

ANNÉE 2009

DIPLÔME D'UNIVERSITÉ DE GEMMOLOGIE

présenté
devant l'Université de Nantes
U.F.R. des Sciences et des Techniques

par
M. Mikaël GUIAVARC'H

**LA FIBROLITE DU MASSIF
ARMORICAIN,**
Étude pétrographique et spectrométrique d'échantillons naturels
et de haches polies néolithiques:
conséquences géologiques et archéogemmologiques.

soutenu publiquement le *19 juin 2009*
au Département des Sciences de la Terre
devant la commission d'examen composée de :

M. E. FRITSCH	Professeur	Président
M. B. RONDEAU	Maître de Conférences	Vice-Président
M. H. GARCIA-GUILLERMINET	Directeur du Laboratoire Français de Gemmologie	Examineur
M. F. NOTARI	Directeur, Gemtechlab	Examineur
M. C. EWELS	Chargé de Recherches	Examineur
M. C. MONNIER	Maître de Conférences	Examineur
M. B. LASNIER	Professeur Émérite	Invité
M. G. QUERRÉ	Ingénieur de Recherches	Invité

Avant propos

Ce mémoire est rédigé dans le cadre de la préparation au diplôme d'Université de gemmologie.

Étudiant en géologie à l'Université de Nantes, les cours du professeur Bernard Lasnier ont rapidement suscité mon intérêt pour la minéralogie. Mon goût pour l'archéométrie, m'a mené vers l'apprentissage de techniques d'analyses non destructives, à commencer par celles utilisées pour la caractérisation des gemmes anciennes. C'est une des raisons pour lesquelles j'ai suivi les cours de gemmologie de Nantes. Les thématiques de recherche qui m'intéressent sont la caractérisation et l'étude de la provenance des archéomatériaux.

Guirec Querré, du laboratoire d'archéométrie de Rennes, avec qui j'avais étudié la provenance de céramiques néolithiques, m'a proposé d'orienter mon sujet de DUG sur les haches polies en fibrolite.

Les spécificités acquises au fil des années universitaires, et en particulier lors des cours de DUG, m'ont permis de rentrer dans la vie active, mais cette fois-ci pour étudier l'altération et la conservation des pierres de construction des monuments historiques.

Remerciements

à

Flore

Guirec Querré, Emmanuel Fritsch, Bernard Lasnier, Benjamin Rondeau.

Jacques Marchand, Jean-Jacques Guillou.

Eric Boeuf, Hervé Loyen

Marie-Hélène Santrot, Serge Cassen, Yvan Pailler, Yoann Sparfel

Catherine Le Gall, Serge Regnault, Jean-Yves Mevellec, Jean-Claude et Didier Frediani

Mohamed Nasraoui, Stéphanie Touron.

Table des matières

1 La sillimanite, un minéral du métamorphisme.....	8
1.1 Introduction.....	8
1.1 Le métamorphisme.....	8
1.2 Les polymorphes du silicate d'alumine : des minéraux index.....	10
1.3 Les caractéristiques physico-chimiques de la sillimanite.....	13
1.3.1 La structure de la sillimanite.....	13
1.3.2 Les propriétés optiques et physiques.....	14
1.3.3 La composition chimique de la sillimanite.....	15
1.3.4 Les relations et les distinctions entre la fibrolite et la sillimanite prismatique.....	16
1.4 Les modes de formation de la sillimanite.....	17
1.4.1 Les réactions inter-minérales.....	18
1.4.1.1 Relation avec les micas, la staurolite et le quartz.....	18
1.4.1.2 Les transformations polymorphiques.....	18
1.4.2 L'action des fluides dans la formation de la sillimanite.....	18
1.4.2.1 Le métasomatisme de l'hydrogène.....	19
1.4.2.2 Des fluides acides enrichis en HCl.....	19
1.4.2.3 Une phase fluide enrichie en aluminium.....	20
1.4.3 Le rôle de la déformation dans la fibrolitisation.....	20
1.5 Les modes de gisement.....	20
1.5.1 Définition des termes désignant les objets géologiques et les formations contenant de la sillimanite.....	20
1.5.2 Les roches à sillimanite.....	22
1.5.3 Les gisements qui présentent des concentrations de sillimanite.....	22
1.5.3.1 La sillimanite des roches nodulaires.....	22
1.5.3.1.1 Les roches à nodules.....	22
1.5.3.1.2 Composition et formation des nodules.....	22
1.5.3.2 Les gisements industriels de « sillimanite massive ».....	24
1.5.3.2.1 Généralités.....	24
1.5.3.2.2 Le gisement dans le Bushmanland (Namaqualand, Afrique du Sud).....	25
1.5.3.2.3 Le gisement de Sonapahar dans la province de Magalaya en Inde.....	27
1.5.1 Les gisements actuels de sillimanites gemmes.....	28
1.6 La sillimanite dans le Massif Armoricaïn.....	28
1.6.1 Les grands traits géologiques du Massif armoricaïn.....	28
1.6.2 Le Léon.....	29
1.6.3 Le golfe du Morbihan.....	30
1.6.4 Les formations armoricaines contenant de la sillimanite.....	33
2 Les haches polies néolithiques en fibrolite : objets usuels, objets de prestige.....	35
2.1 Le Néolithique dans le Massif armoricaïn.....	35
2.1.1 Généralités et chronologie.....	35
2.1.2 Les avancées techniques.....	35
2.1.1 Le développement d'une grande architecture.....	36
2.2 Les objets de parure.....	36
2.3 La hache polie dans le Massif armoricaïn.....	37
2.4 La hache polie en fibrolite.....	40
2.4.1 Répartition des haches en fibrolite.....	40
2.4.2 Typologie du matériel en fibrolite.....	41
2.4.2.1 La hachette.....	41
2.4.2.2 La hachette pendeloque.....	42
2.4.2.3 Les ciseaux.....	42
2.4.2.4 Haches plates et ciseaux carnacéens.....	42

2.4.2.5	Grandes haches polies à talon pointu.....	43
2.4.3	Le façonnage des haches en fibrolite.....	43
2.4.4	Les gisements archéogemmologiques.....	44
3	Matériaux et méthodes.....	45
3.1	Démarche dans l'acquisition et la préparation des échantillons naturels et dans le choix des objets polis.....	45
3.2	Les échantillons naturels.....	46
3.2.1	Présentation de l'ensemble des échantillons bruts.....	46
3.2.2	Les échantillons de sillimanite du Léon.....	48
3.2.2.1	Plouguin.....	48
3.2.2.1.1	Présentation du gisement et des échantillons.....	48
3.2.2.1.2	Contexte géologique du gisement.....	51
3.2.2.1.3	Contexte archéologique.....	51
3.2.2.2	Le Conquet-Ploumoguier.....	52
3.2.2.2.1	Présentation du gisement et des échantillons.....	52
3.2.2.2.2	Contexte géologique du gisement.....	53
3.2.2.2.3	Contexte archéologique.....	54
3.2.3	La sillimanite du pays Vannetais (Arzon).....	55
3.2.3.1	Présentation du gisement et des échantillons.....	55
3.2.3.2	Contexte archéologique.....	56
3.3	Les objets archéologiques.....	56
3.3.1	Présentation de l'ensemble des haches étudiées.....	56
3.3.2	Les haches polies des collections du Musée Dobrée de Nantes.....	59
3.3.3	Les haches et objets en fibrolite du site archéologique d'Erdeven.....	60
3.4	Méthodes d'analyse.....	60
3.4.1	Le microscope optique polarisant en lumière transmise (MOP).....	60
3.4.2	Analyses gemmologiques classiques.....	61
3.4.3	Le microscope électronique à balayage (MEB).....	61
3.4.4	La spectrométrie infrarouge de réflexion.....	62
3.4.5	La spectrométrie Raman.....	62
4	Résultats.....	63
4.1	Les échantillons naturels.....	63
4.1.1	Les lames minces observées au MOP et au MEB.....	63
4.1.1.1	Groupe pétrographique n°1.....	63
4.1.1.1.1	Gisement de Plouguin.....	63
4.1.1.1.1.1	Aspects généraux.....	63
4.1.1.1.1.2	la sillimanite.....	64
4.1.1.1.1.3	la fibrolite en gerbe.....	65
4.1.1.1.1.4	la sillimanite prismatique en bouquet.....	66
4.1.1.1.1.5	le quartz.....	69
4.1.1.1.1.6	les feldspaths.....	70
4.1.1.1.1.7	la biotite.....	71
4.1.1.1.1.8	les chlorites.....	72
4.1.1.1.1.9	Le corindon.....	74
4.1.1.1.1.10	le zircon.....	74
4.1.1.1.1.11	le rutile.....	75
4.1.1.1.1.12	La ferronigérite.....	78
4.1.1.1.1.13	Tourmaline.....	79
4.1.1.1.1.14	L'ilménite.....	79
4.1.1.1.1.15	Les oxydes de fer.....	79
4.1.1.1.1.16	Les opaques.....	79

4.1.1.1.1.17 Autres minéraux.....	79
4.1.1.1.2 Gisement d'Arzon.....	81
4.1.1.1.2.1 Aspects généraux.....	81
4.1.1.1.2.2 Feldspath.....	82
4.1.1.1.2.3 Biotite.....	82
4.1.1.1.2.4 Apatite.....	84
4.1.1.1.2.5 Muscovite.....	84
4.1.1.1.2.6 Opaques.....	84
4.1.1.2 Groupe pétrographique n°2.....	85
4.1.1.2.1 Gisement du Conquet-Ploumoguier.....	85
4.1.1.2.1.1 Généralités.....	85
4.1.1.2.1.2 La sillimanite.....	86
4.1.1.2.1.3 Les feldspaths et la muscovite.....	86
4.1.1.2.1.4 La biotite.....	87
4.1.1.3 Groupe pétrographique n°3.....	87
4.1.1.3.1 Généralités.....	87
4.1.1.3.2 La sillimanite.....	88
4.1.1.3.3 Les feldspaths.....	88
4.1.1.3.4 La muscovite.....	89
4.1.1.3.5 La tourmaline.....	89
4.1.1.3.6 Le zircon.....	89
4.1.1.3.7 La ferronigérite.....	89
4.1.1.3.8 Le corindon.....	90
4.1.1.3.9 Opaques et oxydes.....	91
4.1.1.4 Groupe pétrographique n°4.....	91
4.1.2 Les sections polies.....	91
4.1.2.1 Correspondances entre les données pétrographiques et les aspects de surface.....	91
4.1.2.2 Études gemmologiques classiques.....	93
4.1.2.3 Études spectrométriques.....	93
4.1.2.3.1 La matrice fibrolitique.....	93
4.1.2.3.2 Nature des inclusions.....	97
4.1.2.3.3 Etude spectrométrique des échantillons des groupes pétrographiques n°3 et n°4.....	101
4.1.2.4 Études au MEB.....	103
4.2 Les objets archéologiques.....	104
4.2.1 Essais d'analyse avec les méthodes gemmologiques classiques.....	104
4.2.2 Observations à la binoculaire.....	105
4.2.3 Analyses spectrométriques.....	108
5 Discussion et synthèse.....	114
5.1 Caractérisation des haches composées de fibrolite.....	114
5.1.1 La fibrolite de type A.....	114
5.1.2 La fibrolite de type B.....	114
5.1.3 Conséquences.....	115
5.2 Géologie des gisements de fibrolite à valeur archéogemmologique.....	115
5.2.1 Les contextes géologiques.....	115
5.2.2 La formation et la concentration de la fibrolite.....	116
5.2.3 Hypothèses.....	117
5.3 Conséquences archéogemmologiques	118
5.3.1 Provenance des objets	118
5.3.2 Forme et élaboration des objets.....	121
5.3.3 Le choix des matériaux.....	121

5.4 Perspectives de recherche.....	122
6 Conclusion.....	124

«Dans une région où le silex doit être importé, dès qu'il s'agit d'en faire des pièces soignées dépassant quelques centimètres, il a fallu dès le début du Néolithique que les occupants de l'Armorique trouvent des roches de substitution. Ils y ont réussi avec un sens très aigu de la géologie et de la minéralogie instinctives, les roches éruptives et métamorphiques leur procurant un large éventail de possibilités... » Giot, 1998

Introduction générale

La plus ancienne hache néolithique mise au jour dans l'Ouest de la France est une hache polie en fibrolite. La hache polie est l'objet emblématique du Néolithique. C'est l'outil des premiers paysans, mais c'est aussi un objet qui a une grande valeur symbolique et esthétique. En effet, de nombreuses gravures sur les piliers des tombes monumentales armoricaines représentent des lames. Le mobilier de ces tertres funéraires est également riche de perles et pendeloques en varicite, de bracelets en serpentine, ou encore de grandes lames polies en jadéite des Alpes, en éclogite, en amphibolite et en fibrolite. Un grande partie des haches trouvées en contexte funéraire ont un poli tellement soigné et des formes si finement exécutées qu'elles n'ont pu être façonnées pour servir : ce sont des objets de prestige. La hache en fibrolite a une place importante dans les matériaux précieux du Néolithique armoricain. Elle se distingue même par des formes et des couleurs variées. La matière est tellement résistante à la percussion que les Hommes du Néolithique ont dû développer des techniques particulières de sciage pour débiter des lames avant de les polir.

A la différence d'autres objets polis, il semble que les haches en fibrolite n'ont guère quitté leur zone d'exploitation. La diversité des aspects des objets en fibrolite mis à jour sur les sites archéologiques amène néanmoins les archéologues à s'interroger sur leur provenance. Des gisements associés à des ateliers de fabrications sont connus, et beaucoup d'autres sont supposés. La fibrolite ou la sillimanite fibreuse, minéral typique des roches métamorphiques, est commune dans le Massif armoricain. Il est vain de recenser toutes les localités à sillimanite. Dans la majorité des cas la fibrolite se présente de manière diffuse dans les formations géologiques. Le meilleur moyen d'appréhender les concentrations de fibrolite de qualité archéogemmologique, et c'est la base de la géologie minière, c'est d'étudier les gisements connus.

L'objectif de notre étude est donc de caractériser des échantillons naturels provenant de trois gisements armoricains (deux dans le Léon et un dans le Golfe du Morbihan), afin de mettre en valeur d'éventuels faciès et caractéristiques spécifiques permettant de rattacher l'objet à son gisement d'origine. Commencer ainsi à appréhender l'environnement géologique de la formation d'échantillons naturels est une première étape vers la redécouverte de gisements archéogemmologiques oubliés depuis des siècles.

Les données issues de l'étude des échantillons bruts (récoltés au sein des trois gisements armoricains sélectionnés) ont été confrontées à celles d'objets archéologiques (quinze haches en fibrolite provenant des collections du Musée Dobrée de Nantes et huit objets polis du site archéologique d'Erdeven dans le Morbihan). Pour ces analyses, nous avons procédé en deux temps bien distincts : l'étude des échantillons bruts, puis celle des haches. Ainsi les analyses destructives réservées aux échantillons bruts ont permis de mieux orienter les analyses non-destructives des archéomatériaux.

Une synthèse bibliographique sur la fibrolite, en tant que minéral, et sur la hache armoricaine en fibrolite précède la présentation de ces résultats et la discussion qui en résulte.

1 La sillimanite, un minéral du métamorphisme

1.1 Introduction

La sillimanite est une espèce minérale typique et commune des roches métamorphiques, qui tient son nom du minéralogiste qui l'a découverte, l'américain Benjamin Silliman (1779-1864) (Bowen, 1824).

La sillimanite se présente sous deux habitus différents :

- La **sillimanite prismatique** se développe en prismes allongés subautomorphes à automorphes, losangiques à sub-losangiques en section perpendiculaire, formant un habitus à gros grains.
- La sillimanite fibreuse ou **fibrolite** s'exprime en aiguilles très fines et souvent enchevêtrés, groupées en amas flexueux parfois microplissés. C'est la variété la plus courante.

Dans ce mémoire, nous prendrons soin de bien distinguer les deux morphologies, à savoir la fibrolite et la sillimanite prismatique. La différenciation des deux habitus sera précisée dans la partie 1.4.4. Le terme « sillimanite » sera employé seul pour désigner les deux habitus ou pour des cas où la distinction n'est pas précisée ou n'est pas nécessaire.

Dans les traités de minéralogie du 19^{ème} siècle, la sillimanite est souvent décrite avec des minéraux présentés comme des variétés. La plupart de ces noms sont désuets aujourd'hui. En 1862, Des Cloizeaux dans le Manuel de Minéralogie (p.180) parle de monrolite, bucholzite, bamlite, xenolite ou woerthite. La « bucholzite » est toujours citée en 1992 dans le « Rocks forming minerals » de Deer et al. (cf. partie 1.4.2). La fibrolite est aussi synonyme de Faserkiesel (de l'allemand « Faser » : fibre et « Kiesel » : caillou ; cf. partie 1.6.1 pour l'utilisation actuelle de ce terme). On rencontre aussi le terme de bournonite pour désigner la sillimanite. A cette époque, les naturalistes français désignaient aussi la sillimanite fibreuse sous les noms de « asbeste, amphibole trémolite ou grammatique fibreuse » (Gonnard, 1883). Dans le Massif central la fibrolite était souvent confondue avec le jade-néphrite avec les désignations de « jade, jade gris ou jade néphrétique » (Gonnard, 1883). Il est à noter que la fibrolite était parfois considérée comme « une roche, une partie constitutive du complexe granitique » et non comme un minéral (Phillips, 1823, extrait de Bell et Nord, 1974).

Avant de présenter les caractéristiques de la sillimanite, ses modes de formation et de gisement, il est important d'aborder la notion de métamorphisme et des phénomènes réactionnels qui en découlent.

1.1 Le métamorphisme

Le métamorphisme est « une transformation d'une roche à l'état solide du fait d'une élévation de température et ou de pression, avec cristallisation de nouveaux minéraux (la sillimanite par exemple) et acquisition de texture et de structure particulière, sous l'influence de conditions physiques et/ou chimiques différentes de celles ayant présidées à la formation de la roche originelle ». (Foucault et Raoult, 1995). Ces réorganisations se produisent à l'état solide c'est à dire sans passer par la fusion des minéraux.

Fondamentalement, deux principaux types de métamorphisme se distinguent : le métamorphisme régional (ou général) et le métamorphisme de contact. Le premier résulte de l'action simultanée de la température et de la pression agissant de façon significative dans les zones profondes de l'écorce terrestre. Ces conditions se trouvent principalement réalisées dans les chaînes de montagnes, l'enfouissement des roches entraînant une augmentation de la pression et de la

température. Ce métamorphisme affecte ainsi l'ensemble des roches sur des épaisseurs et des surfaces importantes.

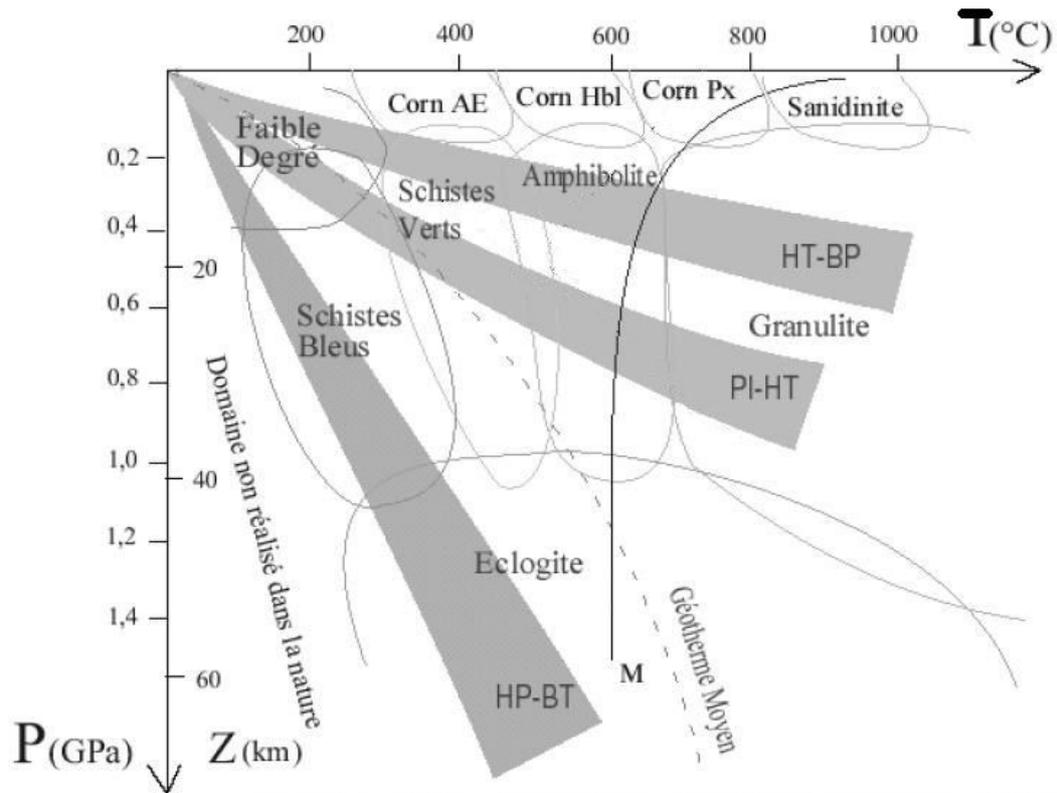
Le métamorphisme de contact, plus local, est surtout lié à l'élévation de la température, au contact des roches plutoniques intrusives. Ces grands types de métamorphisme sont généralement régis par deux processus distincts de formation de minéraux métamorphiques (Stanton, 2006 ; Winkler, 1965 ; Foucault et Raoult, 1995).

Dans le cas du métamorphisme régional, le processus dominant implique des interactions entre les minéraux. Les minéraux d'une roche donnée vont subir les conditions de métamorphisme. Certaines phases ne vont plus être stables dans ces conditions et vont réagir avec d'autres pour former un nouvel ensemble de minéraux, ou paragenèse, stable dans les nouvelles conditions. Ces réactions de transformation « solide-solide » s'effectuent sans passer à l'état liquide. Ce métamorphisme est principalement isochimique, c'est à dire qu'à l'échelle de l'échantillon et de la formation, la composition originelle des roches n'a pas été modifiée, excepté pour les teneurs en H₂O et CO₂ qui diminuent lorsque le métamorphisme augmente.

Dans le cas du métamorphisme de contact, le mécanisme principal de formation de minéraux est la réaction chimique avec métagénèse (ou métamorphisme allochimique) (Winkler, 1965). La composition originelle des roches a été modifiée par des apports et des départs d'éléments chimiques.

Au cours du temps la roche suit donc un trajet qui dessine une courbe fermée que l'on appelle chemin Pression-Température-temps (chemin P-T-t) surtout bien identifiable dans les chaînes de collision. Elle atteint un stade de pression maximale, puis un stade de température maximale (pic du métamorphisme), c'est le métamorphisme prograde, avant de revenir vers son état originel au cours du métamorphisme rétrograde. Leur présence actuelle à la surface implique une érosion très importante après leur formation diminuant la charge et provoquant une remontée de la croûte enfouie avec corrélativement une diminution de P et T.

Une roche métamorphique résulte de la transformation de n'importe quelle autre roche sédimentaire, magmatique ou métamorphique. La composition minéralogique de la roche métamorphique est fonction de la composition chimique globale de la roche originelle (Pons, 2001). Pour les roches à sillimanite, le protholite est de composition argileuse suffisamment riche en aluminium et en silicium. Le protholite va traverser des domaines de pression et de température. Ces domaines définissent des faciès métamorphiques (cf. figure 1). Ces faciès sont dénommés par le nom d'une roche caractéristique du domaine de pression et température. La sillimanite peut apparaître dans le faciès amphibolitique supérieur et dans le faciès granulitique. Mais les domaines de cristallisation de la sillimanite sont encore mieux délimités.



NICOLLET C. (1999) - Métamorphisme. Encyclopedia Universalis, Supplément, p.662-672

Figure 1 : Les faciès métamorphiques selon la pression et la température (d'après Nicollet, 1999). C'est dans le faciès amphibolitique supérieur et le faciès granulitique que la sillimanite apparaît.

1.2 Les polymorphes du silicate d'alumine : des minéraux index

La sillimanite est un silicate d'alumine polymorphe avec le disthène (ou kyanite) et l'andalousite. Ce sont des minéraux de même composition chimique mais cristallisant dans des systèmes différents selon les conditions de pression et de température. Les trois polymorphes ont des domaines de stabilité spécifiques (cf. figure 2).

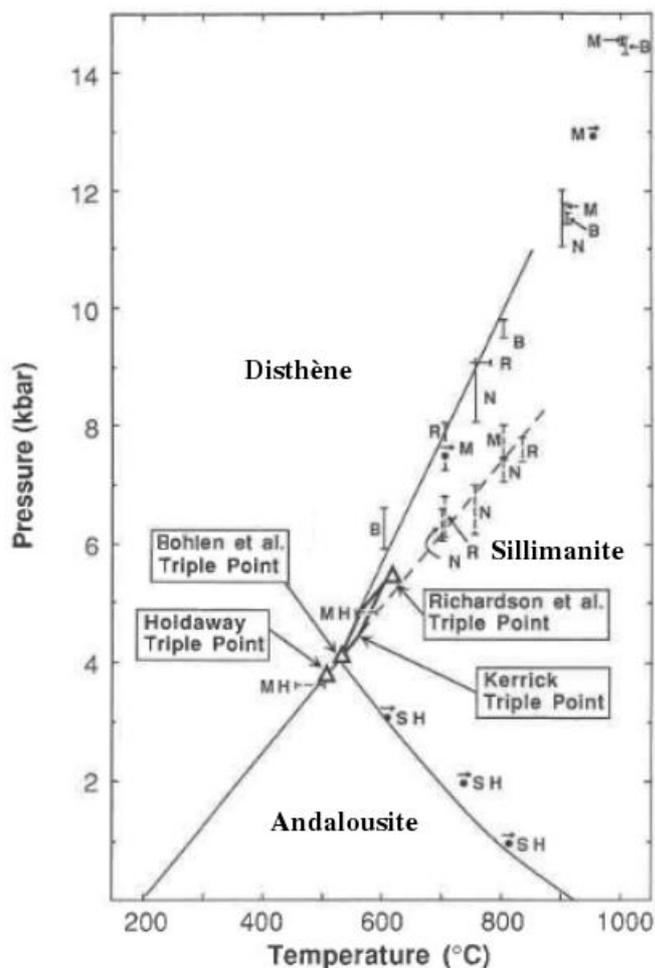


Figure 2 : Les domaines de stabilités des silicates d'alumine dans le diagramme pression-température (d'après Bohlen et al, 1991). La position du point triple et des limites de stabilité diverge selon les auteurs ; cf Richardson et al., 1969 ; Kerrick, 1991 ; Holdaway, 1971).

L'andalousite est la forme de haute température, le réseau est pseudo-quadratique (Kerrick, 1990). La sillimanite, du système orthorhombique, est le polymorphe de haute pression et haute température. Le disthène, du système triclinique, est le silicate d'alumine de haute température. Plus la pression s'élève, plus le polymorphe tend vers la structure triclinique (Kerrick, 1990). Les polymorphes du silicate d'alumine forment un groupe minéral très important pour les géologues et surtout pour les pétrologues. Ils sont en effet étudiés pour obtenir des informations sur les chemins de température et de pression subies par les roches qui les contiennent et par conséquent retracer l'histoire géodynamique d'une région. La sillimanite est un minéral thermobaromètre ou plus communément un minéral index.

Par conséquent, la présence de la sillimanite dans une roche ou dans une aire localisée d'une formation permet de délimiter sur une carte géologique une « zone à sillimanite » (Pons, 2001), dont les limites constituent un isograde. C'est la représentation d'une manifestation spatiale à un instant donné de l'évolution du métamorphisme dans le temps. Lorsque la sillimanite apparaît, le minéral est affecté d'un « + », lorsqu'il disparaît d'un « - ». Ces fluctuations sont la conséquence de réactions chimiques entre minéraux. Sur le terrain; il est possible de suivre ces évolutions de paragenèse (cf. figure 3).

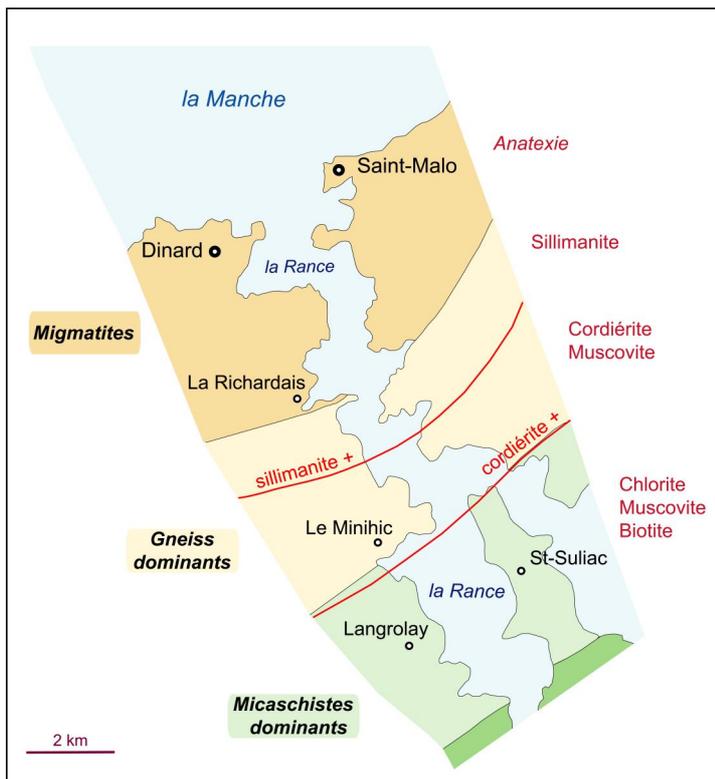


Figure 3 : Exemple de la situation de l'isograde de la sillimanite au sein de grandes unités géologiques sur la carte géologique simplifiée du Massif de Saint-Malo (Bretagne). (d'après Martin, 1977 modifié par Plaine en 2006, Compte-rendu de la sortie géologique de la SMGB dans l'Estuaire de la Rance). C'est au nord de cette limite qu'apparaît la sillimanite, les conditions de pression et température augmentant dans cette direction pour arriver dans des conditions d'anatexie à l'origine des migmatites. Les réactions chimiques responsables de ces apparitions sont développées en partie 1.5.

Les silicates d'alumine ont beaucoup été étudiés, en particulier les limites de leur domaine de stabilité. Les transitions de phases ont aussi beaucoup été examinées de manière expérimentale (Kerrick, 1990, p.37). De nombreuses recherches ont eu pour objectif de comprendre les larges incertitudes sur les domaines de stabilité des silicates d'alumine, et ainsi de mieux estimer les chemins de pression et température empruntés par la roche (Kerrick, 1990). Pour la sillimanite, les incertitudes concernent surtout les limites avec le domaine de stabilité de l'andalousite. Elles sont influencées par des facteurs physico-chimiques tels que, la densité de dislocation, la substitution de cations tels que les ions Fe^{3+} , le désordre Si-Al, la non stœchiométrie, l'aire des limites de grains (Holdaway et Mukhopadhyay, 1993). Penn en 1999 a montré que l'excès d'énergie des limites de grain perturbe la détermination de la transition sillimanite - andalousite comme celle de la transition disthène - sillimanite. La présence de sillimanite fibreuse peut aussi entraver la détermination des domaines d'équilibre. La fibrolite contient communément des minéraux en intercroissance, lesquels ne peuvent pas être complètement enlevés lors des expérimentations par des méthodes physiques (Penn et al., 1999). De plus des phénomènes de métastabilité masquent les équilibres réels (Kerrick, 1990).

1.3 Les caractéristiques physico-chimiques de la sillimanite

1.3.1 La structure de la sillimanite

La sillimanite est un silicate complexe (nésosilicates) encore que, d'après Roubault, 1963, on peut considérer la sillimanite comme un silicate en rubans (inosilicate). La sillimanite cristallise dans le système orthorhombique.

Dans les silicates d'alumine, l'ion aluminium est hexacoordonné, placé au centre d'octaèdre AlO_6 empilés en colonnes ou en chaînes d'octaèdres ayant leurs arêtes en commun. C'est la disposition de ces chaînes d'octaèdres qui détermine la structure et les caractéristiques morphologiques des trois polymorphes (Deer et al., Lasnier, 1999). Pour la sillimanite, sa structure est constituée de chaînes d'octaèdres comportant Al et O parallèles à l'axe z (c). Le lien latéral entre les chaînes d'octaèdres est fait d'une double chaîne de tétraèdres contenant alternativement Si et Al en coordination 4 (cf. figure 4). L'aluminium dans la sillimanite est donc d'une part en coordination octaédrique avec une distance Al-O de 1,91 Å, et d'autre part en coordination tétraédrique avec une distance Al-O de 1,77 Å (Deer et al., 1992).

La sillimanite est généralement considérée comme une phase ordonnée, des hypothèses ont cependant été faites concernant la possibilité d'un désordre Al-Si et une absence de stœchiométrie dans la sillimanite (Deer et al., 1982).

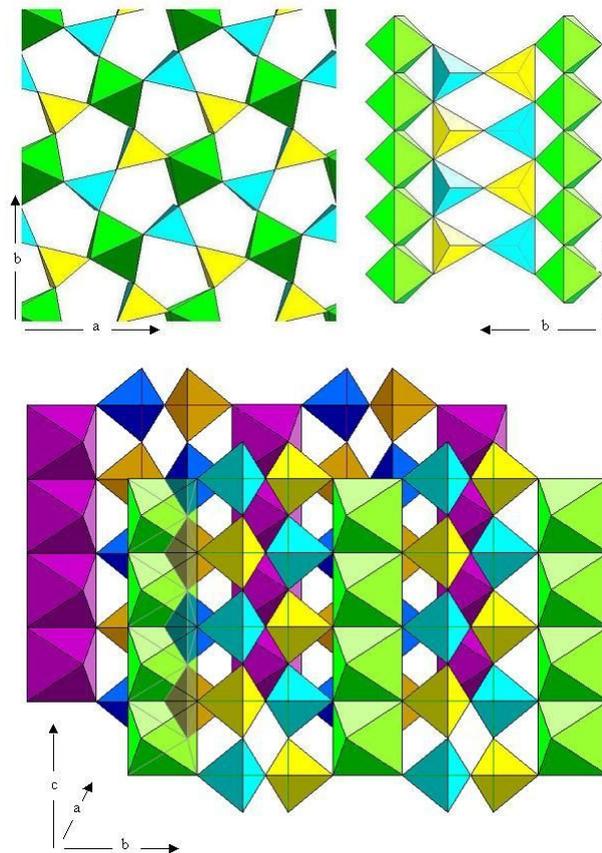


Figure 4 : Différentes vues de la structure cristalline de la sillimanite selon les dimensions (a, b, c) de la maille élémentaire. (d'après S. Dutch, 2005 web <http://www.uwgb.edu/dutchs/PETROLOGY/Sillimanite%20Structure.HTM>). La sillimanite se compose de chaînes d'octaèdres comportant Al (en vert) relié alternativement par des tétraèdres comportant Si (en jaune) et des tétraèdres comportant Al (en bleu).

1.3.2 Les propriétés optiques et physiques

Les valeurs des données suivantes sont pour la plupart extraites du volume de Deer et al., 1992.

Les indices de réfraction de la sillimanite sont élevés :

α : 1.653-1.661

β : 1.657-1.662

γ : 1.672-1.683

Le relief est modérément haut, les indices de réfraction ne variant que légèrement (Deer et al., 1992). La biréfringence δ se situe entre 0,018 et 0,022. Les teintes de polarisation induites par cette biréfringence se situent dans la deuxième moitié du premier ordre. (Roubault, 1963). Les sections normales à l'allongement sont de formes losangiques subcarrés. Dans ce plan la biréfringence est plus faible. L'extinction est droite pour les sections allongées. Le clivage diagonal {010} est bon, il est visible en sections transversales de la forme prismatique. Les fractures transverses (ou clivages grossiers) se présentent en section montrant le plan dominant {110}. Les fibres ondulent dans la longueur (Deer et al., 1992).

Kerrick, en 1990, rapporte que l'angle optique (l'angle $2V$) de la sillimanite décroît de manière linéaire lorsque la teneur en Fe augmente. L'angle optique se situe entre 21 et 30°.

La densité est de 3,23-3,27. La dureté est de 7.5 sur l'échelle de Mohs, et de 6 à 7 (Bariant et Poirot, 1998) pour la sillimanite massive (c'est à dire la fibrolite présente en masse, cf. partie 1.6.1).

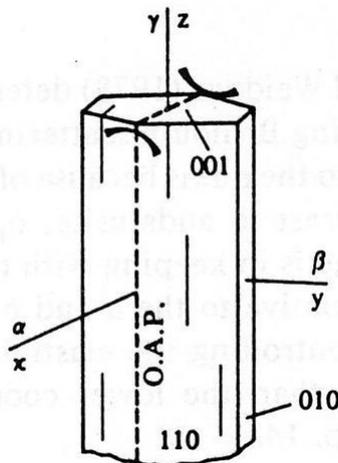


Figure 5 : Représentation du cristal de sillimanite : α , β et γ sont les principaux indices de réfractations ; x, y et z sont les axes cristallographiques ; O.A.P signifie « optic axial plane ».

Une variété de la sillimanite, blanche à vert-pâle finement fibreuse, nommée la bucholzite, a été décrite avec un indice de réfraction de 1,635, valeur plus basse que la valeur normale généralement admise pour la sillimanite.

Dans la plupart des cas, la couleur des cristaux de sillimanite résulte de l'absorption. Ce sont des ions isolés des éléments de transition qui sont le plus souvent à l'origine de la couleur (Fritsch, 1987). Les cristaux de sillimanite sont en majorité incolores, blancs ou gris. Cela concerne surtout la fibrolite. La sillimanite à gros grains, qui s'exprime souvent sous forme de prisme (translucide), bien que plus rare, est assez fréquemment colorée dans des teintes pâles de jaune, brun, ou bleu (Derr et al., 1992). Rossman et al., en 1982 ont étudié l'origine de la couleur de quelques cristaux de sillimanite. Il en ressort que la couleur jaune est due à l'ion Fe^{3+} . Certains de ces échantillons de couleur jaune contiennent une quantité faible de Cr^{3+} , contribuant à donner un nuance verte à la couleur. L'ion Fe^{3+} est en coordination tétraédrique, et est distribué de manière régulière à travers le cristal.

L'ion Fe^{3+} contenu dans des inclusions d'oxydes de Fe ou Fe-Ti est responsable de la couleur brune (Rossman et al., 1982). La couleur bleue provient du transfert de charge $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ ou $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$. Un des quatre échantillons bleus étudiés par Rossman et ses collaborateurs provient d'un xénolithe gneissique de roches volcaniques (Caillère et Pobeguin, 1972). La couleur bleue semble aussi liée à une teneur en Fe_2O_3 supérieure à 2% (Grew et Rossman, 1976).

Les cristaux peuvent développer un dichroïsme marqué (Bariand et Poirot, 1998) incolore pour α et β et bleu saphir à jaune pâle pour γ . Cette spécificité optique permet de différencier la sillimanite de l'eucrase lorsqu'elle est taillée (Bariand et Poirot, 1998).

Dans certains cristaux de sillimanite prismatique; des inclusions d'hématite sont observées orientées de manière parallèle à l'axe c (Fleet et Arima, 1985).

1.3.3 La composition chimique de la sillimanite

La sillimanite a une composition chimique assez constante. C'est un silicate d'alumine anhydre relativement pur (cf. figure 6). Sa formule chimique est Al_2SiO_5 . L'aluminium est remplacé le plus souvent dans la structure par l'ion Fe. (Derr et al., 1992). Les autres éléments, présents en faible quantité (le calcium et les alcalins), sont généralement présents sous forme d'impuretés.

Composition en % d'oxydes	Sassi et al (2004)		Kerrick et Woodworth (1989)	
	sillimanite prismatique	fibrolite	sillimanite prismatique	fibrolite
SiO ₂	36,18	36,63	36,59	36,62
TiO ₂	0,01	0,02	0	0
Al ₂ O ₃	62,1	61,91	62,95	62,15
Cr ₂ O ₃	0,05	0,02	0,02	0,05
Fe ₂ O ₃	1,35	1,14	0,23	0,38
V ₂ O ₅	-	-	0,03	0,04
MnO	-	0,03	0,02	0,02
MgO	-	0,02	0,01	0,14
CaO	0,01	0,03	-	-
Na ₂ O	0,04	0,06	-	-
K ₂ O	0,07	0,05	-	0,02
Total	99,85	99,91	99,85	99,42

Figure 6 : analyse chimique de cristaux de sillimanite provenant de xénolithes d'un granite (Sassi et al., 2004) et d'un micaschiste (Kerrick et Woodworth, 1989).

La proportion de fer dans la sillimanite associée au quartz et à l'hématite augmente avec la température (Chinner et al., 1969), l'ion Fe^{3+} se substituant à l'aluminium à la fois dans les sites octaédriques et tétraédriques (Kerrick, 1990). Ces données sont issues de considérations thermodynamiques. Néanmoins le phénomène est observé dans la nature où la sillimanite associée à de l'hématite titanifère dans une roche du faciès granulite est plus riche en fer que celle trouvée en association avec de l'hématite titanifère dans une roche du faciès amphibolite. Parfois des teneurs

relativement élevées de MgO et de Fe₂O₃ sont attribuées à la présence de grains de biotite en intercroissance dans la fibrolite (Kerrick et Speer, 1988).

L'étude des éléments chimiques présents à l'état de traces dans la sillimanite, selon les analyses de Okrusch et Evans, montre du Cr₂O₃, V₂O₅, FeO, TiO₂ et MgO dans 13 sillimanites. Ces auteurs font remarquer que dans le cas de l'association andalousite - sillimanite, le Cr et V se trouvent plutôt dans la sillimanite. Chinner et al. en 1969 ont analysé quatre cristaux de sillimanite, les seuls éléments de transition dépassant les 0,01% sont les ions V, Cr et Fe, la teneur en fer étant supérieure à 0,4%. En examinant trois cristaux de sillimanite, Pearson et Shaw 1960 ont mis en valeur dans leur étude comparative sur les trois polymorphes que le B, Be et Ba avaient tendance à se concentrer dans la sillimanite, avec des valeurs supérieures respectivement de 170, 25 et 77 ppm. Dans un environnement riche en bore, la sillimanite (étant associée à la kornéropine, silicate de bore) incorpore plus de 0,1% de B₂O₃ en concomitance avec du MgO en quantité moindre, uniquement à de hautes températures (faciès granulite) et à une très basse pression partielle de l'eau (Grew et Hinthorne 1983). Le bore substitue le silicium et le magnésium l'aluminium. Le rapport magnésium sur bore est constant. Le bore dans la substitution du silicium est en coordination tétraédrique (Grew et Rossman, 1985). Pour une sillimanite d'Antarctique des traces de bore sont mesurées même si la sillimanite provient de roches sans borosilicates. Pearson et Shaw en 1960 y ont déterminé 20 à 180 ppm de B (c'est à dire 0,006 à 0,06 % poids de B₂O₃). Dans des environnements non enrichis en bore, la sillimanite contient généralement quelques centièmes de pour cent de B₂O₃ (Grew et Rossman, 1985). Les éléments chimiques U et V sont présents dans la fibrolite en quantité non négligeable (Kerrick, 1990, p.350 ; Ahmad et Wilson, 1982). De petites quantités d'eau, absorbées ou prises au piège entre les cristaux, sont fréquemment trouvées dans la masse fibreuse de la fibrolite. Beran et ses collaborateurs en 1989 ont déterminé une proportion de 0,72% d'eau en poids. Une sillimanite de qualité gemme a toutefois montré des bandes spectrales dans le domaine infrarouge, attribuables à la vibration de OH (Beran et al., 1989).

1.3.4 Les relations et les distinctions entre la fibrolite et la sillimanite prismatique

La différence visible entre ces deux habitus est clairement celle de leur taille de grain. Il y a un continuum de taille de grain entre la fibrolite avec des diamètres de cristaux inférieurs au micron, et la sillimanite à gros grain avec des dimensions qui peuvent atteindre l'échelle du centimètre. La limite des tailles de grains diffère selon les auteurs. Une étude au microscope électronique à transmission (MET) de Penn et ses collaborateurs (1999) a permis de mesurer une épaisseur moyenne des fibres de sillimanite de 0,4µm. Certains auteurs considèrent que la fibrolite se définit par des cristaux de diamètre inférieur à 10µm (Kerrick et Speer, 1988). En se basant sur des considérations thermodynamiques, d'autres définissent la fibrolite comme l'habitus ayant des aiguilles d'épaisseur inférieure à 2 µm (Cesare et al., 2002 ; Pattison 1992 ; Kerrick, 1990).

Grambling en 1981 a analysé des paquets de fibrolite au pourcentage massique de SiO₂ hétérogène, montrant une couleur de luminescence (cathodoluminescence) dans les bleue à blanche, la sillimanite prismatique ne montrant pas de luminescence. Ces observations rejoignent celles de Bell et Nord, en 1974, basées sur des études au MET, qui ont conclu que la fibrolite est une intercroissance de fibres de sillimanite extrêmement fine avec du quartz. Mais d'autres études de microscopie électronique à transmission comme celles de Penn et ses collaborateurs (1999) ne décèlent pas la présence de quartz entre les fibres, ne permettant pas de généraliser sur la nature de la fibrolite.

Des études pétrographiques ont suggéré en 1992 à Deer et ses collaborateurs que la fibrolite se distingue de la sillimanite prismatique coexistante par un indice de réfraction légèrement plus bas (~1,656), qu'elle représente une protosillimanite, qu'elle pourrait bien contenir un excès de SiO₂ et d'eau et possède un désordre Al-Si. Mais la plupart des sillimanites fibreuses ont un désordre Al-Si difficilement mesurable (Holdaway et Mukhopadhyay, 1993). D'autres auteurs concluent que la

fibrolite et la sillimanite n'ont pas de signes distincts de désordre, et que la fibrolite ne diffère pas de la sillimanite prismatique (Kerrick, 1990). Pour Bell et Nord, en 1974, la fibrolite donne une signature en diffraction des rayons X identique à celle de la sillimanite. Hemingway et al. en 1991 ont montré que les données thermodynamiques pour la sillimanite fibreuse sont similaires à celles de la sillimanite prismatique. Seule l'énergie des joints de grains semble différente entre les deux habitus, elle est plus importante pour la fibrolite (Penn et al., 1999).

Il est généralement admis que l'habitus fibreux de la sillimanite est la forme de basse température et la sillimanite prismatique de haute température, autrement dit, la fibrolite se présenterait généralement à un grade plus bas que la sillimanite prismatique (Pons, 2001 ; Kerrick, 1987 ; Vernon, 1987). Néanmoins, sur la base d'observations microstructurales, de nombreux auteurs suggèrent (Chinner, 1961 et 1966 ; Vernon, 1975 et 1979 ; Ahmad et Wilson, 1982) que la sillimanite et la fibrolite sont toutes les deux progrades et représentent le sommet du métamorphisme de haut grade ou que la fibrolite se forme tardivement dans le métamorphisme prograde. De plus, dans le cas où le grade métamorphique décroît, des relations texturales montrent que la sillimanite prismatique a remplacé la fibrolite (Vernon, 1987 ; Pattison, 1992). Il est également souvent observé que la sillimanite prismatique et la fibrolite cohabitent dans la même roche, en particulier dans les auréoles métamorphiques de contact des granites (Deer et al., 1997). La dépendance de la taille des particules sur les champs de stabilité est la plus importante lorsque les énergies de structures des polymorphes sont similaires (Penn et al., 1999). L'énergie libre plus haute des cristaux finement fibreux de la fibrolite explique probablement la tendance pour la fibrolite à recristalliser en cristaux prismatiques, habitus plus stable puisque le grade décroît (Vernon, 1987). En dehors de ces considérations thermodynamiques et thermobarométriques, les différences d'habitus peuvent aussi s'expliquer en terme de vitesse de cristallisation (Sunagawa, 2005). Une cristallisation rapide va induire un ensemble de cristaux fibreux, tandis qu'une cristallisation lente va favoriser la formation de cristaux prismatiques.

1.4 Les modes de formation de la sillimanite

Pour présenter la formation de la sillimanite dans les roches, nous avons choisi d'aborder les trois ensembles de formation qui la génèrent :

-Les **réactions métamorphiques entre minéraux** engagent d'autres minéraux dans un système isochimique (sans prendre en compte les départs et arrivés d'eau). C'est à dire qu'un ou plusieurs minéraux vont donner naissance à un grain de sillimanite.

-L'**action de phases fluides** implique des lessivages et/ou des apports d'éléments chimiques.

-Ce type de formation est souvent associé à de la **déformation**.

Les réactions décrites dans la littérature qui expliquent l'apparition de la sillimanite sont variées. Nous en présentons quelques unes.

1.4.1 Les réactions inter-minérales

1.4.1.1 Relation avec les micas, la staurolite et le quartz

La sillimanite est souvent associée aux micas (Winkler, 1967 ; Pons, 2001). Dans les plus hauts grades du métamorphisme la muscovite est instable en présence de quartz et la quantité de biotite est réduite. Les micas laissent place à la sillimanite, au feldspath potassique, au grenat et/ou cordiérite (Vernon, 1987).

La réaction :

Muscovite (biotite) + quartz \leftrightarrow sillimanite + feldspath K + eau
qui se produit vers 660 °C pour une pression de 2Kbars, marque le passage entre le faciès amphibolitique et le faciès granulitique (Deer et al., 1992).

D'autres réactions inter-minérales peuvent donner naissance à de la sillimanite et à d'autres néominéraux, en particulier des réactions entre la staurolite et le quartz (Winkler, 1967) :

Staurolite + muscovite + quartz \leftrightarrow sillimanite + biotite + grenat + eau

Staurolite + quartz \leftrightarrow sillimanite + grenat + eau

Parfois la cristallisation de la sillimanite s'effectue préférentiellement au contact de paillettes de biotite, soit par croissance simultanée (néobiotite), soit par épitaxie. La biotite sert de germe pour la nucléation de fibrolite. Cela s'explique du point de vue structural. Les réseaux cristallins de la biotite et de la sillimanite présentent en effet des affinités qui peuvent favoriser de telles associations (par exemple les tétraèdres) et qui conduisent à orienter l'axe « c » de la sillimanite parallèlement à l'axe [010] de la biotite (Chinner, 1961).

1.4.1.2 Les transformations polymorphiques

Les transformations directes de l'andalousite ou du disthène en sillimanite sont des réactions rarement observées, laissant suggérer à Pons (2001) qu'elles sont peut-être moins courantes qu'il ne l'a été dit. Ces transitions polymorphiques paraissent être assez lentes. Cela implique des transformations reconstructrices de phases qui changent le nombre de coordination de l'aluminium et la connectivité des tétraèdres des silicates. Ces réactions sont lentes parce qu'elles requièrent la rupture des liaisons fortes Al-O et Si-O (Penn et al., 1999).

Cesare et al. en 2002 ont cependant mis en évidence la transformation directe de l'andalousite en sillimanite dans des xénolytes. L'andalousite y présente divers degrés de transformation à la fois en fibrolite et en sillimanite prismatique. Marchand a décrit (en 1974, p.42) dans des gneiss khondalito-kinzigitiques, des sillimanites prismatiques issues de l'évolution du disthène à la suite de différents stades. Le disthène peut aussi avoir été communément remplacé par la fibrolite (Grambling, 1981). La sillimanite prismatique peut générer de la fibrolite et inversement. Le disthène peut donner de la sillimanite par l'intermédiaire d'un fluide.

1.4.2 L'action des fluides dans la formation de la sillimanite

L'action de phases fluides est un facteur important dans la formation de la sillimanite et en particulier de la fibrolite. Les fluides sont de diverses natures et peuvent avoir un rôle différent. Soit ils apportent les éléments nécessaires à la cristallisation de la sillimanite, soit ils provoquent la transformation de minéraux préexistants par des départs d'éléments, dans ce cas c'est la fibrolitisation. Bien entendu la formation de la sillimanite reste inhérente aux conditions adéquates de pression et température.

1.4.2.1 Le métasomatisme de l'hydrogène

La formation de la sillimanite peut résulter de l'activité métasomatique pénétrante des ions H⁺. Amhad et Wilson en 1982, en étudiant à la fois le Bore et l'Uranium associés à la fibrolite et les données microstructurales, ont suggéré que les phases fluides en jeu sont enrichies en H₂O, B, et U ; et que le métasomatisme de l'hydrogène paraît être un mécanisme probable dans la fibrolitisation. Les relations texturales et les assemblages de grandes diversités ont laissé suggérer à Wintsch et Andrews (1988), en étudiant une pegmatite, qu'une réaction métasomatique du type 2(feldspath) +

$2\text{H}^+ = \text{sillimanite} + 5\text{SiO}_2(\text{aq}) + 2\text{K}^+ + \text{H}_2\text{O}$ est responsables de la croissance de la sillimanite. Cette réaction confirme les réactions proposées par Vernon en 1979 (cf. figure 7).

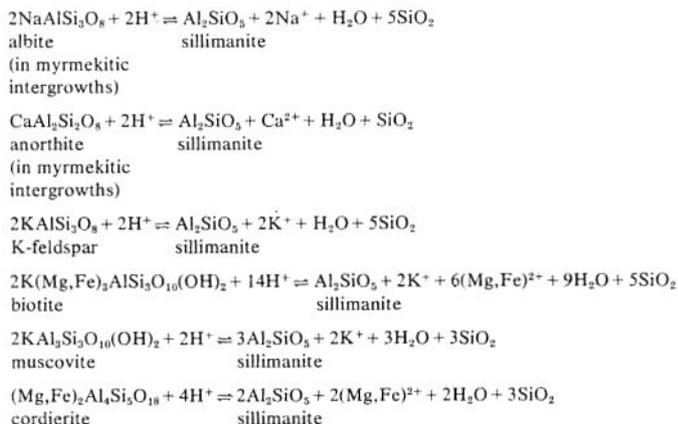


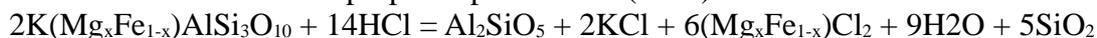
Figure 7 : Différentes réactions de formation de la sillimanite par le métasomatisme de l'hydrogène.

Vernon (1979) a émis, à la suite de l'étude de gneiss migmatitique de haut grade, que les ions hydrogène pouvaient avoir été libérés dans un contexte rétrograde durant l'hydratation étendue de la cordiérite.

1.4.2.2 Des fluides acides enrichis en HCl

Les fibrolites sont considérées comme ayant été formées par la décomposition de minéraux préexistants, en particulier la biotite et les feldspaths (Losert, 1968 ; Kerrick, 1990). Cette fibrolitisation, résulte du lessivage d'alcalins par des fluides et volatils hydrothermaux acides de hautes températures (Hemley et Jones, 1964 ; Wintsch, 1975) pouvant émaner d'une intrusion adjacente (McLelland et al., 2002b) et parfois de pegmatites. Ferry en 1983 a montré que les fluides contenaient du HCl. Selon Nabelek (1997) le lessivage s'effectue à une température de l'ordre de 650°C. Dans certains cas la présence de tourmaline est observée dans l'auréole associée, le B est considéré comme un constituant des fluides tardifs (Kerrick, 1987).

La réaction suivante a été proposée par Kerrick (1987) :



1.4.2.3 Une phase fluide enrichie en aluminium

Dans beaucoup de roches, la croissance de la sillimanite semble nécessiter l'introduction d'aluminium depuis une source externe (Kerrick, 1990, p.311).

Des reliques de cristaux de disthène et des grains de sillimanite prismatique sont fréquemment observés dans des assemblages exempts de minéraux néoformés (comme les feldspaths potassiques par exemple). Pour expliquer cette constatation, Marchand (1974) et Chinner (1961 et 1966), ont envisagé que la cristallisation de la fibrolite s'est effectuée à partir d'une phase fluide enrichie en aluminium par la déstabilisation du disthène. Dans le cas d'une cristallisation de la sillimanite issue du disthène Winkler (1967) fait intervenir le résultat de deux réactions d'hydrolyse dans lesquelles l'ions Al^{3+} est l'espèce ionique de l'aluminium qui domine :

- a) hydrolyse du disthène (dissolution) : Al_2SiO_5 (disthène) + $\text{H}^+ = 2\text{Al}^{3+} + \text{SiO}_2(\text{aq}) + \text{H}_2\text{O}$
- b) précipitation de la sillimanite : $2\text{Al}^{3+} + \text{SiO}_2(\text{aq}) + \text{H}_2\text{O} = \text{Al}_2\text{SiO}_5$ (sillimanite) + H^+

c) réaction totale (a+b) : Al_2SiO_5 (disthène) = Al_2SiO_5 (sillimanite)

Des réactions similaires peuvent également s'écrire avec les ions $\text{Al}(\text{OH})^{2+}$, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, $\text{Al}(\text{OH})_4^-$; cela dépend du pH du fluide (Winkler, 1967).

