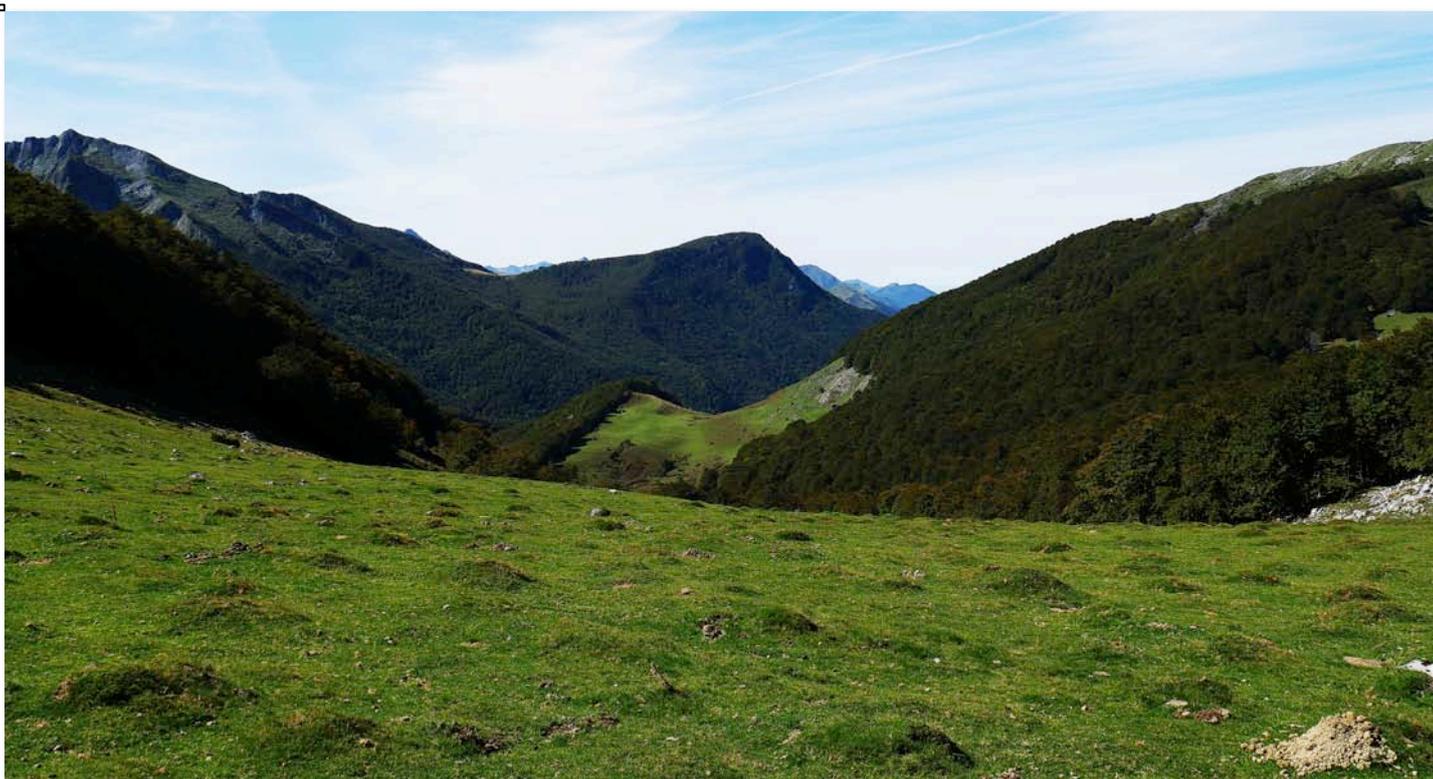


Université de Montpellier
Master Sciences de la Terre et des Planètes, Environnement
Spécialité Géologie de l'Exploration et des Réservoirs

Déformation et thermicité de la couverture mésozoïque dans une structure salifère des Chaînon Béarnais (Zone Nord-Pyrénéenne)

Villard Justine



**Mémoire de stage de Master 2
Juin 2016**

Maître de stage :

Pierre Labaume (Géosciences Montpellier)

Participants :

Alain Vauchez (Montpellier), Charles Aubourg (Pau),
Pierre Camps (Montpellier), Antonio Teixell (Barcelone),
Yves Lagabrielle (Rennes)

Résumé :

A detailed study of the deformation at meso- to microscopic and intracrystalline scales, associated with chemical analyses and paleo-temperature measurements, allows us to propose a thermo-tectonic evolution model of the Mesozoic cover in the diapiric north-Pyrenean Tres Crout structure. During sliding of the cover detached on the Keuper on the mid-Cretaceous passive margin, a syn-metamorphic foliation sub-parallel to the stratification developed with a deformation regime dominated by flattening. Maximum temperatures reached around 360°C across most of the structure and up to 470°C in a small central domain characterized by scapolite-bearing metamorphism. We propose that diapiric folding associated to sliding may have resulted in welding of the cover with the basement (continental lower margin or exhumed mantle) responsible for the thermal anomaly in the core of the structure. Heterogeneity of stretching directions marked by mineral lineations and calcite intracrystalline deformation is probably due to structural complexity of the non-cylindrical structure and does not allow to recognize the extension direction of the margin. Temperature decreased below 340°C after the Santonian, in the early times of margin inversion by the Pyrenean compression. The latter was responsible for basement tilting toward the north and squeezing of the salt structures in a retromorphic context, characterized by the pseudomorphosis of scapolite into chlorite around 260°C.

Une étude détaillée de la déformation aux échelles méso- à microscopique et intracrystalline, associée à des analyses chimiques et des mesures de paléo-température, a permis d'établir un modèle thermotectonique d'évolution de la couverture mésozoïque dans la structure salifère nord-pyrénéenne de Tres Crouts. Lors du glissement de la couverture décollée sur le Keuper sur la marge passive du Crétacé moyen, une foliation syn-métamorphique sub-parallèle à la stratification s'est développée avec un régime de déformation extensive dominé par l'aplatissement. Les températures maximales ont atteint environ 360°C dans la plus grande partie de la structure et jusqu'à 470°C dans une petite zone centrale où s'est développé un métamorphisme à scapolites. On propose que le plissement diapirique associé au glissement ait pu créer une soudure entre la couverture et le socle (bas de marge continentale ou manteau exhumé) responsable de l'anomalie thermique du cœur de la structure. L'hétérogénéité des directions d'extension marquées par les linéations minérales et la déformation intracrystalline de la calcite est probablement liée à la complexité de la structure non-cylindrique et ne permet pas de déduire une direction d'extension de la marge. Le refroidissement au-dessous de 340° est intervenu après le Santonien, au début de l'inversion de la marge par la compression pyrénéenne. La compression a provoqué le basculement du socle vers le nord ainsi que le resserrage des diapirs en contexte rétromorphique marqué par la pseudomorphose de scapolites en chlorite autour de 260°C.

Remerciements :

Je tiens tout d'abord à grandement remercier mon encadrant Pierre Labaume, pour son investissement et son soutien tout au long de ce stage. Son accompagnement fut très instructif, et m'a inculqué la rigueur de sa méthode de travail. Je souhaite également remercier Alain Vauchez, pour son investissement dans ce stage et pour ses nombreuses explications sur la déformation intracrystalline, Charles Aubourg, pour son accueil à l'université de Pau et ces nombreux conseils et Pierre Camps, qui m'a accompagné dans la réalisation de mesures de paléomagnétisme. Je remercie Antonio Teixell, de s'être déplacé jusqu'à Montpellier afin de participer à la réflexion autour de ce travail.

Je souhaite également remercier Martine Buatier qui nous a fourni les températures de cristallisation de la chlorite et Maxime Ducoux, qui nous a communiqué ses quelques températures Raman de la structure de Tres Crouts.

Enfin, je remercie mes collègues de travail pour la solidarité et convivialité qui régnait au sein du groupe.

Sommaire

Résumé :	2
Remerciements :	2
Sommaire	3
I-Description du laboratoire et organisation du stage	4
II-Introduction	5
III-Contexte géologique	7
III.1/ Les Pyrénées	7
III.2/ La Zone Nord-Pyrénéenne	8
III.3/ Les Chaînon Béarnais	9
IV-Présentation de la zone d'étude	11
IV.1/ Structure générale	11
IV.2/ Lithostratigraphie	11
V-Echantillonnage	14
VI-Etude de la déformation	17
VI.1/ Foliation	17
VI.1.1/ Typologie	17
VI.1.2/ Répartition et intensité de la foliation.	22
VI.2/ Les microstructures associées à la foliation	23
VI.2.1/Moulage d'objets par la foliation et queues de cristallisation.	23
VI.2.2/Les veines	25
VI.2.3/ Les stylolites	27
'	28
VI.2.4/ La linéation	28
VI.2.4.2/ Orientation	29
VI.3/ La déformation intracristalline	31
VI.3.1/ Méthodologie	31
VI.3.2/ Résultats et interprétation	31
VI.4/ Le métamorphisme	34
VI.4.1/ Caractères généraux du métamorphisme	34
VI.4.2/ Métamorphisme à scapolites	36
VII-Etude de la thermicité	38
VII-1/ Méthodologie	38
VII-2/ Résultats	39
VIII- Synthèse et discussion	43
VIII.1/ Déformation	43
VIII.2/ Paleo-températures maximales	45
VIII.3/ Synthèse de l'évolution thermo-tectonique	47
IX-Conclusion	49
X-Bibliographie	50
Annexes	53

I-Description du laboratoire et organisation du stage

Dans le cadre de la fin de mon Master STPE, spécialité Géologie de l'Exploration et des Réservoirs, de l'Université de Montpellier, j'ai effectué un stage de 6 mois au sein de l'équipe Géologie des Réservoirs et Ressources du laboratoire Géosciences Montpellier. Ce stage s'est déroulé du 04 janvier au 30 juin 2016 sous la direction de Pierre Labaume (Chargé de recherche au CNRS, Géosciences Montpellier).

Le stage a été réalisé dans le cadre du programme « Référentiel Géologique de la France » (RGF) du BRGM. Ce programme a pour but de développer un système de cartographie géologique numérique 3D, et prend le relais du programme de cartographie au 1/50000 récemment terminé. Le premier chantier régional, lancé en 2013, est focalisé sur les Pyrénées. Le présent travail de Master 2 a été réalisé dans le cadre de ce projet en tant que travail exploratoire sur la déformation syn-métamorphique dans les Chainons Béarnais.

Afin de mener à bien ce stage, j'ai eu accès à différentes méthodes analytiques dont le calendrier de mise en œuvre est synthétisé dans le tableau de la Figure 1. L'étude EBSD a été encadrée par Alain Vauchez (Géosciences Montpellier). La spectrométrie Raman a été réalisée au Laboratoire des Fluides Complexes et leurs Réservoirs (Université de Pau), encadrée par Charles Aubourg.

	SEPTEMBRE	NOVEMBRE	JANVIER	FEVRIER	MARS	AVRIL	MAI
ECHANTILLONAGE	■	■					
BIBLIOGRAPHIE			■	■	■	■	■
MICROSCOPIE OPTIQUE			■	■			
MEB-MICROSONDE				■	■		
EBSD				■	■	■	
SPECTROMETRIE RAMAN						■	
CATHODOLUMINESCENCE							■
REDACTION						■	■

Figure 1 : Organisation et déroulement du stage.

Au cours de ce stage, j'ai également réalisé des mesures préliminaires de paléomagnétisme sur des carottes prélevées sur la zone d'étude (encadrement Pierre Camps, Géosciences Montpellier). Cependant, la durée de ce stage n'ayant pas permis d'exploiter ces données plus avant, elles ne sont pas présentées dans ce mémoire.

II-Introduction

Les Chainons Béarnais, constitués par une série mésozoïque plissée, correspondent à la partie centre-ouest de la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP). Il s'agit d'une zone clé pour reconstituer l'histoire de la chaîne, puisqu'ils correspondent à la zone de suture des plaques ibérique et européenne, où le manteau a été exhumé au Crétacé avant l'inversion pyrénéenne du Crétacé Supérieur-Paléogène (Labaume et Teixell, 2016). Des travaux récents ont montré que les Chainons Béarnais ont connu des paléo-températures élevées, localement jusqu'à près de 500°C (Clerc et al., 2015 ; Culaya, 2015), ainsi que l'existence d'une foliation syn-métamorphique parallèle à la stratification (Labaume et Teixell, 2014 ; Corre et al., 2016). Ces caractéristiques thermiques et structurales correspondent à celles du métamorphisme HT-BP associé à l'exhumation mantellique et qui n'étaient jusqu'ici bien définies que dans des secteurs situés plus à l'est dans la ZNP (Vauchez et al., 2013 ; Clerc et al., 2015). De plus, les Chainons Béarnais ont été affectés par une tectonique salifère initiée dès la fin du Jurassique sur les marges du bassin extensif et qui s'est poursuivie jusqu'au serrage pyrénéen (James et Canérot., 1999 ; Canérot et al., 2005 ; Labaume et Teixell., 2014).

Néanmoins, les liens entre l'extension de la marge crétacée, le diapirisme, le développement de la foliation et l'histoire thermique restent mal compris. En particulier, le plissement de la foliation suggère qu'elle s'est développée antérieurement au plissement diapirique néocomien, ce qui apparaît paradoxal par rapport à l'âge du métamorphisme, qui ne s'est initié qu'au cours de l'Albien (Clerc et al., 2015).

Notre étude a été réalisée sur la structure de Tres Crouts, une structure des Chainons Béarnais remarquable par (i) un plissement salifère très développée, (ii) une foliation bien marquée et (iii) une petite zone métamorphique à scapolites (Castéras et al., 1970) associée à une anomalie thermique de l'ordre de 470°(Culaya, 2015).

L'objectif de cette étude est de répondre aux questions suivantes :

- Quelles sont les caractéristiques structurales de la foliation ? Dans quel régime de déformation et avec quelle cinématique s'est-elle développée ? Quelle est sa relation avec le métamorphisme et le plissement ?
- Quelle est la distribution des paléo-températures maximales dans la structure et quelle est l'origine de la haute température ?
- Quelle a été la cinématique de cette structure ? En particulier, la déformation a-t-elle enregistré la cinématique régionale de la marge crétacée, qui reste mal déterminée à l'échelle de la ZNP, ou plutôt celle de la structure salifère locale ?

Afin de répondre à ces questions, notre étude se focalise dans un premier temps sur la déformation par des observations et mesures de terrain et des analyses microstructurales et pétrographiques en microscopie optique et électronique, complétées par des analyses EBSD pour déterminer les

fabriques cristallines de la calcite et avec la microsonde électronique pour les caractérisations pétrographiques. La seconde partie de l'étude concerne la détermination des paléo-températures maximales par spectrométrie Raman de la matière carbonée, afin de caractériser l'état thermique général de la structure ainsi que l'anomalie située dans sa partie centrale. Enfin, une synthèse des résultats permet de proposer un schéma chronologique des relations déformation – température au cours de l'extension crétacée et du début de l'inversion pyrénéenne

III-Contexte géologique

III.1/ Les Pyrénées

La chaîne Pyrénéenne, d'orientation générale ESE-WNW s'étend sur 400 km de long et une centaine de km de large, de l'océan Atlantique à la mer Méditerranée.

Elle résulte de la collision des plaques ibérique et européenne et se caractérise par une structure en éventail à double vergence asymétrique, avec un déversement principal vers le sud (Mattauer 1968).

Les Pyrénées sont classiquement divisées en 5 zones structurales (Mattauer, 1968 ; Choukroune & Séguret, 1973 ; Casteras, 1974), du nord au sud (Figure 2) :

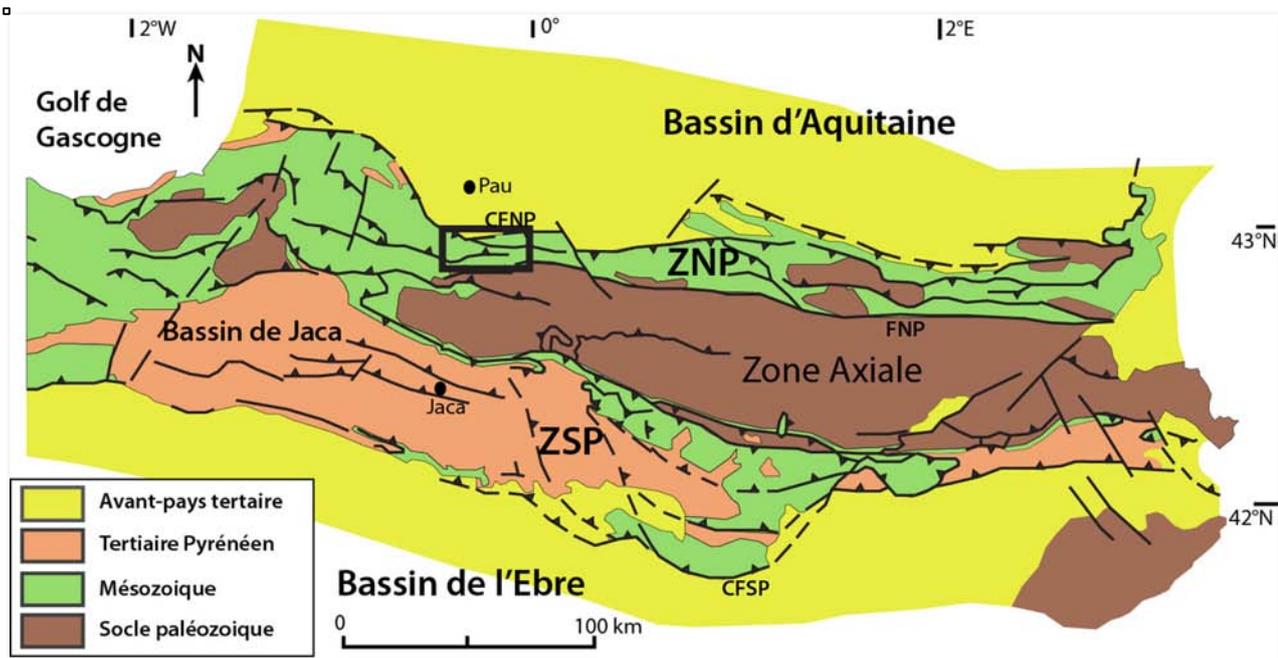


Figure 2 : Schéma structural de la chaîne pyrénéenne montrant la localisation de la zone d'étude (cadre ; cf. Figure 3). CFNP : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, FNP : Faille Nord-Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen, FNP : Faille Nord-Pyrénéenne, ZNP : Zone Nord-Pyrénéenne, ZSP : Zone Sud-Pyrénéenne (modifié d'après Teixell, 1998).

- Le Bassin d'Aquitaine, qui constitue l'avant-pays septentrional de la chaîne.
- La Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP), qui comprend une couverture sédimentaire mésozoïque plissée, localement métamorphisée, avec dans les parties orientale et centrale la présence de massifs paléozoïques.
- La Zone Axiale, qui est principalement constituée de métasédiments et de granitoïdes varisques. Elle est séparée de la ZNP par la Faille-Nord Pyrénéenne (FNP).
- La Zone Sud-Pyrénéenne qui correspond à une couverture sédimentaire mésozoïque et

cénozoïque plissée et détachée sur un niveau évaporitique du Trias.

- Le Bassin de l'Ebre, bassin d'avant-pays sud constitué de formations sédimentaires tertiaires.

La chaîne actuelle résulte d'une histoire complexe qui voit se superposer plusieurs épisodes tectoniques (Figure 3) :

(1)- Une extension modérée du Trias au Barrémien, accompagnée d'une sédimentation de plate-forme essentiellement carbonatée à partir du Lias. L'intensité de l'extension diminue d'ouest en est et engendre la formation d'un rift à l'ouest (Serrano et al 2006).

(2)- A partir de l'Aptien, une extension culminant à l'Albo-Cénomaniens avec l'exhumation du manteau dans un domaine séparant les marges ibérique et européenne hyper-étirées (Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Teixell et al 2016). La forte subsidence associée à cette extension a pour effet la formation de bassins de flyschs dans la ZNP (Debroas et al., 1990 ; 2010). La cinématique de l'extension crétacée, étudiée à partir des anomalies magnétiques de l'Atlantique, reste néanmoins mal déterminée. Les principaux scénarios actuellement discutés invoquent soit un coulissage sénestre le long de la ZNP au Crétacé inférieur, essentiellement à l'Albien (Olivet 1996), soit un coulissage sénestre au Jurassique Supérieur-Néocomien suivi par une extension NNE-SSW à partir de l'Aptien (Jammes et al. 2009).

(3)- A partir du Santonien supérieur (84 Ma) et jusqu'au Miocène inférieur (20 Ma), la convergence N-S qui entraîne la formation de l'orogène pyrénéen avec une inversion des structures extensives, la subduction partielle de la plaque ibérique vers le nord, la subsidence flexurale des bassins d'avant-chaîne et l'émergence de la Zone Axiale paléozoïque (Muñoz, 1992 ; Vergès et al., 2002 ; Teixell et al., 2016).

III.2/ La Zone Nord-Pyrénéenne

La Zone Nord-Pyrénéenne est large d'une dizaine à une quarantaine de kilomètres. Elle est limitée au sud par la Faille Nord-Pyrénéenne qui est considérée comme une discontinuité crustale majeure entre les plaques Ibérie et Europe (Mattauer, 1968 ; Choukroune et Mattauer, 1978). Au nord, elle chevauche le bassin d'Aquitaine par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP). A une échelle régionale, la ZNP représente la portion de lithosphère qui a le plus accommodé la déformation pendant l'extension crétacée (Choukroune et Mattauer, 1978).

La ZNP est caractérisée par plusieurs éléments relatifs à cet épisode tectonique :

- Une série de carbonates du Jurassique-Crétacé inférieur affectée par des plis et des blocs basculés sur le Trias, en lien avec une tectonique salifère d'âge crétacé inférieur en contexte extensif (James et Canérot, 1999 ; Canérot et al., 2005 ; Labaume et al., 2014).
- Des remplissages de bassins extensifs par un flysch albo-cénomaniens (Flysch Noir ; Souquet et al, 1985 ; Debroas, 1990). Les chaînons plissés et bassins albo-cénomaniens sont souvent scellés par une discordance du Cénomaniens (« discordance anté-cénomaniens »).
- Un métamorphisme HT-BP concentré sur la bordure sud de la ZNP (Zone Interne Métamorphique, ZIM). Ce métamorphisme, daté entre l'Albien et le Santonien, avec une

majorité d'âges cénomano-turonien, est contemporain de l'amincissement crustal (Golberg et Leyreloup 1990 ; Dauteuil et Ricou 1989 ; Clerc et al., 2015).

- Une foliation sub-parallèle à la stratification liée à l'extension et synchrone du métamorphisme (Vauchez et al., 2014 ; Clerc et al., 2014 ; Corre et al., 2016).
- Une quarantaine d'affleurements de roches mantelliques (lherzolites) dont l'exhumation est attribuée à l'amincissement extrême de la croûte au milieu du Crétacé (Lagabrielle et Bodinier 2008 ; Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Teixell et al., 2016).

En raison de l'incertitude sur la cinématique des plaques au Crétacé (cf. ci-dessus) et de données géologiques insuffisamment contraignantes, la cinématique de l'épisode extensif reste encore débattue. Certaines reconstitutions des bassins albiens invoquent une extension NNE-SSW (Masini et al., 2014) et d'autres une transtension sénestre (Debroas, 1990 ; Clerc, 2012). L'initiation de la compression pyrénéenne au Santonien (85Ma) entraîne une inversion des structures extensives crétacées, avec la fermeture du domaine mantellique dénudé, le raccourcissement des marges et l'exhumation des bassins crétacés et de leur substratum (Debroas, 1990).

III.3/ Les Chaînon Béarnais

Les Chaînon Béarnais correspondent à un segment de la partie centre-ouest de la ZNP caractérisé par une série de plis E-W. Il s'agit d'un système d'anticlinaux formés de carbonates du Jurassique-Crétacé inférieur séparés par des synclinaux contenant un épais flysch albo-cénomane, passant vers le nord à des flyschs du Crétacé Supérieur (Figure 4).

Ces plis sont décollés sur un niveau évaporitique du Trias (Keuper). Le diapirisme des évaporites a débuté à la fin Jurassique, formant des anticlinaux affectés par des érosions le long de failles normales de socle (James et Canérot 1999 ; Canérot et al., 2005). A partir de l'Albien, les diapirs ont continué à évoluer lors du glissement de la série de couverture sur la marge et ont ensuite été resserrés pendant la compression pyrénéenne (James et Canérot 1999 ; Canérot et al., 2005 ; Labaume et Teixell 2014). L'ensemble de la couverture plissée a été basculé vers le nord par le basculement du socle au toit du CFNP (Figure 5B ; Teixell et al., 2016).

Sept massifs de lherzolites, la plupart de taille hectométrique, sont présents dans certaines rides diapiriques, le plus souvent à la base de la série mésozoïque. Ces massifs témoignent de l'exhumation mantellique au Crétacé et ont été incorporés à la couverture pendant la compression pyrénéenne lors de la fermeture du domaine mantellique dénudé (Corre et al., 2016). Les Chaînon Béarnais représentent ainsi la suture entre les plaques ibérique et européenne (Teixell et al., 2016).

