletion was previously reported in Beck et al. (2005). Distribution of Ca, Al, Na, K, Ti, and Cr did not show measurable variations in ringwoodite. The diffusion length observed for these assemblages is generally proportional or equal

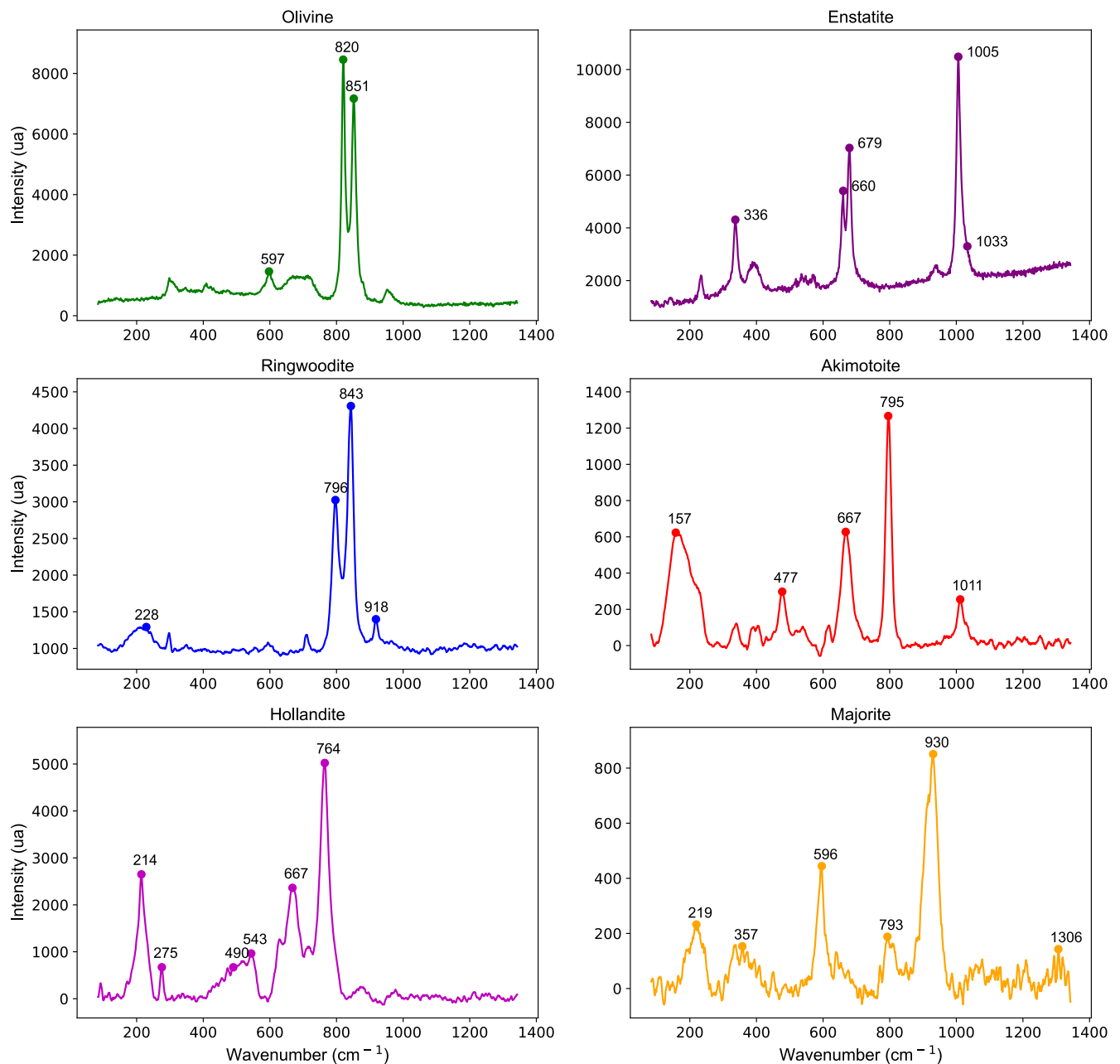


Fig. 3. Characteristic long exposure Raman spectra of various high-pressure minerals observed in the veins of the Tenham meteorite. (Color figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com.)

to the width of lamellae, the largest Mn diffusion distance being over 3 μm and the smallest measurement being 0.76 μm . In Tenham, on average, the length is 2.4 μm , whereas in Sixiangkou, we report an average of 1.4 μm , matching the lamellae width.

In akimotoite lamellae, both TEM and NanoSIMS measurements show that Fe tends to be enriched (relative to the pyroxene) and so are minor elements such as calcium and sodium. This seems in good agreement with the observations of Ferroir et al. (2008),

although in the present study, no increase in aluminum concentration is noted. The diffusion features in the lamellar texture of Tenham were less extended than in ringwoodite lamellae, with a maximum of 1.5 μm and a minimum of 0.6 μm for sodium. Over the five studied lamellae, the average diffusion length was 1.1 μm . Akimotoite crystals in Acfer 040 appear depleted in iron, manganese, calcium, and sodium compared to the surrounding glass. They are enriched in magnesium and silicon. The concentration of the melt in elements such

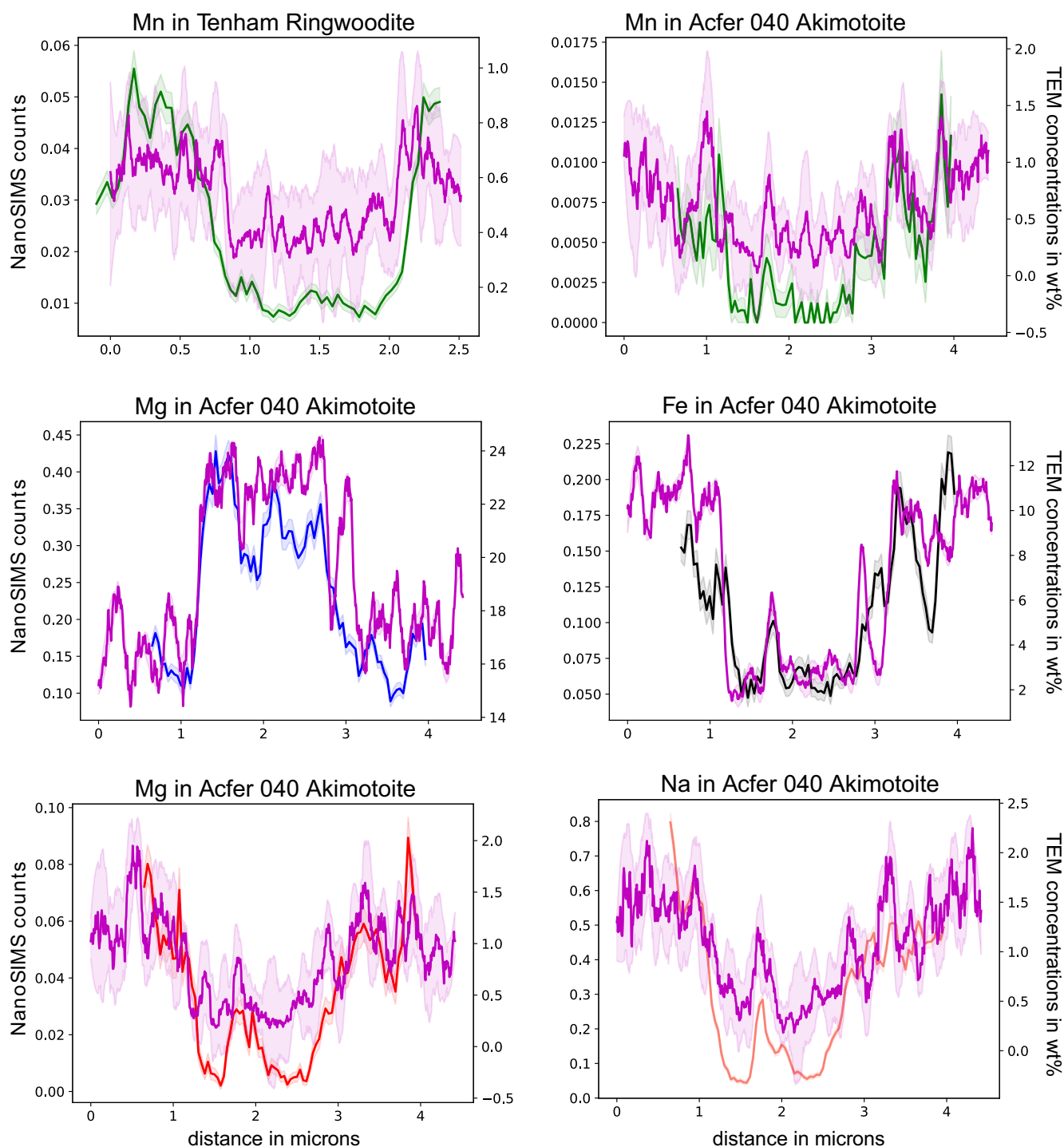


Fig. 4. Comparisons of elemental profiles by TEM (magenta) and NanoSIMS (Mn: green, Mg: blue, Fe: black, Ca: red, Na: pink). The envelopes represent the instrument error. These profiles were taken on exactly the same assemblages on the same FIB sections. Local discrepancies could be due to sample contamination during the transportation from the TEM to the NanoSIMS, as well as ablation or amorphization of the samples (see main text). (Color figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com.)

as manganese, sodium, and iron is similar to that of the nearby vein matrix (Fig. 6c). From these data and despite the obvious lack of bulk thermodynamical equilibrium of the system, it may be interesting to

derive apparent partition coefficients between akimotoite and melts. These values should not be taken as face values but still may represent reasonable first-order approximations of true partition coefficients. We

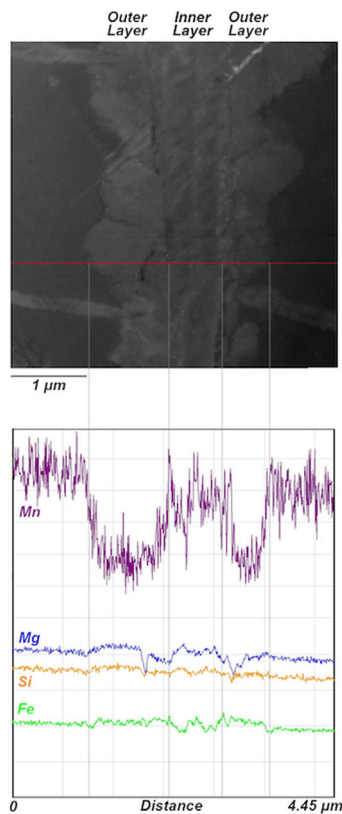


Fig. 5. STEM-EDX profiles of Mn, Mg, Si, and Fe in the larger ringwoodite lamellae of Tenham. All profiles were taken along the red line. The lighter part is the lamellae of ringwoodite, and the darker crystal in the host olivine. (Color figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com.)

calculate glass–akimotoite coefficients in Acfer 040 following the equation $K_{\text{app}} = C_{\text{aki}}/C_{\text{melt}}$ (Table 3).

DISCUSSION

Transformation Mechanisms

Given the substantial dimensions of most of the aggregates in our samples, the chemical similarities with the host olivines, and the abundance of the lamellar texture, where olivine and ringwoodite are both present with no trace of melting, the majority of ringwoodites must have transformed through a solid-state mechanism. Previous experimental works (e.g., Kerschoffer et al., 1998, 2000) describe the formation of the lamellae as a combination of a shear process and a short phase of coherent nucleation and growth, followed by a dominant phase of incoherent growth. The lamellae in Tenham and Sixiangkou are larger than those produced experimentally, and present compositional changes. Our observed structures are nonetheless consistent with a two-phased process (Fig. 2a), despite the fact that there is

no evidence that the inner part of the lamellae are coherent with the olivine matrix. The coarser crown is, however, clearly incoherent. It is likely that the inner, finely grained lamellae crystallized on fractures within olivine crystal, and that a slightly different process led to the incoherent nucleation of the coarse outer polycrystals. This mechanism could be similar to what is observed in Chen et al. (2006).

The mechanisms might be different for akimotoite. In Tenham, the lamellar texture most likely corresponds to a solid-state transformation, possibly a shear mechanism as detailed by Tomioka (2007). The smallest aggregates of Tenham and Sixiangkou might have crystallized from a melt, because some minerals include higher concentrations of alkali elements (Table 1). These enrichments may derive from mixing of the molten pyroxene with the surrounding shock melt vein liquid and subsequent crystallization.

As for the MgSiO_3 glass–crystallite akimotoite assemblage in Acfer 040, this formation is more ambiguous. The textures observed are not compatible with the traditional hypothesis that the MgSiO_3 glass originates from bridgmanite amorphization (Sharp et al., 1997; Tomioka & Fujino, 1997) because there are no backtransformation features nor cracks around the glass precursor. The glass is extremely homogeneous in composition, making it unlikely to form by the backtransformation of a former aggregate. Feng et al. (2017) provided another scenario for the GRV 052082 L6 chondrite that could explain both the depletion of many elements in akimotoite as well as the textures observed here. The melting of a pyroxene, and subsequent fractional crystallization of the akimotoite from this melt would reproduce the observed chemical properties of akimotoite. Nonetheless, the assemblage in Acfer 040 presents more pronounced and diverse elemental fractionation than GRV 052082. Likewise, the olivine with intergrown ringwoodite textures observed in Acfer 040 in the present study is very similar to those attributed to fractional crystallization in the Peace River meteorite by Miyahara et al. (2009), although their team report wadsleyite along with the two other polymorphs of olivine.

Recorded P – T – t Path of the Shock

All the investigated meteorites have been studied previously. Here, we attempt to refine the interpretations made in the early 2000s in light of our additional measurements. First, pressure peak in Tenham was estimated to have reached 45 GPa by early studies (Price et al., 1979), and was refined in the 2000s by Beck et al. (2005) and Xie et al. (2006) to be between 21 and 25 GPa. Since crystalline bridgmanite was discovered in the melt

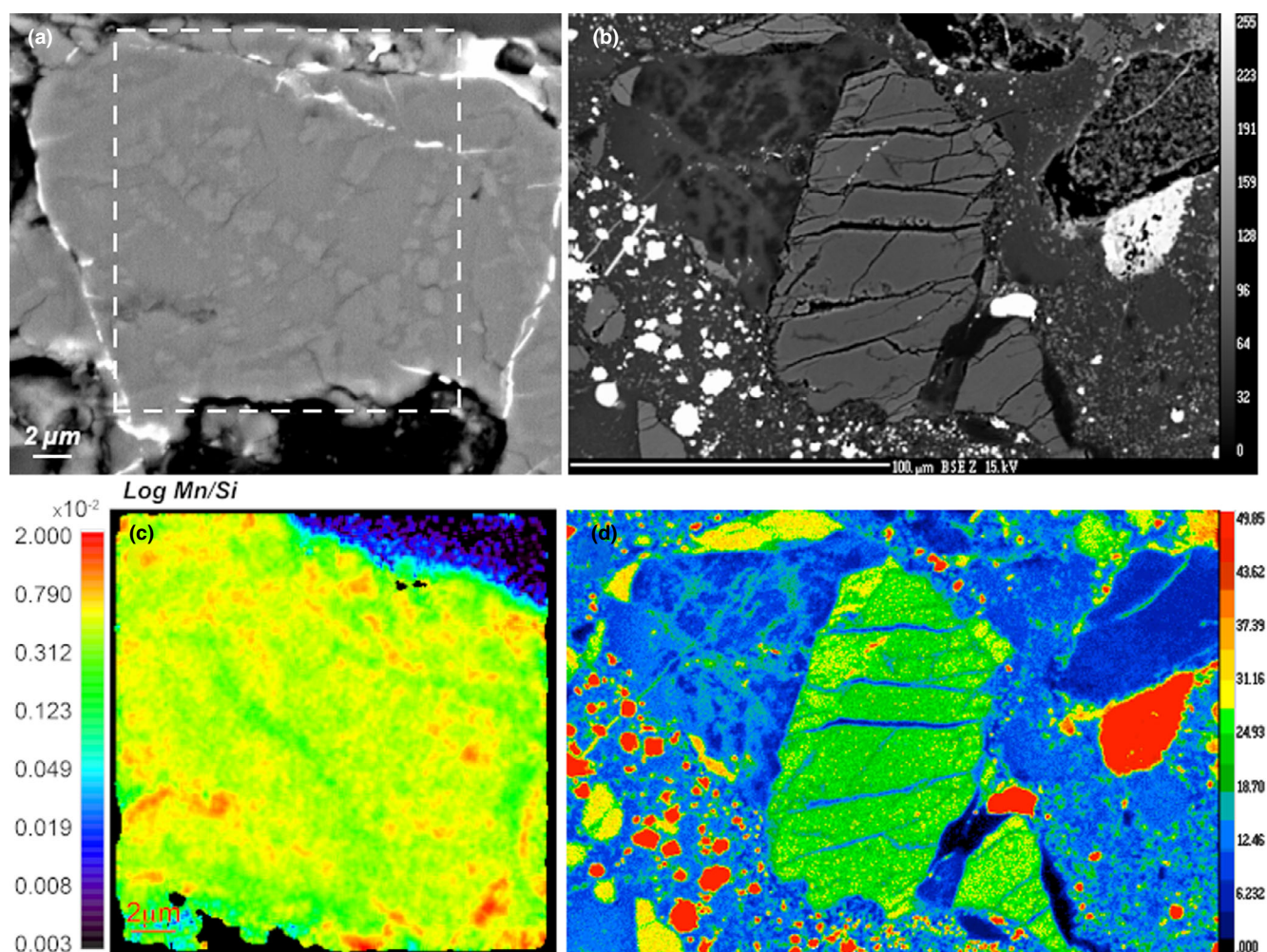


Fig. 6. a) BSE image, same as Fig. 1b. b) SEM image of a glass-akimotoite assemblage in the melt veins of Acfer 040 (arrow). c) NanoSIMS image corresponding to the frame of Fig 6a. $^{55}\text{Mn}/^{28}\text{Si}$ ratio map. The lamellae (center) are depleted in ^{55}Mn . d) EPMA map of the iron concentration in Fig 6b. (Color figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com.)

Table 3. Akimotoite-melt empirical partition coefficients calculated from compositional data from Acfer 040.

Element	Partition coefficient
Fe	0.46
Mg	1.28
Mn	0.33
Ca	0.45
Na	0.30
Si	1.10

vein by Tschauer et al. (2014), it is assumed that the pressure must have reached at least 24 GPa, according to the pressure temperature diagram available in Tomioka and Miyahara (2017). The ubiquitous akimotoite lamellae in Tenham imply that the P - T - t path followed by this meteorite was unique: Either the timescale was long enough to allow the local transformation of the

pyroxene into akimotoite lamellae which is more sluggish than the olivine–ringwoodite transition (Hogrefe et al., 1994; Zhang et al., 2006), or that the pressure and temperature were particularly high to speed up this uncommon transformation. Shearing could also play a significant role (Tomioka, 2007), but cannot explain entirely the observed chemical partitions.

As for Acfer 040, it was inferred that some nanocrystals in the matrix matched the crystallographic patterns of synthetic MgSiO_3 perovskite suggesting a peak pressure larger than 24 GPa (Sharp et al., 1997). The main characteristic feature of Acfer 040 is its abundant localized fractional crystallization assemblages, which points toward a slightly different P - T - t path. The initial temperature might have been as high as 2700 K, causing pyroxene melting (Feng et al., 2017). The pressure and temperature conditions then lasted longer, allowing for local crystallization of akimotoite in the confined melt.

Finally, in the Sixiangkou meteorite, no bridgmanite has been found in this study nor reported in the literature. This implies that the pressure was not higher than 24 GPa, as bridgmanite dominates the MgSiO₃ stability diagram above this pressure (Tomioka & Miyahara, 2017). There was no molten pyroxene apparent, nor signs pointing toward volume changes. Nonetheless, in this meteorite, no trace of olivine, olivine/ringwoodite assemblage, nor wadsleyite was found directly inside the shock veins (contrary to Acfer 040 and Tenham). Therefore, we assume that the pressure distribution was more homogeneous in the veins of Sixiangkou. Furthermore, given the abundance of polymorphs and complete lack of olivine in the melt vein, the pressure was likely right below the bridgmanite stability domain.

The samples contained akimotoite, often accompanied by majorite, which according to the phase diagram of MgSiO₃, imply a temperature at least locally superior to 2000 K (Sawamoto, 1987). Furthermore, melting experiments on the KLB-1 peridotite and Allende (Agee et al., 1995) indicate that these two samples, respectively, melted at 2573 and 2373 K at a pressure of above 24 GPa. Given the composition (especially the forsterite percentage) of olivine, we infer that the liquidus temperature is closer to the Allende meteorite, hence about 2400 K. The presence of lingunite in Sixiangkou and Tenham suggests a temperature around 2250–2450 K (Wang & Takahashi, 1999). Finally, according to Litasov and Badyukov (2019), the triple point majorite–akimotoite–bridgmanite is around 2400 K as well. Therefore, we choose a temperature of 2400 K for our calculations, for all meteorites. However, given the wide range of polymorphs observable in all of the veins, it is clear that the temperature was quite heterogeneous. Thus, we present results as a function of the temperature.

Shock Pulse Algebra and Choice of Diffusion and Growth Constants

With the newly obtained data, and knowing the diffusivities for different elements, time needed to form the observed diffusion profiles can be estimated from simple diffusion equations:

$$x(t) = \sqrt{t \cdot D_0 \cdot e^{-\frac{E_a}{RT}}}, \quad (1)$$

which gives us:

$$t = \frac{x^2}{D_0 e^{-\frac{E_a}{RT}}}, \quad (2)$$

where x is the distance over which a given element diffused, t the shock pulse duration, D_0 the pre-exponential factor of the diffusion coefficient, E_a the activation energy of the

diffusion, T the temperature, and R the gas constant. Similarly, the time needed for the ringwoodite lamellae to form can be estimated, using the growth rate equation as defined in Christian (1975):

$$\gamma = \frac{\Delta x}{\Delta t} = k_0 T \cdot e^{-\frac{\Delta G_a}{RT}} \cdot (1 - e^{-\frac{\Delta G_r}{RT}}), \quad (3)$$

where γ is the growth rate, x the lamellae width, k_0 a constant, ΔG_a the activation energy of the considered transformation, and ΔG_r the Gibbs free energy of the transformation. With this information, the time required to form the lamellae can be determined as a function of T and would represent a lower limit to the shock pulse duration.

The diffusion and kinetic data used in this study are summarized in Table 4. As discussed in the Transformation Mechanisms section, the mechanism discussed in Kerschoffer et al. (2000) is assumed to be relevant for the ringwoodite formation. Therefore, the corresponding growth rate constants are used. Thermodynamic values of the olivine to ringwoodite transition were calculated in Akaogi et al. (1989). As for the diffusion coefficients, the Mn and Ca pre-exponential coefficient and activation energy are taken from Jurewicz and Watson (1988). The diffusion coefficient of Ca has been extensively discussed in previous studies. Only Spandler and O'Neill (2010) find similar values. Cherniak and Dimanov (2010) or Coogan et al. (2005) did not confirm values from Jurewicz and Watson (1988). Dohmen et al. (2017) attribute these discrepancies to experimental artifacts. We chose to use the values of Jurewicz and Watson (1988) as they present the estimations of both Mn and Ca, whereas other studies tend to assimilate Mn diffusion to Fe-Mg interdiffusion. Furthermore, one explanation proposed to interpret the differences in diffusion coefficient between Jurewicz and Watson (1988) and other studies is the presence of melt surrounding the crystals speeding up diffusion (Bloch et al., 2019). If true, then this configuration is closer to that found in shock melt vein. The diffusion coefficients of Fe in pyroxenes are from Dimanov and Wiedenbeck (2006) because they were validated for higher temperatures than other studies. Finally, concerning Ca diffusion in pyroxene, we used the values of Brady and McCallister (1983) because the iron content of their starting samples matched the composition of our samples.

The strongest hypothesis in our model comes from these various diffusion and kinetic coefficients used in our calculations. They were indeed determined for the low-pressure polymorphs and thus might not capture completely the kinetics of processes recorded over 2000 K and 23 GPa. Furthermore, the values available for minor and trace element diffusion are determined for

Table 4. Crystal growth, diffusion coefficients, and other constants used in the modeling.

Coefficient	Value	Source
Ea (Mn)—oliv.	218 kJ	Jurewicz and Watson (1988), Beck et al. (2005)
D0 (Mn)—oliv	$10^{-7.167} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	Jurewicz and Watson (1988), Beck et al. (2005)
Ea (Ca)—oliv	176 kJ	Jurewicz and Watson (1988), Beck et al. (2005)
D0 (Ca)—oliv	$10^{-9.155} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	Jurewicz and Watson (1988), Beck et al. (2005)
Ea (Fe)—Px	297 kJ	Dimanov and Wiedenbeck (2006)
D0 (Fe)—Px	$1.62 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	Dimanov and Wiedenbeck (2006)
Ea (Ca)—Px	361 kJ	Brady and McCallister (1983)
D0 (Ca)—Px	$3.9 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	Brady and McCallister (1983)
ΔG_a	266 kJ mol^{-1}	Kerschhofer et al. (2000)
k0	$5.63 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1} \text{ K}^{-1}$	Kerschhofer et al. (2000)
ΔH°	$30,200 \text{ J mol}^{-1}$	Akaogi et al. (1989)
$-\Delta S^\circ$	$-14.75 \text{ kJ mol K}^{-1}$	Akaogi et al. (1989)
V	$4.165 \text{ cm}^3 \text{ mol}^{-1}$	Navrotsky (1995), Xie et al. (2006)
v	5 km s^{-1}	Bottke et al. (1994)

pyroxenes of diopside composition, whereas most of the pyroxenes in our meteorites are enstatite. Moreover, the shearing during the shock may facilitate the diffusion by creating local discontinuities in the host crystals (Greshake et al., 2013), but its effect has not been quantified. As for the growth rate considerations, the largest uncertainties lay on the application of coefficients determined for a transformation mechanism that might be different during impacts and in static experimental conditions. As an example, static experiments need several hours to form comparatively small (500 nm wide) polymorphs lamellae (Kerschoffer et al., 1998, 2000). Finally, while some values are available for the growth of ringwoodite, there are to our knowledge virtually no data on the kinetics of the enstatite–akimotoite transformation. Finally, one limitation of our model is the constant temperature assumption. The decrease in temperature during the adiabatic pressure drop is difficult to quantify. But clearly, this decrease would lead to an underestimation of the shock time scale. With these limitations in mind, we now derive main properties of the impactor and impacted bolides. For a temperature of

2400 K, we derive shock pulse durations of 1, 7, and 4 s, respectively, for Tenham, Sixiangkou, and Acfer 040 (Fig. 7). For Tenham and Sixiangkou, our values are close to that previously estimated (Beck et al., 2005; Chen et al., 2004).

Asteroids' Sizes

With the determined shock pulse time scales, impactor diameters can be estimated using an empirical relation given based on the assumption that the shock wave propagates over a distance comparable to that of the impactors' diameter (Melosh, 1989). Therefore, the impactor diameter (D_i) reads:

$$D_i = t \cdot v, \quad (4)$$

where t is the shock pulse duration and v the relative velocity. Assuming a collisional speed of 5 km s^{-1} (Bottke et al., 1994), the impactors that extracted the meteorites had diameters of 5, 30, and 22 km, respectively.

Following the same first-order simplification, a minimal size of the impacted asteroid can be inferred. In fact the very existence of shocked meteorites which have subsequently been produced demonstrates that the shocked asteroid survived the collision. Therefore, the kinetic energy of the impactor ($E = \frac{1}{2}mv^2$) cannot be larger than the gravitational binding energy of the impacted asteroid ($U = \frac{3GM^2}{5R}$) where v and m are the velocity and the mass of the impactor and R and M are the radius and the velocity of the impacted asteroid. Therefore,

$$\frac{3G\rho_{\text{pb}}^2 \cdot \left(\frac{4\pi}{3}R_{\text{pb}}^3\right)^2}{5R_{\text{pb}}} > \frac{1}{2} \cdot \rho_i \cdot \left(\frac{4\pi}{3}R_i^3\right) \cdot v^2, \quad (5)$$

where ρ denotes asteroidal density, pb the parent body properties, and i the impactor properties. Because no xenoliths have been found in the meteorites, we can assume that both the impactor and the impacted body have the same density yielding to:

$$R_{\text{pb}} > \sqrt[5]{\frac{\frac{5}{2} \cdot (t)^3 \cdot v^5}{3 \cdot \left(\frac{4\pi}{3}\right) \cdot G\rho_{\text{pb}}}}. \quad (6)$$

Using the impactors' diameters calculated above and a density of 3.5 g cm^{-3} implies that the parent bodies of Tenham, Sixiangkou, and Acfer 040 must have been larger than 100, 300, and 240 km to avoid complete destruction. Although these simple empirical laws do not capture all the details of the collisions, the

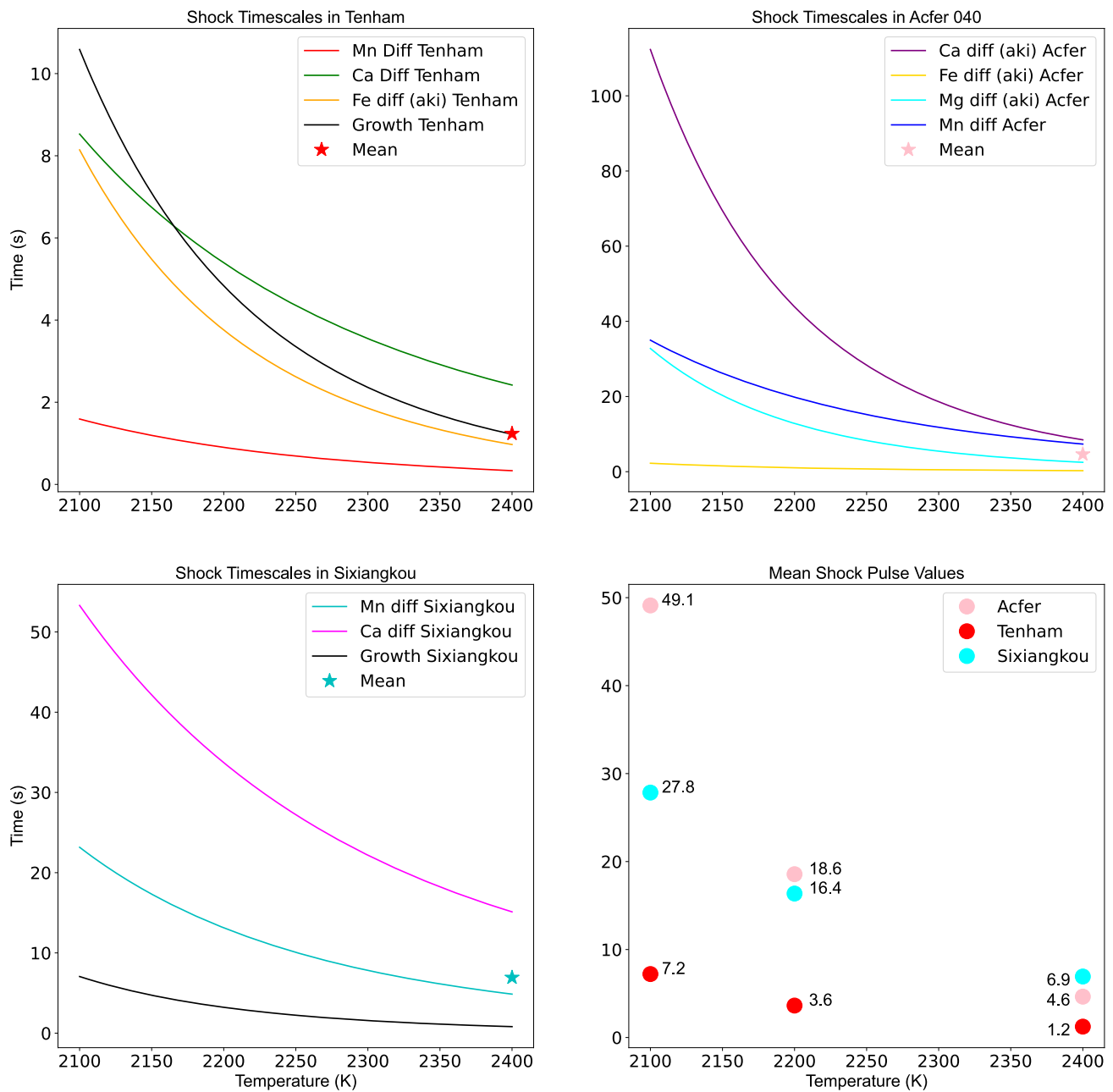


Fig. 7. Results of the shock pulse model as a function of the characteristic shock temperature. The colored curves correspond to the diffusion of different elements. The black curves correspond to the time scale determinations via growth rate (see discussion for calculation details). (Color figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com).)

order of magnitude of the minimal radius scaling with v and the $\sqrt[5]{L^2}$ is probably correct. Impactor diameters have also been derived from shock pulses by Bowling et al. (2020) using a numerical modeling of impact shock physics. Authors also discussed the validity of the Melosh (1989) equation. They compared their results to those obtained by Beck et al. (2005), who used the Melosh equation and concluded that this formula

underestimates the impactor size by a factor of 8. It is however of note that their work is relevant to the Martian surface. This implies that the involved geometries are more complicated, because the ejected material would need to be at the impact point to see ejection speeds superior to Mars' escape velocity. On the contrary, material ejection from asteroids occurs under very different conditions since there is no significant gravity on these bodies. Given the

uncertainties on the diffusion constants, the lamellae width, and the profile length, one can however consider that the size estimates for the three meteorites are within error, identical, and in the order of a few 100 km. This asteroidal size is in line with the idea that asteroids were born big (Morbidelli et al., 2009) and suggests that the collision endured by the L6 parent asteroid and recorded by the three meteorites under study occurred in the early solar system history. These values are also consistent with the determination of the radius of the L chondrite parent body made by Gail and Trieloff (2019) on the basis of a thermal model. Furthermore, our derived diameters are consistent with the recent theoretical study by Meier et al. (2017), suggesting that the Ino family might be the source of the L chondrites (especially the highly shocked ones). Alternatively, the reasonable mass of the Massalia family also proposed as the L chondrite parent body recently (Gaffey & Fieber-Beyer, 2019; Strom et al., 2021) could be a possible candidate with its diameter of 150 km. Conversely, the Gefion family, initially proposed by Nesvorný et al. (2009), seems to be too small even if ~800% of the mass was lost during a catastrophic impact scenario.

CONCLUSION

The mineralogy of three highly shocked L chondrites (Acfer 040, Tenham, Sixiangkou) was investigated. Acfer 040, which was scarcely described in previous studies, displays a shock vein with different textures compared to Tenham and Sixiangkou. In the center of the vein, low pressure olivine still remains, among aggregates of ringwoodite and glassy assemblages of MgSiO_3 and HP polymorphs. A first attempt to use these formations as a way to derive shock time scales was undertaken. For all meteorites, most transformation mechanisms involved are solid-state, either resulting in completely transformed aggregates of polymorphs, or formation of lamellae, but Acfer 040 presents notable amounts of fractional crystallization. NanoSIMS profiles used to characterize these transformations are close to the ones obtained by STEM-EDX. We determined shock time scales of 1, 7, and 4.5 s for Tenham, Sixiangkou, and Acfer 040, respectively. In turn, this suggests that the impactor sizes were of the order of 5, 30, and 22 km and the size of the parent body of 100, 300, and 240 km to avoid complete destruction. Finally, the results obtained via the analysis of akimotoite lamellae match those obtained via ringwoodite lamellae in Tenham. Akimotoite is therefore promising to better constrain shock time scales, and to offer an alternative when ringwoodite is not available in a given sample. To consolidate this method, more experimental determinations of diffusion

coefficients in HP silicate polymorphs are however mandatory.

Acknowledgments—We thank the two anonymous reviewers for their comments, which improved this manuscript. We would like to thank Sylvain Pont as well as Imène Estève and Stéphanie Delbrel (IMPMC) for their assistance with the scanning electron microscopy. Séverine Bellayer (École Nationale Supérieure de Chimie de Lille) and her experience with the electron microprobe analysis highly contributed to this study. The expertise of David Troadec (IEMN, Université de Lille) was pivotal to the TEM measurements as he produced and manipulated the FIB sections. We also thank Maximilien Verdier-Paoletti (IMPMC) for his assistance with NanoSIMS treatment. We are grateful to François Guyot for his help with the transformation mechanisms. Finally, we deeply thank Addi Bischoff (Münster IFP) and Alan Rubin (UCLA) for the meteorite loans as well as Lionel Marié (CEREGE) for preparing some of the Tenham thin sections. HL thanks I-SITE ULNE and the MEL for funding. The electron microscopy work at the University of Lille was done with the support of the Chevreul Institute, the European FEDER, and Région Hauts-de-France.

Data Availability Statement—The data that support the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request.

Editorial Handling—Dr. Yves Marrocchi

REFERENCES

- Agee, C. B., Li, J., Shannon, M. C., and Circone, S. 1995. Pressure-Temperature Phase Diagram for the Allende Meteorite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100: 17725–40.
- Akaogi, M., Ito, E., and Navrotsky, A. 1989. Olivine-Modified Spinel-Spinel Transitions in the System $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$: Calorimetric Measurements, Thermochemical Calculation, and Geophysical Application. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94: 15671–85.
- Beck, P., Gillet, P., El Goresy, A., and Mostefaoui, S. 2005. Timescales of Shock Processes in Chondritic and Martian Meteorites. *Nature* 435: 1071–4.
- Binns, R. A., Davis, R. J., and Reed, S. J. B. 1969. Ringwoodite, Natural (Mg, Fe) 2SiO_4 Spinel in the Tenham Meteorite. *Nature* 221: 943–4.
- Bischoff, A. and Geiger, T. 1995. Meteorites from the Sahara: Find Locations, Shock Classification, Degree of Weathering and Pairing. *Meteoritics* 30: 113–22.
- Bischoff, A., Schleiting, M., and Patzek, M. 2019. Shock Stage Distribution of 2280 Ordinary Chondrites—Can Bulk Chondrites with a Shock Stage of S6 Exist As Individual Rocks? *Meteoritics & Planetary Science* 54: 2189–202.

- Bloch, E. M., Jollands, M. C., Gerstl, S. S., Bouvier, A. S., Plane, F., and Baumgartner, L. P. 2019. Diffusion of Calcium in Forsterite and Ultra-High Resolution of Experimental Diffusion Profiles in Minerals Using Local Electrode Atom Probe Tomography. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 265: 85–95.
- Bottke, W. F. Jr, Nolan, M. C., Greenberg, R., and Kolvoord, R. A. 1994. Velocity Distributions Among Colliding Asteroids. *Icarus* 107: 255–68.
- Bowling, T. J., Johnson, B. C., Wiggins, S. E., Walton, E. L., Melosh, H. J., and Sharp, T. G. 2020. Dwell Time at High Pressure of Meteorites During Impact Ejection from Mars. *Icarus* 343: 113689.
- Brady, J. B. and McCallister, R. H. 1983. Diffusion Data for Clinopyroxenes from Homogenization and Self-Diffusion Experiments. *American Mineralogist* 68: 95–105.
- Briani, G., Gounelle, M., Bourot-Denise, M., and Zolensky, M. E. 2012. Xenoliths and Microxenoliths in H Chondrites: Sampling the Zodiacal Cloud in the Asteroid Main Belt. *Meteoritics & Planetary Science* 47: 880–902.
- Chakraborty, S. 2010. Diffusion Coefficients in Olivine, Wadsleyite and Ringwoodite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 72: 603–39.
- Chen, M., El Goresy, A., and Gillet, P. 2004. Ringwoodite Lamellae in Olivine: Clues to Olivine–Ringwoodite Phase Transition Mechanisms in Shocked Meteorites and Subducting Slabs. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 101: 15033–7.
- Chen, M., Li, H., El Goresy, A., Liu, J., and Xie, X. 2006. Fracture-Related Intracrystalline Transformation of Olivine to Ringwoodite in the Shocked Sixiangkou Meteorite. *Meteoritics & Planetary Science* 41: 731–7.
- Chen, M., Sharp, T. G., El Goresy, A., Wopenka, B., and Xie, X. 1996. The Majorite-Pyrope+ Magnesio-wüstite Assemblage: Constraints on the History of Shock Veins in Chondrites. *Science* 271: 1570–3.
- Chen, M. and Xie, X. 2008. Two Distinct Assemblages of High-Pressure Liquidus Phases in Shock Veins of the Sixiangkou Meteorite. *Meteoritics & Planetary Science* 43: 823–8.
- Cherniak, D. J. and Dimanov, A. 2010. Diffusion in Pyroxene, Mica and Amphibole. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 72: 641–90.
- Christian, J. W. 1975. *The Theory of Transformations in Metals and Alloys*. I. Equilibrium and General Kinetic Theory. Oxford: Pergamon Press.
- Coogan, L. A., Hain, A., Stahl, S., and Chakraborty, S. 2005. Experimental Determination of the Diffusion Coefficient for Calcium in Olivine Between 900°C and 1500°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69: 3683–94.
- Dimanov, A. and Wiedenbeck, M. 2006. (Fe, Mn)-Mg Interdiffusion in Natural Diopside: Effect of pO_2 . *European Journal of Mineralogy* 18: 705–18.
- Dodd, R. T. and Jarosewich, E. 1979. Incipient Melting in and Shock Classification of L-Group Chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 44: 335–40.
- Dohmen, R., Faak, K., and Blundy, J. D. 2017. Chronometry and Speedometry of Magmatic Processes Using Chemical Diffusion in Olivine, Plagioclase and pyroxenes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 83: 535–75.
- Feng, L., Miyahara, M., Nagase, T., Ohtani, E., Hu, S., El Goresy, A., and Lin, Y. 2017. Shock-Induced PT Conditions and Formation Mechanism of Akimotoite-Pyroxene Glass Assemblages in the Grove Mountains (GRV) 052082 (L6) Meteorite. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials* 102: 1254–62.
- Ferroir, T., Beck, P., Van de Moortèle, B., Bohn, M., Reynard, B., Simionovici, A., El Goresy, A., and Gillet, P. 2008. Akimotoite in the Tenham Meteorite: Crystal Chemistry and High-Pressure Transformation Mechanisms. *Earth and Planetary Science Letters* 275: 26–31.
- Gaffey, M. J. and Fieber-Beyer, S. K. 2019. Is the (20) Massalia Family the Source of the L-Chondrites (Abstract #1441). 50th Lunar and Planetary Science Conference. CD-ROM.
- Gail, H. P. and Trierloff, M. 2019. Thermal History Modelling of the L Chondrite Parent Body. *Astronomy & Astrophysics* 628: A77.
- Gillet, P. and El Goresy, A. 2013. Shock Events in the Solar System: The Message from Minerals in Terrestrial Planets and Asteroids. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 41: 257–85.
- Greshake, A., Fritz, J., Böttger, U., and Goran, D. 2013. Shear-Induced Ringwoodite Formation in the Martian Shergottite Dar al Gani 670. *Earth and Planetary Science Letters* 375: 383–94.
- Hogrefe, A., Rubie, D. C., Sharp, T. G., and Seifert, F. 1994. Metastability of Enstatite in Deep Subducting Lithosphere. *Nature* 372: 351–3.
- Jenniskens, P., Utas, J., Yin, Q. Z., Matson, R. D., Fries, M., Howell, J. A., Free, D. et al. 2019. The Creston, California, Meteorite Fall and the Origin of L Chondrites. *Meteoritics & Planetary Science* 54: 699–720.
- Jurewicz, A. J. and Watson, E. B. 1988. Cations in Olivine, Part 2: Diffusion in Olivine Xenocrysts, with Applications to Petrology and Mineral Physics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 186–201.
- Kallemeyn, G. W., Rubin, A. E., Wang, D., and Wasson, J. T. 1989. Ordinary Chondrites: Bulk Compositions, Classification, Lithophile-Element Fractionations and Composition-Petrographic Type Relationships. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 2747–67.
- Kerschhofer, L., Dupas, C., Liu, M., Sharp, T. G., Durham, W. B., and Rubie, D. C. 1998. Polymorphic Transformations Between Olivine, Wadsleyite and Ringwoodite: Mechanisms of Intracrystalline Nucleation and the Role of Elastic Strain. *Mineralogical Magazine* 62: 617–38.
- Kerschhofer, L., Rubie, D. C., Sharp, T. G., McConnell, J. D. C., and Dupas-Bruzek, C. 2000. Kinetics of Intracrystalline Olivine–Ringwoodite Transformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 121: 59–76.
- Korochantseva, E. V., Trierloff, M., Lorenz, C. A., Buykin, A. I., Ivanova, M. A., Schwarz, W. H., Hopp, J., and Jessberger, E. K. 2007. L-Chondrite Asteroid Breakup Tied to Ordovician Meteorite Shower by Multiple Isochron ^{40}Ar - ^{39}Ar Dating. *Meteoritics & Planetary Science* 42: 113–30.
- Langenhorst, F. and Poirier, J. P. 2000. Anatomy of Black Veins in Zagami: Clues to the Formation of High-Pressure Phases. *Earth and Planetary Science Letters* 184: 37–55.
- Litasov, K. D. and Badyukov, D. D. 2019. Raman Spectroscopy of High-Pressure Phases in Shocked L6 Chondrite NWA 5011. *Geochemistry International* 57: 912–22.
- Liu, M. C., McKeegan, K. D., Harrison, T. M., Jarzebinski, G., and Vltava, L. 2018. The Hyperion-II Radio-Frequency Oxygen Ion Source on the UCLA ims1290 Ion Microprobe: Beam Characterization and Applications in

- Geochemistry and Cosmochemistry. *International Journal of Mass Spectrometry* 424: 1–9.
- Malherbe, J., Penen, F., Isaure, M. P., Frank, J., Hause, G., Dobritsch, D., Gontier, E., Horr ard, F., Hillion, F., and Schauml ffel, D. 2016. A New Radio Frequency Plasma Oxygen Primary Ion Source on Nano Secondary Ion Mass Spectrometry for Improved Lateral Resolution and Detection of Electropositive Elements at Single Cell Level. *Analytical Chemistry* 88: 7130–6.
- Marrocchi, Y., Delbo, M., Gounelle, M., and Timothy Jull, A. J. 2021. The Astrophysical Context of Collision Processes in Meteorites. *Meteoritics & Planetary Science* 56: 1406–21.
- Meier, M. M., Welten, K. C., Riebe, M. E., Caffee, M. W., Gritsevich, M., Maden, C., and Busemann, H. 2017. Park Forest (L5) and the Asteroidal Source of Shocked L Chondrites. *Meteoritics & Planetary Science* 52: 1561–76.
- Melosh, H. J. 1989. *Impact Cratering: A Geologic Process*. New York/Oxford: Oxford University Press/Clarendon Press.
- Miyahara, M., El Goresy, A., Ohtani, E., Kimura, M., Ozawa, S., Nagase, T., and Nishijima, M. 2009. Fractional Crystallization of Olivine Melt Inclusion in Shock-Induced Chondritic Melt Vein. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 177: 116–21.
- Miyahara, M., Ohtani, E., Kimura, M., El Goresy, A., Ozawa, S., Nagase, T., Nishijima, M., and Hiraga, K. 2010. Coherent and Subsequent Incoherent Ringwoodite Growth in Olivine of Shocked L6 Chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 295: 321–7.
- Miyahara, M., Tomioka, N., and Bindi, L. 2021. Natural and Experimental High-Pressure, Shock-Produced Terrestrial and Extraterrestrial Materials. *Progress in Earth and Planetary Science* 8: 1–26.
- Morbidelli, A., Bottke, W. F., Nesvorn y, D., and Levison, H. F. 2009. Asteroids Were Born Big. *Icarus* 204: 558–73.
- Mosenfelder, J. L., Marton, F. C., Ross, C. R. II, Kerschhofer, L., and Rubie, D. C. 2001. Experimental Constraints on the Depth of Olivine Metastability in Subducting Lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127: 165–80.
- Navrotsky, A. and Ahrens, T. J. 1995. Thermodynamic Properties of Minerals. In *Mineral Physics and Crystallography: A Handbook of Physical Constants*, edited by T. J. Ahrens, 18–28. Washington, D.C.: American Geophysical Union.
- Nesvorn y, D., Vokrouhlick y, D., Morbidelli, A., and Bottke, W. F. 2009. Asteroidal Source of L Chondrite Meteorites. *Icarus* 200: 698–701.
- Ohtani, E., Kimura, Y., Kimura, M., Takata, T., Kondo, T., and Kubo, T. 2004. Formation of High-Pressure Minerals in Shocked L6 Chondrite Yamato 791384: Constraints on Shock Conditions and Parent Body Size. *Earth and Planetary Science Letters* 227: 505–15.
- Price, G. D., Putnis, A., and Agrell, S. O. 1979. Electron Petrography of Shock-Produced Veins in the Tenham Chondrite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71: 211–8.
- Sawamoto, H. 1987. Phase Diagram of MgSiO₃ at Pressures up to 24 GPa and Temperatures up to 2200  C: Phase Stability and Properties of Tetragonal Garnet. *High-Pressure Research in Mineral Physics* 209: 219.
- Schmitz, B., Tassinari, M., and Peucker-Ehrenbrink, B. 2001. A Rain of Ordinary Chondritic Meteorites in the Early Ordovician. *Earth and Planetary Science Letters* 194: 1–15.
- Sharp, T. G., Lingemann, C. M., Dupas, C., and St ffler, D. 1997. Natural Occurrence of MgSiO₃-Ilmenite and Evidence for MgSiO₃-Perovskite in a Shocked L Chondrite. *Science* 277: 352–5.
- Spandler, C. and O'Neill, H. S. C. 2010. Diffusion and Partition Coefficients of Minor and Trace Elements in San Carlos Olivine at 1,300 C with Some Geochemical Implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159: 791–818.
- St ffler, D., Hamann, C., and Metzler, K. 2018. Shock Metamorphism of Planetary Silicate Rocks and Sediments: Proposal for an Updated Classification System. *Meteoritics & Planetary Science* 53: 5–49.
- St ffler, D., Keil, K., and Scott, E. R. D. 1991. Shock Metamorphism of Ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 3845–67.
- Strom, C. A., Fieber-Beyer, S. K., Gaffey, M. J., and Germann, J. T. 2021. A Spectral Analysis of the Massalia Asteroid Family to Evaluate the L-Chondrite Source Hypothesis (Abstract #2548). 52nd Lunar and Planetary Science Conference. p. 1597.
- Swindle, T. D., Kring, D. A., and Weirich, J. R. 2014. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Ages of Impacts Involving Ordinary Chondrite Meteorites. *Geological Society, London, Special Publications* 378: 333–47.
- Tomioka, N. 2007. A Model for the Shear Mechanism in the Enstatite-Akimotoite Phase Transition. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 102: 226–32.
- Tomioka, N. and Fujino, K. 1997. Natural (Mg, Fe) SiO₃-Ilmenite and -Perovskite in the Tenham Meteorite. *Science* 277: 1084–6.
- Tomioka, N. and Fujino, K. 1999. Akimotoite, (Mg, Fe) SiO₃, a New Silicate Mineral of the Ilmenite Group in the Tenham Chondrite. *American Mineralogist* 84: 267–71.
- Tomioka, N. and Miyahara, M. 2017. High-Pressure Minerals in Shocked Meteorites. *Meteoritics & Planetary Science* 52: 2017–39.
- Tschauner, O., Ma, C., Beckett, J. R., Prescher, C., Prakupenka, V. B., and Rossman, G. R. 2014. Discovery of Bridgmanite, the Most Abundant Mineral in Earth, in a Shocked Meteorite. *Science* 346: 1100–2.
- Wang, H., Li, Y., Zhang, F., and Lin, C. 1995. SEM Studies on the Chemical and Petrologic Features of Taizhou (L-5) Chondrite in China (Abstract #1463). 26th Lunar and Planetary Science Conference.
- Wang, W. and Takahashi, E. 1999. Subsolidus and Melting Experiments of a K-Rich Basaltic Composition to 27 GPa: Implication for the Behavior of Potassium in the Mantle. *American Mineralogist* 84: 357–61.
- Wlotzka, F. 1990. The Meteoritical Bulletin. *Meteoritics* 25: 237–9.
- Xie, Z., Sharp, T. G., and DeCarli, P. S. 2006. High-Pressure Phases in a Shock-Induced Melt Vein of the Tenham L6 Chondrite: Constraints on Shock Pressure and Duration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 504–15.
- Zhang, A., Hsu, W., Wang, R., and Ding, M. 2006. Pyroxene Polymorphs in Melt Veins of the Heavily Shocked Sixiangkou L6 Chondrite. *European Journal of Mineralogy* 18: 719–26.

Bibliographie



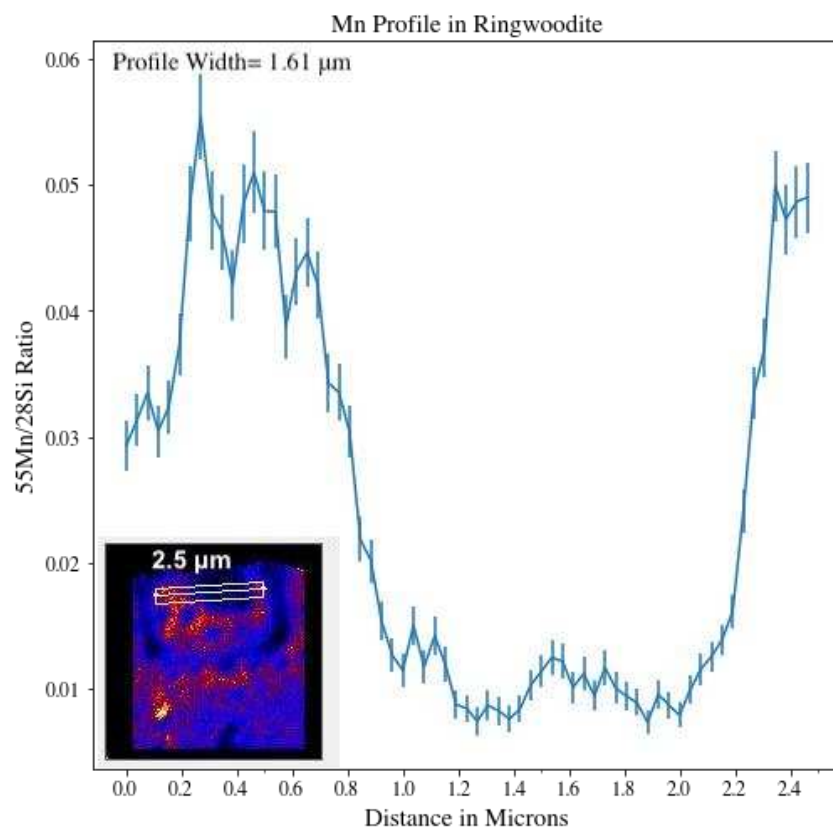
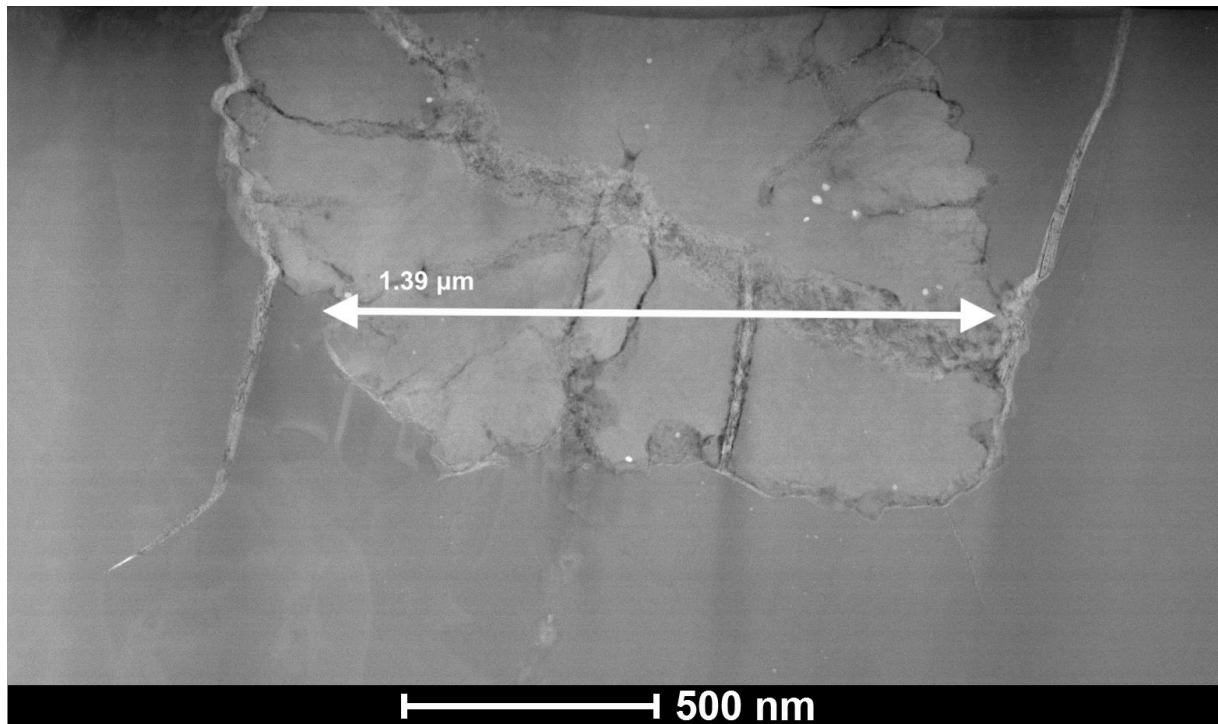
- Agee, C. B., Li, J., Shannon, M. C., & Circone, S. (1995). Pressure-temperature phase diagram for the Allende meteorite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B9), 17725-17740.
- Beck, P., Gillet, P., El Goresy, A., & Mostefaoui, S. (2005). Timescales of shock processes in chondritic and martian meteorites. *Nature*, 435(7045), 1071-1074.
- Bottke Jr, W. F., Nolan, M. C., Greenberg, R., & Kolvoord, R. A. (1994). Velocity distributions among colliding asteroids. *Icarus*, 107(2), 255-268.
- Chen, M., Goresy, A. E., & Gillet, P. (2004). Ringwoodite lamellae in olivine: Clues to olivine–ringwoodite phase transition mechanisms in shocked meteorites and subducting slabs. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(42), 15033-15037.
- Ciocco, M., Roskosz, M., Doisneau, B., Beyssac, O., Mostefaoui, S., Remusat, L., ... & Gounelle, M. (2022). Impact dynamics of the L chondrites' parent asteroid. *Meteoritics & Planetary Science*, 57(4), 759-775.
- Feng, L., Miyahara, M., Nagase, T., Ohtani, E., Hu, S., El Goresy, A., & Lin, Y. (2017). Shock-induced PT conditions and formation mechanism of akimotoite-pyroxene glass assemblages in the Grove Mountains (GRV) 052082 (L6) meteorite. *American Mineralogist*, 102(6), 1254-1262.
- Fritz, J., Greshake, A., & Fernandes, V. A. (2017). Revising the shock classification of meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, 52(6), 1216-1232.
- Jenniskens, P., Utas, J., Yin, Q. Z., Matson, R. D., Fries, M., Howell, J. A., ... & Creston Meteorite Consortium). (2019). The Creston, California, meteorite fall and the origin of L chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 54(4), 699-720.
- Kerschhofer, L., Sharp, T. G., & Rubie, D. C. (1996). Intracrystalline transformation of olivine to wadsleyite and ringwoodite under subduction zone conditions. *Science*, 274(5284), 79-81.
- Kerschhofer, L., Rubie, D. C., Sharp, T. G., McConnell, J. D. C., & Dupas-Bruzek, C. (2000). Kinetics of intracrystalline olivine–ringwoodite transformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 121(1-2), 59-76.

- Lafuente B, Downs R T, Yang H, Stone N (2015) The power of databases: the RRUFF project. *In: Highlights in Mineralogical Crystallography*, T Armbruster and R M Danisi, eds. Berlin, Germany, W. De Gruyter, pp 1-30
- Miyahara, M., El Goresy, A., Ohtani, E., Nagase, T., Nishijima, M., Vashaei, Z., ... & Simionovici, A. (2008). Evidence for fractional crystallization of wadsleyite and ringwoodite from olivine melts in chondrules entrained in shock-melt veins. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(25), 8542-8547.
- Miyahara, M., El Goresy, A., Ohtani, E., Kimura, M., Ozawa, S., Nagase, T., & Nishijima, M. (2009). Fractional crystallization of olivine melt inclusion in shock-induced chondritic melt vein. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 177(3-4), 116-121.
- Miyahara, M., Edanaga, J., Yamaguchi, A., Kobayashi, T., Sekine, T., & Nakamura, A. (2021). Chondrule flattening by shock recovery experiments on unequilibrated chondrites. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 126(8), e2021JE006864.
- Ozawa, S., Ohtani, E., Miyahara, M., Suzuki, A., Kimura, M., & Ito, Y. (2009). Transformation textures, mechanisms of formation of high-pressure minerals in shock melt veins of L6 chondrites, and pressure-temperature conditions of the shock events. *Meteoritics & Planetary Science*, 44(11), 1771-1786.
- Tomioka, N. (2007). A model for the shear mechanism in the enstatite-akimotoite phase transition. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 102(4), 226-232.
- Tomioka, N., & Miyahara, M. (2017). High-pressure minerals in shocked meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, 52(9), 2017-2039.
- Vernazza, P., Binzel, R. P., Thomas, C. A., DeMeo, F. E., Bus, S. J., Rivkin, A. S., & Tokunaga, A. T. (2008). Compositional differences between meteorites and near-Earth asteroids. *Nature*, 454(7206), 858-860.
- Vernazza, P., Zanda, B., Binzel, R. P., Hiroi, T., DeMeo, F. E., Birlan, M., ... & Lockhart, M. (2014). Multiple and fast: The accretion of ordinary chondrite parent bodies. *The Astrophysical Journal*, 791(2), 120.
- Xie, X., Minitti, M. E., Chen, M., Mao, H. K., Wang, D., Shu, J., & Fei, Y. (2003). Tuite, γ -Ca₃(PO₄)₂: A new mineral from the Suizhou L6 chondrite. *European Journal of Mineralogy*, 15(6), 1001-1005.
- Xie, Z., Sharp, T. G., & De Carli, P. S. (2006). Estimating shock pressures based on high-pressure minerals in shock-induced melt veins of L chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 41(12), 1883-1

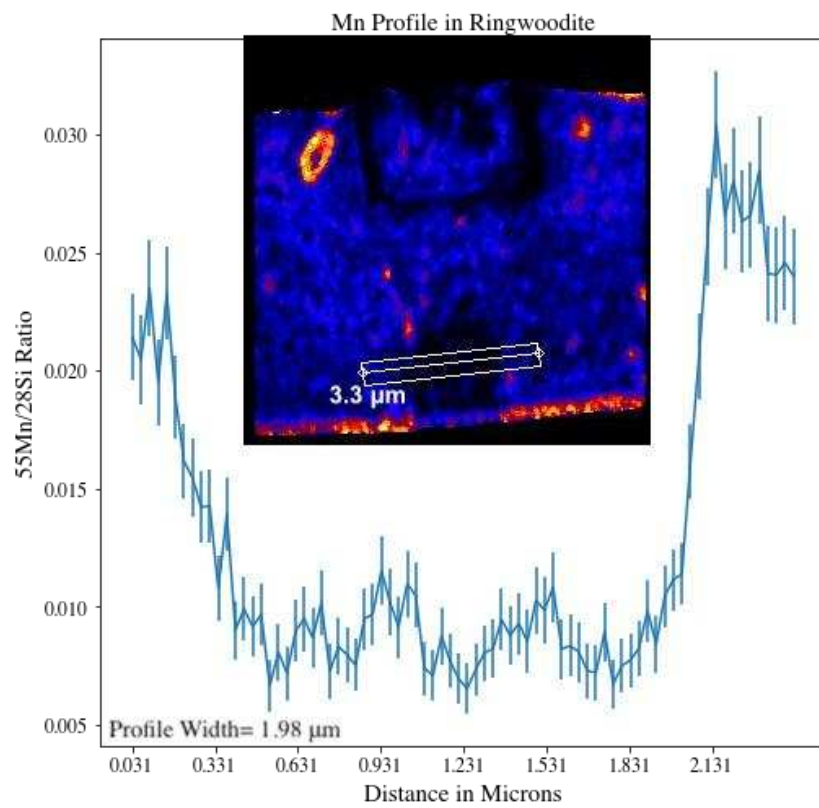
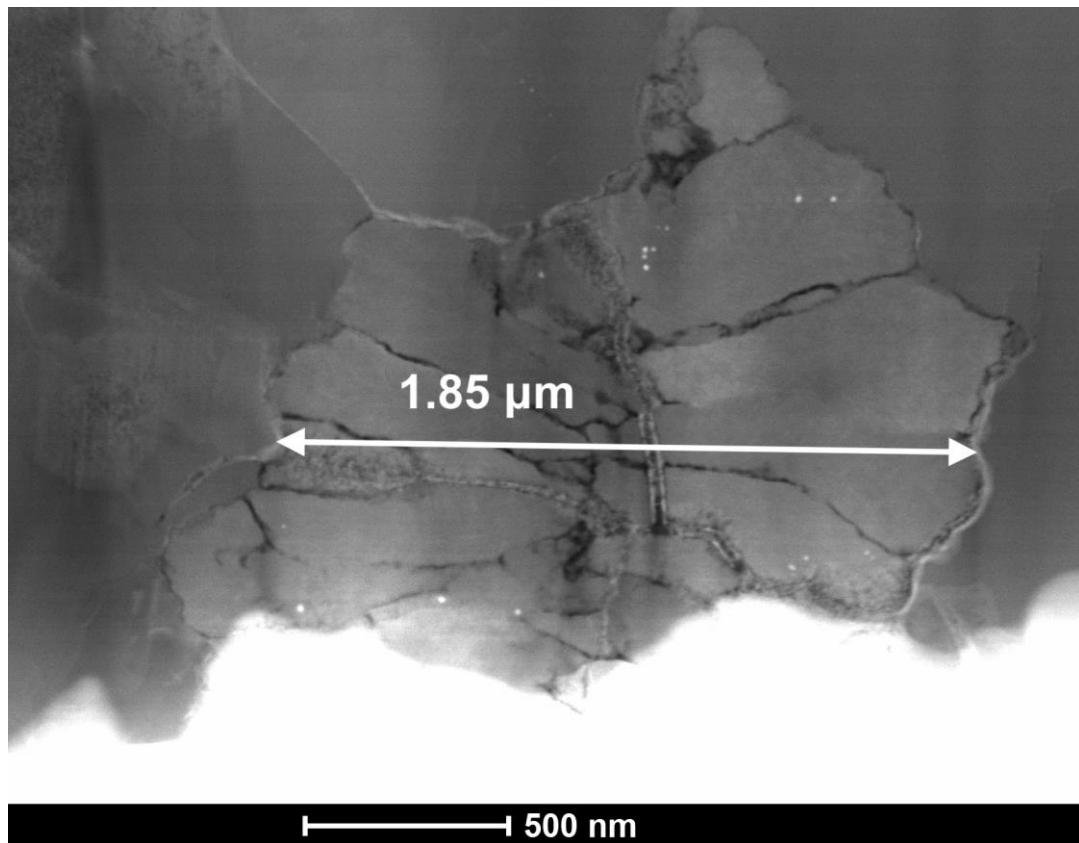
Annexes Chapitre 3



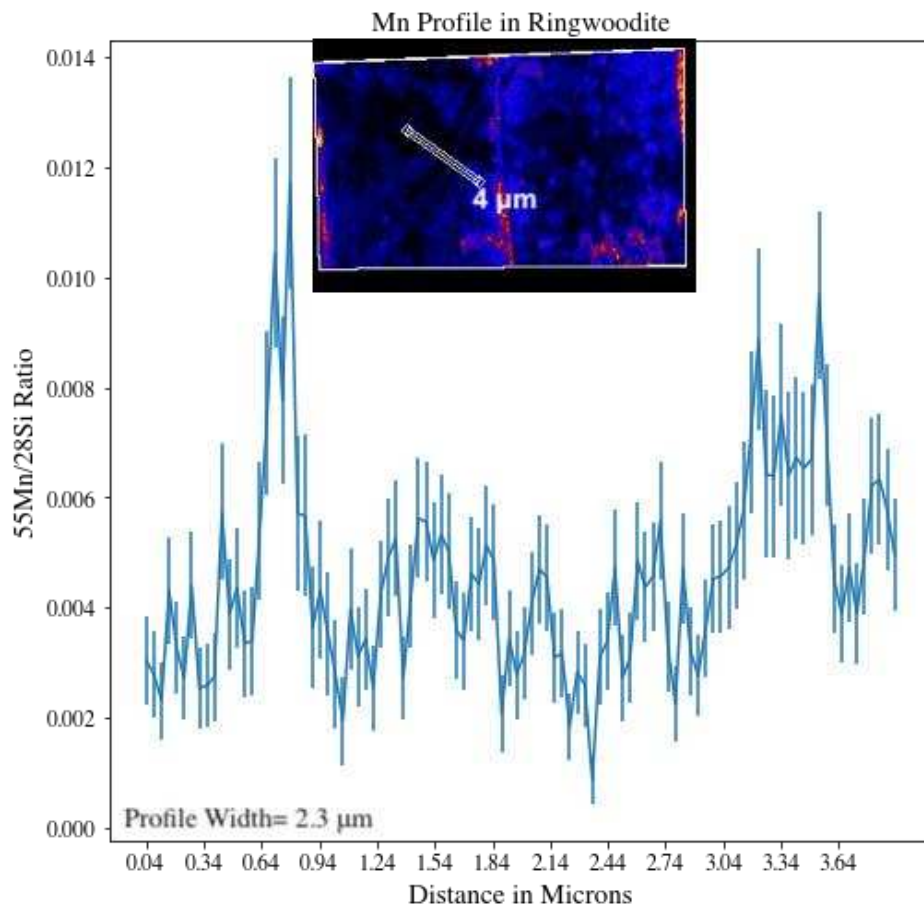
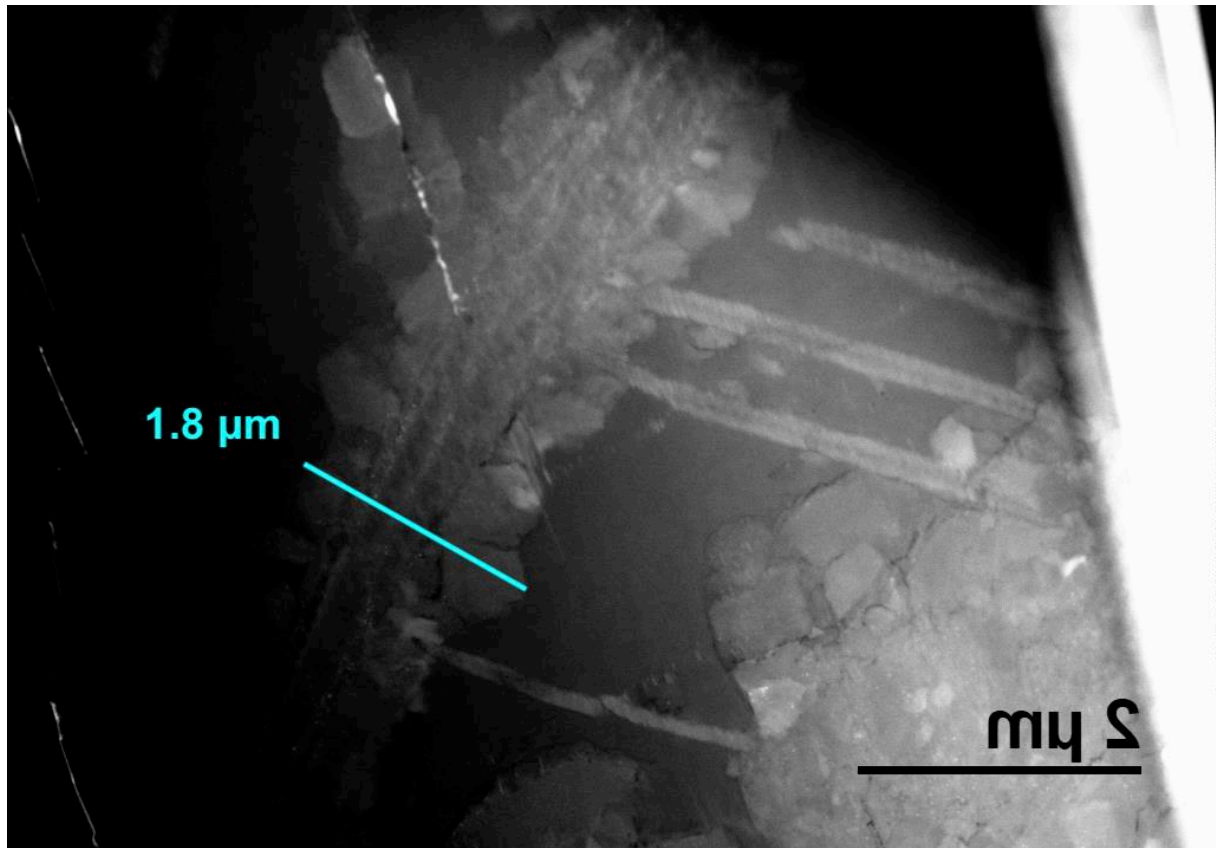
Cette annexe rassemble les images correspondant au chapitre 3, en particulier, de nombreux exemples de localisation de lamelles de ringwoodites/assemblages d'akimotoite et, lorsque de telles données sont disponibles, la comparaison avec les images et profils NanoSIMS associés. Les zones de mesures de lamelles sont choisies en fonction de la définition des bords des lamelles, mais aussi de la présence de pics raman permettant l'identification formelle des polymorphes de haute pression. Sur les images (MEB ou optique), les tracés en bleu clair correspondent aux mesures de largeur de lamelles. Les carrés blancs en pointillés représentent les bords des images nanoSIMS ou ont été tracés les profils associés à ces zones. La largeur de profil de diffusion correspondante est précisée sur les graphiques.



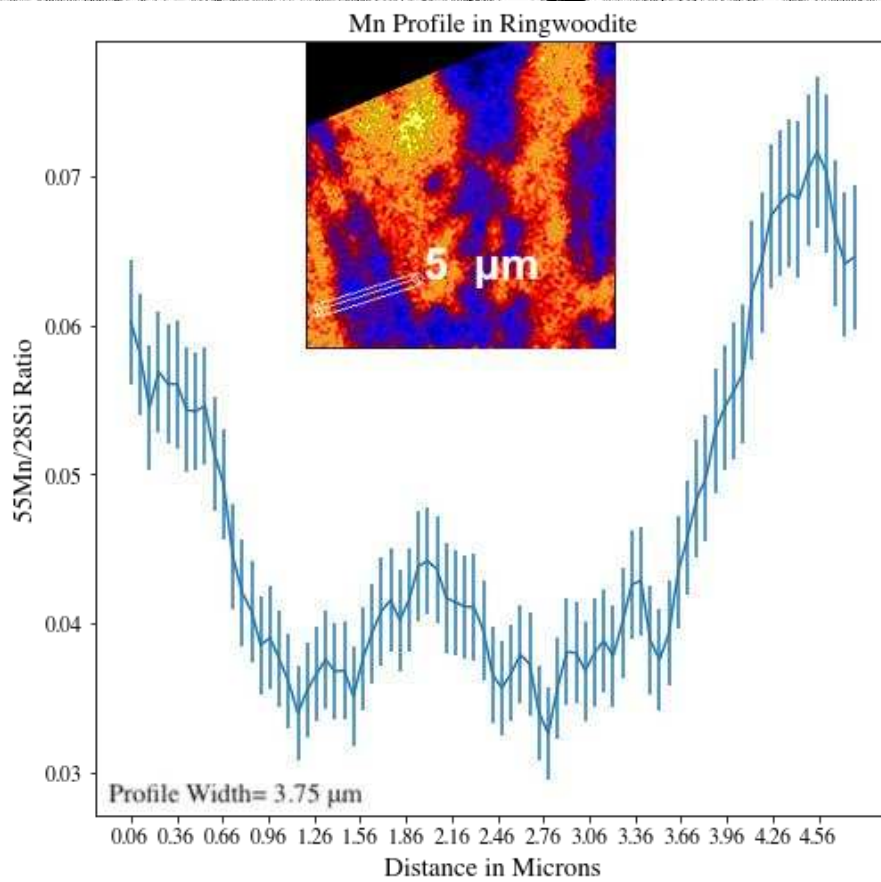
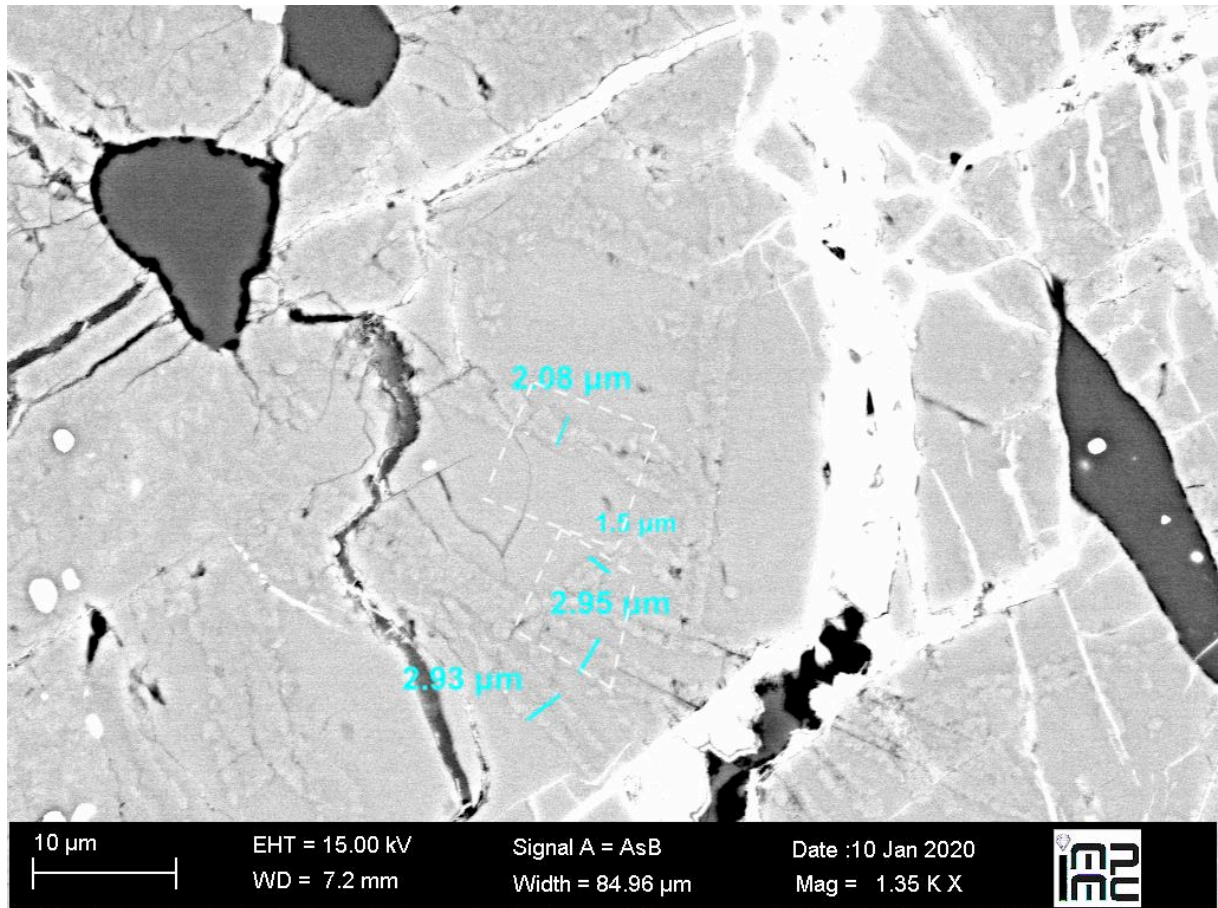
Annexe 3. 0Erreur ! Signet non défini. : Vue STEM d'une lamelle de Ringwoodite dans la météorite Tenham et profil nanoSIMS associé

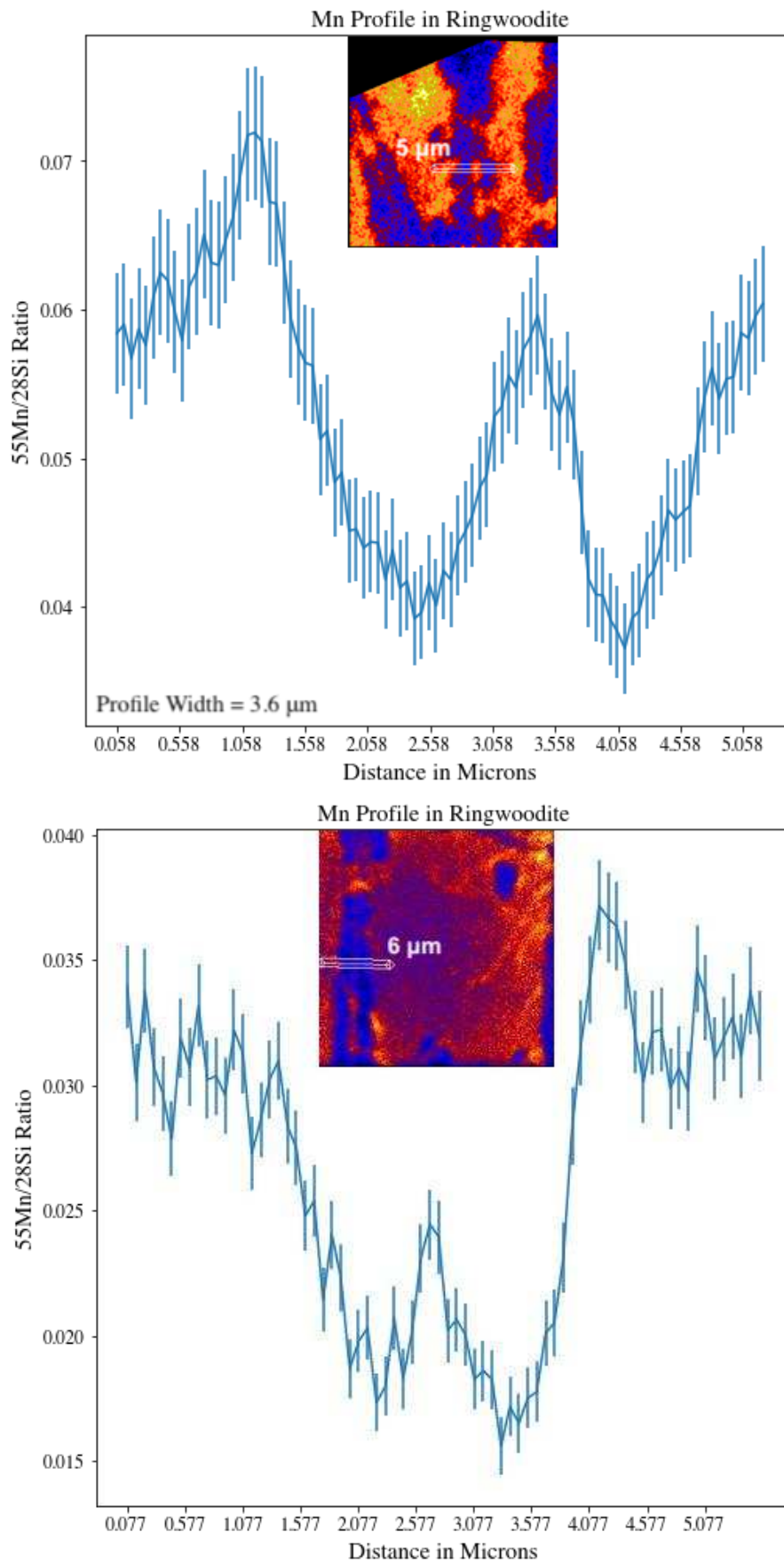


Annexe 3. 1: Vue STEM d'une lamelle de Ringwoodite dans la météorite Tenham et profil nanoSIMS associé

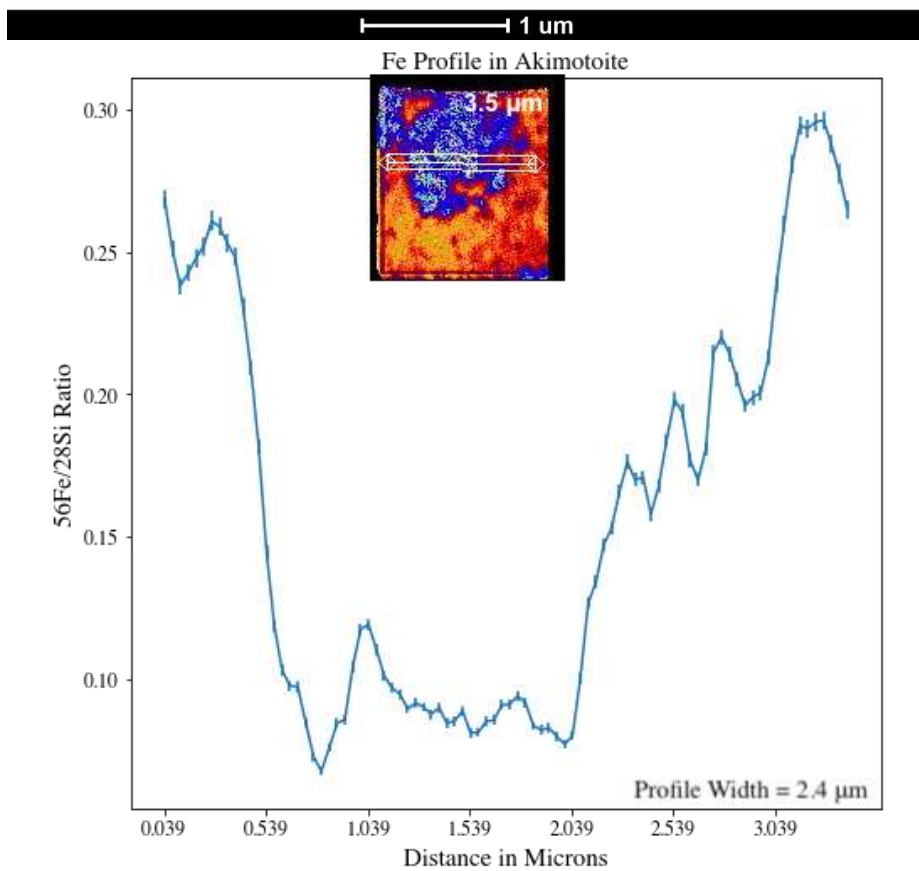
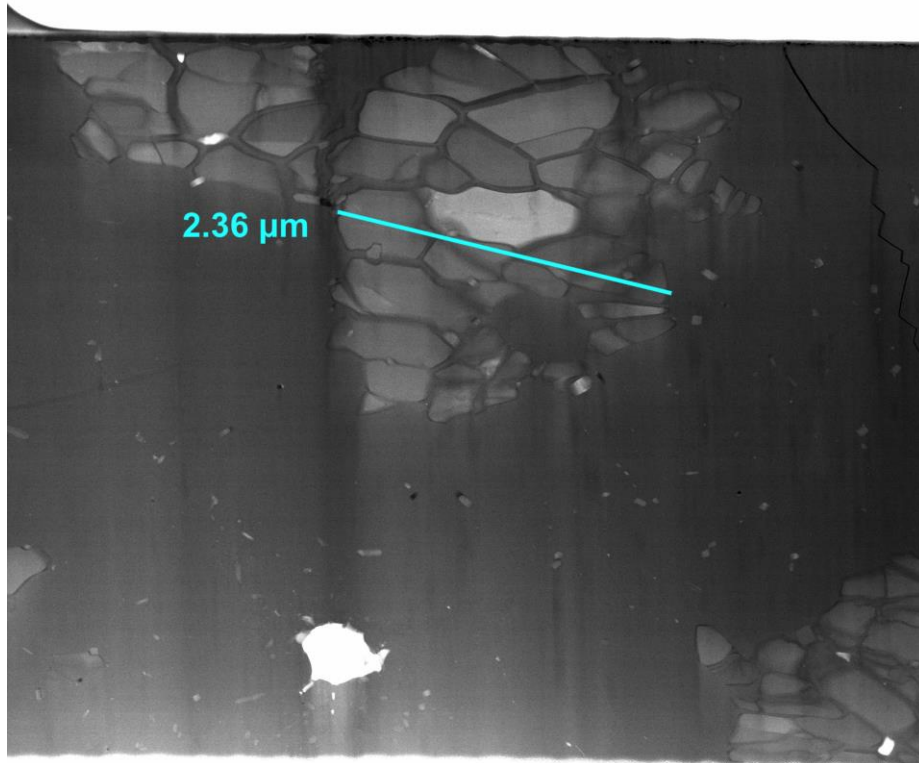


Annexe 3. 2: Vue STEM d'une lamelle de Ringwoodite dans la météorite Tenham et profil nanoSIMS associé

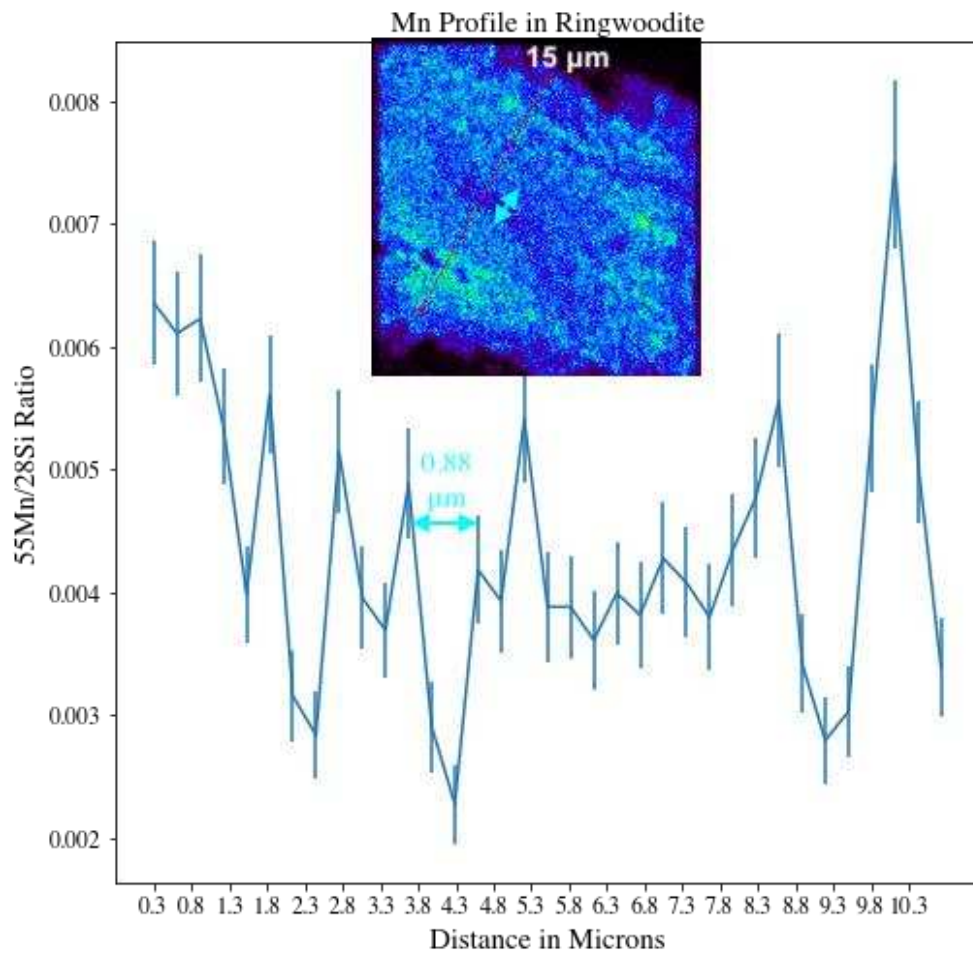
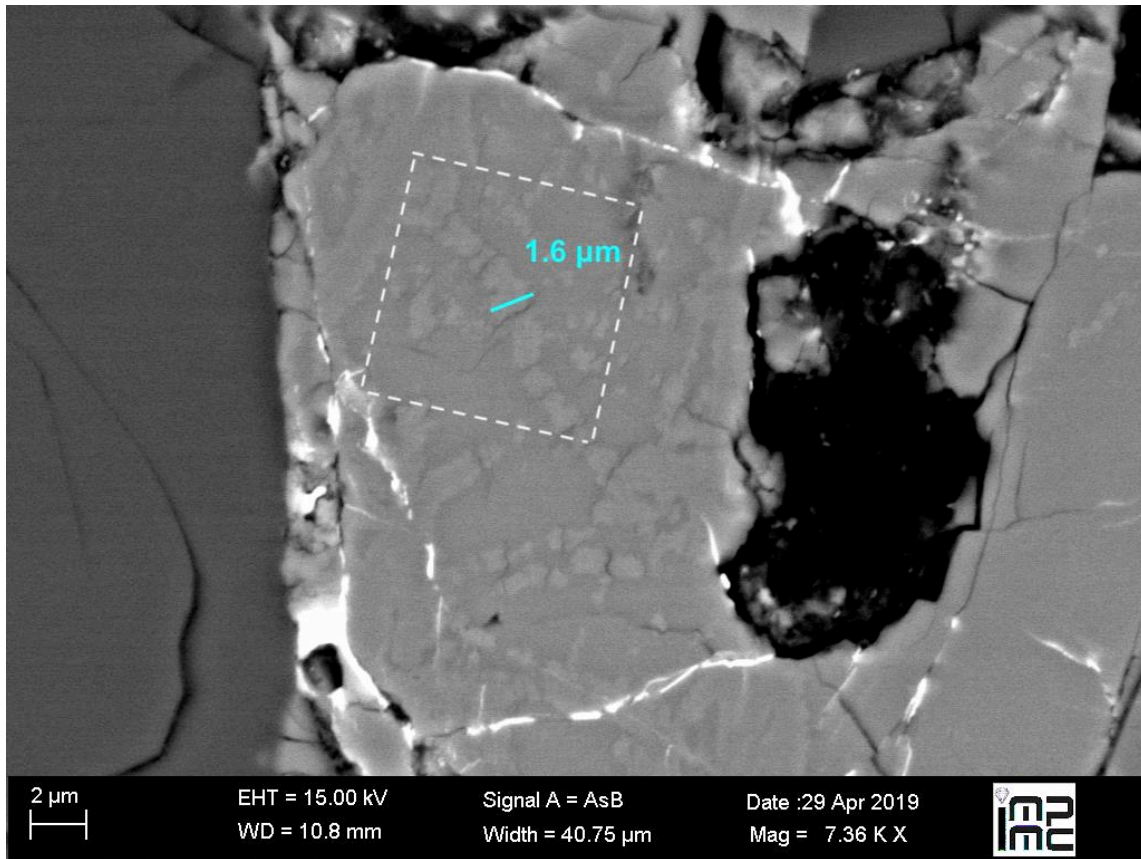




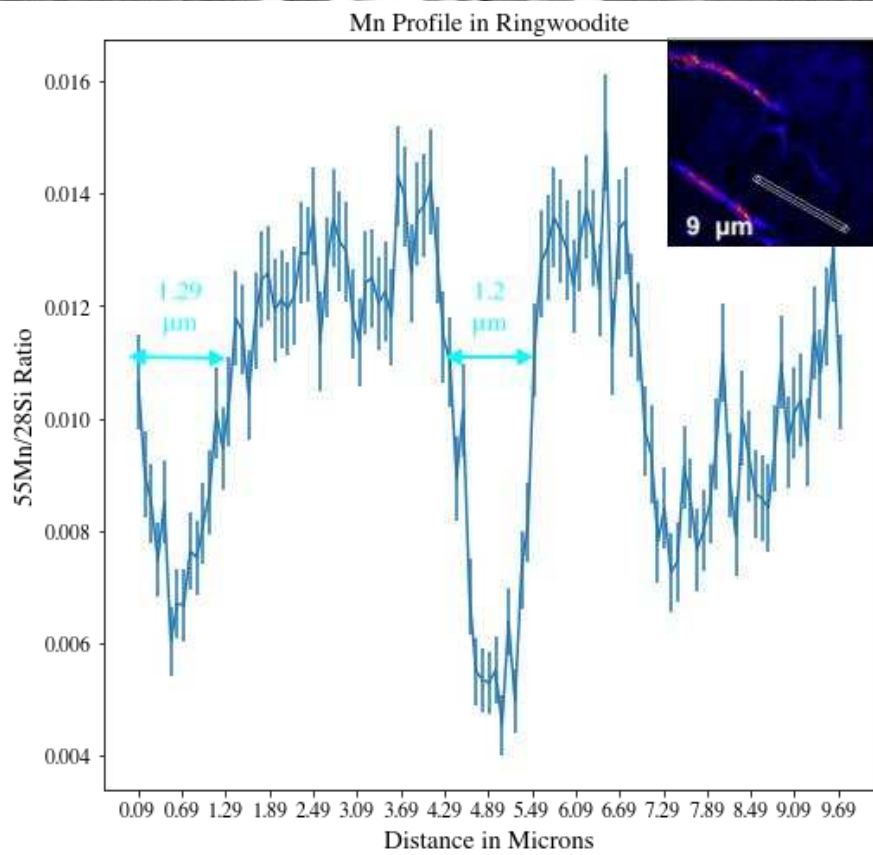
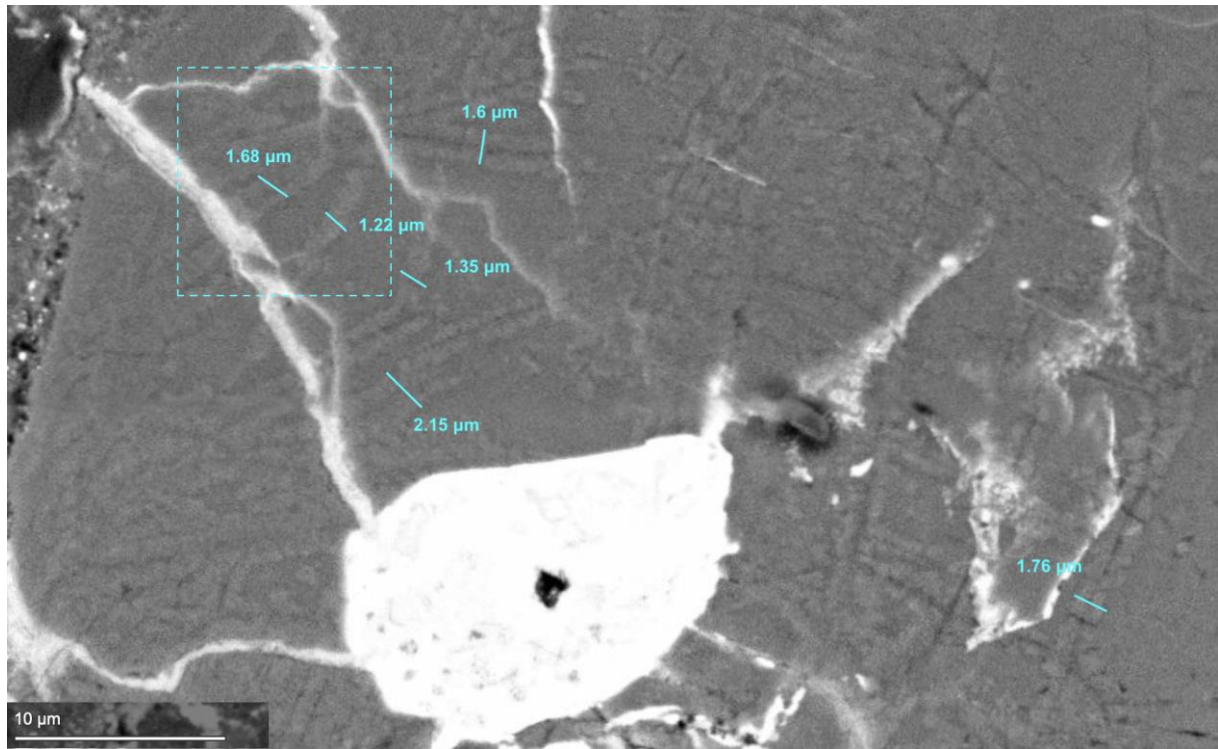
Annexe 3. 3: Vues MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Tenham et profils nanoSIMS associés



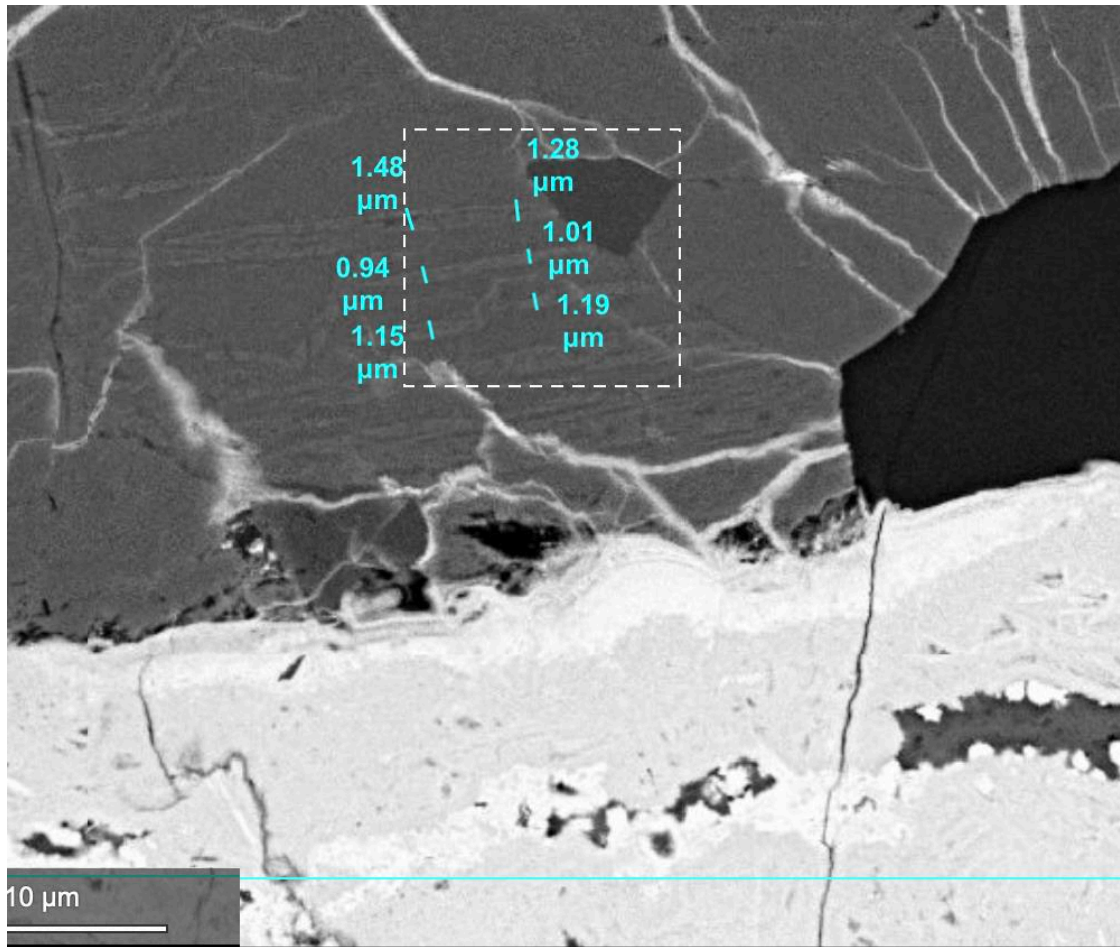
Annexe 3. 4: Vue STEM d'un assemblage d'akimotoite dans la météorite Acfer 040 et profil nanoSIMS associé



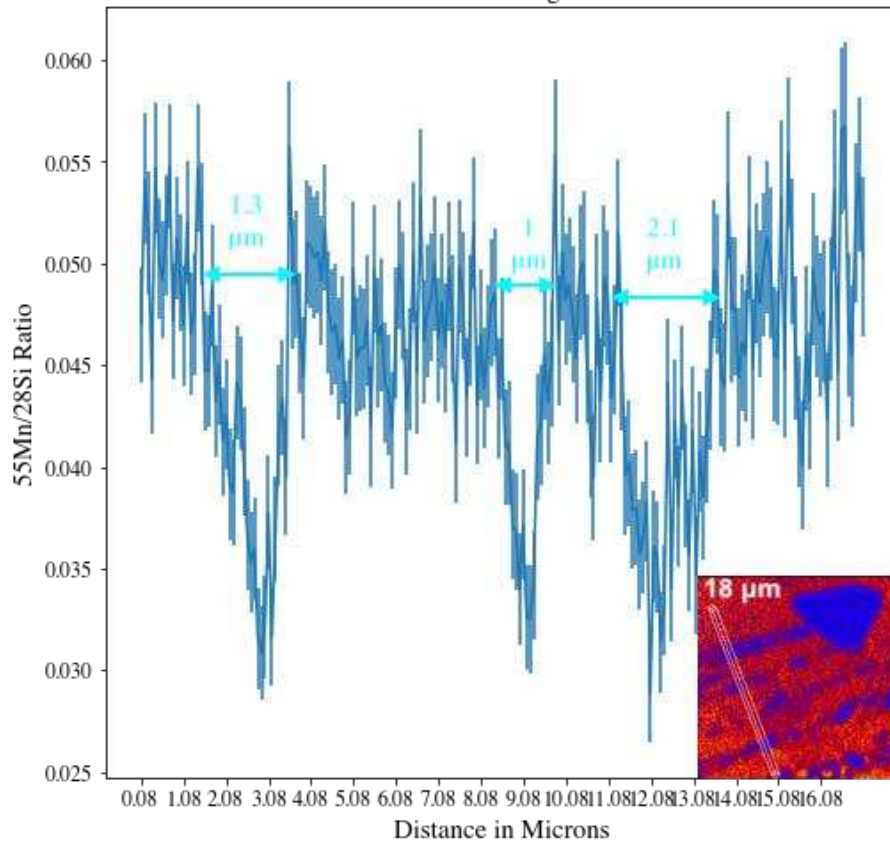
Annexe 3. 5: Vue MEB d'une lamelle de Ringwoodite dans la météorite Sixiangkou et profil nanoSIMS associé

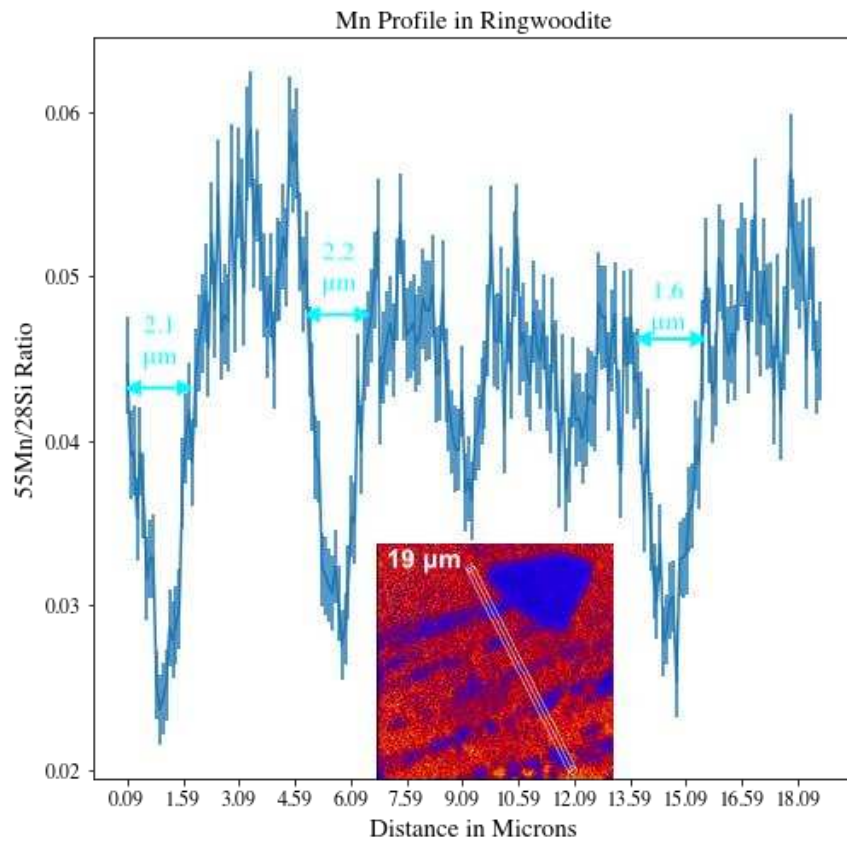


Annexe 3. 6: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Dhofar 649 et profil nanoSIMS associé

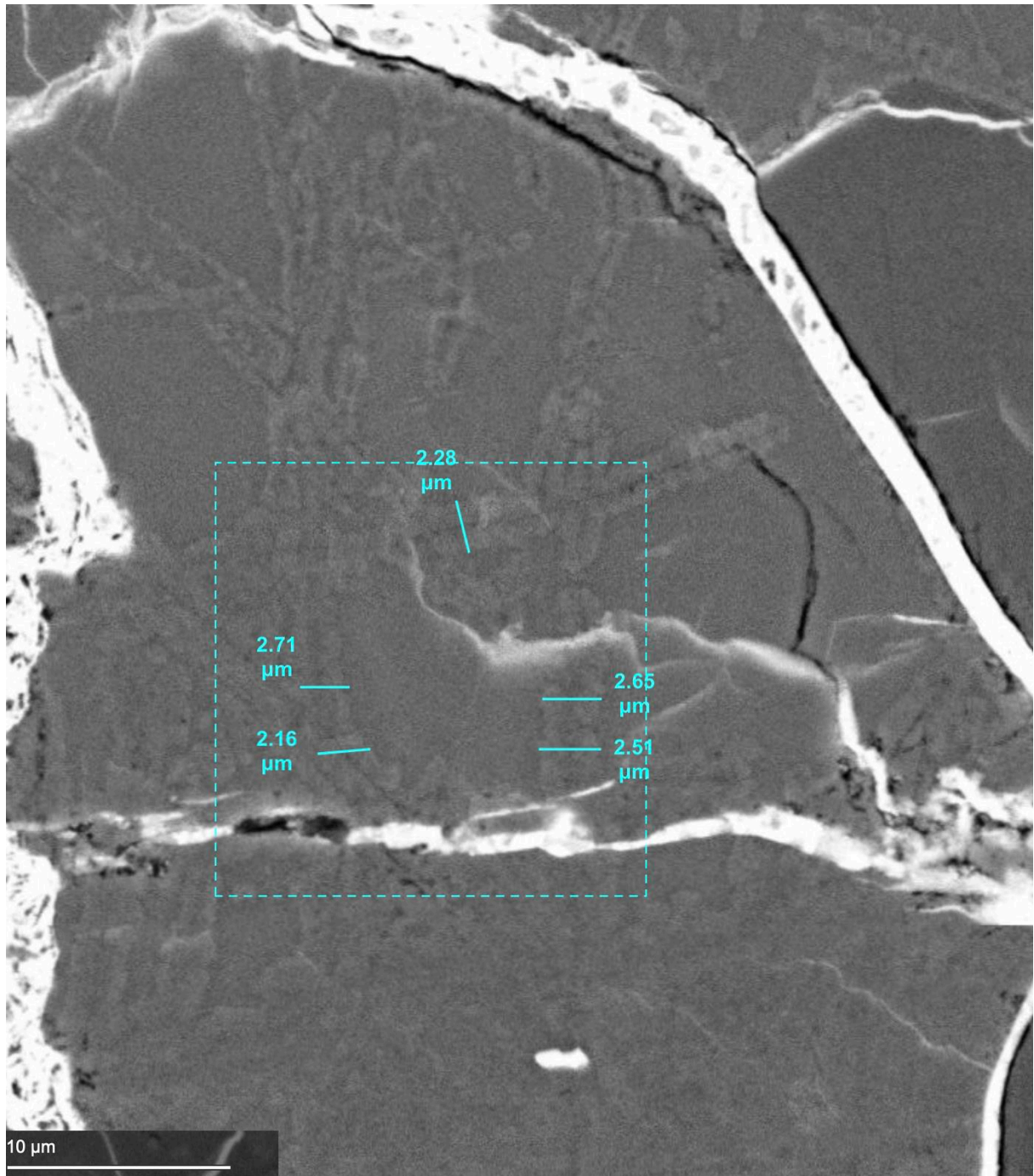


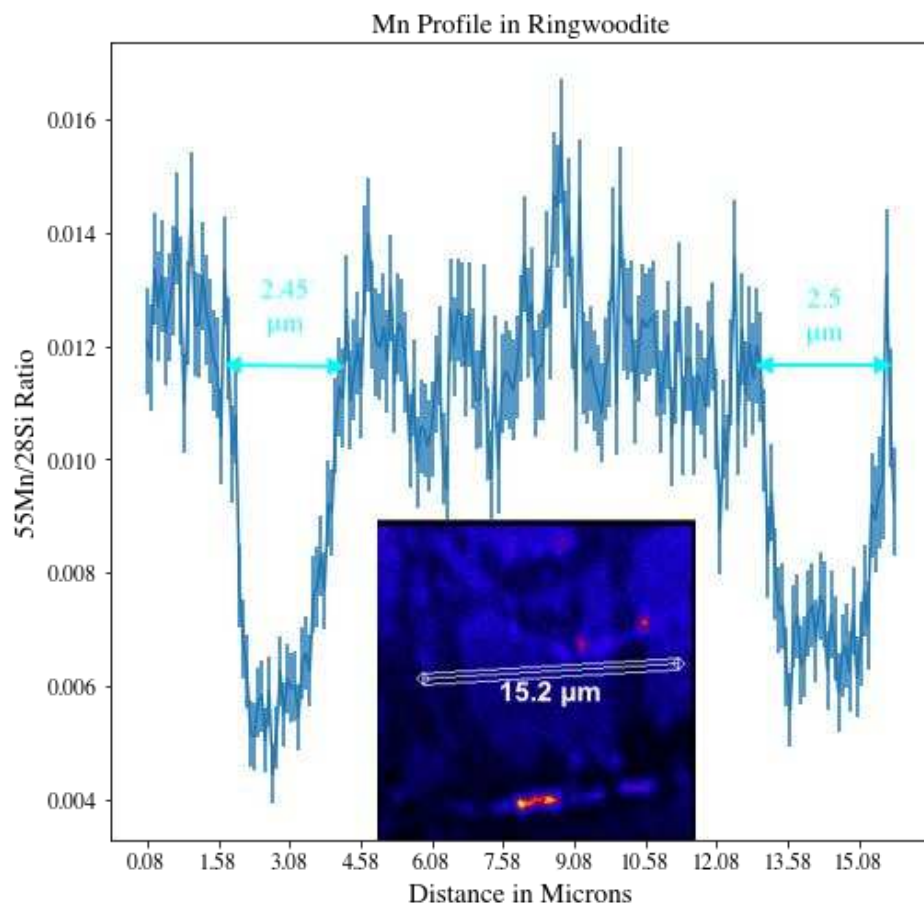
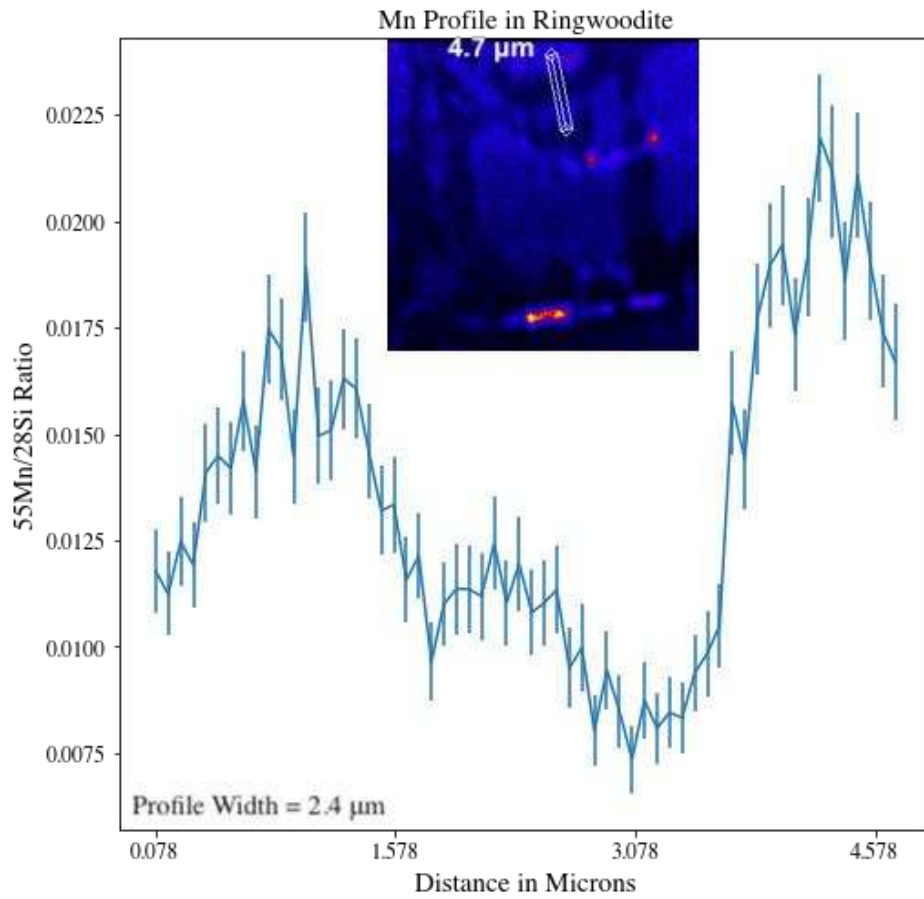
Mn Profile in Ringwoodite