Des veines et des ségrégations de quartz-sillimanite sont souvent décrites dans les roches métamorphiques de hauts grades, laissant aussi suggérer un transport significatif de l'aluminium (Foster, 1977 ; Vernon, 1979 ; Kerrick, 1990, p.347). Dans le cas où le fluide est enrichi en aluminium, des facteurs doivent avoir induit des mobilités plus grandes de cet élément que d'habitude dans ce genre de roches métamorphiques. Le problème de la mobilité de l'aluminium a alimenté de nombreux articles. Récemment Newton et Manning (2008) ont montré expérimentalement que la mobilité de l'aluminium est favorisée par des fluides riches en NaCl. Cette composition saline a été observée dans des inclusions fluides associées aux ségrégations quartz-sillimanite (McLelland et al., 2002b).

1.4.3 Le rôle de la déformation dans la fibrolitisation

L'apparition de la fibrolite est aussi favorisée par des contraintes tectoniques, en particulier par des contraintes cisailantes. Ces contraintes vont engendrer la dissolution du feldspath et de la biotite (Losert, 1968 ; Macandière et Touret, 1969 ; Break et Shaw, 1973 pour des roches à nodules de quartz-sillimanite ; Vernon, 1979 et 1987 ; Kerrick, 1987 pour la sillimanite prismatique et la fibrolite dans la matrice de gneiss de haut grade ; Wintsch and Andrews, 1987 dans le contexte d'une pegmatite d'un granite). La sillimanite est dans ces cas syntectonique.

Par ailleurs, le feldspath et la biotite, minéraux instables dans ces zones de contraintes vont plus facilement subir l'action des fluides (Vernon, 1987).

Vernon en 1987 a également fait appel à la pression pour expliquer l'origine des feuillettes de fibrolite fréquemment anastomosés dans les métapelites de haut grade.

1.5 Les modes de gisement

1.5.1 Définition des termes désignant les objets géologiques et les formations contenant de la sillimanite

Dans ce premier chapitre consacré à l'état des connaissances sur la sillimanite, et en particulier lors des recherches bibliographiques, nous avons rencontré des difficultés face à l'utilisation des termes désignant les formations et objets géologiques contenant le minéral de notre étude. En effet, selon les auteurs et la langue, l'association du mot « sillimanite » dans les appellations des roches n'a pas toujours la même signification du point de vue des proportions par rapport aux autres minéraux présents. Pour ce mémoire, les recommandations de la sous-commission de l'IUGS sur la systématique des roches métamorphiques (SCMR) ont été utilisées.

Selon les règles de la SCMR (Schmid et al., 2007) les termes anglais « sillimanite schist » sont utilisés pour désigner un schiste (il en est de même pour un gneiss) ayant comme seul constituant majeur la sillimanite (le plus souvent la fibrolite) ; « Majeur » signifiant une proportion modale $\geq 5\%$. En français, on pourrait traduire cette dénomination par schiste à sillimanite ou « sillimanitoschiste » voir « fibrolitoschiste », sur le modèle de séricitoschiste ou de chloritoschiste, mais nous ne l'avons pas rencontré dans la littérature francophone. Lorsqu'un schiste contient une proportion importante de sillimanite associée à des micas, le terme micaschiste à sillimanite est le plus souvent usité (« mica sillimanite schist » en anglais). Si un autre minéral, comme par exemple le grenat, est un constituant majeur, le nom de la roche précédente devient micaschiste à sillimanite et grenat, etc... Fréquemment les symboles « +- » sont également utilisés dans l'appellation d'une

roche pour indiquer la rareté ou la présence ponctuelle de la sillimanite (exemple : gneiss à muscovite et biotite +- sillimanite).

Lorsque la roche contient plus de 75%, en modal, de sillimanite, le suffixe « -ite » est ajouté. Nous obtenons donc le terme « sillimanite » (comme pour chlorite, jadéite, etc...). Ce terme de sillimanite est très peu rencontré dans la littérature. Des couches métriques de sillimanite et cordiérite sont décrites à Madagascar (Ackermann et al., 1989). Et des niveaux de sillimanite à orthopyroxène et spinel vert dans des quartzites sont observés au Surinam (De Roever et al., 2003). Il faut néanmoins prendre des précautions quand à l'utilisation de « sillimanite » car selon les descriptions la teneur en sillimanite de ces roches dépasse rarement les 50%.

L'industrie minière désigne les formations riches en sillimanite comme des gisements de « sillimanite massive ». Cette expression n'est pas obligatoirement synonyme de « sillimanite », ce sont des gisements économiquement viables qui peuvent dépasser les 80% de teneur sillimanite, mais aussi contenir des teneurs importantes en quartz, muscovite ou coridon. La sillimanite peut se présenter sous forme de gros cristaux. Nous aborderons ce type de gisement dans la partie 1.6.3.

« Sillimanite massive » peut également être synonyme de petite masse de fibrolite entrelacée. Il semble que cela soit cette définition qu'utilise Bariand et Poirot (1998).

Le terme « faserkiesel » a couramment été utilisé au 19^{ème} siècle comme synonyme de fibrolite. D'après le glossaire du SCMR, ce mot vient de l'allemand Faser = fibre, et Kiesel = caillou quartz. Mais actuellement faserkiesel est le synonyme désuet de nodules de quartz-sillimanite (Schmid et al., 2007). La sillimanite, et en particulier la fibrolite, est souvent localisée dans des roches au sein de corps appelés « nodules de quartz-sillimanite » (cf. paragraphe suivant). Tout d'abord un nodule se définit comme « une masse globuleuse, centimétrique à décimétrique, rarement métrique, se différenciant par sa composition et/ou sa structure du reste de la roche qui la contient » (Foucault et Raoult, 1995). Dans certaines études, on peut lire des désignations pouvant porter à confusion telles que « nodule à sillimanite » ou « nodule à fibrolite », voire, et c'est inexact pour ce type de corps, « nodule de sillimanite ». Il est important de noter que dans ces nodules et dans les veines associées, le quartz est toujours majoritaire. Pour éviter les confusions, il serait donc préférable de les dénommer : « nodules quartzueux-sillimanitiques » (Brunel et Lansigu, 1997).

Comme nous l'avons vu, les désignations des concentrations peuvent être diverses. D'autres auteurs parlent de feuilletés millimétriques à centimétriques, de houppes lenticulaires (Barbey et al., 2005), de lentilles, de plaquettes, etc.... Pour des plus grosses formes, Marsille (1920) décrit des rognons de plusieurs kilogrammes. Pour continuer dans les descriptions naturalistes des gros blocs, Spencer (1994) utilise le terme de « glandule » ; concentration pouvant atteindre plusieurs décimètres.

1.5.2 Les roches à sillimanite

La sillimanite se trouve dans les roches riches en alumine à la fois de plus hauts grades du métamorphisme de contact et dans les roches de plus haut degré du métamorphisme régional.

Dans le métamorphisme de contact, ce sont des roches issues de roches argileuses telles que les gneiss à sillimanite-cordiérite et les cornéennes à sillimanite-cordiérite.

Dans le métamorphisme régional, la sillimanite se situe dans les micaschistes, les para- et orthogneiss.

Le large chevauchement du domaine de stabilité de la sillimanite avec le domaine de fusion des roches felsiques rend possible une origine magmatique pour la sillimanite (Kerrick, 1990 ; Clarke et al., 2005). Une grande partie des fibrolites observées dans les granites dérivent néanmoins de xénoctaux (Kerrick, 1990) ou sont contenues dans des xénolithes (Ceasare et al., 2002). Le magma lors de sa montée a charrié des fragments de roches sédimentaires. Les conditions de pression et surtout de température ont été propices à la formation de la sillimanite. Carrière et Pobeguïn (1972) ont décrit des cristaux de sillimanite gemme de couleur bleue provenant de xénolithes de laves.

La sillimanite et particulièrement la fibrolite sont également observées à la fois dans le leucosome et le mélanosome des migmatites (Kerrick, 1990).

1.5.3 Les gisements qui présentent des concentrations de sillimanite

Nous nous attachons maintenant à présenter dans cette partie les types de gisements les plus connus qui concentrent la sillimanite en amas de fibres et ou en gros cristaux.

1.5.3.1 La sillimanite des roches nodulaires

1.5.3.1.1 *Les roches à nodules*

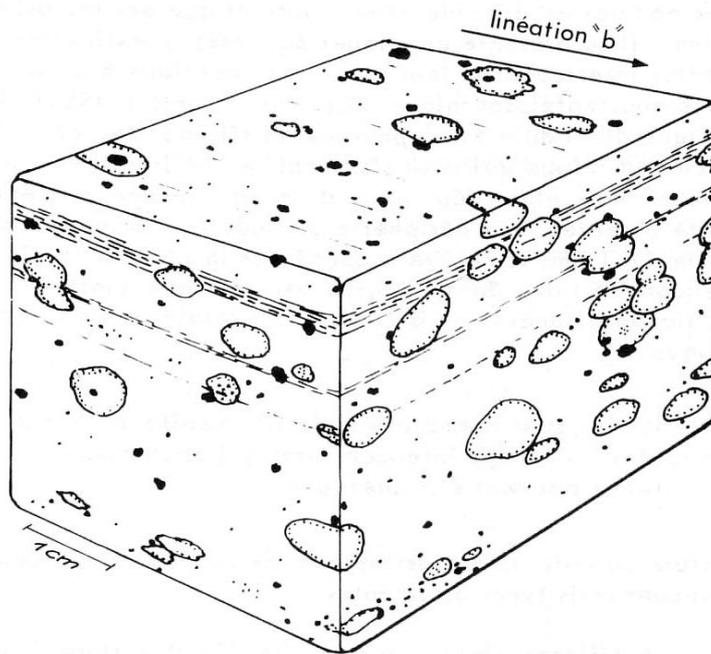
Les types de roches susceptibles de contenir des nodules de quartz-sillimanites sont le paragneiss, l'orthogneiss, le schiste à biotite (+/- muscovite), la quartzite feldspathique, la méta-arkose, le gneiss granitique, le gneiss granulitique, la leptynite, les métavolcanites acides et de nombreuses variétés de migmatite (Losert, 1968). On en trouve aussi dans des leucogranites (McLelland et al., 2002a et b). En général, la composition de la matrice est faite de feldspaths, de quartz et de micas. Ces roches peuvent aussi contenir du disthène et/ou de l'andalousite. Mais il n'y a pas de cristaux de sillimanite dispersés dans la matrice des roches nodulaires. Les nodules représentent moins de 25% du volume total de la roche.

Les nodules se présentent souvent sous la forme d'objets elliptiques de quelques centimètres de longueur (Brunel et Lansigu, 1997 ; Marchand, 1974 ; cf. figure 8) généralement dans la schistosité, ou la foliation. Selon l'histoire tectonique de la roche ils peuvent être sécants, très aplatis, ils présentent souvent une orientation préférentielle. Les nodules proviennent parfois de veines boudinées de quartz sillimanite (Losert, 1968).

1.5.3.1.2 *Composition et formation des nodules*

Les nodules sont composés de sillimanite entourée par du quartz. Les nodules contiennent parfois de la muscovite. La muscovite forme des paillettes poeciloblastiques ou des agrégats irréguliers en intercroissance avec le quartz et la sillimanite. Les quartz forment une mosaïque dont la forme et la taille sont différentes de celles de la matrice. La présence occasionnelle dans le nodule du grenat, de la tourmaline, de l'apatite, du zircon, de la dumortiérite, coïncide avec la composition de la roche. Aucun feldspath n'est observé dans les nodules. Une fine pellicule de quartz entoure les nodules. Quelques fois de la biotite et/ou de la muscovite fait le contact entre la matrice et le nodule.

L'origine des nodules de quartz sillimanite a longtemps été énigmatique. Losert (1968) a résumé 15 modèles différents, depuis la recristallisation métamorphique jusqu'à des processus hydrothermaux et métagénétiques. Marchand en 1974 a montré que les nodules se sont initiés à partir de cristaux de disthène constitutifs d'une granulite lors de la rétrogenèse. Mac Lelland et ses collaborateurs, à l'aide des méthodes isotopiques et de l'étude des inclusions fluides, ont montré que la formation des nodules de quartz sillimanite dans un leucogranite, a nécessité le lessivage d'alcalins (Na et K), notamment des feldspaths, par des fluides hydrothermaux acides de haute température. Macaudière et Touret en 1969 ont souligné le rôle de la déformation dans la formation des nodules de gneiss de Norvège.



– Légende –

-  nodule de sillimanite et quartz (zone périphérique quartzique en pointillés)
-  grenat
-  lit sombre (riche en biotite).

Figure 8 : Géométrie et répartition des nodules de sillimanite et quartz au sein d'une granulite (Marchand, 1974).

1.5.3.2 Les gisements industriels de « sillimanite massive »

Ce type de gisement correspond à une classification industrielle, mais on constate lorsqu'on examine la géologie, qu'il s'est formé dans un contexte géologique particulier.

1.5.3.2.1 Généralités

Les gisements des trois polymorphes sont particulièrement recherchés par l'industrie des réfractaires. Les silicates d'alumine permettent en effet de produire de la mullite, phase réfractaire utilisée dans les domaines des céramiques, de l'aciérie, de la fonderie, des cimenteries ou de la verrerie... La mullitisation est une calcination qui s'effectue à très haute température (de l'ordre de 1550°C pour la sillimanite, mais à des températures inférieures pour les autres polymorphes). La sillimanite se décompose irréversiblement en mullite selon la réaction suivante :



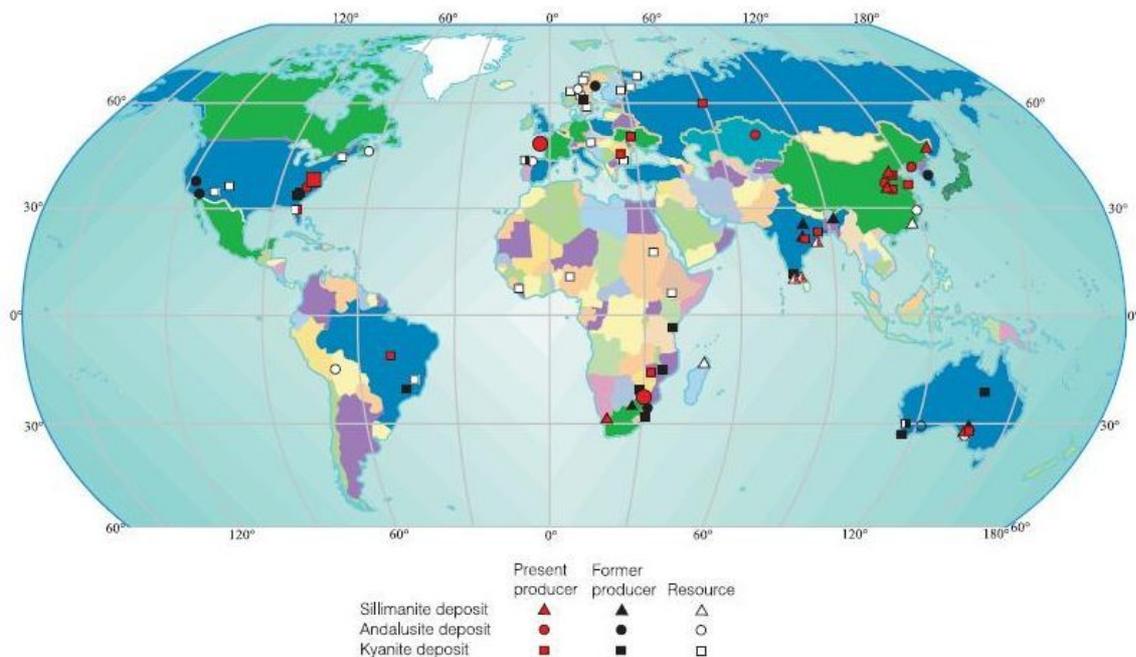


Fig. 1. Map showing the distribution of high-grade aluminium-silicate deposits in the world, including past and present producers and possible resources. Compiled mainly from Roskill (1987, 1990) and Varley (1965). Countries in dark blue and green have an annual production of steel exceeding 8 Mt. Supergene deposits are shown by divided symbols.

Figure 9 : Mappemonde montrant les principaux gisements de silicates d'alumine. Les gisements de sillimanite les plus importants se trouvent en Inde et en Afrique du Sud.

Dans l'industrie britannique la sillimanite donne son nom au groupe des silicates d'alumine, « sillimanite minerals » est l'expression la plus employée. Aux Etats Unis d'Amérique le nom commun des silicates d'alumine est donné par le disthène (« kyanite minerals »). En Russie et dans les anciennes républiques soviétiques, c'est l'andalousite qui est souvent utilisée pour désigner le groupe des silicates d'alumine. En France également, la sillimanite appartient au « groupe de l'andalousite », expression certainement influencée par la présence du gisement d'andalousite de Glomel (Côte d'Armor), le plus important au monde (Spencer, 1994).

La production de silicates d'alumine s'élève à 401000 tonnes en 1998. Et celle de la sillimanite, à 7600 tonnes, en nette baisse par rapport aux années passées (Ihlen, 2000). La production de sillimanite concerne surtout l'Inde. Les gisements sont connus en Afrique du sud, en Australie, en Chine et à Madagascar (Ihlen, 2000 ; Spencer, 1994).

Ce qui fait la spécificité de ces gisements c'est que les roches métamorphogéniques de sillimanite massive datent toutes du Paléoprotérozoïque. Les gisements supergènes se sont mis en place au Tertiaire/Quaternaire.

Les trois principaux facteurs qui engendrent les gisements métamorphogéniques sont : la composition initiale du protholite, le degré de métamorphisme et la position stratigraphique (Simandl et al., 1999). La sillimanite massive se trouve principalement dans les schistes et les paragneiss issus de roches sédimentaires très alumineuses, telles que des schistes argileux, des paleo-régolites, des paleo-placers, des zones d'altération ou des métavolcanites. Ces roches, affectées par un métamorphisme de haute température et de haute pression, se situent principalement dans des ceintures métasédimentaires très déformées.

Les gisements se présentent sous forme de lentilles, de poches ou de boudins localisés parallèlement à la stratigraphie. Les corps de sillimanite massive de qualité industrielle font au minimum quelques mètres d'épaisseur et peuvent atteindre plus de 100 m de long. Les textures des roches à sillimanite massive peuvent être porphyroblastiques ou lépidoblastiques, et sont habituellement schisteuses ou gneissiques.

Nous allons à présent présenter les deux plus importants gisements de sillimanite massive, celui de

la province de Namaqualand en Afrique du Sud et celui situé dans la province de Magalaya en Inde.

1.5.3.2.2 *Le gisement dans le Bushmanland (Namaqualand, Afrique du Sud)*

Il se situe dans la ceinture de Namaqua, plus exactement dans le Bushmanland, qui représente une ceinture orogénique du mésoprotérozoïque tardif, conséquence de l'accrétion de la marge du Sud Ouest du craton Kaapvaal. La ceinture est constituée de séquences volcano-sédimentaires très déformées du Paléoprotérozoïque (2000-1650 Ma) recoupées par différentes suites composées de roches plutoniques principalement granitiques, et métamorphisées au cours du Mésoprotérozoïque. Les gisements de sillimanite se trouvent au sein des unités de schistes à biotite-sillimanite et de schistes à quartz-muscovite en interstratification avec à la fois des métavolcanites acides et basiques d'affinité « arrière arc insulaire » et avec en majorité des roches méta-arénitiques qui seraient des dépôts d'eau peu profonde ou des dépôts fluviaux dans un bassin arrière-arc. Ce dernier contexte est le plus important pour le gisement économique de sillimanite.

Les gisements sont éparpillés dans une vaste zone de 1200 km². La sillimanite s'exprime dans différents types de gisements, constitués par d'anciennes séries pélitiques et psamitiques. Dans le nord de cette zone, Colliston et Schoch ont étudié en 1996 les successions de niveaux de roches métavolcaniques associées à des métasédiments le long de la rivière Orange. Ils ont signalé dans la formation de Guadom, en particulier autour de Koenabib, des niveaux très riches en sillimanite formant des fuseaux dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres (cf. figures 10 et 11). Plus à l'ouest de la zone, les secteurs de la mine de Swartkoppies et de la ville de Pella développent une succession pélitique de roches contenant de la sillimanite, dans lesquelles le schiste à corindon-sillimanite domine. Cette roche y est composée de 60-80% de sillimanite et 40-20% de corindon et est localement enrichie en magnétite et rutile. La sillimanite sous forme fibreuse se développe entre les porphyroblastes du corindon. Dans cette série pélitique se développe également un schiste à sillimanite majoritairement constitué de sillimanite. La fibrolite remplace la muscovite et la sillimanite prismatique. La roche ne montre aucune orientation préférentielle.

Dans la succession psamitique, les formations sont plissées, le schiste à sillimanite contient de la sillimanite associée avec du quartz. La sillimanite y est donc moins abondante que dans les schistes de la succession pélitique. De manière générale, les schistes sillimanitiques contiennent 55 à 100% de sillimanite en volume.

Les données géochimiques de Frick et Coetzee en 1974 indiquent que ces masses riches en sillimanite sont issues de bauxites blanches fossiles métamorphisées dans le faciès amphibolite à alamandin.

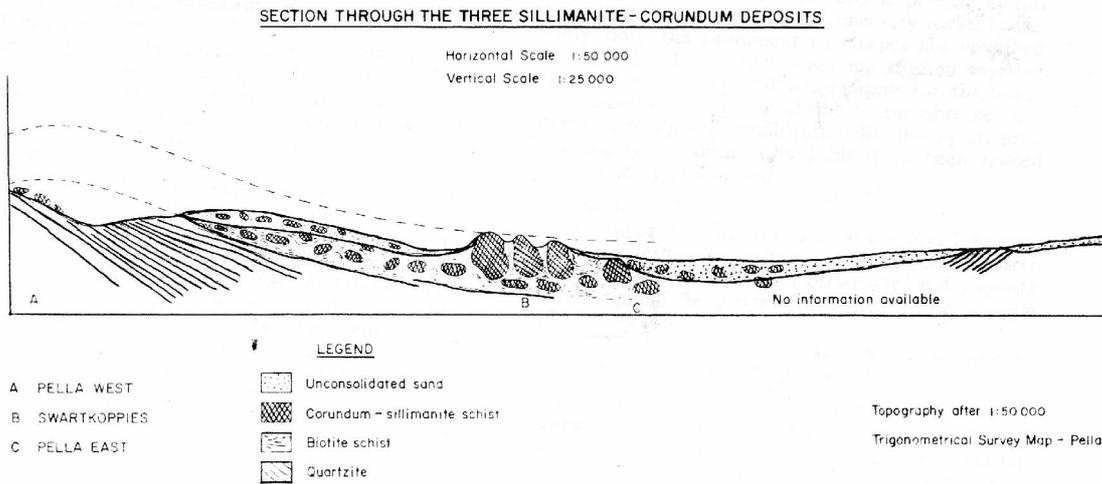


Figure 2
A generalised section through the corundum-sillimanite deposits at Pella West, Pella East and Swartkoppies Mine.

Figure 10 : Coupe géologique présentant l'ensemble de trois gisements de sillimanite dans le Bushmanland.

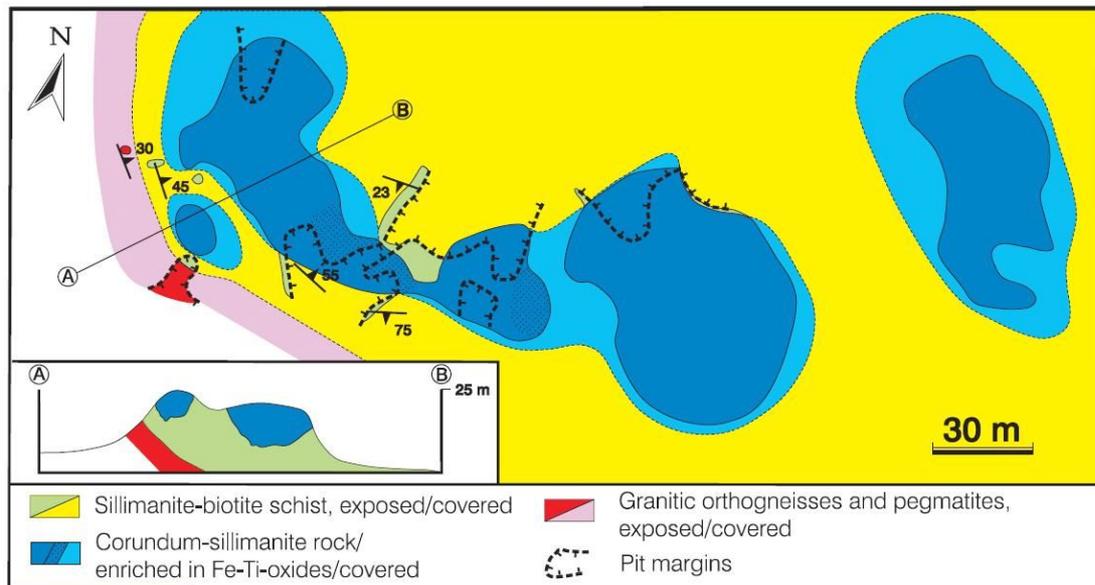


Fig. 5. Simplified geological map and section of the Swartkoppies corundum-sillimanite deposit, redrawn from de Jager & von Backström (1961).

Figure 11 : Carte géologique simplifiée du gisement de Swartkoppies. Les blocs à sillimanite sont en bleu.

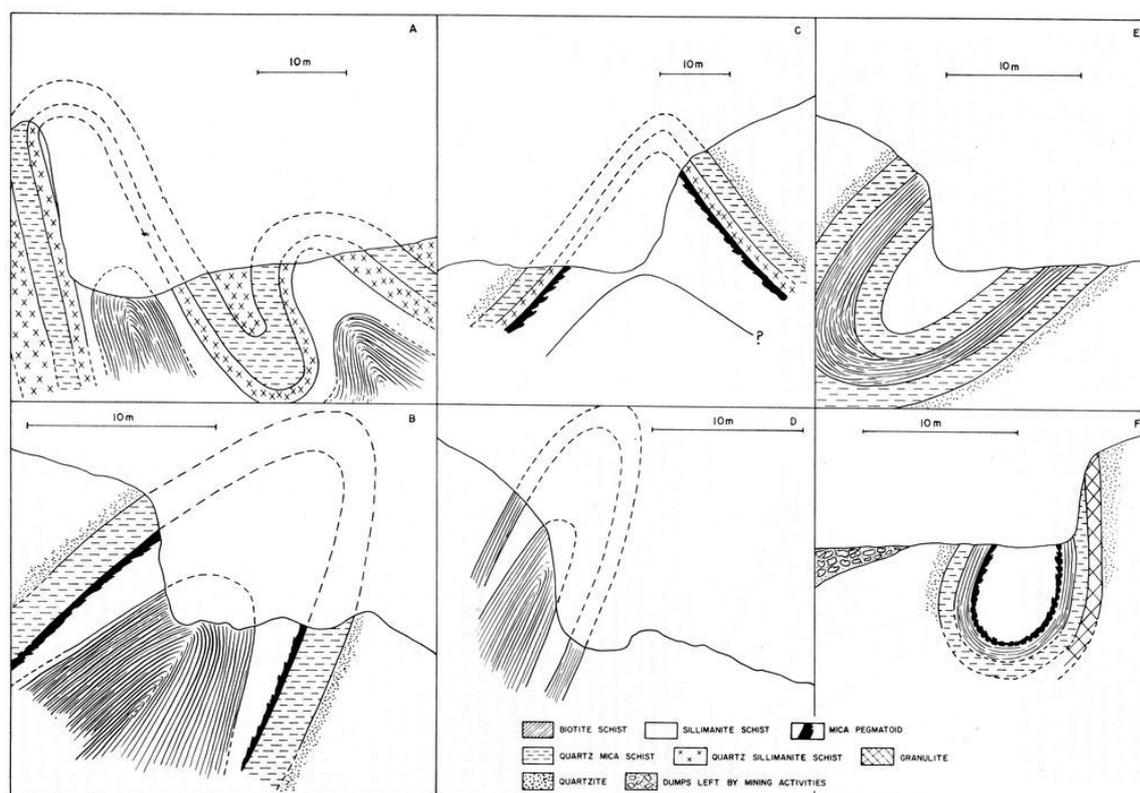


Figure 3
Generalised sections through the sillimanite deposits in the psammitic succession. The sections are through the deposits, No. 6(A), No. 2B(B), No.4(C), G8(d), HI(E) and H2(F) according to the numbers in Figure 1.

Figure 12 : Coupes géologiques représentant différents aspects des gisements de sillimanite dans les séries psammitiques.

1.5.3.2.3 Le gisement de Sonapahar dans la province de Magalaya en Inde

Le gisement se situe dans des terrains précambriens, en particulier dans le complexe gneissique archéen de la région de Sonapahar. Ces terrains sont caractérisés par la présence d'une bande de schiste métapélitique à quartz sillimanite, fine, longue et discontinue, laquelle englobe le gisement de sillimanite massive associé à du corindon (Golani, 1989 ; Prakash et Wadhawan, 1984). Le schiste à quartz-sillimanite forme un horizon stratigraphique distinct dans un milieu à gneiss granulite-granite. Prakash et Wadhawan, en 1984, ont noté l'absence de grenat dans la roche. La sillimanite massive et le corindon se présentent sous la forme de corps distribués aléatoirement de tailles et de formes variables dans le schiste à quartz-sillimanite. Commercialement, le gisement a permis de sortir 5000 tonnes par an durant 60 ans.

Selon Prakash et Wadhawan (1984) la concentration d'alumine/silicates d'alumine a été facilitée par un processus de désalcalinisation. La mobilité relative des silicates et de l'alumine s'est effectuée durant la mobilisation migmatitique associée à des phénomènes tectoniques tardifs. Ces auteurs attribuent l'origine de la roche à sillimanite à un processus de désalcalinisation associé à un apport d'aluminium durant le métamorphisme de la pélite.

Golani en 1989 a cependant montré, à partir d'études géochimiques, que les corps massifs composés principalement de sillimanite étaient également des paléobauxites blanches métamorphisées.

1.5.1 Les gisements actuels de sillimanites gemmes

Les gisements de cristaux de sillimanites gemmes sont principalement exploités au Sri-Lanka dans les districts de Okkampitiya, Ratnapura, Deniyaya, et Balangoda, et en Birmanie au Nord-Est de Mogok. On trouve également de beaux cristaux en Inde à Orissa (cf. figure 13). Ce sont des exploitations alluvionnaires. Les gisements primaires ne sont pas connus.



Figure 13 : Photographies de quelques exemples de sillimanite gemmes issues d'exploitations modernes. (1) Sillimanite étoilée – ORISSA – INDE – 26.40 cts ; (2) fibrolite – BIRMANIE – 1.04 cts ; (3) Sillimanite bleue – BIRMANIE – 2.20 cts Collection personnelle de Jean Claude FREDIANI Photos Didier FREDIANI.

1.6 La sillimanite dans le Massif Armoricaïn

La sillimanite n'est pas étrangère au Massif armoricaïn. Avant de donner un aperçu de son étendue, une brève description de la géologie du Massif armoricaïn est développée.

1.6.1 Les grands traits géologiques du Massif armoricaïn

Le Massif armoricaïn est un massif hercynien essentiellement structuré au cours du Paléozoïque (440 à 290 Ma) subdivisé en une période paléozoïque inférieure (ou cycle varisque) et une période paléozoïque supérieure (cycle Hercynien au sens strict), mais il a aussi connu une histoire précambrienne (2200 Ma à 540 Ma) principalement avec l'orogénèse cadomienne (620 à 540 Ma). Ces structurations successives lui ont donné sa configuration actuelle qui se compose de différents bassins sédimentaires orientés NW-SE, séparés par des bandes granitiques et orthogneissiques limitées par de grandes zones de cisaillement et formant un éventail convergent vers l'Ouest et ouvert vers l'Est (Cogné, 1974 ; cf. figure 14). Le Massif armoricaïn est découpé en trois grandes zones sur des critères principalement structuraux selon les décrochements dextres tardi-hercyniens (Cogné, 1974), mais également selon des critères pétrographiques, géophysiques et géochronologiques (Cogné, 1974 ; Le Corre et al., 1991). Ce sont, du Nord au Sud (cf. figure 14) :

- la zone nord armoricaïne ou Armorique septentrionale,
- la zone centre armoricaïne ou Armorique centrale,
- la zone sud armoricaïne ou Armorique méridionale.

La partie suivante développe plus précisément la géologie des zones qui concernent notre étude, à savoir le Léon et le Golfe du Morbihan.

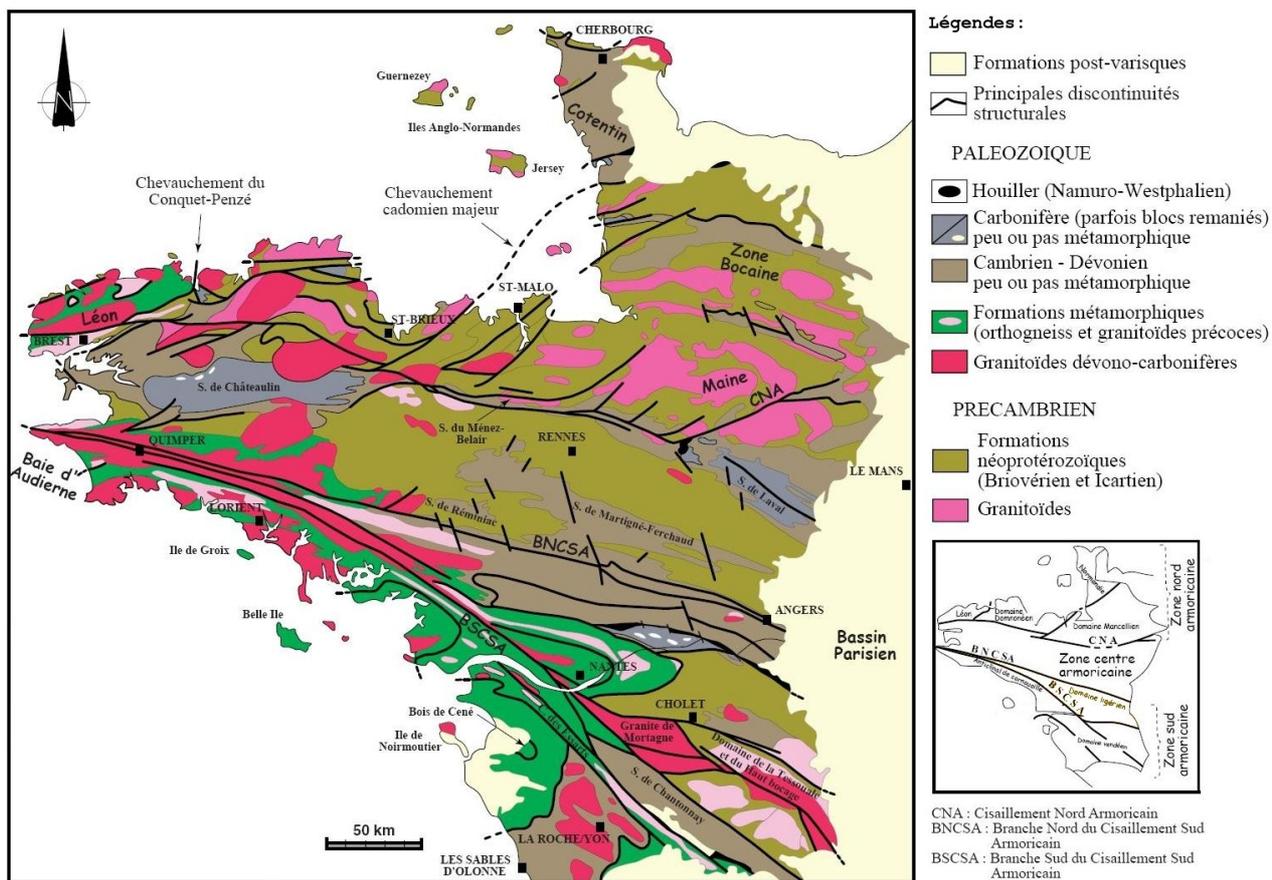


Figure 14 : Carte géologique simplifiée du Massif armoricain (d'après Cogné, 1974 ; Le Corre et al., 1991, modifié par Cartier, 2002).

1.6.2 Le Léon

Le Léon constitue, à l'extrémité NO du Massif armoricain, un domaine à part entière (Balé et Brun, 1986 ; Le Corre et al., 1991). Il est limité au sud-est par la faille du Léon et est coupé par la faille majeure cisailante dextre, la zone de cisaillement Nord Armoricaine (Brun et Balé, 1990). Le Léon est composé par une succession sédimentaire et des séries de complexes ignées (Le Corre et al., 1991), lesquelles sont métamorphosées durant la période 440 à 385 MA, et dans lesquelles le grade métamorphique augmente vers le nord (Cabanis et al., 1979).

Trois unités majeures de caractéristiques différentes peuvent être identifiées :

- Une ceinture, au sud, constituée de sédiments métamorphosés dans les faciès schiste vert à amphibolite, comprenant les quartzophyllades de l'Elorne et les micaschistes du Conquet, dans lesquels se développent les orthogneiss de Brest-Landivisiau qui représentent d'anciennes granodiorites d'affinités trondhjémites.

- Une ceinture intermédiaire est composée de séries de para et orthogneiss du faciès amphibolite supérieur. On distingue les paragneiss de Lesneven (où s'intercalent des niveaux volcaniques basiques et acides préservant un événement métamorphique du faciès éclogite (Godard et Cabanis, 1987) et les gneiss de Ploumoguier.

Les orthogneiss de Tréglonou et de Plounevez Lochrist (orthogneiss de Lesneven) forment deux massifs distincts au cœur des paragneiss de Lesneven datés de 385Ma (Cabanis et al., 1979).

- Une ceinture, au nord, qui concerne le complexe migmatitique de Plouguerneau, se compose d'intrusions acides à intermédiaires et de sédiments migmatisés.

Les granites d'âge hercynien sont très abondants dans le Léon. Ils forment deux groupes dont l'âge s'échelonne entre 290 et 345 MA : Granite de Saint Renan Kersaint, granodiorite de Trégana, les

plus anciens ; Granite de l'Aber Ildut plus jeune, recoupé par un champ filonien microgranitique.

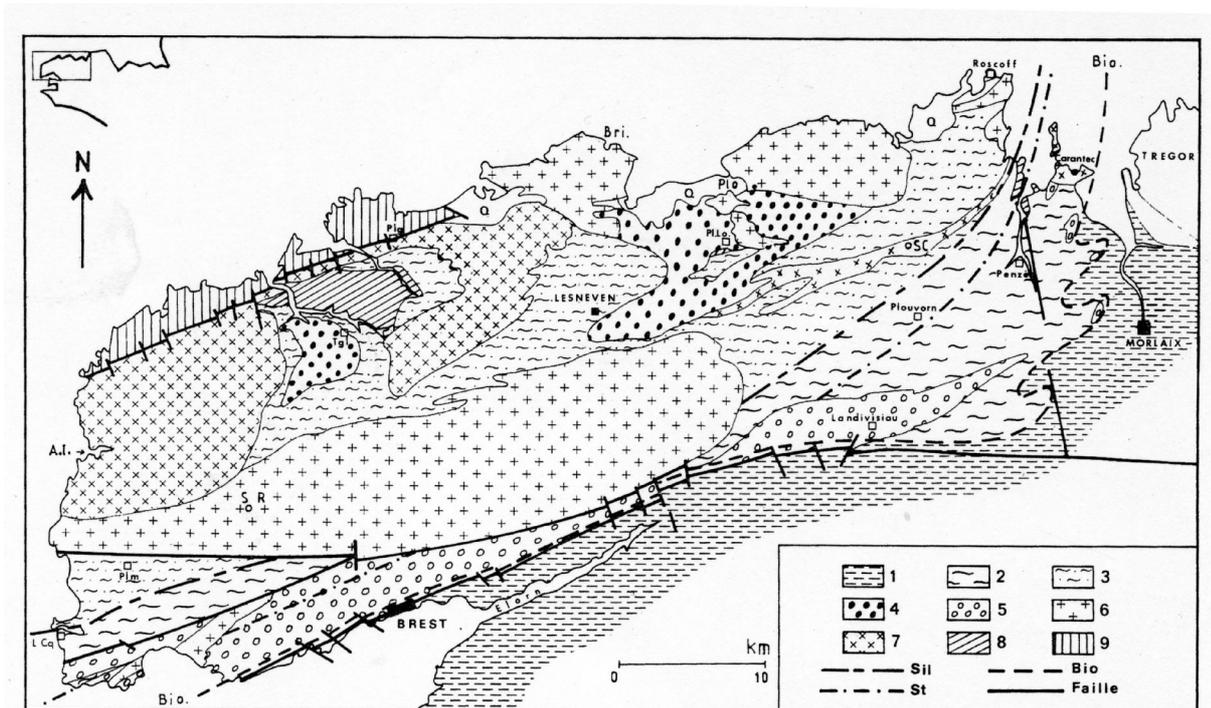


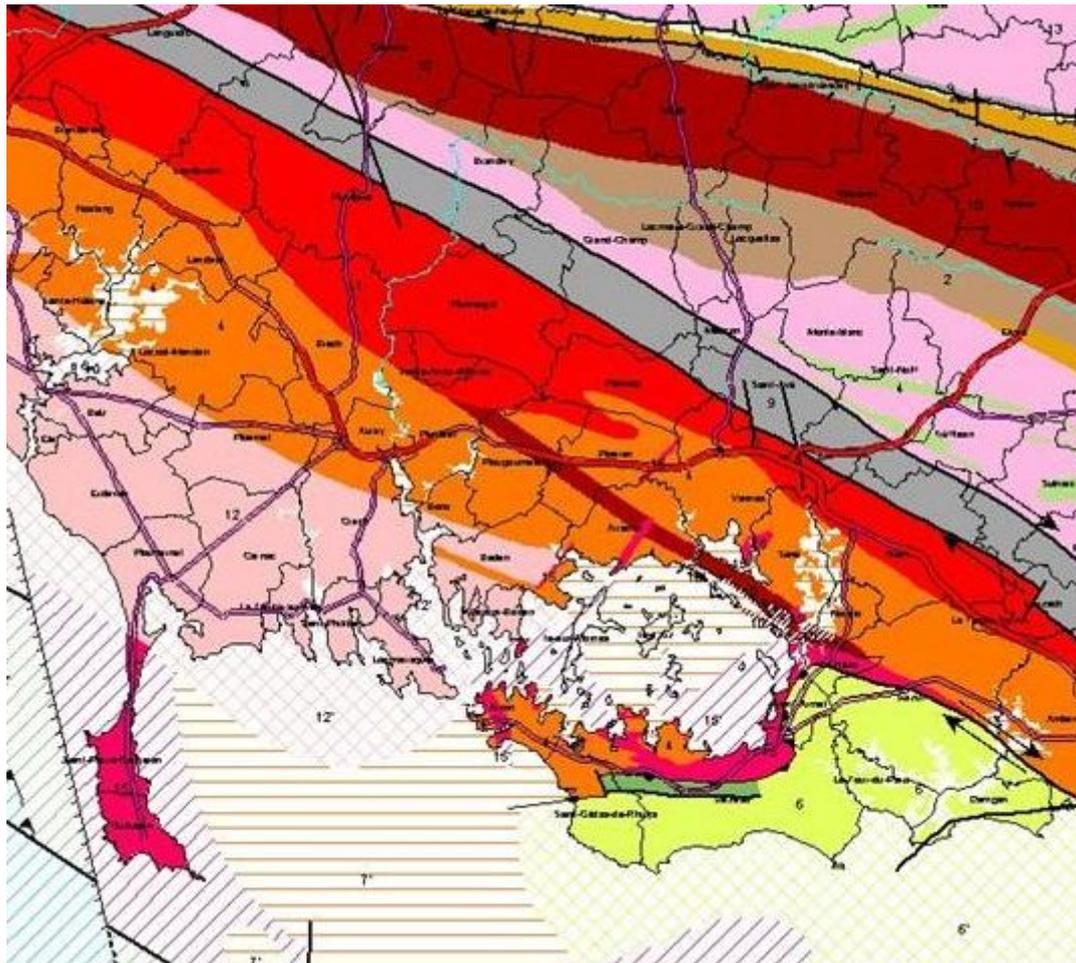
Figure 15 : Esquisse géologique du Léon, d'après Cabanis et al., 1979. Légende : 1. Domaine épizonal ; 2. Micaschistes de la Penzé, de Plouvoign et du Conquet ; 3. Paragneiss de Lesneven et du Conquet ; 4. Orthogneiss de Tréglonou et de Plounevez-Lochrist (orthogneiss de Lesneven, 385 M.A.) ; 5. Orthogneiss de Brest-Landivisiau (470 M.A.) ; 6. Granite hercynien précoce (granite de Saint Renan-Kersaint daté 435 M.A.) et Brignogan-Plouescat non daté) ; 7. Granite hercynien tardif (granite de l'Aber-Ildut, de Saint Catherine et de Carantec daté autour de 300 M.A.) ; 8. Diorite de Lannilis ; 9. Migmatite des de Plouguerneau ; Q. Quaternaire. En pointillé, isogrades de la biotite (Bio), de la staurotide (St) et de la sillimanite (Sil).

Il est à noter que le domaine de stabilité de la sillimanite se situe au nord de son isograde, Elle est donc susceptible d'apparaître dans les formations métamorphiques adéquates. Par conséquent, dans le Léon, on ne peut pas trouver de sillimanite dans les formations géologiques situées au sud de cette ligne.

1.6.3 Le golfe du Morbihan.

Le golfe du Morbihan se situe dans l'anticlinal de Cornouaille appartenant à la zone sud armoricaine (cf. carte géologique 16). Il est composé en majorité par des gneiss et des migmatites qui forment un dôme gneissique (Audren, 1987). Ce dôme est centré sur les migmatites qui ont été métamorphosées à 750 -800°C et 7-9 kbar (Schulz et al., 1996). Elles sont datées à environ 375 Ma (Peucat, 1983). Elles sont plissées par des plis droits synfoliaux moulant la structure en dôme. Gneiss et migmatites développent en leur sein des niveaux de pyroxénites, amphibolites, quartzites et gneiss alumineux (à grenat, sillimanite et cordiérite) appelés morbihanites. A l'Ouest du golfe, se développent les granites de Guidel et de Carnac d'âge radiométrique voisin de 320 à 300 millions d'années (Carbonifère inférieur). Au sud et à l'est de la presqu'île du Rhuys Les migmatites et gneiss sont chevauchés au niveau de la faille normale de Sarzeau par des micaschistes et localement des amphibolites que l'on retrouve jusqu'à l'estuaire de la Vilaine. Ces formations ont subi un métamorphisme dans le faciès schiste vert. Cette faille normale fait aussi le contact entre des leucogranites tardifs (représentés par le granite de Sarzeau) et des terrains volcano-sédimentaires

qui sont les pendants de ceux de Belle-île. Au nord du Golfe (les migmatites et gneiss sont recoupés par une bande étroite d'orthogneiss) se forme une bande sub-verticale de mylonites et ultramylonites orientée nord-ouest/sud-est. Cette structure est une faille verticale à déplacement dextre qui représente la branche sud du Cisaillement Sud Armoricaïn. Elle est séparée des migmatites et gneiss par un granite d'anatexie très hétérogène avec ponctuellement des concentrations de biotite et/ou de silicate d'alumine. Plus au nord, au delà la bande des leucogranites précoces d'âge carbonifère, le massif de Lanveaux s'étend parallèlement aux mylonites et ultramylonites. C'est un granito gneiss qui fait partie d'un ensemble qui regroupe divers types de roches magmatiques pré-hercyniennes. Ce massif est à l'origine un granite alcalin à grain grossier, localement porphyroïde, d'âge Ordovicien (450 millions d'années) à Silurien (400 millions d'années) qui a été plus ou moins fortement déformé au cours de l'orogénèse hercynienne. Cet axe granitique est bordé de part et d'autre par deux dépressions creusées dans les sédiments paléozoïques qui l'encadrent. Les gneiss et les migmatites sont traversés au niveau de Roguédas par une formation orthogneissique similaire à la précédente.



Lithologie

Roches sédimentaires

- 1 - Paléozoïque
- 2 - Schistes et Arkoses de Bains / Oust
- 3 - Briovérien

Roches métamorphiques

- 4 - Schistes et micaschistes
- 5 - Volcano-sédimentaire de Belle-île-en-Mer
- 5' - Volcano-sédimentaire de Belle-île-en-Mer
- 6 - Micaschistes de la presqu'île de Rhuys, de l'estuaire de la Vilaine et du Pouldu
- 6' - Micaschistes de la presqu'île de Rhuys, de l'estuaire de la Vilaine et du Pouldu submergés
- 7 - Gneiss et migmatites
- 7' - Gneiss et migmatites submergés
- 8 - Schistes bleus de l'île de Groix
- 8' - Schistes bleus de l'île de Groix submergés
- 9 - Mylonites et ultra-mylonites du cisaillement Sud-Armoricain

Roches magmatiques

- 10 - Orthogneiss
- 10' - Orthogneiss submergés
- 11 - Granites d'anatexie
- 12 - Granites de Guidel et Carnac
- 12' - Granites de Guidel et Carnac submergés
- 13 - Leucogranites précoces
- 14 - Granite de Rostrenen
- 15 - Leucogranites tardifs
- 15' - Leucogranites tardifs submergés



Figure 16 : Carte géologie du Morbihan d'après Audren et al., 2004.

1.6.4 Les formations armoricaines contenant de la sillimanite

Nous nous attachons dans ce paragraphe à présenter un aperçu général des formations contenant de la sillimanite.

Lacroix, dans son ouvrage « *Minéralogie de la France* » réédité en 1962, a recensé les gisements connus à la fin du 19^{ème} siècle. « *En Ille-et-Vilaine, on trouve de la sillimanite dans les gneiss granulitiques de Saint Enogat. Dans le Finistère, elle est observée dans les micaschistes granulitisés de la bande de Saint Pol de Léon à Plougoulin. A Plouzévédé, la sillimanite se rencontre sous forme de fibrolite. (M. Barrois) Dans le Morbihan, c'est aussi sous forme de fibrolite qu'on la trouve dans les micaschistes granulitisés, et les granulites qui les percent dans les falaises. M. de Limur l'a signalée notamment avec graphite et grenat dans la baie de Penboc'h (golfe du Morbihan), à la pointe de Kerino, près de Vannes ; aux environs de Kentré, près d'Auray, etc. et dans les schistes micacés granulitisés du précambrien de Plouay à Lanvaudan. Dans la Loire-Inférieure, la sillimanite a été signalée par M. Baret dans les gneiss granulitisés de Couëron, dans ceux des environs de Saint-Nazaire, et particulièrement à Ville-ès-Martin. Dans ce dernier gisement, la sillimanite forme de petites masses fibreuses marbrées de brun, grâce à des lamelles de biotite, intercalées entre les aiguilles de sillimanite. »*

Après cet aperçu historique, il est intéressant d'étudier les alluvions contenant de la sillimanite. Celle-ci est surtout présente à l'état de trace mais sa répartition donne une bonne vision des zones à sillimanite (cf. figure 17). Les principaux districts sont situés en Loire Atlantique, Vendée, Morbihan, et Finistère. En particulier, la sillimanite s'observe à l'extrémité occidentale des Monts d'Arrée, au niveau du versant nord du granite d'Huelgoat. Elle est présente dans la région gneissique et granulitique de Douarnenez et d'Elliant (Finistère) jusqu'au Faouet (Morbihan). La région d'Auray (Morbihan) et les zones migmatiques de Plancoët (Côtes d'Armor) et de Cancale (Ille et Vilaine) sont des zones de formations métamorphiques contenant de la sillimanite. On en trouve également dans diverses zones gneissiques (Guigues et Devisme, 1969).

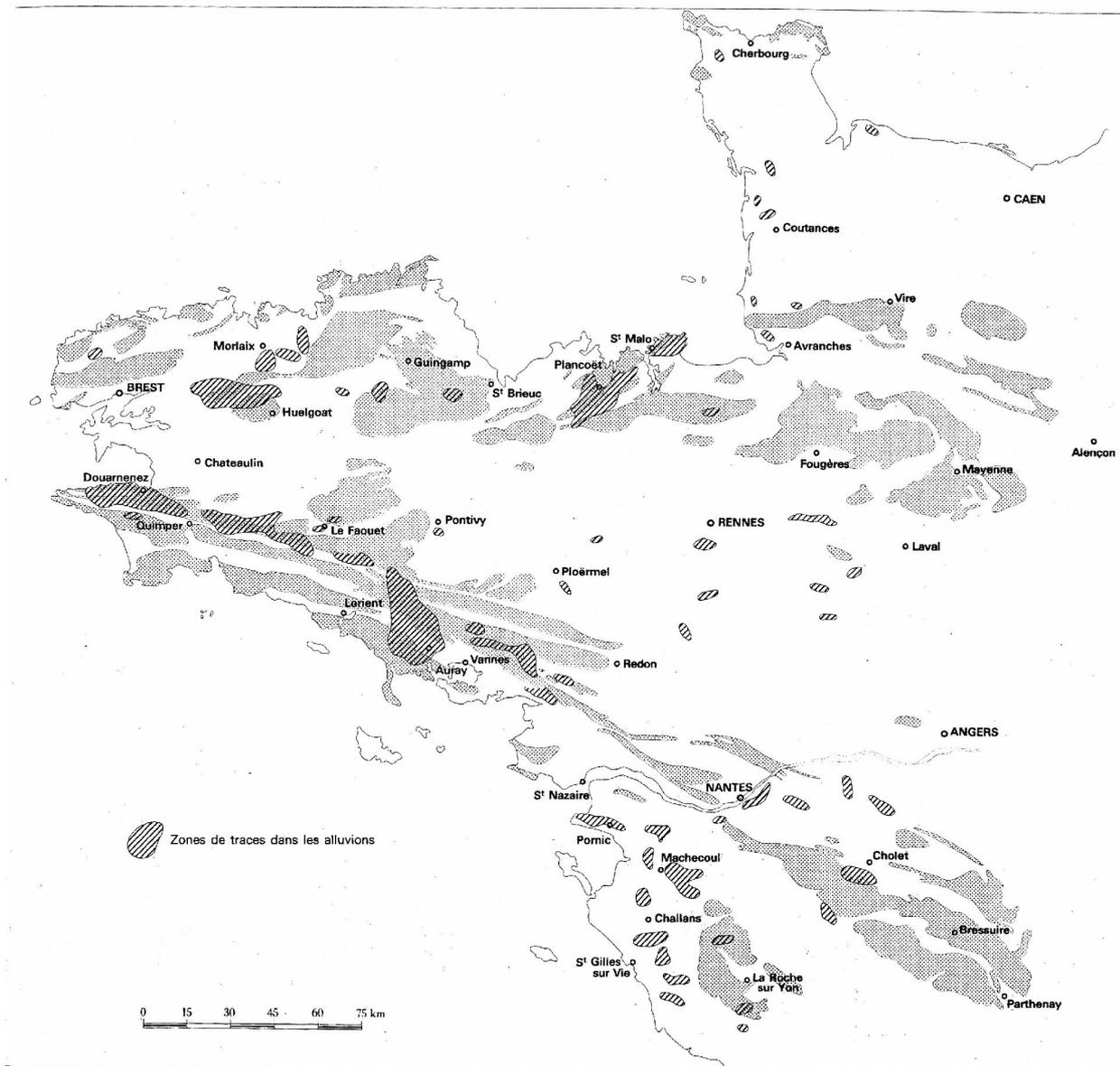


Figure 17 : Répartition des zones de trace de la sillimanite dans les alluvions, d'après Guigues et Devisme, 1969.

A travers cette répartition de trace de sillimanite dans les alluvions, on retrouve les grands domaines métamorphiques du Massif armoricain.

Dans le domaine central, zone peu métamorphisée, les quelques localités à sillimanite sont liés aux pointements plutoniques et donc à du métamorphisme de contact.