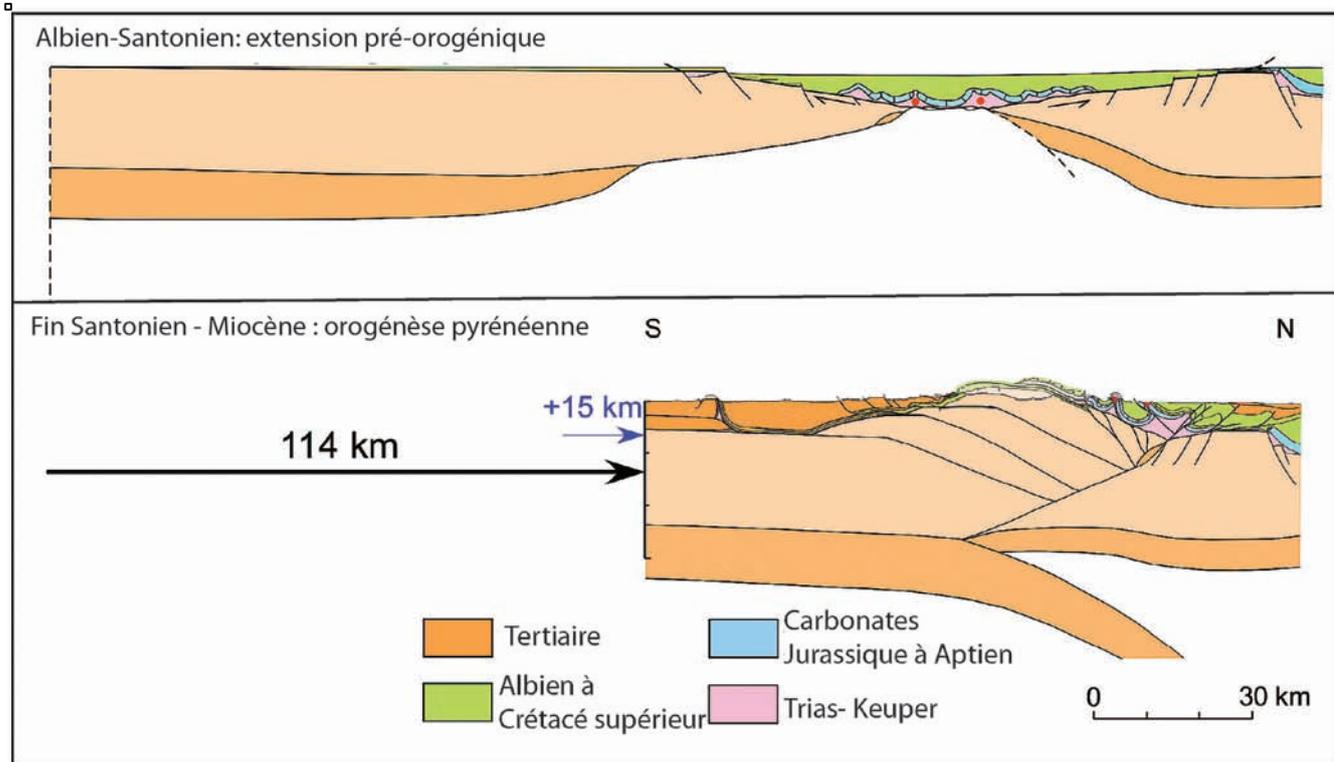


Figure 3 : Coupe à l'échelle crustale actuelle et restaurée à l'état pré-orogénique des Pyrénées centre-ouest, passant par les Chaînon Béarnais (Teixell et al .2016)

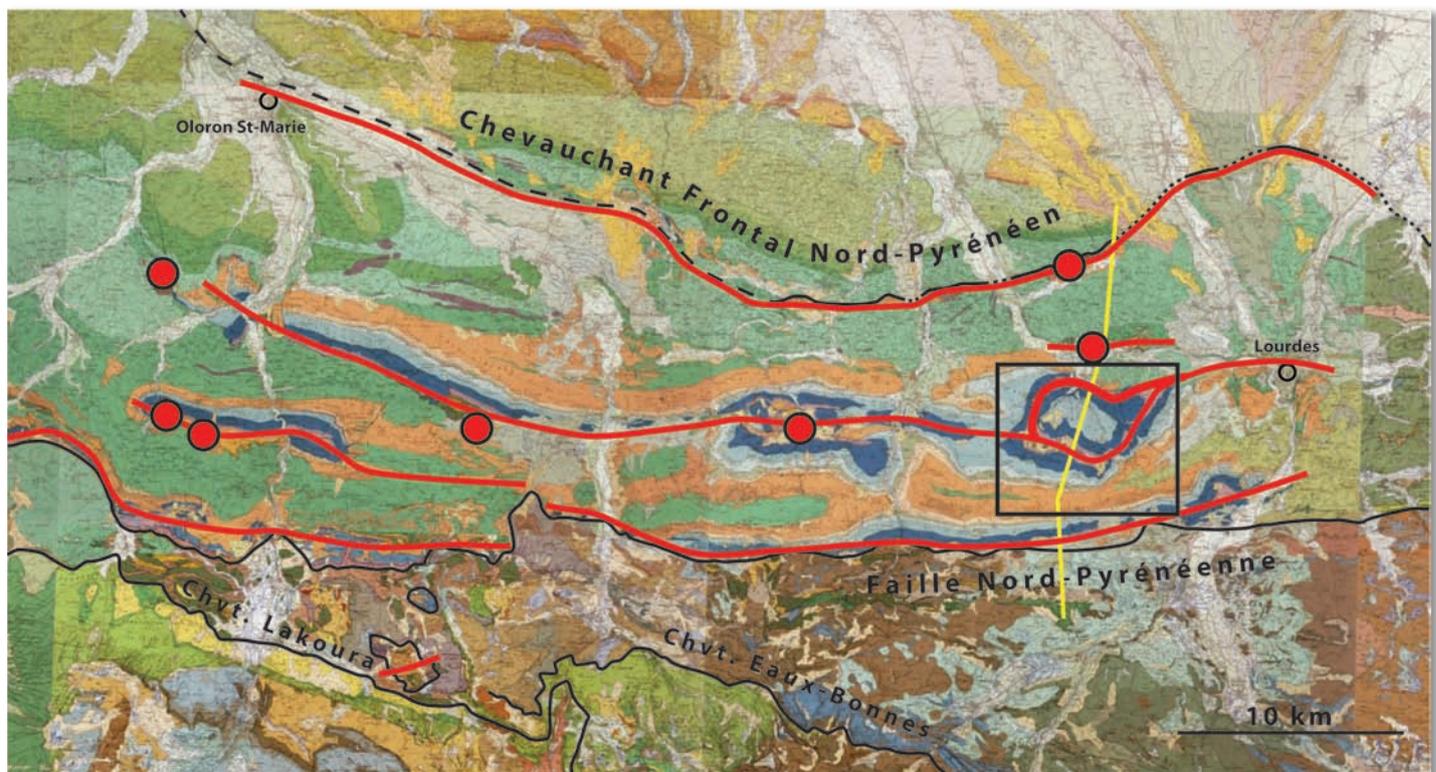


Figure 4 : Carte géologique des Chaînon Béarnais montrant la localisation de la zone d'étude (cadre ; cf. Figure 5A). Les rides diapiriques sont indiquées par les lignes rouges ; les affleurements de Iherzolites correspondent aux cercles rouges. Le tracé de la coupe 8 du projet Pyramid (Labaume et Teixell, 2014) est indiqué par le trait jaune (cf. Figure5B).

IV-Présentation de la zone d'étude

La zone d'étude se situe dans partie orientale des Chaînon Béarnais (Figure 4). Il s'agit de la structure de Tres Crouts (Figure 5).

IV.1/ Structure générale

La structure de Tres Crouts est une structure salifère correspondant à un weld polygonal de taille kilométrique affectant la série carbonatée jurassique-crétacé inférieur (Figure 5A). Les flancs extérieurs ont des pendages moyens (ouest, sud et est) à sub-verticaux (nord), alors que les flancs intérieurs sont déversés vers le cœur de la structure (Figure 5B). Ce dernier a donc la structure d'un synclinal déversé à charnière circulaire ; nous le nommons « synclinal central » dans la suite du texte. Le long du weld nord, le Lias est absent à la base du flanc externe. Dans ce flanc, la carte BRGM (Castéras et al., 1970) indique une faille soustractive provoquant la quasi-disparition du Portlandien à Aptien inférieur, mais il pourrait en fait s'agir d'une discordance.

Au sud et au nord, la structure est bordée par des synclinaux à cœur de flysch albien (respectivement les synclinaux d'Andorre et de Saint-Pé de Bigorre). Au nord, les carbonates plissés sont recoupés par une surface d'érosion recouverte par une brèche remaniant les carbonates et elle-même recouverte par le flysch albien.

Dans le synclinal central, une zone métamorphique de marbres à scapolites est reportée dans le Kimméridgien sur la carte géologique du BRGM (Castéras et al., 1970) et témoigne d'une anomalie locale de température. Cette anomalie a été confirmée récemment par des températures approchant 500°C mesurées par spectrométrie Raman de la matière carbonée (Culaya, 2015 ; Ducoux, com. pers.).

IV.2/ Lithostratigraphie

La Figure 6 présente le log lithostratigraphique de la zone d'étude.

Les sédiments du Trias ne sont présents à l'affleurement que de façon discontinue le long des welds. Ils correspondent au faciès du Keuper constitué de marnes et de carbonates, ces derniers ayant souvent une texture bréchique de cargneules. Des massifs d'ophites sont fréquemment associés à ces sédiments et représentent les principaux affleurements du Trias.

Les formations pré-rift du Jurassique à l'Aptien sont constituées de carbonates de plateforme avec une puissance totale de 1500 m environ :

Le Lias (~150 m), débute par une brèche carbonatée polygénique, suivie de calcaires et dolomies passant vers le haut à une dizaine de mètres de marnes noires (Toarcien).

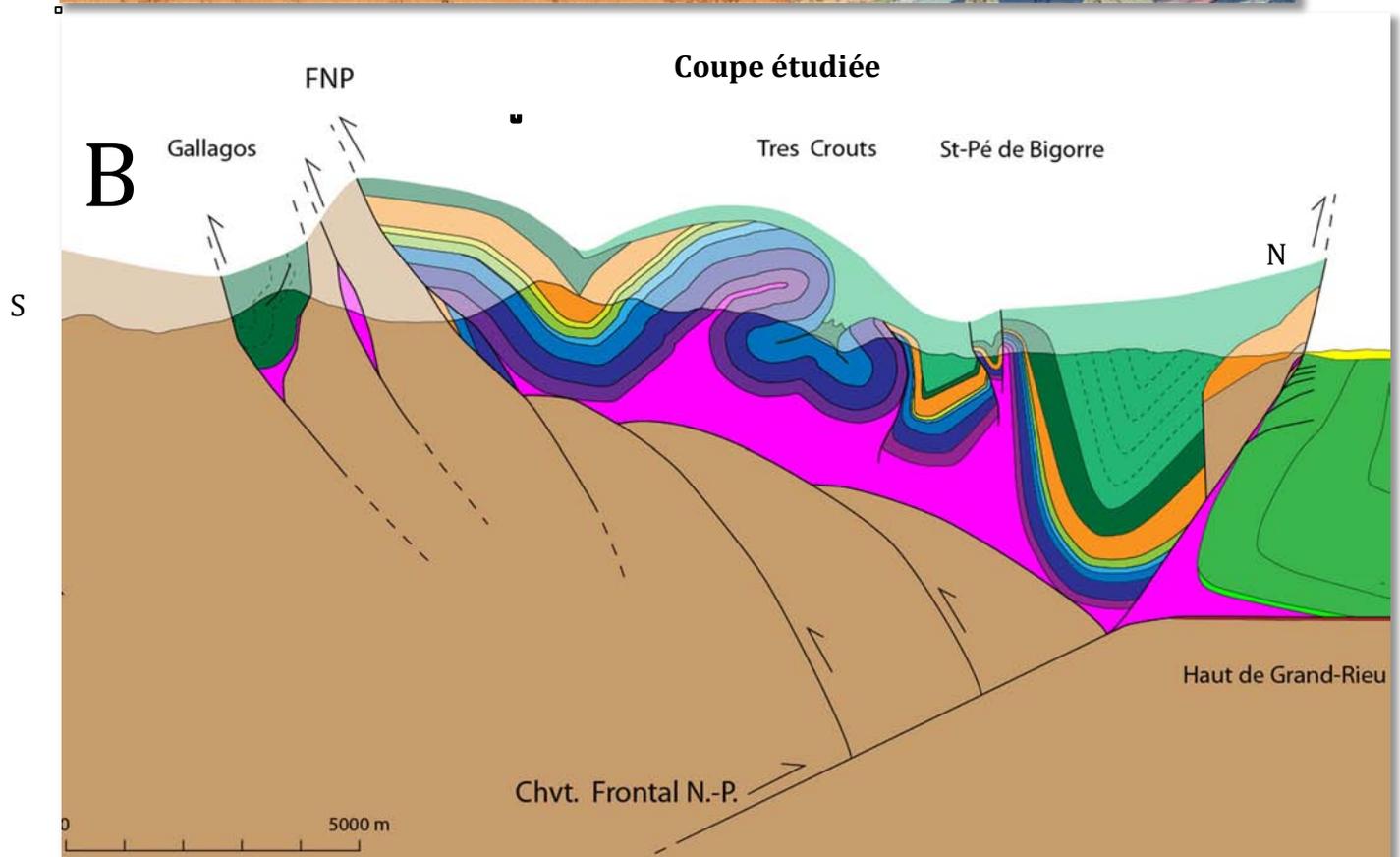
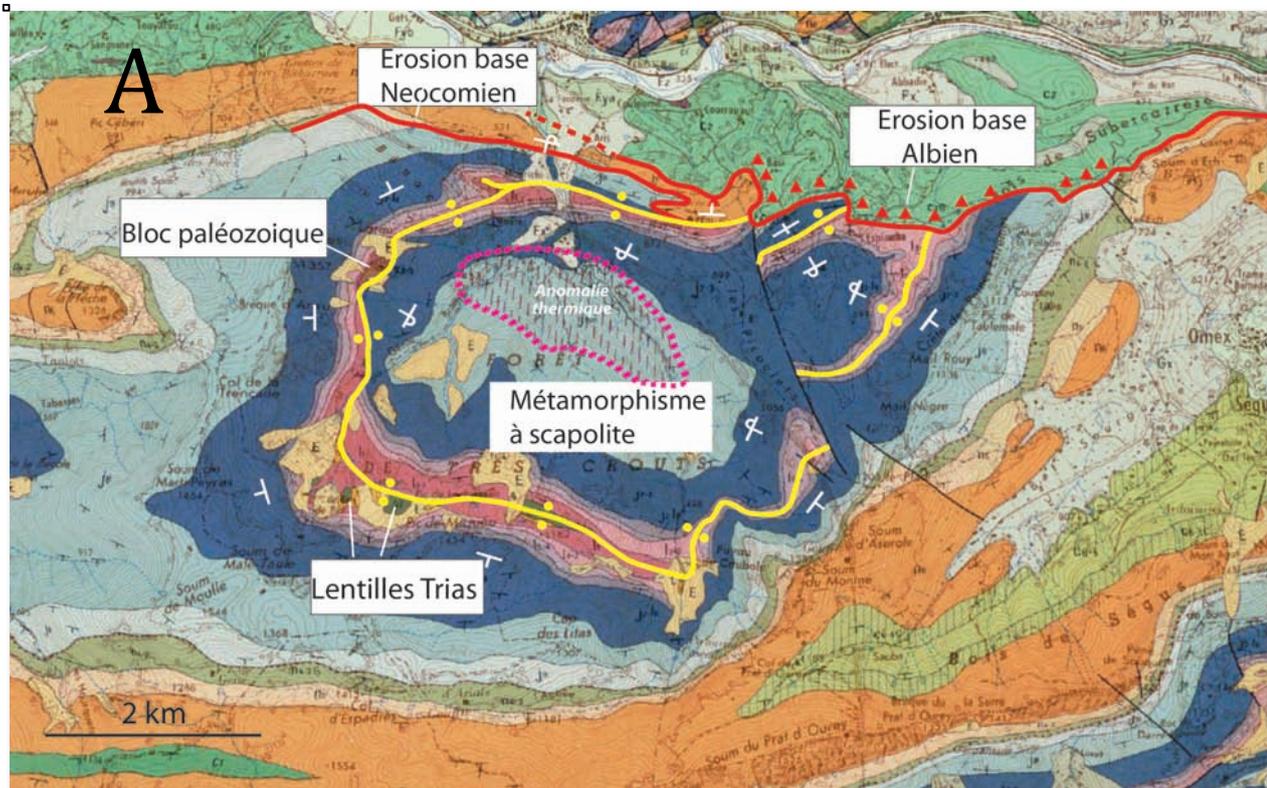


Figure 5 : A : Carte géologique de la structure de Tres Croits (modifiée d'après Casteras et al, 1970). Les attributions C1 au nord et C6-5 au sud-est sont des erreurs alors qu'il s'agit d'Albien (Souquet et al., 1985). B: Coupe des Chaînon Bérnais passant par Tres Croits réalisée dans le cadre du projet ANR Pyramid (Labaume et Teixell, 2014).

Le Dogger est constitué de calcaires (~50 m) passant vers le haut à environ 300 m de dolomies noires en bancs massifs, qui débent généralement dans le Bathonien et se terminent dans l'Oxfordien (ce dernier étant très réduit ; James, 1998). Le Malm est composé de calcaires kimméridgiens en lits décimétriques comportant des intercalations marneuses (300 m), suivis d'environ 150 m de dolomies et calcaires dolomitiques du Portlandien. Le Néocomien débute par une lacune du Berriasien. Il comporte 150 m de calcaires valanginiens à barrémiens, suivis de 100 m de marnes de l'Aptien inférieur (Marnes de Sainte Suzanne) et d'environ 300 m de calcaires sub-récifaux (faciès Urgonien) de l'Aptien supérieur. Ces derniers sont surmontés par le Flysch Noir de l'Albo-Cénomaniens, constitué de marnes et pélites avec des lits silto-gréseux jusqu'à décimétriques.

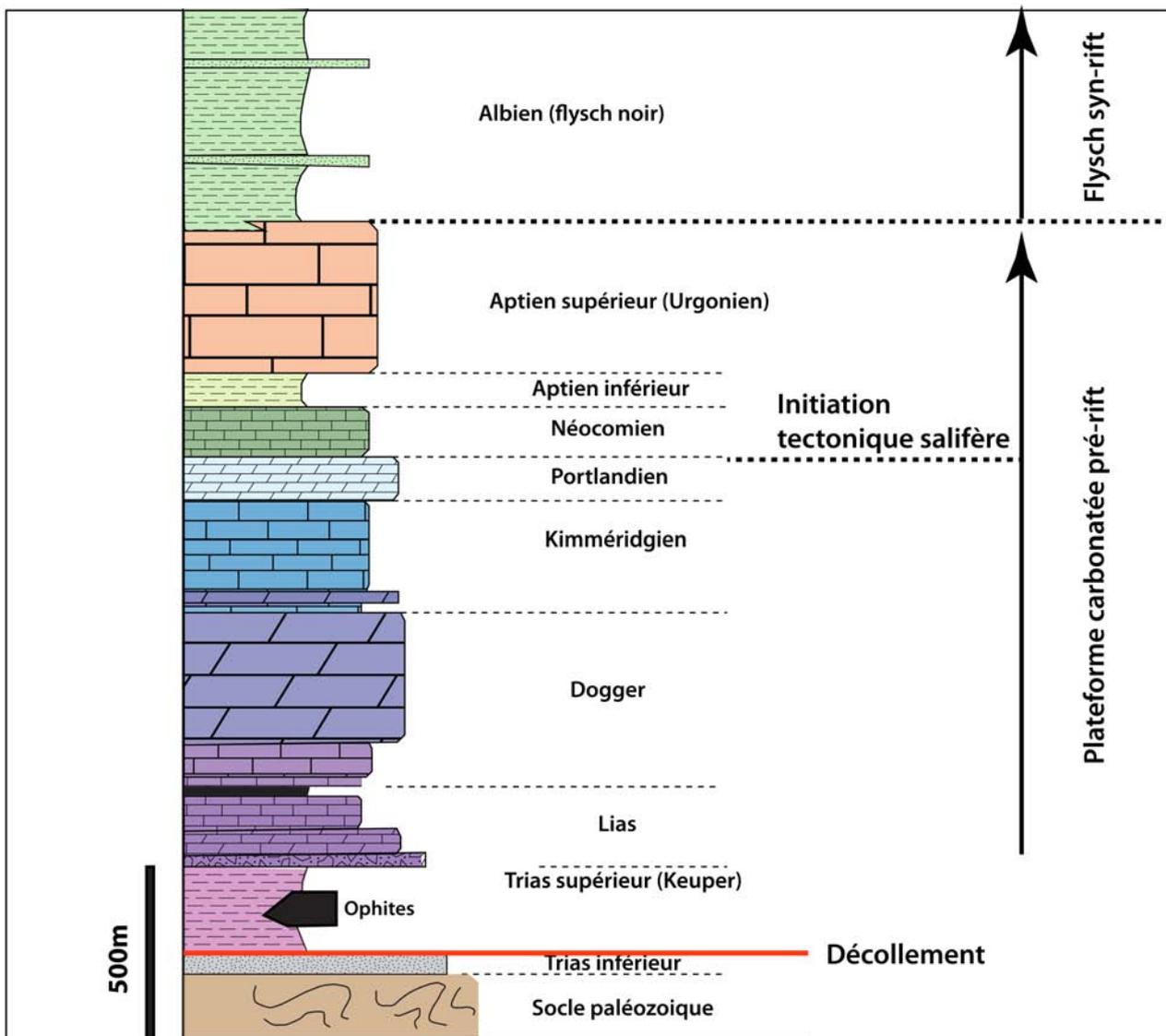


Figure 6 : Log stratigraphique de la zone d'étude.

V-Echantillonnage

Soixante et onze échantillons ont été prélevés au total (Figure 7) (Annexe 1):

- 60 échantillons le long de la coupe N-S, depuis le synclinal albien d'Andorre au sud jusqu'à celui de Saint-Pé au nord en traversant les deux welds sud et nord,
- 11 échantillons de part et d'autre de la surface d'érosion au nord-est de la structure,

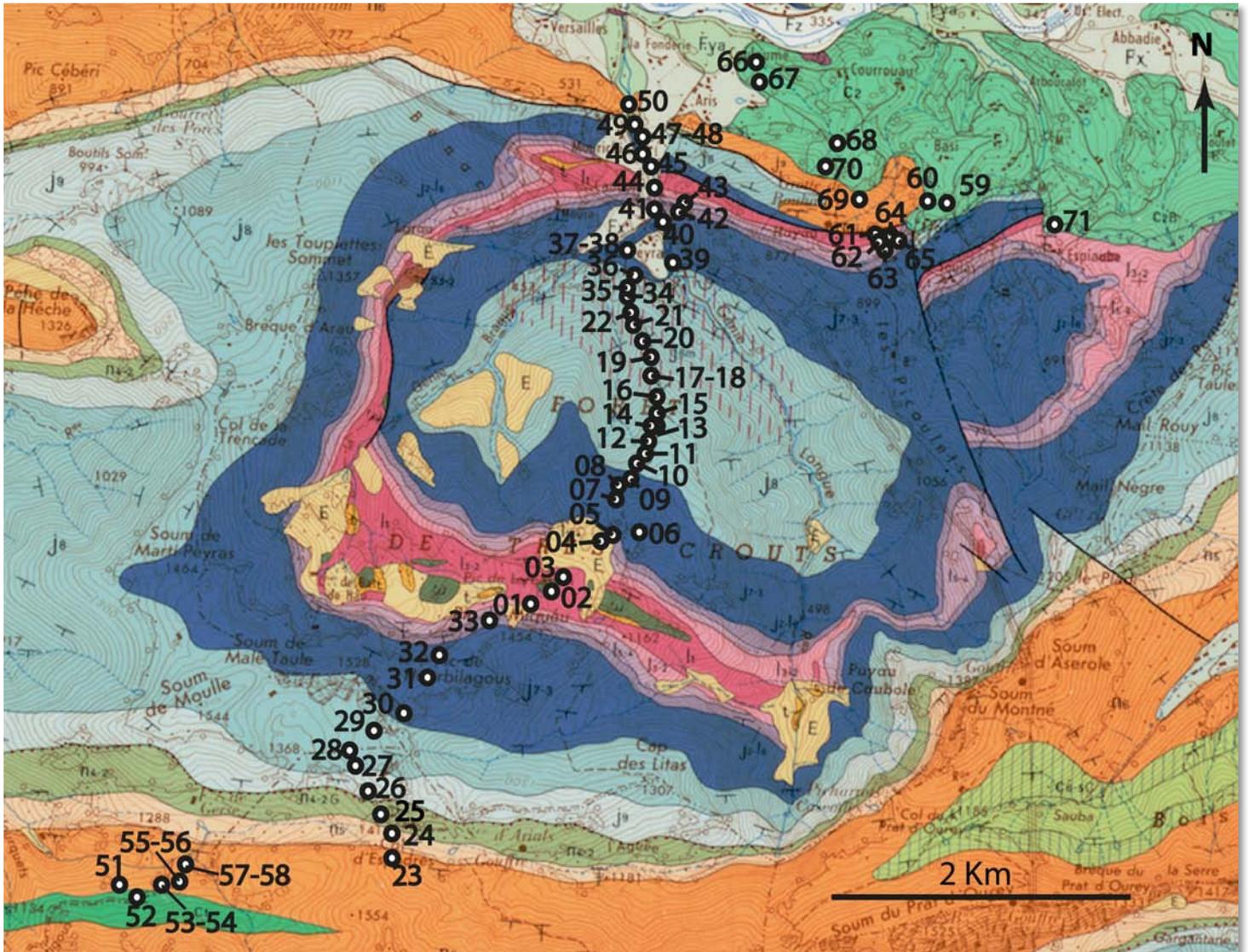


Figure 7 : Carte de localisation des échantillons prélevés,

L'échantillonnage de la coupe principale a été réalisé avec un pas moyen d'une centaine de mètres de manière à avoir une répartition d'échantillons représentative des différents faciès et de l'ensemble de la structure, Dans le synclinal central, il a fallu s'accommoder d'une faible qualité d'affleurement de par l'imposante couverture végétale rendant parfois l'observation difficile, Les échantillons ont été orientés par la mesure du plan de stratification, qui est aussi souvent un plan

de foliation (S0-S1), Les orientations des linéations ont également été mesurées lorsqu'elles existent,

Les lames minces ont été taillées perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation lorsqu'elle existe, Dans le cas contraire, les lames ont été taillées suivant la direction du pendage de la stratification, Des lames perpendiculaires à la foliation et à la linéation ont été également taillées dans certains échantillons pour évaluer la déformation dans les 3 dimensions,

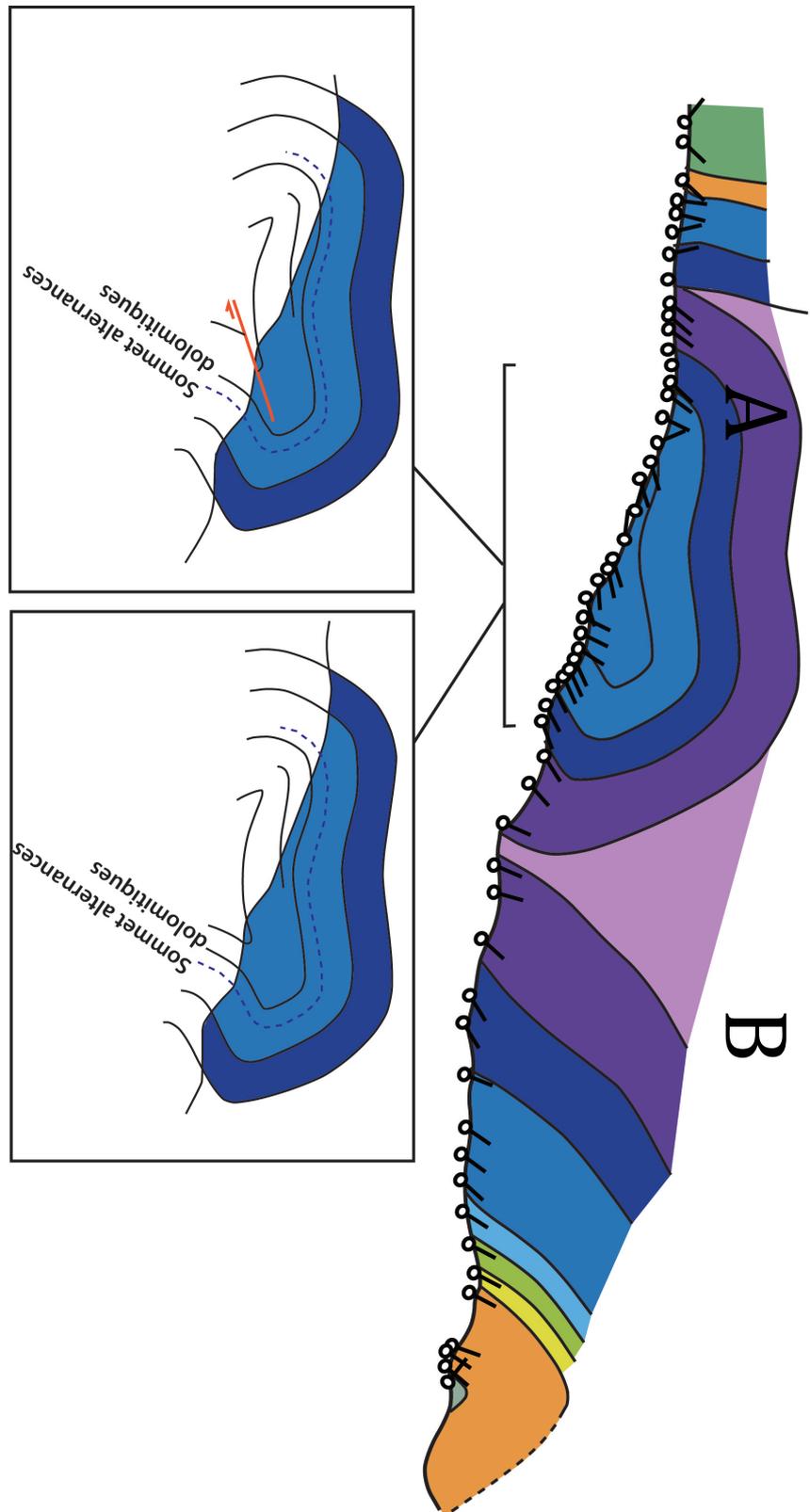


Figure 8 :
Coupe structurale
réalisée suivant le trajet
de l'échantillonnage
de la structure de
Tres Crots (cf Figure 7).
Les pendages
correspondent
aux pendages réels et
non aux pendages
apparents projetés
qui seraient plus faibles.