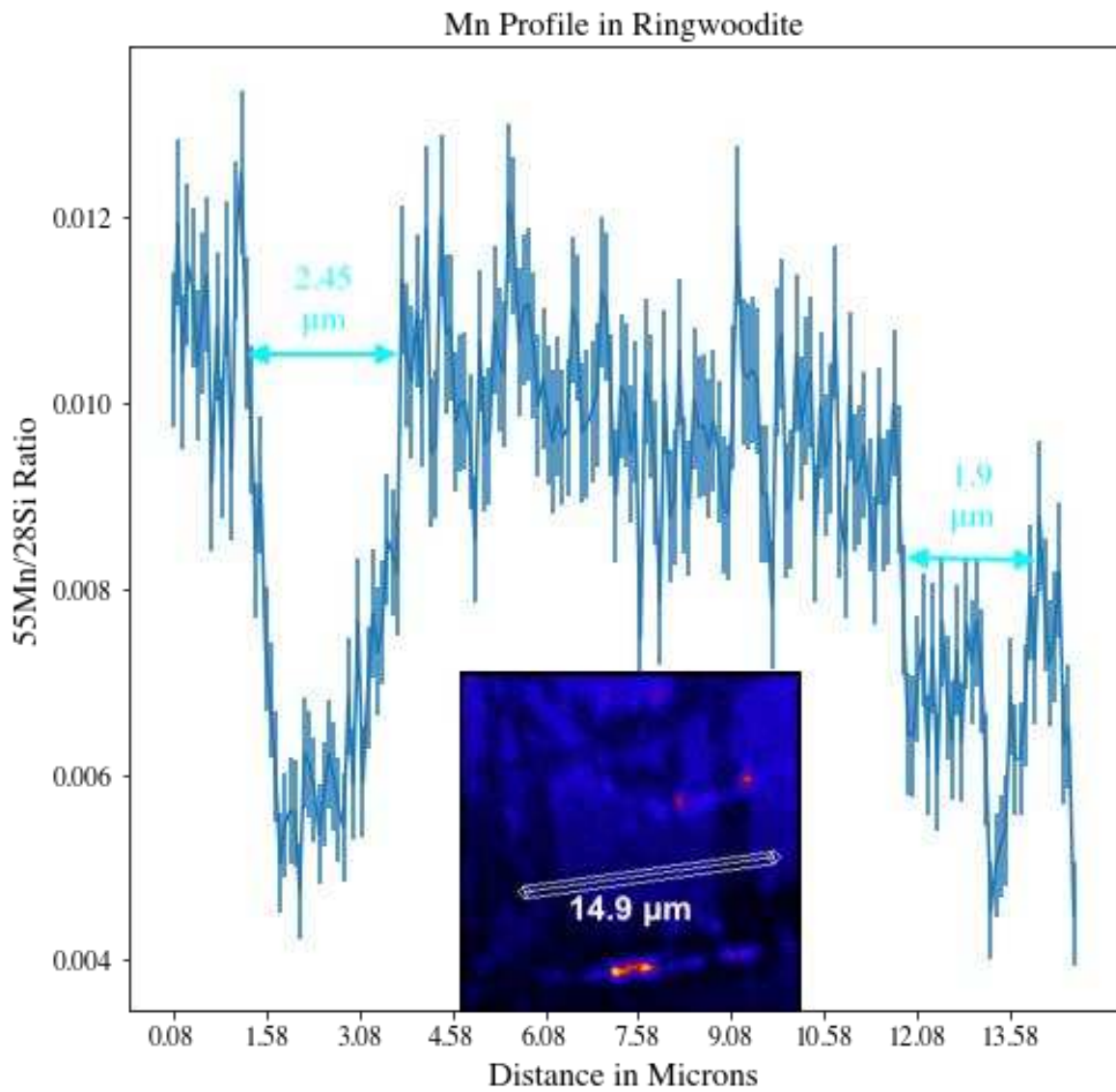




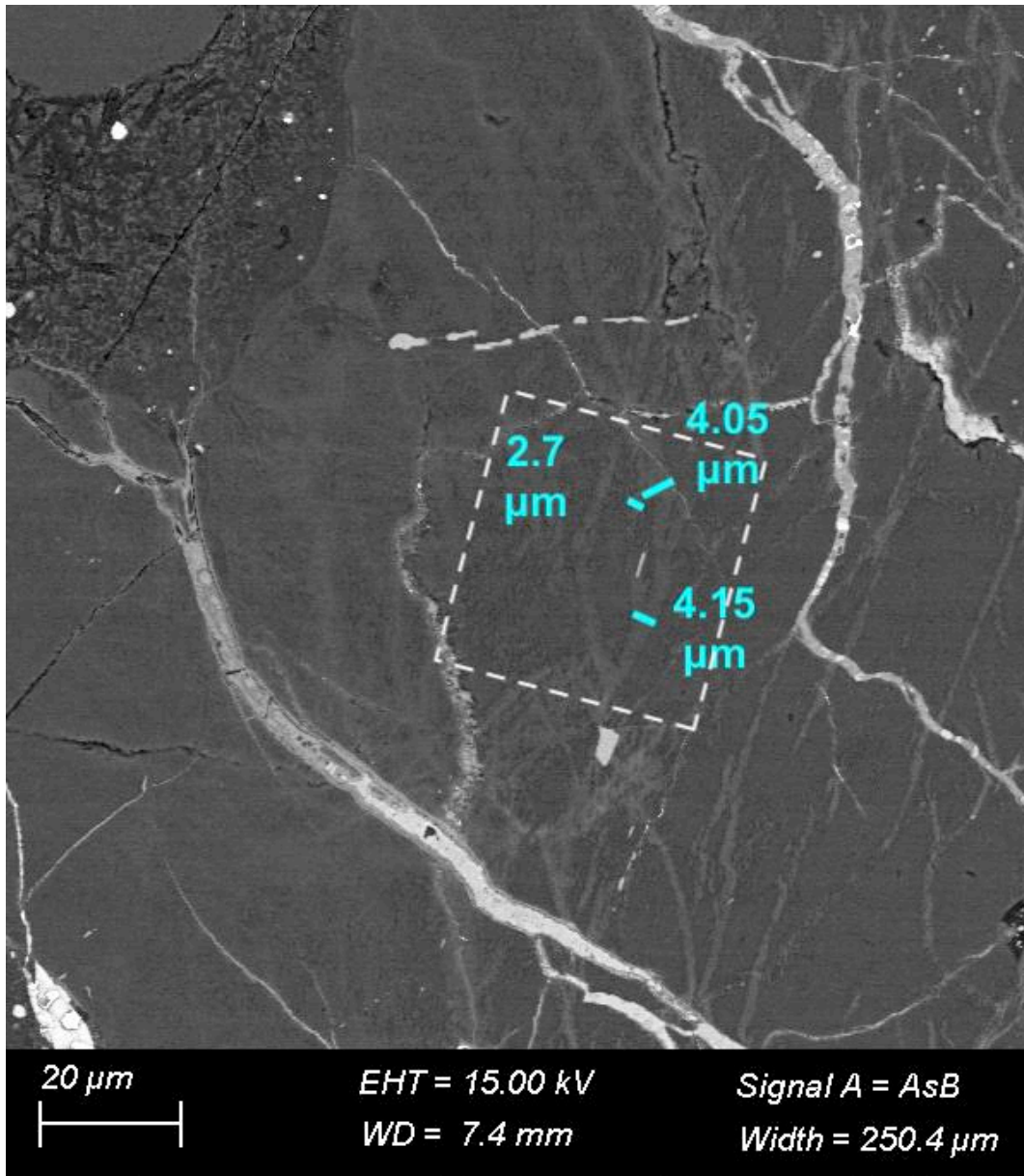
Annexe 3. 7: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Dhofar 649 et profils nanoSIMS associé

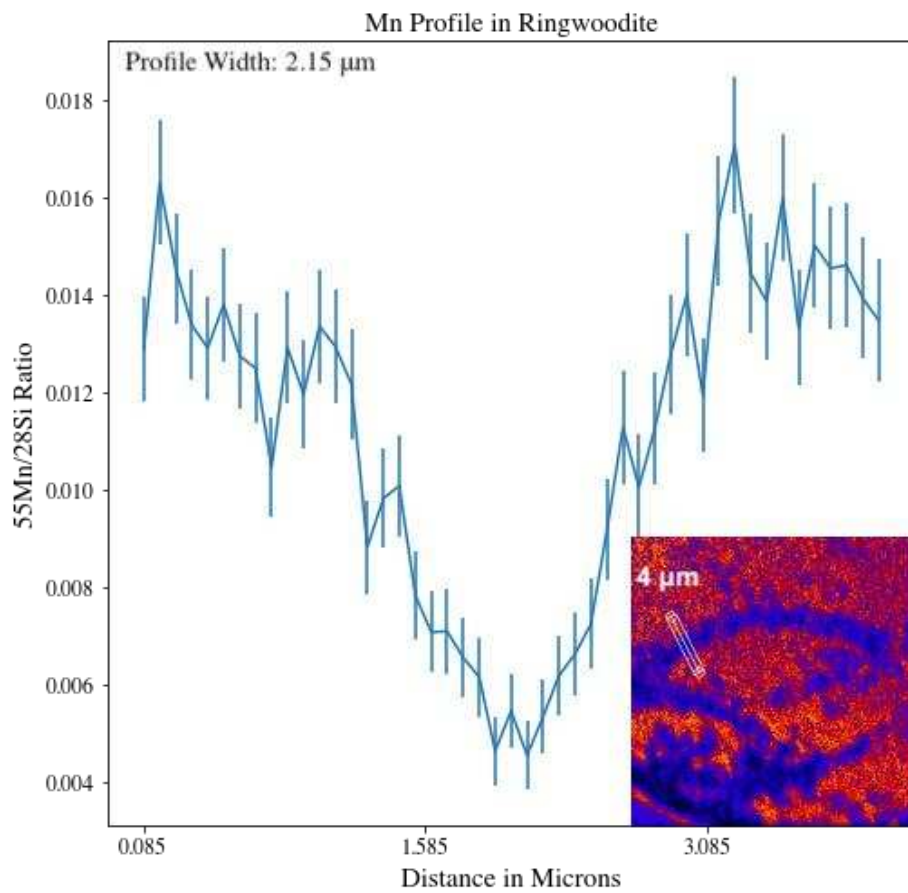
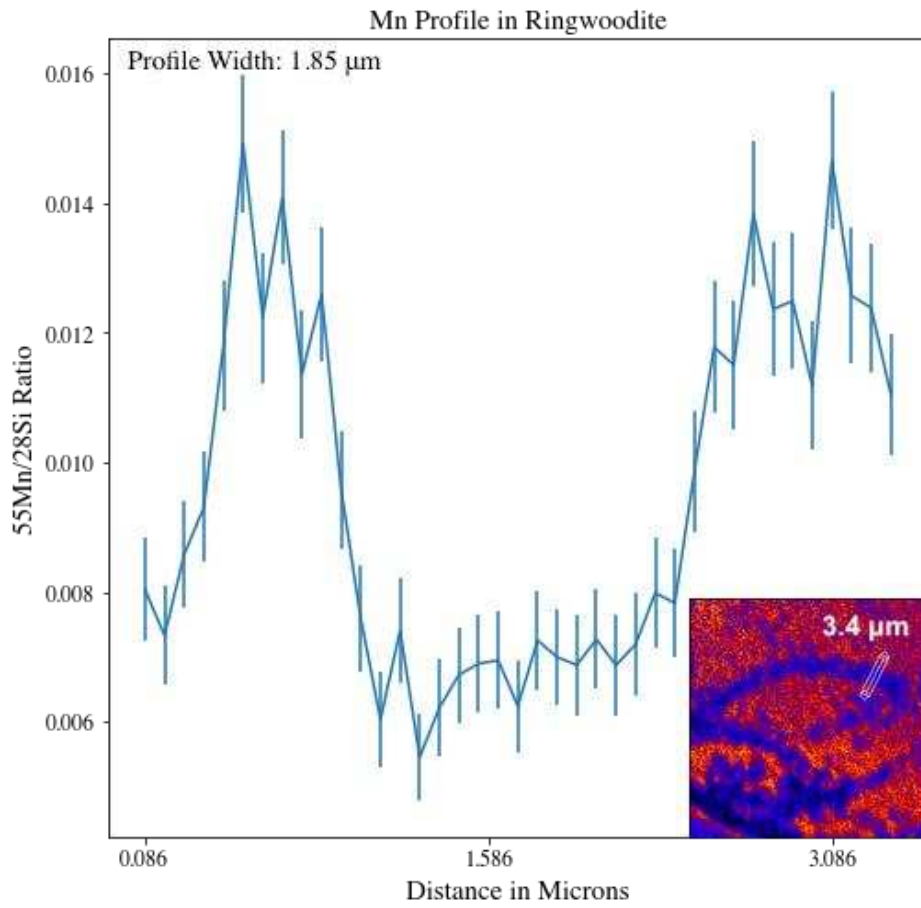


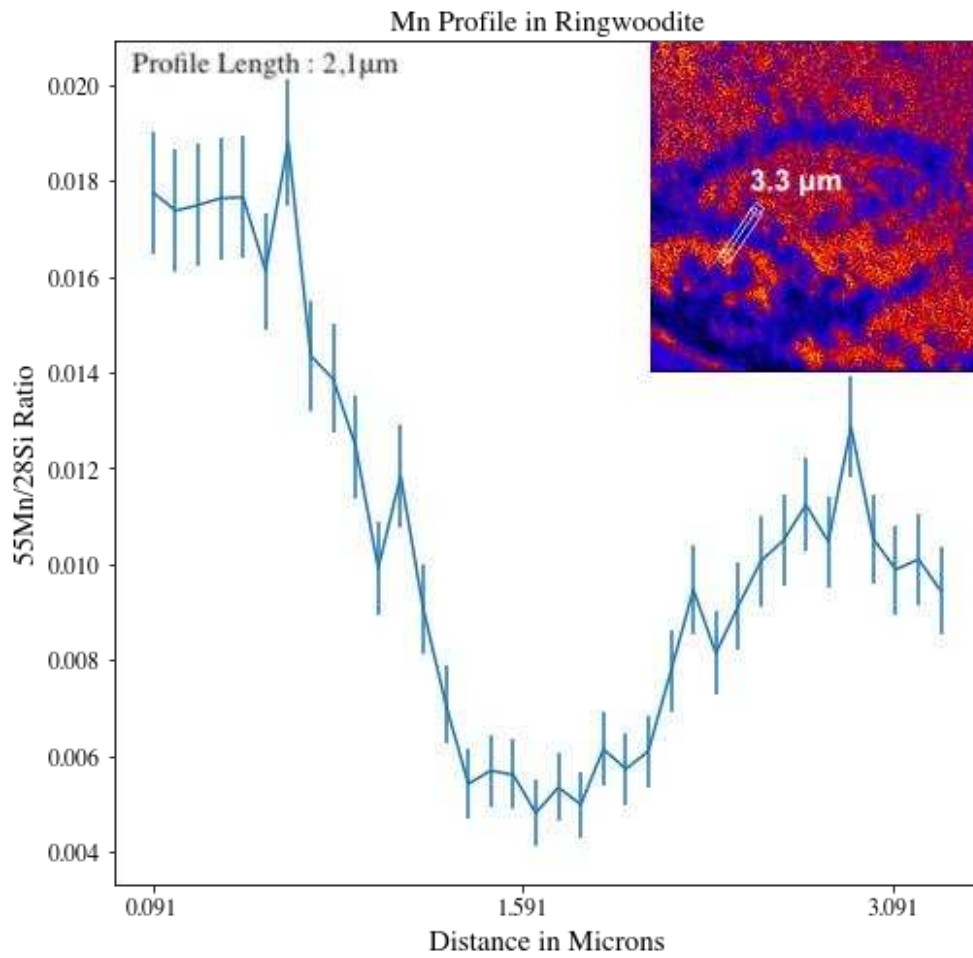




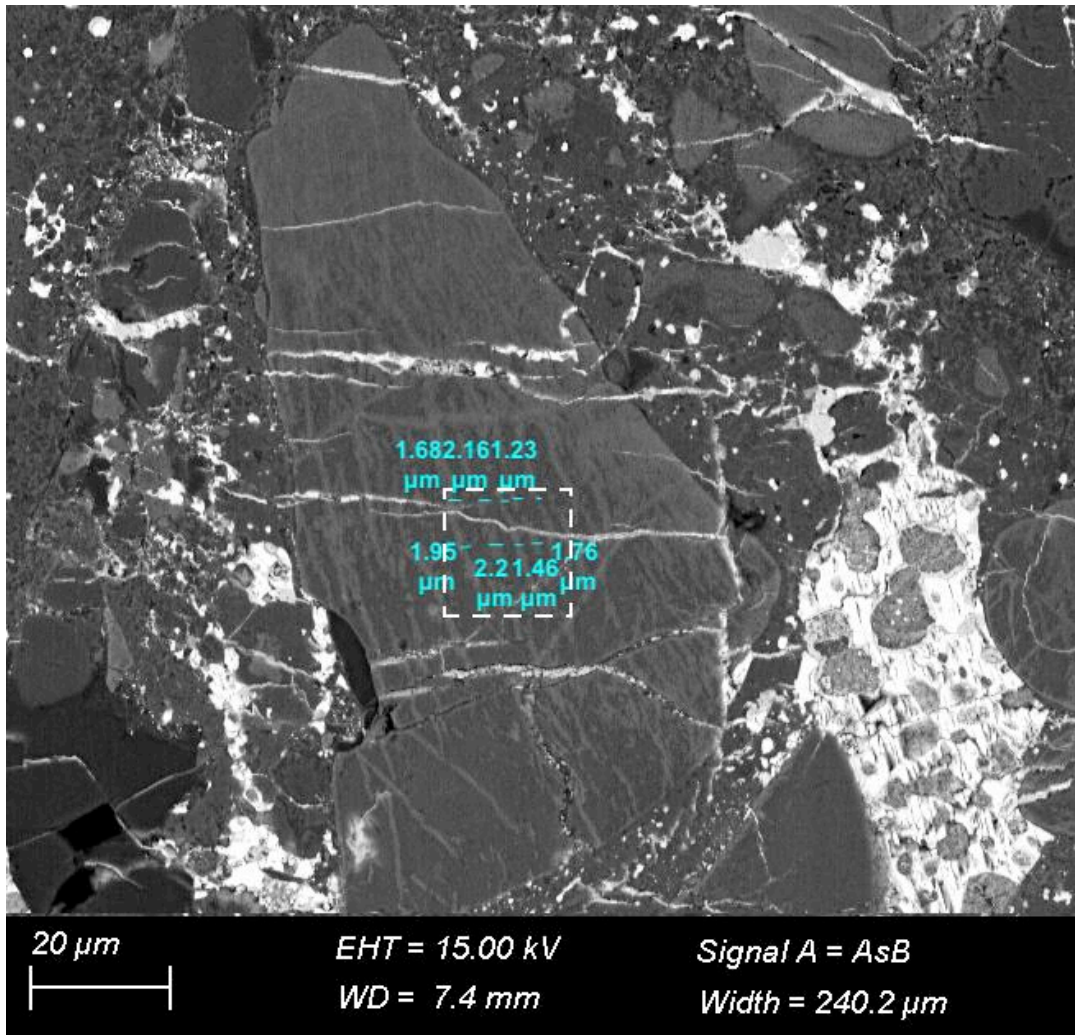
Annexe 3. 8: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Dhofar 649 et profils nanoSIMS associés

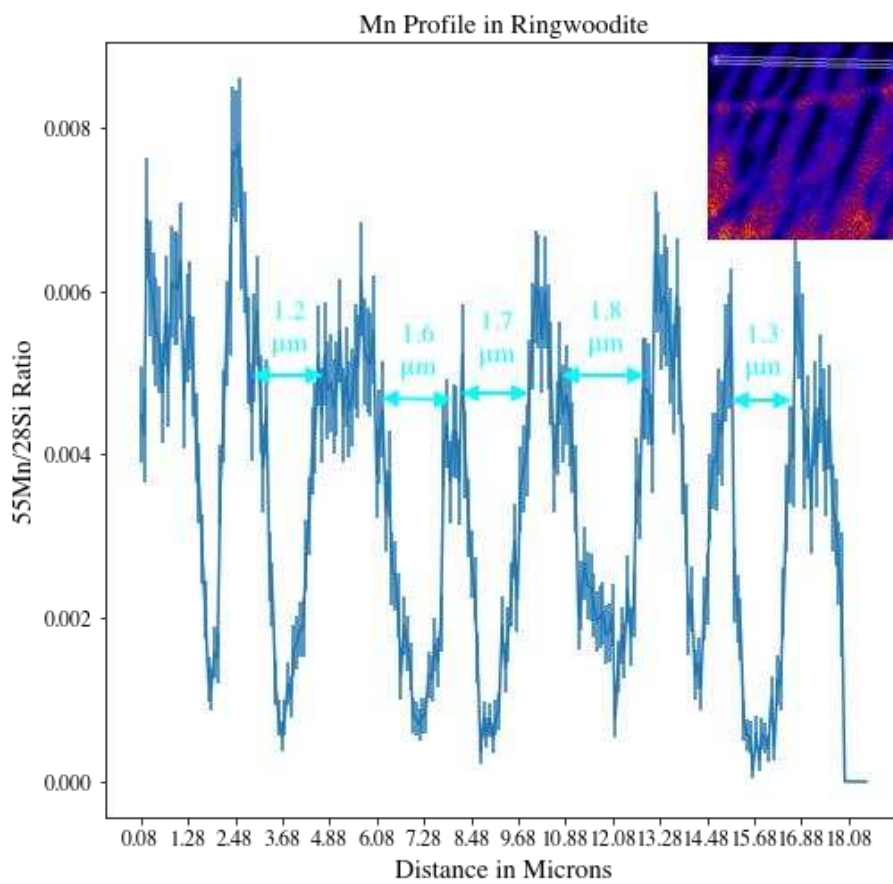
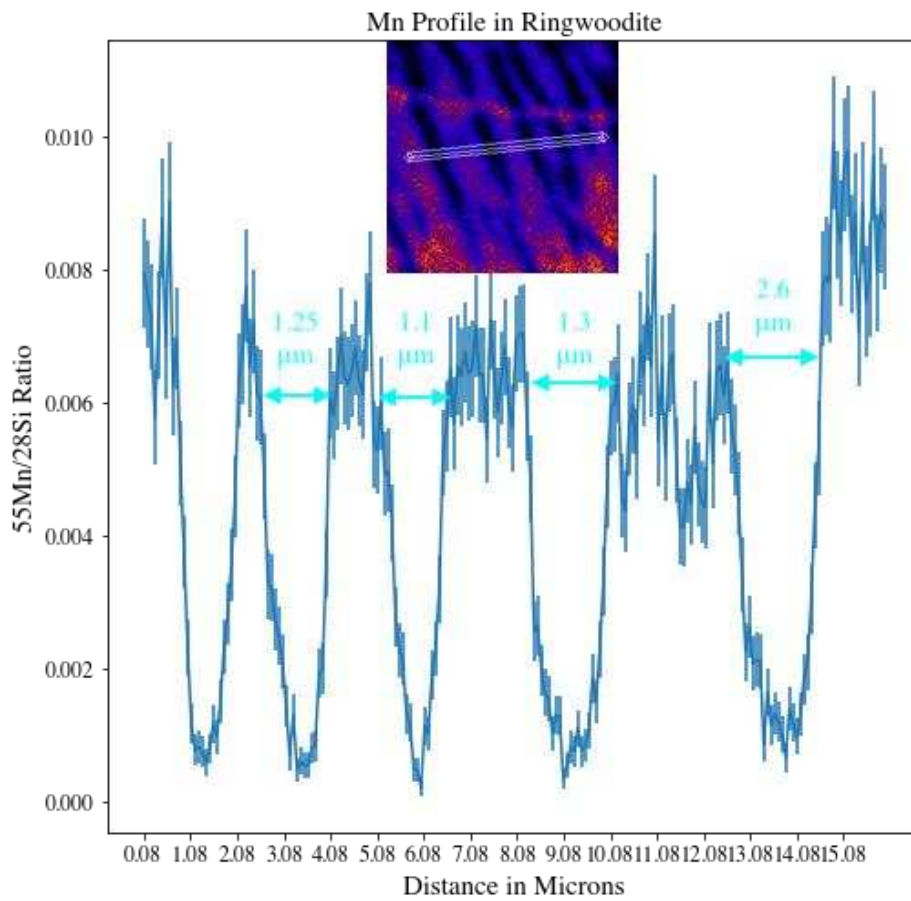




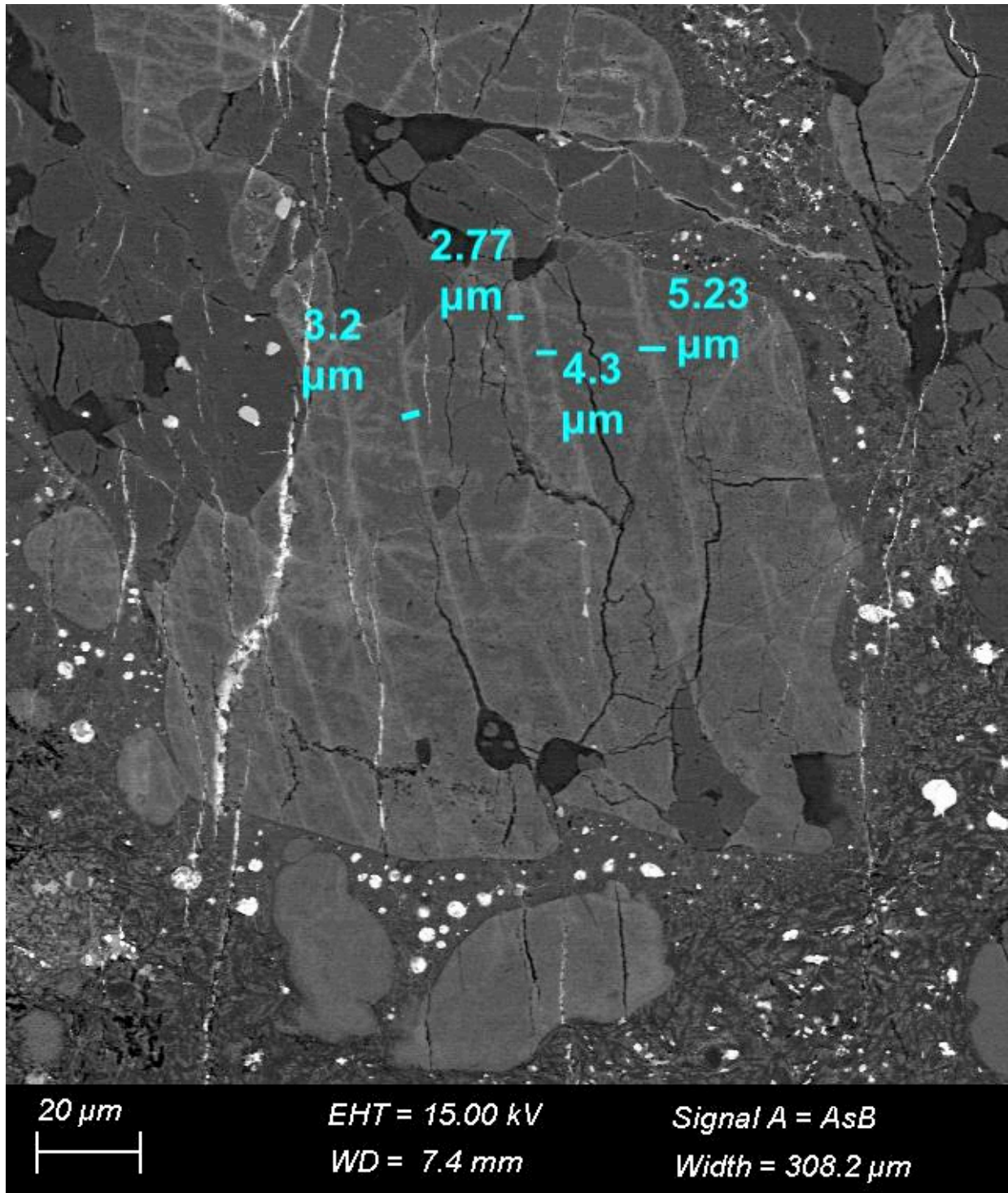


Annexe 3. 9: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite NWA 2478 et profils nanoSIMS associés

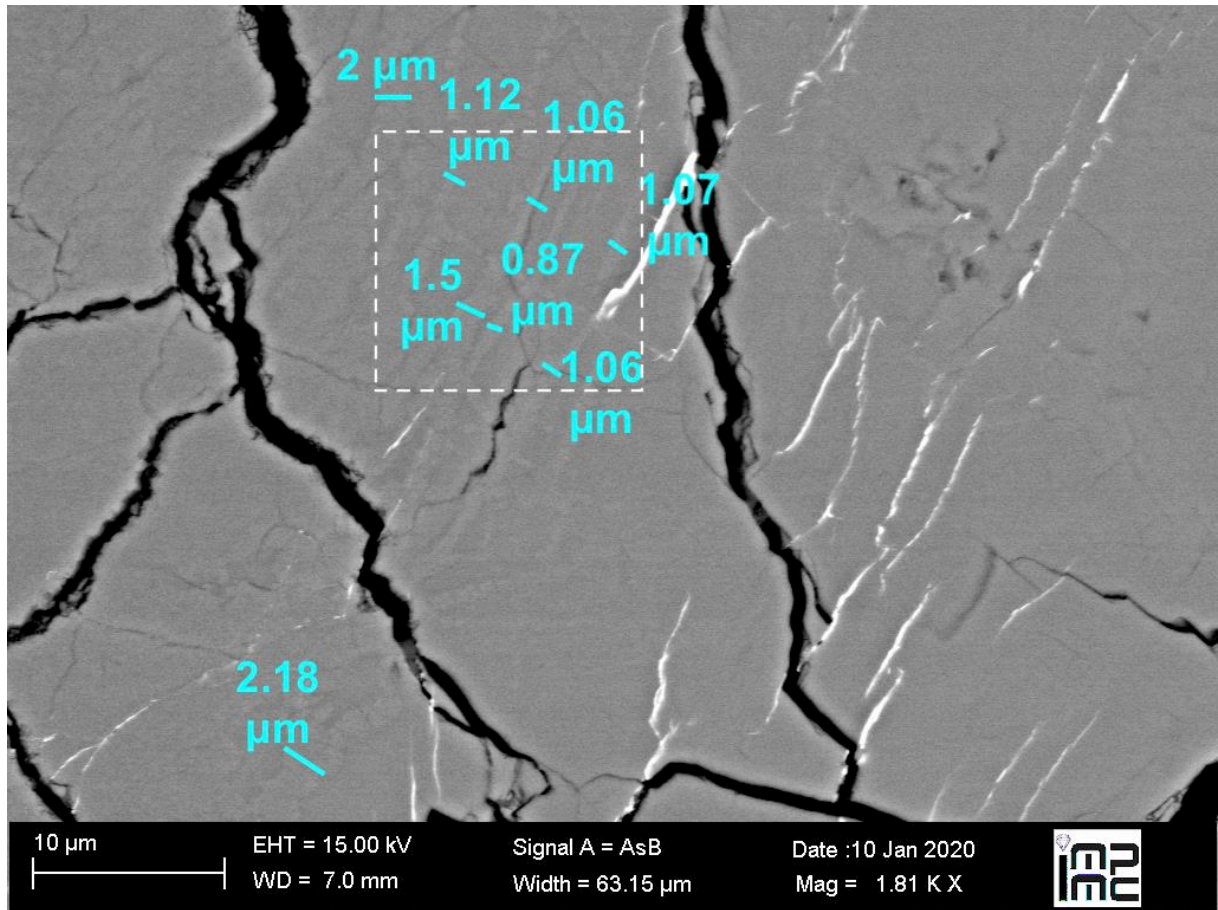




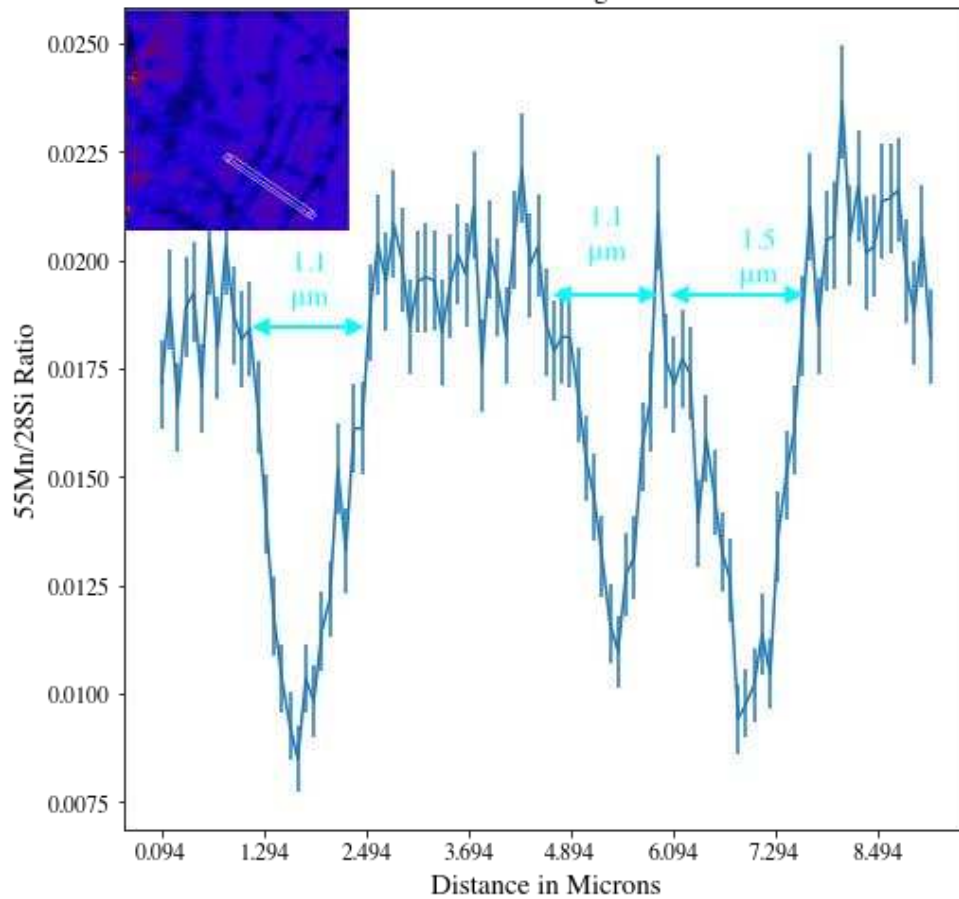
Annexe 3. 10: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite NWA 2478 et profils nanoSIMS associés

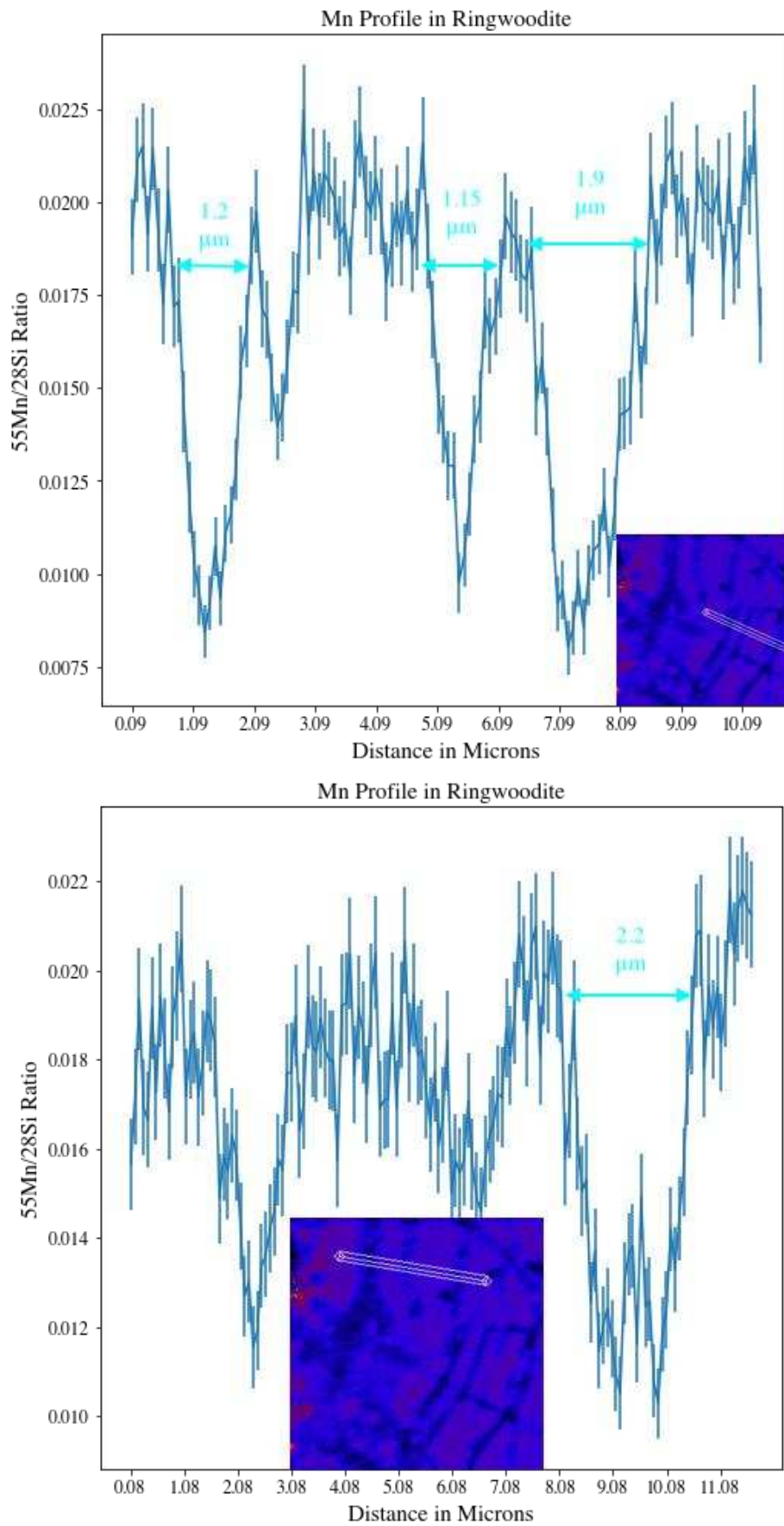


Annexe 3. 11 Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite NWA 2478 et mesure' d'épaisseurs de lamelles associées

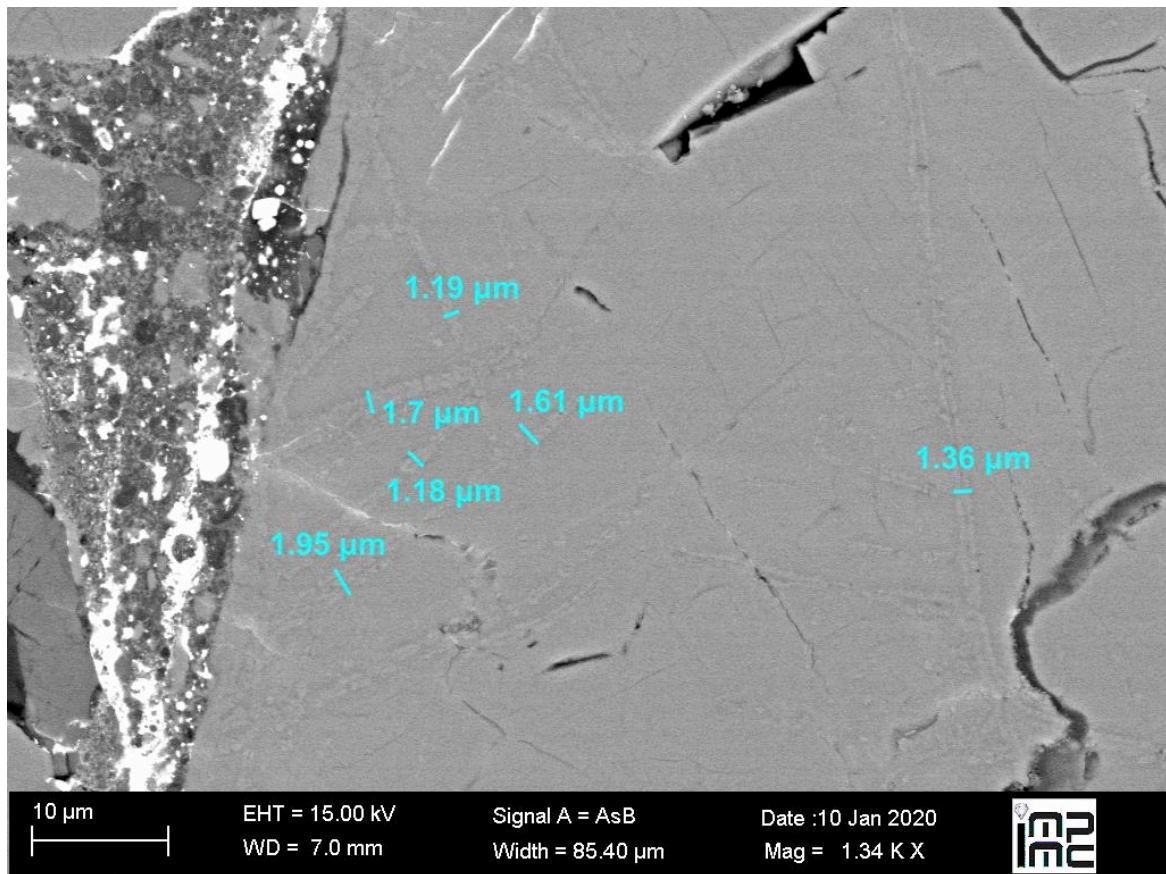


Mn Profile in Ringwoodite

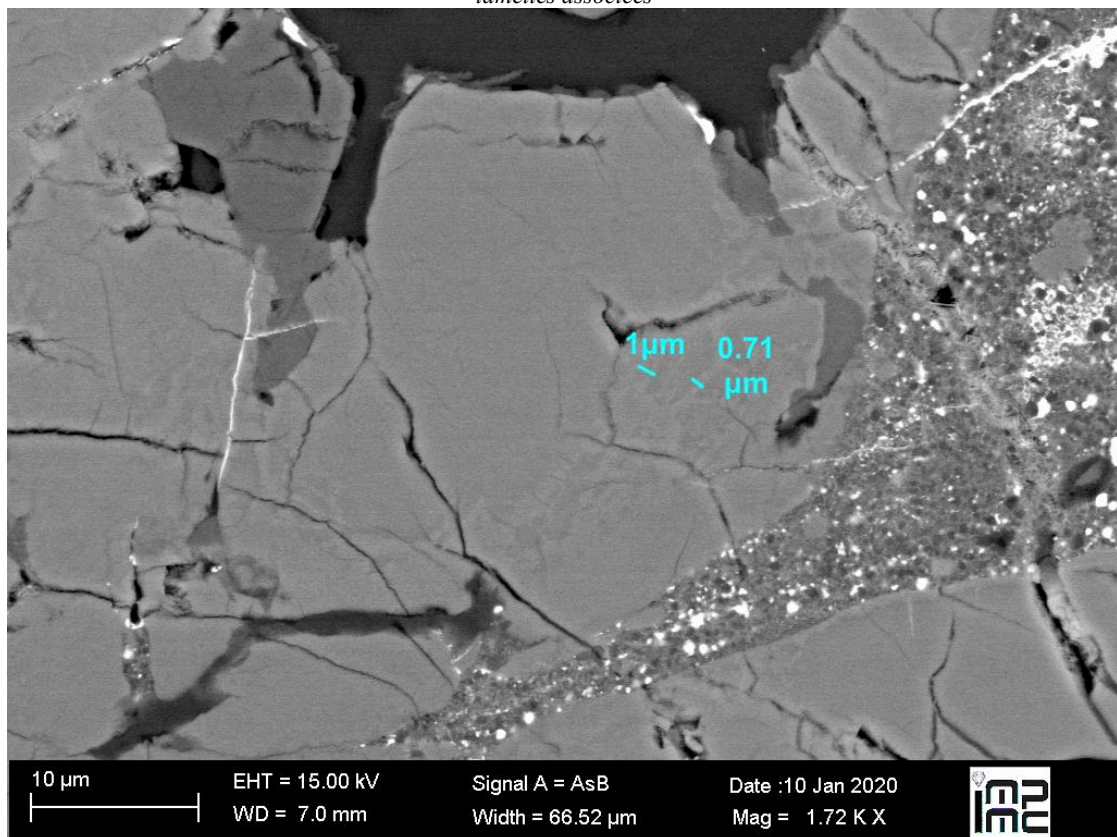




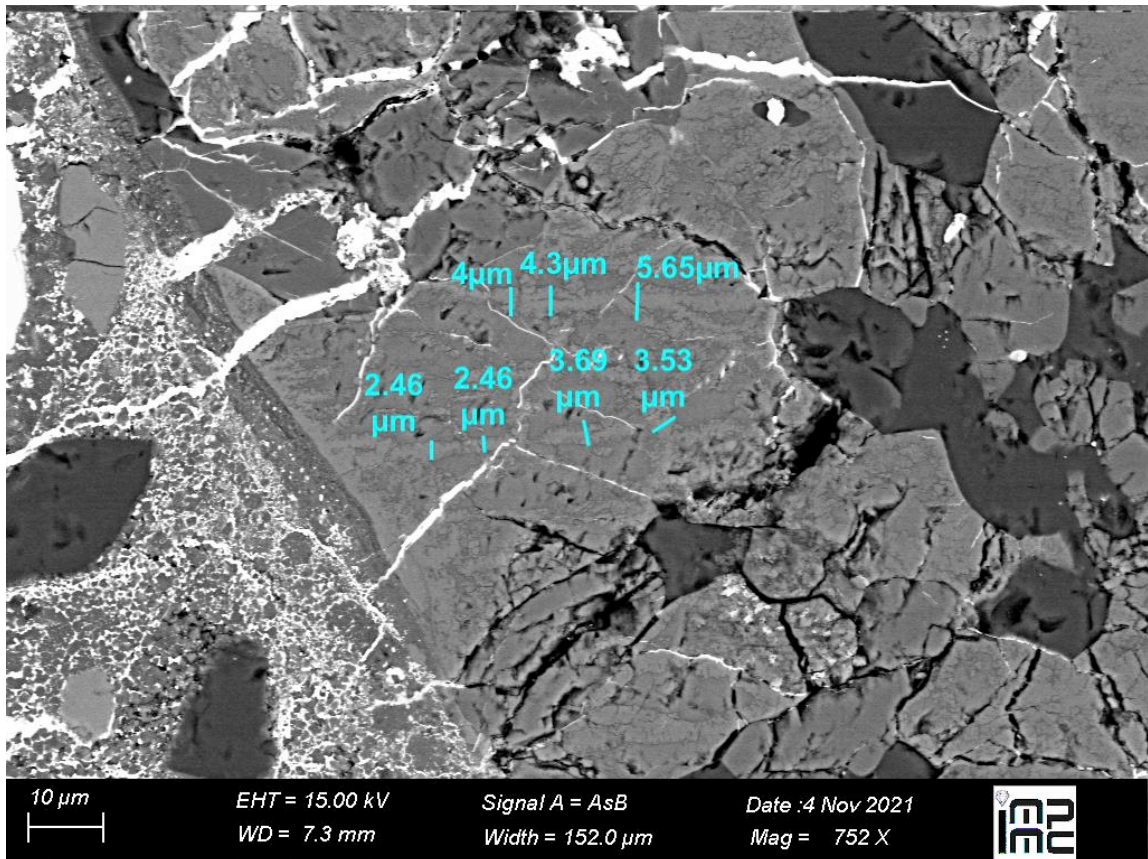
Annexe 3. 12: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite NWA 757 et profils nanoSIMS associés



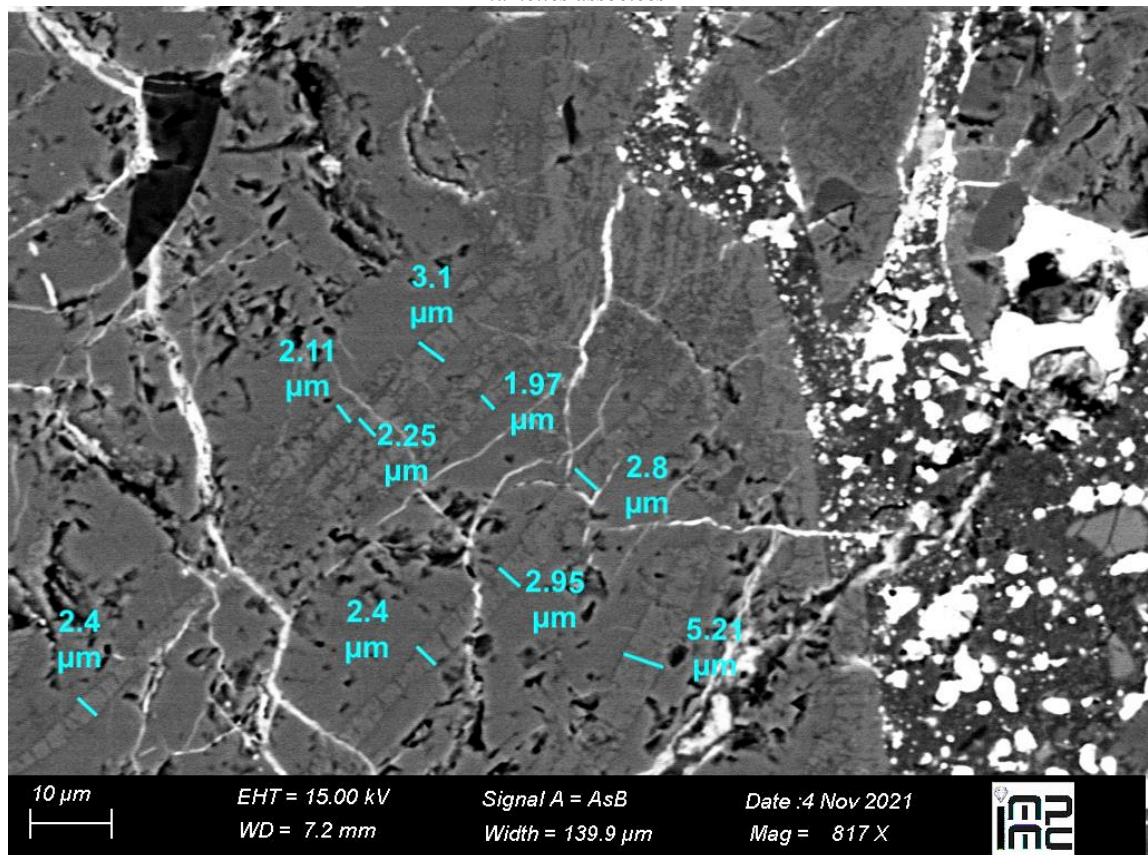
Annexe 3. 13: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite NWA 757 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



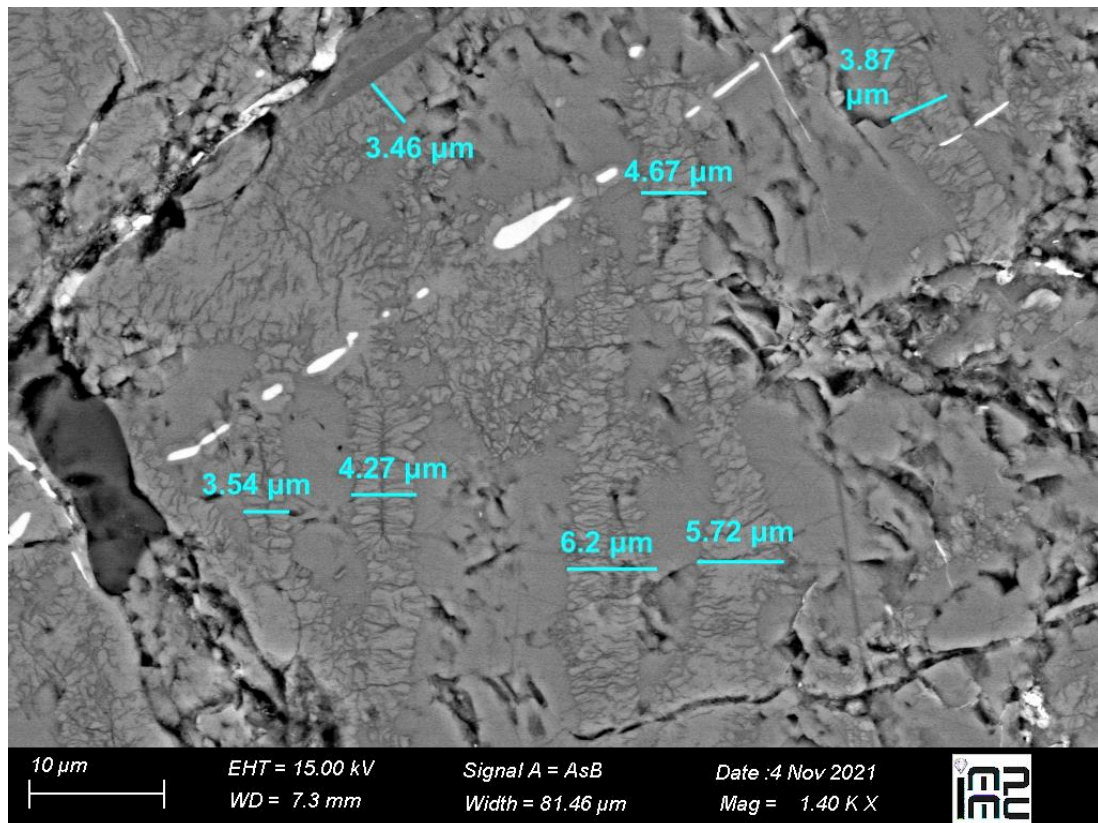
Annexe 3. 14: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite NWA 757 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



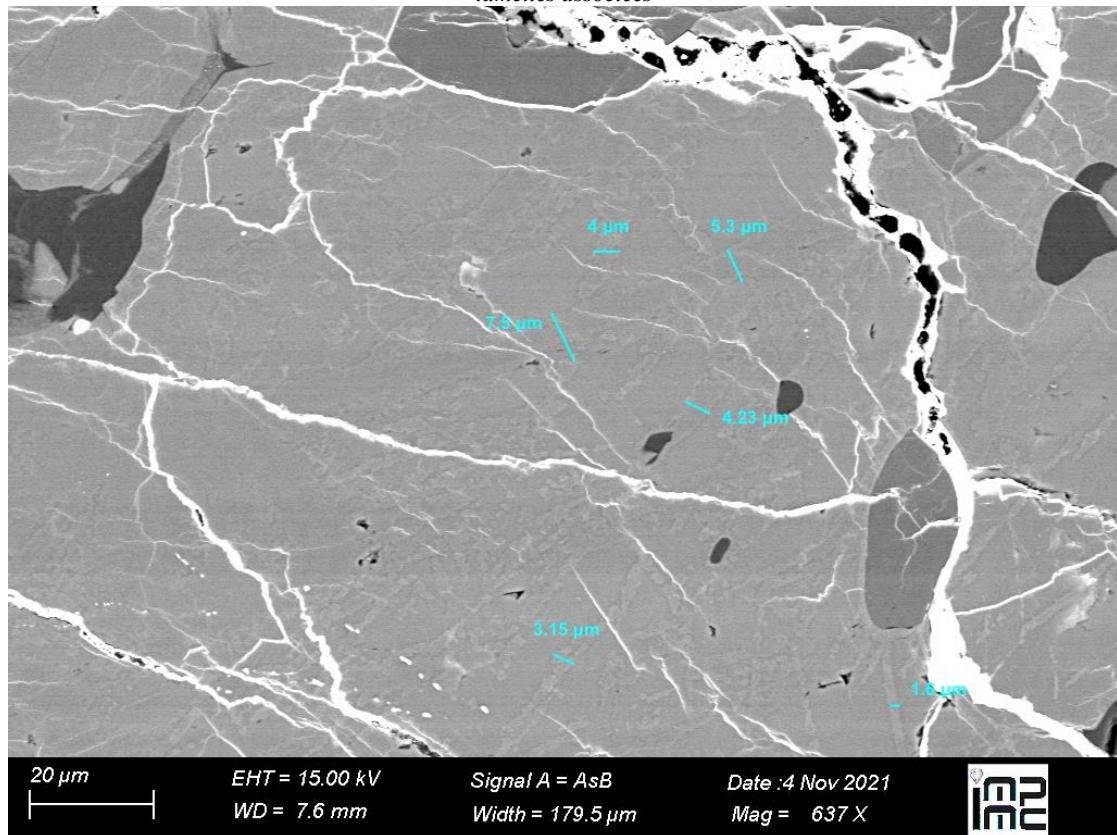
Annexe 3. 15: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Beni M'Hira et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



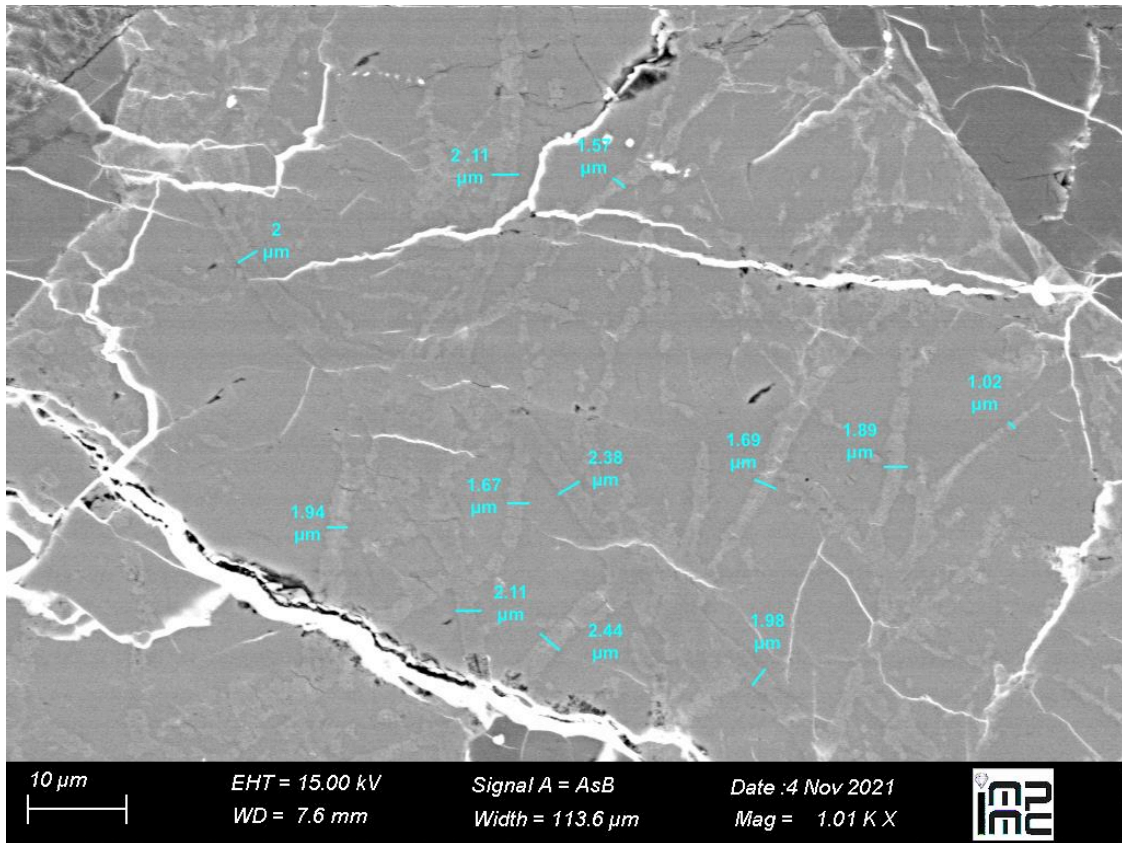
Annexe 3. 16: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Beni M'Hira et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



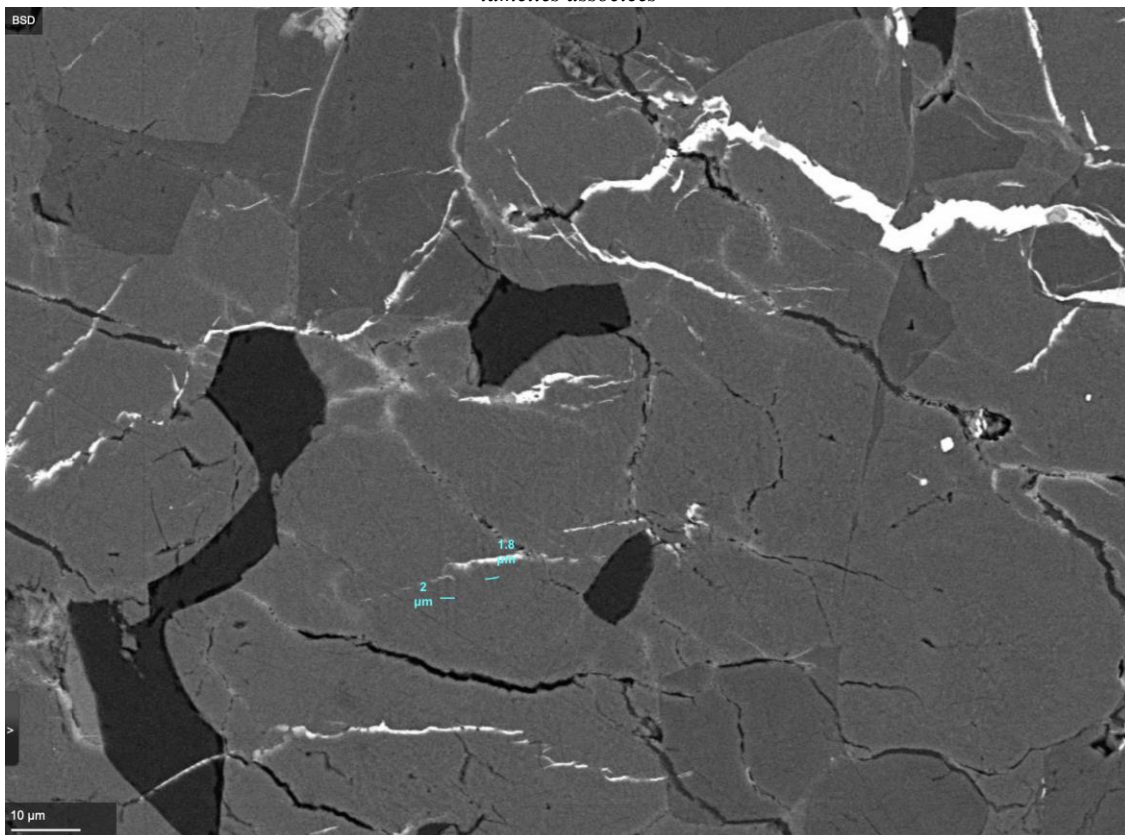
Annexe 3. 17: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Beni M'Hira et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



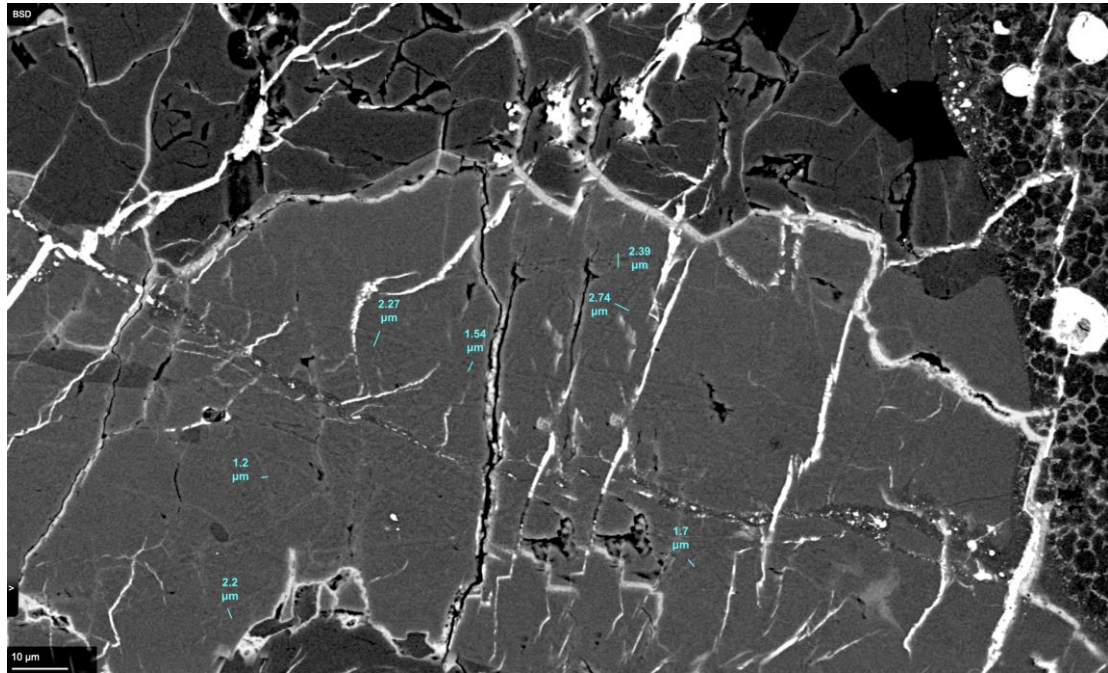
Annexe 3. 18: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Sahara 99016 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



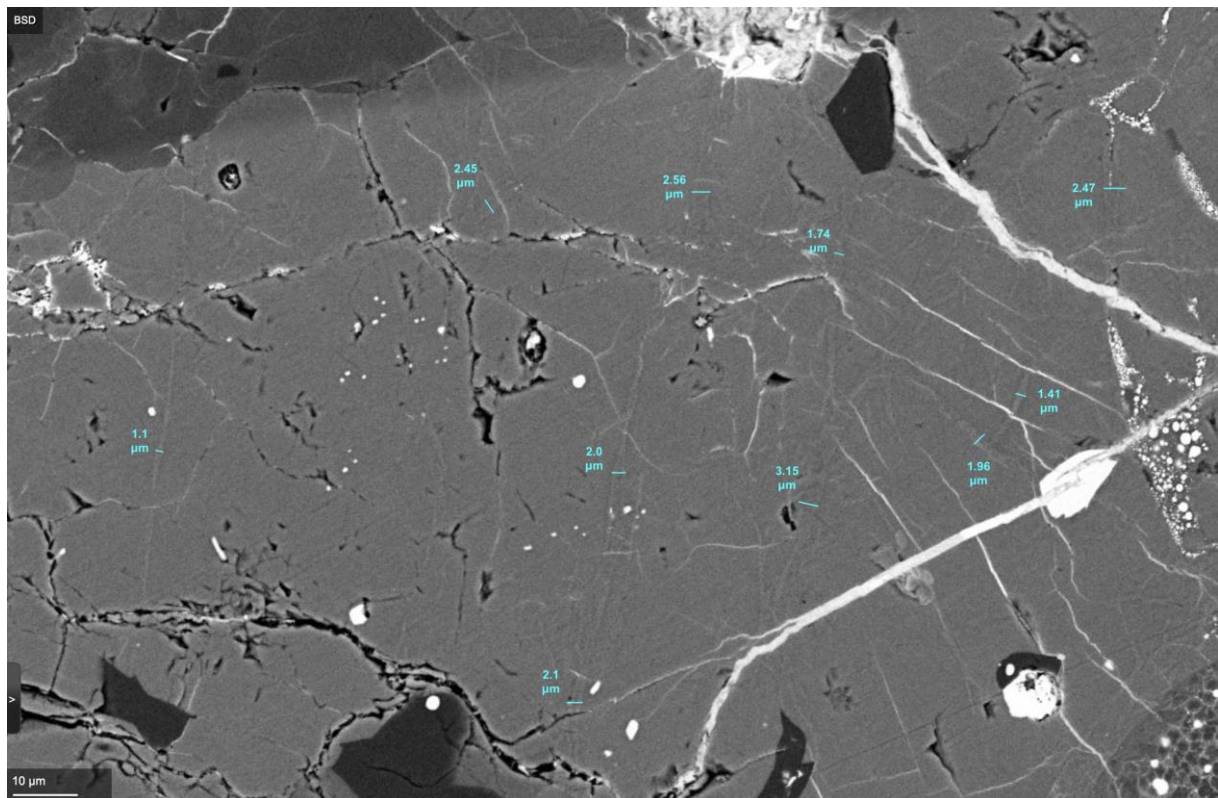
Annexe 3. 19: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Sahara 99016 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



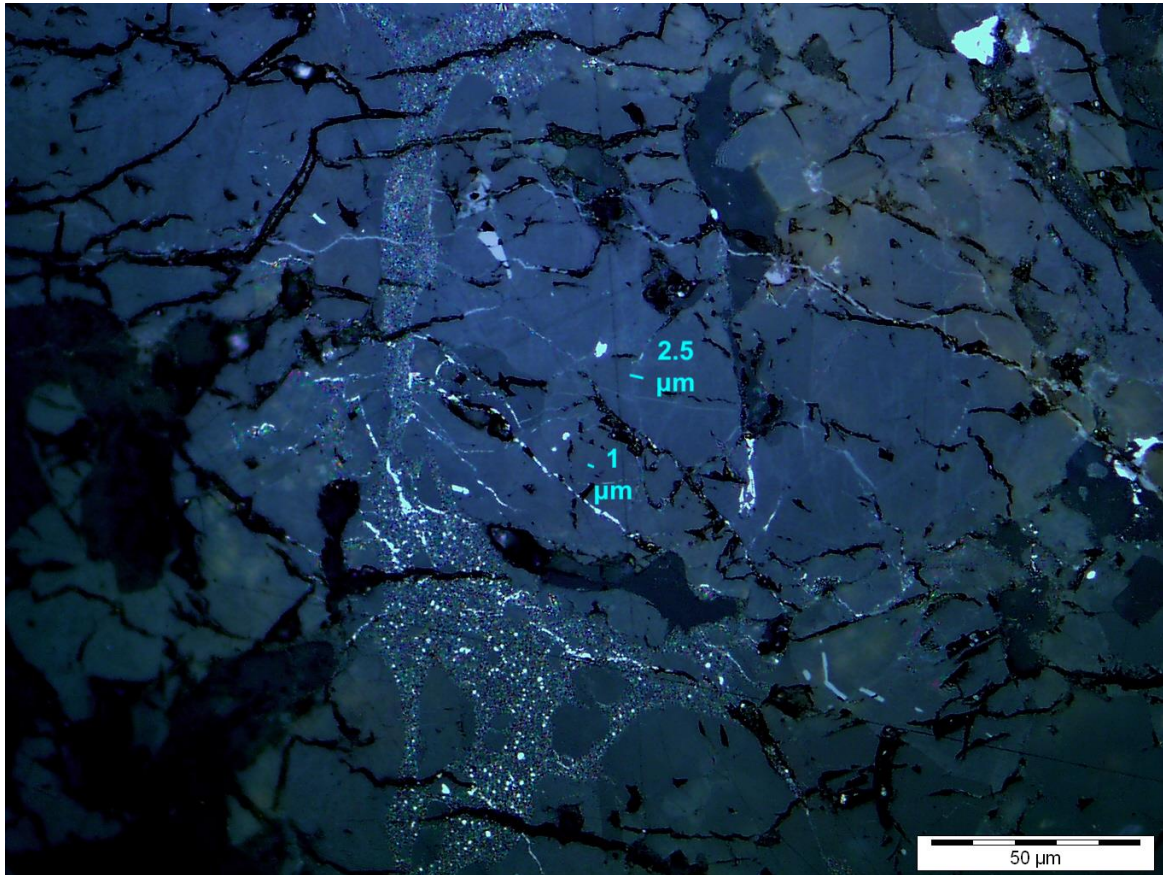
Annexe 3. 20: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Acfer 72 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



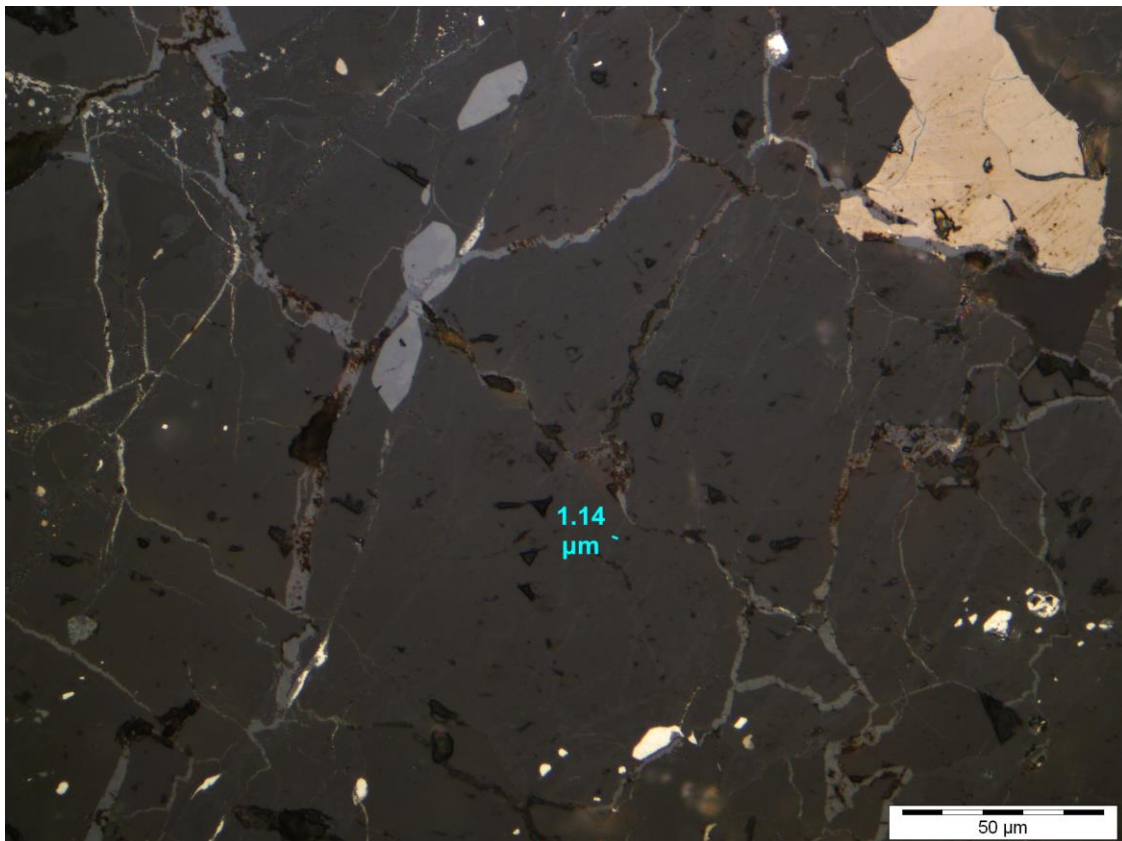
Annexe 3. 21: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Acfer 72 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



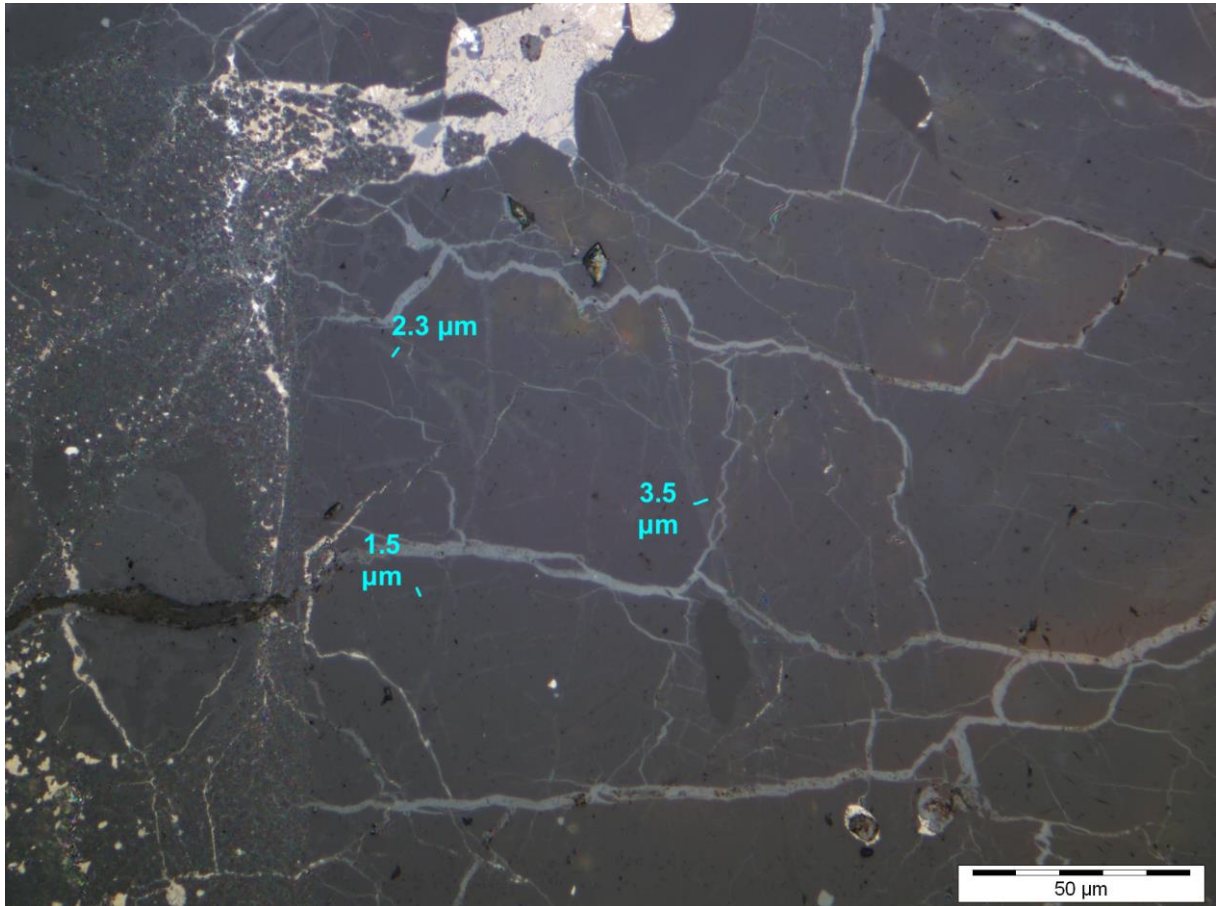
Annexe 3. 22: Vue MEB d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite LV 114 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



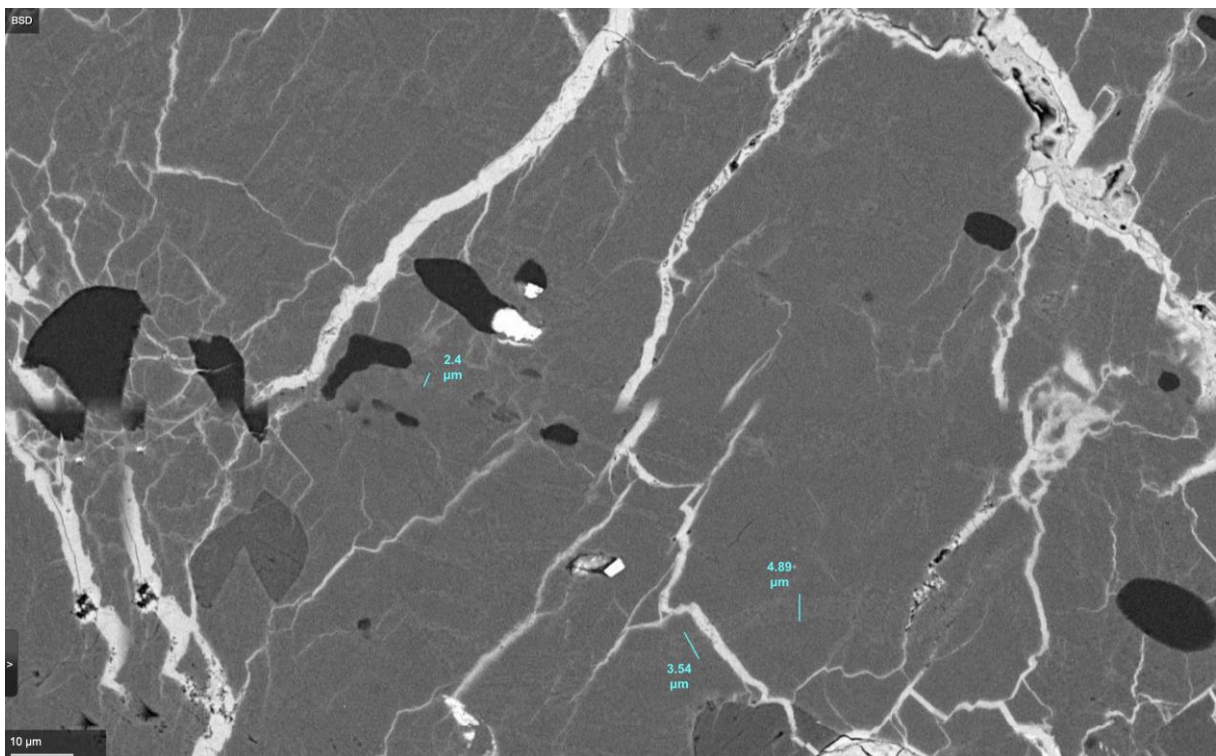
Annexe 3. 23: Vue en lumière naturelle d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite NWA 8623 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



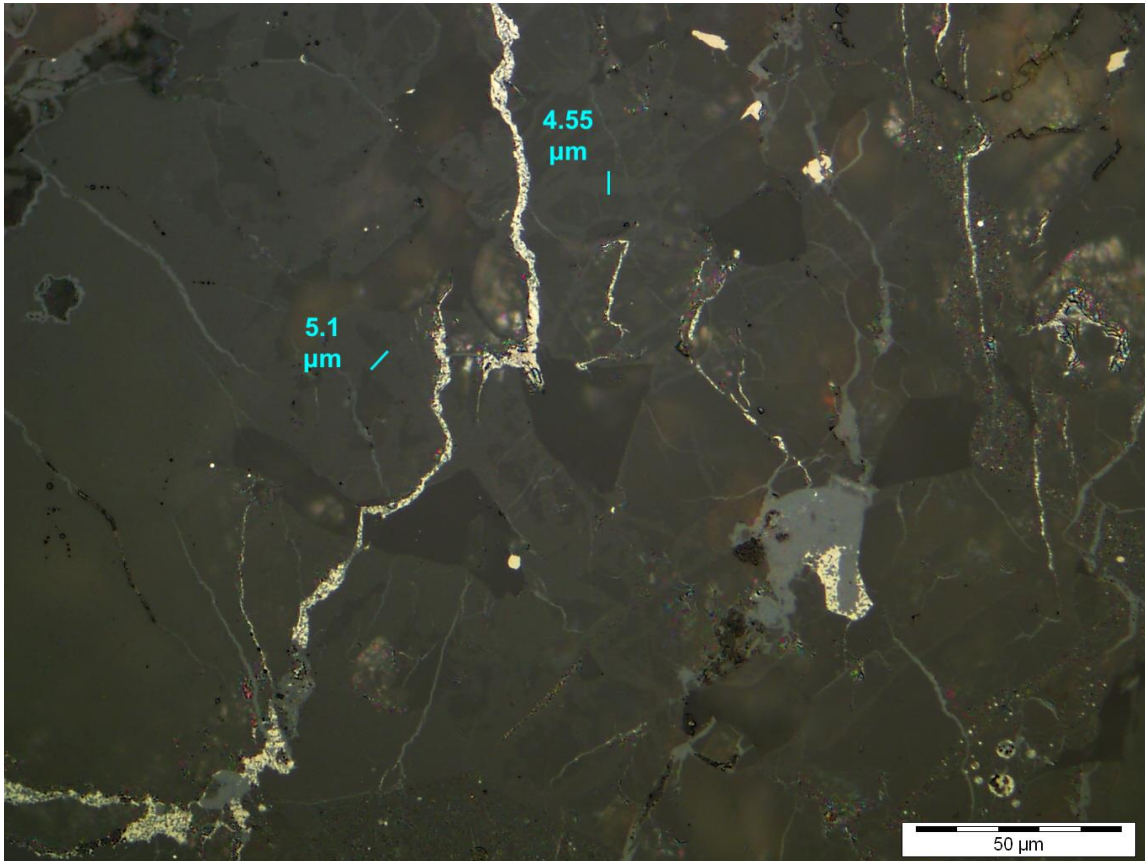
Annexe 3. 24: Vue en lumière naturelle d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Sahara 98350 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



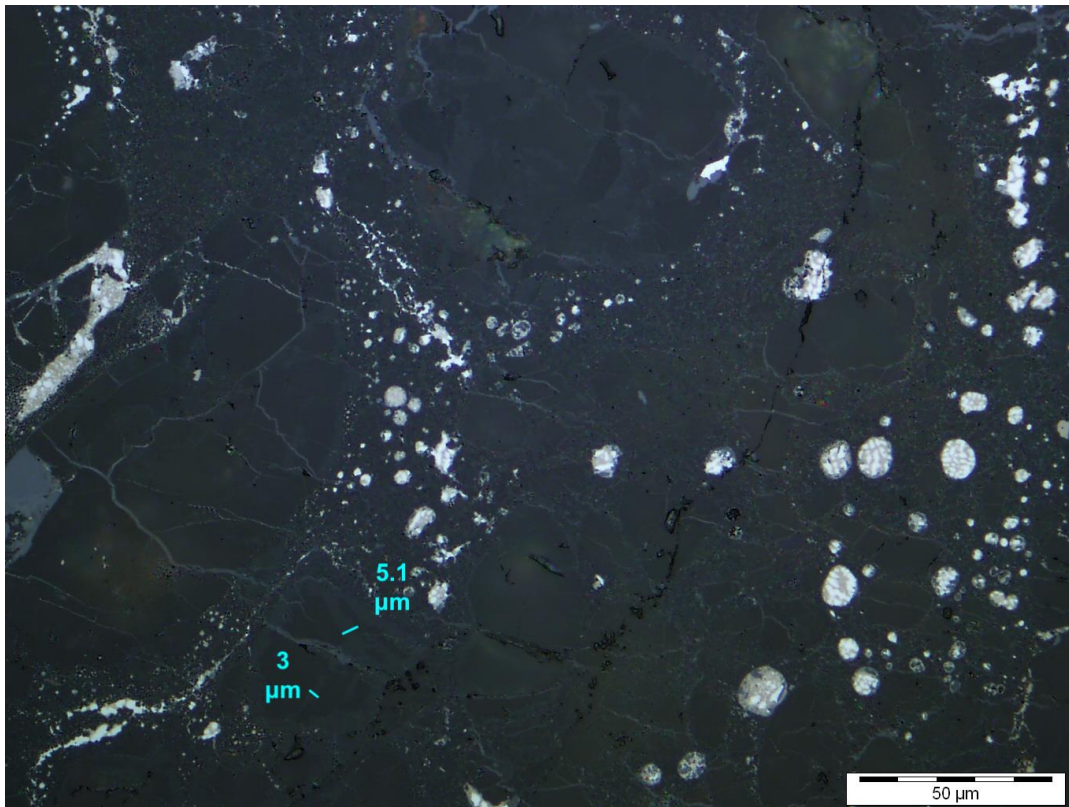
Annexe 3. 25: Vue en lumière naturelle d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Sahara 98497 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



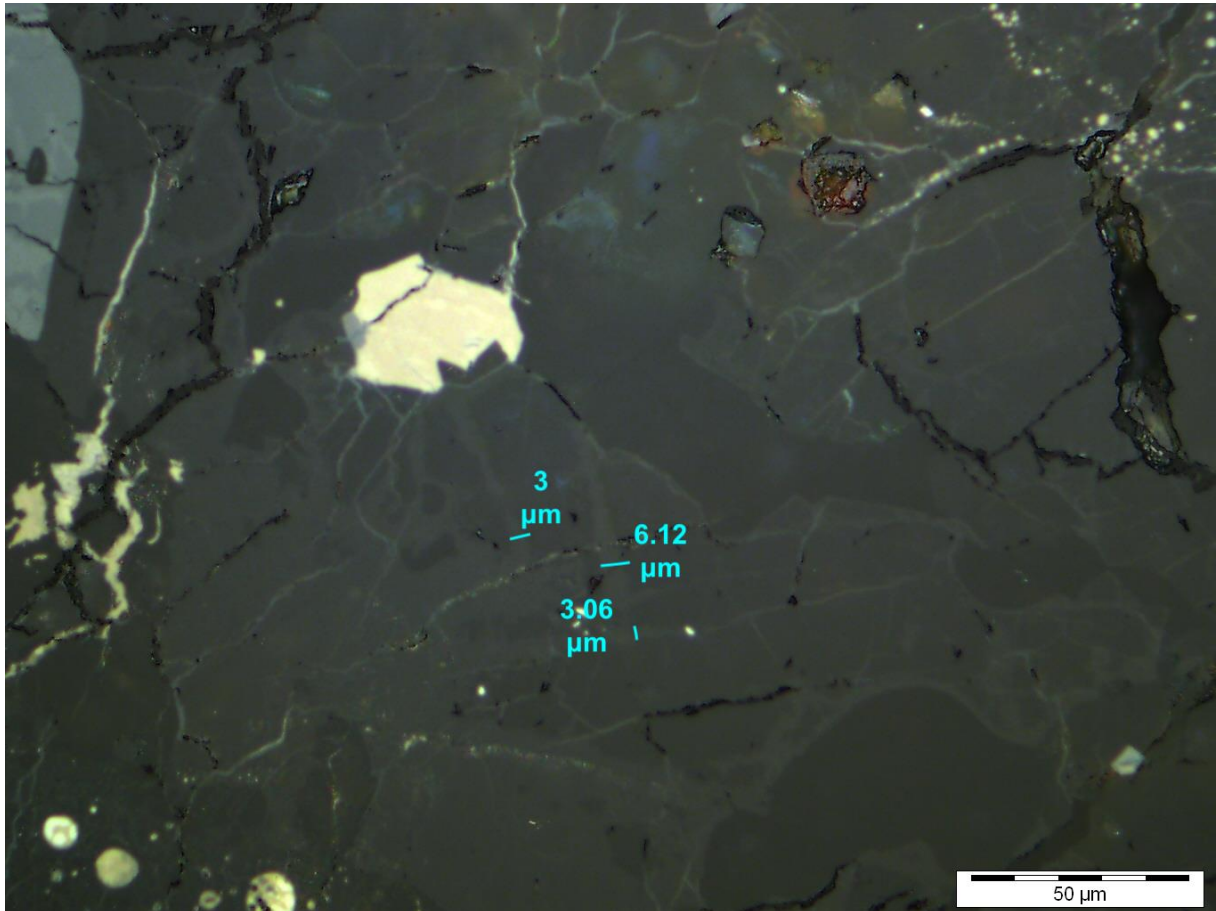
Annexe 3. 26: Vue en lumière naturelle d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Sahara 98507 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



Annexe 3. 27: Vue en lumière naturelle d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Sahara 98558 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



Annexe 3. 28: Vue en lumière naturelle d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Sahara 99214 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées



Annexe 3. 29: Vue en lumière naturelle d'une zone de lamelles de Ringwoodite dans la météorite Sahara 99214 et mesures d'épaisseurs de lamelles associées

IV. Datation et Histoire Collisionnelle des Chondrites L



Suite aux observations faites au chapitre précédent, menant au calcul de diamètres de corps parents difficilement compatibles avec l'hypothèse d'une unique collision à 470 Ma, il était nécessaire de mieux comprendre l'histoire collisionnelle des échantillons étudiés. L'étude des âges d'impact, en plus d'apporter de précieuses informations sur les événements dynamiques à l'échelle de l'ensemble du Système Solaire, permettrait de poser des contraintes sur le nombre d'évènements ayant touché les chondrites L.

Ce chapitre rassemble l'ensemble du processus de datation des chocs et les résultats obtenus. Nous récapitulons donc le contexte puis la recherche de minéraux contenant assez d'uranium pour permettre la datation U-Pb *in situ*, leur analyse par SIMS et les calculs d'âges correspondants. Nous faisons ensuite le lien avec les durées de chocs et diamètres d'impacteurs obtenus dans la partie précédente, et attribuons aux différentes météorites des potentiels corps parents. Nous finissons le chapitre par un possible scénario d'évolution des chondrites L de leur formation à nos jours. Le contenu de cette partie a fait l'objet d'un article soumis à Nature Astronomy.

1) Contexte de l'Étude

Les résultats de géochimie initiaux présentés au chapitre précédent, basés sur Acfer 040, Tenham et Sixiangkou, puis plus tardivement complétés par la vague d'analyses ajoutant Coorara, Dhofar 649, NWA 757 et NWA 2478, semblaient montrer une dichotomie entre les différentes durées de diffusion. En effet, avec les calculs initiaux, deux groupes distincts se détachaient : deux météorites présentaient des durées de choc particulièrement élevées (de 4 à 8 fois la valeur maximale calculée pour les autres météorites). De plus, ces deux météorites présentent des textures pétrographiques particulières, notamment Coorara. En effet, elles ne contiennent pas de lamelles de ringwoodite, mais plutôt des assemblages laissant penser à une formation par cristallisation fractionnée. Ainsi, cet aspect soulève la question suivante : ces météorites sont-elles différentes texturalement car elles étaient plus (ou moins) éloignées du point d'impact ? Échantillonnent-elles une partie différente du corps parent, ou un tout autre corps ? Représentent-elles une érosion progressive du corps parent ? Au vu de nos calculs de

durées de choc et de diamètres d'impacteurs, ainsi que de la littérature (notamment Jenniskens et al., 2019, qui décrit deux chutes de chondrites L choquées présentant deux ensembles de paramètres orbitaux totalement différents : âges U-Pb, âges d'exposition aux rayons cosmiques, demi grand axe, inclinaison...) notre hypothèse initiale était que les deux groupes de météorites représentaient deux corps parents différents. Cependant, pour le prouver, plus de données étaient nécessaires : les données de datation, utiles dans le cadre de cette thèse pour déchiffrer l'histoire dynamique du Système Solaire, étaient aussi une bonne solution pour répondre à cette question.

La méthode de la datation uranium-plomb *in situ* a été choisie. D'autres géochronomètres existent, par exemple l'argon-argon (Ar-Ar) ou le rubidium-strontium (Rb-Sr), mais ceux-ci sont principalement pratiqués en roche totale. L'U-Pb présente cependant plusieurs avantages par rapport à ces autres méthodes. Tout d'abord, dans le cas de l'Ar-Ar, comme le produit de désintégration est un gaz, il est nécessaire de tenir compte du gaz piégé dans les minéraux (Korochantseva et al., 2017). Ainsi, l'utilisation de cette méthode nécessite de corriger ces possibles biais, qui sont difficiles à estimer (Korochantseva et al., 2007 ; Yin et al., 2014). La méthode Rb-Sr, relativement peu utilisée pour les chondrites, n'est pas privilégiée dans cette étude, simplement car ces éléments sont peu présents dans les chondrites ordinaires. En effet, pour effectuer des analyses *in situ*, on trouve principalement les éléments d'intérêt dans les plagioclases, qui dans les veines sont vitrifiés (Zhang et al., 2022). Par ailleurs, il a été démontré que dans le cas des analyses de roche totale, l'U-Pb donnait des âges plus précis que la méthode Rb-Sr (Thèse, Rotenberg). De plus, l'U-Pb a l'avantage de présenter deux systèmes d'isotopes de périodes de demi-vies différentes : ^{238}U qui se désintègre en ^{206}Pb et ^{235}U qui se désintègre en ^{207}Pb . La combinaison de ces deux systèmes permet de tracer les diagrammes concordia (voir chap II.3.d) et donc d'obtenir deux âges : un âge de perturbation, et un âge de réouverture du système. Enfin, la méthode U-Pb, comme mentionné en introduction (chap I.4.c), n'est utilisée sur les chondrites que depuis très récemment. En effet, les porteurs d'uranium et de plomb sont relativement peu nombreux et les quantités d'uranium sont souvent faibles (quelques ppm), rendant l'analyse plus complexe. Pour la plupart des études, utiliser la méthode Ar-Ar en roche totale était alors plus accessible. Cependant, une routine a été développée par Li et al. (2012) permettant de dater même les apatites les plus pauvres en uranium, moyennant l'utilisation de standards d'apatite bien connus. Pour finir, en mode *in situ*, cette méthode a l'intérêt d'être applicable sur une phase de haute pression : la tuite (Xie et al., 2003 ; 2013). Ce minéral est à la fois un polymorphe de haute pression de la merrillite, dont elle dérive

directement, mais aussi de l'apatite, qui, à pression suffisante, se décompose en tuite et oxydes de chlore (Xie et al., 2003, 2013). La formation de la tuite nécessitant forcément des conditions de haute pression et température (2400 K, ~20 GPa), il s'agit du candidat parfait pour dater les chocs car elle a été formée lors de ces événements. Il est donc plus probable que les quantités d'uranium et de plomb aient été modifiées par le choc dans ces minéraux que dans les autres phosphates non transformés tels que l'apatite. Utiliser la méthode U-Pb *in situ* nous permettrait d'avoir des données relatives à ce minéral, contrairement à des données de roche totale.

C'est dans ce cadre que nous avons essayé de dater les météorites Tenham, Sixiangkou, Acfer 040, NWA 757, NWA 2478, Dhofar 649, Coorara, Sahara 98350, Sahara 98497, Sahara 99016, Acfer 072 et Beni M'Hira. Seule Sixiangkou a déjà fait l'objet d'étude de datation. Comme mentionné précédemment, les six premières météorites ont été datées suites aux études de minéralogies et aux calculs de durées de choc menés en partie précédente. Les échantillons restants ont été choisis pour la datation en fonction de :

1. La richesse de leur minéralogie (notamment leurs proportions de minéraux de haute pression) : En effet, la tuite, est relativement rare dans les veines de choc. Les météorites contenant d'ores et déjà de nombreux autres polymorphes seraient plus propices à contenir de la tuite : dans la bibliographie, aucune météorite présentant seulement de la tuite n'est répertoriée. Toutes les chondrites contenant de la tuite ont au moins aussi de la ringwoodite (Xie et al., 2003 ; Tomioka and Miyahara 2017). Ont donc été sélectionnées des météorites contenant de manière consistante de la ringwoodite à travers leur veine afin de s'assurer que les météorites choisies avaient le plus de chances possibles d'avoir atteint les conditions thermodynamiques nécessaires à la formation de la tuite.
2. Les dimensions de leurs réseaux de veines : De la même manière, les veines plus larges et étendues auront statistiquement plus de phosphates et donc plus de chances de contenir de la tuite et des minéraux datables en général.

2) Phosphates Observés et Analyses U-Pb

Afin de pouvoir effectuer les datations U-Pb, les phosphates (et particulièrement les tuites), principaux porteurs d'uranium dans les chondrites ordinaires, sont utilisés. Nous repérons ces phosphates par EDX et les identifions formellement par spectroscopie Raman. En dehors des veines de choc, aucune tuite n'a été repérée, tous les phosphates sont soit de l'apatite, soit des membres de la solution whitlockite-merrillite. Par convention sera utilisée dans ce manuscrit la dénomination « merrillite ». Dans la mesure du possible, certains phosphates hors des veines ont été ajoutés aux analyses, afin d'échantillonner des zones non choquées, retenant potentiellement des traces de la formation, du métamorphisme ou des premiers impacts subis par les minéraux.

Les phosphates, au sein des veines de choc, sont généralement de petite taille, de l'ordre de 15 μm , et de par leur nature de minéraux choqués, ils ont tendance à être très fracturés. L'existence de la tuite est montrée dans 7 nouvelles météorites. En effet, celle-ci est l'espèce de phosphate dominante dans les veines de choc pour les échantillons Tenham, Sahara 99016, Sahara 98497, Sahara 98350 et Acfer 072. Elle est aussi relativement commune dans les météorites NWA 757, Dhofar 649 et NWA 2478, où on la trouve en conjonction avec l'apatite et la merrillite. Enfin, dans le reste des météorites, soit Acfer 040, Coorara et Beni M'Hira, les tuites ne sont pas présentes en tant que telles, mais des apatites présentent des spectres Raman décalés vers les grands nombres d'onde (voir Figure 1), ce qui peut être attribué à un début de transformation des apatites, et de modification de leur système cristallin.

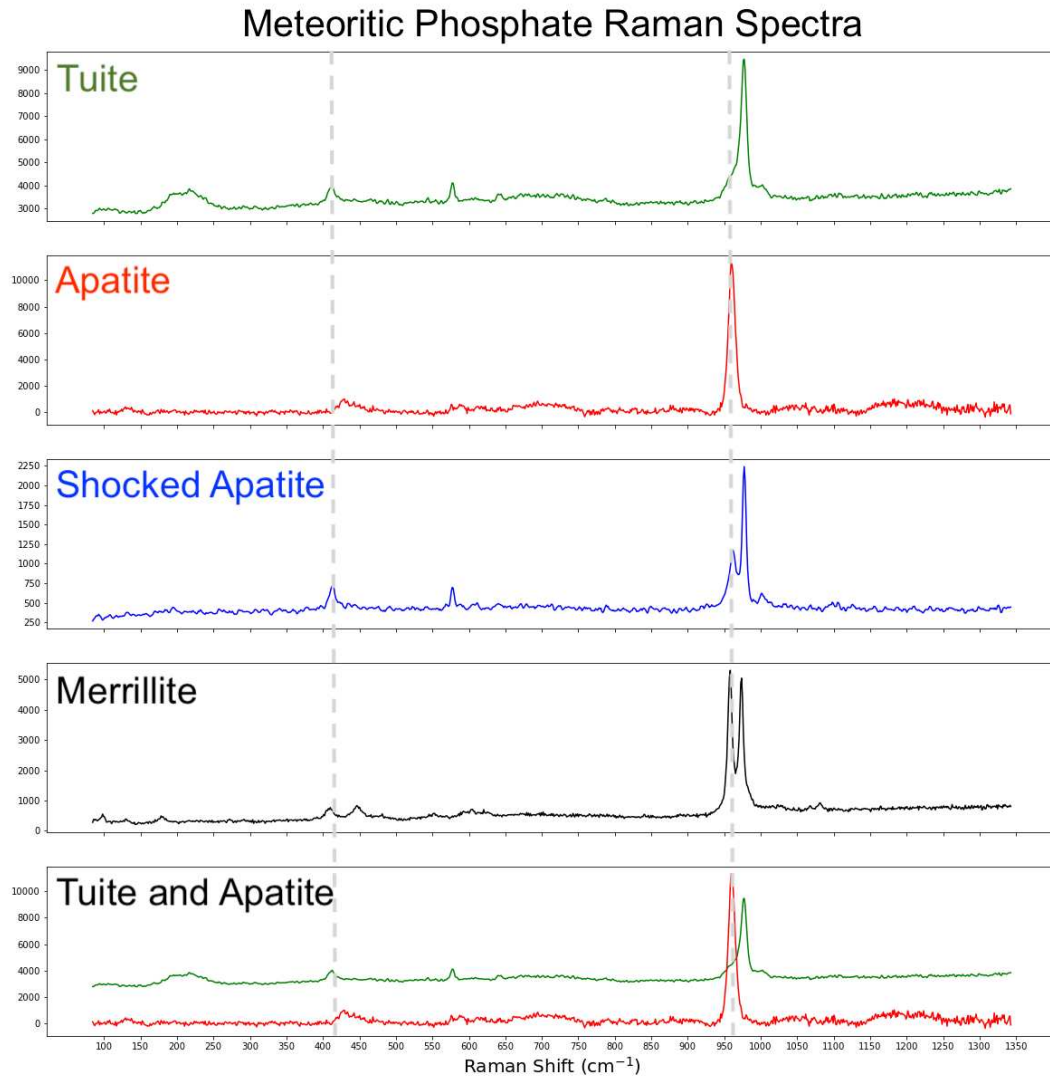


Figure 1: Spectres Raman montrant les différents phosphates observés dans les météorites. L'apatite, phosphate présent hors des veines de choc, présente un pic de référence à 960 cm⁻¹. La tuite, phase de haute pression, voit son pic principal décalé vers les hauts nombres d'onde, ainsi que l'apparition de pics à 411 et 640 cm⁻¹. L'apatite en transformation est simplement un mélange de ces deux spectres, où l'on observe à la fois quelques pics du nouveau réseau et le pic principal de l'apatite. La merrillite quant à elle présente deux pics majeurs ainsi que deux pics mineurs. La dernière image représente la superposition des spectres de tuite et d'apatite et montre les différences dans les pics, notamment le décalage vers les forts nombres d'ondes du pic principal, mais aussi l'apparition des pics secondaires à 411 et 640 cm⁻¹, ainsi que d'un pic mineur vers 1002 cm⁻¹

Analyse	ThO/U	STDEV	208Pb/ThO	STDEV	U ppm	Th ppm	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 235Uc	± abs	206Pb/ 238Uc	± abs	Correl .err
SIXiang_A3@1	1.789	0.024	0.258	0.016	115.018	192.012	196.305	97.816	0.036	1.166	0.032	0.890
SIXiang_A3@3	1.713	0.020	0.223	0.018	127.251	202.698	198.522	94.930	0.038	1.149	0.034	0.895
SIXiang_A3@4	1.781	0.024	0.454	0.068	142.554	235.500	83.890	112.934	0.091	1.356	0.084	0.929
SIXiang_A2@1	1.747	0.027	0.404	0.025	122.327	199.196	80.195	97.098	0.047	1.204	0.043	0.917
TenhamA_Amap14	1.643	0.040	0.177	0.004	102.133	159.393	4461.384	89.243	0.025	1.097	0.020	0.819
TenhamB_A77_3	1.208	0.026	0.192	0.003	66.944	82.938	185.573	27.550	0.051	0.405	0.043	0.839
TenhamB_A3	1.711	0.021	0.151	0.002	211.209	333.805	1867.362	88.487	0.021	1.050	0.018	0.848
TenhamB_A10	1.813	0.024	0.180	0.003	97.447	168.073	1871.794	85.837	0.026	1.050	0.024	0.926
Acfer_A17	1.748	0.036	0.056	0.002	62.341	109.007	628.229	18.377	0.039	0.267	0.023	0.594
Acfer_A17b	1.786	0.033	0.027	0.001	86.091	149.635	286.584	3.423	0.093	0.114	0.053	0.570
Acfer_A18	1.857	0.031	0.032	0.001	77.309	143.648	1887.824	7.137	0.065	0.143	0.034	0.523
Acfer_A18b	1.778	0.027	0.024	0.001	64.424	113.534	518.853	2.741	0.103	0.102	0.042	0.403
Acfer_A13_77	2.015	0.040	0.046	0.001	60.262	119.962	250.850	13.781	0.046	0.236	0.029	0.626
Acfer_13-77b	1.663	0.033	0.105	0.005	20.943	33.624	1558.437	48.885	0.052	0.629	0.048	0.920
Acfer_77_3	1.410	0.034	0.169	0.007	22.349	32.025	1953.299	50.894	0.050	0.672	0.049	0.969
Acfer_A5	1.374	0.028	0.157	0.008	23.020	32.917	388.424	49.123	0.037	0.611	0.031	0.835
Acfer_77_2	1.402	0.028	0.095	0.004	19.296	25.634	105.457	28.705	0.067	0.416	0.039	0.589
Acfer_A7	1.763	0.045	0.129	0.006	48.424	87.739	682.867	33.930	0.078	0.437	0.068	0.875
Acfe_A10b	1.644	0.028	0.139	0.005	51.257	93.322	1710.221	35.001	0.046	0.444	0.042	0.918
Acfer_A10	1.677	0.027	0.169	0.006	52.966	92.074	2168.476	60.441	0.051	0.772	0.048	0.937
Acfer_A9	1.513	0.051	0.188	0.012	46.610	64.941	77.683	49.365	0.101	0.704	0.085	0.847
Acfer_At1	2.071	0.027	0.077	0.003	29.250	62.329	645.725	22.745	0.042	0.325	0.037	0.873
Acfer_A23	1.716	0.026	0.195	0.005	22.671	38.284	784.609	79.067	0.032	0.992	0.028	0.877
Acfer_A8v	1.902	0.037	0.167	0.004	14.382	26.722	205.911	64.938	0.053	0.839	0.047	0.886
Acfer_A7v	1.771	0.024	0.122	0.005	16.318	29.769	2885.162	32.067	0.037	0.435	0.030	0.818

Acfer_A4	1.837	0.038	0.230	0.008	18.218	32.946	6342.505	92.377	0.053	1.083	0.050	0.935
S99016-A15	1.126	0.026	2.039	0.021	3.431	2.818	6947.146	69.610	1.974	0.849	0.023	0.963
S99016-A22	0.888	0.015	1.824	0.024	2.674	1.639	2600.964	44.248	0.616	0.526	0.005	0.707
S99016-A21	0.883	0.019	2.538	0.035	2.409	1.393	10000 >	37.131	0.682	0.448	0.007	0.875
S99016-A20	0.871	0.016	2.145	0.028	2.568	1.394	10000 >	32.619	0.629	0.391	0.006	0.834
S99016-A17	0.876	0.015	2.086	0.024	2.399	1.249	2975.922	30.462	0.673	0.365	0.007	0.912
S99016-A19	0.845	0.019	2.117	0.028	2.245	1.077	10000 >	25.958	0.572	0.314	0.006	0.849
S99016-A25	0.859	0.022	2.123	0.034	2.287	1.069	3498.994	27.864	0.568	0.329	0.006	0.829
S99016-t2	0.755	0.071	31.266	2.057	1.790	0.706	93.843	23.733	3.200	0.270	0.025	0.700
S99016-T6	0.973	0.120	44.989	3.876	1.573	0.739	43.178	64.044	11.998	0.733	0.130	0.947
S99016-T8	0.903	0.023	3.370	0.052	2.173	0.913	3683.059	11.900	1.051	0.163	0.014	0.951
S99016-T10	0.928	0.011	2.796	0.058	2.075	0.865	10000 >	59.399	6.020	0.689	0.069	0.992
S99016-A36	0.856	0.021	1.806	0.027	2.167	0.805	10000 >	24.058	0.552	0.289	0.006	0.874
S99016-A37	0.866	0.015	1.749	0.022	2.444	0.889	10000 >	22.281	0.406	0.266	0.004	0.890
S99016-A33	0.825	0.010	2.186	0.031	2.242	0.752	2248.468	16.288	0.254	0.195	0.002	0.680
S99016-A28	0.800	0.012	2.092	0.028	1.968	0.620	10000 >	15.439	0.333	0.188	0.004	0.928
B-MH-AT6	1.781	0.029	0.055	0.003	152.327	264.310	5142.956	35.400	2.222	0.524	0.030	0.900
B-MH-AT8	2.130	0.027	0.029	0.001	186.407	380.246	406.930	6.373	0.416	0.167	0.007	0.614
B-MH-A3bis	1.669	0.021	0.183	0.005	117.198	185.740	2280.620	80.084	1.779	0.994	0.019	0.853
B-MH-A21	1.481	0.017	0.202	0.008	277.977	388.499	2842.940	83.310	2.611	1.041	0.030	0.916
B-MH-A7@	1.534	0.026	0.151	0.003	192.275	279.847	4734.479	75.673	1.517	0.942	0.015	0.790
S98350-T10	1.772	0.022	0.168	0.012	155.241	271.029	1337.207	95.637	4.667	1.250	0.055	0.908
S98350-T9	2.205	0.017	0.110	0.006	327.269	713.546	328.131	80.754	4.334	1.075	0.051	0.885
S98350-T8	1.749	0.026	0.120	0.009	170.601	287.178	1657.993	55.093	2.608	0.772	0.034	0.920

S98-497-T11@1	2.402	0.039	0.191	0.008	72.279	160.172	5162.969	77.752	1.707	0.962	0.019	0.899
S98-497-AT1@1	3.177	0.042	0.057	0.002	190.222	582.790	5449.761	43.574	1.289	0.596	0.011	0.636
S98-497-T11	2.810	0.032	0.089	0.002	188.173	508.789	>10000	68.405	1.660	0.856	0.015	0.700
S98-497-AT1	2.951	0.055	0.069	0.005	211.839	596.258	8025.663	46.707	3.401	0.648	0.042	0.962
Acfer72-A4	1.886	0.022	0.203	0.006	184.438	331.982	378.358	78.020	4.751	1.008	0.059	0.959
Acfer72-T9@1	2.016	0.023	0.069	0.002	196.987	381.732	202.695	21.007	1.810	0.327	0.027	0.957
Acfer72-T9@2	1.166	0.030	0.071	0.004	337.730	381.838	662.535	20.263	1.962	0.322	0.030	0.954
Acfer72-A3@1	1.523	0.033	0.145	0.008	83.871	121.023	3311.535	57.233	4.541	0.768	0.059	0.972
Acfer72-A3@2	1.541	0.033	0.130	0.004	165.442	234.926	265.584	21.859	1.764	0.347	0.025	0.893
Acfer72-AT2	2.151	0.023	0.074	0.003	125.391	257.323	>10000	33.810	2.552	0.470	0.033	0.926
Acfer72-A10	1.501	0.049	0.267	0.009	44.016	58.993	1386.286	50.053	3.836	0.605	0.046	0.988

Table 1: Résultats des mesures U-Pb. Les valeurs sont corrigées pour le fractionnement et la quantification du plomb commun.

Analyse	204Pb /206Pb	STDEV	238U/206Pb	± abs	207Pb /206Pb	± abs
SIXiang_A3@1	0.0051	0.0008	0.818	0.022	0.631	0.008
SIXiang_A3@3	0.0050	0.0011	0.831	0.023	0.623	0.008
SIXiang_A3@4	0.0119	0.0022	0.655	0.051	0.660	0.014
SIXiang_A2@1	0.0125	0.0009	0.734	0.027	0.646	0.008
TenhamA_Amap14	0.0002	0.0002	0.912	0.017	0.590	0.008
TenhamB_A77_3	0.0054	0.0010	2.356	0.046	0.522	0.012
TenhamB_A3	0.0005	0.0002	0.949	0.015	0.612	0.007
TenhamB_A10	0.0005	0.0002	0.949	0.020	0.594	0.006
Acfer_A17	0.0016	0.0006	3.720	0.048	0.504	0.015
Acfer_A17b	0.0035	0.0017	8.690	0.113	0.227	0.015
Acfer_A18	0.0005	0.0009	7.074	0.090	0.355	0.019
Acfer_A18b	0.0019	0.0018	9.850	0.124	0.189	0.017
Acfer_A13_77	0.0040	0.0010	4.111	0.054	0.442	0.013
Acfer_13-77b	0.0006	0.0003	1.586	0.043	0.565	0.011
Acfer_77_3	0.0005	0.0002	1.483	0.048	0.550	0.006
Acfer_A5	0.0026	0.0008	1.601	0.033	0.594	0.010
Acfer_77_2	0.0095	0.0027	2.211	0.035	0.550	0.020
Acfer_A7	0.0015	0.0009	2.277	0.070	0.565	0.020
Acfe_A10b	0.0006	0.0004	2.247	0.054	0.572	0.010
Acfer_A10	0.0005	0.0003	1.294	0.049	0.568	0.010
Acfer_A9	0.0129	0.0031	1.274	0.051	0.570	0.019
Acfer_At1	0.0015	0.0005	3.047	0.050	0.513	0.010
Acfer_A23	0.0013	0.0003	0.997	0.025	0.583	0.008

Acfer_A8v	0.0049	0.0008	1.143	0.038	0.584	0.012
Acfer_A7v	0.0003	0.0002	2.303	0.039	0.534	0.011
Acfer_A4	0.0002	0.0002	0.926	0.044	0.616	0.011
S99016-t1	0.0024	0.0013	0.953	0.090	0.647	0.029
S99016-A15	0.0001	0.0001	1.177	0.046	0.594	0.004
S99016-A22	0.0004	0.0001	1.895	0.019	0.611	0.006
S99016-A21	-0.0001	0.0000	2.233	0.036	0.599	0.005
S99016-A20	0.0000	0.0000	2.561	0.040	0.604	0.006
S99016-A17	0.0003	0.0001	2.729	0.055	0.605	0.005
S99016-A19	0.0000	0.0000	3.186	0.057	0.599	0.007
S99016-A25	0.0003	0.0001	3.028	0.054	0.613	0.007
S99016-t2	0.0107	0.0043	3.356	0.269	0.679	0.048
S99016-T6	0.0232	0.0054	1.075	0.519	0.732	0.018
S99016-T8	0.0003	0.0002	6.115	0.362	0.529	0.014
S99016-T10	0.0000	0.0000	1.450	0.461	0.624	0.008
S99016-A36	0.0000	0.0000	3.463	0.095	0.603	0.007
S99016-A37	0.0000	0.0000	3.757	0.081	0.606	0.005
S99016-A33	0.0004	0.0001	5.118	0.055	0.608	0.007
S99016-A28	0.0000	0.0000	5.326	0.112	0.595	0.005
B-MH-AT6	0.0002	0.0003	1.907	0.035	0.490	0.013
B-MH-AT8	0.0025	0.0010	5.862	0.042	0.294	0.013
B-MH-A3bis	0.0004	0.0001	1.002	0.015	0.585	0.007
B-MH-A21	0.0004	0.0001	0.958	0.023	0.581	0.007
B-MH-A7@	0.0002	0.0001	1.059	0.013	0.582	0.007
S98350-T10	0.0007	0.0002	0.795	0.024	0.557	0.011

S98350-T9	0.0030	0.0008	0.904	0.024	0.558	0.012
S98350-T8	0.0006	0.0002	1.288	0.030	0.519	0.009
S98-497-T11@1	0.0002	0.0001	1.038	0.019	0.586	0.006
S98-497-AT1@1	0.0002	0.0003	1.675	0.015	0.530	0.012
S98-497-T11	0.0001	0.0001	1.131	0.012	0.561	0.010
S98-497-AT1	0.0001	0.0001	1.671	0.047	0.566	0.010
Acfer72-A4	0.0026	0.0005	0.967	0.014	0.574	0.009
Acfer72-T9@1	0.0049	0.0009	2.916	0.024	0.494	0.010
Acfer72-T9@2	0.0015	0.0005	3.063	0.042	0.464	0.012
Acfer72-A3@1	0.0003	0.0003	1.299	0.025	0.541	0.010
Acfer72-A3@2	0.0038	0.0009	2.782	0.024	0.479	0.015
Acfer72-AT2	0.0000	0.0002	2.129	0.020	0.521	0.015
Acfer72-A10	0.0007	0.0002	1.643	0.038	0.602	0.007

Table 1 (suite): Résultats des mesures U-Pb. Les valeurs sont corrigées pour le fractionnement et la quantification du plomb commun.