2 Les haches polies néolithiques en fibrolite : objets usuels, objets de prestige

2.1 Le Néolithique dans le Massif armoricain

2.1.1 Généralités et chronologie

Les derniers groupes mésolithiques sont encore très actifs lorsque les premières communautés néolithiques s'installent le long de la façade atlantique. Venue du Proche Orient, la civilisation néolithique apparaît dans la péninsule armoricaine au début du VI^{ème} millénaire avant J.C. Les populations humaines, vivant auparavant de chasses et de cueillettes, changent petit à petit de mode de vie et de mode de subsistance. Regroupées en villages, elles produisent désormais leur nourriture grâce à la maîtrise de l'élevage et à la culture des céréales. C'est la civilisation des premiers paysans. La civilisation néolithique se caractérise donc surtout par une mutation économique radicale. Elle voit aussi apparaître de nouvelles structures sociales. Des rites nouveaux apparaissent. Les hommes élaborent des croyances et des cultes associés au monde agricole naissant, ils érigent de grandes pierres et des sépultures imposantes : les mégalithes.

La civilisation néolithique est divisée en plusieurs périodes qui correspondent à des dates différentes selon les régions (Louboutin, 1990). Les civilisations agro-pastorales naissent au Néolithique ancien. Dans l'Ouest de la France cette période s'échelonne du début du VI^{ème} millénaire à 4700 av J.C. Le Néolithique moyen est une phase de plein épanouissement. En Armorique, cette période se divise en deux parties caractérisées par la production céramique. Le Néolithique moyen I qui s'étale de 4700 à 4300 av J.C., se traduit surtout par la présence des monuments mégalithiques. Le Néolithique moyen II (de 4300 à 3400 av J.C) produit surtout les vestiges lithiques. Le Néolithique récent ou final est une période d'expansion et de grande diversification des cultures (de 3400 à 2500 av JC) (Louboutin, 1990). En Armorique apparaît la civilisation campaniforme produisant des objets en cuivre et en or (Herbaut, 2001).

2.1.2 Les avancées techniques

Étymologiquement, le Néolithique se définit comme l'âge de la pierre nouvelle, du grec *neos* : nouveau et *lithos* : pierre. L'objet emblématique de cette période est en effet la hache polie ; outil du défrichage des forêts et de l'abattage des arbres. Mais l'âge de la pierre polie reste encore largement celui de la pierre taillée. Le silex rapidement taillé alimente le fond d'outils communs (la faucille par exemple). En même temps, apparaissent la première maîtrise technique du feu par la fabrication de récipients en terre cuite, le tissage puis la métallurgie.

De façon globale, deux notions caractérisent les outils néolithiques (Louboutin, 1990) :

- Pour la première fois, certains d'entre eux se spécialisent. Leurs formes et leurs fonctions évoquent tout de suite quelque chose pour nous et leurs noms même sont expressifs : haches, herminettes, pointes de flèche ; de même, bols, tasses et jarres ont une parenté morphologique et fonctionnelle avec leurs équivalents actuels.
- Plus importante encore est l'invention d'outils composites. Désormais, la très grande majorité des outils est constituée d'une partie active, en os ou en silex par exemple, et d'un manche. Ainsi peut-on agencer des outils plus complexes et surtout économiser la matière première et la force de travail. La partie active, prolongée et enveloppée par le manche peut être plus petite et plus partiellement façonnée, et de petits éclats informes deviennent tout à fait utilisables.

2.1.1 Le développement d'une grande architecture

Les grandes constructions mégalithiques sont des architectures funéraires. Au début du

Néolithique, les tombeaux sont de simples fosses comportant des offrandes banales, des parures ou des outils utilisés du vivant des défunts. Puis à partir du Néolithique Moyen (4700 av J.C.), le tombeau devient monumental et collectif (Boujot, 1993) Certaines sépultures contiennent des personnes ensevelies au même moment, d'autres des personnes inhumées successivement pendant plusieurs siècles. C'est durant les deux millénaires qui suivent le début du Néolithique Moyen que s'épanouit et se diversifie le mégalithisme. Les tumulus sont progressivement remplacés par les dolmens à couloir qui deviennent des édifices de plus en plus grande ampleur comme à Barnenez dans le Finistère (Herbault, 2001).

Les premières manifestations de l'art mégalithique apparaissent en Armorique dans les toutes premières constructions. Des stèles en forme de silhouettes se rencontrent dans les tombes (dolmen de Kercado à Carnac). Les parois de ces édifices sont souvent richement gravées. Les archéologues décrivent plusieurs types de représentations. On distingue des figurations variées d'idoles (par exemple dans le dolmen de l'île longue à Larmor Baden dans le Morbihan), des signes énigmatiques en forme de « U » et des symboles de hache (nous reviendrons sur ce point dans la partie sur les haches polies du Massif armoricain). La position des symboles dans les tombes est régie par des lois précises. Ces figurations ne sont pas les mêmes à l'entrée et au fond des couloirs. On observe également des associations particulières. L'art mégalithique au Néolithique final se traduit par des stèles anthropomorphes d'idoles féminines avec des représentations de seins et de colliers (Giot et al., 1998).

C'est dans ces tombes qu'ont été trouvées la plupart des objets de parure et de prestige tels que des haches, pendeloques, perles, anneaux et céramiques votives. Les objets polis en fibrolite y ont une place importante. (cf. dernière partie de ce chapitre).

2.2 Les objets de parure

L'objet de parure apparaît très tôt dans les civilisations préhistoriques avec l'utilisation en pendeloque, ou non, d'objets naturels comme des coquillages, des os, des dents, des cristaux de roches (Taborin, 2004). Ce sont des objets précieux qui n'ont visiblement pas de relation avec les activités de subsistance. Puis l'Homme se met à prospecter, sélectionner et échanger des matières lithiques qu'il considère comme précieuses. L'Homme se met ainsi à transformer plus systématiquement les matériaux rares dans un but qui paraît clairement symbolique et esthétique. Le polissage en est un exemple. Enfin, les objets de parures sont de plus en plus souvent associés à des sépultures. La parure est surtout un objet pour paraître, pour affirmer sa position sociale, politique ou religieuse.

Au Néolithique, émerge un corpus plus varié de matériaux potentiellement précieux. Cela dépend d'autant plus de l'environnement géologique. En effet au niveau du Massif armoricain, les habitants de cette époque ont réussi à exploiter des roches avec un sens très aigu de la géologie et de la minéralogie (Giot et al., 1998). Mais ils ont néanmoins acquis des matériaux provenant de régions extérieures et lointaines au Massif armoricain montrant des goûts pour des bijoux de couleur bleue ou verte.

Au début du IV^{ème} millénaire, peu de matériel est associé aux tombes. Quelques éléments de colliers sont trouvés. Ce sont surtout des bracelets ou anneaux-diques en pierre qui marquent le Néolithique ancien en Bretagne (Pailler, 2004). Ils sont à pourtour large et mince et fréquemment façonnés en « roches nobles » telles que la serpentinite mais aussi schistes durs et fins (Giot et al. 1998 ; Pailler, 2004).

Au Néolithique Moyen I, les bracelets en schiste ou en roches dures sont toujours produits. Apparaît la production de perles en variscite longtemps désignée sous le nom de « callaïs ». Les perles et les pendeloques en variscite trouvées en nombre, ont été les bijoux des riches personnages inhumés, par exemple, dans les caveaux de Tumiac, Mané er Hroeck et Saint Michel

de la région de Carnac (ou tombeaux carnacéens) (Herbault, 2001). Des études géochimiques récentes ont permis de déterminer une origine ibérique à ces perles (Herbault et Querré, 2004). Cette période voit également apparaître la production de grandes lames polies, ou haches d'apparat et de prestige en jadéite, ainsi que des lames en fibrolite. Ce sont des haches en pierres rares, trop fines et trop bien polies pour être fonctionnelles. Nous abordons ces points plus précisément dans les parties suivantes.

Durant le Néolithique moyen II et le Néolithique récent, les bracelets et les haches d'apparat ne sont plus en faveur. Cependant l'emploi de la variscite se poursuit accompagné d'autres matériaux d'origine locale ou importés (séricite, quartz hyalin, cristal de roche, fibrolite, jayet, serpentine). Ces diverses roches servent de support aux perles et pendeloques des tombes à couloir. Les derniers monuments du Néolithique récent recèlent des éléments de parure en stéatite, quartz, fibrolite, schiste et séricite. Lorsque arrive la Campaniforme on assiste à l'apparition, à côté des premiers objets en cuivre et en or, de pièces en schiste de type nouveau (brassard d'archer, lames « aiguisoirs » fusiforme) et des boutons en os. La variscite est encore employée.

2.3 La hache polie dans le Massif armoricain

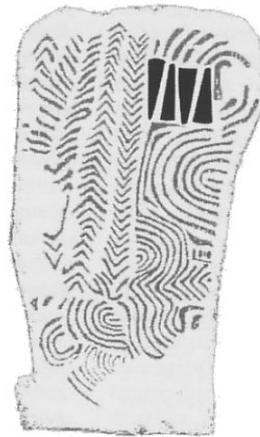
La hache et l'herminette sont à la fois des outils nouveaux du Néolithique et les seuls qui soient polis. La hache comme l'herminette sont des outils composés d'un manche et d'une lame polie au tranchant affûté (Pailler, 2004). Le manche de la hache est droit, celui de l'herminette coudé. Le tranchant de la lame de hache est parallèle à l'axe du manche alors que celui de l'herminette est disposé perpendiculairement. Les manières dont les deux parties sont reliées peuvent être variées : mortaise aveugle ou totale, système de ligature, gaine en bois de cerf. Ces outils d'abattage sont employés en percussion lancée. Mais il est difficile de se prononcer sur leur utilisation. La forme générale de la lame ainsi que son polissage semble être liés aux contraintes mécaniques. En effet avec cette forme et cet état de surface, la propagation des ondes de chocs lors de l'utilisation est mieux contrôlée que dans le cas d'une surface anguleuse qui initierait plus facilement des départs de fractures.

La hache n'est pas seulement un objet usuel, c'est également un objet de prestige ou d'apparat qui se traduit par de grandes et/ou fines lames. La plupart seraient trop fragiles pour une utilisation normale. Mais ce qui fait également la valeur de ces lames est leur surface extrêmement polie à un niveau de poli-miroir. Pour marquer cet état, les archéologues emploient le terme de lames « surpolies » (Cassen et Pétrequin, 1999). On trouve également dans les tombes des haches qui ont servi durant la vie du défunt, se transformant ainsi en objets votifs.

L'importance des haches polies pour cette période néolithique se traduit aussi par leur représentation gravée sur les stèles des tombes (Gavrinis par exemple). Le symbole de la hache est figuré essentiellement sous deux aspects : soit des motifs triangulaires très simples, soit les mêmes triangles pourvus d'emmanchements plus ou moins complexes (cf. figure 18). Ce symbole peut apparaître isolément ou en groupe. Certaines figurations portent même une cupule au niveau du talon, ce qui est comparable aux perforations de quelques très belles haches d'apparat. Les haches emmanchées sont représentées de diverses façon (cf. figure 19). Parfois de simples croix gravées (Barnenez), parfois des figures en bas relief assez complexes (Mané Rutal à Locmariaquer, Kercado à Carnac, Dissignac à Saint Nazaire), haches charrues à large manche, soc, crochet d'attelage et lanière de préhension.



Pilier n°8



Pilier n° 10



Pilier n°15



Pilier n°20



Pilier n°24



Pilier n°21

Fig. 272 - Tombe à couloir de Gavrinis (Larmor-Baden, Morbihan)
D'après le Dictionnaire archéologique de la Gaule, in Le Roux, 1995
Représentation de lames de haches sur quelques orthostats

1 mètre

Figure 18 : Représentation de lames de haches sur quelques piliers de la tombe à couloir de Gavrinis (Larmor-Baden, Morbihan) d'après Pailler, 2004.

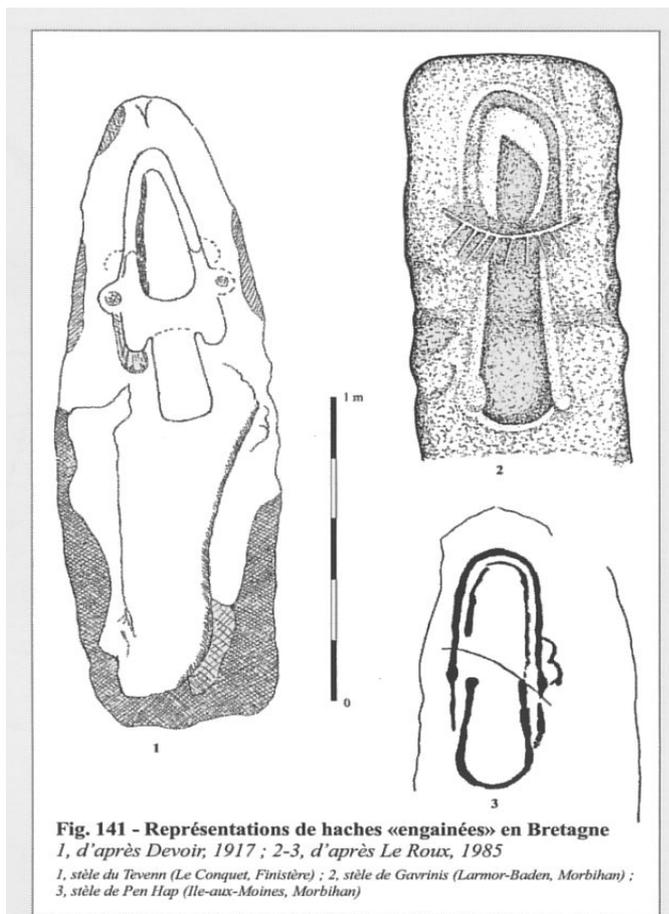


Figure 19 : Représentation de hache emmanchée, d'après Pailler, 2004.

Le Massif armoricain recèle une variété pétrographique et typologique riche de haches polies. On distingue des haches à bouton, des haches fusiformes, des haches marteaux, des haches bipennes, etc... (Le Roux, 1975). Cogné et Giot en 1952) ont mis en œuvre un travail sur la pétrographie des haches polies bretonnes. Le corpus étudié s'est élevé à environ 3000 haches. Il en ressort de grands « pôles de fréquence » (cf. figure 20) : le Bas Léon, le Pays Bigouden, la région d'Auray, la presqu'île de Rhuy, la Basse Loire et la région Malouine. 5% des haches polies armoricaines sont en silex importés, quelques-unes sont de très beaux objets à polissage très soigné. 5% des haches sont en « roche verte » de la série des jadéitites, des chloromélanites et des éclogites. Ces haches en jadéitite constituent les haches de prestige. La jadéitite provient des Alpes, mais la morphologie de ces haches d'apparat reste armoricaine. 70% des haches sont en dolérite et amphibolite. Le gisement de Plussulien (Côtes d'Armor) a fourni de nombreuses haches en dolérite (Le Roux, 1999). La production est estimée à environ 6 millions d'objets extraits sur 1200 ans. La majorité des pièces produites à Plussulien paraissent avoir été essentiellement utilitaires. La plupart des haches ont donc des formes usuelles mais une partie constitue presque exclusivement une série de hache d'apparat dites « à boutons ». La dolérite a aussi été utilisée pour de belles haches naviformes.

La répartition des haches en fibrolite est abordée dans le point suivant.

2.4 La hache polie en fibrolite

Le témoignage le plus ancien de l'utilisation de ce matériau se situe dans un site d'habitat au Haut Mée en Ille et Vilaine daté vers 4900-4800 avant notre ère. Ce sont deux haches en fibrolite enduites d'ocre qui ont été trouvées dans une structure en creux, interprétée comme une probable sépulture sous dalles (Herbault, 2001). Cette découverte a permis d'affirmer que la fibrolite est le premier matériau poli du néolithique utilisé en Armorique.

2.4.1 Répartition des haches en fibrolite

Près de 20% des objets polis sont en fibrolite. Toutefois, le nombre de pièces disponibles étant faible pour certaines régions, Le Roux a actualisé en 1999 ce décompte en excluant les nombreuses haches concentrées dans seulement quelques tombes carnacéennes. Le pourcentage tombe ainsi à 8%.

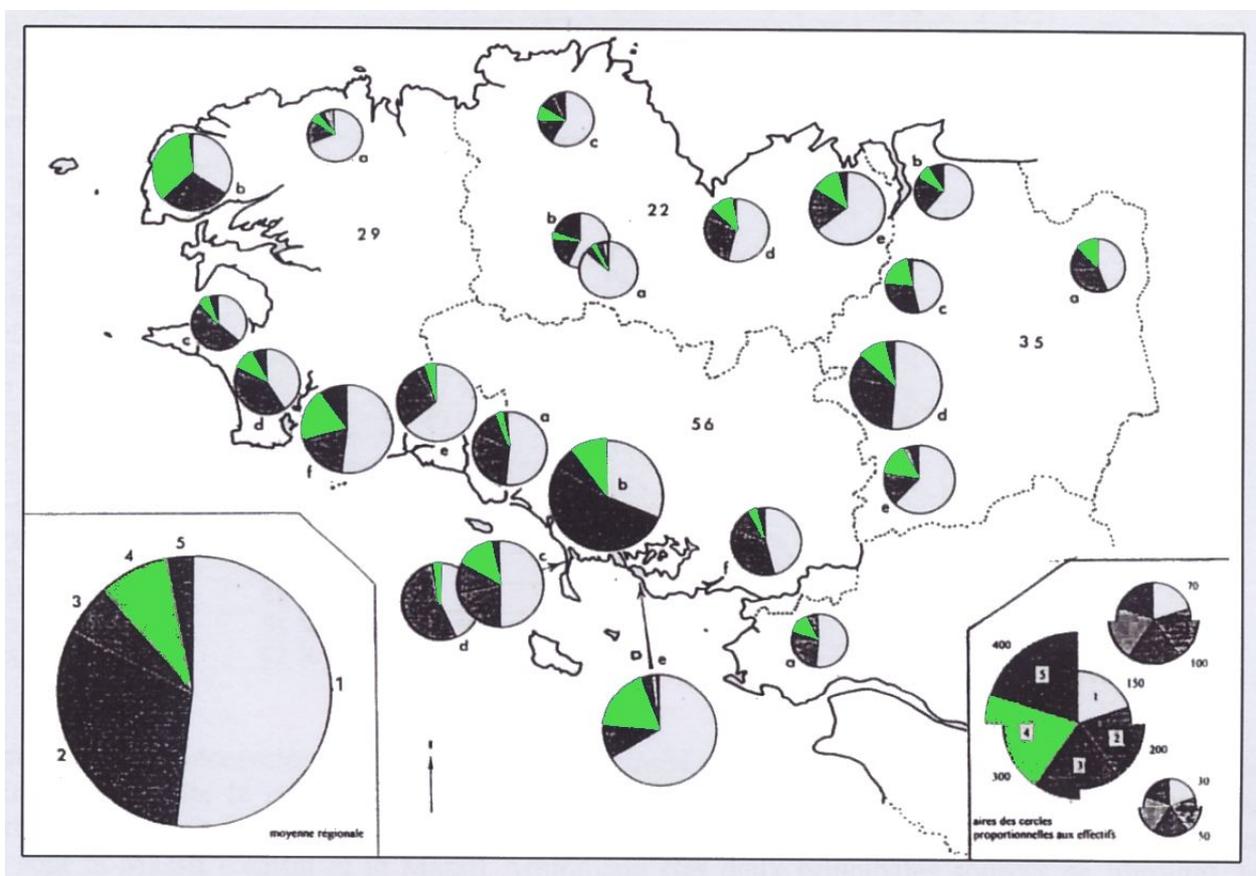


Figure 20 : Répartition des grandes familles pétrographiques de haches polies, d'après Le Roux (1999), 1. métadolérite de type A ; 2. Autres « Roches Vertes Commune » ; 3. Pyroxénites (sodiques) : Jadéitites et Chloromélanites ; 4. Fibrolite (en vert sur la carte) ; 5. Divers (Silex, Amphibolite, grès,...).

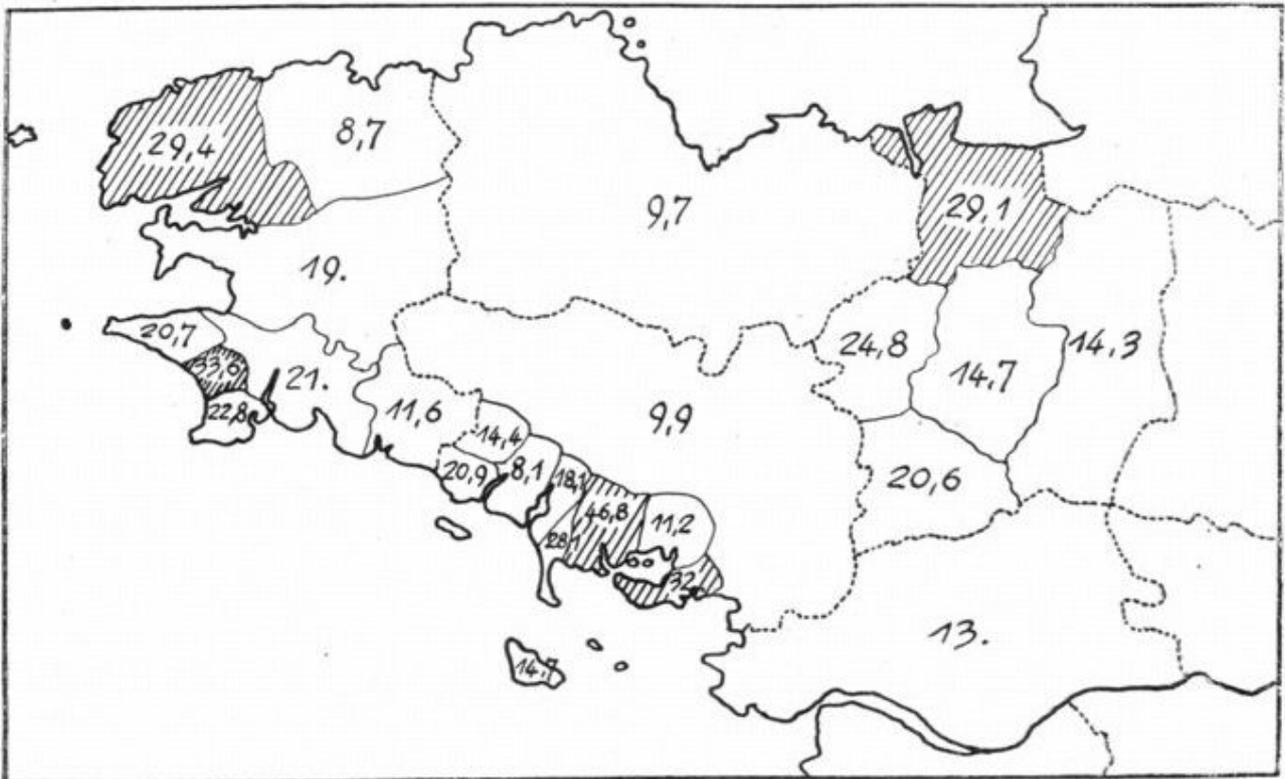


Figure 21 : Autre représentation de la fréquence des haches en % du nombre total de hache.

Les premières études considèrent la fibrolite, bien que de grande qualité, comme un matériau à usage local, confiné aux abords des gisements (Cogné et Giot, 1952).

Giot et al. en 1998 mentionnent cependant deux haches en fibrolite dans le sud-ouest de L'Angleterre qui proviendraient du Finistère. Pailler en 2004 module le constat de Giot en décrivant des haches en fibrolite trouvées du val de Loire jusqu'en Normandie. Un article récent de Pitts (2009) décrit 22 haches trouvées en Angleterre provenant probablement d'Armorique.

Dans la période la plus récente du Néolithique, deux lames polies perforées en fibrolite ont été trouvées dans le Finistère. Ce sont des haches marteaux. Les haches perforées sont considérées comme des biens de prestige dont la fabrication à l'échelle du Nord de la France semble centrée autour du III^{ème} millénaire.

2.4.2 Typologie du matériel en fibrolite

Pailler (2004) identifie les objets polis en fibrolite sous les appellations de hachette, hachette pendeloque, ciseau, hache plate ou ciseau carnacéen et grande hache polie à talon pointu.

2.4.2.1 La hachette

Le terme hachette concerne les lames polies dont la longueur ne dépasse pas 5cm. Pour certaines pièces minuscules, autour de 2 cm, le néologisme micro-hachette est employé.

D'après Pailler, les hachettes sont les objets en fibrolite les plus emblématiques, d'autant que les lames en métadolérite, matériaux concurrent, ne sont pas si fréquemment façonnées en cette forme.

Un bon nombre des hachettes découvertes en Armorique sont en jadéite des Alpes. La fibrolite dispose donc d'un quasi-monopole pour cette production à l'échelle du Massif armoricain (Cogné et Giot, 1952). Il ne fait aucun doute que la majeure partie de ces pièces étaient des lames d'outils

(Pailler, 2004). De nombreuses pièces sont cassées longitudinalement et les tranchants souvent ébréchés, plus rarement émoussés. Toutefois, quelques hachettes ont subi un polissage à facettes trop soigné pour qu'on puisse les considérer comme de simples outils. Quelques associations avec des anneaux en pierre sur des sites de surface laissent penser que leur fabrication pourrait débiter au Néolithique ancien (Pailler, 2004).

2.4.2.2 La hachette pendeloque

La hachette pendeloque se caractérise par un trou d'attache obtenu par perforation biconique au niveau du talon. C'est dans les tombes du Néolithique récent qu'on assiste à l'arrivée de hachettes pendeloques. Il existe des pendeloques ovoïdes de petite taille en fibrolite comme dans l'allée couverte de Kerlescan (Carnac) (Herbault, 2001).

2.4.2.3 Les ciseaux

Les ciseaux sont des outils allongés, au tranchant étroit dont la largeur est inférieure au tiers de la longueur, les bords de ces outils sont parallèles ou faiblement divergents (Pailler, 2004). Certaines pièces sont allongées, d'autres plus massives, les longueurs sont très variables, de 5 à 15cm environ.

Le talon de certains ciseaux présente des traces d'utilisation ou est aménagé de façon à former un méplat, stigmat de percussion.

2.4.2.4 Haches plates et ciseaux carnacéens

Les ciseaux carnacéens sont bien plus nombreux que les grandes haches polies en roches alpines (jadéite) auxquelles elles sont associées.

Ces objets proviennent en grande partie de caveaux scellés de tumulus de la région de Carnac (Herbault, 2001). Plus de 150 pièces y ont été trouvées. Ce qui en fait une référence majeure pour l'Armorique.

16 haches sont disposées dans le caveau central du Tumulus de Tumiack (Arzon). L'ensemble des haches en fibrolite est homogène. Il se distingue de celui qui réunit les grandes lames en « roches vertes » dont des jadéites.

Le tumulus de Saint Michel (Carnac) contient 24 objets dans la chambre. Les lames sont fichées en terre comme celles en « roches vertes ».

Le monument de Mané er Hroëck (Locmariaquer) accueille 72 lames (76% de l'ensemble des haches) dans les compartiments situés sous le caveau funéraire. Une grande hache en jadéite se situait au dessus du dallage, le talon appuyé sur un anneau disque en serpentinite (en association avec deux pendeloques en variscite) On y trouve également des haches en chloromélanite et en éclogite. Leurs dimensions sont diverses (jusqu'à 46 cm) à la différence des lames en fibrolite.

2 lames plates gisaient dans le tumulus de Mané Hui (Carnac). Le tertre de Lannec er Gadouer (Erdeven) a fourni 4 lames en fibrolite dans un ensemble formé de pendeloques de diverses natures. Ces 4 haches en fibrolite font partie du corpus de notre étude.

Tous ces objets sont assez petits, très plats, de formes trapézoïdales, rectangulaires ou plus rarement ovales. Les sections sont de type ovale aplaties ou lenticulaires. Les profils sont effilés et plats (Herbault, 2001). Aucune des pièces ne dépassent 15cm. Aucune trace de sciage n'est observée sur les objets. Le polissage est très fin, « à glace ». On note la présence de fossettes, non régularisées.

Ces objets ne présentent pas de trace de piquetage sommital ou de perforation. Ces objets sont de

toute évidence des pièces à vocation symbolique dans le cadre du rituel funéraire plutôt que des outils fonctionnels de la vie quotidienne (Herbault, 2001). Les objets semblent trop fragiles pour avoir servi auparavant.

Ce type carnacéen plat se trouve donc principalement parmi le matériel des monuments de type terre et tumulus, on ne le trouve pratiquement plus ensuite dans les tombes à couloir.

2.4.2.5 Grandes haches polies à talon pointu

Ces objets sont de grandes dimensions. Le plus grand exemplaire connu mesure 26 cm, le plus petit environ 10 cm. Les grandes lames en fibrolite à talon pointu n'ont jamais de tranchant évasé ou de talon perforé. Elles ont la forme des haches d'abattage, mais le temps de façonnage important nécessaire à l'obtention de cette forme et du poli en font des objets « socialement valorisés » (Pétrequin et al., 2002).

2.4.3 Le façonnage des haches en fibrolite

Les masses composées de fibrolite sont extrêmement tenaces. Leur éclatement par percussion est très difficile. Une expérience personnelle, lors de la préparation des échantillons de ce mémoire, m'a convaincu de la ténacité de ce matériau. En effet, le sciage d'un bloc entier n'étant pas possible, j'ai voulu finir le travail en percutant au burin et au marteau au niveau de la fente de sciage. Ce fut impossible de briser le bloc en deux. La tête du burin s'est même cassée.

Les Hommes du Néolithique sciaient les blocs de fibrolite (Giot et Cogné, 1952 ; Pailler, 2005).

Par l'observation d'ébauches (cf. figure 22), Pailler (2004) a appréhendé les techniques employées par les hommes, depuis la collecte des plaquettes ou des nodules jusqu'à la finition des objets. En effet, le sciage permettait de mieux contrôler le débitage. Plus complexe du point de vue de la chaîne opératoire sont les ciseaux obtenus après sciage par bipartition d'une lame de hache achevée. Les figurations sur les stèles de Gavrinis de haches regroupées par deux ou trois, seraient d'après Pailler la représentation symbolique du sciage de la fibrolite. Cela donne encore une fois une importance à ces haches en fibrolite.

Divers éléments permettent de qualifier un site d'atelier : la présence en quantité importante d'ébauches et de pièces abandonnées à différents stades de la chaîne opératoire, ainsi que l'outillage associé, tels que les perceurs, les bouchardes, et dans une moindre mesure les polissoirs. Les trois ateliers de fabrication (îlot d'Er-Lannic, Arzon; Presqu'île de Kermorvan, Le Conquet; le site de Lannoulouarn Plouguin) présentent la particularité d'être établis à proximité d'ensembles mégalithiques importants.

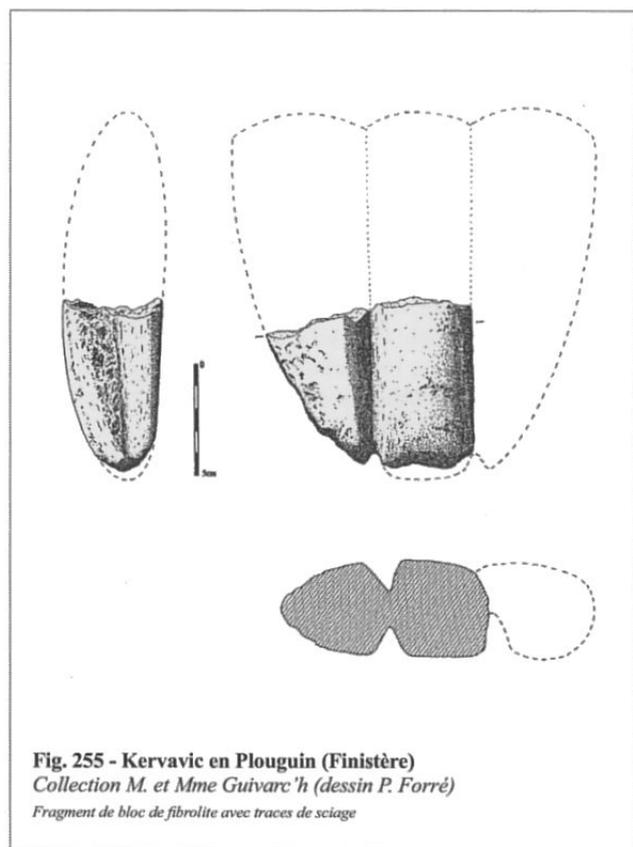


Figure 22 : Dessin (Pailler, 2004) et photographie d'un bloc de fibrolite avec des traces de sciage provenant de Kervavic en Plouguin (cliché Jean-Jacques Lelez).

2.4.4 Les gisements archéogemmologiques

Distinguons à présent les notions de gisement archéologique et de gisement archéogemmologique. Le présence de haches polies, donc d'objets façonnés dans un site va définir un gisement archéologique. La matière constitutive de ces objets n'est plus obligatoirement due au contexte géologique dont elle a été extraite. Nous définissons un gisement archéogemmologique comme un gisement ayant fourni de la matière première de qualité, s'exprimant en terme de ténacité et de dimension suffisante. Mais cela n'est pas suffisant. Il faut également que le gisement conserve des traces d'exploitation pour pouvoir être qualifié d'archéogemmologique.

En général, les ateliers de façonnage sont proches des gisements. Divers éléments permettent de qualifier un site d'atelier : la présence en quantité importante d'ébauches et de pièces abandonnées à différents stades de la chaîne opératoire, ainsi que l'outillage associé, tels que les percuteurs, les bouchardes, et dans une moindre mesure les polissoirs (Pailler, 2004). La difficulté pour les haches en fibrolite c'est que son processus particulier de façonnage laisse très peu de matière sur place, à la différence d'un façonnage classique par percussion de haches en métadolérite, par exemple, qui va laisser des quantités très importantes d'éclats (pour la métadolérite, le rendement en volume tourne autour de 5%, Le Roux, 1999). un autre point important est que l'on trouve une concentration relativement importante de haches en fibrolite aux abords des gisements. La concentration de hache sur une zone donnée peut donc être un indice de la présence proche d'un gisement archéogemmologique.

3 Matériaux et méthodes

3.1 Démarche dans l'acquisition et la préparation des échantillons naturels et dans le choix des objets polis

L'objet central de notre étude reste la hache en fibrolite. Mais face à la méconnaissance tant de la nature pétrographique précise des objets, que des gisements archéogemmologiques d'origine de ces mêmes objets, c'est à dire des gisements fournissant de la matière première de qualité, il est nécessaire dans un premier temps d'étudier des gisements de fibrolite.

Tout comme il semble vain de recenser toutes les formations géologiques contenant de la sillimanite, il semble peu pertinent d'étudier des échantillons provenant d'une formation où le minéral se présente de manière diffuse dans la roche (cf. partie sur la sillimanite), même s'il se présente ainsi dans la majorité des cas. En effet, lorsque la sillimanite se présente de manière diffuse dans la roche, son éventuelle concentration localement est incertaine.

Nous étudierons donc des gisements déjà identifiés comme source de matière première pour la fabrication de haches polies en fibrolite. Les échantillons étudiés proviennent de trois ensembles de gisements (Plouguin, Le Conquet et Arzon). Ils sont analysés afin de caractériser la fibrolite, cerner et mettre en valeur d'éventuels faciès et des contextes géologiques spécifiques de formation. Ces analyses pourront nous permettre, entre autre d'apporter des éléments de réponse à la problématique de la provenance des objets et d'élaborer des éléments de prospection pour redécouvrir d'autres gisements archéogemmologiques.

Le gisement de Plouguin dans le Léon est connu des géologues et des archéologues depuis de nombreuses années (Cogne et Giot, 1952 ; Le Roux, 1999 ; Pailler, 2004). Le site du Conquet, également dans le Léon a été redécouvert plus récemment (Pailler, 1999). De nombreuses haches en fibrolite se concentrent autour de ces gisements. Des ébauches, des blocs en cours de sciage ainsi que des polissoirs et des outillages nécessaires au façonnage des objets ont été trouvés et décrits par les archéologues. Tous ces éléments attestent de la dimension archéogemmologique de l'exploitation de ces gisements. Ces sites ont récemment été recensés avec plus de précision à la suite de prospections systématiques faites par les archéologues Yvan Pailler et Yohann Sparfel dans les années 2000. En février 2003, ils nous ont conduit sur ces gisements où j'ai pu récolter les échantillons de cette étude. C'est après les labours que les échantillons ont été ramassés. Les roches mères n'ont pas été observées dans ces zones, les affleurement à l'intérieur des terres étant très pauvres. A Arzon dans le Golfe du Morbihan, la zone susceptible de fournir un matériau pour l'élaboration de haches nous a été indiquée par Serge Cassen qui tenait ses informations de Claude Audren. En 2003, nous avons récolté un bloc au lieu dit Port Navalo en Arzon. Un échantillon, de provenance moins précise a été étudié, c'est un galet ramassé sur l'estran, aux alentours d'Arzon, par Charles-Tanguy-Leroux.

Ayant récolté tous ces échantillons bruts, nous avons sélectionné les plus gros pour en faire des lames minces. Les chutes de coupe (appelées « sucres », de dimension 3,5x2cm) ont été conservées et une face en a été polie. Nous créons ainsi une éprouvette représentative d'une hache polie. La petite dimension de l'éprouvette va permettre une utilisation plus aisée des appareils d'analyse. Cette collection de référence va nous permettre de réaliser des analyses destructives envisageables sur des objets archéologiques uniques. Par ailleurs, certaines des plus grosses chutes de coupe ont aussi été polies et photographiées (cf. Annexes).

Dans un second temps, des haches polies ont été sélectionnées. Tout d'abord, un lot de quinze haches des collections du Musée Dobrée de Nantes, dont le choix a été guidé par Yvan Pailler qui effectuait une thèse en archéologie sur ces objets. Ces haches proviennent de sites archéologiques identifiés et distants des gisements connus. Leur étude va permettre d'affirmer ou de nuancer les hypothèses selon lesquelles les haches en fibrolite n'ont guère quitté leur zone

d'exploitation. Notons que leurs formes ne sont pas caractéristiques de l'ensemble des haches en fibrolite trouvées dans le Massif armoricain.

Un second lot d'objets polis en fibrolite provient du site archéologique d'Erdeven. Huit objets nous ont été prêtés par Serge Cassen du Laboratoire de Préhistoire de Nantes. Le site archéologique est proche du gisement d'Arzon. Il est donc particulièrement intéressant d'étudier la provenance de ces objets, pour résoudre notamment la question suivante : les haches d'Erdeven sont-elles exclusivement issues d'une production locale ?

L'expérience acquise lors des analyses des bruts va être utilisée pour l'étude des haches. Les résultats des analyses des objets archéologiques et des échantillons bruts vont ainsi pouvoir être comparés. Les parties suivantes présentent les échantillons et leurs contextes de gisement, puis les méthodes d'analyse qui sont appliquées.

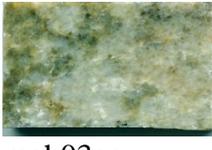
3.2 Les échantillons naturels

3.2.1 Présentation de l'ensemble des échantillons bruts

Les échantillons étudiés sont issus de différents gisements situés d'une part dans le Léon, au Nord Ouest de la Bretagne, sur les communes du Conquet-Ploumoguier et de Plouguin, et d'autre part dans la région de Vannes sur la commune d'Arzon.

Le tableau suivant (cf. figure 23) donne un aperçu des échantillons référencés. Ils sont classés selon leur lieu d'origine et sont décrits en détail dans les annexes. Les parties suivantes présentent les caractéristiques générales des échantillons, mais également les contextes géologiques et archéologiques de chaque gisement.

Plouguin - lieu-dit : Guelet ar C'hoat			
			
mgh21	mgh22	mgh23	mgh25
Plouguin - lieu-dit : Menez an Arz			
			
mgh16	mgh17	mgh18	mgh19
			
mgh20	mgh24		
Plouguin – lieu-dit : Lanrivanan			

 mgh04	 mgh05	 mgh06	 mgh07
 mgh08	 mgh09	 mgh10	 mgh11
 mgh12	 mgh13	 mgh14	 mgh15
Plouguin – lieu-dit : Lannoulouarn			
 mgh03ac	 mgh03bc	 mgh26	 mgh27

Le Conquet – lieu-dit : Kermorvan		Ploumoguer – lieu-dit : Brentec'h	
 mgh29	 mgh30	 mgh28	 mgh31
Ploumoguer – lieu-dit : Kerganou	Arzon – lieu-dit : Port Navalo		
 mgh33	 mgh02ac	 mgh02bc	 mgh32

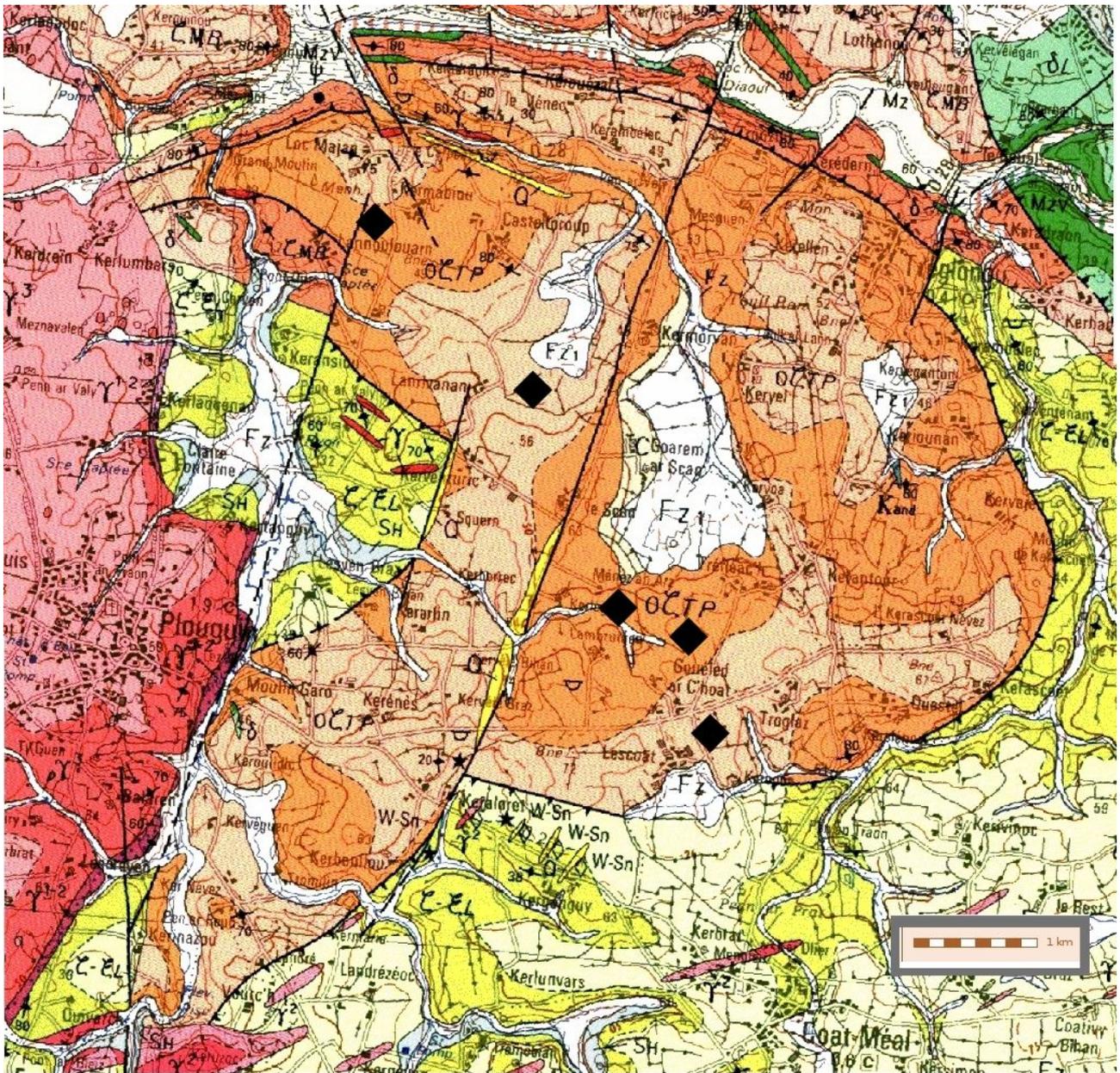
Figure 23 : Tableau référençant les photographies des échantillons étudiés.

3.2.2 Les échantillons de sillimanite du Léon

3.2.2.1 Plouguin

3.2.2.1.1 *Présentation du gisement et des échantillons*

Les blocs ou glandules (Spencer, 1994) de sillimanite se présentent sous forme de roches volantes dans les champs. Les échantillons se concentrent sur cinq localités (cf. figure 25) : Guelet ar C'hoat, Menez an Arz, Lanrivanan, Lannoulouarn et Lescoat. Les échantillons de ce dernier lieu-dit, du fait de leur taille de quelques centimètres, n'ont pas été étudiés. Dans l'ensemble nous avons récolté une quarantaine de blocs. Leur forme est généralement ellipsoïdale et leur surface émoussée (cf. figure 24), parfois bosselées. Certains échantillons ont des formes anguleuses, ce sont probablement des fragments de blocs ellipsoïdaux. La moyenne de leur plus grande dimension se situe autour de 10 cm. Les plus gros blocs atteignent les 30 cm. Sur ces sites, des glandules de plus de 60 cm ont déjà été trouvées (communication personnelle d'Yvann Pailler). Les 25 plus gros blocs ont été coupés pour l'étude. Les sections polies offrent une diversité d'aspects et de couleurs. Dans l'ensemble les couleurs ne sont pas homogènes. A la loupe, on distingue un camaïeu de la couleur de la matrice créant une texture d'aspect microgrenue. Un peu moins de la moitié des blocs est ponctuée de taches vertes. Nous avons des taches vert olive aux contours flous, qui se présentent individuellement ou en paquet. Les taches vert vif (ou vert émeraude) sont souvent associées à un réseau anastomosé parfois accompagné de fines veinules rougeâtres (cf. figure 24). Ces variations de taches vertes sont emblématiques du gisement. Les couleurs du reste du corpus vont du gris clair au jaune terre. Certains échantillons développent des colorations rouge-rosé. D'autres présentent des taches ou inclusions noires associées à une matrice brune à grisâtre, vert foncé ou gris-rouge. Une grande majorité des échantillons est traversée par des veinules de couleur jaune à rouille donnant un aspect marbré à la surface. On remarque souvent sur la surface des coupes des zones plus jaunes, probablement liées aux auréoles d'altérations visibles sur les sections de bloc entier (cf. figure 24).



- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Plage, estran sableux Vases et sables vaseux (Holocène) Dépôts de versants, ruissellement dominant (colluvions) (Holocène) Limons de débordement, chenaux et alluvions récentes (Holocène) Zones hydromorphes et tourbes Dépôts de versants, "head" Quartz Granite indifférencié altéré Amphibolites altérées <li style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> Ensemble du Lesvenen-Tréglonou : Orthogneiss de Tréglonou et de Plouvénéz-Lochrist (385 +/- 8 Ma) <li style="border: 1px solid black; padding: 2px;"> Ensemble du Lesvenen-Tréglonou : Orthogneiss de Tréglonou et de Plouvénéz-Lochrist (385 +/- 8 Ma) altéré | <ul style="list-style-type: none"> Ensemble du Lesvenen-Tréglonou : Amphibolites de Lannilis Ensemble du Lesvenen-Tréglonou : Amphibolites de Lannilis altérées Ensemble du Lesvenen-Tréglonou : Amphibolites de Lannilis temporairement immergées et non recouvertes de sédiments Ensemble du Lesvenen-Tréglonou : Gneiss migmatitiques de l'Aber Benoit Ensemble du Lesvenen-Tréglonou : Gneiss migmatitiques de l'Aber Benoit altéré Ensemble du Lesvenen-Tréglonou : Gneiss migmatitiques de l'Aber Benoit temporairement immergés et non recouverts de sédiments Ensemble du Lesvenen-Tréglonou : Gneiss de Lesvenen, faciès "mixtes", faciès orthogneissiques dominants Ensemble du Lesvenen-Tréglonou : Gneiss et Micaschistes de Lesvenen Ensemble du Lesvenen-Tréglonou : Gneiss et Micaschistes de Lesvenen altéré Gisement de fibrolite à caractère archéogéomologique |
|--|---|

Figure 25 : Carte géologique de la région de Plouguin, la localisation de gisements au sein de l'orthogneiss de Tréglonou est représentée par des losanges (d'après Thomas et al., 2000, modifié).

3.2.2.1.2 *Contexte géologique du gisement*

Les différentes zones du gisement de Plouguin se situent au sein de l'orthogneiss de Tréglonou appartenant au domaine du Léon (cf. partie sur la géologie du Léon). L'orthogneiss de Tréglonou est cogénétique avec l'orthogneiss de Plounevez-Lochrist. Ils forment deux massifs distincts au coeur des paragneiss de Lesneven. La phase tectono-métamorphique à l'origine de l'orthogneissification de ces granitoïdes est postérieure à 385M.A, âge radiométrique de leur mise en place (Cabanis et al., 1979). Des reliques éclogitiques associées à des pyroxénites et amphibolites situées dans les paragneiss sont observées aux abords des orthogneiss (Godard et Mabit, 1998). L'orthogneiss de Tréglonou se présente le plus souvent sous un faciès oeilé, à feldspaths potassiques formant les « yeux » et à plagioclases (An 10 à An 20%). La biotite est abondante. La sillimanite est souvent épigénisée par la muscovite. La muscovite est tardive et abondante. Cet orthogneiss est interprété comme dérivant d'un ancien granite alumineux porphyroïde calco-alcalin. Un deuxième faciès à grain plus fin, sans « yeux » possède une foliation fine et régulière, (Cabanis, 1976) et montre une composition minéralogique sensiblement identique avec une proportion différente des principaux constituants. La biotite est moins abondante, le plagioclase est plus albitique. On note la présence fréquente de grenat. Ce faciès est considéré comme issu d'anciens granitoïdes plus acides, intrusifs dans les précédents. On rencontre également dans l'orthogneiss des faciès de début d'anatexie. L'orthogneiss de Tréglonou et le paragneiss de Lesneven sont recoupés par de multiples petits pointements granitiques, dépendants du grand Massif de Saint Renan et responsables d'intenses processus de greisenisation et de tourmalinisation (Durant et Audren, 1977). Juste au sud du Massif de Tréglonou, dans le secteur de Kergonguy, au sein des gneiss de Lesneven, on recueille en éboulis des échantillons de quartz minéralisé en cassitérite, wolframite, scheelite, mispickel.

3.2.2.1.3 *Contexte archéologique*

La région de Plouguin était riche en sites archéologiques datant du Néolithique. De l'ensemble mégalithique de Lannoulaourn, il ne subsiste plus aujourd'hui qu'un grand menhir mesurant 6m de hauteur et prélevé dans le Massif granitique de l'Aber Ildut situé au moins à un kilomètre du lieu. Les autres monuments ont été débités par les carriers, dont un polissoir en amphibolite de Lannilis qui se trouvait sur le site. De nombreuses haches en fibrolite ont été trouvées aux alentours (cf. figure 26) ainsi que des blocs abandonnés en cours de sciage (Pailler, 2004).

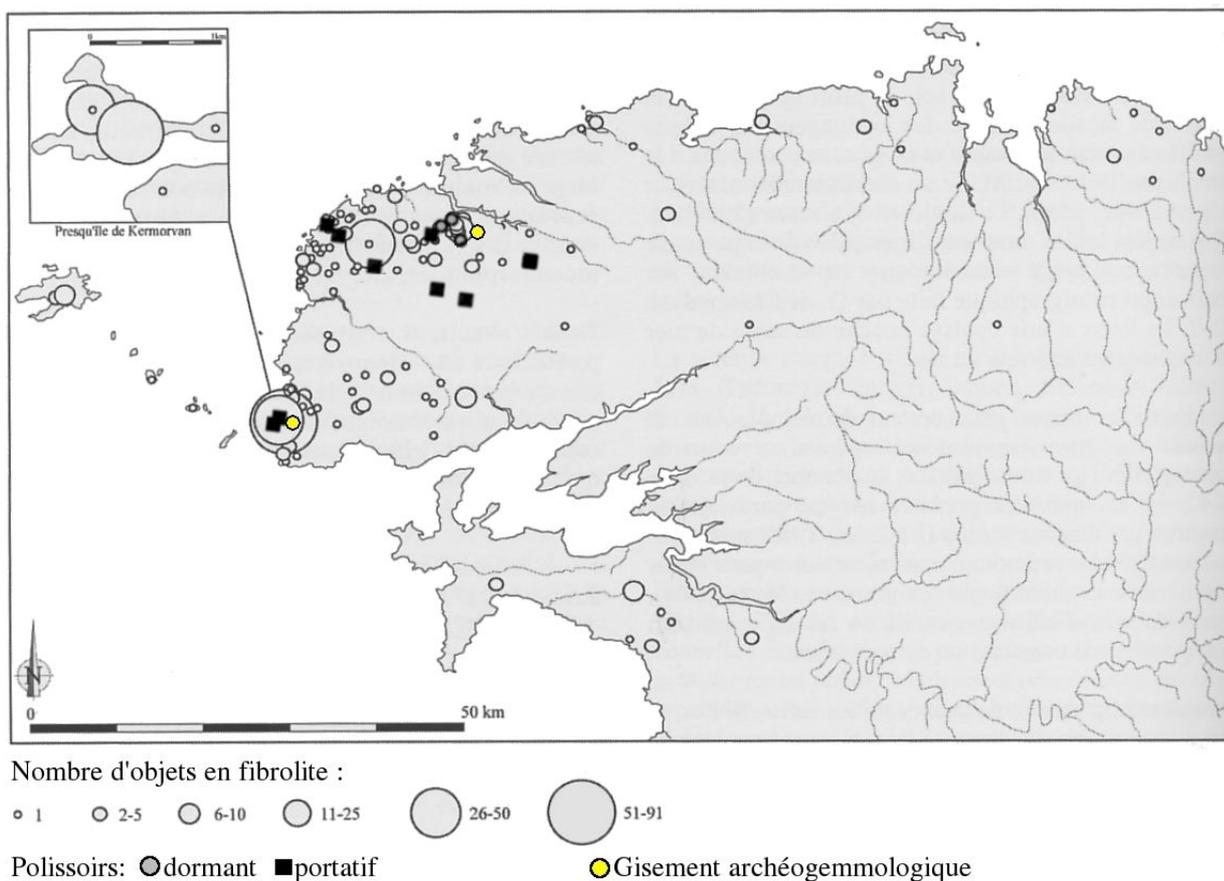


Figure 26 : Répartition des objets en fibrolite et des polissoirs, et situation des gisements étudiés, d'après Paillet, 2004 modifié.

3.2.2.2 Le Conquet-Ploumoguier

3.2.2.2.1 Présentation du gisement et des échantillons

Les concentrations de fibrolite se présentent sous forme de plaquettes qui sub-affleurent dans les parcelles agricoles. Les échantillons ont été récoltés à trois endroits (cf. figure 26) : au niveau de la pointe de Kermorvan (sur la commune du Conquet), plus au Nord au lieu-dit Breterc'h et à l'Est au lieu-dit Kerganou près de Ploumoguier. Sur l'ensemble des trois sites, une trentaine d'échantillons ont été récoltés. Cinq plaquettes, les plus grosses, ont été analysées.

Les échantillons sont de taille pluricentimétrique. L'épaisseur ne dépasse pas le centimètre. En majorité, ils sont constitués d'un empilement de feuillets ondulants créant par endroits de petites anfractuosités et des bords anguleux (cf. figure 27). Les plaquettes sont majoritairement de coloration grisâtre clair à blanc, marbrées localement de noir pétrole. Parfois les plaquettes se développent en une forme ellipsoïdale aplatie de couleur généralement blanc laiteux. Dans ce cas, on distingue une microstructure fibreuse qui s'oriente parallèlement à l'allongement de la plaquette. Dans l'ensemble l'éclat est vitreux.



Figure 27 : Aspect des plaquettes des gisements du Conquet.

3.2.2.2.2 *Contexte géologique du gisement*

Les différentes zones du gisement sont localisées au sein des gneiss de Kerhornou. La formation est un paragneiss qui développe plusieurs faciès jusqu'au gneiss migmatitique. Le faciès le plus répandu est un gneiss à deux micas s'enrichissant localement en sillimanite, ce qui indique par rapport aux micaschistes du Conquet, une nette croissance du métamorphisme vers le Nord (Jones, 1994). Ces gneiss sont profondément affectés par le cisaillement Nord-Armoricain (cisaillement dextre), le contact est mylonitisé en plusieurs endroits. Ces paragneiss sont les équivalents des gneiss et micaschistes de Lesneven, ceux qui jouxtent l'orthogneiss de Tréglonou (Outin et al., 2000).

