

MANUSCRIT DE MASTER :

Bilau Antonin

M2-Géoressources

Signature géochimique des fluides associés au rejeu extensif du Front Pennique (Alpes Occidentales) : implications pour la datation des failles.

Février – Juin 2019



Photographie de la face Nord de la vallée du Fournel vue depuis la Crête des Près des Bancs prise par Thierry Dumont, Août 2018.

En collaboration avec le laboratoire GEOPS de Orsay.
Projet financé par le RGF-BRGM.



Année 2019

Master Sciences de la Terre et des planètes, Environnement

Attestation de non plagiat

Je soussigné(e) (Prénom NOM)

Antonin Bilan

Auteur du mémoire (Titre)

Signature géochimique des fluides associés au régime caténaux du Front
Permien (Alpes occidentales) : implications pour la datation des failles.

Déclare sur l'honneur que ce mémoire est le fruit d'un travail personnel et que je n'ai ni contrefait, ni falsifié, ni copié tout ou partie de l'œuvre d'autrui afin de la faire passer pour la mienne.

Toutes les sources d'information utilisées et les citations d'auteur ont été mentionnées conformément aux usages en vigueur.

Je suis conscient(e) que le fait de ne pas citer une source ou de ne pas la citer clairement et complètement est constitutif de plagiat, et que le plagiat est considéré comme une faute grave au sein de l'Université, pouvant être sévèrement sanctionnée par la loi.

Fait à Gières,

Le 13/06/2019

Signature de l'étudiant(e)



Table des matières

Résumé.....	2
1. Introduction et problématique scientifique.....	3
2 Contexte géologique.....	4
2.1 Les Alpes Occidentales.....	4
2.2 Zone d'étude.....	6
3. Méthodes.....	7
4. Résultats.....	7
4.1 Analyse de la micro-tectonique.....	7
4.1.1 Localisations des sites d'études.....	8
4.1.2 Interprétation globale.....	13
4.2 Caractérisation pétrologique des structures.....	14
4.2.1 Description des lames.....	15
4.2.2 Chronologie de la déformation.....	19
4.3 Isotopie stable.....	20
4.4 Datations.....	22
4.4.1 Ages (U-Th-Sm)/He sur hématite.....	22
4.4.2 Datation U-Pb sur calcite.....	22
5. Discussion.....	23
5.1 Origine des fluides liés à l'inversion du FP.....	23
5.2 Signification des datations He sur hématite.....	25
5.3 Evolution géodynamique de la zone du FP.....	25
6. Conclusion.....	27
Bibliographie.....	28
Annexes	31

Résumé

Actuellement, à l'arrière de la structure chevauchante majeure des Alpes Occidentales, le Front Pennique, qui place les zones internes sur le domaine externe, un régime sismotectonique décrocho-extensif incompatible avec le chevauchement est observé. Cette étude pluridisciplinaire vise d'une part à caractériser les structures extensives associées au rejeu du Front Pennique (faisceau de faille de la Haute-Durance) afin d'obtenir une chronologie de la déformation et d'autre part à déterminer la signature géochimique des fluides piégés lors de la cristallisation des calcites. Cette étude géochimique a permis également d'évaluer la faisabilité de datations U-Pb sur calcite. En complément, des âges ont été obtenus par l'utilisation de la méthode (U-Th-Sm)/He sur hématite. Des analyses (1) isotopes stables $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, (2) composition en éléments majeurs et traces et (3) des datations ont été effectuées en collaboration avec le laboratoire GEOPS (GEOsciences Paris Sud). Les résultats de l'isotopie stable montrent des signatures $\delta^{18}\text{O}$ très négatives (jusqu'à -23 ‰). Les fluides associés aux structures extensives précoces présentent des signatures isotopiques proches de celles de la roche traduisant un équilibre du fluide avec l'encaissant. En revanche les fluides associés aux fonctionnements des failles majeures montrent des signatures isotopiques de fluides métamorphiques. L'utilisation de la méthode (U-Th-Sm)/He sur hématite a livrée trois âges à $14,8 \pm 0,9$ Ma ; $2,4 \pm 0,1$ Ma et $1,5 \pm 0,1$ Ma. La datation à 15 Ma est interprétée comme un âge minimal d'inversion du Front Pennique. Cette nouvelle contrainte temporelle combinée à la chronologie de la déformation fragile permet de proposer un modèle de propagation de la déformation vers l'avant pays combiné à l'exhumation des Massifs Cristallins Externes (MCE). Dans un tel modèle l'inversion du FP n'est que l'expression tectonique de l'exhumation des MCE lors de l'implication d'une nouvelle écaille de socle.