Les concentrations en uranium et en plomb obtenues sur les échantillons étaient fortement variables : de 0 à 500 ppm pour l'uranium, et 0 à 555 ppm pour le plomb (voir Table 1). L'ensemble des mesures peut être trouvé en annexe (IV.A), mais les données présentées en Table 1 représentent uniquement les valeurs qui ont été utilisées pour la datation, c'est-à-dire contenant assez de plomb 206 et 207 (radiogénique) en comparaison aux autres isotopes pour établir des rapports, présentant assez d'uranium pour éviter des rapports Pb/U trop larges pour être placés sur un diagramme Concordia, et ne présentant pas des erreurs sur la mesure trop larges.

Les variabilités des concentrations en U et Pb observées étaient parfois corrélées à l'espèce observée. En effet, la plupart des merrillites ne contenaient que très peu de plomb. Quant aux tuites, environ la moitié donnaient des rapports U/Pb assez élevés pour permettre de calculer un âge. Il est possible qu'il y ait un lien entre l'origine des tuites (décomposition depuis l'apatite ou transformation de la merrillite) et leur concentration en éléments traces, qui pourrait être vérifié par des analyses chimiques, en EDS par exemple pour avoir une idée, ou idéalement en microsonde pour une détermination précise de la stœchiométrie. En effet, la présence de chlore, même en trace, ou dans les environs des tuites, serait caractéristique d'une origine par décomposition de chloroapatite, l'espèce d'apatite la plus commune dans les météorites (Jones et al., 2014).

Il est à noter que certaines météorites ont été analysées plus en détail que d'autres. Cela est dû à plusieurs raisons. Bien entendu, entrent en compte la quantité de phosphates et la surface des veines de choc. Cependant, la géométrie des sections rentre aussi en jeu. Les lames minces doivent être découpées afin de rentrer dans la machine, et les effets de bords de la SIMS limitent les zones analysables au centre des (demi)sections, ce qui peut empêcher d'analyser certaines parties des veines de choc. Pour certaines météorites, les zones analysables étaient donc très restreintes, ce qui parfois mène à un échantillonnage assez faible et une impossibilité à produire une droite de concordia. Certaines météorites, comme par exemple Tenham ou Sahara 99016, étaient aussi très propices à présenter des phosphates contenant peu d'uranium : seulement quelques ppm. Ainsi, malgré un grand nombre d'analyses, assez peu étaient utilisables pour la datation.

Sur certaines météorites, trop peu de données ont été collectées pour établir un âge de réouverture récente du système.

3) Âges

Il a été possible, pour la moitié des chondrites étudiées, d'obtenir deux âges : un âge de perturbation et un âge de réouverture récente du système. Pour un quart des échantillons, seul le premier âge de perturbation est obtenu, l'âge de réouverture du système étant soit incalculable, soit excessivement incertain. Enfin, pour les trois dernières météorites, les données ne permettent pas de calculer d'âge. Les âges calculés sont rassemblés dans la Table 2, et des exemples de diagrammes concordia obtenus sont montrés en figure 2.

Météorite	Age Perturbation	Err. Abs.	Age Réouverture	Err. Abs.	Nombre Points
Acfer 040 L5-6	4484	32	461	57	20
Tenham L6	4475	15	648	160	4
Beni M'Hira L6	4451	29	710	240	5
Sahara 99016 L6	4528	28	13	78	16
NWA 757 (LL) LL5	4451	66	n.d	n.d	12
Sixiangkou L5-6	4597	72	n.d	n.d	6
Acfer 072 L6	4401	32	495	120	9
Sahara 98497 L6	4481	80	799	630	6
Sahara 98350 L6	4350	20	832	280	9
Coorara L6	n.d	n.d	n.d	n.d	15
Dhofar 649 L6	n.d	n.d	n.d	n.d	5
NWA 2478 L6	n.d	n.d	n.d	n.d	~15

Table 2: Âges déduits pour les différentes météorites étudiées. Ces âges sont déterminés par la méthode Concordia, utilisant les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. La mention n.d. correspond à « non déterminé ». Les erreurs données sont des incertitudes absolues.

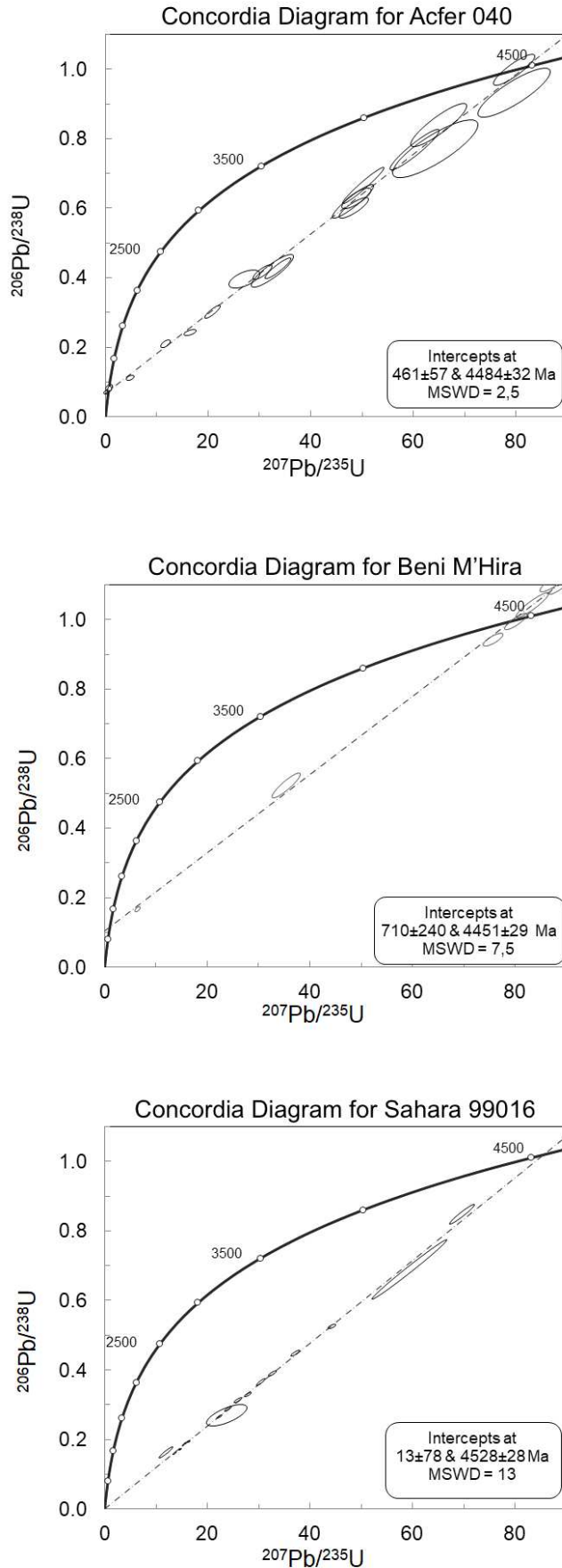


Figure 2: Courbes concordias pour les météorites Acfer 040, Beni M'Hira et Sahara 99016. On observe la concordia (courbe, en gras), qui représente les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ théoriques. La droite constituée par les points de mesures, dont les rapports Pb/U ont été perturbés, se nomme la discordia, et croise cette courbe en deux points. Ces deux points représentent les âges de perturbation et les âges de réouverture du système.

a) Âges de Perturbation Initiale

Les résultats obtenus lors de la datation et rassemblés dans la table 2 peuvent être compilés dans une figure (Figure 3) qui permet de visualiser la distribution des fréquences des âges en tenant compte des barres d'erreur associées. Elle permet aussi de comparer les données obtenues par de précédentes études.

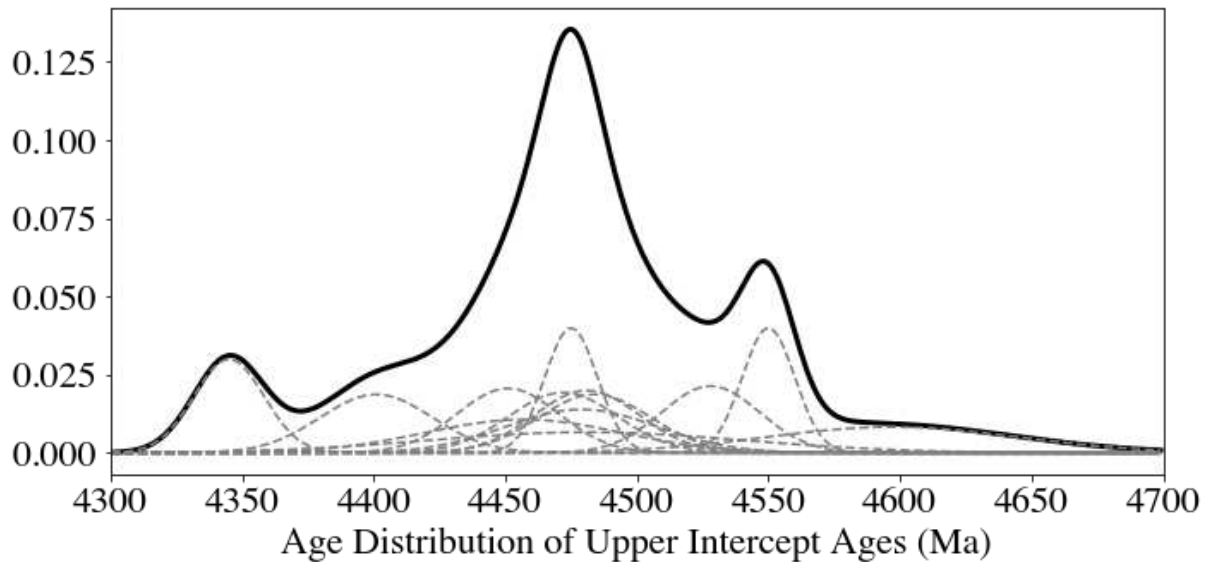


Figure 3: Distribution des âges de perturbation obtenus. Les gaussiennes représentent les lois normales de densité de probabilités pour chaque âge. Leur largeur à mi-hauteur représente l'incertitude déterminée pour chaque âge. Les lignes en pointillées représentent les météorites individuelles, et la ligne épaisse représente la somme. Cette figure inclut des données de la littérature (Yin et al., 2014 ; Li and Hsu, 2018, 2018b, 2018c ; Wu and Hsu, 2018 ; Jenniskens et al., 2010.)

Trois âges se détachent particulièrement dans la figure 3, dont un pic très clairement défini. Le premier, vers 4550 Ma, le second, et le majeur, à environ 4470 Ma, et le dernier, à 4350 Ma. Les deux pics les plus extrêmes sont tous deux représentés par une seule météorite, respectivement Sixiangkou et Sahara 98350. L'âge obtenu pour Sixiangkou, malgré des données limitées, est en accord avec les données obtenues par Li et Hsu (2018), qui datent son âge de perturbation initiale à 4552 ± 15 ans, âge partagé avec d'autres météorites dans la littérature (Amelin et al., 2005 ; Terada and Sano 2002). Nous utilisons ces données mieux restreintes pour la suite de notre interprétation, ainsi que dans les figures. Cet âge, bien contraint, a statistiquement très peu de chances d'appartenir à l'évènement majeur de 4470 Ma, les barres d'erreurs des météorites associées aux deux évènements ne se recouvrant pas.

Cependant, l'âge obtenu pour Sahara 98350 n'est retrouvé que pour une seule autre chondrite : Kalahari 009 (Terada et al., 2007). Les auteurs de ces mesures étaient dans des conditions similaires aux nôtres : très peu de mesures ont pu être faites sur leur échantillon. Ainsi, cette donnée ne sera pas utilisée lors de notre traitement.

Dans la littérature, la signification des âges les plus anciens peut être source de débats. Là où certains voient des âges de formation, d'autres voient des âges de métamorphisme thermique ou d'impact. La formation des chondrites ordinaires est supposée avoir lieu quelques millions d'années après la formation des CAI, vers ~4563 Ma (Huss et al., 2006 ; Gail and Trieloff 2019). L'âge majeur de ~4470 Ma obtenu étant relativement tardif en comparaison, il est peu probable qu'il s'agisse de l'âge de formation des minéraux. En revanche, l'âge obtenu pour Sixiangkou, bien qu'apparaissant plus jeune, est ambigu car sa limite haute pourrait correspondre à la formation de la météorite. Pour ce qui est du métamorphisme thermique, les météorites ayant les grades de métamorphisme les plus hauts (L6) sont celles qui ont subi les processus de métamorphisme sur les durées les plus longues : elles sont donc les dernières à s'être refroidies, et donc, devraient être les plus jeunes. Or ici, les âges ne montrent aucune corrélation avec le grade de métamorphisme des échantillons (L5, L5-6 et L6) : nous observons parfois des âges plus anciens pour les L6. De plus, comme décrit dans Jones et al. (2014) mais aussi dans Göpel et al. (1994), les âges de métamorphismes, du moins pour les chondrites H5, sont très bien contraints et autour de 4530-4520 Ma. Les âges de 4550 et 4470 semblent donc, respectivement, trop précoce et tardif pour représenter le métamorphisme. L'âge de 4528 Ma obtenu pour Sahara 99016 tombe en revanche exactement dans cette période, et correspond donc potentiellement au métamorphisme thermique des phosphates. Nous déduisons donc que la majorité des âges de perturbation ici présentés peuvent être liés à des impacts.

Les âges de ces impacts formant un large pic autour de 4470 Ma, il est possible d'imaginer qu'une perturbation majeure du corps parent des chondrites L voir même du Système Solaire ait eu lieu à cette période. Cela nous ramène à la problématique de mouvements des planètes géantes évoquée en introduction. Les résultats obtenus ici pourraient soutenir l'idée d'une phase d'instabilité du Système Solaire (chap I.4.d) ayant lieu dès 80-95 millions d'années après la formation du Système Solaire, ce qui semble relativement en accord avec les théories et les modèles récents comme ceux de de Sousa Riberio et al. (2020). Avec des simulations dynamiques, ils arrivent à contraindre que la migration des planètes géantes doit avoir lieu dans les 100 premiers Ma du Système Solaire. Nous apportons donc ici des arguments géochronologiques en faveur de cette théorie en montrant une perturbation dynamique ayant affecté la ceinture d'astéroïdes à cette époque.

b) Âges de Réouverture du Système

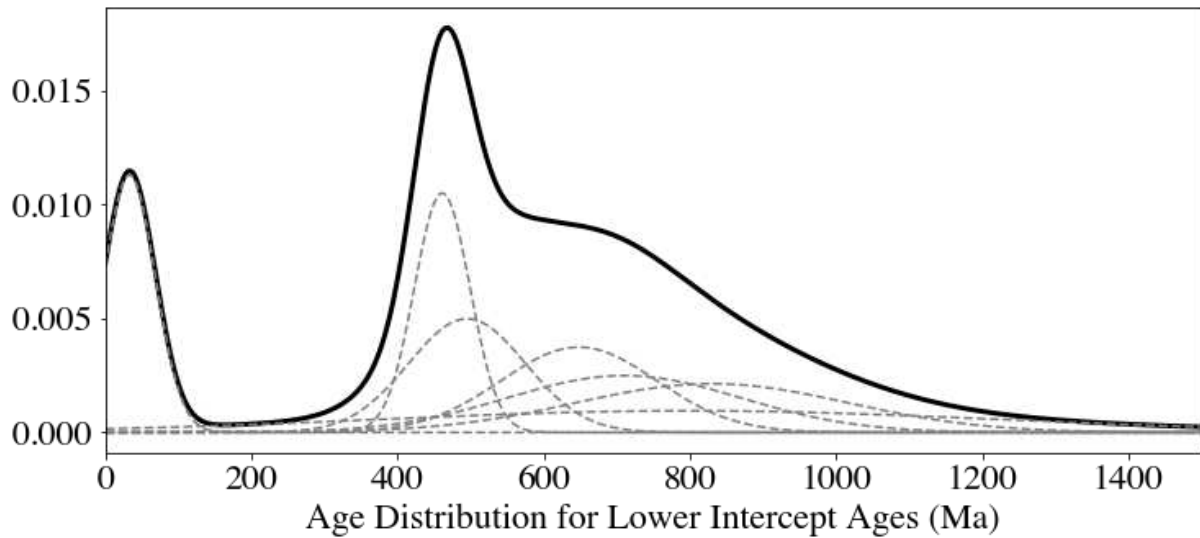


Figure 4: Distribution des âges de réouvertures du système obtenus. Les gaussiennes représentent les lois normales de probabilités pour chaque âge. Leur largeur à mi-hauteur représente l'incertitude déterminée pour chaque âge. Les lignes en pointillées représentent les météorites individuelles, et la ligne épaisse représente la somme.

Les âges de réouvertures récentes du système forment eux aussi trois pics distincts (Figure 4). Le pic le moins défini est le plus ancien, et se trouve vers ~ 720 Ma : ce pic rassemble les météorites Beni M'Hira, Tenham, Sahara 98350 et éventuellement Sahara 98497. L'individualité de ce pic peut être débattable, car certaines météorites mesurées ici présentent des barres d'erreur pouvant descendre jusqu'à 470 Ma (bien qu'il s'agisse d'une limite très basse). Cependant, l'existence même de la datation à 832 ± 280 Ma de Sahara 98350, bien que peu précise, démontre des impacts sur de matériau de type L avant 470 Ma (et après la phase initiale de perturbation). Par ailleurs, l'application de tests statistiques aux données, tels que le test de Shapiro-Wilk, d'Agostino and Pearson, et le Z test, visant à vérifier l'hypothèse qu'un jeu de données peut être approximé par une loi normale unique, donnent des résultats négatifs, des valeurs très inférieures à 0.05. Nous avons également appliqué aux données un test de Kruskal-Wallis et de Mann-Whitney en définissant deux catégories : les météorites regroupées à des âges de ~ 470 Ma, et les plus anciennes (Beni M'Hira, Sahara 98497, Sahara 98350, Tenham). Ces tests vérifient l'hypothèse que deux jeux de données sont indistincts. Ces deux tests étaient eux aussi inférieurs de plusieurs ordres de grandeur à la valeur limite de validité de l'hypothèse 0.05. Enfin, un test de bootstrapping, consistant à effectuer un rééchantillonnage en sélectionnant aléatoirement des données dans un jeu. Ici, en utilisant des paramètres de

sélections de 1000 valeurs et en moyennant la moyenne des résultats 50 fois, nous obtenons de manière consistante un âge de 710 Ma pour nos données, laissant très fortement imaginer que le pic observé à ces données ne constitue pas un artefact.

Le pic le mieux défini est, conformément à nos attentes, celui qui représente l'impact d'il y a 470 Ma : ce pic correspond ici aux deux météorites Acfer 040 et 072. Il est notable que le pic pour cet impact est bien plus défini car les âges sont bien mieux contraints. Une possible explication est que les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sont généralement plus précis pour des événements plus récents – les chronomètres U/Pb produisent plus d'incertitudes aux âges intermédiaires de l'histoire du Système Solaire, entre 1.4 Ga et ~700 Ma, avec des incertitudes entre 30 et 10%, contre moins de 10% pour les systèmes plus jeunes (moins de 600 Ma) (Gehrels 2014, cours U-Th-Pb Geochronology Basics).

Enfin, le dernier pic, inattendu, se trouve vers ~13 Ma, et est représenté uniquement par la météorite Sahara 99016.

On pourrait se demander si cet âge, très récent, correspond à un impact secondaire, faisant suite à celui de 470 ou 720 Ma. Cependant, lorsque l'on observe la concordia pour la météorite Sahara 99016, (Figure 3), aucun point ne semble présenter de traces de ces éventuels précédents impacts : tous sont nettement alignés vers 13 Ma. Si cet impact représentait une réinitialisation de l'âge, qui masquerait alors les impacts plus anciens sur le diagramme concordia, des points déviant de la discordia pointant vers 13 Ma devraient exister (Weirich et al., 2012). Ainsi, il semble vraisemblable que cette météorite ait seulement subi l'impact à 13 Ma.

Par ailleurs, il serait possible d'imaginer que cet âge soit dû à une réinitialisation du système U-Pb sur Terre, au vu de l'âge très proche de 0. Plusieurs raisons nous poussent cependant à croire que ce n'est pas le cas. En effet, différents processus peuvent mener à une réinitialisation tardive d'un âge U-Pb. Tout d'abord, le plus souvent, c'est la désintégration de l'Uranium même qui endommage les minéraux par métamictisation. Cependant, ces phénomènes ont lieu dans des minéraux bien plus riches en Uranium que nos échantillons, contenant plusieurs centaines de ppm d'Uranium (alors que Sahara 99016 est particulièrement pauvre en Uranium, contenant des quantités maximales de l'ordre de 3 ppm). Ce processus est souvent observé dans les zircons mais par nature beaucoup moins dans les apatites (Crozas et al., 2003). Un autre processus pouvant expliquer une perte de Pb tardive serait le "leaching" (Amelin et al., 2009). Ce leaching est souvent artificiel, dans le cadre de datation U-Pb en bulk. Dans le cadre de nos échantillons, n'ayant pas subi de traitements expérimentaux (Sahara 99016 en particulier n'ayant jamais été l'objet d'analyses scientifiques), le phénomène s'approchant

le plus serait l'altération aqueuse sur Terre. Et effectivement, Sahara 99016 est une trouvaille du désert. Or, bien qu'elle soit altérée (rouillée), les phosphates étudiés, eux, semblent pour la plupart relativement bien conservés. Notamment, les tuites ont gardé leur système cristallin, alors qu'il est possible qu'une altération hydrothermale mène à une rétro-morphose (l'application d'eau ayant tendance à fragiliser et dissoudre les tuites, Gu et al., 2022). Les phosphates que nous observons ne semblent pas plus altérés que ceux observables dans la chute observée de Chelyabinsk (Walton et al., 2022), cf images en annexe du chapitre. De plus, d'autres météorites provenant du désert, Acfer 040 et Acfer 072, ont été datées lors de cette étude. Ces deux météorites présentent un âge identique en tenant compte des barres d'erreurs et sont très probablement liées à l'impact de 470 Ma. Ces âges sont aussi partagés avec des chutes (donc non altérées) telle que celle de Novato. Pourtant, ces deux météorites semblent présenter des niveaux d'altération différents : là où Acfer 072 ne semble pas avoir subi d'altération aqueuse, Acfer 040 présente de la rouille et des figures d'altérations similaires à celles observables dans Sahara 99016. Ainsi, il semblerait que le niveau d'altération de ces météorites n'influe pas leurs âges U-Pb de manière significative. Il est aussi notable que, comme nous l'avons mentionné, la courbe concordia de Sahara 99016 présente des points bien alignés et très peu de déviation de la courbe, or cela serait attendu dans le cadre de minéraux altérés (Pidgeon et al., 2013). Il est donc peu probable que l'âge obtenu pour Sahara 99016 représente de l'altération.

Ces résultats obtenus peuvent être croisés avec ceux consignés dans la littérature. Tout d'abord, de nombreuses météorites évoquées en introduction peuvent être ajoutées au groupe de 470 Ma, notamment Sixiangkou, pour laquelle nous n'obtenons pas de résultats d'âge de perturbation du système, mais Li and Hsu (2018) arrivent à ancrer la droite de discordia de manière à ce qu'elle intercepte la concordia à 461 ± 110 Ma. Il est très probable que cette différence ait lieu pour trois raisons :

Tout d'abord, notre nombre de points sur Sixiangkou est très faible. En effet notre zone d'analyse est très restreinte et nous n'avons pas trouvé de tuite, contrairement au groupe de Li et Hsu, puisque nous utilisons une lame mince différente de la leur. De plus les quelques points obtenus sont très riches en plomb par rapport à l'uranium. Dans la suite de l'interprétation, nous utiliserons l'âge de réouverture du système obtenu par Li and Hsu (2018) de 461 Ma.

Pour ce qui est du groupe de 720 Ma, Creston est la seule météorite correspondant à cet âge ayant été datée par la méthode U-Pb (Jenniskens et al., 2019). Un âge K-Ar de ~ 700 Ma est également reporté pour la météorite Villalbeto de la Peña (Llorca et al., 2005). Swindle et al.,

2014, reportent aussi une datation Ar-Ar précise de 687 ± 15 Ma pour la chondrite Yamato 74445, ainsi que quelques chondrites, qui peuvent inclure un âge de 700 Ma dans leurs barres d'erreur : Etter (Sato et al., 2000), datée à 625 ± 75 Ma, mais aussi Tzarev : 650 ± 50 Ma (Minh et al., 1984). Bogard et al. (1976) ont eux aussi mesuré un âge Ar-Ar de 700 ± 60 Ma pour la météorite de Bruderheim. Cependant, cet âge est différent de ceux obtenus précédemment pour cette même météorite, notamment par Turner et al. (1966) qui ont déterminé 495 ± 30 Ma, également par Ar-Ar. L'âge généralement consigné dans les articles de revues est celui obtenu par Turner et al. (Swindle et al., 2014). Pourtant, comme discuté dans Bogard et al. (1976), les deux âges ont été obtenus exactement par la même méthode. Il est possible que l'âge obtenu par Turner ait été biaisé par des corrections basées sur l'*a priori* que les météorites choquées ont toutes été perturbées il y a ~ 470 Ma. En effet, déjà à cette période, l'hypothèse d'une collision catastrophique à 470 Ma était déjà en développement, comme mentionné dans l'article de Turner lui-même en 1966. Il serait donc possible, que consciemment ou non, les corrections aient été adaptées pour obtenir un âge cohérent avec la littérature de l'époque. Cet *a priori* pourrait aussi expliquer que l'âge de Turner soit reporté dans les revues, éclipsant l'âge obtenu par Bogard et al. Il reste donc probable que Bruderheim soit liée aux météorites de Creston, Tenham, Villalbeto de la Peña, Beni M'Hira, et potentiellement Yamato 74445, Etter ou Tzarev.

Nos résultats ici semblent aller dans le sens de l'hypothèse avancée par Jenniskens et al. (2019) d'au moins deux sources pour les chondrites L. Cependant, nous mentionnons aussi une troisième source ayant produit la météorite de Sahara 99016 bien plus récemment, il y a 10 Ma environ. Cette dernière pourrait avoir un lien de parenté avec la météorite de Malakal, une chute observée dont l'âge de séparation de son corps parent est dans la barre d'erreur de celui obtenu pour Sahara 99016 : 50 ± 20 Ma (Bogard et al., 1976). Cela signifierait que l'âge réel de la collision est plus âgé que ce qu'il ne paraît sur la concordia de Sahara 99016, et se trouve plutôt vers 30 Ma minimum.

Ainsi sont ici rapportées au moins trois familles d'astéroïdes comme source des chondrites L, et en couplant nos résultats à ceux disponibles dans la littérature, il est possible de tracer une trame d'histoire des chondrites L.

4) Histoire Collisionnelle des Chondrites L

Gail and Trieloff (2019) utilisent différents radiochronomètres (notamment Hf-W et U-Pb) et leurs températures de fermeture pour modéliser l'évolution du corps parent des chondrites L. En prenant comme contraintes la compaction du matériau initial, la conductivité thermique ainsi qu'un régolithe isolant, leur modèle reproduit fidèlement les données thermochronologiques de 5 chondrites L et concorde avec les durées de refroidissements déduites dans d'autres études. Leurs résultats impliquent que le planétésimal L, corps parent initial des chondrites L, s'est formé ~1.8 Ma après les CAI, soit à ~4565 Ma et mesurait environ 320 km de diamètre. Il est possible que ce corps ait subi un premier impact aux alentours de 4550 Ma, en prouvent les datations de la météorite Sixiangkou. Or, la valeur la mieux restreinte incluant les âges de formations des chondrites dans ses barres d'erreur, cet éventuel évènement n'est pas indiqué sur la figure 5 et dans l'article associé au chapitre.

S'il s'agit bien d'un impact, il est possible que ce premier impact ait eu lieu entre le corps parent des chondrites L et le corps parent des chondrites H, et ce pour plusieurs raisons : Tout d'abord, les chondrites ordinaires ont la particularité de contenir peu de xénolithes, contrairement aux autres classes de météorites (Briani et al., 2012). Il est cependant envisageable que ces xénolithes n'aient pas été repérés car ils sont trop proches chimiquement (par exemple, un xénolithe H dans une chondrite L est plus difficile à repérer qu'un xénolithe de chondrite carbonée). Ensuite, les datations de chondrites H telles que Richardton ou Yamato 74371 (Amelin et al., 2005 ; Terada and Sano, 2002), montrent des âges de perturbation initiale similaires : ~4550 Ma. Il est donc probable que ce premier impact ait lieu entre les planétésimaux des chondrites L et H.

Un peu moins de 100 Ma après la formation du Système Solaire soit vers 4475 Ma, le corps parent des chondrites L se sépare en une multitude de corps fils. C'est à cette période qu'a probablement lieu une instabilité majeure frappant tout le Système Solaire, au vu du nombre de chondrites ordinaires enregistrant cet âge (cette étude ; Li and Hsu, 2018 ; Yin et al., 2014 ; Li and Hsu, 2018b ; Wu and Hsu, 2019 ; Walton et al., 2022 *etc...*).

Bien plus tard, à 720 Ma environ, l'un des corps fils de l'étape précédente, subit lui aussi un impact. C'est cet impact qui donnera lieu aux chutes de Tenham, Sahara 98350, Beni M'Hira, Creston, Villalbeto de la Peña et potentiellement Bruderheim et quelques autres météorites. Ces météorites enregistrent donc les âges de 4475 et ~720 Ma. Comme les

paramètres orbitaux de Creston sont connus (Jenniskens et al., 2019), et que la majorité de ces chutes sont récentes, on peut supposer que toutes ces météorites sont originaires de la résonance ν_6 . La résonance ν_6 représente la bordure interne de la ceinture d'astéroïde, située vers 2 unités astronomiques. Les corps situés à cette distance du Soleil vont entrer en résonance avec la planète Saturne. : les fréquences de précession de leurs orbites seront égales à celle de l'orbite de Saturne, qui elle-même a une influence sur la fréquence d'oscillation de Jupiter. Cette résonance aura pour effet de perturber leurs orbites, et leur excentricité augmente de telle manière que ces astéroïdes soient envoyés vers une orbite où ils peuvent croiser Mars. Si cela arrive, alors Mars peut les éjecter de la ceinture d'astéroïdes par assistance gravitationnelle. La résonance ν_6 est donc une position favorable à l'envoi de matériau vers la Terre.

De plus, au vu des dimensions de lamelles de ringwoodites dans Tenham et Beni M'Hira, on peut estimer un diamètre minimal du corps parent de l'ordre de 112-150 km (chapitre III.3.b). En combinant ces informations, le corps parent le plus probable semble être le composant de type S du complexe Nysa-Polana. L'astéroïde principal est de type S et mesure 80 km de diamètre – il est imaginable qu'une partie du matériel ait été perdue dans la collision, Nysa-Polana étant l'une des plus grandes familles de la ceinture d'astéroïde, cela renforce l'hypothèse qu'elle soit la source d'un groupe de chondrites L abondant. L'âge de séparation de ce complexe a pu être daté grâce un diagramme V par Marco Delbo (IV.5) à environ 750 ± 100 Ma, ce qui est en accord avec notre modèle.

Il est possible, mais cela n'a à ce jour pas été démontré, que l'explosion de ce corps parent ait pu directement envoyer une partie de matériau vers la Terre dès 720 Ma. Si c'est le cas, alors cet évènement pourrait être lié à la hausse du flux météoritique observé sur la Lune par Terada et al. (2020) ; et même potentiellement liée à la glaciation du Sturtien, qui aurait duré de 720 à 665 Ma. Cette glaciation correspond à la dernière période de « Snowball Earth », c'est-à-dire de couverture totale ou quasi-totale de la Terre par de la glace. Les causes de ces Snowball Earths sont activement disputées (Macdonald and Wordsworth, 2017), mais des chutes massives de matériau météoritique constituent une explication plausible. En effet, la propagation de poussières météoritiques dans l'atmosphère pourrait obscurcir le ciel, masquer les rayons solaires, et donc provoquer une baisse globale de la température. Si les impacts ne sont pas la cause primaire, il est possible qu'il s'agisse quand même de contributeurs majeurs. Durant les deux périodes de Snowball Earth (Huronien et Sturtien) ont eu lieu de fortes élévations du niveau de l'oxygène (Lau et al., 2017). Elles sont également liées à des diversifications de la biologie terrestre. Confirmer ce lien entre la rupture d'un corps parent des chondrites L et la glaciation du Sturtien pourrait donc avoir des implications à la fois dans les

domaines de la géologie, de la biologie et de l'astronomie. Nous discuterons plus en détail ces implications au chapitre V.3.

Vers 470 Ma a lieu l'évènement bien connu de la communauté scientifique, qui apportera une grande partie des chondrites L choquées (Korochantseva et al., 2007). Cette collision aura pour résultat les fragments qui deviendront les météorites de Sixiangkou, Acfer 040, Acfer 072, Novato, NWA 5152, et bien d'autres.

L'abondance de météorites enregistrant cet évènement pourrait être due à la taille du corps parent : environ 300 km de diamètre sont nécessaires pour former les structures observées dans Sixiangkou. La plupart des météorites ici étudiées sont des trouvailles dont on ignore l'âge, mais les deux chutes connues sont récentes (1989 et 2012). Cependant, de nombreuses chondrites L ont dû arriver sur Terre dès l'Ordovicien (467 Ma) pour expliquer la quantité de chromites fossiles dans des carrières telles que celle de Thorsberg en Suède. Comme pour Creston, on connaît les paramètres orbitaux de Novato : ceux-ci pointent vers une origine soit de la résonance 3:1, soit de la résonance 5:2 (Jenniskens et al, 2014). L'astéroïde Junon semble être une probable source de ces météorites : de par sa taille (254 km), son type (S), sa position etc. En effet, Junon, de par sa position favorable, permet de nourrir les deux résonances, 3:1 et 5:2. En effet, les fragments issus de la rupture de Junon vont dériver par l'effet Yarkovsky. Cet effet correspond à l'hétérogénéité des émissions thermiques de l'astéroïde : le côté exposé au Soleil à un moment donné émettra naturellement plus de rayons infrarouges que le côté à l'ombre. Cette réémission inégale constitue alors une force dans la direction opposée, et peut avoir pour effet d'ajouter un composant d'accélération à l'orbite, et donc de modifier en particulier le semi grand axe de l'astéroïde. Si l'astéroïde a une rotation prograde, l'effet Yarkovsky le fera alors dériver vers des demi grand axes plus grands, tandis que s'il a une rotation rétrograde, il dérivera vers des demi grands axes plus petits. Des fragments de Junon peuvent donc être envoyés vers des demi grand axes plus larges et donc vers la résonance 5:2. De plus, l'âge de séparation de la famille de Junon, 463 Ma (Paolicchi et al., 2018), est compatible avec nos données.

Il existe cependant deux réserves quant à l'hypothèse de Junon comme corps parent. La première réside dans son spectre de réflectance. En effet, celui-ci indique plutôt une composition correspondant aux chondrites H. En effet, Noonan et al. (2019) utilisent une méthode de machine learning par classification naïve bayésienne pour lier les spectres d'astéroïdes aux types de chondrites correspondants selon leur chimie (utilisant la largeur des bandes et les rapports des quantités olivines/pyroxènes). Leurs résultats impliquent que Junon

n'a que 11% de chances d'appartenir aux chondrites L. Le second point concerne la capacité de fragments de Junon à atteindre la résonance 5:2 rapidement. En effet, Junon peut nourrir la résonance 5:2 par effet Yarkovsky. Cependant, Junon étant relativement loin de la résonance 5:2 (distante de 0.2 UA), cet effet n'est pas assez rapide pour justifier l'arrivée de fragments de type L quelques millions d'années après l'impact (les roches terrestres enregistrant de grande quantité de matériau de type L dès 467 Ma, soit entre 20 et 2 Ma après l'impact supposé – Heck et al., 2008). Néanmoins, Junon reste à ce jour le candidat le plus probable à la fois de par sa taille, son type, et surtout son âge. Une hypothèse alternative mise en avant dans la littérature, est celle de Gefion (Nesvorny et al., 2009). Cette source a été fortement plébiscitée car Gefion est l'une des familles d'astéroïdes de type S connue marquée par une forte proximité à la résonance 5:2. Cependant, de nombreuses datations de la rupture de cette famille impliquent une séparation vers 1 Ga (Nesvorny et al., 2006 ; Carruba and Nesvorny, 2016, Paolicchi et al., 2019...). Par ailleurs, le diamètre de Gefion, 15 km, estimé à 100-150 km avant l'impact (Nesvorny et al., 2009), semble assez faible, compte tenu de nos estimations de taille de corps parent nécessitant ~300 km de diamètre. Une explication conciliant toutes ces observations pourrait être la suivante : Junon est bel et bien impactée à 470 Ma, et fournit à la résonance 3:1 des chondrites L qui arrivent sur Terre encore à ce jour. A la même période, un astéroïde de la famille Gefion, potentiellement Gefion lui-même, est aussi impacté (ce qui est possible vers 485 ± 40 Ma selon Nesvorny et al., 2009), et envoie des météorites directement dans la résonance 5:2, qui arrivent sur Terre dès 467 Ma (Heck et al., 2008).

Cette théorie invoquant deux sources différentes permettrait aussi d'expliquer les variétés d'âges observées autour de 470 Ma. En effet, certaines météorites sont plutôt datées strictement à 470 Ma à plus ou moins quelques Ma près, tandis que d'autres reflètent des âges légèrement plus âgés de $480 \pm$ quelques Ma, mais néanmoins statistiquement différents (Swindle et al., 2014).

Pour ce qui est des impacteurs mis en jeu, plusieurs sources pourraient être envisagées. Notamment, la famille Harig-Darcydiegel a un âge de ~470 Ma (Spoto et al., 2015) et se trouve sur un demi grand axe très proche de ceux de la famille Gefion. Il est possible qu'un membre de la famille Gefion soit entré en collision avec le corps parent des astéroïdes Harig-Darcydiegel. Une autre théorie pourrait impliquer un corps parent semi différencié : en effet, NWA 11042, une achondrite isotopiquement similaire aux chondrites L, a été datée à 484 ± 1.5 Ma (Vaci et al., 2020). Elle pourrait être liée à la séparation de la famille Junon (ou à l'impact secondaire sur un astéroïde Gefion). Enfin, une dernière hypothèse, au vu du grand nombre de chondrites enregistrant des âges de perturbation de l'ordre de 500-470 Ma, pourrait être que le

Système Solaire a connu à cette période une augmentation ponctuelle de l'activité collisionnelle. En effet, d'autres chondrites, comme par exemple les chondrites H, enregistrent beaucoup d'impacts à cette période (par exemple Jilin, Tulia, NWA2058, Orvinio, Rose City... Swindle et al. 2014). Un corps parent de chondrites H constitue donc une hypothèse plausible d'impacteur lié aux collisions majeures ayant lieu vers 470 Ma.

Enfin, entre 10 et 30 millions d'années, le corps parent B2 se sépare. De cette collision proviennent les astéroïdes qui apporteront sur Terre Sahara 99016 et potentiellement Malakal. Il est possible que cette collision ait eu lieu avec un corps parent de chondrites LL. En effet, Walton et al. (2022), datent la séparation de l'astéroïde parent de Chelyabinsk à -9 Ma, ce qui, en tenant en compte des barres d'erreurs, est égal aux 30 Ma obtenus ici pour Sahara 99016. De plus, de nombreuses chondrites LL ont des âges d'exposition d'environ 15 Ma (Graf and Marti 1994), ce qui rentre également dans les barres d'erreurs. Il est donc possible qu'un astéroïde de composition LL ait rencontré le corps parent de Sahara 99016.

Au vu des dimensions des lamelles de ringwoodites dans les veines de Sahara 99016, on peut déduire un diamètre de corps parent de l'ordre de 200 km. De plus, si cet impact est bien lié à Chelyabinsk, dont le corps parent supposé, 1999NC₄₃, se trouve dans la résonance ν_6 (Borovicka et al., 2013), alors il est très probable que ce soit également le cas du corps parent de Sahara 99016. Cependant, comme nous avons relativement peu d'arguments pour soutenir cette hypothèse en comparaison à celles faites pour les collisions de 720 et 470 Ma, nous ne faisons pas mention de cette possibilité dans la figure de conclusion ainsi que dans l'article.

Le corps de Sahara 99016 et des météorites associées pourrait être l'astéroïde Julia. En effet, il s'agit d'un astéroïde de type S, dont la taille est assez large (150 km). De plus, la fragmentation de cette famille aurait eu lieu entre 120 et 30 Ma (Drouard, thèse ; Vernazza et al., 2018), ce qui se superpose à la partie haute de nos barres d'erreurs pour l'âge de Sahara 99 016.

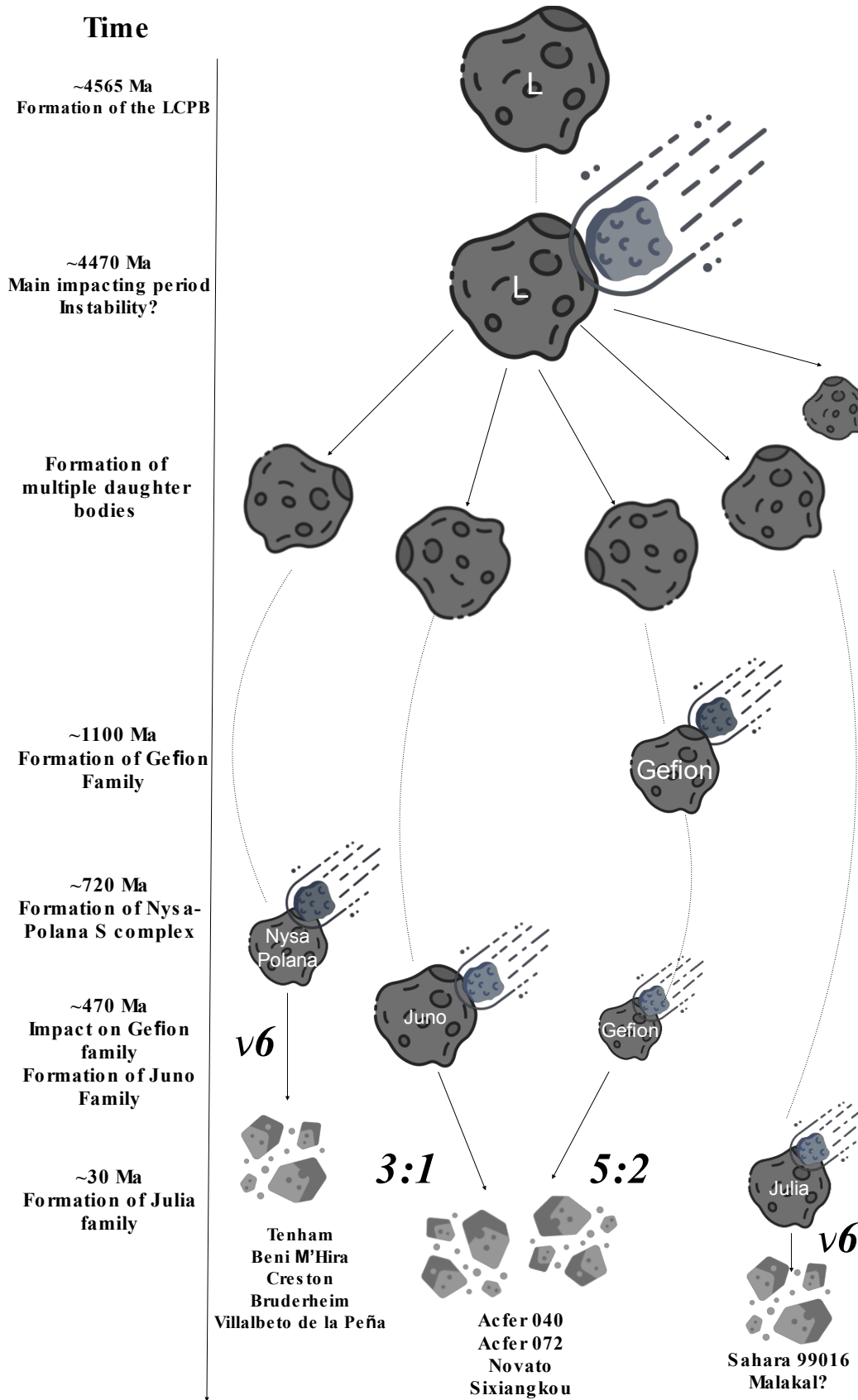


Figure 5 : Résumé de l'histoire collisionnelle du corps parent des chondrites L

5) Résumé, et Article « A Collisional History of the L Chondrite Parent Bodies »

Pour résumer, nous confirmons l'existence de deux groupes de chondrites L d'origine différentes, respectivement séparés il y a ~700 et 470 Ma de leurs corps parents, Nysa-Polana et Juno, conformément aux idées évoquées par Jenniskens et al. (2019). Nous renversons donc le *statu quo* de la communauté scientifique invoquant une seule collision à 470 Ma ayant produit toutes les chondrites L choquées. De plus, nous avons fait la découverte d'une météorite ayant été séparée très tardivement de son corps parent et possiblement originaire de l'astéroïde Julia. La quasi-totalité de ces météorites enregistrant aussi un âge d'impact vers 4470 Ma, nous pouvons conclure qu'il est très probable que la période de perturbation majeure du Système Solaire a eu lieu avant 100 Ma, confirmant les hypothèses récentes des dynamiciens. L'ensemble de ces résultats a fait l'objet d'un article soumis à Nature Astronomy.

6) Chapitre 4 : À Retenir

- ⇒ La plupart des échantillons étudiés contiennent de la tuite, mais leurs concentrations en uranium et en plomb sont variables.
- ⇒ On obtient des âges pour la moitié des échantillons
- ⇒ Il est possible de distinguer 3 pics d'âges de perturbation anciens : 4550 (Sixiangkou), 4470 et 4350 (Sahara 98350) Ma.
- ⇒ Compte tenu de la très forte activité à 4470 Ma ; il est possible que cette date marque une période d'instabilité du Système Solaire qui pourrait correspondre à l'effet de la migration des planètes géantes.
- ⇒ Il est possible de distinguer 3 pics d'âges de réouverture du système U-Pb : 720, 470 et 10-30 Ma.
- ⇒ On peut donc imaginer que les chondrites L sont originaires d'au moins 3 familles différentes.
- ⇒ Ces familles sont probablement originaires des séparations des familles des astéroïdes Nysa-Polana, Junon et Gefion, et Julia, respectivement.

A Collisional History of the L Chondrite Parent Bodies

Marine CIOCCO^{1*}, Mathieu ROSKOSZ¹, Béatrice DOISNEAU¹, Etienne DELOULE²,
Guillaume FIQUET¹, Marco DELBO³ and Matthieu GOUNELLE¹

¹Institut de Minéralogie, de Physique des matériaux et de Cosmochimie (IMPMC), CNRS -
UMR 7590, Sorbonne Université, MNHN, 75005 Paris, France.

² Université de Lorraine, CNRS, CRPG, F54000 Nancy, France.

³ Laboratoire Lagrange, UNS-CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Boulevard de
l'Observatoire-CS 34229, 06304 Nice Cedex 4, France

* To whom correspondence may be addressed. Email: marine.ciocco@mnhn.fr

Abstract :

The L chondrites are amongst the most common meteorites retrieved on Earth. Most collision ages measured on these meteorites (obtained by Ar-Ar chronometry) have pointed to a major disruption of their parent body 470 Ma ago, followed by an intense meteorite shower on Earth, linked to the Ordovician biological crisis. However, recent results obtained with the U-Pb chronometry and shock phases geochemistry appear to indicate a more complex parent body evolution than a single breakup.

Here we conducted a unique coordinated mineralogical and geochronological (U-Pb chronometry) study on eight shocked L chondrites, which showed a distribution of collisional ages that occurred in the early solar system around 4470 Ma, and more recently at 720, 470 and 13 Ma. Moreover, from shock timescales, we derived parent body dimensions which, combined with meteorites orbital parameters and the aforementioned ages, allowed us to unravel a collisional cascade that produced these meteorites. We link these shock textures and ages with their potential origin asteroid collisional families, namely Juno and Nysa-Polana. This first pluridisciplinary study brings new insights on the origin of chondrites and on the complexity of their evolution.

Introduction:

The L chondrites, a sub-class of ordinary chondrite meteorites with intermediate amount of iron, are amongst the most common meteorites retrieved on Earth, as they represent about 35% of the meteorites' falls. L chondrites accreted at the beginning of the solar system (~4565 Ma) within a ~300 km-sized planetesimal^{1,2,3}. This body was later disrupted by impacts, which formed families of collisional asteroid fragments – the asteroid families. These collisions have left a variety of shock traces in meteorites⁴, including shocked melt veins^{5,6}. The coordinated mineralogical and geochronological study of high pressure

polymorphs in these veins allows us to determine shock conditions, with implications on the size and origin of the colliding bodies. This, in turn, allows us to define the collisional chronology of the parent bodies, which helps further constraining the collisional history in the inner Solar System.

The ejection of L chondrites from their parent body (LCPB) has been studied for decades^{7,8,9}. Genetic links between asteroid families and L chondrites have been proposed based on the similarities between their respective reflectance spectra. Nonetheless, this link remains unclear and multiple families have been proposed such

as Gefion⁷, Flora¹⁰, Ino¹¹ or Massalia¹². It is mostly accepted that the LCPB was affected by a catastrophic breakdown event ~470 Ma ago^{7,13,14}. This is supported by the ubiquitous finding of extraterrestrial material (chromite fossils chemically matching L chondrites) in middle Ordovician deposits around the world^{15,16}, accurately dated at 467 Ma. However, L chondrites exhibit textural variabilities that may be difficult to reconcile with a single impact event¹⁷. In addition, shock timescales deduced from both diffusion profiles and crystal growth rates of high-pressure polymorphs show a significant variability¹⁸. Furthermore, shocked L chondrites have a wide range of cosmic ray exposure ages, Argon-Argon (⁴⁰Ar-³⁹Ar) ages, as well as orbits¹⁷.

To avoid the gas loss corrections needed for the Ar-Ar geochronology, the U-Pb geochronology has been recently applied to ordinary chondrites¹⁹, especially on high pressure polymorphs of phosphates such as tuite^{20,21}, which record the shock ages²². This method has been used on only 5 L chondrites, 4 of which were linked to the 470 Ma impact: Novato¹⁹, Sixiangkou²², NWA 11042²³ and NWA 7251²⁴. Conversely, Creston, which has different orbital parameters than the other falls, has been dated with an impact age of about 771 ± 320 Ma that may not correspond to the Ordovician event¹⁷.

Here we constrain the ejection ages of 8 L chondrites to retrace their history and combine these data with the literature. Phosphates were identified by Energy Dispersive Spectrometry (EDS) mapping and Raman spectroscopy. The U-Pb dating was carried out by SIMS on 8 meteorites: Tenham, Sixiangkou, Acfer 040, Acfer 072, Sahara 99016, Sahara 98497, Sahara 98350 and Beni M'Hira.

A variety of phosphates were identified (Extended Data Fig 1). Outside of the melt veins, most are apatite and merrillite. In the melt veins, the latter is rarer whereas apatite is more common. In the melt veins of Tenham, Sahara 99016, Sahara 98497, Sahara 98350 and Acfer 72, tuites are the dominating phosphate phase. In the veins of Acfer 040, Sixiangkou and Beni M'Hira, apatites appear partially transformed into tuite (Extended Data Fig 2). These phosphates contain variable uranium content (from a few ppm up to 500 ppm; Supplementary table 1). Multiple U-Pb analyses were carried out. In some phosphates, especially merrillites, the U signal was however too low to allow U-Pb analyses. The calibrated U/Pb ratios were used to compute U-Pb ages based on inverse and Wetherhill concordias (Fig 1).

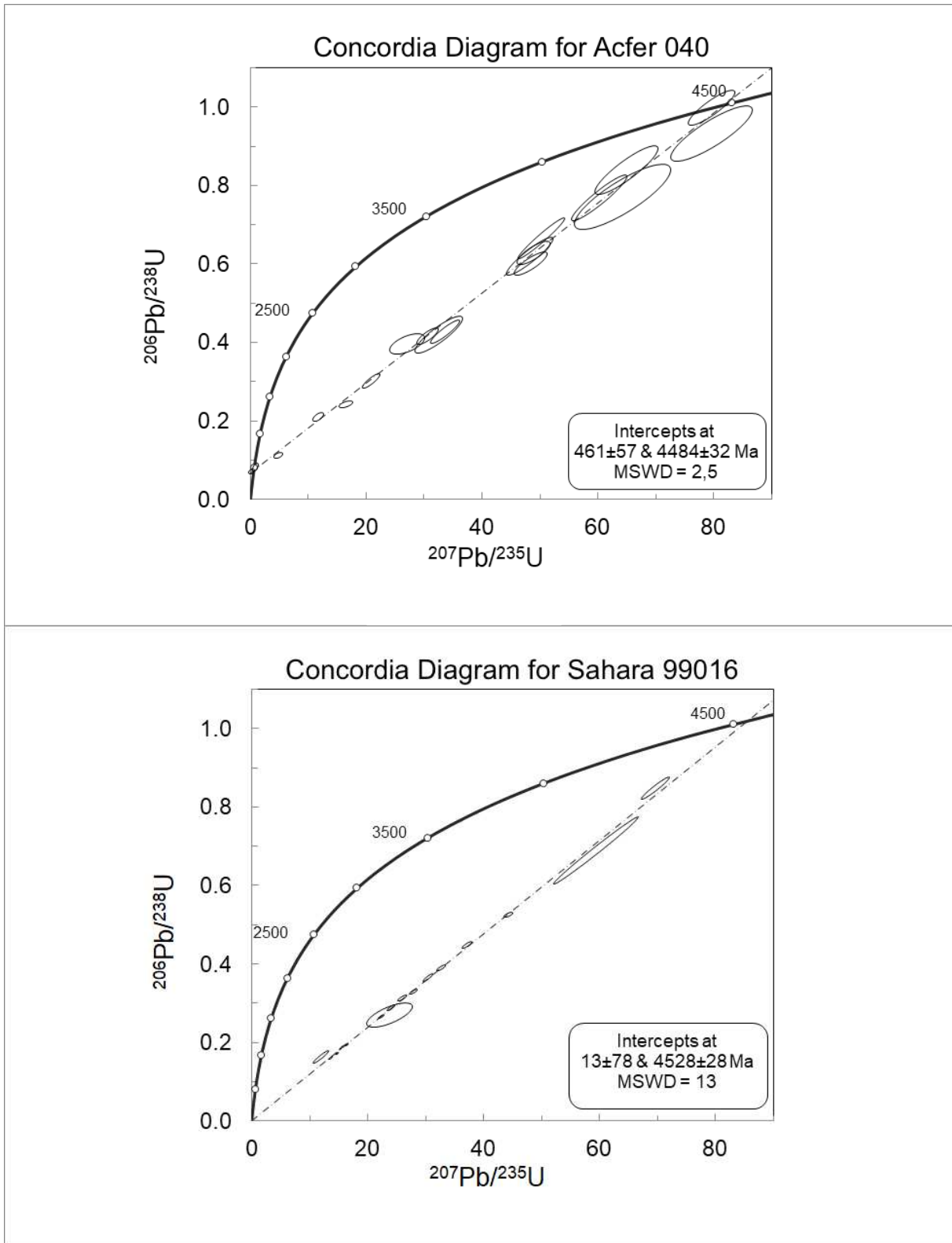


Figure 4: Examples of Wetherhill concordias (Wetherhill, 1956) for Acfer 040 and Sahara 99016 : These concordias curves represent the normal U/Pb ratios as a function of the time, where the ^{238}U - ^{206}Pb ages are equal to the ^{235}U - ^{207}Pb ages: they are concordant. However, the data points (ellipses) form a line that crosses the concordia curve in two points: the upper intercept, and the lower intercept. The upper intercept reveals a first event, and the lower intercept reveals the most recent impact.

Meteorite	Age 1 (Ma)	Error (Ma)	Age 2 (Ma)	Error (Ma)	# points
Sixiangkou (L5-6)	4550	88	n.d	n.d	6
Sahara 99016 (L6)	4528	28	13	78	16
Acfer 040 (L5-6)	4484	32	461	57	20
Sahara 98497 (L6)	4481	90	799	630	6
Tenham (L6)	4475	15	648	160	4
Beni M'Hira (L6)	4451	29	710	240	5
Acfer 072 (L6)	4401	32	495	120	9
Sahara 98350 (L6)	4345	20	832	280	9

Table 1: Upper and Lower Intercept Ages as deduced from the Isoplot Concordias

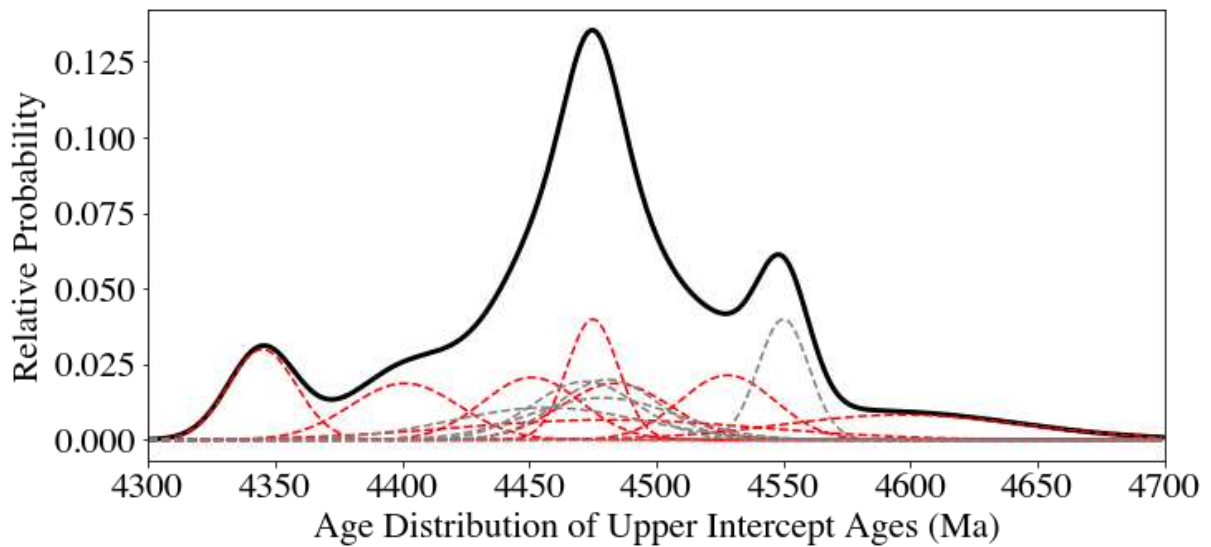


Figure 5: Distribution of the upper ages. Sum of the gaussians probability distributions for each meteorite age. This figure also includes U-Pb ages from the literature^{17,19,22,23,24}. The data from this article is represented in red.

The upper intercept ages obtained for Tenham, Acfer 072, Beni M'Hira and Acfer 040 are, within error, identical, about 4470 Ma (Table 1, Fig 2). Conversely, Sixiangkou and Sahara 99016 present distinctively older ages of 4550 and 4528 Ma, respectfully. For Sixiangkou, our upper age is, within error, the same as previous studies²². Finally, Sahara 98350 exhibits a fairly late age at 4350 Ma. A mobilisation of the U-Pb system necessitates a heat release of about 400°C²⁵. Only two

processes may release sufficient heat to reach such temperatures: metamorphism and large impacts. Here, apart from Sahara 99016, metamorphism is unlikely at play for two reasons: first, the derived ages are too late after the chondrite formation, especially for the group dated at 4470 Ma. Second, one would expect the most metamorphosed meteorites to record younger ages if only metamorphism was at play. However, it appears that our L6 samples are not systematically the youngest.

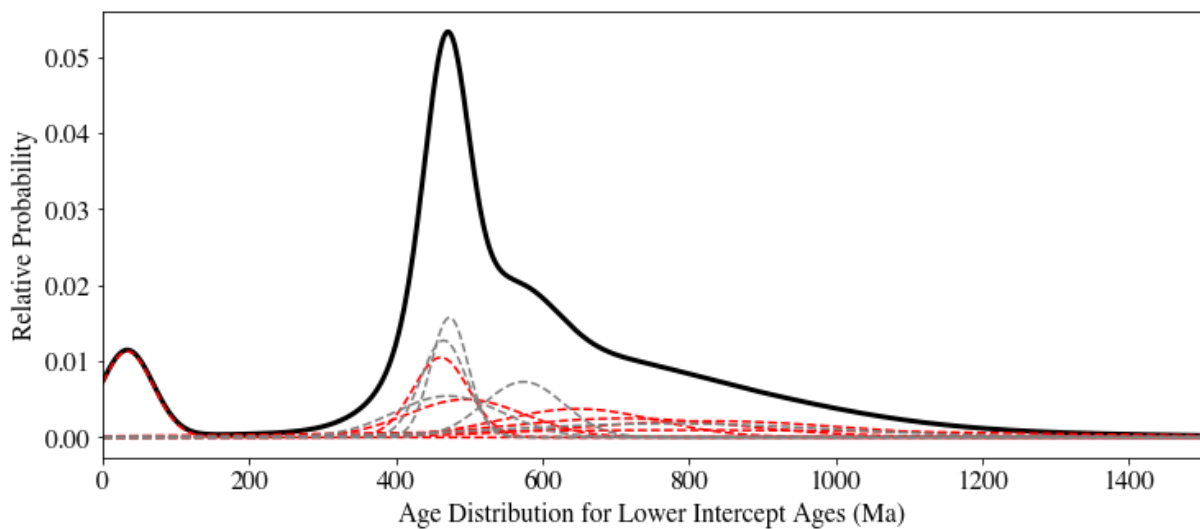


Figure 6: Distribution of the lower intercept ages. Sum of the gaussians probability distributions for each meteorite age. This figure also includes U-Pb ages from the literature^{17,19,22,23,24}. The data from this article is represented in red.

Some of the samples studied do not yield meaningful lower intercept ages, because the Pb/U ratios of the phosphates are too high (Extended Data Fig. 3-7 and Table 1). The uncertainty for Sahara 98497 is also too large to yield any firm conclusions. Nonetheless, well-constrained ages were obtained for Tenham, Acfer 040, Acfer 072, Sahara 99016 and Beni M'Hira (Table 1, Fig 3). Tenham and Beni M'Hira have identical impact ages within error, (648±160 and 710±240 Ma, respectively). These ages are also comparable within error with the U-Pb age of 771±320 obtained for Creston¹⁷, the Ar-Ar age of Bruderheim (700 Ma), the K-Ar age of Villalbeto de la Peña (~700 Ma)²⁶, and the lower age

intercept of Sahara 98350 measured here (832±280 Ma). Acfer 040 and Acfer 072, on the other hand, record impact ages of 461±57 and 495±120 Ma, respectively. Finally, Sahara 99016 shows a very young lower intercept age of 13±78 Ma. While it might seem like this age could be due to a resetting after its fall, several elements make significant resetting of these ages after the fall unlikely. First, let us note that the process that might reset the age of meteorite on Earth would be desert alteration. However, while Sahara 99016 is a desert find, its phosphates petrography do not show signs of aqueous alteration. Their petrography is dominated by shock traces. Furthermore, two other desert finds (Acfer

072 and 040) discussed in this article, including one similarly weathered (Acfer 040), show ages close to 470 Ma, implying no terrestrial resetting of the ages. Second, the concentrations of uranium in this sample (<4 ppm) are too low to explain a potential loss of Pb by metamictisation through U radiation. It is also worth noting that tuites in this sample do not show signs of backtransformation to apatite which could be expected in an altered sample.

These new age determinations, when combined with literature data and our petrological, mineralogical and geochemical analyses, lead to the determination of the collisional dynamics and parent body sizes¹⁸. In addition, for some of the analysed meteorites, orbit parameters are also available¹⁷. Altogether, these data lead us to draw a chronology of the LCPB collisional cascade²⁷ (Figure 4), when assumed that there were no major collisions between the upper and lower age intercepts.

The LCPB formed ~4563 Ma ago, and reached about 320 km in diameter³. ~4470 Ma ago, it underwent a collision which was recorded in a lot of L chondrites, producing a multitude of daughter bodies. The prevalence of this impact could potentially be the result of the early instability that shook the Solar System before its first 100 million years mark²⁸. This timeframe would match earlier models, although the timing of the instability is still discussed.

About 720 Ma ago, one of these daughter bodies underwent a major impact, and produced the meteorites Tenham and Beni M'Hira (and likely Creston, Sahara 98350, but also Bruderheim and Villalbeto de la Peña). The shock timescale of Tenham has been computed to 1 second, and the dimensions of ringwoodite lamellae in Beni M'Hira are consistent with this estimate. Therefore, the parent body of these meteorites must have been at least 110 km in diameter assuming an impact velocity of

5 km/s¹⁸. From Creston's orbital parameters, it has been inferred that this meteorite came from the v6 resonance¹⁷. Hence, the parent body candidate for this group of meteorites should be a collisional family in the inner portion of the main belt, the asteroid fragments of which could easily travel to the v6 via Yarkovsky effect orbital semimajor axis drift. A candidate family with a parent body of 80 km can be found within the Nysa-Polana complex. We extracted the S-type component of the asteroids within the Nysa-Polana complex (Methods) and determined its age using a well-established method (Extended Data Fig. 8) to be of 750±100 Ma. This is consistent with the ~720 Ma shock age. In addition, a meteorite shower has been reported on the Moon during the Cryogenian and tentatively linked to a glaciation event²⁹. It is possible that this climatic event could be linked to an influx of material caused by this asteroidal disruption.

Another major impact occurred 470 Ma ago. This event produced most of the shocked L chondrites that reached Earth. A large portion of these meteorites fell during the Ordovician, but others followed a different route to Earth and still fall presently (as recently as 2012 for Novato). This collision yielded Novato, Acfer 040, Acfer 072, and Sixiangkou amongst others. The shock timescale of Sixiangkou is 6.9 seconds, and points towards a large parent body, ~270 km wide¹⁸. This large size could partially explain the abundance of meteorites recording this shock age. Previously proposed parent bodies, such as Gefion, do not fit the criterion of the parent body size (12 km wide, estimated to be 150 km before its breakup⁷). Furthermore, using the orbital parameters of Novato, the products of this impact likely originate from the 5:2 or 3:1 resonance¹⁷. A possible origin for these meteorites would be the Juno asteroid, which matches in size, impact age and location with our 470 Ma family³⁰. This family can feed asteroidal fragments both to

the 3:1 and 5:2 resonances via the Yarkovsky effect. However, Juno is not sufficient to explain the abundance of meteorites falling on Earth as soon as 467 Ma ago. Only an asteroid very close to the 5:2 resonance could provide these meteorites within a few Ma. Therefore, we propose that there are two sources involved in the 470 Ma impact: Gefion, which provides fossil meteorites via the 5:2 resonance⁷, and Juno, which provides meteorites that still arrive to this day via the 3:1 resonance. The existence of two sources could also explain the slight discrepancies in the ages of shocked samples¹³.

Finally, another of the LCPB daughter asteroids undergoes a breakup, 13 ± 78 Ma ago. Since the typical ringwoodite lamellae in Sahara 99016 is $2.6 \mu\text{m} \pm 0.37 \mu\text{m}$ in

width, an impact timescale of about 3 seconds is derived using the model developed for Tenham and other meteorites¹⁸, which in turns imply that the parent body must have been ~ 140 km in diameter. Amongst the younger asteroid families³¹, a good candidate could be Julia, which underwent a massive collision 75 ± 45 Ma³². The Massalia family, the breakup of which is dated at 150 ± 20 , could also be an option, although breakup ages estimation diverge in the literature. These asteroids are both S type, and happen to be amongst the largest main bodies of the younger asteroid families. They are also close to the ν_6 resonance, making it potential sources of more recently shocked L chondrites such as Sahara 99016 or perhaps Malakal, another younger L sample³³.

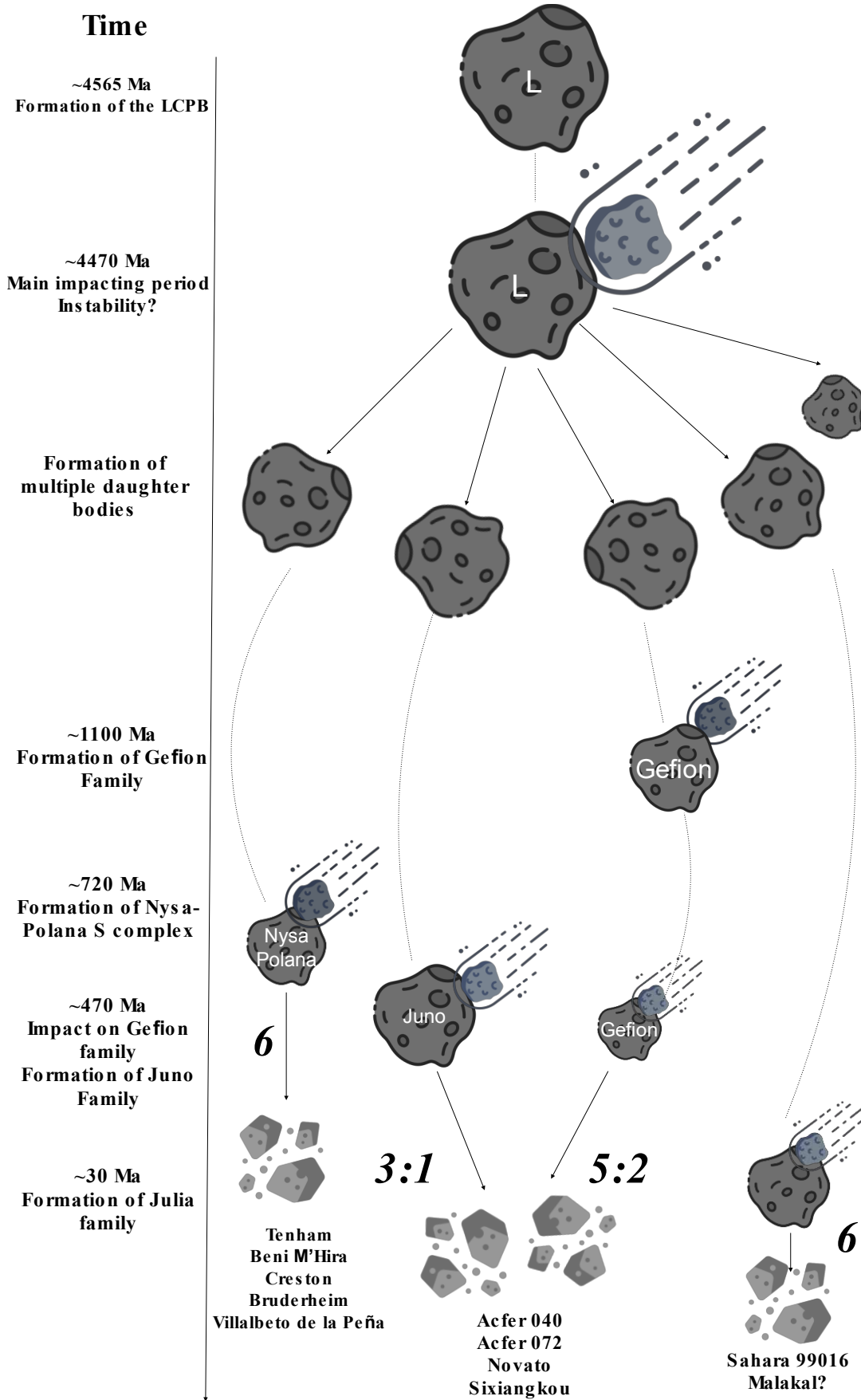


Figure 7: Summary of the collisional history of the L chondrite parent body. The early breakup events occurs around 4550 and 4470 Ma, and three later major impact lead to the formation of the Nysa-Polana, Juno and an unknown family.

Despite an apparent homogeneity of the L chondrite group, these meteorites actually present distinctively different shock textures^{17,18}, but also different impact ages. A coordinated study of petrology, high-pressure mineralogy and geochronology of shocked phosphates allows to draw the first collisional cascade and to point to possible contemporaneous families. The L chondrites studied here likely originate from at least three different asteroid families, and have undergone different collisions during their billion-year long histories. Ordinary chondrites have a diverse and complicated collisional history. We finally propose that the preponderance of the 470 Ma collision detected in meteorite collections may be due to a sampling bias both related to the bigger size of the colliding parent bodies, and to their favourable orbital position to redistribute stones towards Earth.

Methods

EDS Mapping. In order to locate potential dating candidates, which, for L chondrites, means phosphate minerals, we map the phosphorus concentrations of each section. The thin sections are coated with 20 nm of carbon to avoid charging effects. We use a Zeiss Gemini SEM from the Institut de Minéralogie, de Physique des Matériaux et de Cosmochimie (IMPMC). P mapping is done in the following conditions: 15 kV accelerating voltage, 7.5 mm working distance, aperture of 120 μm and high current. The field of view was 750 μm wide. We adapt the exposure time and number of cycles of each map to the width of the section. Two X-rays detectors were used. The stitching of the maps was made by the software Esprit®.

Raman Spectroscopy. Raman spectroscopy was necessary in order to formally identify the different phosphates based on their structure. Raman spectroscopic analyses were carried out using a continuous-wave Raman microspectrometer Renishaw InVia Reflex

(IMPMC). The carbon coating was removed with ethanol to avoid fluorescence. Measurements were performed using a green 532 nm solid-state laser focused on the sample through a Leica DM2500 microscope with a long-working distance 50X objective (NA = 0.55). This configuration yields a planar resolution of $\approx 1\text{--}2\ \mu\text{m}$ for a laser power delivered at the sample surface set at less than 9 mW using neutral density filters to prevent irreversible thermal damages. This corresponds to a laser irradiance in the range of 0.3– $1.3 \times 10^9\ \text{W m}^{-2}$. All measurements were performed with a circularly polarized laser using a $\frac{1}{4}$ -wave plate placed before the microscope in order to minimize polarization effects. The Raman signal was dispersed by a grating with 2400 lines per mm and the signal was analysed with an RENCAM CCD detector. The spectral resolution for visible light was 1–1.9 cm^{-1} and the wave number accuracy was better than 0.5 cm^{-1} . The acquisition times was 5 seconds and each spectra was computed from 5 individual measurements.

SIMS. In preparation for SIMS measurements, the thin sections are cut to obtain rectangles of 25 per 30 mm^2 in order to fit in the sample holder. The samples were re-coated with 20 to 30 nm of carbon. The measurements are made on the uranium bearing materials, which, for L chondrites, are phosphates. Those usually include apatite $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH},\text{F},\text{Cl})_2$, and merrillite $\text{Ca}_{18}\text{Na}_2\text{Mg}_2(\text{PO}_4)_{14}$. However, both these minerals, under high pressure and temperatures conditions such as those reached during asteroidal collisions, can transform into tuite, $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ (Xie et al., 2003, 2013), which record the shock metamorphism age as they are formed during this event. We use both a CAMECA 1270 and a CAMECA 1280HR from the Centre de Recherche Pétrographique et Géochemie, with the same analytical conditions. The primary O⁻ ions beam of 10 nA was accelerated at 13 kV and focused on an area of 12 μm diameter. The secondary

positive ions were accelerated at 10 kV and analysed with a mass resolution of 6000 ($M/\Delta M$). The measurements were made on monocollection mode on EM by ion counting. The masses ^{158}Ca , $^{40}\text{Ca}^{44}\text{Ca}^{31}\text{P}^{16}\text{O}_3$, $^{40}\text{Ca}_3^{31}\text{P}^{16}\text{O}_3$, 203.5, ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , ^{232}Th , ^{16}O , $^{238}\text{U}^{16}\text{O}$, and $^{238}\text{U}^{16}\text{O}_2$ were measured by peak jumping with counting times of 2, 2, 4, 6, 12, 12, 12, 8, 6, 4, 4 and 4 s respectively, and a waiting time of 1s. The back ground was measured at the mass 203.5. A pre-sputtering of 80 seconds was used to clean the sample surface with a 10 μm rastering. Before each measurement, the beam and mass centering were controlled on $^{40}\text{Ca}_3^{31}\text{P}$. Then 24 measurement cycles were acquired for 40 minutes on each point.

The Pb/U ratio was calibrated following Deloule et al. (1992), but in reporting the $^{206}\text{Pb}/\text{UO}_2$ ratio or the $^{206}\text{Pb}/\text{UO}_2$ ratio when the U signal is too low in some phosphates, especially merrillites, as a function of the UO_2/UO ratio measured on the reference material.

We use the Madagascar apatite (474 Ma, Cochrane et al., 2014, Chew et al. 2016) as a primary reference material, and the McClure Mountain apatite (524 Ma, Schoene and Bowring 2006) as a secondary reference material. The common lead corrections were calculated from the measured $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio, and the Stacy and Kramers (1975) model for the common lead composition variation with time. We exclude from the calculations the points that have a low uranium concentration (< 3 ppm). The concordia plots and U-Pb age calculations are made using Isoplot (Ludwig 2012).

Nysa-Polana Age Determination. It is known that the Nysa-Polana complex (Cellino et al. 2001), a cluster of numerous asteroids in the proper orbital elements (a, e, i), contains few collisional families of different composition (Walsh et al. 2013; Gayon-Markt et al. 2012; Dykhuis and Greenberg 2015) and different age (Walsh et al. 2013; Bottke et al. 2015; Dykhuis and

Greenberg 2015) whose members are clustered together in the catalogue of Nesvorný et al. (2015). In order to separate the S-type component, which is known to be present within the Nysa-Polana clan (Gayon-Markt et al. 2012, Dykhuis and Greenberg 2015), we selected from the Nesvorný et al. catalogue only those asteroids with a value of the geometric visible albedo $pV > 0.12$, with a slope of the reflectance spectrum $> 5 \%$ /(100 nm) and a depth of the silicate absorption band centered around 950 nm with $-0.265 < (z-i) < -0.005$, where $z-i$ magnitude larger than. It is justified to use this ranges of parameters because (i) Delbo et al. (2017) showed that $pV \sim 0.12$ is appropriate to separate asteroids of the C spectroscopic complex from those of the S complex, and (ii) the aforementioned spectral slope and $z-i$ magnitudes determine the boundaries of the Q- and S-types, which are both spectroscopic classes belonging to S complex (DeMeo and Carry, 2014). We used the asteroid reflectance spectra catalog of the DR3 of ESA's Gaia for measuring spectral slope and $z-i$ magnitude following the procedure as in Galluccio et al. (2022) but with the difference of normalizing the reflectance spectra to unity at 468.6 nm (as in DeMeo and Carry, 2014).

This extraction resulted in a set of 340 asteroids, on which we apply the so-called V shape searching algorithm (Bolin et al. 2017) in the version implemented by Delbo et al. (2017). This method searches for correlations between the inverse diameter ($1/D$) and the proper semimajor axis (a), which are expected if, within a population of asteroids, there are collisional fragments produced by the breakup of common parent bodies and subsequent evolution driven by the non-gravitational Yarkovsky effect (Vokrouhlický et al., 2015). The latter cause asteroids' orbits to evolve with $da/dt \propto 1/D$ (where t is the time), hence the expected linear correlation between a and $1/D$. Neglecting the initial velocity of the fragments after the breakup, the slope (K) of the V shape is related to the age of the

family of the collisional fragments (e.g. the epoch of the breakup) via Eq.

$$t_{\text{age}} \approx 1\text{Gyr} \times \left(\frac{1}{5}\right)^{1/2} \left(\frac{1}{1329\text{km}}\right) \left(\frac{1}{10^{-4}\text{au}}\right) \times \left(\frac{a_c}{2.5\text{au}}\right)^2 \left(\frac{\rho}{2.5\text{gcm}^{-3}}\right) \left(\frac{1}{K}\right)$$

where ρ is the asteroid bulk density and a_c is the semimajor axis of the center of the family. This formula is derived from Eq. (1) of Nesvorný et al. (2015) and $C = 1/K$ pV0.5 / 1329 [au]. As value of pV we take the average of the pV values of the set of asteroids selected as described before. To apply the V shape search method, we draw in the (a, 1/D) space a nominal V described by the equation $1/D = K|a - a_c|$, an inner V with equation $1/D = K(|a - a_c| + a_w)$, and an outer V with equation $1/D = K(|a - a_c| - a_w)$ and we count the number N_{in} of asteroids that are located in the space between the inner and the nominal V and the number of asteroids N_{out} that are found between the nominal and the outer V. The value of $N_{\text{in}}/N_{\text{out}}$ is then plotted as a function of a_c and K . Local maxima of said parameter indicate V-shaped over-densities of asteroids which may be associated to a Yarkovsky-evolved asteroid family.

Following previous works (Delbo et al. 2019) determine the uncertainties on K and a_c by performing 104 Monte Carlo simulations where the nominal values of the asteroid diameters are varied within their uncertainties (assumed to be 1σ) drawing from a Gaussian distribution. At each iteration, the V shape algorithm is applied but searching only around the nominal K

and a_c values. The RMS of the distributions of the values of a_c and K found at each Monte Carlo iteration are taken as the uncertainties on those parameters.

Data Availability Statement: The data that support the findings of this study are openly available on Science Data Bank at the following DOI: 10.57760/sciencedb.06939

Authors contributions: M.C., M.R., M.G., M.D. and E.D. contributed to the redaction of the paper. M.G., M.R. and M.C. developed the study. B.D. and M.C. acquired the SEM maps. M.C. acquired the Raman spectra. E.D. performed the SIMS analyses with assistance from M.C. M.D. made the age model and contributed to the discussion and conclusion sections.

Acknowledgements: We thank Addi Bischoff and the Institut für Planetologie for lending most of the sections, as well as Alan Rubin and the University of California, Los Angeles, for lending the Sixiangkou section. We thank Lionel Marié from the CEREGE for engineering the Tenham and Beni M'Hira sections. We warmly thank Olivier Beyssac for his help with the Raman Spectrometer. We thank Laurent Remusat and Pierre Beck for their advice on the presentation of the results. We thank Nordine Bouden and Johan Villeneuve for assisting with the SIMS analyses. MD acknowledges support from the ANR ORIGINS (ANR18-CE31-0014).

1. Johansen, A., Low, M. M. M., Lacerda, P., & Bizzarro, M. (2015). Growth of asteroids, planetary embryos, and Kuiper belt objects by chondrule accretion. *Science Advances*, 1(3), e1500109.
2. Wasson, J. T. (1972). Formation of ordinary chondrites. *Reviews of Geophysics*, 10(3), 711-759.
3. Gail, H. P., & Tieloff, M. (2019). Thermal history modelling of the L chondrite parent body. *Astronomy & Astrophysics*, 628, A77.
4. Bischoff, A., & Stoeffler, D. (1992). Shock metamorphism as a fundamental process in the evolution of planetary bodies: Information from meteorites. *European Journal of Mineralogy*, 4(4), 707-755.
5. Martinez, M., Brearley, A. J., Trigo-Rodríguez, J. M., & Llorca, J. (2019). New observations on high-pressure phases in a shock melt vein in the Villalbeto de la Peña

- meteorite: Insights into the shock behavior of diopside. *Meteoritics & Planetary Science*, 54(11), 2845-2863.
6. Rubin, A. E. (2004). Postshock annealing and postannealing shock in equilibrated ordinary chondrites: Implications for the thermal and shock histories of chondritic asteroids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(3), 673-689.
 7. Nesvorný, D., Vokrouhlický, D., Morbidelli, A., & Bottke, W. F. (2009). Asteroidal source of L chondrite meteorites. *Icarus*, 200(2), 698-701.
 8. Vernazza, P., Zanda, B., Binzel, R. P., Hiroi, T., DeMeo, F. E., Birlan, M., ... & Lockhart, M. (2014). Multiple and fast: The accretion of ordinary chondrite parent bodies. *The Astrophysical Journal*, 791(2), 120.
 9. Jenniskens, P. (2018). Review of asteroid-family and meteorite-type links. *Proceedings of the International Astronomical Union*, 14(A30), 9-12.
 10. Nesvorný, D., Morbidelli, A., Vokrouhlický, D., Bottke, W. F., & Brož, M. (2002). The Flora family: A case of the dynamically dispersed collisional swarm?. *Icarus*, 157(1), 155-172.
 11. Meier, M. M., Welten, K. C., Riebe, M. E., Caffee, M. W., Gritsevich, M., Maden, C., & Busemann, H. (2017). Park Forest (L5) and the asteroidal source of shocked L chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 52(8), 1561-1576.
 12. Gaffey, M. J., & Fieber-Beyer, S. K. (2019, March). Is the (20) Massalia Family the source of the L-Chondrites. In *50th Lunar and Planetary Science Conference*.
 13. Korochantseva, E. V., Trieloff, M., Lorenz, C. A., Buykin, A. I., Ivanova, M. A., Schwarz, W. H., ... & Jessberger, E. K. (2007). L-chondrite asteroid breakup tied to Ordovician meteorite shower by multiple isochron ^{40}Ar - ^{39}Ar dating. *Meteoritics & Planetary Science*, 42(1), 113-130.
 14. Swindle, T. D., Kring, D. A., & Weirich, J. R. (2014). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of impacts involving ordinary chondrite meteorites. *Geological Society, London, Special Publications*, 378(1), 333-347.
 15. Schmitz, B., Tassinari, M., & Peucker-Ehrenbrink, B. (2001). A rain of ordinary chondritic meteorites in the early Ordovician. *Earth and Planetary Science Letters*, 194(1-2), 1-15.
 16. Meier, M. M., Schmitz, B., Lindskog, A., Maden, C., & Wieler, R. (2014). Cosmic-ray exposure ages of fossil micrometeorites from mid-Ordovician sediments at Lynna River, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 125, 338-350.
 17. Jenniskens, P., Utas, J., Yin, Q. Z., Matson, R. D., Fries, M., Howell, J. A., ... & Creston Meteorite Consortium). (2019). The Creston, California, meteorite fall and the origin of L chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 54(4), 699-720.
 18. Ciocco, M., Roskosz, M., Doisneau, B., Beyssac, O., Mostefaoui, S., Remusat, L., ... & Gounelle, M. (2022). Impact dynamics of the L chondrites' parent asteroid. *Meteoritics & Planetary Science*, 57(4), 759-775.
 19. Yin, Q. Z., Zhou, Q., Li, Q. L., Li, X. H., Liu, Y., Tang, G. Q., ... & Jenniskens, P. (2014). Records of the Moon-forming impact and the 470 Ma disruption of the L chondrite parent body in the asteroid belt from U-Pb apatite ages of Novato (L6). *Meteoritics & Planetary Science*, 49(8), 1426-1439.
 20. Xie, X., Minitti, M. E., Chen, M., Mao, H. K., Wang, D., Shu, J., & Fei, Y. (2003). Tuite, γ -Ca₃(PO₄)₂: A new mineral from the Suizhou L6 chondrite. *European Journal of Mineralogy*, 15(6), 1001-1005.
 21. Xie, X., Zhai, S., Chen, M., & Yang, H. (2013). Tuite, γ -Ca₃(PO₄)₂, formed by chlorapatite decomposition in a shock vein of the Suizhou L6 chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*, 48(8), 1515-1523.

22. Li, S., & Hsu, W. (2018). The nature of the L chondrite parent body's disruption as deduced from high-pressure phases in the Sixiangkou L6 chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*, 53(10), 2107-2122.
23. Wu, Y., & Hsu, W. (2019). Petrogenesis and in situ U-Pb geochronology of a strongly shocked L-melt rock Northwest Africa 11042. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124(4), 893-909.
24. Li, Y., & Hsu, W. (2018). Multiple impact events on the L-chondritic parent body: Insights from SIMS U-Pb dating of Ca-phosphates in the NWA 7251 L-melt breccia. *Meteoritics & Planetary Science*, 53(5), 1081-1095.
25. Cochrane, R., Spikings, R. A., Chew, D., Wotzlaw, J. F., Chiaradia, M., Tyrrell, S., ... & Van der Lelij, R. (2014). High temperature (> 350 C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 127, 39-56.
26. Trigo-Rodríguez J.M. et al. (2006) The Villalbeto de la Peña meteorite fall: II. Determination of atmospheric trajectory and orbit , *Meteoritics & Planetary Science* 41, 505-517.
27. Trigo-Rodríguez J.M. (2022) Asteroid Impact Risk: Impact Hazard from Asteroids and Comets , Springer Nature, Switzerland AG, ISBN: 978-3-030-95124-5, 172 pp.
28. de Sousa Ribeiro, R., Morbidelli, A., Raymond, S. N., Izidoro, A., Gomes, R., & Neto, E. V. (2020). Dynamical evidence for an early giant planet instability. *Icarus*, 339, 113605.
29. Terada, K., Morota, T., & Kato, M. (2020). Asteroid shower on the Earth-Moon system immediately before the Cryogenian period revealed by KAGUYA. *Nature communications*, 11(1), 1-10.
30. Paolicchi, P., Spoto, F., Knežević, Z., & Milani, A. (2019). Ages of asteroid families estimated using the YORP-eye method. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 484(2), 1815-1828.
31. Spoto, F., Milani, A., & Knežević, Z. (2015). Asteroid family ages. *Icarus*, 257, 275-289.
32. Vernazza, P., Brož, M., Drouard, A., Hanuš, J., Viikinkoski, M., Marsset, M., ... & Benkhaldoun, Z. (2018). The impact crater at the origin of the Julia family detected with VLT/SPHERE?. *Astronomy & Astrophysics*, 618, A154.
33. Bogard, D. D., Husain, L., & Wright, R. J. (1976). ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of collisional events in chondrite parent bodies. *Journal of Geophysical Research*, 81(32), 5664-5678.

Bibliographie



- Amelin, Y. (2005). Meteorite phosphates show constant ^{176}Lu decay rate since 4557 million years ago. *Science*, 310(5749), 839-841.
- Bogard, D. D., Husain, L., & Wright, R. J. (1976). ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of collisional events in chondrite parent bodies. *Journal of Geophysical Research*, 81(32), 5664-5678.
- Borovička, J., Spurný, P., Brown, P., Wiegert, P., Kalenda, P., Clark, D., & Shrubný, L. (2013). The trajectory, structure and origin of the Chelyabinsk asteroidal impactor. *Nature*, 503(7475), 235-237.
- Briani, G., Gounelle, M., Bourot-denise, M., & Zolensky, M. E. (2012). Xenoliths and microxenoliths in H chondrites: Sampling the zodiacal cloud in the asteroid Main Belt. *Meteoritics & Planetary Science*, 47(5), 880-902.
- Carruba, V., & Nesvorný, D. (2016). Constraints on the original ejection velocity fields of asteroid families. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 457(2), 1332-1338.
- Crozaz, G., Floss, C., & Wadhwa, M. (2003). Chemical alteration and REE mobilization in meteorites from hot and cold deserts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(24), 4727-4741.
- de Sousa Ribeiro, R., Morbidelli, A., Raymond, S. N., Izidoro, A., Gomes, R., & Neto, E. V. (2020). Dynamical evidence for an early giant planet instability. *Icarus*, 339, 113605.
- Gail, H. P., & Tieloff, M. (2019). Thermal history modelling of the L chondrite parent body. *Astronomy & Astrophysics*, 628, A77.
- Gehrels, G. (2014). Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42, 127-149.
- Graf, T., & Marti, K. (1994). Collisional records in LL-chondrites. *Meteoritics*, 29(5), 643-648.
- Gu, L., Hu, S., Anand, M., Tang, X., Ji, J., Zhang, B., ... & Lin, Y. (2022). Occurrence of tuite and ahrensite in Zagami and their significance for shock-histories recorded in martian meteorites. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 107(6), 1018-1029.
- Heck, P. R., Schmitz, B., Baur, H., & Wieler, R. (2008). Noble gases in fossil micrometeorites and meteorites from 470 Myr old sediments from southern Sweden, and new evidence for the L-chondrite parent body breakup event. *Meteoritics & Planetary Science*, 43(3), 517-528.
- Huss G. R., Rubin A. E., and Grossman J. N. (2006) Thermal metamorphism in chondrites. In Meteorites and the Solar System II (Eds Lauretta, D. S. and McSween, H. Y.). University of Arizona Press, Tucson, Arizona, pp. 567-586.

- Jenniskens, P., Utas, J., Yin, Q. Z., Matson, R. D., Fries, M., Howell, J. A., ... & Creston Meteorite Consortium). (2019). The Creston, California, meteorite fall and the origin of L chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 54(4), 699-720.
- Jones, R. H., McCubbin, F. M., Dreeland, L., Guan, Y., Burger, P. V., & Shearer, C. K. (2014). Phosphate minerals in LL chondrites: A record of the action of fluids during metamorphism on ordinary chondrite parent bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 132, 120-140.
- Korochantseva, E. V., Trieloff, M., Lorenz, C. A., Buykin, A. I., Ivanova, M. A., Schwarz, W. H., ... & Jessberger, E. K. (2007). L-chondrite asteroid breakup tied to Ordovician meteorite shower by multiple isochron ^{40}Ar - ^{39}Ar dating. *Meteoritics & Planetary Science*, 42(1), 113-130.
- Korochantseva, E. V., Buikin, A. I., & Trieloff, M. (2017). Trapped extraterrestrial argon in meteorites. *Geochemistry International*, 55(11), 971-976.
- Lau, K. V., Macdonald, F. A., Maher, K., & Payne, J. L. (2017). Uranium isotope evidence for temporary ocean oxygenation in the aftermath of the Sturtian Snowball Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 458, 282-292.
- Li, Q. L., Li, X. H., Wu, F. Y., Yin, Q. Z., Ye, H. M., Liu, Y., ... & Zhang, C. L. (2012). In-situ SIMS U-Pb dating of Phanerozoic apatite with low U and high common Pb. *Gondwana Research*, 21(4), 745-756.
- Li, S., & Hsu, W. (2018). Dating phosphates of the strongly shocked Suizhou chondrite. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 103(11), 1789-1799.
- Li, S., & Hsu, W. (2018). The nature of the L chondrite parent body's disruption as deduced from high-pressure phases in the Sixiangkou L6 chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*, 53(10), 2107-2122.
- Li, Y., & Hsu, W. (2018). Multiple impact events on the L-chondritic parent body: Insights from SIMS U-Pb dating of Ca-phosphates in the NWA 7251 L-melt breccia. *Meteoritics & Planetary Science*, 53(5), 1081-1095.
- Llorca, J., Trigo-Rodríguez, J. M., Ortiz, J. L., Docobo, J. A., García-Guinea, J., Castro-Tirado, A. J., ... & Casanova, I. (2005). The Villalbeto De La Peña Meteorite Fall: I. Fireball Energy, Meteorite Recovery, Strewn Field, And Petrography. *Meteoritics & Planetary Science*, 40(6), 795-804.
- Macdonald, F. A., & Wordsworth, R. (2017). Initiation of Snowball Earth with volcanic sulfur aerosol emissions. *Geophysical Research Letters*, 44(4), 1938-1946.

- Marti, K., & Graf, T. (1992). Cosmic-ray exposure history of ordinary chondrites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20, 221-243.
- Minh, D. V., Fugzan, M. M., Zaslavskaya, N. I., Kolesov, G. M., & Shukolyukov, Y. A. (1984, March). 40AR-39AR Age of the L5-6 Tzarev Chondrite. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 15, pp. 552-553).
- Nesvorný, D., Bottke, W. F., Vokrouhlický, D., Morbidelli, A., & Jedicke, R. (2005). Asteroid families. *Proceedings of the International Astronomical Union*, 1(S229), 289-299.
- Nesvorný, D., Vokrouhlický, D., Morbidelli, A., & Bottke, W. F. (2009). Asteroidal source of L chondrite meteorites. *Icarus*, 200(2), 698-701.
- Noonan, J. W., Reddy, V., Harris, W. M., Bottke, W. F., Sanchez, J. A., Furfaro, R., ... & Wilburn, G. (2019). Search for the H chondrite parent body among the three largest S-type asteroids:(3) Juno,(7) Iris, and (25) Phocaea. *The Astronomical Journal*, 158(5), 213.
- Paolicchi, P., Spoto, F., Knežević, Z., & Milani, A. (2019). Ages of asteroid families estimated using the YORP-eye method. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 484(2), 1815-1828.
- Pidgeon, R. T., Nemchin, A. A., & Cliff, J. (2013). Interaction of weathering solutions with oxygen and U–Pb isotopic systems of radiation-damaged zircon from an Archean granite, Darling Range Batholith, Western Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166, 511-523.
- Rotenberg, E. D. (2010). The decay constant of ^{87}Rb and a combined U-Pb, Rb-Sr chronology of ordinary chondrites (Doctoral dissertation).
- Sato, A., Ninagawa, K., & Hyodo, H. (2000). Cathodoluminescence and Laser Probe Argon-40-Argon-39 Dating of Maskelynite in Ordinary Chondrite, Etter. *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 35, Supplement, p. A142, 35, A142.
- Swindle, T. D., Kring, D. A., & Weirich, J. R. (2014). 40Ar/39Ar ages of impacts involving ordinary chondrite meteorites. *Geological Society, London, Special Publications*, 378(1), 333-347.
- Terada, K., & Sano, Y. (2002). Ion microprobe U-Pb dating and REE analyses of phosphates in H4-chondrite, Yamato-74371. *Geophysical research letters*, 29(10), 98-1.
- Terada, K., Anand, M., Sokol, A. K., Bischoff, A., & Sano, Y. (2007). Cryptomare magmatism 4.35 Gyr ago recorded in lunar meteorite Kalahari 009. *Nature*, 450(7171), 849-852.

- Terada, K., Morota, T., & Kato, M. (2020). Asteroid shower on the Earth-Moon system immediately before the Cryogenian period revealed by KAGUYA. *Nature communications*, *11*(1), 1-10.
- Tomioka, N., & Miyahara, M. (2017). High-pressure minerals in shocked meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, *52*(9), 2017-2039.
- Turner, G., Miller, J. A., & Grasty, R. L. (1966). The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth and Planetary Science Letters*, *1*(4), 155-157.
- Turner, G. (1969). Thermal histories of meteorites by the ^{39}Ar - ^{40}Ar method. In *Meteorite research* (pp. 407-417). Springer, Dordrecht.
- Váci, Z., Agee, C. B., Humayun, M., Ziegler, K., Asmerom, Y., Polyak, V., ... & Yin, Q. Z. (2020). Unique achondrite Northwest Africa 11042: Exploring the melting and breakup of the L chondrite parent body. *Meteoritics & Planetary Science*, *55*(3), 622-648.
- Vernazza, P., Brož, M., Drouard, A., Hanuš, J., Viikinkoski, M., Marsset, M., ... & Benkhaldoun, Z. (2018). The impact crater at the origin of the Julia family detected with VLT/SPHERE?. *Astronomy & Astrophysics*, *618*, A154.
- Walton, C. R., Shorttle, O., Hu, S., Rae, A. S., Jianglong, J., Černok, A., ... & Anand, M. (2022). Ancient and recent collisions revealed by phosphate minerals in the Chelyabinsk meteorite. *Communications Earth & Environment*, *3*(1), 1-9.
- Weirich, J. R., Swindle, T. D., & Isachsen, C. E. (2012). ^{40}Ar - ^{39}Ar age of Northwest Africa 091: More evidence for a link between L chondrites and fossil meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, *47*(8), 1324-1335.
- Xie, X., Minitti, M. E., Chen, M., Mao, H. K., Wang, D., Shu, J., & Fei, Y. (2003). Tuite, γ - $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$: A new mineral from the Suizhou L6 chondrite. *European Journal of Mineralogy*, *15*(6), 1001-1005.
- Xie, X., Zhai, S., Chen, M., & Yang, H. (2013). Tuite, γ - $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, formed by chlorapatite decomposition in a shock vein of the Suizhou L6 chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*, *48*(8), 1515-1523.
- Yin, Q. Z., Zhou, Q., Li, Q. L., Li, X. H., Liu, Y., Tang, G. Q., ... & Jenniskens, P. (2014). Records of the Moon-forming impact and the 470 Ma disruption of the L chondrite parent body in the asteroid belt from U-Pb apatite ages of Novato (L6). *Meteoritics & Planetary Science*, *49*(8), 1426-1439.
- Zhang, W., Wang, Z., Hu, Z., He, Q., Li, Y., Feng, Y., ... & Zhang, X. (2022). In situ Rb-Sr Dating of Lunar Meteorites Using Laser Ablation MC-ICP-MS. *ATOMIC SPECTROSCOPY*, *43*(1), 60-69.

Annexes Chapitre 4



Dans l'ensemble de ces annexes, la dénotation A correspond aux apatites, AT ou A77 aux apatites partiellement transformées, M ou W aux merrillites et T aux tuites.