A partir des mesures structurales acquises lors de l'échantillonnage, une coupe superficielle de la zone d'étude a été réalisée (Figure 8). Un problème se pose pour le synclinal central : la position de la charnière sud (située au niveau de l'échantillon TC14) ne permet pas de dessiner un pli isopaque simple. L'hypothèse A consiste en un éventail sédimentaire impliquant une tectonique kimméridgienne. James et al. (1998) décrivent un glissement syn-sédimentaire dans le secteur voisin du Pibeste et font l'hypothèse d'une tectonique de blocs extensifs à cette époque. L'hypothèse B considère un petit chevauchement accommodant la contraction au cœur du pli. Cependant, les conditions d'affleurement ne donnent pas une vision d'ensemble permettant de trancher.

VI-Etude de la déformation

Les différentes méso- et microstructures reconnues dans cette étude sont synthétisées sur la Figure 9.

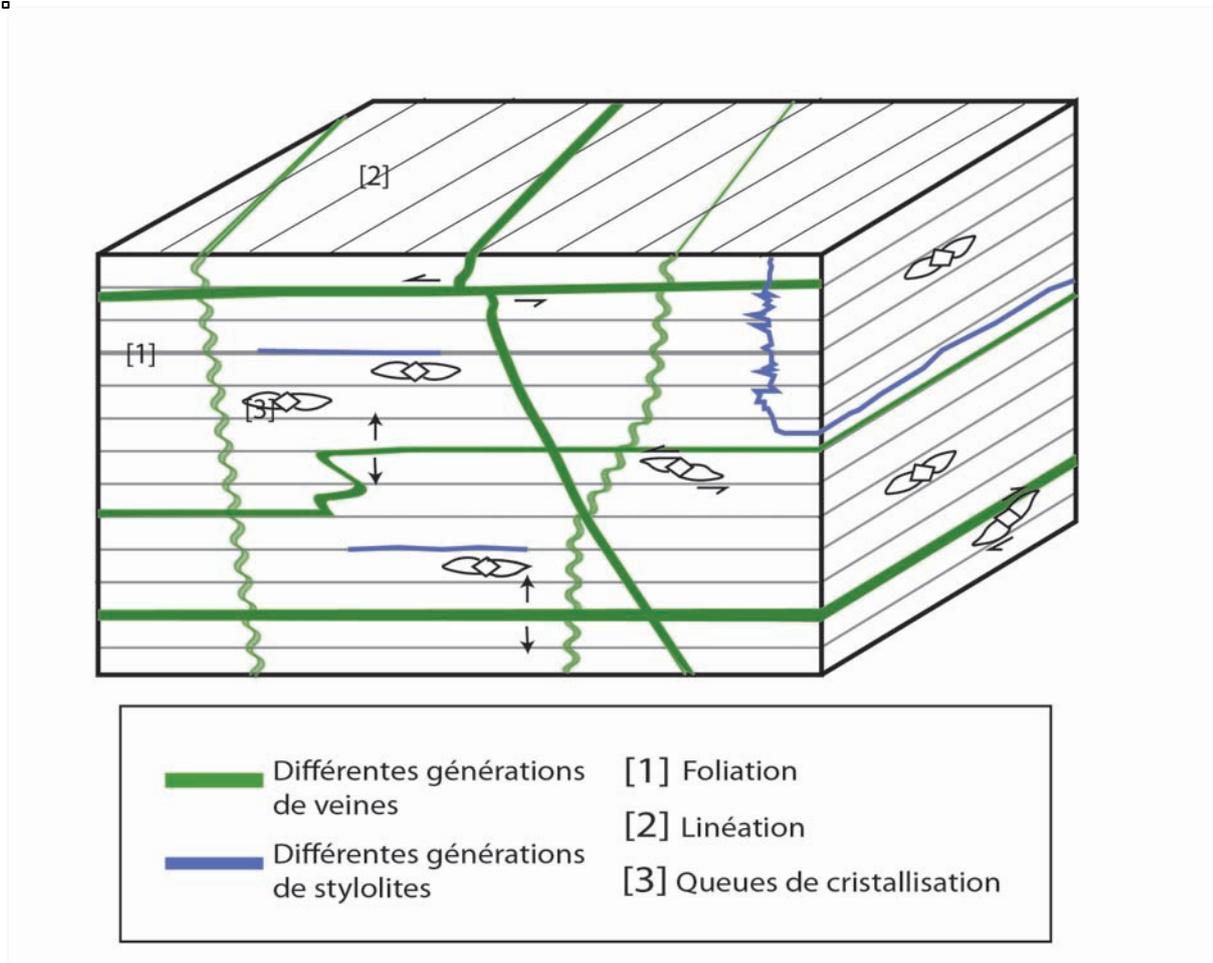


Figure 9 : Bloc diagramme des différentes méso et microstructures observées.

VI.1/ Foliation

La principale caractéristique de la déformation est une foliation, marquée de manière variable mais toujours sub-parallèle à la stratification. Un second clivage oblique est rarement présent. Cette foliation a fait l'objet d'une étude microscopique, afin de déterminer les mécanismes et les régimes tectoniques responsables de la déformation.

VI.1.1/ Typologie

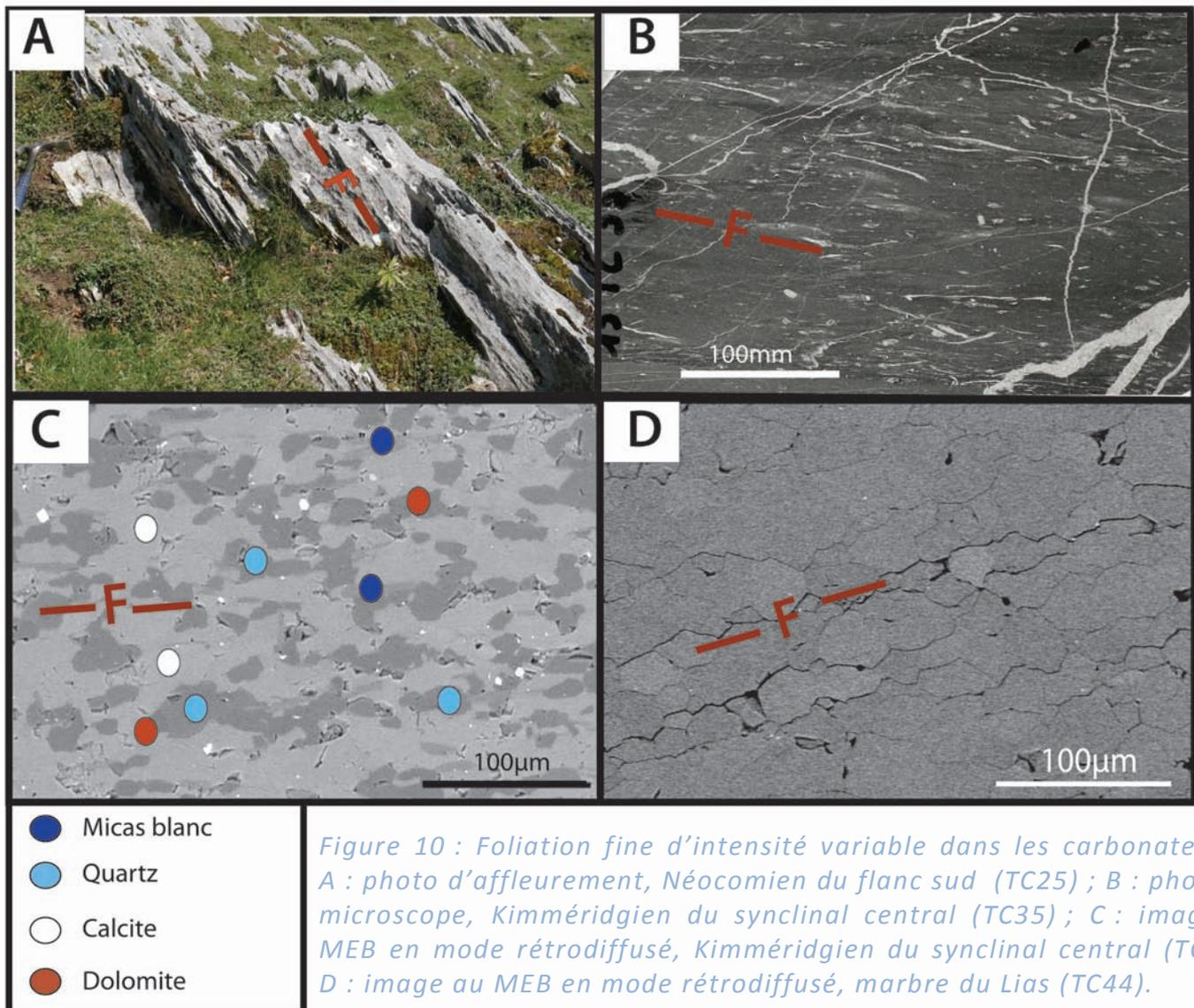
D'une manière générale, une foliation est une structure planaire typique de la déformation syn-métamorphique, constituée par des minéraux ayant une orientation préférentielle et qui se

développe de manière pénétrative au sein d'une roche. Elle traduit un raccourcissement qui lui est perpendiculaire, i.e. elle matérialise le plan XY de l'ellipsoïde de déformation.

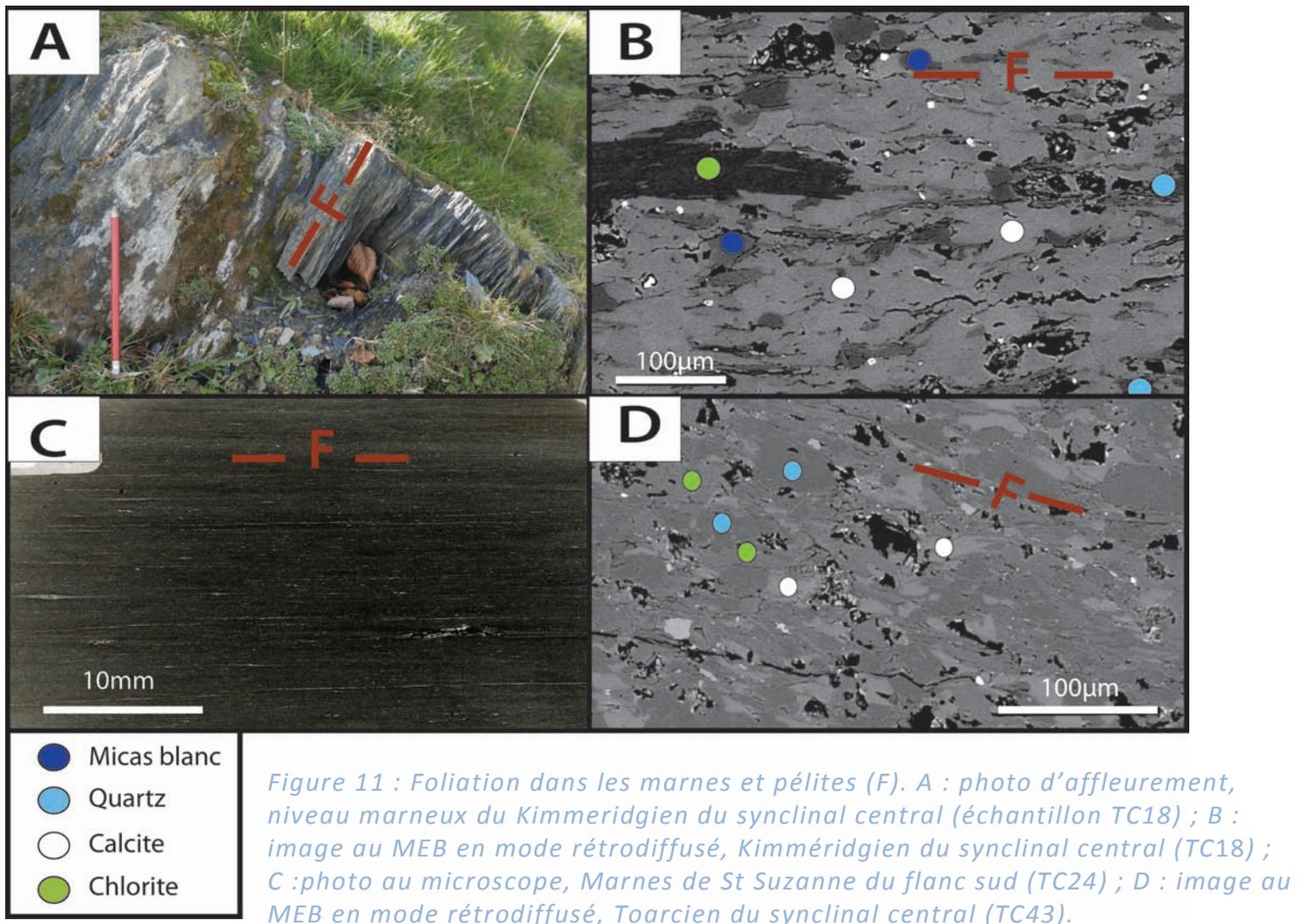
L'observation macroscopique et microscopique des échantillons nous a permis de distinguer 5 types de foliation :

- **Foliation fine d'intensité variable dans les carbonates** : ce type de foliation caractérise les carbonates à grains fins. C'est celui que l'on retrouve le plus fréquemment le long de la coupe étudiée : dans le Lias, les niveaux calcitiques du Dogger, le Kimméridgien et le Néocomien. A l'échelle macroscopique la foliation est marquée par un débit fin (Figure 10A). A l'échelle microscopique, ce débit correspond à une foliation souvent très intense, marquée essentiellement par des grains de calcite recrystallisée de forme allongée (Figure 10B-C-D). Parmi les composants mineurs, présents en proportions variables suivant les échantillons, on trouve des phyllosilicates, micas blancs et chlorite, préférentiellement alignés suivant la foliation, ainsi que des grains plus ou moins allongés de quartz et dolomite. On observe souvent une stylolitisation, marquée par l'accumulation de résidus insolubles opaques, qui se concentre dans les plans de foliation et renforce cette dernière.

Les brèches du Lias au niveau du weld sud présentent également une forte foliation de la matrice.



- **Foliation dans les marnes et pélites** : la coupe étudiée comprend différents faciès marneux ou pélitiques : le Toarcien, les niveaux argileux du Kimméridgien, l'Aptien inférieur (Marnes de St-Suzanne), des niveaux argileux de l'Aptien supérieur et l'Albien. Macroscopiquement, on observe une schistosité intense. A l'échelle microscopique, cette schistosité est marquée de la même manière que pour la foliation dans les carbonates à grains fins, mais avec une plus grande abondance des phyllosilicates (Figure 11).



- **Foliation mylonitique** : on retrouve ce type de foliation exclusivement dans les échantillons de l’Urgonien (TC23-50-57-58). Les autres échantillons prélevés dans l’Urgonien présentent des faciès plus argileux. A l’échelle macroscopique, la foliation est marquée par un fort débit bien visible sur les affleurements (Figure 12A). A l’échelle

microscopique, la foliation a une forme ondulante, marquée par des lits épais de quelques dixièmes de mm distingués par une différence de taille des grains de calcite, de 15 μ m pour les plus fins jusqu'à 50 μ m pour les plus gros (Figure 12B-C). Les grains les plus petits ont souvent une forme allongée suivant la foliation alors que les plus gros ne montrent pas cette fabrique de forme. Ces grains sont limpides, signe de leur recristallisation. Ces cristaux se distinguent des cristaux hérités (bioclastes), très mâclés et fracturés.

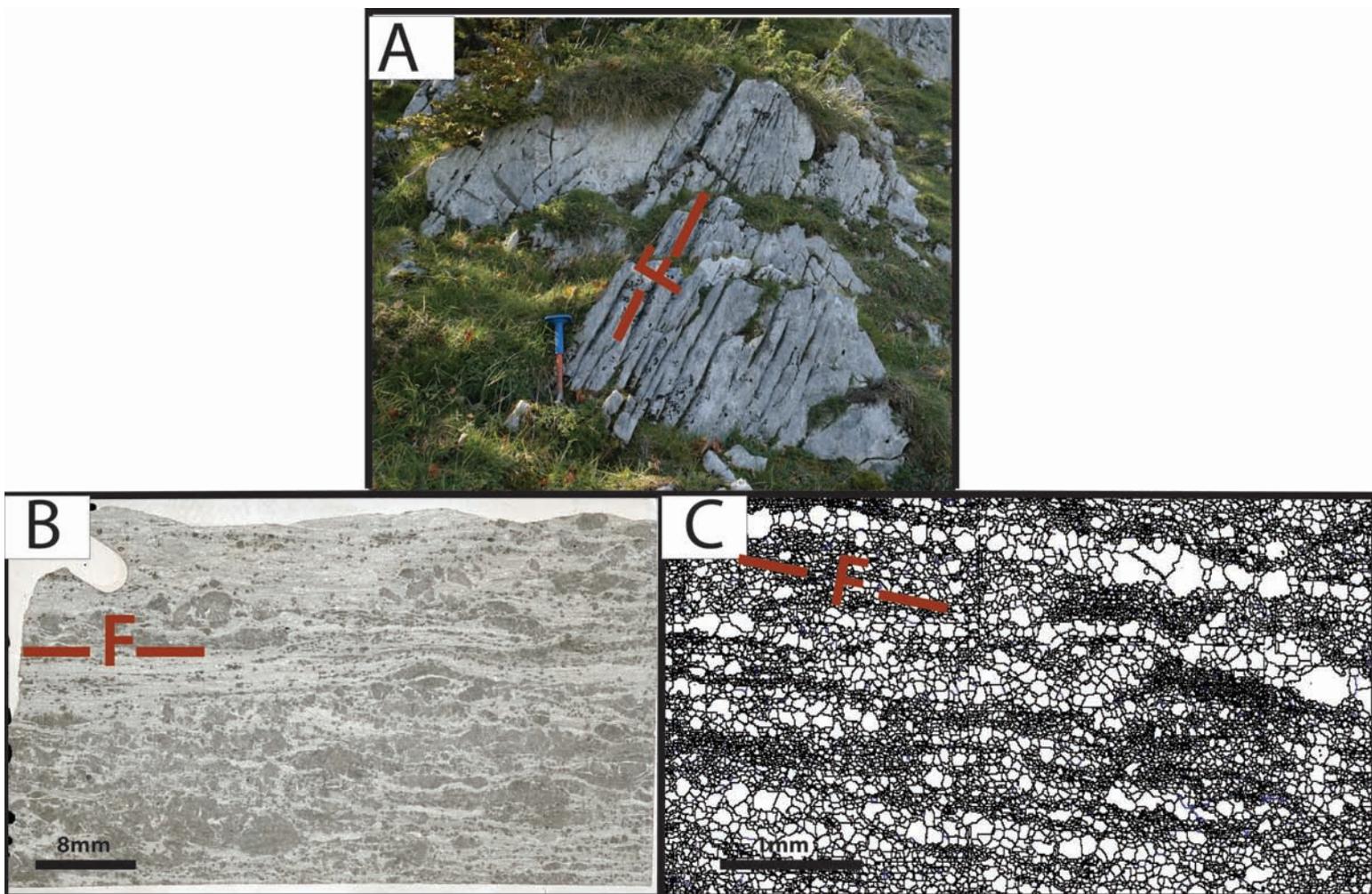


Figure 12 : Foliation mylonitique dans l'Urgonien (F) : A: photo d'affleurement (flanc sud, échantillon TC23) ; B : photo au microscope (flanc sud, TC58) ; C : carte EBSD montrant les lits de cristaux de tailles différentes (flanc nord, TC50)

- **Foliation dans les marbres rubanés** : la recristallisation de la calcite a abouti dans certains niveaux du Jurassique à un véritable marbre, avec des cristaux jusqu'à 400 μ m. La foliation de ces marbres est marquée à l'affleurement par un rubanement centimétrique faisant alterner des lits blancs et des lits gris-bleuté (Figure 13A-C).

A l'échelle microscopique, la foliation n'a pas toujours le même aspect. Sur deux échantillons marmorisés montrant un rubanement macroscopique, l'un montre une foliation marquée par une fabrique de forme des cristaux de calcite (Figure 13B) alors que l'autre à grains plus fins, ne montre pas une telle fabrique (Figure 13D). Pour ce dernier

échantillon, un léger litage marqué par des lits plus sombres est visible sur les lames minces, mais l'origine de ces différences de couleur n'est pas déterminable au microscope. Elle est probablement liée à la présence diffuse d'impuretés pour l'instant non identifiées. On retrouve également un échantillon de marbre dolomitique dans le Kimméridgien du synclinal central (échantillon TC22). Ce marbre est constitué de gros grains de dolomite (100 μm) qui présentent une fabrique de forme qui marque la foliation. C'est le seul échantillon de dolomie présentant une foliation.