Abstract

At the back of the most important Alpine thrust structure of the Occidentals Alps, the Crustal Penninic Front (CPF), sismotectonic data are in agreement with a current extensional and partly strike-slip tectonic regime. The age of onset of extensional reactivation of the CPF remains unconstrained. The aim of this study is in one hand to characterize early extensive structures to determine a chronology of deformation along the CPF and on the other hand to determine the fluids signatures related to the different calcite crystallization stages. Some tests on the datability with the method U-Pb on calcite and (U-Th-Sm)/He method on hematite were made. The analytical data obtained in this work comprise (1) $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ stable isotopic data on vein calcites, (2) major and trace elements on calcite and (3) (U-Th-Sm)/He dating on hematite, were made in collaboration with GEOPS (GEOsciences Paris Sud) laboratory. Stable isotopic data show $\delta^{18}\text{O}$ negative signatures. Early extensional structures signatures are similar or close to those of the country rock, which is interpreted as a crystallization in a closed system without any large-scale fluid circulation. On the opposite, major thrusts show C and O compositions in agreement with deep crustal metamorphic fluids signature, distinct from the hostrock signature. Three ages were obtained with the (U-Th-Sm)/He method on hematite. The dating at 15 Ma is interpreted as a minimal age for the onset of CPF inversion as a normal fault. The model that is put forward here is an activation of the normal fault at the back, and related to the uplift of the Pelvoux External Crystalline Massif related to the propagation of thrust deformation towards the Alpine foreland. The extensional movement of the CPF exhumed the Pelvoux Massif. In that case, CPF inversion is the tectonic expression of the exhumation in the hinterland.

1. Introduction et problématique scientifique

Les Alpes sont une chaîne de montagne qui résulte du rapprochement des plaques lithosphériques Européenne et Apulienne. Ce phénomène a conduit à la fermeture du domaine océanique Liguro-Téthysien par subduction suivie par la subduction continentale de la marge européenne et la collision entre les deux plaques au début de l'Oligocène (Chopin 1984 ; Duchêne et al., 1997). L'activation du Front Pennique (FP) et le sous-charriage des Massifs Cristallins Externes (MCE) marquent la transition de la subduction vers la collision continentale aux environs de 34 Ma (Simon-Labric et al., 2009). Cette structure majeure présente actuellement une activité sismique récurrente qui dessine un linéament appelé arc sismique Briançonnais qui suit la structure arquée des Alpes (Thouvenot et al., 2006). Cet arc sismique est associé au jeu des failles (failles de la Haute-Durance) localisées à l'aplomb du FP (Fig. 1) (Sue et al., 2007).