Spot	²⁰⁶ Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
Sixiang_MV@2	2.057	1.576	45.980	105.750	0.243	1.519	0.166	0.811	0.027
SIXiang_A3@1	119.930	116.607	194.616	99.483	0.040	1.197	0.036	0.628	0.008
SIXiang_A3@1	115.243	115.018	192.012	97.816	0.036	1.166	0.032	0.631	0.008
SIXiang_A3@2	179.004	160.426	248.507	110.532	0.038	1.299	0.035	0.640	0.007
SIXiang_A3@3	125.570	127.251	202.698	94.930	0.038	1.149	0.034	0.623	0.008
SIXiang_A3@4	166.121	142.554	235.500	112.934	0.091	1.356	0.084	0.660	0.014
SIXiang_A3@4	108.521	115.533	193.039	94.532	0.031	1.093	0.021	0.644	0.012
SIXiang_A3@6	230.334	175.083	284.236	123.608	0.083	1.531	0.077	0.661	0.012
SIXiang_A3@7	728.965	314.477	504.218	206.591	0.190	2.698	0.171	0.709	0.028
SIXiang_A3@7	530.995	250.854	401.155	192.791	0.184	2.464	0.173	0.715	0.021
SIXiang_A2@1	127.266	122.920	199.245	97.207	0.047	1.205	0.043	0.646	0.008
SIXiang_A2@1	126.506	122.327	199.196	97.098	0.047	1.204	0.043	0.646	0.008
NWA757_A4@1	90.588	87.913	134.116	93.045	0.026	1.199	0.022	0.568	0.006
NWA757_A3	56.328	58.652	80.302	88.159	0.031	1.118	0.029	0.574	0.006
NWA757_T1	3.571	1.878	4.416	125.649	0.036	2.213	0.033	0.416	0.006
NWA757_T1	4.398	2.158	4.876	131.722	0.046	2.372	0.042	0.408	0.008
NWA757_T2	2.186	1.636	3.127	104.534	0.029	1.556	0.022	0.496	0.008
NWA757_A11	86.814	89.084	110.259	89.884	0.026	1.134	0.024	0.585	0.005
NWA757_A10	68.096	68.767	51.196	87.464	0.031	1.153	0.028	0.564	0.006
NWA757_A12	96.040	94.552	102.566	91.648	0.029	1.182	0.027	0.571	0.006
NWA757_A12	96.040	94.552	102.566	91.648	0.029	1.182	0.027	0.571	0.006
NWA757_A13	36.911	38.501	57.100	88.810	0.026	1.116	0.021	0.584	0.008
NWA757_A9	93.367	93.521	121.802	88.820	0.026	1.162	0.022	0.559	0.007
NWA757_A8	25.568	25.175	36.013	95.319	0.032	1.182	0.029	0.597	0.007
NWA757_A5	57.174	51.646	77.608	98.554	0.033	1.288	0.029	0.566	0.008
NWA757_A5	57.174	51.646	77.608	98.554	0.033	1.288	0.029	0.566	0.008
NWA757_A7	71.233	71.383	103.197	89.161	0.028	1.161	0.023	0.569	0.008
Tenham_A20	0.903	0.762	22.350	100.906	0.231	1.380	0.152	0.678	0.052
Tenham_A20	0.237	0.250	8.521	78.818	0.195	1.106	0.140	0.642	0.042
Tenham_T20	0.562	0.358	14.931	150.883	0.126	1.825	0.075	0.652	0.048
Tenham_t19	9.099	16.540	36.890	42.333	0.032	0.640	0.028	0.477	0.008
Tenham_T14	0.235	0.194	3.602	96.718	0.179	1.409	0.159	0.511	0.034
Tenham_T12	0.716	0.381	4.237	176.445	0.353	2.187	0.326	0.765	0.035
TenhamB_A8	103.782	109.757	181.399	91.266	0.033	1.101	0.031	0.612	0.006
TenhamB_A8	100.760	103.851	171.284	92.156	0.028	1.129	0.027	0.600	0.005
TenhamB_A10	87.921	97.447	168.073	85.837	0.026	1.050	0.024	0.594	0.006

Chapitre 4 : Annexes

TenhamB_A77_3	23.293	66.944	82.938	27.550	0.051	0.405	0.043	0.522	0.012
TenhamB_T9	0.217	0.258	9.139	70.279	0.308	0.982	0.250	0.671	0.056
TenhamB_T11	0.122	0.192	6.873	37.528	0.465	0.739	0.299	0.640	0.069
TenhamB_A7	77.879	74.024	111.448	101.689	0.028	1.225	0.021	0.614	0.010
TenhamB_T6	3.238	0.906	18.166	326.297	0.365	4.160	0.310	0.807	0.047
TenhamB_A4	32.221	25.679	42.025	120.776	0.031	1.460	0.021	0.617	0.012
TenhamB_A3	190.538	211.209	333.805	88.487	0.021	1.050	0.018	0.612	0.007
TenhamB_T3	0.717	0.187	5.164	338.382	0.817	4.455	0.787	0.877	0.035
Acfer_A17	14.281	62.341	109.007	18.377	0.039	0.267	0.023	0.504	0.015
Acfer_A17b	8.424	86.091	149.635	3.423	0.093	0.114	0.053	0.227	0.015
Acfer_A18	9.479	77.309	143.648	7.137	0.065	0.143	0.034	0.355	0.019
Acfer_A18b	5.651	64.424	113.534	2.741	0.103	0.102	0.042	0.189	0.017
Acfer_A13_77	12.234	60.262	119.962	13.781	0.046	0.236	0.029	0.442	0.013
Acfer_13-77b	11.317	20.943	33.624	48.885	0.052	0.629	0.048	0.565	0.011
Acfer_77_3	12.912	22.349	32.025	50.894	0.050	0.672	0.049	0.550	0.006
Acfer_A5	12.086	23.020	32.917	49.123	0.037	0.611	0.031	0.594	0.010
Acfer_77_2	6.889	19.296	25.634	28.705	0.067	0.416	0.039	0.550	0.020
Acfer_A7	18.191	48.424	87.739	33.930	0.078	0.437	0.068	0.565	0.020
Acfe_A10b	19.565	51.257	93.322	35.001	0.046	0.444	0.042	0.572	0.010
Acfer_A10	35.122	52.966	92.074	60.441	0.051	0.772	0.048	0.568	0.010
Acfer_A9	28.212	46.610	64.941	49.365	0.101	0.704	0.085	0.570	0.019
Acfer_At1	8.169	29.250	62.329	22.745	0.042	0.325	0.037	0.513	0.010
Acfer_A23	19.327	22.671	38.284	79.067	0.032	0.992	0.028	0.583	0.008
Acfer_A8v	10.369	14.382	26.722	64.938	0.053	0.839	0.047	0.584	0.012
Acfer_A7bv	53.743	98.129	173.901	49.607	0.037	0.637	0.029	0.562	0.012
Acfer_A7v	6.096	16.318	29.769	32.067	0.037	0.435	0.030	0.534	0.011
Acfer_A4	16.951	18.218	32.946	92.377	0.053	1.083	0.050	0.616	0.011
TenhamA_T1	0.063	0.041	1.459	140.821	0.263	1.793	0.212	0.542	0.079
TenhamA_Amap14	96.237	102.133	159.393	89.243	0.025	1.097	0.020	0.590	0.008
TenhamA_A2	297.940	228.795	317.553	127.123	0.027	1.516	0.025	0.606	0.006
Tenham_A20	0.903	0.762	22.350	100.906	0.231	1.380	0.152	0.678	0.052
Tenham_A20	0.237	0.250	8.521	78.818	0.195	1.106	0.140	0.642	0.042
Tenham_T20	0.562	0.358	14.931	150.883	0.126	1.825	0.075	0.652	0.048
Tenham_t19	9.099	16.540	36.890	42.333	0.032	0.640	0.028	0.477	0.008
Tenham_T14	0.235	0.194	3.602	96.718	0.179	1.409	0.159	0.511	0.034
Tenham_T12	0.716	0.381	4.237	176.445	0.353	2.187	0.326	0.765	0.035
TenhamB_A8	103.782	109.757	181.399	91.266	0.033	1.101	0.031	0.612	0.006
TenhamB_A8	100.760	103.851	171.284	92.156	0.028	1.129	0.027	0.600	0.005
TenhamB_A10	87.921	97.447	168.073	85.837	0.026	1.050	0.024	0.594	0.006
TenhamB_A77_3	23.293	66.944	82.938	27.550	0.051	0.405	0.043	0.522	0.012
TenhamB_T9	0.217	0.258	9.139	70.279	0.308	0.982	0.250	0.671	0.056
TenhamB_T11	0.122	0.192	6.873	37.528	0.465	0.739	0.299	0.640	0.069
TenhamB_A7	77.879	74.024	111.448	101.689	0.028	1.225	0.021	0.614	0.010

Chapitre 4 : Annexes

TenhamB_T6	3.238	0.906	18.166	326.297	0.365	4.160	0.310	0.807	0.047
TenhamB_A4	32.221	25.679	42.025	120.776	0.031	1.460	0.021	0.617	0.012
TenhamB_A3	190.538	211.209	333.805	88.487	0.021	1.050	0.018	0.612	0.007
TenhamB_T3	0.717	0.187	5.164	338.382	0.817	4.455	0.787	0.877	0.035
TenhamA_T1	0.063	0.041	1.459	140.821	0.263	1.793	0.212	0.542	0.079
TenhamA_Amap14	96.237	102.133	159.393	89.243	0.025	1.097	0.020	0.590	0.008
TenhamA_A2	297.940	228.795	317.553	127.123	0.027	1.516	0.025	0.606	0.006
NWA 2478									
A8@1	7.251	6.882	18.969	3.185	2.937	0.039	0.036	0.589	0.010
A8@2	18.494	4.640	8.209	2.304	0.730	0.028	0.009	0.600	0.004
A8@3	9.355	8.152	31.421	3.317	3.317	0.041	0.041	0.603	0.008
A7@1	8.684	7.828	25.723	2.915	2.861	0.035	0.035	0.596	0.009
A7@3	10.843	8.964	29.253	3.071	3.966	0.037	0.048	0.604	0.007
A7@2	9.370	7.633	21.881	2.924	3.278	0.036	0.040	0.597	0.009
A6@1	11.607	10.772	47.688	3.185	3.041	0.039	0.037	0.596	0.006
A6@2	11.843	10.257	46.124	3.187	2.847	0.039	0.035	0.597	0.007
A6@3	11.576	10.467	45.950	3.021	2.976	0.038	0.037	0.580	0.008
A5	12.480	6.106	20.842	3.870	3.233	0.047	0.040	0.593	0.005
A3@1	11.093	10.346	43.775	3.044	3.095	0.037	0.038	0.590	0.007
A3@2	11.891	11.369	51.914	3.398	3.091	0.041	0.037	0.604	0.008
A4	12.223	11.065	40.672	3.184	3.118	0.037	0.036	0.622	0.007
Dhofar 649									
649A4@1	11.531	9.892	37.922	3.338	3.452	0.040	0.041	0.609	0.006
649A4@2	8.950	8.054	35.450	3.314	3.965	0.040	0.048	0.596	0.007
A3	7.919	7.292	32.494	2.962	3.056	0.035	0.036	0.605	0.008
A2	8.958	7.425	38.611	2.959	2.903	0.036	0.035	0.604	0.007
A1	8.660	4.726	18.415	2.989	5.068	0.037	0.063	0.686	0.007
NWA 2478B									
A10	7.263	6.556	25.039	3.127	2.873	0.037	0.034	0.615	0.014
T1	5.288	6.371	20.726	2.936	2.666	0.038	0.034	0.572	0.016
A11	8.088	7.082	25.014	2.871	2.716	0.036	0.034	0.583	0.009
A12	8.848	7.775	30.884	3.545	3.410	0.044	0.042	0.590	0.007
A13	8.933	8.326	34.932	2.830	2.859	0.035	0.035	0.597	0.008
A14	6.795	5.769	19.897	2.408	1.620	0.034	0.023	0.567	0.013
A92	9.747	9.685	38.862	2.872	2.552	0.036	0.032	0.585	0.008
Coorara									
A0@1	10.224	9.960	34.928	3.079	2.925	0.038	0.036	0.596	0.009
A0@2	9.486	9.257	30.446	2.820	3.203	0.034	0.039	0.606	0.006
A8	10.069	8.455	23.823	3.095	2.337	0.040	0.030	0.583	0.008
A7	8.876	8.529	30.622	3.323	3.311	0.041	0.040	0.607	0.010
A9	8.538	7.641	19.112	2.463	1.867	0.032	0.024	0.622	0.019
A9bis	10.106	9.063	25.959	2.837	1.864	0.035	0.023	0.639	0.012
A10	1.177	1.304	4.261	2.210	3.493	0.030	0.047	0.615	0.020

Chapitre 4 : Annexes

A11	9.203	8.009	24.152	2.857	1.871	0.035	0.023	0.613	0.010
A11bis	8.363	7.750	21.956	2.535	2.635	0.031	0.032	0.623	0.009
A12	6.982	6.900	21.988	3.003	2.321	0.037	0.029	0.607	0.008
W10@2	0.292	0.302	8.815	7.913	43.840	0.091	0.502	0.810	0.040
Acfer72-T10@1	4.242	1.098	43.008	0.000	115.45	4.495	1.274	0.817	0.025
Acfer72-A5@2	175.671	181.659	333.238	89.584	5.999	1.126	0.073	0.576	0.009
Acfer72-A4	159.800	184.438	331.982	78.020	4.751	1.008	0.059	0.574	0.009
Acfer72-T9@1	55.398	196.987	381.732	21.007	1.810	0.327	0.027	0.494	0.010
Acfer72-T9@2	93.444	337.730	381.838	20.263	1.962	0.322	0.030	0.464	0.012
Acfer72-A3@1	55.356	83.871	121.023	57.233	4.541	0.768	0.059	0.541	0.010
Acfer72-A3@2	49.321	165.442	234.926	21.859	1.764	0.347	0.025	0.479	0.015
Acfer72-AT1	20.487	104.144	137.346	13.993	1.129	0.229	0.017	0.442	0.015
Acfer72-AT2	50.598	125.391	257.323	33.810	2.552	0.470	0.033	0.521	0.015
Acfer72-A6	170.333	179.678	290.051	89.303	6.425	1.103	0.078	0.588	0.008
Acfer72-A7	187.833	179.519	352.245	99.242	6.904	1.218	0.083	0.592	0.008
Acfer72-A8	219.435	158.009	197.197	142.231	9.789	1.616	0.109	0.652	0.007
Acfer72-A9	169.053	119.664	157.536	146.628	11.174	1.644	0.123	0.657	0.009
Acfer72-A10	22.868	44.016	58.993	50.053	3.836	0.605	0.046	0.602	0.007
S98-497-A7@1	224.258	205.702	376.787	104.827	7.394	1.269	0.089	0.600	0.005
S98-497-A7@2	274.761	255.838	466.344	103.852	7.169	1.250	0.085	0.603	0.006
S98-497-A14@3	179.136	159.532	290.167	107.970	8.691	1.307	0.104	0.599	0.008
S98-497-A12@3	361.789	358.653	684.693	98.264	7.127	1.174	0.084	0.607	0.006
S98-497-A12@4	279.801	273.547	521.302	99.545	7.159	1.190	0.084	0.607	0.007
S98-497-A9	100.812	80.685	145.389	118.675	9.330	1.454	0.113	0.591	0.006
S98-497-T13	0.424	0.411	13.704	126.359	19.912	1.199	0.155	0.760	0.069
S98-497-A8@1	340.628	220.213	354.534	148.126	10.630	1.800	0.128	0.597	0.005
S98-497-AT2@1	153.363	139.638	262.800	103.783	3.319	1.278	0.039	0.588	0.005
S98-497-T11@1	59.720	72.279	160.172	77.752	1.707	0.962	0.019	0.586	0.006
S98-497-T9@1	2.154	1.486	42.512	153.849	16.928	1.687	0.170	0.650	0.028
S98-497-T9@2	0.761	0.766	25.271	104.955	13.012	1.156	0.122	0.660	0.038
S98-497-A6@2	384.686	368.486	691.066	96.758	#RE F!	1.215	#	0.576	0.005
S98-497-A6@3	354.060	317.040	607.453	108.442	8.303	1.300	0.099	0.606	0.005
S98-497-A3@2	281.063	284.915	540.838	95.541	6.354	1.148	0.076	0.602	0.006
S98-497-A4@2	253.082	243.729	455.402	98.322	6.716	1.209	0.082	0.590	0.006
S98-497-A4@3	257.786	231.094	449.843	107.819	1.653	1.298	0.017	0.603	0.005
S98-497-A11@1	240.875	226.290	353.848	101.774	8.050	1.239	0.097	0.596	0.006
S98-497-A11@2	315.591	303.914	497.780	99.990	3.449	1.209	0.041	0.600	0.004
S98-497-AT1@1	97.451	190.222	582.790	43.574	1.289	0.596	0.011	0.530	0.012
S98-497-T8@2	141.971	108.446	189.846	128.182	10.926	1.524	0.128	0.612	0.008
S98-497-T6@2	0.369	0.365	18.437	85.167	12.519	1.177	0.124	0.561	0.044
S98-497-T4@2	127.488	188.624	416.643	60.216	5.897	0.787	0.074	0.555	0.015
S98-497-AT2@2	1.865	1.816	23.153	92.373	13.453	1.195	0.166	0.557	0.023
S98-497-A2@2	316.240	274.830	490.998	112.026	9.454	1.339	0.112	0.606	0.006

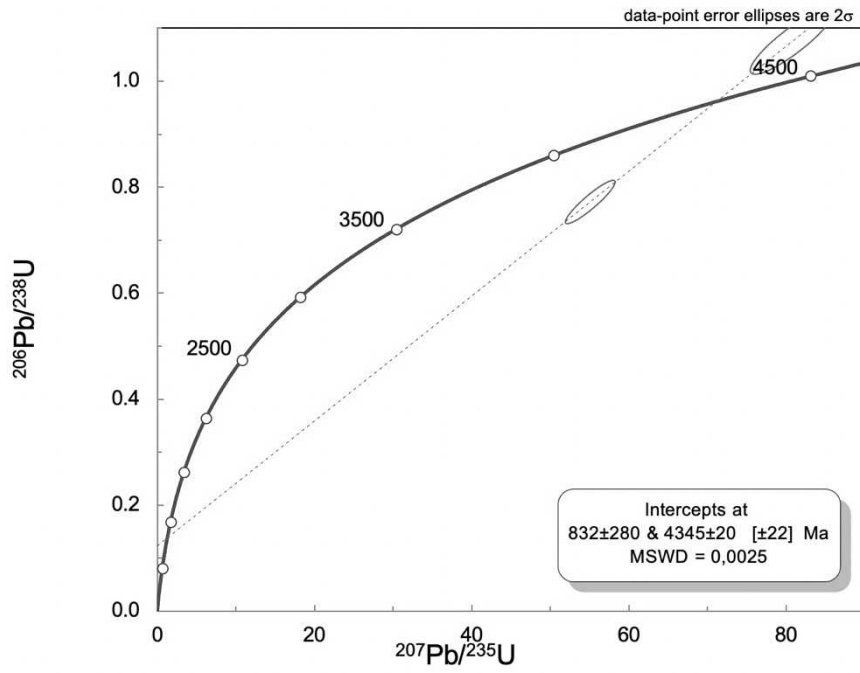
Chapitre 4 : Annexes

S98-497-A7	307.930	270.399	470.013	111.586	2.062	1.341	0.022	0.610	0.005
S98-497-AT2	449.207	405.870	769.003	108.127	2.460	1.248	0.027	0.608	0.006
S98-497-T11	142.845	188.173	508.789	68.405	1.660	0.856	0.015	0.561	0.010
S98-497-A10	379.105	307.169	514.626	119.543	2.602	1.379	0.028	0.603	0.006
S98-497-A2	252.571	195.806	336.529	124.434	4.198	1.619	0.048	0.602	0.006
S98-497-T3	0.574	0.572	20.883	89.436	10.860	1.410	0.114	0.567	0.027
S98-497-AT1	108.798	211.839	596.258	46.707	3.401	0.648	0.042	0.566	0.010
S98-497-T8	95.286	158.773	310.173	56.586	2.332	0.688	0.026	0.587	0.010
S98-497-T4	48.992	106.317	368.401	40.295	3.504	0.536	0.045	0.542	0.012
S98-497-T6	1.559	1.191	41.393	118.815	15.148	1.524	0.172	0.562	0.034
S98-497-T7	0.640	0.630	22.503	91.401	13.806	1.182	0.155	0.618	0.030
S98-497-A3	296.438	273.747	507.858	105.083	11.636	1.260	0.139	0.604	0.006
S98-497-A4	205.148	195.932	363.730	99.655	14.737	1.219	0.180	0.594	0.005
S98-497-A5	225.625	220.812	397.533	99.581	14.476	1.189	0.172	0.607	0.007
S98-497-A6	305.277	287.631	530.303	101.621	13.353	1.235	0.162	0.597	0.006
S98-497-T9	1.306	1.128	36.101	110.225	19.945	1.347	0.234	0.591	0.030
S98-497-T10	0.356	0.397	13.970	88.663	19.106	1.044	0.204	0.625	0.049
S98-497-A8	492.287	429.545	626.767	110.480	18.106	1.334	0.218	0.600	0.006
S98-497-A12@1	211.747	205.792	350.791	102.187	6.738	1.198	0.078	0.619	0.005
S98-497-A12@2	293.614	299.833	553.659	94.529	6.686	1.140	0.080	0.601	0.005
S98-497-A14@1	198.597	191.227	339.461	100.395	1.760	1.209	0.017	0.604	0.006
S98-497-A14@2	309.021	289.354	502.273	104.357	2.396	1.243	0.024	0.609	0.007
S98-497-A13	274.662	243.329	404.634	109.934	2.996	1.314	0.035	0.608	0.003
BMH-1@1	0.210	0.248	6.496	88.364	12.296	0.986	0.112	0.647	0.044
BMH-2	0.827	0.462	13.504	181.068	23.230	2.083	0.225	0.681	0.029
BMH-4	194.517	188.998	295.509	94.856	2.387	1.198	0.024	0.576	0.008
BMH-3	192.369	190.215	209.542	95.596	3.349	1.177	0.038	0.592	0.008
BMH-5	0.951	0.850	22.688	104.374	16.291	1.302	0.153	0.651	0.043
B-MH-AT5bis	0.450	0.556	13.279	90.621	17.384	0.941	0.152	0.730	0.052
B-MH-AT6	68.532	152.327	264.310	35.400	2.222	0.524	0.030	0.490	0.013
B-MH-AT8	26.735	186.407	380.246	6.373	0.416	0.167	0.007	0.294	0.013
B-MH-A3bis	100.074	117.198	185.740	80.084	1.779	0.994	0.019	0.585	0.007
B-MH-A3bisbis	178.193	186.979	325.027	89.767	2.520	1.109	0.029	0.588	0.005
B-MH-A4bis	217.868	229.763	353.634	87.093	1.822	1.104	0.019	0.572	0.007
B-MH-A21	248.639	277.977	388.499	83.310	2.611	1.041	0.030	0.581	0.007
B-MH-A23	214.667	223.897	290.442	93.416	2.089	1.116	0.020	0.606	0.008
B-MH-A7@	155.657	192.275	279.847	75.673	1.517	0.942	0.015	0.582	0.007
B-MH-A7@1	247.756	234.497	351.120	101.603	2.000	1.230	0.018	0.602	0.008
S98350-AT5	2.550	1.571	54.522	167.684	35.189	1.889	0.252	0.673	0.083
S98350-AT10	21.167	11.688	34.472	179.175	8.804	2.108	0.094	0.627	0.012
S98350-AT8	421.081	371.831	696.439	108.251	2.067	1.318	0.022	0.595	0.005
S98350-A4	127.983	66.133	113.550	188.800	9.223	2.252	0.109	0.608	0.004
S98350-T7	0.901	0.398	16.381	210.161	59.313	2.631	0.639	0.699	0.049

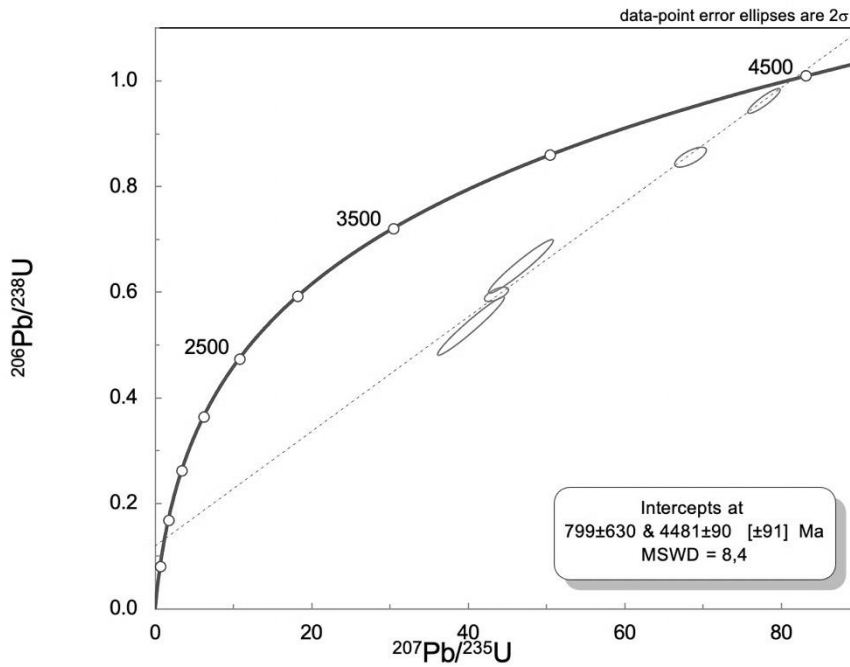
Chapitre 4 : Annexes

S98350-T5	25.564	6.417	103.088	375.346	34.111	4.637	0.402	0.593	0.015
S98350-AT5b	0.234	0.152	6.186	173.641	48.653	1.791	0.438	0.748	0.073
S98350-AT4	0.670	0.456	13.333	151.822	40.855	1.712	0.296	0.755	0.077
S98350-A1	994.257	628.211	1081.51	150.827	3.034	1.842	0.029	0.597	0.007
S98350-A1ter	81.608	56.650	71.309	132.728	3.279	1.677	0.038	0.583	0.006
S98350-A1bis	647.905	350.168	572.594	176.595	3.778	2.154	0.041	0.595	0.006
S98350-T1	256.772	194.650	566.143	123.400	8.698	1.535	0.104	0.588	0.010
S98350-T4	1.450	0.332	11.832	405.569	108.24	5.088	1.287	0.651	0.036
S98350-T10	166.717	155.241	271.029	95.637	4.667	1.250	0.055	0.557	0.011
S98350-T11	1.716	0.552	13.931	327.899	39.252	3.621	0.372	0.674	0.032
S98350-T9	302.354	327.269	713.546	80.754	4.334	1.075	0.051	0.558	0.012
S98350-T8	113.188	170.601	287.178	55.093	2.608	0.772	0.034	0.519	0.009
S98350-AT8bis	430.000	295.870	645.520	140.424	4.393	1.692	0.048	0.604	0.007
S98350-T6bis	3.722	1.846	50.508	192.778	18.942	2.346	0.171	0.610	0.035
S98350-A4bis	864.826	471.493	828.815	181.164	3.936	2.135	0.044	0.615	0.004
S98350-A6	446.858	264.217	508.252	160.746	3.821	1.968	0.041	0.592	0.007
S98350-A11	646.944	357.083	584.760	173.853	5.642	2.109	0.059	0.598	0.010
S98350-A8@1	0.594	0.807	36.024	51.525	10.180	0.857	0.121	0.498	0.046
S98350-A7@1	566.767	394.857	901.234	139.008	4.221	1.671	0.042	0.603	0.010
S98350-A7@2	708.575	496.907	1175.78	137.630	3.479	1.660	0.033	0.600	0.009
S99016-t1	2.994	3.391	3.006	90.590	7.481	1.028	0.068	0.647	0.029
S99016-A15	2.502	3.431	2.818	69.610	1.974	0.849	0.023	0.594	0.004
S99016-A22	1.208	2.674	1.639	44.248	0.616	0.526	0.005	0.611	0.006
S99016-A21	0.928	2.409	1.393	37.131	0.682	0.448	0.007	0.599	0.005
S99016-A20	0.862	2.568	1.394	32.619	0.629	0.391	0.006	0.604	0.006
S99016-A17	0.753	2.399	1.249	30.462	0.673	0.365	0.007	0.605	0.005
S99016-A19	0.606	2.245	1.077	25.958	0.572	0.314	0.006	0.599	0.007
S99016-A25	0.647	2.287	1.069	27.864	0.568	0.329	0.006	0.613	0.007
S99016-t2	0.415	1.790	0.706	23.733	3.200	0.270	0.025	0.679	0.048
S99016-T6	0.990	1.573	0.739	64.044	11.998	0.733	0.130	0.732	0.018
S99016-T8	0.305	2.173	0.913	11.900	1.051	0.163	0.014	0.529	0.014
S99016-T10	1.229	2.075	0.865	59.399	6.020	0.689	0.069	0.624	0.008
S99016-A36	0.538	2.167	0.805	24.058	0.552	0.289	0.006	0.603	0.007
S99016-A37	0.559	2.444	0.889	22.281	0.406	0.266	0.004	0.606	0.005
S99016-A33	0.375	2.242	0.752	16.288	0.254	0.195	0.002	0.608	0.007
S99016-A28	0.317	1.968	0.620	15.439	0.333	0.188	0.004	0.595	0.005
S99016-A29@1	0.319	2.154	0.715	14.655	0.229	0.173	0.002	0.614	0.006
S99016-A29@2	0.282	2.027	0.612	13.605	0.290	0.162	0.003	0.609	0.006

Annexe 4 Table : Mesures SIMS de Rapports U/Pb corrigés pour le Plomb communs et utilisés pour la datation (les mesures non concluantes (concentrations négatives) sont exclues)

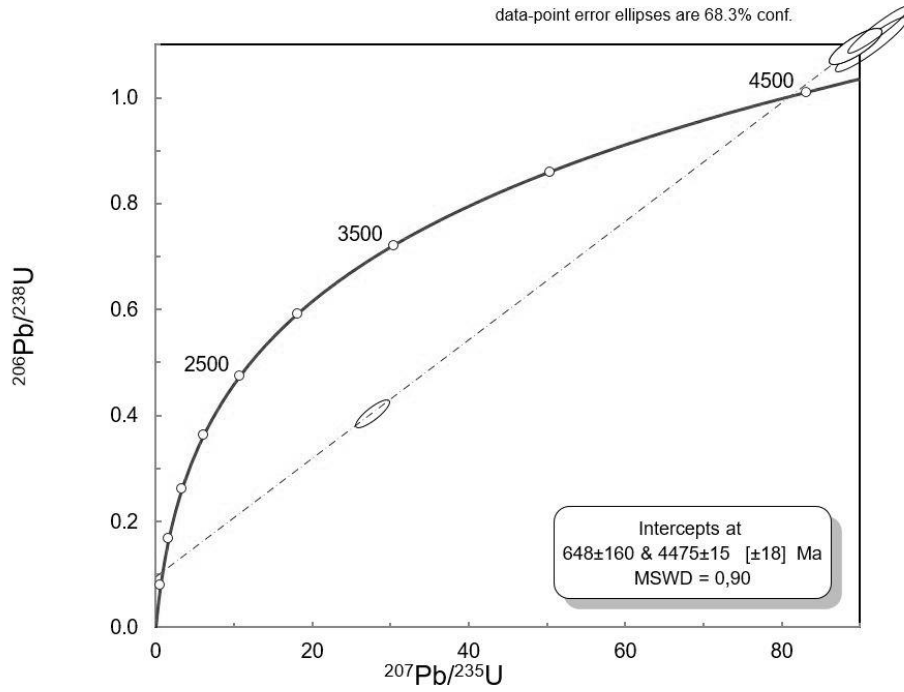


Annexe 4. 1: Diagramme Concordia pour la météorite Sahara 98350

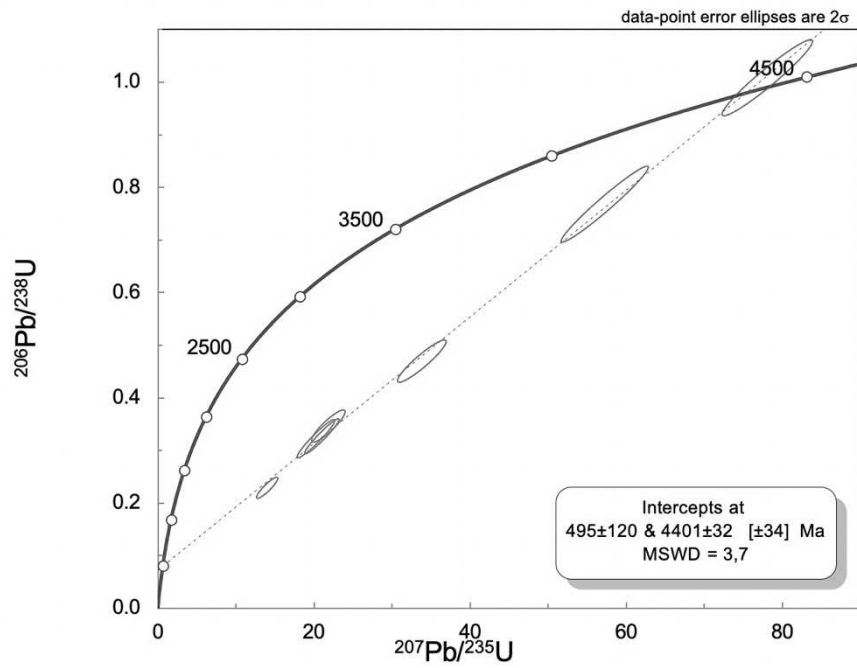


Annexe 4. 2: Diagramme Concordia pour la météorite Sahara 98497

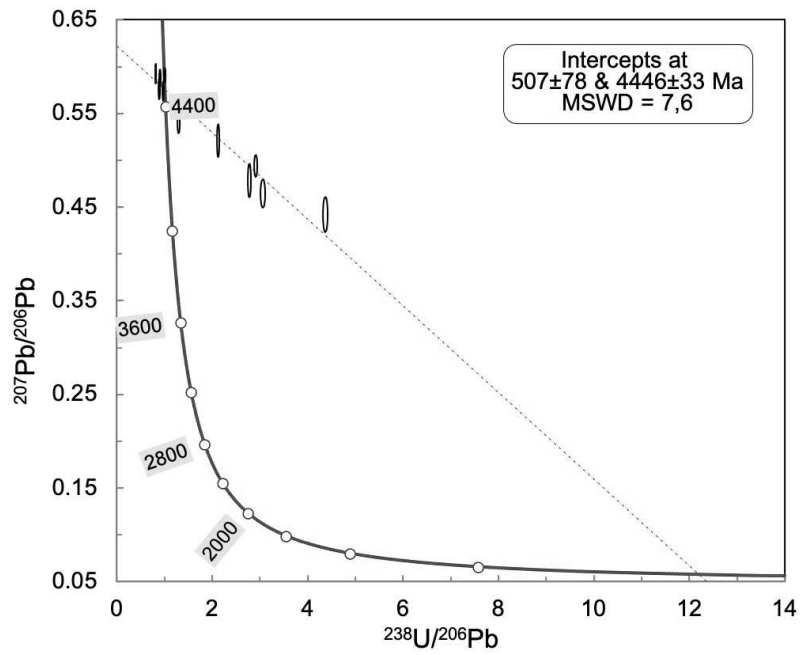
Chapitre 4 : Annexes



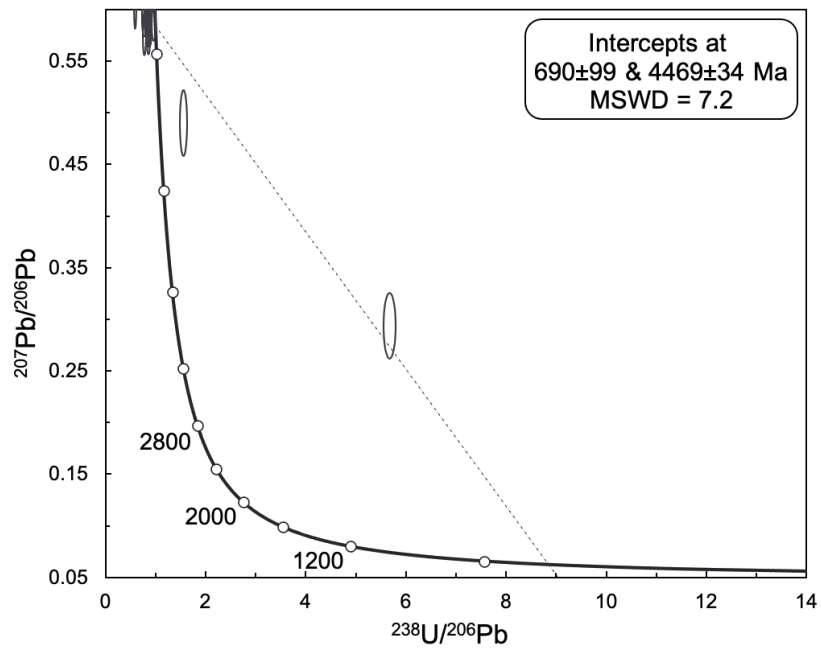
Annexe 4. 3: Diagramme Concordia pour la météorite Tenham



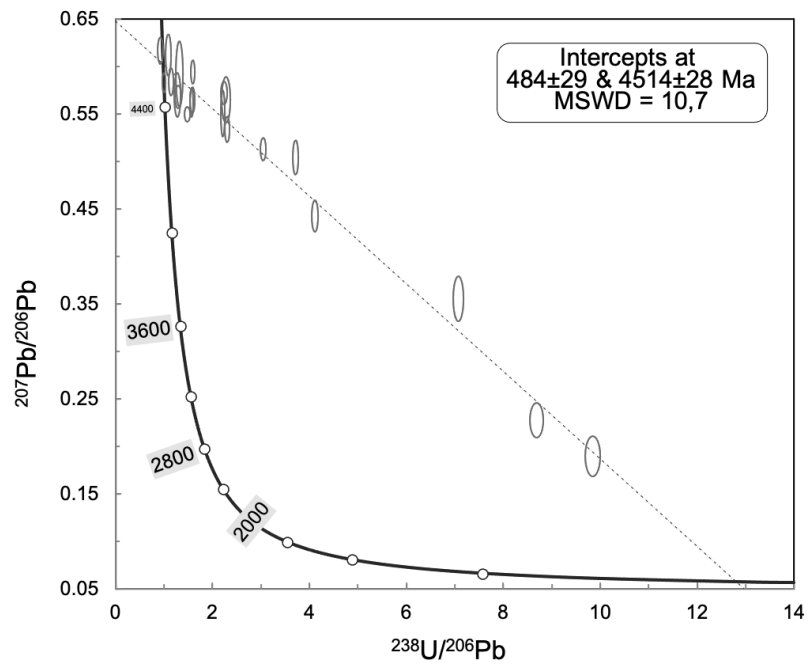
Annexe 4. 4: Diagramme Concordia pour la météorite Acfer 072



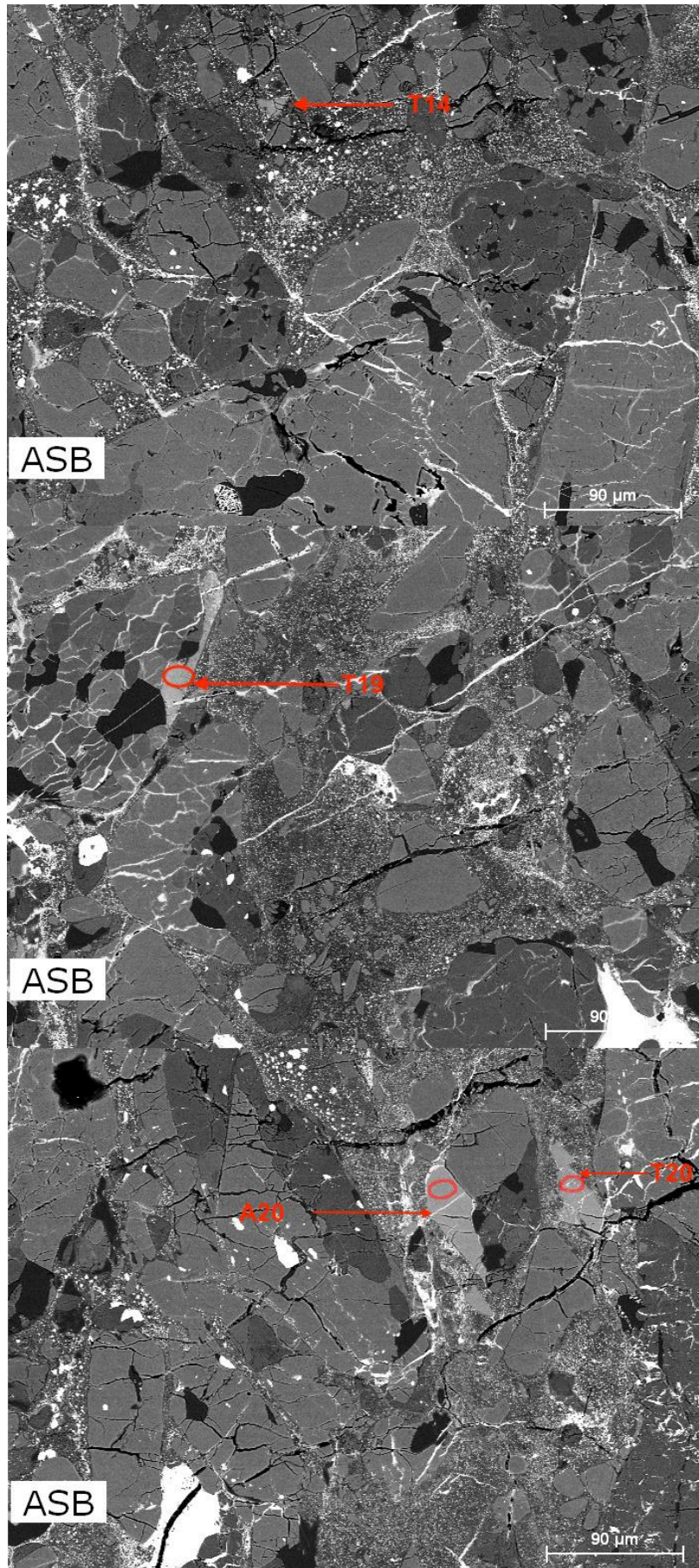
Annexe 4. 5: Diagramme Tera-Wasserburg pour la météorite Acfer 072

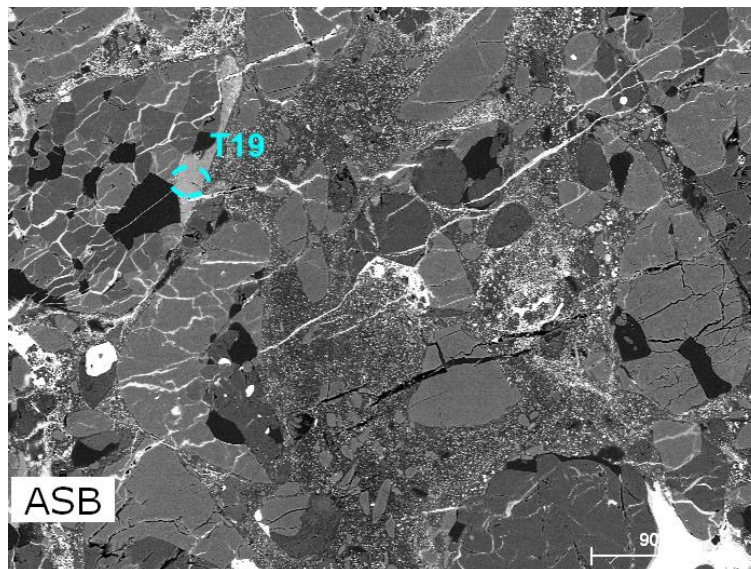
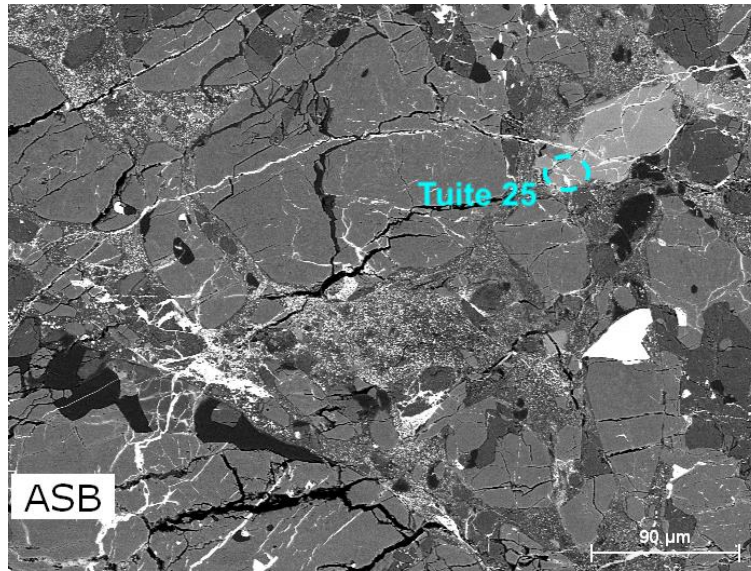
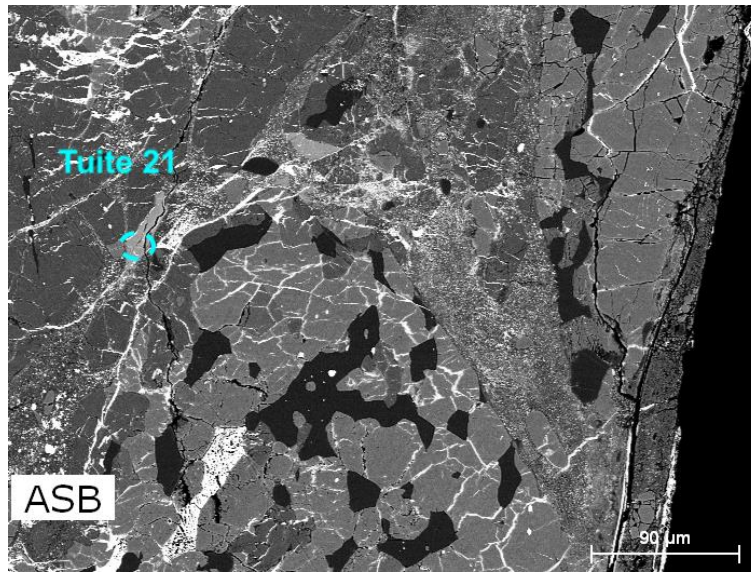


Annexe 4. 6 : Diagramme Tera-Wasserburg pour la météorite de Beni M'Hira

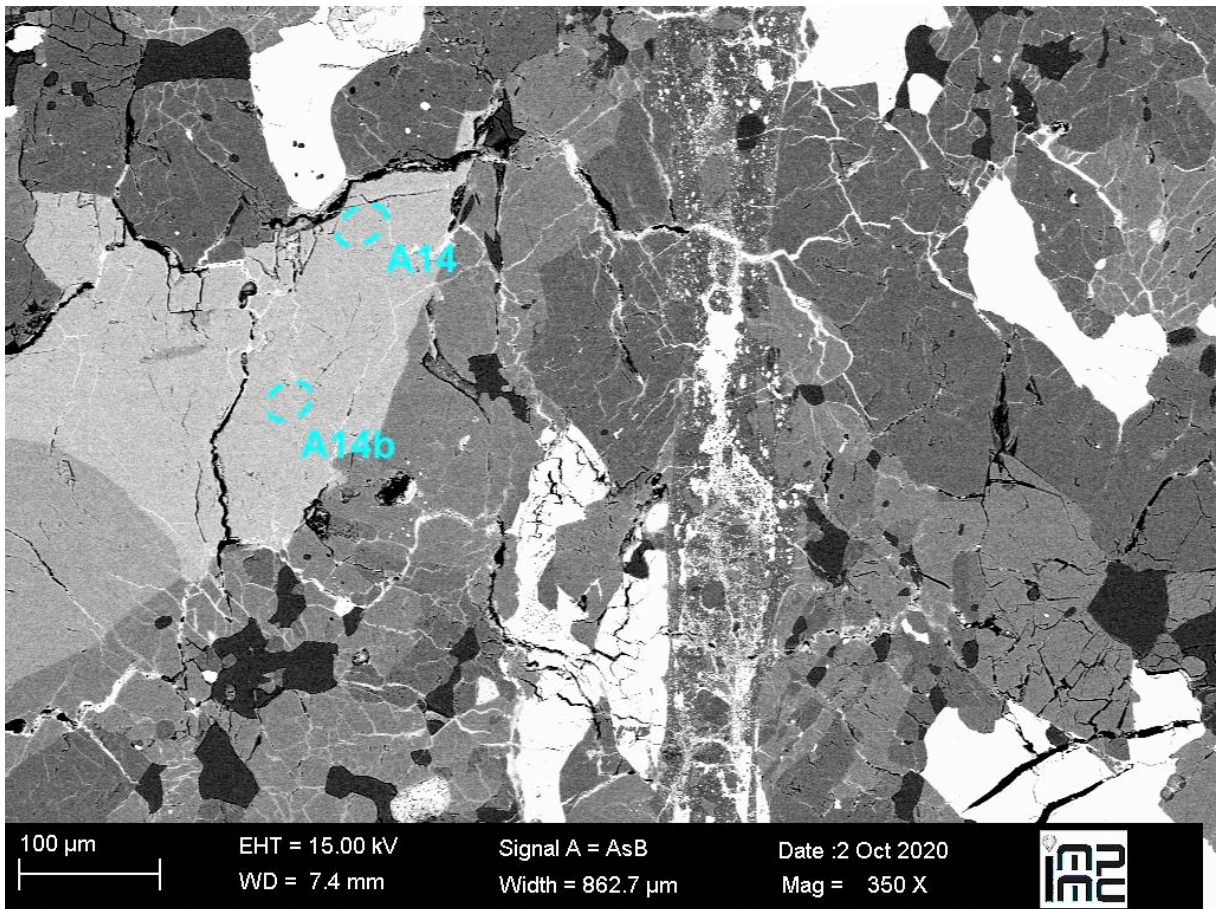
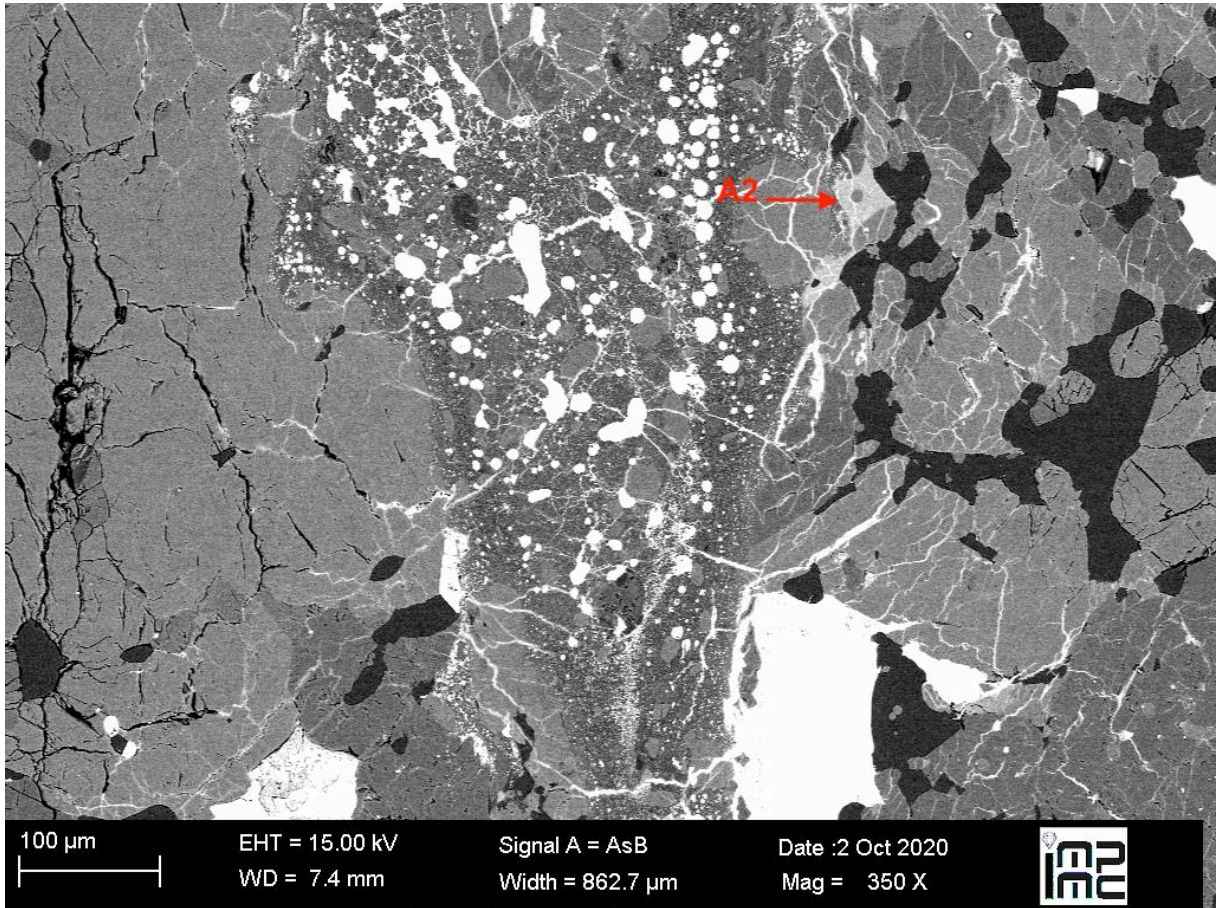


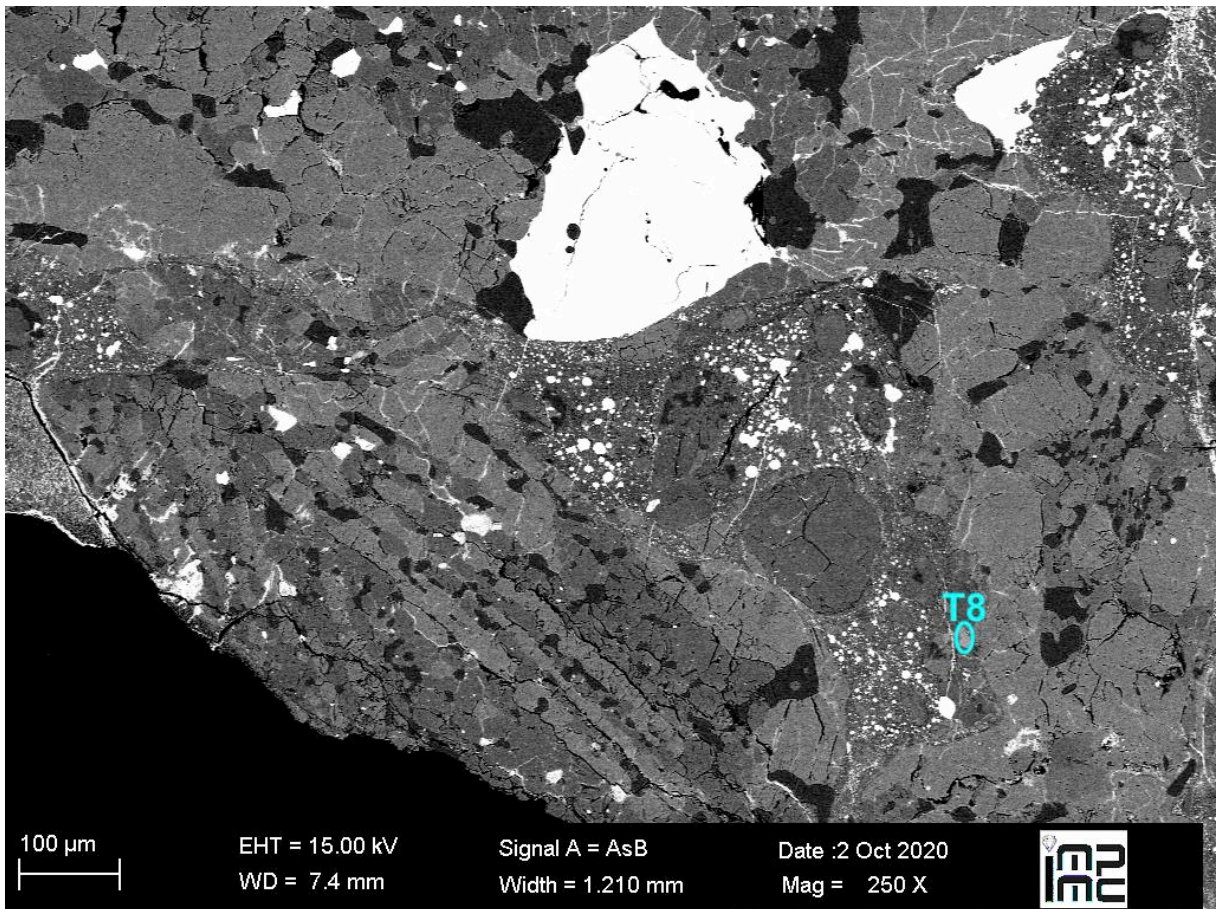
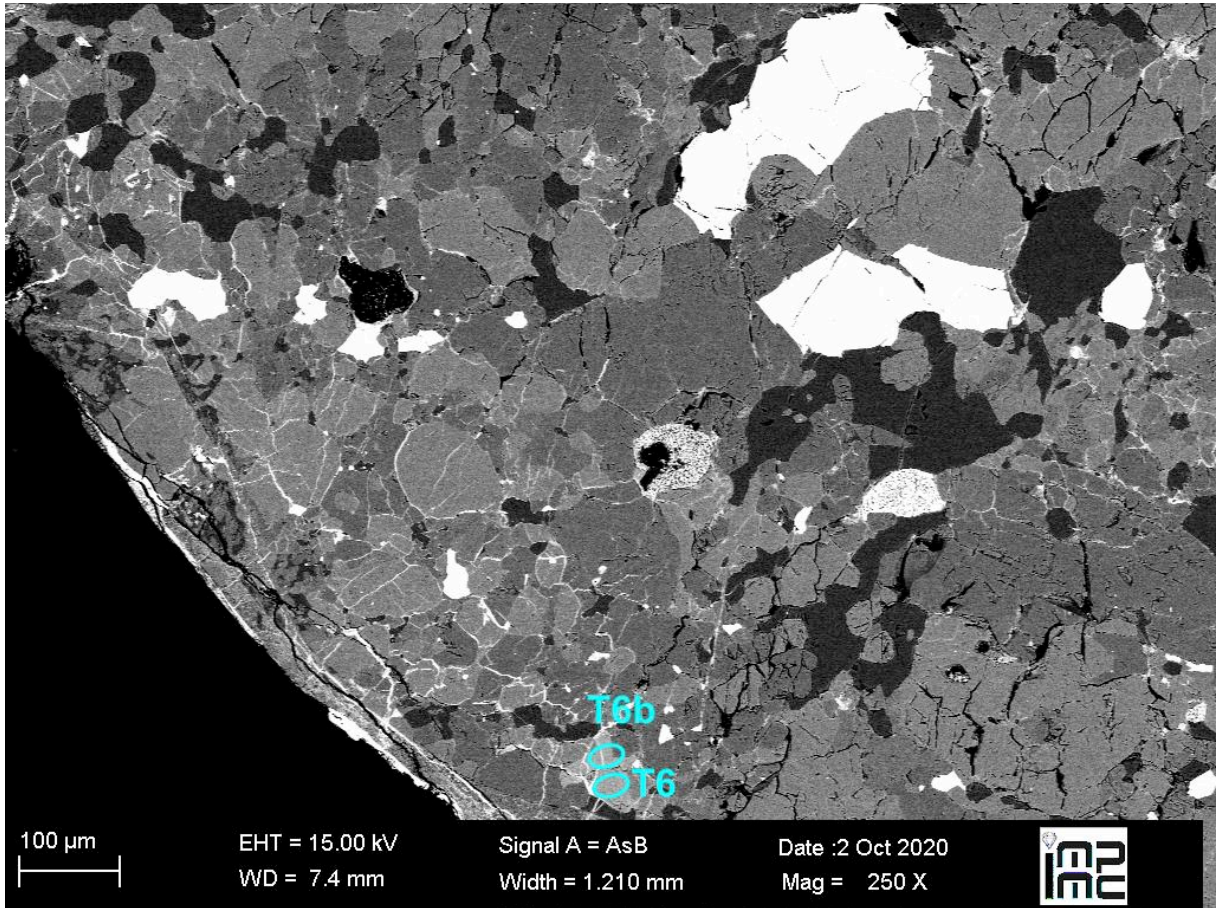
Annexe 4. 6: Diagramme Tera-Wasserburg pour la météorite Acfer 040

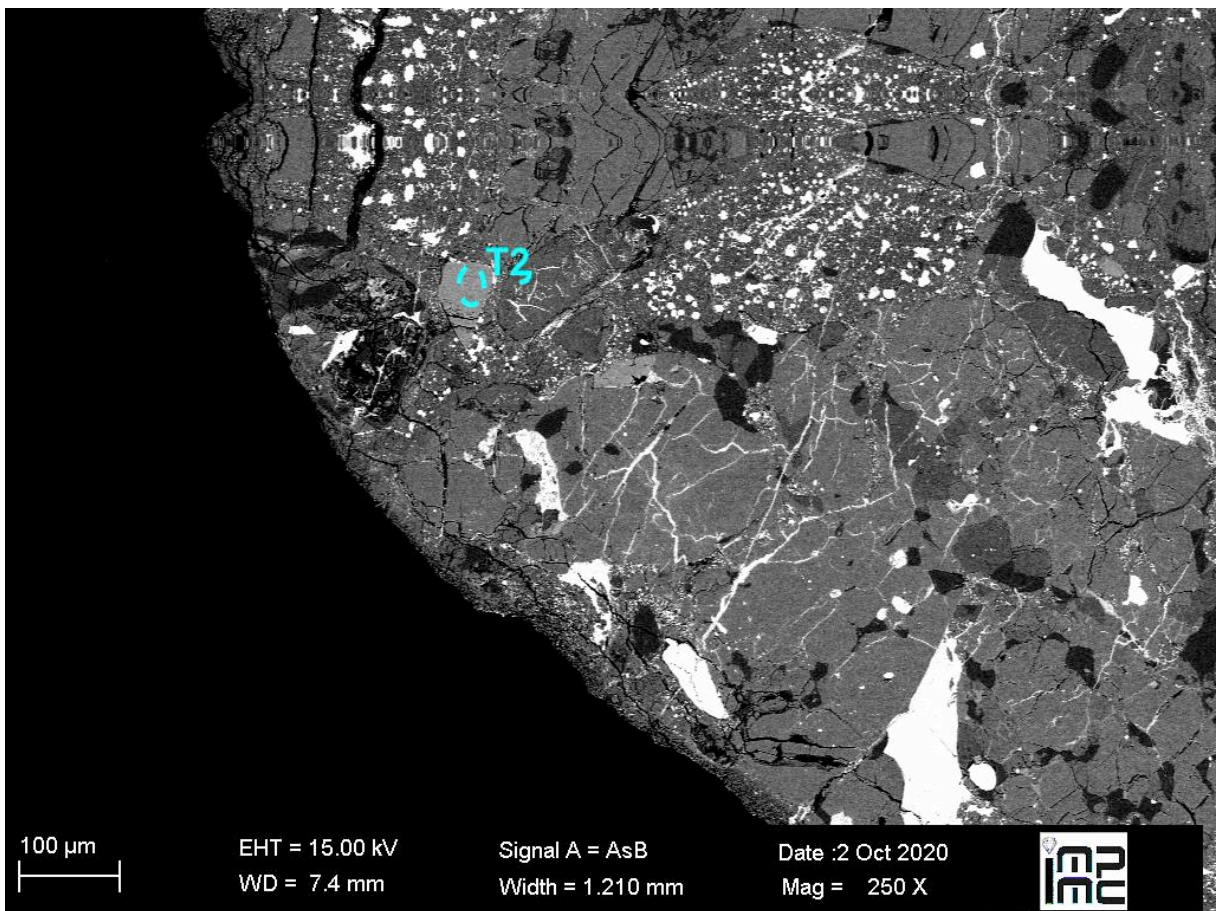
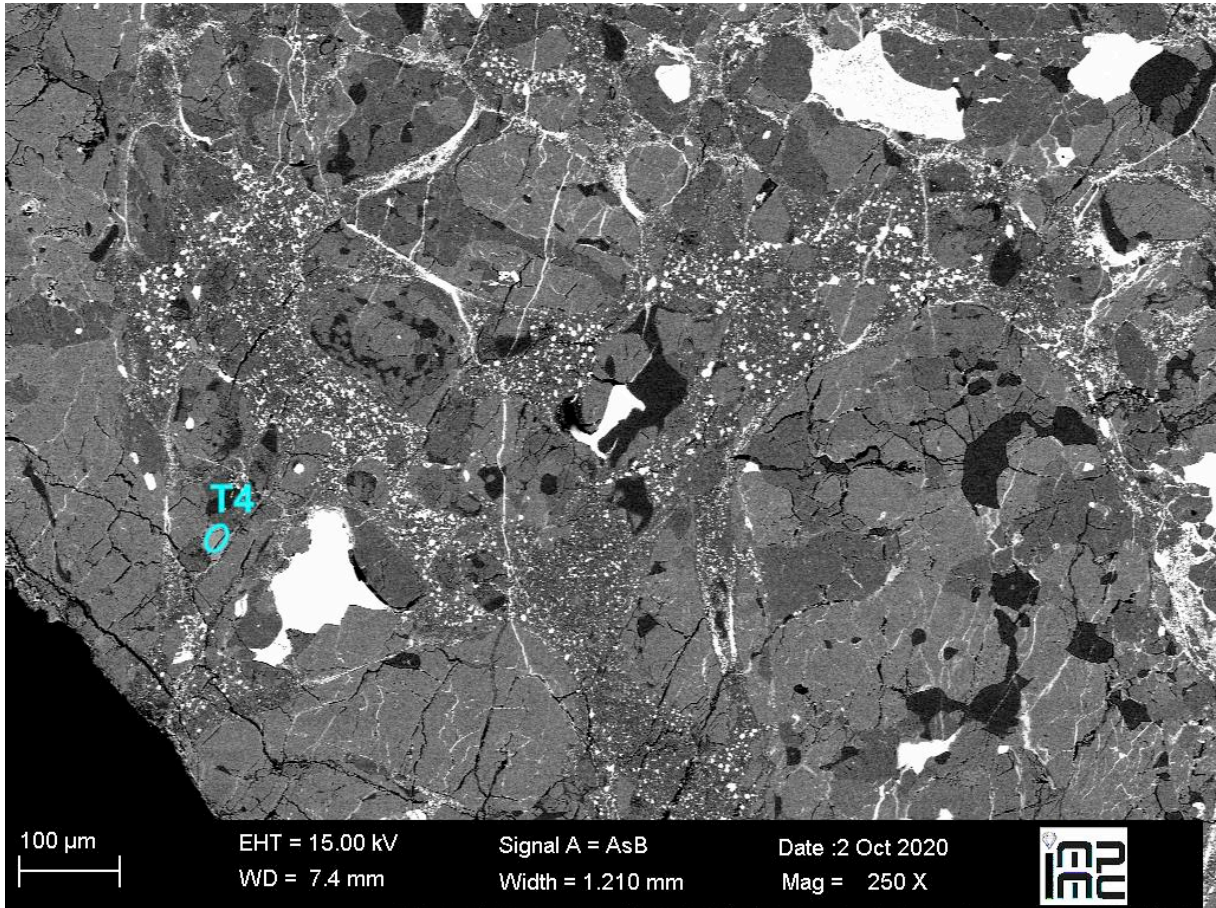


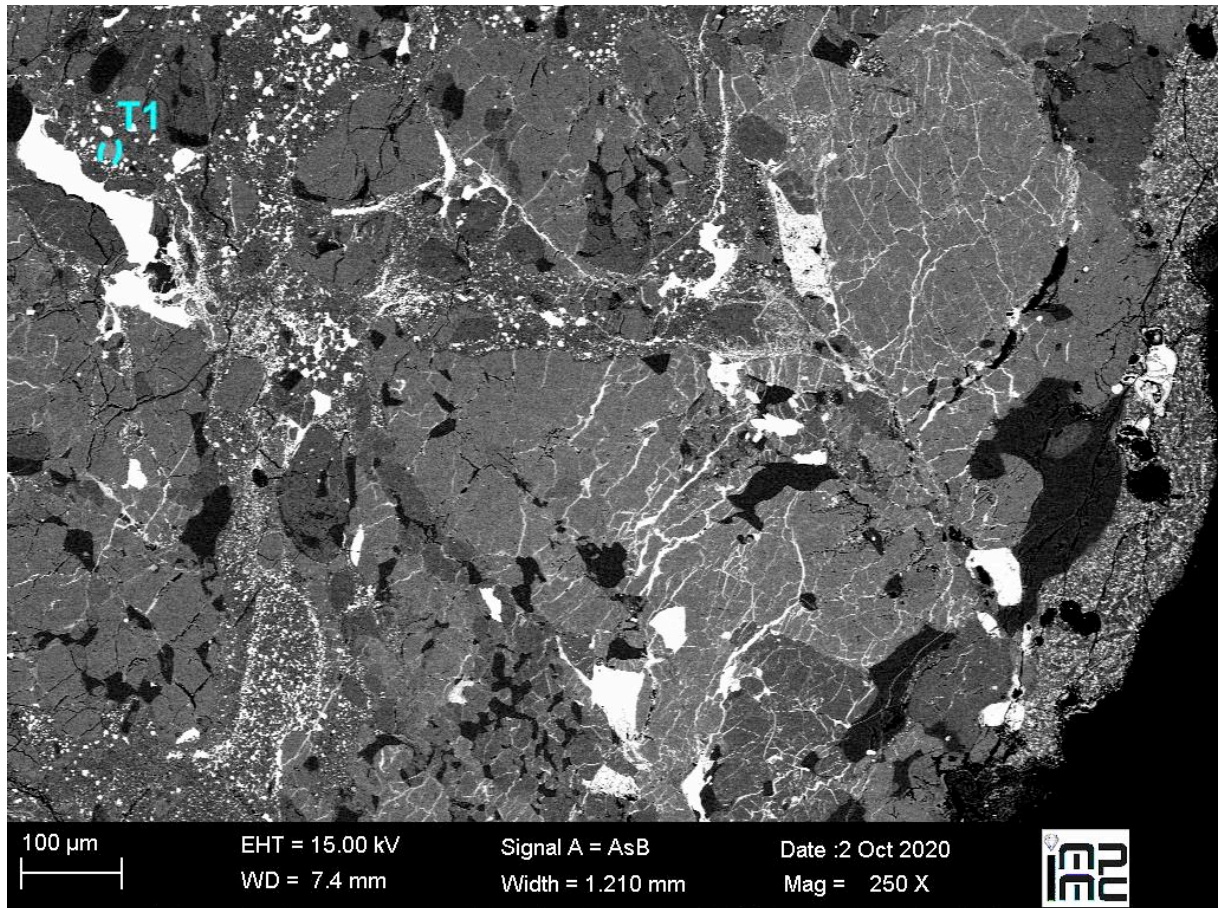


Annexe 4. 7: Images MEB de phosphates observés dans la première lame de Tenham (simplement dénotée « Tenham »)

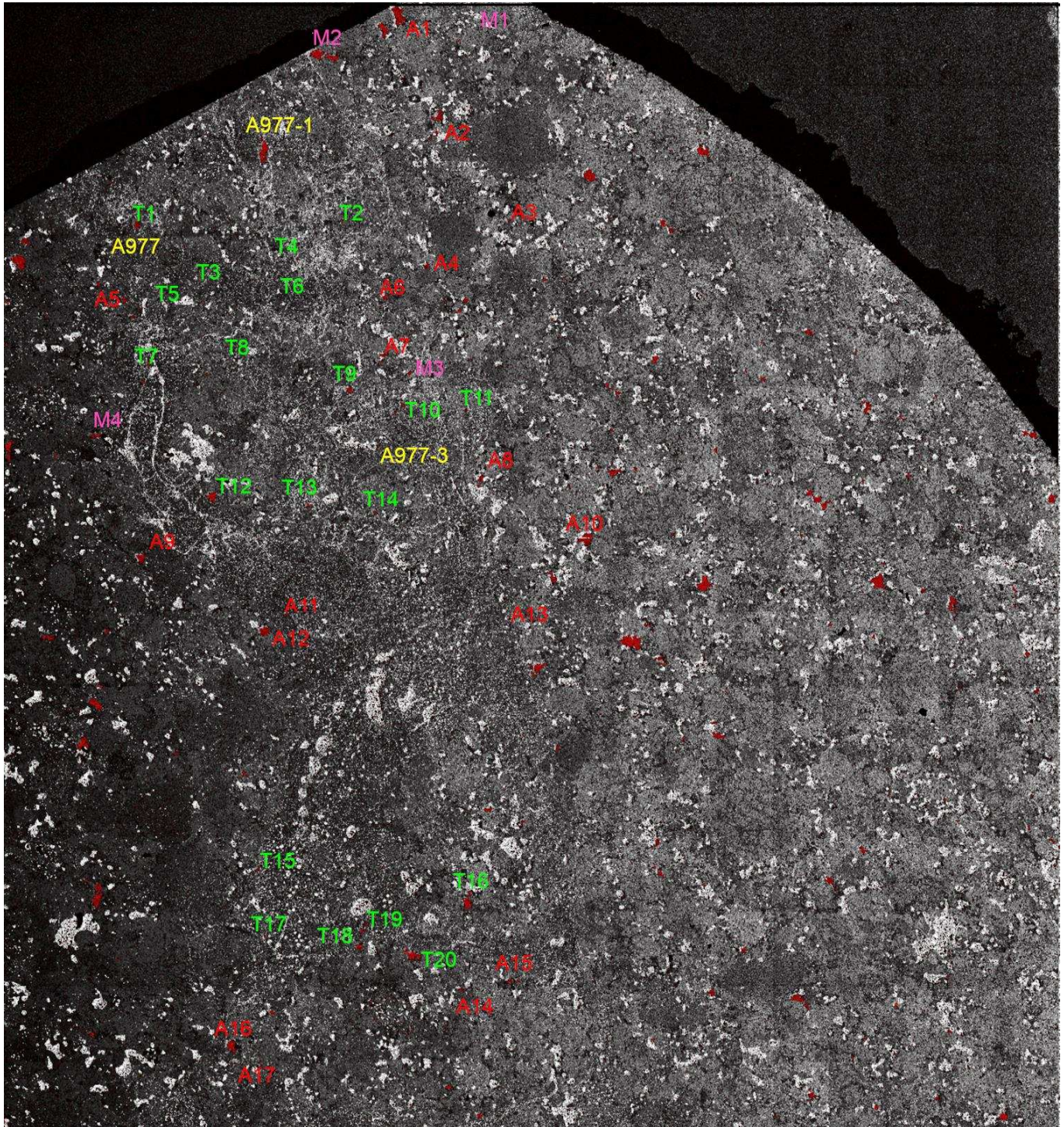




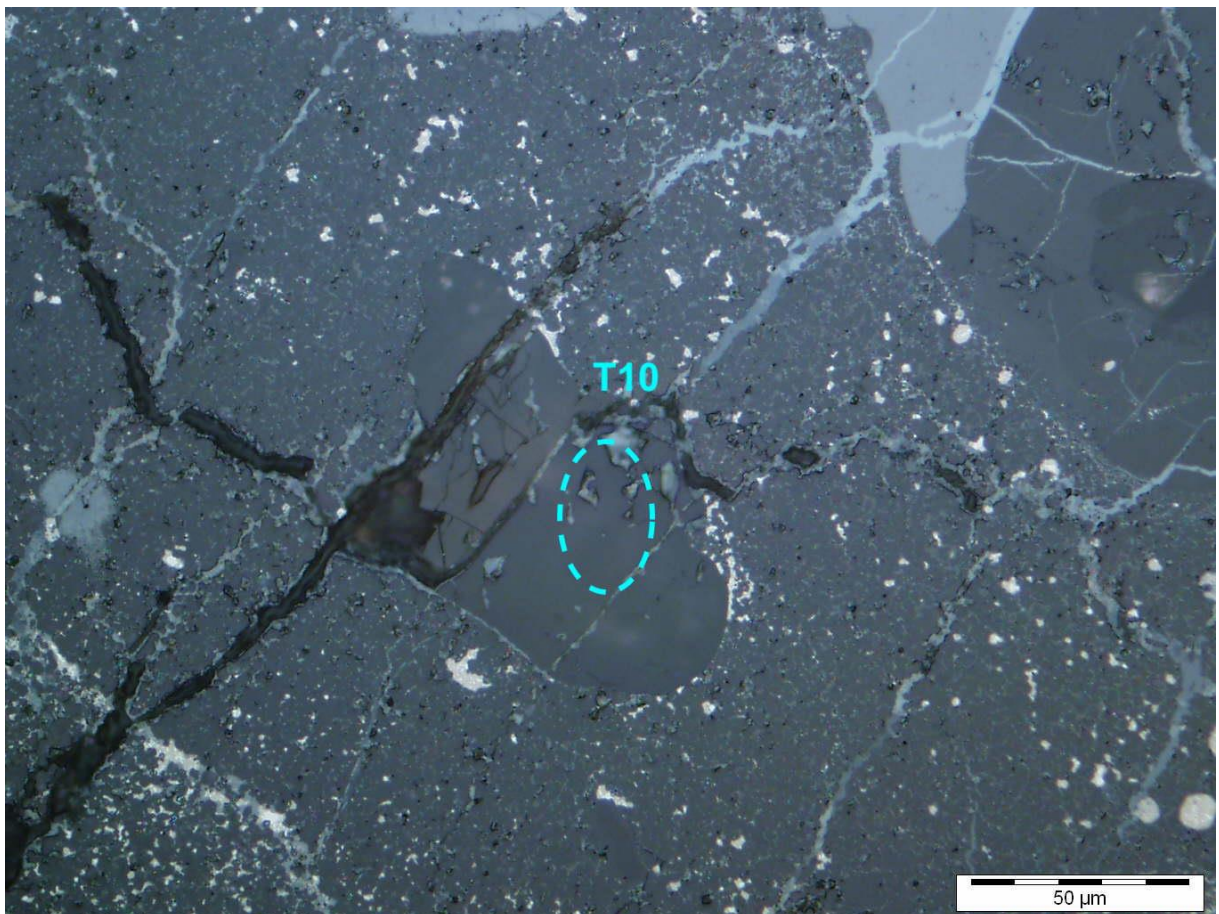
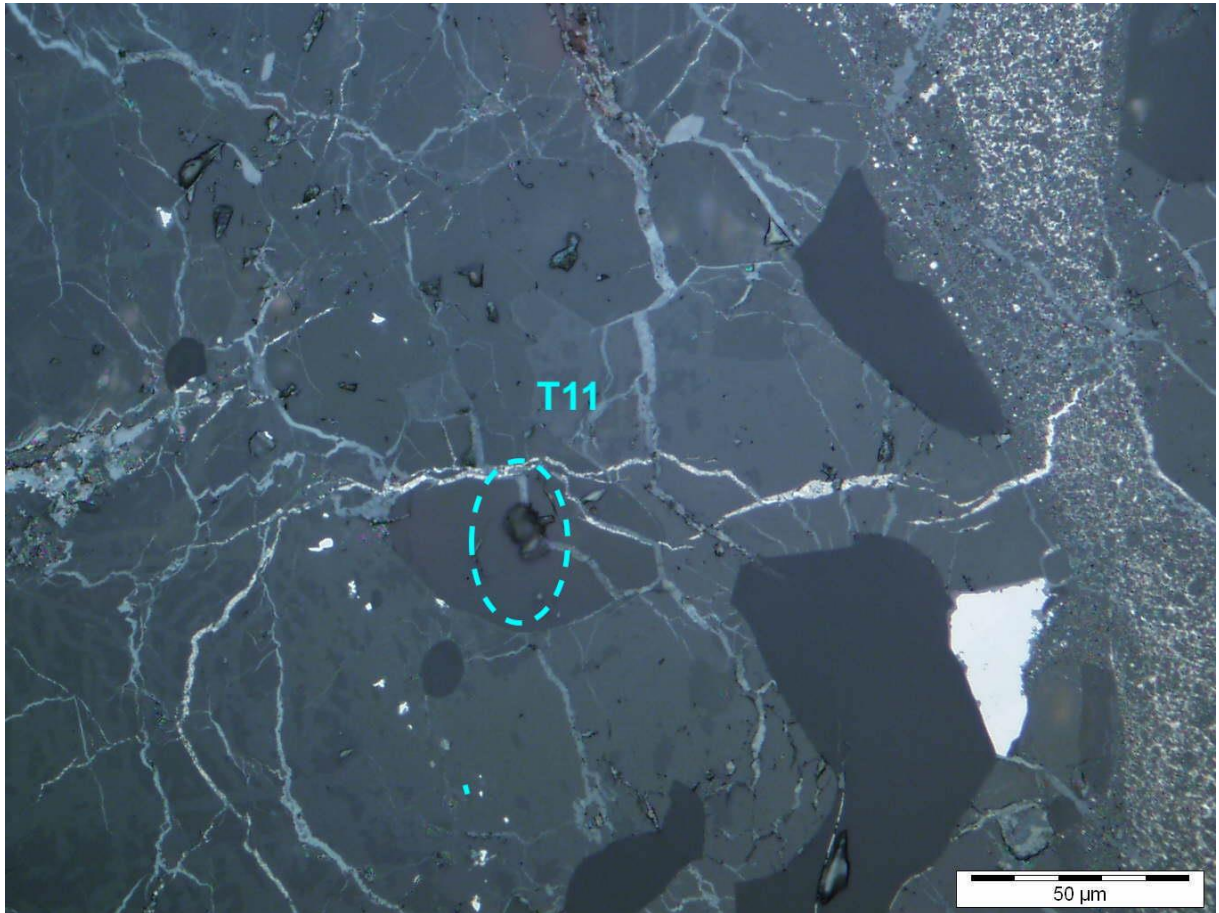


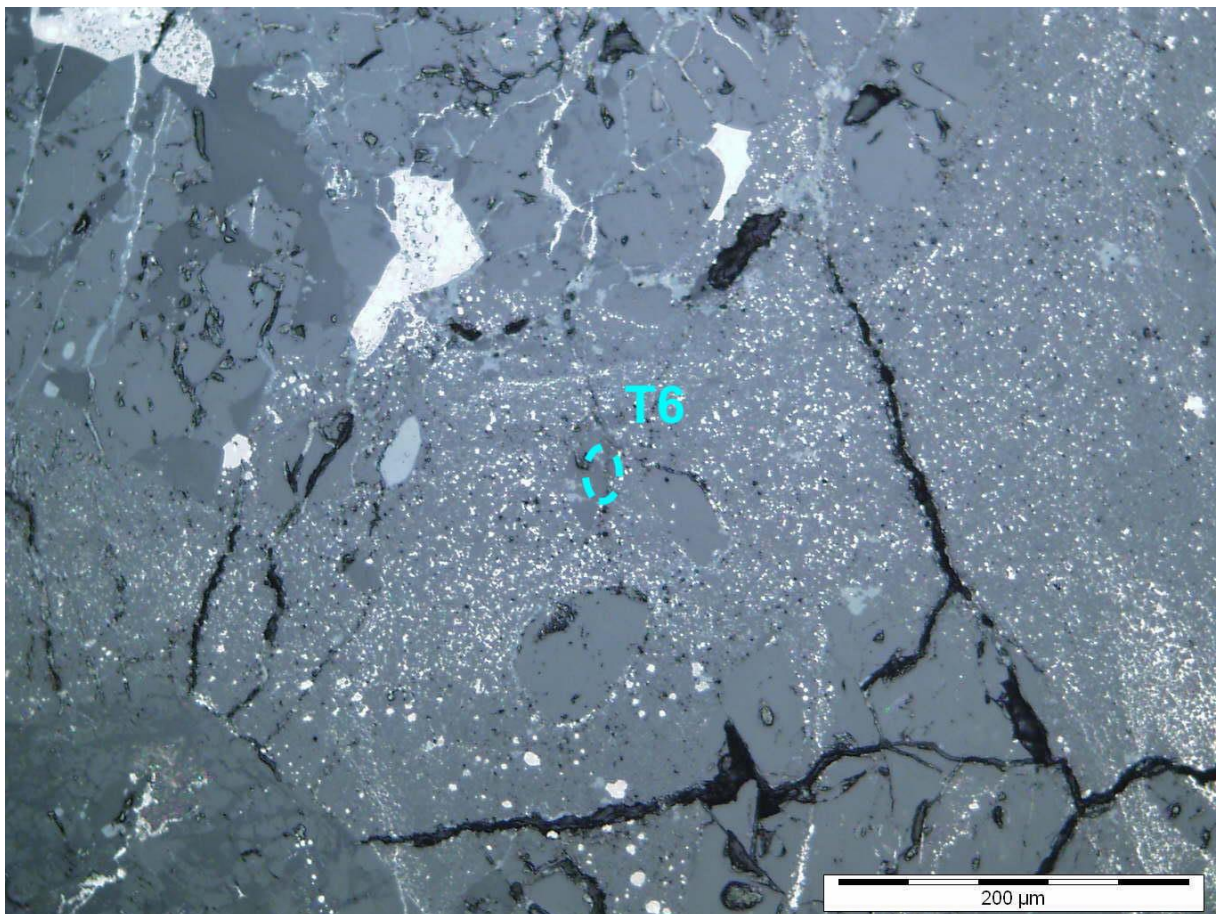
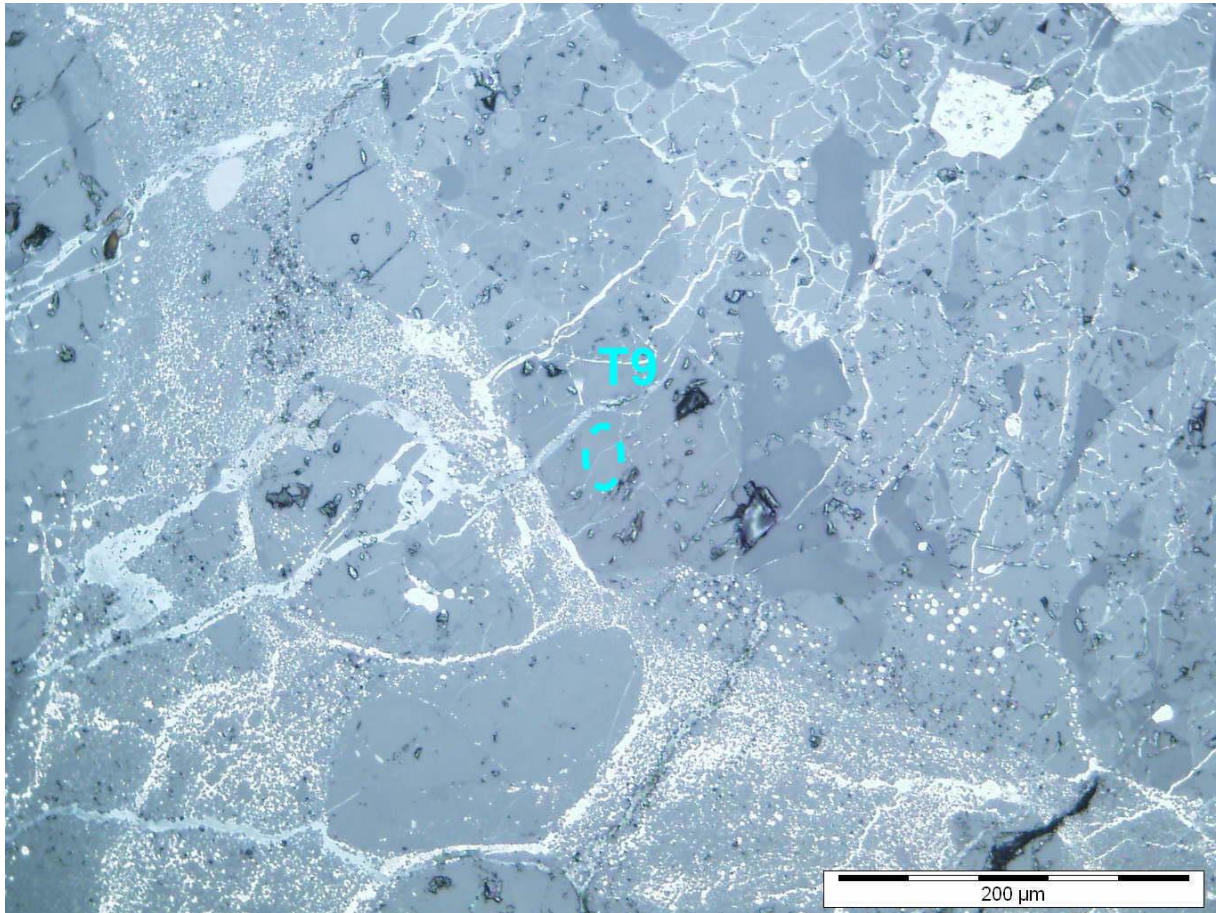


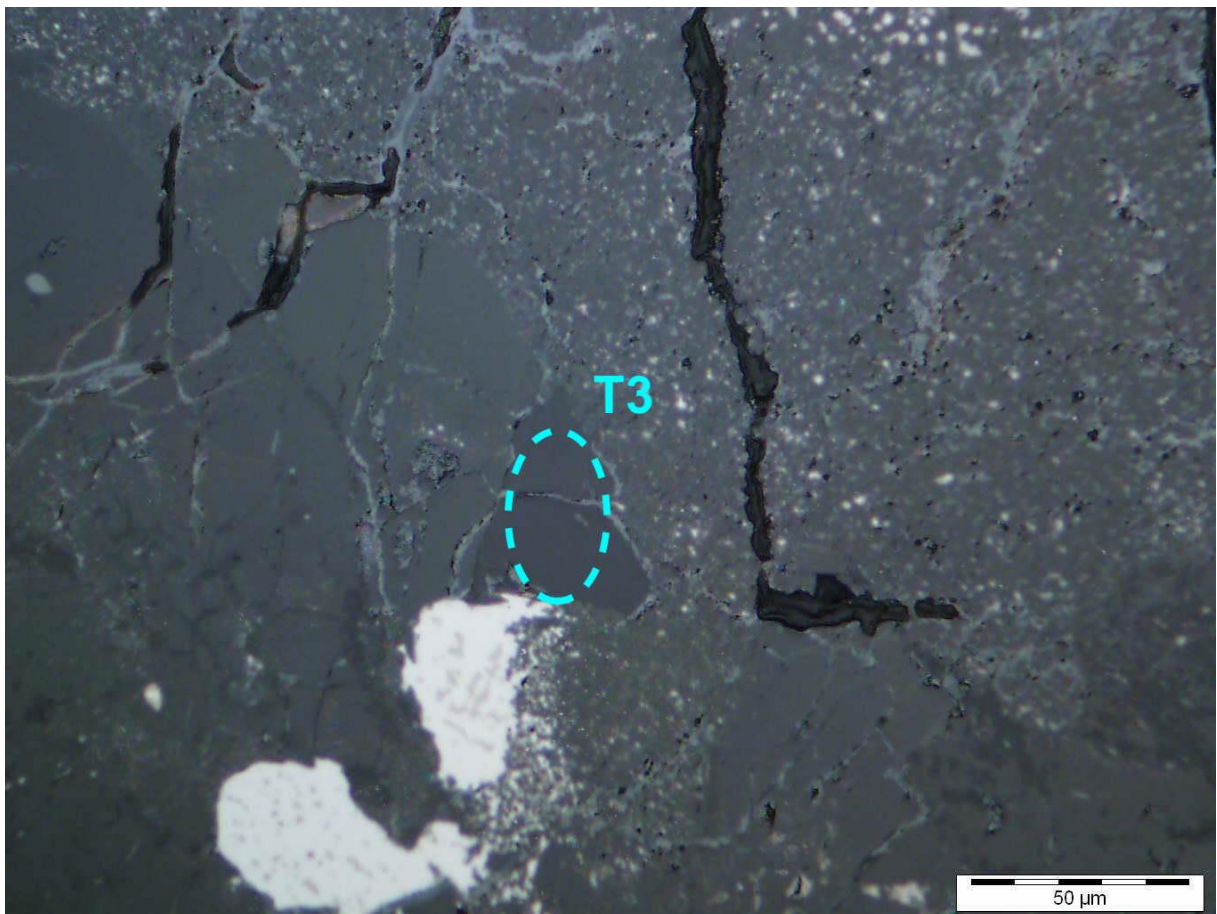
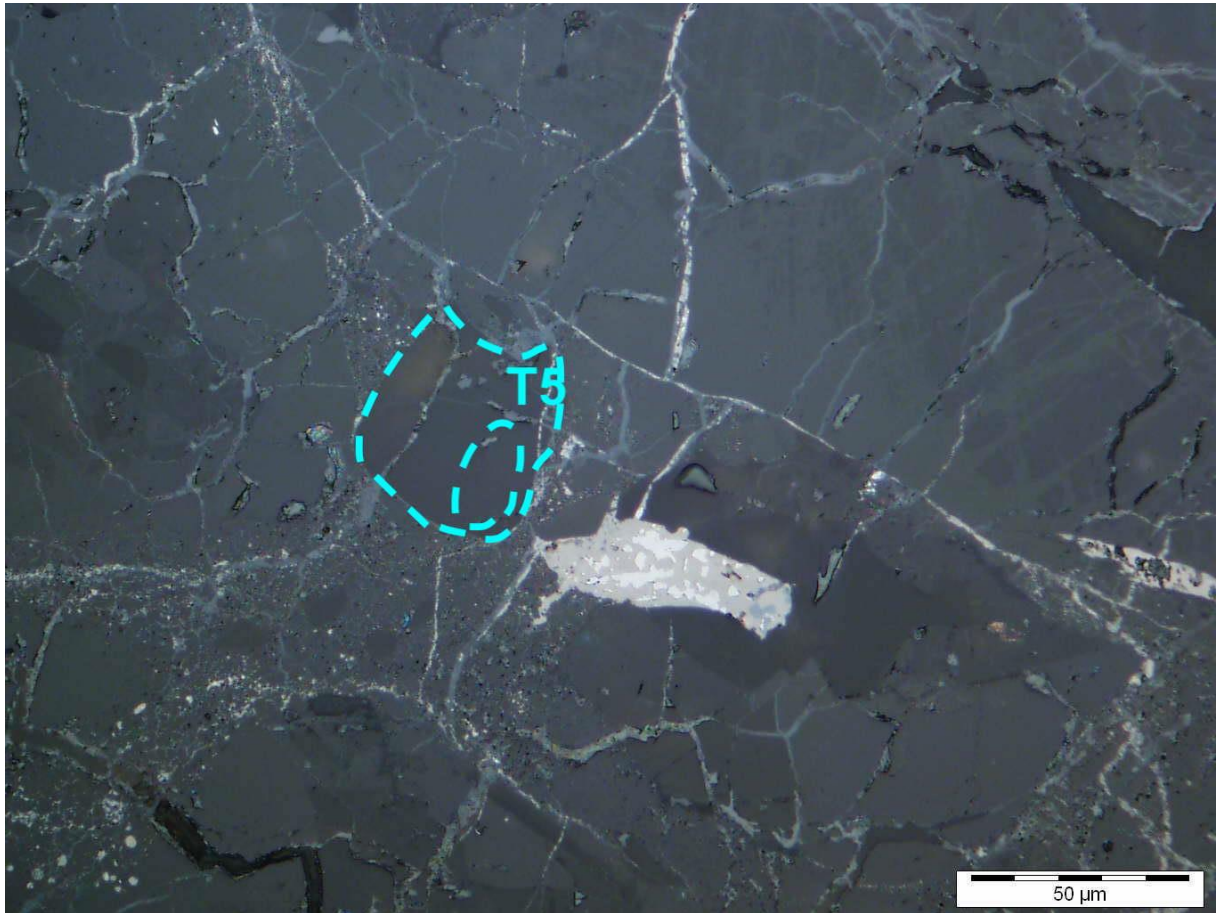
Annexe 4. 8: Exemples d'images MEB de minéraux observés sur la lame Tenham « A »

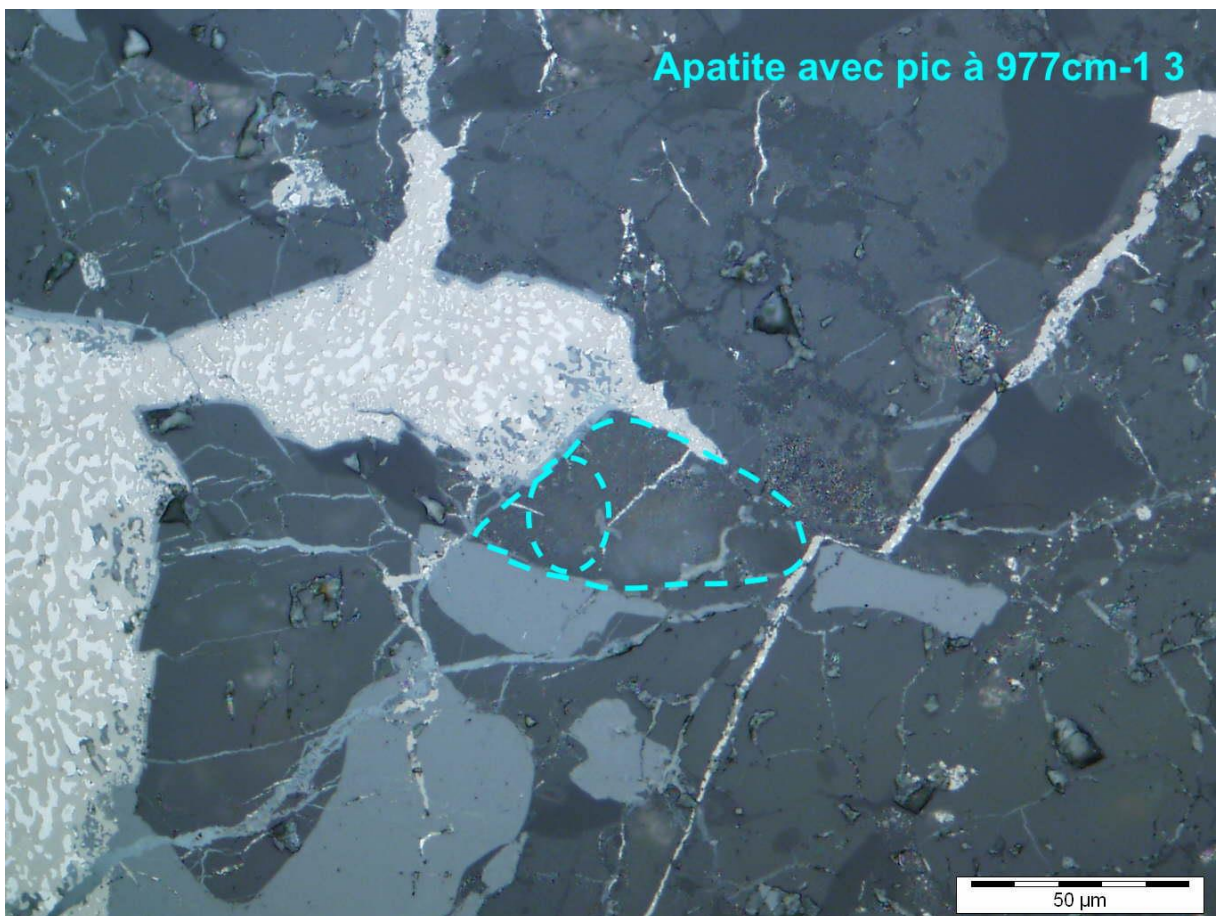
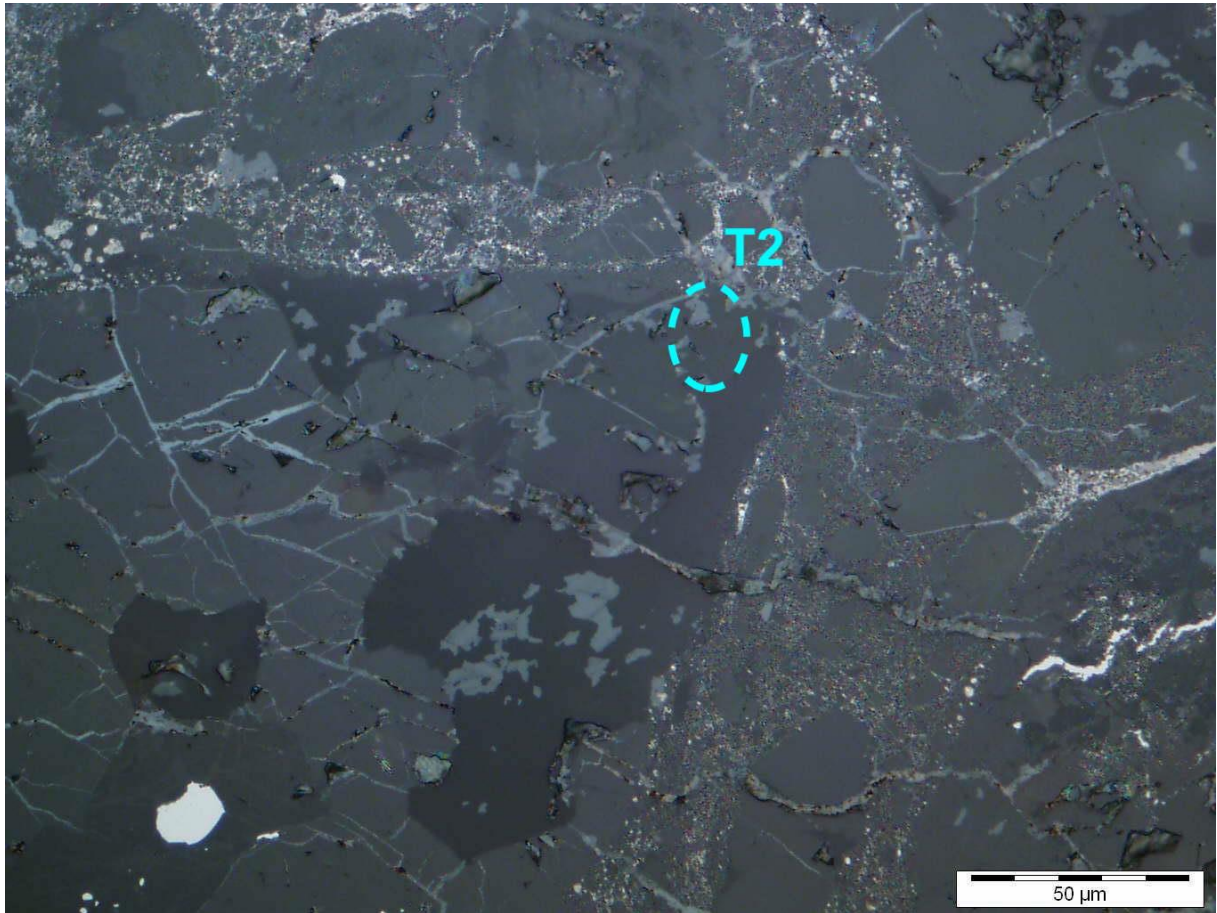


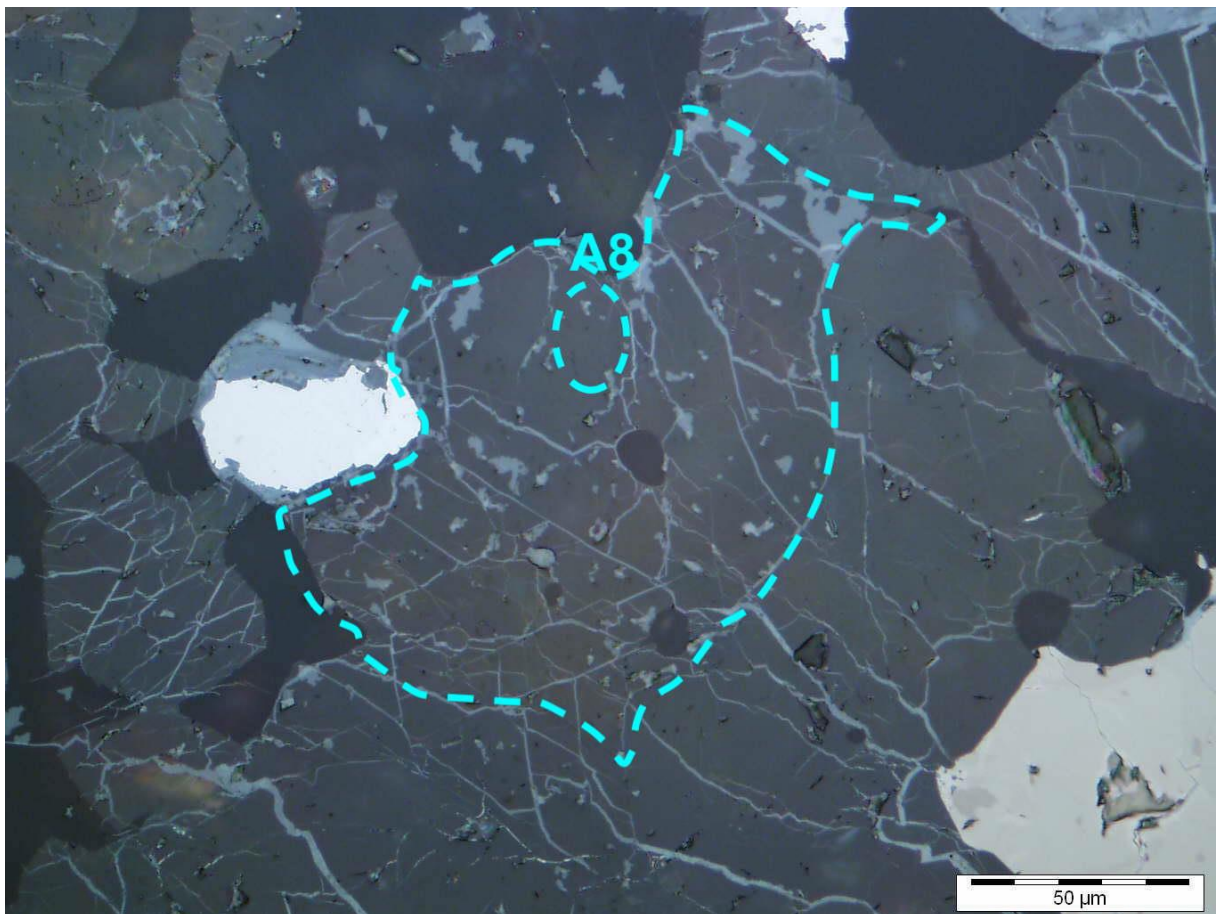
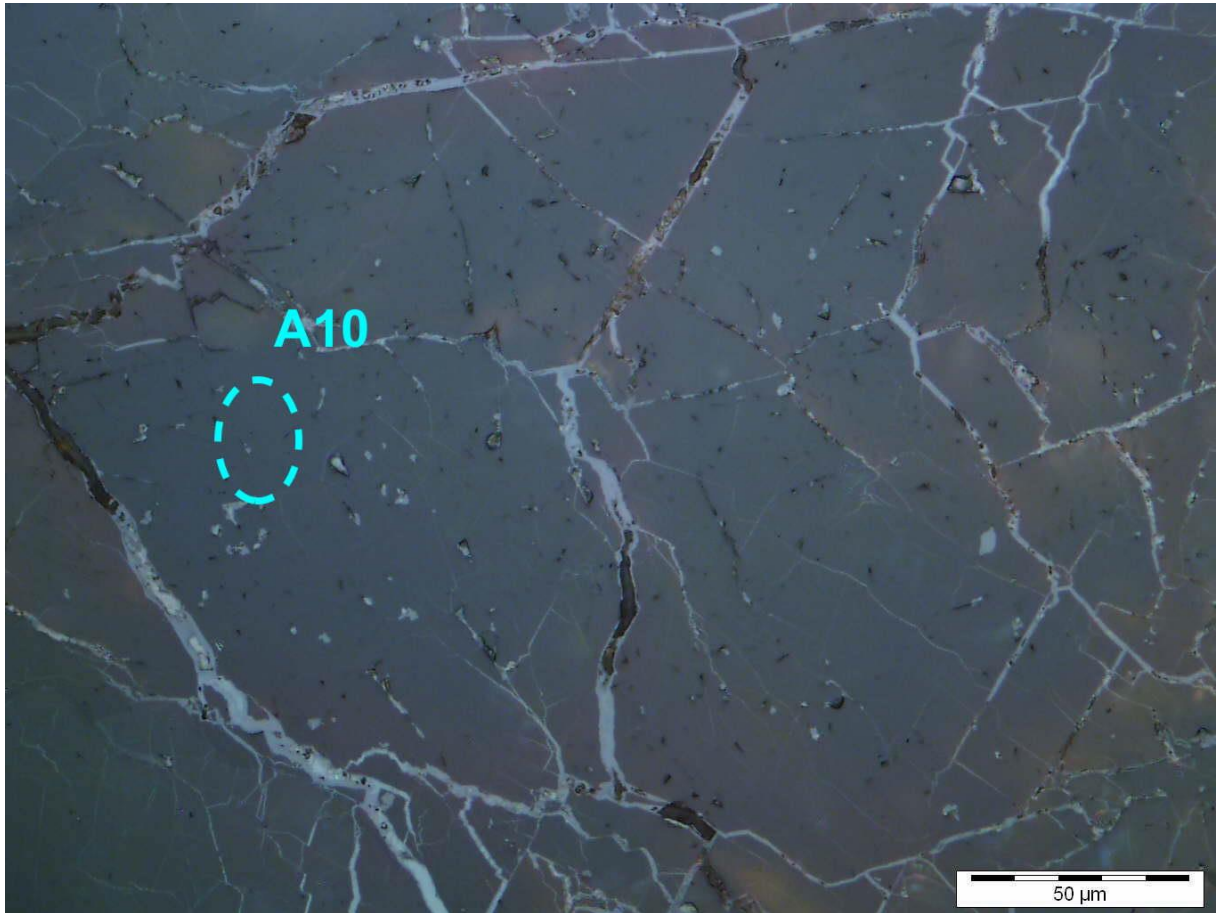
Annexe 4. 9: Carte MEB globale et superposition de la carte EDS du Phosphore, montrant la position des analyses sur la lame Tenham « B ». Le code couleur est le suivant: Jaune correspond aux apatites avec des pics décalés, rouge aux apatites, rose aux merrillites et vert aux tuites.

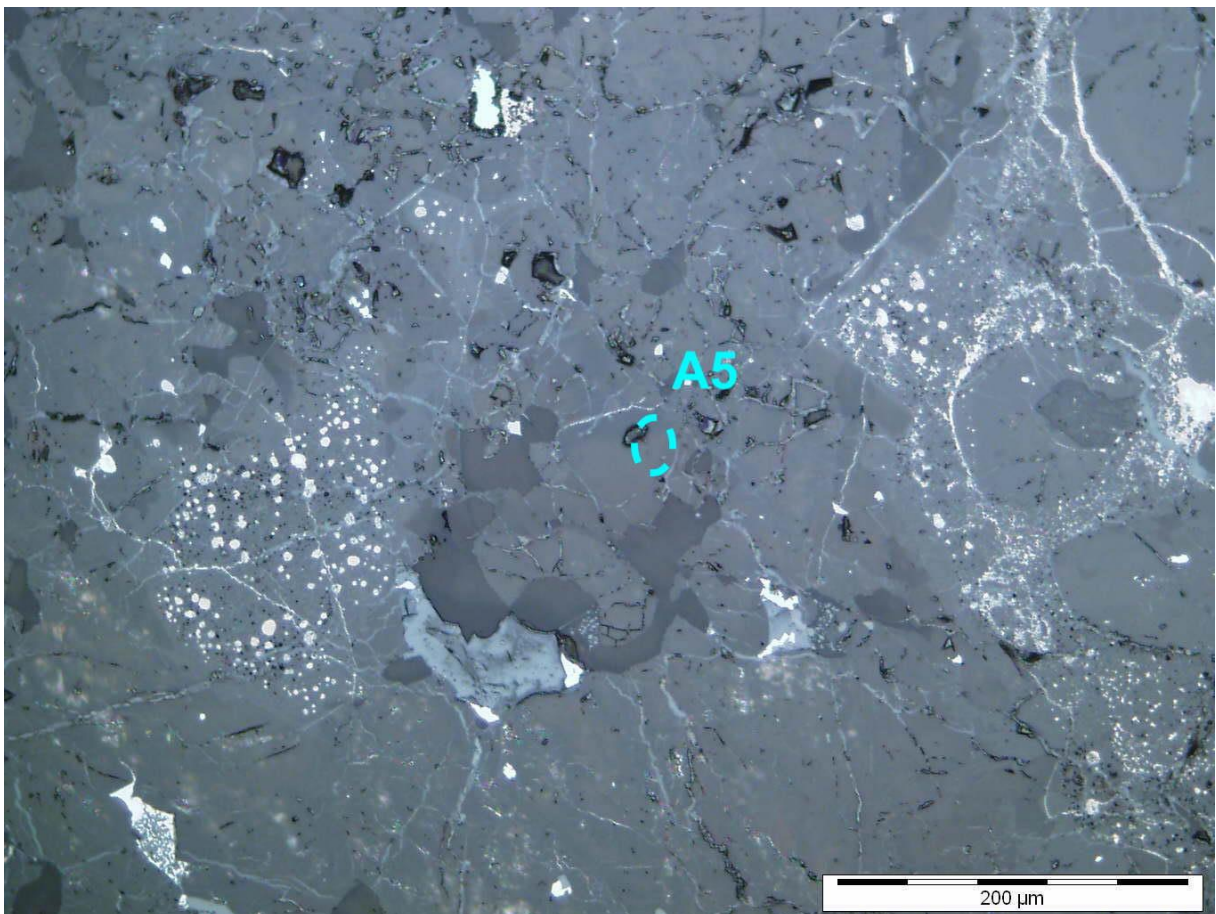
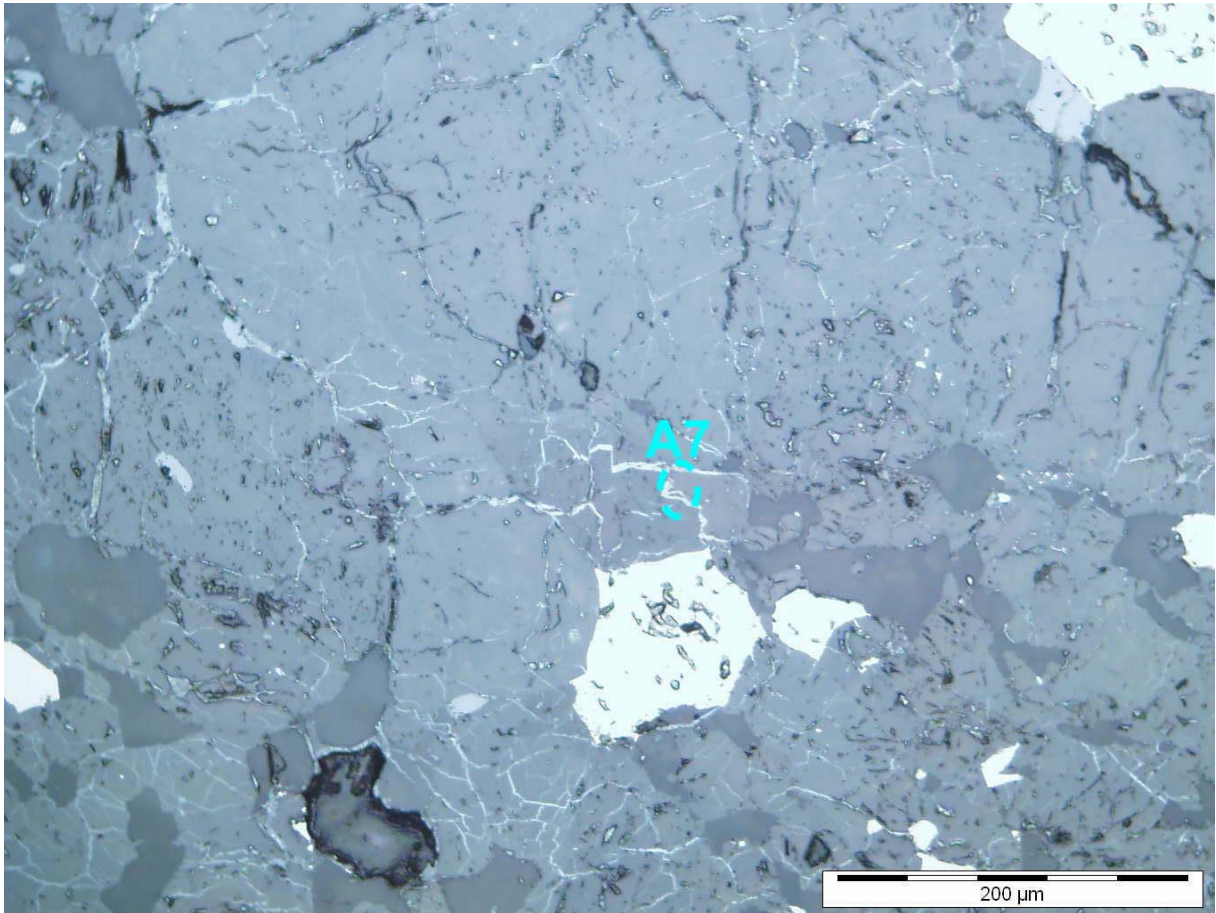


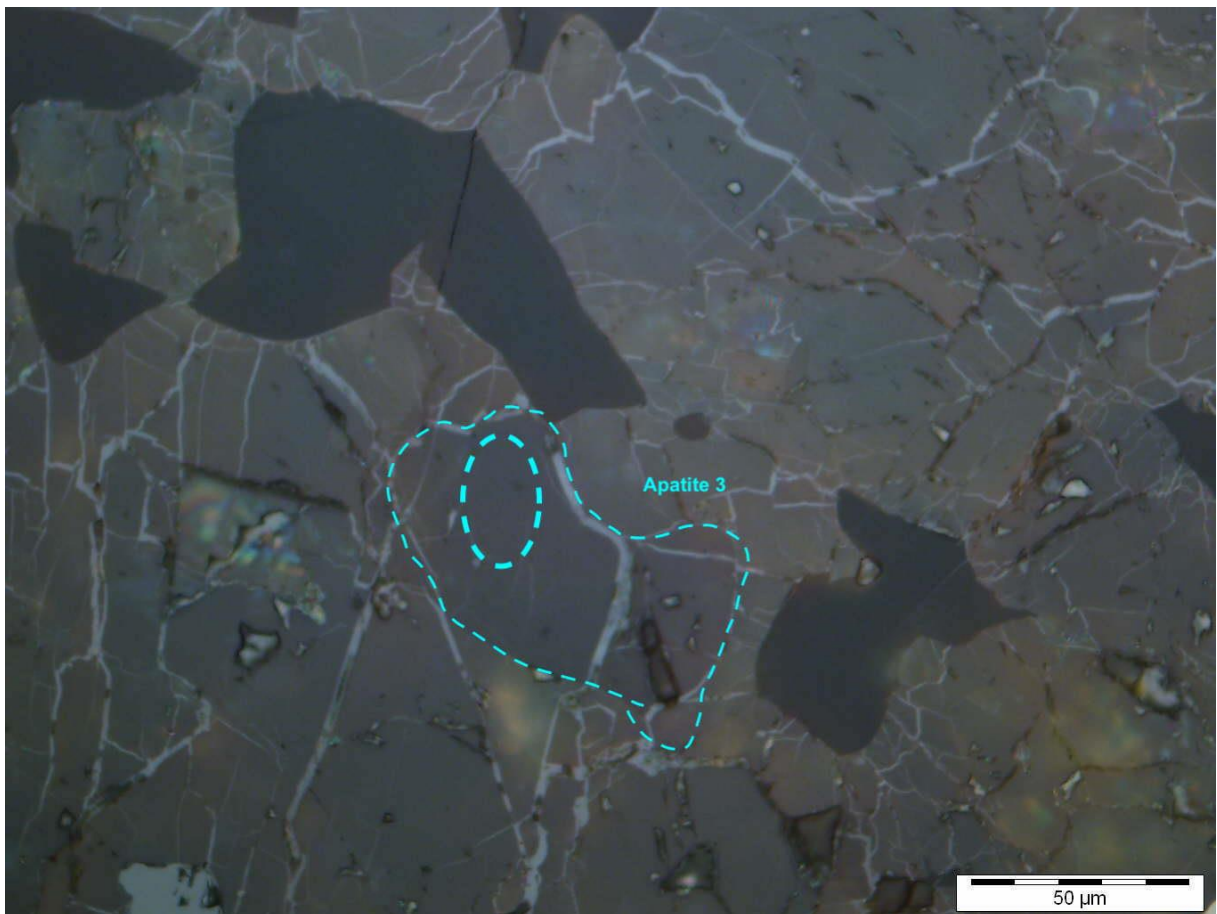
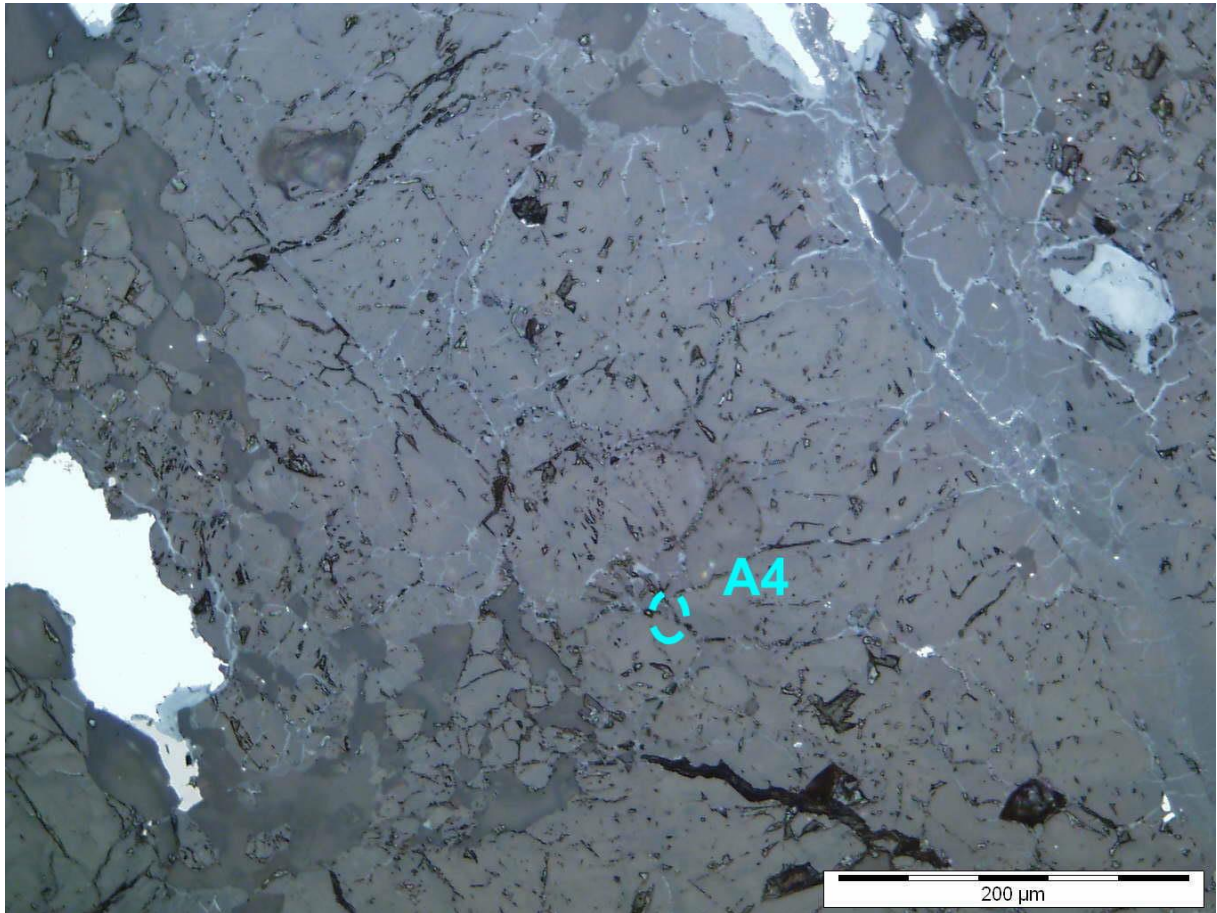


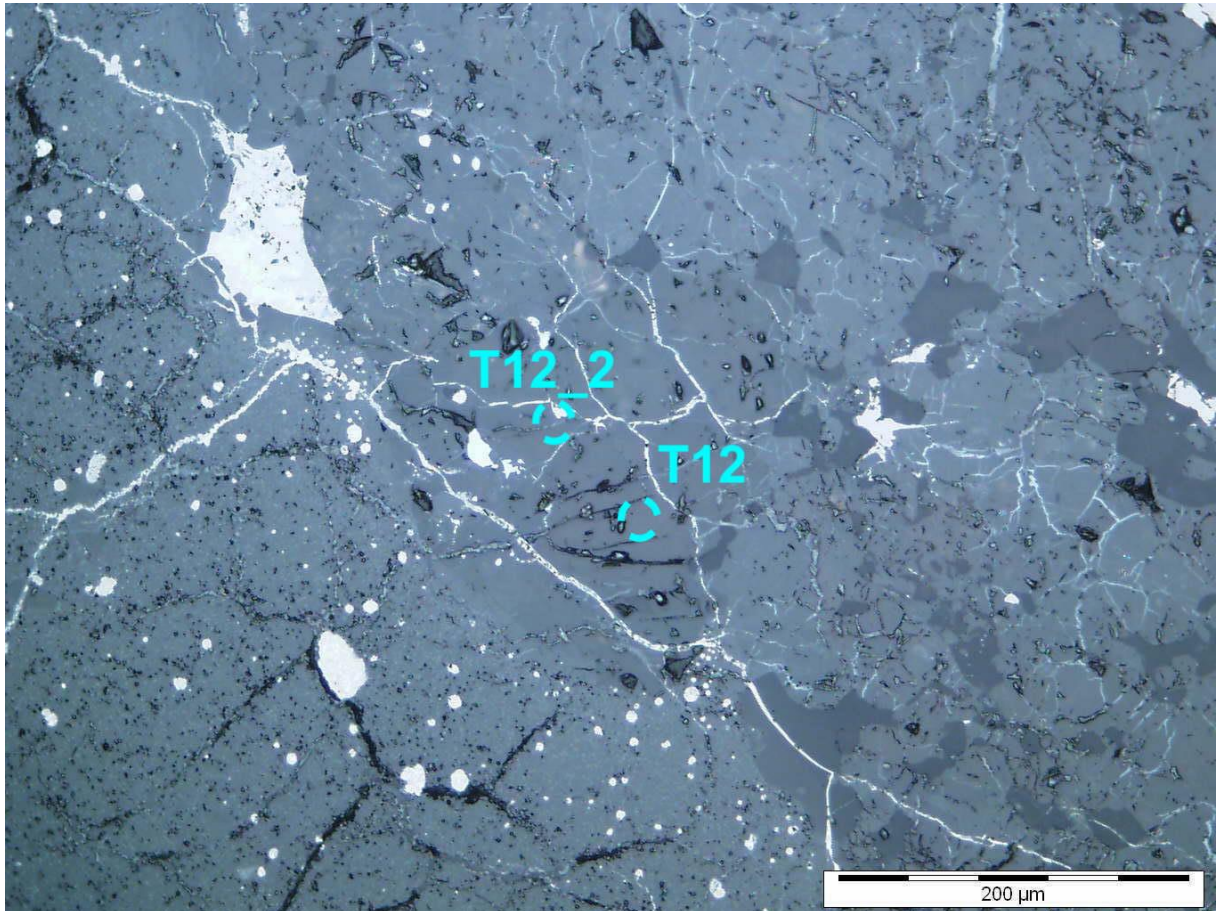




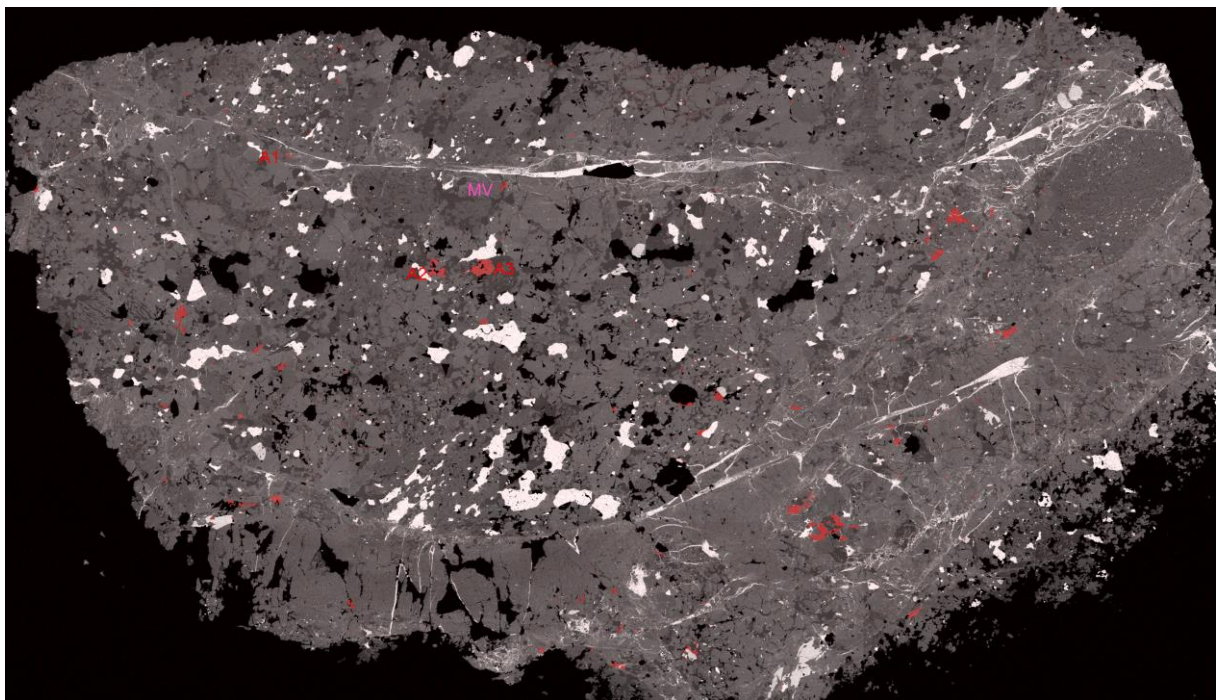




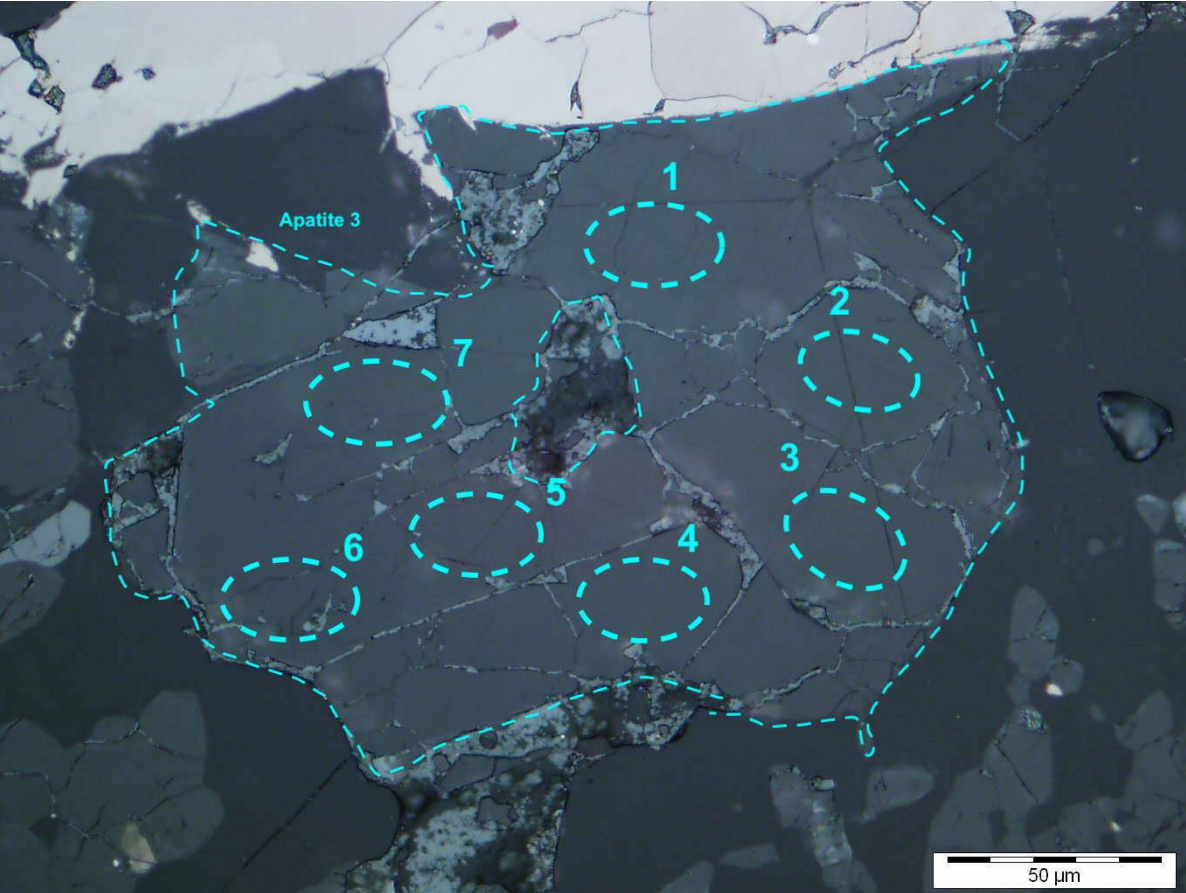
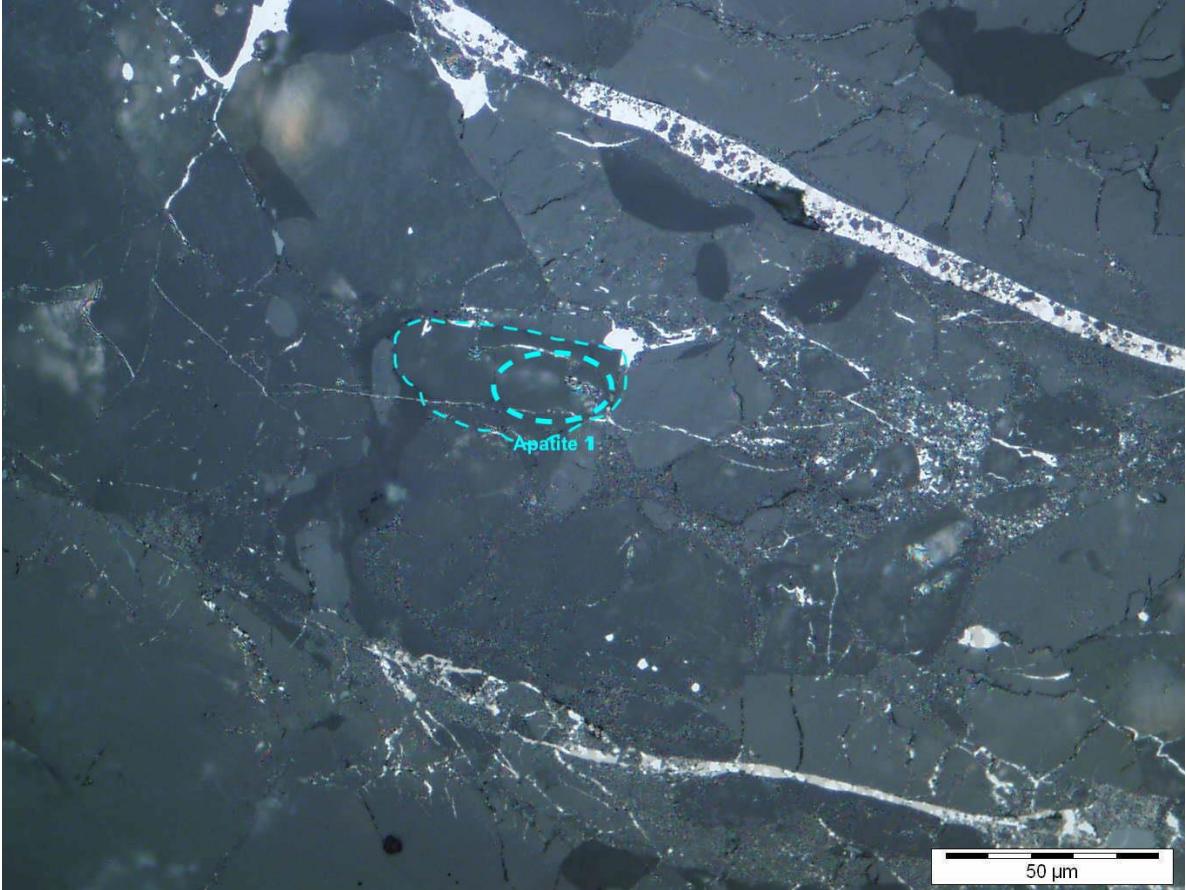


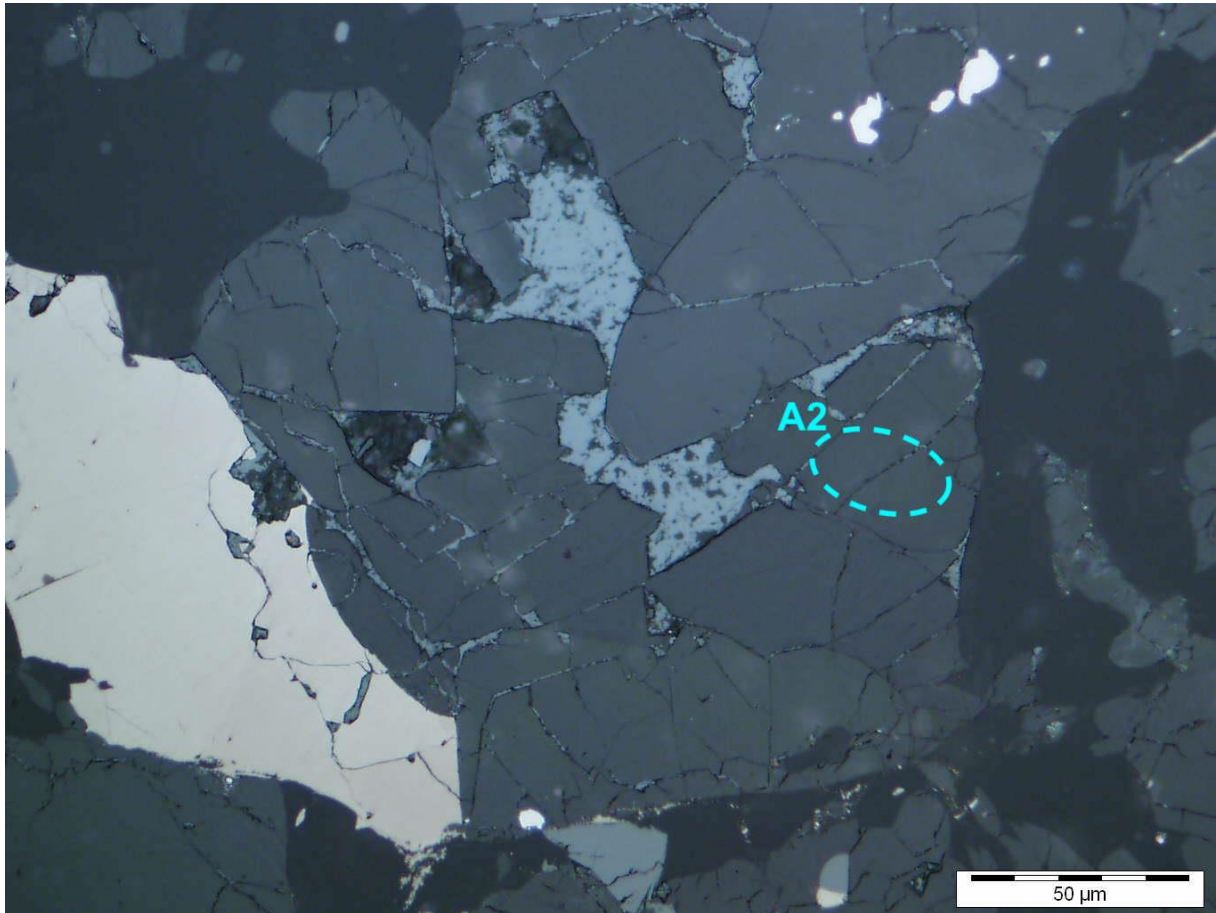


Annexe 4. 10: Exemples clichés optique de minéraux observés dans le cadre de l'étude de la lame Tenham B. Les parties claires grises bleutées correspondent à des restes de métallisation.