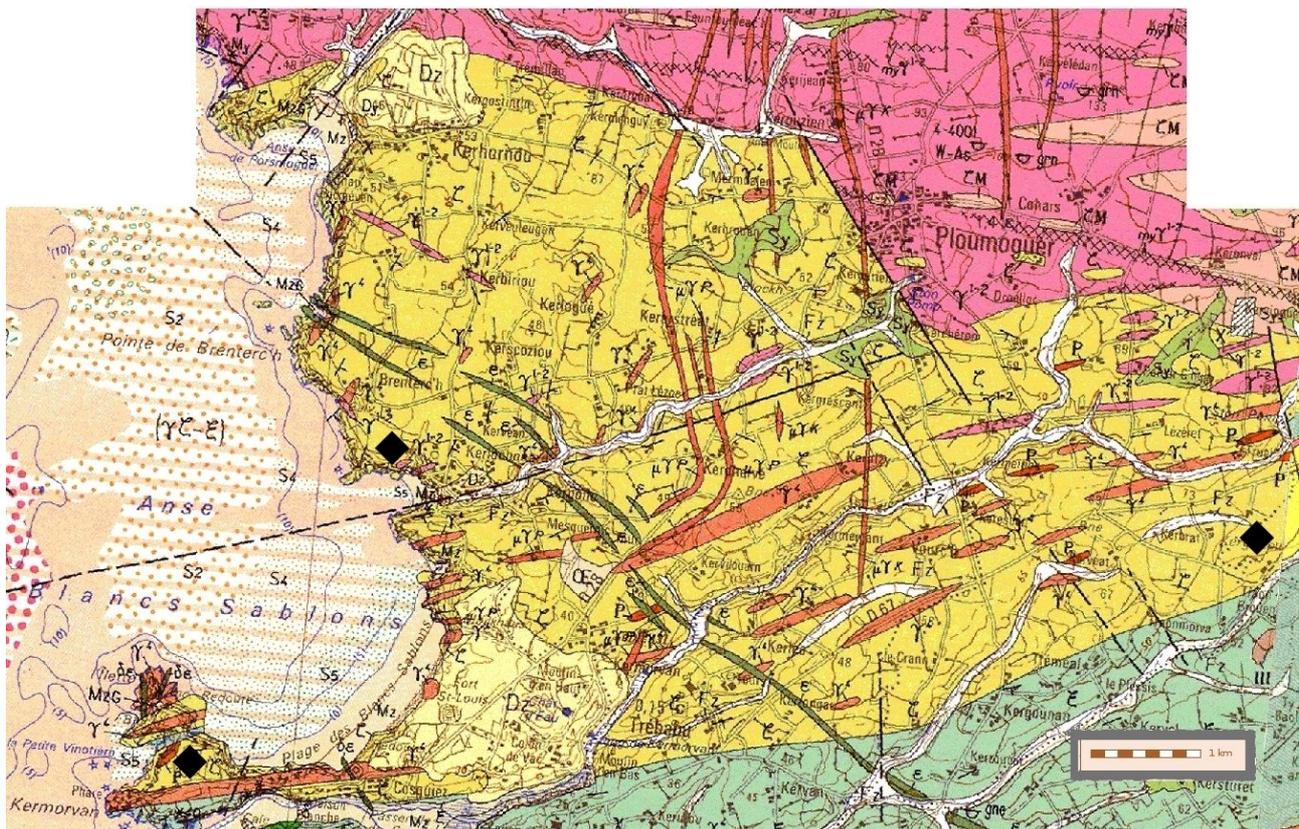


Figure 28 : Carte géologique de la région du Conquet et de Ploumoguier. Les localités du gisement dans le gneiss de Kerhornou sont représentées par des losanges. D'après Thomas et al., 2000 modifié.

3.2.2.2.3 Contexte archéologique

Le contexte archéologique est riche, principalement sur la presqu'île de Kermorvan. Le site se compose d'un ensemble de douze pierres dressées. Le plus grand menhir encore debout est planté dans un tertre bas duquel émerge un coffre (Pailler, 2004). Les parcelles cultivées aux alentours ont livré beaucoup d'objets en fibrolite (cf. figure 28). La présence de plaquettes abandonnées en cours de polissage et des pierres ayant servies de polissoir atteste de la présence d'ateliers de façonnage de haches polies (Pailler, 1999).

3.2.3 La sillimanite du pays Vannetais (Arzon)

3.2.3.1 Présentation du gisement et des échantillons

D'après C. Audren, une formation importante de sillimanite est connue sur la presqu'île de Rhuys. Le gîte de Port-Navalo dans la presqu'île de Rhuys (Morbihan) est d'ailleurs mentionné par Marsille dès 1920. Il dit y avoir recueilli, en place dans le gneiss, des rognons de fibrolite de 2 Kg pouvant atteindre une vingtaine de centimètres et sur l'estran des galets de fibrolite. Nos prospections précédentes n'ont permis de repérer que des petits galets inférieurs à 5cm (Herbault, 2001, p.116). Le Musée d'Histoire naturelle de Nantes possède néanmoins dans ses collections de minéralogie un galet provenant de Port Navalo de dimension correspondant à celles décrites par Marsille (1920) : longueur : 20cm, largeur : 10cm, épaisseur : 5cm (communication personnelle de Serge Régnault).

Nous avons eu la chance de prélever un échantillon dans l'anse du Moreno à Port Navalo sur la commune d'Arzon. Les échantillons que nous avons étudiés, au nombre de deux, sont constitués d'un rognon trouvé en place dans sa roche mère et d'un galet trouvé dans la zone par Charles-Tanguy Leroux. Le rognon est malheureusement altéré mais c'est le seul échantillon que nous ayons trouvé en place. Le fragment étudié est issu d'un rognon d'une trentaine de centimètres de long, boudiné au sein d'une foliation bien marquée (cf. figure 29). Le rognon présente à chacune de ses extrémités des queues probablement quartzo-felspathiques (elles n'ont pas été prélevées) qui viennent mourir dans la foliation. Le fragment d'aspect argileux développe des petites taches rouilles. La roche mère est un gneiss très déformé localement migmatisé qui affleure sur une petite falaise au bord de l'estran (cf. figure 29).

Le galet (cf. figure 30), plus tenace, mesure 12 cm de long, 10 cm de large et 4,5 cm d'épaisseur. En section polie, il présente des taches noires d'aspect dendritique et des taches rouge-violet. La matrice est de couleur gris kaki. Des zones sont de couleur blanc laiteux à gris, quelques taches rouilles.

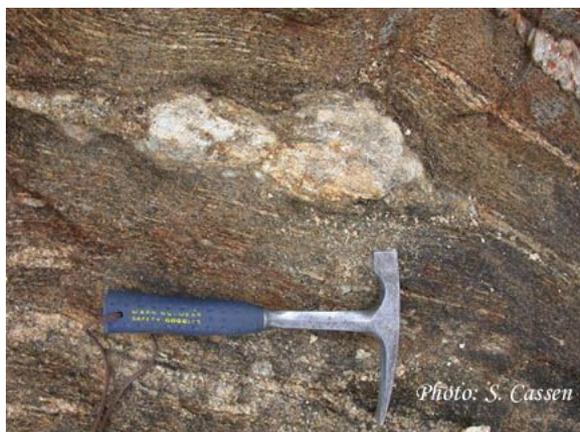


Figure 29 : Photographie Serge Cassen. Rognon (altéré) de fibrolite en place et situation de l'affleurement.



Figure 30 : Aspect du galet (la moitié) et de sa section polie.

3.2.3.2 Contexte archéologique

La zone est très riche en sites archéologiques du Néolithique. C'est en particulier à l'Ouest du Golfe du Morbihan que l'on trouve de nombreuses haches polies en contexte funéraire, les haches carnacéennes (cf. figure 31 ; cf. partie sur les haches en sillimanite). En face du gisement de Port Navalo, l'îlot d'Er Lannic a accueilli un atelier de fabrication de hache.

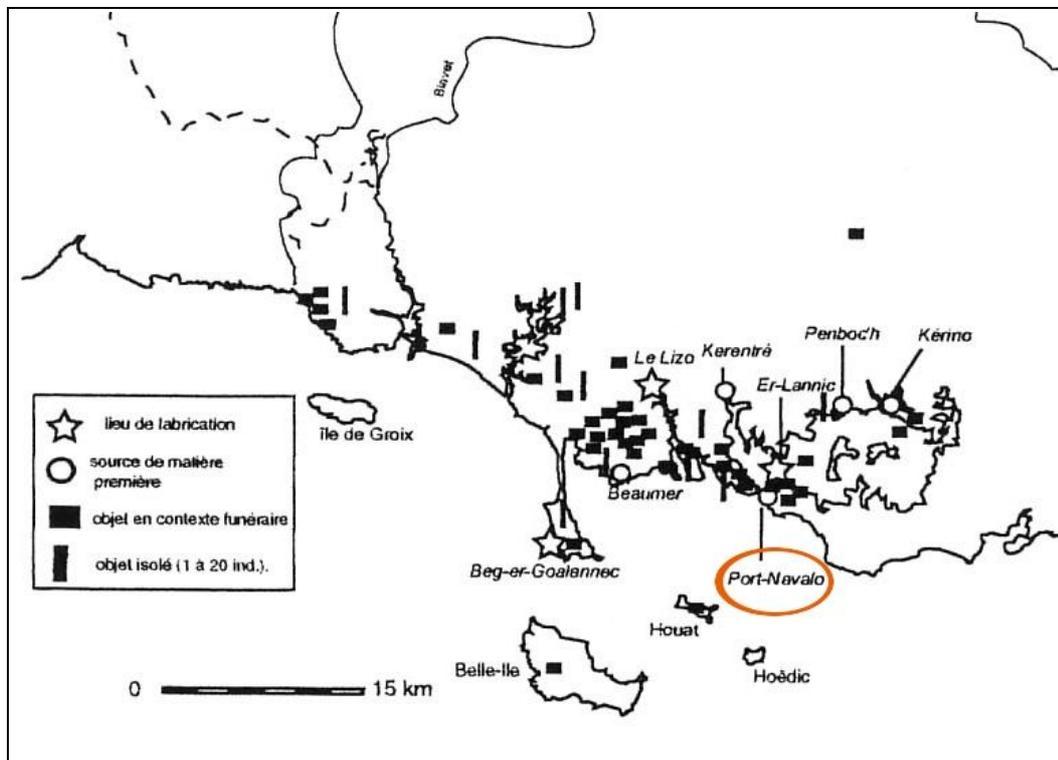


Figure 31 : Répartition des objets en fibrolite et des ateliers de fabrication. Les autres sources de matière première sont supposées. D'après Herbault, 2001 modifié.

3.3 Les objets archéologiques

3.3.1 Présentation de l'ensemble des haches étudiées

Les haches sélectionnées pour ce mémoire revêtent des tailles, des formes et des couleurs variées (cf. figure 32). La description de chaque objet est reportée en annexe. La provenance est indiquée dans la figure 33.



ha01 – Ille et Vilaine



ha02 – Saint Marc



ha03 - Oudon



ha04 – Saint Lyphar



ha05 - Frossay



ha06 - Vendée



ha07 - Ancenis



ha08 – Sens de Bretagne



ha09 - Tressé



ha10 - Vignoc



Figure 32 : Tableau présentant les photographies des haches étudiées.

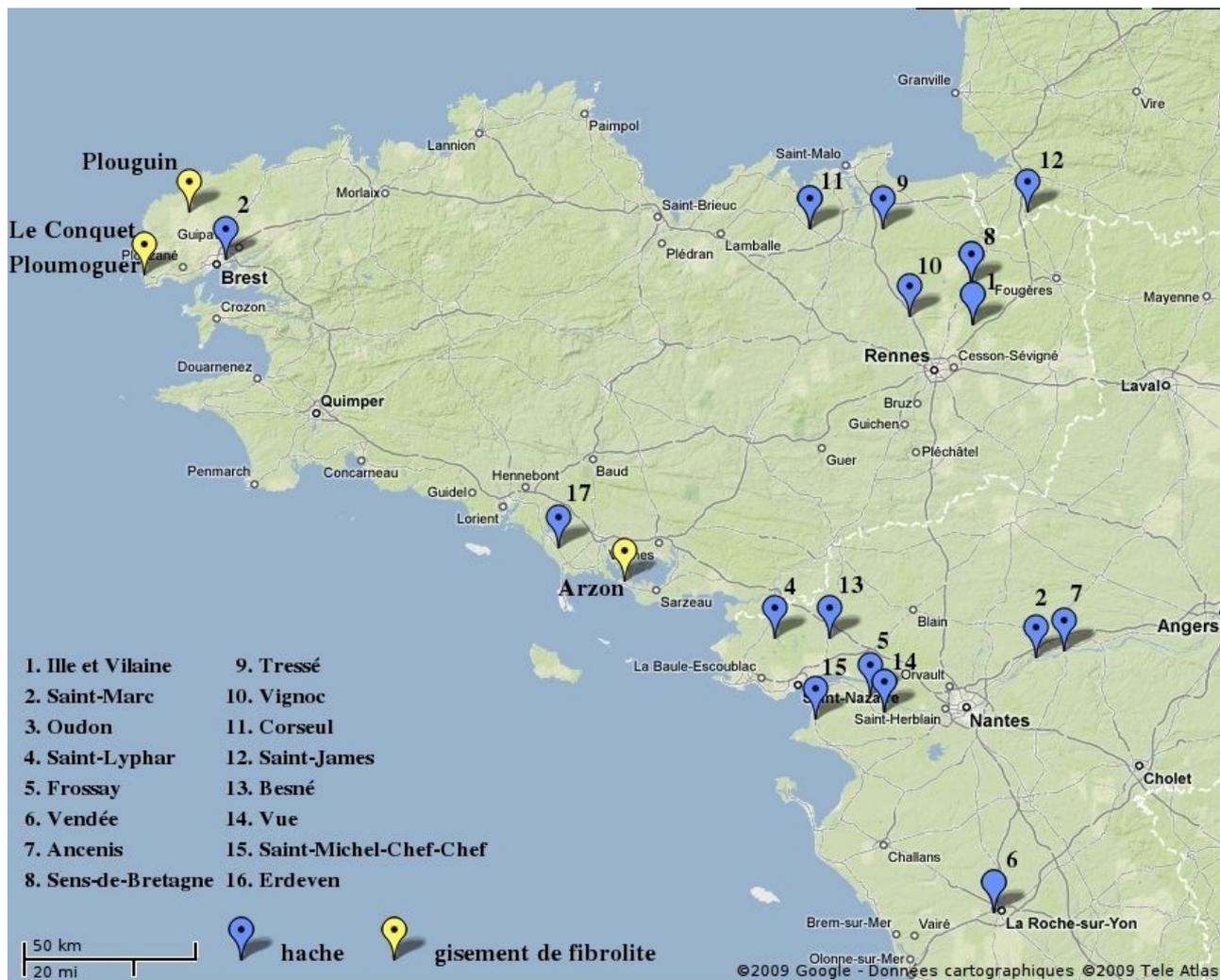


Figure 33 : Localisation géographique des haches et des gisements étudiés.

3.3.2 Les haches polies des collections du Musée Dobrée de Nantes

Les haches du Musée Dobrée sont pour la plupart des legs de collections d'archéologues-collectionneurs du 19^{ème} siècle. Selon la classification de Pailler (2004), on distingue de grandes haches à talon pointu (haches 02, 04, 07 et 12) et une hachette (hache 01). Les tranchants sont variés : rentrant pour la hache 02, dissymétrique pour les haches 03, 05, 10 et 13, convexe pour les haches 11, 12, 14 et 15 et rectiligne pour la hache 06. On distingue des traces de sciage sur les haches 05 et 07.

Les couleurs des matériaux sont variées. La matrice peut être jaune rouille (hache 14), grise (haches 06 et 08), gris-vert avec des taches vert bouteille (hache 05) ou vert clair grisâtre avec des taches vert olive plus dispersées (hache 03). Certaines présentent des aspects marbrés. La surface de la hache 09 est d'aspect filandreux.

3.3.3 Les haches et objets en fibrolite du site archéologique d'Erdeven

Le site archéologique d'Erdeven se situe sur la localité de Lannec er Gadouer. Il se compose d'un tertre renfermant un caveau à deux niveaux funéraires. Il fait partie des tombes carnacéennes. La hache 19, au poli soigné, a été trouvée dans le remplissage du niveau supérieur. Les autres pièces sont issues du niveau inférieur de la tombe (Cassen et al., 2000). Du point de vue des formes, l'ensemble comprend trois lames trapézoïdales (haches 16, 17 et 19) et une quadrangulaire (hache 18). Les sections sont toutes de type sub-quadrangulaire. Une hache est de type plat à section quadrangulaire (hache 19). Une fonction uniquement « votive » peut lui être suggérée. Les autres haches, à cause de leur épaisseur, de leurs sections et par la présence de tranchant ébréché (hache 18) ou dissymétrique (hache 17) se rapprochent plus du type « herminette ». Ces dernières lames ont peut-être servies en tant qu'outils avant d'être consacrées en tant qu'objets funéraires (Herbault, 2001). Les autres objets (haches 20, 21, 22 et 23) sont de petites tailles, moins de trois centimètres. La hache 20 ressemble à une petite hachette polie. Les trois autres petits objets s'apparentent à des fragments de plaquettes ou d'autres objets. Leur fonction est énigmatique, ce sont peut-être des amulettes.

Du point de vue des matériaux, les pièces 18, 20 et 21 développent des zones blanchâtres filandreuses associées à des marbrures brunes à bordeaux-noir. La hache 19 au poli le plus soigné a aussi des zones blanchâtres mais les marbrures de couleur gris-bleu sont accompagnées de filonets jaunâtres. Près du talon de cette hache on observe une anfractuosité soulignant la nature fibreuse du matériau. Les objets 22 et 23 ont une coloration grisâtre-blanc laiteux et une texture fibreuse.

Dans ce tertre, des pendeloques en jaspe, un prisme de quartz hyalin, une lamelle de quartz hyalin, un petit galet de fibrolite et une perle en lignite ont aussi été mis au jour.

3.4 Méthodes d'analyse

3.4.1 Le microscope optique polarisant en lumière transmise (MOP)

Dans un premier temps, une étude pétrographique a été effectuée sur des lames minces issues des blocs et de plaquettes. Ces analyses ont été réalisées à l'aide d'un microscope optique polarisant en lumière transmise du type Jena Jenapol de Zeiss. Une caméra vidéo est associée à l'appareil pour les prises de vue. Les lames minces sont des préparations de 25µm d'épaisseur. A cette épaisseur, la plupart des minéraux sont transparents et développent des teintes de polarisation variées. Cette technique analytique permet de décrire les minéraux et de les identifier grâce à leurs caractéristiques morphologiques et optiques propres.

Dès 1952, Cogné et Giot ont entrepris de nombreuses analyses pétrographiques sur des haches polies néolithiques du Massif armoricain (Cogné et Giot, 1952). Mais pour notre étude ce sont des échantillons bruts provenant des gisements géologiques qui sont étudiés en lame mince. Nous réservons les analyses non destructives (aujourd'hui plus développées) aux objets archéologiques. A la suite des observations, les échantillons ont été regroupés par familles pétrographiques, c'est à dire en groupes aux caractéristiques similaires (texture, morphologie et présence ou absence de minéraux).

3.4.2 Analyses gemmologiques classiques

L'utilisation du réfractomètre a été tentée sur les sections polies. Puis la technique de

lecture du cabochon (ou « méthode du point » ; Payette, 1995) a été essayée sur les haches polies afin de déterminer les valeurs des indices de réfraction.

La mesure de la densité a été effectuée sur certaines sections polies représentatives de quelques familles pétrographiques et sur une partie des haches selon la méthode hydrostatique utilisant le même dispositif que Mocquet (2003). Une balance du type Mettler a été utilisée. La densité (d) a été calculée en utilisant la formule suivante : $d = P1/(P1 - P2)$ où P1 et P2 sont les poids respectifs de la pièce dans l'air et dans l'eau.

La cathodoluminescence descriptive au microscope optique a été pratiquée principalement sur les échantillons bruts provenant de Plouguin. Le dispositif est constitué d'une cathodyme (cathode froide) qui produit un faisceau d'électrons et d'une platine dans laquelle l'échantillon est mis sous vide.

La lampe ultraviolet a été utilisée sur les haches polies. L'appareil est de type A. Krüss optronic modèle UV 240 avec ultraviolets courts (254 nm) et longs (365 nm).

L'observation à la loupe binoculaire n'a pas été oubliée. Un appareil du type Leica MZ6 a permis d'observer la surface des haches polies afin de repérer, par exemple, des inclusions à analyser avec des méthodes spectrométriques mais aussi pour comparer les observations à celles obtenues en analyses pétrographiques.

3.4.3 Le microscope électronique à balayage (MEB)

L'acquisition des images et les analyses qualitatives

L'utilisation du microscope électronique à balayage (MEB) s'est principalement effectuée sur les lames minces en complément des analyses pétrographiques au MOP. Des aspects de surface des sections polies ont aussi été analysés. L'appareil utilisé est un JEOL JSM 5600. Les images sont obtenues par la détection des électrons rétro-diffusés. Les phases vont contraster en niveaux de gris reflétant le numéro atomique des éléments. Plus le numéro atomique est élevé plus la couleur de la phase tend vers le blanc. Les grossissements importants vont permettre d'observer des microstructures difficiles à déceler au microscope optique.

L'analyse élémentaire s'effectue par spectroscopie de dispersion d'énergie (analyse EDS). Elle permet d'analyser par microanalyse X la composition chimique d'un minéral et ainsi confirmer ou infirmer les données obtenues au microscope polarisant.

La distance de travail par rapport à l'échantillon est de 20mm. Le MEB opère avec une tension d'accélération de 15 kV.

Les analyses chimiques quantitatives

Les analyses chimiques quantitatives sont appliquées sur un seul échantillon afin de mettre en valeur la présence d'éléments chimiques chromophores. Les analyses ont été effectuées sur un MEB JEOL-5800LV, équipé d'un détecteur à dispersion d'énergie PGT (Princeton Gamma Tech) IMIX-PTS. Ce détecteur utilise un cristal de Ge « haute résolution » (115 eV), une fenêtre ultra-fine en polymère, et détecte idéalement jusqu'au bore si celui-ci est un composant majeur du matériau. Le MEB opère avec une tension d'accélération de 20 kV, un courant d'1 nA, et un angle de vue du détecteur de 37°. La pièce polaire est située à 15 mm de la surface de l'échantillon analysé. Les standards utilisés étaient soit des éléments purs, soit des composés simples. Les données expérimentales ont été corrigées en utilisant un programme PGT contenant une correction du type phi-rho-z. La teneur en oxygène est calculée à partir du pic de l'oxygène dans le spectre, et non par stœchiométrie. La précision de la mesure est de l'ordre de 1 à 2 % suivant les échantillons.

3.4.4 La spectrométrie infrarouge de réflexion

La spectrométrie infrarouge de réflexion a tout d'abord été utilisée sur les sucres polis puis sur les haches polies. Sur les objets, l'analyse sur une surface plane est privilégiée. Les sucres ayant été caractérisés par l'étude pétrographique de leur lame mince, les spectres obtenus servent de spectres de référence pour l'identification des haches. La spectrométrie infrarouge a également été utilisée pour tenter de caractériser d'autres phases minérales que la fibrolite, d'abord sur les sucres puis pour comparaison sur les haches.

Cette méthode d'analyse est non destructive. Elle permet une identification rapide du minéral analysé. C'est un outil très intéressant pour l'analyse des objets archéologiques (Fröhlich et Gendron-Badou, 2002). En 2003 B. Mocquet a montré dans son mémoire de DUG toute l'efficacité de cette méthode pour l'étude d'objets de musée, tels que des haches polies.

Pour cette étude, le spectromètre infrarouge utilisé avait les caractéristiques suivantes :

- spectres obtenus par transformée de Fourier ;
- appareil de type Nicolet 20 SXC. Ce dernier est associé à un accessoire appelé ATR (Attenuated Total Reflectance) Diamant, dont seule une partie est utilisée ici. Celle-ci permet de travailler exclusivement en mode de réflectance spéculaire ;
- détecteur MCT (Mercury Cadmium Telluride) très sensible, refroidi à l'azote liquide ; résolution : 4 cm^{-1} ;
- taille de la zone étudiée : $5 \text{ mm} \times 2 \text{ mm}$.

Le domaine spectral enregistré va de 0 à 7897 cm^{-1} , mais seule la bande comprise entre 400 et 1400 cm^{-1} a été étudiée, car c'est dans cette zone que les spectres sont les moins bruités et ont des bandes caractéristiques du matériau étudié (Mocquet, 2003).

3.4.5 La spectrométrie Raman

La spectrométrie Raman à transformée de Fourier a été utilisée sur les sucres polis. La matière a pu ainsi être caractérisée. Nous avons également tenté de caractériser la nature minéralogique des inclusions. C'est une méthode non destructive développée récemment pour l'étude des gemmes (Lasnier, 1992) et qui se fonde sur l'effet Raman.

A la suite des observations à la loupe binoculaire, nous avons axé la spectrométrie Raman sur l'analyse des inclusions présentes dans quelques haches polies en fibrolite. Sur ces haches nous avons utilisé un spectromètre Raman Jobin & Yvon LabRam.

Les caractéristiques techniques des spectromètres sont les suivantes :

- Spectromètre Raman à transformée de Fourier Bruker RFS 100
Laser Nd :YAG à 1064 nm. Puissance laser de 300 mW
accumulation de 100 scans
résolution spectrale de 2 à 4 cm^{-1}
- Spectromètre Raman Jobin & Yvon Labram, la distance focale est de 300 millimètres, l'appareil est équipé d'un détecteur CCD 1800. La source lumineuse est un laser Ar Innova 300-5W fonctionnant à 514,5 nm.

Toutes les données acquises sont classées par échantillon en annexe. La partie suivante présente les résultats en synthétisant l'ensemble des données et en mettant en valeur les plus caractéristiques.

4 Résultats

4.1 Les échantillons naturels

4.1.1 Les lames minces observées au MOP et au MEB

La description pétrographique des lames minces des échantillons naturels se fait principalement à l'aide du microscope optique. Elle va nous permettre de déterminer la composition minéralogique, la taille et la forme des minéraux ainsi que les relations spatiales entre les grains et les structures internes des grains. L'utilisation du MEB et surtout de la sonde EDS se font de manière complémentaire avec le microscope optique. En effet les analyses chimiques qualitatives permettent de donner des arguments supplémentaires à la détermination des phases minérales présentes.

Sur l'ensemble des échantillons étudiés, tous sites confondus, quatre groupes pétrographiques se distinguent. Les critères à l'origine de ces groupes sont tout d'abord basés sur les textures observées en lame mince, mais également sur les caractéristiques de la sillimanite et sur la présence ou l'absence d'autres minéraux.

Nous avons choisi de dénommer ces groupes pétrographiques par les appellations : « n°1 », « n°2 » « n°3 » et « n°4 ».

Le groupe pétrographique n°4 regroupe deux échantillons qui ne contiennent pas de sillimanite. Ils ont néanmoins été étudiés. Ces bruts présentent un intérêt puisqu'ils ont été, lors de leur prélèvement sur le terrain, confondus à des échantillons composés de fibrolite. Leur caractérisation permet d'affiner les futures prospections de terrains et d'éviter d'éventuelles confusions sur la nature pétrographique d'objets polis du Néolithique.

4.1.1.1 Groupe pétrographique n°1

Ce groupe concerne la majorité des échantillons du gisement de Plouguin et les échantillons du gisement d'Arzon.

4.1.1.1.1 Gisement de Plouguin

4.1.1.1.1.1 Aspects généraux

Le type n°1 regroupe la majorité des échantillons étudiés (24 individus). Il se caractérise par une texture composée de gerbes de fibrolite plus ou moins équidimensionnelles orientées de manière aléatoire parfois associées à des bouquets de sillimanite prismatique. La texture peut se composer d'un ensemble de petites gerbes (cf. figure 34 micrographie 1) jusqu'à un ensemble de gerbes dépassant le millimètre (cf. figure 34 micrographie2). La majorité des échantillons est constituée d'un ensemble de gerbes de tailles comprises entre ces deux extrêmes. Mais parfois, ce sont les bouquets de sillimanite prismatique qui dominent (cf. figure 34 micrographie 3 et 4). Si on considère la gerbe de fibrolite comme un grain, la texture de la lame ressemble à une texture granoblastique. Si on compare ces organisations de gerbes avec des textures magmatiques, les textures observées sont similaires à des textures de cumulus. De plus, on constate pour les textures à grosses gerbes (cf. figure 34 micrographie 2) que les limites de gerbes forment souvent des jonctions triples aux angles proches de 120°.

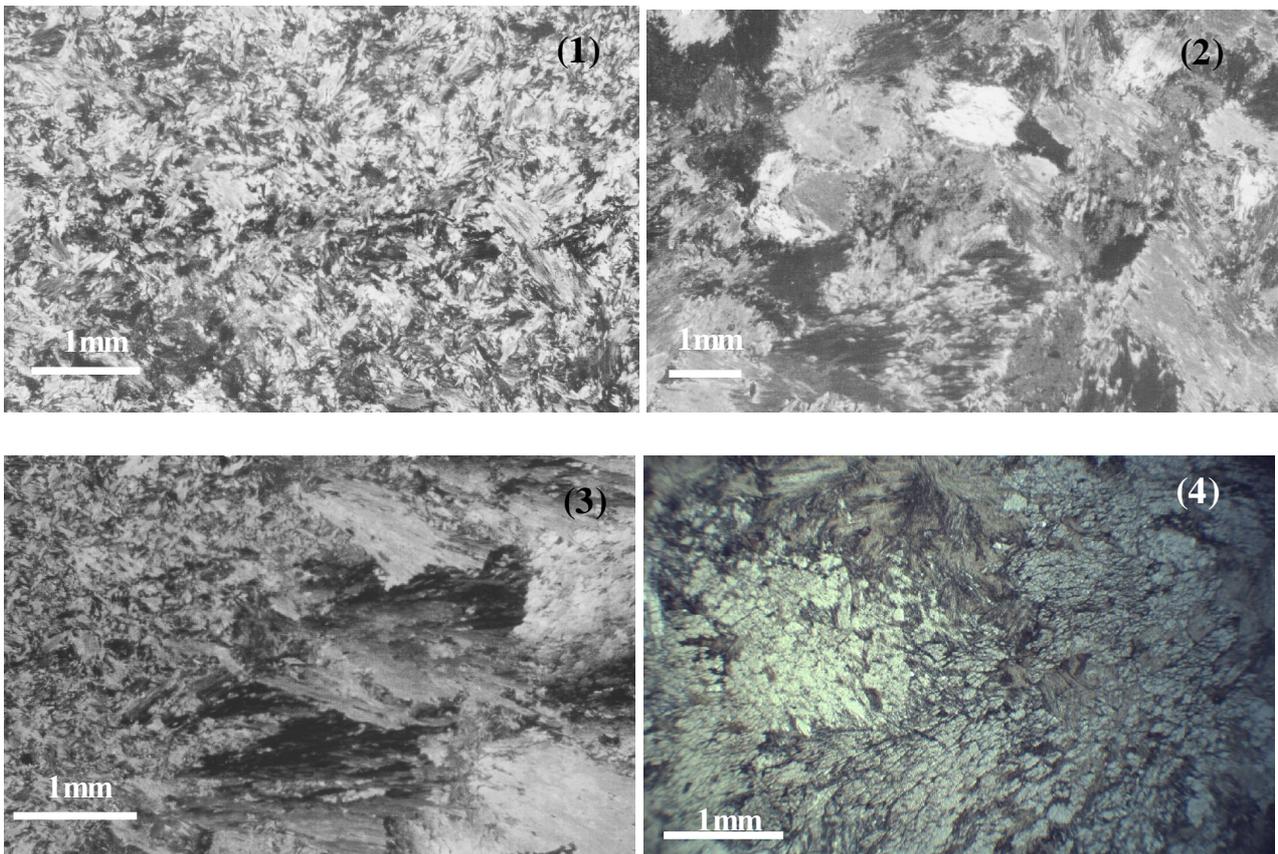


Figure 34 : Les textures du groupe pétrographique n°1. Les trois premières micrographies, en noir et blanc, sont en lumière polarisée et analysée. La quatrième micrographie en lumière polarisée non analysée. (1) : mgh20, (2) : mgh14, (3) : mgh24, (4) : mgh05.

4.1.1.1.2 *la sillimanite*

L'observation des lames minces au microscope polarisant met en valeur les deux habitus de la sillimanite. Tout d'abord, la fibrolite, l'habitus fibreux, est définie pour cette étude, comme la phase développant des cristaux de diamètre inférieur à 5 μm . Les fibres sont tellement fines qu'il est d'ailleurs difficile de délimiter leurs bords au microscope optique. La sillimanite se développe aussi en prismes très allongés à base losangique, habitus de la sillimanite prismatique. Ces cristaux prismatiques ont un diamètre moyen de 60 μm , valeur qui tranche nettement avec celles des cristaux de fibrolite. Les diamètres peuvent atteindre 100 μm .

En lumière polarisée non-analysée, les contours des fibres de fibrolite se distinguent difficilement lorsque celles-ci se présentent en masse. Cela donne un aspect moins limpide que les cristaux de sillimanite prismatique. En lumière polarisée-analysée, les teintes de biréfringence se situent dans les jaune-orangés de la fin du premier ordre. Lorsque la lame mince présente les cristaux dans leur section perpendiculaire à l'allongement, la biréfringence est plus faible, les teintes sont grises.

4.1.1.1.3 *la fibrolite en gerbe*

La sillimanite se présente principalement sous la forme de petites masses ou paquets que nous nommons « gerbe de fibrolite ». Ces gerbes sont plus facilement mises en évidence en lumière polarisée analysée, car en lumière non analysée l'enchevêtrement de celles-ci forme un ensemble homogène où leurs contours se distinguent difficilement. C'est la plage d'extinction qui permet, en effet, de délimiter les gerbes. L'extinction est onduleuse du centre vers l'extérieur. Leur forme est

souvent subrectangulaire à ovoïde aux contours irréguliers. Parfois l'aspect est squelettique (échantillon mgh18). Dans une grande majorité des cas, les fibres sont parallèles à l'allongement de la gerbe. Lorsque les fibres des gerbes sont disposées perpendiculairement à la section de la lame, l'observation en lumière polarisée analysée met en évidence, à travers les variations des teintes de gris, un aspect cotonneux.

Dans les autres dispositions d'observation, les gerbes développent des micro-structures diverses. Lorsque la lame est composée en grande majorité de petites gerbes (10 μm de long), celles-ci sont composées d'aiguilles très fines, difficilement visibles au microscope (échantillons mgh5, 26, 20, 27). A la différence des plus gros amas de fibres, les contours de ces petites gerbes ont tendance à fluctuer lors de la rotation de la platine en lumière polarisée analysée. Certaines grandes gerbes développent des fractures perpendiculaires à l'allongement des baguettes. Ce sont des plans de clivage (cf. figure 35 , micrographie 1). Ces fractures peuvent être transversales à la gerbe ou concerner seulement quelques fibres. Les gerbes de plus petites tailles montrent des clivages qui traversent seulement les aiguilles centrales de la gerbe, qui sont d'ailleurs de plus gros diamètre que les fibres du contour. La présence de baguettes, plus grossières au centre, s'observent également dans des gerbes sans clivage visible (cf. figure 35, micrographie 2). De plus, des gerbes peuvent développer un ensemble d'aiguilles de diamètre supérieur aux autres gerbes.

Nous avons dit précédemment que les aiguilles de fibrolite s'organisaient de manière parallèle à l'allongement des gerbes. Néanmoins, on observe au sein de ces ensembles de gerbes, et de manière ponctuelle, des amas de la même forme mais aux aiguilles perpendiculaires à l'allongement.

Sur un échantillon (mgh03) deux lames ont été réalisées dans des plans différents, aucune orientation préférentielle n'a été décelée. Dans l'ensemble la majorité des gerbes ne sont pas orientées. Il semble donc que les gerbes de fibrolite n'aient pas enregistré de déformation.

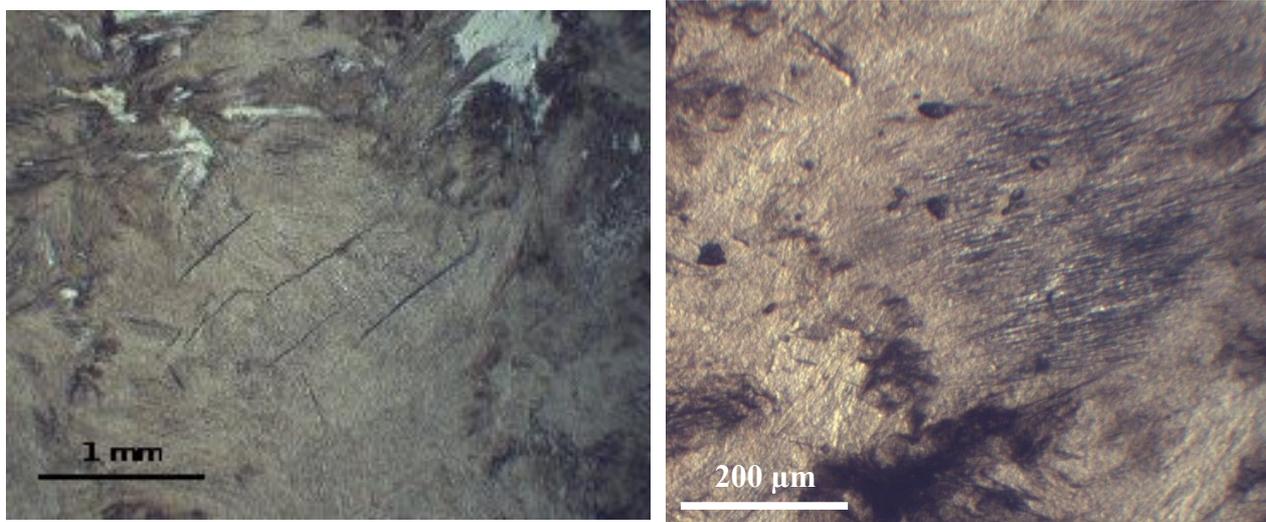


Figure 35 : Micrographie 1 : clivage au sein d'une gerbe de fibrolite. Micrographie 2 : aiguilles de fibrolite plus épaisses au sein d'une gerbe. (en LPNA)

4.1.1.1.4 la sillimanite prismatique en bouquet

La sillimanite prismatique s'observe dans les échantillons mgh04, 5, 10, 12, 13, 16, 23, 24 et 27. Les grains de sillimanite prismatique s'expriment en paquets formant un bouquet. Nous avons choisi d'utiliser le terme « bouquet » plutôt que « rosette » pour décrire ces amas car la microtexture n'est pas fibro-radiée (cf. figure 36 micrographie 1). Les prismes automorphes de sillimanite ne sont pas parallèles entre eux, l'amas développe une forme évasée. La terminaison de chaque prisme est composée de plusieurs prismes de plus petits diamètres. Parfois de plus petites tailles, les bouquets se composent seulement de quelques grains de plus faible allongement.

La sillimanite prismatique n'est pas présente dans tous les échantillons du premier groupe pétrographique. Lorsqu'elle est observée, sa proportion est rarement supérieure à celle de la fibrolite . Il arrive que les prismes de sillimanite dominant la texture, formant des agrégats de bouquets imbriqués entre eux (cf. figure 34, micrographie 4).

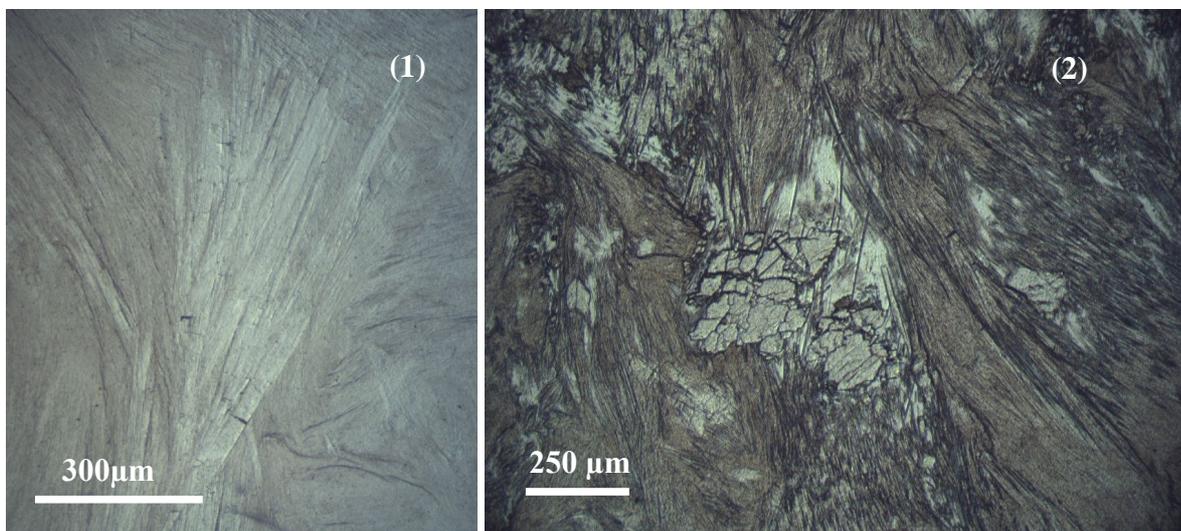


Figure 36 : micrographies (échantillon mgh05 et mgh23) montrant des bouquets de sillimanite, la deuxième photographie montre un bouquet en section perpendiculaire à l'allongement des cristaux.

Les sections losangiques des prismes s'observent bien. C'est dans ces sections que l'on observe parfois des clivages parfaits (cf. figure 36, micrographie 2) .En lumière polarisée analysée, les prismes s'éteignent grain après grain, des grains centraux vers les grains périphériques, donnant un effet ondulant à l'ensemble.

Il semble que la croissance des bouquets de sillimanite prismatique s'est faite préférentiellement sur la muscovite (cf. figure 37). Les sections losangiques sont toujours associées à des cristaux de muscovite. Sur la deuxième micrographie de la figure 37, on observe, englobant les cristaux de sillimanite, une matrice interstielle composée d'un seul cristal de muscovite (tous les éléments de la matrice s'éteignent en même temps).

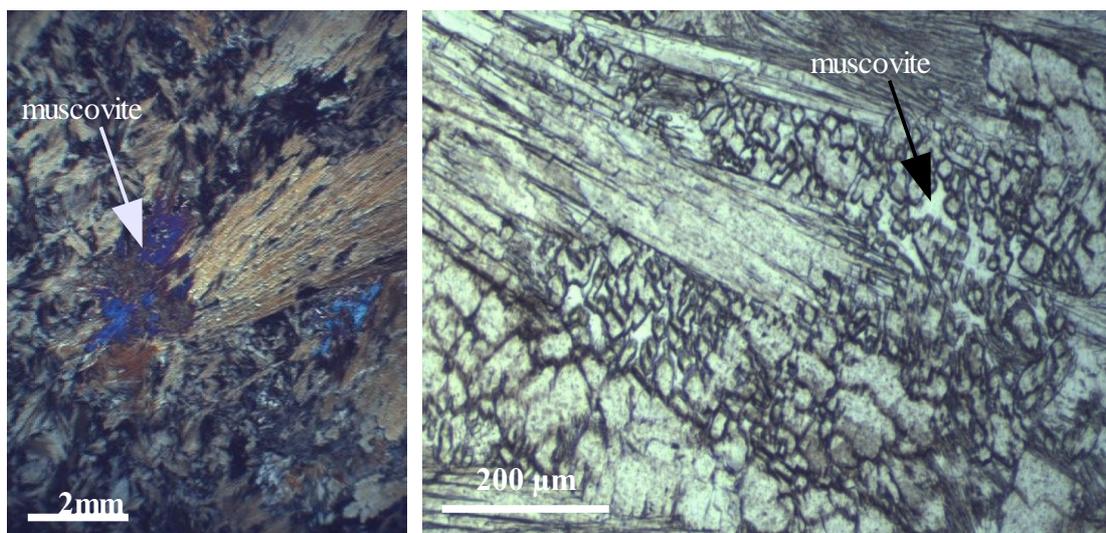


Figure 37 : Micrographie des échantillons mgh24 et mgh05 montrant les relations de la muscovite avec les cristaux de sillimanite prismatique.

Les bouquets de sillimanite prismatique sont toujours sécants aux gerbes de fibrolite.

La muscovite se présente principalement sous forme d'amas isolés ou parfois en un seul cristal, constituant des « fenêtres » dans la matrice fibrolitique (cf. figure 38, micrographie 1, 2, et 3). En général ces amas présentent des teintes de polarisation hétérogènes donnant un aspect altéré aux cristaux (cf. figure 38, micrographie 2). Les aiguilles des gerbes de fibrolite peuvent traverser ces zones à partir des clivages des micas, jusqu'à totalement supplanter la muscovite (cf. figure 38, micrographie 5). Dans ce cas, les extinctions des deux minéraux sont simultanées. La muscovite peut également s'exprimer sous forme de petites plages bien cristallisées aux teintes de polarisation unies, où l'on observe des clivages nets (cf. figure 38, micrographie 3). Sur les bords des amas, les fibres de fibrolite sont sécantes aux cristaux de muscovite. Les cristaux de muscovite sont parfois associés à des cristaux de feldspath potassique, mais également plus rarement à du quartz et à des grains de chlorites xénomorphes.

Certaines gerbes de fibrolite sont sécantes sur les périphéries de gros cristaux de muscovite (plus d'un millimètre de diamètre) mais parallèlement aux bords. Les gerbes de fibrolite contournent le cristal (cf. figure 38, micrographie 4). Ces cristaux de muscovite sont souvent intimement liés à des chlorites. Une analyse au MEB à la sonde EDS a montré la présence de Fe et de Mg dans la muscovite (cf. la partie sur les chlorites). Cette muscovite est probablement une phengite. On remarque également pour cette muscovite que son extinction se fait de manière ondulante, signe d'une déformation.

Lorsque la proportion de muscovite est relativement importante dans l'échantillon (pas plus de 15%), les cristaux de muscovite sont associés à des réseaux et à de petites veines qui semblent être sécants à la matrice fibrolitique (cf. figure 38, micrographie 6). Généralement la muscovite se présente sous la forme de petites plaquettes de 50µm de long associées à des feldspaths de même taille.

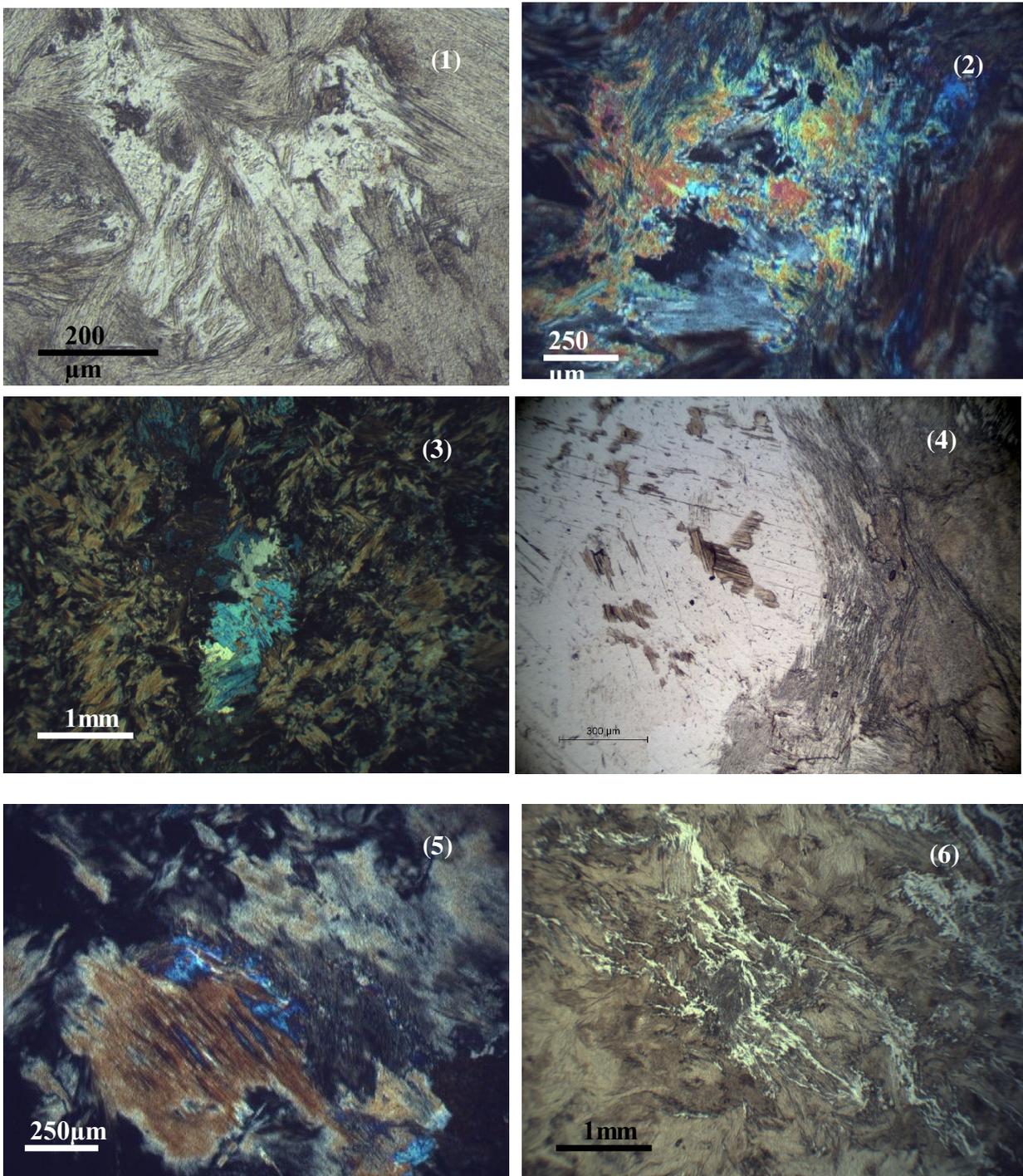


Figure 38: Différents aspects de la muscovite dans la matrice fibrolitique. (1) mgh20 en LPNA ; (2) mgh11 en LPA ; (3) mgh16 en LPA ; (4) mgh19 en LPNA ; (5) mgh07 en LPA ; (6) mgh23 en LPNA.

En résumé, les phénocristaux de muscovite associés aux chlorites sont antérieurs aux gerbes de fibrolite. Il est parfois difficile de déterminer l'ordre de cristallisation entre la fibrolite et la muscovite. Certaines figures montrent néanmoins que la fibrolite a cristallisé au dépend de la muscovite (cf. figure 38, micrographie 5). Nous avons vu que les cristaux de sillimanite prismatique cristallisaient préférentiellement sur des cristaux de muscovite. Les bouquets de sillimanite sont postérieurs aux gerbes de fibrolite. Les muscovites des filonets appartiennent probablement à une génération de micas qui a cristallisé tardivement.

L'échantillon mgh 24 présente de manière intéressante la fibrolite, la muscovite et la

sillimanite prismatique (cf. figure 39). Les gerbes de fibrolite semblent former des bords entre lesquels des cristaux de muscovite initient la croissance de gerbes de sillimanite prismatique. La phase interstitielle entre les prismes de sillimanite reste la muscovite dont plusieurs plages s'éteignent en même temps.

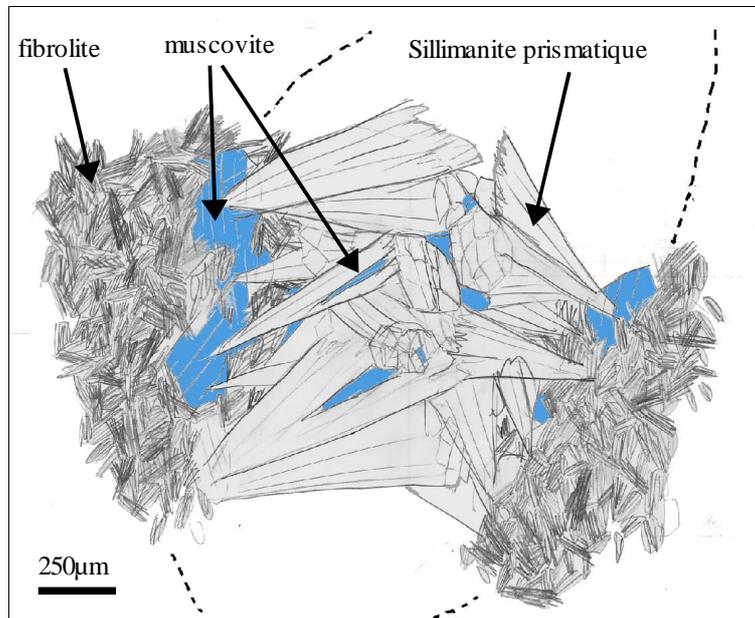


Figure 39 : Croquis représentant des bouquets de sillimanite prismatique se formant à partir de cristaux de muscovite (échantillon mgh24).

4.1.1.1.5 le quartz

Les cristaux de quartz sont très rarement observés. Ils se présentent généralement en grains solitaires au sein de la matrice fibrolitique (cf. figure 40). Les gerbes ont tendance à contourner les grains, mais sont également sécantes (échantillons mgh09 et 15). Plus rarement, des grains polycristallins à extinction ondulante sont associés aux amas de muscovite.

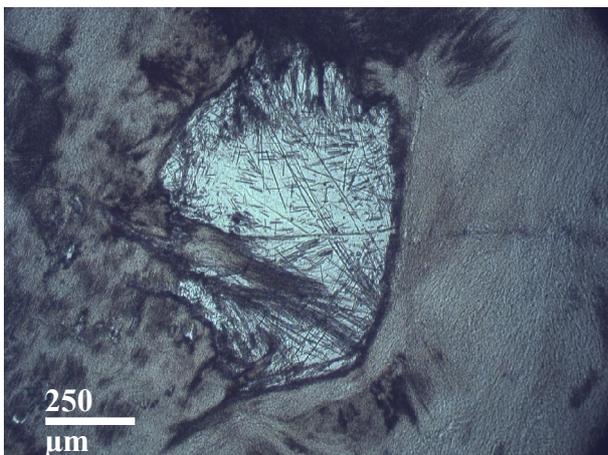


Figure 40 : Micrographie en LPNA d'un grain de quartz entouré et traversé par des aiguilles de fibrolite.

4.1.1.1.6 les feldspaths

La détermination des feldspaths est relativement difficile au microscope polarisant. La micrographie n°1 de la figure 41 présente des feldspaths recoupés par des gerbes de fibrolite. On observe des macles simples, c'est probablement de l'orthose.

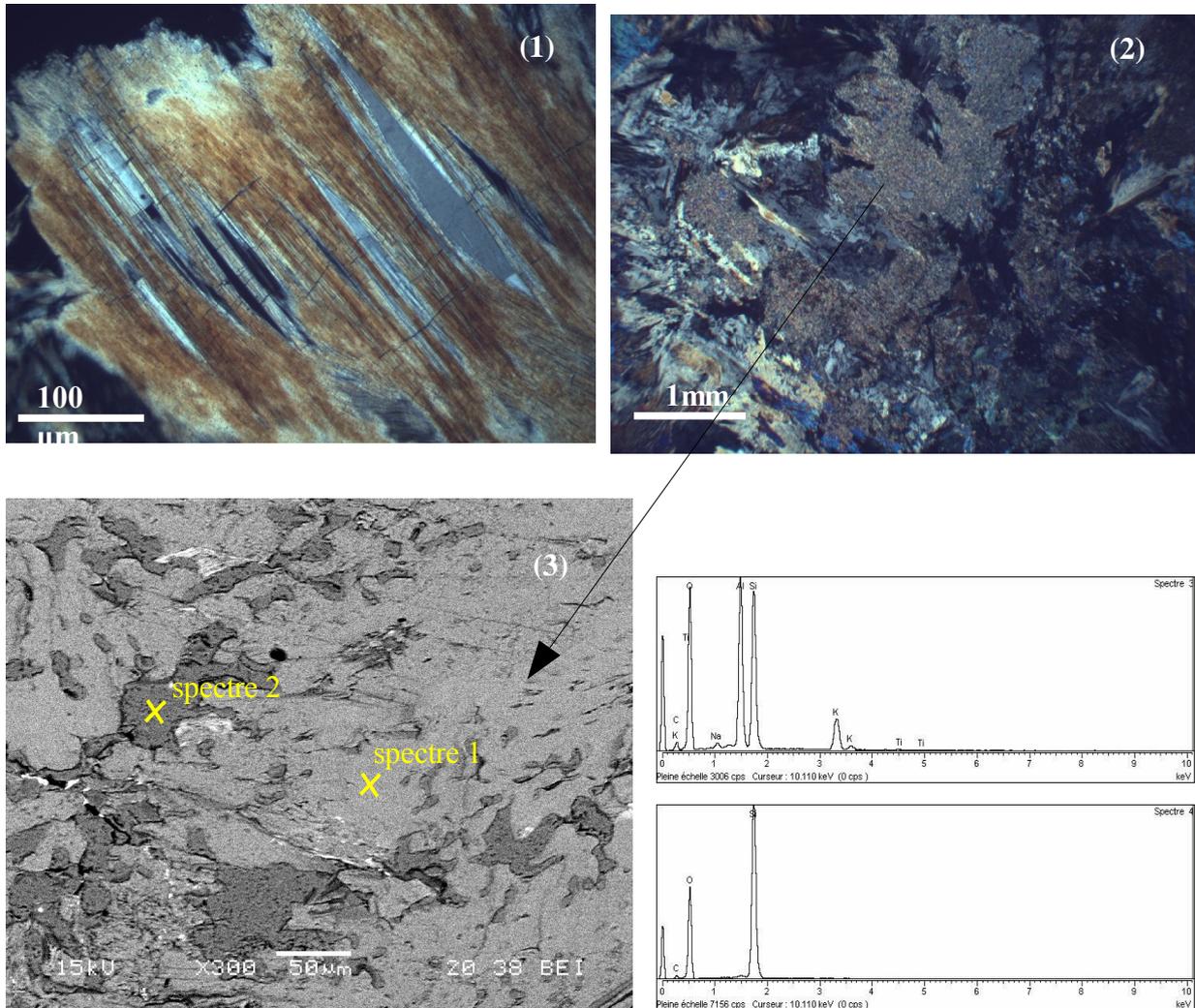


Figure 41 : Feldspath en LPA (1) ; zone riche en séricite probablement un ancien feldspath (2) ; image Meb de la zone en électrons rétrodiffusés (3) et spectres EDS.