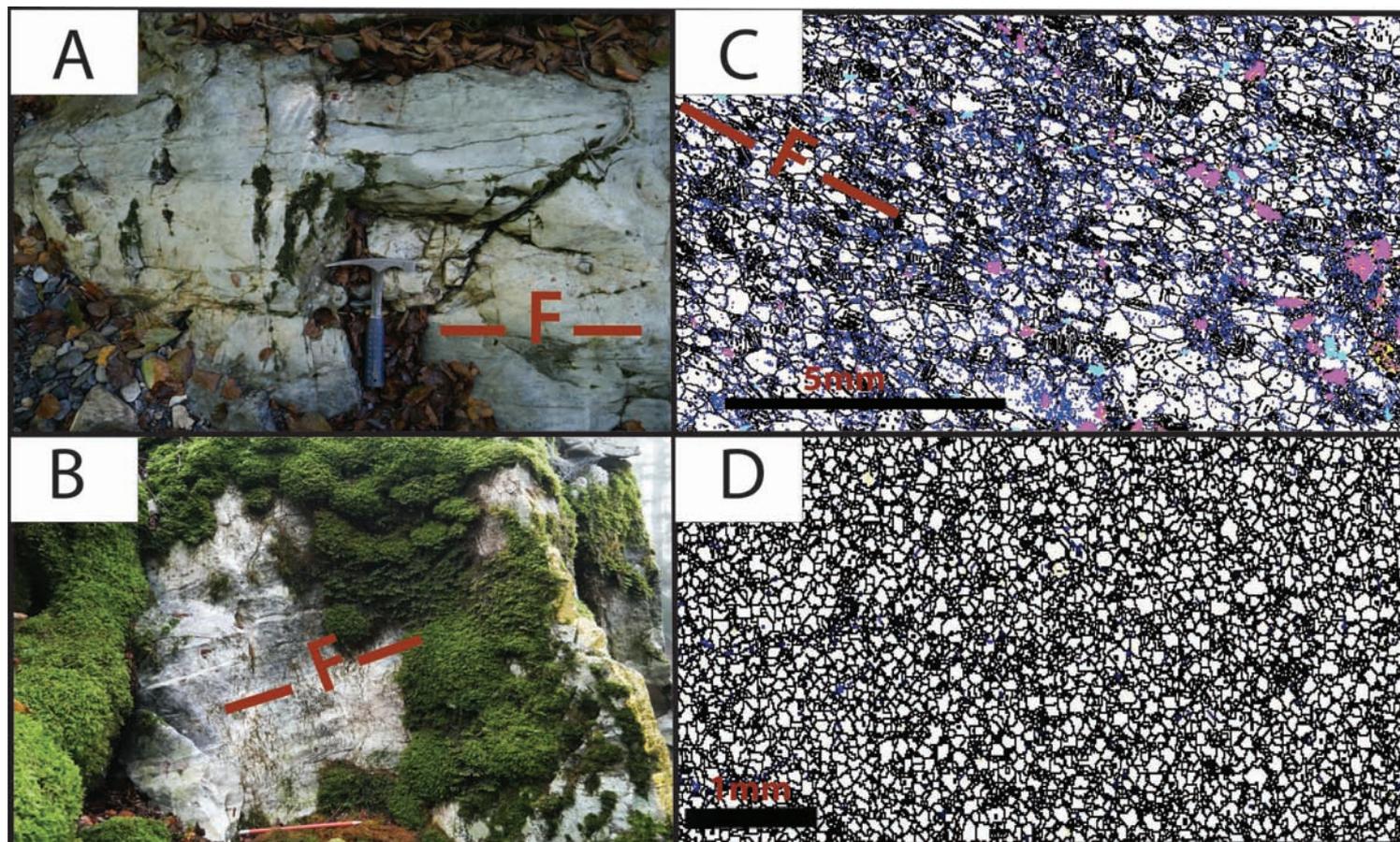


Figure 13 : Foliation dans les marbres rubanés (F) : A : photo d'affleurement, Lias du synclinal central (échantillon TC44) ; B : carte EBSD de l'échantillon précédent montrant la présence d'une foliation ; C : photo d'affleurement, Kimméridgien du synclinal central (TC09) ; D : carte EBSD de l'échantillon précédent montrant l'absence de foliation minérale.

- **Les carbonates non foliés** : la plupart des échantillons non foliés sont ceux des dolomies du Dogger et du Portlandien. Un seul échantillon constitué de calcite ne présente pas de foliation. C'est l'échantillon TC30 qui est localisé à la base du Kimméridgien dans le flanc sud du weld sud.

A l'affleurement, les dolomies du Dogger présentent des couches massives très fracturées, avec une stratification souvent difficile à distinguer sur les affleurements de taille réduite

(Figure 13A). Au microscope, toutes ces dolomies présentent des cristaux rhomboédriques de taille variable sans fabrique de forme (Figure 14B). L'échantillon calcaire non folié TC30 montre une stratification sédimentaire constituée de lits d'oolithes de sections millimétriques très peu déformées (Figure 14C).

La distribution stratiforme des dolomies du Dogger et du Portlandien à l'échelle régionale suggère une dolomitisation précoce, lors de la diagénèse anté-métamorphique.

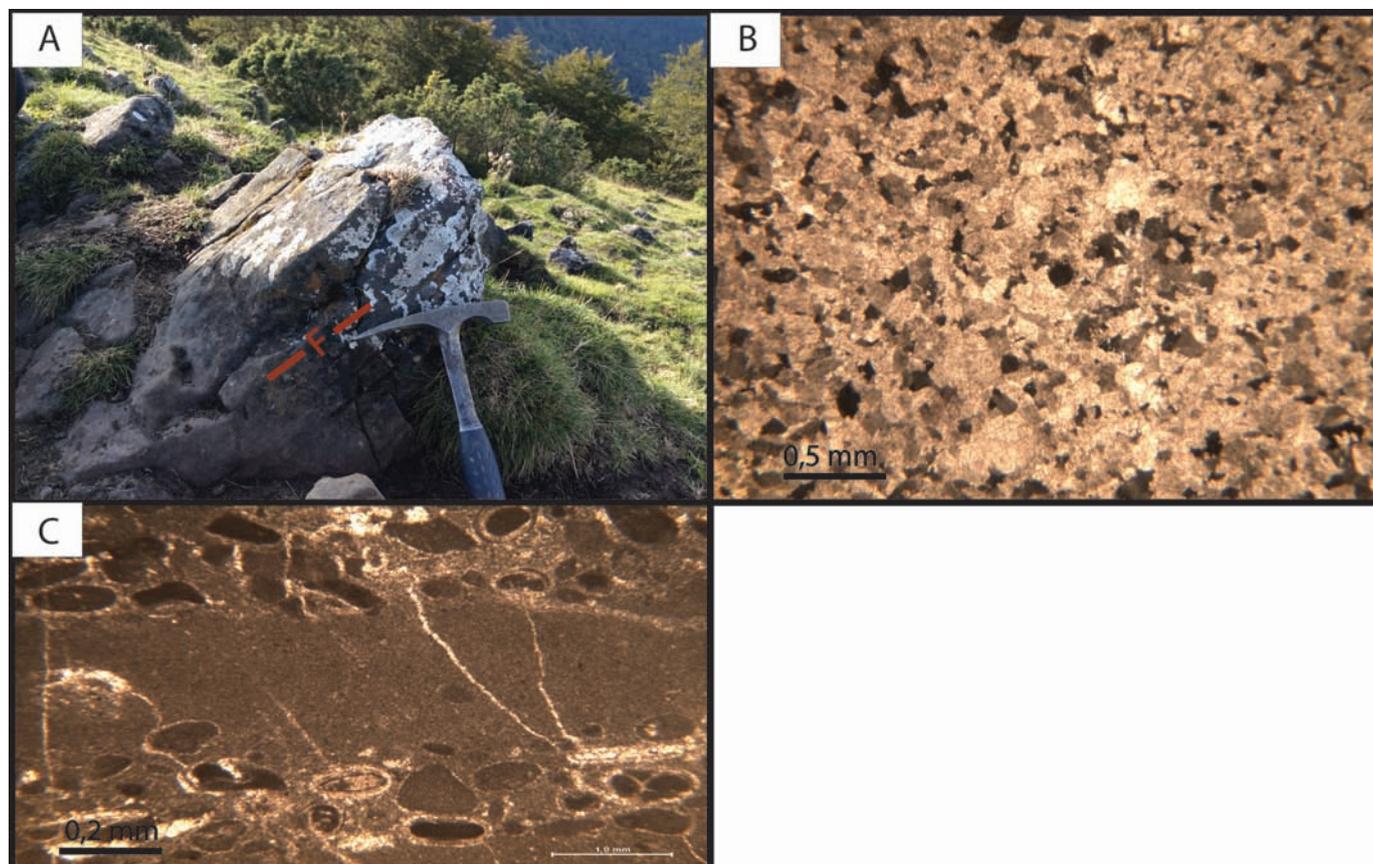


Figure 14 : Carbonates non foliés : A : photo d'affleurement, dolomie du Dogger du flanc sud (échantillon TC32) ; B : image au microscope, dolomie du Dogger (TC07) ; C : image au microscope, calcaire du Dogger du flanc sud avec un litage sédimentaire oolitique (TC30).

VI.1.2/ Répartition et intensité de la foliation.

La microscopie a permis de déterminer de façon qualitative l'intensité de la foliation. Ces intensités sont reportées dans la Figure 15. D'un point de vue lithostratigraphique, les formations argileuses (Toarcien, Marnes de Sainte Suzanne, Albien) et l'Urgonien présentent toujours de fortes intensités de foliation tandis que la foliation est absente dans les dolomies du Dogger et du Portlandien. Dans les formations jurassiques calcaires, les intensités sont

variables mais toujours très fortes dans le Kimméridgien du synclinal central. D'un point de vue structural, les fortes intensités sont concentrées dans les coeurs des synclinaux.

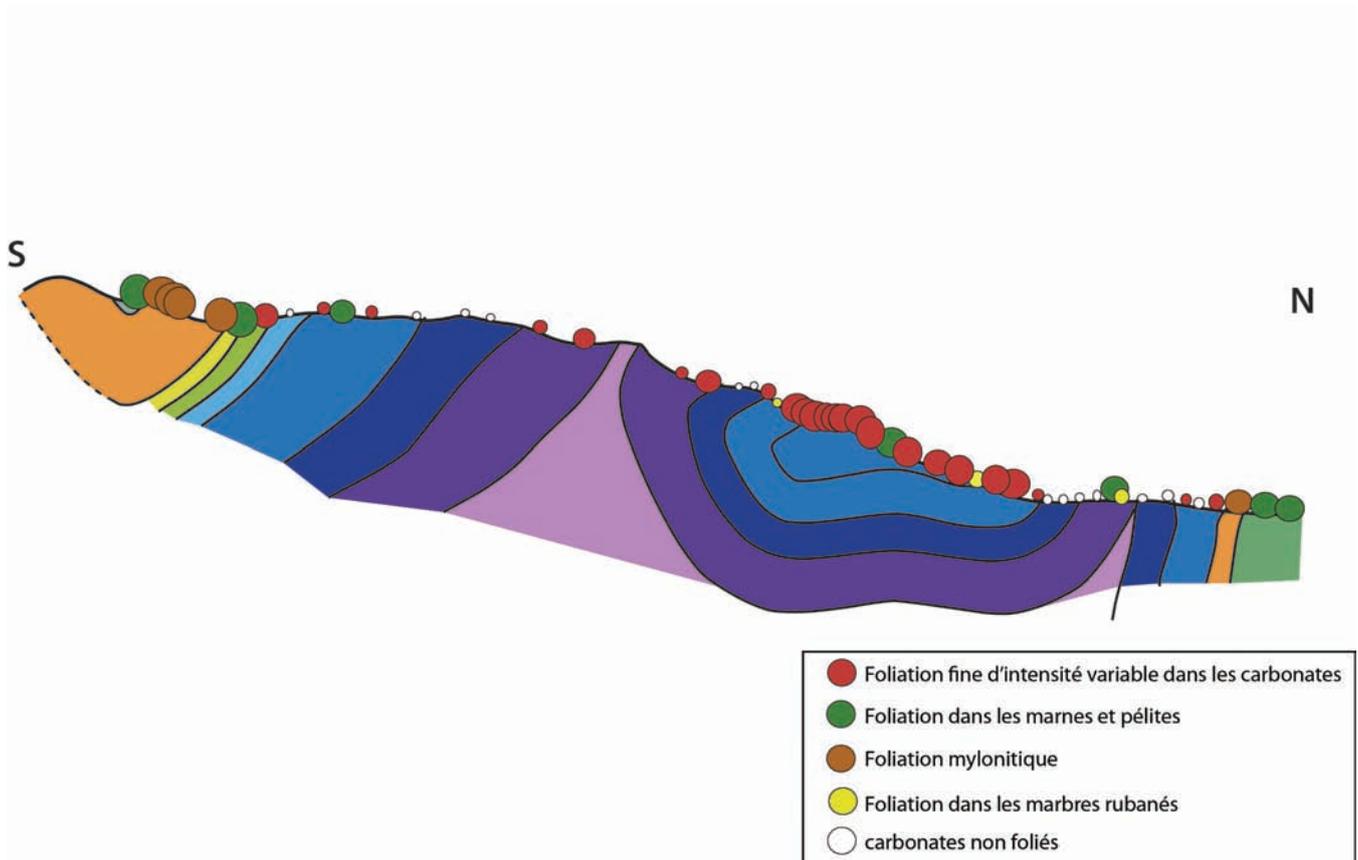


Figure 15 : Répartition de l'intensité de la foliation. La taille des cercles indique l'intensité relative de la foliation.

Il est à noter que les affleurements présentant un second débit sub-pénétratif oblique à la foliation principale sont très rares. Nous n'en avons observés que dans les faciès de carbonates fins correspondant aux échantillons TC4 et TC16. En microscopie, TC4 ne présente qu'une seule foliation. Dans TC16, il s'agit de surfaces de glissement strilolitiques tardives recoupant la foliation avec un espacement millimétrique.

VI.2/ Les microstructures associées à la foliation

Plusieurs types de microstructures sont couramment associés à la foliation.

VI.2.1/Moulage d'objets par la foliation et queues de cristallisation.

La microscopie révèle la présence fréquente d'objets (débris fossiles principalement, minéraux du métamorphisme), en quantité variable selon le faciès de l'échantillon.

Tous les objets montrent un moulage par la foliation (Figure 16). Des zones sombres localisées au contact des parties proéminentes des objets correspondent à des concentrations d'éléments insolubles par dissolution sous contrainte associée au développement de la foliation.

Des queues de cristallisation sont souvent associées au moulage d'objets par la foliation (figure 16). Elles sont constituées de calcite, excepté pour l'échantillon TC43 (Toarcien du flanc sud du weld nord), où elles sont composées de quartz (Figure 16C). Leur taille varie de quelques dizaines de micromètres jusqu'à plusieurs millimètres.

Toutes les lames contenant des objets montrent des queues de cristallisation, à l'exception des échantillons d'Urgonien, très recristallisés, qui ne présentent pas de queues clairement visibles. On observe également que les queues sont plus développées dans les échantillons les plus déformés en termes d'intensité de la foliation. Les queues de cristallisation de plus grande taille sont associées aux cristaux de scapolite dans le Kimméridgien du synclinal central.

Les queues de cristallisation sont classiquement utilisées afin de déterminer le régime de la déformation et le sens de cisaillement (Beutner et al., 1985 ; Spencer, 1991 ; Aerden, 1996).

La majorité des échantillons présente des queues symétriques, aussi bien sur les lames parallèles à la foliation que sur les lames perpendiculaires (figure 16 A-B). Certains échantillons présentent néanmoins des queues ayant une légère tendance rotationnelle (figure 16 C). Cependant, parmi certains de ceux-ci, on trouve des directions de rotation opposées dans une même lame. Ces cas peuvent être expliqués par une rotation des objets non-circulaires sous l'effet du raccourcissement perpendiculaire à la foliation, lorsque l'axe du grain est initialement oblique à la foliation. Les quelques cas de critères rotationnels homogènes dans un même échantillon seront discutés par la suite (Partie VIII.1).

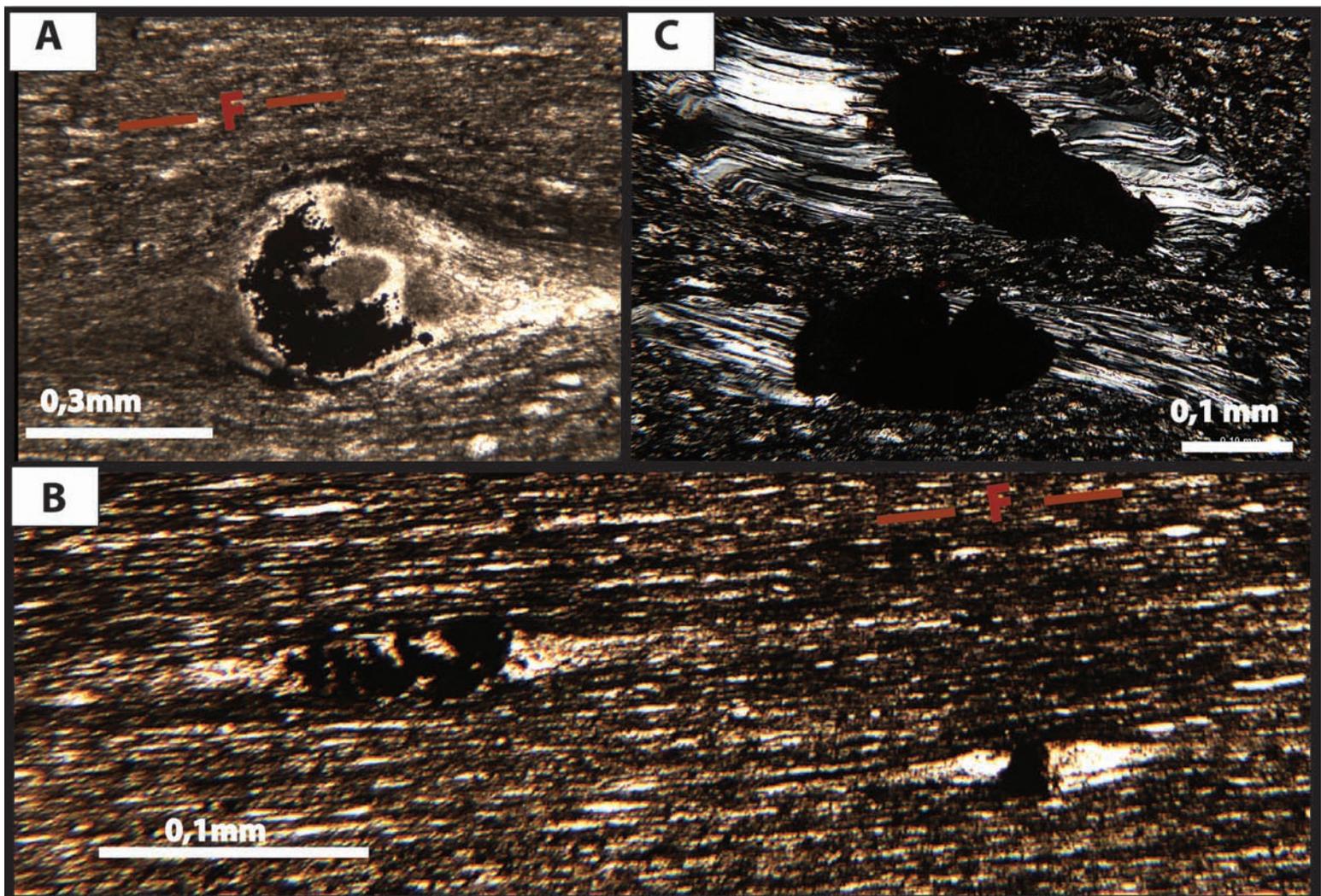


Figure 16 : A : moulage par la foliation avec queue de cristallisation symétrique, Lias du weld sud (TC5) B : queues de cristallisation symétriques, marnes st Suzannes (TC24) ; C : queues de cristallisation avec un caractère rotationnel, pélite du Toarcien (TC43).

VI.2.2/Les veines

Tous les échantillons présentent des veines, en quantité variable d'un échantillon à l'autre. Trois groupes de veines ont été identifiés :

- Des veines sub-orthogonales à la foliation ([1] sur la figure 17), souvent fines. Elles sont le plus souvent fortement plissées par la foliation, ce qui montre qu'elles sont antérieures à la foliation et raccourcies par celle-ci. Elles témoignent ainsi de la forte composante de raccourcissement orthogonal à la foliation. En cathodoluminescence, ces veines sont confondues avec la matrice carbonatée dans des teintes rouge foncé, ce qui témoigne d'un équilibre chimique entre la matrice et le fluide duquel les veines ont précipité (Figure 18).

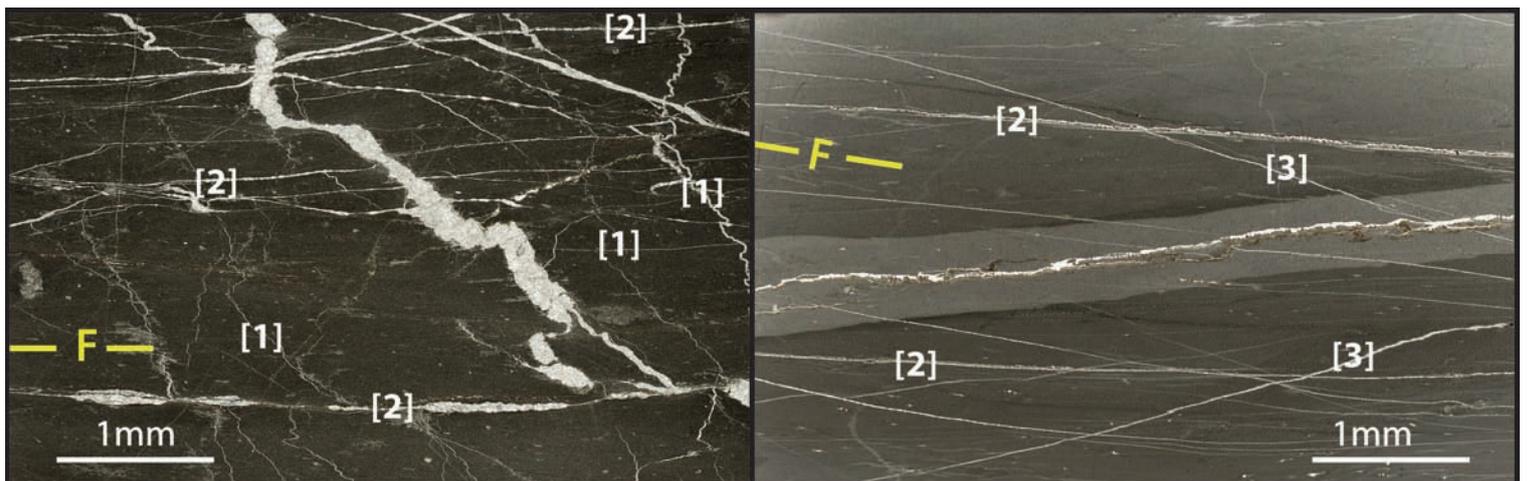


Figure 17 : Photos au microscope de la répartition des veines (TC1) ; [1] correspond aux veines sub-orthogonales à la foliation ; [2] aux veines localisées dans le plan de foliation ; [3] aux veines obliques à la foliation (commentaires dans le texte).

- Des veines localisées dans le plan de foliation ([2] sur la figure17). Ces veines sont très fréquentes. Leur géométrie est régulière mais elles peuvent être replissées par la foliation lorsqu'elles lui deviennent localement obliques. Ces relations suggèrent que ces veines sont globalement synchrones de la foliation. En cathodoluminescence, elles apparaissent d'un rouge plus clair que la roche-hôte, ce qui témoigne d'un déséquilibre chimique entre cette dernière et le fluide minéralisant et montre qu'il s'agit d'une

génération de veines distincte des veines précédentes (Figure 18). Ces veines montrent des cinématiques en extension. Leur formation pourrait résulter d'épisodes de surpression de fluide ayant permis l'ouverture transitoire de la foliation. On retrouve également sur la surface des échantillons des plaquages de calcite fibreuse qui correspondent à des veines localisées dans la foliation, ou légèrement oblique à celle-ci. Ces dernières veines sont généralement cisailantes (Figure 19), suggérant qu'elles sont postérieures à la foliation.

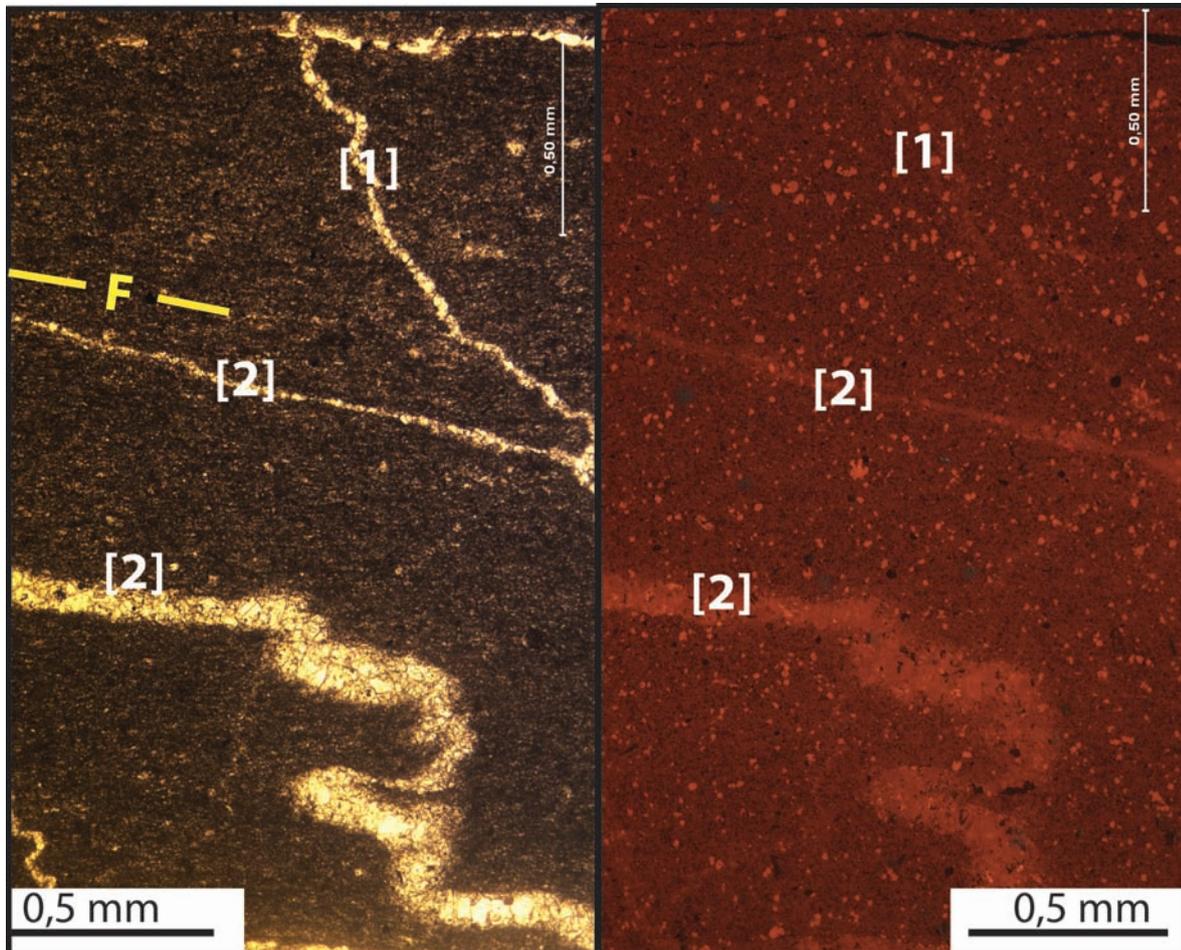


Figure 18 : Photos des veines au microscope en cathodoluminescence (TC1). [1] et [2] : idem Figure 17 (commentaires dans le texte).