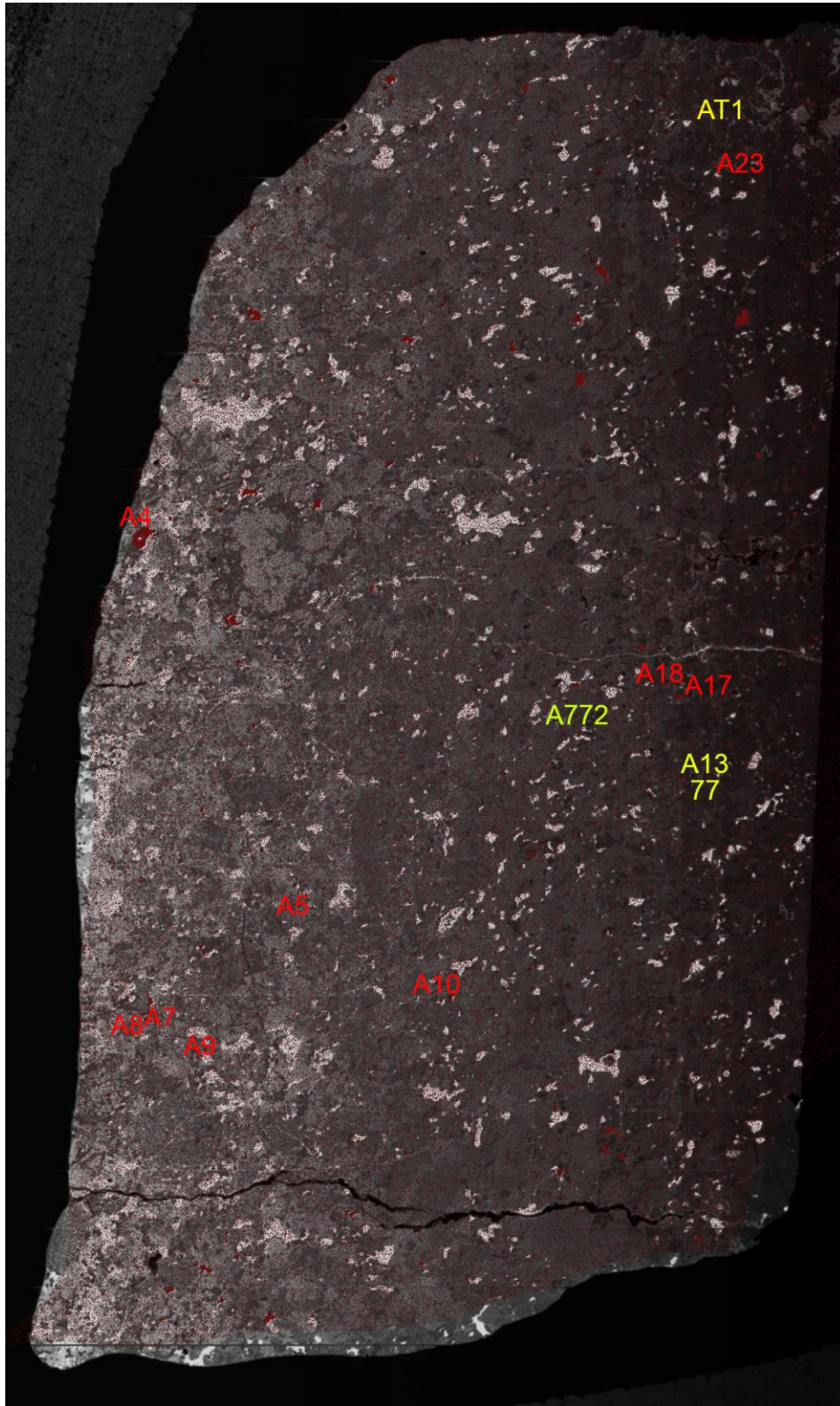


Annexe 4. 11: Carte MEB globale et superposition de la carte EDS du Phosphore, montrant la position des analyses sur la lame Sixiangkou. Le code couleur est le suivant: Rouge correspond aux apatites, rose aux merrillites.

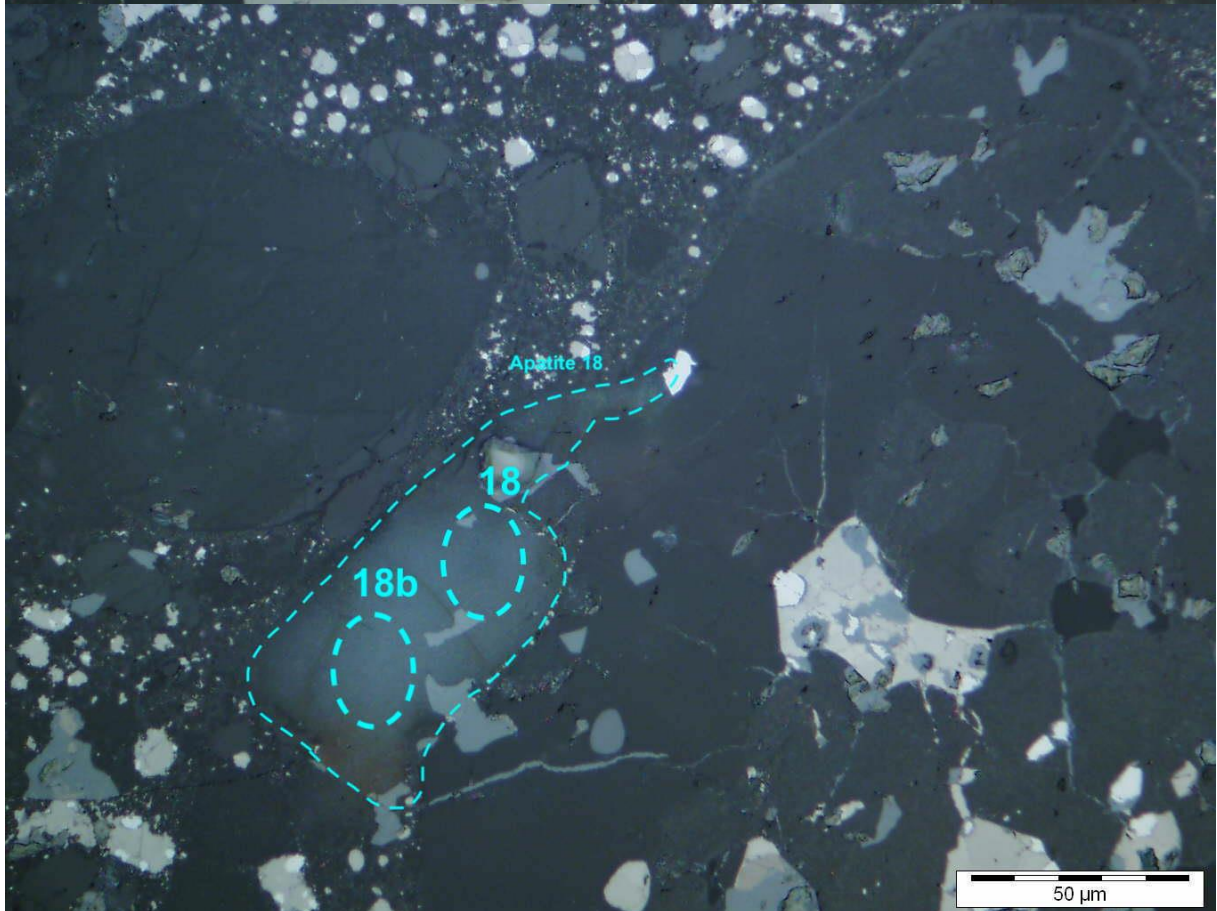
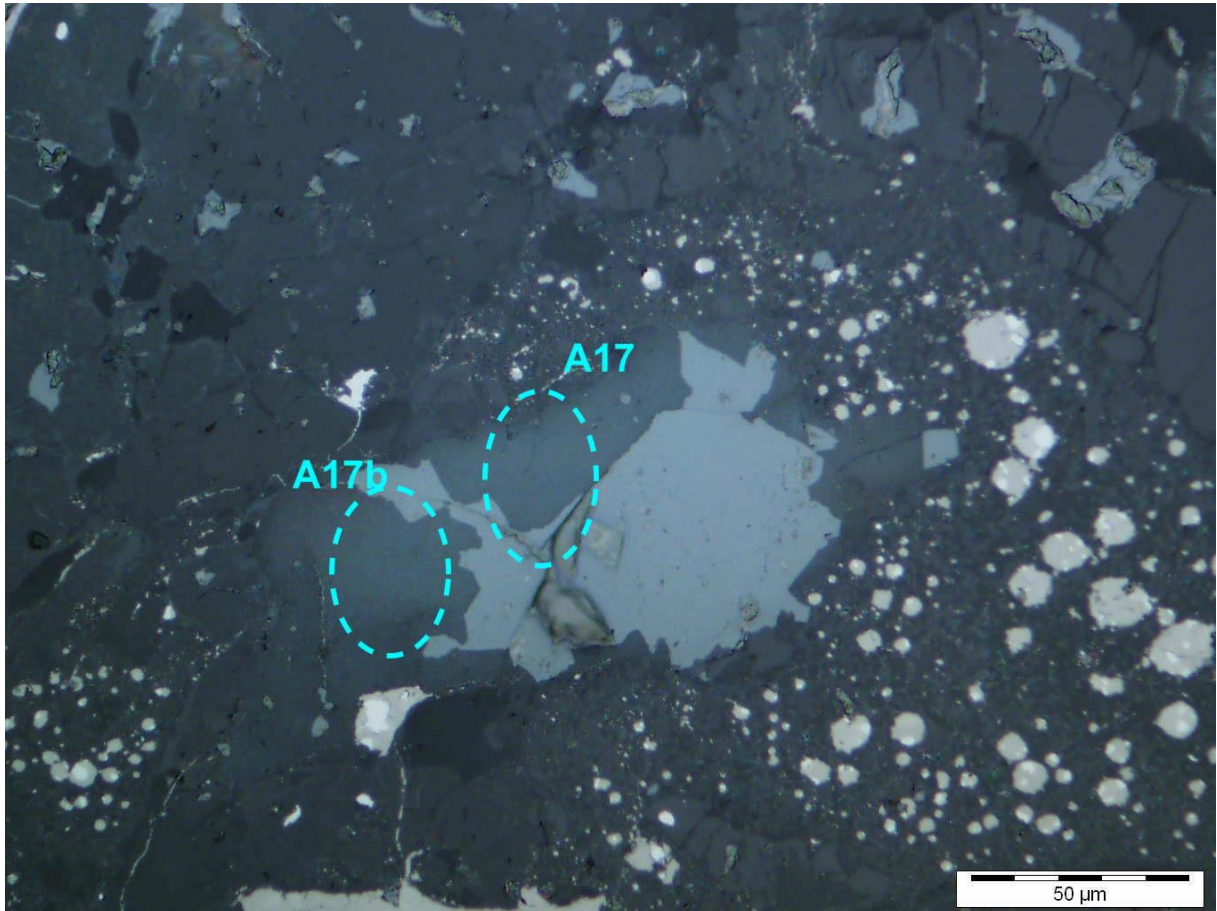


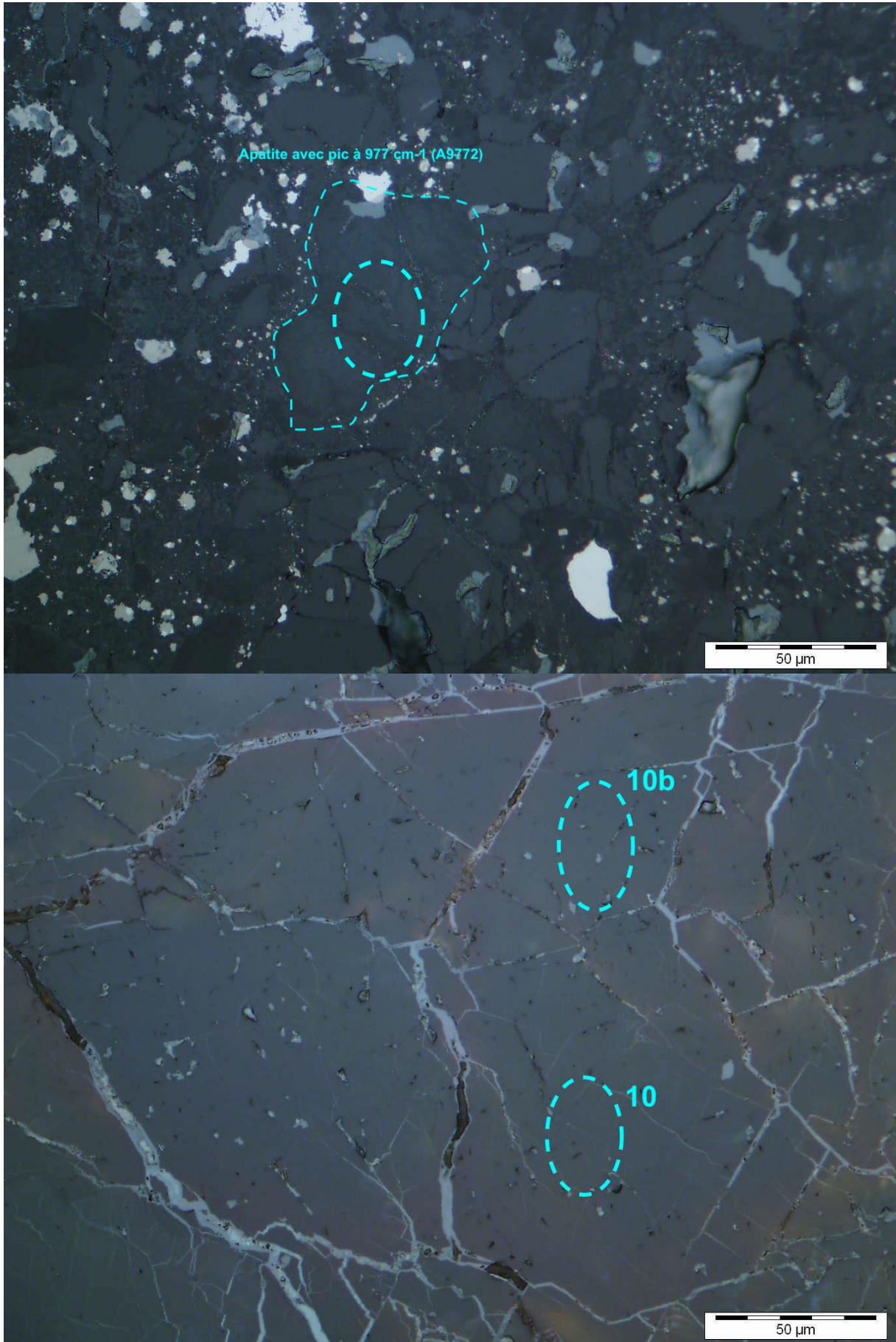


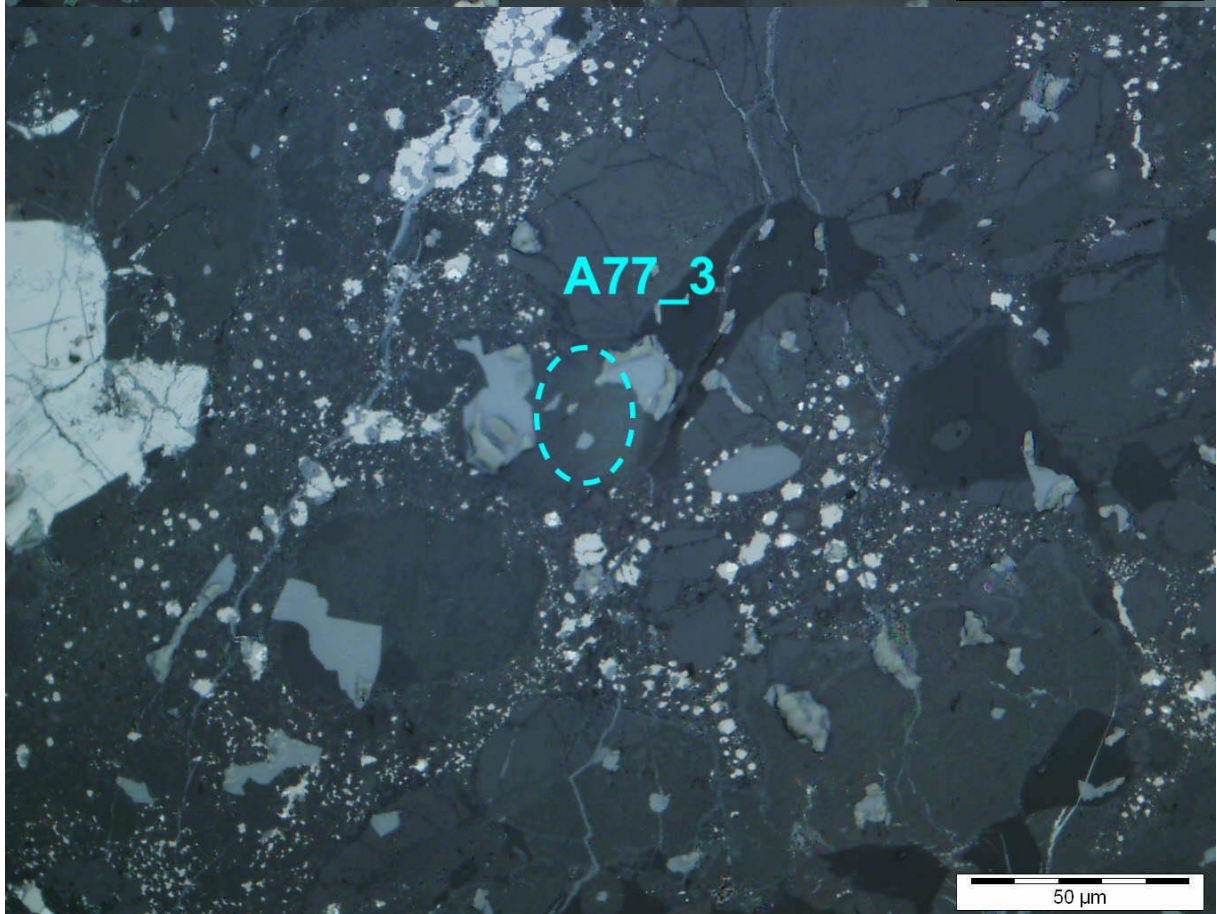
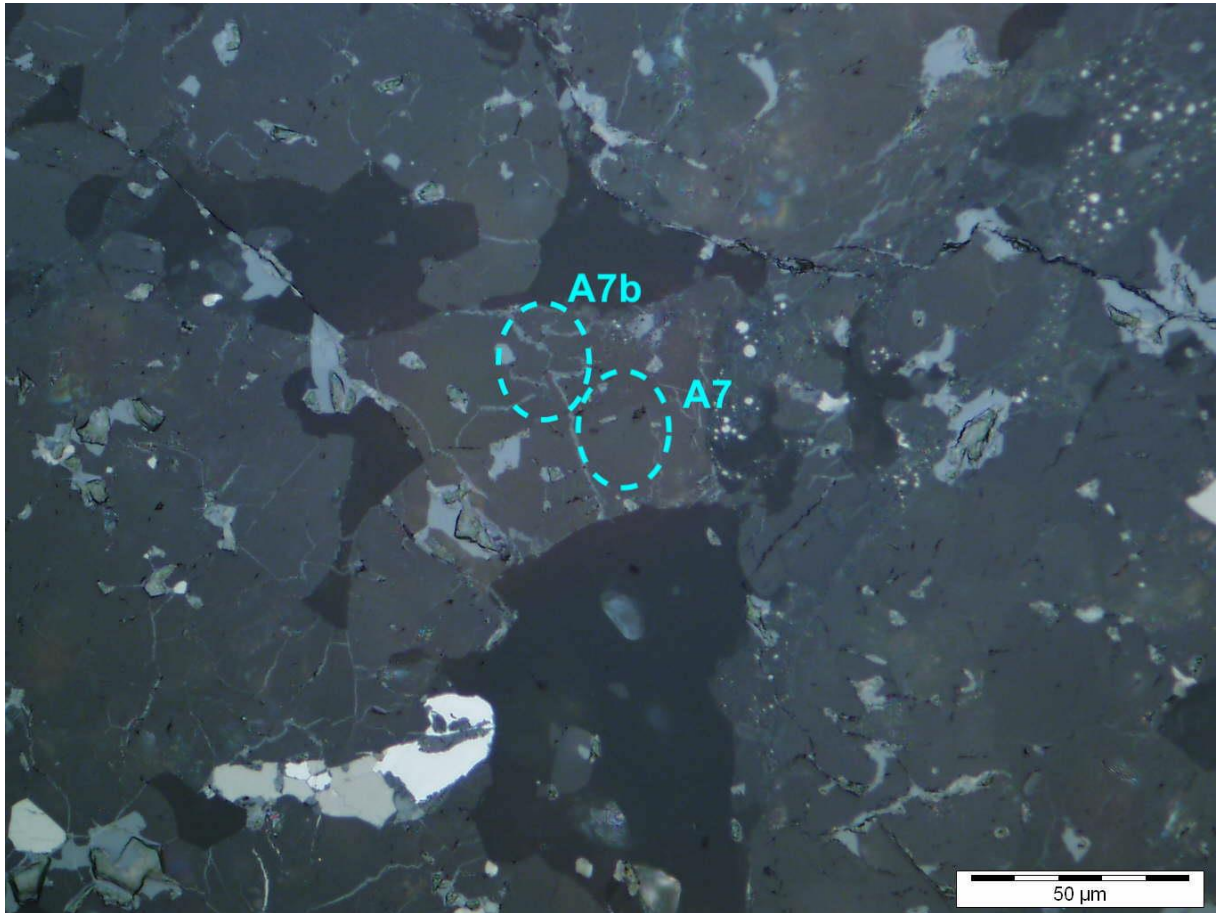
Annexe 4. 12: Exemples de clichés microscopie optique en lumière naturelle de phosphates dans la météorite Sixiangkou

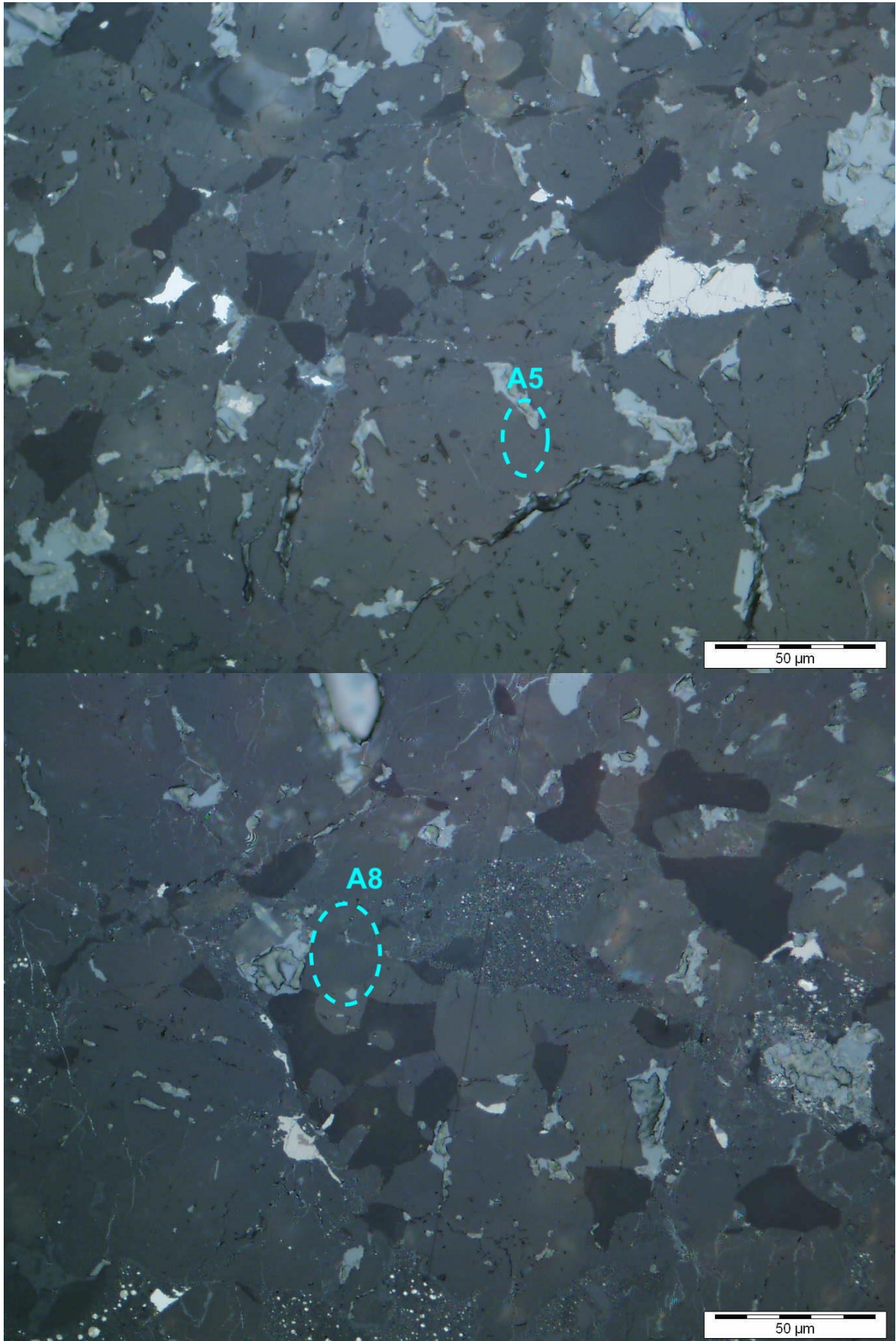


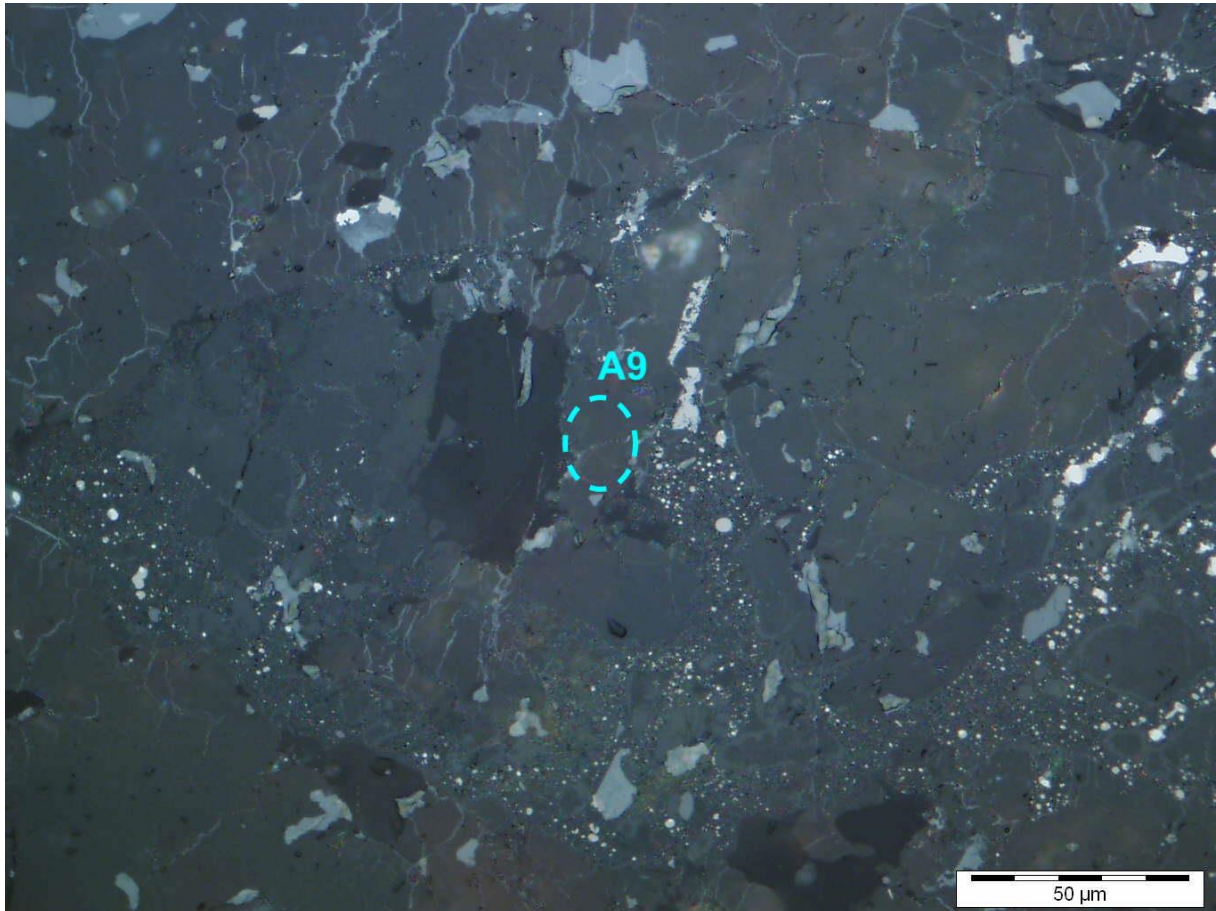
Annexe 4. 13: Carte MEB globale et superposition de la carte EDS du P, montrant la position des analyses sur la lame Acfer 040. Code Couleur: Jaune correspond aux apatites avec des pics décalés, rouge aux apatites, rose aux merrillites et vert aux titanites.



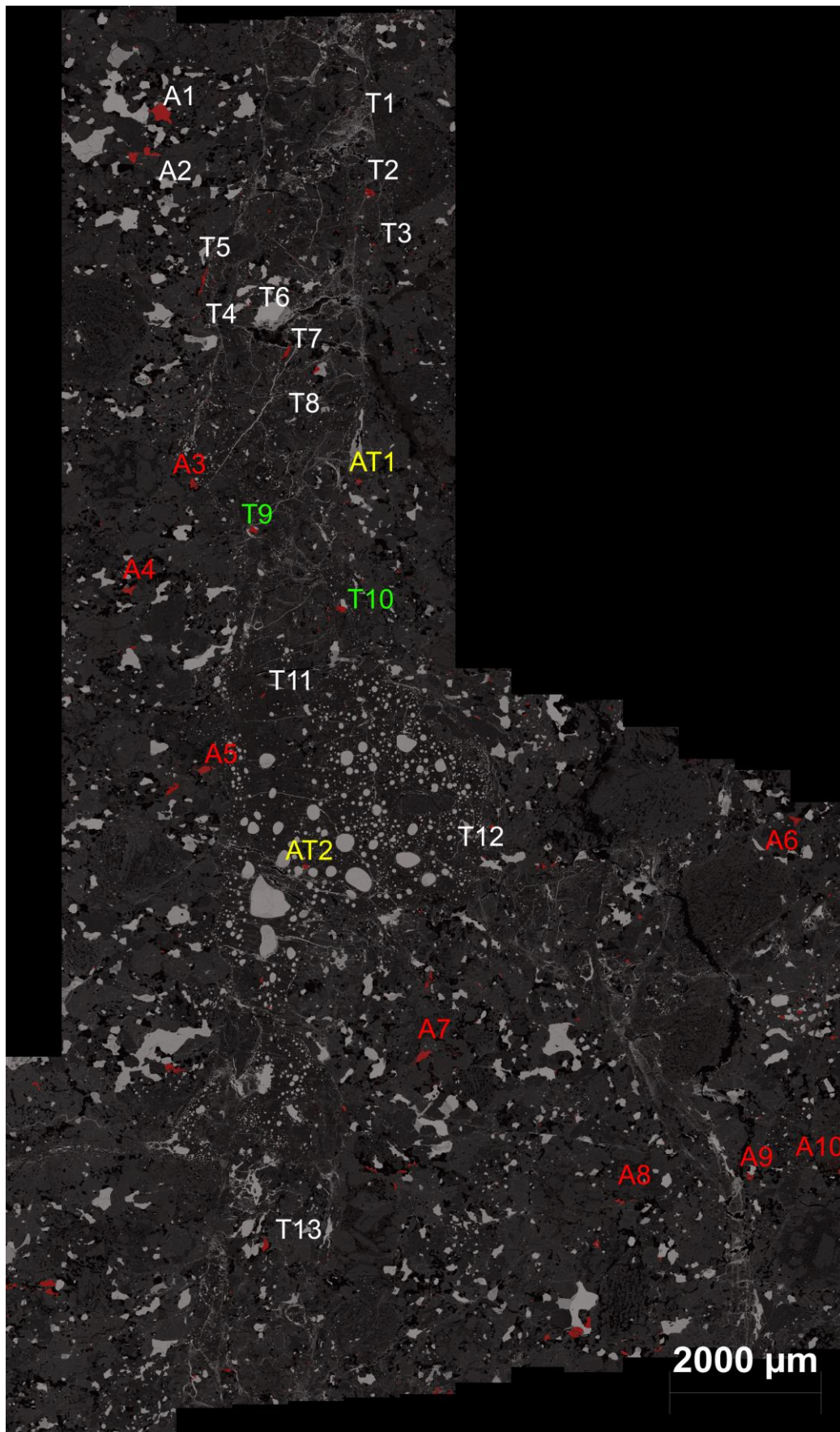




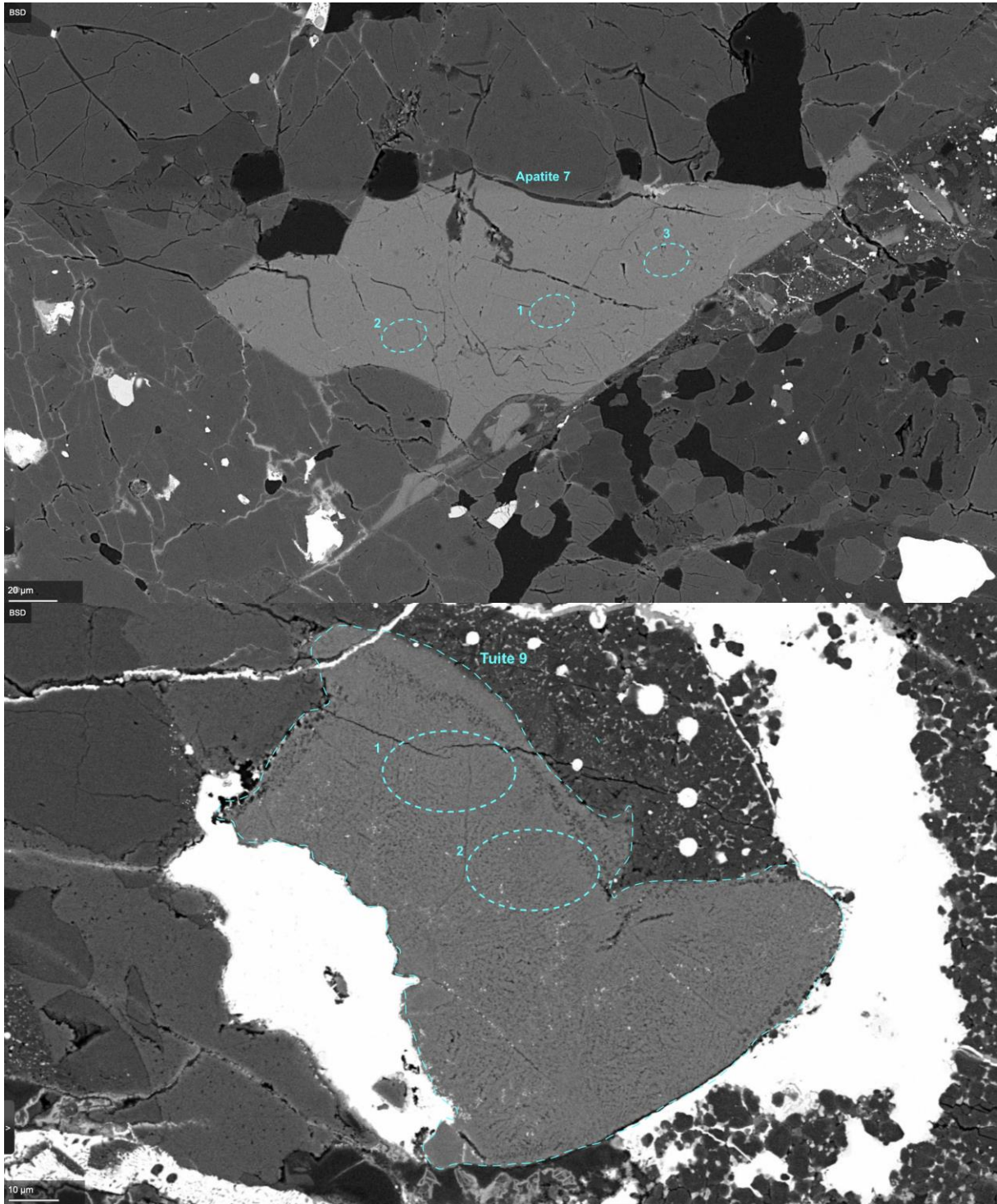


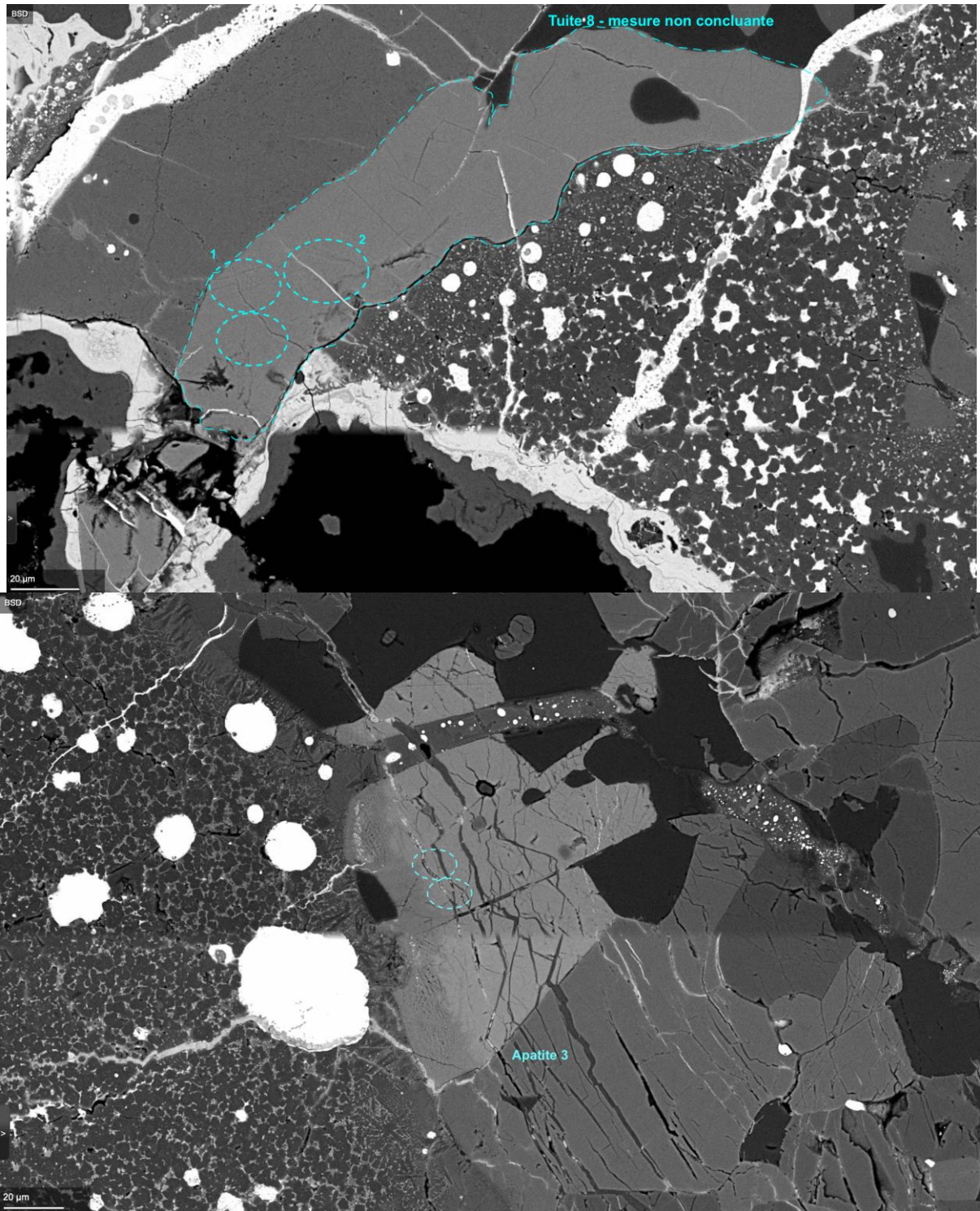


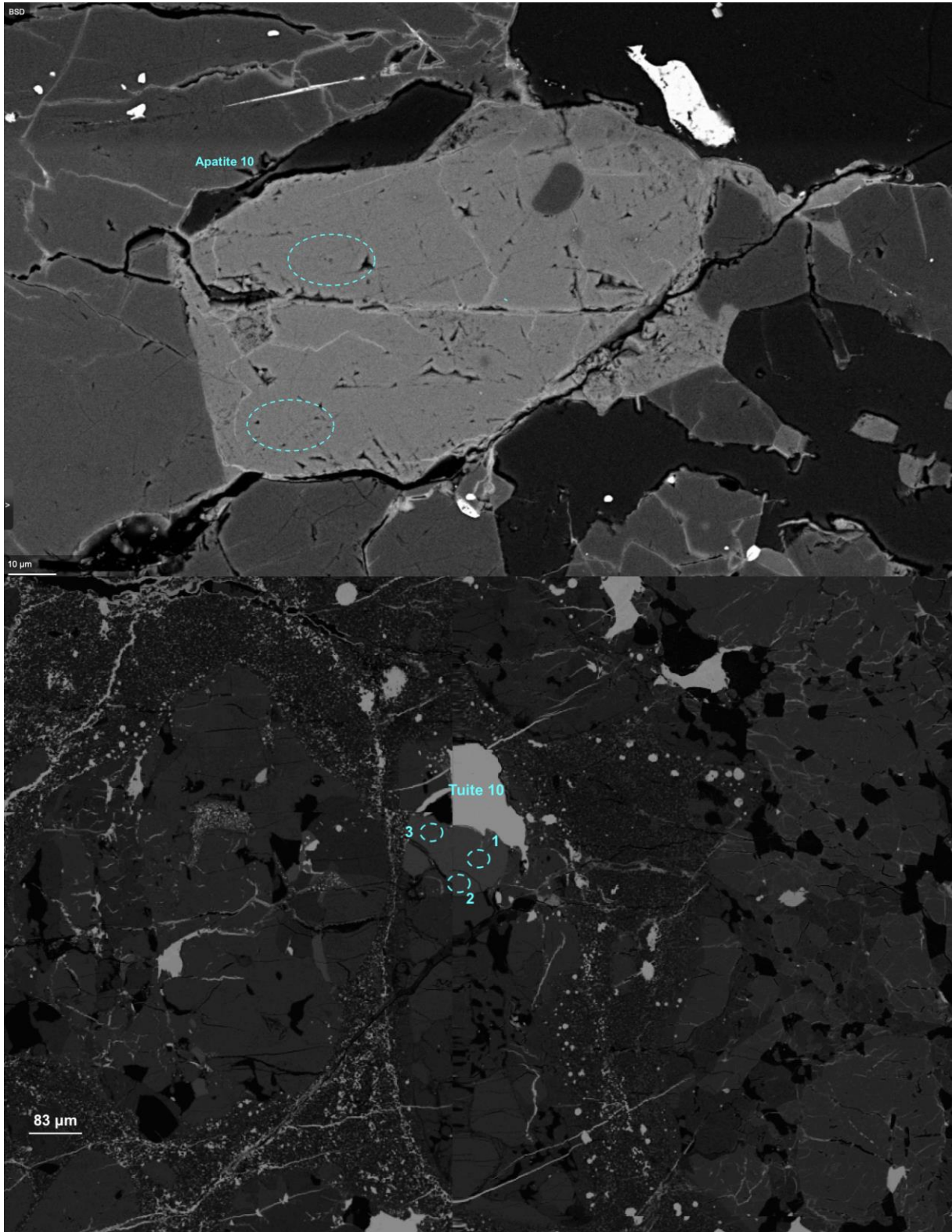
Annexe 4. 14: Exemples de clichés en microscopie optique de minéraux observés dans le cadre de la datation U-Pb de la météorite Acfer 040

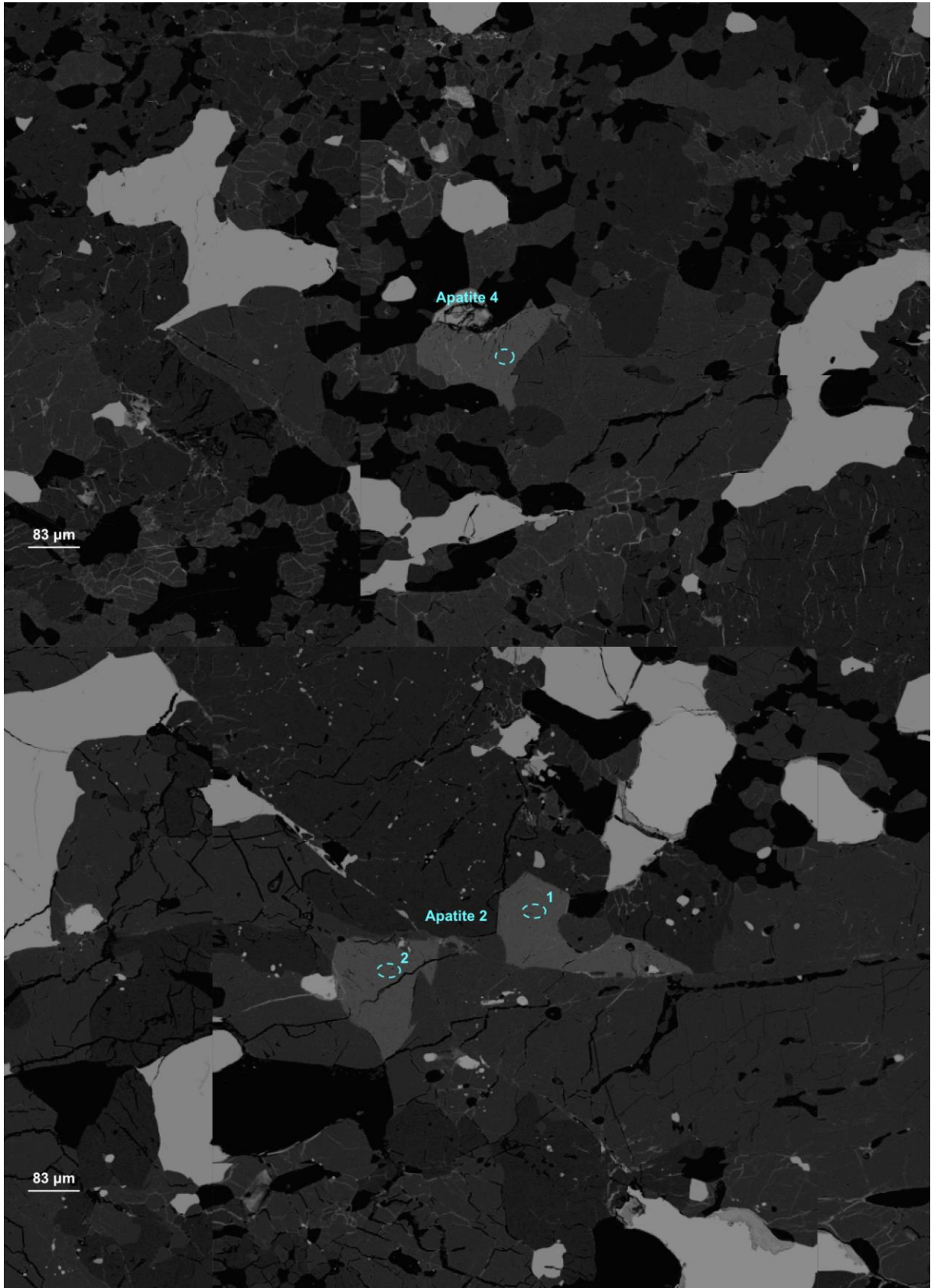


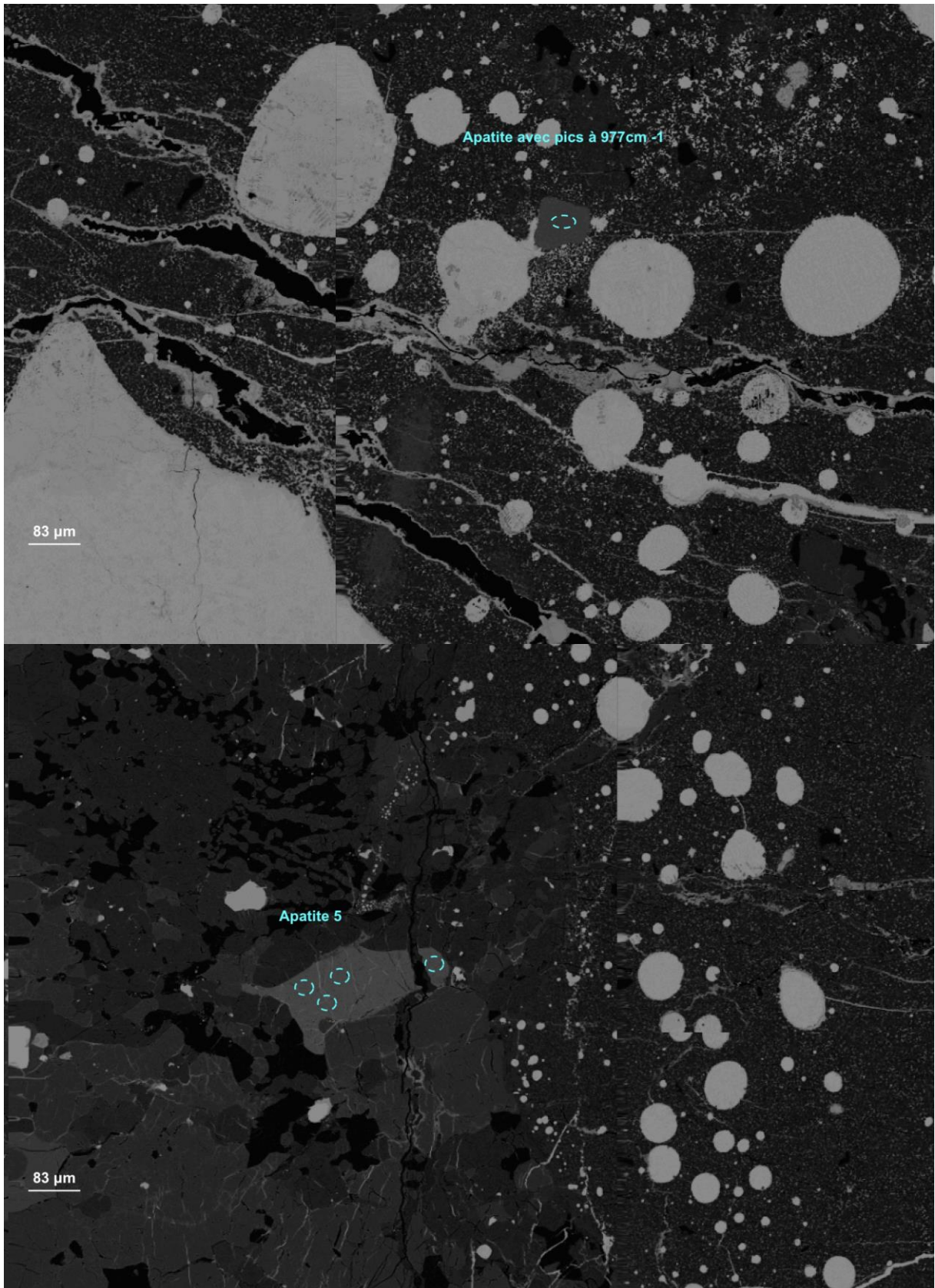
Annexe 4. 15: Carte MEB globale et superposition de la carte EDS du Phosphore, montrant la position des analyses sur la lame Acfer 072. Le code couleur est le suivant: Jaune correspond aux apatites avec des pics décalés, rouge aux apatites, rose aux merrillites et vert aux tuites.

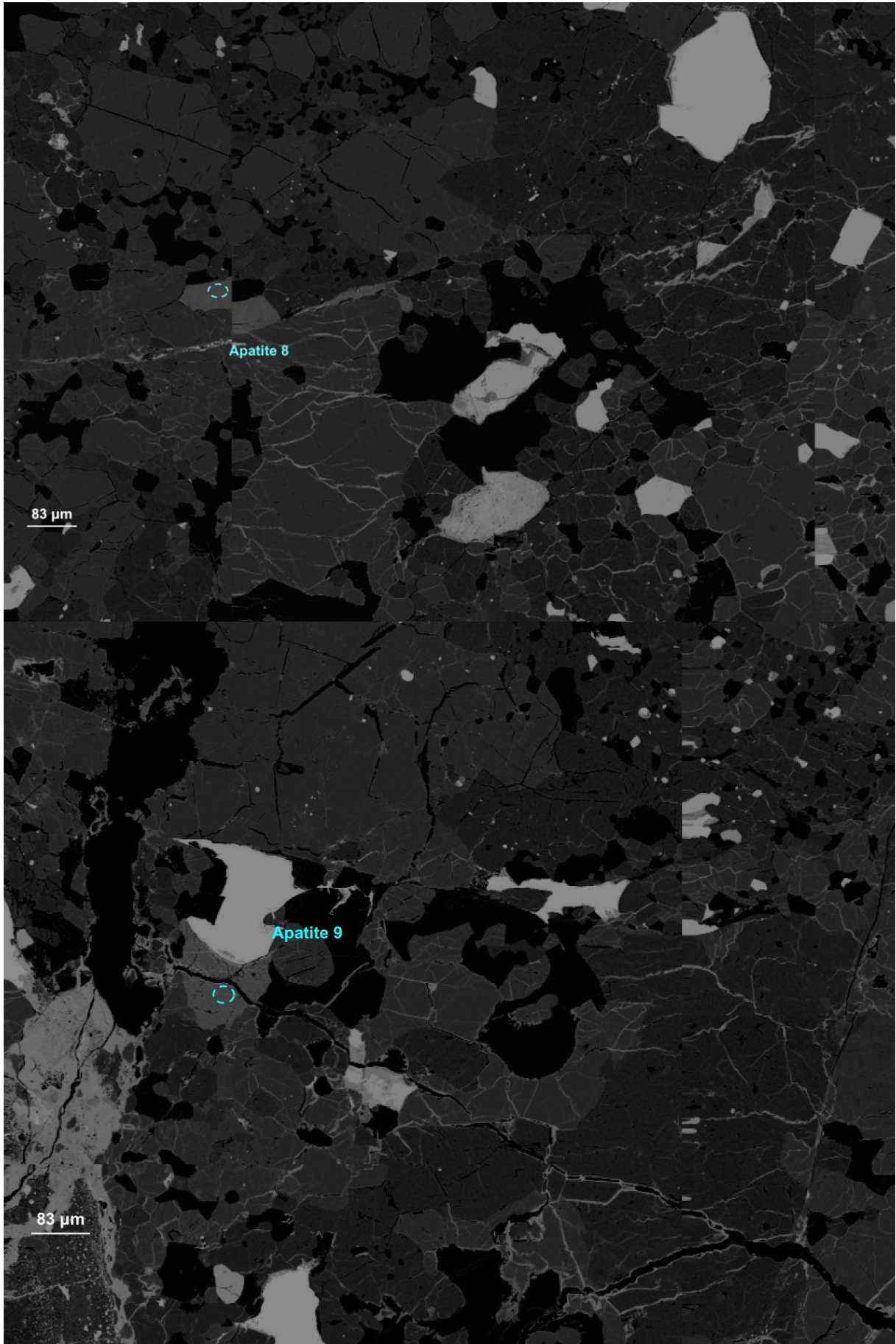


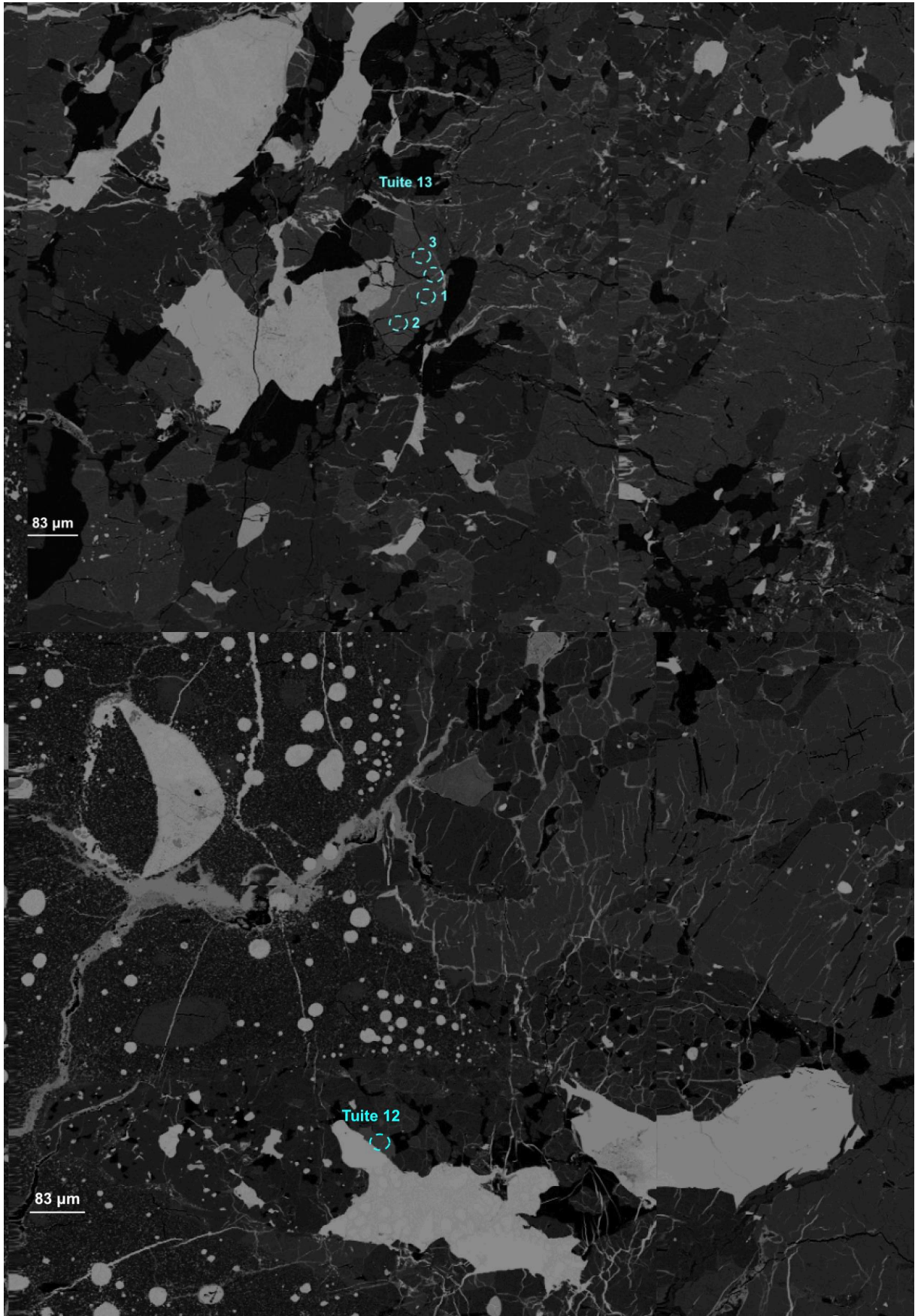


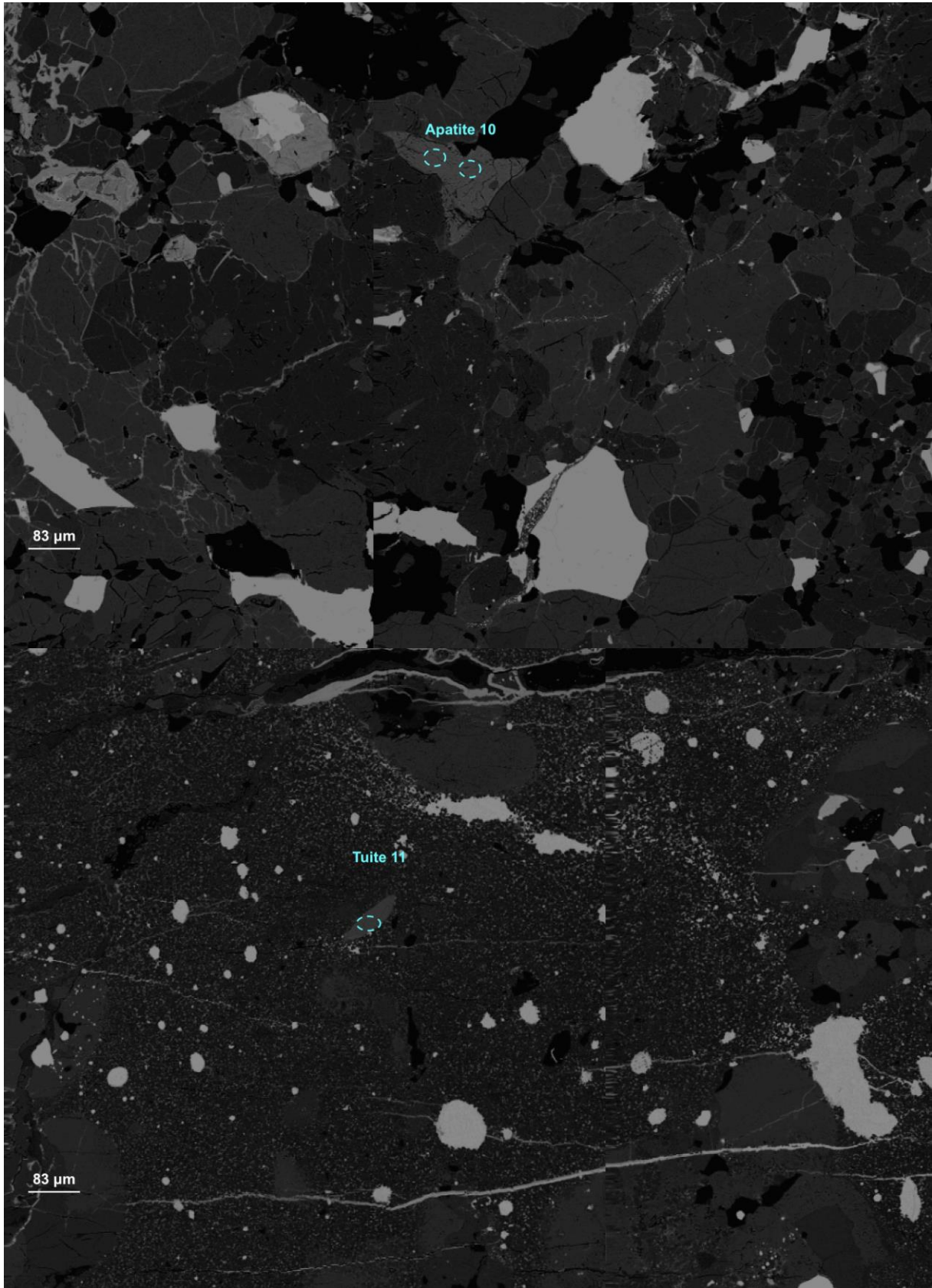


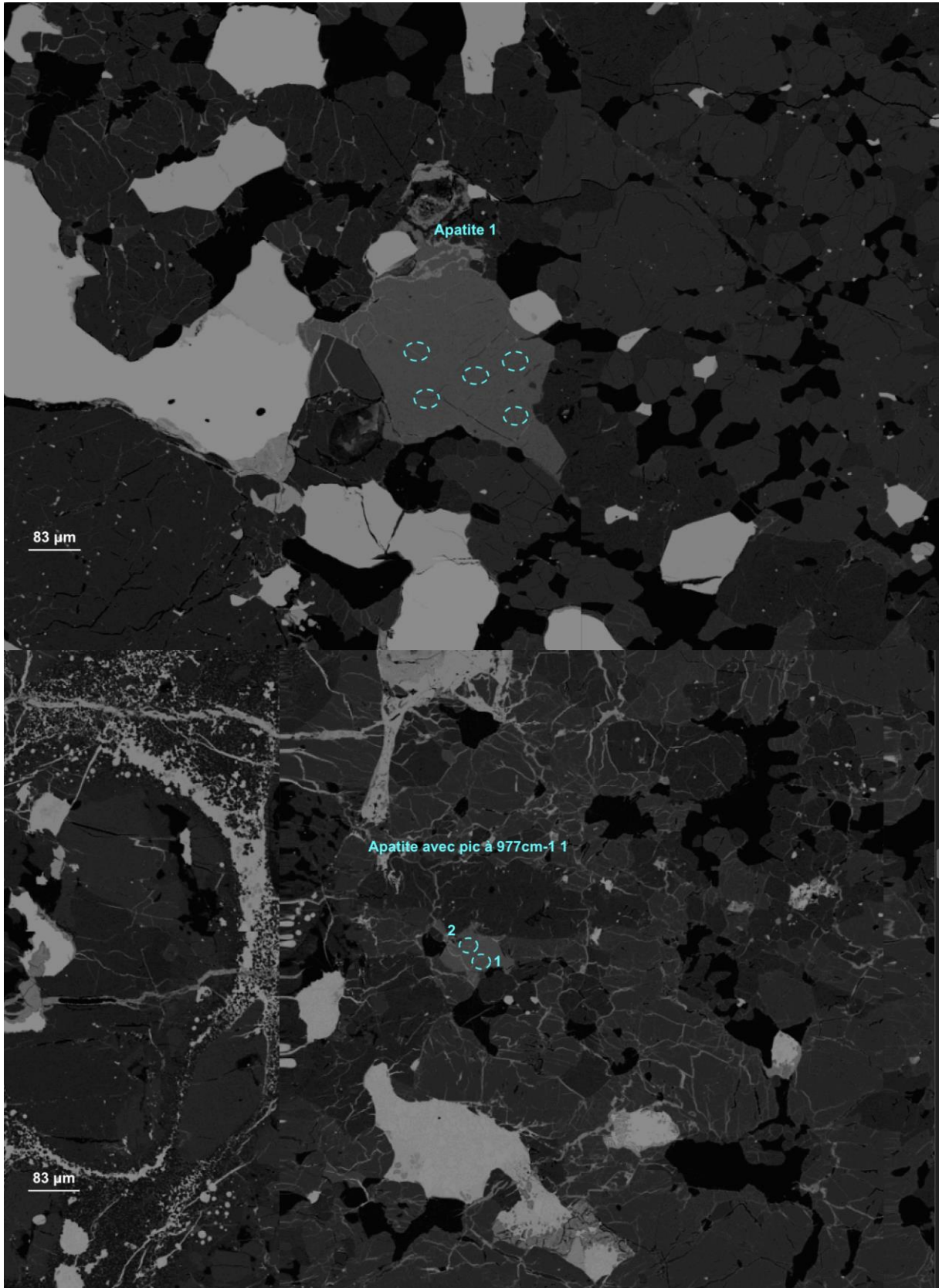


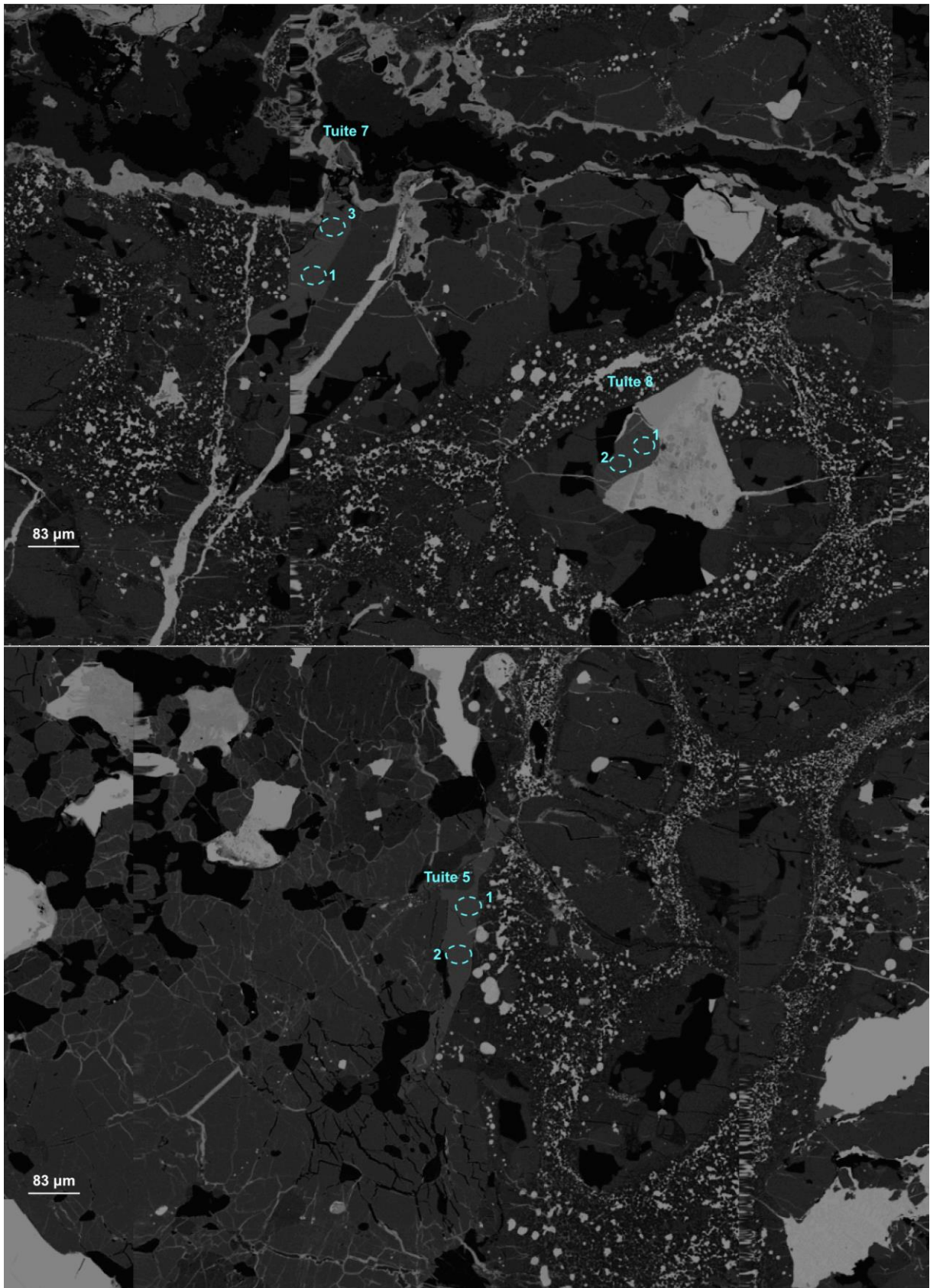


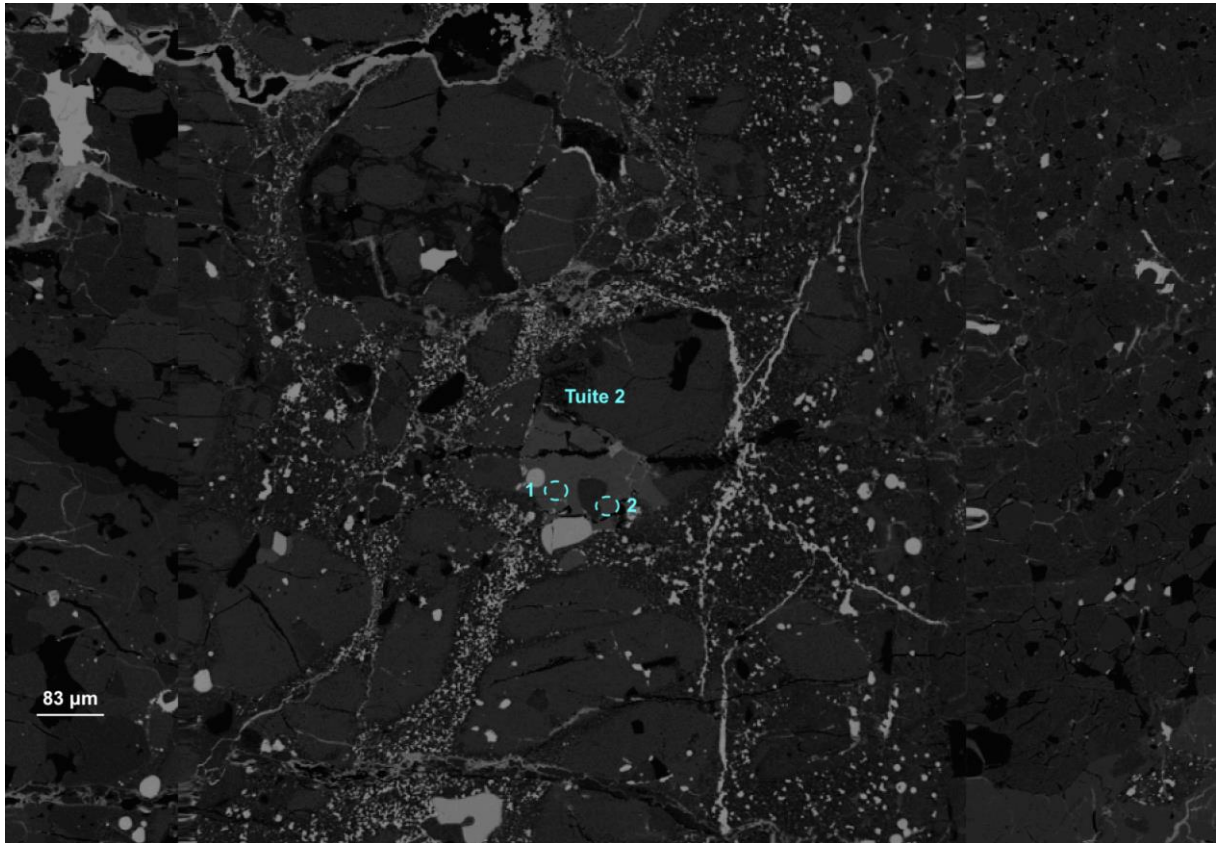




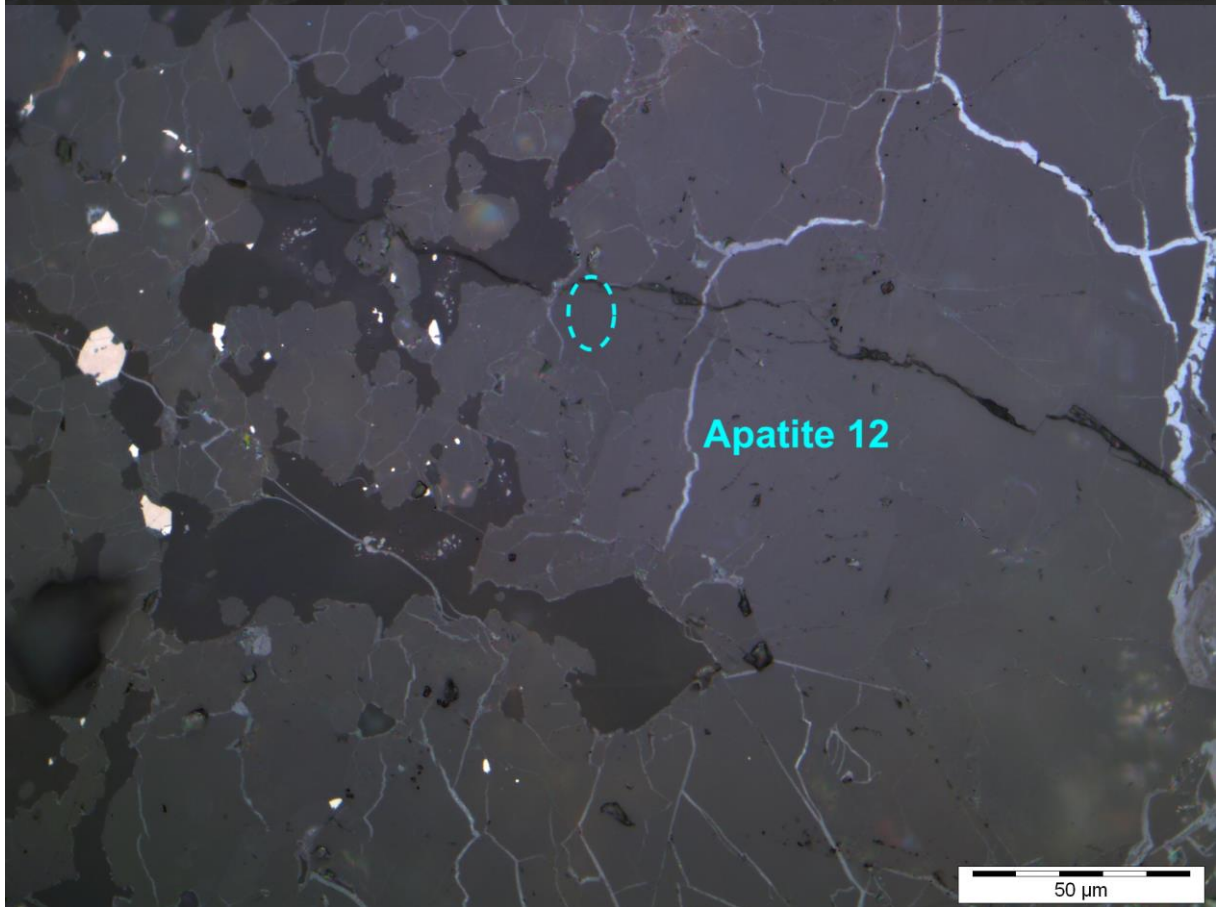
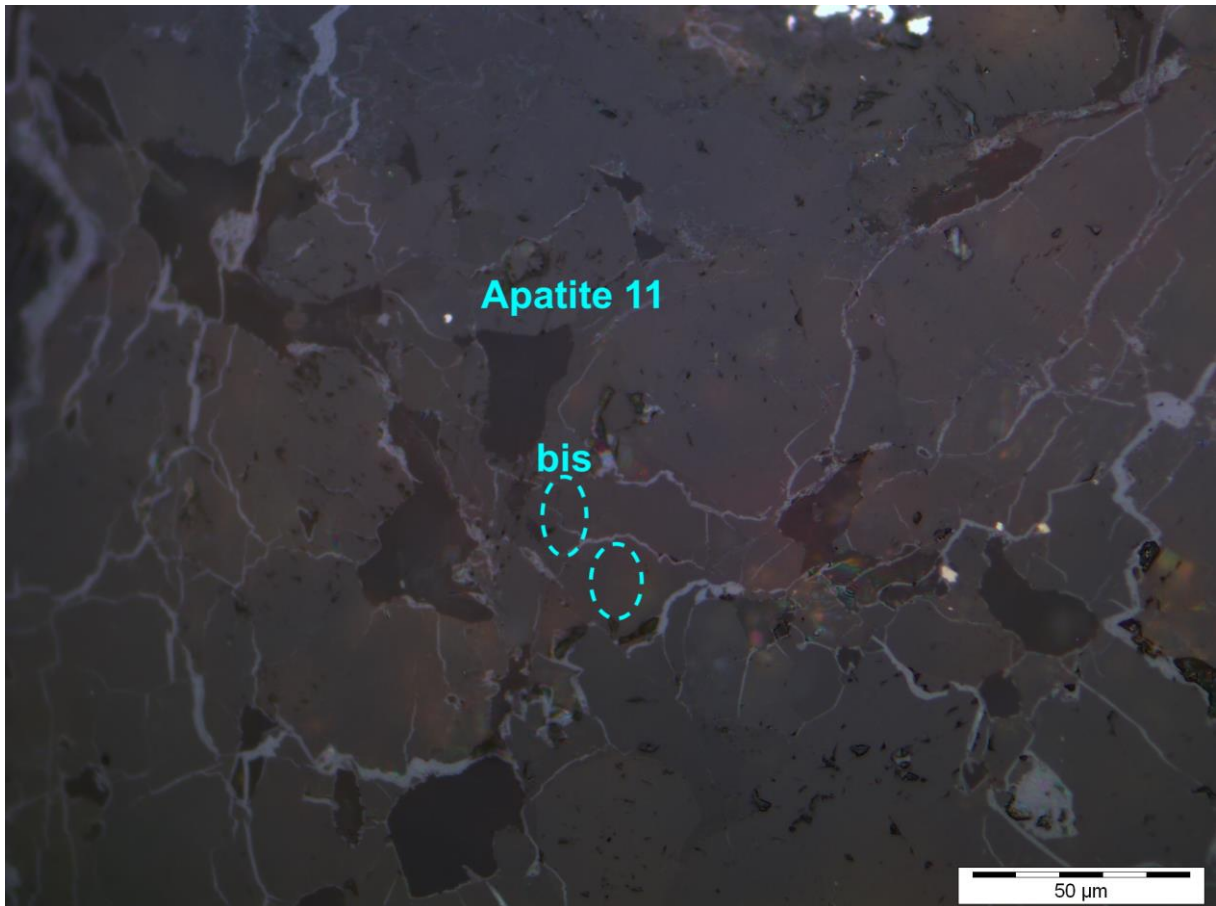


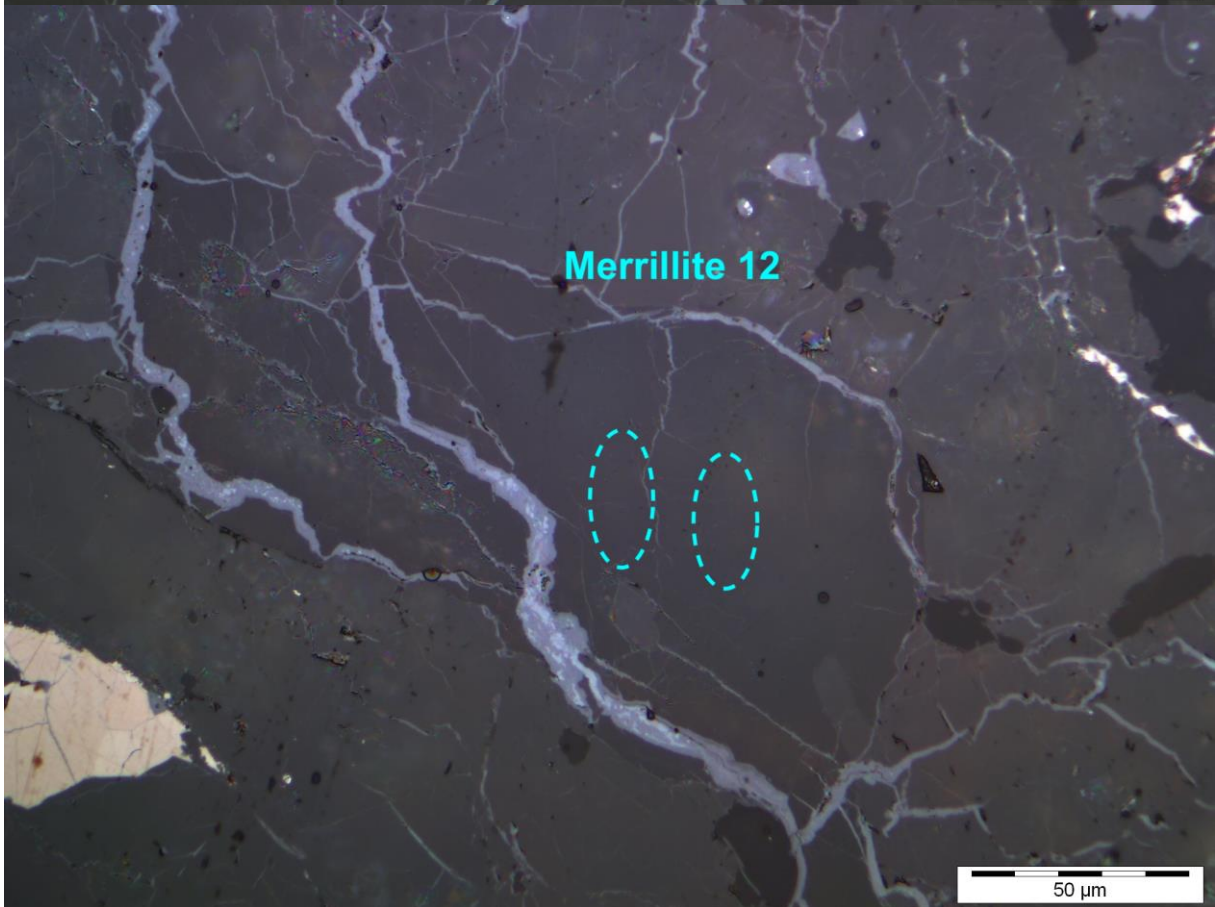
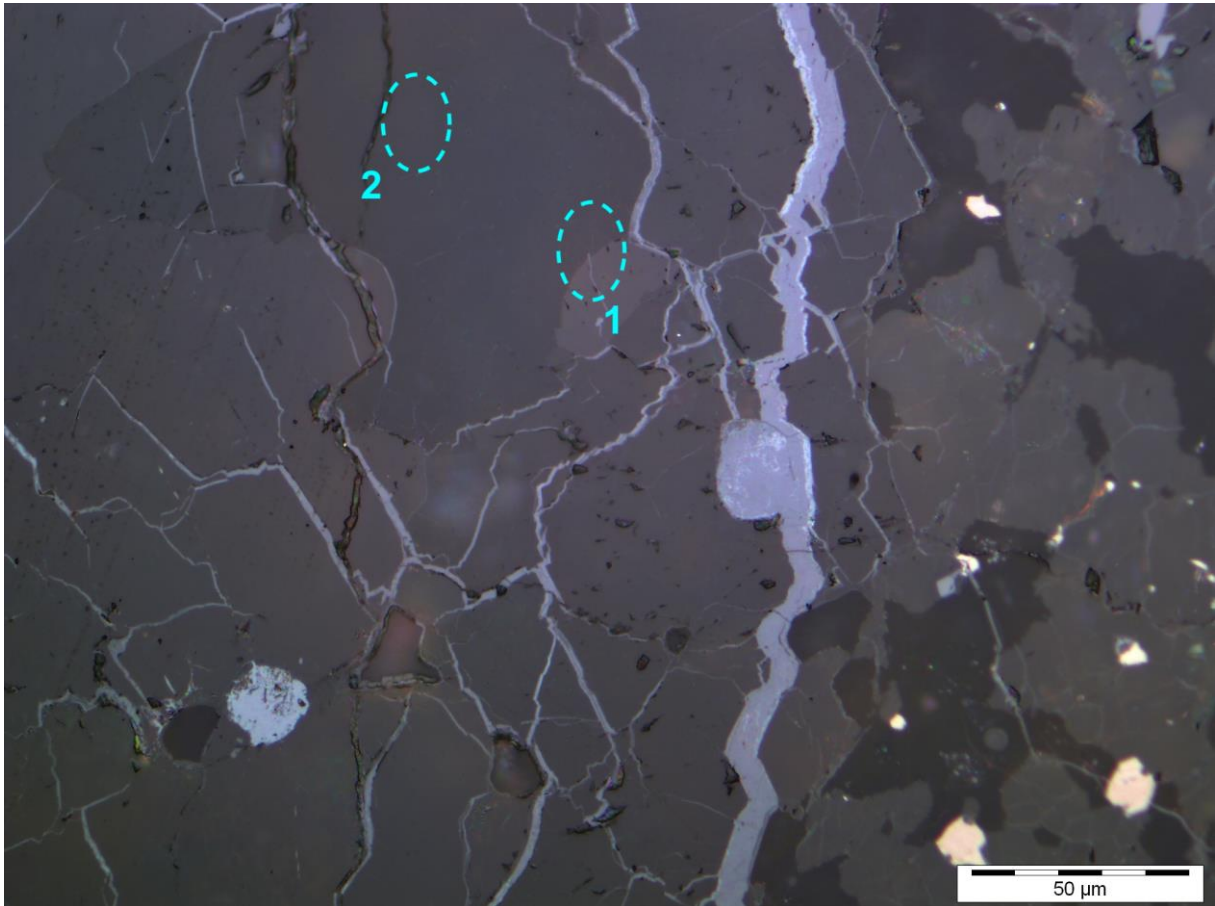


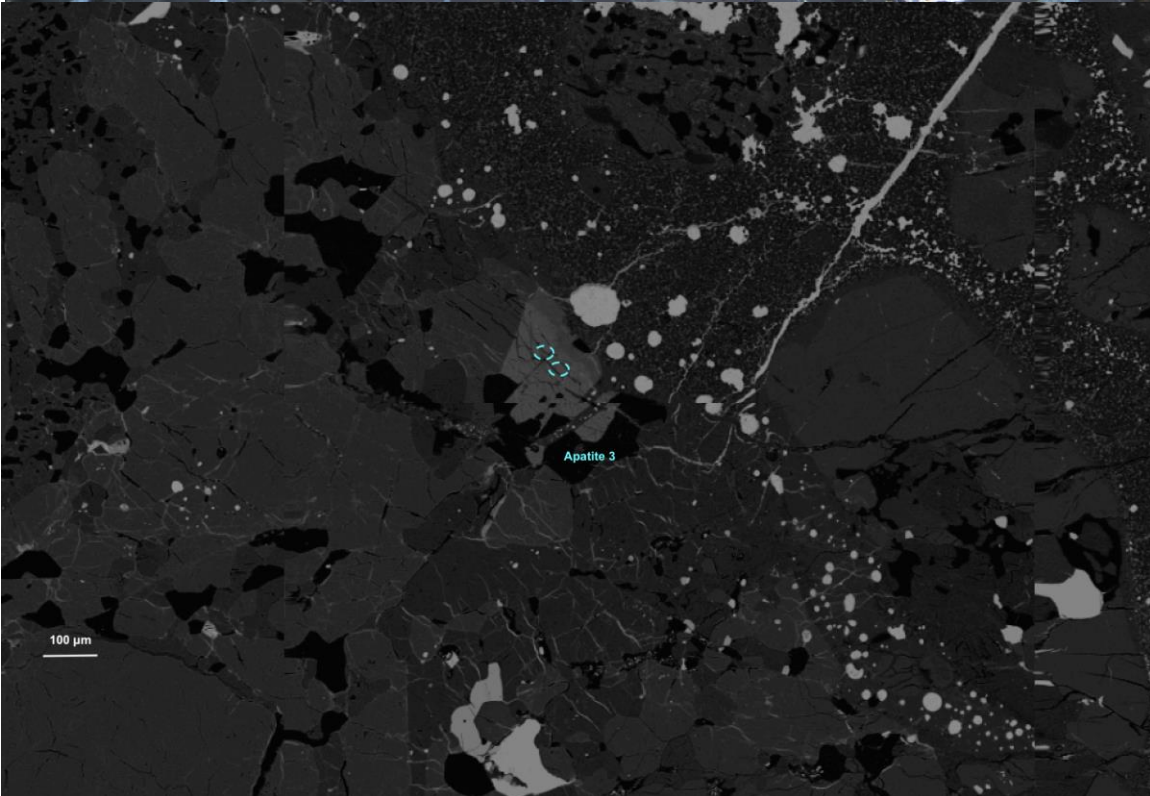
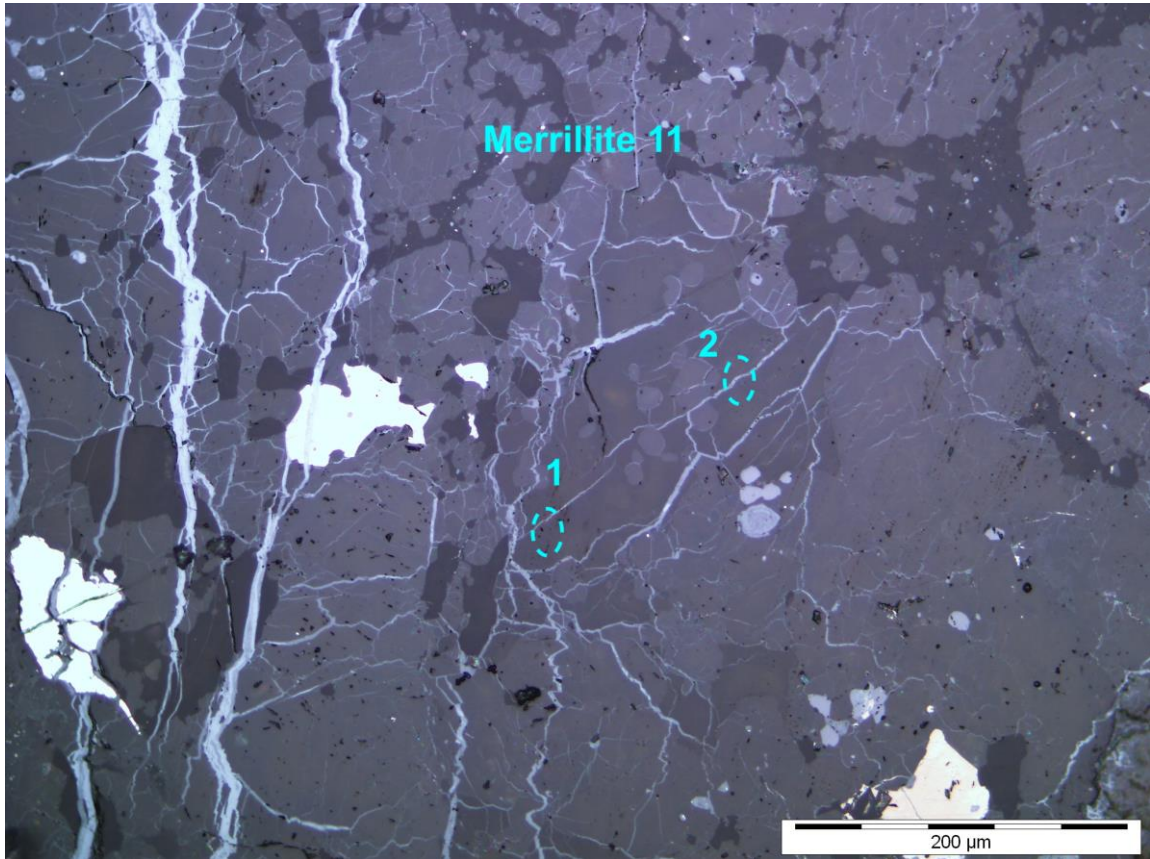


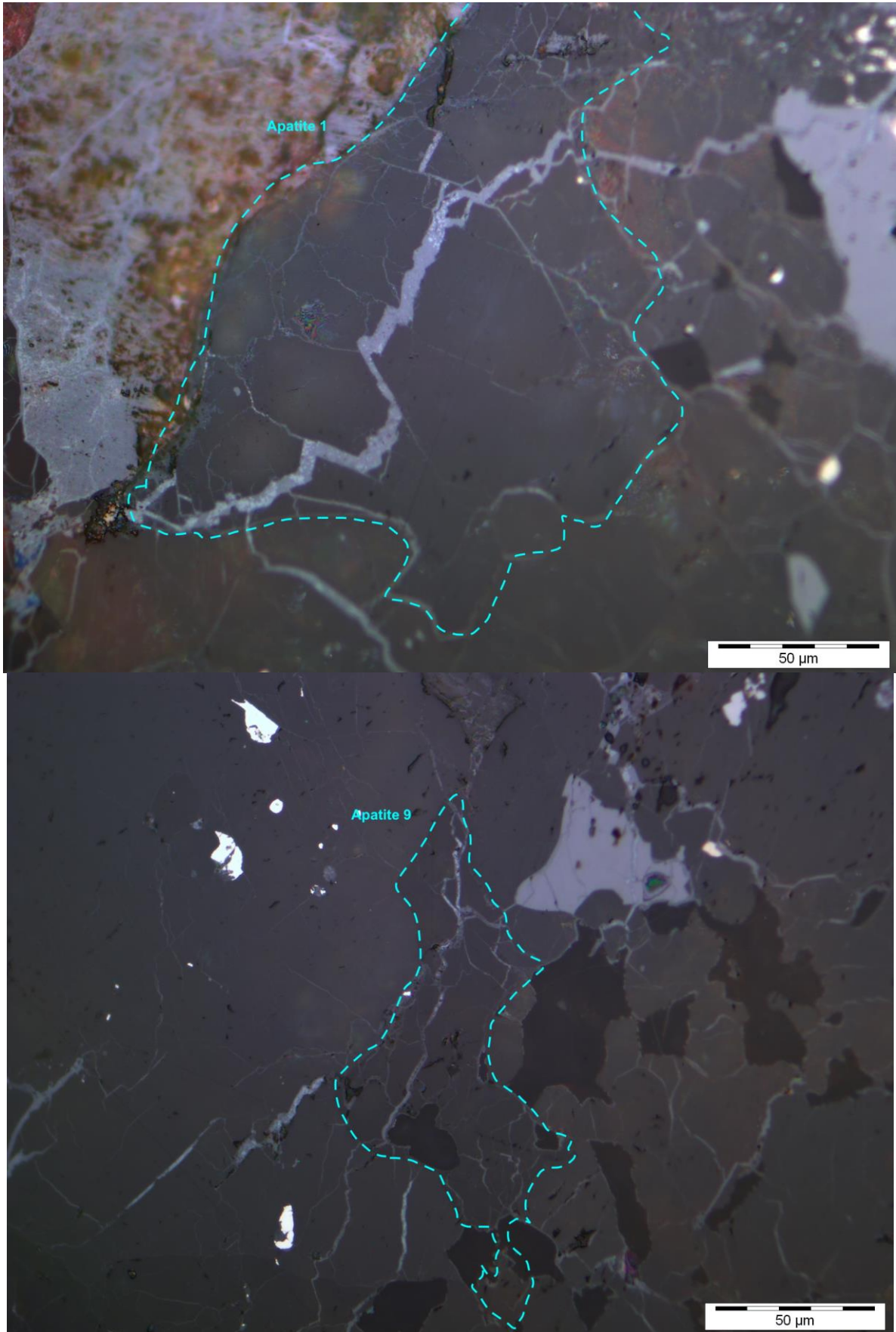


Annexe 4. 16: Exemples de clichés MEB de phosphates observés dans la météorite Acfer 072.