La lame mince de l'échantillon mgh09 présente un zone riche en séricite. Cette zone correspond probablement à un feldspath qui a été séricitisé. Au MEB on observe des grains de quartz xénomorphe associés aux cristaux de séricite (cf. figure 41).

Des petits cristaux de feldspath sont associés à des cristaux de muscovite dans les filonets. La figure 42 présente une vue de cette association, la muscovite polarisant dans le deuxième ordre, le feldspath dans le premier ordre. L'analyse EDS révèle que le feldspath est calco-sodique. On n'observe pas de macle polysynthétique au microscope polarisant.

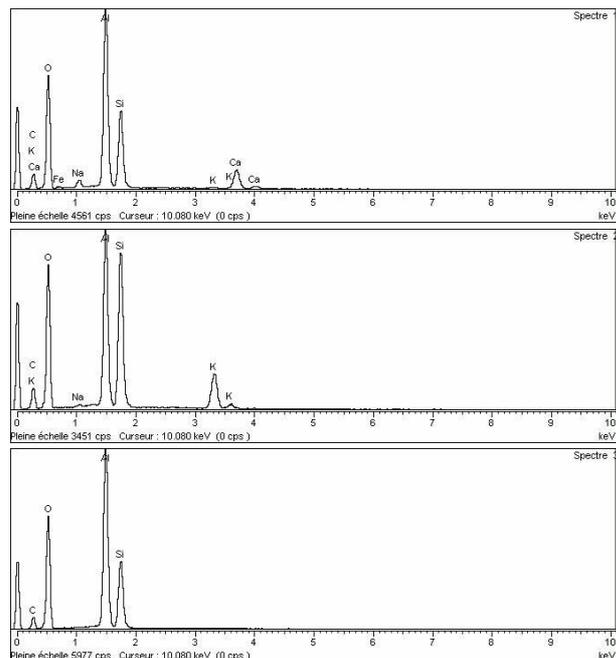
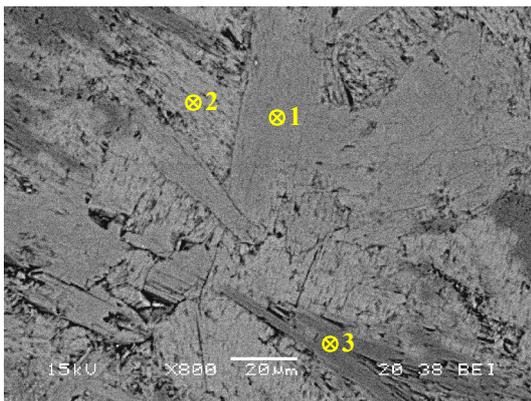
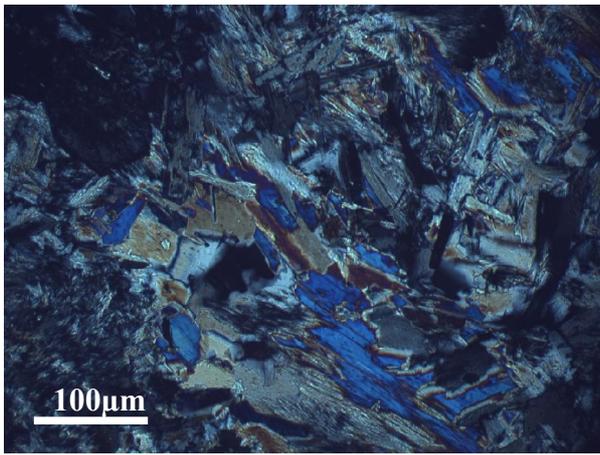


Figure 42 : Petits cristaux de feldspath et de muscovite en LPA.
Puis, image MEB en électron rétrodiffusé et localisation des spectres EDS.

4.1.1.1.7 la biotite

La biotite n'est observée que sur la lame mince de l'échantillon mg19. Elle s'exprime en un amas de cristaux automorphes sans orientation préférentielle. Les grains aux clivages fins développent un pléochroïsme intense. Aucune inclusion de zircon n'est observée. Les grains de biotite sont associés aux plages de muscovite, en contact avec les aiguilles de fibrolite (cf. figure 43).

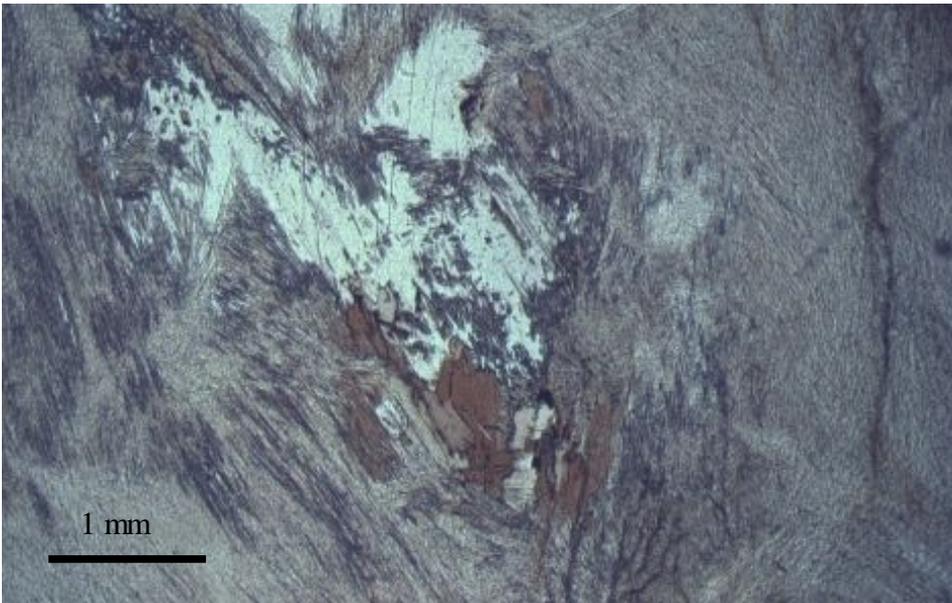


Figure 43 : Cristaux de biotite en LPNA.

4.1.1.1.8 *les chlorites*

Des feuillettes de chlorites xénomorphes s'observent dans deux échantillons de la zone de Plouguin (mg09 et mg19). Les grains de chlorite de la lame mg09 sont peu nombreux (quelques grains observés). Les paillettes xénomorphes sont associées à des cristaux de muscovite (cf. figure 44, micrographie 1) et à une autre espèce minérale qui polarise dans des teintes grises du premier ordre. Des inclusions opaques (probablement exolution de rutile) sont disposées parallèlement aux clivages. En lumière polarisée non analysée, les cristaux de couleur gris beige sont légèrement pléochroïques.

La lame mince de l'échantillon mg19 montre un ensemble plus riche de chlorite. Des chlorites de couleur vert clair en lumière polarisée non analysée sont aussi observées. Certaines parties de ces cristaux sont pléochroïques. Elles développent des teintes de polarisation anormales dans les bleu foncés à bleu violacés, teintes caractéristiques de la pennine (cf. figure 44, micrographie 2). Cette chlorite est associée à des muscovites et à des minéraux polarisants dans le premier ordre (feldspath ou quartz). L'observation la plus marquante est la disposition particulière des cristaux de chlorite au sein de grande plage de muscovite (cf. figure 45, micrographie 1). Ces grains de chlorite s'immiscent dans le cristal de muscovite à partir des clivages laissant suggérer que la muscovite se chloritise. Ces grains de chlorite s'éteignent en même temps. Des analyses à la sonde EDS ont montré la présence de Fe et Mg dans la composition de la muscovite (cf. figure 45, image MEB 2).

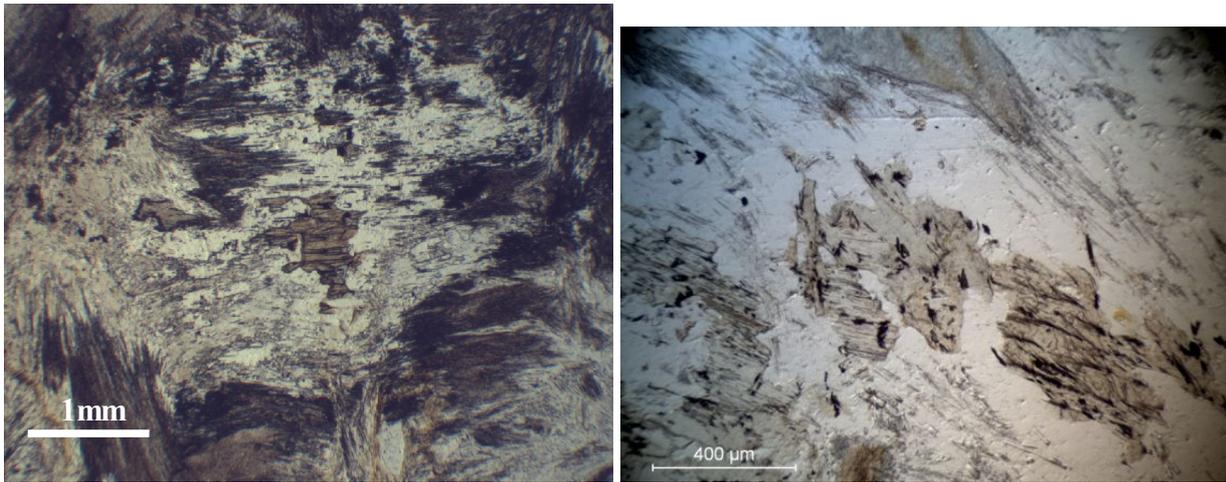


Figure 44 : Chlorites en LPNA ; (1) échantillon mgh09 et (2) mgh19.

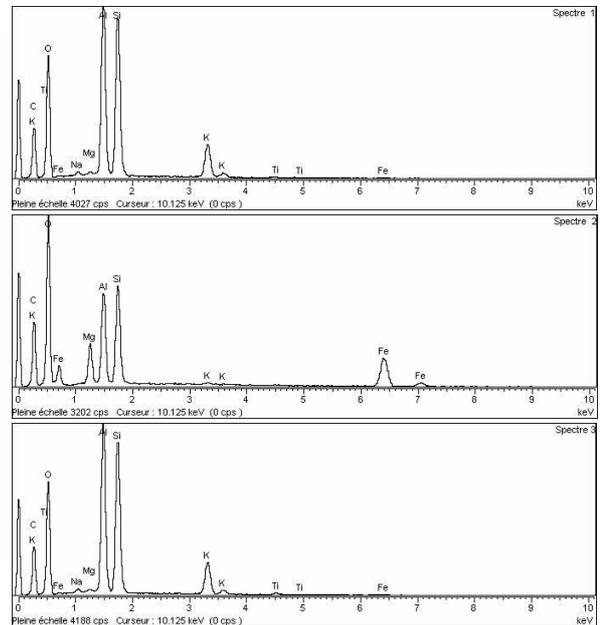
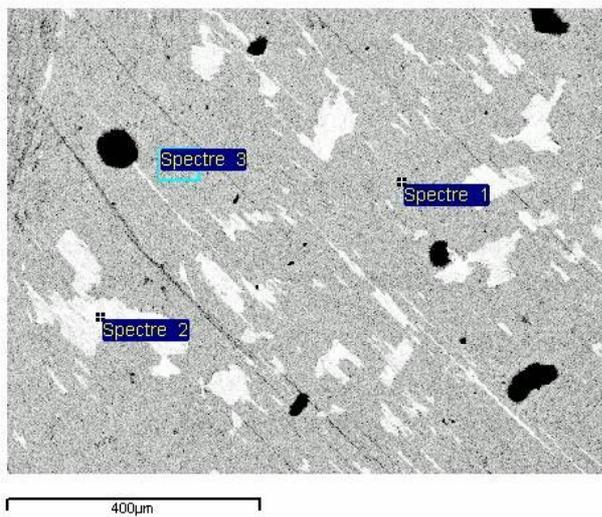


Figure 45: Grains de chlorite au sein d'un cristal de muscovite. (1) micrographie en LPNA ; (2) image MEB en électrons rétrodiffusés et spectres EDS.

4.1.1.1.9 Le corindon

Un seul échantillon de ce groupe pétrographique n°1 (mgh18) contient des grains de corindon. Cet échantillon a été prélevé au lieu dit Menez an Arz en Plouguin. Le corindon s'exprime sous la forme de grains à fort relief et aux teintes de biréfringence grises du premier ordre. Les grains se regroupent en amas longiformes. Certains grains, sur les bords des amas, mettent en valeur leurs formes automorphes semblables à des barillets (cf. figure 46, micrographie 1). Nous avons effectué des analyses chimiques au MEB pour confirmer la nature minéralogique de ces grains (cf. figure 46). Les éléments O et Al sont détectés. Les amas de corindon sont rarement en contact avec la fibrolite, ils sont surtout situés au coeur de filonets composés d'un mélange de minéraux dont la plupart sont des plaquettes de muscovite associées à des cristaux de feldspath (cf partie sur les feldspaths).

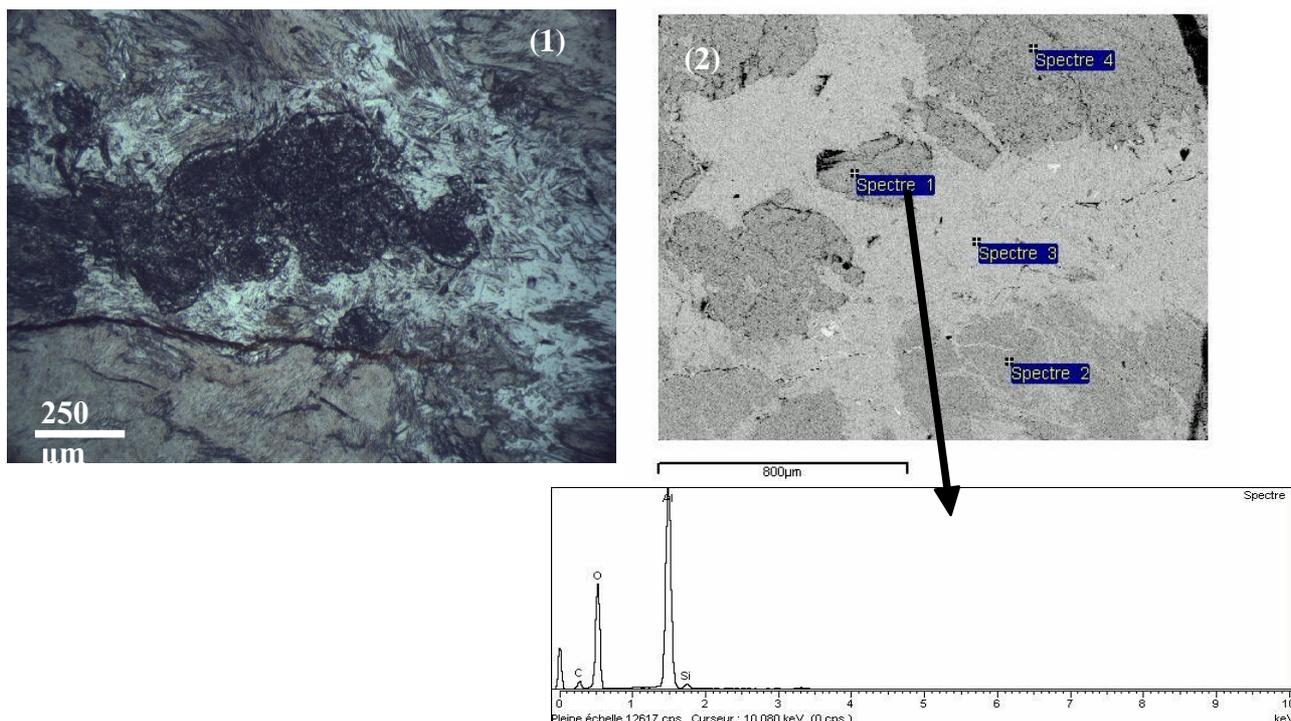


Figure 46 : Amas de cristaux automorphes de corindon, (1) en LPNA et (2) image MEB en électrons rétrodiffusés avec la localisation du spectre EDS.

4.1.1.1.10 le zircon

Les grains de zircon, présents dans l'ensemble des lames minces de la zone de Plouguin, sont reconnaissables par leur fort relief et leurs teintes vives de polarisation du début du troisième ordre. Leur proportion varie néanmoins selon les échantillons. Les cristaux se regroupent souvent en petits paquets ou en cortège de grains (cf. figure 47, micrographie 1). En lumière polarisée analysée, les grains regroupés en paquet ne s'éteignent pas en même temps. Des grains isolés sont aussi observés, surtout dans les lames où il y en a peu. Au sein des gerbes, certains grains de forme allongée semblent avoir leur allongement parallèle aux bords des aiguilles de fibrolite. Nous avons effectué des analyses EDS sur quelques grains afin de confirmer leur composition chimique. Car lors de nos premières observations nous hésitions avec d'autres grains d'aussi fort relief et de biréfringence élevée comme la monazite. Les éléments zirconium et oxygène ont été détectés (cf. figure 47).

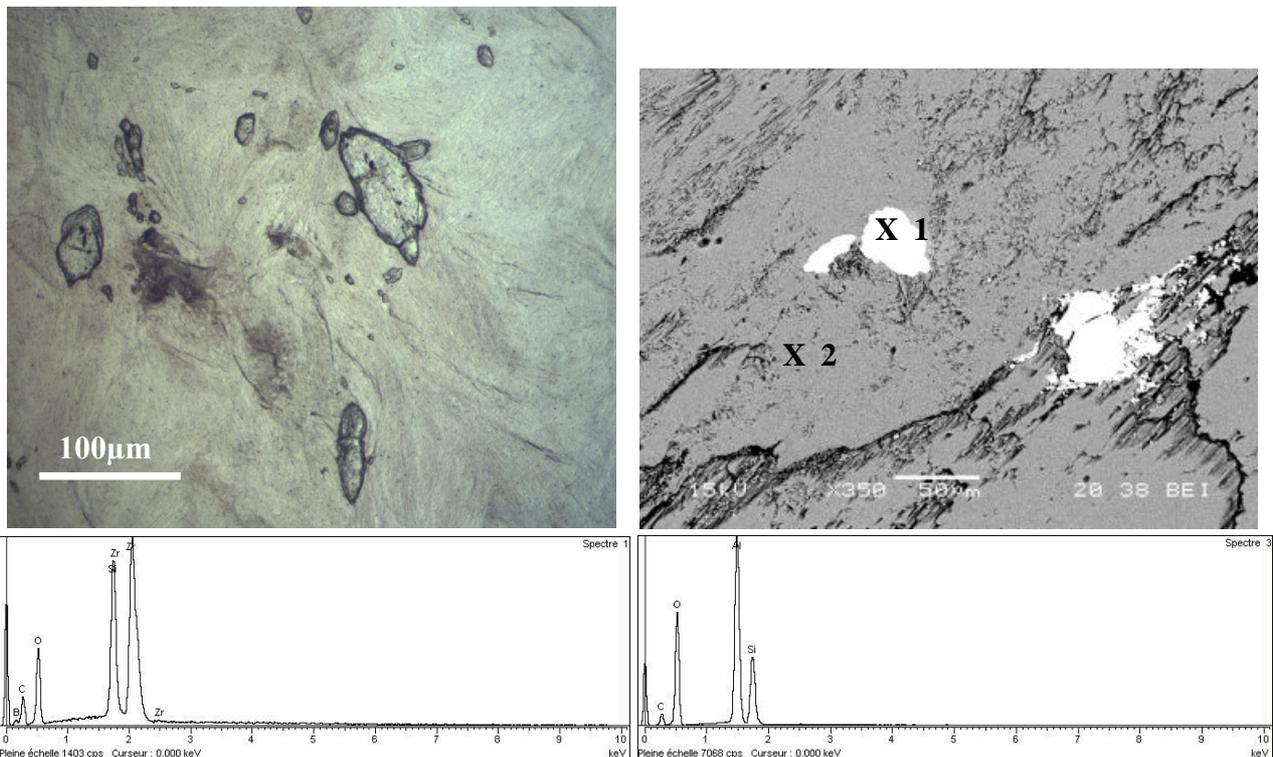


Figure 47 : Grains de zircon au sein de gerbe de fibrolite : (1) au MOP en LPNA ; (2) au MEB image en électrons rétrodiffusés et spectre EDS du zircon et de la sillimanite.

Les grains de zircon sont rarement automorphes, ils ont surtout une forme émoussée. Au MEB les grains ont des bords irréguliers formant parfois des anfractuosités.

4.1.1.1.11 le rutile

Le rutile est présent dans deux échantillons de Plouguin (mg07 et mg19). Sur la lame mince de l'échantillon mg07, le rutile est en LPNA de couleur brunâtre. Sa réfringence est forte. On observe des clivages sur certains individus. La biréfringence est importante. Les teintes de polarisation des ordres supérieurs sont masquées par la couleur du minéral. Dans des faibles grossissements, les grains de rutile paraissent développer une couronne réactionnelle d'une nature minéralogique différente. Mais en observant à une plus grande échelle, il s'avère que cette zone est composée d'aiguilles de rutile parallèles entre-elles partant du grain (cf. figure 48, micrographie 1 et 2). Entre ces aiguilles se développent des minéraux en petites plaquettes, polarisant dans les gris blanc du premier ordre. Certains cristaux semblent développer des macles. De plus, cette dernière phase englobe l'ensemble formé par les grains et les aiguilles de rutile. Des cristaux de muscovite englobent l'ensemble « grains de rutile, aiguille et cristaux polarisant dans les gris ».

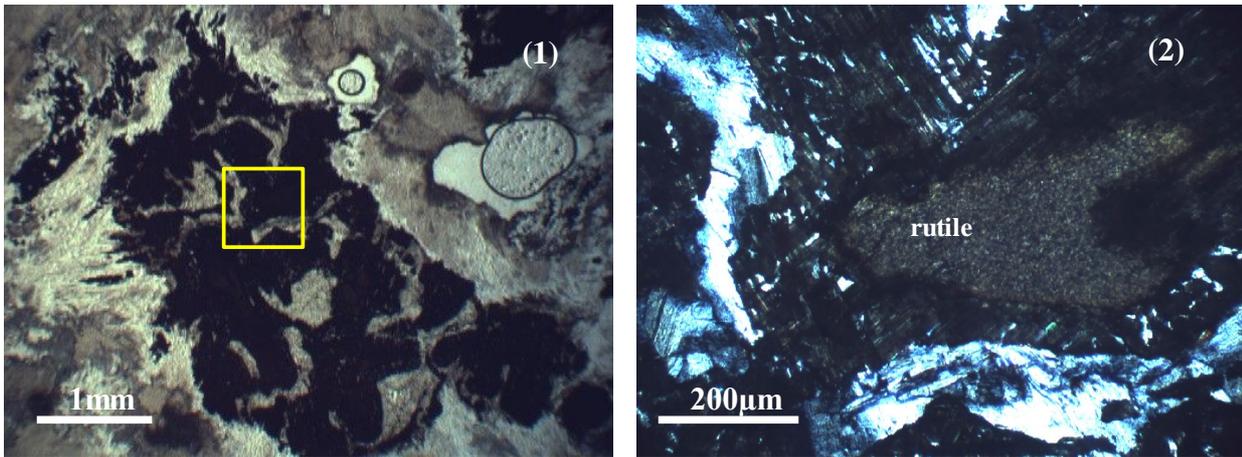


Figure 48 : Disposition des grains de rutile. Micrographie (1) en LPNA ; (2) en LPA.

Nous avons effectué des analyses chimiques à la sonde EDS au MEB afin de déterminer la composition des phases minérales en présence (cf. figure 49). Pour le rutile, les éléments Ti et O sont bien détectés, ainsi que les éléments chimiques caractéristiques de la muscovite. On remarque que la muscovite contient un peu de sodium. La phase minérale située entre les aiguilles de rutile contient du O, Al et Si en éléments chimiques principaux et du Fe, Mg et K.

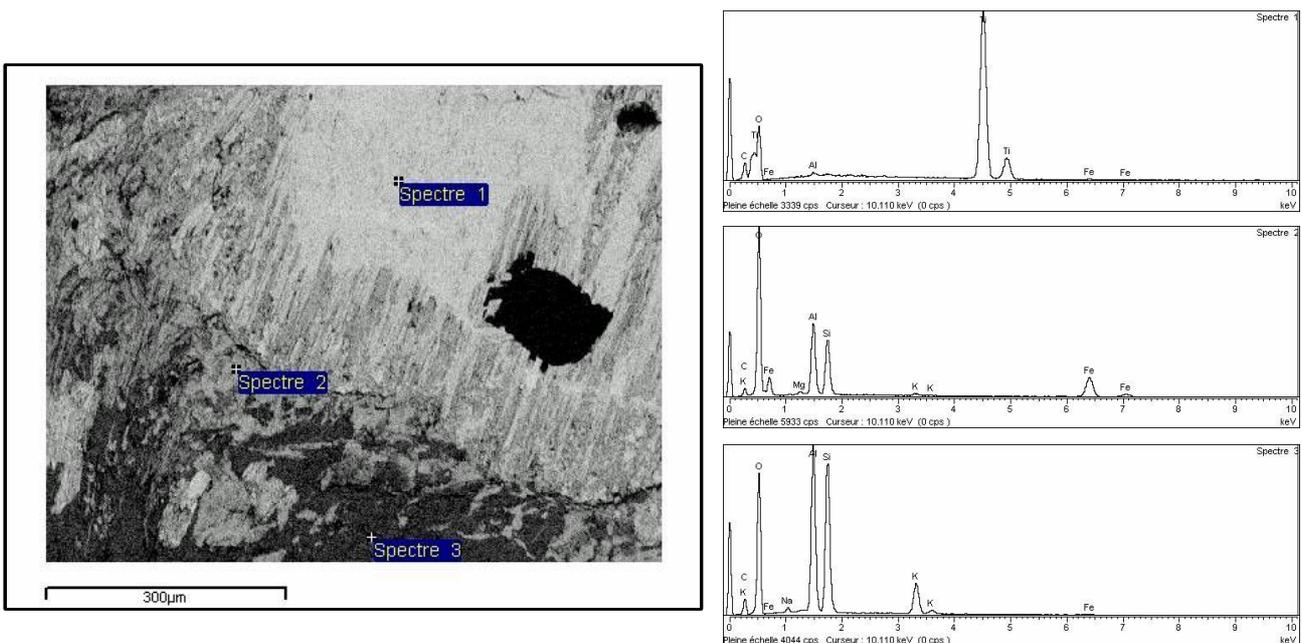


Figure 49 : Analyses EDS des phases associées au rutile. L'image est en électrons rétrodiffusés.

En ce qui concerne l'échantillon mg19, le rutile s'exprime en grains contenant des inclusions d'une phase minérale non déterminée (cf. figure 50, micrographie 1). Ces inclusions semblent alignées selon des plans (clivages?) parallèles entre eux. Ces grains (rutile + inclusion) sont entourés de plaquettes de muscovite tachetées de zones brunâtres, en particulier au niveau des clivages. En contact avec des aiguilles de fibrolite et seulement dans ce cas, le grain développe une zone périphérique opaque. Les analyses EDS font ressortir du Ti, O, Fe, et Mn, composition probable de l'ilménite manganifère (cf. figure 50). Les aiguilles de fibrolite sont parallèles aux bords du grain de rutile. Nous avons aussi analysé la phase minérale incluse dans les cristaux de rutile (cf. figure 50). Les éléments chimiques sont O, Al, Si, Fe, Mg et Ti. Le spectre EDS est

similaire à celui obtenu à l'analyse de la phase précédemment non déterminée associée au rutile de l'échantillon mgh07. Seule la présence du titane et du potassium change. Les pics de ces éléments sont relativement faibles.

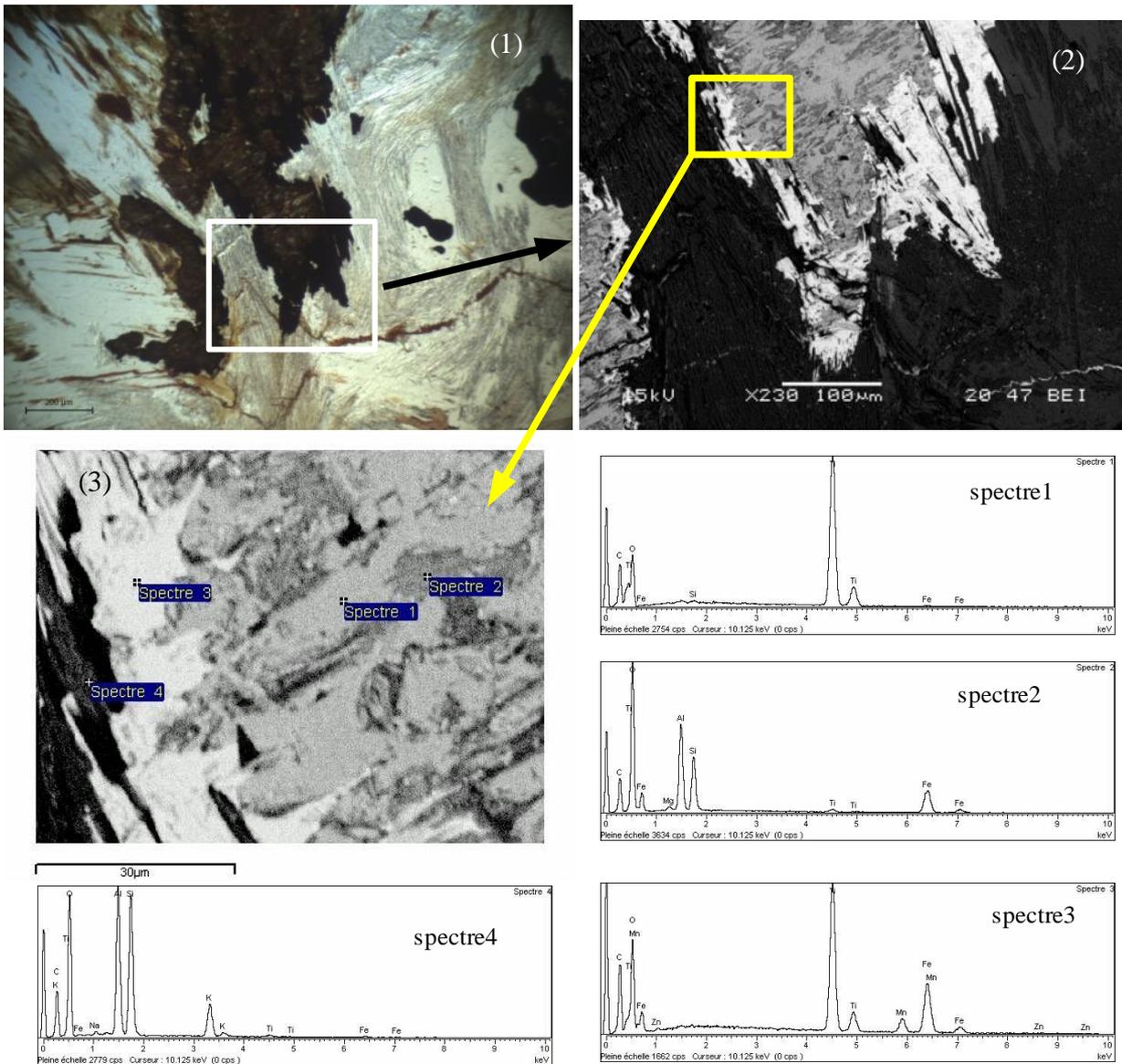


Figure 50 : Analyse EDS des phases associées au rutile.

La figure 51 résume les associations de minéraux en jeu dans l'altération du rutile. Le rutile sous forme d'aiguilles est probablement une deuxième génération de rutile. Le titane à peine mobilisé s'est à nouveau associé à l'oxygène pour cristalliser en rutile aux abords des grains de première génération.

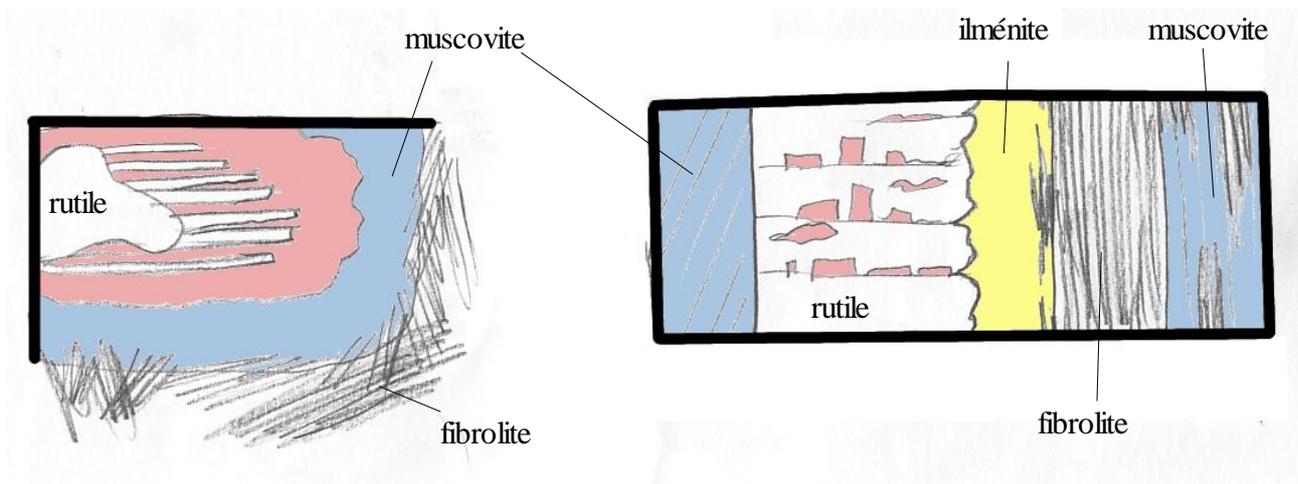


Figure 51 : Croquis résumant l'état d'altération du rutile. En rose, représentation de la phase indéterminée composée des éléments Si, Al, O, Fe et de moindre mesure Mg et Ti

4.1.1.1.12 La ferronigérite

Dans les filonnets composés de nombreuses plaquettes de muscovite et de grains de feldspath associés aux amas de corindon (mgh18), se présentent en petites plaquettes automorphes des grains de couleur brun-jaune légèrement pléochroïques. Ses teintes de polarisation sont cachées par la couleur du minéral. L'extinction est droite.

En analyse chimique EDS au MEB (cf. figure 52), une association peu habituelle d'éléments chimiques est détectée. Nous notons la présence de l'aluminium, de l'oxygène, de l'étain, du fer et du zinc. Le silicium, le titane et le sodium semblent également être des éléments constitutifs du minéral mais sans certitude sachant que le pic principal du Na se superpose à celui du Zn, et que l'intensité des pics du Ti et de Si est peu différente de l'intensité du bruit de fond (selon les spectres le Si n'est pas toujours présent).

Les éléments chimiques principaux pourraient être les éléments constitutifs d'un minéral du groupe de la nigérite. Du fait de la présence de fer, ce minéral se nomme la ferronigérite.

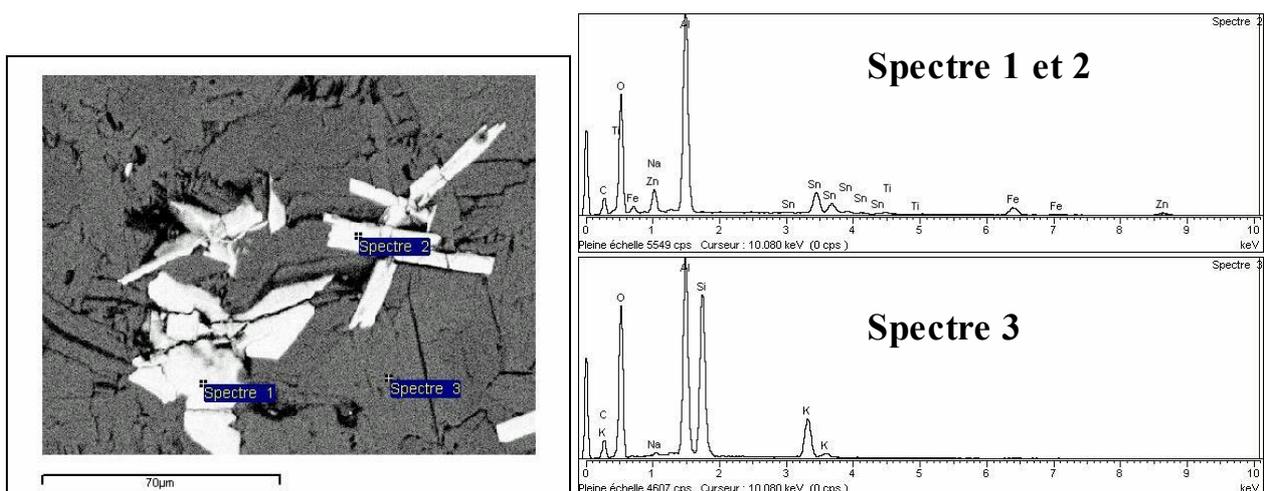


Figure 52 : Cristaux de nigérite au MEB en électrons rétrodiffusés et les spectres correspondants aux analyses EDS.

4.1.1.1.13 *Tourmaline*

Un seul grain de Tourmaline est observé dans la lame mince de l'échantillon mgh19. Le grain d'aspect globuleux est de couleur brun-verdâtre en LPNA. Il ne présente pas de zonation. Le grain de tourmaline n'est pas en contact avec les aiguilles de fibrolite, mais en association avec les chlorites et les muscovites.

4.1.1.1.14 *L'ilménite*

L'ilménite a été décrite en association avec le rutile dans l'échantillon mgh19. Ce minéral ne cristallise qu'entre le rutile et la fibrolite.

4.1.1.1.15 *Les oxydes de fer*

Les oxydes de fer sont associés à de fines fissures qui traversent les lames en se propageant préférentiellement entre les aiguilles de fibrolite.

4.1.1.1.16 *Les opaques*

Les opaques sont souvent entourés de cristaux de muscovite (cf. figure 53). Cette association présente un aspect similaire à l'association établie entre les amas composés de grains de rutile comme décrit précédemment et la muscovite.

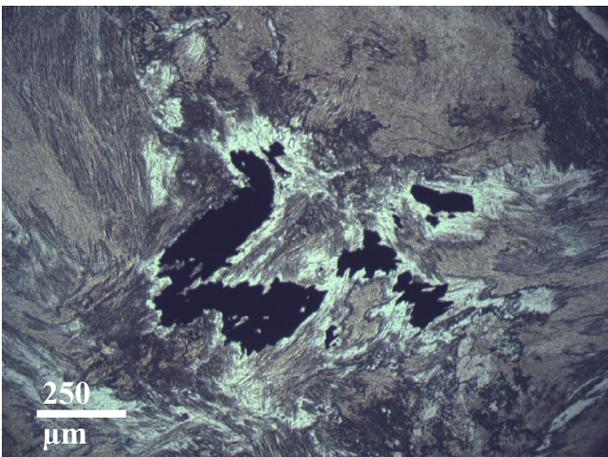


Figure 53 : Opaques en LPNA, semblables aux amas contenant du rutile.

4.1.1.1.17 *Autres minéraux*

Au sein de certaines gerbes d'aiguilles de fibrolite de l'échantillon mgh14, les reliques d'un minéral sont observées (cf. figure 54). Le minéral s'exprime sous forme de fragments trapus d'un relief assez élevé à la différence du relief des plages de muscovite. Les fragments du minéral s'éteignent en même temps, ce qui suppose qu'ils appartiennent à une même relique. Les teintes de polarisation sont celles du deuxième ordre.

Au MEB l'analyse chimique par EDS révèle principalement la présence des ions Al et O. L'ion Si est également détecté, son pic est de moindre intensité par rapport aux pics des autres éléments. Il est probable que le bulbe d'analyse ait atteint un cristal de fibrolite. Ce minéral est probablement du diaspore.

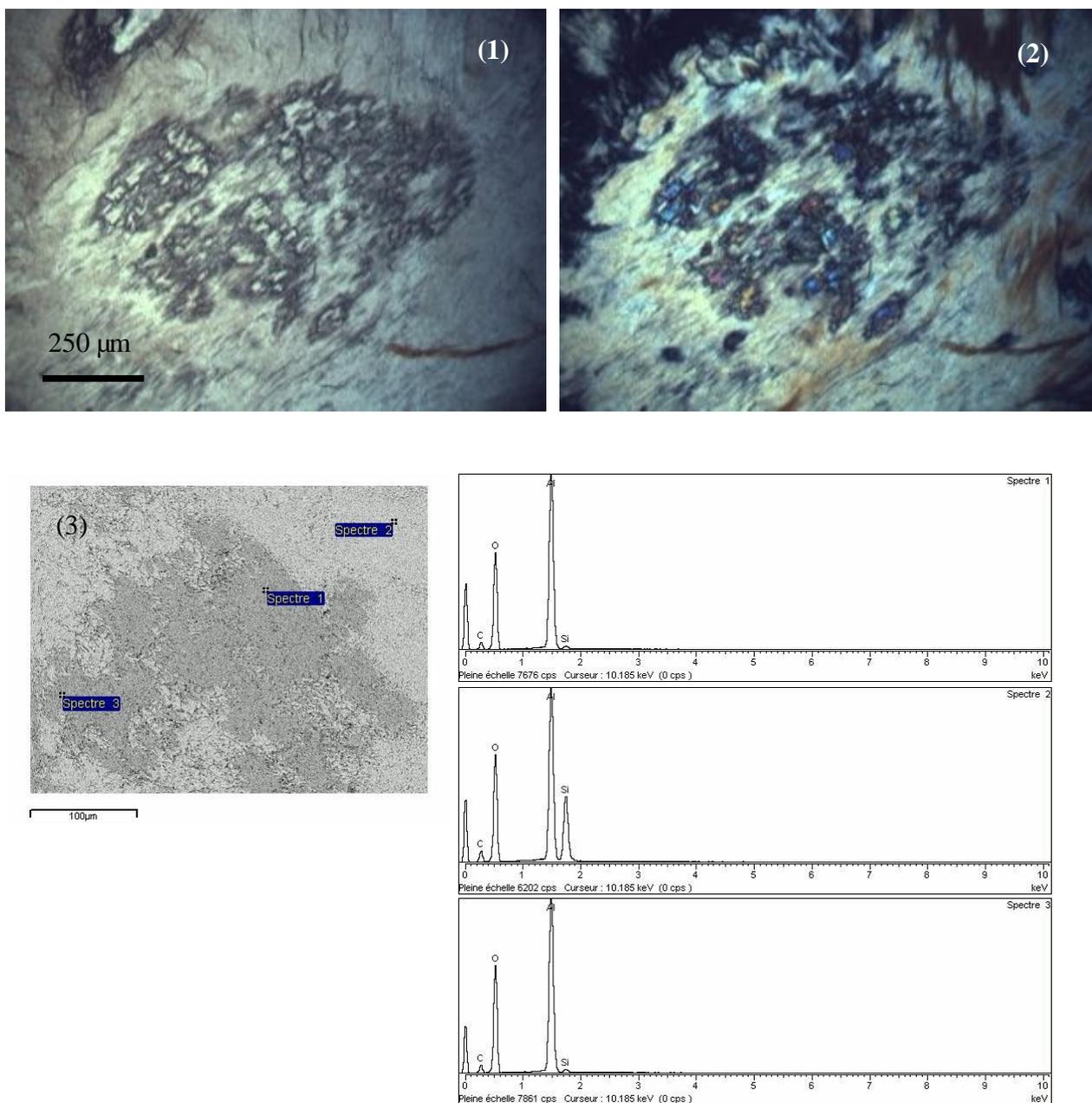
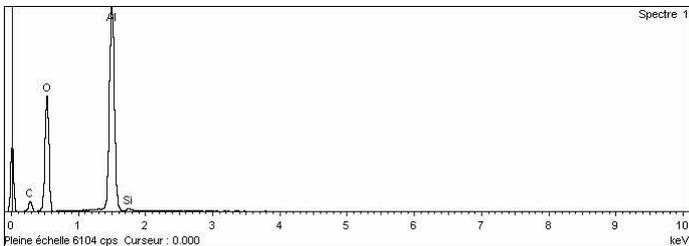
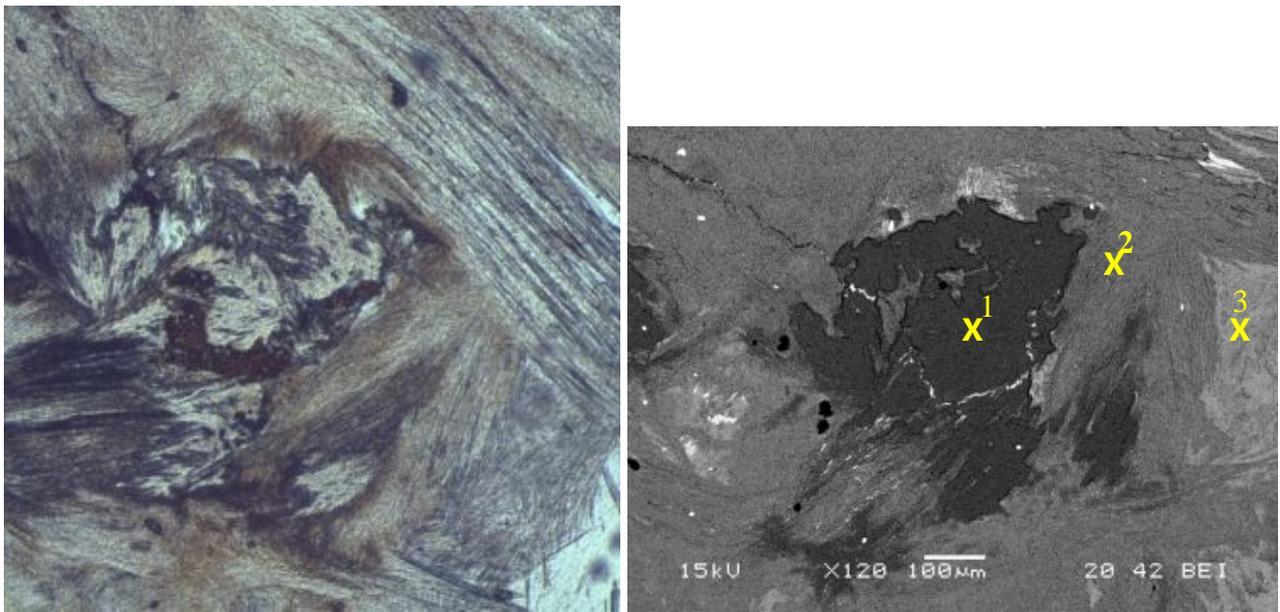
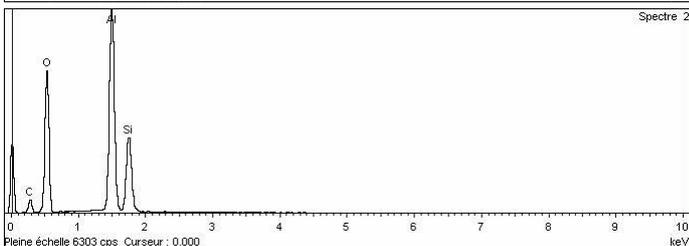


Figure 54 : Image MEB de la phase indéterminée et les spectres des analyses EDS.

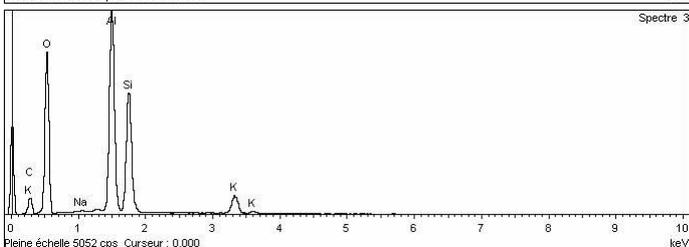
Une phase de composition chimique similaire est observée dans la lame mince mg19 (cf. figure 55). Sa biréfringence est néanmoins plus faible. Le grain de couleur rouille n'est pas visible en contraste de phase au MEB. Seul un liseret d'oxyde, probablement de titane, délimite un bord de ce grain. Au MOP les couleurs de polarisation sont similaires à celles de la muscovite.



spectre 1



spectre 2



spectre 3

Figure 55 : Image optique et MEB d'une autre phase indéterminée et spectres des analyses EDS.

4.1.1.1.2 Gisement d'Arzon

4.1.1.1.2.1 Aspects généraux

Les deux échantillons provenant d'Arzon appartiennent au groupe pétrographique n°1.

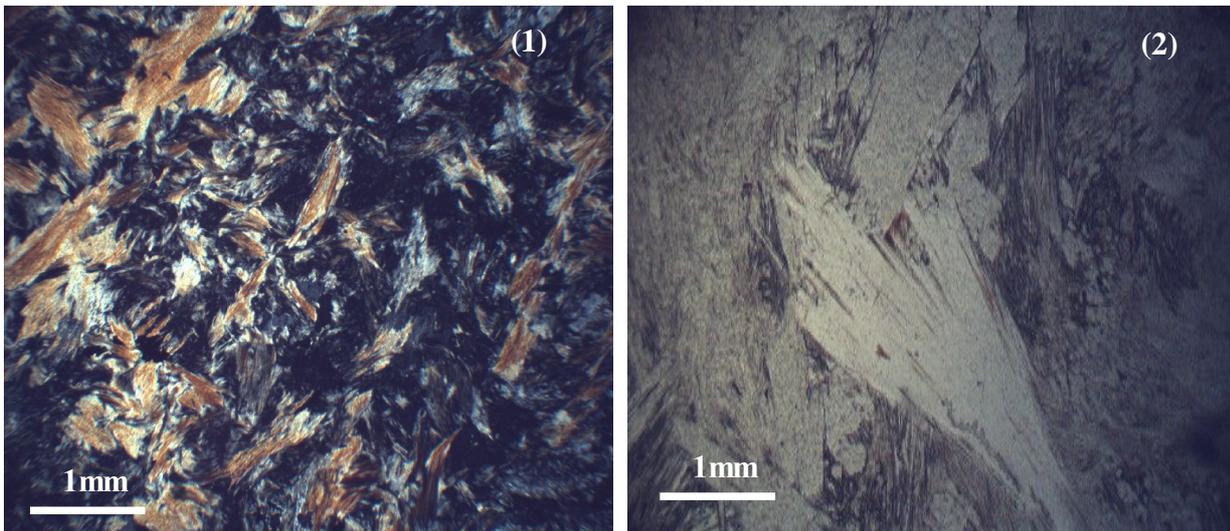


Figure 56 : Texture de gerbes de fibrolite en LPA (1) ; bouquet de sillimanite prismatique en LPNA (2).

La sillimanite se présente de la même manière que la sillimanite de Plouguin (cf. figure 56). On distingue de petites gerbes orientées aléatoirement, de tailles similaires, et des bouquets de sillimanite prismatique. Les bouquets de sillimanite prismatique sont sécants aux gerbes de fibrolite. La proportion de sillimanite dépasse les 90%. La muscovite est beaucoup plus rare que dans les échantillons de Plouguin.

4.1.1.1.2.2 *Feldspath*

Un grain de plagioclase avec des macles polysynthétiques est observé dans l'échantillon mgh02, il est recoupé par des aiguilles de fibrolite. D'autres phases feldspathiques sans macles sont observées au sein des gerbes de fibrolite. Le feldspath est la phase intersticielle entre les fibres de sillimanite.

Les feldspaths sont souvent associés à des grains de biotite. Les analyses MEB révèlent que les feldspaths sont calco-sodiques (cf. partie suivante sur la biotite).

4.1.1.1.2.3 *Biotite*

Des grains pléochroïques de biotite sont présents au sein de plages de feldspath recoupées par des aiguilles de fibrolite (cf. figure 57, micrographie 1 et 2). Des inclusions de zircon avec leur auréole sombre pléochroïque sont observées. La forme des grains a tendance à être xénomorphe. Quelques rares plaquettes sont automorphes. Nous avons effectué des analyses MEB dans ces zones à biotites et feldspaths pour confirmer nos observations (cf. figure 58). Les biotites contiennent du titane.

Il est à noter que l'on retrouve ces mêmes associations minérales dans les deux échantillons d'Arzon.

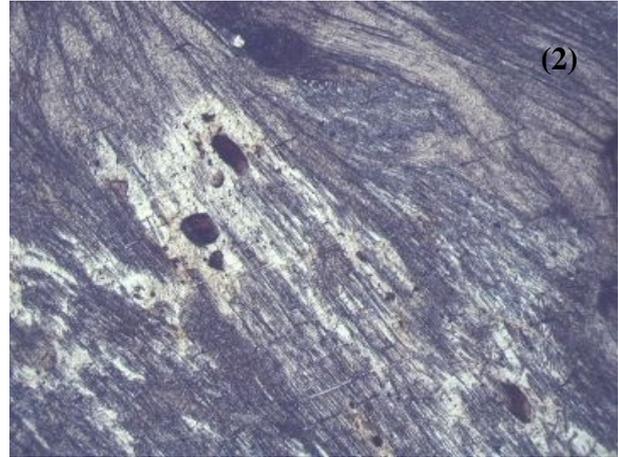
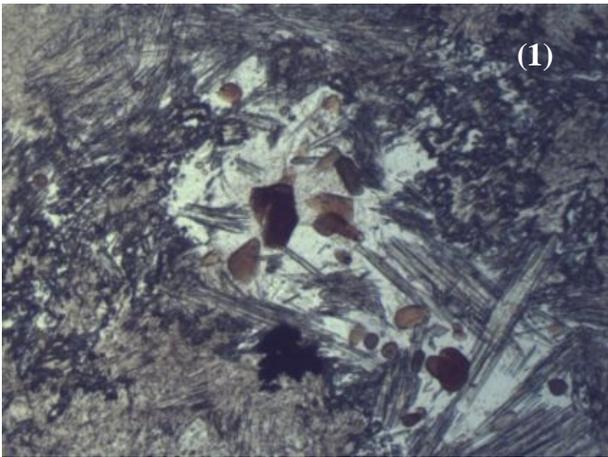
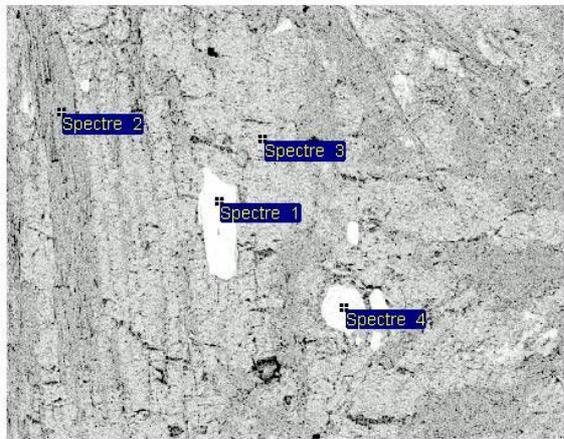


Figure 57 : Micrographies montrant des grains de biotite dans des felspaths au sein de gerbes de fibrolite. (1) échantillon mgh02 ; (2) échantillon mgh32.