- Des veines obliques à la foliation ([3] sur la figure 17) : Elles sont souvent fines et rectilignes. Ces veines recoupent ou sont recoupées par les précédentes et ont les mêmes teintes en cathodoluminescence. Elles appartiennent donc à la même génération contemporaine à la foliation.



Figure 19 : Photo de veines cisailantes sur une section d'échantillon (TC1).

VI.2.3/ Les stylolites

On trouve de nombreux stylolites parallèles à la foliation (Figure 20). Ces stylolites sont souvent courts et présentent des pics généralement peu développés. Ils sont localisés dans les zones les plus sombres de la foliation ainsi qu'en bordure des veines parallèles à la foliation. Ces stylolites indiquent un raccourcissement cohérent avec celui à l'origine de la foliation et sont interprétés comme participant à la formation de cette dernière, particulièrement là où elle est la plus intense. Ils sont aussi cohérents avec l'interprétation des veines parallèles à la foliation en termes de veines syn-foliation.

Un deuxième groupe de stylolites montre des pics bien formés parallèles à la foliation, qui affectent parfois des veines (Figure 20). Leurs orientations dans le repère géographique montre que ces stylolites sont cohérents la compression pyrénéenne, en considérant une formation antérieure au basculement du socle vers le nord.

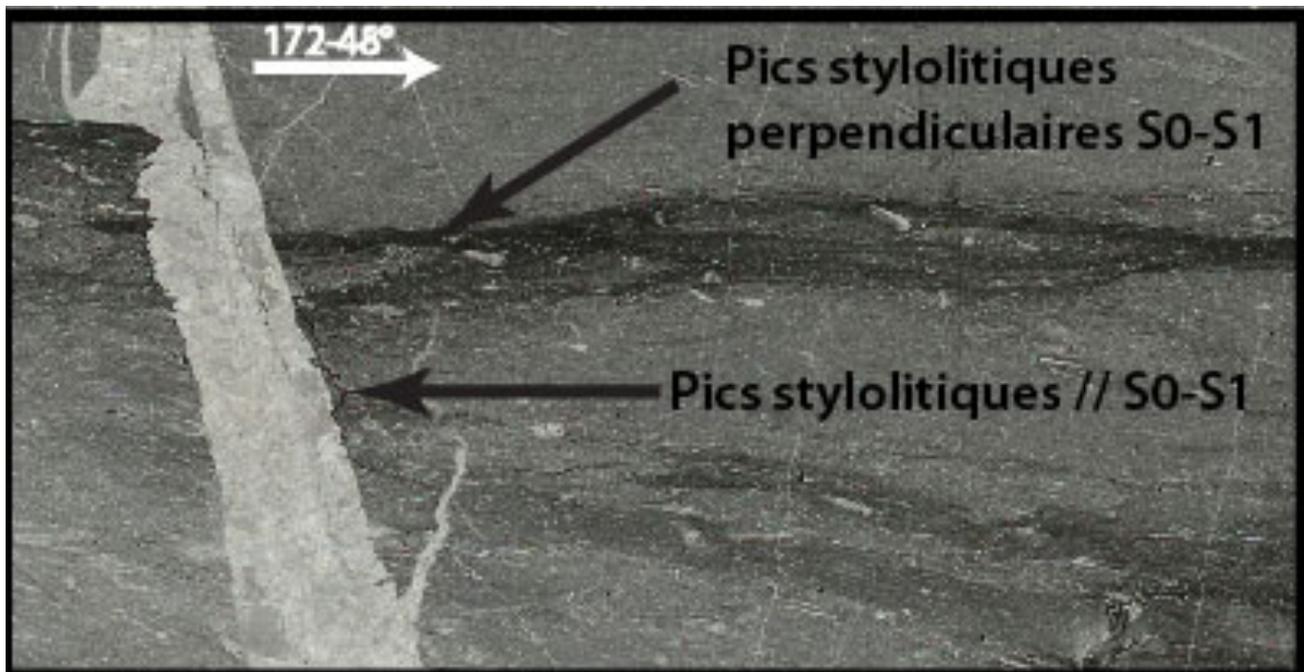


Figure 20 : Photo au microscope montrant les différents types de stylolite observés ; Kimméridgien flanc nord (TC36).

VI.2.4/ La linéation

Une linéation plus ou moins bien marquée est assez fréquemment observable.

VI.2.4.1/ Typologie :

Il y a quatre types de linéations (Figure 21) :

- Une linéation minérale plus ou moins bien marquée dans les carbonates : on l'observe principalement dans les échantillons à foliation intense et forte recristallisation du carbonate (Kimméridgien et Urgonien ; Figure 21A).
- Une linéation minérale intense sur les échantillons argileux.
- Une linéation marquée par des minéraux en baguette de longueur centimétrique parallèles à la foliation (nous montrons plus loin qu'il s'agit probablement de pseudomorphoses de scapolite ; Figure 21B). Les baguettes présentent des directions relativement dispersées, mais avec une orientation préférentielle bien définie (cf. ci-dessous). Ces baguettes ne sont observées que sur quelques affleurements du Kimméridgien du synclinal central (échantillons TC20, TC21 et TC22).
- Des placages de calcite fibreuse ou des cannelures stylolitiques. Ce type de linéation correspond à des surfaces de glissement banc sur banc.

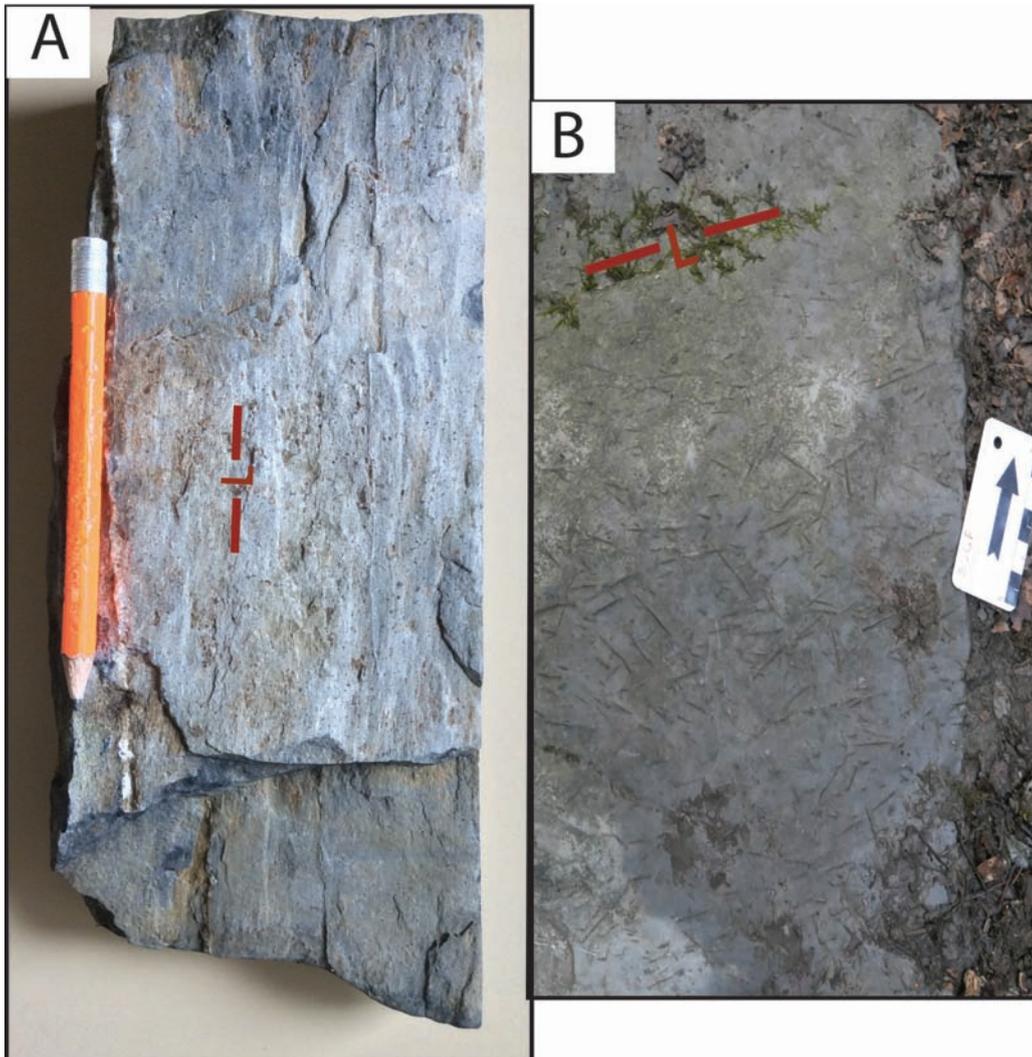


Figure 21 : Photos de la linéation : A : linéation minérale portée par la foliation dans le faciès Urgonien (flanc sud, échantillon TC55) ; B : linéation marquée par des minéraux du métamorphisme en baguette (scapolites ; Kimméridgien du synclinal central, TC21, cf diagrammes d'orientations figure 23).

VI.2.4.2/ Orientation

La carte de la Figure 22 montre l'orientation des linéations observées. La plupart des linéations minérales et de glissement banc sur banc sont orientées autour de N-S, transverses à l'axe du plissement. On observe cependant quelques linéations autour de E-O, plus fréquentes dans le synclinal central. C'est en particulier le cas des baguettes de scapolite pour lesquelles nous avons effectué une mesure statistique des orientations sur les photographies orientées de trois affleurements. Les histogrammes obtenus (Figure 23) montrent dans chaque cas des orientations relativement dispersées mais avec un pic très net autour de N70-N80. Dans le cas de TC22, une linéation minérale de la dolomite hôte coïncide avec l'orientation préférentielle des scapolites.

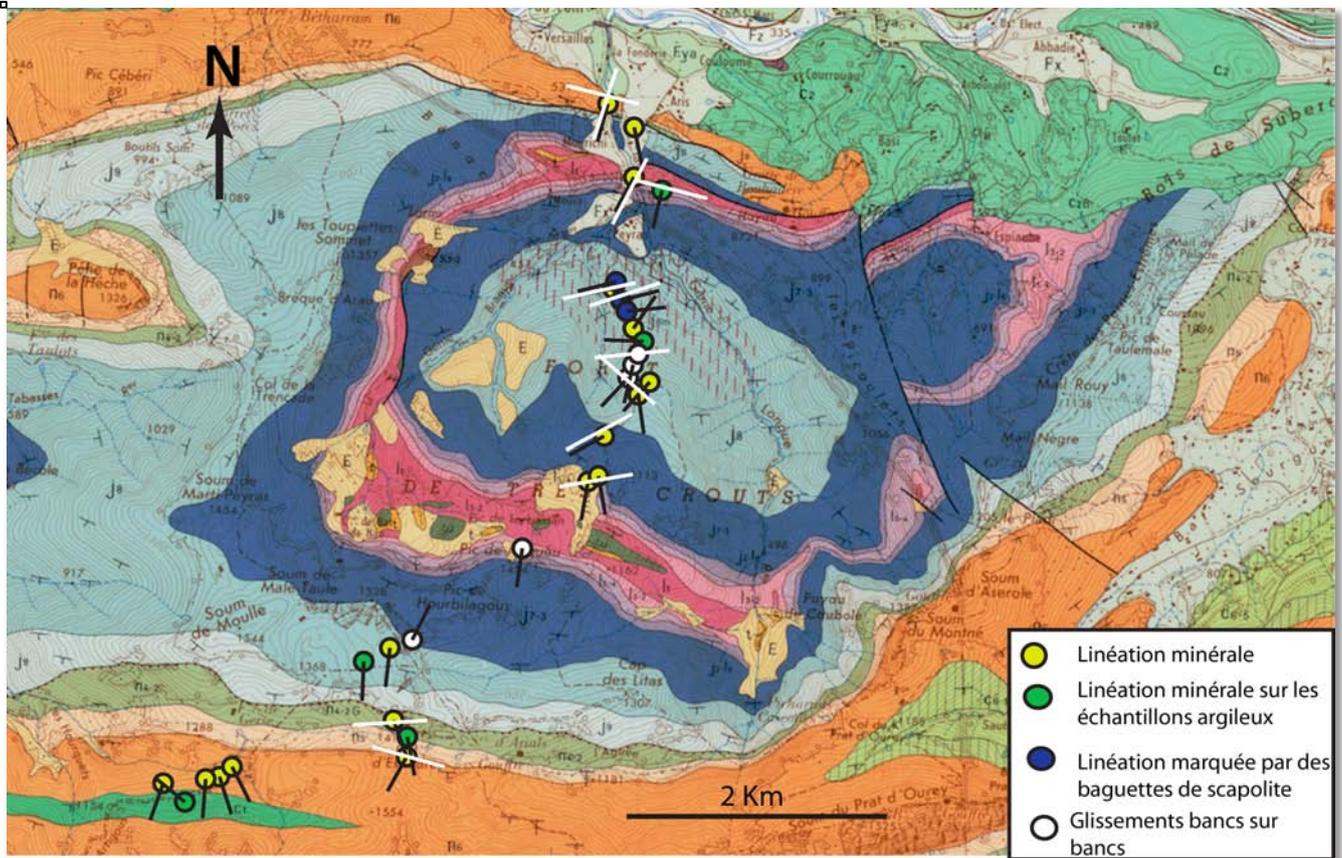


Figure 22 : Carte de l'orientation des linéations. Les linéations macroscopiques sont indiquées par les traits noirs (TC20, TC21, TC22 : linéation marquée par les baguettes de scapolites ; cf. Figure 23). Les traits blancs indiquent les directions d'étirement déduites des mesures EBSD sur les cristaux de calcite (cf. Figure 24 et 25).

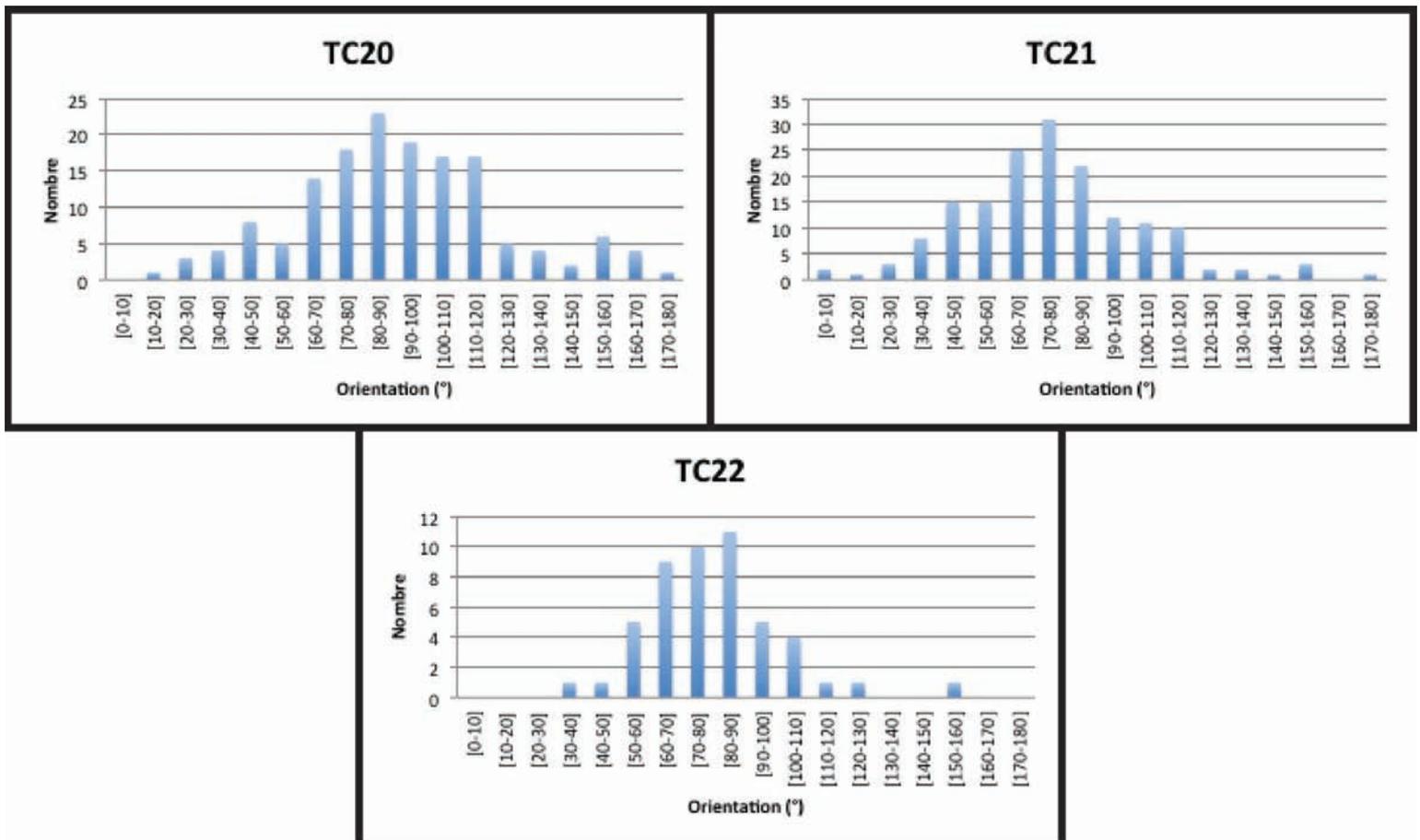


Figure 23 : Histogrammes de l'orientation des baguettes de scapolite mesurées sur affleurement (localisation sur la Figure 22 ; TC21 : cf figure 21B)

VI.3/ La déformation intracristalline

Des analyses des fabriques cristallographiques ont été réalisées sur les cristaux de calcite, à partir de mesures d'EBSD, sur 13 échantillons répartis sur l'ensemble de la coupe étudiée. L'étude de ces fabriques permet de déterminer les micro-mécanismes de déformation, le régime de déformation et les sens de cisaillement éventuels.

VI.3.1/ Méthodologie

L'étude des fabriques minérales permet de révéler d'éventuelles orientations préférentielles du système cristallin qui résultent de la déformation intracristalline par des phénomènes de dislocation sur des plans de glissement. L'activation d'un plan et d'une direction de glissement est essentiellement contrôlée par la température du système.

Les mesures sont réalisées avec un microscope électronique à balayage utilisé en mode rétrodiffusé. Les échantillons sont inclinés avec un angle de 70° vis à vis du faisceau d'électrons incident, permettant la diffraction des électrons.

Le signal est capté par une caméra numérique, derrière un écran de phosphore afin de convertir les électrons en photons. Des bandes correspondant à la projection de la géométrie du réseau cristallin vont apparaître. Ces bandes permettent l'identification de la phase minérale et l'orientation des axes cristallins. Cependant ces analyses sont limitées par une difficulté à différencier des minéraux ayant une structure semblable (calcite et dolomite par exemple) et les minéraux hydratés.

Les analyses ont été réalisées au service commun de microscopie électronique de l'Université de Montpellier sur un microscope électronique à balayage JEOL JSM-5600 équipé d'une caméra NordlysNano, en mode cartographie automatique. Le logiciel d'indexation est Oxford Instrument HKL Technology Channel 5+. Le pas de mesure utilisé correspond à la taille moyenne des grains divisée par cinq. Les figures de pôles ont été réalisées en utilisant une mesure moyenne par cristal, afin de minimiser les effets de la taille dans les roches ayant des grains de tailles variées. Les diagrammes de pôles cristallographiques ont été réalisés grâce aux logiciels PF (D. Mainprice). Dans les cas où les lames n'ont pas été coupées parfaitement parallèles au plan structural XY, des rotations des diagrammes ont été appliquées de façon à placer le plan de foliation suivant l'horizontale.

La méthode permet d'obtenir également une carte des cristaux de la zone étudiée, permettant de visualiser les fabriques de forme, d'identifier les différents minéraux et la présence éventuelle de macles.

VI.3.2/ Résultats et interprétation

Les échantillons analysés présentent des fabriques minérales faibles, mais néanmoins relativement bien organisées, indiquant que la calcite a subi une déformation intracristalline. La répartition des axes cristallographiques de la calcite permet de regrouper les échantillons en différentes familles :

- Les échantillons TC44, TC22, TC21, TC16, TC08 et TC25 (échantillons à grains fins), montrent un maximum de concentration des axes $\langle c \rangle$ proche du pôle de foliation et un maximum de concentration des axes $\langle a \rangle$ en guirlande autour de l'axe $\langle c \rangle$ (Figure 24). Cette configuration est typique de la déformation par fluage des dislocations le long des plans basaux $\langle c \rangle$ de la calcite. Des études expérimentales sur des marbres naturels et sur des monocristaux de calcite ont démontré que ce type de déformation par fluage des dislocations se réalise à haute température (Schmid et al., 1987 ; De Bresser et al., 1993 et 1997). La limite d'activation de ce type de micro-mécanismes est estimée à 600°C. Cependant, des fabriques similaires à celles de nos échantillons sont répertoriées dans des mylonites naturelles à des températures de déformation de l'ordre de 300/400°C (Leiss et al., 2003 ; Trullenque et al., 2006 ; Austin et al., 2008 ; Vauchez et al., 2014). La disposition en guirlande des axes $\langle a \rangle$ indique une forte composante en aplatissement.

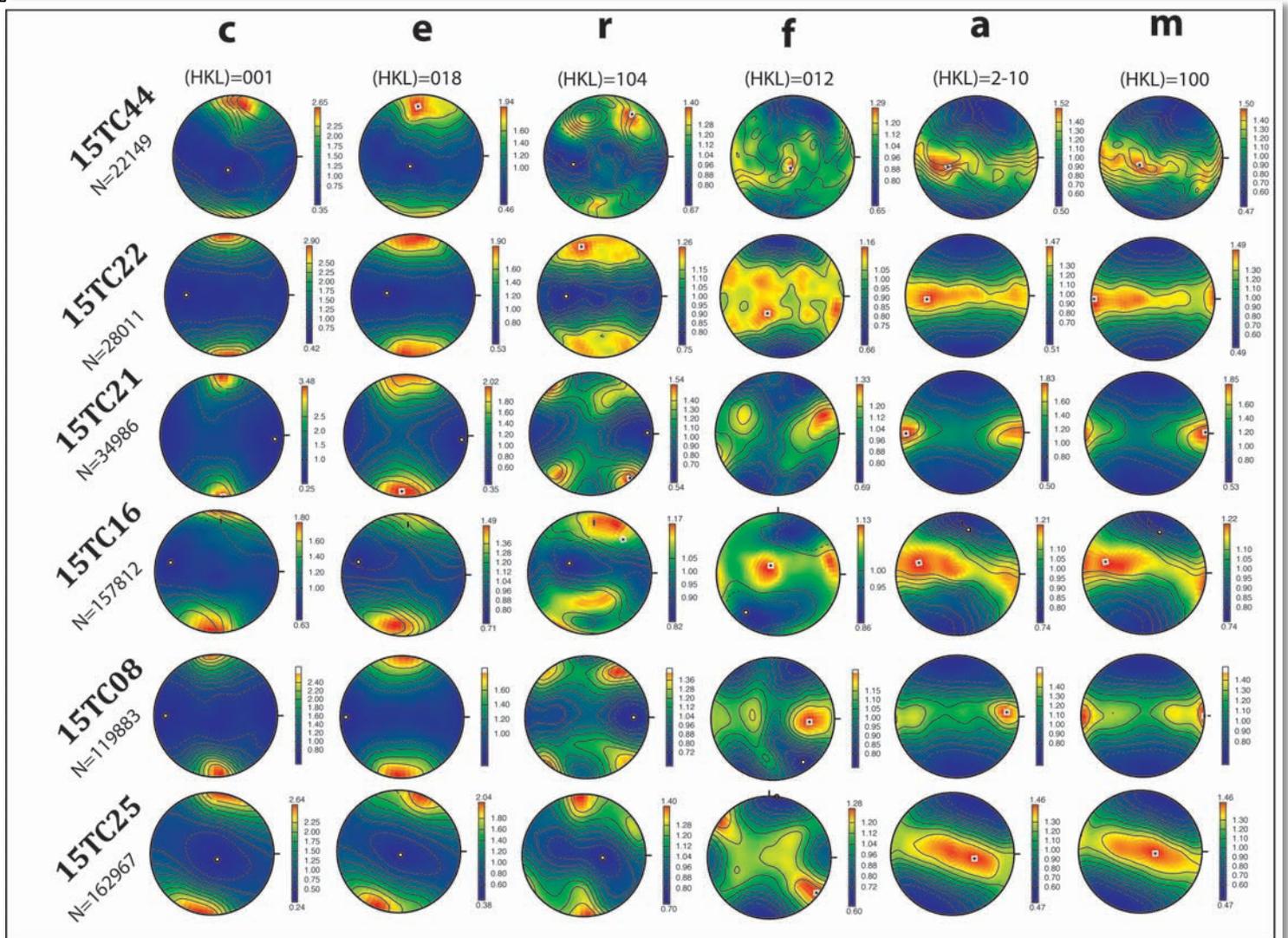


Figure 24 : Figures de pôles de la calcite déterminés par EBSD. Les échantillons montrent une concentration des axes $\langle c \rangle$ proche du pôle de foliation et une concentration des axes $\langle a \rangle$ en guirlande autour de l'axe $\langle c \rangle$ (commentaire dans le texte).

- Les échantillons TC14, TC5, TC23 (échantillons à grains fins) et TC43 montrent une concentration maximale des axes $\langle c \rangle$ proche du pôle de foliation comme pour les échantillons précédents (Figure 25). Cependant la concentration maximale des axes $\langle a \rangle$ ne se situe pas sur la linéation minérale lorsqu'elle existe, mais perpendiculairement à celle-ci. Ainsi on a une activation des glissements sur les plans basaux de la calcite mais le glissement ne se fait pas dans une direction conventionnelle pour la calcite.
- L'échantillon TC12 et, de façon moins marquée, l'échantillon TC9 présentent une orientation de l'axe $\langle c \rangle$ qui tend à former une guirlande autour du maximum de l'axe $\langle a \rangle$ (Figure 25). Cette guirlande contient néanmoins une direction préférentielle pour l'axe $\langle c \rangle$. Ce type de symétrie axiale est courant dans les minéraux tels que l'olivine ou le quartz, mais semble n'avoir jamais été décrit pour la calcite. Par analogie avec ces minéraux, ce type de fabrique serait ici indicateur d'une forte extension suivant la direction de l'axe $\langle a \rangle$ perpendiculaire à la linéation minérale si les échantillons en portent une. Les échantillons présentant des maximums de concentration de l'axe $\langle c \rangle$, cela suggère un régime de déformation de type plano-linéaire avec une forte composante linéaire.