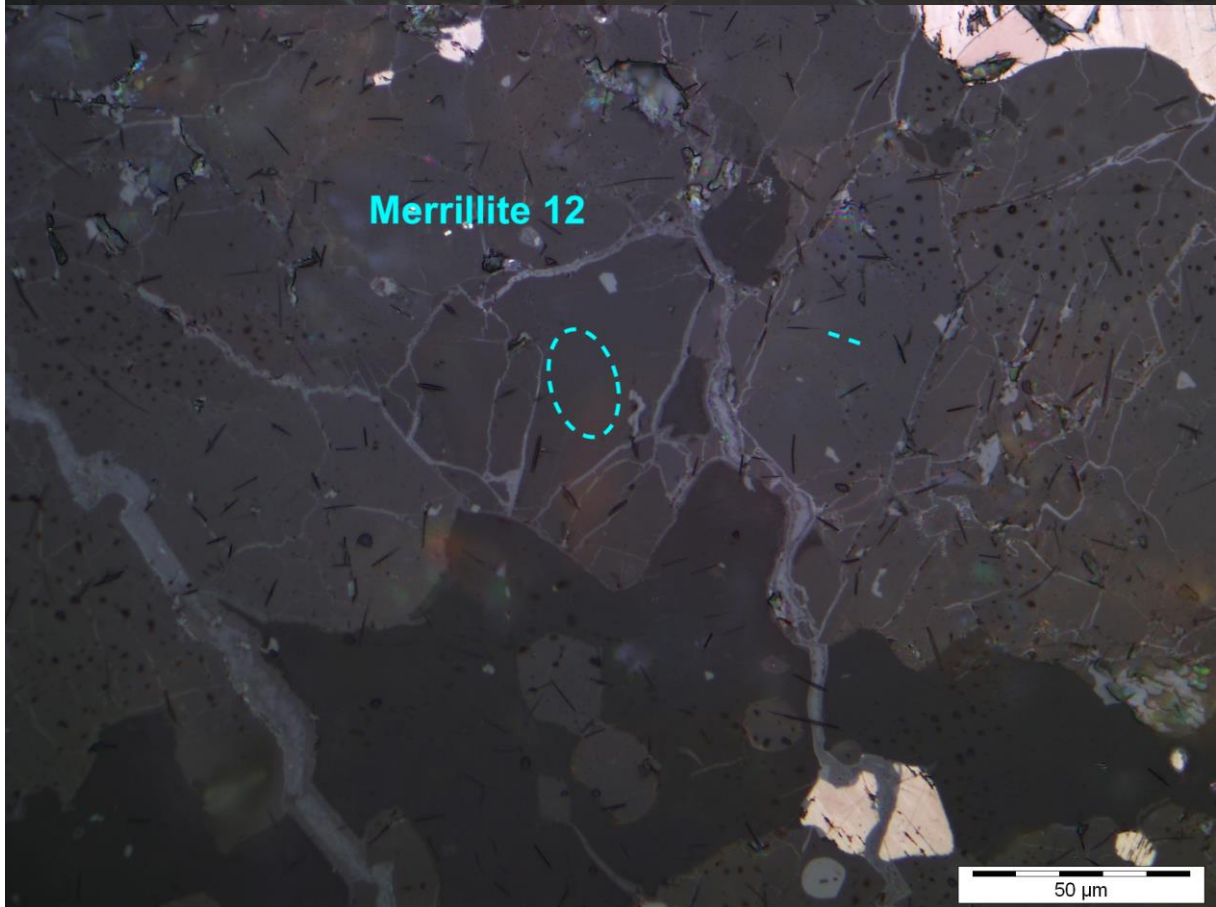
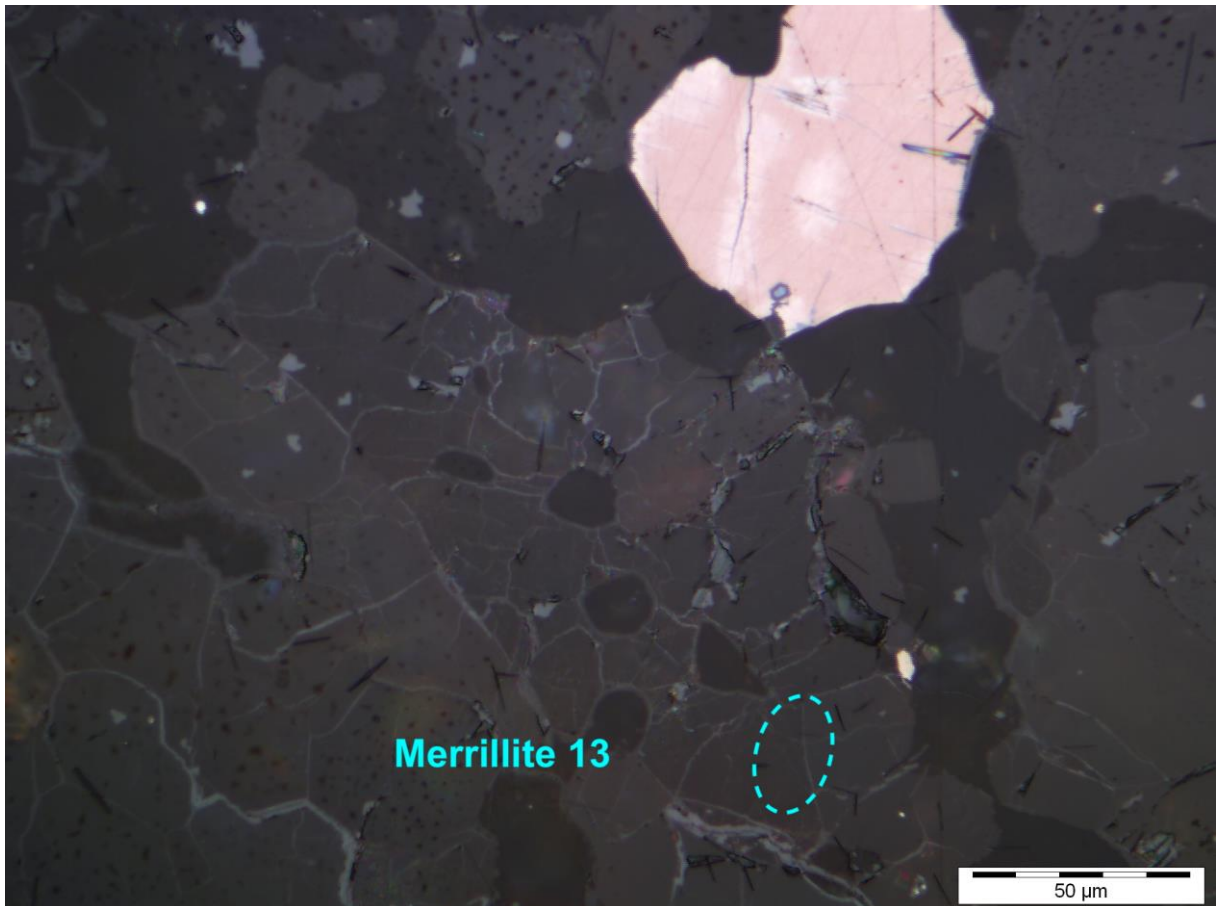


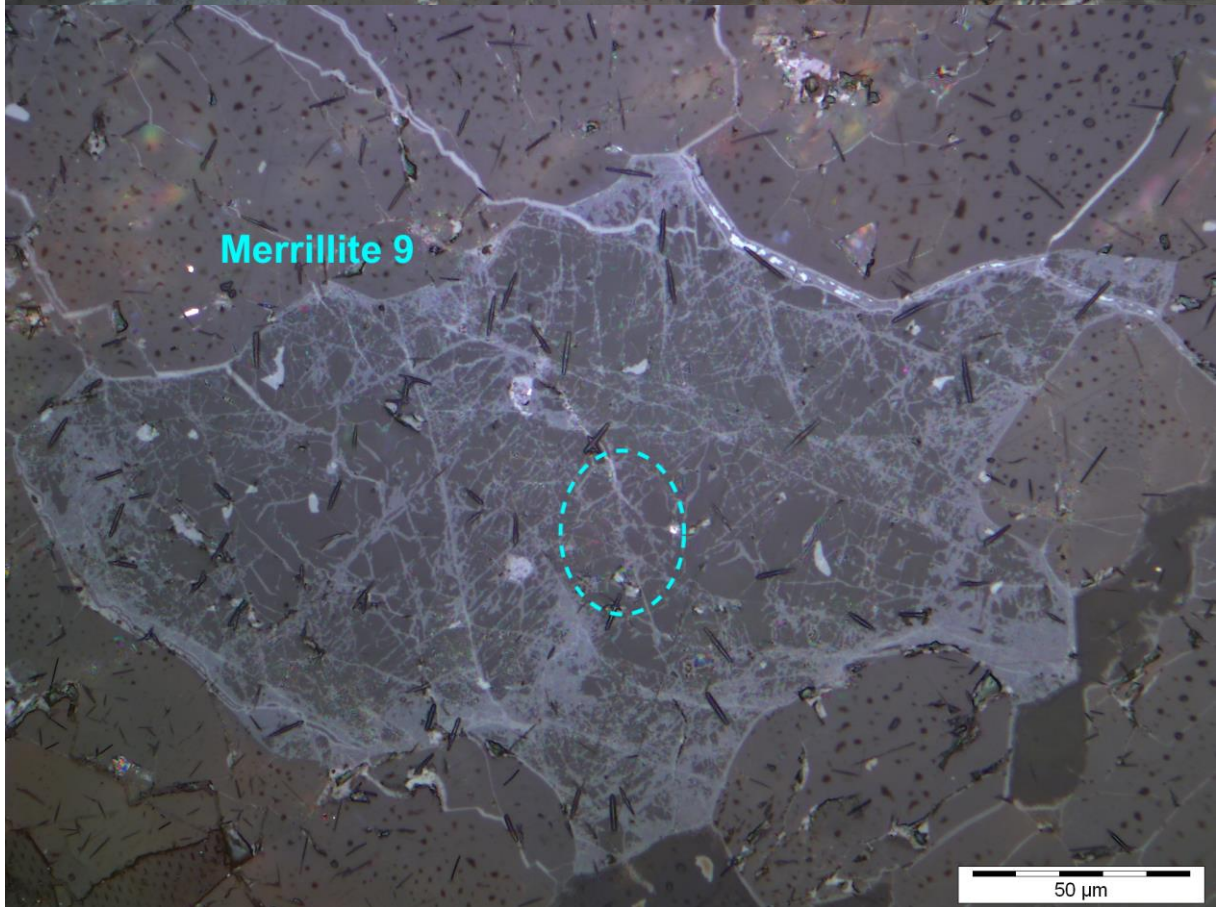
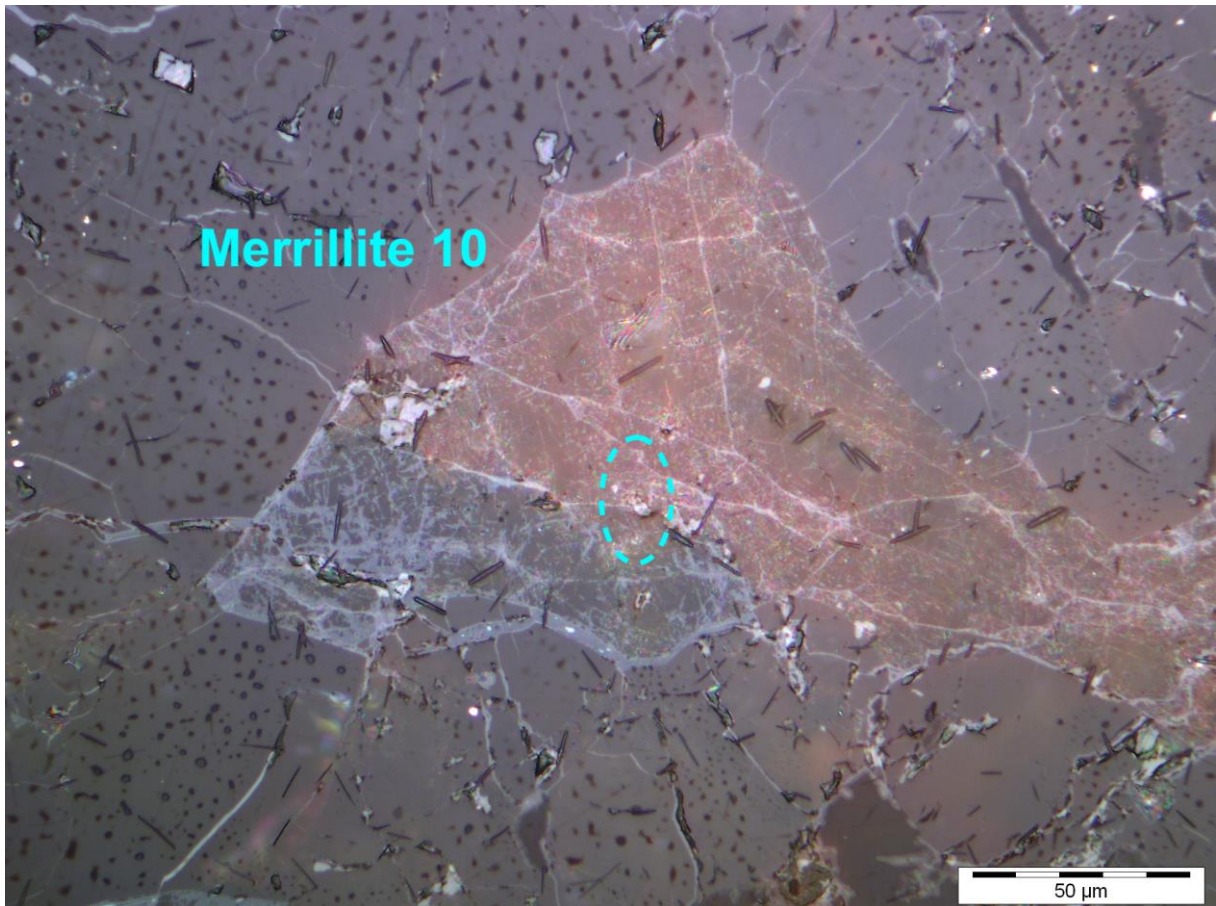


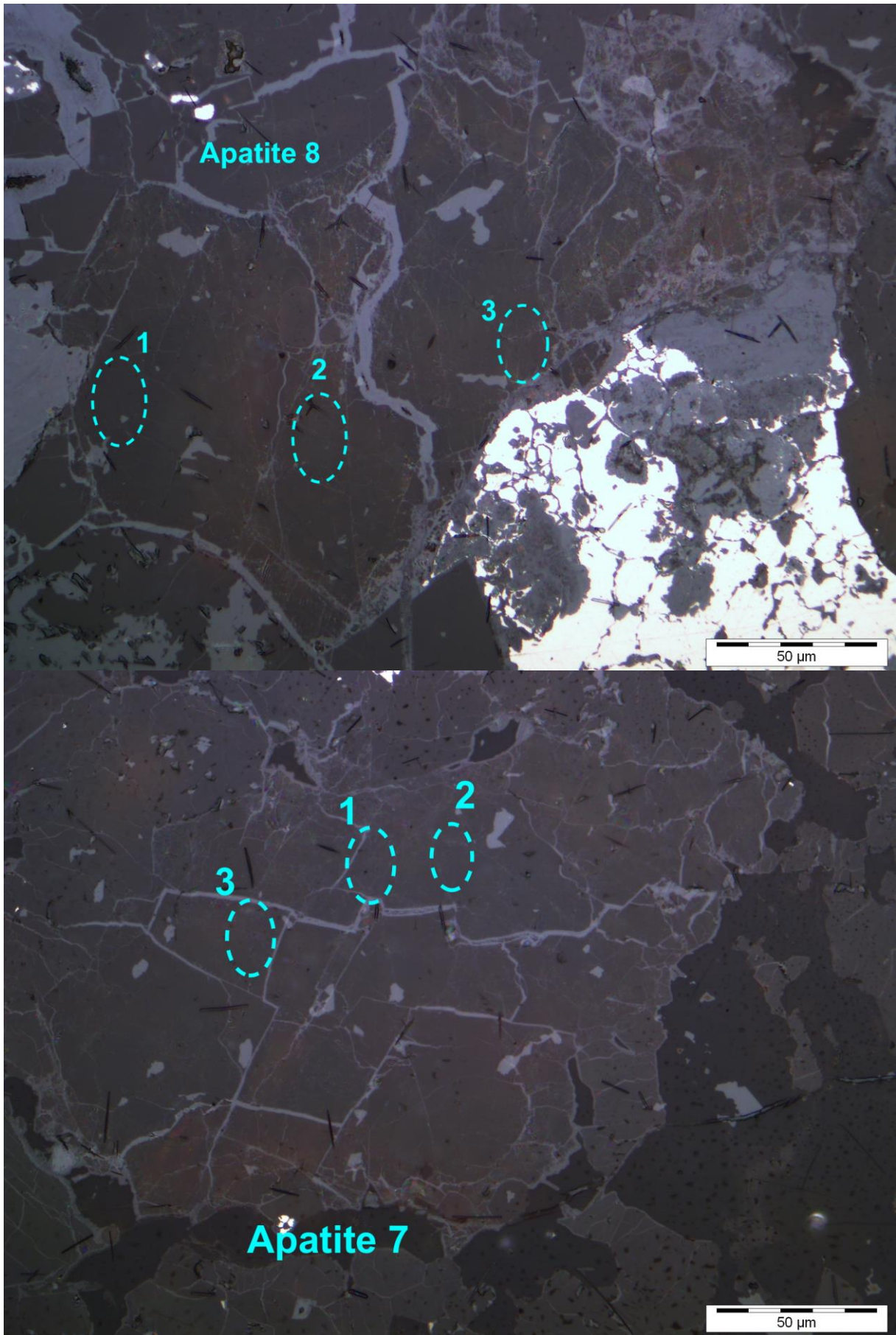


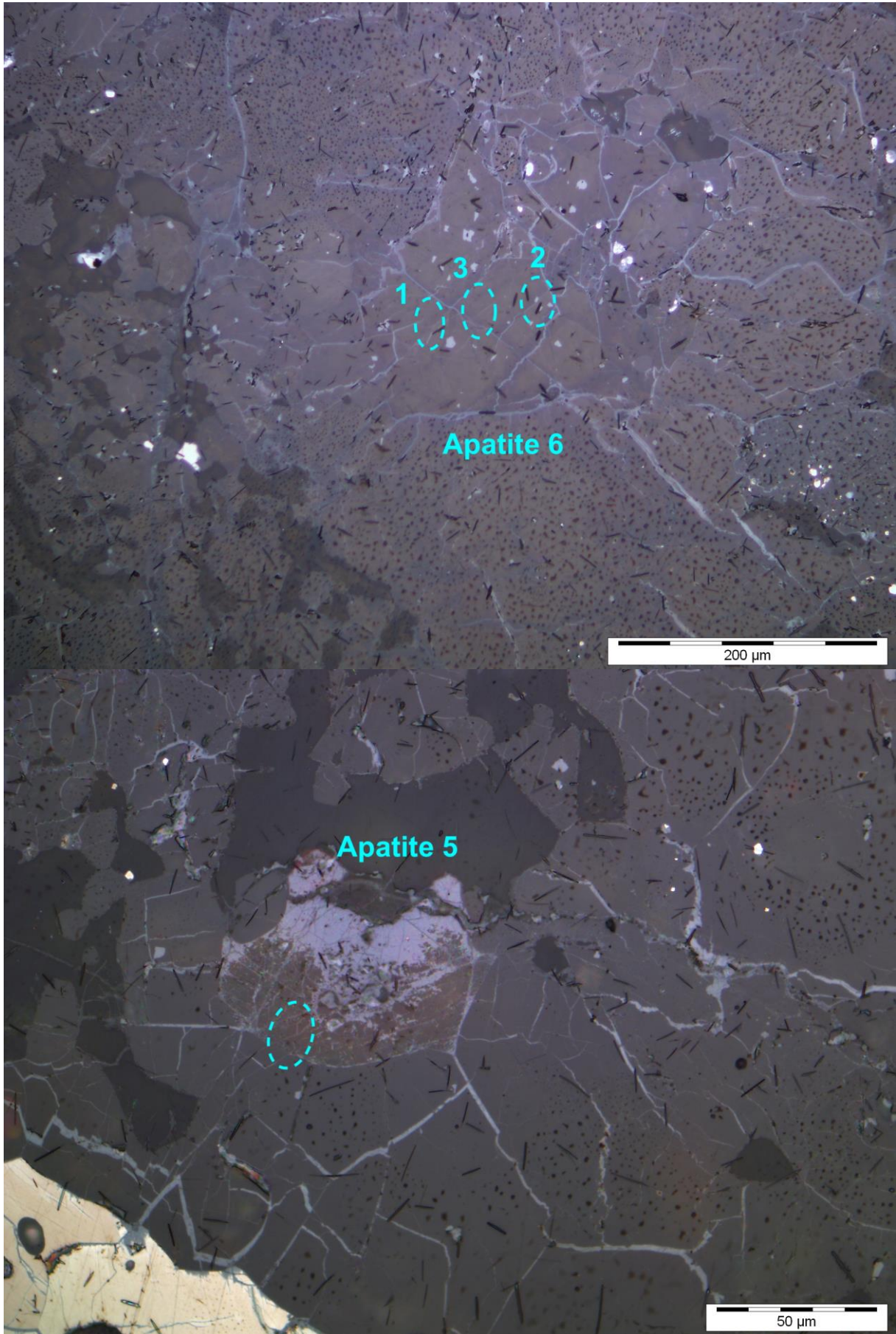


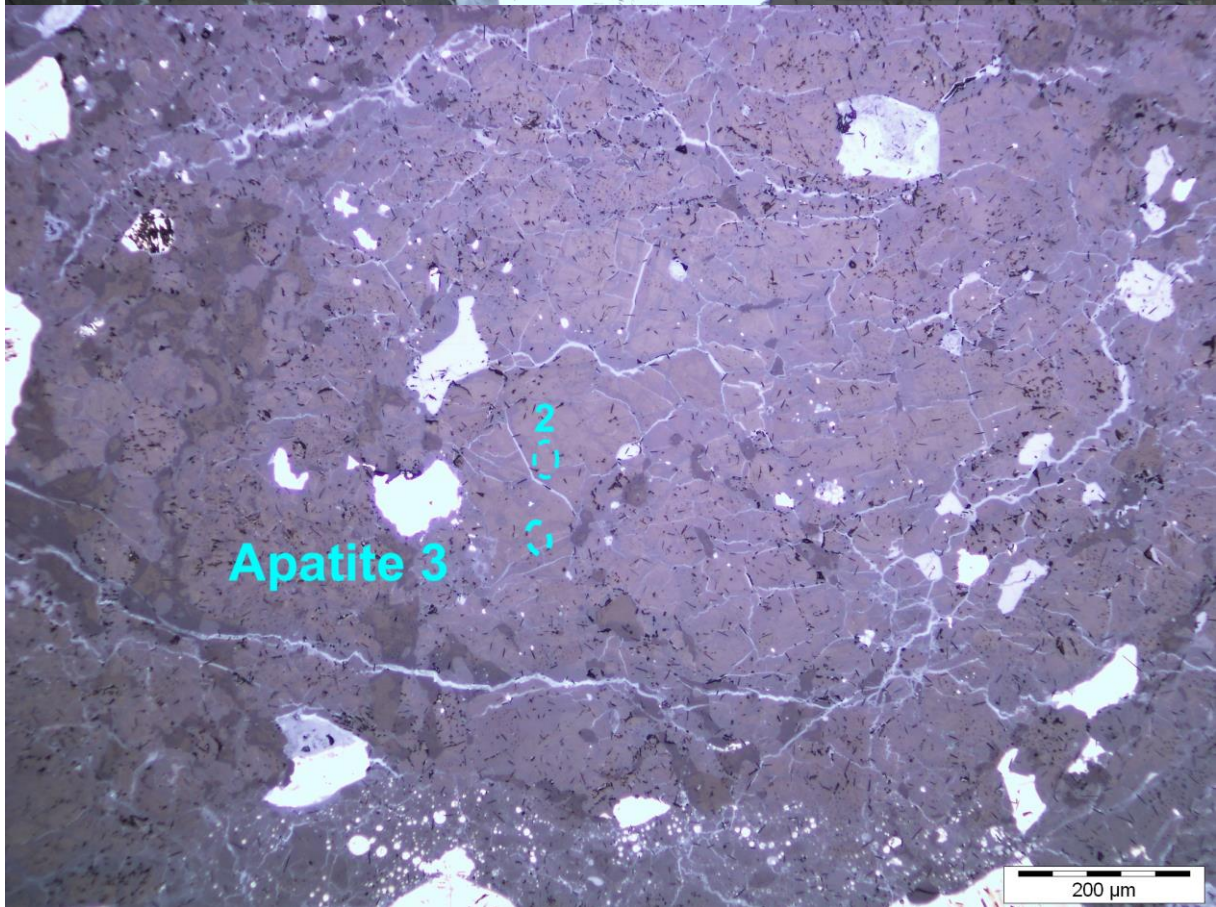
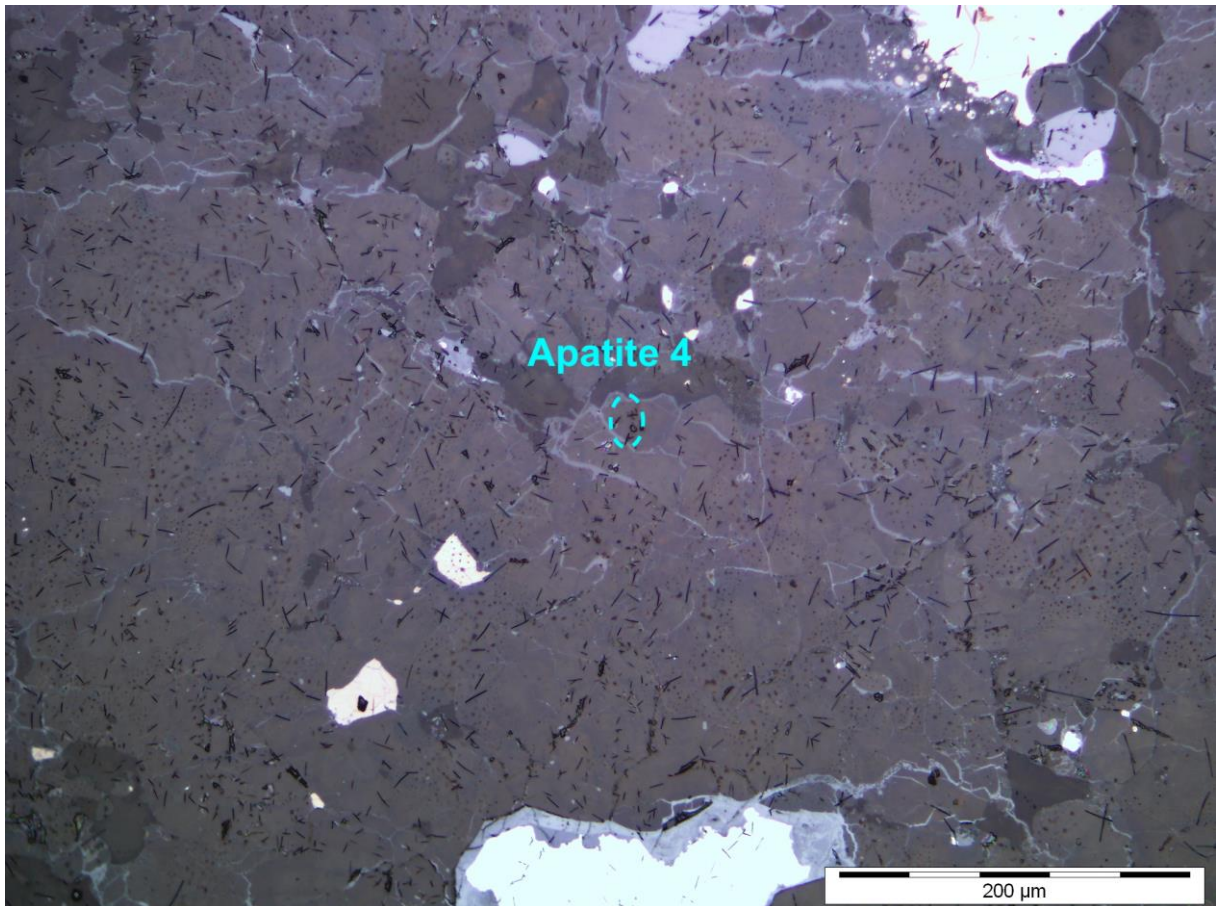
Annexe 4. 17: Exemples de clichés microscope optique en lumière naturelle de phosphates observés dans la météorite Coorara.

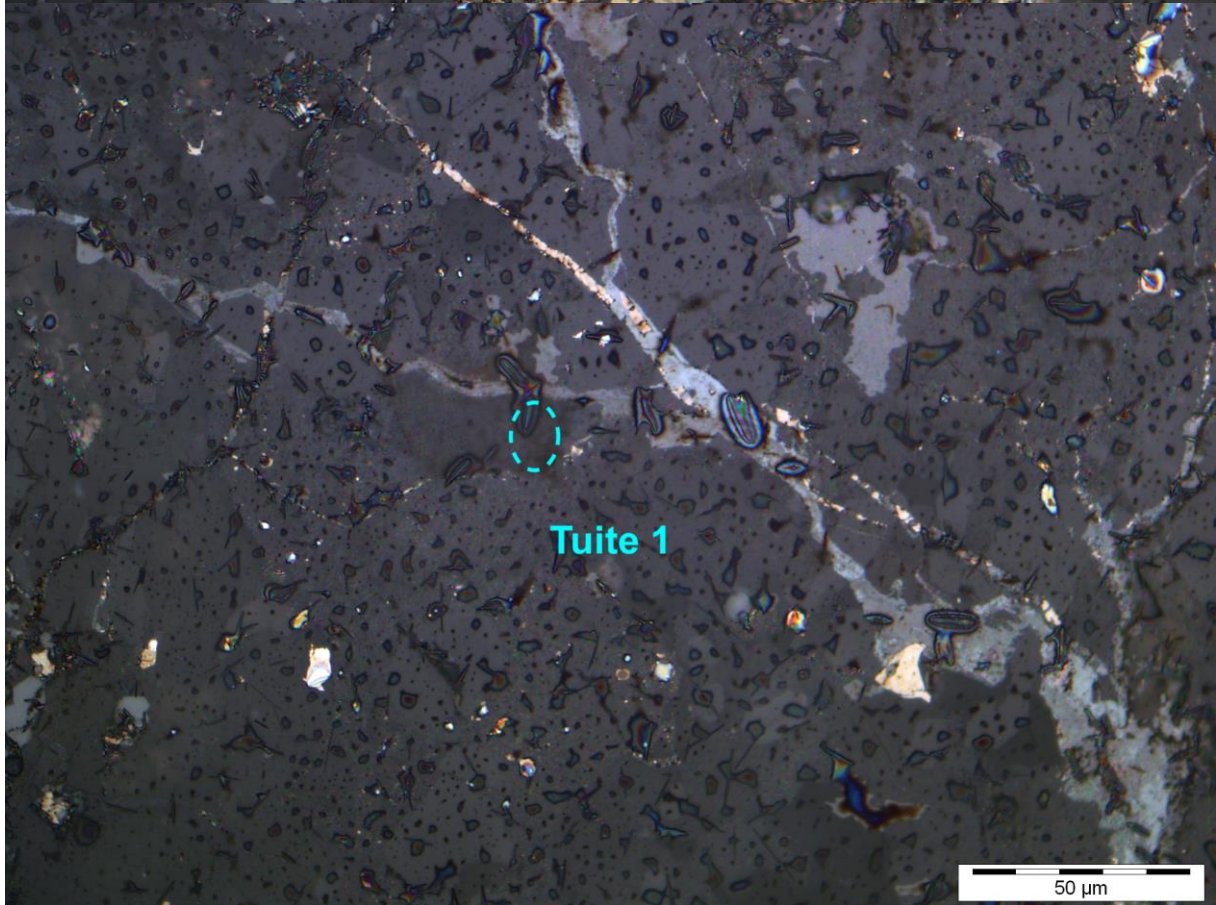
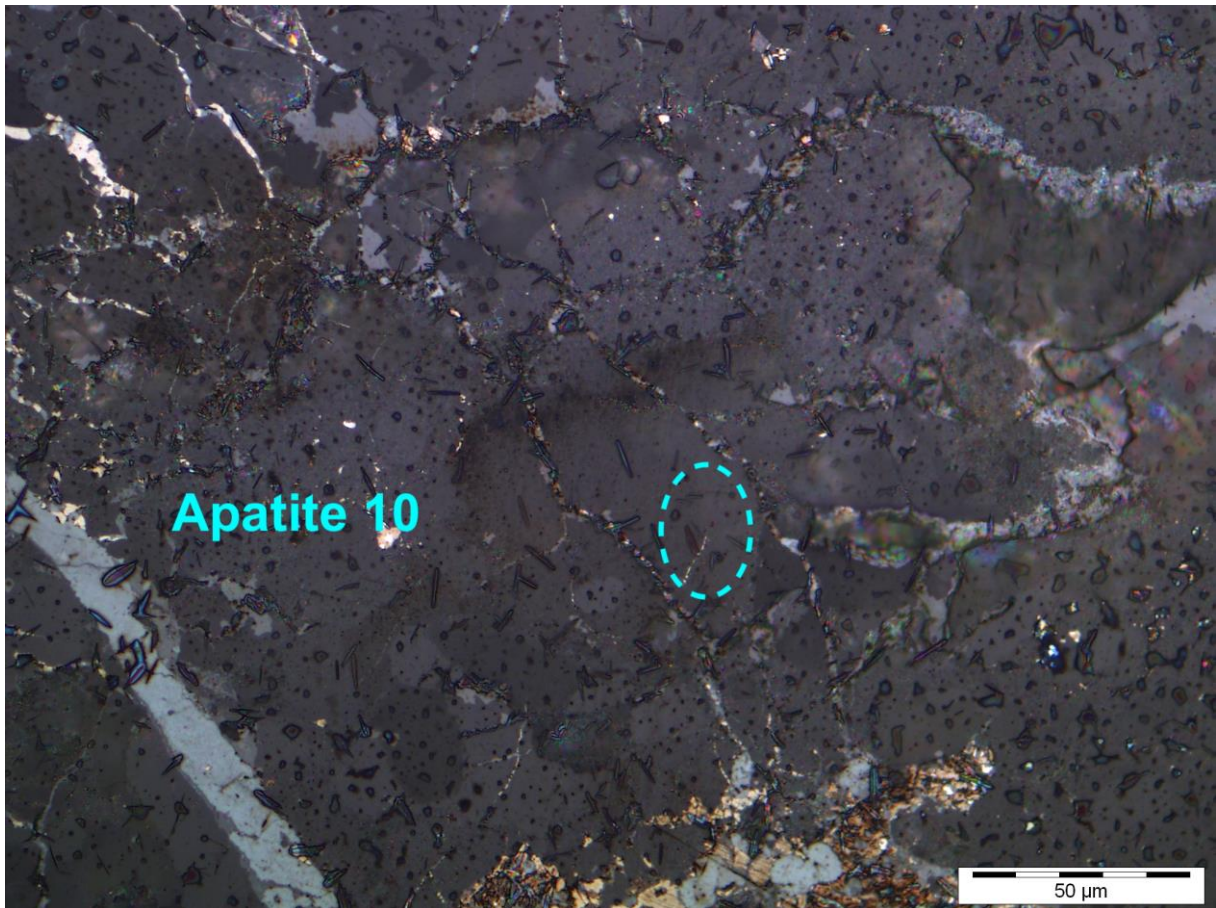


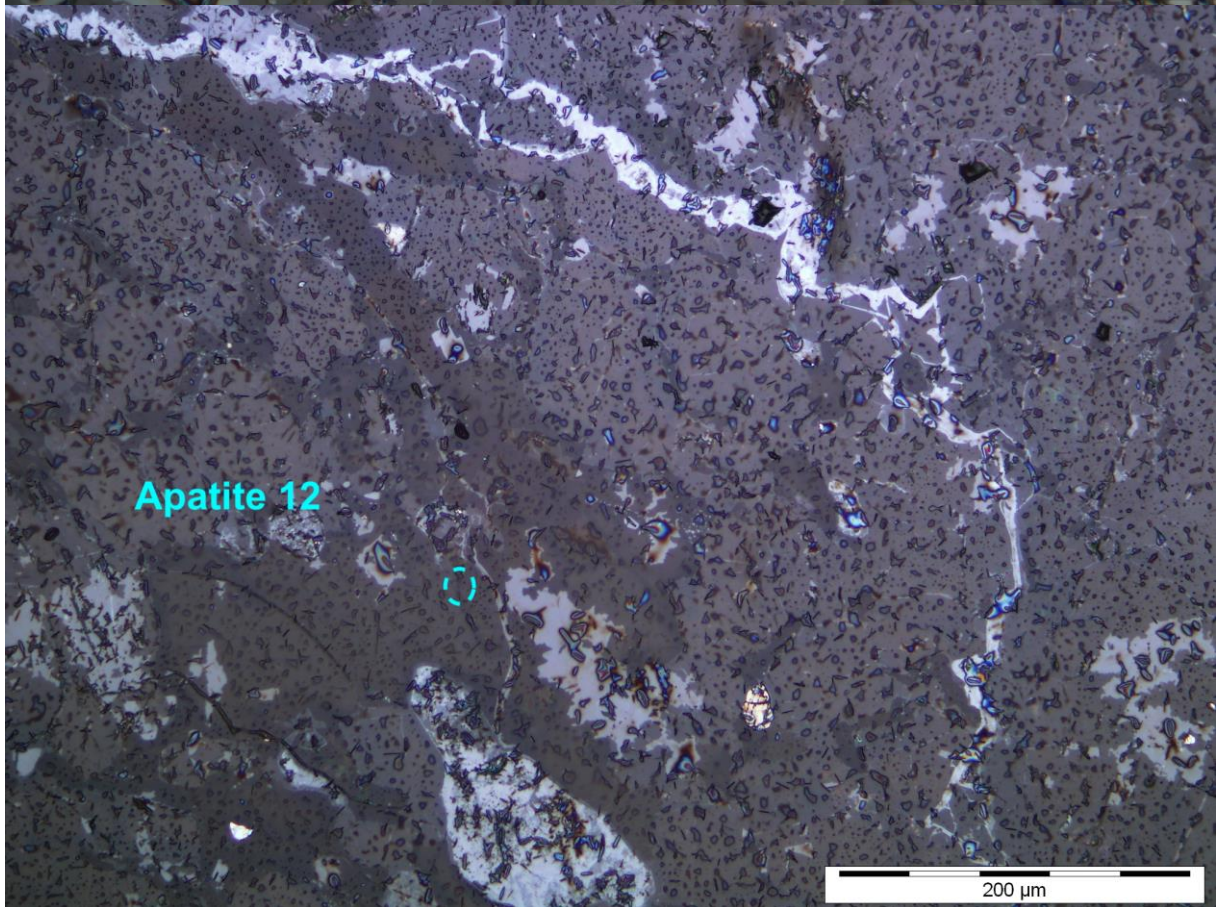
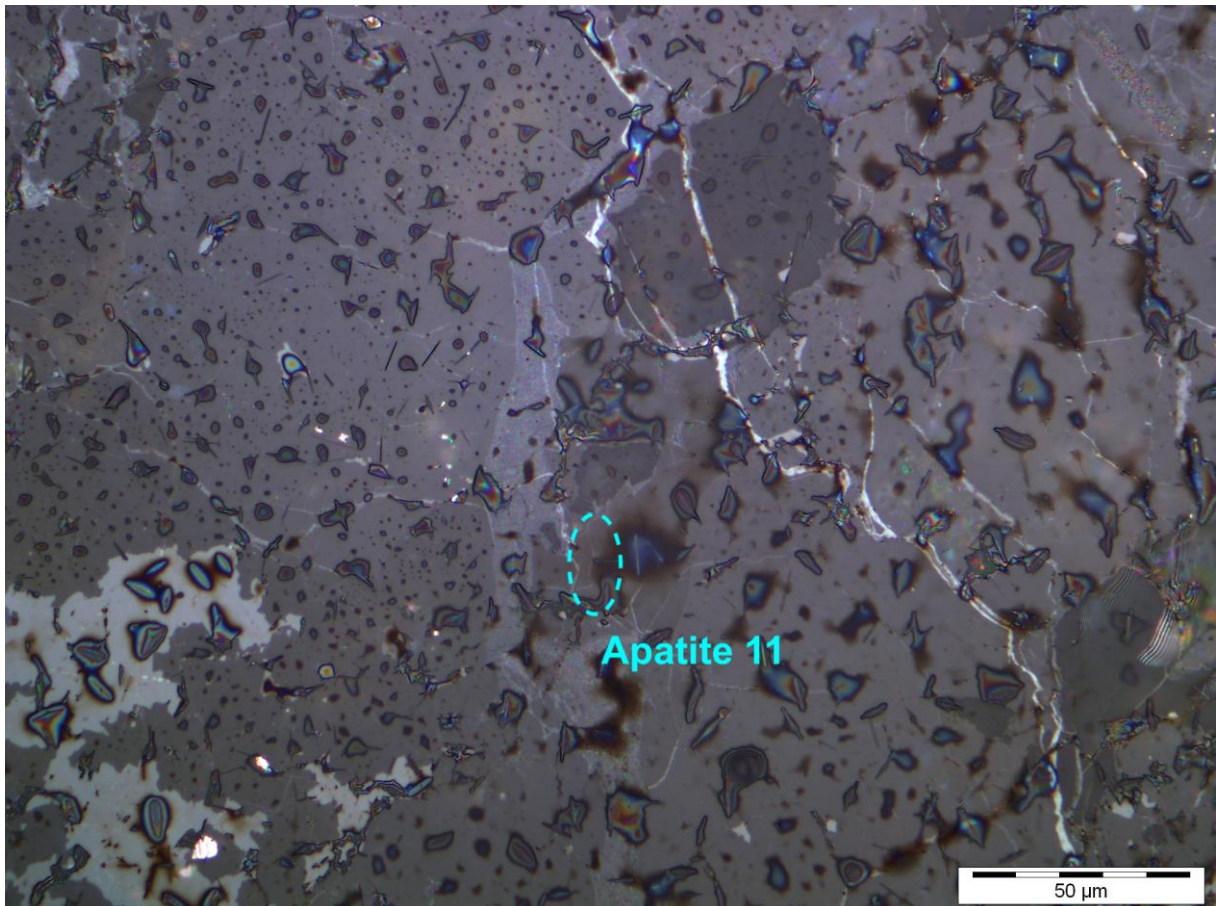


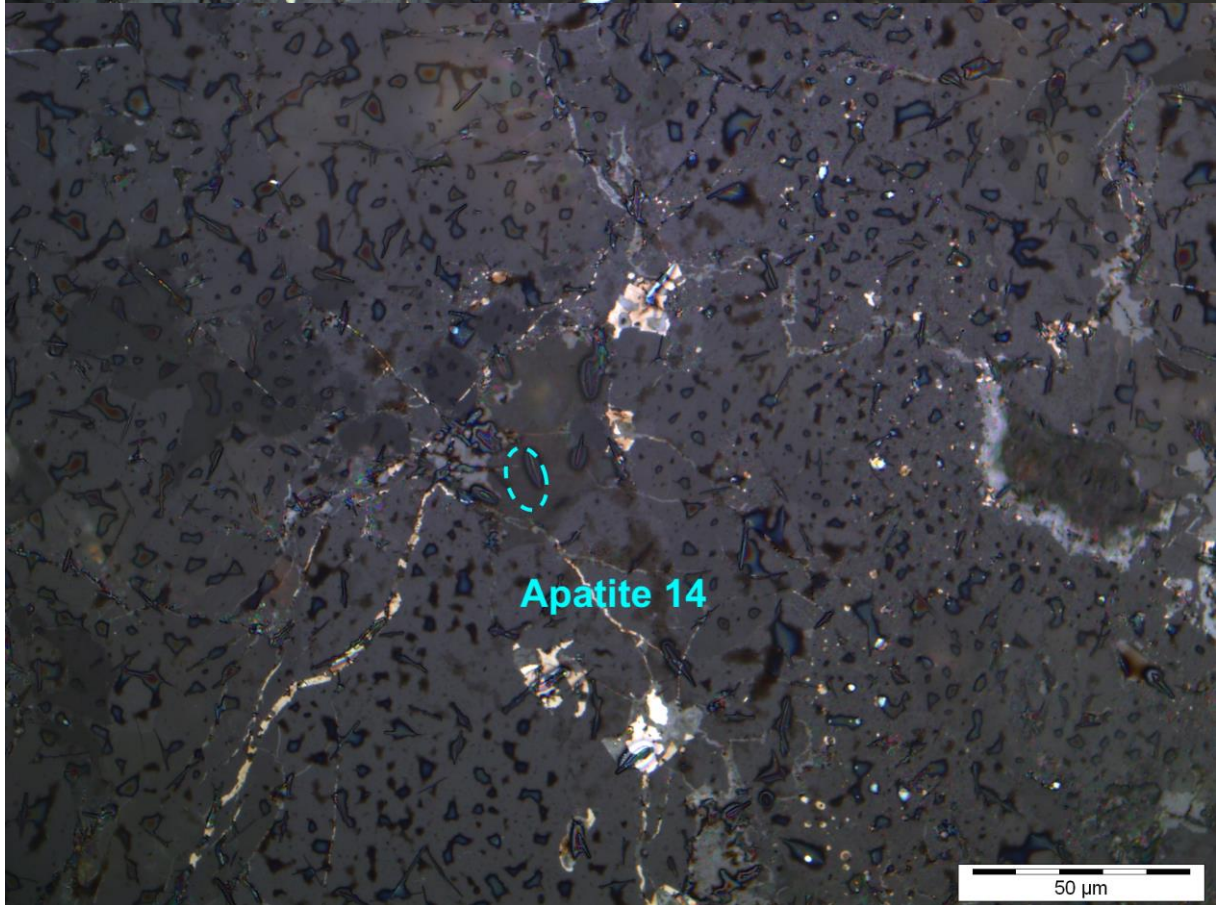
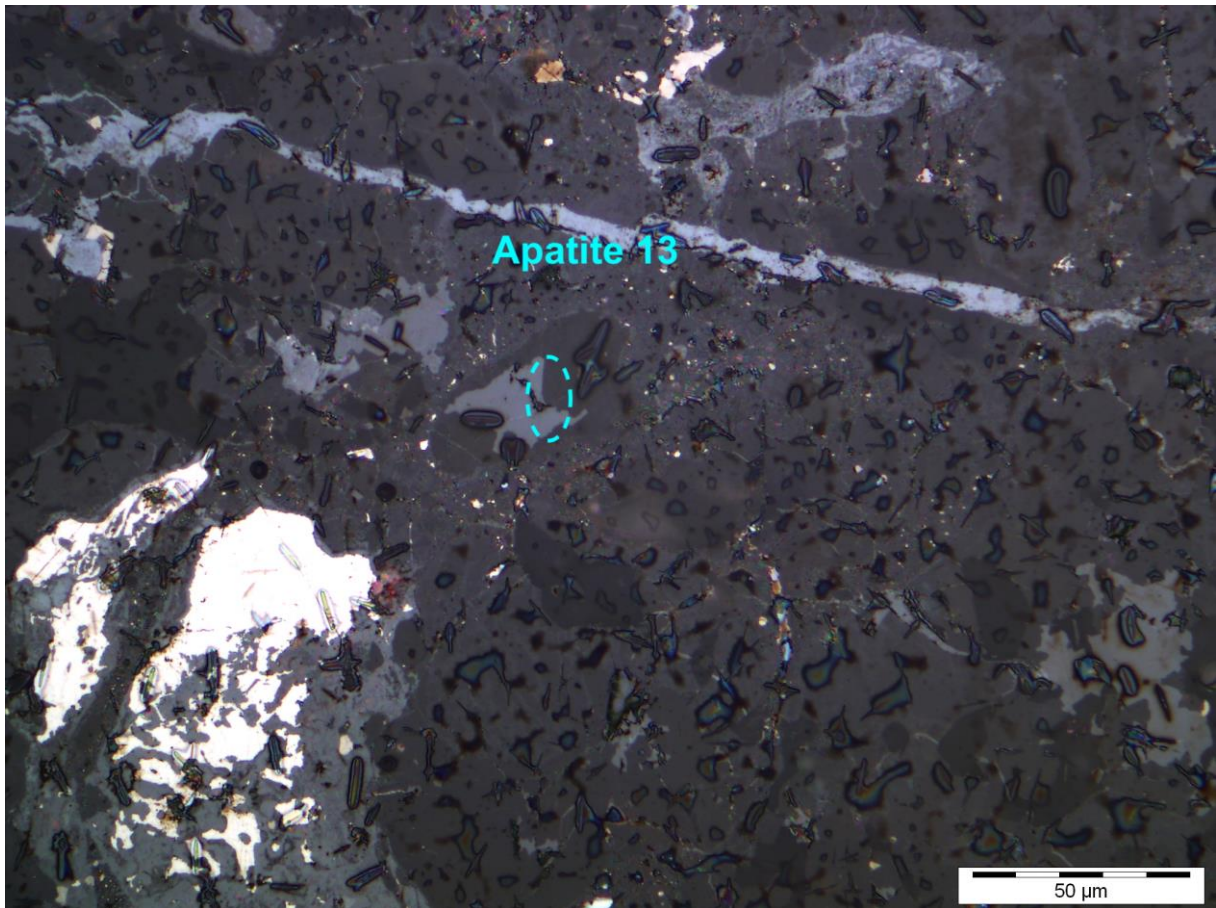


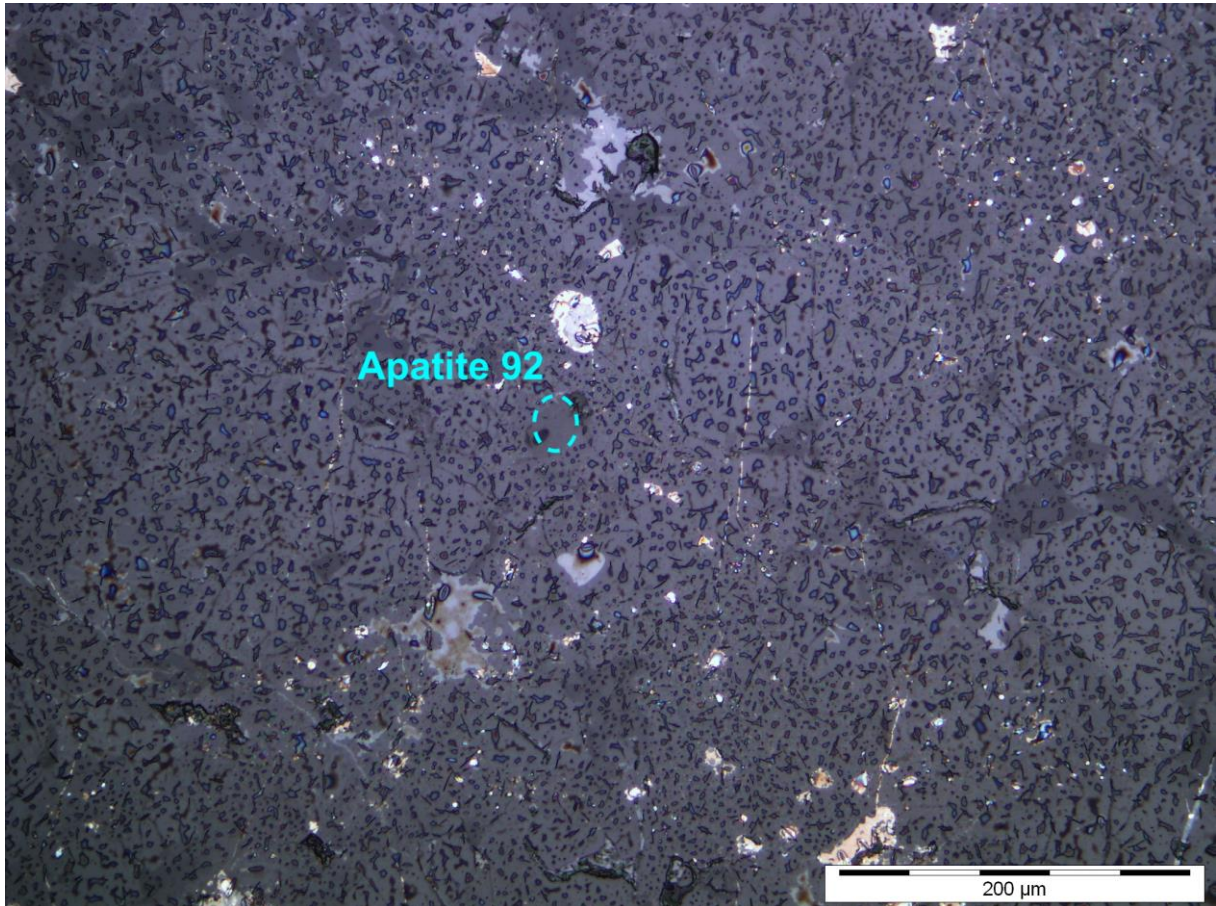




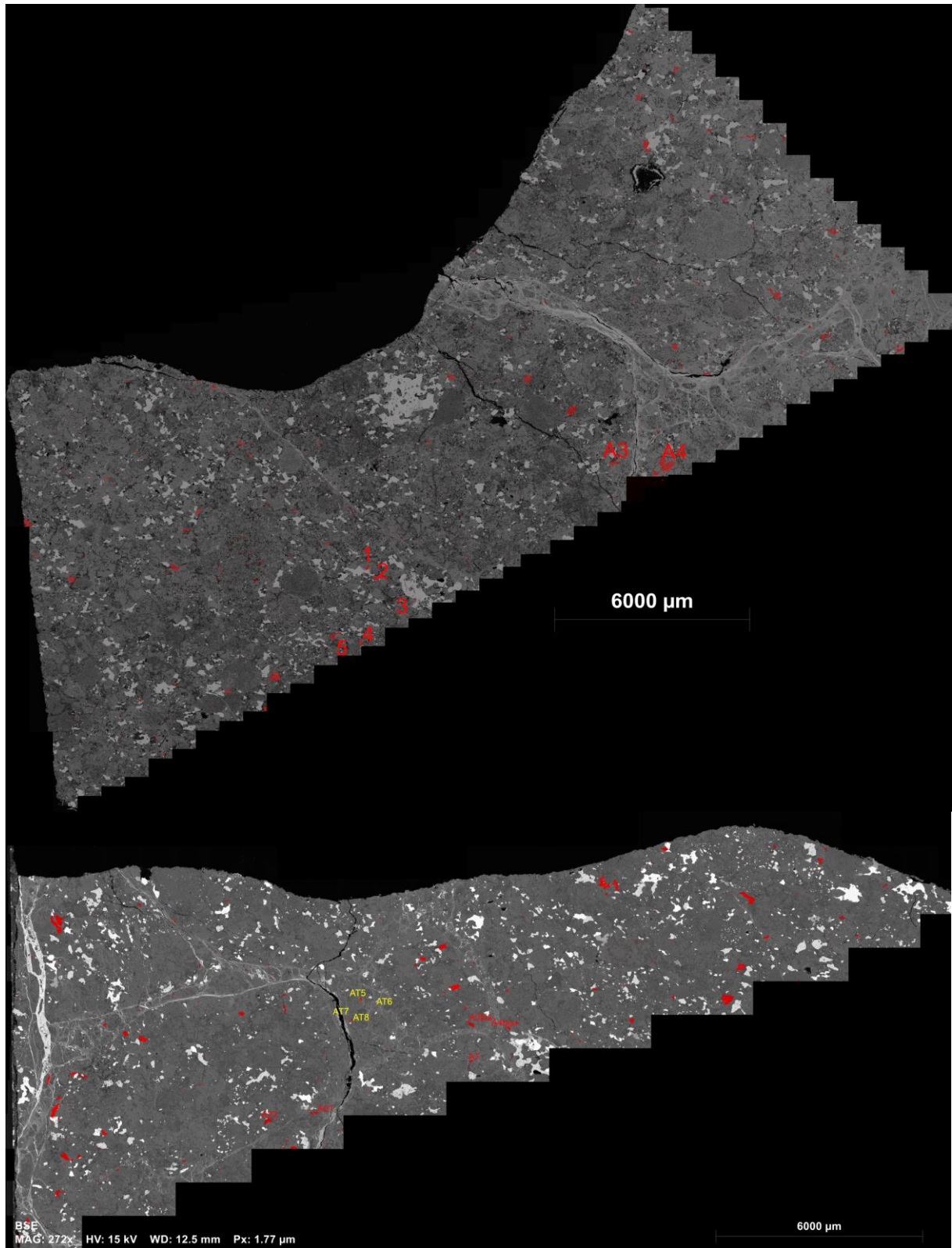




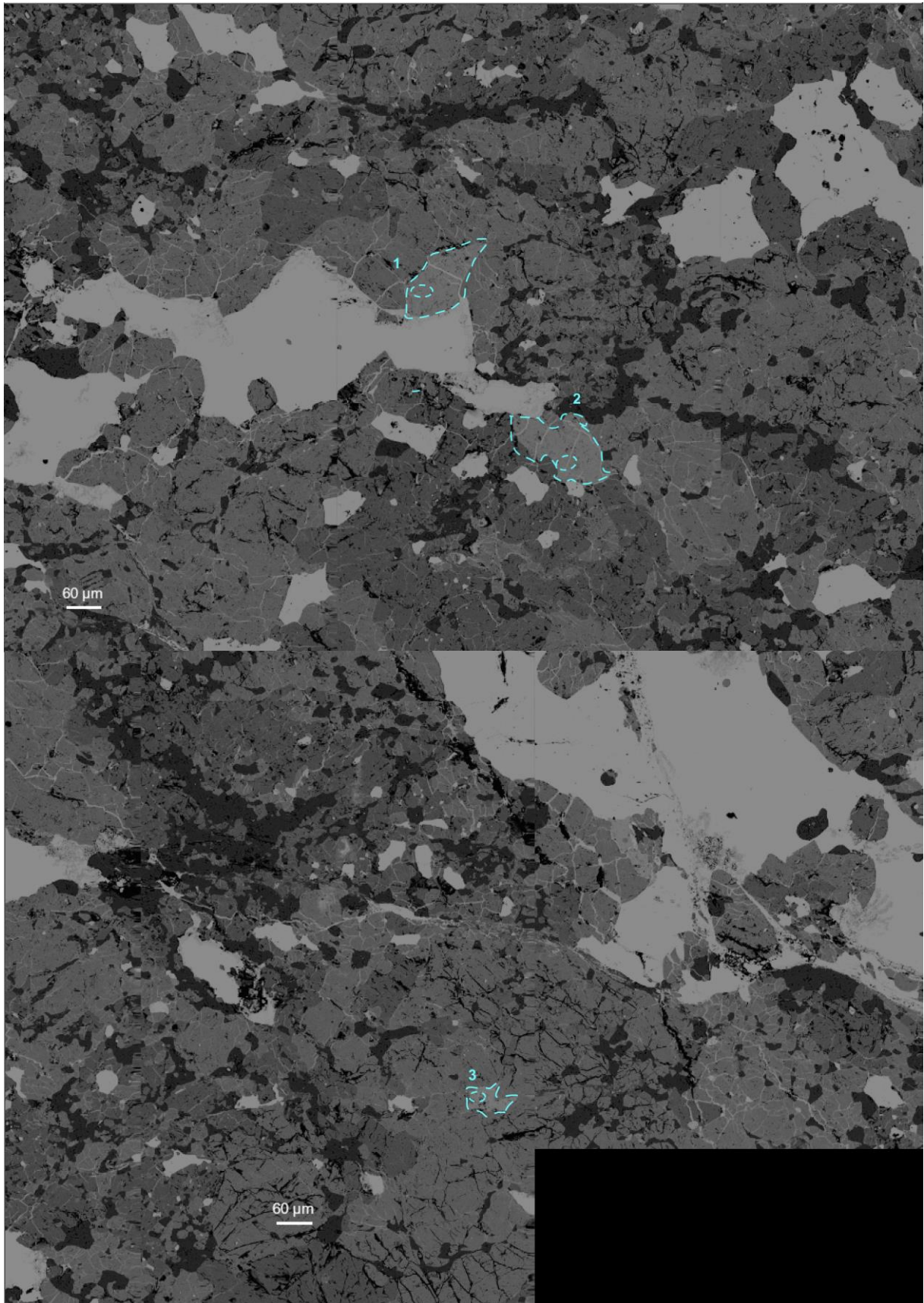


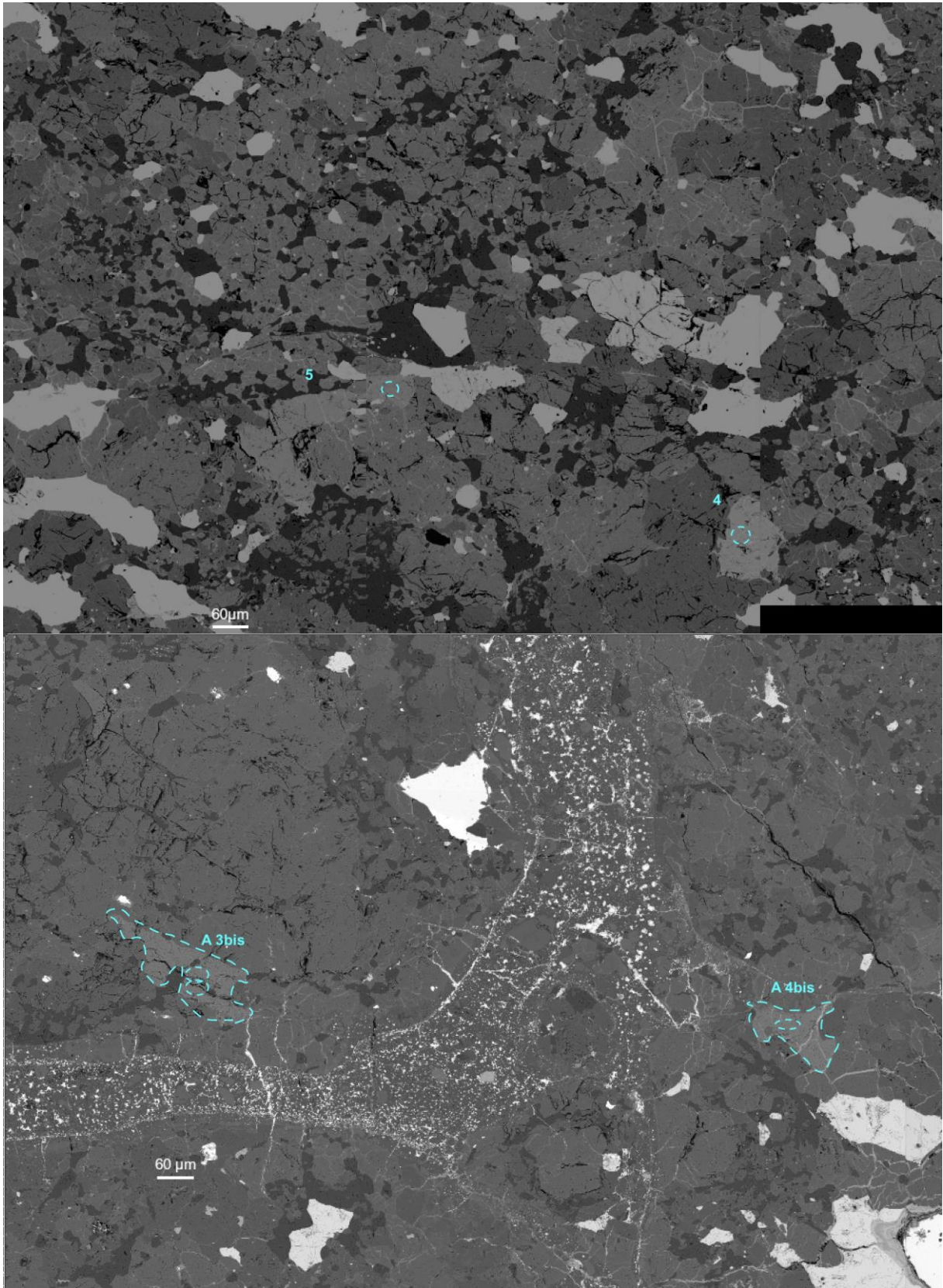


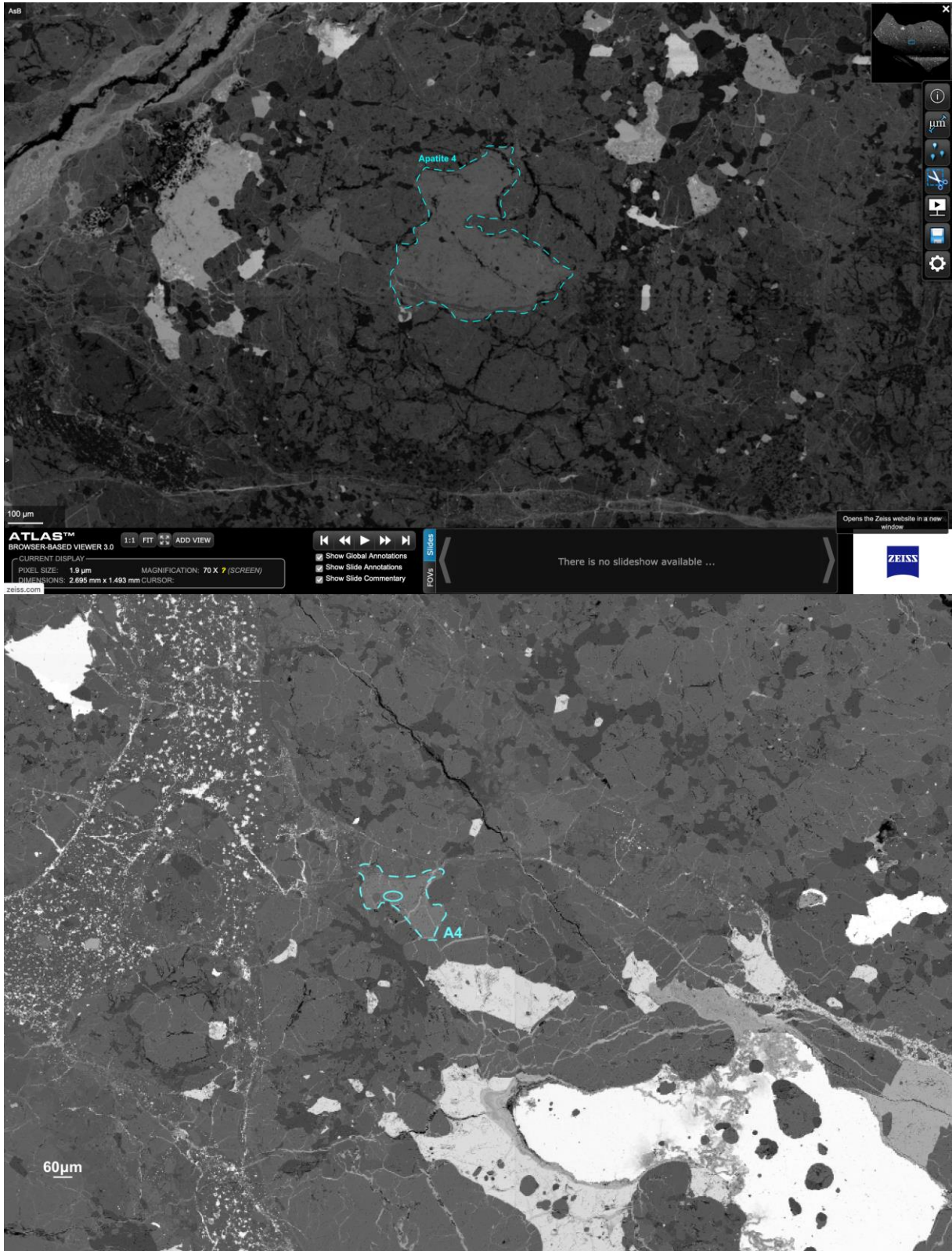
Annexe 4. 18: Exemples de clichés optiques en lumière naturelle de phosphates observés dans la météorite NWA 2478.

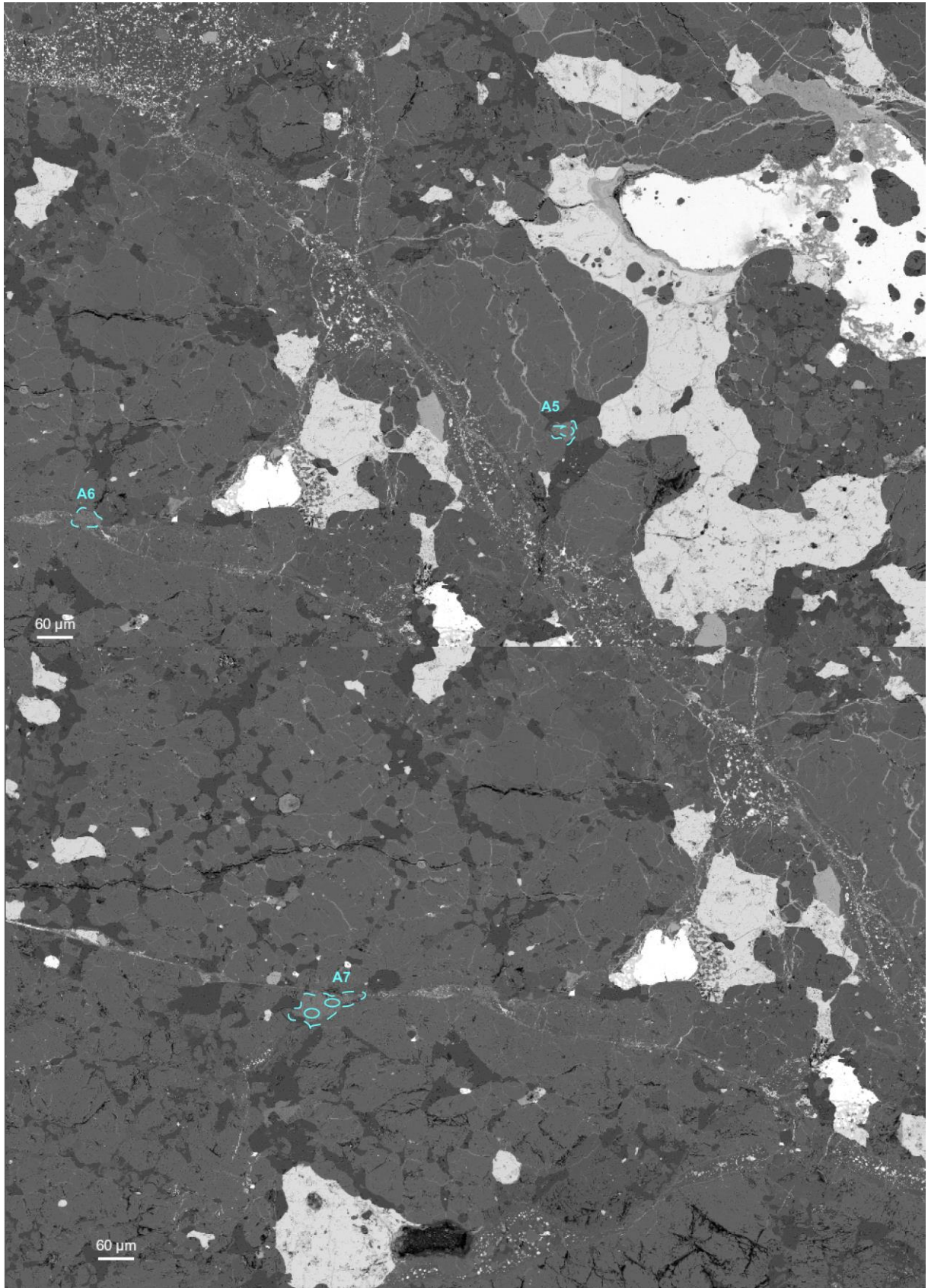


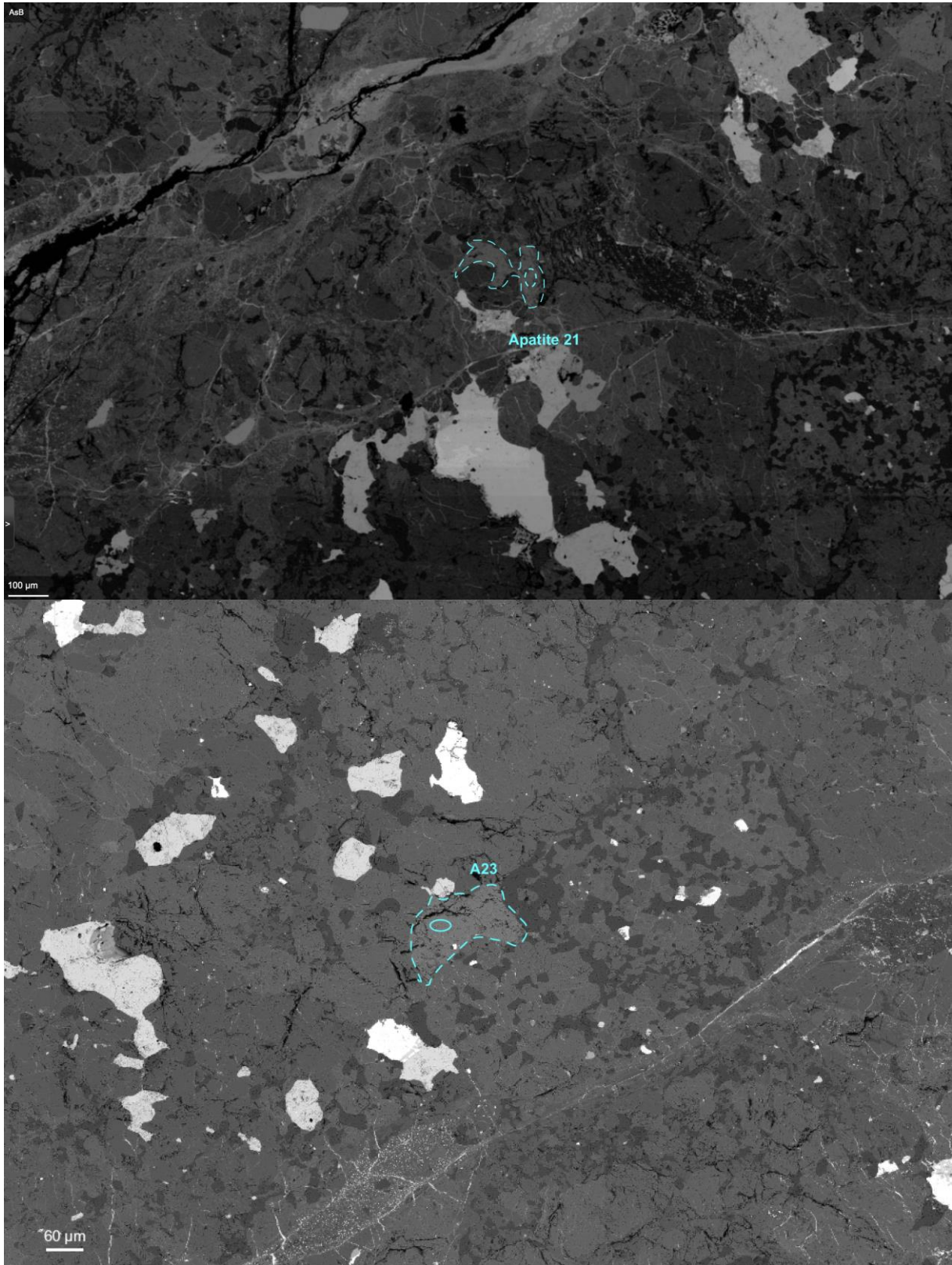
Annexe 4. 19: Carte MEB globale et superposition de la carte EDS du Phosphore, montrant la position des analyses sur la lame Beni M'Hira. Le code couleur est le suivant: Jaune correspond aux apatites avec des pics décalés, rouge aux apatites, rose aux merrillites.

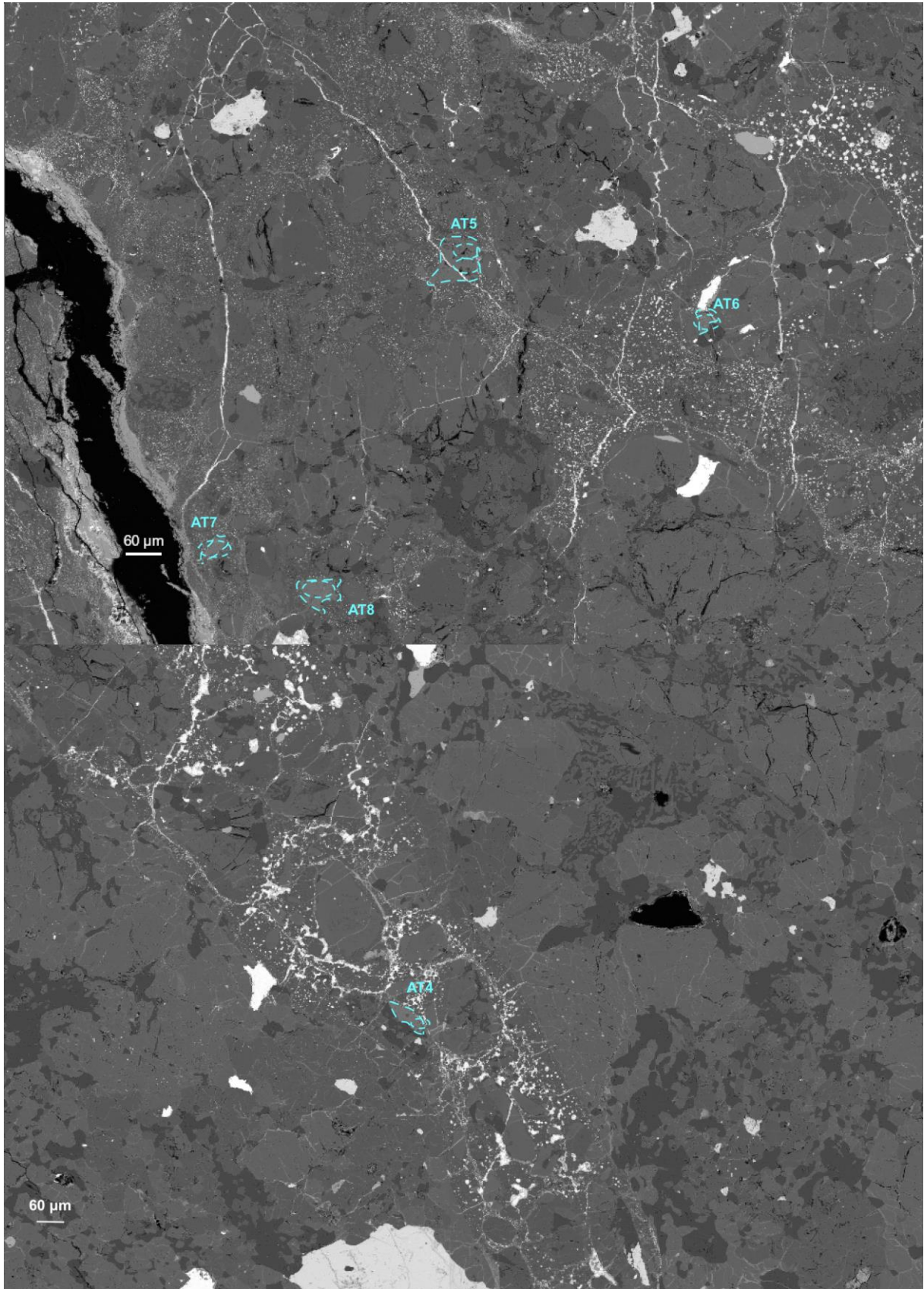


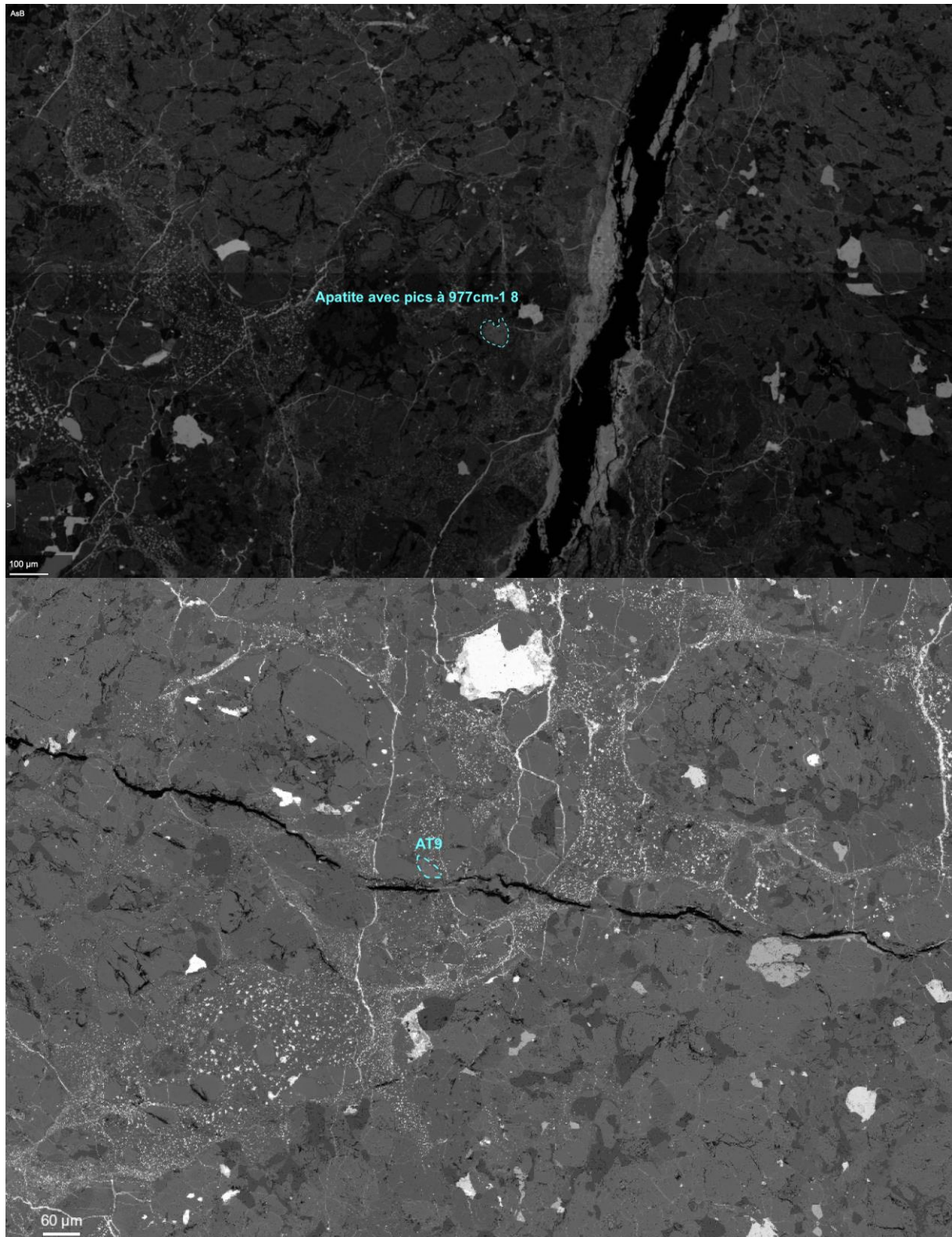




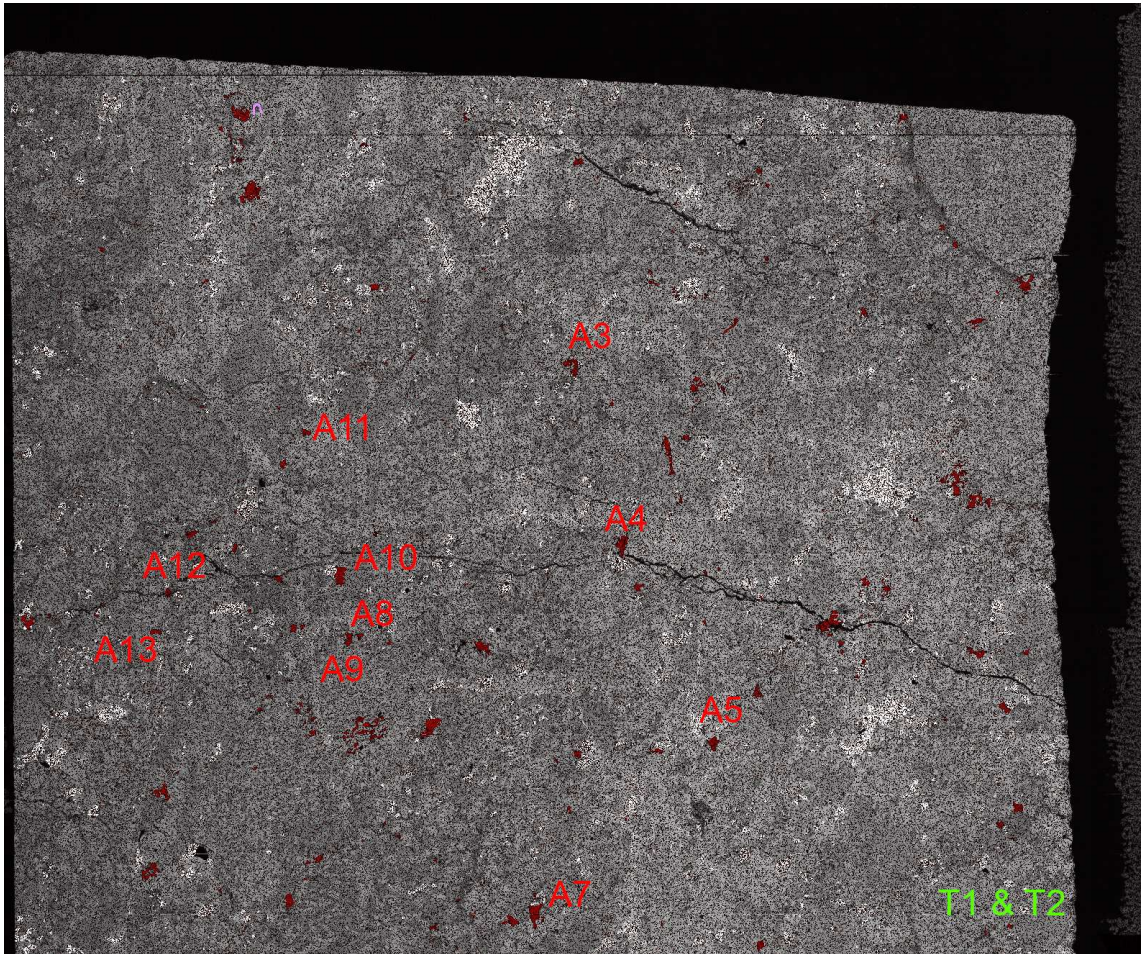




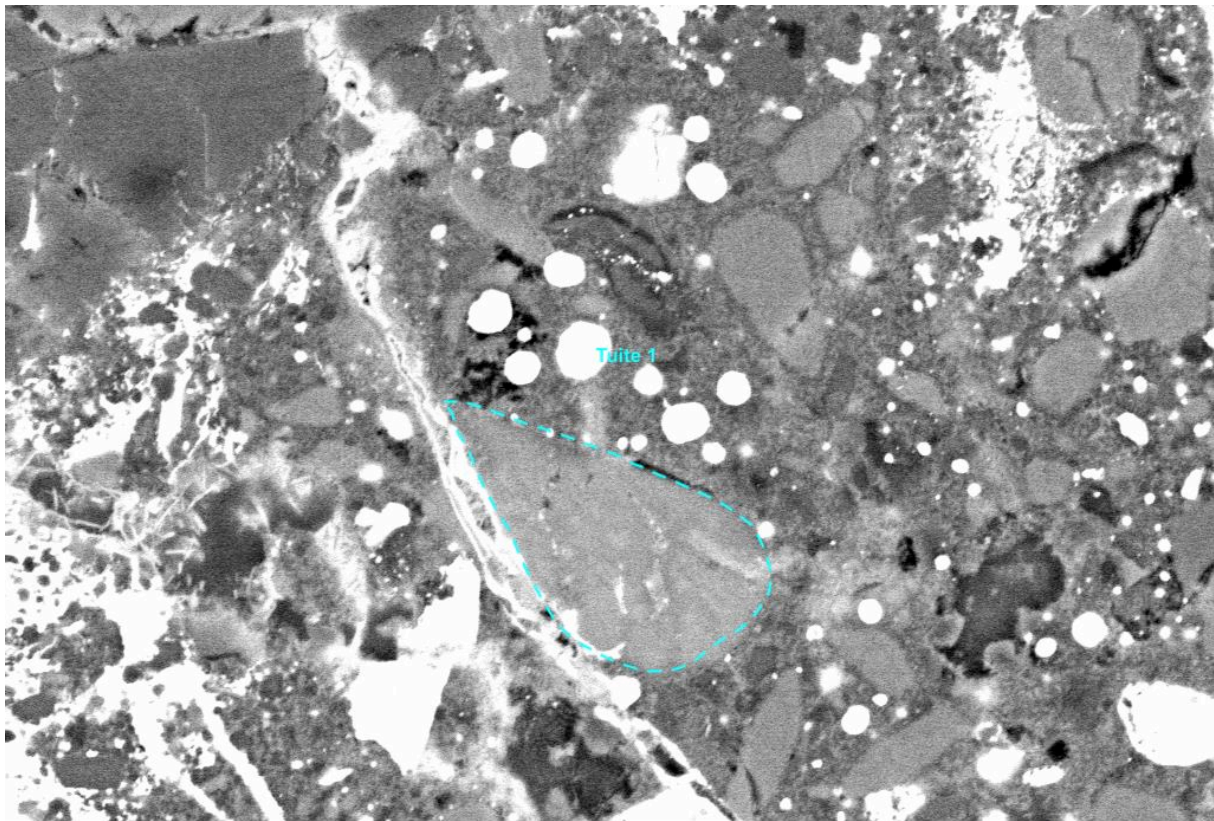





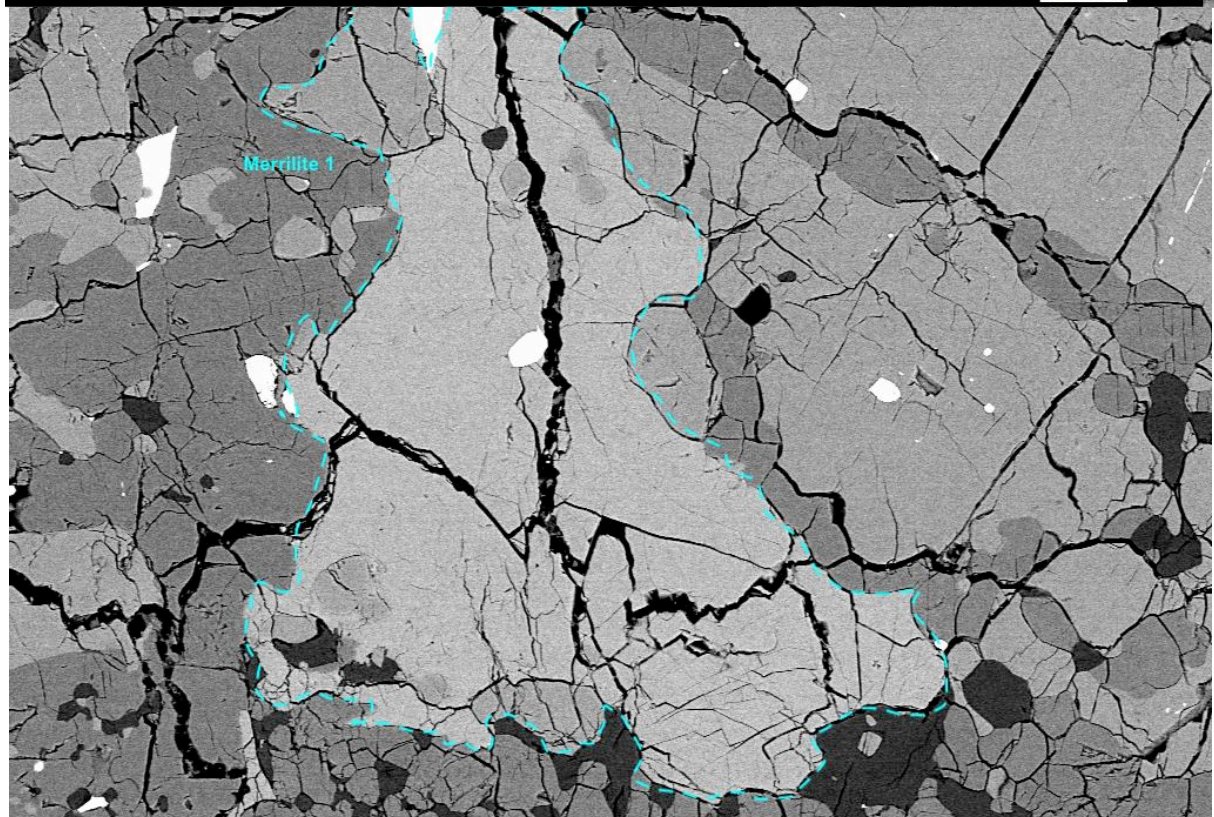
Annexe 4. 20: Exemples de clichés MEB de phosphates analysés dans le cadre de l'étude de la météorite Beni M'Hira




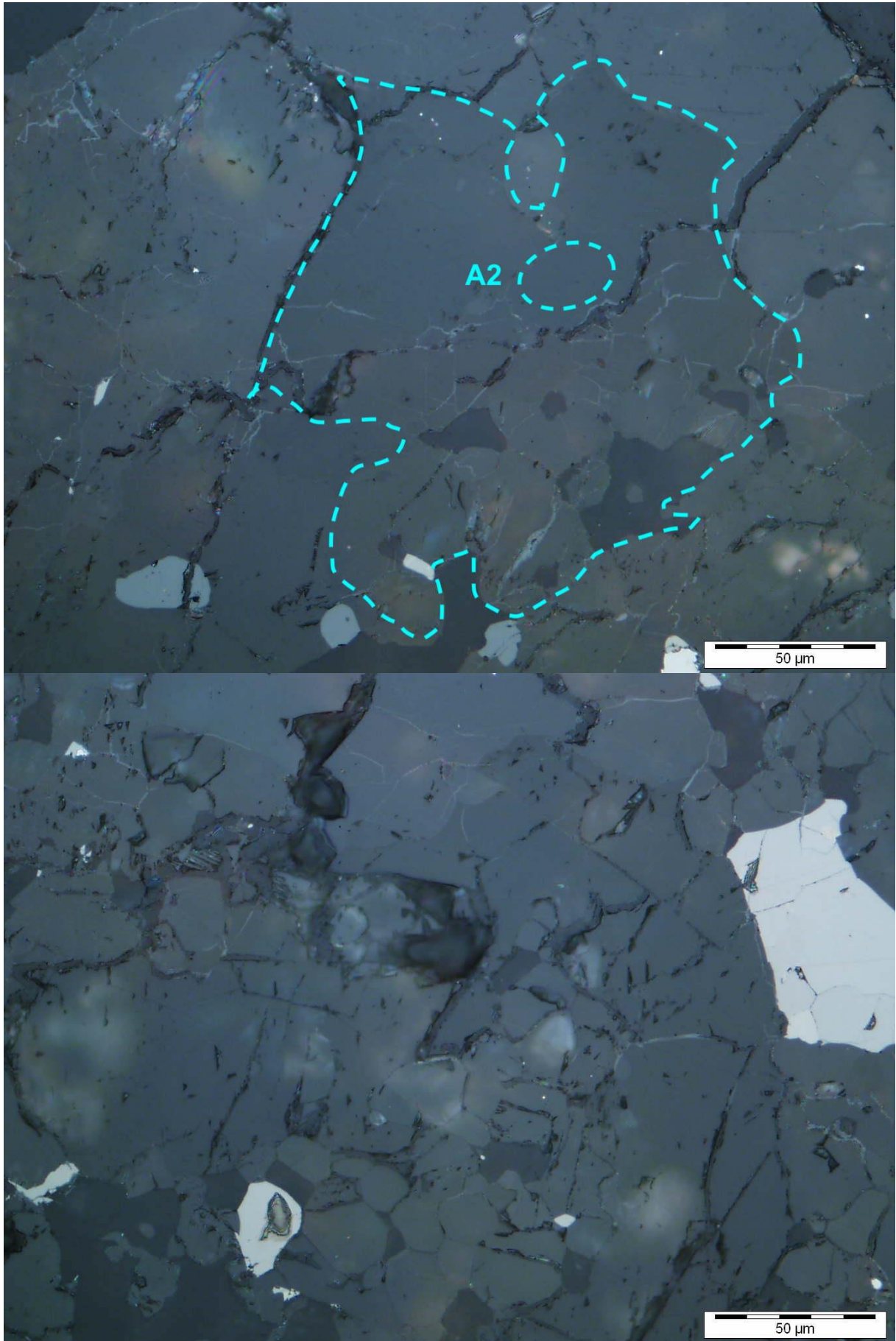
Annexe 4. 21: Carte MEB globale et superposition de la carte EDS du Phosphore, montrant la position des analyses sur la lame NWA 757. Le code couleur est le suivant: Jaune correspond aux apatites avec des pics décalés, rouge aux apatites, rose aux merrillites et vert aux tuites.

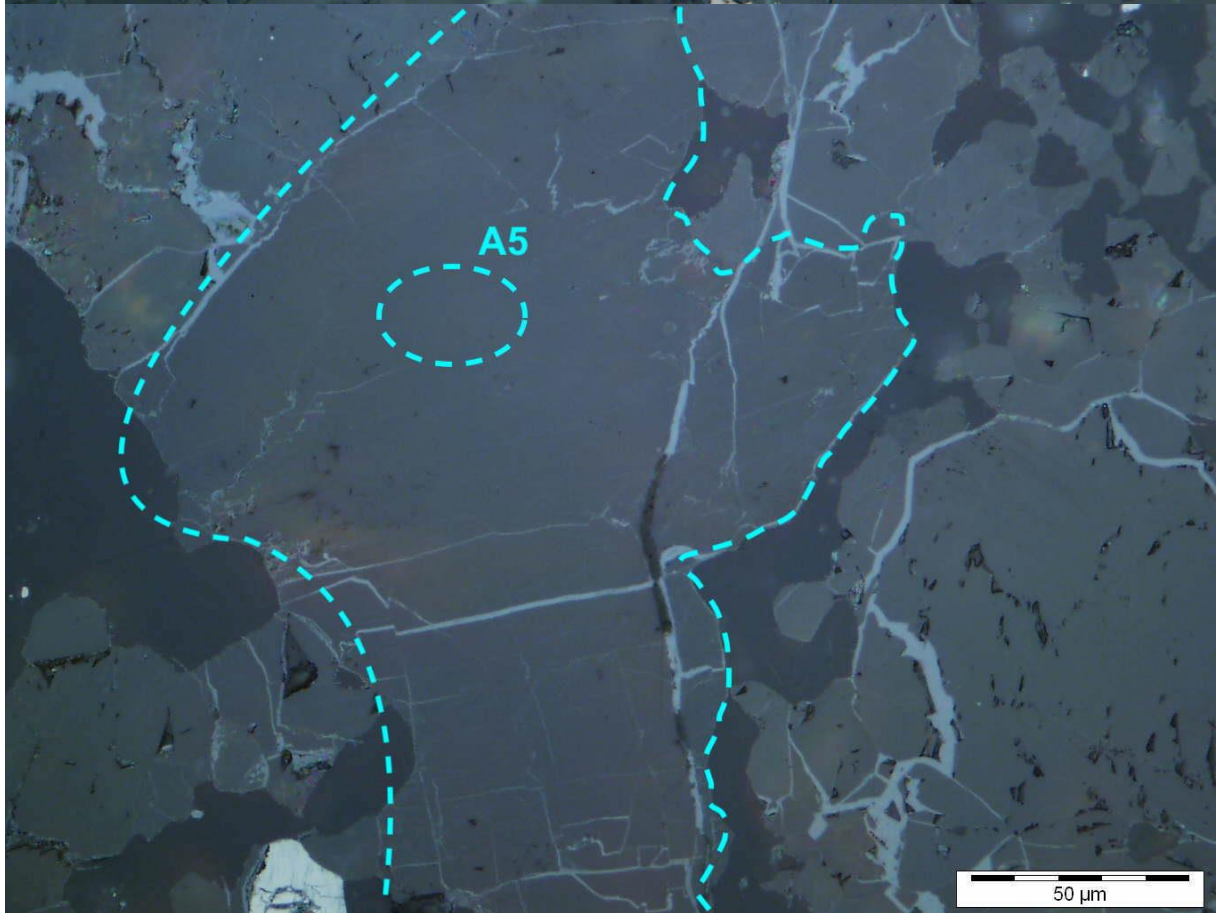
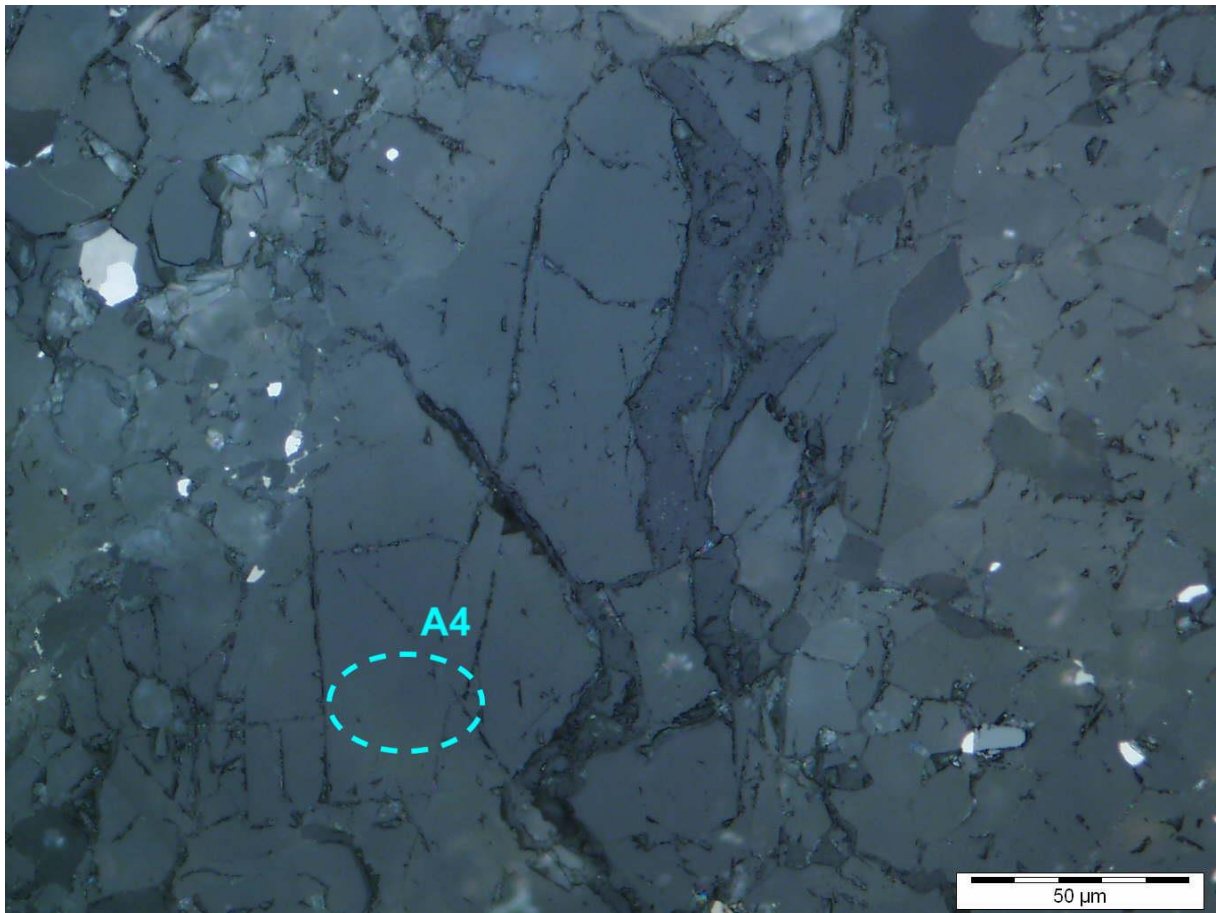


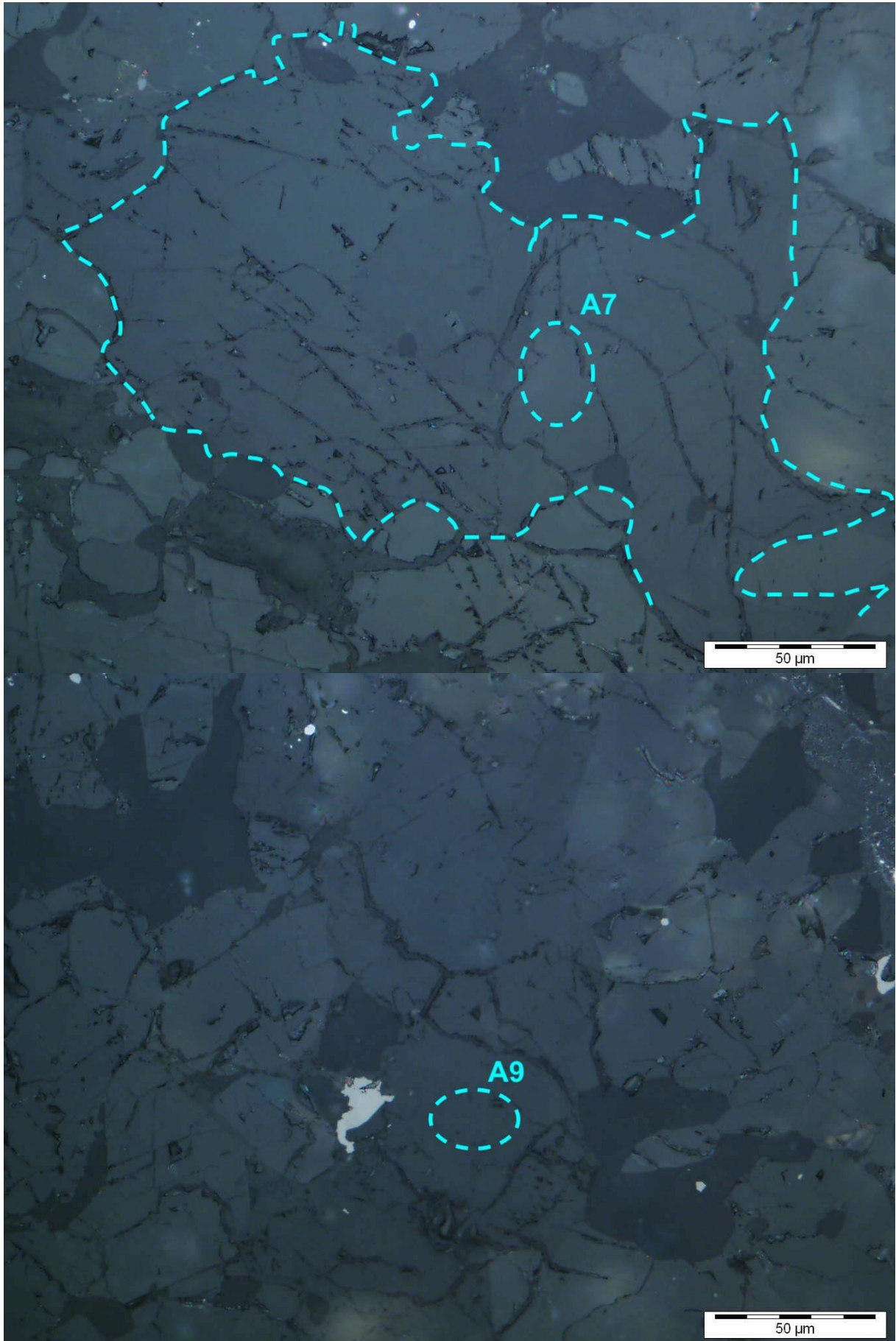
10 μm EHT = 15.00 kV Signal A = AsB Date :20 Oct 2020
WD = 7.6 mm Width = 63.39 μm Mag = 4.73 K X 

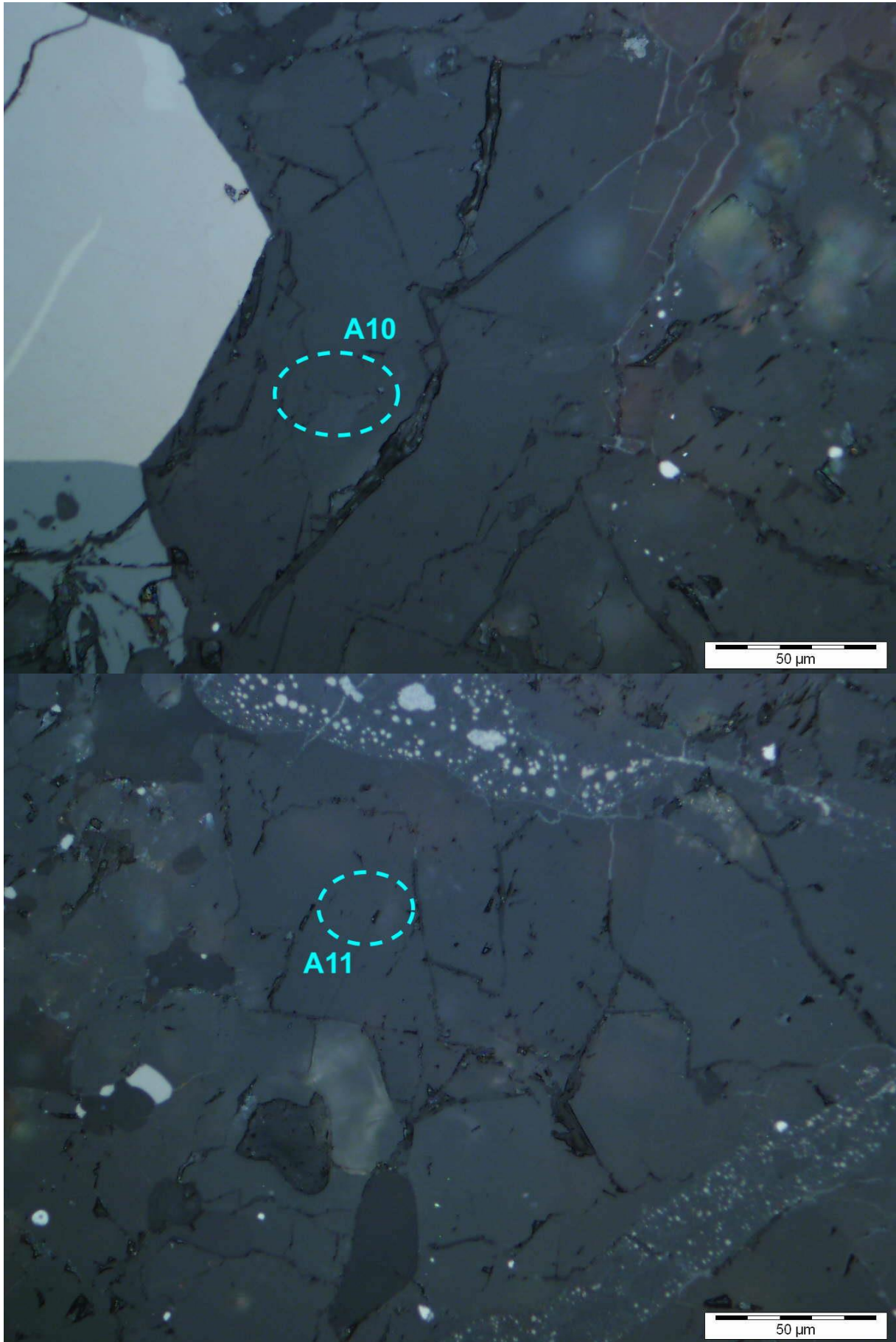


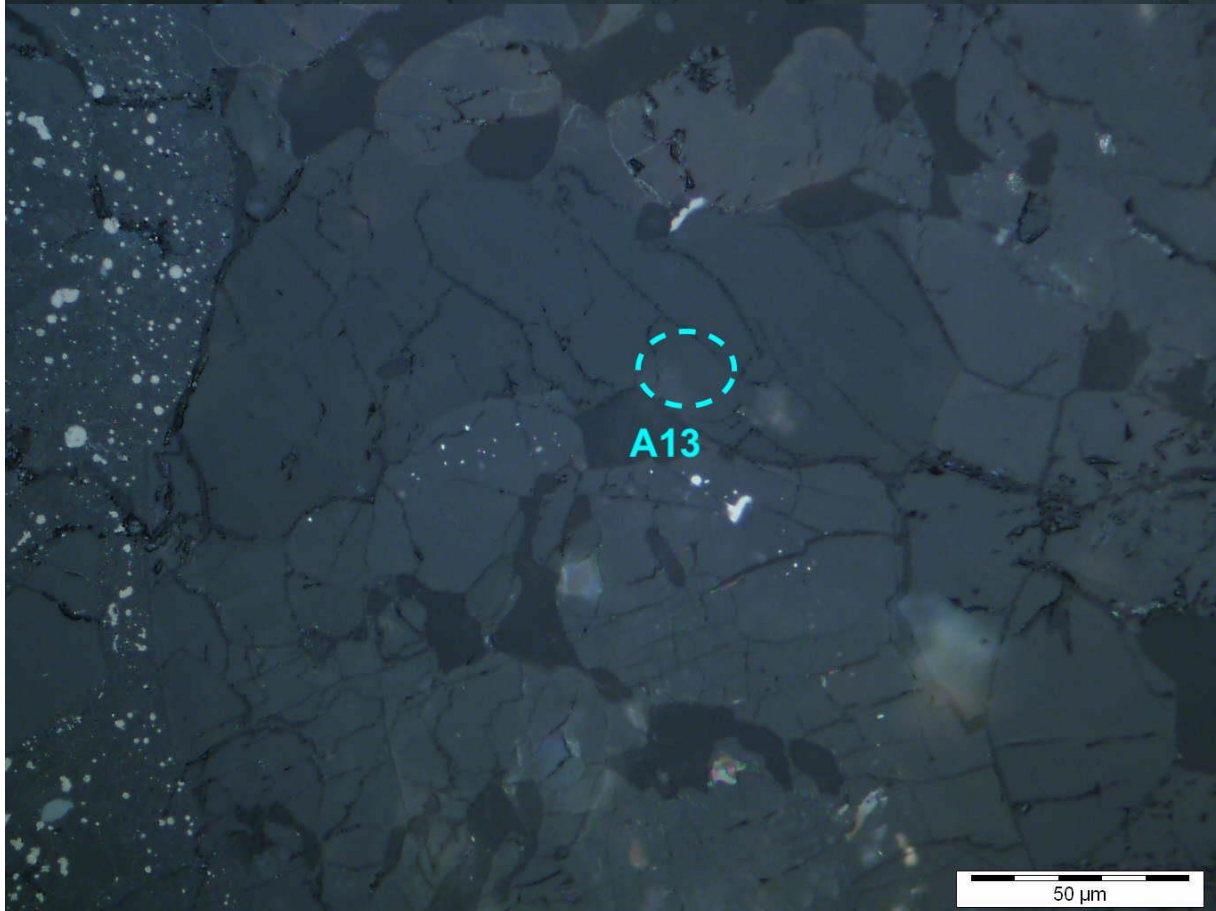
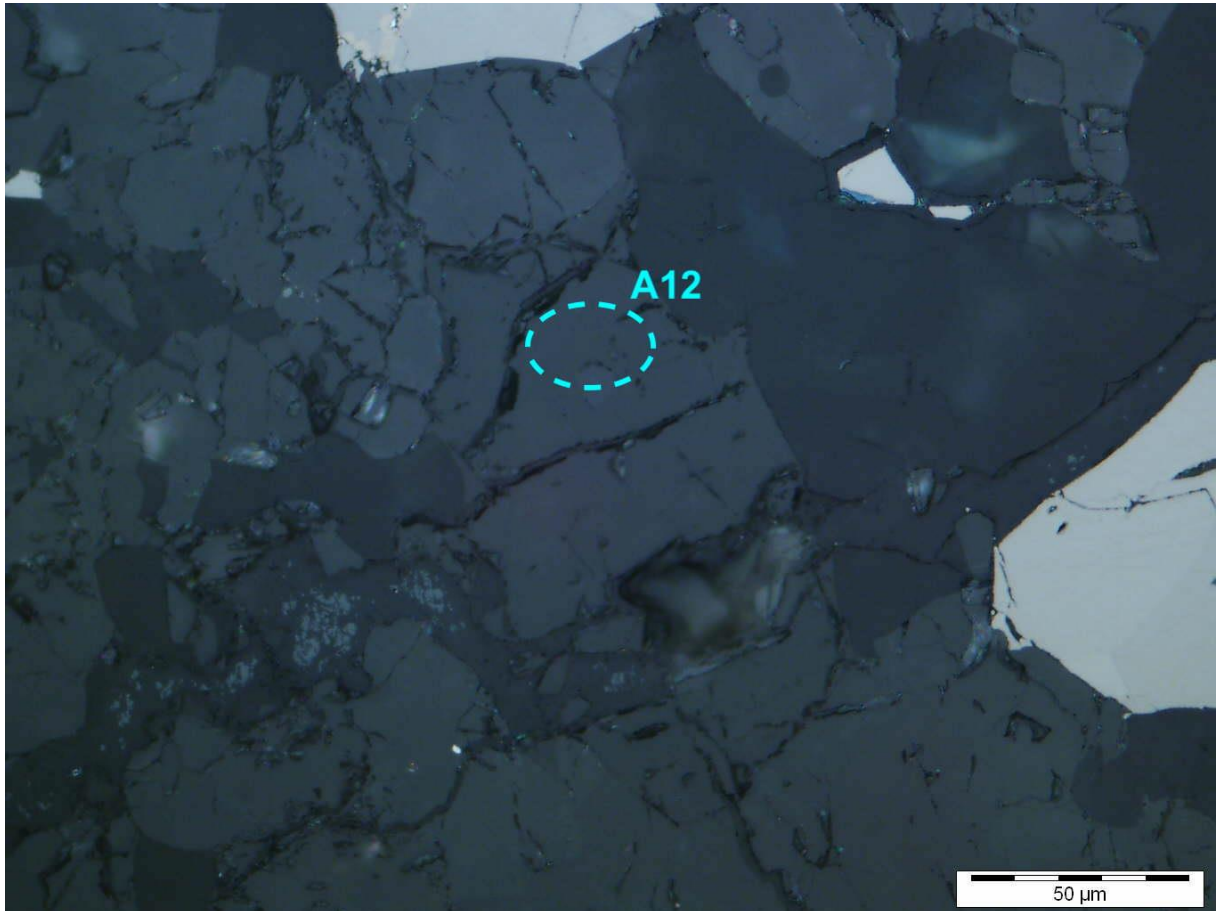
20 μm EHT = 15.00 kV Signal A = AsB Date :20 Oct 2020
WD = 7.6 mm Width = 429.8 μm Mag = 699 X 

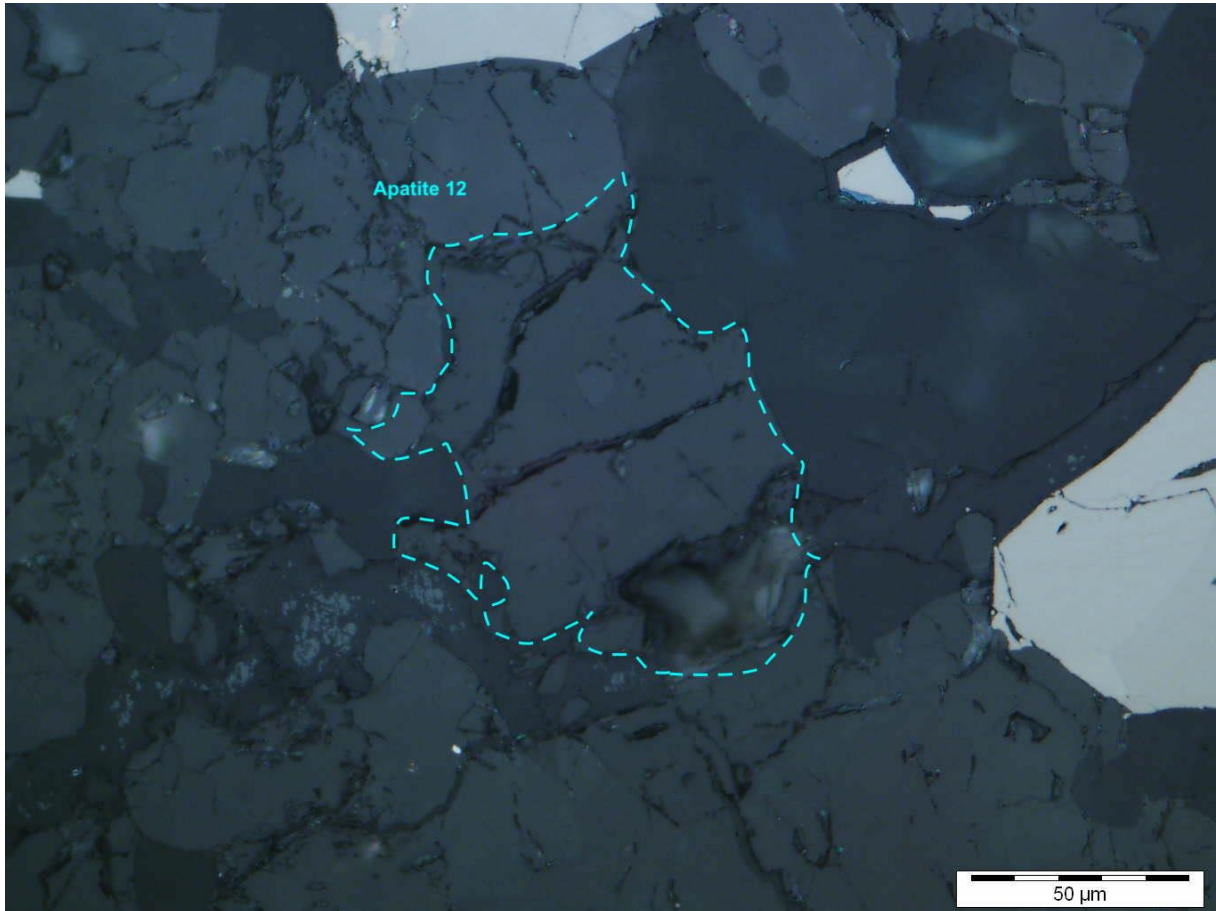




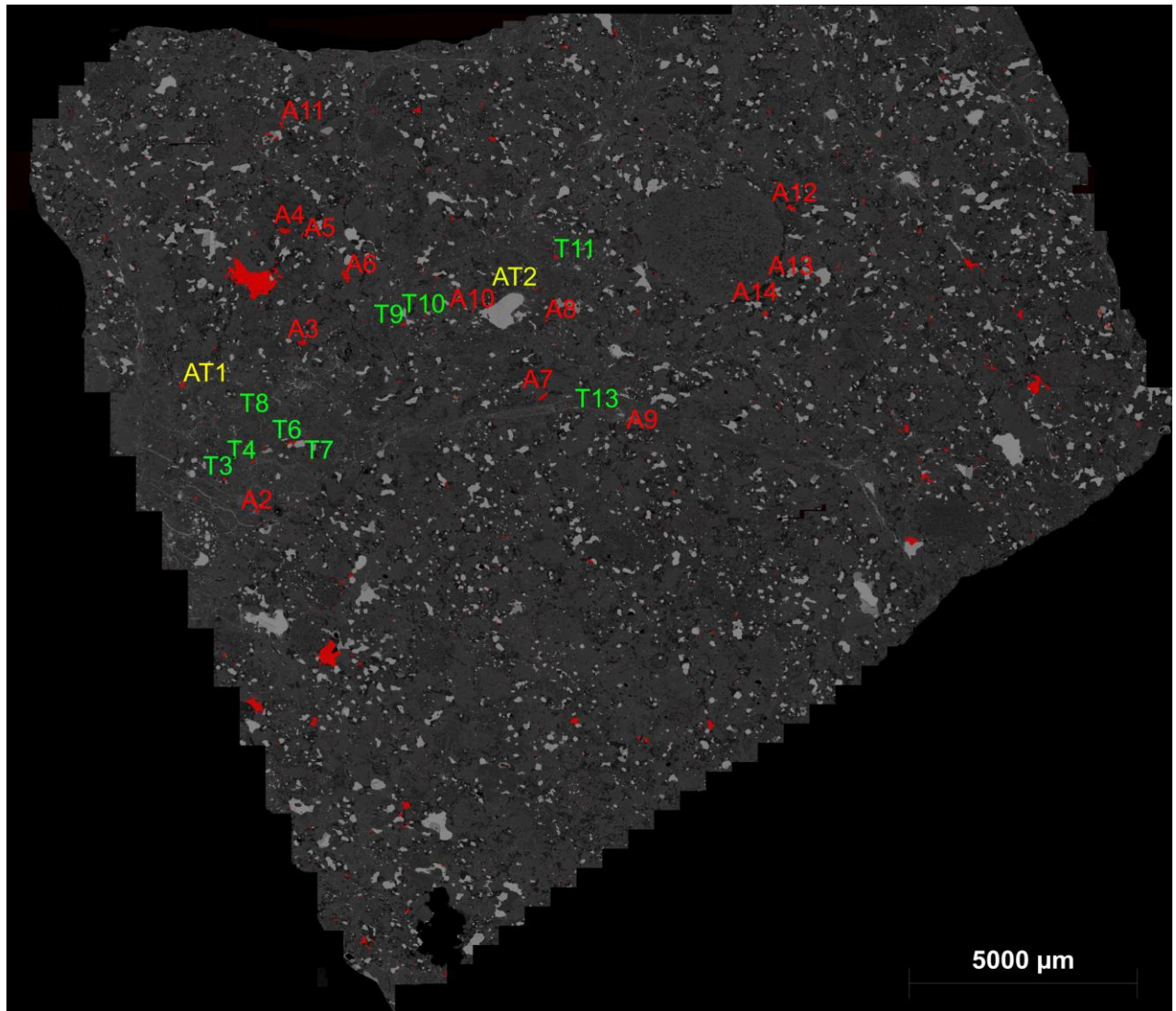




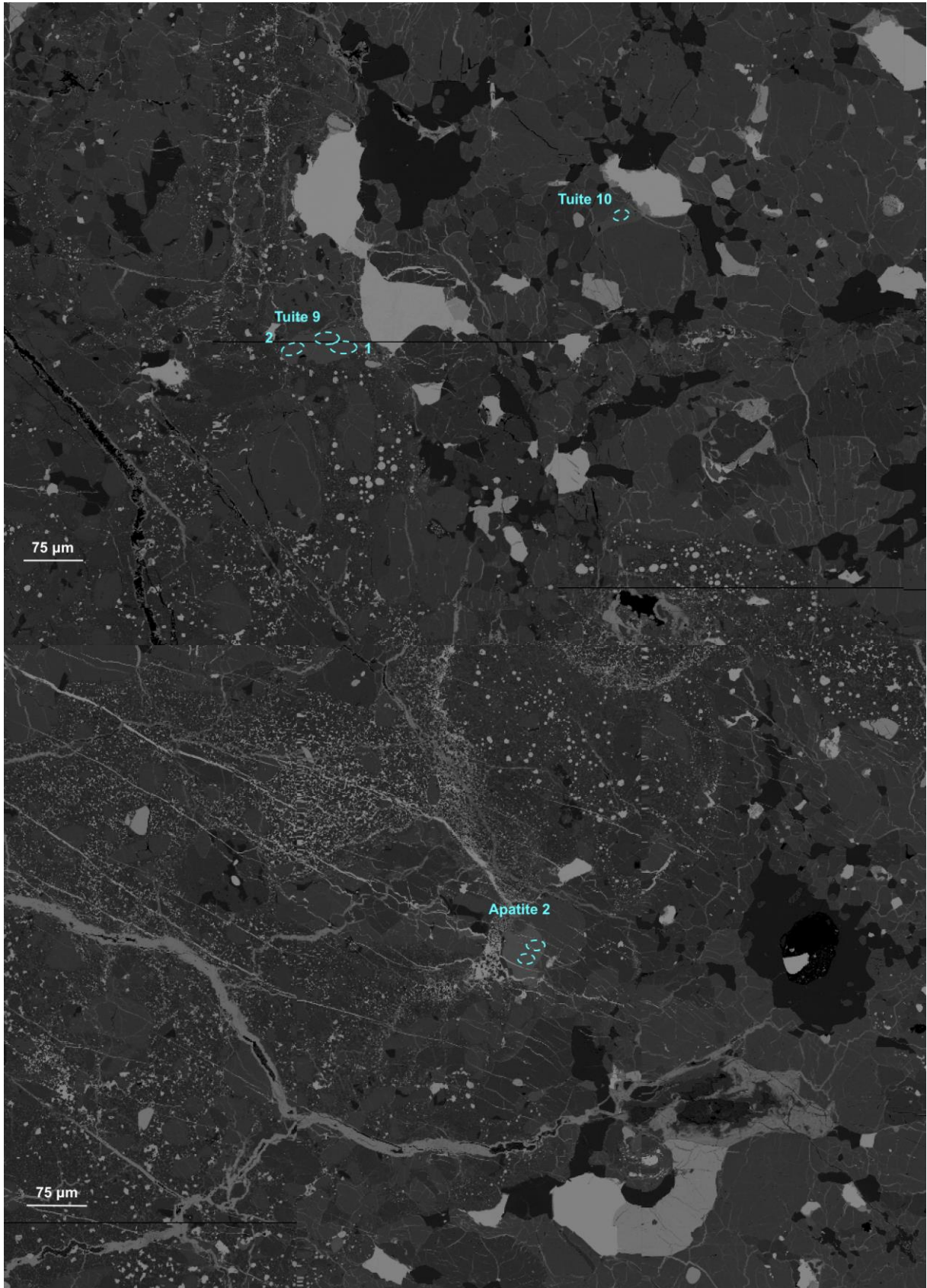


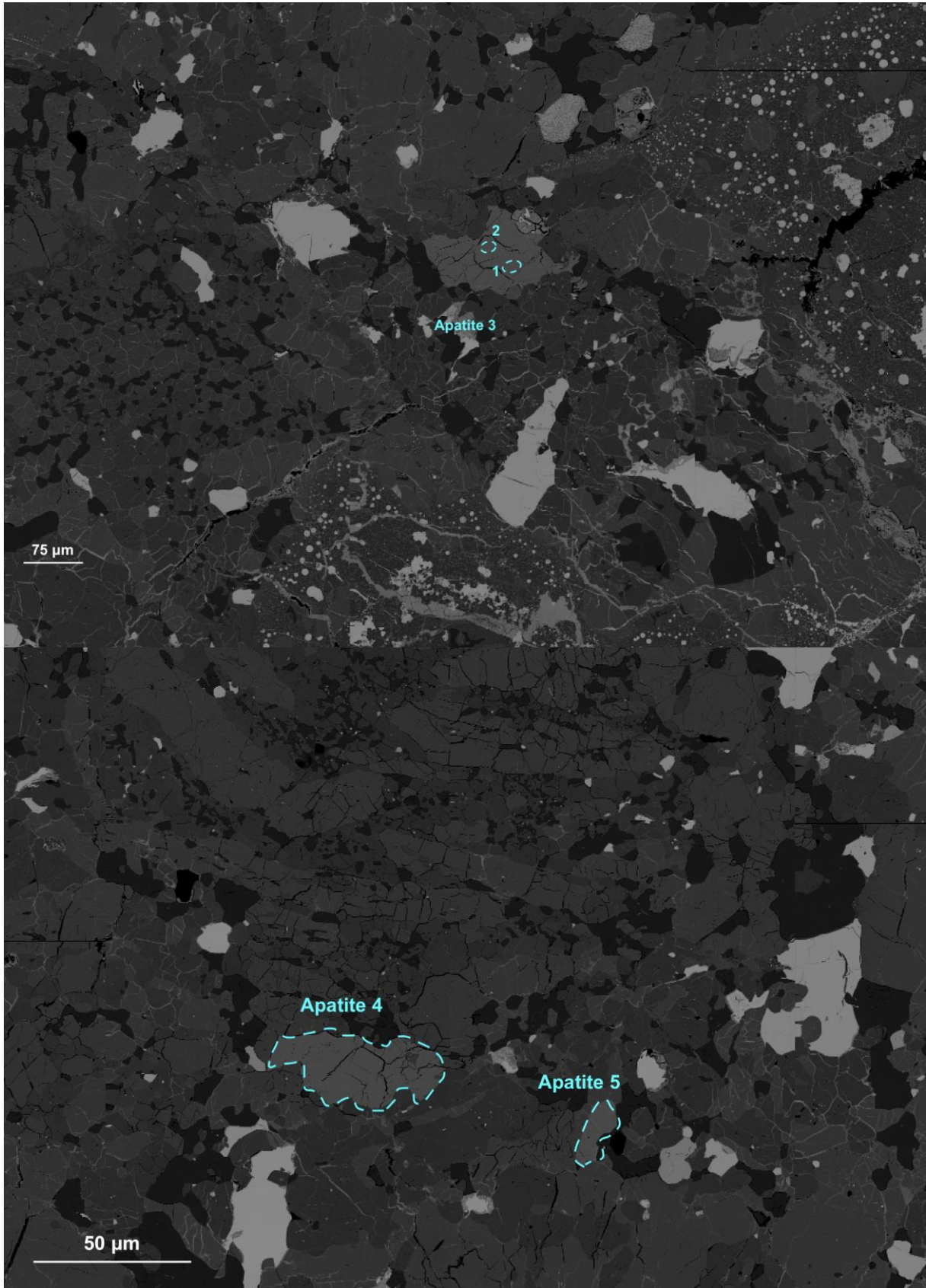


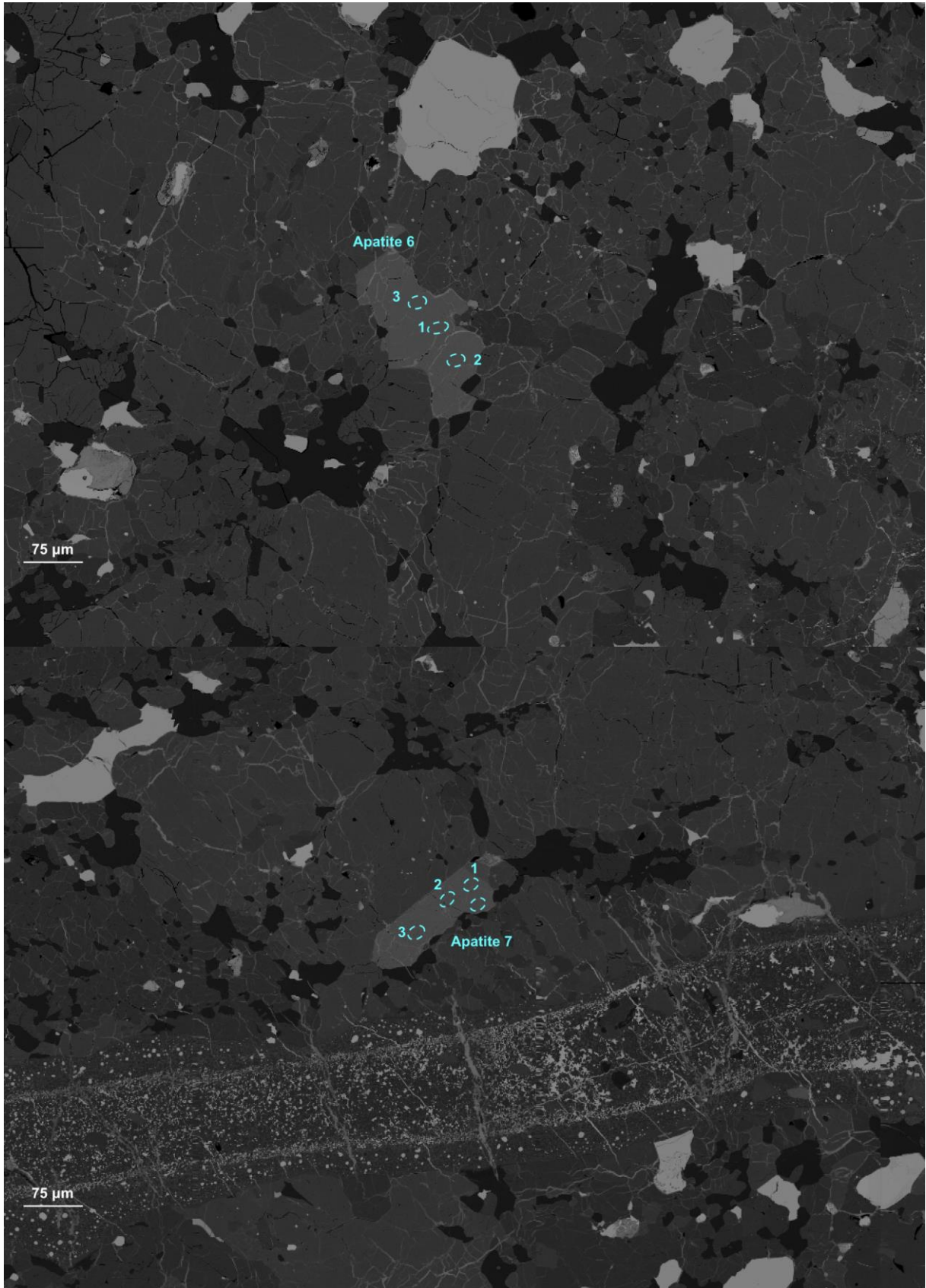
Annexe 4. 22: Clichés en lumière naturelle et au MEB de phosphates dans la météorite NWA 757

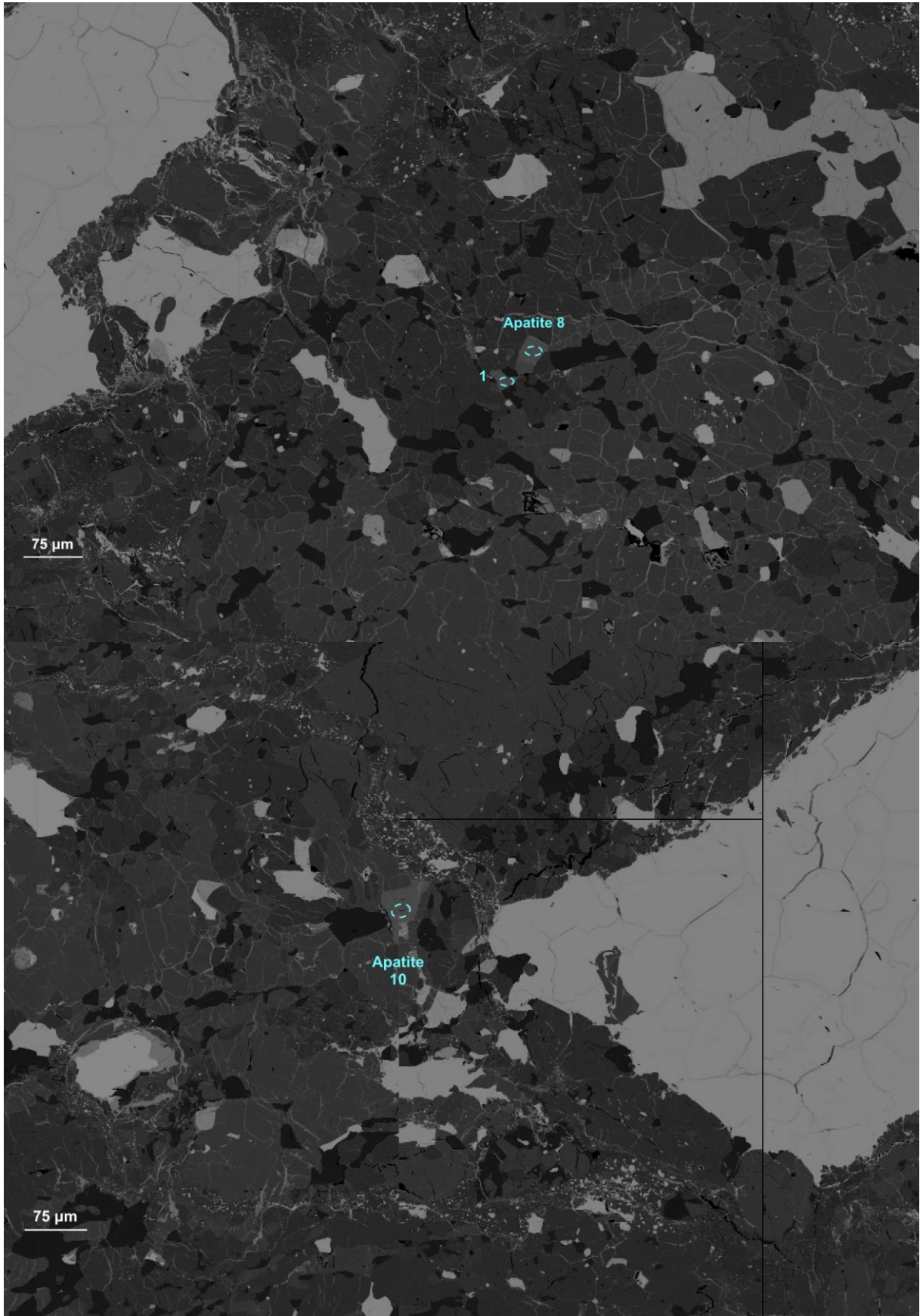


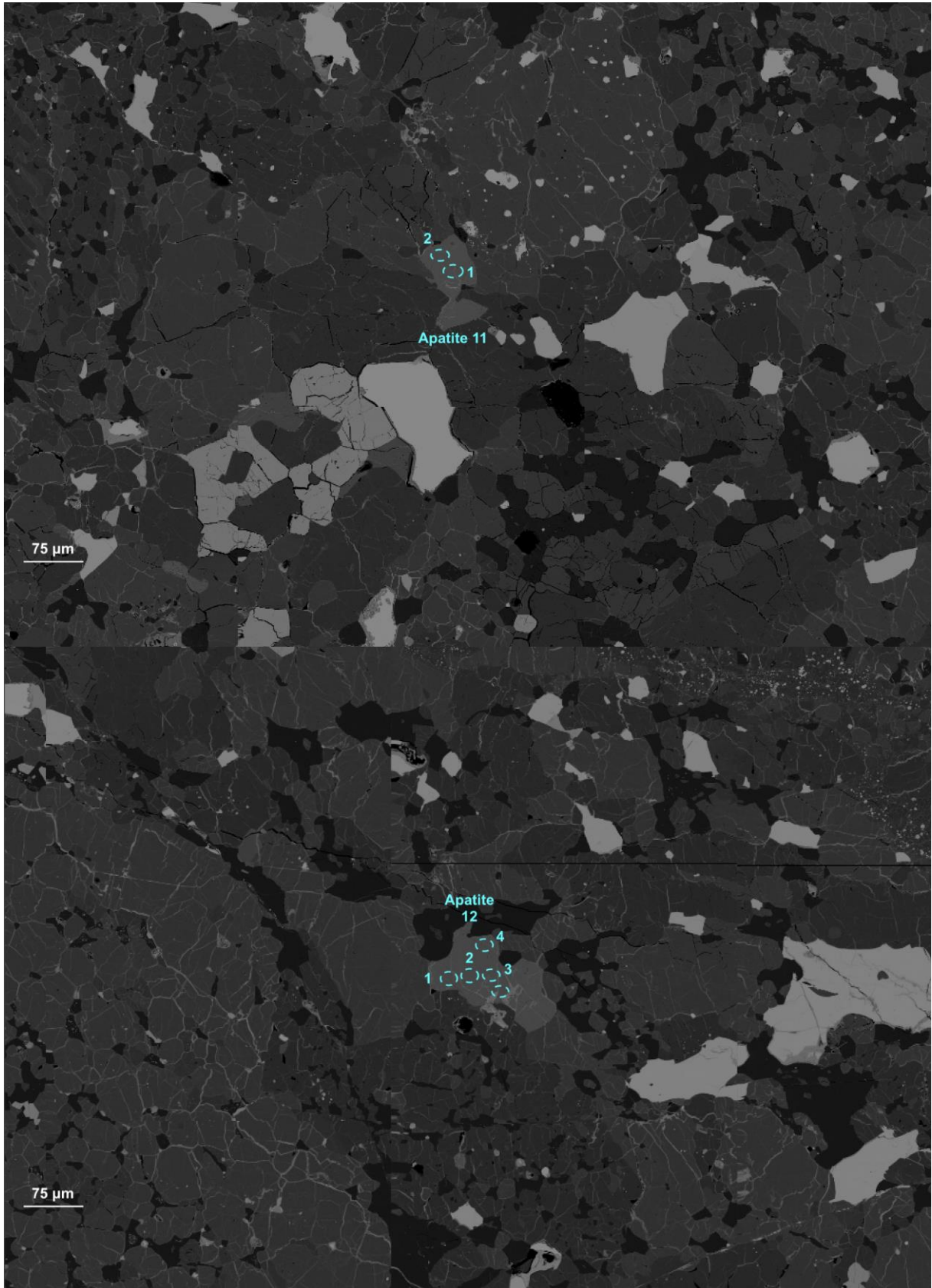
Annexe 4. 23: Carte MEB globale et superposition de la carte EDS du Phosphore, montrant la position des analyses sur la lame Sahara 98497. Le code couleur est le suivant: Jaune correspond aux apatites avec des pics décalés, rouge aux apatites et vert aux tuites.