200µm

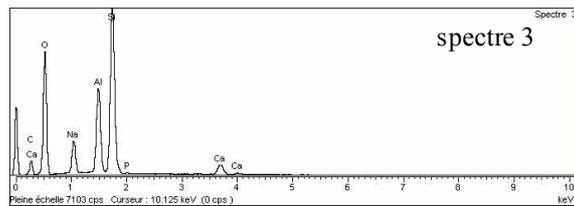
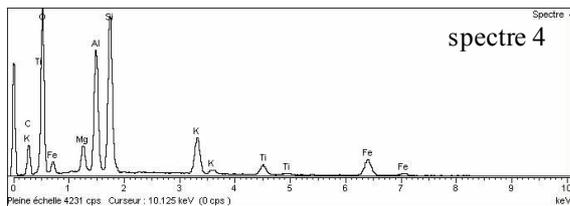
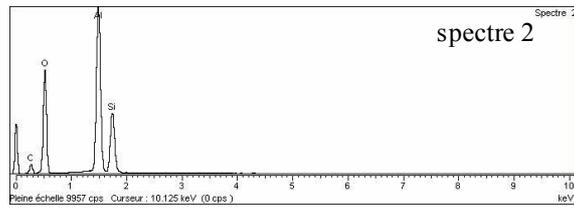
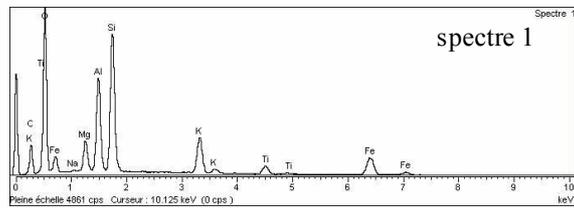


Figure 58 : Image MEB en électrons rétrodiffusés et les spectres EDS des analyses des minéraux associés à la biotite.

La biotite se présente également sous forme de plages rougeâtres pléochroïques très étirées au sein des cristaux de sillimanite. Lorsqu'on observe les amas de section losangique des sillimanites prismatiques (cf. figure 59, micrographie 1), les sections des plaquettes de biotite sont parallèles entre elles et sont situées entre deux sections losangiques de sillimanite. L'allongement des cristaux de biotite est parallèle aux fibres (cf. figure 59, micrographie 2).

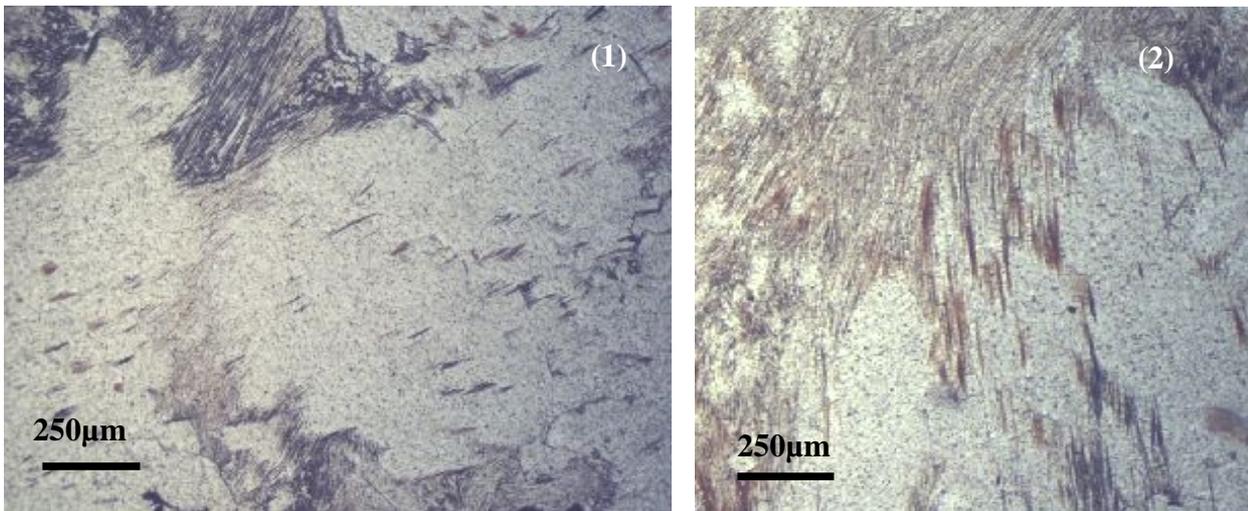


Figure 59 : Micrographies en LPNA de cristaux de biotite au sein des fibres et cristaux prismatiques de sillimanite.

4.1.1.1.2.4 *Apatite*

Des grains d'apatite sont observés au voisinage des feldspaths et biotites. La forme des grains est semblable aux sections losangiques de la sillimanite. L'apatite polarise aussi dans les gris du premier ordre mais sa réfringence est plus importante.

4.1.1.1.2.5 *Muscovite*

La muscovite est très rare. Un seul petit grain est observé dans la lame mince de l'échantillon mgh02. Mais de plus gros cristaux sont présents dans l'échantillon mgh32.

4.1.1.1.2.6 *Opaques*

Les grains opaques sont régulièrement répartis dans la matrice fibrolitique. Ils peuvent être en contact des plages feldspathiques. Ce sont des grains xénomorphes aux contours très irréguliers s'immiscant entre les aiguilles de fibrolite (cf. figure 60, micrographie 1). L'analyse EDS au MEB révèle l'association des éléments Ti, O, Fe, et Mn (cf. figure 60, image 2 et spectres d'analyse). Ces minéraux sont probablement des grains d'ilménite.

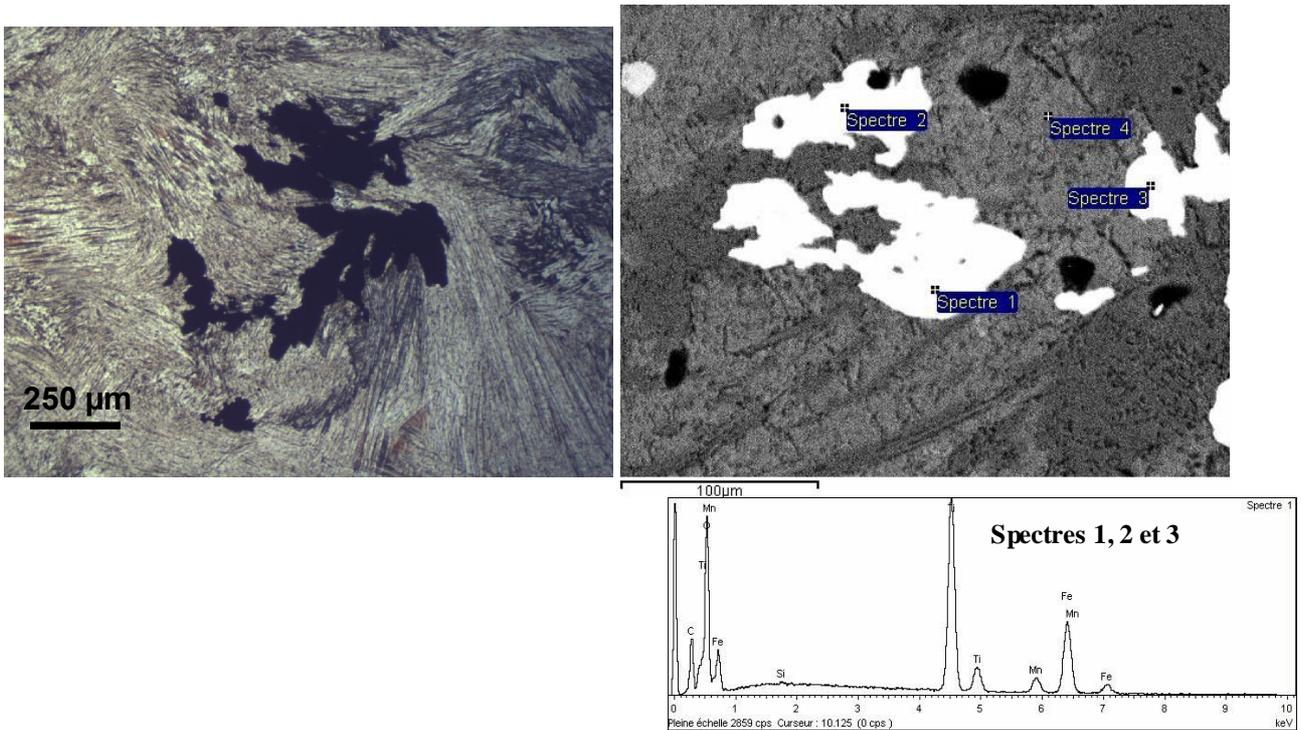


Figure 60 : (1) grain opaque en LPNA ; (2) analyse au MEB à la sonde EDS d'un autre grain.

4.1.1.2 Groupe pétrographique n°2

4.1.1.2.1 Gisement du Conquet-Ploumoguer

4.1.1.2.1.1 Généralités

Ce groupe concerne les deux seuls échantillons de la région du Conquet étudiés en lame mince (mgh29 et mgh33). Le type pétrographique n°2 est composé principalement de sillimanite, surtout fibreuse, mais quelques cristaux prismatiques sont également présents. La texture est fibreuse (cf. figure 61). On pourrait également la qualifier de nématoblastique. Une linéation est induite par l'allongement des fibres.

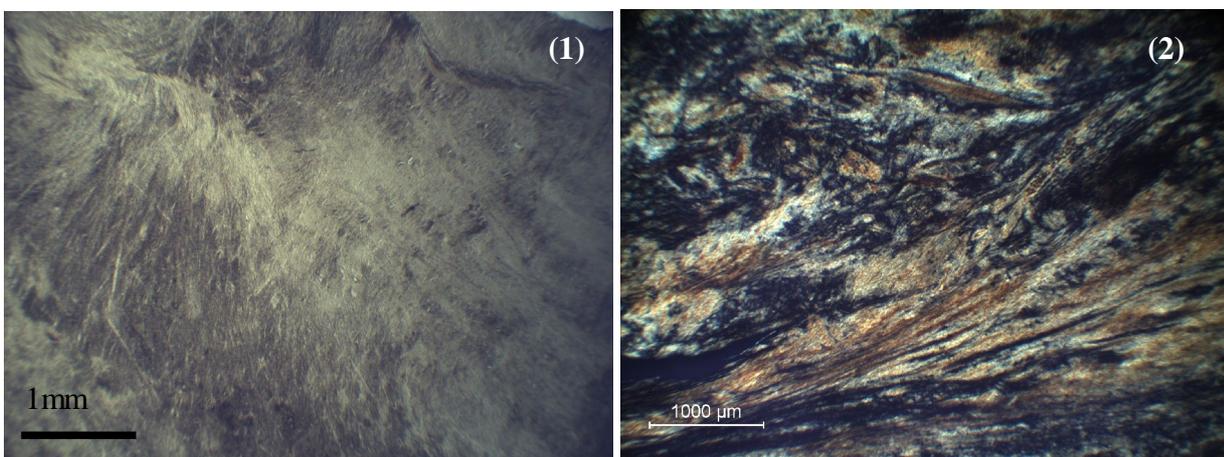


Figure 61 : Aspects généraux en lames minces du groupe pétrographique n°2. (1) mgh33 en LPNA ; (2) mgh29 en LPA.

4.1.1.2.1.2 *La sillimanite*

La proportion de sillimanite dépasse les 95%. La sillimanite se présente principalement sous son habitus fibreux. Le fibrolite est très fine, elle s'exprime par de longues fibres légèrement ondulées dans une orientation préférentielle. Les fibres sont orientées de la même manière, mais l'aspect est généralement cotonneux, tellement fin localement qu'on ne distingue plus les fibres. L'extinction en LPA s'effectue par de grandes plages. En LPNA, on observe des zones limpides qui correspondent à des cristaux de sillimanite prismatique aux terminaisons fibreuses. Les prismes sont parallèles aux aiguilles de fibrolite (cf. figure 62). Dans ces prismes on distingue des fractures perpendiculaires à l'allongement, et des inclusions (cf. figure 62). Il est intéressant d'observer la propagation des fissures au sein des aiguilles de fibrolite. La fissure se propage entre les fibres en passant par les plans de clivage perpendiculaires à l'allongement des aiguilles, formant ainsi une figure en échelon (cf. figure 62).

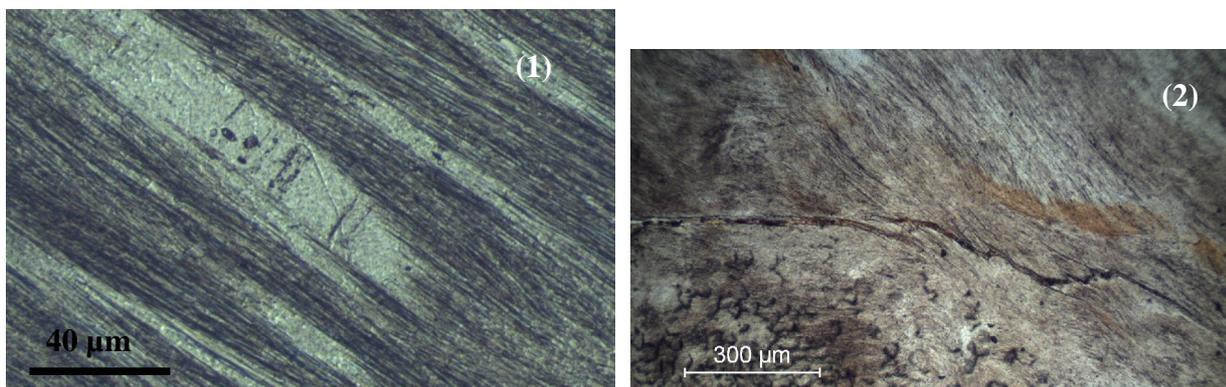


Figure 62 : (1) Prismes et fibres de sillimanite en LPNA ; (2) fissure se propageant entre les fibres et par les plans de clivage.

4.1.1.2.1.3 *Les feldspaths et la muscovite*

La lame mgh33 se compose de quelques rares petites lentilles fusiformes constituées de grains de plagioclase au centre et de petites paillettes de muscovite (ou séricite) en couronne (cf. figure 63, micrographie 1). Les paillettes de muscovite se retrouvent aussi dans les fractures des grains de plagioclase. Le feldspath se séricitise donc au contact de la fibrolite. Aucune fibre de sillimanite ne traverse ces grains. Les aiguilles semblent épouser les contours des grains. Une lentille est composée principalement de paillettes de muscovite avec de probables reliques de cristaux de feldspath (cf. figure 63, micrographie 2).

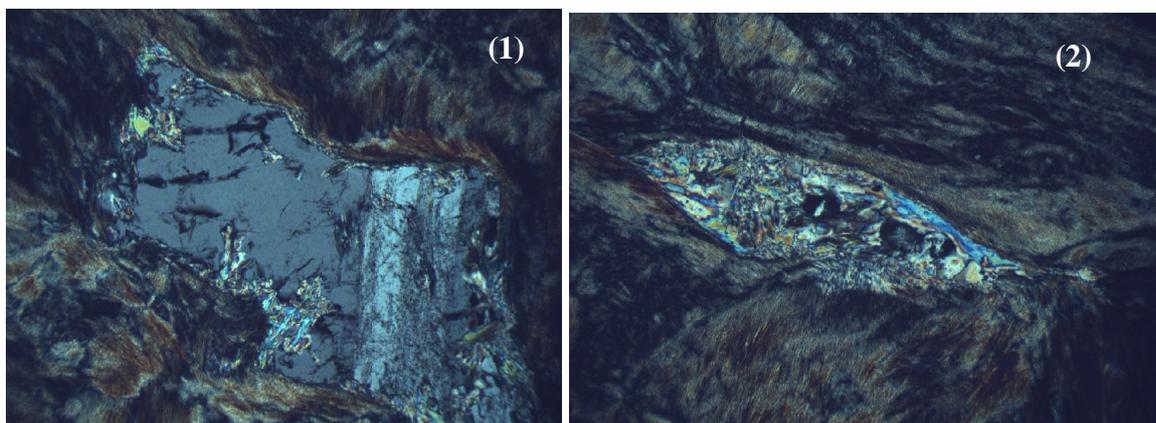


Figure 63 : Grains de plagioclases au contour de séricite dans la matrice fibrolitique.

4.1.1.2.1.4 *La biotite*

On observe de la biotite uniquement dans l'échantillon mgh29. Elle s'exprime par de longs cristaux parallèles aux fibres de sillimanite (cf. figure 64, micrographie 1). On peut également l'observer en grains aux délimitations floues, dans lesquels les aiguilles de fibrolite traversantes forment une structure en triangle (cf. figure 64, micrographie 2). Cette figure particulière s'explique par une croissance de la fibrolite en épitaxie sur la biotite.

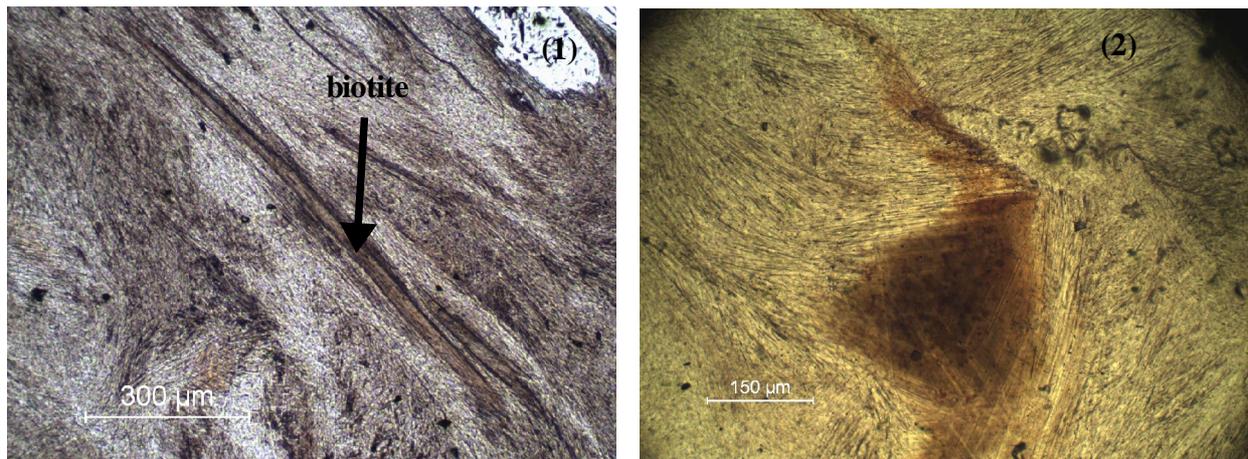


Figure 64 : Le biotite au sein de la fibrolite : (1) et (2) en LPNA.

4.1.1.3 Groupe pétrographique n°3

4.1.1.3.1 *Généralités*

Cette famille pétrographique ne concerne que deux échantillons de Plouguin (mgh21 et mgh22). Leurs aspects macroscopiques se distinguent d'ailleurs de l'ensemble des échantillons étudiés provenant de ce site. L'observation la plus remarquable par rapport aux échantillons classés dans le groupe pétrographique n°1, est la proportion nettement plus faible de cristaux de sillimanite, elle ne dépasse pas les 20%. C'est la muscovite qui domine. La présence non négligeable de grains de tourmaline est aussi un critère qui fait la spécificité de ce type pétrographique.

4.1.1.3.2 *La sillimanite*

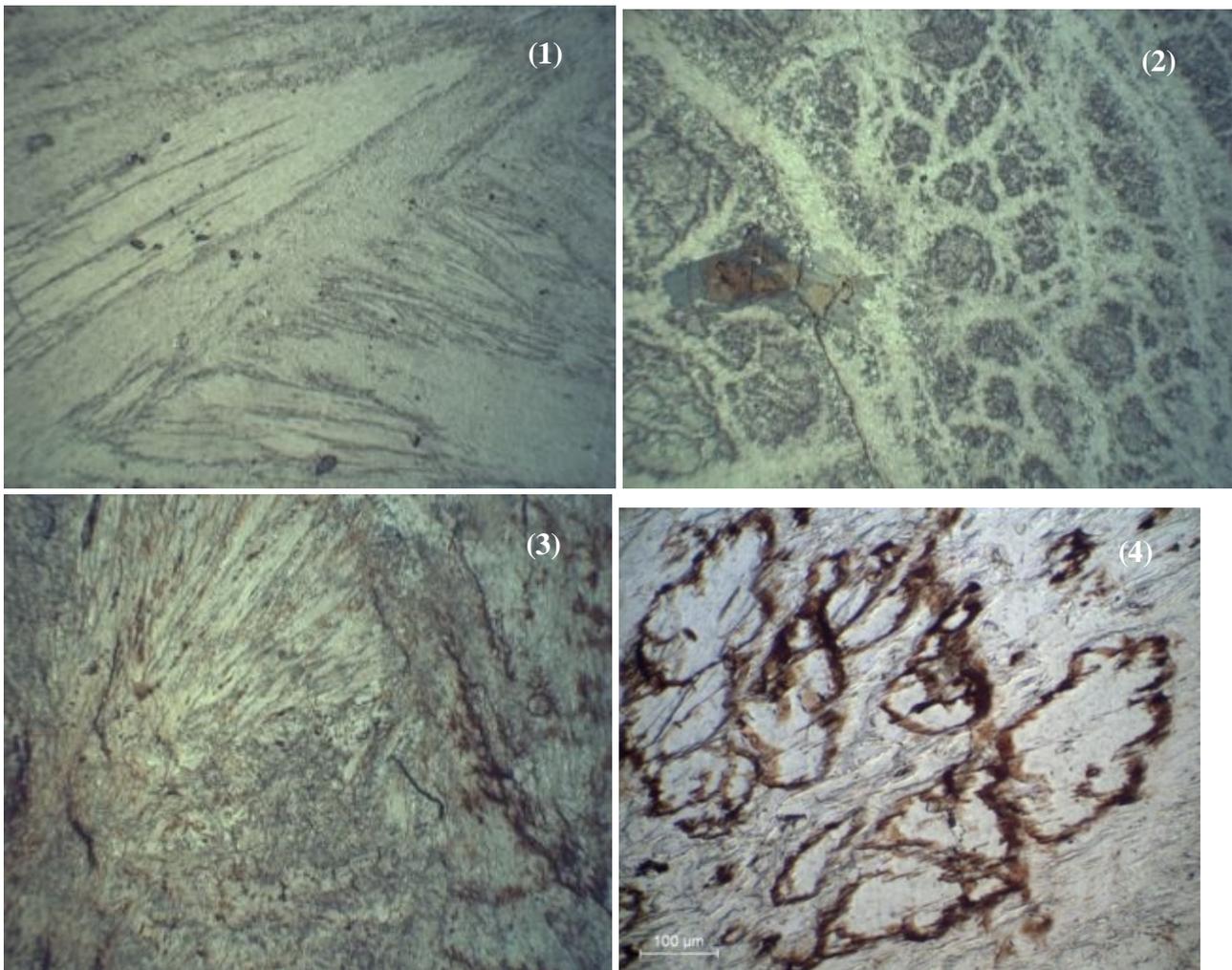


Figure 65 : Aspects des textures du groupe pétrographique 3 (1), (2), (3) en LPNA. Sillimanite prismatique, micrographie 4 en LPNA.

La proportion des aiguilles et grains de sillimanite ne dépasse pas les 10% dans les deux échantillons. L'observation des lames montre de petits amas d'aiguilles de sillimanite au coeur de grandes gerbes fibreuses en forme de bouquet. Ces microstructures fibreuses sont composées essentiellement de fins cristaux orientés de teinte de polarisation dans les gris à jaune de la fin du premier ordre. C'est probablement de fins cristaux de séricite. C'est l'agencement de ces cristaux qui forme la microstructure fibreuse. On peut dire que la sillimanite est épigénisée par la muscovite. La structure en gerbe de la fibrolite est conservée, mais les fibres sont remplacées par des cristaux de séricite.

On observe également des amas isolés de grains de sillimanite prismatique dans la lame mgh22. Ces amas développent une auréole d'oxyde de fer qui se concentre en leur contour. (cf. figure 65), ils semblent mieux résister à l'épigénisation.

4.1.1.3.3 *Les feldspaths*

Les cristaux de feldspath sont les phases majoritaires dans les filonets qui entourent les gerbes de séricite. Ils se présentent en petits cristaux de 50 µm de long. Une analyse EDS au MEB a montré qu'ils sont de composition calco-sodique. Les feldspaths sont associés à des cristaux de muscovite.

4.1.1.3.4 *La muscovite*

La muscovite se présente en amas de plaquettes. Elle est également associée aux feldspaths dans les filonets qui contournent les gerbes. Dans ce cas, elle se présente en plus petits cristaux (taille similaire aux feldspaths), leur biréfringence est plus faible que les muscovites de plus grosse taille se présentant en amas.

4.1.1.3.5 *La tourmaline*

La tourmaline s'exprime en agrégats de cristaux formant parfois des « soleil », Les cristaux présentent des zonages colorés. En LPNA, le centre des grains est de couleur jaune-brun et le pourtour est gris-bleu. Elle se développe quelque fois de manière squelettique dans la muscovite. La tourmaline est tardive.

4.1.1.3.6 *Le zircon*

Le zircon se caractérise essentiellement par de petits grains arrondis dispersés dans la lame.

4.1.1.3.7 *La ferronigérite*

Ce minéral s'observe dans la lame mgh22. La détermination de la nature minéralogique de cette phase s'est faite de la même façon que dans la partie précédente. L'analyse EDS détecte les éléments chimiques O, Al, Sn, Fe, Cr et Zn.

Les cristaux se présentent en plaquette automorphe parfois hexagonale de quelques μm à moins d'une dizaine de μm d'épaisseur, de 10 à 20 μm de largeur et de 20 à 50 μm de longueur (cf. figure 66). La nigérite s'exprime le plus souvent en amas de grains formant des cortèges dans une matrice de cristaux de feldspath au voisinage de quelques plaquettes de muscovite et des amas de corindons.

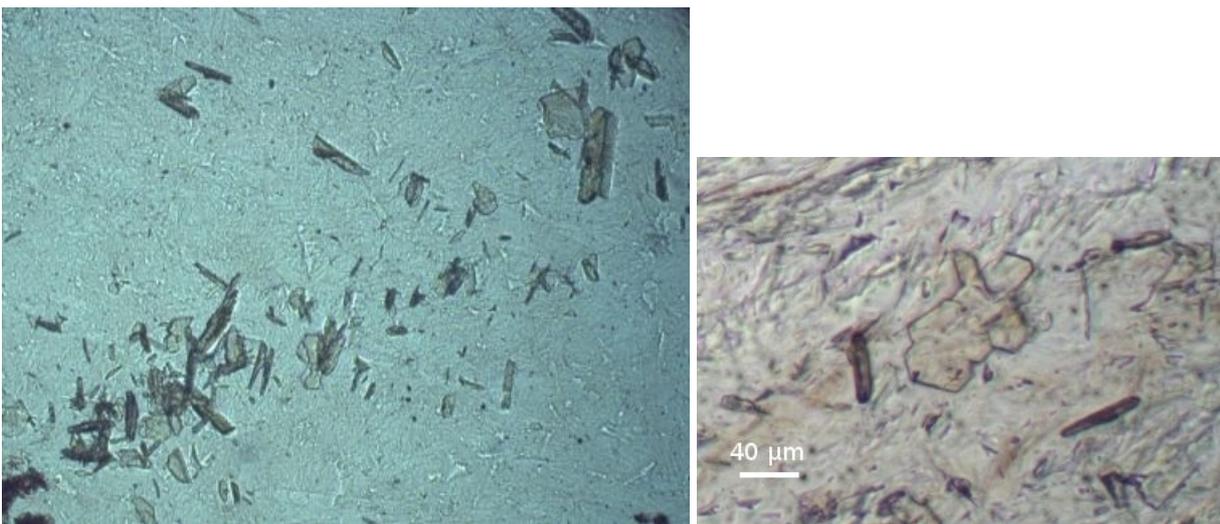


Figure 66 : La ferronigérite en LPNA.

4.1.1.3.8 *Le corindon*

Des grains de corindon ne s'observent que dans lame mgh22. Ils se présentent principalement en amas de grains (cf. figure 67, micrographie 1). Certains grains développent toutefois des bords anguleux nous permettant de reconnaître la forme de barilletts. L'observation en lumière polarisée non analysée donne un aspect grumeleux aux grains de corindon. Les observations au MEB permettent de mettre en valeur le développement squelettique du corindon au sein de cristaux de feldspaths calco-sodiques (cf. figure 67, image 2). Les grains de nigérite sont nombreux aux abords des amas de corindon.

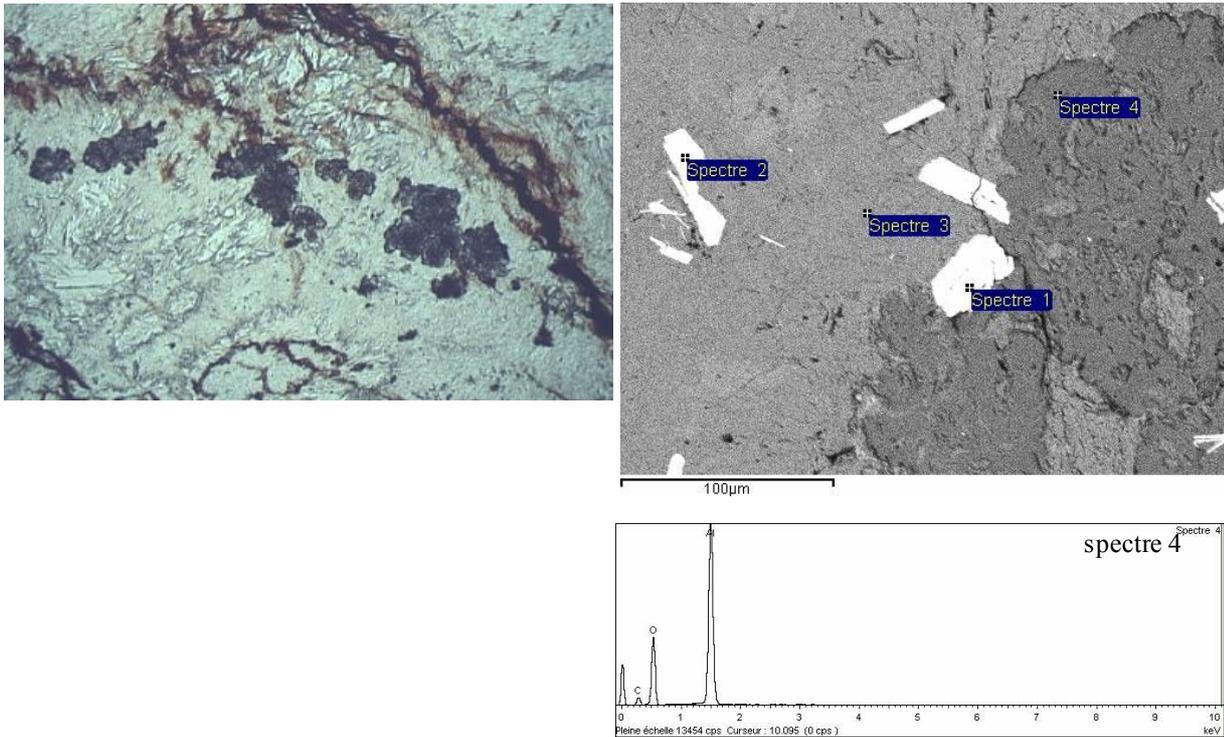


Figure 67 : (1) micrographie d'amas de corindon ; (2) image MEB en électrons rétrodiffusés, et spectre EDS du corindon.

4.1.1.3.9 *Opaques et oxydes*

Les filonets d'oxyde de fer sont essentiellement observés dans l'échantillon mgh22. Les contours des grains de sillimanite prismatique développent également des concentrations d'oxydes de fer.

4.1.1.4 **Groupe pétrographique n°4**

Ce groupe comprend des échantillons ne possédant pas de sillimanite.

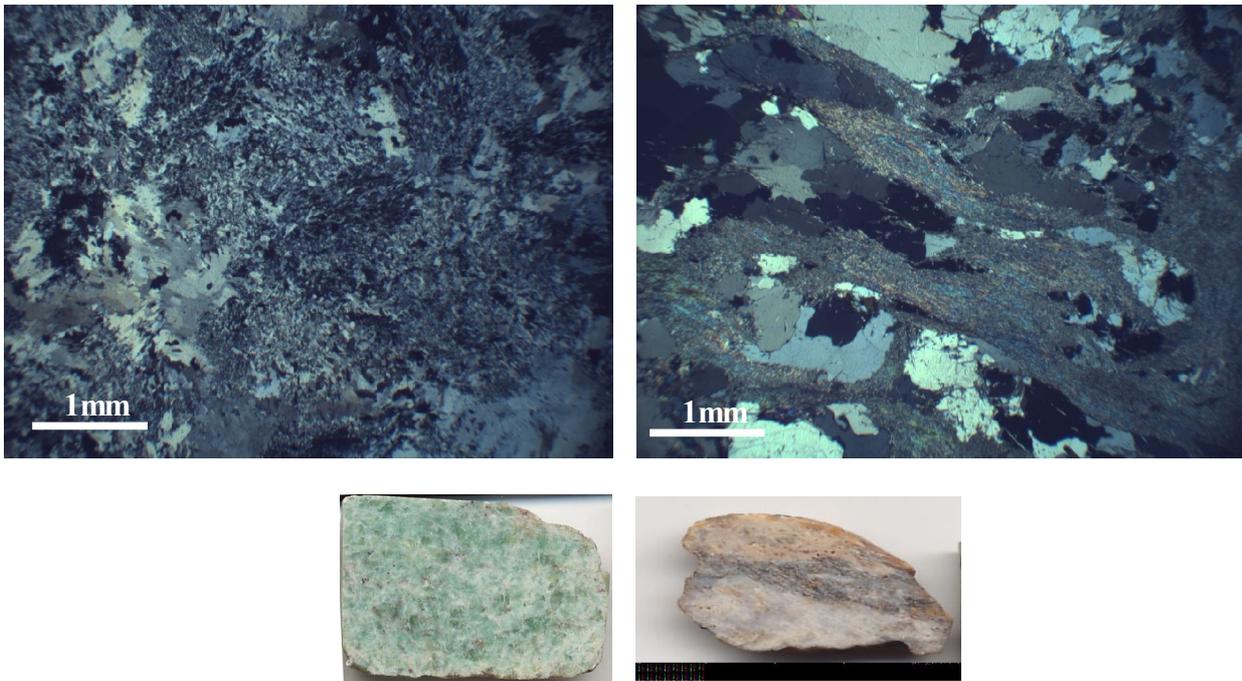


Figure 68 : Micrographies en LPA des lames minces des deux échantillons du groupe n°4 . (1) mgh25 ; (2) mgh31. Les vignettes présentent les aspects macroscopiques des échantillons correspondants.

L'échantillon Mgh25 est composé principalement d'une phase au relief moyen polarisant dans les gris du premier ordre. Les tailles des cristaux sont hétérogènes (cf. figure 68, micrographie 1). Les cristaux semblent développer des clivages. Ce sont les analyses spectrométriques de la partie suivante qui nous ont permis de déterminer ces phases, telle la muscovite. On observe aussi quelques grains opaques qui apparaissent roses macroscopiquement.

L'échantillon mgh31 est composé de longues aiguilles de séricite englobant des lentilles composées principalement de grains de quartz et d'un peu de feldspath potassique (cf. figure 68, micrographie 2). C'est probablement un fragment de micaschiste.

4.1.2 Les sections polies

4.1.2.1 Correspondances entre les données pétrographiques et les aspects de surface

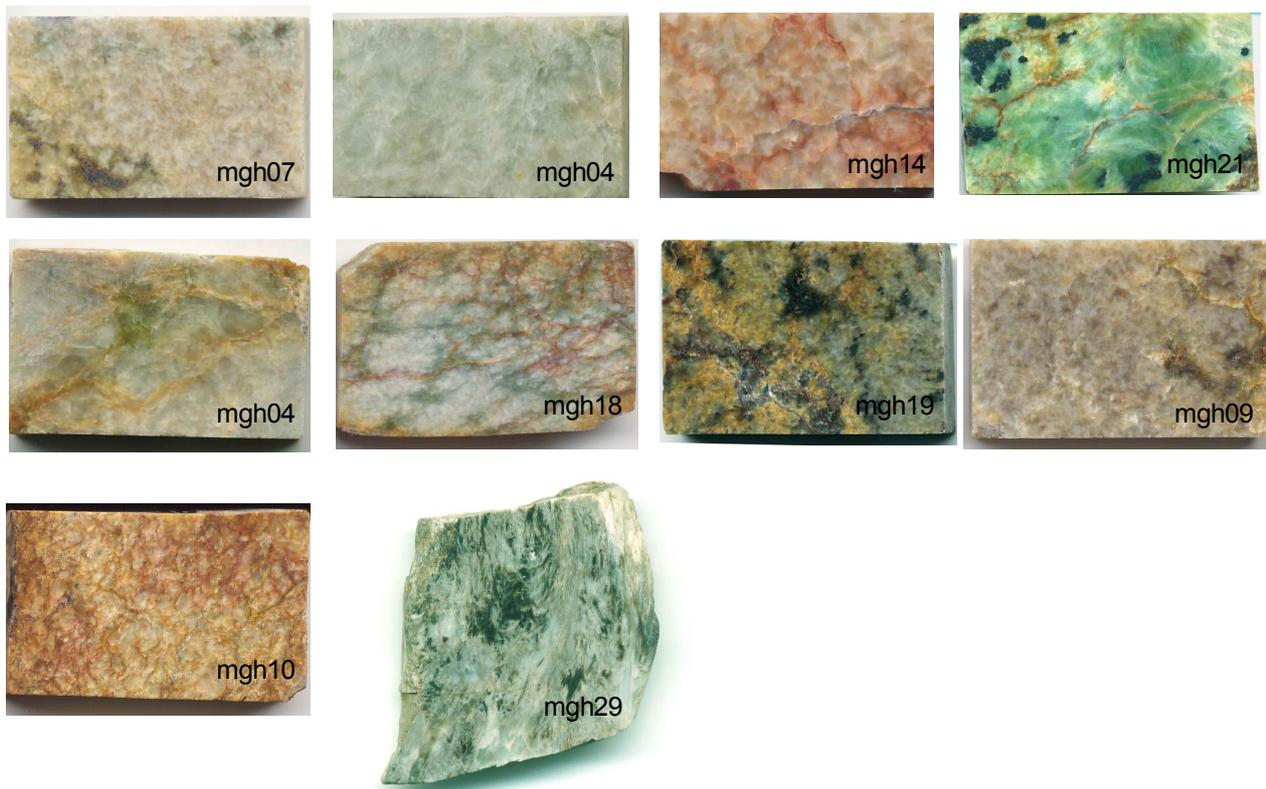


Figure 69 : Quelques sections polies caractéristiques.

Les grains bruns observés sur la surface de l'échantillon mgh07 (cf. figure 69) correspondent aux amas de rutile observés en lame mince. La présence d'amas et filonets de cristaux de muscovite se traduit par la présence de taches vertes à la surface des échantillons (échantillon mgh04 et mgh18). Lorsque la muscovite se développe en amas isolés dans la matrice fibrolitique, le vert est plutôt vert olive (mgh04). La muscovite en filonet développe un vert pomme (mgh18). Les grains roses observés à la surface de l'échantillon 18 sont des grains de corindon, ils sont toujours associés aux filonets vert pomme. Mais la présence de muscovite ne génère pas toujours de taches vertes. La muscovite associée à des chlorites donne des taches brunes (mgh09) et lorsque la muscovite est chloritisée les taches sont de couleur brun-noir (mgh19).

La matrice fibrolitique développe souvent une couleur blanc cassé à jaune clair. Ce sont les taches vertes qui vont donner un aspect verdâtre à l'ensemble de l'échantillon. Mais la matrice fibrolitique sans association de taches vertes peut montrer une coloration d'ensemble vert clair plus homogène (échantillon mgh04). Cet échantillon se compose de nombreux bouquets de sillimanite prismatique intimement liés à de la muscovite, à l'origine de cette tonalité verte. Lorsque la sillimanite est épigénisée en muscovite la couleur de l'échantillon est d'un vert vif assez homogène (mgh21) ; les inclusions noires associées correspondant aux étoiles de tourmalines. L'aspect rouille de la surface de l'échantillon mgh10 est lié à la présence de nombreuses petites fissures associées à des oxydes de fer. Cet échantillon contient des amas de muscovite qui ne sont pas mis en valeur à la surface, probablement à cause d'une composition en oxyde fer plus importante.

La disposition des petites gerbes donne un aspect microgrenu à la surface (échantillons mgh07 et mgh09) Lorsque les gerbes sont de taille millimétrique, l'aspect de la surface est typiquement celui de l'échantillon mgh14. La biotite associée à la fibrolite dans l'échantillon mgh29 (groupe pétrographique n°2) donne des marbrures de couleur brun foncé.

4.1.2.2 Études gemmologiques classiques

L'utilisation du réfractomètre ne donne pas de résultat même à l'aide de la méthode du point.

La mesure de densité a été effectuée sur quelques échantillons représentatifs. Les trois échantillons se composant principalement de sillimanite (mgh17, 18 et 26) ont une densité qui varie entre 3,08 et 3,15 (cf. figure 70). La densité la plus basse peut s'expliquer par l'influence de la densité plus faible de la muscovite et des feldspaths, minéraux plus abondants dans cet échantillon.

Référence de l'échantillon	Densité	Composition minéralogique
mgh17	3,15	Sillimanite
mgh18	3,08	Sillimanite (+- muscovite)
mgh21	2,90	Muscovite (+-sillimanite)
mgh25	2,81	Muscovite
mgh26	3,11	Sillimanite

Figure 70 : Densité de quelques échantillons.

La cathodoluminescence optique descriptive a été pratiquée sur 20 échantillons de Plouguin. Dans la majorité des cas, l'effet de fluorescence sous le faisceau d'électron se traduit par une couleur rouge qui vire au jaune après quelques secondes. Quelques temps après cette manipulation, nous avons réitéré cette opération sur les échantillons mais nous n'avons observé, cette fois-ci, aucun phénomène.

4.1.2.3 Études spectrométriques

4.1.2.3.1 La matrice fibrolitique

La spectrométrie infrarouge des échantillons de sillimanite

Nous avons analysé par spectrométrie de réflexion 25 échantillons provenant des gisements de Plouguin et Arzon (le groupe pétrographique n°1). La taille des gerbes étant, en général, inférieure à 1mm, l'influence de l'orientation des fibres sur les spectres est minime étant donné que le diamètre du faisceau englobe suffisamment de gerbes d'orientations aléatoires. Le spectre caractéristique est représenté sur la figure 71. Sur l'ensemble des échantillons, une moyenne de la position de chaque pic a été mesurée (cf. figure 72).

Les pics de nombre d'onde 1219 et 720 cm^{-1} sont les pics principaux dont la position varie le plus. Quatre pics de nombres d'onde proches et de variations de position faibles (549, 533, 518 et 490 cm^{-1}) sont caractéristiques du spectre infrarouge de réflexion de la fibrolite.

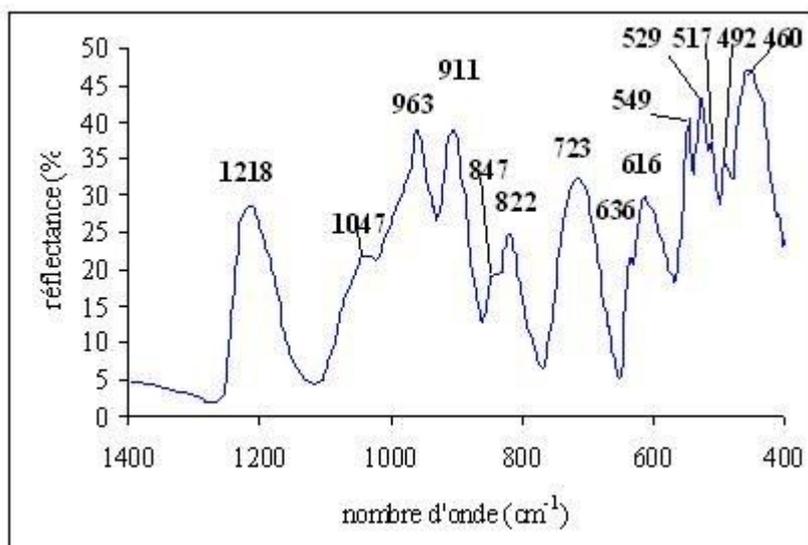


Figure 71 : Spectre infrarouge de réflexion caractéristique des échantillons de sillimanite provenant de Plouguin et d'Arzon (ce spectre est celui de l'échantillon mgh09).

moyenne des valeurs de pics (en cm-1)	1219	1032	963	912	847	825	720	638	615	549	533	518	490	469
écart type	7	15	2	3	2	2	8	2	4	1	2	2	2	5
nombre de valeur	25	13	24	24	8	24	25	17	25	24	24	22	23	24

Figure 72 : Tableau des pics de réflectance, valeurs moyennes pour chaque pic. En bleu pâle, les principaux pics.

Nous nous sommes intéressés à l'influence de l'état de polissage de la surface des échantillons sur la qualité du spectre infrarouge (cf. figure 73).

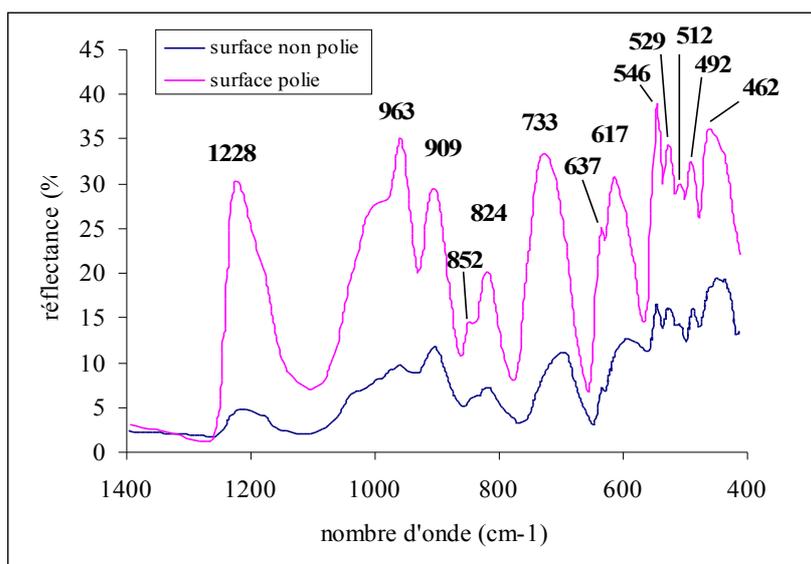


Figure 73 : Spectres de l'échantillon mgh05 mettant en valeur l'influence de l'état de surface sur l'intensité des pics de réflexion. Les spectres sont réalisés à la suite les uns des autres dans les mêmes conditions.

Les rapports relatifs des pics ne sont pas les mêmes. Les pics de plus grand nombre d'onde

semblent plus atténués que les pics de petit nombre d'onde. Les quatre pics proches sont toujours bien mis en valeur.

En ce qui concerne les spectres infrarouge de réflexion des échantillons du Conquet, nous avons pris en compte l'orientation des fibres (cf. figure 74).

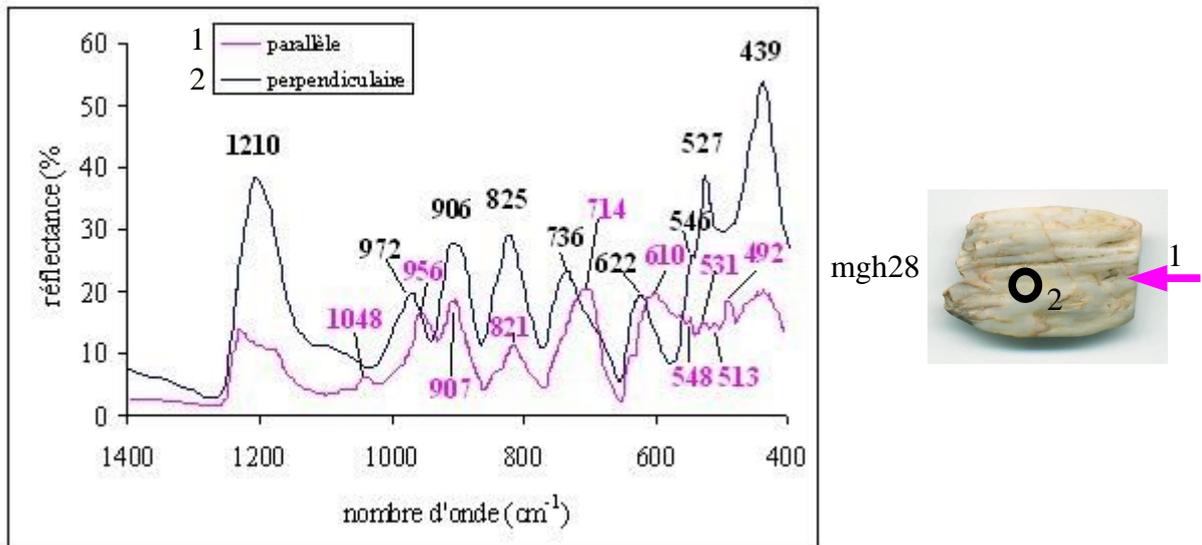


Figure 74 : Spectres infrarouge de réflexion selon l'orientation des fibres.

Il semble que quelques valeurs de pic baissent légèrement. Mais les fibres perpendiculaires à la surface peuvent également engendrer une moins bonne réflexion.

On retrouve les quatre petits pics. On remarque sur l'ensemble des spectres des échantillons de Plouguin, que le pic de plus faible nombre d'onde (439cm⁻¹) est légèrement inférieur à celui des échantillons de Plouguin, c'est probablement lié à l'influence de l'orientation des fibres, la plupart des mesures étant prises perpendiculairement à l'allongement des fibres.

Spectre Raman de la sillimanite

Les spectres Raman de la sillimanite ont été acquis sur 24 échantillons. Un spectre caractéristique est présenté sur la figure 75. Une moyenne pour chaque position de pic a été calculée (cf. figure 76). Il en ressort que les trois plus grands pics sont par ordre décroissant d'intensité : 310,8 ; 457,1 et 235,8 cm⁻¹. Le spectre Raman de la sillimanite se caractérise également par trois pics rapprochés (que nous appellerons un triplet) : 872,3 ; 907,4 et 963,1 cm⁻¹.

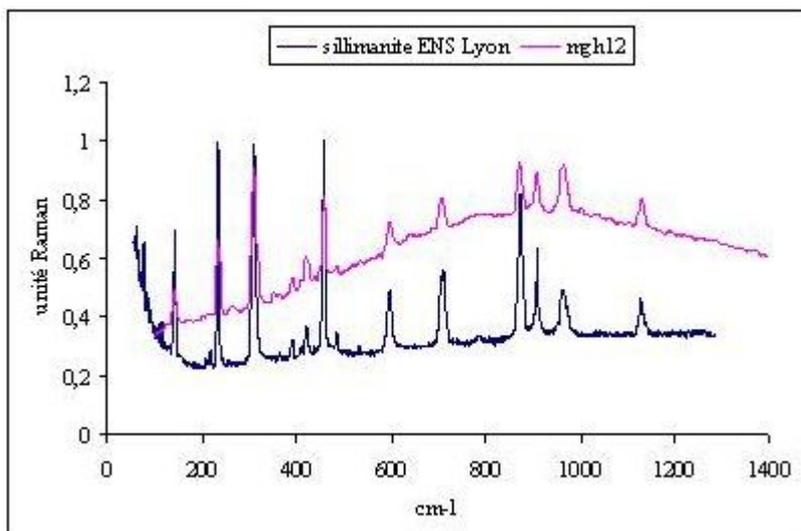


Figure 75 : Spectre Raman de l'échantillon mgh12 et d'une sillimanite de référence (ENS -Lyon). Les positions des pics concordent.

moyenne des positions de pic (en cm-1)	143,5	235,9	263,9	310,8	391,3	422,5	457,1	596,4	706,9	872,3	907,4	963,1	1128,5
écart type	0,2	0,1	0,4	0,1	0,3	0,2	0,1	0,4	0,6	0,2	0,2	0,3	0,2
nombre de valeur	24	24	12	24	11	23	24	24	24	24	24	24	24

Figure 76 : Tableau représentant la valeur moyenne des positions de pic. En bleu pâle les pics principaux.

Pour mesurer l'influence de l'orientation des cristaux sur le spectre Raman nous avons effectué des mesures sur un échantillon présentant des orientations préférentielles des cristaux. L'échantillon choisi est le mgh28. Les fibres sont parallèles à l'allongement de la plaquette.

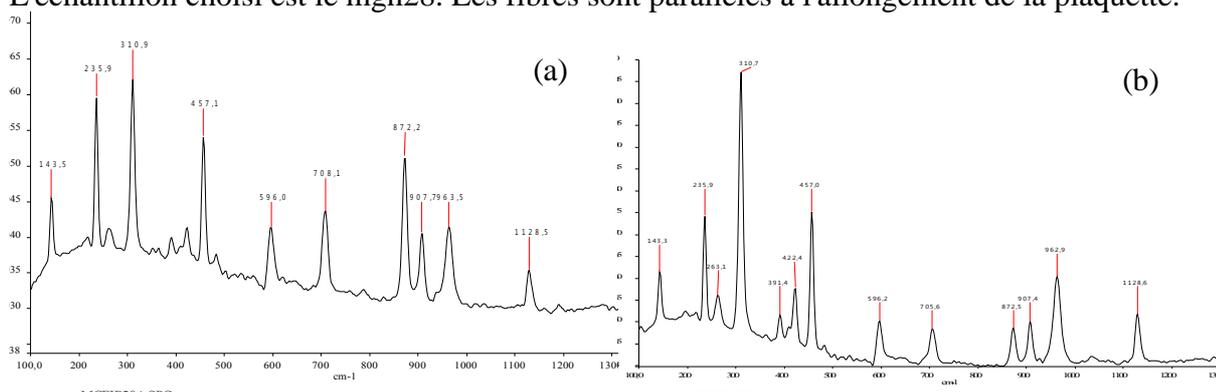


Figure 77 : Spectres Raman selon l'orientation des cristaux. (a) faisceau perpendiculaire à l'allongement des fibres, (b) faisceau parallèle à l'allongement.

On observe une variation d'intensité de quelques pics selon l'orientation des fibres (cf. figure 77). L'intensité relative du pic à 872 cm^{-1} devient la plus importante du triplet lorsque le faisceau est orienté perpendiculairement aux fibres. Autrement, l'intensité du pic à 963 cm^{-1} domine. Le spectre obtenu avec le faisceau parallèle aux fibres montre également le pic principal avec une intensité relative plus importante.

4.1.2.3.2 Nature des inclusions

La muscovite

L'analyse par spectrométrie infrarouge de réflexion a été réalisée sur les taches de couleur verte qui correspondent, comme nous l'avons vu en analyse pétrographique, à la présence de muscovite. Cette opération a été pratiquée sur les échantillons mgh04, 13, 16 et 23. Dans tous les cas c'est le spectre de la sillimanite qui a été obtenu. Ce constat soulève la question de la domination d'un spectre sur un autre dans le cadre de la réflexion spéculaire.

Dans un deuxième temps, sur un autre spectromètre (de type Vertex 70) et avec l'aide technique d'Emmanuel Fritsch, nous avons acquis à la suite et dans les mêmes conditions le spectre d'une muscovite de référence provenant du Pakistan, puis le spectre d'un des échantillons de l'étude (mgh33). Au préalable, une mesure de référence avec un miroir à l'or a été effectuée. Le diamètre du faisceau pour l'appareil utilisé est de 0,4mm. En superposant les deux spectres obtenus, on remarque que le spectre de la muscovite domine celui de la sillimanite (cf. figure 78). Malgré cela, c'est toujours clairement le spectre de la sillimanite que l'on obtient. La proportion de muscovite est probablement trop faible.