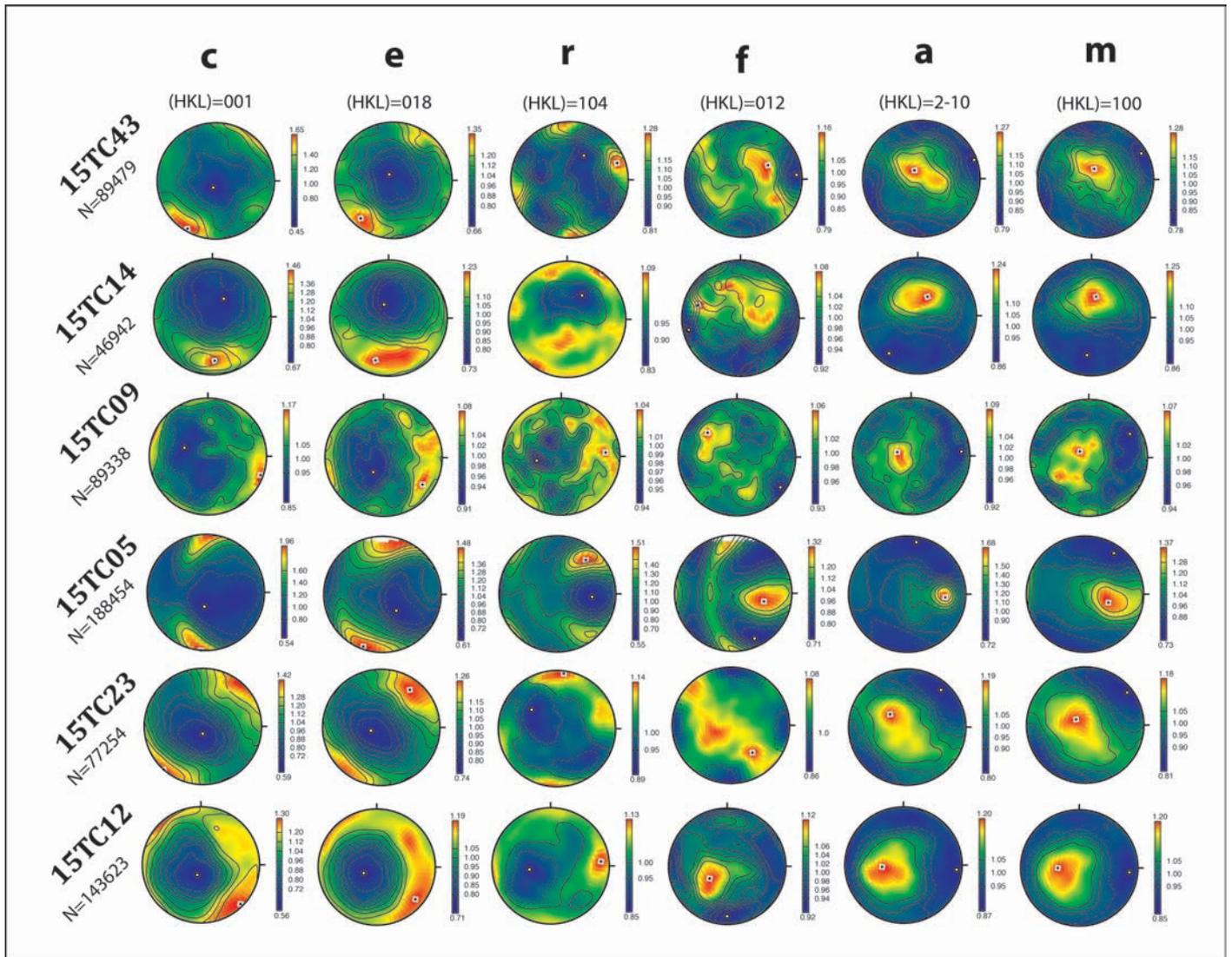


Figure 25 : Figures de pôles de la calcite déterminés par EBSD. Les échantillons montrent une concentration des axes $\langle a \rangle$ suivant une direction perpendiculaire à la linéation minérale. Les axes $\langle c \rangle$ montrent une concentration proche ou oblique au

pôle de la foliation, ou en guirlande autour du maximum des axes <a> (commentaires dans le texte).

Afin d'étudier la différence de comportement entre les grains fins (30 μm) et les grains grossiers (150 μm) dans un échantillon mylonitique de l'Urgonien (TC50), les fabriques cristallines des deux types de grains ont été séparées. Un aspect frappant est la différence nette de fabrique entre les deux classes de grains (Figure 26). Les fabriques des grains grossiers sont similaires aux fabriques de la Figure 23, tandis que les grains fins présentent le deuxième type de fabrique. On pourrait interpréter cette différence par des épisodes de déformation différents. Un premier épisode de déformation à haute température générant le premier type de fabrique, puis une déformation à plus faible température et donc plus forte contrainte donnant la deuxième fabrique.

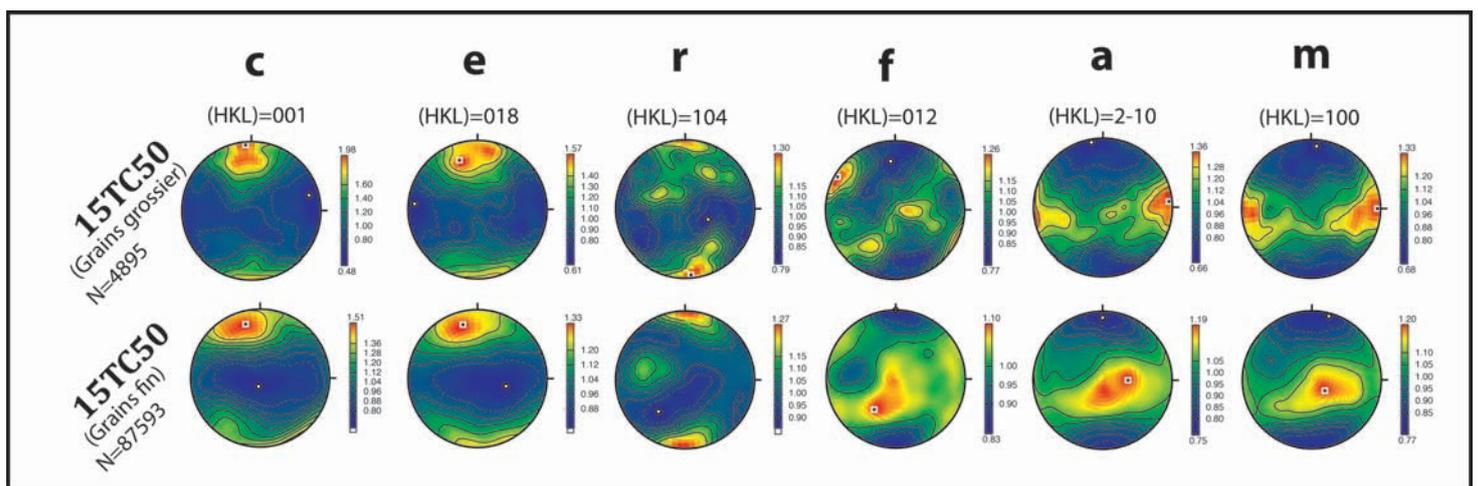


Figure 26 : Figure de pôles de la calcite déterminés par EBSD, pour deux tailles de grains au sein d'un même échantillon d'Urgonien mylonitique.

VI.4/ Le métamorphisme

VI.4.1/ Caractères généraux du métamorphisme

Le marqueur le plus commun du métamorphisme du secteur étudié est la recristallisation de la calcite, donnant des cristaux limpides, très peu maclés. Elle est observée dans la grande majorité des échantillons étudiés. Les échantillons présentant les cristaux recristallisés les plus gros (jusqu'à 400 μm) ont acquis une texture de marbre (TC09, TC44). Nous avons vu que cette calcite recristallisée est un composant essentiel de la foliation par la fréquente fabrique de forme des cristaux (Figures 10 à 13), bien que celle-ci soit parfois absente (TC44 ; Figure 13D).

La dolomite diagénétique du Dogger et du Portlandien est constituée de cristaux automorphes zonés non recristallisés (Figure 14B). Un seul cas de dolomie recristallisée et foliée a été observé dans le Kimméridgien du synclinal central (TC22).

	calcite	dolomite	quartz	micas	chlorite
TC58	XXXX				
TC52	XXXX		X		
TC29	XXXX	X	X	X	
TC28	XXXX	XX			X
TC26	X	XXXX		X	
TC25	XXXX		X	X	
TC23	XXXX			X	
TC01	XXXX		X	X	
TC02		XXX	XX		X
TC04	XXXX	X	XX	X	
TC05	XXXX		X	X	
TC08	XXXX			X	
TC10	XXXX			X	
TC16	XXXX		X	XX	X
TC18	XXX		XX	XX	X
TC20	XXX	XX	XX	X	X
TC21	XX	X	X	X	X
TC22		XXXX	X	XX	
TC37	XXXX	XX			
TC43	X	XX	XXX		
TC44	XXXX	XX	X		X
TC47	XXXX	XX	X		
TC49	XXXX		X		
TC50	XXXX			X	

Figure 27 : Tableau de la composition minéralogique des différents échantillons déterminés à partir d'analyses MEB-EDX. Les échantillons sont classés du sud au nord le long de la coupe étudiée (Figures 7 et 8).

L'analyse de 24 échantillons au microscope électronique par spectrométrie EDX, complétée par des analyses à la microsonde électronique (EPMA) sur 2 échantillons, a permis de déterminer les assemblages minéralogiques présents (Figure 27).

Les facies calcaires sont constitués très majoritairement de calcite, avec des proportions mineures et variables de quartz, dolomite, petits micas blancs et chlorite. De l'albite a été rarement observée. Les échantillons marneux et pélitiques (TC43, TC18, TC52) sont plus riches en micas, chlorite et quartz. L'échantillon TC43 correspondant à une pélite est constitué majoritairement de quartz. A l'inverse, l'Urgonien (TC23, TC50, TC58) est exclusivement constitué de calcite, mis à part quelques micas blancs dispersés.

Les analyses à la microsonde électronique (Annexe 2) ont permis de déterminer la formule structurale des chlorites et micas dans les échantillons TC20 et TC21. La chlorite ($Mg_{9,1}Al_{2,4}(Si,Al)_8O_{20}(OH)_{16}$) très riche en magnésium, correspond à du clinochlore qui est le pôle magnésien de la chlorite. La formule structurale des micas blancs ($K_{1,6}(Mg,Al)_{4,1}[(Si,Al)_8O_{20}](OH)_4$) est plus problématique car on n'a pas une proportion d'alcalin correspondant à la formule théorique. Cela peut être dû la quantité d'eau et/ou à une altération. La composition de ces micas est située entre la muscovite et la phengite

On observe des interstratifications de chlorite et micas blancs montrant qu'ils sont co-génétiques (Figure 28B-C).

L'association chlorite-micas blanc indique que le métamorphisme des échantillons correspond à la zone à chlorite du facies schiste vert du métamorphisme HT-BP. Des déterminations de température de formation de la chlorite ont été effectuées par M. Buatier (Univ. de Franche Comté, Besançon) à partir de nos analyses microsonde sur les échantillons TC20 et TC21 en utilisant le géothermomètre d'Inoue et al. (2009). Sur 7 chlorites, les températures obtenues sont 200°C, 247°C, 255°C, 266°C, 267°C, 269°C et 277°C. Bien que cette approche reste préliminaire en raison du faible nombre d'analyses, on peut considérer que la température probable de formation de ces chlorites est d'environ 260°C.

VI.4.2/ Métamorphisme à scapolites

Le scapolite est un minéral typique du métamorphisme et métasomatisme des carbonates, caractéristique du métamorphisme HT-BP de la ZNP (Goldberg et Leyreloup, 1990). La partie nord du synclinal central de Tres Crouts présente dans le Kimmeridgien une zone à scapolites reconnue de longue date (Castéras et al., 1970) (Figure 5 et 7). Les minéraux pouvant correspondre à des scapolites que nous avons identifiés dans cette zone se présentent à l'affleurement sous forme de baguettes de longueur pluri-centimétrique et de section millimétrique (Figure 21B).

Macroscopiquement, on distingue des baguettes sombres dans les échantillons calcitiques TC20 et TC21 et des baguettes blanches dans le marbre dolomitique TC22.

Au microscope, les sections forment des quadrilatères zonés avec souvent une zone centrale sombre, excepté pour l'échantillon TC22. La détermination des minéraux reste cependant difficile en microscopie optique. Les analyses EDX au MEB et EMPA ont permis de distinguer deux types d'objets :

- Dans les échantillons TC20 et TC21, les baguettes sont constituées d'un assemblage de calcite (majoritaire), quartz, micas blancs et chlorite (Figure 28 A-B-C). Les micas, le quartz et la chlorite tendent à être concentrés vers les bordures.
- Dans l'échantillon TC22, les baguettes sont composées uniquement de micas blancs (Figure 28D).

Aucun des minéraux identifiés dans ces baguettes ne correspond à la composition du scapolite. Cependant, la forme prismatique à section rectangulaire correspond bien à celle de ce minéral qui cristallise dans le système tétragonal. Cela suggère que l'on est bien en présence d'anciens scapolites pseudomorphosés.

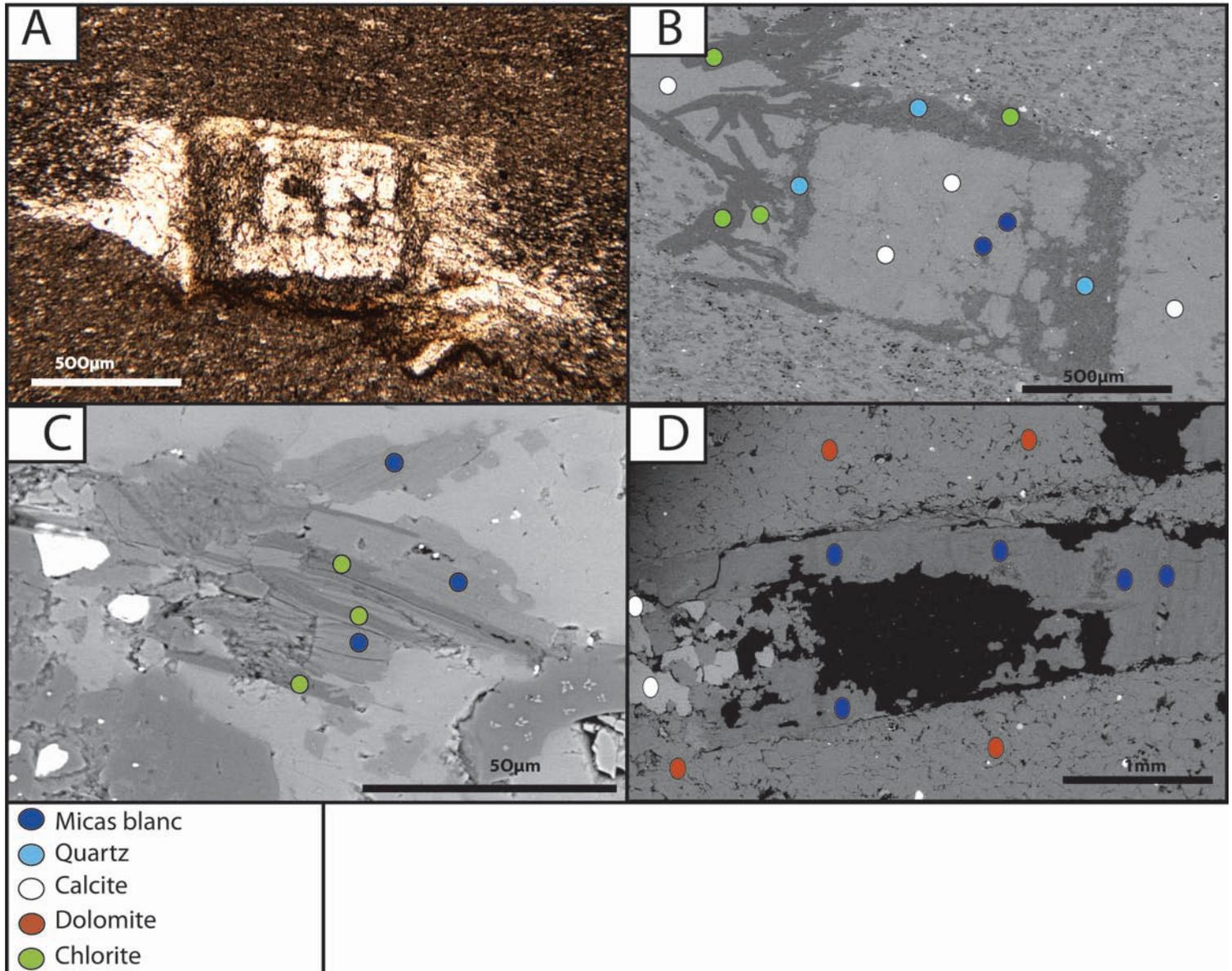


Figure 28 : Les scapolites pseudomorphosés (Kimméridgien du synclinal central). A : photo au microscope d'une section de scapolite (TC21) ; B : image MEB en mode rétrodiffusé d'une section de scapolite pseudomorphosé (TC21) ; C : image MEB en mode rétrodiffusé d'une interstratification mica-chlorite à la périphérie d'un scapolite (TC20) ; D : image MEB en mode rétrodiffusé d'une section de scapolite pseudomorphosé (TC22).

VII-Etude de la thermicité

Des analyses de spectrométrie Raman ont été effectuées sur 27 échantillons répartis le long de la coupe NS et de part et d'autre de la surface d'érosion au NE de la structure.

VII-1/ Méthodologie

La thermométrie par spectrométrie Raman de la matière carbonée (RSCM) est basée sur l'étude quantitative du degré de métamorphisme qui est un indicateur fiable de la température. En raison du caractère irréversible de la graphitisation, la structuration de la matière carbonée n'est pas sensible au métamorphisme rétrograde et enregistre donc la température maximale atteinte lors du pic de métamorphisme (Lahfid et al., 2010).

D'un point de vue physique, cette méthode est basée sur la détection de photons diffusés suite à une interaction entre l'échantillon et un faisceau de lumière monochromatique incident de type laser.

Il existe deux calibrations différentes : la calibration de Beyssac et al. (2002, 2003) pour des températures de 330° à 650° et la calibration de Lahfid et al (2010) pour des températures de 180° à 330°. Dans ce travail, nous avons utilisé la calibration de Beyssac et al.

Les analyses ont été effectuées à l'IPREM (Université de Pau). Le spectromètre est muni d'un laser Argon délivrant un rayonnement monochromatique (vert) de longueur d'onde 514,32nm. Le laser est focalisé à travers un microscope Olympus, équipé de deux objectifs courte distance (x10, x100) et deux objectifs longue distance (x50, x100). L'acquisition est réalisée via le logiciel "Lab spec 301".

Les mesures sont effectuées sur des lames minces non couvertes et polies. Pour s'affranchir des effets de désorganisation de la matière carbonée provoqués par le polissage, les mesures sont systématiquement effectuées sous un minéral de recouvrement (calcite). On peut également faire les mesures sur des fragments de roches. Quinze à vingt spectres ont été enregistrés pour chaque échantillon avec des temps d'acquisition de 30 à 120 secondes. Les spectres ont ensuite été décomposés avec le logiciel Peakfit.

Le spectre Raman contient des bandes. Selon le degré d'organisation de la structure de la matière carbonée, les bandes n'auront pas la même allure. On distingue trois bandes principales (Figure 29) :

- La bande G qui apparaît à une fréquence autour de 1580 cm^{-1} (Beyssac 2002).
- Les bandes D1 et D2 à 1350 et 1620 cm^{-1} qui sont typiques des matériaux carbonés.

Pour les spectres froids, une nouvelle bande D3 constituant un épaulement sur la bande D1 apparaît à 1370 cm^{-1} .

La bande D2 apparaît à des températures autour de 370°C en formant un épaulement marqué.

Pour des spectres plus chauds, la bande D1 devient plus importante que la bande G.

Les aires des spectres sont approximées à partir du logiciel PeakFit. Ces aires permettent d'obtenir le pic de température maximal grâce au paramètre : $R2 = D1 / (D1 + D2 + G)$ (Beyssac et al, 2002) où D1 D2 et G sont les aires respectives des bandes.

VII-2/ Résultats

Les résultats analytiques sont présentés dans le tableau de la Figure 30 où sont indiqués les températures, les incertitudes sur les mesures et le nombre de spectres mesurés. En général, les incertitudes sur les mesures sont de l'ordre de +/-20 à 50 °C (Beysac et al 2002). Nous avons ici une incertitude moyenne de +/-19°C avec un minimum de +/-5°C et un maximum de +/-44,8°C. Le nombre de spectres est quant à lui dépendant de la facilité de mesure sur une lame, en particulier de la quantité de matière organique présente.

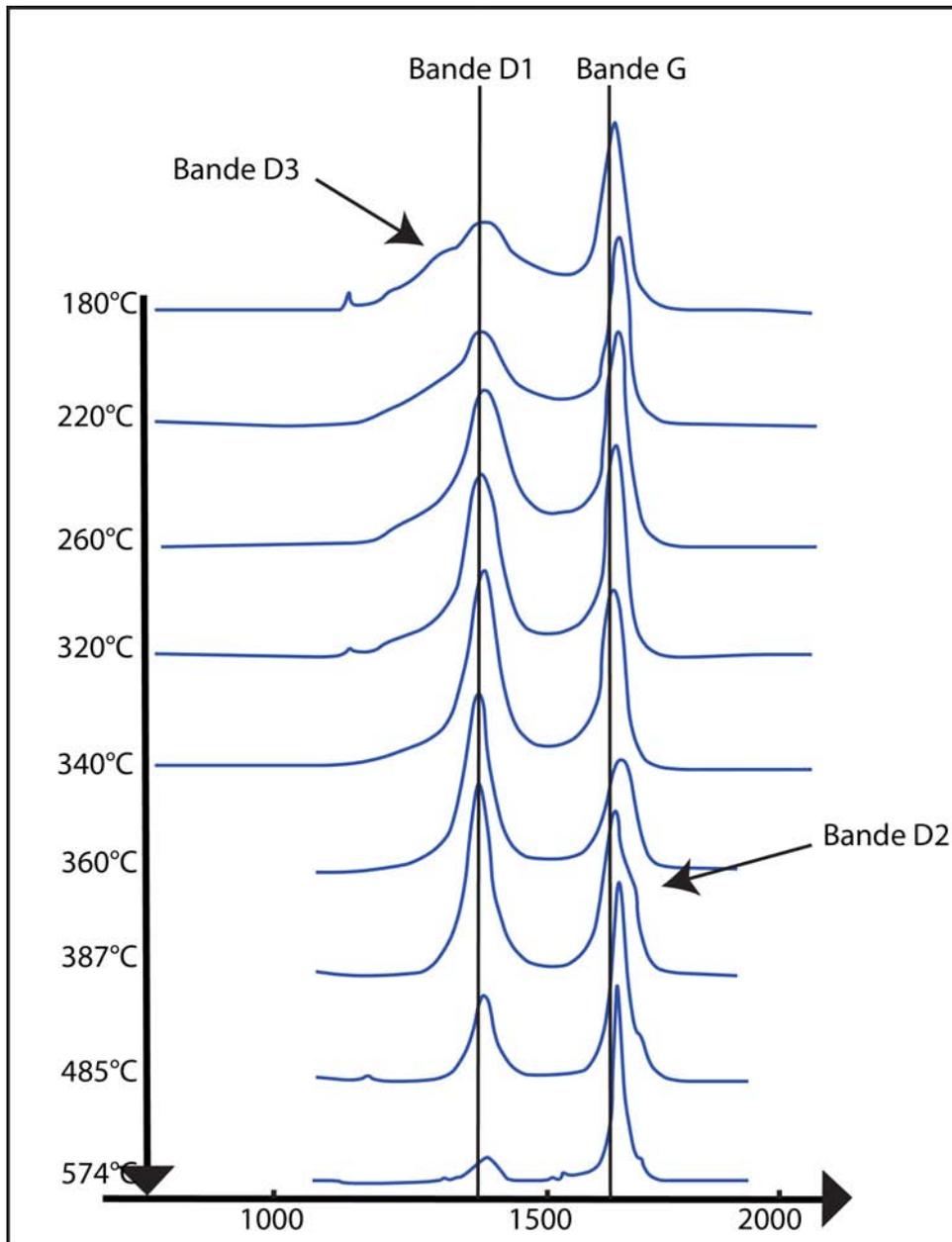


Figure 29 : Spectrométrie Raman de la matière carbonée : schéma de l'évolution des bandes en fonction de la température (Modifié d'après Abdeltif 2008).

Echantillon	Formations	T°C	$\Delta T^\circ\text{C}$	nombre de spectres	surface mesurée	qualité spectres
15TC01	Lias	338	13,5	15	lame mince	xx
15TC04	Lias	377	30,2	15	lame mince	xx
15TC05	Lias	348	10,2	15	lame mince	xxx
15TC12	Kimmeridgien	365	15,5	18	lame mince	xxx
15TC12	Kimmeridgien	365	15,5	18	lame mince	xxx
15TC14	Kimmeridgien	379	15,1	15	lame mince	xx
15TC16	Kimmeridgien	426	24	18	lame mince	xxx
15TC18	Kimmeridgien	427	25	15	lame mince	xx
15TC20	Kimmeridgien	433	35,2	25	lame mince	xxx
15TC21	Kimmeridgien	472	44,8	15	lame mince	xx
15TC24	Marnes St Suzanne	369	7,4	15	lame mince	xxx
15TC25	Neocomien	360	18,5	14	lame mince	xxx
15TC27	Kimmeridgien	355	7,3	15	lame mince	xxx
15TC29	Kimmeridgien	349	6,9	15	lame mince	x
15TC31	Callovo-Oxfordien	342	10,5	15	lame mince	xx
15TC33	Lias	351	11,4	15	lame mince	x
15TC33	Lias	351	11,4	15	lame mince	x
15TC35	Kimmeridgien	466	27,6	15	lame mince	xx
15TC37	Callovo-Oxfordien	453	38	15	lame mince	xxx
15TC41	Callovo-Oxfordien	371,5	17,7	15	lame mince	xxx
15TC43	Toarcien	382	23	15	lame mince	x
15TC45	Lias	354	16,4	15	lame mince	xx
15TC47	Callovo-Oxfordien	359	16,4	14	lame mince	x
15TC60	Albien	371	5	15	fragment	x
15TC63	Lias	385	28	15	fragment	xx
15TC68	Albien	382	10,4	15	fragment	x
15TC71	Albien	382	24	14	lame mince	x

Figure 30 : Tableau récapitulatif des données de spectrométrie Raman de la matière carbonée.