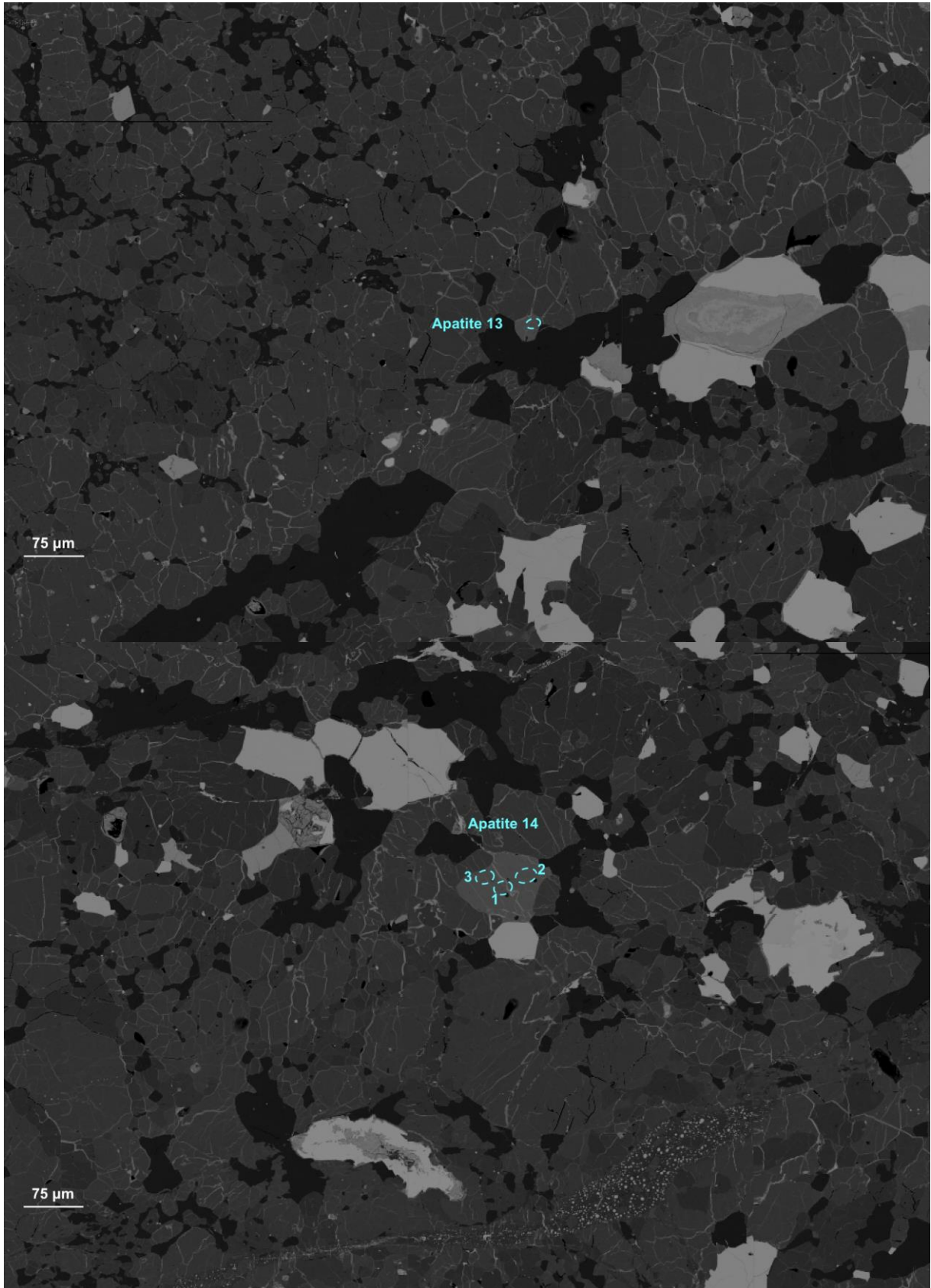


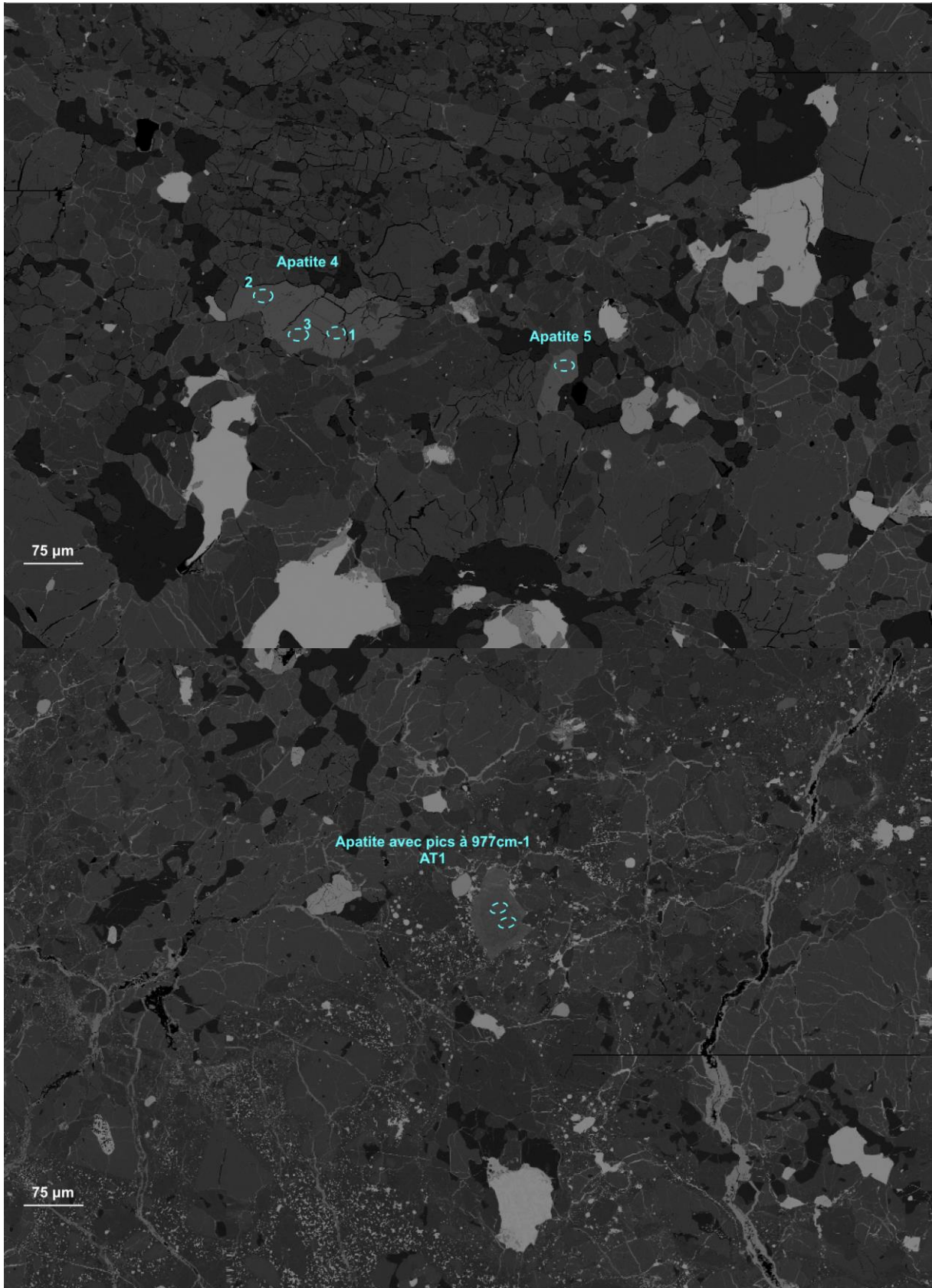


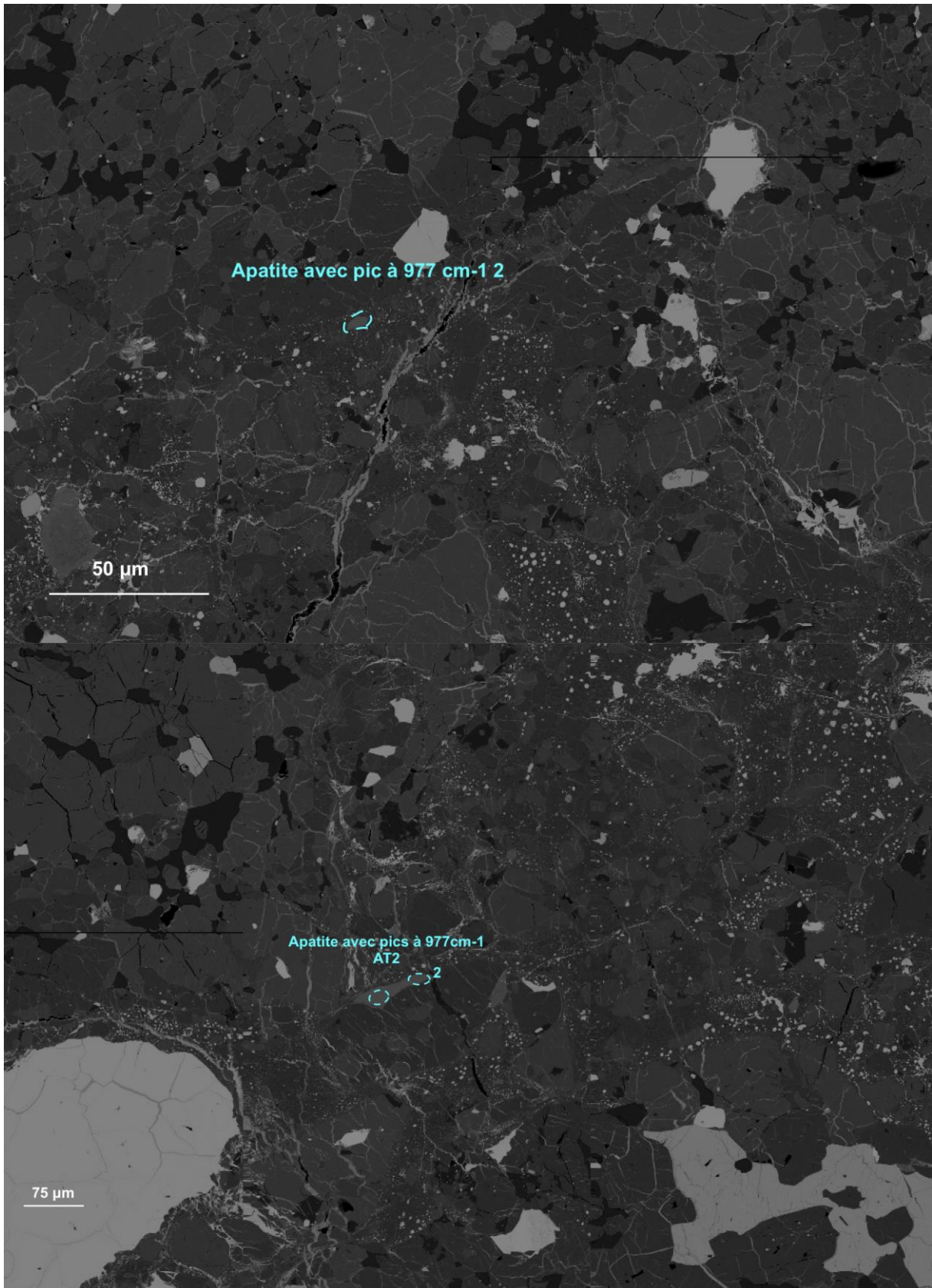


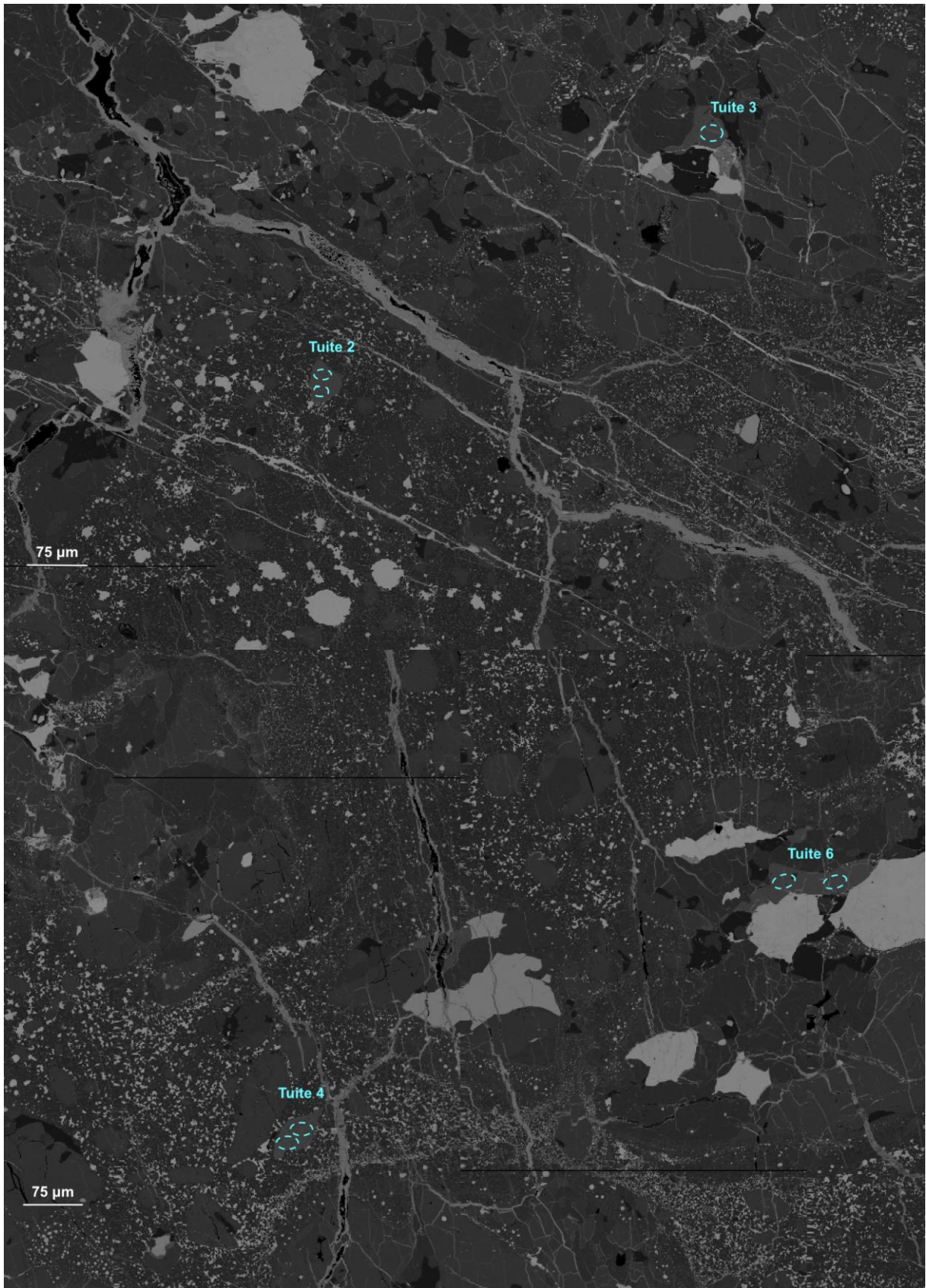


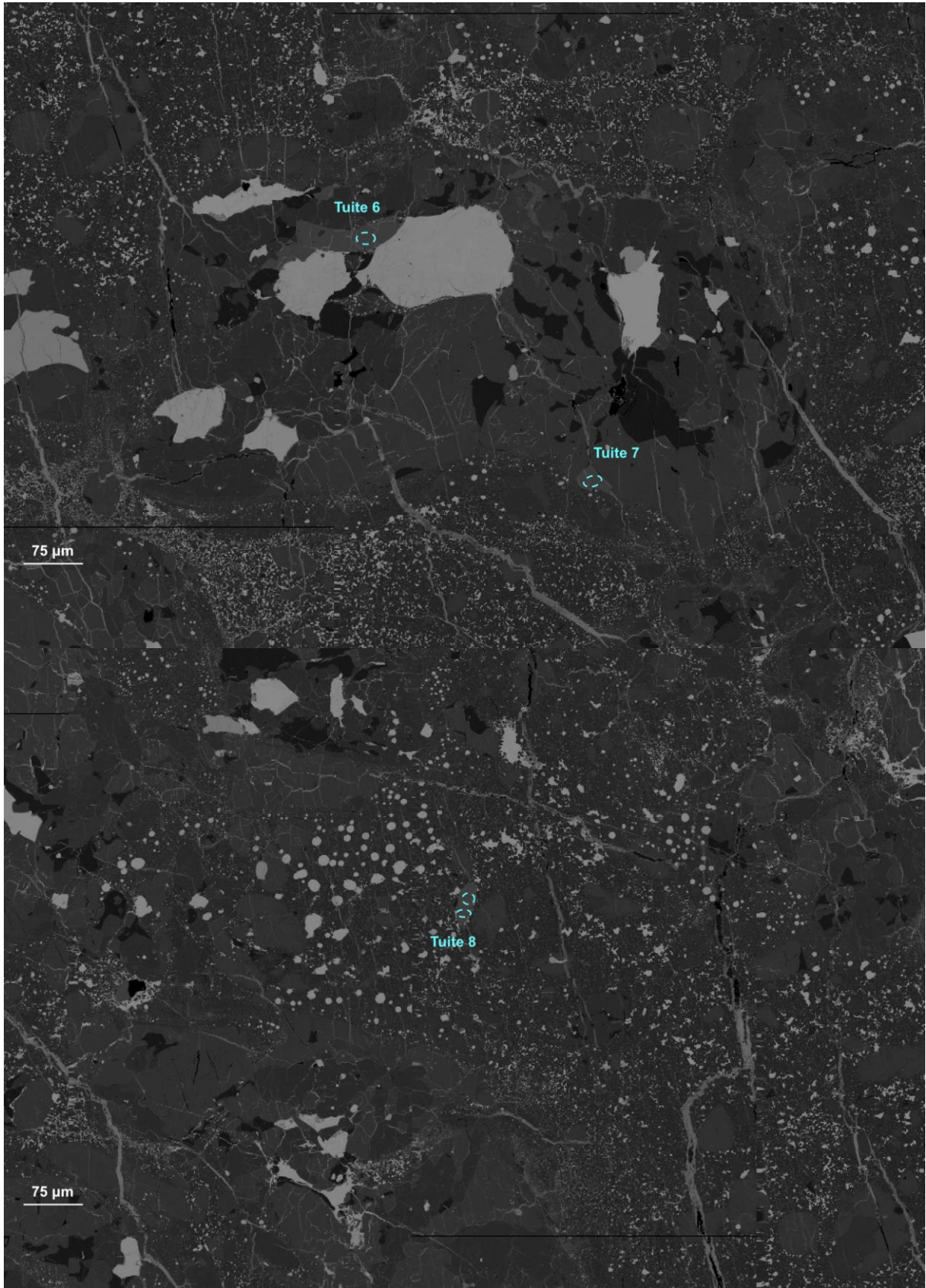


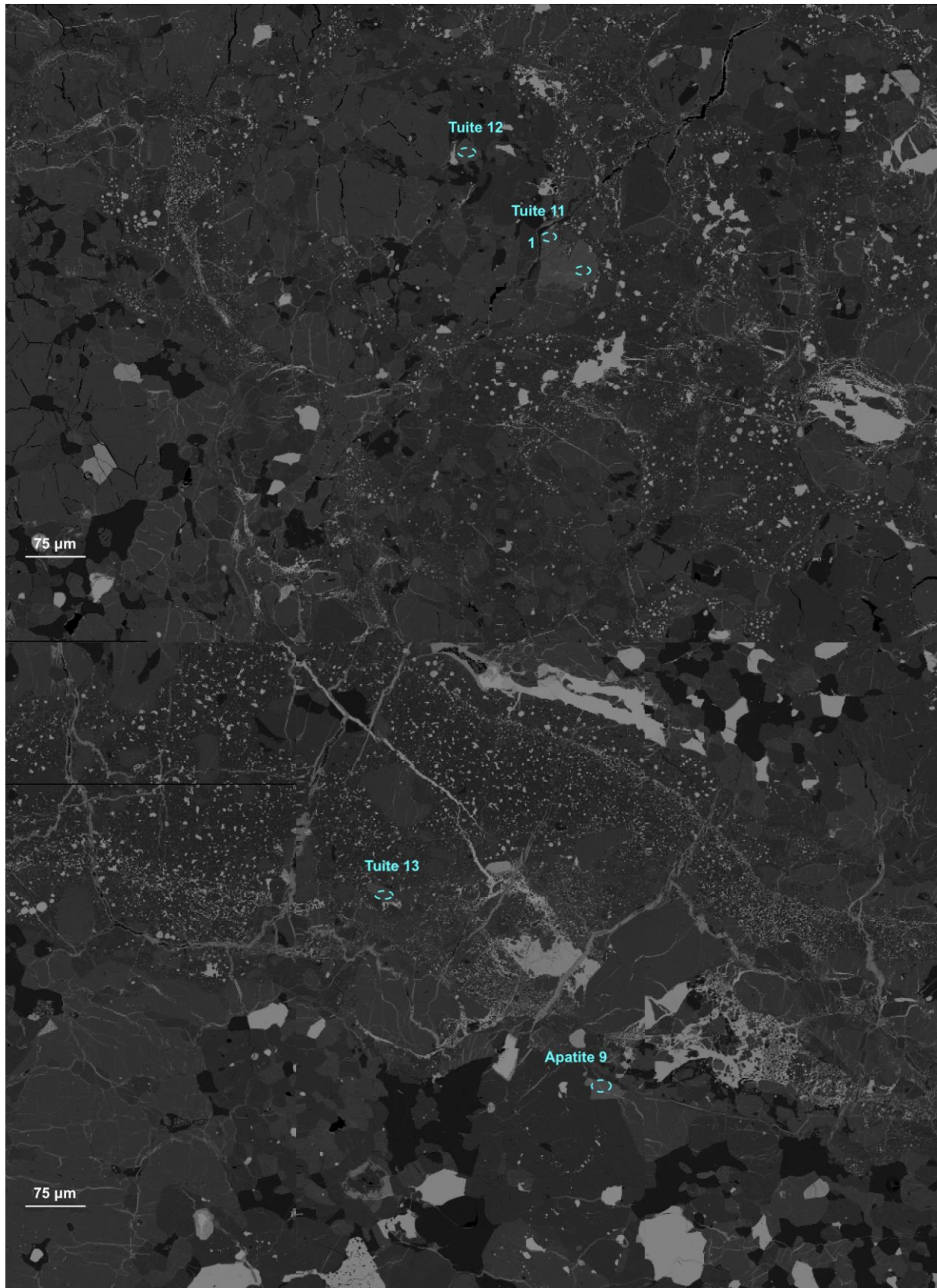




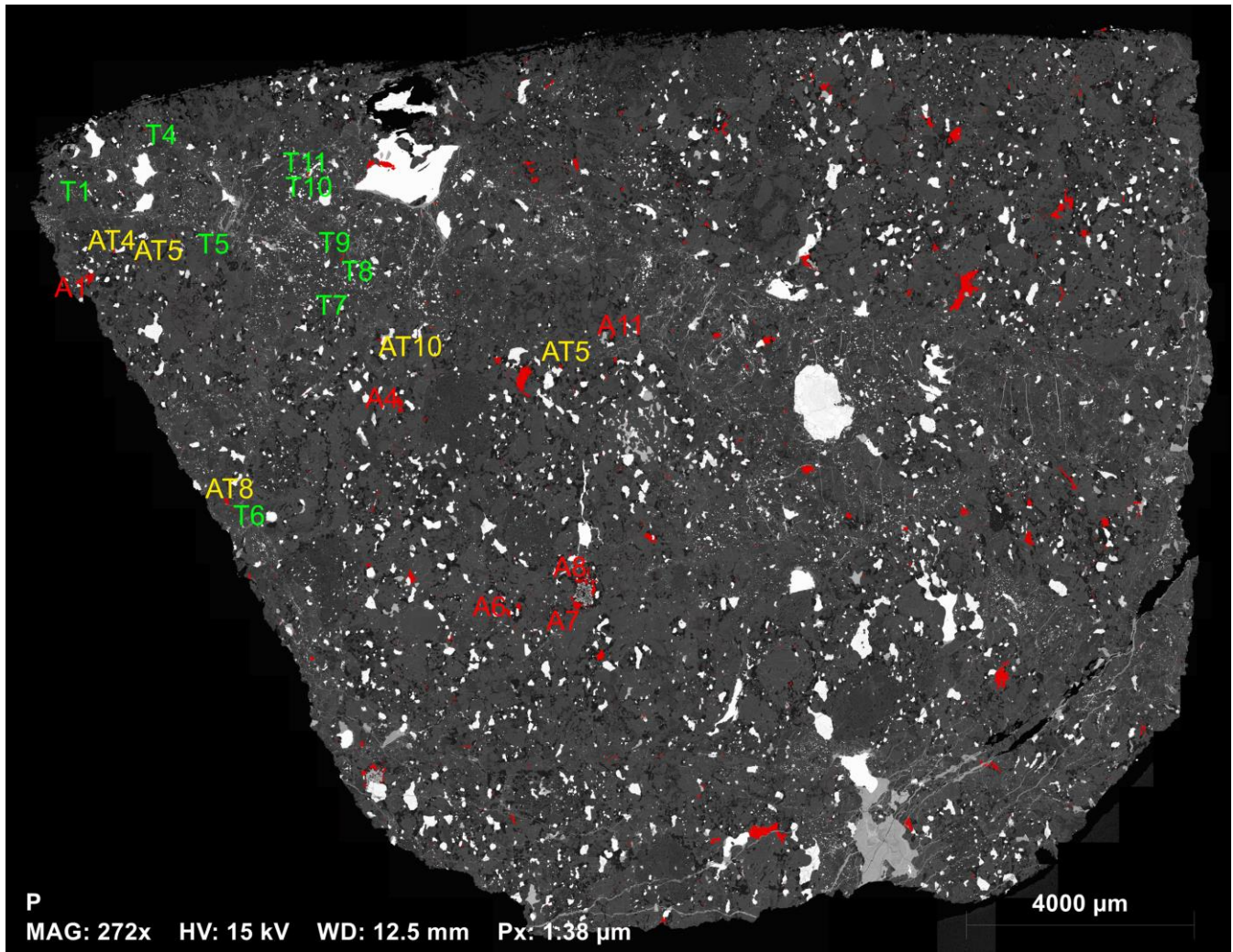




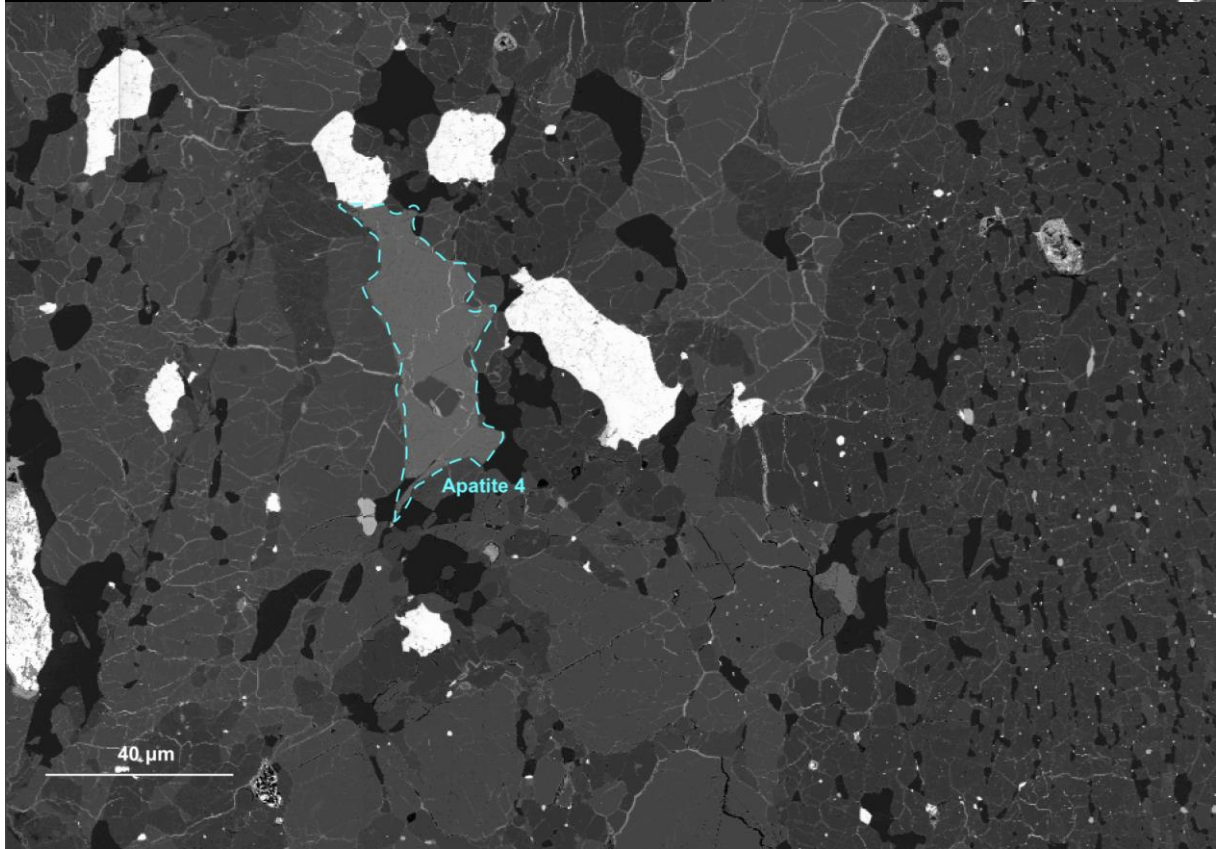
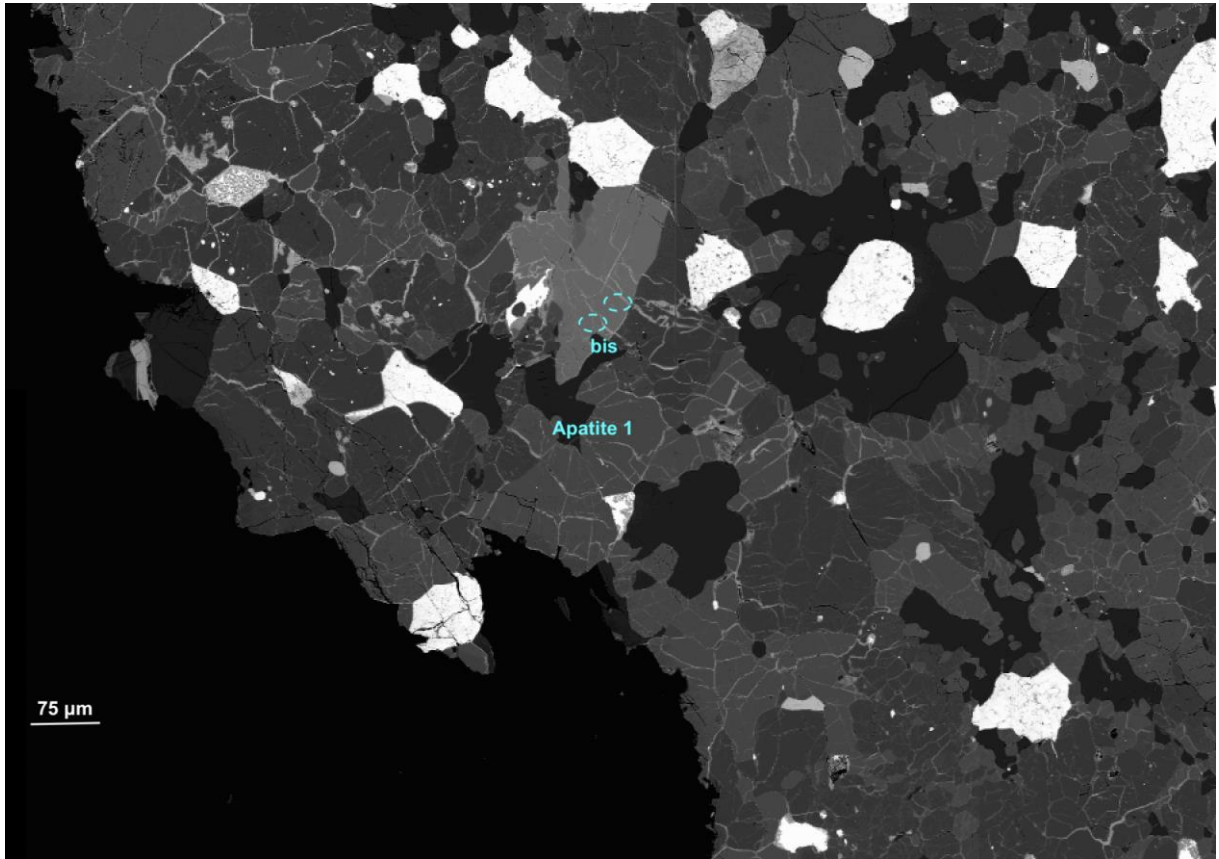


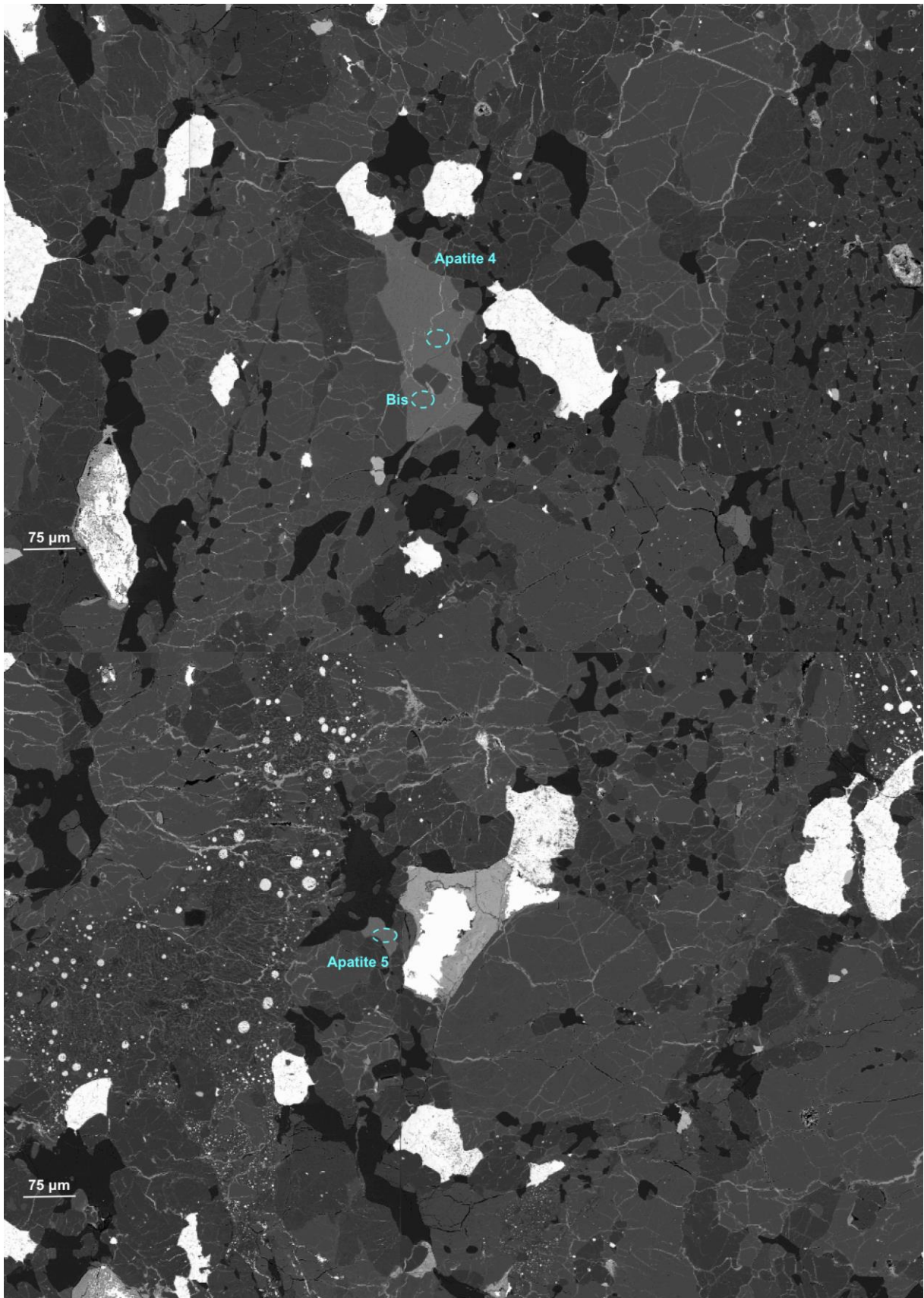


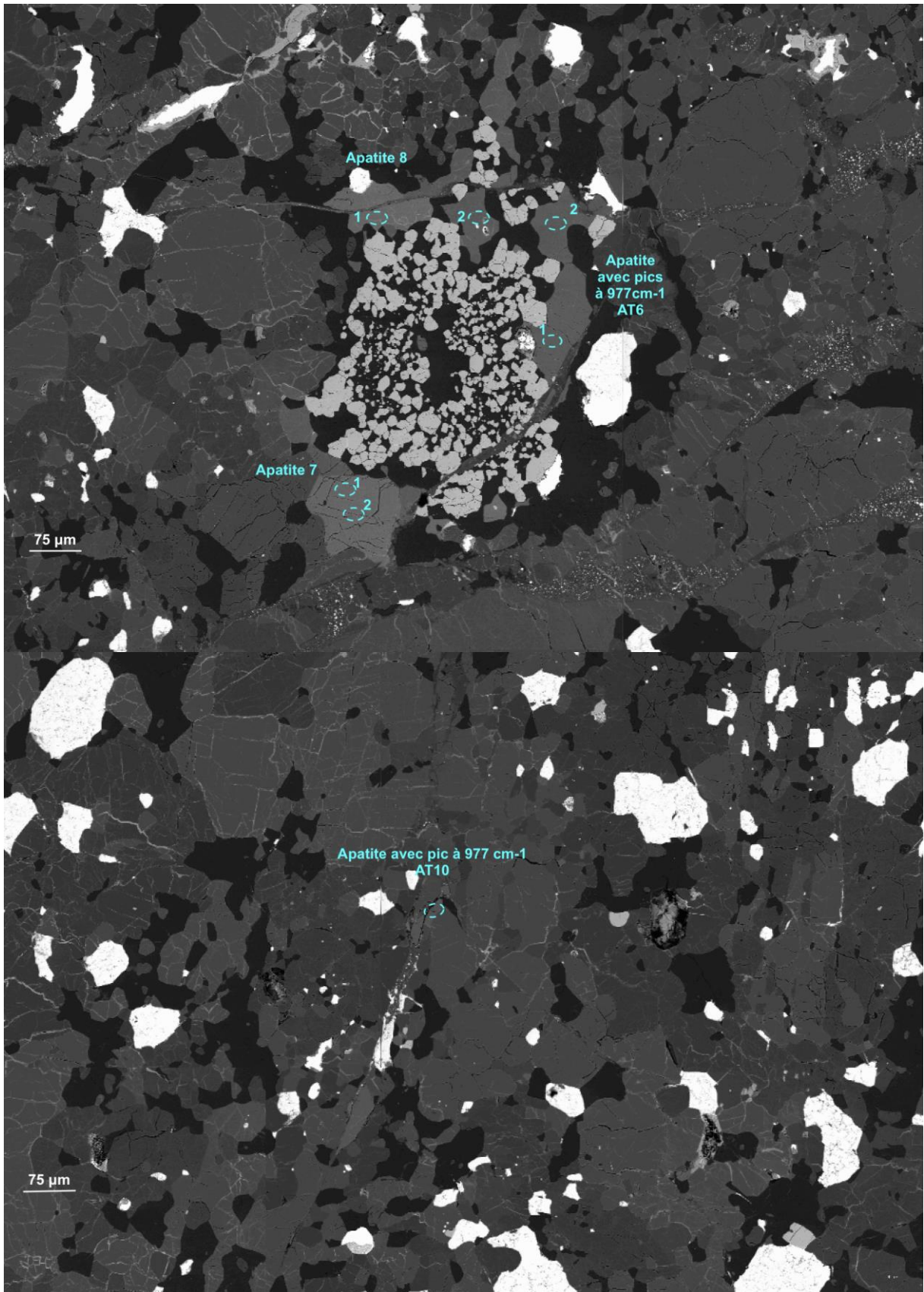
Annexe 4. 24: Exemples de clichés MEB de phosphates analysés dans la météorite Sahara 98497.

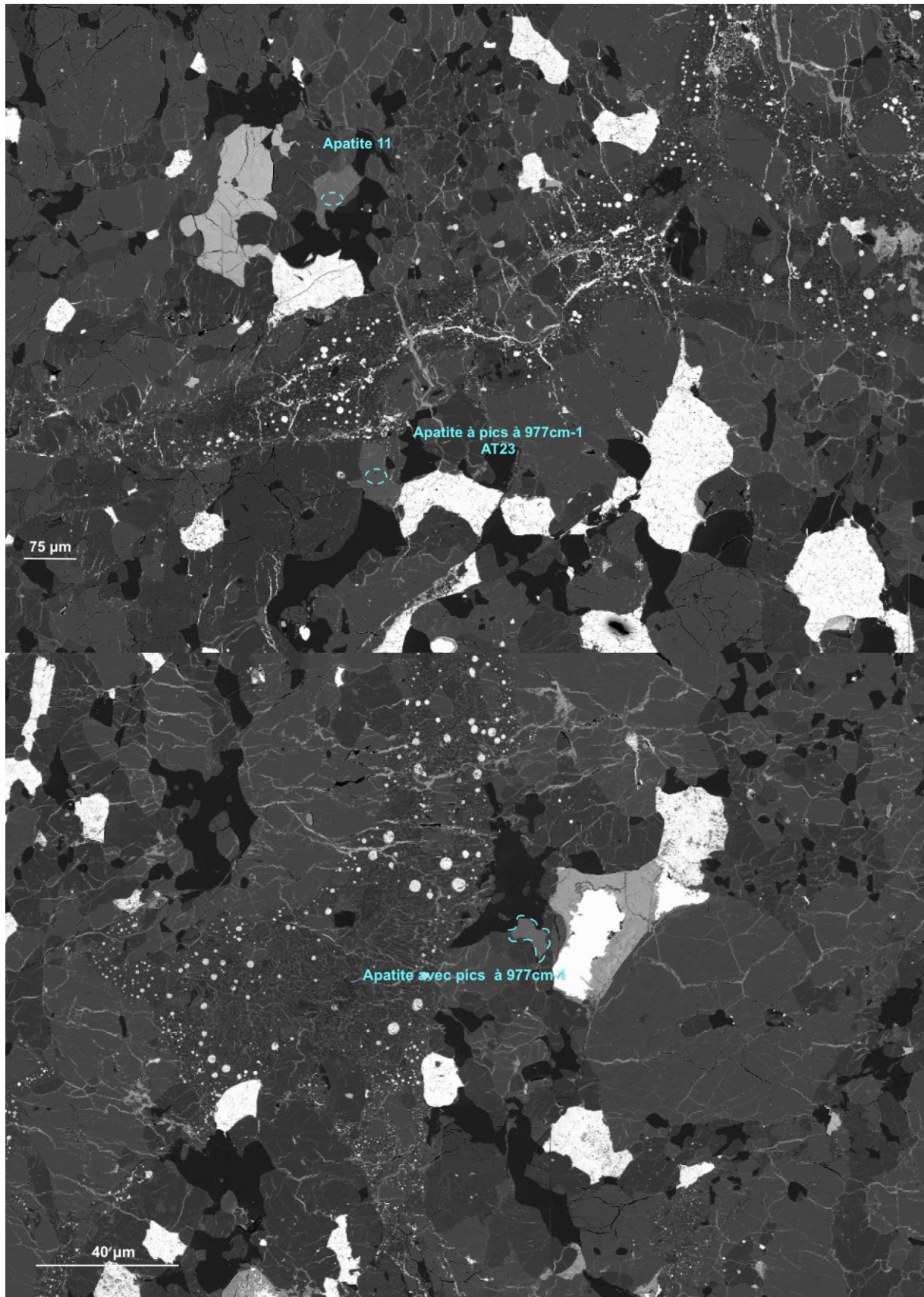


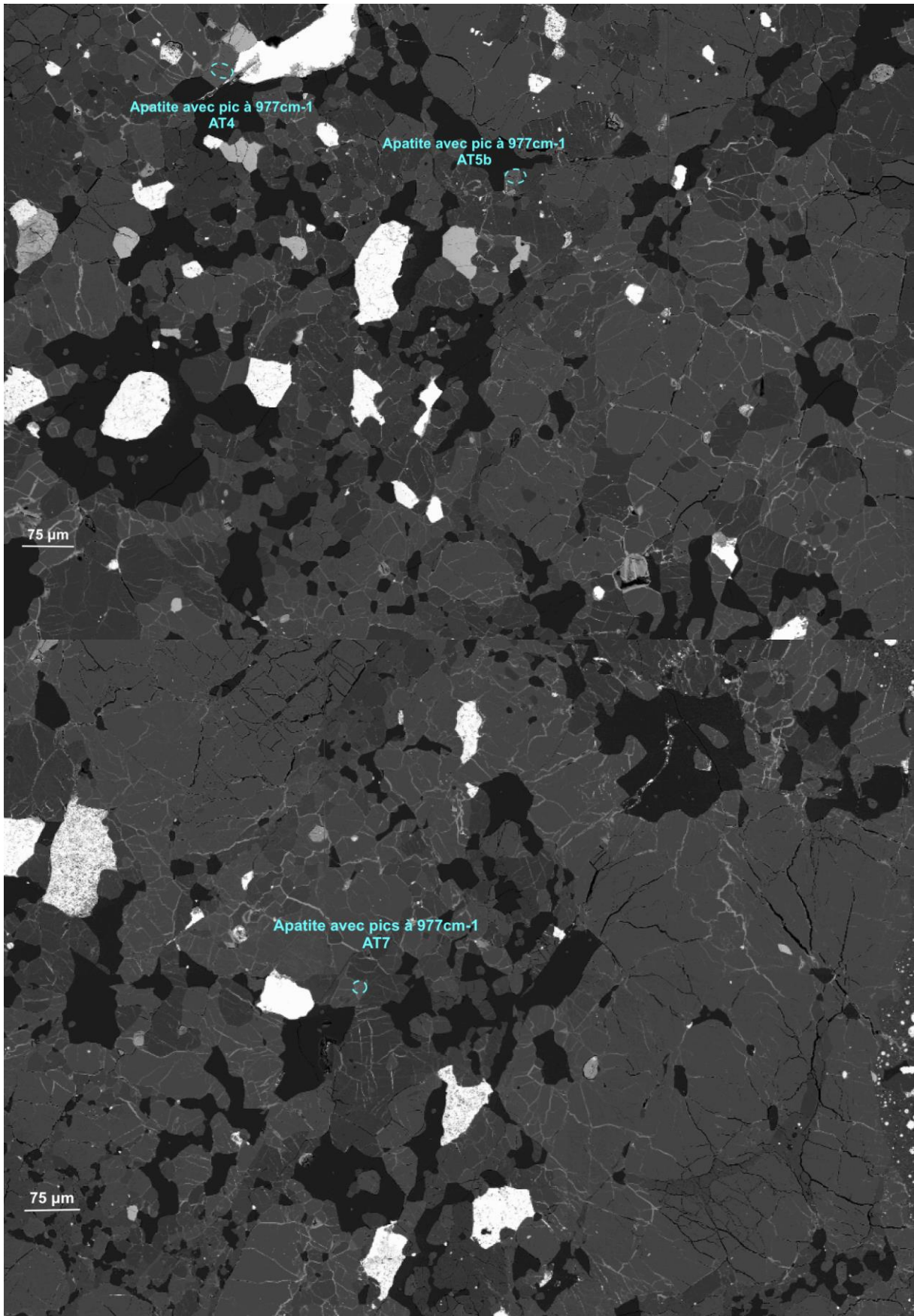
Annexe 4. 25: Carte MEB globale et superposition de la carte EDS du Phosphore, montrant la position des analyses sur la lame Sahara 98350. Le code couleur est le suivant: Jaune correspond aux apatites avec des pics décalés, rouge aux apatites et vert aux tuites.

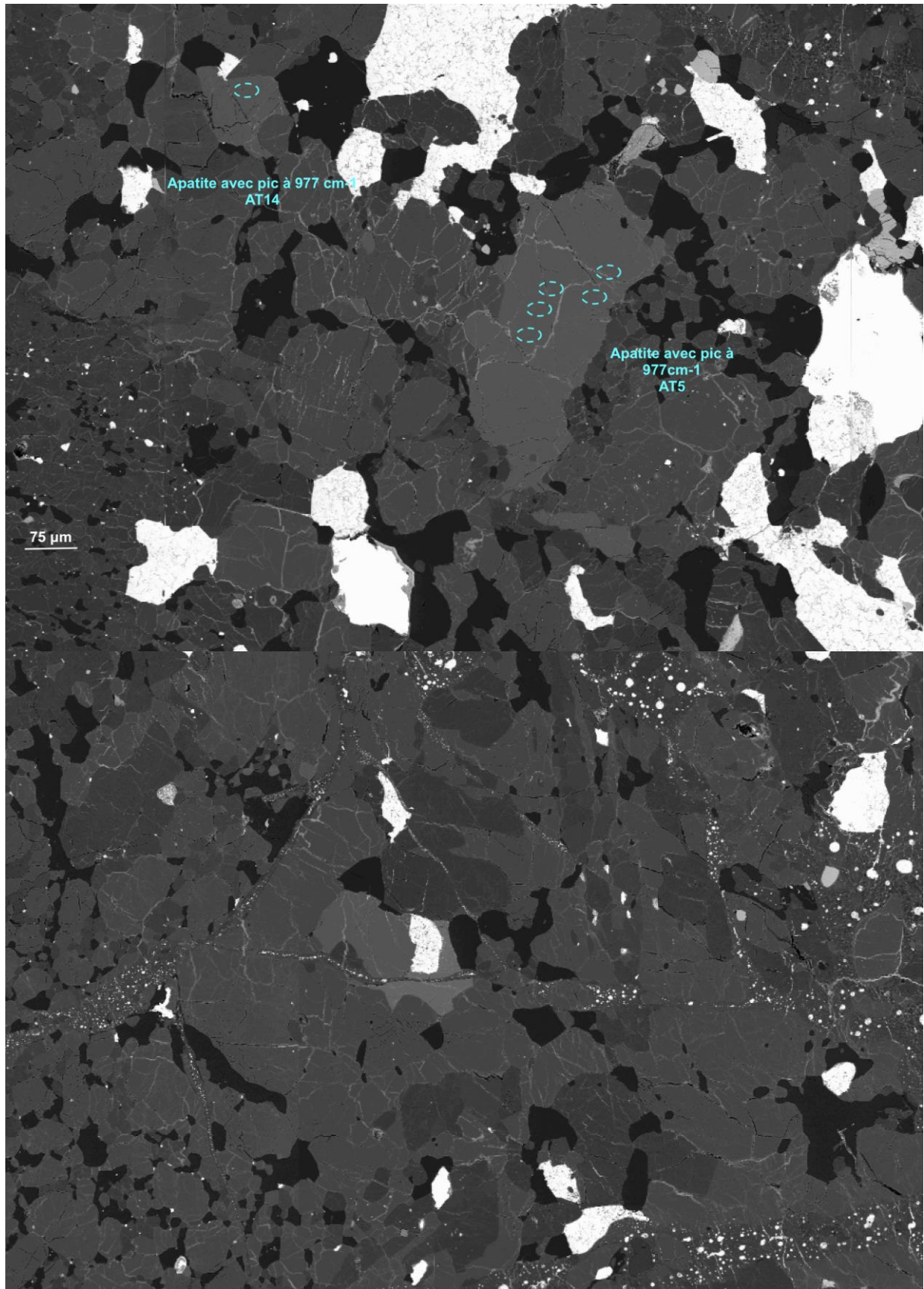


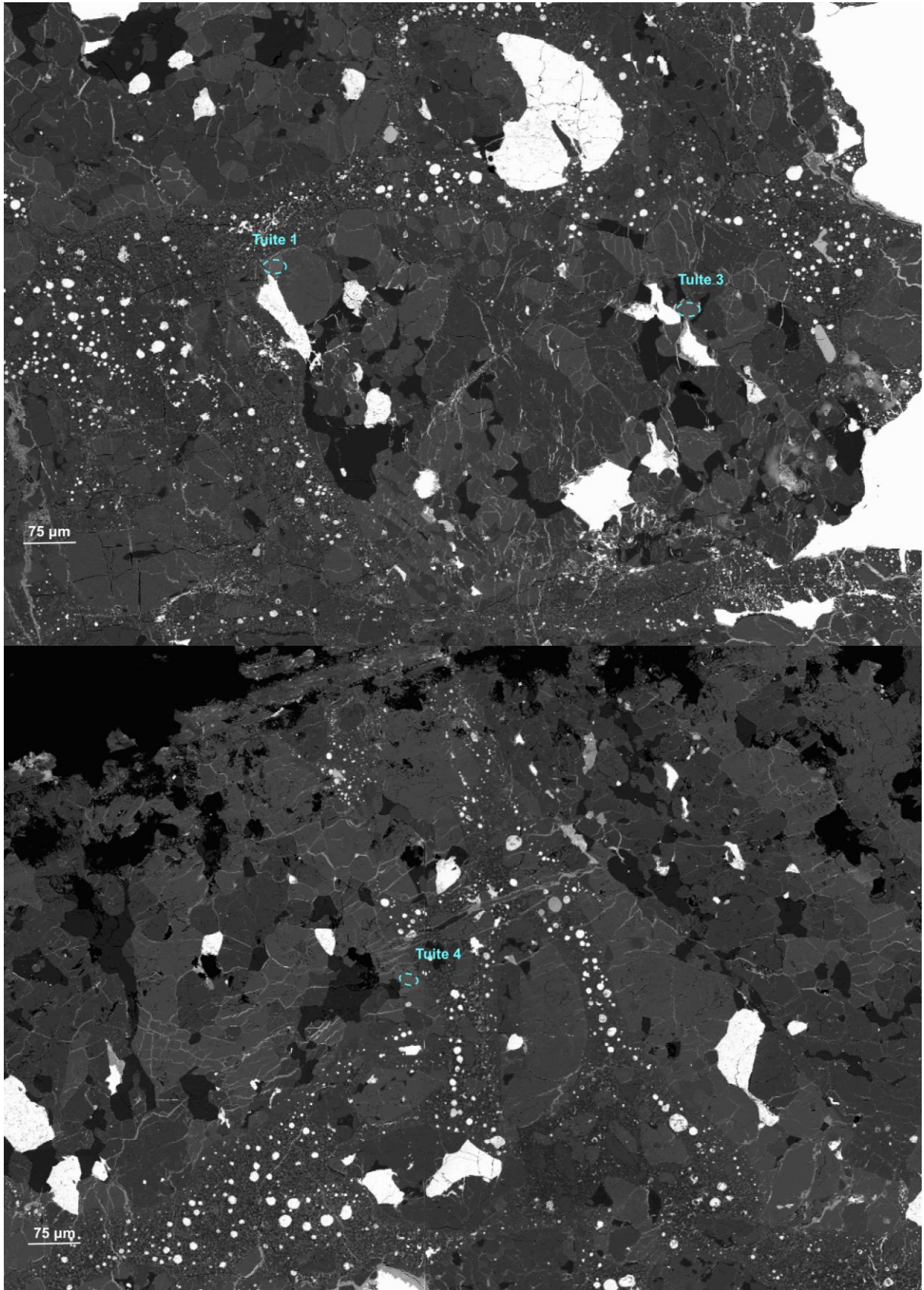


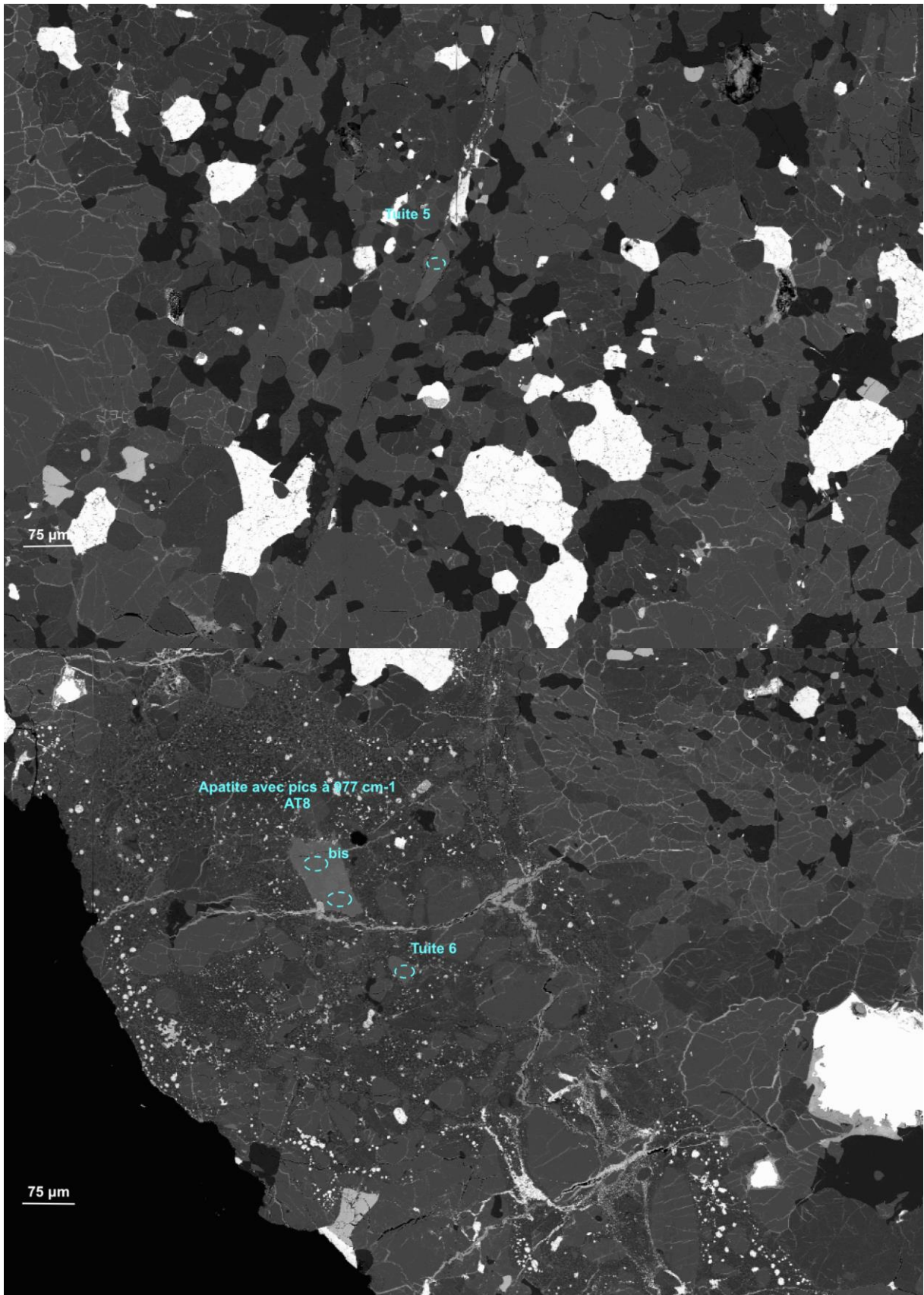


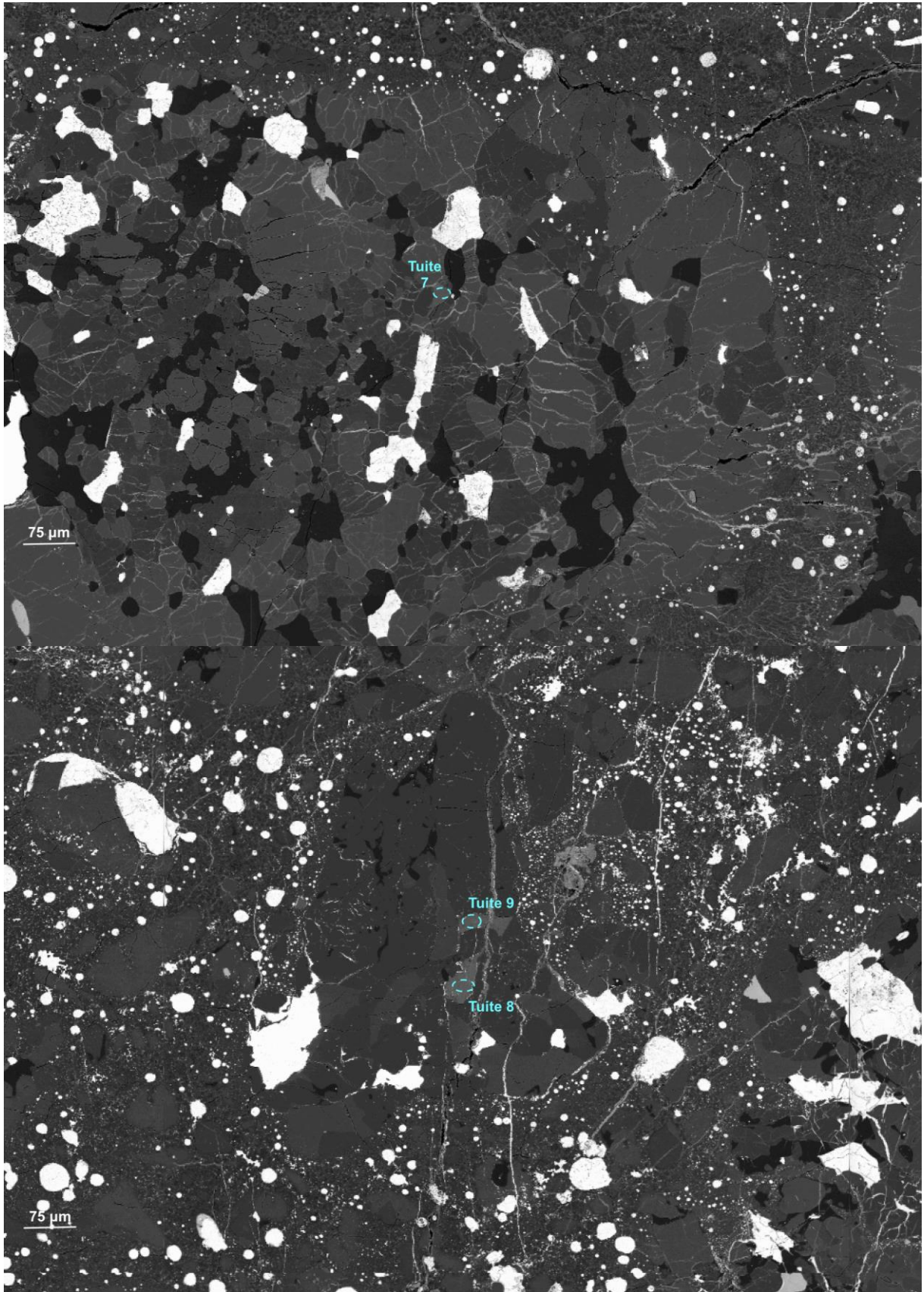


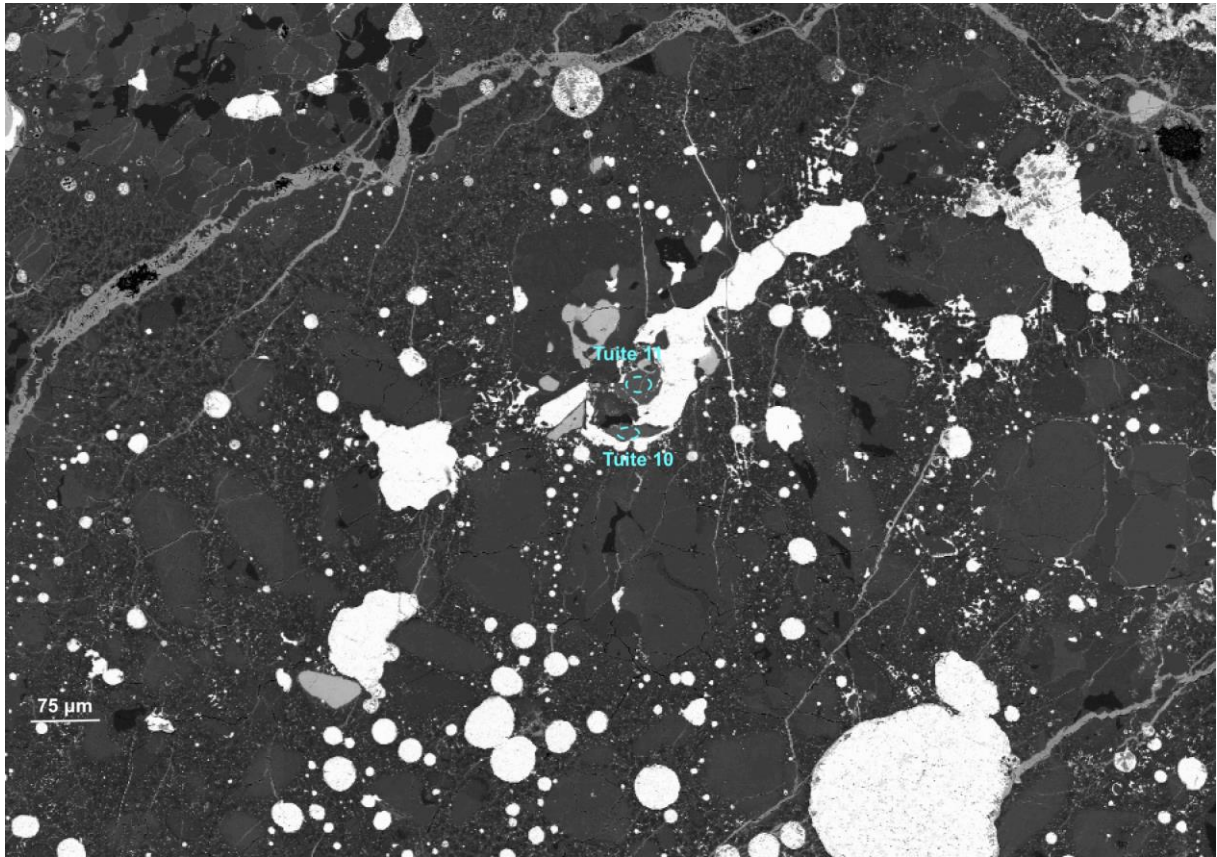




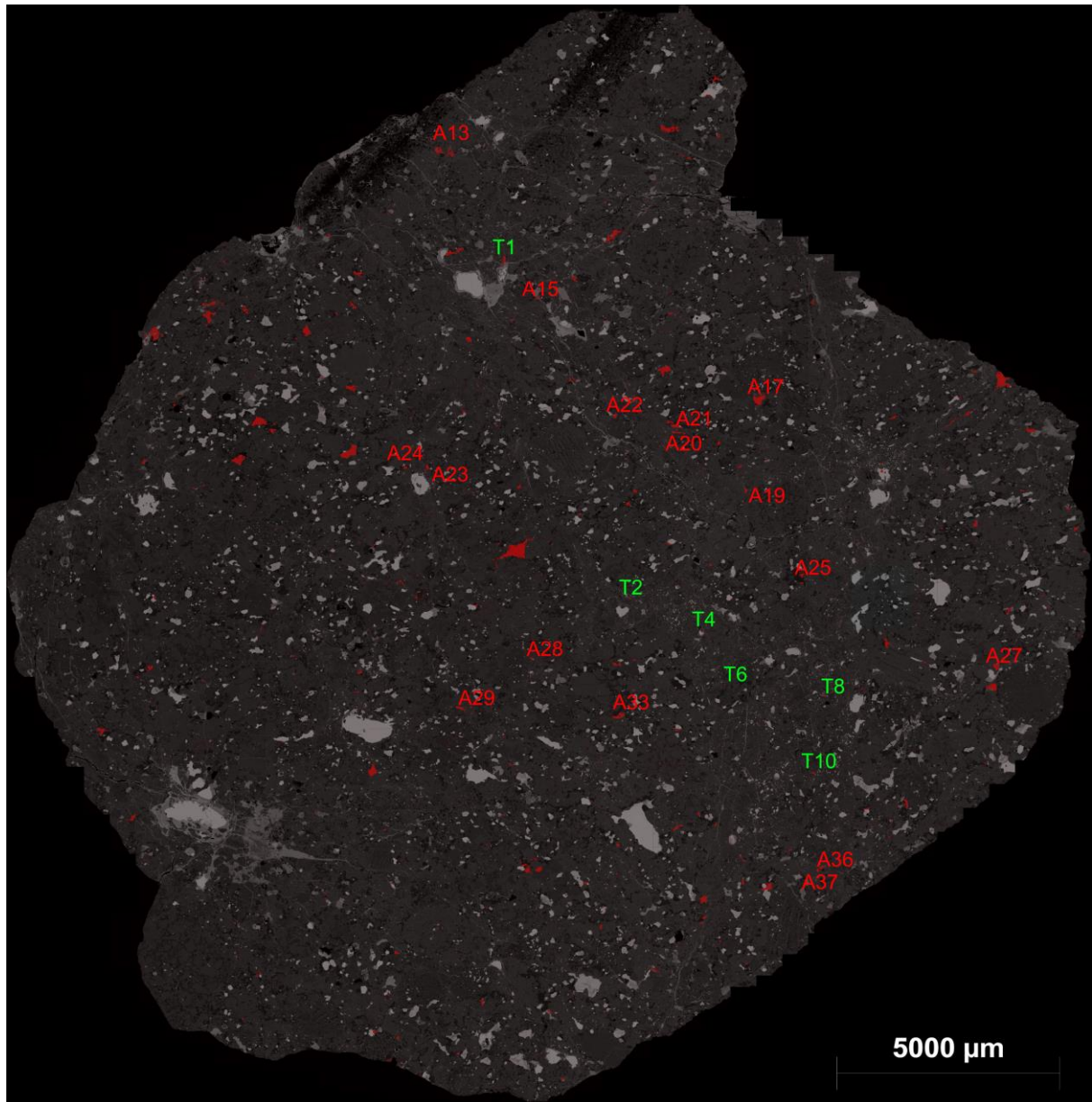




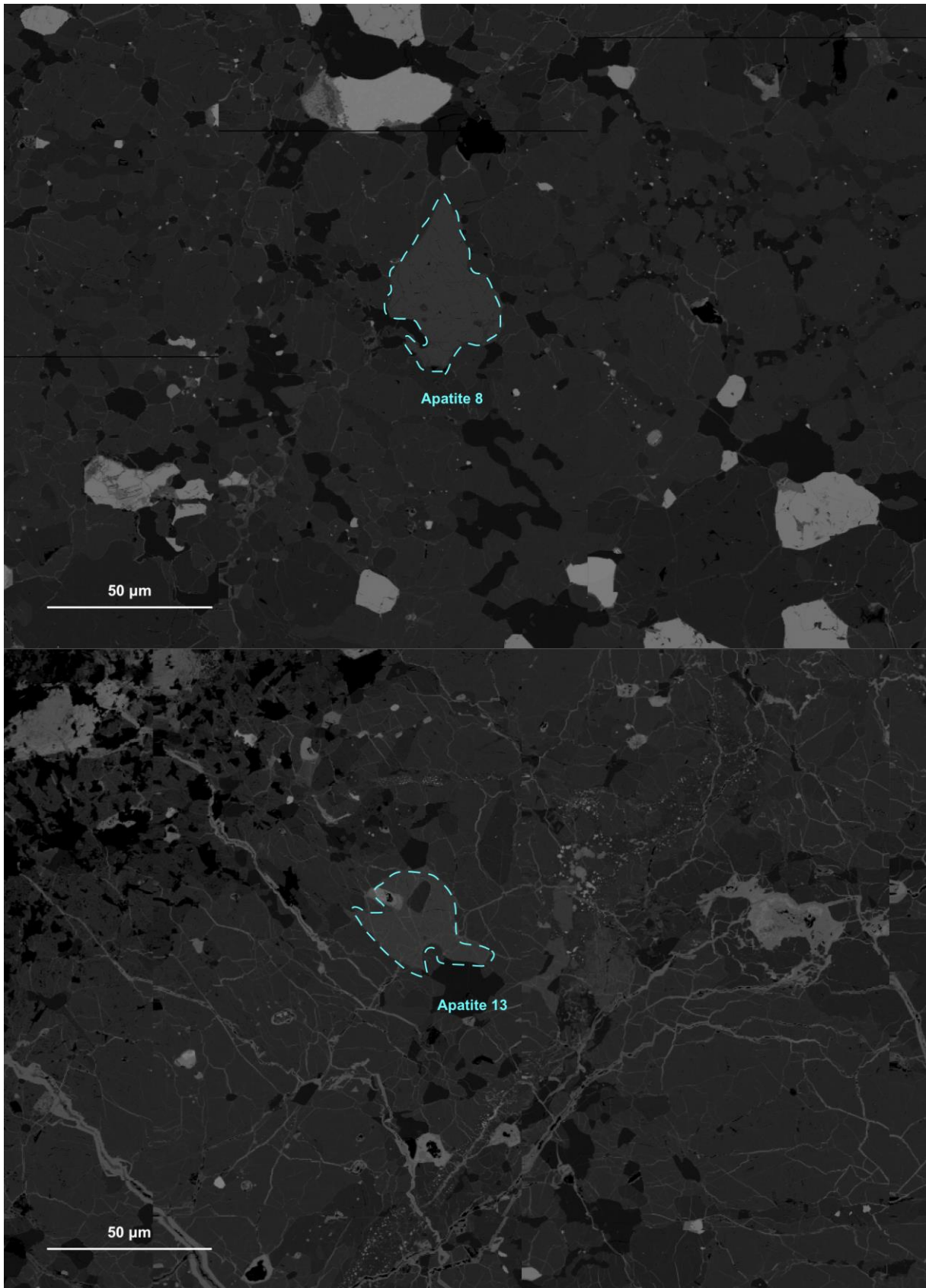


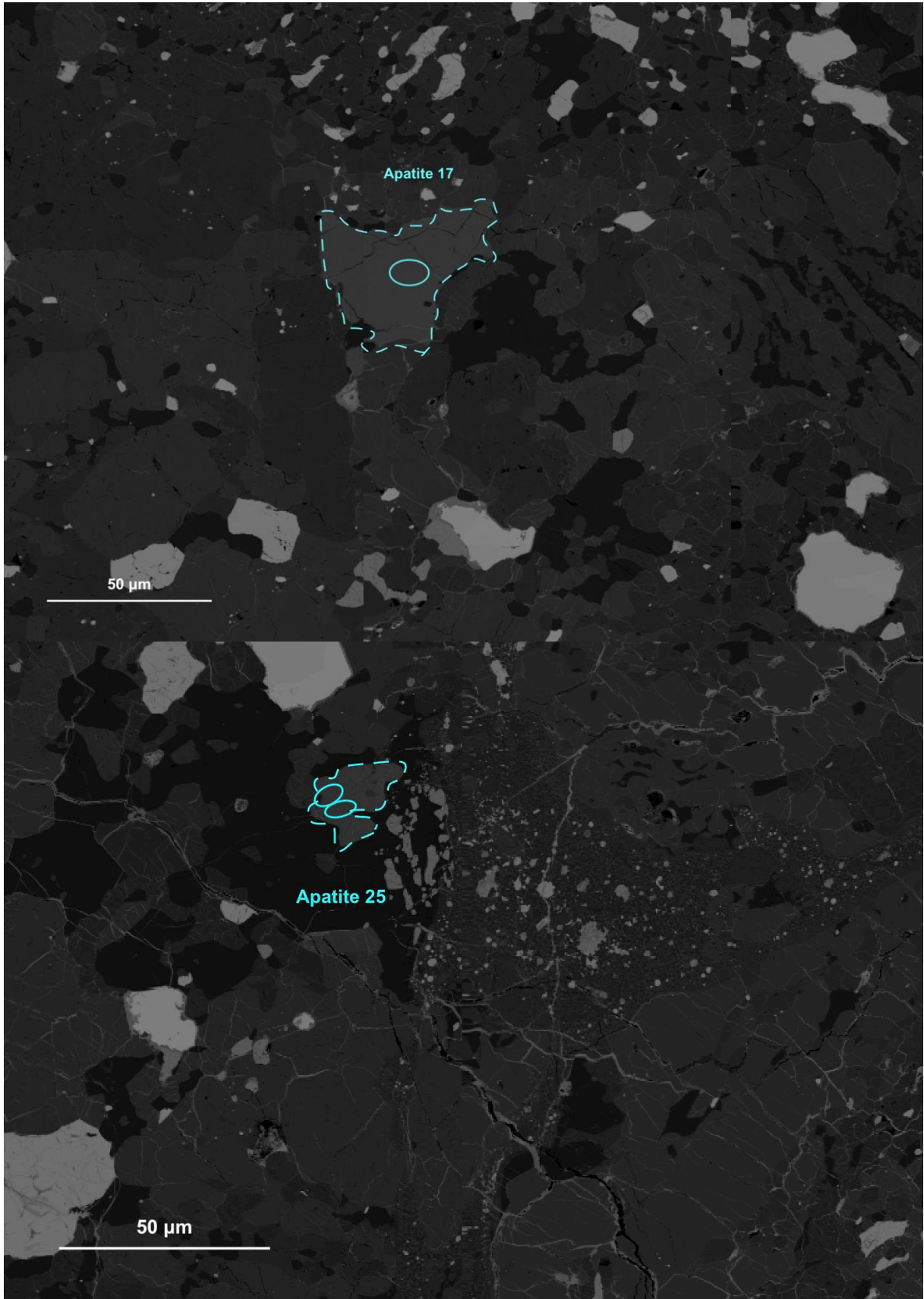


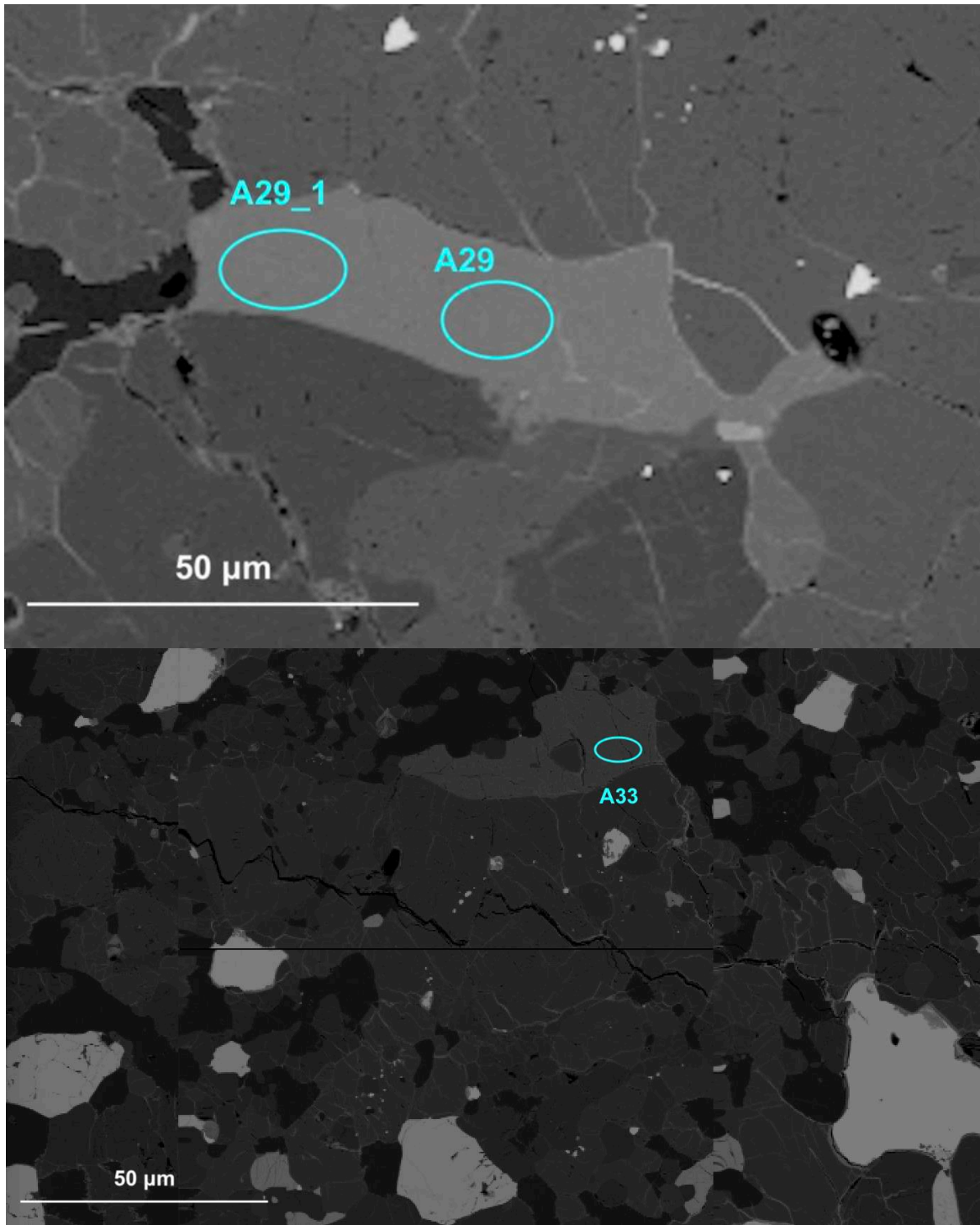
Annexe 4. 26: Exemples de clichés MEB de phosphates observés dans la météorite Sahara 98350

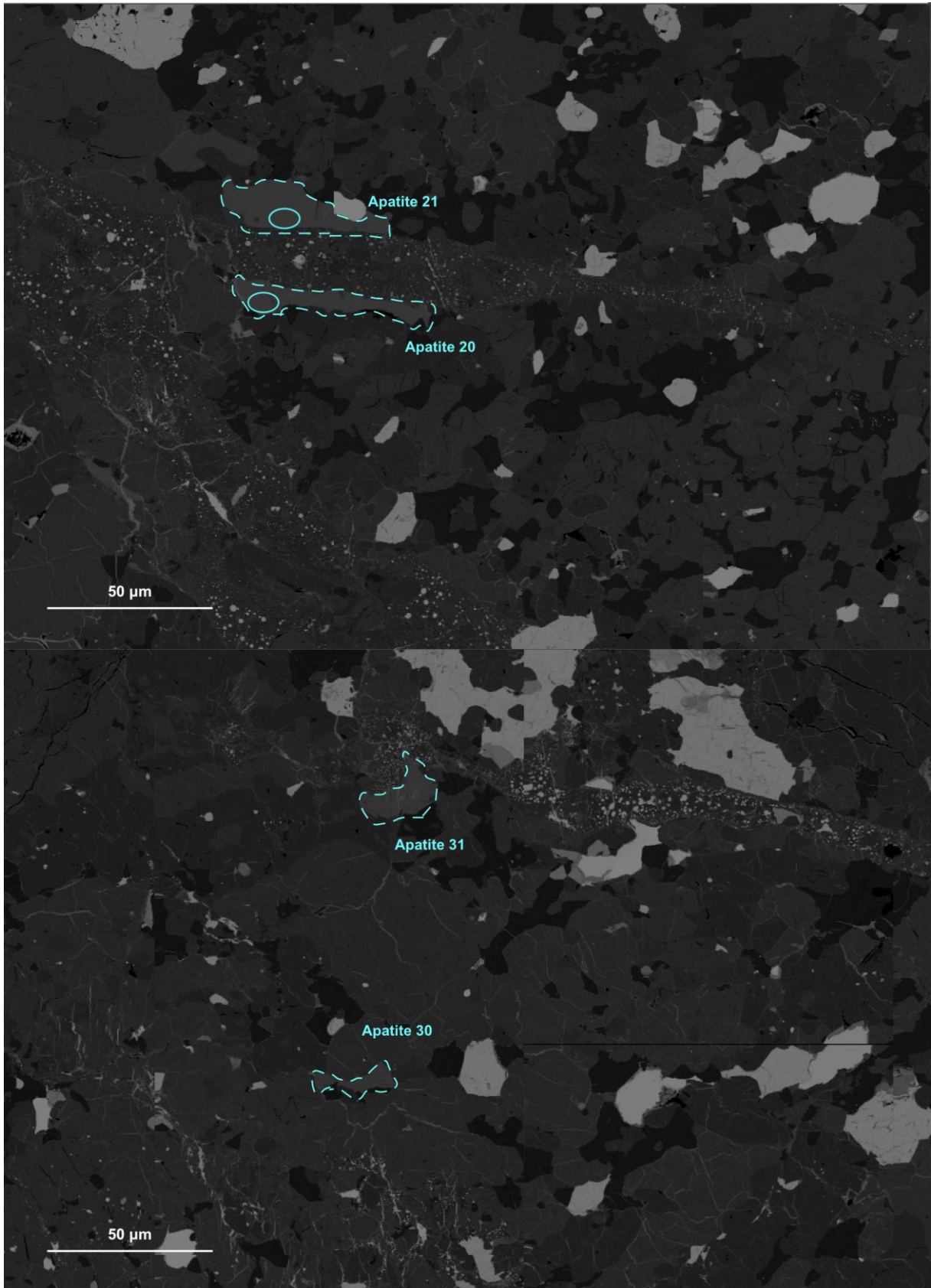


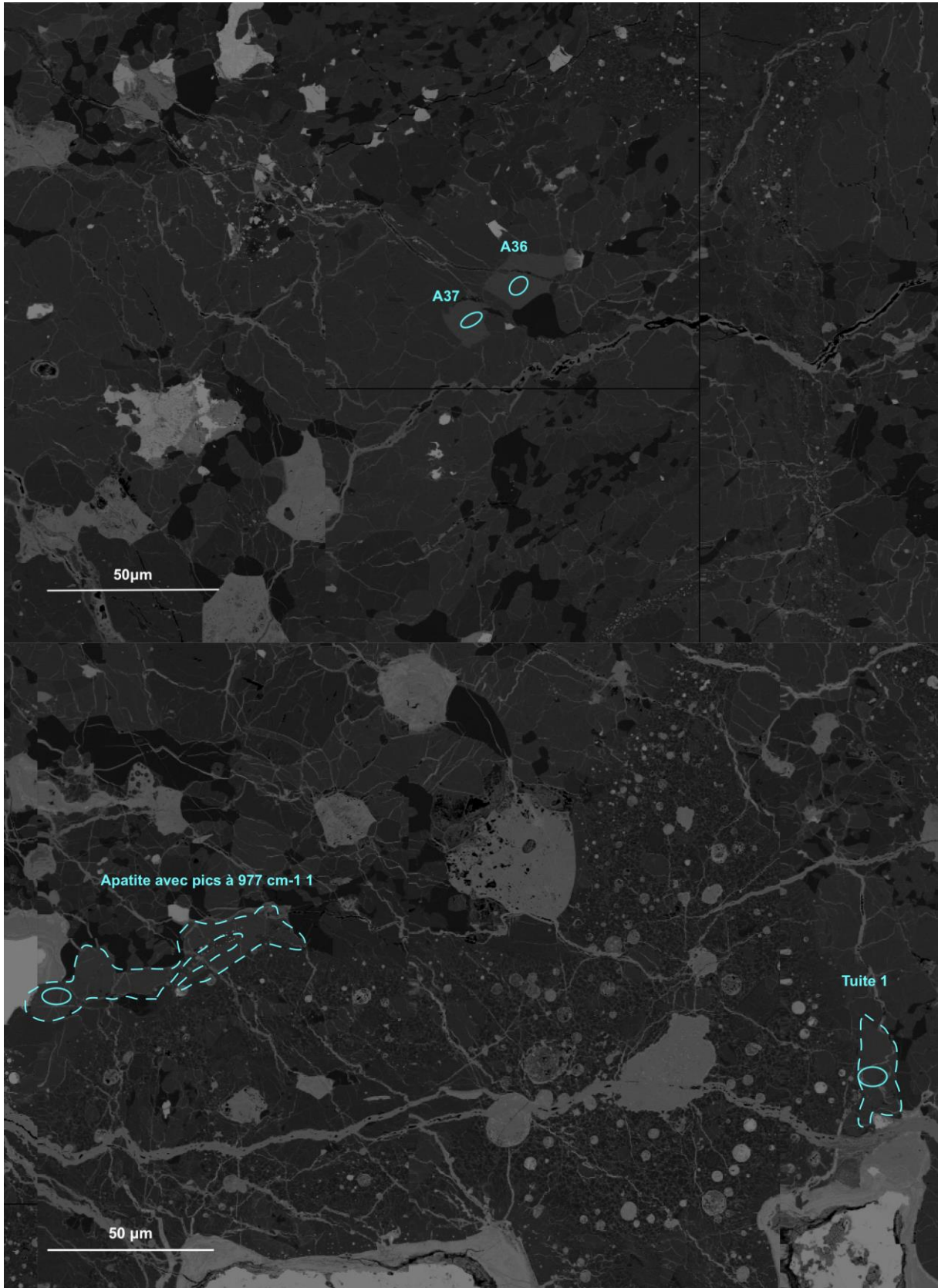
Annexe 4. 27: Carte MEB globale et superposition de la carte EDS du Phosphore, montrant la position des analyses sur la lame Sahara 99016. Le code couleur est le suivant: Rouge correspond aux apatites et vert aux tuites.