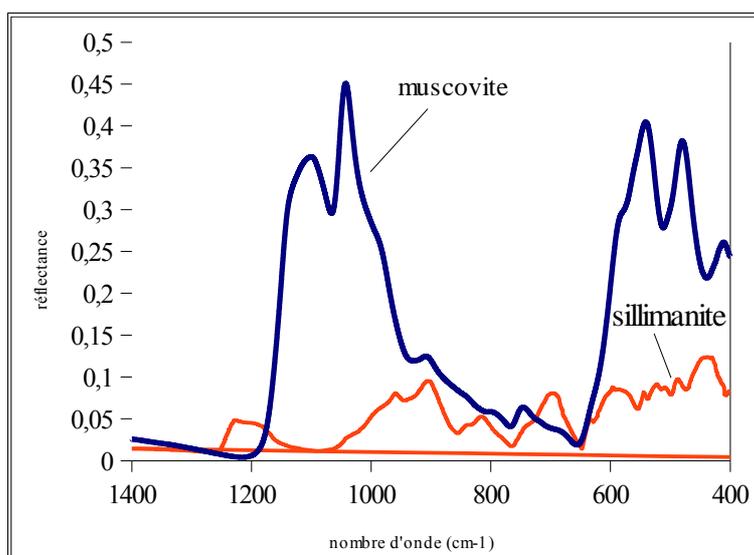
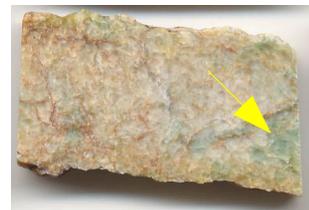
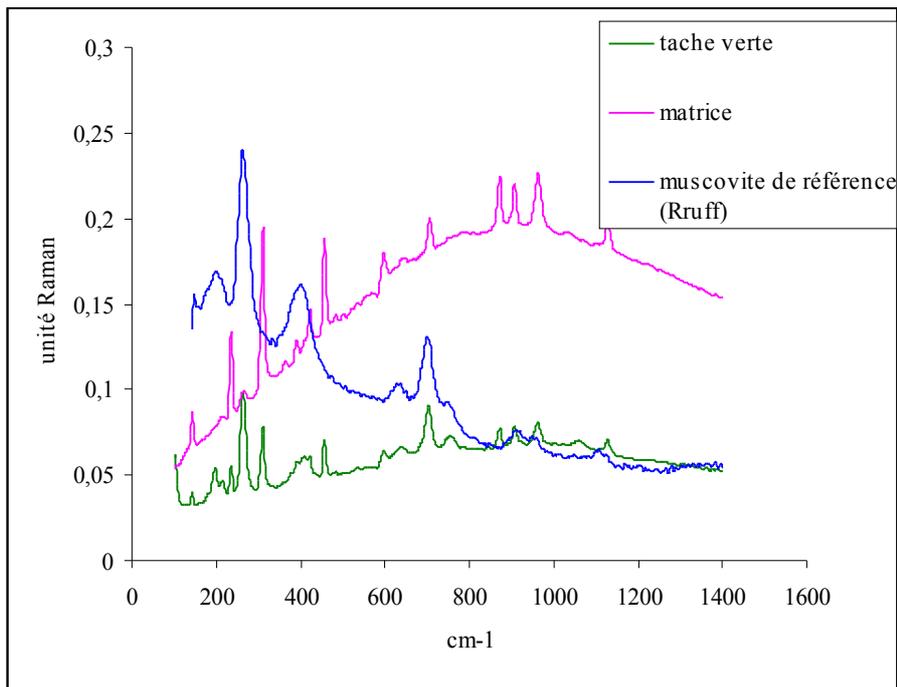


Figure 78 : Spectres infrarouge de réflexion de la muscovite et de la sillimanite obtenus dans les mêmes conditions. Le spectre de la muscovite domine.

Nous avons ensuite tenté d'identifier la muscovite en utilisant la spectrométrie Raman. Nous avons alors obtenu un spectre identique à celui de la fibrolite, avec toutefois un pic supplémentaire à 264cm^{-1} (cf. figure 79). En le comparant au spectre de référence d'une muscovite, nous constatons que le pic à 264cm^{-1} est le pic principal de la muscovite. Le pic principal de la muscovite vient s'ajouter au spectre de la sillimanite. La présence de muscovite est donc détectée en spectrométrie Raman.

Dans le spectre Raman obtenu sur nos échantillons de fibrolite, le pic à 264cm^{-1} n'est pas toujours visible. L'intensité de ce pic est proche du bruit de fond. Mais parfois, l'intensité est relativement proche de l'intensité du pic à 1128cm^{-1} (cf. figure 79). Cela nous amène à penser que ce pic à 264cm^{-1} dans le spectre de la sillimanite est probablement celui de la muscovite, cette phase étant présente dans les échantillons concernés.



mgh23

Figure 79 : Spectre Raman de la zone verte (spectre vert) de l'échantillon mgh23.

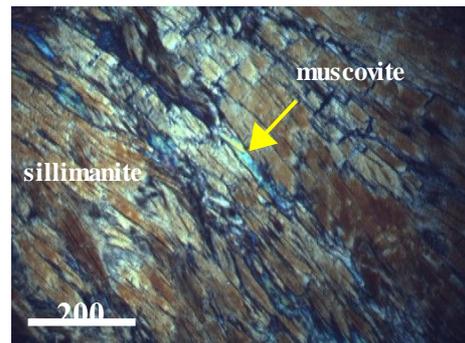
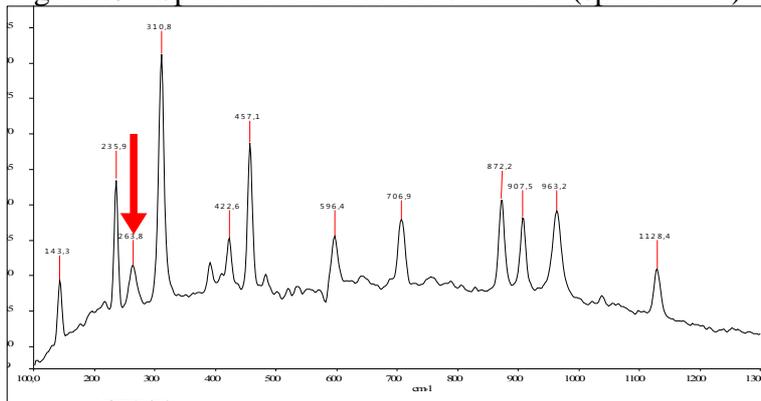


Figure 80 : Spectre Raman de la fibrolite de mgh05, le pic à 264 cm^{-1} correspond probablement au pic principal de la muscovite, phase présente entre les cristaux (cf micrographie, en LPA).

Comme nous avons pu le constater avec les observations pétrographiques, la muscovite n'induit pas toujours des zones vertes à la surface des échantillons. La spectrométrie infrarouge a pu cette fois-ci caractériser la muscovite, la surface occupée par les cristaux doit mieux recouvrir la surface d'impact du faisceau d'analyse, et ainsi limiter les mélanges de phases (cf. figure 81).

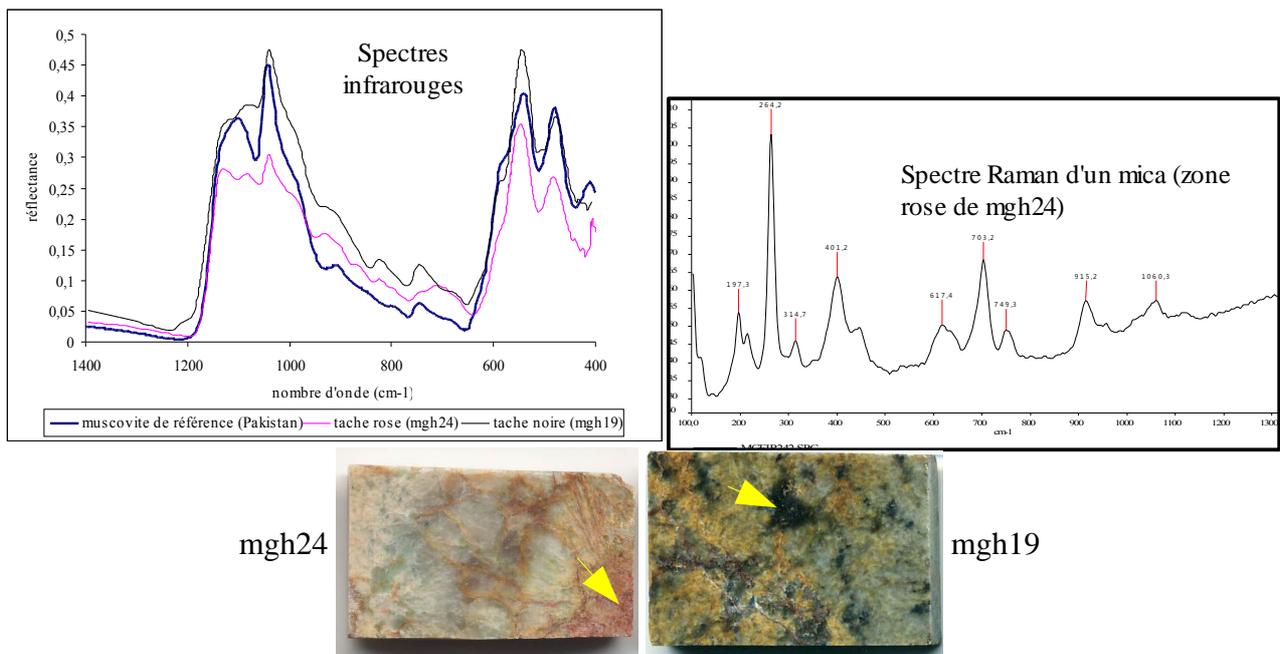
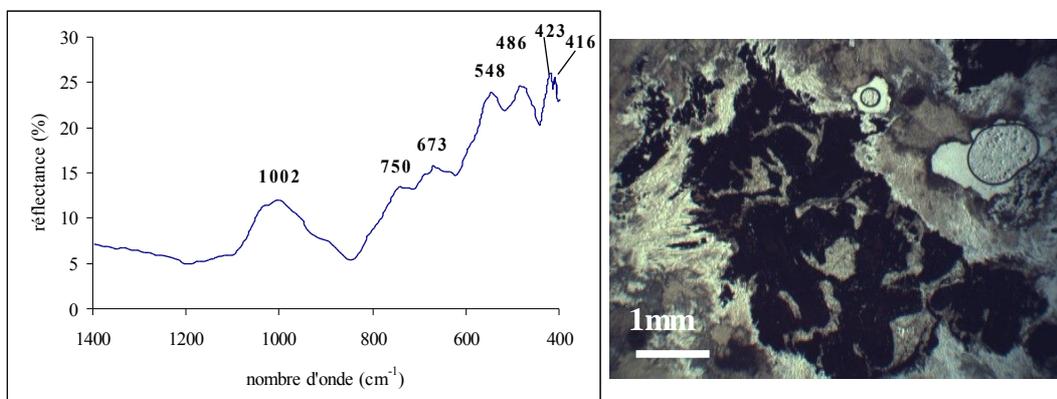


Figure 81 : Spectres infrarouge et Raman de mica; indéterminé pour mgh24, et muscovite pour mgh19.

Le mica rose de l'échantillon mgh24 est probablement un mica du type lépidolite. Mais le plan de coupe de la lame mince ne présentant pas cette phase rose, la lame mince n'a pu confirmer la nature de ce mica.

Le rutile

La spectrométrie infrarouge a été réalisée sur la zone brune correspondant à la présence de grains de rutile. Le spectre obtenu est un spectre de mélange de phases (cf. figure 82). Le grain est pourtant suffisamment gros pour contenir le diamètre du faisceau. Mais comme nous l'avons vu lors des analyses pétrographiques des lames minces, le rutile est associé à d'autres phases. Le pic autour de 1000 cm^{-1} pourrait correspondre à un pic appartenant au spectre d'un mica. En revanche, en spectrométrie Raman, le rutile est clairement identifié. Les positions des trois pics principaux sont à $234,1$; $446,6$ et $610,2\text{ cm}^{-1}$ (cf. figure 82).



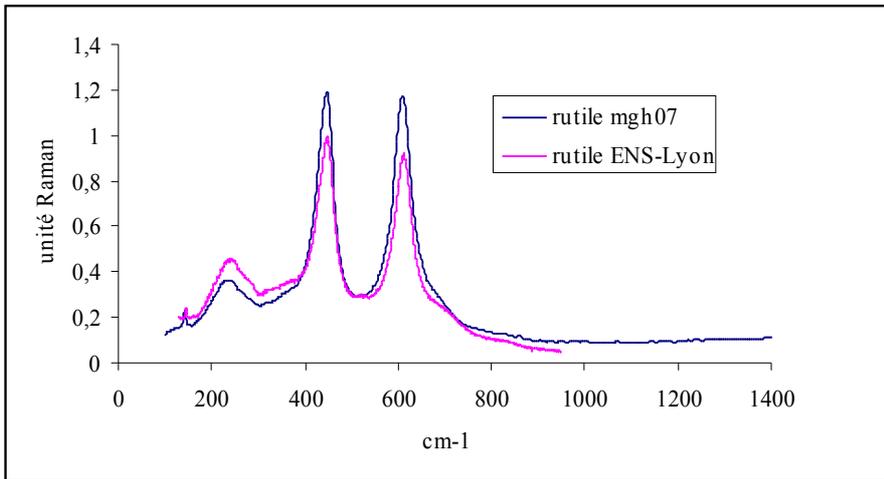


Figure 82 : Spectres infrarouge et Raman de la zone du rutile.

Le corindon

Le spectre infrarouge obtenu sur la zone composée de grains roses de corindon, présente principalement les pics du spectre de la sillimanite (cf. figure 83). Notons la probabilité pour que les grains ne soient pas assez gros et/ou que le spectre de la sillimanite domine sur celui du corindon.

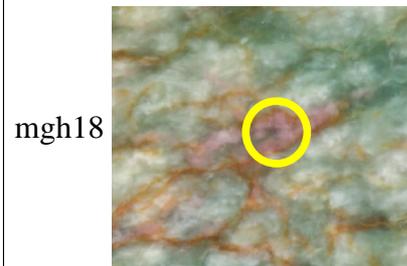
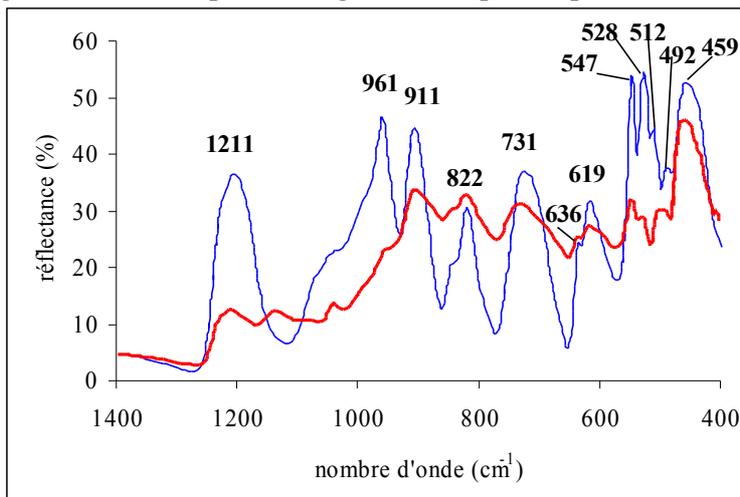
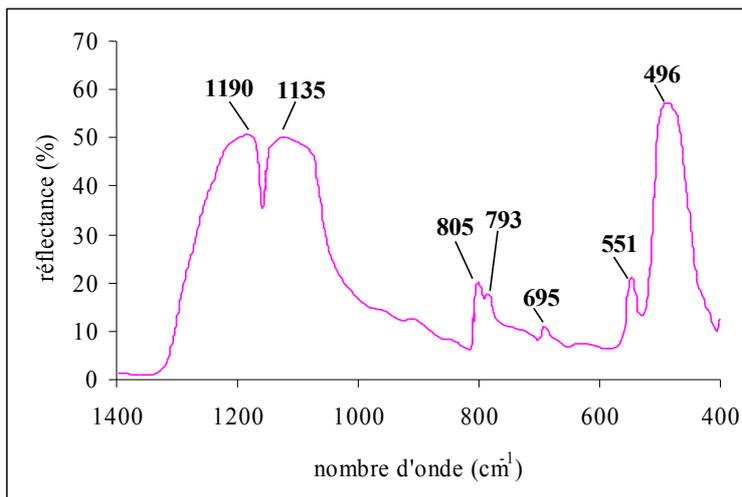


Figure 83 : Spectre infrarouge de la zone du corindon (en rouge). Le spectre bleu est celui de la sillimanite.

Le quartz

Le quartz, très peu observé en lame mince, a néanmoins été détecté par spectrométrie infrarouge de réflexion (cf. figure 84). Le grain de quartz est de couleur rouille prononcée au sein d'une zone jaunâtre.



mgh15

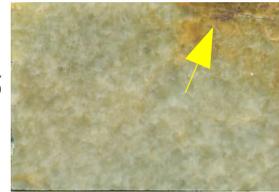
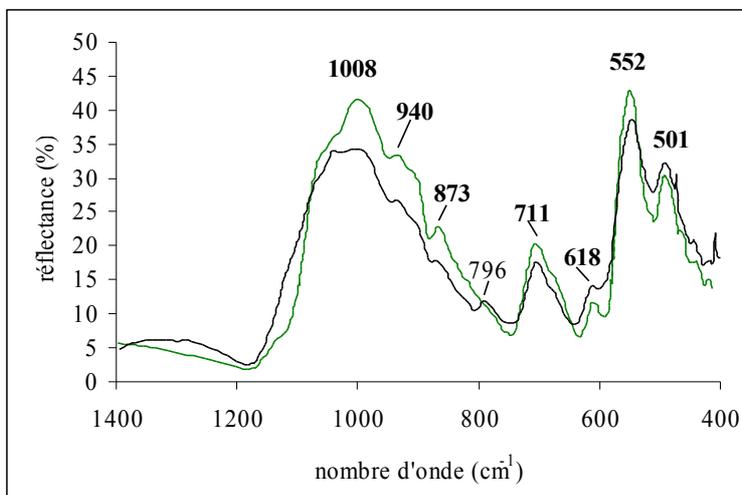


Figure 84 : Spectre infrarouge du quartz.

4.1.2.3.3 Etude spectrométrique des échantillons des groupes pétrographiques n°3 et n°4

Les spectres infrarouges et Raman acquis sur la surface de ces échantillons sont des spectres de micas (muscovite) (cf. figures 85 à 87). Le spectre de l'échantillon mgh21 semble néanmoins un peu différent. Le pic à 711 cm^{-1} est relativement plus important et le pic aux alentours de 1000 cm^{-1} n'est pas un doublet (cf. figure 85). Ce spectre est probablement un spectre de mélange, sachant que d'autres phases comme la sillimanite et le feldspath sont présentes.

Le spectre infrarouge de la tourmaline (grains noirs) présente dans l'échantillon mgh21 n'a pu être mis en valeur (cf. figure 85).



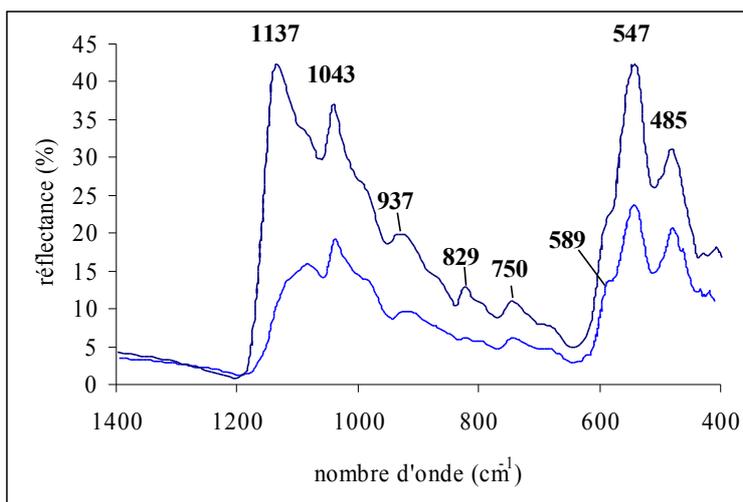
mgh21



Spectre vert : zone 1

Spectre noir : zone 2, un grain noir.

Figure 85 : Spectres infrarouge de réflexion de l'échantillon mgh21.



mgh25

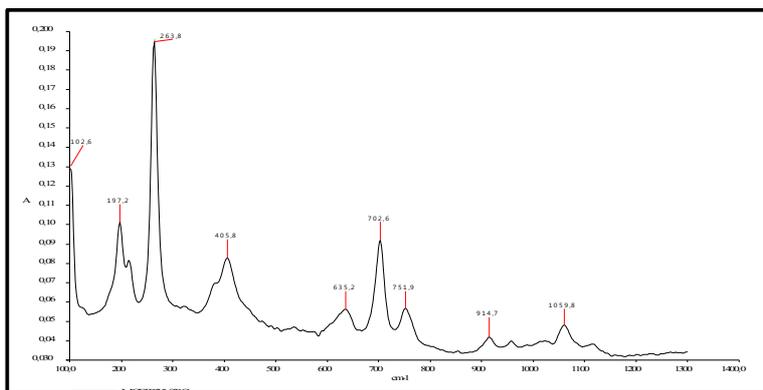
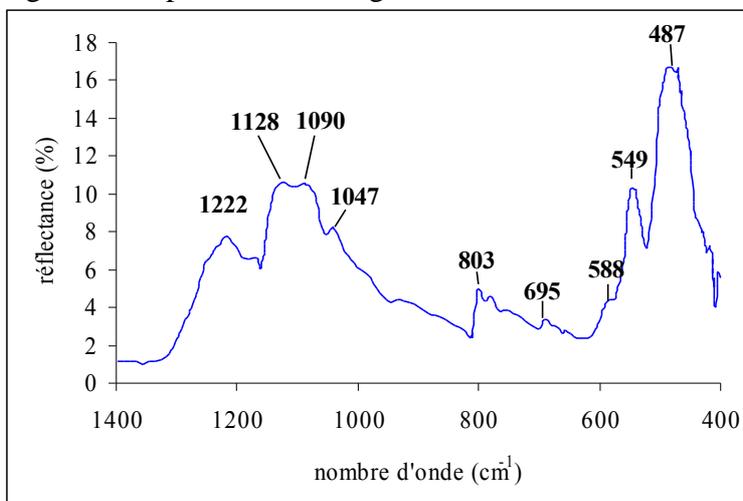


Figure 86 : Spectres infrarouge et Raman de l'échantillon mgh25.



mgh31

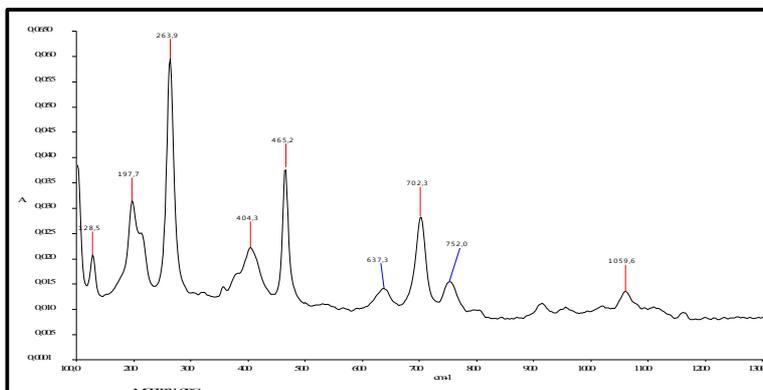


Figure 87 : Spectres infrarouge et Raman de l'échantillon mgh31.

4.1.2.4 Études au MEB

Nous avons vu précédemment que les taches vertes à la surface des bruts correspondaient à la présence de cristaux de muscovite. Les surfaces de ces échantillons présentent différentes nuances de vert. Sur l'un des échantillons (mgh18) nous avons sélectionné ces zones et les avons observées au MEB pour essayer d'identifier la cause de cette variation. Les zones sélectionnées et les images MEB correspondantes sont présentées sur la figure 88. Les plages en gris clair correspondent à des cristaux de muscovite et les plages en gris sombre à de la fibrolite. On remarque que plus la zone tend vers la couleur verte plus la surface occupée par des cristaux de muscovite est importante.

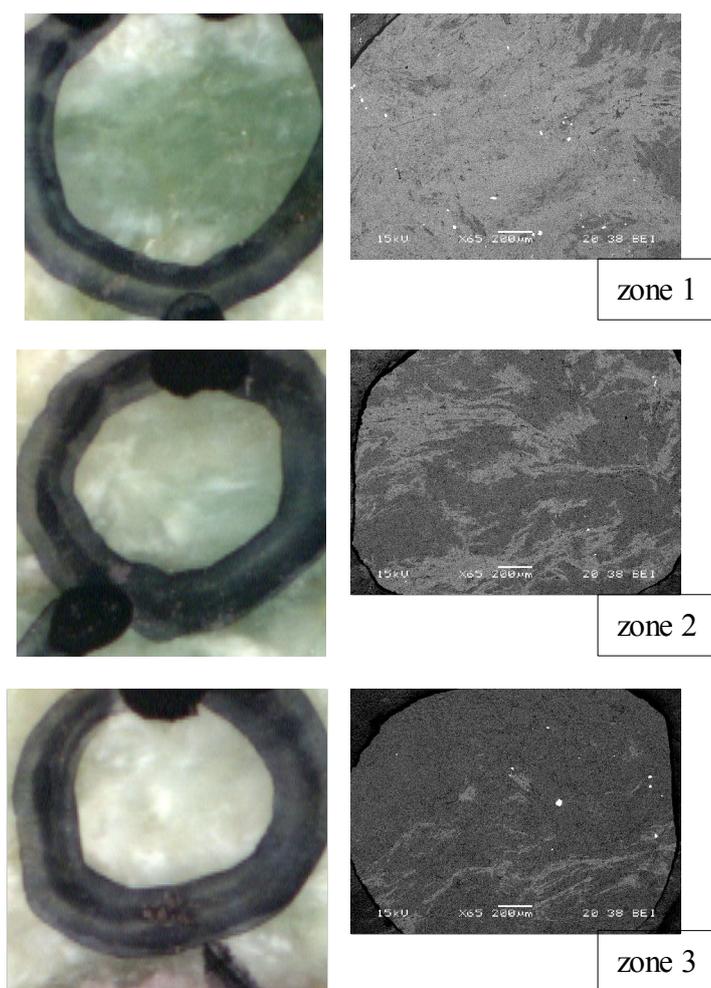


Figure 88 : Etude au MEB de variations de couleurs. La colonne de gauche regroupe des images optiques pour lesquelles les zones sélectionnées sont entourées au crayon. La colonne de droite présente des images MEB en électrons rétrodiffusés mettant en valeur les contrastes de phases. En gris clair, la muscovite, en gris sombre la fibrolite.

Nous avons effectué des analyses chimiques, à l'aide du détecteur à dispersion d'énergie (PGT) sur une zone verte à muscovite de l'échantillon mgh13 afin de mettre en valeur les éléments chimiques chromophores. Auparavant, l'observation à la binoculaire a montré que la zone verte était constituée de deux parties, l'une brillante et l'autre mate.

Les chromophores qui semblent responsables de la couleur verte des muscovites, sont le Fe et le Ti (cf. figure 89). Nous trouvons du Fe tant dans la zone brillante que dans la zone mate. Le V et le Cr qui ont été détectés, ne sont pas des chromophores.

On observe une quantité un peu plus importante de fer dans la zone brillante. Celle-ci pourrait expliquer la différence de couleur, par une absorption de l'ion Fe^{2+} (ou Fe^{3+} d'ailleurs). On trouve plutôt des ions Fe^{2+} dans les micas (communication personnelle d'Emmanuel Fritsch).

	zone brillante verte			zone mate verte	
Al	13,82	13,60	13,46	17,41	17,17
Si	19,54	19,26	18,78	16,01	16,44
K	4,16	4,10	3,96	4,02	3,92
Fe	0,30	0,30	0,29	0,24	0,20
O	62,18	62,75	61,18	61,02	61,41
Na	-	-	2,34	1,29	0,67
Mg	-	-	-	-	0,06
Ti	-	-	-	-	0,11
total	100,00	100,01	100,01	99,99	99,98

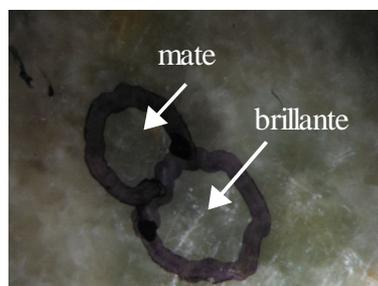


Figure 89 : Tableau présentant les analyses chimiques ponctuelles (en pourcentage atomique) sur des cristaux de muscovite des zones brillantes et mates (acquisition des données E. Fritsch – MEB sonde PGT).

4.2 Les objets archéologiques

4.2.1 Essais d'analyse avec les méthodes gemmologiques classiques

L'utilisation du réfractomètre sur les objets n'a pas été concluante. Ensuite, nous avons effectué des mesures de densité sur 18 haches polies (cf. figure 90). Les mesures obtenues sont comprises entre 3,02 et 3,22.

Référence de l'objet	hache03	hache05	hache06	hache09	hache14	hache15	hache16	hache17	hache18	hache19
Densité	3,02	3,16	3,20	3,03	3,20	3,22	3,15	3,18	3,15	3,13

Figure 90 : Tableau des mesures de densité.

La plupart des zones qui réagissent aux UV correspondent à des traces de colle ou de vernis liées à d'anciens étiquetages de référence d'objets. La hache 06 réagit cependant aux UV longs sur une petite zone de 5 mm de diamètre (vert), cette réaction s'intensifie légèrement sous les UV courts. La hache 12 développe, quant à elle, aux pourtours de fissures, une légère luminescence blanchâtre sous les UV longs qui est un peu plus vive sous les UV courts.

4.2.2 Observations à la binoculaire.

A la suite de ces observations, deux groupes de haches sont constitués. Pour cette

classification, nous n'avons pas pris en compte les couleurs des objets mais plutôt leur texture.

Il s'avère que le premier groupe possède une texture que l'on peut qualifier de non orientée (haches 02, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17). La surface de ces objets donne l'impression que la matière est hétérogène, composée de grains aux contours flou (cf. figure 91). Cette texture n'est pas sans rappeler les amas de gerbes du groupe pétrographique n°1. La hache 10 développe une texture qui semble plus grossière.

Le deuxième groupe, mis en valeur par les observations à la binoculaire, se caractérise par une texture orientée (haches 01, 09, 18, 19, 20, 21 et 22). La surface est finement filandreuse et les taches de couleur mettent en valeur cet aspect. L'aspect fibreux est particulièrement visible sur les haches 20, 21 et 22. Ce groupe a des caractéristiques macroscopiques similaires au groupe pétrographique n°2.

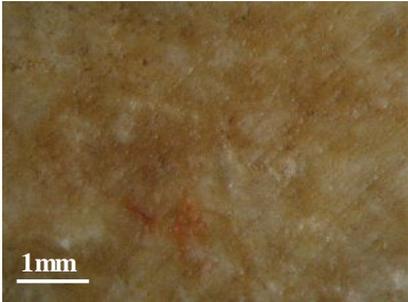
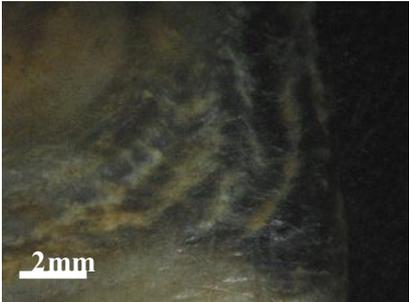
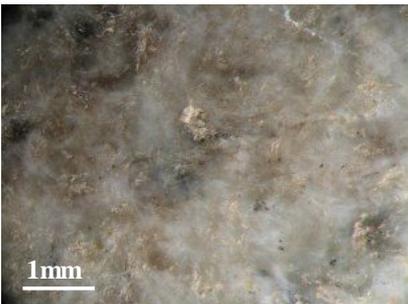
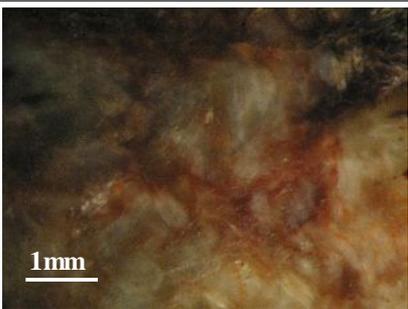
Groupe à texture non orientée	Groupe à texture orientée
 <p data-bbox="625 808 735 842">hache04</p>	 <p data-bbox="1272 808 1382 842">hache01</p>
 <p data-bbox="625 1126 735 1160">hache06</p>	 <p data-bbox="1272 1126 1382 1160">hache09</p>
 <p data-bbox="625 1440 735 1473">hache10</p>	 <p data-bbox="1219 1525 1329 1559">hache18</p>

Figure 91 : Photographies à la binoculaire montrant les caractéristiques de surface des deux groupes de haches.

Les observations à la binoculaire ont également mis en valeur de nombreuses rayures à la surface des objets. Ces rayures témoignent probablement du processus du polissage ou de l'utilisation des objets. Nous avons remarqué, par exemple, que les rayures dans les traces de sciage de la hache 07 sont plus fines que celles que l'on peut observer sur le dos de la hache. Une étude plus approfondie en tracéologie serait nécessaire et certainement riche d'enseignement.

Nous avons été particulièrement attentifs à l'observation des inclusions. La figure 92 présente quelques inclusions caractéristiques. Ainsi, les taches vertes traduisent la présence de cristaux de muscovite. Certaines de ces taches sont homogènes (cf. figure 92 photo 3), d'autres plus foncées en leur centre (cf. figure 92 photo 1).

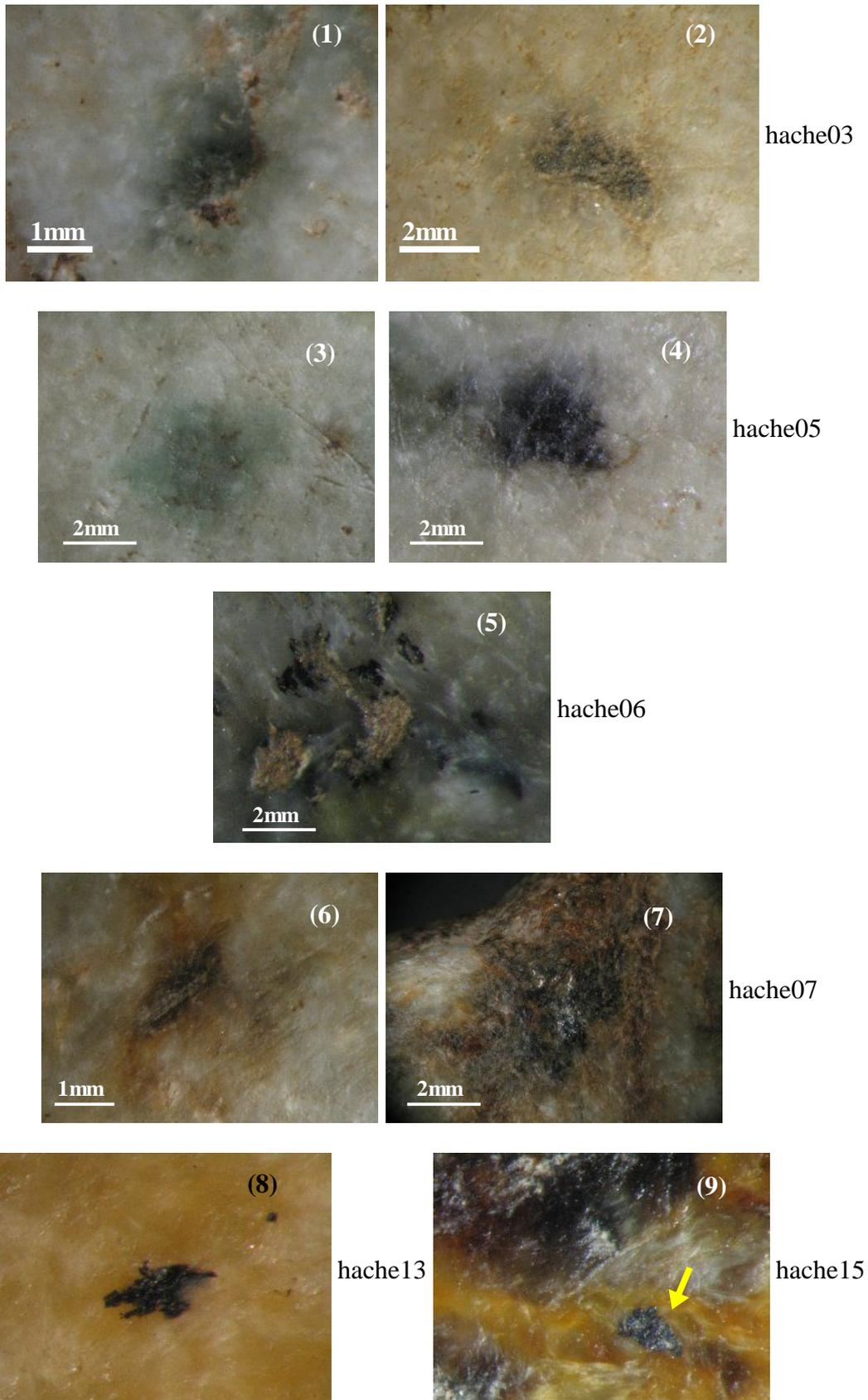


Figure 92 : Quelques inclusions caractéristiques.

La majorité des inclusions sont noires à brun foncé. Les différents aspects observés selon les

haches sont certainement dues, d'une part, à leur diversité minéralogique, et d'autre part, à leur comportement au polissage. Sur la figure précédente, le grain noir de la hache 03 (cf. figure 92 photo 2) développe un aspect rugueux à sa surface, tandis que le grain de la photo 4 présente un meilleur poli. Les grains de la photo 5 ont mal résisté au polissage, ils développent des anfractuosités en leur centre. Leurs bords semblent intacts à moins qu'ils apparaissent par transparence, des fibres de sillimanite recouvrant les bords. Le grain de la photo 8 a des bords très irréguliers. Le grain de la photo 6 paraît plus arrondi, il est associé à une auréole probablement liée à la présence d'oxydes de fer. La majorité des grains sont ternes. Le grain de la photo 9 se caractérise néanmoins par un éclat légèrement métallique. L'éclat du grain de la photo 7 est plutôt nacré.

Toutes ces descriptions permettent de souligner la diversité des inclusions. Comme nous l'avons vu dans la partie 4.1.2.3, la spectrométrie infrarouge de réflexion et ou la spectrométrie Raman peuvent être de bonnes méthodes analytiques pour caractériser la nature minéralogique de ces inclusions.

4.2.3 Analyses spectrométriques

Nous avons commencer par vérifier que toutes les haches de notre étude étaient composées de fibrolite. Nous avons utilisé la spectrométrie infrarouge de réflexion de manière systématique.

Cette fois, les spectres de référence sont les spectres obtenus sur les sections polies. A partir de l'allure général des spectres, on peut constituer deux groupes.

Le spectre infrarouge de la hache 08 est caractéristique du premier groupe et le spectre de la hache 01 du deuxième groupe (cf. figure 93). Il s'avère que les haches constitutives de ces groupes sont les mêmes que celles regroupées à partir des observations à la binoculaire. Les spectres du premier groupe sont homogènes. On y retrouve les positions des pics des spectres de référence, en particulier les quatre pics proches au voisinage de 500 cm^{-1} . Les rapports d'intensité des pics sont relativement similaires. Il arrive parfois que le pic à 1205 cm^{-1} ne soit pas visible (cf. figure 94). C'est probablement lié, comme nous l'avons avec la figure 73, à un moins bon état de surface ne permettant pas une bonne réflexion du faisceau.

Le deuxième groupe présente des spectres plus hétérogènes dans leur allure générale. Les rapports de pics sont variables (cf. figure 93 hache 1). Les positions des pics sont similaires au premier groupe et aux spectres de références. On note néanmoins qu'il est difficile de retrouver l'association des quatre petits pics au voisinage de 500 cm^{-1} . Le pic du plus petit nombre d'onde a tendance à avoir une valeur plus faible que celui des spectres du premier groupe. Les variations que l'on peut observer sur les spectres du deuxième sont probablement liés à l'influence de l'orientation des fibres de sillimanite, ce que nous avons pu remarquer lors de l'analyse de sections polies de référence.

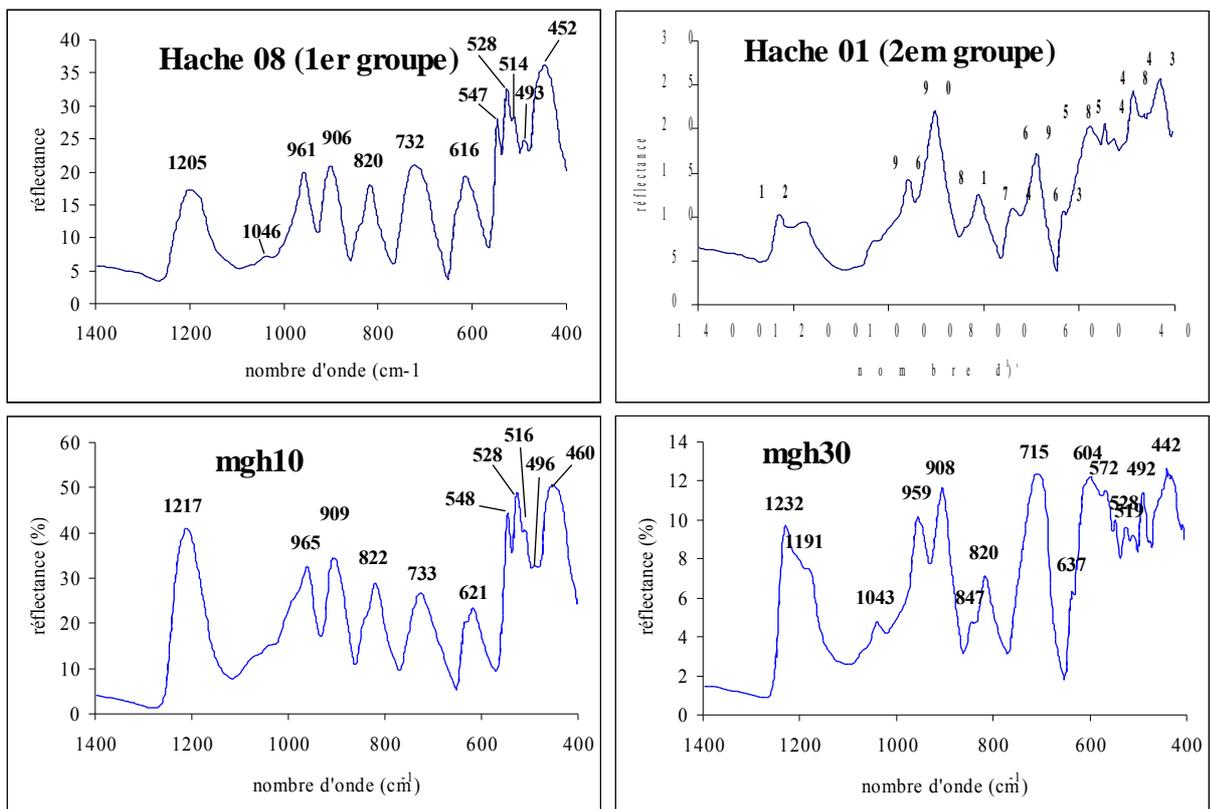


Figure 93 : Spectres infrarouge de réflexion caractéristiques de la fibrolite des haches polies.

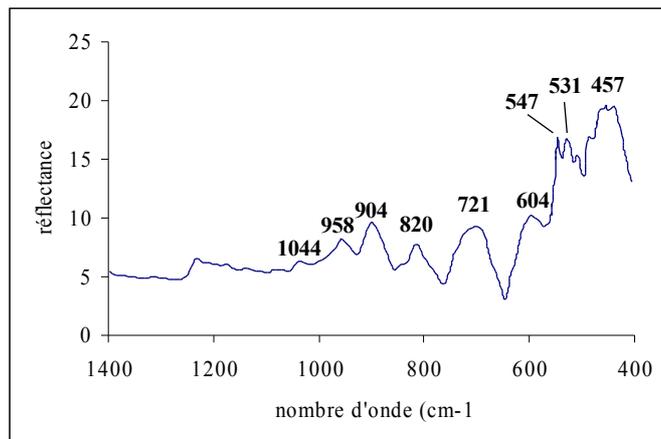


Figure 94 : Spectre infrarouge de réflexion de la fibrolite constitutive de la hache 05 (premier groupe). Le pic à 1200cm⁻¹ n'est pas visible.

Nous avons alors tenté de déterminer la nature minéralogique de quelques inclusions. L'inclusion observée à la surface de la hache 03 est un grain de rutile (cf. figure 95). Le spectre Raman est similaire au spectre obtenu sur un rutile présent dans l'échantillon de référence mgh07.

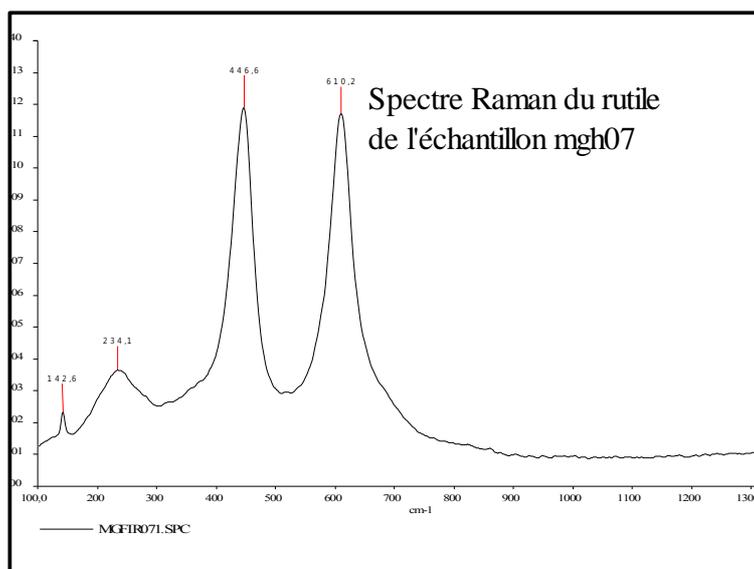
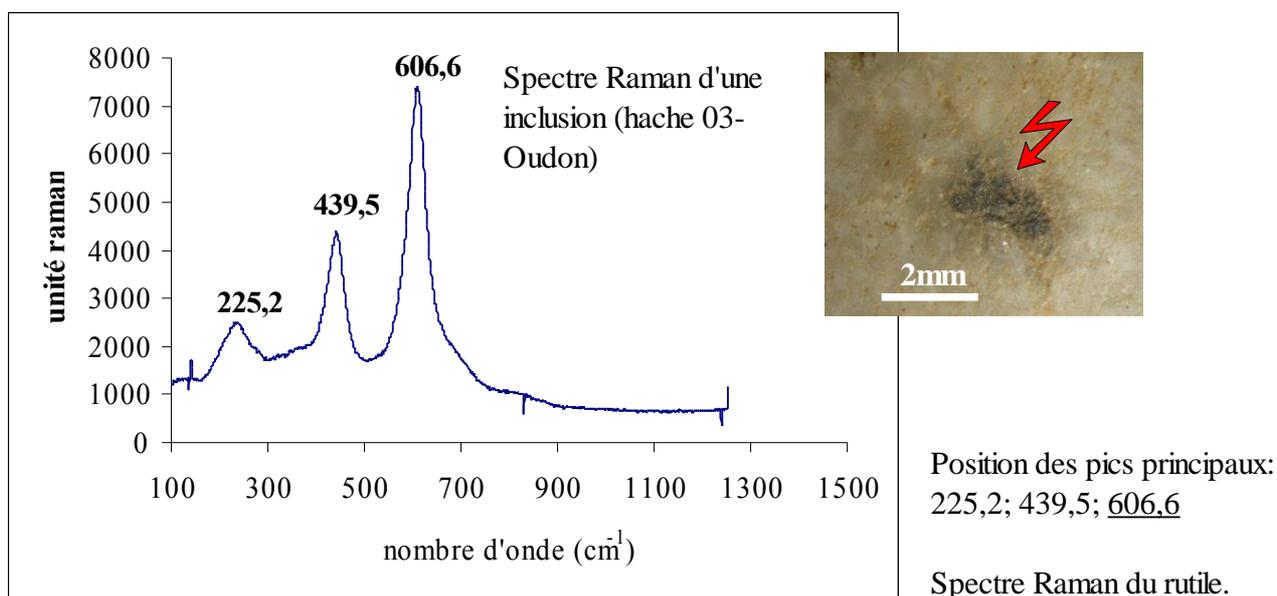
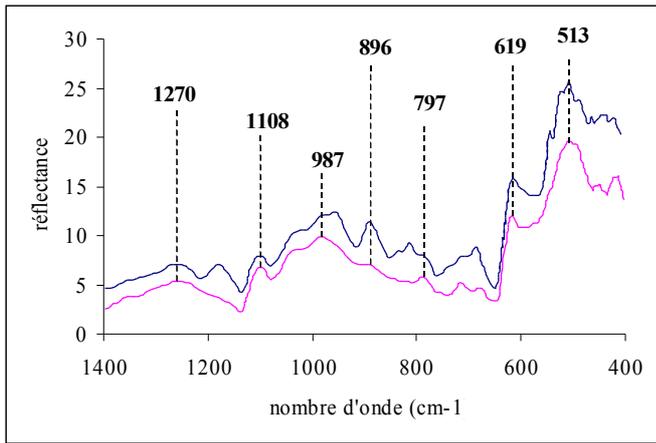
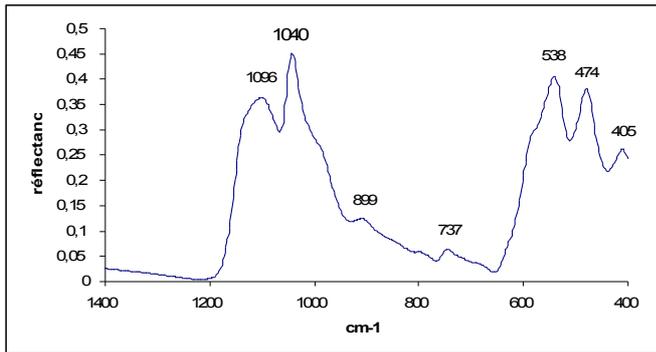


Figure 95 : Spectre Raman du rutile caractérisant la nature minéralogique d'une inclusion de la hache03.

La hache 05 de Frossay est constituée d'inclusions se présentant sous forme de « pastilles ». Nous avons obtenu des spectres infrarouge de réflexion (cf. figure 96) et des spectres Raman (cf. figure 97). La nature minéralogique est indéterminée. Les spectres infrarouges de réflexion sont différents du spectre de référence de la muscovite. La spectrométrie Raman ne lève pas non plus l'indétermination. L'inclusion n'est ni un mica, ni une tourmaline. On observe que ces pastilles sont également constituées de cristaux de sillimanite. D'autres phases minérales sont peut-être constitutives de ces amas, ce qui pourrait expliquer que les spectres infrarouges soient des spectres résultant d'un mélange de spectres, d'autant que le diamètre du faisceau est plurimillimétrique.



Inclusions noires (analyses sur deux grains)



Muscovite de référence (Pakistan)

Figure 96 : Spectre infrarouge de réflexion de la pastille noire et d'une muscovite de référence.

Hache 05 - Frossay

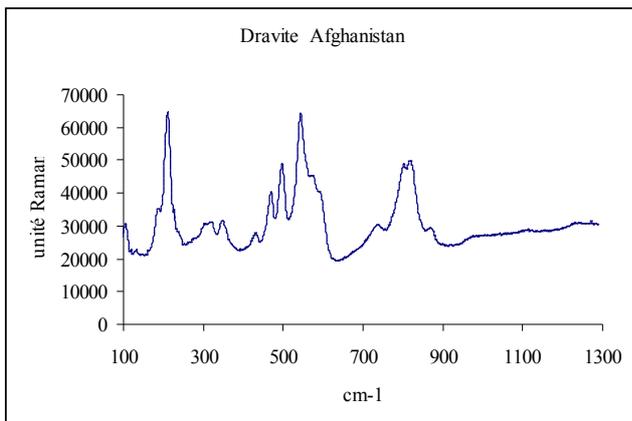
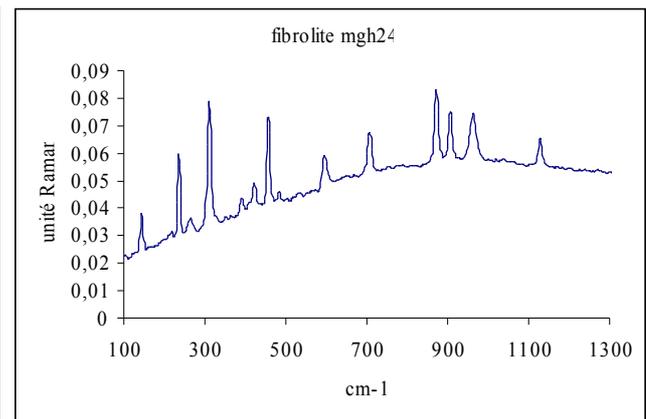
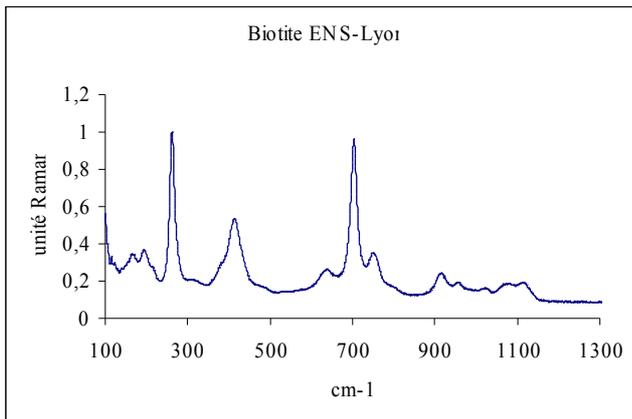
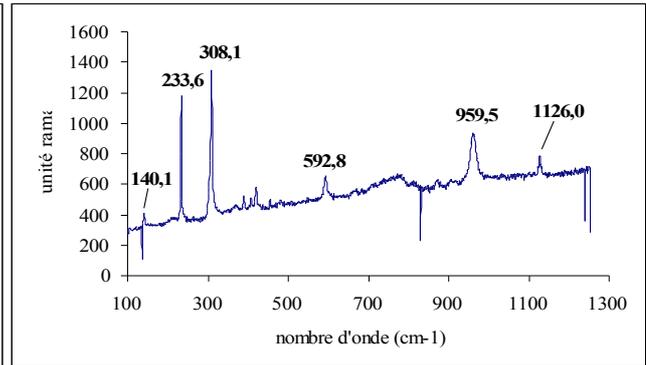
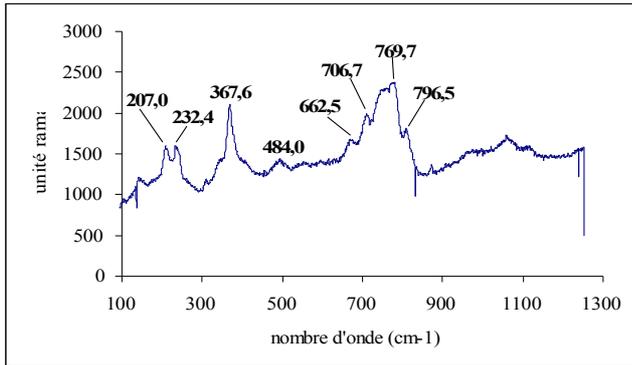
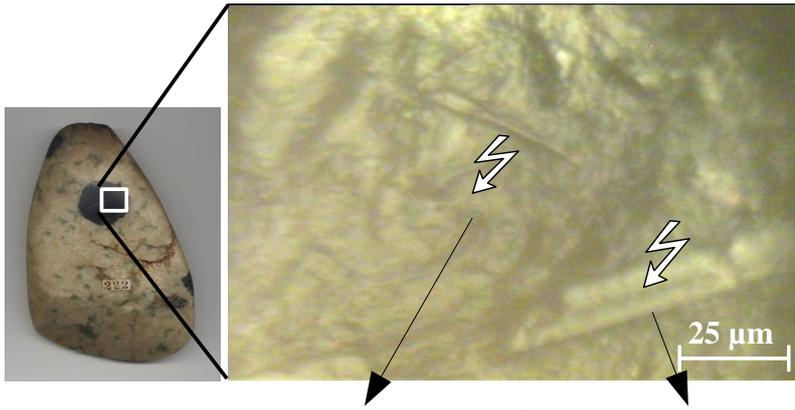


Figure 97 : Spectres Raman effectués sur la zone noire, on détermine de la sillimanite mais la phase principale de cette inclusion reste indéterminée.

L'inclusion plurimillimétrique à l'éclat nacré de la hache 07 a été caractérisée par spectrométrie infrarouge de réflexion (cf. figure 98). Il s'agit d'un mica, probablement d'une biotite. Nous n'avons pas pu obtenir un spectre Raman sur cette phase.