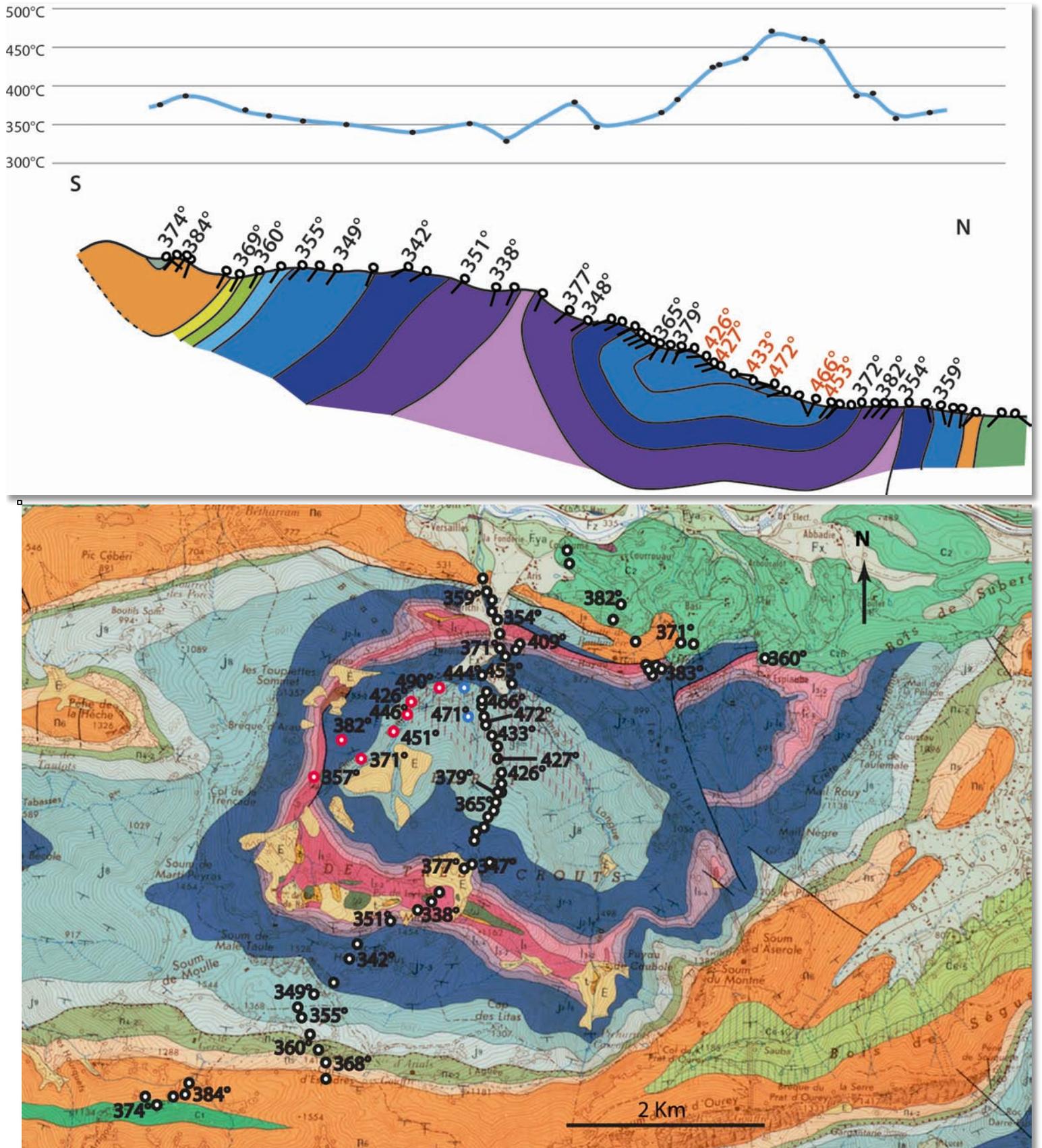


Figure 31 : Carte et coupe de la zone d'étude avec les paléo-températures maximales mesurées par spectrométrie Raman de la matière carbonée. Les températures représentées par un cercle rouge sont de M. Ducoux (com. pers.) et celles en bleu de Culaya (2015).

Les températures obtenues sont situées dans un intervalle allant de 340°C jusqu'à 472°C.

La distribution de ces températures est présentée sur Figure 31. Elle montre plusieurs caractéristiques principales :

- Une température relativement homogène en dehors de la partie nord du synclinal central. Ces températures sont situées entre 338°C (Lias à proximité du weld sud) et 385°C (Albien dans les deux synclinaux sud et nord). Cette gamme de températures est de l'ordre des incertitudes sur les mesures. On peut donc considérer ces températures comme relativement constantes. Cependant on peut quand même observer que les températures les plus basses sont surtout localisées dans le Jurassique du flanc sud alors que les températures les plus hautes (autour de 380°C) sont dans l'Albien et juste au-dessous de celui-ci (Urgonien au sud, Lias du weld nord au NE).
- La partie nord du synclinal central présente des températures nettement plus élevées, atteignant 472°C. En effet, on passe de 360-380°C à environ 430°C sur une distance de 200 m côté sud et de 371°C à 453°C sur une distance de 400 m côté nord, soit de très forts gradients de l'ordre de 200-250°C/km.
- Une température homogène de part et d'autre de l'érosion au nord de la structure qui montre que le pic température est postérieur au début de l'Albien
- Ces températures sont cohérentes avec celles de travaux précédents de Culaya (2015) et Ducoux (com. pers.). En particulier les 7 températures de Ducoux obtenues sur une coupe E-W montrent le même gradient que nos valeurs sur la coupe NS.

VIII- Synthèse et discussion

VIII.1/ Déformation

Le caractère essentiel de la déformation est la présence quasi-généralisée d'une foliation syn-métamorphique sub-parallèle à la stratification et donc affectée par le plissement.

L'origine d'une foliation parallèle à la stratification peut être expliquée de deux manières :

- Il peut s'agir d'une foliation liée à des plis de cisaillement, dans lesquels la foliation tend à se paralléliser à la stratification dans les flancs longs alors qu'elle lui est oblique autour de la charnière. Cependant, les plis d'échelle kilométrique des Chaînon Béarnais ne correspondent pas à cette géométrie de pli. De plus, la rareté et la non-homogénéité des critères de cisaillement rotationnel (cf. ci-dessous) n'est pas en faveur de cette origine.
- Alternativement, il peut s'agir d'une foliation précoce au plissement, le raccourcissement vertical étant obtenu sous l'effet de la charge sédimentaire (compaction) en contexte extensif syn-métamorphique. Cependant, (i) une activité des diapirs des Chaînon Béarnais dès la fin du Jurassique est déduite des érosions qui se développent dans le Néocomien (James et Canérot, 1999 ; Canérot et al., 2005) et (ii) des structures en éventail dans les séries albiennes montrent un plissement salifère actif dès le début de la sédimentation du Flysch Noir albien (Labaume et al., 2014). Une foliation anté-plissement apparaît donc paradoxale puisque cela impliquerait un métamorphisme très précoce, jamais décrit et surtout difficile à envisager dans le contexte géodynamique de la marge pyrénéenne. En effet, le métamorphisme HT-BP est lié au fort amincissement crustal qui ne s'est développé qu'à partir de l'Albien et a nécessité une couverture de flysch qui n'est devenue importante qu'à un stade avancé de l'extension (Clerc et al., 2015).

Une façon de dépasser ce paradoxe est de considérer que la foliation s'est développée dès le début du métamorphisme dans le courant de l'Albien, à un stade où le plissement restait de faible ampleur. Dans ces conditions, un régime en aplatissement a pu permettre le développement d'une foliation parallèle à la stratification dans des séries à pendage faible, la déformation étant guidée par l'anisotropie mécanique de la stratification. Cette anisotropie étant renforcée par la foliation, elle aurait ensuite empêché la formation d'une foliation oblique lors de l'accentuation des plis.

Seul un petit nombre d'échantillons témoigne d'une composante en cisaillement rotationnel parallèle à la foliation. La Figure 32 présente ces critères de cisaillement déterminés à partir de l'EBS, de l'étude des queues de cristallisation rotationnelles et des veines.

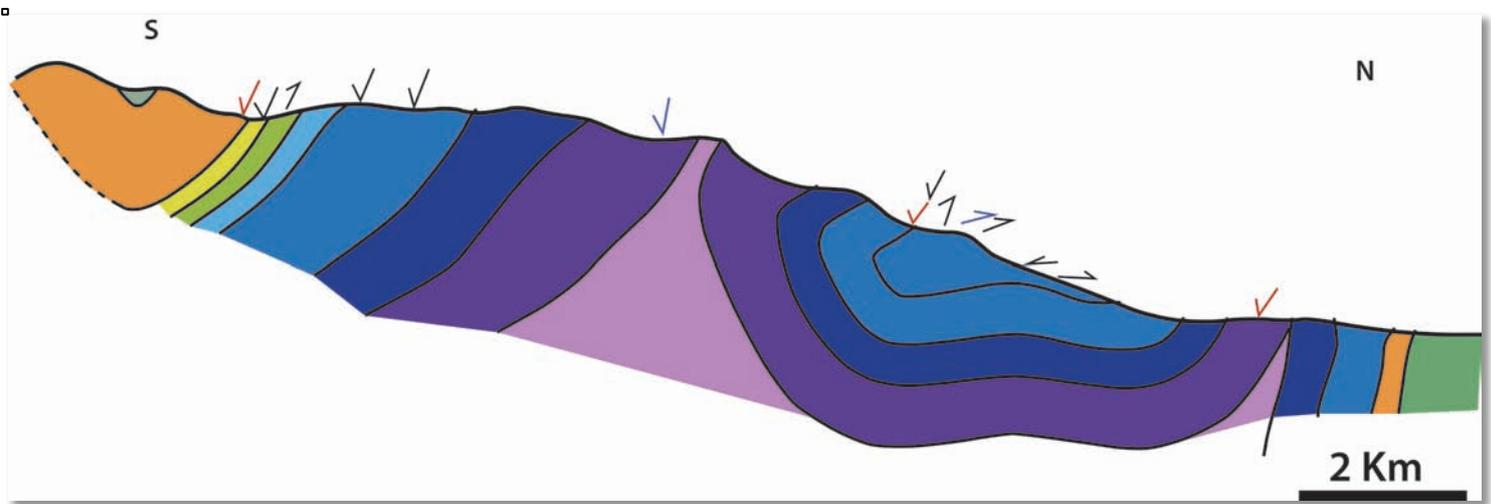
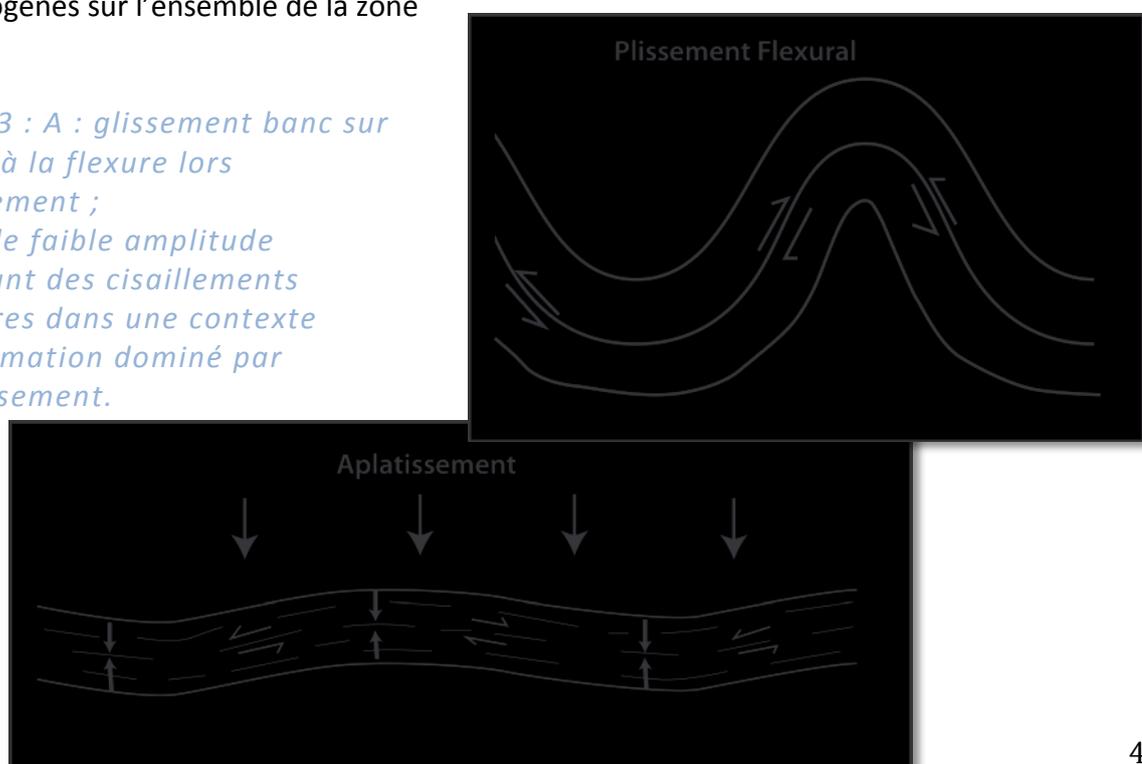


Figure 32 : Localisation des critères de cisaillement observés par les différentes méthodes utilisées dans cette étude. Les flèches indiquent le déplacement du bloc supérieur ; flèches noires : queues de cristallisation ; flèches bleues : veines ; flèches rouges : EBSD.

Les critères de cisaillement rotationnel sont homogènes dans le flanc sud du weld sud (à une exception près) et dans le flanc nord du synclinal central, avec un déplacement du toit vers le sud. Ces sens de cisaillement sont opposés à ceux qu'on aurait attendus d'un glissement banc sur banc résultant de la flexion liée au plissement (Figure 33A). Par contre, ces critères peuvent être compatibles avec un aplatissement sous l'effet de la charge sédimentaire agissant sur une série légèrement plissée et générant ainsi une composante de glissement gravitaire suivant des directions opposées au glissement banc sur banc du plissement flexural (Figure 33B). Par contre, les critères de cisaillement rotationnel sont contradictoires entre eux dans le synclinal central. Cette organisation hétérogène du cisaillement pourrait traduire l'accommodation d'une déformation complexe dans la structure fortement non-cylindrique du synclinal central.

Beaucoup d'échantillons présentent une linéation minérale et/ou une direction de glissement le long de l'axe cristallin $\langle a \rangle$ de la calcite (Figure 22). La composante d'aplatissement n'est donc pas radiale mais présente une direction préférentielle d'étirement. Cependant, ces directions ne sont pas homogènes sur l'ensemble de la zone

Figure 33 : A : glissement banc sur banc lié à la flexure lors du plissement ; B : plis de faible amplitude présentant des cisaillements gravitaires dans un contexte de déformation dominé par l'aplatissement.



d'étude (Figure 22). Les linéations minérales sont pour la plupart proches de N-S, sub-perpendiculaires aux plis traversés par la coupe, à l'exception de la zone de haute température du synclinal central où elles sont proches d'E-W. D'autre part, les directions de glissement des axes <a> de la calcite sont pour la plupart proches d'E-W.

Ainsi, les linéations minérales et directions des axes <a> ne sont pas homogènes, étant souvent orthogonales l'une à l'autre sur un même échantillon. Ces hétérogénéités sont aussi temporelles, puisque l'on a deux générations d'axes <a> au sein d'un même échantillon (TC50 : E-W pour les grains fins et N-S pour les grains grossiers). La mylonitisation de cet échantillon s'étant faite de manière rétrograde, on peut supposer que le glissement E-W a succédé au glissement N-S. De même, la coexistence d'une linéation minérale et d'une direction d'axes <a> orthogonales dans un même échantillon traduit probablement aussi une chronologie, même si celle-ci reste non déterminée et si les mécanismes permettant une telle coexistence restent mal compris. Enfin, on notera que des linéations minérales proches d'E-W à NW-SE ont été mesurées dans des secteurs proches de la zone d'étude, au nord dans l'anticlinal de Saint-Pé de Bigorre et au sud dans le flanc sud du synclinal sud (P. Labaume, com. pers.). L'ensemble de ces observations traduit ainsi une forte hétérogénéité du champ de déformation dans l'espace et dans le temps. Cette hétérogénéité est probablement liée aux hétérogénéités structurales locales créées par le plissement. Ainsi, on ne voit pas une direction générale de cisaillement et il est difficile à ce stade d'en déduire une cinématique régionale de la marge crétacée (et notamment la direction d'exhumation du manteau).

VIII.2/ Paleo-températures maximales

La haute température à l'origine du métamorphisme nord-pyrénéen est liée à l'amincissement crustal et à l'exhumation du manteau (Clerc et al., 2015). Ce métamorphisme a été accompagné d'un fort métasomatisme lié à des circulations de fluides vraisemblablement capables de véhiculer de la chaleur. En plus d'une source de chaleur, il est nécessaire d'avoir eu une couverture afin de conserver la chaleur et permettre le développement du métamorphisme : il s'agit des flyschs albien et des séries sus-jacentes du Crétacé supérieur.

Dans la zone étudiée, les paléo-températures maximales obtenues par spectrométrie Raman sont relativement homogènes autour de 360°C en dehors de la zone de plus haute température du synclinal central. Des températures équivalentes ont été trouvées dans la partie centrale des Chaînon Béarnais par Menant et al. (2016), ainsi que par Corre dans la partie occidentale (thèse RGF en cours). Suivant Menant et al. (2016), l'homogénéité de ces températures résulterait d'un plissement à haute température, avec des isothermes séquentiels aux plis. Ainsi les températures mesurées correspondraient à un paléo-isotherme post-plis exhumé par l'érosion. Cette hypothèse est appuyée par le fait qu'une étude paléomagnétique dans la partie centrale des Chaînon Béarnais a montré que le refroidissement au-dessous de 340°C s'est fait après que la plus grande partie du plissement ait été réalisée (Culaya, 2015). La notion de paléo-isotherme au niveau de la surface d'érosion actuelle est néanmoins à relativiser si on considère la variabilité des températures obtenues et l'importante marge d'incertitude qui est liée à la spectrométrie Raman.

L'anomalie thermique du synclinal central est quant à elle caractérisée par de très forts gradients latéraux par rapport aux zones voisines, de l'ordre de 200-250°C/km. En contexte diapirique, on sait que le déplacement du sel peut créer des anomalies de température au sommet du diapir

(Mello et al., 1995). Ainsi, le synclinal central de Tres Crouts pourrait correspondre à la partie haute d'un diapir, affaissée ultérieurement. Cependant, les anomalies connues dans les diapirs sont de l'ordre de quelques dizaines de degrés (Mello et al., 1995), bien inférieures à celle observée ici.

On peut se poser la question de savoir si, dans un contexte diapirique en climat métamorphique, des masses de sel surchauffées au contact du socle (bas de marge continentale ou manteau exhumé) auraient pu remonter dans le diapir et provoquer les températures enregistrées dans la série carbonatée (Figure 34, gauche, cf commentaires sur la figure).

Une explication alternative serait que cette anomalie se soit à l'inverse formée dans une zone où aurait été réalisée, de manière temporaire pendant l'histoire extensive, une soudure (weld) de la couverture mézosoïque sur le socle ou le manteau exhumé en bas de marge (Figure 34, droite). Cette hypothèse va dans le sens des travaux de Corre dans la partie occidentale des Chaînes Béarnais qui montre qu'il y a eu localement des welds entre les carbonates et les lherzolites (Corre et al., 2016), associés à des anomalies thermiques similaires à celle de Tres Crouts (Corre, com. pers., thèse RGF en cours). De même, dans la partie centrale des Chaînes, la plus haute température mesurée, de 420°C, l'a été dans des carbonates du Lias au contact direct de la lherzolite de Moncaup (Menant et al., 2016).

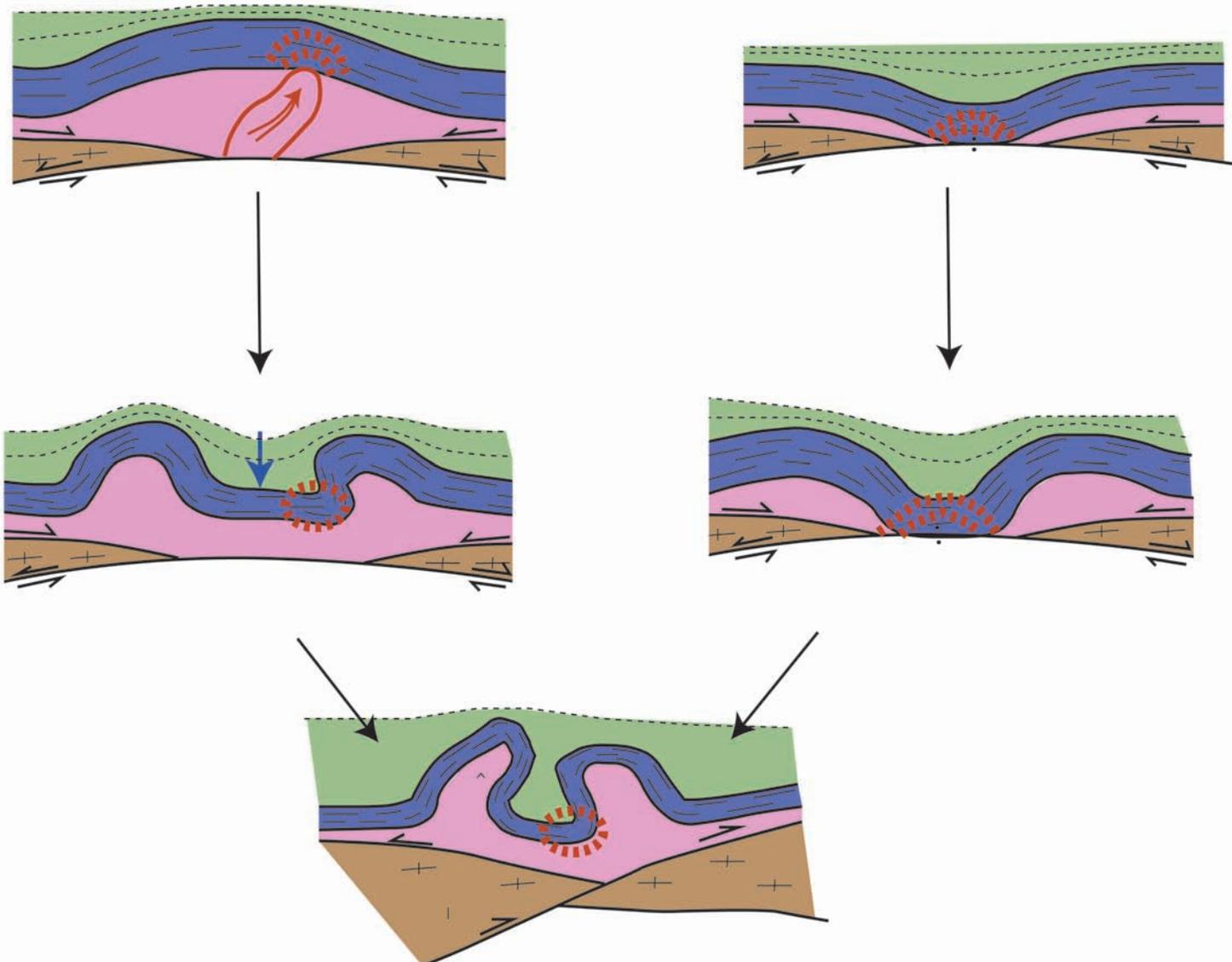


Figure 34 : Hypothèses sur l'origine de l'anomalie thermique du synclinal central de la structure de Tres Crouts : gauche : remonté d'une masse de sel chaud ; droite : soudure entre le socle ou manteau et la couverture. Dans les deux cas, la source de chaleur est le socle continental étiré ou le manteau exhumé en bas de marge.

VIII.3/ Synthèse de l'évolution thermo-tectonique

Les différents aspects discutés dans cette étude peuvent être synthétisés pour retracer l'histoire thermo-tectonique de la structure de Tres Crouts.

Le calendrier de l'évolution structurale peut être contraint par quatre températures :

- Les Chaînons Béarnais ont été un domaine de sédimentation de plate-forme jusqu'à la fin de l'Aptien. On peut donc faire l'hypothèse d'un gradient géothermique relativement normal avec une température de l'ordre d'une cinquantaine de degrés dans la série jurassique.
- Le paléomagnétisme indique que le refroidissement sous 340°C est intervenu lors d'une période à polarité magnétique inverse (Culaya, 2015). La haute température a nécessairement été acquise après le début de l'Albien, pendant la longue période à polarité normale du milieu du Crétacé qui se termine à la fin du Santonien. Le refroidissement au-dessous de 340°C est donc postérieur au Santonien.
- La thermochronologie a montré que le refroidissement de la série des Chaînons Béarnais au-dessous de 200°C s'est fait au cours de l'Eocène (Bosch et al., 2016).

On peut alors proposer le scénario illustré par la Figure 35.

Lors de la subsidence albiennaise associée à la formation de la marge extensive, le plissement est encore de faible amplitude au début du métamorphisme. La déformation se fait suivant un régime dominé par l'aplatissement et guidé par la stratification, permettant le parallélisme entre la stratification et la foliation.

L'intensification du plissement, liée au diapirisme et au glissement sur la marge de la série de couverture décollée, est réalisée sous haute température pendant les stades plus avancés de l'extension. L'anomalie de plus haute température est liée soit à la soudure entre le socle ou manteau et la couverture mésozoïque (hypothèse retenue sur la Figure 34), soit à une remontée de sel surchauffé au cœur du diapir (fig. 33, gauche).