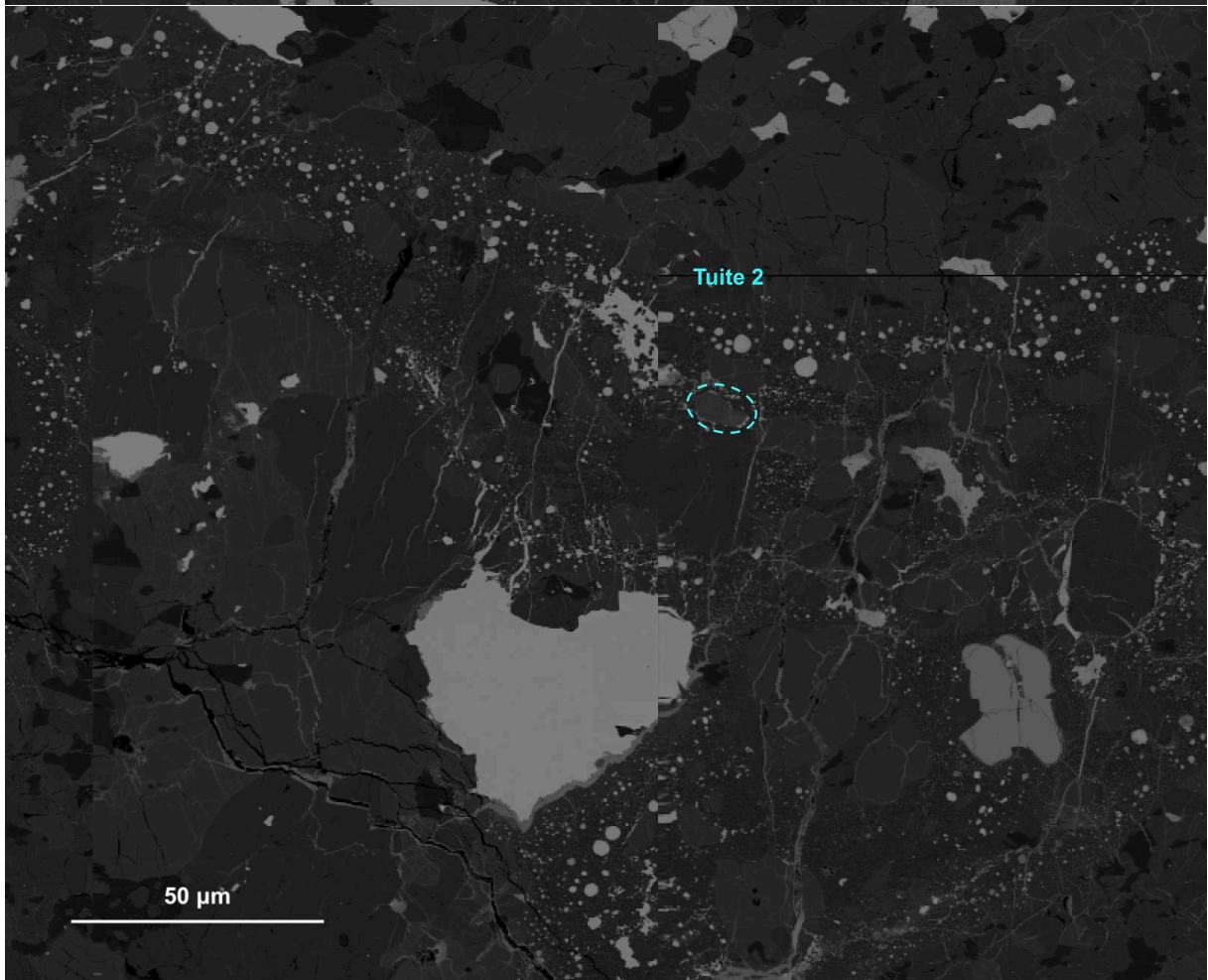
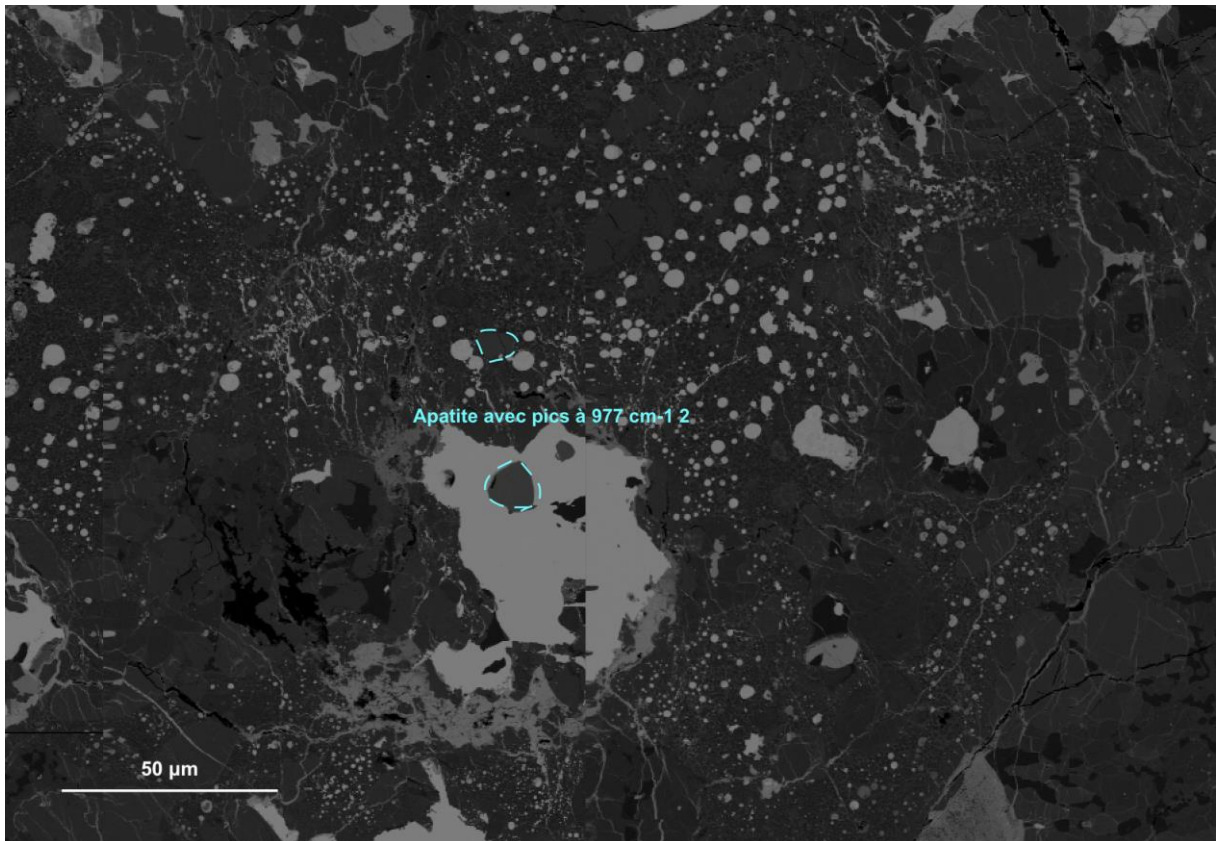


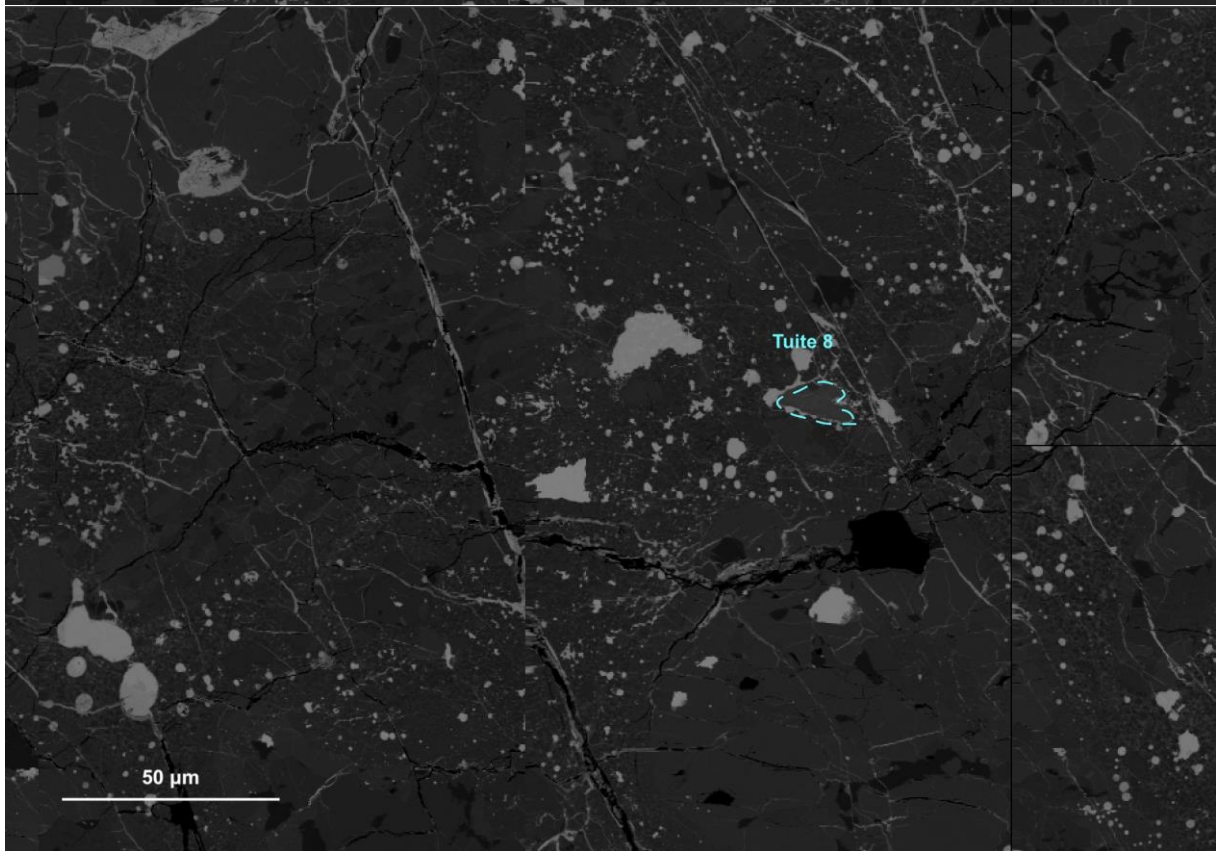
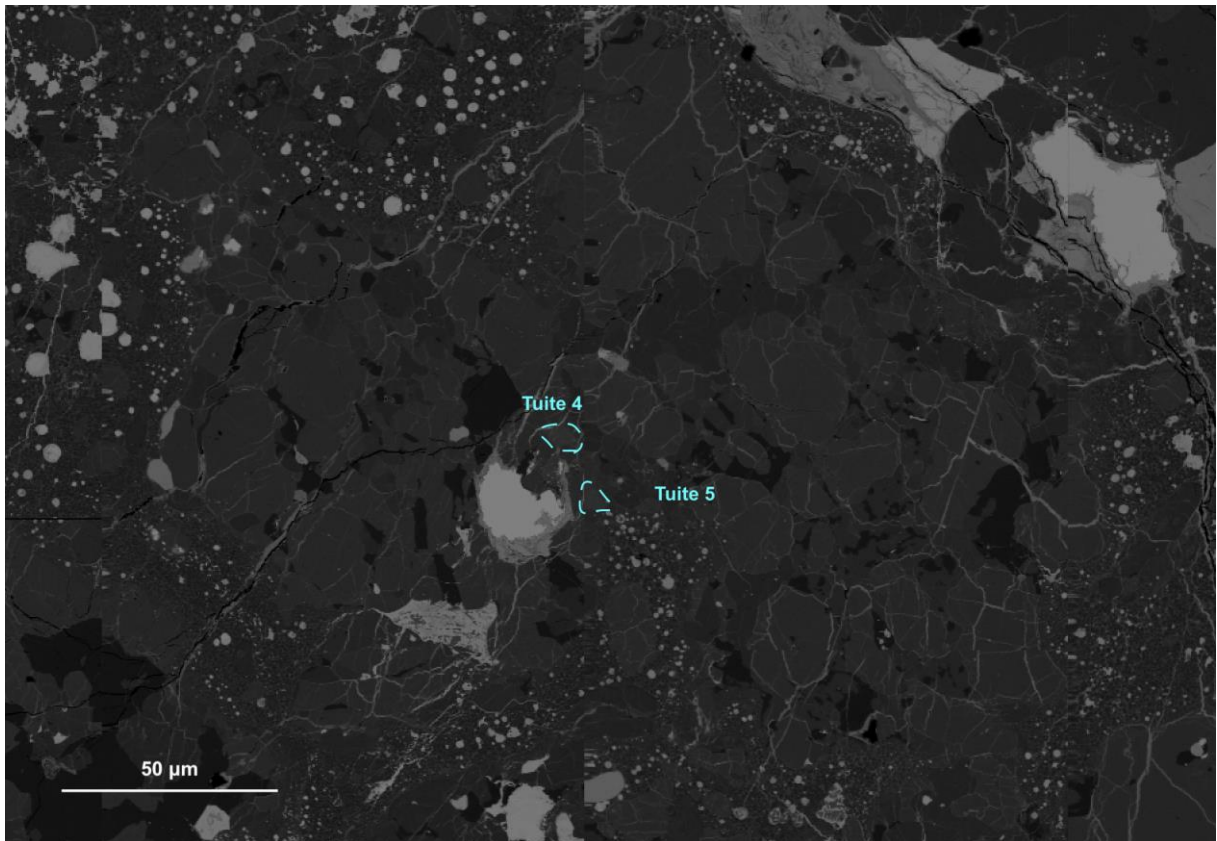


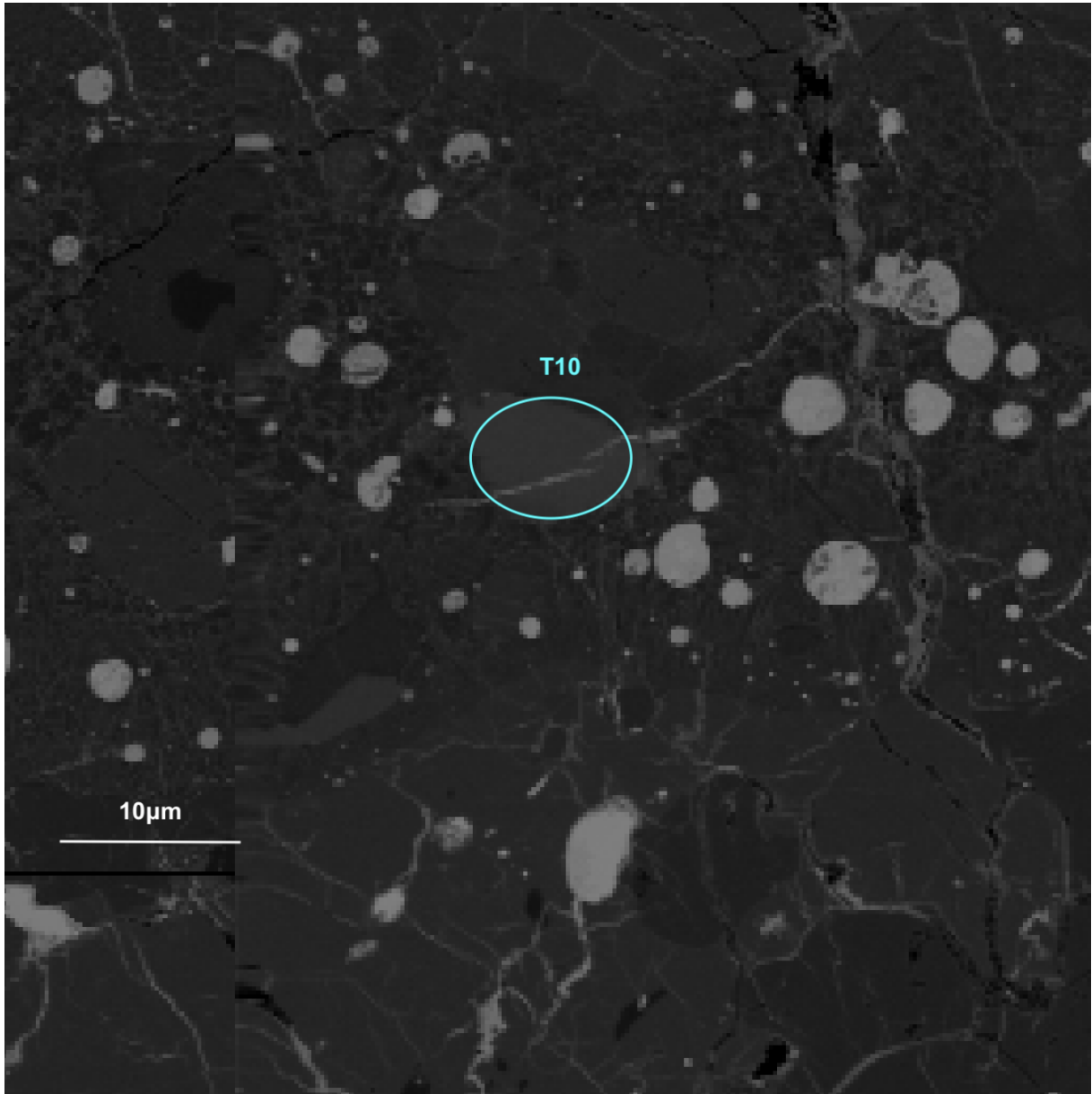


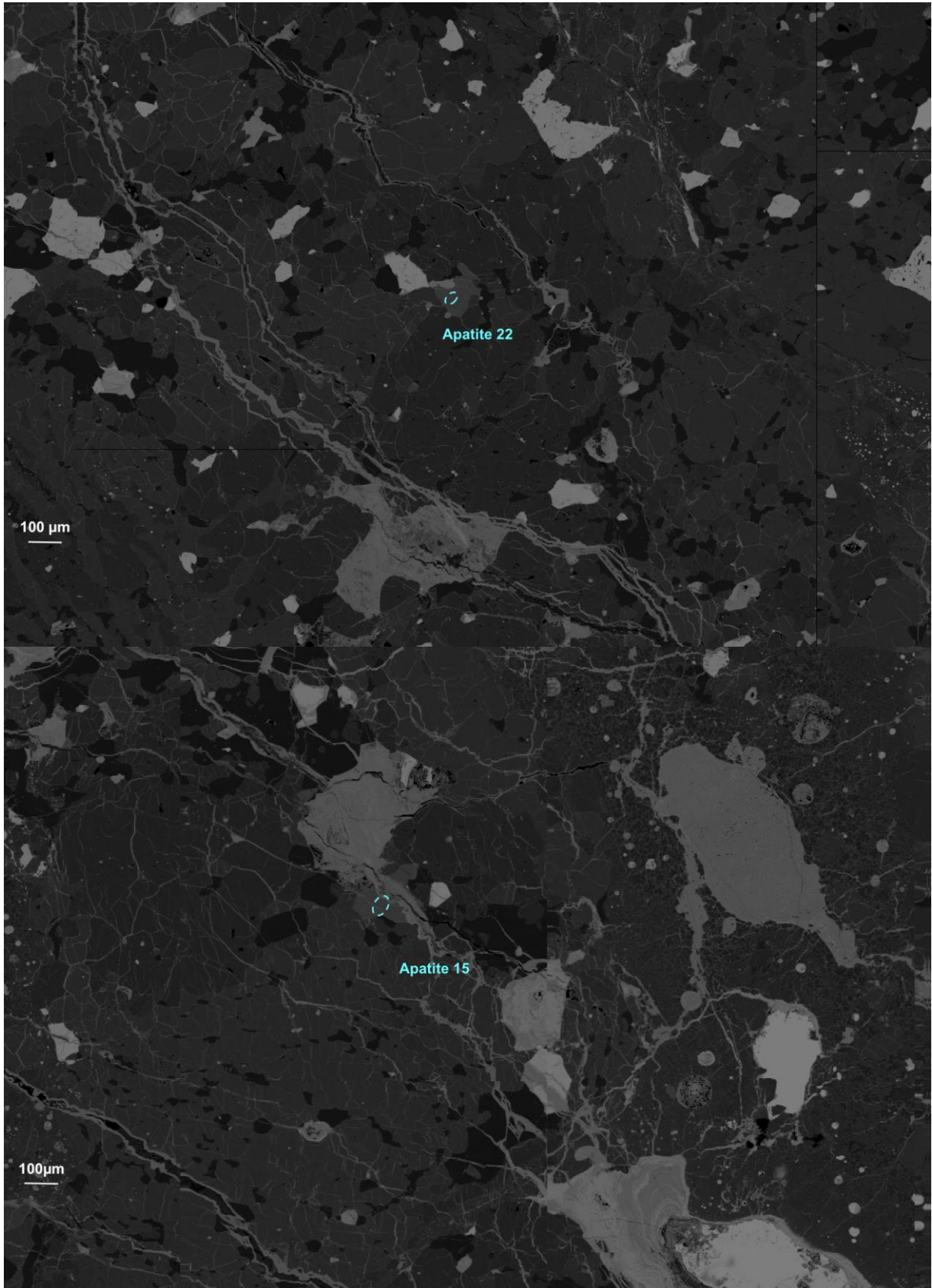


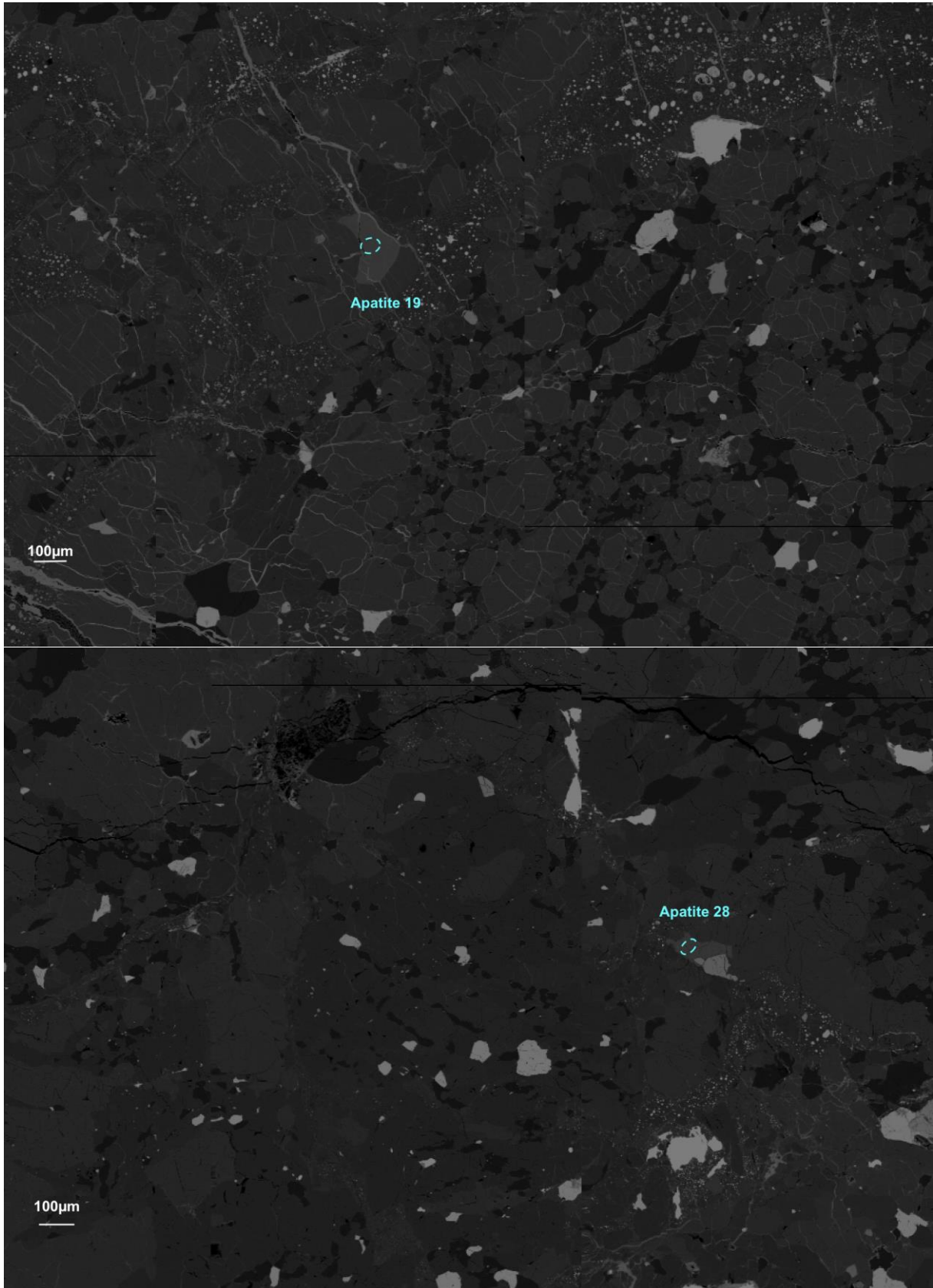


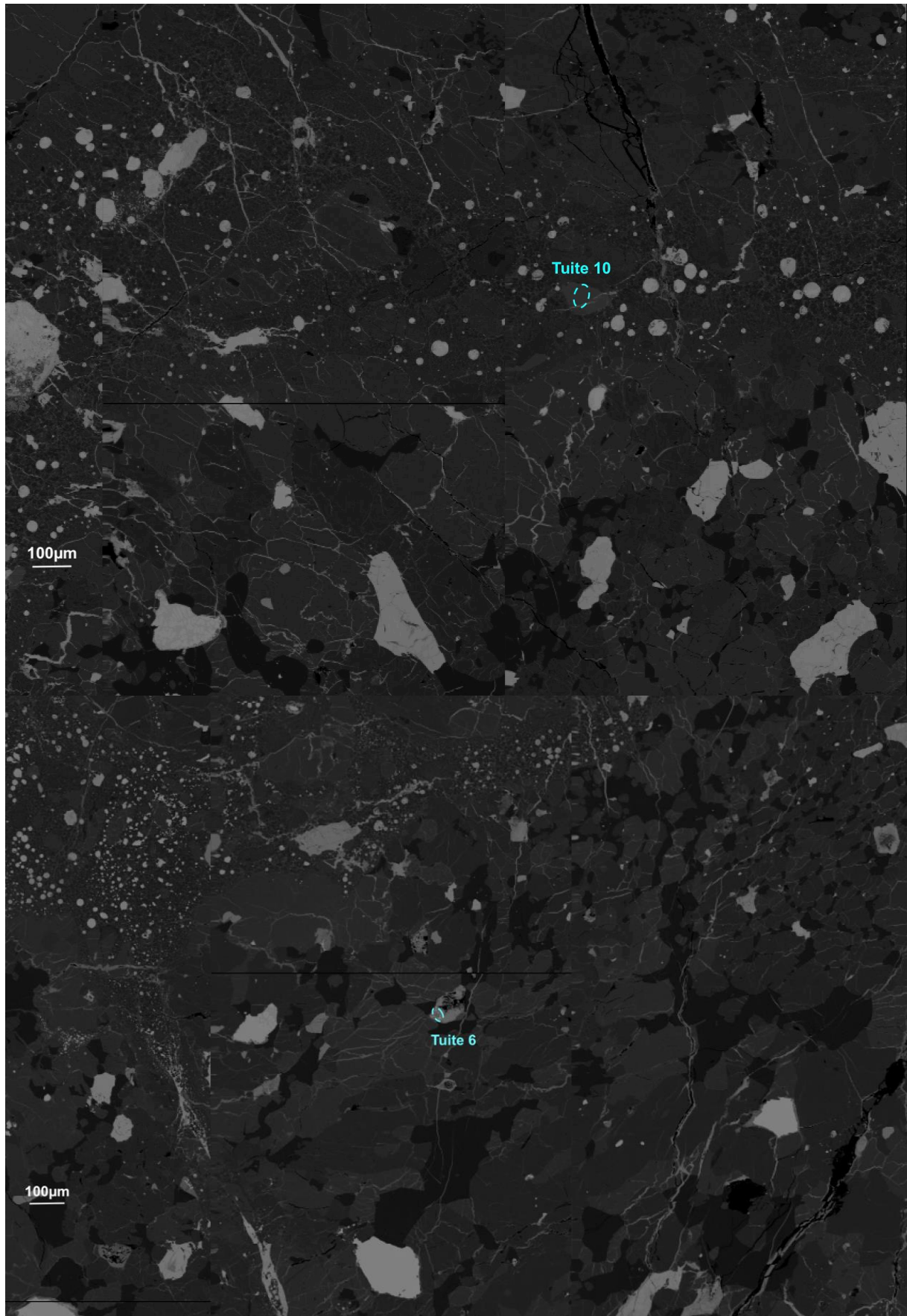




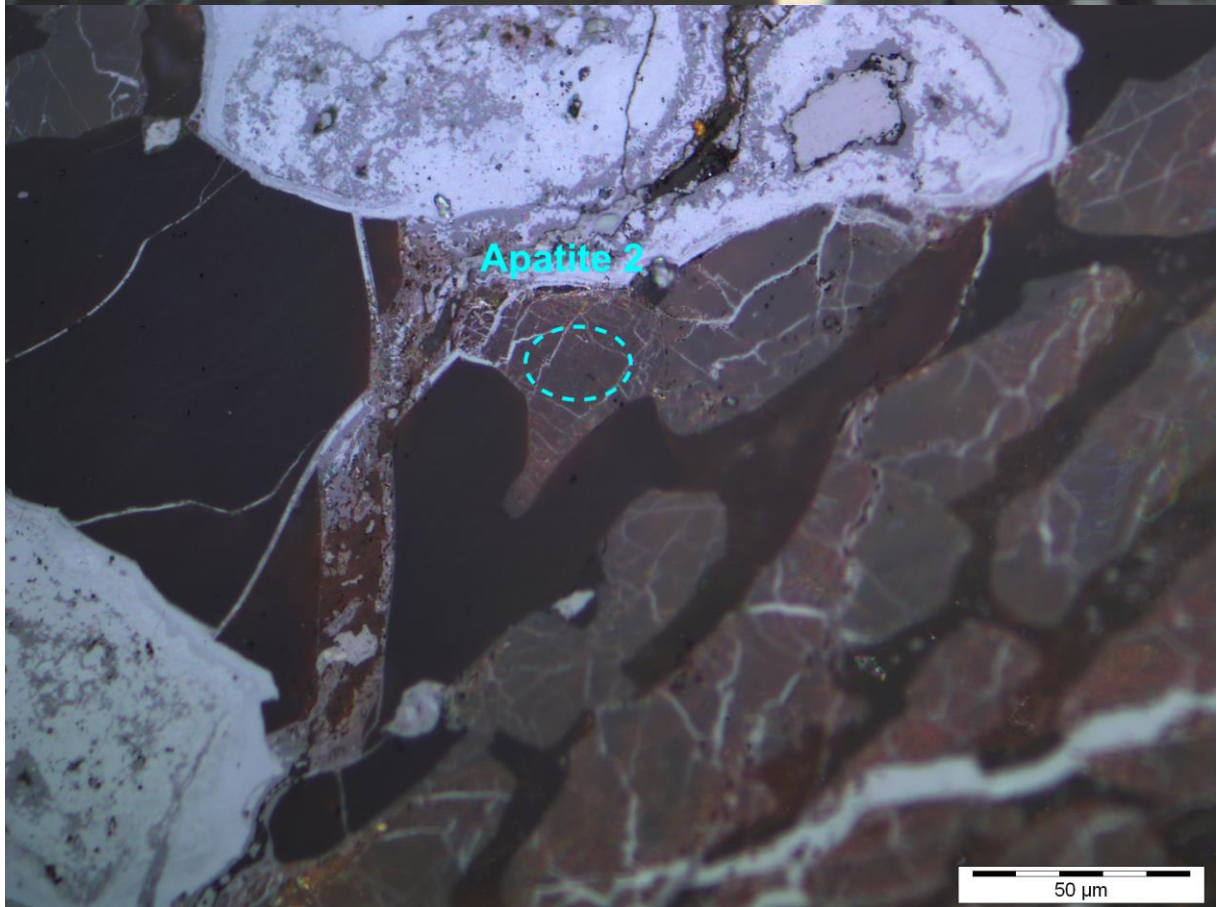
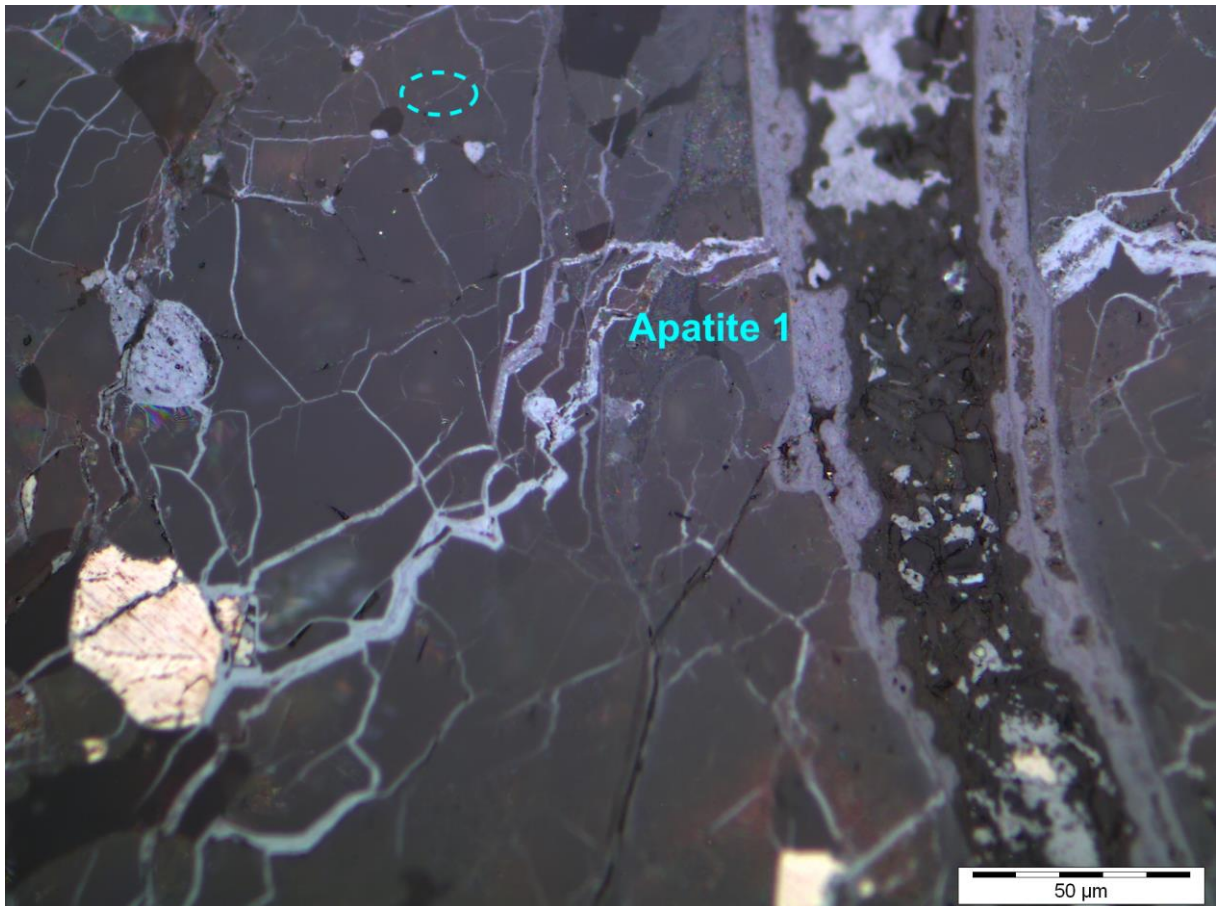


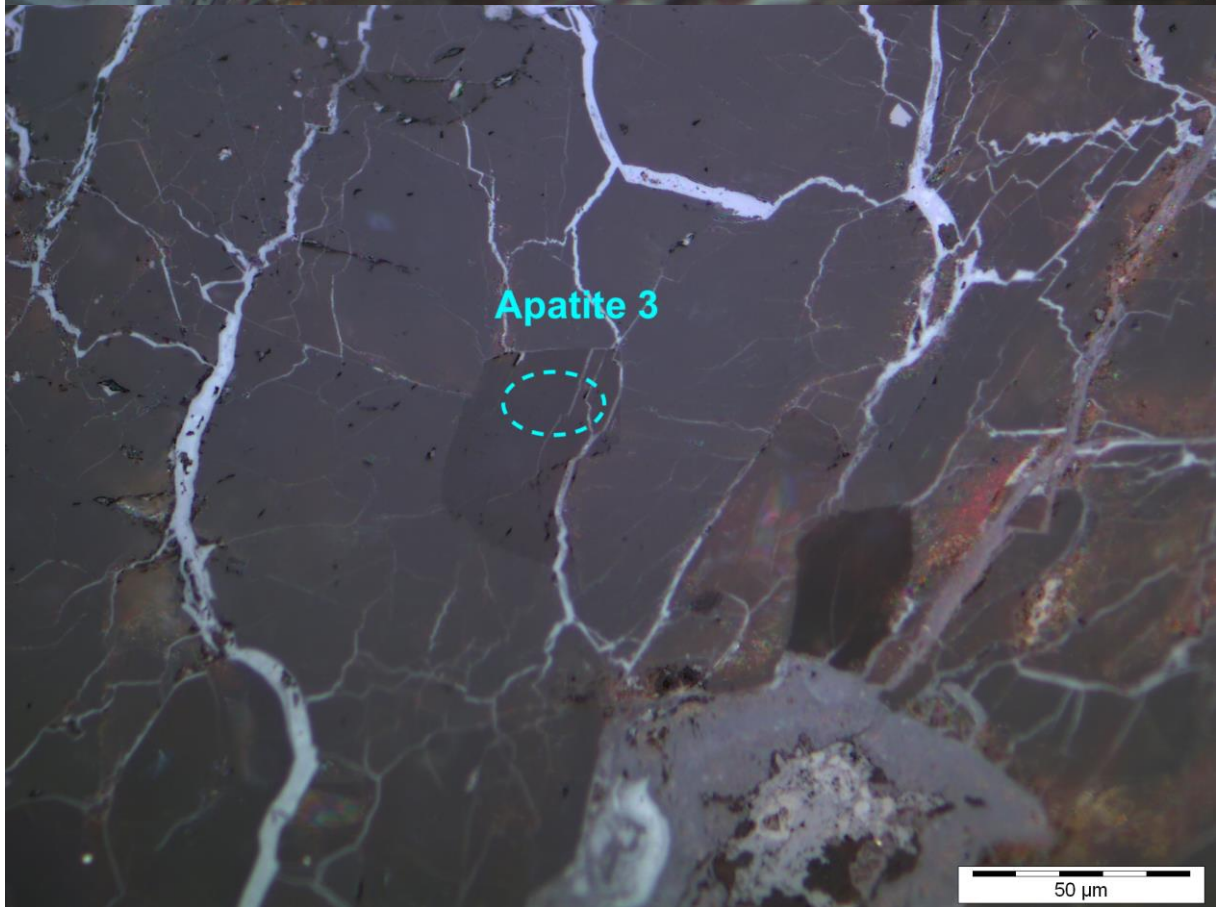
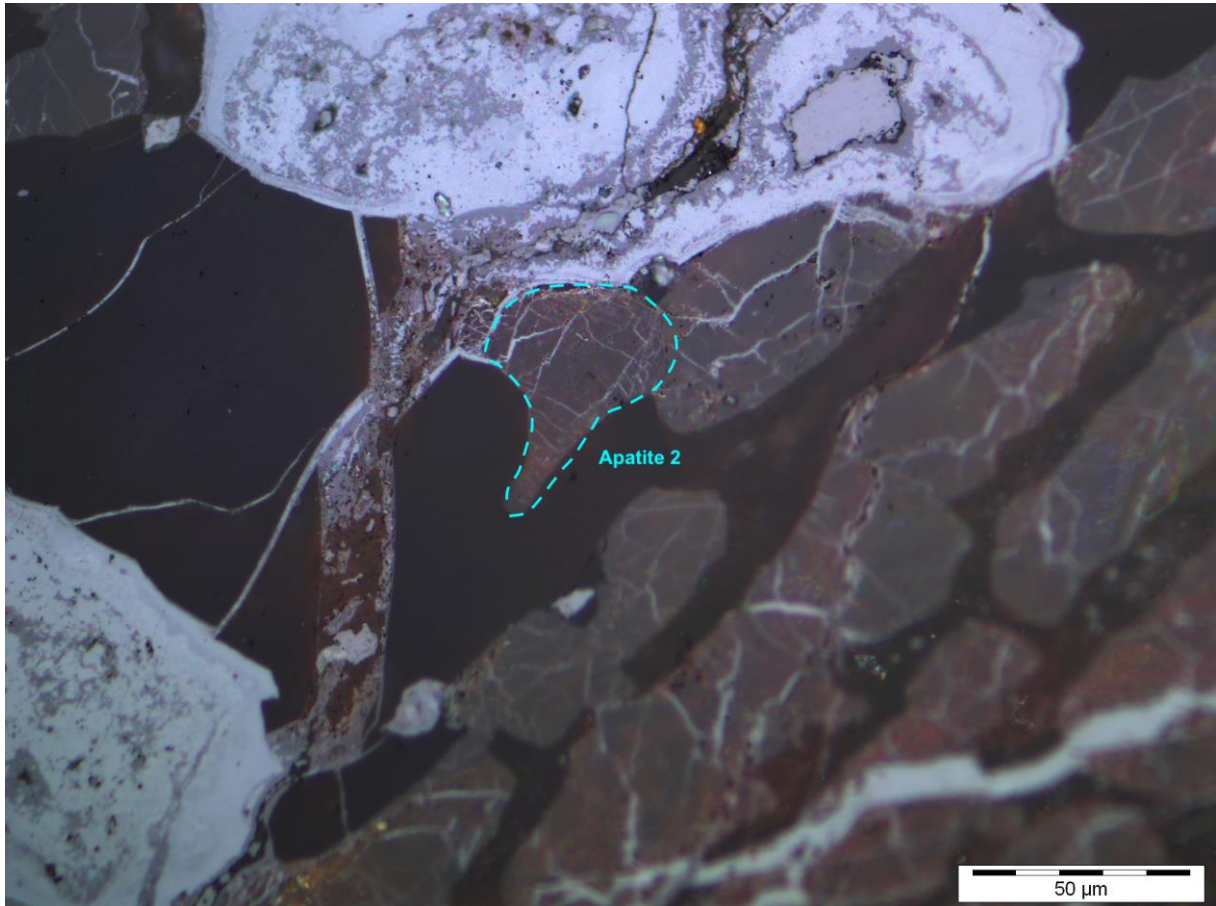


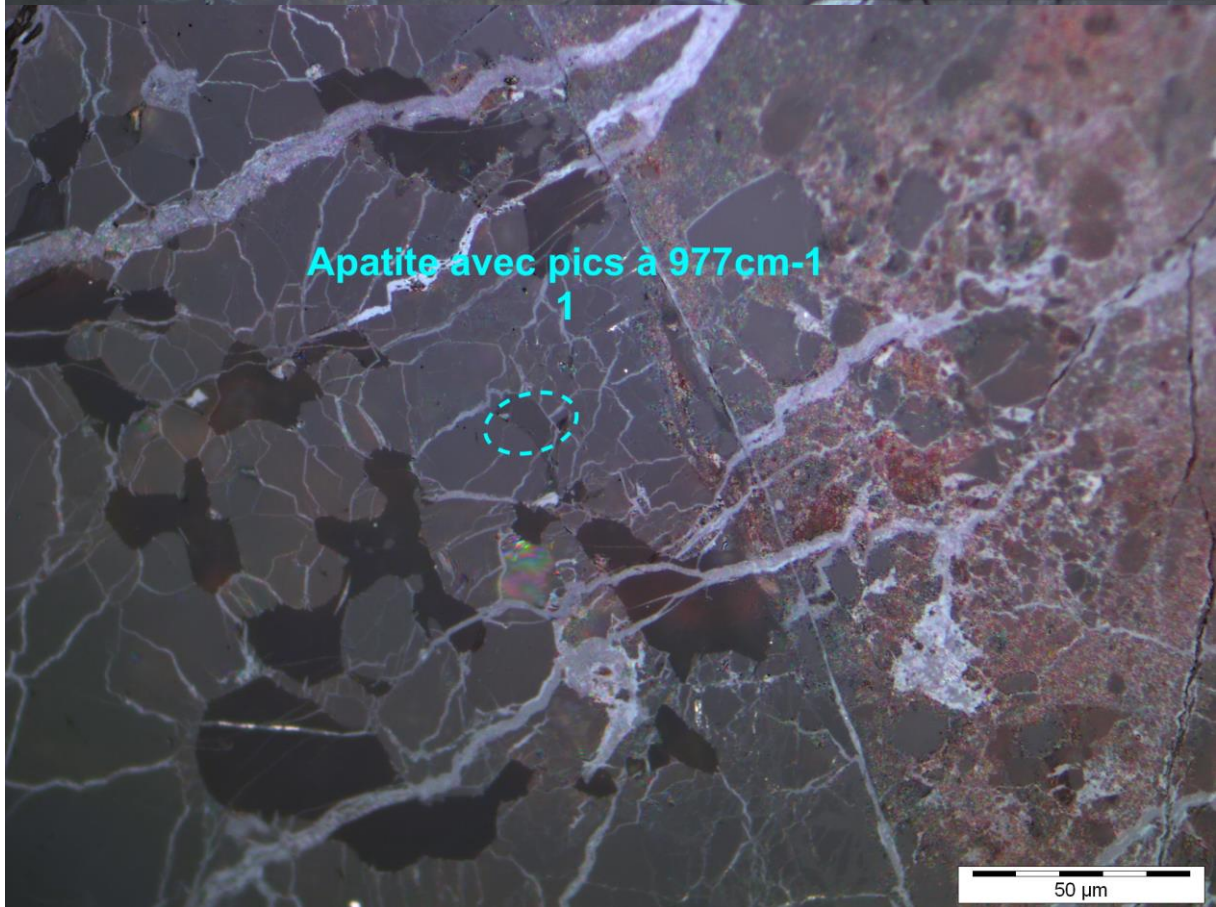
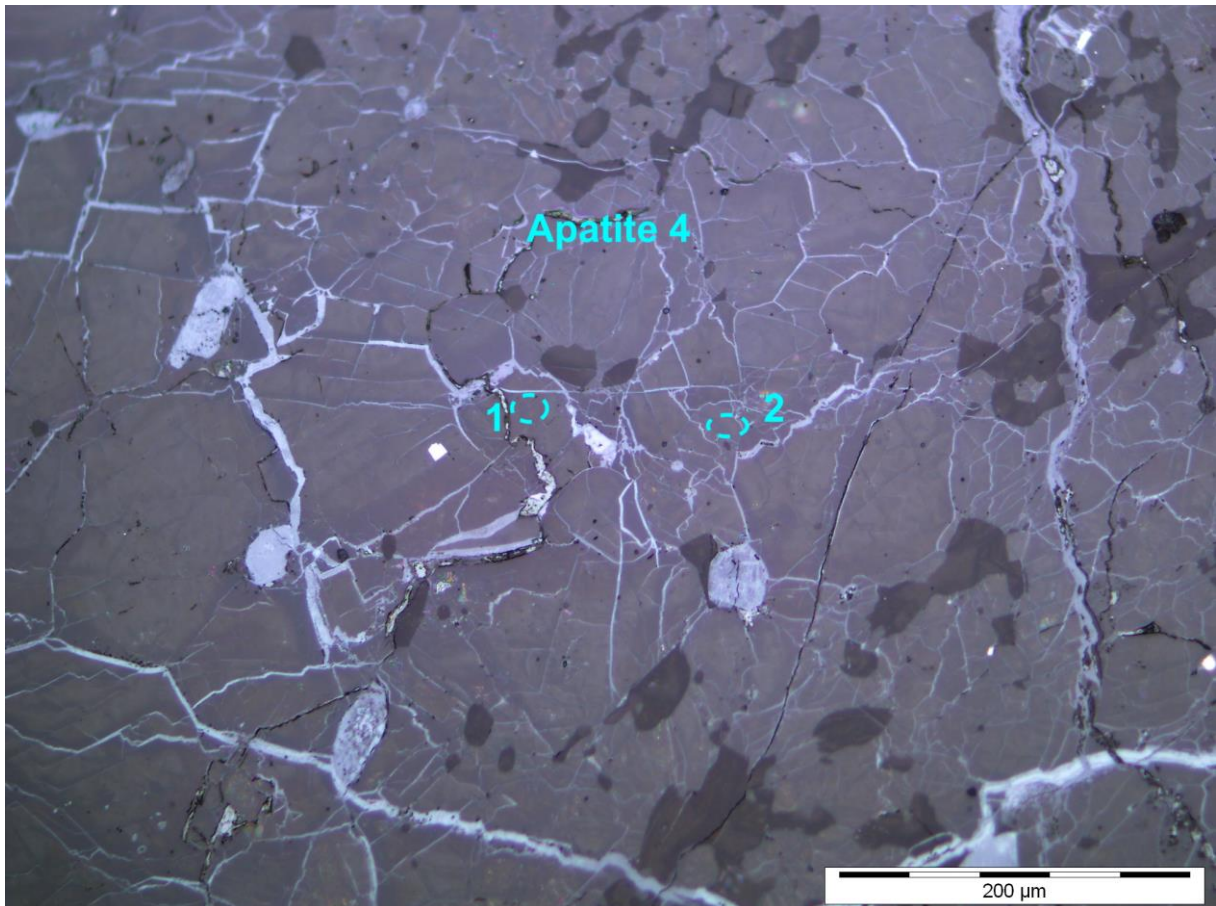


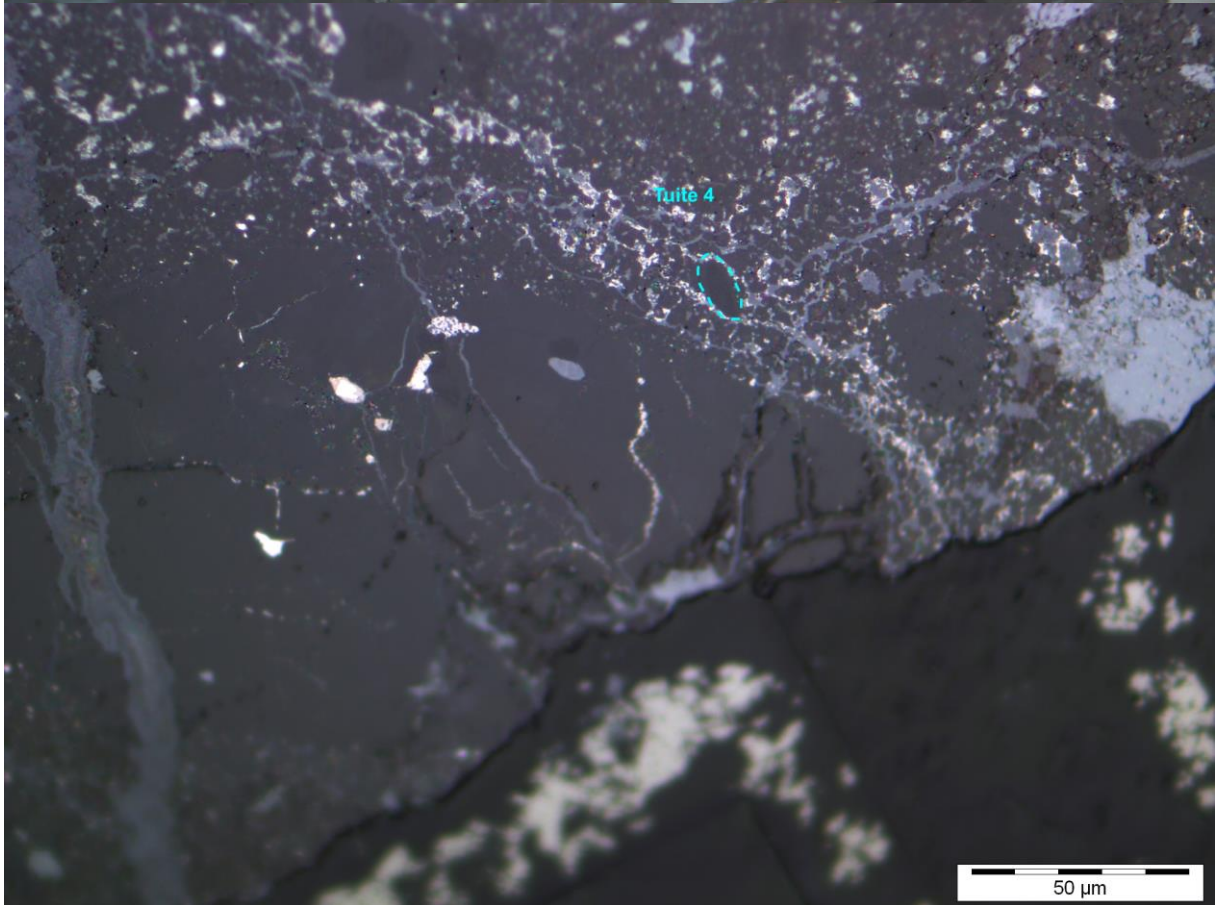
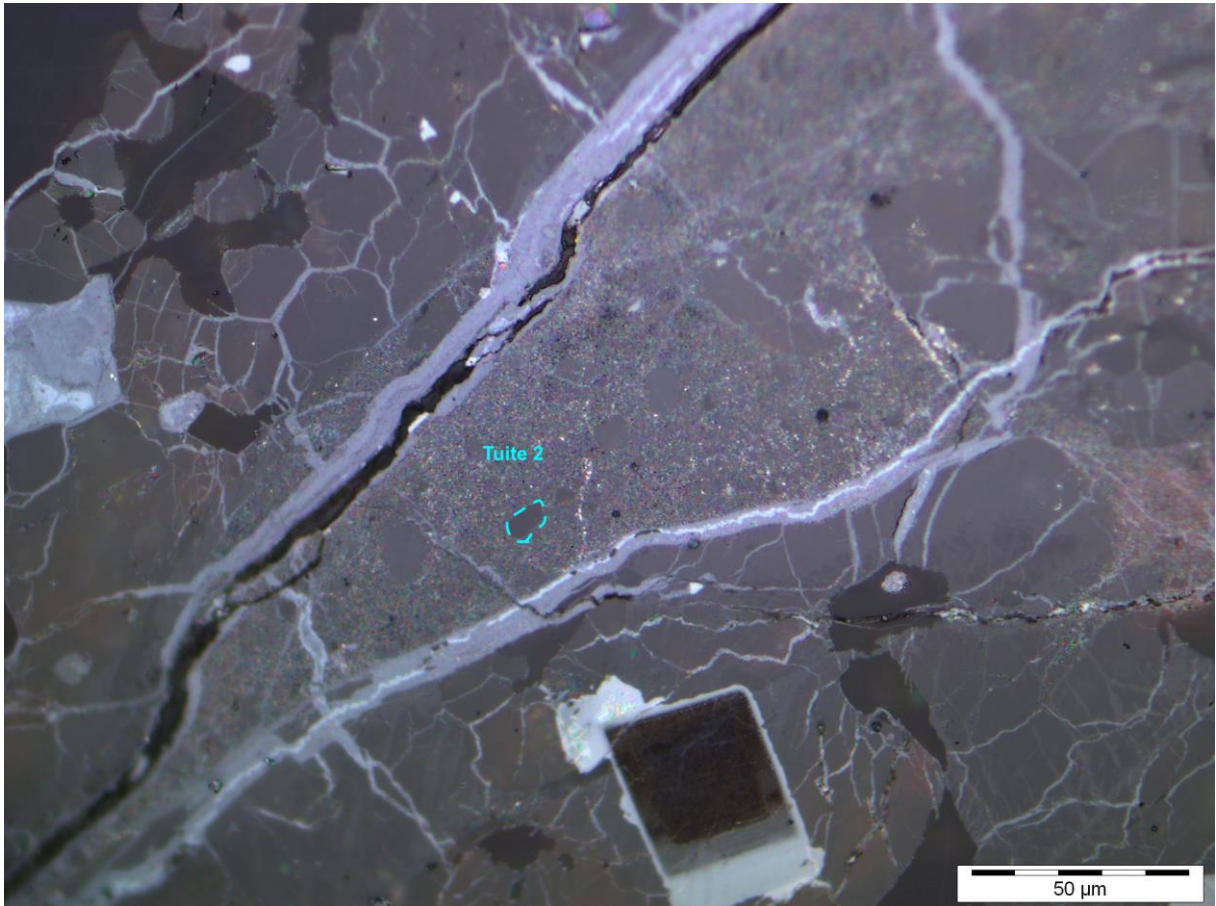


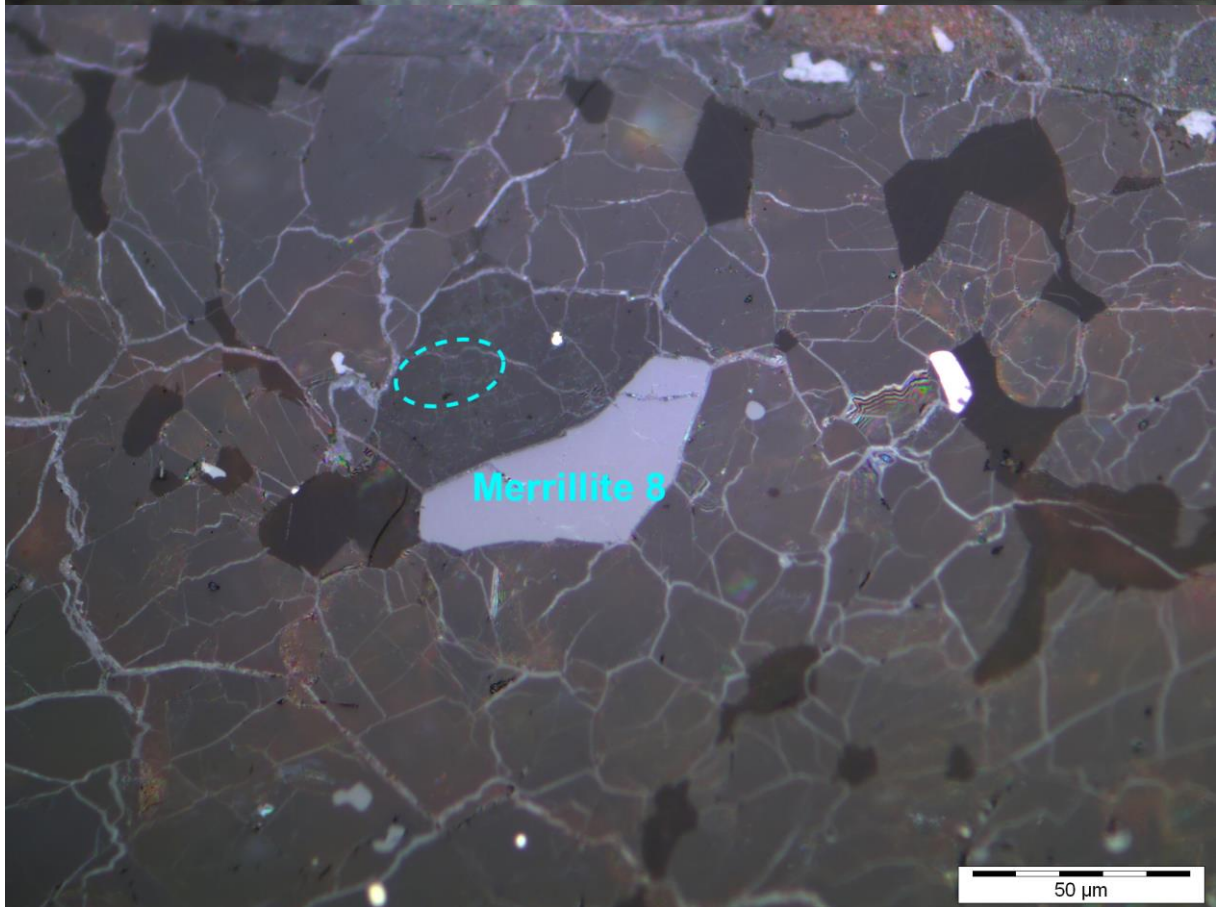
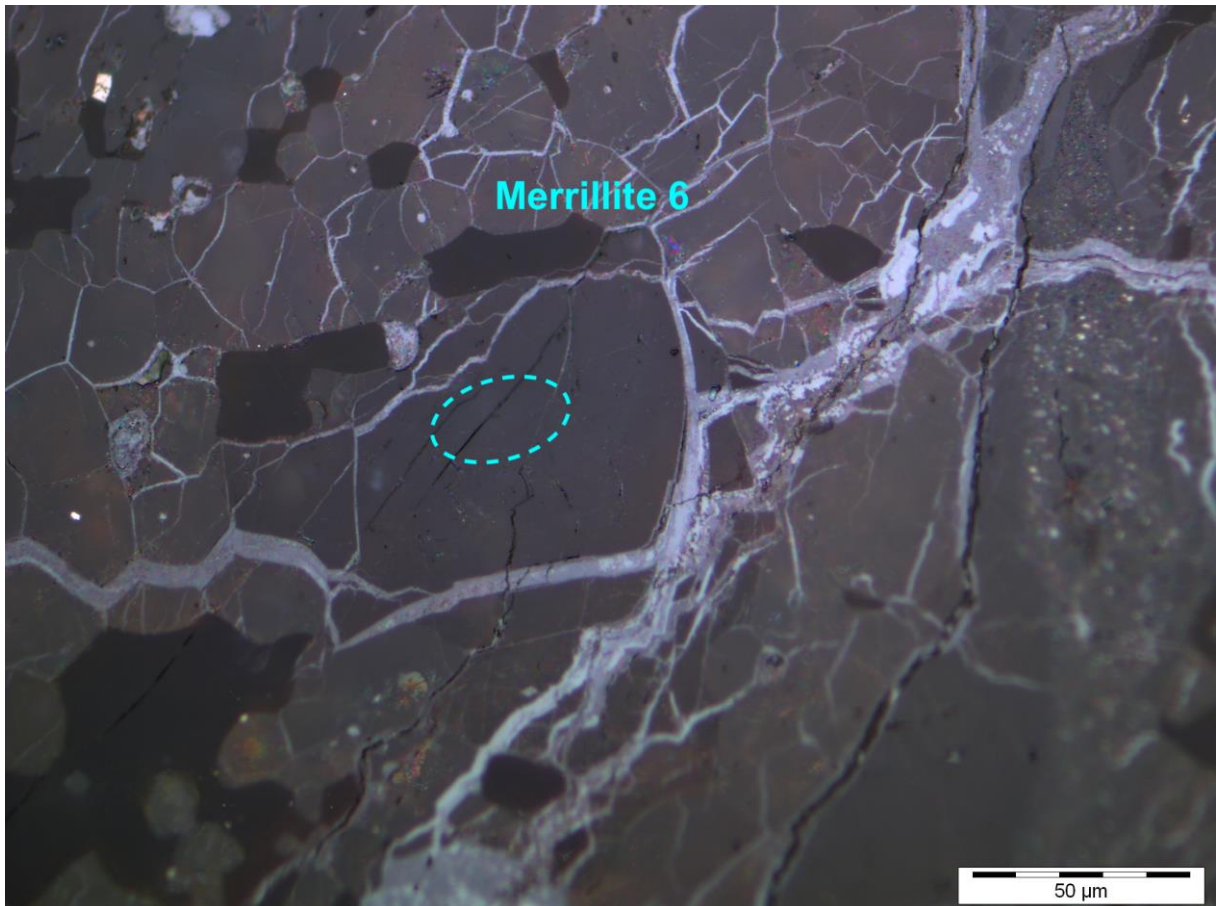
Annexe 4. 28: Exemple de clichés MEB de phosphates analysés dans la météorite Sahara 99016

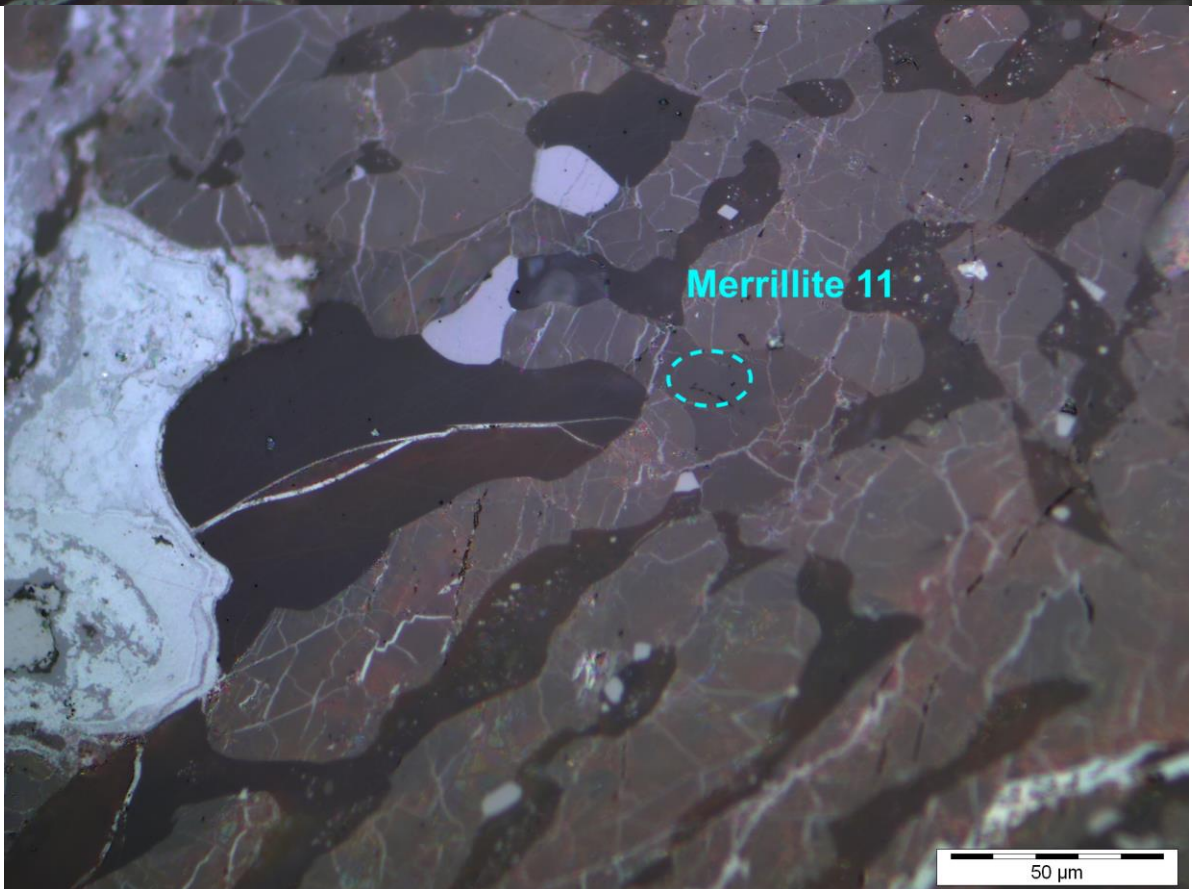
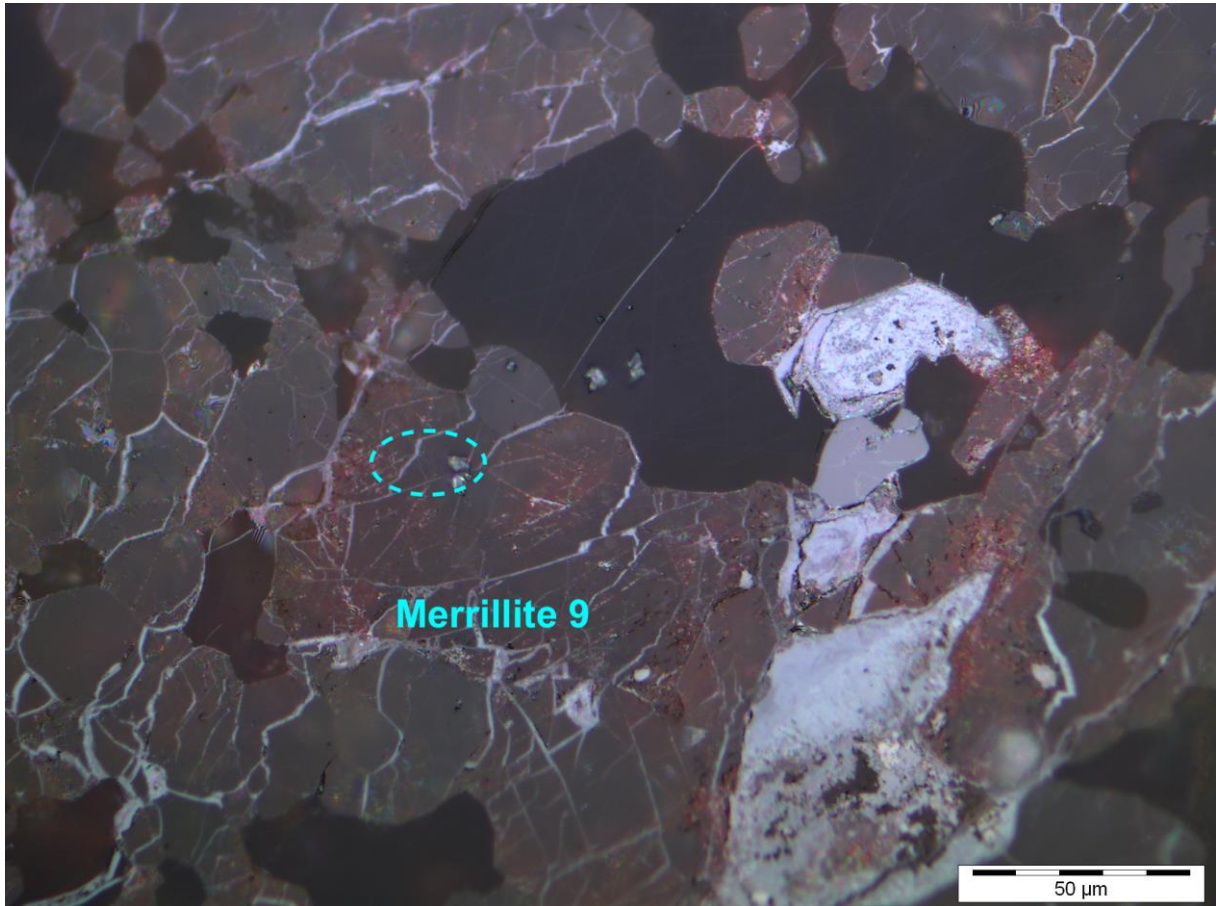


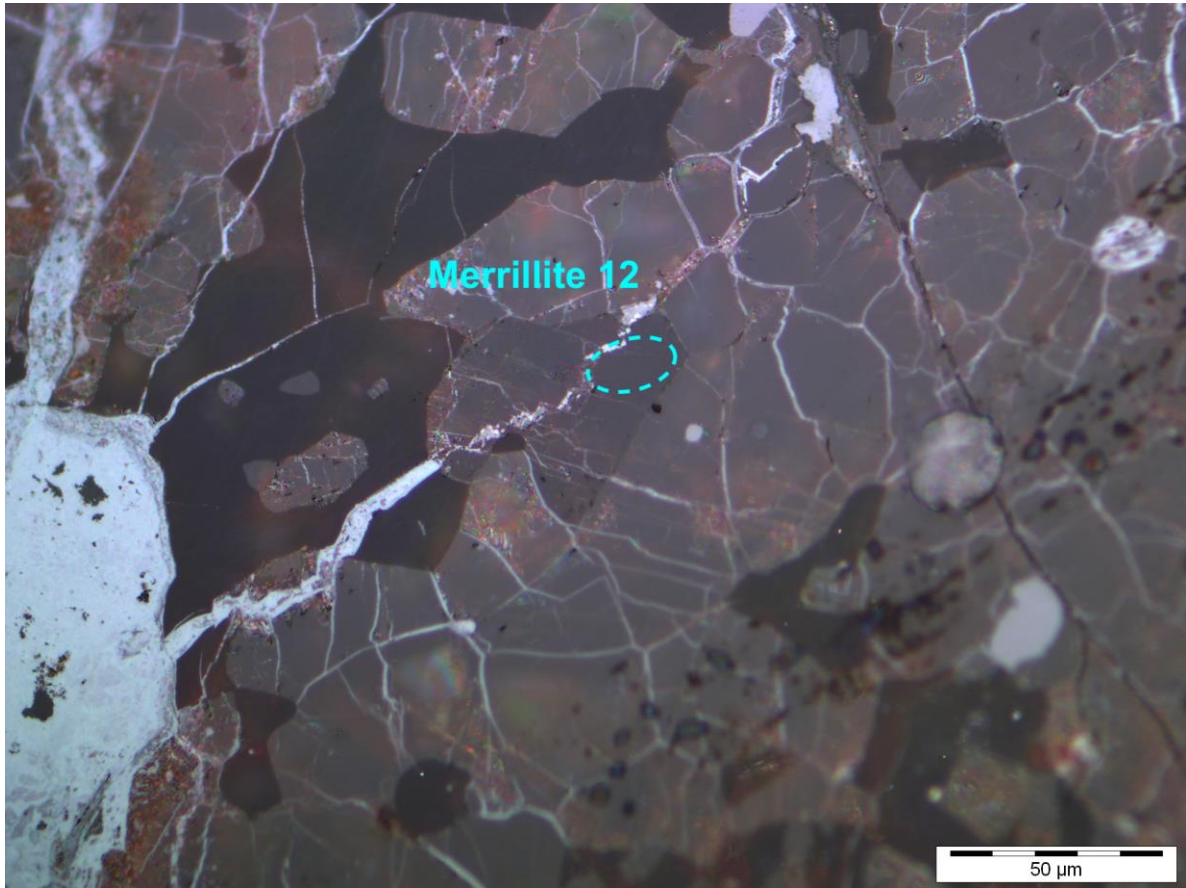












Annexe 4. 29: Exemples de clichés optiques en lumière naturelle de minéraux observés dans le cadre de la météorite Dhofar 649.

V. Conclusion et Perspectives



1) Conclusion

Les travaux effectués au cours de cette thèse offrent de nouvelles perspectives pour l'étude de l'histoire du Système Solaire. Les résultats obtenus ont des implications sur l'étude des polymorphes de haute pression en général, mais pourraient également être étendus aux champs de l'astronomie et de la biologie.

L'un des résultats majeurs de cette thèse est l'introduction de l'akimotoite en tant que marqueur de choc. Là où précédemment seule la ringwoodite était utilisée, l'akimotoite permet de raffiner les durées de choc de certaines météorites, ou tout simplement d'en calculer pour certaines ne présentant pas de textures particulières de ringwoodite. Nous montrons que la diffusion du fer peut être utilisée pour calculer les durées de choc, moyennant l'utilisation de coefficients de diffusion pertinents.

Nous démontrons également que la nanoSIMS constitue un instrument fiable pour évaluer des profils de diffusion. L'ajout de la source RF Plasma permet une aussi bonne discrimination du type de profil chimique que la microscopie électronique à haute résolution. En effet, cette source délivre un faisceau primaire d'ion O^- avec une brillance améliorée par rapport à la source duoplasmatron utilisée en 2005. La source RF plasma offre donc la possibilité de réaliser des cartographies avec une résolution spatiale bien meilleure tout en conservant un rapport signal sur bruit très satisfaisant. La nanoSIMS permet donc de caractériser relativement rapidement les chocs enregistrés dans les chondrites ordinaires de manière robuste.

Cela permet d'étudier, pour la première fois dans une même étude, 10 météorites. Ce large échantillonnage permet de comparer les différents résultats et de grouper certains échantillons. Ce protocole, consistant à étudier à différentes échelles les textures des polymorphes pour terminer par des analyses de profils chimiques, pourrait donc être appliqué à plus grande échelle pour examiner plus vastement les collections de météorites. De plus, jusqu'à présent, les polymorphes de haute pression permettaient de déterminer les conditions de pression, température et durée de choc. Ici, nous ajoutons pour la première fois l'estimation du diamètre minimal du corps parent, bien que la formule utilisée ne donne qu'un ordre de grandeur.

C'est cependant suffisant pour retracer l'enchaînement des impacts dans le Système Solaire, en utilisant à la fois les diamètres, les âges des chocs, ainsi que certains paramètres orbitaux des météorites dont les chutes sont enregistrées (demi grand axes, âges d'exposition). Nous pouvons également corroborer les hypothèses prévoyant une instabilité précoce du Système Solaire. Nous notons en effet une forte tendance des météorites à être choquées il y a environ 4470 Ma, ce qui correspond à ~ 100 Ma après la formation du Système Solaire. Il s'agit du chiffre avancé dans les modèles les plus récents. Cette activité dynamique accrue pourrait être le reflet de l'instabilité des planètes géantes, qui apporterait du matériel dans la ceinture d'astéroïdes et augmenterait le nombre de chocs dans cette région du Système Solaire.

Nous avons pu apporter de fortes conjectures concernant l'origine de certaines chondrites L, en les classant par groupes d'âge de choc. En effet, les diamètres de corps parent et les âges de choc calculés, combinés avec les demi-grand axes et les compositions des météorites, permettent de déduire les possibles familles pour les différents groupes de météorites. Nos résultats ne sont pas compatibles avec l'hypothèse actuellement acceptée par la communauté scientifique, qui stipule qu'un corps parent unique se serait brisé pour former la famille Gefion il y a 470 Ma. En effet, cette famille est trop peu massive pour expliquer à elle seule la quantité de chondrites L, ainsi que leurs différents âges de choc. Nous proposons plutôt les ruptures des corps parents des familles Nysa-Polana, Junon et potentiellement Gefion en conjonction, et Julia pour expliquer les impacts ayant eu lieu il y a 720, 470 et $\sim 10-30$ Ma.

2) Perspectives Directes

Parmi les perspectives pouvant être entreprises, étendre cette approche aux chondrites H et LL permettrait de vérifier l'efficacité de la méthode, car les corps parents de ces classes de chondrites ordinaires sont tous mieux connus. Cela serait cependant plus complexe car ces échantillons présentent statistiquement moins de veines de choc et de polymorphes de haute pression associés. Il serait également intéressant d'étudier les HED (achondrites de type Howardites Eucrites Diogenites) car 1) elles sont plus choquées et 2) leur origine est connue : elles proviennent de l'astéroïde Vesta. Une fois la méthode vérifiée, il serait envisageable de l'appliquer à d'autres types d'achondrites dont l'origine est moins familière, comme par exemple les Aubrites, afin de mieux comprendre leur évolution.

Cette thèse ouvre la porte à de nombreux nouveaux axes de recherche. Il est toujours possible de raffiner ce genre de travaux en prenant en compte plus de météorites : cela nous

permettrait de mieux documenter la diversité des corps parents de chondrites L et d'améliorer le modèle de cascade collisionnelle présenté au chapitre précédent. En particulier, la chute très récente de Saint-Pierre-le-Viger le 13 Février 2023, contenant des veines de choc et dont l'arrivée dans l'atmosphère est très bien documentée, pourrait constituer, comme la météorite de Novato, une des clefs vers la compréhension de l'origine des chondrites L choquées. On pourrait également en apprendre plus sur les météorites martiennes et leur éjection en appliquant dessus cette méthode.

Un travail expérimental permettant de renforcer la méthode d'étude présentée ici pourrait être entrepris. Il serait en effet nécessaire de parfaire nos connaissances des coefficients de diffusion des éléments pertinents, comme le manganèse dans le cas de l'olivine, et de les étendre aux conditions de choc : haute température et pression, et compositions proches des olivines extraterrestres. Mieux encore, bien que techniquement complexe, il serait idéal de calculer les coefficients de diffusion pour les polymorphes de haute pression. Le même raisonnement pourrait être effectué pour l'enstatite. De plus, la cinétique de formation de l'akimotoite est actuellement très mal connue, et semble présenter des différences majeures avec celle de la ringwoodite bien mieux connue (Ferroir et al., 2008). Synthétiser des assemblages d'enstatite et d'akimotoite serait crucial pour mieux comprendre la formation de ce minéral. Nous avons ici tenté un travail expérimental, mais celui-ci n'a pas abouti. Les expériences menées peuvent néanmoins être revues en Annexe 2.

Un autre aspect à améliorer serait le calcul des diamètres d'impacteurs. En effet, notre approche très hypothétique constitue une détermination d'un diamètre minimal qui permet de maintenir la gravité au sein du corps parent des météorites étudiées. De même, l'équation liant la durée de choc et le diamètre de l'impacteur est, elle aussi, impériale et simplifiée. Il serait idéal d'établir un modèle plus poussé qui permettrait d'obtenir des diamètres de corps parents mieux contraints. Cela pourrait éventuellement se faire avec un modèle d'évolution thermique tel que celui utilisé par Gail and Trieloff (2019) pour retrouver les paramètres du corps parents des chondrites L. En considérant seulement les météorites retenant un certain âge de choc (720, 470 ou 10), un modèle combinant équations thermiques et équations de choc pourrait être établi pour remonter au diamètre du corps parent tout en retrouvant nos durées de diffusion et nos dimensions de lamelles de ringwoodite. Cependant, de nombreux paramètres devraient être pris en compte, la mise en place d'un tel modèle serait donc très complexe, d'où l'utilisation dans cette étude d'équations simplifiées.

Pareillement, il serait utile, pour continuer à développer ce champ d'étude, de mieux connaître les conditions de formation des veines. Notamment, le rôle des frottements et des cisaillements dans la mise en place des veines pourrait être étudié, ainsi que la distribution de la contrainte. Ici, des modélisations physiques ou des expériences au gas gun pourraient être entreprises. En effet, la formation expérimentale de veines de choc est très peu explorée dans la littérature : seulement deux études ont été publiées (Langenhorst et al., 2002 et Hirata et al., 2008), dont une (Langenhorst et al.) produit des veines bien plus petites que celles observées dans les météorites (0.2 μm contre jusqu'à plusieurs cm). Un travail sur analogue pourrait également être utile. En effet, dans les cratères d'impact, on peut repérer des structures s'apparentant aux veines de choc. Mieux comprendre les conditions de formation des polymorphes (et donc pour nous, d'enregistrement de l'impact) nous permettrait de raffiner nos résultats de durée de choc, et donc par proxy de diamètres d'impacteurs et de compréhension de l'histoire collisionnelle. Des bases de codes existent (Autodyn, par exemple), mais ne sont pas adaptées à la représentation du choc en 3 dimensions.

3) Poussières Extraterrestres, Changements Climatiques et Évolution de la Vie

Nous avons montré dans cette thèse la présence deux groupes principaux de chondrites L, en plus du groupe déjà bien connu ayant subi l'impact il y a 470 Ma. Afin de vérifier l'existence de ces deux groupes supplémentaires, il serait possible de rechercher leurs traces dans les couches existantes. Pour l'impact il y a environ 720 Ma, il serait possible d'effectuer des recherches dans les couches du Sturtien. Deux axes de recherches pourraient être suivis : rechercher des couches d'iridium ou d'autres éléments typiquement extraterrestres, pour prouver l'origine extraterrestre de cette glaciation, ou rechercher, comme dans les travaux de Schmitz et al. (2001) pour l'impact de 470 Ma, des fossiles météoritiques qui donneraient une information sur la composition de l'astéroïde source de ces météorites.

Pour l'impact d'il y a environ 10-30 Ma, plus récent, les recherches pourraient être plus simples. En effet, les couches plus récentes ont moins de chances d'avoir été resurfacées que les couches précambriennes précédemment évoquées. Notamment, il pourrait être possible de retrouver des cratères d'impacts liés à cet évènement. Le large cratère Karla, en Russie, a été daté par stratigraphie à 10 ± 30 Ma (Montanari et al., 1998), soit parfaitement dans les barres d'erreur de l'âge de réouverture du système pour Sahara 99016. De la même manière, l'âge du cratère Popigai est estimé à 35 Ma (Armstrong et al., 2002). De plus, de nombreux cratères ont été datés,

et pour certains d'entre eux, le type de météorite associé est connu (Schmeider and Kring, 2020). Par exemple, le cratère Chesapeake Bay, dont la formation est précisément datée à 34 Ma, a été formé par une chondrite potentiellement de type L. Les cratères Wanapitei et Popigai sont aussi associés à des chondrites potentiellement L et ont des âges bien contraints 37 et 36 Ma, respectivement. Ainsi, étudier ces cratères pourrait potentiellement renforcer le lien entre les chondrites L et cet événement supposé. Encore une fois, l'approche envisagée pourrait être similaire aux études faites par Schmitz et al., en recherchant des chromites extraterrestres dont la composition chimique nous renseignerait sur leur corps parent. Contrairement à l'impact de 720 Ma, il serait peut-être possible de retrouver des traces de la météorite. Ce groupe d'impact étant le moins bien contraint, trouver de nombreuses preuves de son existence est crucial pour renforcer notre modèle de cascade collisionnelle. Une investigation du flux micrométéoritique pourrait également œuvrer dans ce sens.

Ces recherches pourraient notamment être importantes afin de mieux comprendre l'impact catastrophique de 720 Ma. En effet, cette période de l'histoire de la Terre reste une source de nombreux débats, notamment sur les causes du début et de la fin de la période de glaciation du Sturtien, ainsi que sa durée. Certains chercheurs ont tenté de dater cette glaciation en collectant les poussières extraterrestres contenues dans les couches et en les pesant (Bodiselsch et al., 2005). Le calcul de la durée de la glaciation a ensuite été effectué en supposant un flux météoritique stable au cours de la période. Or, nos résultats pointent ici plutôt vers une augmentation ponctuelle du flux de météorites suite à la rupture d'un astéroïde de plus de 100 km de diamètre proche d'une résonance permettant l'envoi de matériau vers la Terre. Les travaux de Terada et al. (2020), ayant montré un taux de cratères plus élevé à cette période sur la Lune, cela renforce l'hypothèse que le flux était également augmenté sur Terre. Ces résultats laissent penser que la durée de la glaciation calculée en 2005 est probablement surestimée.

Vérifier la composition des particules extraterrestres pouvant être trouvées dans les couches du Sturtien nous permettrait donc, dans un premier temps, de confirmer une augmentation du taux de chute des chondrites L à cette période. Ensuite, en modélisant l'impact de 720 Ma, il serait potentiellement envisageable de recalculer la durée de la glaciation estimée par Bodiselsch et al. (2005) avec un flux météoritique plus approprié. Enfin, il serait possible de récolter des sédiments pré et post glaciation afin d'observer l'éventuelle influence de la rupture du corps parent de la famille Nysa-Polana sur l'entrée ou la sortie de l'ère de Snowball Earth. De plus, les glaciations massives de l'Histoire de la Terre sont toutes deux liées à des

complexifications de la vie, comme par exemple le passage de la vie procaryote à eucaryote. Un apport de matière météoritique pourrait donc potentiellement être lié à ces changements biologiques. En effet, l'autre période Snowball Earth du Système Solaire, il y a 2.4 Ga, pourrait-elle aussi être liée à la disruption d'une famille d'astéroïdes majeure : la famille Eunomia, dont le corps principal est l'un des astéroïdes les plus larges, et la disruption est datée à 2.5 ± 0.5 Ga (Broz et al., 2013). Cette famille peut nourrir les résonances 3:1 et 8:3, permettant donc d'envoyer une large quantité de matériel vers la Terre. (Zappala et al., 1998).

Annexe 1 : Glossaire



Ahrensite (SiFe_2O_4) : Pole ferrifère de la ringwoodite découvert dans la météorite de Tissint (Ma et al., 2016).

Akimotoite ($\text{Mg,Fe}^{2+}\text{SiO}_3$) : Polymorphe de haute pression de l'enstatite découvert dans les météorites de Tenham et Acfer 040 (Tomioka et Fujino, 1997 ; Sharp et al. 1997). L'akimotoite au sens strict désigne le pôle magnésien, mais est souvent employé par abus de langage pour décrire un minéral de structure ilménite en général.

Apatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{Cl/F/OH})$) : L'apatite est probablement le phosphate le plus connu, mais aussi le plus abondant dans les météorites. On en distingue différents types : chloroapatite (majoritaire dans les météorites), fluoroapatite et hydroxylapatite. Ce minéral est utilisé dans le cadre de la datation U-Pb.

Asimowite ($\text{Fe}^{2+}_4\text{O}(\text{Si}_2\text{O}_7)$) : Pole ferrifère de la wadsleyite et polymorphe de haute pression de la fayalite découvert dans la météorite de Suizhou (Bindi et al., 2019)

Bridgmanite ($(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$) : Anciennement « pérovskite silicatée », polymorphe de très haute pression de l'enstatite et de l'akimotoite. Découvert par Tschauner et al. (2014) dans la météorite de Tenham, ce minéral compose théoriquement la majorité du manteau Terrestre. La Bridgmanite est rare dans les météorites car se forme à très haute pression mais devient très vite instable lors de la décompression. Cela implique qu'elle ne peut pas être repérée par spectroscopie Raman. La bridgmanite peut aussi être originaire d'une décomposition à très haute pression de la ringwoodite.

Enstatite (MgSiO_3) : L'un des minéraux principaux des chondrites ordinaires, stable à basse pression.

Hemleyite (FeSiO_3) : Pole ferrifère de l'Akimotoite.

Hollandite : « Hollandite » est un terme générique désignant des polymorphes de haute pression du plagioclase portant une structure de hollandite. Il ne s'agit en aucun cas du minéral hollandite

au sens strict, mais d'un membre non identifié de la solution solide de Lingunite ou de Liebermannite.

Jadeite ($\text{Na}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_2\text{O}_6$): Ce polymorphe peut dériver de la maskelynite ou du plagioclase. Issu de la maskelynite, il s'agit alors d'un produit de décomposition. On compte deux types de jadéite : un type comparable aux feldspaths albitiques, transformé à l'état solide dans les veines, et un autre type formé par fusion puis contamination d'éléments alcalins.

Liebermannite (KAlSi_3O_8) : Polymorphe de haute pression de feldspath potassique, découvert dans la météorite de Zagami (Ma et al., 2018)

Lingunite ($(\text{Na}, \text{Ca})\text{AlSi}_3\text{O}_8$): Solution solide de polymorphes de haute pression du plagioclase, dont le pôle sodique a été découvert dans la météorite de Sixiangkou par Gillet et al. (2000).

Magnésio-wüstite (FeO) : Cet oxyde de fer peut être présent dans les météorites choquées suite à une décomposition à très haute pression de la ringwoodite. Ce résultat de décomposition, parfois appelé post-ringwoodite, est associé à de la bridgmanite.

Majorite ($\text{Mg}_3(\text{MgSi})(\text{SiO}_4)_3$): Polymorphe intermédiaire de l'enstatite. Comme la jadéite elle compte deux processus de formation : elle peut être cristallisée depuis le liquide de la veine, ou elle est enrichie en éléments alcalins, ou transformée à l'état solide sous la forme de grains idiomorphiques.

Maskelynite : Verre diaplectique issu d'anciens grains de plagioclase, très commun dans les veines et découvert des 1872 (Tschermak 1872). Le terme « maskelynite » est parfois débattu dans la communauté.

Merrillite ($\text{Ca}_9\text{NaMg}(\text{PO}_4)_7$): Le terme de merrillite est ambigu : whitlockite est utilisé plus communément pour décrire les minéraux extraterrestres, mais merrillite est préconisé par le site mindat. La merrillite a été très récemment découverte dans un diamant issu du manteau terrestre (Kaminsky and Zedgenizov 2022).

Olivine ($(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$) : Minéral le plus commun des chondrites ordinaires, il s'agit du terme décrivant la solution solide allant de la fayalite (Fe_2SiO_4) à la forstérite (Mg_2SiO_4).

Plagioclase $(\text{Na,Ca})[(\text{Si,Al})\text{AlSi}_2]\text{O}_8$: « Plagioclase » est le terme générique pour un feldspath calcio-sodique ; soit un membre de la solution solide albite-anorthite. Il s'agit d'un des 'minéraux' principaux des chondrites L. Ils sont cependant rarement trouvés dans les veines de choc car instables à haute pression.

Ringwoodite $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$: Principal polymorphe de haute pression de l'olivine. Le terme ringwoodite désigne en théorie le pôle magnésien mais est utilisé dans la communauté par abus de langage pour désigner un minéral de composition intermédiaire entre la ringwoodite et l'ahrensite. La ringwoodite était jusqu'en 2022 le seul minéral de haute pression ayant été trouvé sur Terre dans des inclusions de diamants remontés du manteau (Pearson et al., 2014). Ce polymorphe est l'un des premiers à avoir été découverts en 1969 par Binns et al.

Tuite $(\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2)$: La tuite est le polymorphe de haute pression connu de l'apatite et de la merrillite. Elle est issue d'une transformation directe de la merrillite, et d'une décomposition quand elle origine de l'apatite. Ce polymorphe a depuis 2014 été utilisé afin de dater les chocs par géochronologie U-Pb. La tuite a été découverte en 2003 par Xie et al.

Wadsleyite $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$: Polymorphe de pression intermédiaire de l'olivine, au sens propre, de la forstérite. La wadsleyite est relativement commune et a été découverte par Price et al., 1983.

Annexe 2 : Expériences de Haute Pression



La thèse ici présentée contenait originellement un volet de haute pression. Cependant, pour plusieurs raisons, dont la pandémie mondiale, ce volet n'a pas été conclusif. Cette annexe relate les tentatives de synthèse et le but des expériences entamées, ainsi que les résultats, même lorsque ceux-ci n'étaient pas satisfaisants.

1) Méthodes de Synthèse de Haute Pression : Cellule Enclume Diamant

Pour la partie expérimentale de cette thèse, les buts étaient multiples. Tout d'abord, l'un des premiers intérêts était de reproduire en laboratoire les textures observées dans les météorites comme les lamelles (Chen et al., 2004). En effet, dans la littérature, les lamelles sont reproduites en presse multi enclume, mais pas avec les mêmes dimensions que celles observées dans les météorites : ces dernières sont plus grandes de deux ordres de grandeur. Ensuite, un second objectif était de calculer des coefficients de diffusion propres aux minéraux météoritiques, et non à leurs polymorphes de basse pression. Enfin, calculer des coefficients de croissance de l'akimotoite, dont la dynamique est assez mal connue dans la littérature et semble assez différente du mode de formation de la ringwoodite était envisagé. Afin de réaliser ces deux derniers objectifs, nous avons tenté de synthétiser l'akimotoite en cellule enclume diamant.

Cette technique est basée sur le fait que la pression soit inversement proportionnelle à la surface d'application d'une force mécanique. Ainsi, appliquer une force sur une petite surface permet de reproduire des pressions telles que celles du manteau terrestre. Afin de comprimer un petit échantillon, celui-ci est placé entre deux diamants, minéraux choisis pour leur dureté et leur transparence sur de nombreuses longueurs d'ondes. Ces diamants sont taillés de manière à avoir des culasses (pointe tranchée du diamant taillé) de différentes tailles selon la pression souhaitée. Avec les plus petites culasses on peut obtenir des pressions jusqu'à 770 GPa. On peut ensuite les visser progressivement l'un contre l'autre pour faire monter la pression appliquée sur l'échantillon, déposé sur l'une des culasses.

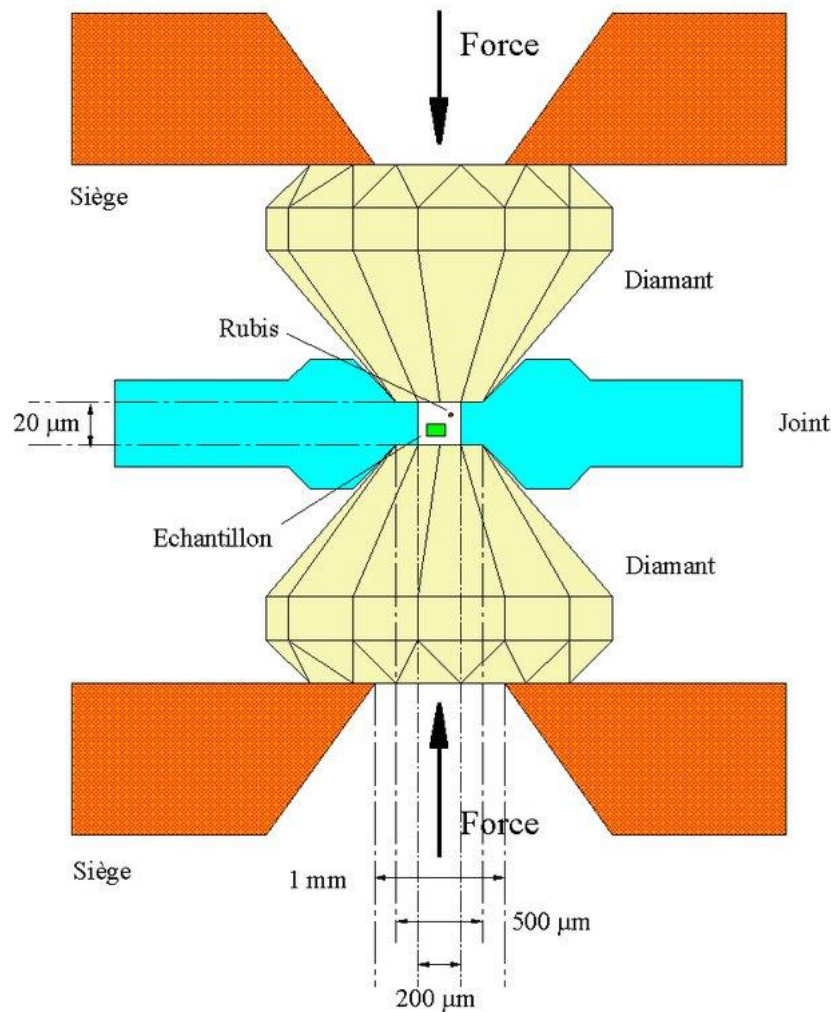


Figure 1: Schéma d'une cellule enclume diamant de type Chervin © Régis Debord

Les éléments diffusant dans l'akimotoite étant Ca, Na et Fe, il était nécessaire d'inclure dans l'expérience une source de ces éléments. Pour cela, nous avons choisi de prélever notre matériel de départ sur une interface entre un plagioclase et un pyroxène. Afin d'obtenir des conditions les plus proches de ce que nous trouvons dans les météorites, notamment en termes de fugacité d'oxygène, qui joue un rôle dans les formules de diffusion, du matériau météoritique a été utilisé. Spécifiquement, les eucrites, météorites originaires de Vesta, ont été choisies pour leurs larges interfaces entre les deux minéraux précédemment mentionnés. Afin de pouvoir les inclure dans l'assemblage de la cellule, il a été nécessaire d'amincir au maximum l'eucrite. En effet, un échantillon de départ plus fin permet un meilleur chauffage par la méthode employée, ici un laser. L'échantillon a donc été aminci via différents draps de carbure de silicium, jusqu'à ce qu'il atteigne environ 20 µm d'épaisseur. Des petites pastilles de 60 µm de diamètres ont ensuite été découpées au laser. Elles ont été déposées dans un joint en rhénium. Comme milieu transmetteur de pression, nous avons sélectionné le sel de KCl. Afin de mesurer la pression

dans la cellule ont été utilisés de petits cristaux de rubis. En effet, la longueur d'onde d'émission du rubis lorsque celui-ci est excité au laser a la particularité de changer en fonction de la pression. La cellule choisie était une cellule Mao avec des diamants de 300 μm de culasse.

Pour le dispositif expérimental a été utilisé un laser de chauffe, car les températures visées étaient élevées (i.e. au-delà de 1000°C). Deux types de lasers existent, les laser infrarouge CO₂, et les lasers YaG (grenat d'yttrium-aluminium). La longueur d'onde de ce dernier est plus basse que celle du CO₂, il s'agit du laser utilisé dans le cadre de ce travail. Les lasers ont été focalisés sur l'échantillon grâce à une série d'optiques, lentilles et filtres illustrées Figure 2 :



Figure 2: Opération du Banc de Chauffe de l'IMPMC © Cyril Fresillon

Afin de contrôler le résultat de nos expériences, la cellule a été placée sur un banc Raman, où des optiques, lentilles et miroirs, focalisent un faisceau de 532 nm pour effectuer des mesures de spectroscopie Raman tel que celles qui sont détaillées en partie 3). Ces mesures ont l'avantages de pouvoir être réalisées avant de décompresser l'échantillon, et donc de permettre de garder les minéraux instables tels que la Bridgmanite, par exemple.

2) Méthodes de Synthèse de Haute Pression : Presse Multi Enclume

Après avoir rencontré des difficultés lors des expériences en cellule enclume diamant, et afin d'obtenir des gammes de pression et température plus précises (et donc synthétiser plus facilement les minéraux de haute pression), la presse à gros volume a été utilisée au cours de cette thèse. Comme son nom l'indique, il s'agit d'un dispositif plus large permettant d'utiliser des échantillons millimétriques. Cette disposition a l'avantage d'exercer une pression plus hydrostatique, mais comme la surface est plus grande, la pression maximale est nécessairement moins élevée.

La préparation des échantillons commençait par l'usinage d'une capsule. Cette capsule est composée de rhénium. On y place l'échantillon, ici, des morceaux d'olivine issus de pallasite, riche en fer, ainsi que le milieu transmetteur de pression. De la même manière que dans la partie précédente, la pallasite a été choisie pour ses caractéristiques extraterrestres, ainsi que sa composition en fer, plus proche des olivines observées dans nos échantillons. Nous avons choisi comme milieu transmetteur de pression de la poudre de la même olivine. Cette poudre a néanmoins été triée avec un aimant pour retirer les parties les plus riches en métal, car l'olivine de la pallasite présentait de l'oxydation sur certaines zones. Cette capsule a ensuite été placée dans un four en rhénium l'entourant de toute part. Lui-même a ensuite été inséré dans une manche isolante composée de chromure de lanthane. La capsule a été disposée sur une pastille de zircon et un cube de magnésie et entourée d'une manche en magnésie. Au sommet de cet assemblage, a été placé un thermocouple permettant la mesure de la température au sein du système. Le tout a été inséré dans un octaèdre, lui-même placé dans 8 cubes de carbure de tungstène, qui exerceront une pression de manière homogène.

Une fois l'assemblage mis dans la machine, les thermocouples ont été connectés à une machine transformant leur signal en lecture de température. La presse utilisée ici est un module Wokler de l'Institut Chevreul, de 1000 tonnes. Ses conditions limites théoriques sont 25 GPa et 2000°C de chauffage.

Le principe est très similaire à celui de la cellule à enclume diamant. Le vérin monte, puis comprime les enclumes, les cubes et l'octaèdre comme le font les diamants en cellule enclume. On augmente la pression, jusqu'à la valeur souhaitée, et le chauffage est également contrôlé par ordinateur.

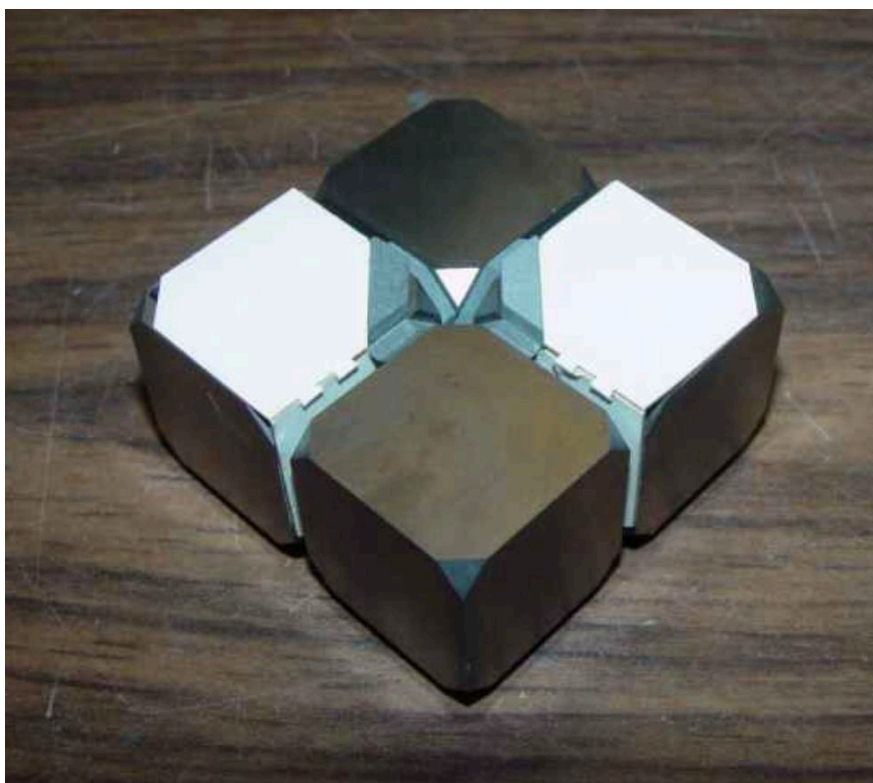


Figure 3: Image de l'octaèdre en train d'être assemblé dans les cubes, les 4 cubes inférieurs sont posés, l'octaèdre sera ensuite recouvert des 4 cubes supérieurs © K.Leinenweber



Figure 4: Image du système de presse et de lecture de température utilisé © Institut Chevreul

3) Raffinement des Coefficients de Diffusion : Résultats

a) Akimotoite

La partie expérimentale de cette thèse avait pour vocation de mieux contraindre les durées de choc estimées en raffinant les coefficients utilisés dans le modèle : les coefficients de diffusion de certains éléments traces, et les coefficients de cinétique de formation dans le cas de l'akimotoite. En effet, pour ce minéral, très peu d'études ont été menées, ainsi, aucune donnée sur les coefficients de cinétique de formation n'a été trouvée dans la littérature. De plus les coefficients de diffusion disponibles dans la littérature pour la majorité des éléments diffusant dans les akimotoites (Ca, Mn, Na...) correspondent à des pyroxènes de type diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), alors que les météorites contiennent plutôt des enstatites (MgSiO_3). Utiliser ces coefficients a parfois donné des résultats aberrants, car la cristallographie étant très différente entre le diopside et l'enstatite, les substitutions élémentaires se font à des emplacements et des vitesses qui ne sont pas comparables. Déterminer des coefficients de croissance et de diffusion pertinents pour l'akimotoite contribuerait donc largement à mieux encadrer les durées de choc, comme nous avons pu le montrer grâce à l'utilisation de la diffusion du fer.

Afin de mesurer ces coefficients, nous avons donc tenté la synthèse d'un assemblage contenant à la fois de l'enstatite et de l'akimotoite à partir d'une section épaisse d'eucrite. Amincir l'eucrite afin de pouvoir l'étudier en cellule enclume diamant s'est avéré être un défi de taille. Cet amincissement était crucial car plus la lame est fine, mieux le chauffage au laser se déroule. Plusieurs techniques ont été utilisées, dont le fraisage mécanique (Leica TXP), mais cette technique s'est montrée peu conclusive car il était compliqué de mesurer l'épaisseur de l'échantillon *in situ*. L'amincissement a donc été fait à la main et au papier carbure de silicium. Cependant, malgré un amincissement à 20 μm , la composition du plagioclase (dénuée de fer ou autres éléments conducteurs, ce qui pose problème avec le laser YaG) a fait que le chauffage dans l'assemblage était très hétérogène. Couplé à l'instabilité du laser, il a été difficile de rester dans le champ de stabilité de l'akimotoite, assez restreint. Une seule expérience a donc pu être menée sur un disque de 60 μm pendant 20 mn. La pression que nous avons appliquée dans la cellule était de 24.1 GPa, soit une pression similaire à celle dans la météorite de Tenham, où l'akimotoite et l'enstatite coexistent parfois.

Les résultats de la synthèse ont été étudiés par deux méthodes : la spectroscopie Raman, qui présente l'avantage d'être utilisable directement dans la cellule et donnant une information à l'échelle du micron, mais produisant parfois des spectres qui peuvent être complexes à

interpréter (Figure 1), et la diffraction à rayons X (DRX). L'expérience a conduit à un mélange très hétérogène. Parmi les pics Raman semblent se détacher des pics de pyroxène, de majorite, de jadéite et potentiellement de bridgmanite. De plus, les pics principaux de certaines espèces se superposent, comme par exemple l'akimotoite et le rubis (800cm^{-1}) ou la bridgmanite et la jadéite ($\sim 480\text{cm}^{-1}$). Cela complique particulièrement l'interprétation, d'où l'utilité d'effectuer des mesures en DRX pour confirmer les résultats.

Spectre Raman du résultat de synthèse d'akimotoite

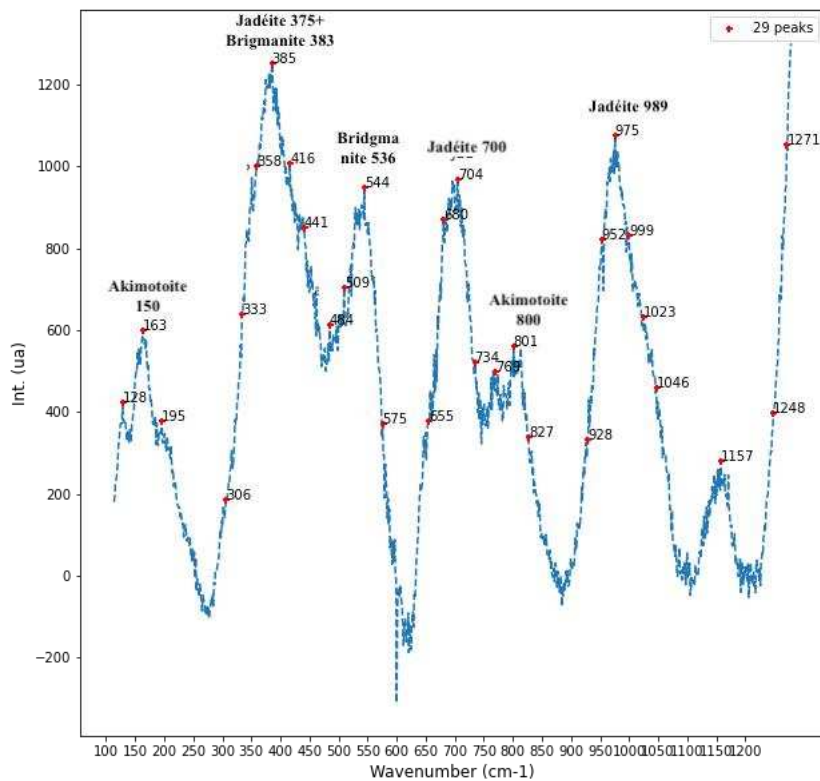


Figure 8: Exemple de spectre Raman pouvant correspondre à un assemblage de Jadéite, de Bridgmanite et d'Akimotoite. Le nombre de pics montre bien la complexité de l'assemblage synthétisé. La ligne de base du spectre a été retirée pour mieux visualiser les pics.

En DRX en revanche, les pics dominants sont ceux de la jadéite (indiquant une potentielle transformation du plagioclase) et de la pigeonite (un polymorphe de basse pression de pyroxène). Quelques pics de bridgmanite et majorite sont également visibles. On détecte également le rhénium et la sylvite, mais ceux-ci sont dus au matériel d'expérience (joint et milieu transmetteur) plutôt qu'à la transformation du produit de base. L'akimotoite ne semble pas faire partie de nos résultats. Nous concluons donc que la température trop chaude et trop

instable (montée jusqu'à 3000K selon le dispositif de mesure) a sorti notre produit du champ de stabilité de l'akimotoite.

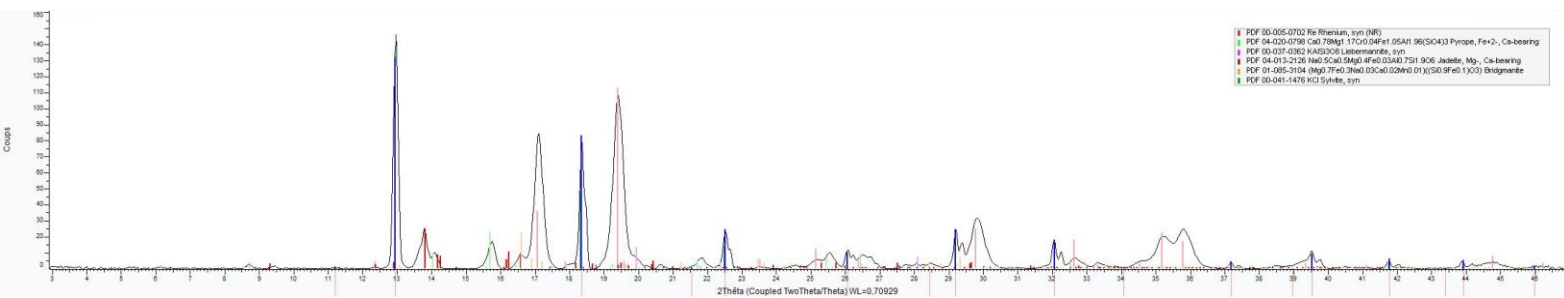


Figure 4: Diffractogramme des rayons X et minéraux associés aux différents pics. L'axe des abscisses représente l'angle 2θ et l'axe des ordonnées l'intensité mesurée: plus le nombre de coups est fort, plus l'espèce est présente.

b) Synthèse d'Assemblage Olivine-Ringwoodite

Compte tenu des difficultés rencontrées avec la synthèse de l'akimotoite, nous avons souhaité nous tourner vers la ringwoodite afin de raffiner les coefficients de croissance déjà existants, et de calculer des coefficients de diffusion valables en conditions d'impacts extraterrestres, ainsi que de reproduire les textures de lamelles à l'échelle du micron.

Nous avons fait plusieurs mesures en utilisant des différents chemins temps-pression-température: la liste de ces expériences est résumée dans la Table 1. Nos paramètres expérimentaux ont, dans un premier temps, été choisis afin de reproduire les conditions observées dans nos météorites, soit 2400 K et 24 GPa. Cela a montré les différences entre les conditions statiques et dynamiques car nous n'avons pas reproduit les textures observées dans Tenham. Ensuite, la température a été abaissée à 2140 K dans les expériences de manière à ne pas provoquer de rétro-morphose de la ringwoodite lors de la décompression: ces expériences ont donné de la ringwoodite pure. Enfin, les dernières expériences visent précisément la lentille de coexistence entre l'olivine et la ringwoodite sur le diagramme de phase de $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$.

Cependant, ces expériences n'ont pas abouti. En effet, aucun des produits ne contenait l'olivine et la ringwoodite en coexistence (Table 1); bien que l'un des produits soit composé d'un assemblage de wadsleyite et ringwoodite. Cela pourrait faire l'objet de prochaines études entièrement dédiées à l'aspect expérimental des polymorphes de haute pression. Cela permettrait alors de raffiner les tailles de corps parents obtenus.

Expérience	Pression (GPa)	Température (K)	Temps	Résultat
ES 1	24	2400	5mn	Ringwoodite+Wadsleyite + Pyroxène + MgO
ES 2	24	2400	17mn	Ringwoodite+Wadsleyite
ES 3	24	2140	18mn	Ringwoodite
ES 4	24	2140	1mn	Ringwoodite
ES 5	13	1600	17mn	Olivine
ES 6	13	1553	4h	Olivine

Table 1 : Résultats Expérimentaux obtenus en Presse Volume

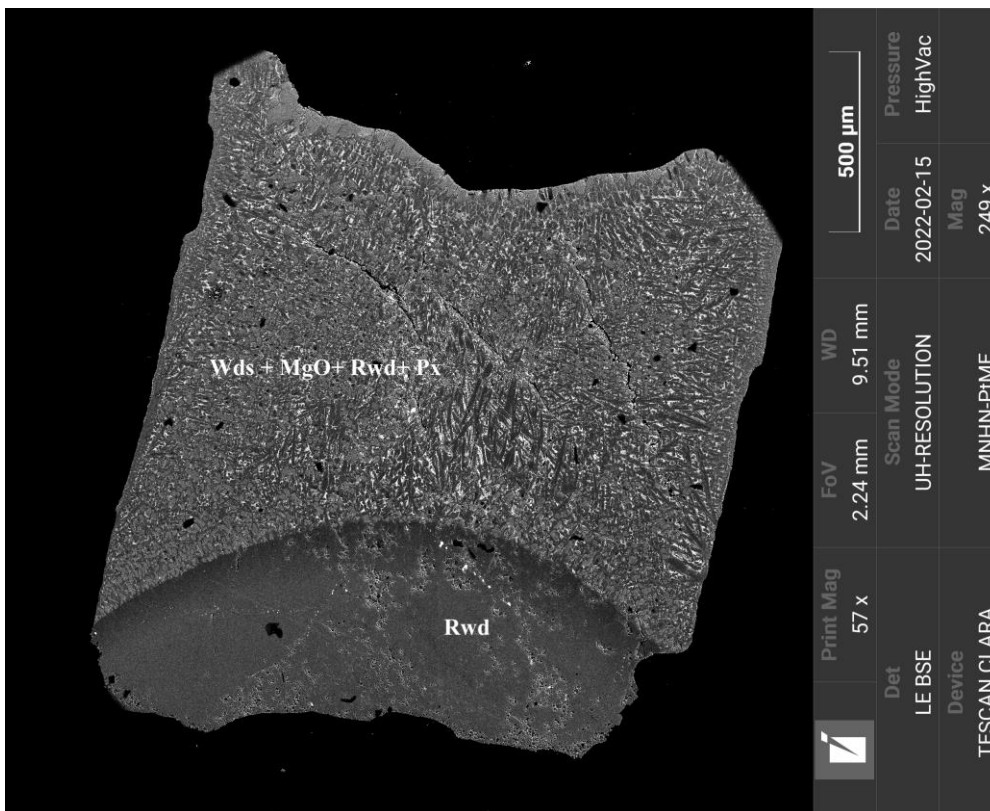


Figure 5: Image MEB de ES 1, première synthèse ayant donné de la ringwoodite et de la wadsleyite. La large zone de ringwoodite correspond probablement à la partie en contact direct avec le thermocouple.

Comme on peut le voir sur la Figure 5, on obtient des textures de trempe telles que celles que l'on peut trouver dans les parties fondues puis recristallisées des veines de choc. Cela implique que le matériel a au moins partiellement fondu lors de l'expérience. De plus, l'étude EDS révèle la présence la présence d'oxyde de magnésium et de pyroxène : ce résultat implique que la température et la pression étaient trop hautes, la phase dite de « post ringwoodite » a été

atteinte : la ringwoodite s'est décomposée en bridgmanite et magnésio-wüstite, puis la bridgmanite s'est rétrotransformée en enstatite. Les pyroxènes ont été très perturbés, car leurs spectres Raman sont méconnaissables : des analyses MEB ont été nécessaires pour reporter la présence de minéraux avec une stœchiométrie de pyroxène.

Remerciements



Comme toutes les thèses, ce manuscrit est le fruit de trois ans de travail qui n'aurait pas pu être accompli sans de nombreuses collaborations. Je tiens donc à remercier tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à ce manuscrit et à mon évolution dans le labo.

Tout d'abord, bien sûr, je tiens à remercier mes directeurs qui ont rendu tout cela possible. Merci à vous deux pour votre patience et vos encouragements. J'ai beaucoup apprécié travaillé sous votre direction (la preuve, j'y suis revenue trois fois =)), toujours dans la bienveillance et sans jugement malgré mes nombreux égarements, autres étourderies et coups de panique. Vous faites un binôme harmonieux, avec votre complémentarité scientifique comme humaine ! Merci pour toutes les opportunités d'apprentissages que vous m'avez données. Merci également de m'avoir permis de venir avec vous en Atacama. A l'heure où j'écris ces mots, cela n'a pas encore eu lieu, mais je suis sûre qu'il s'agira d'une expérience inoubliable !

Mathieu, au risque de paraître sappy, je ne te l'ai jamais dit, mais c'est en grande partie grâce à toi que j'ai continué en sciences jusque-là. Merci de m'avoir fait confiance depuis le M1, de m'avoir laissé la liberté de partir un peu dans tous les sens, d'étudier mon sujet sous différents axes. Merci de ne pas avoir été cinglant avec moi quand je partais un poil trop loin sur certains aspects. Merci d'avoir été un soutien honnête et approachable :)

Matthieu, merci d'avoir toujours été de bon conseil, d'avoir toujours été à la fois rassurant et réaliste à chaque moment de doute. Merci de vous être toujours rendu disponible quand c'était nécessaire.

Merci également à Guillaume Fiquet, d'avoir pris du temps pour m'initier aux expériences de haute pression. Je regrette qu'avec tous les déboires de cette thèse nous n'ayons pas réussi à développer ce volet d'études comme nous l'avions souhaité, je vous remercie d'avoir répondu à mes n interrogations lorsque j'en avais.

Laurent, pour tout ce que tu as fait pour moi, au niveau professionnel comme personnel, juste merci. Merci de m'avoir pris sous ton aile comme le vilain petit ~~canard~~ corbeau* parmi

tes pious pious (KROOOAAAA ! 🦉). Merci de m'avoir aidé à fuir la cantine, pour les parties de switch, de uno et les conneries diverses et variées qui ont ensoleillé mon séjour dans ce labo. Merci d'avoir supporté mes 20000 irrptions dans ton bureau quand je n'étais pas fichue de me concentrer, et de m'avoir accueillie avec des vidéos de félins divers 🐾^••^🐾. Si je peux te demander une dernière faveur (on est plus à une près, non ? =p), ce serait de commencer à prendre soin de toi comme tu le fais avec les autres, ou mieux, d'être enfin un peu égoïste. (* ici j'ai voulu faire un mot-valise entre canard et corbeau. Idée de merde :))

Merci infiniment à Béatrice, qui depuis le début a été là et m'a patiemment appris énormément de techniques nécessaires, que ce soit le MEB, la préparation d'échantillon, la scie, le polisseur... merci de t'être rendue disponible pour les lames FIB quand j'en avais besoin, et merci d'avoir essayé de dompter la nouvelle version d'Esprit avec moi. Je te souhaite un bon courage pour la suite. Merci également à Imène et Stéphanie pour leur aide ponctuelle sur le MEB (oui je vous dois toujours un sac de bonbons... oups !).

De même, merci beaucoup à Sylvain P., pour m'avoir toi aussi initié à tes MEBs. Merci également d'avoir toujours été une source intarissable de bons conseils et d'informations !

Merci à Olivier pour m'avoir appris les bases du Raman, c'était un plaisir de travailler avec toi, merci d'avoir veillé sur moi pendant les séances et d'avoir toujours été réactif à chaque souci ! Merci également d'avoir montré de la curiosité pour mon travail et mes phases étranges ! Si un jour on comprend ce qu'est le pic à 200cm^{-1} , je te ferais signe ;)



Merci beaucoup d'avoir fait de moi un membre invité de l'équipe ROCKS et d'avoir fait en sorte de mieux m'intégrer avec les autres jeunes !

Merci à Yoann, chez qui j'ai souvent squatté lors de mes migrations à Jussieu. Merci beaucoup de m'avoir initiée à la découpe laser, mais aussi pour toute l'aide que tu as pu

m'apporter sur les expériences de haute pression et la préparation d'échantillons pour la DAC en général !

Merci à Smail et Maximilien, pour leur aide précieuse sur la nanoSIMS et le traitement des données. Désolée Smail de m'être parfois assoupie pendant les mises en route de la machine, mais merci d'avoir pris le temps faire ces séances avec moi ! Maximilien, merci de m'avoir aidée à comprendre les subtilités de LIMAGE ! :)

Merci à tous les jeunes qui ont participé à revitaliser le labo : Marceau, Sam, Boris, Laure, Virgile, Laurane, Julien R., Chloé T. et Isis ! Le labo bénéficie vraiment de votre présence par rapport à il y a quelques années, merci d'y avoir ramené un peu de vie, et de m'avoir supporté alors que je peux être un peu à l'ouest socialement ;) ! Je vous souhaite à tous le meilleur pour la suite de vos carrières. Bon courage !

Je ne remercie cependant pas Tommy d'avoir piqué mes crêpes et mon muffin :(

Merci à ceux qui ont eu le malheur d'être mes cobureaux, Pierre J., Dan, Arnaud, Chloé B., Valentine et JC (CJ ?). Merci d'avoir fait du bureau ce qu'il était, un bureau au calme, tout en restant dans une ambiance d'entraide (et de piques). Bon courage JC j'espère que tu trouveras d'autres personnes pour remplacer Yuanyuan et moi et te tourmenter, ça semble bien parti avec Valentine :D

Et Yuanyuan, 感謝您在我們共享辦公室的兩年中成為如此好的朋友。 我希望您可以擴展您的博士後並找到您喜歡的路徑。 我也希望我所說的有意義，因為我要把所有東西都放在谷歌翻譯上。 Xiéxié pour tout :)

Merci à François G., toujours prêt à proposer des suggestions, pour ton aide sur les clichés de diffraction et pour les ressources que tu m'as données sur les transitions de phase !

Merci à Etienne Deloule, pour son accompagnement sur la SIMS sur mes échantillons parfois bien opaques, merci d'être resté des soirées entières avec moi devant la machine pendant les trois séances que j'ai pu faire à Nancy.

Julien C., merci pour tout ce que tu as pu m'apprendre sur le montage et l'utilisation de la presse volume !! Je regrette de ne pas pu avoir plus exploité les résultats, mais j'espère que vous arriverez à repousser encore plus loin les limites de la machine !

Merci à Marco Delbo, qui s'est embarqué avec nous dans l'aventure de la reconstitution de l'histoire des chondrites L, pour sa confiance et son implication dans le projet !

Je tiens également à remercier Luc Labenne et Fabien Kuntz, qui ont contribué à cette thèse par leurs dons d'échantillons météoritiques.

Merci également à tous les autres membres du laboratoire avec qui j'ai partagé d'agréables interactions, J.J., Nadia, Jean-Claude, Jérôme, PSJ, Emmanuel, Brigitte, Roger et Jean ; ainsi que Hugues Leroux et Benoit Baptiste, avec qui j'ai brièvement pu travailler, c'était un plaisir !

Merci à mes amis, particulièrement à Babwoof, Marine, Kaja et Raquel, qui ont supporté sans (trop de ?) jugement mes pétages de câbles et mes envies de reconversions hebdomadaires.

Enfin merci beaucoup à mes parents, qui depuis mon enfance m'ont permis d'accéder à tout ce dont j'avais besoin pour développer ma curiosité pour la science. Merci également à ma mamie, qui malheureusement n'aura pas eu l'occasion de lire l'entièreté de mon manuscrit et de pointer chaque faute et tournure alambiquée.

Un dernier merci (et désolée) à tous ceux que j'aurais pu oublier :)

J'espère avoir pu moi aussi, à mon échelle, participer à revigorer un peu l'ambiance du laboratoire.

En vous souhaitant le meilleur à tous,



Marine

Les chondrites L sont parmi les plus abondantes, sur Terre et dans les collections des musées. Pourtant, elles sont encore source de nombreuses questions pour la communauté scientifique. D'où viennent-elles ? Quel a été leur trajet pour arriver jusqu'à la Terre ? Que peuvent elles nous apprendre sur les mouvements dynamiques et les impacts à l'échelle du Système Solaire ?

Ces météorites ont la particularité d'être parmi les plus choquées. Ici, nous tentons donc de répondre aux questions soulevées plus haut par une approche originale : nous utilisons en effet les polymorphes de haute pression, formés au cours d'impacts, comme traceurs de l'histoire du Système Solaire. En étudiant leur pétrologie et leur géochimie, nous estimons la durée du pic de l'onde de choc ayant mené à leur formation. Grâce à cette durée, nous remontons aux dimensions des corps mis en jeu dans la collision : l'impacteur et le corps parent des chondrites L. Nous utilisons ensuite les polymorphes de haute pression pour obtenir un âge de l'impact, que nous relient aux données orbitales et aux compositions astéroïdales connues. Nous combinons l'ensemble de ces données pour proposer une histoire collisionnelle des chondrites L, relier les différents corps-parents à leurs possibles astéroïdes d'origine, et pour dériver de nouvelles contraintes sur l'histoire dynamique du Système Solaire.

L chondrites are amongst the most common meteorites in the museum collections and on Earth. However, they are still the source of many questions for the scientific community. Where do they come from? How was their journey towards Earth? What can they tell us about the dynamics and the impacts in the Solar System?

The L chondrites are amongst the most shocked meteorites. Therefore, we try to answer these questions through an original approach: indeed, we use the high pressure polymorphs, formed during catastrophic impacts, as tracers of the Solar System history. By studying their petrology and geochemistry, we estimate the duration of the shock pulse that led to their formation. Using this shock pulse, we deduce the dimensions of the bolides that partook in the collision: the impactor and the L chondrite parent bodies. We then use high pressure polymorphs to deduce an impact age, that we link to orbital data as well as compositions of the asteroids. We combine all these data to retrace the collisional history of the L chondrites, link their parent bodies to existing asteroids in the main belt, and to derive new constraints on the dynamic history of the Solar System.