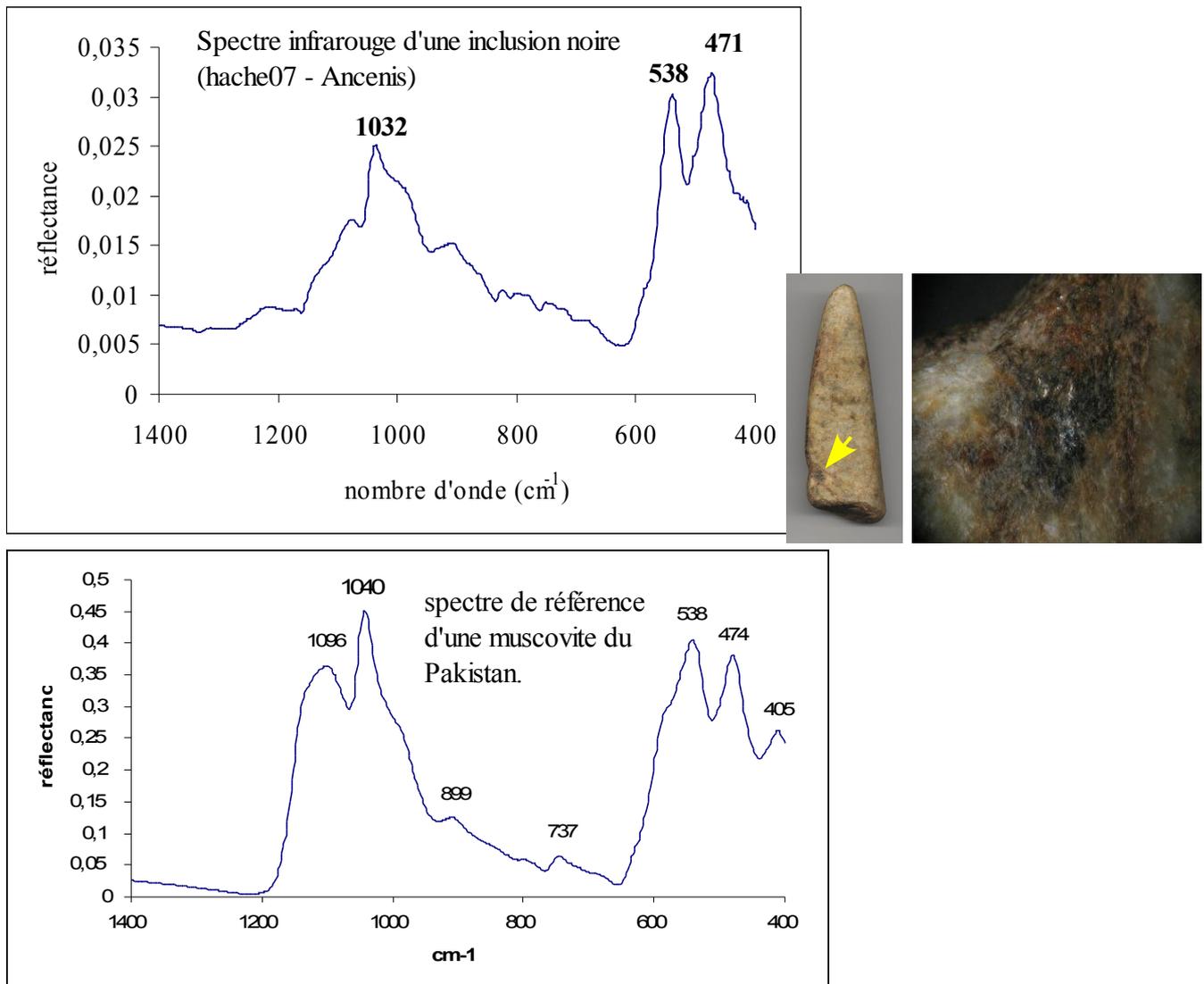


Figure 98 : Spectre infrarouge de réflexion d'un mica inclus dans la hache 07.

5 Discussion et synthèse

5.1 Caractérisation des haches composées de fibrolite

Les observations pétrographiques ont montré que les groupes n°1 et n°2 sont composés à plus de 80% de sillimanite. En suivant les recommandations de la SCMR (Schmid et al., 2007 ; cf. partie définition), nous proposons d'appeler ces concentrations de sillimanite de la « fibrolite ». Nous pourrions également la dénommer « sillimanite », mais l'habitus fibreux étant majoritaire, par rapport à l'habitus prismatique, nous préférons utiliser le terme de fibrolite. Au regard des formes de brut et des observations pétrographiques deux types de fibrolite sont définis.

5.1.1 La fibrolite de type A

Le type A concerne les concentrations de Plouguin et d'Arzon, il correspond au groupe pétrographique n°1. L'agencement principal de la sillimanite en petites gerbes non orientées va donner un aspect microgrenu à la surface des bruts et objets polis.

La forme des bruts est massive et souvent ellipsoïdale.

La carte d'identité de chaque gisement s'élabore en fonction d'aspects macroscopiques particuliers et la présence de minéraux autres que la fibrolite. Nous l'avons vu précédemment, les colorations des fibrolites sont diverses. Il faudra donc éviter de se baser sur la couleur comme unique critère d'appartenance à ce gisement. Néanmoins, en associant l'aspect et la disposition des taches vertes (ou inclusion de muscovite), la spécificité du gisement peut être mise en valeur. Pour le gisement de Plouguin, les taches peuvent être très dispersées ou regroupées en amas, leur contour est généralement flou, la couleur de ces taches a tendance à tirer sur le vert olive. Les taches peuvent créer des réseaux anastomosés, le vert tend alors vers un vert plus vif. La présence de grains de rutile fait la spécificité des fibrolites de Plouguin. Il peut aisément être détecté par une analyse en spectrométrie Raman. La présence de grains roses de corindon peut également être un critère d'appartenance, ils sont associés aux filonets vert-vif de muscovite, qui forment des réseaux. Sa détection en spectrométrie infrarouge n'est pas simple. Nous n'avons pas essayé d'utiliser la spectrométrie Raman, mais cette technique devrait être plus efficace. Les aspects spécifiques des échantillons mgh19 et mgh14 caractérisent également la fibrolite de Plouguin

Les échantillons d'Arzon ne sont pas assez nombreux pour être représentatifs. On remarque pourtant des taches noires associées à des taches rouges, ainsi que la présence de petites inclusions d'ilménite. La fibrolite d'Arzon diffère microscopiquement de celle de Plouguin par l'association particulière de feldspaths et de biotites. Mais cette caractéristique ne s'observe que sur lame mince par un prélèvement destructeur. On observe dans les lames un peu de muscovite. Les échantillons n'ont pas développé des taches vertes mais ce n'est pas à exclure pour d'autres échantillons.

Les haches du Musée Dobrée 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 14 et 15 sont des haches en fibrolite de type A, ainsi que les haches 16 et 17 du site archéologique de Erdeven. Leur origine probable est discutée dans la partie 2.3.

5.1.2 La fibrolite de type B

Le type B concerne les bruts du gisement du Conquet-Ploumoguer. Ils correspondent au groupe pétrographique n°2. Ce qui caractérise le type B est l'orientation des fibres de sillimanite donnant un aspect filandreux à la surface des bruts et des objets polis. La présence éventuelle de marbrures ou taches de couleurs différentes va mettre en valeur les aspects fibreux des surfaces.

La matière première se présente sous forme de plaquette. La forme aplatie des bruts est

caractéristique de la fibrolite de type B.

Les fibrolites du Conquet-Ploumoguier sont généralement de couleur blanc laiteux et peuvent développer des marbrures brunes à noires de nature biotitique.

Les haches du Musée Dobrée n°1 et 9 et les objets polis n°18, 19, 20, 21, 22 et 23 sont des fibrolites de type B. Leur origine probable est discutée dans la partie 2.3.

5.1.3 Conséquences

Les échantillons du groupe pétrographique n°3 ne sont pas de la fibrolite, la proportion de sillimanite est trop faible. Ils sont associés à de la tourmaline qui accompagne l'épigénisation de la sillimanite en muscovite. La présence importante de grains de tourmaline sur un échantillon peut donc être un argument permettant d'affirmer que ces échantillons ne sont pas de la fibrolite. Il serait intéressant de savoir si ce matériau à tourmaline a pu être de la matière première au façonnage d'objets. Nous n'en sommes pas persuadés. L'échantillon mgh25 composé de mica vert n'est pas non plus de la fibrolite. La littérature décrit parfois des haches en « fibrolite verte », mais cela concerne principalement les haches pendeloques. Une simple mesure de densité suffirait à lever le doute. La densité du mica (2,8) est inférieure à celle de la sillimanite. Il est vrai que les descriptions des aspects varient selon les auteurs. Jusqu'à présent, nous n'avons pas observé de fibrolite colorée d'un vert homogène. Il serait donc plus précis de nommer les bruts et les objets comme étant des fibrolites tachetées de vert ou des fibrolites à muscovite verte.

Les haches et bruts constitués de fibrolite que nous avons étudiés sont donc pas issus de nodules de quartz-sillimanite comme on peut le lire dans le dictionnaire Larousse des pierres précieuses (Bariand et al., 1998).

5.2 Géologie des gisements de fibrolite à valeur archéogemmologique

5.2.1 Les contextes géologiques

Les formations géologiques à l'origine des concentrations de fibrolite de qualité archéogemmologique ne sont pas des roches nodulaires à quartz-sillimanite. Les haches ne sont pas non plus issues de formations métasédimentaires à niveau de sillimanite massive datant du protérozoïque comme celles de l'Inde ou de l'Afrique du Sud. Les formations géologiques concernées par notre étude sont tous des gneiss. Le gneiss de Tréglonou (gisement de Plouguin) est un orthogneiss, le pluton d'origine est un granite alumineux porphyroïde calco-alcalin riche en biotite (Cabanis et al., 1979). Le protholithe du gneiss du gisement d'Arzon n'est pas précisément connu, les gneiss de cette zone peuvent être para comme orthodérivé (Audren, 1987). Il semble, d'après nos observations de terrain, que le gneiss soit également riche en biotite. Le gneiss de Kerhornou est paradérivé. Les niveaux à plaquettes de sillimanite correspondent à d'anciens niveaux sédimentaires riches en argiles (Jones, 1993).

Tous ces gneiss ont également subi un début d'anatexie. Par conséquence, ces gneiss ont développé localement des faciès migmatitiques.

5.2.2 La formation et la concentration de la fibrolite

Les trois gisements présentent un point commun, la fibrolite semblant se former à partir de micas : de la muscovite pour le gisement de Plouguin, de la biotite pour les gisements du Conquet et d'Arzon. Nous n'avons pas observé de quartz ni de néofeldspath potassique. La filiation directe entre le mica et la fibrolite pose donc un problème de bilan chimique.

De nombreux auteurs interprètent la formation de ce genre de fibrolite comme la conséquence de lessivages acides de minéraux primaires par une phase fluide externe (Vernon, 1979 ; Kerrick, 1987 ; cf partie 1.5.2.). Jones a néanmoins interprété les concentrations de fibrolite du gisement du Conquet comme des ségrégations leucocratiques marquant l'étape initiale de la fusion selon la réaction Muscovite + Albite + Quartz = Al_2SiO_5 + liquide (contenant les ions Na^{2+} K^+ et Ca^{2+}). La réaction s'est initiée dans le champs de stabilité du disthène et a continué à opérer dans le champs de stabilité de la sillimanite. (Jones, 1993). Nous avons observé des plagioclases au sein de cette fibrolite. Mais nous avons également mis en valeur un phénomène de croissance épitaxiale de la fibrolite sur la biotite formant des figures triangulaires. De tels arrangements de la fibrolite n'ont d'ailleurs été jusqu'à présent observés que dans des roches paradérivées (Kerrick, 1990, p. 277). La déformation a peut-être eu un rôle dans la cristallisation de la fibrolite (Macaudière et Touret, 1969 ; Vernon, 1987).

En ce qui concerne le gisement de Plouguin, des grains de rutilé sont observés. C'est le signe d'un passage de la roche dans un domaine de haute pression et de haute température (Deer et al., 1992) qui a précédé à la formation de la fibrolite. Des auteurs ont également remarqué que les concentrations à quartz-sillimanite dans des granulites succédaient à une phase de haute pression (Marchand, 1974 ; Forestier et al., 1973). Mais l'orthogneiss est connu pour avoir plutôt traversé un métamorphisme de moyenne pression et de haute température. Les éclogites associées aux gneiss de Lesneven datent d'un épisode métamorphique antérieur. L'orthogneiss et les formations adjacentes ont subi un rétro-morphisme important avec une décompression isotherme aboutissant à l'anatexie (Le Corre et al., 1990). Ce rétro-morphisme, qui s'est déroulé dans le climat du faciès amphibolitique, est synchrone de la déformation la plus marquée. Nous avons observé que les gerbes de fibrolite n'ont pas, voire très peu, enregistré de déformation à la différence de phases antérieures comme la muscovite et le quartz. La sillimanite a peut-être cristallisé à la fin de la déformation. Aucune relique de biotite en relation avec la fibrolite n'est observée. La roche mère est pourtant un gneiss riche en biotite. La muscovite semble participer à la cristallisation de la fibrolite mais surtout de la sillimanite prismatique. Des agencements de gerbes de fibrolite, de cristaux de muscovite et de prismes de sillimanite donnent l'impression que la sillimanite a cristallisé dans de petites cavités ou des fissures (cf. figure 99). L'habitus fibreux de la sillimanite en petites gerbes suppose une cristallisation plus rapide (Sunagawa, 2005) que la cristallisation des bouquets de sillimanite prismatique. Des arrangements similaires sont observés avec des cristaux de disthène (cf. figure 99) cristallisant à partir de bords chloritiques dans une matrice interstitielle de quartz (Kerrick, 1990). La composition chimique de cette association est similaire à la composition globale de la roche hôte, mais est cependant moins alumineuse que dans le cas présent. Une phase fluide rentre peut-être en jeu pour créer ce type d'assemblage.

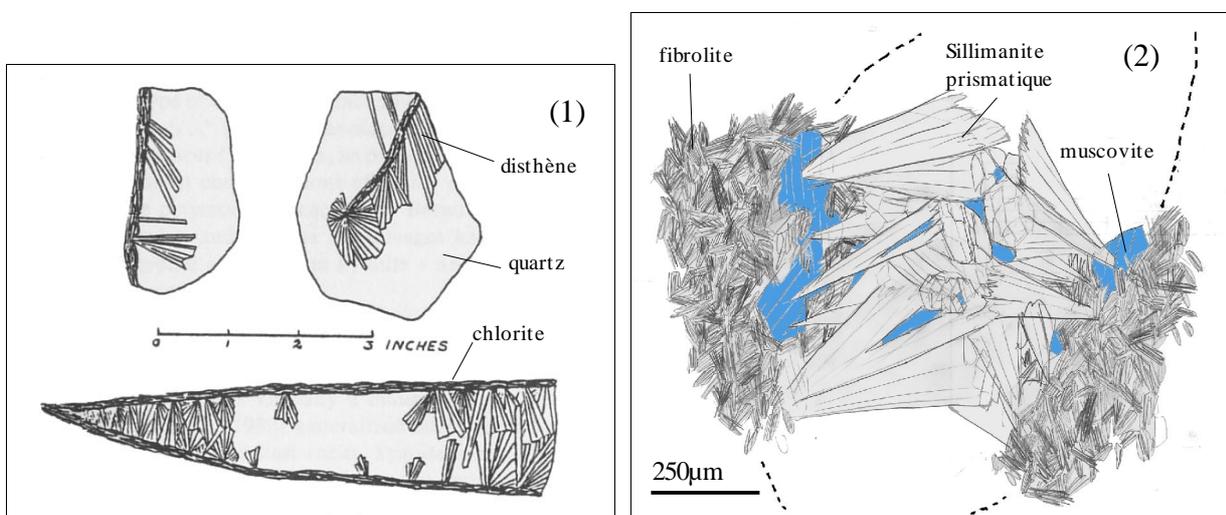


Figure 99 : (1) Disthène formant des rosettes (d'après Kerrick, 1990, p. 325) ; (2) bouquets de

sillimanite prismatique s'initiant à partir de muscovite.

La nature du fluide, reste énigmatique, sachant que la mobilité de l'aluminium pose un problème. L'altération du rutile peut donner des indices sur la nature de la phase fluide. En effet, la phase minérale qui cristallise autour des grains et au sein des clivages est composée des éléments principaux suivant O, Al, Si, Fe et parfois Mg ou Ti. Le fluide est probablement silico alumineux.

Les muscovites chloritisées indiquent que la roche a traversé ensuite le faciès schiste vert. Les phases tardives associées à la fibrolite, sont la nigérite et le corindon qui cristallisent dans des filonets composés de muscovite associée à des feldspaths calco-sodiques. La nigérite est un minéral qui cristallise dans des pegmatites au sein de roches à quartz sillimanite (Kloosterman, 1974 ; Van Tassel, 1965). Le corindon qui cristallise sous forme de barillet est également caractéristique d'un environnement pegmatitique (Simonet, 2000).

Il semble que la formation de fibrolite du type A soit liée à des pegmatites ou des filons hydrothermaux.

Claude Audren aurait noté que la fibrolite du type A d'Arzon s'exprimait dans des filons au sein des gneiss plus ou moins migmatisés (communication personnelle de Serge Cassen).

Il est à noter que les contextes géologiques de Plouguin et Arzon sont similaires. En effet, les migmatites de Plougerneau seraient, avec les orthogneiss migmatisés de Tréglonou, l'équivalent des séries migmatitiques du Golfe du Morbihan (Le Corre et al., 1990).

5.2.3 Hypothèses

Nous émettons l'hypothèse selon laquelle la fibrolite de type A est issue d'un orthogneiss qui est un ancien granite calco-alcalin riche en biotite, présentant localement des faciès migmatitiques.

La fibrolite du type B serait issue d'un paragneiss présentant également des faciès migmatitiques.

5.3 Conséquences archéogemmologiques

5.3.1 Provenance des objets

Sur les quinze haches du Musée Dobrée, trois objets ont des caractéristiques se rattachant aux fibrolites de Plouguin : les haches 03, 10 et 15.

La hache 03 provenant d'Oudon en Loire-Atlantique, développe à sa surface des taches vert olive aux contours flous, très dispersées dans la matrice fibrolitique blanchâtre. Cet aspect n'est pas sans rappeler les caractéristiques de l'échantillon mgh13 (cf. figure 100). De plus, nous avons caractérisé un grain de rutile, minéral associé à la fibrolite de Plouguin.

La hache 10 provenant de Vignoc (Ille-et-Vilaine) présente une texture à grosse gerbe et des teintes rougeâtres similaires à celles de l'échantillon mgh14 (cf. figure 100). Les gerbes visibles à la surface de l'objet ont des dimensions proches des gerbes observées en lame mince.

La hache 15, provenant de Saint-Michel-Chef-Chef en Loire-Atlantique, ressemble à l'échantillon mgh19 emblématique du gisement de Plouguin. Pour cet objet nous n'avons pas pratiqué des analyses spectrométriques poussées, mais des grains aux éclats métalliques pourraient être des grains de rutile (cf. figure 100). On pourrait également vérifier que les taches noires correspondent à

la présence de muscovite.

Les haches 2 (Saint-Marc), 4 (Saint-Lyphar), 7 (Ancenis), 12 (Saint-James) et 14 (Vue) ont des aspects de surface proches des sections polies des échantillons de Plouguin (présence de muscovite, marbrure, coloration d'ensemble) mais nous n'avons pas d'autres arguments qui permettraient de les associer.

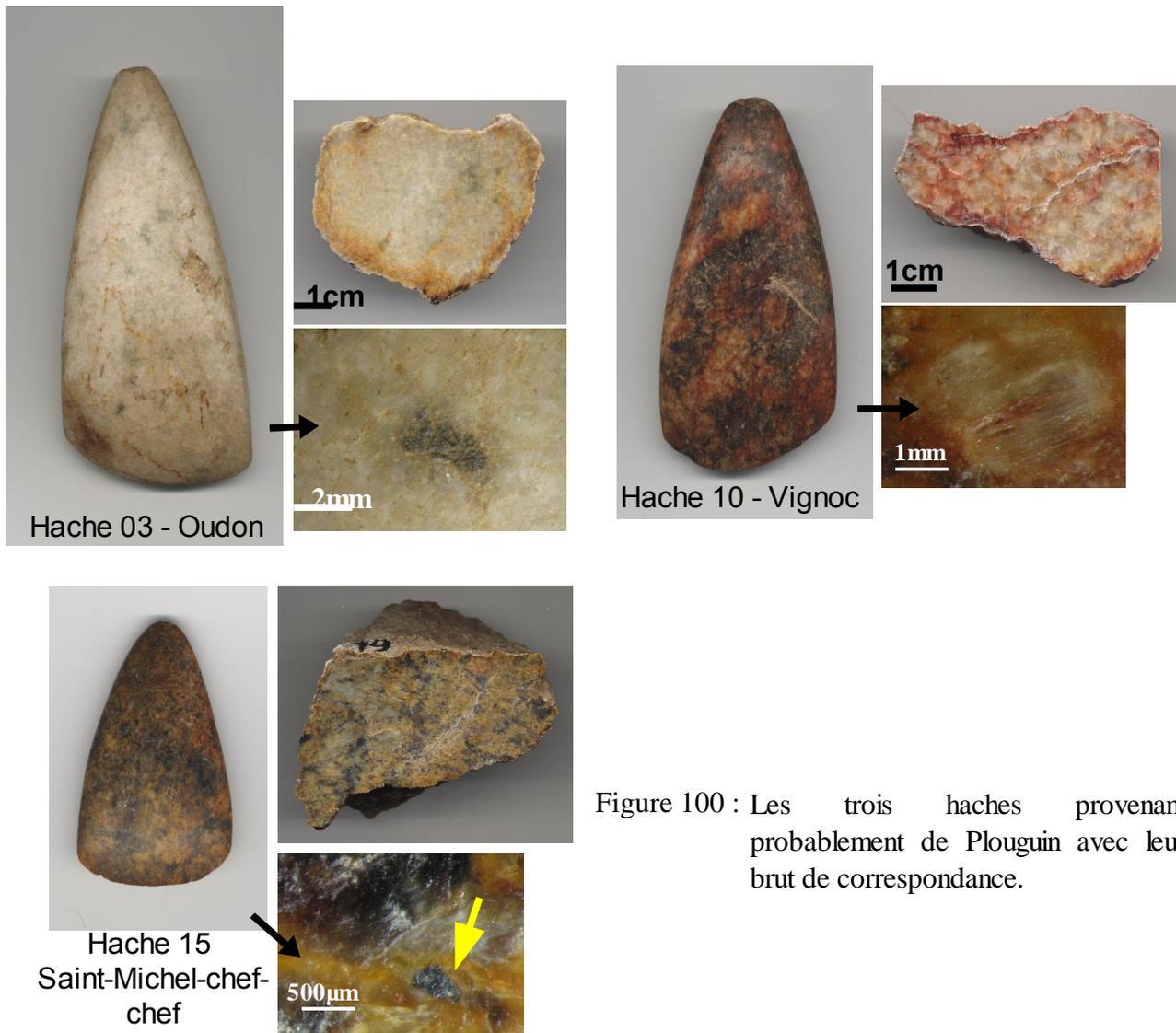


Figure 100 : Les trois haches provenant probablement de Plouguin avec leur brut de correspondance.

Au regard des caractéristiques des échantillons de Plouguin et malgré des ressemblances, les haches 13 (de Besné) et 05 (de Frossay) ne peuvent être rattachées au gisement léonard. La répartition des taches vertes est en effet beaucoup plus dense et leur contour plus net. La hache 05 développe des taches d'un vert plus sombre. Elle se caractérise également par la présence d'amas centimétriques noirs d'un ou plusieurs minéraux dont les spectres d'analyses (infrarouge et Raman) sont différents de ceux obtenus sur les inclusions des fibrolites de Plouguin. La hache 13 présente de nombreuses petites inclusions noires aux contours digitaux (cf. figure 101). Ces associations n'ont pas été constatées sur les échantillons de Plouguin. Les nombreuses inclusions noires de la hache 13 (Besne) ont des formes semblables aux grains d'ilménite observés dans un échantillon de fibrolite d'Arzon. Mais les échantillons de référence du gisement de fibrolite de type A à Arzon ne sont pas assez nombreux et ainsi ne montrent pas d'éventuelles variations de couleur et d'aspect pour confirmer cette provenance.



Figure 101 : Haches aux caractéristiques proches de la fibrolite de Plouguin, mais aux inclusions différentes.

Les haches 06 (Vendée), 08 (Sens de Bretagne) et 11 (Corseul) ont des aspects similaires, mais ne peuvent être rattachées aux gisements étudiés de fibrolite de type A.

La hache 10 présente de nombreuses petites inclusions noires, mais à la différence des inclusions noires de la hache 13, celles-ci semblent moins bien résister au polissage, elles sont probablement de nature différente.

Les haches 05, 13, 06, 08 et 11, proviennent probablement d'un ou plusieurs gisements encore inconnus.

Les haches 01 et 09 sont des fibrolites de type B. Elle peuvent provenir du gisement du Conquet mais les échantillons de référence de ce gisement ne sont pas assez nombreux pour pouvoir l'affirmer.

Les objets du site d'Erdeven regroupent les deux types de fibrolite. Les haches 18, 19, 20, 21, 22 et 23 ne sont pas issues du gisement d'Arzon car ces objets sont en fibrolite de type B. Ils pourraient provenir du Conquet, mais on ne peut l'affirmer, d'autant que les marbrures développent des colorations bordeaux, qui n'ont pas été observées au Conquet. De plus, le gisement du Conquet n'est pas assez échantillonné pour étayer cette possibilité. Il est à noter que la hache 09 du Musée Dobrée (provenant de Tressé en Ille-et-Vilaine) a également des petites marbrures bordeaux.

Les haches 16 et 17 sont des fibrolites de type A qui ne ressemblent pas beaucoup aux échantillons d'Arzon, si ce n'est l'association de taches noires et rougeâtres pour la hache 16. La hache 17 développe des petites taches beiges, légèrement kaki, aux contours nets qui pourraient la rattacher au gisement de Plouguin. Mais ce type de tache n'est pas vraiment observé sur Plouguin.

En résumé nous avons montré que des haches ont probablement été façonnées dans de la fibrolite de Plouguin. Ces haches ont donc voyagé assez loin du gisement d'origine. Oudon, Vignoc et Saint Michel-Chef-Chef sont des communes situées à plus de 250 kilomètre de Plouguin. Les haches en fibrolite de type A sont des objets qui ne sont pas si proches des aires de gisement, comme pouvait le remarquer Giot en 1952. D'autres haches de provenances incertaines, sont probablement issues de gisements archéogemmologiques à redécouvrir.

5.3.2 Forme et élaboration des objets

La fibrolitite de type B est issue de plaquette. Cela peut expliquer que la plupart des haches de ce type soient peu épaisses et qu'on observe des anfractuosités sur la surface des objets. La fibrolitite de type A provient de blocs plus massifs permettant par sciage de façonner des formes diverses (Pailler, 2004). Comme l'a remarqué Pailler, il n'est pas certain que la fibrolitite que nous avons qualifiée de type B se scie lors du processus de façonnage. Nous avons observé au microscope des clivages pouvant se développer perpendiculairement aux aiguilles de fibrolite. Ces clivages sont des éléments caractéristiques des cristaux de sillimanite. Des fractures peuvent se propager le long de ces plans comme le long des fibres, ce que nous avons observé sur la lame mince d'une fibrolitite du Conquet. Les aiguilles étant orientées préférentiellement dans ce type de fibrolitite, les fissures peuvent se propager aisément et conduire à une fragmentation. Lors du processus de sciage, la dernière étape consiste à séparer le bloc en deux parties. Cette opération, dans le cas des fibrolitites de type B, peut donc provoquer des fissurations incontrôlées. Ce phénomène peut expliquer que les fibrolitites de type B ne se sciaient pas. Seul le polissage était utilisé dans le processus de façonnage.

On remarque ces plans de fracture sur les objets d'Erdeven (haches 18 et 21).

Il est à noter que les fibrolitites de type B étaient certainement plus fragiles que les fibrolitites de type A.

5.3.3 Le choix des matériaux

Le gisement de Plouguin fournit de la fibrolitite de coloration et d'aspect divers. Nous avons vu qu'au moins trois haches issues des collections du Musée Dobrée proviennent probablement de ce gisement. Ces objets sont aussi de coloration variée. On retrouve donc la variabilité du gisement dans les objets. Il semble, à première vue, qu'il n'y ait pas de préférence dans le choix de la fibrolitite de la part de l'Homme du Néolithique.

Pailler, en 2004, a néanmoins remarqué que les haches à talons pointus, considérées comme des objets de prestige, sont préférentiellement façonnées dans de la fibrolitite tachetée de vert (Pailler, 2004). Lors de nos prospections de terrain nous n'avons pas récolté d'échantillon de fibrolitite développant des rosettes (cf. figure 102). Ce type d'échantillon semble pourtant faire la réputation du gisement de Plouguin dans le petit monde des collectionneurs et des musées. Sa rareté actuelle est probablement liée à son intense exploitation dans les années 70, juste après le remembrement, par les amateurs de minéralogie (Le Roux, 1975).



Figure 102 : Photographie d'un bloc de fibrolite de Guelet ar c'hoat. Collection du Musée de la mine et des minéraux – Ferme de l'Orme à Blain en Loire Atlantique.

Il serait intéressant de déterminer si cette fibrolite à rosettes a servi au façonnage de haches néolithiques. Ce n'est pas une certitude car ce genre de fibrolite n'est peut-être pas aussi tenace qu'une fibrolite à gerbes entrecroisées, des fissures pouvant se propager plus facilement entre les rosettes. Il semble également que les blocs à sillimanite épigénisée et tourmaline n'aient pas été utilisés comme matière première. Il en résulte que l'Homme du Néolithique a probablement développé une connaissance précise dans le choix de sa matière première pour le façonnage de haches polies en fibrolite.

5.4 Perspectives de recherche

Il est nécessaire de continuer à récolter des échantillons de référence dans les gisements de fibrolite afin de mieux caractériser les variations de faciès. Des efforts peuvent se porter sur les gisements d'Arzon et du Conquet. L'établissement d'une collection de référence plus riche permettra ainsi de mieux appréhender la provenance des objets archéologiques. Les recherches doivent se porter également sur le choix et la détermination de minéraux caractéristiques, autres que la sillimanite, constituant une carte d'identité pour chaque gisement. La spectrométrie Raman apparaît être une bonne technique pour caractériser ces inclusions. En particulier, il serait intéressant d'utiliser l'imagerie Raman. La spectrométrie infrarouge de réflexion est bien adaptée pour confirmer la nature fibrolitique des objets mais également pour déterminer la nature minéralogique d'inclusions de taille supérieure au diamètre du faisceau.

Ensuite, nous pourrions développer des analyses chimiques non destructives afin de savoir, dans un premier temps, si certains éléments ou rapports d'éléments sont spécifiques à tous les échantillons d'un gisement, puis dans un second temps d'appliquer cette méthode sur des objets pour résoudre des problématiques de provenance.

Les différents types de fibrolite se reconnaissant à l'œil nu, il serait important, dès lors, de faire cette distinction dans les descriptions et le recensement des objets. La constitution d'un système d'information géologique (SIG) sera un bon outil pour regrouper toutes ces informations et pour

répondre à de nombreuses questions. Les hypothèses géologiques que nous avons émises peuvent être associées aux zones où se concentrent les objets pour mieux redécouvrir un gisement archéogemmologique potentiel.

6 Conclusion

La hache polie, objet emblématique du Néolithique, présente des formes et des aspects variés lorsque sa lame est en fibrolite. Cette étude archéogemmologique a pour but d'une part de caractériser des échantillons naturels provenant de gisements et, d'autre part, de mettre en valeur d'éventuels faciès et caractéristiques spécifiques permettant de rattacher la hache polie en fibrolite à son gisement d'origine.

Pour se faire, nous avons, dans un premier temps, étudié au microscope polarisant des lames minces d'échantillons bruts provenant de trois gisements armoricains exploités au Néolithique, puis la surface de leur section en spectrométrie infrarouge de réflexion et en spectrométrie Raman. Deux de ces gisements sont situés dans le Léon et le troisième dans le Golfe du Morbihan. Dans un second temps, nous avons analysé avec les mêmes techniques spectrométriques deux groupes de haches polies en fibrolite. Le premier groupe est issu des collections du Musée Dobrée et le second provient du tertre de Lannec er Gadouer à Erdeven dans le Morbihan.

Suite aux descriptions pétrographiques des échantillons bruts et compte tenu de leur concentration élevée en fibrolite (plus de 80%), nous avons proposé de nommer cette précieuse matière de la fibrolite. Deux types de fibrolite, ont été mis en valeur : une fibrolite de type A caractéristique des gisements de Plouguin dans le Léon et d'Arzon dans le Golfe du Morbihan, et une fibrolite de type B caractéristique du gisement du Conquet. Le fait marquant est que pour un gisement, en particulier celui de Plouguin, la fibrolite présente des aspect variés.

L'analyse des lames minces et des contextes géologiques nous a également permis de commencer à caractériser les environnements géologiques spécifiques à de telles concentrations de fibrolite. Commencer à appréhender ainsi l'environnement géologique de la formation d'échantillons naturels doit permettre de redécouvrir des gisements archéogemmologiques oubliés. Nous émettons l'hypothèse selon laquelle, la fibrolite de type A provient d'orthogneiss riche en biotite et que la fibrolite de type B est issue de paragneiss.

La spectrométrie infrarouge de réflexion est une technique bien adaptée à la détermination pétrographique des haches en fibrolite. Cette technique, en association avec la spectrométrie Raman, permet de caractériser la nature d'inclusions et contribue à constituer des associations de minéraux caractéristiques d'un gisement. Ainsi on peut affiner les hypothèses sur la provenance des objets. La détermination des provenances géographiques est généralement un exercice difficile et périlleux: cette étude en est un bon exemple.

En effet, une grande partie des objets étudiés trouvés sur le site archéologique d'Erdeven ne sont pas issus du gisement proche d'Arzon, mais plutôt d'un gisement de fibrolite de type B. Parmi les haches provenant des collections du Musée Dobrée de Nantes, au moins trois haches ont des caractéristiques du gisement de Plouguin. Ces haches d'aspect varié ont été trouvées loin de leur gisement. Les haches polies en fibrolite semblent donc avoir rayonné au delà des aires de gisements. Récemment, des haches polies en fibrolite de type armoricain ont été décrites en Angleterre. De nombreuses études restent à faire sur ce matériau qui a particulièrement attiré l'homme du Néolithique. Oserions-nous dire que le Néolithique en Armorique est l'âge de la pierre nouvelle en fibrolite ?

Bibliographie

Ackermann D., Windley B. F., Razafiniparany A. (1989) The Precambrian mobile belt of southern Madagascar. *Evolution of Metamorphic Belts*, Vol. 4, The Geological Society by Blackwell Scientific Publications, Ed. Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D., pp. 293-296.

Ahmad R., Wilson C. J. L. (1982) Microstructural relationships of sillimanite and fibrolite at Broken Hill, Australia. *Lithos*, Vol. 15, pp. 49-58.

Audren C. (1987) Evolution structurale de la Bretagne Méridionale au Paléozoïque. *Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, Vol. 31, 365 pages.

Audren C., Belloncle J. L., Daniel F., Jegouzo P. (2004) Le système d'information sur la géologie du Morbihan (sigm). *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, Ed. Société géologique et minéralogique de Bretagne, Vol. D, pp. 21-26.

Balé P., Brun, J.-P. (1986) Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine éo-hercynien sud armoricain translaté au Dévonien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Ed. Société Géologique de France, Tome 8, pp. 471-477.

Barbey P., Macaudière J., Marignac C., Jabbori J. (2005) Les concentrations à sillimanite du Sud Velay et l'évolution P-T-t fini-hercynienne dans le Massif central (France). *Comptes rendus, Géoscience*. Elsevier, Vol. 337, pp. 872-879.

Bariand P., Poirot J.P., Duchamp M., Bariand N. (1998) *Larousse des pierres précieuses : fines, ornementales, organiques*. Ed. Larousse.

Bell P.M., Nord G. (1974) Microscopic and electron diffraction study of fibrolitic sillimanite. *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, Vol. 73, pp. 444-448.

Beran A., Rossman G.R., Grew E.S. (1989) The hydrous component of sillimanite. *American Mineralogist*. Ed. Mineral Soc America, Vol. 74, pp. 812-817.

Bohlen S.R., Montana A., Kerrick D.M. (1991) Precise determinations of the equilibria kyanite « sillimanite and kyanite » andalusite and a revised triple point for Al₂SiO₅ polymorphs. *American Mineralogist*. Ed. Mineral Soc America, Vol. 76, pp. 677-680.

Boujot C. (1993) De la sépulture individuelle à la sépulture collective : le passage du V^{ème} au III^{ème} millénaire en France. Thèse, Université de Paris 1.

Bowen G.T. (1824) Description and analysis of the sillimanite, a new mineral. *American Journal of Science*, Vol. 8, pp. 113-118.

Breaks F. W., Shaw D. M. (1973) The Silent Lake pluton, Ontario : A nodular, sedimentary, intrusive complex. *Lithos*, Vol. 6, pp.103-121.

Brunel M., Lansigu C. (1997) Déformation et cinématique de mise en place du dôme de la zone axiale de la Montagne Noire : signification des nodules à quartz-sillimanite (Massif central français). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série 2, Sciences de la terre et des planètes*, Ed. Elsevier, Vol. 325, pp. 517-523.

Cabanis B. (1976) Arguments en faveur de l'existence d'un socle orthogneissique dans le Pays de Léon (Bretagne). *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, Ed. Elsevier, Vol. 282, p.263.

Cabanis B., Peucat J.- J., Michot J., Deutsch S. (1979) Remise en cause d'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine nord armoricain). Etude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et de Plounevez-

- Lochrist. Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Vol. 4, pp.357-364.
- Cabanis B., Godard, G. (1987) Les élogites du pays de Léon (Nord-Ouest du Massif armoricain) : étude pétrologique et géochimique ; implications géodynamiques. Bulletin de la Société géologique de France, Ed. Société géologique de France, Vol. 3, Paris, pp.1133-1142.
- Caillère S., Pobeguïn T. (1972) Sur la présence de sillimanite à Bournac (Haute-Loire). Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, Ed. Société française de Minéralogie et de Cristallographie, Vol. 95, p. 411.
- Cartier C. (2002) Structure de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif Armoricain). Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne. Thèse de l'Université d'Orléans.
- Cassen S., Pétrequin P. (1999) La Chronologie Des Haches Polies Dites De Prestige dans La Moitié Ouest De La France. European Journal of Archaeology, Ed. EAA, Vol. 2, p.7.
- Cassen S., Boujot C., Vaquero J. (2000) Éléments d'architecture : exploration d'un tertre funéraire à Lannec er Gadouer (Erdeven, Morbihan) : constructions et reconstructions dans le Néolithique morbihannais : propositions pour une lecture symbolique. Ed. Association des publications chauvinoises.
- Cesare B., Gomez-Pugnaire M.T., Sanchez-Navas A., Grobety B. (2002) Andalusite-sillimanite replacement (Mazarron, SE Spain) : A microstructural and TEM study. American Mineralogist, Ed. Mineral Soc America, Vol. 87, pp. 433-444.
- Chinner G.A. (1961) The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. Journal of Petrology, Ed. Oxford Univ Press, Vol. 2, pp. 312-323.
- Chinner G.A. (1966) The significance of the aluminium silicates in metamorphism. Earth Science Reviews, Vol. 2.
- Chinner G. A., Smith J. V., Knowles C. R. (1969) Transition-metal contents of $AlSiO_5$ polymorphs. The American Journal of Science, Ed. J.D. & E.S. Dana, Vol. 267A, pp. 96-113.
- Clarke D.B., Dorais M., Barbarin B., Barker D., Cesare B., Clarke G., El Baghdadi M., Erdmann S., Forster H.J., Gaeta M. et al. (2005) Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks. Journal of Petrology, Ed. Oxford Univ Press, Vol. 46, pp. 441-472.
- Cogné J. (1974) Le Massif Armoricain. Dans Géologie de la France. Ed. I. Doin, Paris, pp.105-161.
- Colliston W. P., Schoch A. E. (1996) Proterozoic metavolcanic rocks and associated metasediments along the Orange River in the Pofadder terrane, Namaqua Mobile Belt. South African Journal of Geology, Ed. Geological society of South Africa, Vol. 99, pp. 309-325.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992) An introduction to the rock-forming minerals. Ed. Longman scientific and technical, Harlow, UK, 696 pages.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., Chang L.L.Y. (1997) Rock-forming Minerals : Volume 1A Orthosilicates. Ed. Geological Society Pub House, 919 pages.
- Des Cloizeaux A. (1862) Manuel de minéralogie. Ed. Dunod.
- Durand S., Audren C. (1977) Bretagne Guides géologiques régionaux. Ed. Masson.
- Ferry J.M. (1983) On the control of temperature, fluid composition, and reaction progress during metamorphism. American Journal of Science, Vol. 283, pp. 201-232.
- Fleet M.E., Arima M. (1985) Oriented hematite inclusions in sillimanite. American Mineralogist, Ed. Mineral Soc America, Vol. 70, pp. 1232-1237.

- Forestier F.-H., Lasnier B., Leyreloup A., Marchand J. (1973) Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif Armoricaïn, de l'affleurement au Moho. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. 7, pp. 562-578.
- Foster C. T. (1977) Mass transfer in sillimanite-bearing pelitic schists near Rangeley, Maine. *American Mineralogist*, Ed. *American Mineralogist*, Vol. 66, pp. 260-277.
- Foucault A., Raoult J.F. (1995) *Dictionnaire de géologie*. Ed. Masson.
- Frick C., Coetzee C. B. (1974) The mineralogy and the petrology of the sillimanite deposits west of Pofadder, Namaqualand. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, Vol. 77, pp. 169-183.
- Fritsch E., Rossman G.R. (1987) An update on color in gems. Part 1: Introduction and colors caused by dispersed metal ions. *Gems & Gemology*, Vol. 23, pp. 126-139.
- Fröhlich F. and Gendron-Badou A. (2002) La spectroscopie infrarouge, un outil polyvalent. *Géologie de la préhistoire*. Géopré, Presses universitaires de Perpignan, Perpignan.
- Giot P.R., Cogné J. (1952) Le travail de la fibrolite en Armorique. *Bulletin Société préhistorique française*, Vol. 49, pp. 395-398.
- Giot P.R., L'Helgouach J., Monnier J.L. (1998) *Préhistoire de la Bretagne*. Ouest-France.
- Godard G., Mabit J.L. (1998) Peraluminous sapphirine formed during retrogression of a kyanite-bearing eclogite from Pays de Léon Armorican Massif, France. *Ed. Lithos*, Vol. 43, pp. 15-29.
- Golani P. R. (1989) Sillimanite-corundum deposits of Sonapahar, Meghalaya, India : a metamorphosed Precambrian paleosol. *Precambrian research*, Ed. Elsevier, Vol. 43, pp. 175-189.
- Gonnard M.F. (1883) Des gisements de fibrolite du plateau central de la France. *Bulletin de la Société française de Minéralogie*, Vol. 6, pp. 294-301.
- Grambling J. A. (1981) Kyanite, andalusite, sillimanite, and related mineral assemblages in the Truchas Peaks region, New Mexico. *American Mineralogist*, Ed. *Mineral Soc America*, Vol. 66, pp. 702-722.
- Grew E.S., Rossman G.R. (1976) Color and iron in sillimanite. *Abstracts, 25th International Geological Congress*, Vol. 2, pp. 564-565.
- Grew E. S., Hinthorne J. R. (1983) Boron in sillimanite. *Science*, Ed. the American Association for the Advancement of Science, Vol. 221, pp. 547-549.
- Grew E. S., Rossman G. R. (1985) Co-ordination of boron in sillimanite. *Mineralogical Magazine*, Ed. *Mineralogical Society*, Vol. 49, pp. 132-135.
- Guigues J., Devismes P. (1969) La prospection minière à la batée dans le Massif Armoricaïn. Ed. Technip.
- Hemingway B.S., Robie R.A., Evans H.T., Kerrick D.M. (1991) Heat capacities and entropies of sillimanite, fibrolite, andalusite, kyanite, and quartz and the Al₂ SiO₅ phase diagram. *American Mineralogist*, Ed. *Mineral Soc America*, Vol. 76, pp. 1597-1613.
- Hemley J.J., Jones W.R. (1964) Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, Ed. SecG, Vol. 59, pp. 538-567.
- Herbaut F. (2001) *La parure Néolithique dans l'Ouest de la France*. Thèse Université de Nantes.
- Herbaut F., Querré G. (2004) La parure néolithique en variscite dans le sud de l'Armorique. *Bulletin de la Société préhistorique française*, Ed. *Société préhistorique française*, Vol. 101, pp. 497-520.

- Holdaway M.J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, Vol. 271, p. 97.
- Holdaway M.J., Mukhopadhyay B. (1993) A reevaluation of the stability relations of andalusite ; thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates. *American Mineralogist*, Ed. Mineral Soc America, Vol. 78, pp. 298-315.
- Ihlen P. M. (2000) Utilisation of sillimanite minerals, their geology, and potential occurrences in Norway-an overview. *Norges Geologiske Undersokelse*, Vol. 436, pp. 113-128.
- Jones K. A. (1994) Progressive metamorphism in a crustal-scale shear zone : an example from the Leon region, north-west Brittany, France. *Journal of Metamorphic Geology*, Ed. Blackwell Publishing Ltd , Vol. 12, pp. 69-88.
- Kerrick D.M. (1987) Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. *American Mineralogist*, Ed. Mineral Soc America, Vol. 72, pp. 240-254.
- Kerrick D. M. (1988) Al₂ SiO₅-bearing segregations in the Lepontine Alps, Switzerland ; aluminum mobility in metapelites. *Geology*, Ed. Geological Soc America, Vol. 16, pp. 636-640.
- Kerrick D.M., Speer J.A. (1988) The role of minor element solid solution on the andalusite-sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granitoids. *American Journal of Science*, Vol. 288 p. 152.
- Kerrick D.M., Woodsworth G.J. (1989) Aluminum silicates in the Mount Raleigh pendant. *British Columbia. Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 7, pp. 547-563.
- Kerrick D.M. (1990) The Al₂ SiO₅ polymorphs. Ed. Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Kerrick D.M. (1991) Precise determinations of the equilibria kyanite sillimanite and kyanite andalusite and a revised triple point for Al₂SiO₅ polymorphs. *American Mineralogist*, Ed. Mineral Soc America, Vol. 76, pp. 677-680.
- Kloosterman J.B. (1974) Nigerite in the Tin-Tantalum Pegmatites of Amapa, Brazil. *Mineralogical Magazine*, Vol. 39, pp. 837-846.
- Lacroix A. (1962) *Minéralogie de la France: et de ses anciens territoires d'outre-mer*. Ed. A. Blanchard.
- Lasnier B. (1992) La Microsonde Raman en Gemmologie. *Revue de Gemmologie AFG*, hors série, Paris, France, p. 60.
- Le Corre C., Auvray B., Balleve M., Robardet M. (1991) Le Massif Armoricaïn. A. Piqué, Les massifs anciens de France, I, Vol. 44, pp. 31-103.
- Le Roux C.T. (1975) Fabrication et commerce des haches en pierre polie. Bretagne préhistorique. *Dossiers d'Archéologie*, Vol. 11, pp. 42-75.
- Le Roux C.T. (1999) L'Outillage de Pierre polie en metadolerite du type A. Les ateliers de Plussulien (Cotes-d'Armor) : Production et diffusion au Neolithique dans la France de l'ouest et au-delà. Université de Rennes I. Travaux du laboratoire Anthropologie, Préhistoire et Quaternaire Armoricaïns, 244 pages.
- Losert J. (1968) On the genesis of nodular sillimanitic rocks. 23rd International Geological Congress, Vol. 4, pp. 109-122.
- Louboutin C. (1990) *Au néolithique, les premiers paysans du monde*. Ed. Gallimard, Réunion des musées nationaux.

- Macaudière J., Touret J. (1969) La fibrolitisation tectonique : Un mécanisme possible de formation des gneisses nodulaires du Bamble (Norvège méridional). *Sciences de la Terre*, Vol. XIV, pp. 199-214.
- Marchand J. (1974) Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français (Haut Allier). Les termes acides. Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle, Université de Nantes.
- Marsille L. (1920) Sur l'origine des haches en fibrolite et en pyroxénite. *Bulletin Société préhistorique française*, Ed. Société préhistorique française, Vol. 59, pp. 237-239.
- Martin H. (1977) Contribution à l'étude de l'anatexie : le Massif de St-Malo (Massif armoricain). Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. Thèse de l'Université de Rennes.
- McLelland J., Goldstein A., Cunningham, B. and Olson, C., Orrell, S. (2002a) Structural evolution of a quartz-sillimanite vein and nodule complex in a late-to post-tectonic leucogranite, Western Adirondack Highlands, New York. *Journal of Structural Geology*, Ed. Elsevier, Vol. 24, pp. 1157-1170.
- McLelland J., Morrison J., Selleck B., Cunningham B., Olson C., Schmidt K. (2002b) Hydrothermal alteration of late-to post-tectonic Lyon Mountain Granitic Gneiss, Adirondack Mountains, New York : Origin of quartz-sillimanite segregations, quartz-albite lithologies, and associated Kiruna-type low-Ti Fe-oxide deposits. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 20, pp. 175-190.
- Micro Musée de Dobrée (2000) Banque de données informatiques du Musée Dobrée, Nantes, France.
- Mocquet B. (2003) Détermination de la nature pétrographique d'objets archéologiques du Musée Dobrée de Nantes. Mémoire de Diplôme d'Université de Gemmologie, Nantes.
- Nabelek P.I. (1997) Quartz-sillimanite leucosomes in high-grade schists, Black Hills, South Dakota; a perspective on the mobility of Al in high-grade metamorphic rocks. *Geology*, Ed. Geological Soc America, Vol. 25, pp. 995-998.
- Newton R. C., Manning C. E. (2008) Solubility of corundum in the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O-NaCl$ at 800° C and 10 kbar. *Chemical Geology*, Ed. Elsevier, Vol. 249, pp. 250-261.
- Nicollet C. (1999) Métamorphisme. *Encyclopedia Universalis*, pp. 662-672.
- Outin J.M., Thomas E., Hallégouët B., Queté Y., Le Goffic M., Rivière J.M., Ballèvre M. (2000) Notice explicative, carte géologique de la France (1:50000) feuille Plabennec (238). BRGM, Orléans, p. 109.
- Pailler Y. (1999) Un site du Néolithique au Conquet : étude du matériel en fibrolite provenant de Kermorvan. *Bulletin de la Société archéologique du Finistère*, Ed. Société archéologique du Finistère, Vol. 128, pp. 89-98.
- Pailler Y. (2004) Les dernières industries à trapèzes et l'affirmation de Néolithique en Bretagne Occidentale (5900-3500 av. J.C.). Thèse Université de Brest.
- Pailler Y. (2005) Le sciage de la fibrolite en Armorique : approche technique, implications culturelles et symboliques. *Mémoires de la Société préhistorique française*, Pôle éditorial archéologique de l'Ouest, Vol. 36, pp. 225-243.
- Pattison D. R. M. (1992) Stability of andalousite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point : constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Geology*, Vol. 100, pp. 423-446.

- Payette P. (1995) La gemmologie ; Notions, principes, concepts. Ed. Fischer Presses, 227 pages.
- Pearson G. R., Shaw D. M. (1960) Trace elements in kyanite, sillimanite and andalusite. *Amer. Mineral*, Vol. 45, pp. 808-817.
- Penn R. L., Banfield J. F., Kerrick D. M. (1999) TEM investigation of Lewiston, Idaho, fibrolite ; microstructure and grain boundary energetics. *American Mineralogist*, ED. American Geological Institute, Vol. 84, pp. 152-159.
- Pétrequin P., Cassen S., Croutsch C., Errera M. (2002) La valorisation sociale des longues haches dans l'Europe néolithique. *Matériaux, productions, circulations du néolithique à l'âge du bronze : séminaire de la chaire Civilisations de l'Europe au néolithique et à l'âge du bronze*, du Collège de France, Ed. Errance, p. 67.
- Peucat J.J. (1983) Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb) : exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le massif Armoricaïn et en Grande Kabylie. Ed. Société géologique et minéralogique de Bretagne.
- Pitts M. (2009) Breton hoard of stone axeheads is first for UK. *British Archaeology*, Vol. 105, p. 6.
- Pons J. C. (2001) Minéraux et Roches métamorphiques. Ed. CRDP de l'Académie de Grenoble.
- Prakash P., Wadhawan S. K. (1984) Sillimanite-corundum mineralisation in Sonaphar area, West Khasi hills district, Meghalaya. *Records of the Geological Survey of India*, Ed. High Commissioner for India, Vol. 113, pp. 81-88.
- Richardson S.W., Gilbert M.C., Bell P.M. (1969) Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria ; the aluminum silicate triple point. *American Journal of Science*, Vol. 267, pp. 259.
- Roever E.W.F., Lafon J.M., Delor C., Cocherie A., Rossi P., Guerrot C., Potrel A. (2003) The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname) : I ; petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P--T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France*, pp. 2-3.
- Rossmann G. R., Grew E. S., Dollase W. A. (1982) The colors of sillimanite. *American Mineralogist*, Ed. Mineral Soc America, Vol. 67, pp. 749-761.
- Roubault M. (1963) Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Ed. Lamarre-Poinat.
- Sassi R., Mazzoli C., Spiess R., Cester T. (2004) Towards a better understanding of the fibrolite problem : the effect of reaction overstepping and surface energy anisotropy. *Journal of Petrology*, Ed. Oxford Univ Press, Vol. 45, pp. 1467-1479.
- Schmid R., Fettes D., Harte B., Davis E., Desmons J., Siivola J. (2007) *Metamorphic rocks : a classification and glossary of terms*. Ed. Cambridge University Press.
- Schulz B., Audren C., Triboulet C., Thieblemont D., Moisan J. (1996) Prograde P-T path of garnet-orthoamphibole-gneiss from the Rhuys peninsula (Southern Brittany, France) : evidence for a pre-carboniferous collisional stage in the Variscan orogeny. *Comptes-rendus de l'Académie des sciences, Série 2, Sciences de la terre et des planètes*, Ed. Elsevier, Vol. 322, pp. 943-950.
- Simandl G.J., Hora Z.D., Lefebvre D.V. (1999) *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 3- Industrial Minerals and Gemstones*. Ed. British Columbia Ministry of Energy and Mines.
- Simonet C. (2000) *Géologie des gisements de saphir et de rubis. L'exemple de la John Saul mine, Mangari, Kenya*. Thèse de Doctorat, Université de Nantes, France, 349 pages.
- Spencer C. H. (1994) *Mémento roches et minéraux industriels ; Andalousite, Disthène, Sillimanite*.

Document BRGM.

Stanton R. L. (2006) On limits to distances of movement of matter during regional metamorphism: an investigation of nine samples from high-grade metamorphic terranes. *Economic Geology*, Ed. SecG, Vol. 78, pp. 422-437.

Sunagawa I. (2005) *Crystals : growth, morphology, and perfection*. Ed Cambridge University Press.

Taborin Y. (2004) *Langage sans parole. La parure aux temps préhistoriques*. La maison des roches.

Thomas E., Outin J.M., Hallégouët B. (2000) Carte géologique de France (1:50000), feuille Plabennec (238). Ed. BRGM, Orléans.

Van Tassel R. (1965) Nigerite from Lixa, Near Felgueiras, Douro Litoral Province, Portugal. *Mineralogical Magazine*, Ed. Mineralogical Society, Vol. 34, pp.482-486.

Vernon R. H. (1979) Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses. *Lithos*, Ed. Elsevier BV, Vol. 12, pp. 143-152.

Vernon R. H. (1987) Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, Ed. Blackwell Publishing Ltd, Vol. 5, pp. 51-68.

Winkler H.G.F., Chatterjee N.D., Froese E. (1967) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Ed. Springer-Verlag New York.

Wintsch R.P. (1975) Solid-Fluid Equilibria in the System $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - $Al_2Si_2O_7$ - SiO_2 - H_2O - HCl . *Journal of Petrology*, Ed. Oxford Univ Press, Vol. 16, pp. 57-79.

Wintsch R. P., Andrews M. S. (1987) Deformation induced growth of sillimanite : "Stress" minerals revisited. *Journal of Geology*, Vol. 96, pp. 143-161.