L'essentiel du plissement est acquis avant la fin du Santonien, après lequel intervient le refroidissement sous 340°C. Le plissement a donc été réalisé en plus grande partie en contexte extensif, le refroidissement sous 340°C n'intervenant pas avant le début de la compression pyrénéenne. Celle-ci entraîne un basculement vers le nord du socle et le resserrage des structures diapiriques, ainsi que cela est déduit de la construction des coupes géologiques (Labaume et al., 2014 ; Teixell et al., 2016) et des mesures paléomagnétiques, ces dernières montrant un basculement postérieur au refroidissement sous 340°C (Culaya, 2015).

C'est au cours de la compression pyrénéenne qu'est intervenue la cristallisation rétro-morphique des chlorites (260°C) qui remplissent les pseudomorphoses de scapolite, avant le refroidissement au-dessous de 200°C à l'Eocène.

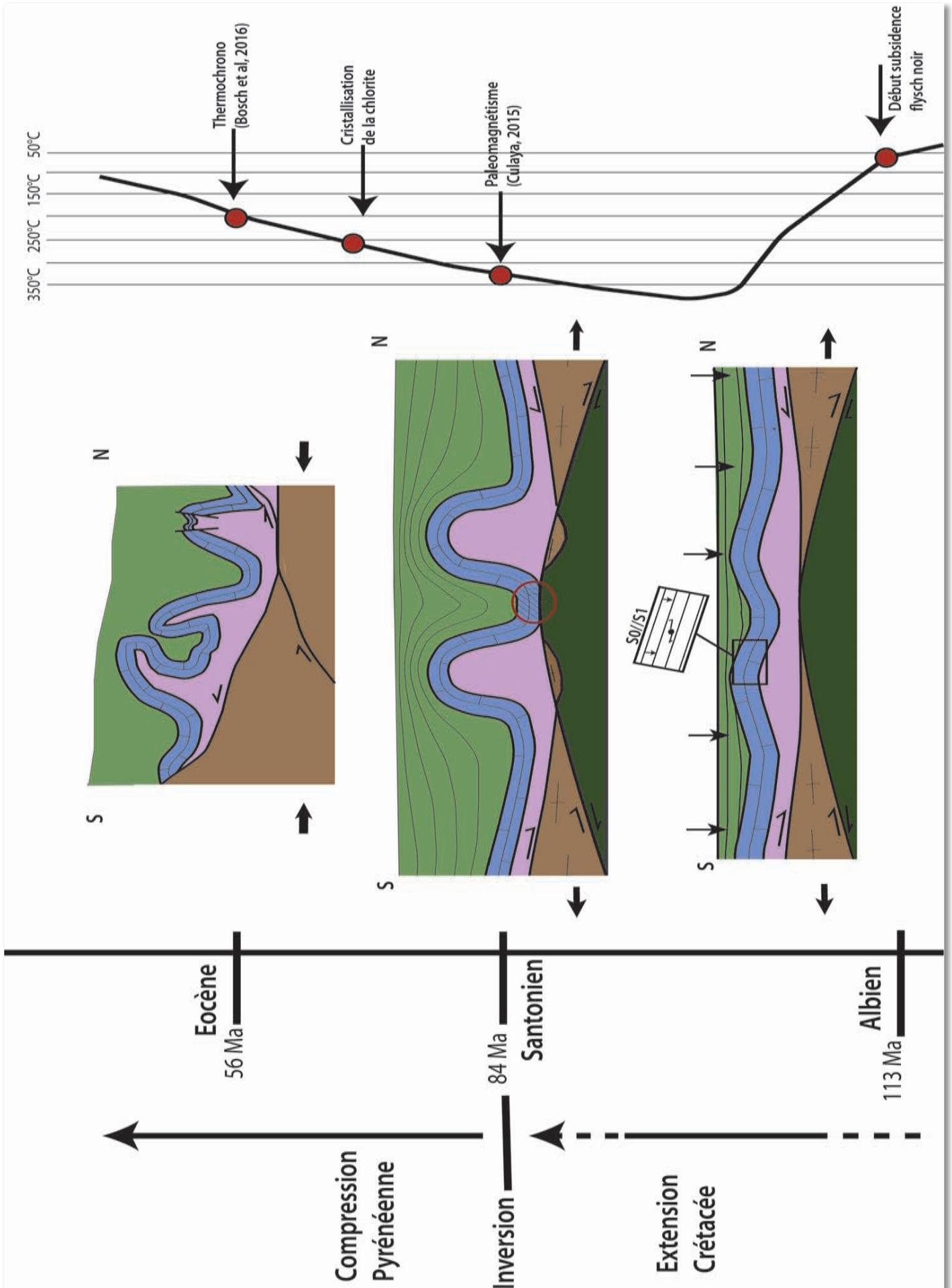


Figure 35 : Evolution thermotectonique de la structure de Tres Crouts.

IX-Conclusion

L'étude de la déformation dans la structure salifère de Tres Crouts a permis de caractériser une foliation syn-métamorphique parallèle à la stratification développée dans un régime dominé par l'aplatissement en contexte extensif. Les critères de cisaillement rotationnel sont peu développés et ne montrent pas de direction homogène.

On a également montré l'existence fréquente d'une linéation minérale et/ou d'une orientation préférentielle des axes <a> de la calcite indiquant des directions d'extension variables. On observe deux directions principales perpendiculaires (environ N-S et E-W) à l'échelle de la structure et souvent au sein d'un même échantillon, traduisant une hétérogénéité spatiale et temporelle du champ de déformation.

A l'exception des fortes températures (470°C) dans le synclinal central de la structure, les paléotempératures mesurées sont relativement homogènes autour de 360°C et peuvent être la conséquence de l'exhumation d'un paléo-isotherme séquent au plissement. La présence de scapolites, micas blancs et chlorite, caractéristique du métamorphisme HT-BP dans le faciès schiste vert, est compatible avec cette gamme de températures. L'anomalie de température du synclinal central est très supérieure à celles classiquement liées au diapirisme. Une hypothèse alternative pour son origine pourrait être une soudure (weld) temporaire entre les carbonates de la couverture mésozoïque et le socle du bas de marge ou le manteau exhumé lors de l'extension crétacée.

Nous proposons une chronologie structurale dans laquelle le développement de la foliation syn-métamorphique a débuté à l'Albien alors que le plissement était peu évolué. Le plissement diapirique s'est intensifié, de même que la température, lors du glissement de la série mésozoïque sur la marge, jusqu'à la reprise des diapirs lors de la compression pyrénéenne qui marque le début du refroidissement. Une rétro-morphose à chlorite s'est développée lors de ce refroidissement.

L'hétérogénéité du champ de déformation mise en évidence semble au moins en partie liée au développement de la structure kilométrique non-cylindrique de Tres Crouts et ne permet pas de déduire une direction d'extension directement liée à l'étirement de la marge et à l'exhumation mantellique. Afin de mieux comprendre cette hétérogénéité, il faudrait élargir l'étude aux flancs est et ouest de la structure, d'orientation différente des flancs nord et sud étudiés dans ce travail. Il faudrait aussi réaliser une étude plus poussée sur les relations entre la linéation minérale et la fabrique cristalline afin de préciser les mécanismes de déformation mis en jeu. Une telle étude devrait être étendue à l'ensemble des Chaînon pour mieux faire la part entre le rôle dans la déformation des structures locales et celui de la cinématique d'ensemble de la marge.

Enfin, une étude gravimétrique pourrait être réalisée dans le synclinal central de la structure afin de préciser sa structure profonde et d'y tester l'éventuelle présence d'une lherzolite qui appuierait l'hypothèse d'un weld basal au Crétacé. Cependant, la présence fréquente de blocs d'ophites au niveau des welds est à prendre compte afin de vérifier la faisabilité d'une telle étude.

X-Bibliographie

- Aerden, D.G.A.M.,1996. The pyrite-type strain fringes from Lourdes (France): indicators of Alpine thrust kinematics in the Pyrenees. *J Struct Geol.*, 18, 75–91.
- Austin, N., Evans, B., Herwegh, M., et Ebert, A., 2008. Strain localization in the Morcles nappe (Helvetic Alps, Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 341–360.
- Beutner, E. C., et Diegel, F. A., 1985. Determination of fold kinematics from syntectonic fibers in pressure shadows, Martinsburg slate, New Jersey. *American Journal of Science*, 285, 16–50.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., et Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 859–871.
- Beysac, O., Goffé, B., Petitet, J.-P., Froigneux, E., Moreau, M., et Rouzaud, J.-N., 2003. On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 59, 2267–2276.
- Bosch, G.V., Teixell, A, Jolivet, M., et Labaume, P.,2016. Record of Eocene-Miocene thrusting in the western Axial Zone and Chaînons Béarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. *C.R Geoscience*, 348, 246-256.
- Canérot, J.,Hudec, M., et Rockenbauch, K., 2005. Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: Salt tectonics on a transform plate boundary. *AAPG Bulletin*, 89, 211-229.
- Castéras,M,..., et al.,1970. Oloron Sainte-Marie, carte géologique de la France, 1/50 000, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.
- Castéras, M.,1974. L'accident frontal de la zone axiale sur le versant nord des Pyrénées, Congrès Soc. Savantes, Sciences II.
- Choukroune, P.,et Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées: Sur le fonctionnement de la faille transformante nord-Pyrénéenne; comparaisons avec les modèles actuels. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 20, 689–700.
- Choukroune, P., et Séguret, M., 1973. Carte structurale des Pyrénées. Laboratoire de géologie structurale, Montpellier.
- Clerc, C., 2012. Evolution du domaine Nord-Pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée: un analogue pour les marges passives, Thèse Sciences de la Terre, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, HAL Id: tel-00787952
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E. et de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin, *Solid Earth*, 6, 643–668.
- Clerc, C. et Lagabrielle, Y.,2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins, *Tectonics*, 33, 1340-1359.
- Corre, B., Lagabrielle, Y.,et Labaume, P.,2016. Deformation associated to mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: new constraints from the Sarailié Massif (Chaînons Béarnais, North Pyrenean Zone). *C.R Geoscience* 348,279-289.
- Culaya,J -B., 2015. Géométrie de dépôt et température d'enfouissement de l'Albien dans les Chaînons Béarnais. L'exemple de la Vallée d'Ossau. Stage de Master, Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- Dauteuil, O., et Ricou, L.E., 1989. Une circulation de fluides de haute température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-Pyrénéen. *Geodinamica Acta*, 3, 237–250.
- De Bresser, J.H.P., et Spiers, C.J., 1993. Strength characteristics of the r, f, and c slip systems in calcite. *J. Geophys. Res.*, 98, 6397–6409.
- De Bresser, J.H.P., et Spiers, C.J., 1997. Strength characteristics of the r, f, and c slip systems in calcite. *Tectonophysics*, 272, 1–23.
- Debroas, E.-J., 1990. Le flysch noir albo-cenomanien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 273–285.
- Debroas, E.-J., Canérot, J., et Billotte, M., 2010. Les brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du

manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vraconnien- cénomaniens inférieur (zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France). *Géologie de la France*, 2, 53–63.

- Golberg, J.-M., et Leyreloup, A.-F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 194–207.

- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., et Vieillard, P., 2009. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedre. *Clays and Clay Minerals*, 57, 371-382.

- James, V., et Canérot, J., 1999. Diapirism and post-triassic structural development of the western Pyrenees and southern Aquitaine. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92, 63-72

- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L.L., et Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28, TC4012, doi:10.1029/2008TC002406.

- Labaume, P., et Teixell, A., 2014. Croissance et compression de diapirs dans le domaine nord-pyrénéen (Chaînons Béarnais): de l'hyper-extension mi-crétacée à l'inversion pyrénéenne. Réunion des Sciences de la Terre, Pau.

- Lagabrielle, Y., et Bodinier, J.-L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova* 20, 11–21.

- Lagabrielle, Y., Labaume, P., et de St Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Lherzolite bodies. *Tectonics* 29, TC4012, doi:10.1029/2009TC002588.

- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., et Goffé, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova* 22, 354–360.

- Leiss, B., et Molli, G., 2003. "High-temperature" texture in naturally deformed Carrara marble from the Alpi Apuane, Italy. *Journal of Structural Geology*, 25, 649–658.

- Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., et Flament, J.M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin : the example of the Arzacq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *Int J Earth Sci. (Geol Rundsch)* DOI 10.1007/s00531-014-1023-8.

- Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne des Pyrénées. *Revue Géogr. phys. Géol. dyn.*, 10, 3–12.

- Mello, T., 1995. Role of salt in restraining the maturation of subsalt source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 697-716.

- Menant, A., Aubourg, C., Callot, J.P., Lechantre, J., Culaya, J.-B., Hoareau, G., Péré, E., Labaume, P., et Ducoux, M., 2016. Salt tectonics and thermal imprint along an inverted massive margin : the Montcaou anticline, Chaînons Béarnais, North Pyrenean zone. Poster EGU 2016.

- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall, London, UK, 235-246.

- Olivet, J. L., 1996. La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 20, 131- 195.

- Schmid, S.M., et Panozzo, R., 1987. Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *Journal of Structural Geology*, 9, 747-778.

- Serrano, O., Delmas, J., Hanot, F., Vially, R., Herbin, J.-P., Houel, P., et Tourlière, B., 2006. Le bassin d'Aquitaine : valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier. Ed. BRGM.

- Souquet, P., Debros, E.-J., Boirie, J.-M., Pons, P., Fixari, G., Roux, J.-C., Dol, J., Thieuloy, J.-P., Bonnemaïson, M., Manivit, H., et Peybernes B., 1985. Le groupe du flysch noir (Albo-Cénomaniens) dans les Pyrénées. *Soc. Nat. Elf Aquitaine*, 9, 183-252.

- Spencer, S., 1991. The use of syntectonic fibres to determine strain estimates and deformation paths: an appraisal. *Tectonophysics*, 194, 13–34 .

- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17, 395-406.

- Teixell, A., Labaume, P., et Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: inferences from a new kinematic scenario. *C.R Geoscience*, 348,257-267.
- Trullenque, G., Kunze, K., Heilbronner, R., Stünitz, H., et Schmid, S.M., 2006. Microfabrics of calcite ultramylonites as records of coaxial and non-coaxial deformation kinematics: Examples from the Rocher de l'Yret shear zone (Western Alps). *Tectonophysics*, 424, 69–97.
- Vauchez, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., et Mainprice, D., 2014. Pre-orogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees - France). *Tectonophysics*, 32, 95-106.
- Vergés, J., Fernández, M., et Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post- collisional evolution. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 57-76.

Annexes

Annexe 1 : tableau récapitulatif des différents affleurement et échantillons prélevés. Sigles des formations : cf. carte géologique BRGM Oloron Sainte-Marie (Castéras, 1970)

ID	latitude	longitude	lithologie	dip dir	dip	formation	Nmb d'échanton
1	43.06178103	-0.17120901	calcaire	189	69	L1	1
2	43.06197947	-0.1694385	brèche	169	57	L1	1
3	43.0629729	-0.16870064	brèche	149	56	L1	1
4	43.06519029	-0.16455428	calcaire	203	42	Lias	1
5	43.06538726	-0.16344057	calcaire	171	27	J2-16	1
6	43.06597726	-0.16243064	dolomie	183	21	J7-3	1
7	43.06849997	-0.16320563	dolomie	228	26	J7-3	1
8	43.0693162	-0.16269945	calcaire	274	18	J8	1
9	43.06947822	-0.16204767	marbre	254	22	J8	1
10	43.06997132	-0.16178775	calcaire	241	22	J8	1
11	43.07079166	-0.16092768	calcaire	135	18	J8	1
12	43.07150639	-0.16051697	calcaire	173	49	J8	2
13	43.072	0.160306	calcaire	223	66	J8	1
14	43.07250719	-0.16039685	calcaire	214	57	J8	1
15	43.07329144	-0.16012687	calcaire	194	15	J8	1
16	43.07420733	-0.16020264	calcaire	176	4	J8	1
17	43.07532992	-0.16074294	calcaire	226	5	J8	1
18	43.07533796	-0.16071352	argile	272	6	J8	1
19	43.07678103	-0.16068662	calcaire	355	5	J8	1
20	43.07784637	-0.16130839	calcaire	328	21	J8	1
21	43.07924598	-0.16191247	calcaire	256	12	J8	1
22	43.07944476	-0.16245076	dolomie	260	12	J8	1
23	43.04585885	-0.18124575	calcaire	180	52	N6	1
24	43.04631001	-0.18126377	marne	175	59	N5	1
25	43.04791657	-0.18272918	calcaire	179	50	N4-2	2
26	43.04911753	-0.18383693	dolomie	209	45	J9	1
27	43.05071512	-0.18563393	calcaire	190	44	J8	1
28	43.05198087	-0.18627221	calcaire	183	47	J8	1
29	43.05307659	-0.18329764	calcaire	187	50	J8	1
30	43.05464334	-0.18100737	calcaire	190	66	J8	1
31	43.05653073	-0.1795868	dolomie	186	25	J7-3	1
32	43.05755986	-0.17814109	dolomie	179	37	J7-3	1
33	43.06028134	-0.17456487	dolomie	168	37	J2-16	1

34	43.08104206	-0.16256785	calcaire	14	57		1
35	43.08188138	-0.1627282	calcaire	205	61	J8	1
36	43.08266249	-0.16315542	calcaire	172	48	J8	2
37	43.08380809	-0.16378054	calcaire	175	51	J8	1
38	43.08233	0.159194	calcaire	315	23	J8	1
39	43.08284253	-0.15928801	dolomie	252	14	J7-3	1
40	43.08592489	-0.16022796	dolomie	79	40	J7-3	1
41	43.08694724	-0.16094034	dolomie	330	36	J7-3	1
42	43.08674955	-0.15927988	calcaire	185	61	J2-16	1
43	43.08720955	-0.15903915	pelite	194	47	L5	1
44	43.08761565	-0.16106741	marbre	201	42	Lias	1
45	43.08897	0.161528	dolomie	234	34	J7-3	1
46	43.08965405	-0.16184391	dolomie	10	81	J7-3	1
47	43.09109007	-0.16283205	calcaire	347	83	J8	1
48	43.09126195	-0.16301494	dolomie	169	76	J8	1
49	43.09184051	-0.1631571	calcaire	167	69	J8	1
50	43.09318375	-0.16342297	calcaire	196	44	N6	2
51	43.0426222222 222	0.2038944	calcaire	204	24	N6	1
52	43.0428	0.2024194	argile	333	32	C1	1
53	43.0427666666 667	0.201377	calcaire	185	55	N6	1
54	43.042525	0.2011194	calcaire	154	24	N6	1
55	43.0425416666 667	0.1999861	calcaire	183	47	N6	1
56	43.043075	0.1997194	calcaire	7	25	N6	1
57	43.0435027777 778	0.199194	calcaire	216	61	N6	1
58	43.0433333333 333	0.19916	calcaire	133	59	N6	1
59	43.08725	0.1358416	calcaire	50	49	C1	1
60	43.0872861111 111	0.1374611	calcaire	4	37	C1	1
61	43.0858527777 778	0.141388	calcaire	23	42	C1	1
62	43.0850861111 111	0.1407583	calcaire	249	61	C1	1
63	43.0850111111 111	0.140561	calcaire	348	53	C1	1
64	43.0852638888 889	0.140283	calcaire	6	73	C1	1
65	43.0852916666 667	0.1397138	calcaire	288	35	C1	1
66	43.0961055555 556	0.1538416	calcaire	306	36	C1	1

67	43.094525	0.153175	calcaire	189	48	C1	1
68	43.0907638888 889	0.1460916	calcaire	210	8	C1	1
69	43.0877944444 444	0.1438777	calcaire	302	57	N6	1
70	43.0891666666 667	0.14638055	calcaire	38	72	C1	1
71	43.0858416666 667	0.12584166	brèche			C1	1

Annexe 2A : Analyses microsonde échantillon TC20

	quartz	chlorite	micas	dolomie	chlorite	calcite	calcite	dolomie	chlorite	micas	micas	chlorite
	1 / 1	2 / 1	3 / 1	4 / 1	5 / 1	6 / 1	7 / 1	8 / 1	9 / 1	10 / 1	11 / 1	12 / 1
F	0,05	0,51	0,47	0,03	0,35	0,00	0,03	0,00	0,86	0,49	0,69	0,56
Al2O3	0,12	17,92	28,21	0,05	19,04	0,02	0,01	0,02	18,56	27,37	25,74	18,18
SiO2	101,48	32,22	53,26	0,13	31,51	0,12	0,08	0,05	32,08	52,50	50,15	31,87
Cr2O3	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05
TiO2	0,00	0,02	0,17	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,12	0,00
Na2O	0,00	0,01	0,16	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,13	0,10	0,01
MgO	0,02	32,23	3,39	20,21	32,18	0,91	0,74	16,78	31,64	3,77	6,04	32,47
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
FeO	0,03	0,43	0,05	0,06	0,44	0,02	0,03	0,21	0,41	0,03	0,07	0,37
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K2O	0,05	0,02	9,38	0,01	0,00	0,08	0,05	0,01	0,57	8,40	8,33	0,02
CaO	0,12	0,05	0,33	31,92	0,16	58,11	57,82	28,99	1,61	0,09	2,48	0,17
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,01	0,01	0,01	0,10	0,00	0,14	0,14	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00
SO2	0,05	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,04	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02
Total	101,99	83,47	95,46	52,57	83,73	59,44	59,02	46,17	85,81	92,86	93,77	83,72

	dolomie	dolomie	calcite	quartz	micas	calcite	micas	dolomie	micas	chlorite	micas	calcite
	13 / 1	14 / 1	15 / 1	16 / 1	17 / 1	18 / 1	19 / 1	20 / 1	21 / 1	22 / 1	23 / 1	24 / 1
F	0,00	0,00	0,00	0,05	0,59	0,00	0,34	0,06	0,47	0,67	0,84	0,14
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	23,66	0,00	28,02	0,21	27,44	17,78	23,44	1,11
SiO2	0,12	0,09	0,07	101,93	52,40	0,06	52,30	0,29	54,87	33,38	51,83	1,70
Cr2O3	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,03	0,02	0,00
TiO2	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,67	0,02	0,00	0,02	0,01
Na2O	0,01	0,01	0,04	0,00	0,15	0,03	0,17	0,00	0,13	0,00	0,16	0,03
MgO	21,72	18,31	1,04	0,00	7,58	1,14	2,60	21,19	3,18	32,37	7,77	0,29
MnO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,20	0,14	0,07	0,01	0,03	0,05	0,04	0,11	0,05	0,42	0,12	0,02
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K2O	0,01	0,03	0,04	0,01	10,03	0,01	9,92	0,04	9,41	0,06	9,52	0,53
CaO	32,89	38,85	58,33	0,11	0,07	58,11	0,04	31,91	0,06	0,02	0,00	57,37
NiO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,09	0,10	0,17	0,00	0,00	0,15	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,16
SO2	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	55,10	57,55	59,83	102,13	94,59	59,57	93,46	54,64	95,64	84,73	93,73	61,35

	?	calcite	chlorite	quartz	dolomie
	25 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .
F	0,15	0,00	0,67	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	11,19	0,21	18,50	1,97	0,00
SiO ₂	14,55	0,67	32,24	95,29	0,10
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00
TiO ₂	0,06	0,01	0,00	0,00	0,03
Na ₂ O	1,07	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	4,73	1,13	32,78	3,76	20,81
MnO	0,03	0,02	0,00	0,01	0,02
FeO	0,29	0,08	0,45	0,08	0,14
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,37	0,38	0,01	0,03	0,01
CaO	34,54	57,56	0,17	0,19	32,50
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,07	0,15	0,00	0,00	0,50
SO ₂	0,12	0,03	0,01	0,02	0,00
Total	67,18	60,28	84,83	101,44	54,11

Annexe 2B : Analyses microsonde échantillon TC21

	chlorite	quartz	?	?	quartz	micas	calcite	quartz	chlorite
	30 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .	34 / 1 .	35 / 1 .	36 / 1 .	37 / 1 .	38 / 1 .
F	0,58	0,11	0,32	0,85	0,03	0,24	0,10	0,03	0,38
Al ₂ O ₃	18,12	0,00	22,91	18,52	0,12	22,35	1,27	0,69	18,81
SiO ₂	31,92	101,79	45,38	32,49	100,07	66,75	2,76	99,44	35,49
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,09	0,02	0,04	0,00
Na ₂ O	0,02	0,01	0,12	0,00	0,00	0,11	0,00	0,03	0,03
MgO	31,74	0,00	13,27	32,27	0,05	2,59	3,13	0,39	27,88
MnO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03
FeO	0,39	0,00	1,14	0,42	0,01	0,02	0,02	0,03	0,45
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	0,02	0,01	6,66	0,05	0,05	9,42	0,08	0,21	0,67
CaO	0,87	0,00	0,31	0,24	1,12	0,30	53,22	0,25	0,50
NiO	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00
SO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	83,71	101,99	90,19	84,87	101,48	101,94	60,77	101,12	84,28

	chlorite	chlorite	quartz	?	?	chlorite	quartz	quartz
	39 / 1 .	40 / 1 .	41 / 1 .	42 / 1 .	43 / 1 .	44 / 1 .	45 / 1 .	46 / 1 .
F	0,67	0,73	0,21	0,24	0,06	0,53	0,00	0,1
Al2O3	16,76	18,91	0,90	4,82	9,35	18,27	0,01	1,4
SiO2	29,46	31,86	97,21	8,35	18,07	32,66	100,86	95,2
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,0
TiO2	0,06	0,04	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,0
Na2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,07	0,04	0,00	0,0
MgO	29,01	32,47	1,52	9,97	2,18	33,08	0,01	2,6
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,0
FeO	1,26	0,48	0,05	1,35	0,73	0,42	0,02	0,0
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0
K2O	0,05	0,01	0,03	0,10	2,07	0,01	0,00	0,0
CaO	7,05	0,22	0,11	41,98	37,24	0,22	0,31	0,1
NiO	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,0
P2O5	0,02	0,00	0,00	0,13	0,07	0,01	0,00	0,0
SO2	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,0
Total	84,39	84,75	100,04	66,97	69,94	85,34	101,26	99,6