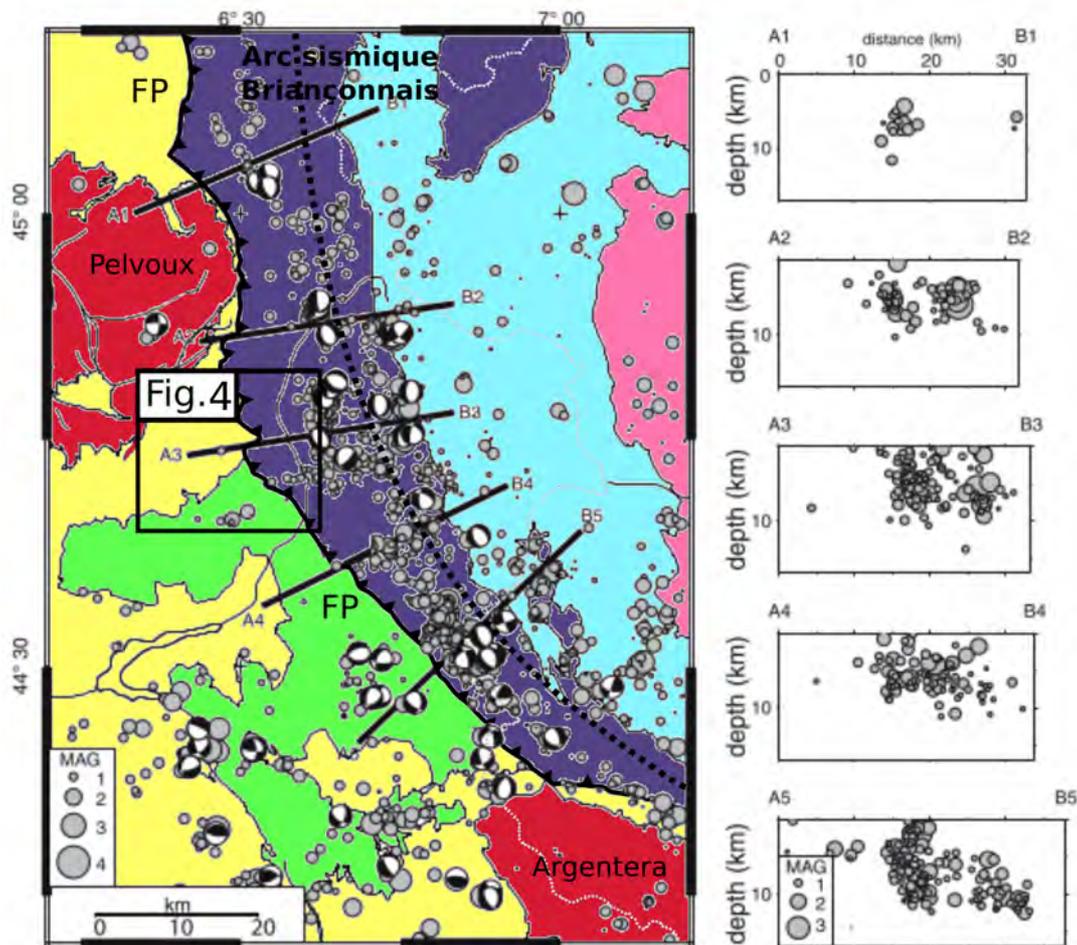


Fig. 1. Sismicité actuelle mesurée dans les Alpes du Sud-Ouest, zone Briançonnaise modifiée d'après (Sue et al., 2007).

Légende de la carte figure 3, Vert : Nappe de l'Embrunais, Jaune : Couverture sédimentaire, Rouge : Massifs Cristallins Externes, Violet : Zone Briançonnaise, Cyan : Zone Piémontaise, Rose : Massifs Cristallins Internes.

La sismicité des zones internes montre un jeu en transtension dextre, (Sue et al., 2007; Lardeaux et al., 2006), tandis que l'avant-pays reste en compression, (Thouvenot et al., 2006). Cette partition de la déformation instantanée en extension au cœur de la chaîne et en compression dans ses deux avant-pays reste

discutée en termes de processus géodynamiques (Walpersdorf et al., 2018). Plusieurs hypothèses pour expliquer cette partition ont été proposés, comme le recul de la plaque plongeante européenne et son retrait, l'extrusion latérale ou l'étalement gravitaire de la chaîne (Delacou, 2004)... Une des questions scientifiques majeures est de savoir depuis quand ce régime extensif domine dans les zones internes des Alpes. Existe-t-il une signature des fluides impliqués dans la déformation depuis le régime compressif vers le régime extensif ? Ces fluides peuvent-ils être des marqueurs de la paléo-topographie ou bien des processus profonds de la chaîne (e.g., Rolland et Rossi, 2016). Le long du FP des marqueurs tectoniques de rejeu extensif sont nombreux (fentes en échelon, failles normales...) et cohérents avec le régime sismique extensif actuel. Notre étude se focalise sur l'activation du FP en extension au travers de la caractérisation des structures extensives et de la signature géochimique des fluides associés. La description d'une chronologie est soutenue par des analyses structurales à différentes échelles depuis l'affleurement jusqu'à la lame mince. Différentes populations de veines sont observées et sont associées aux étapes de l'histoire Alpine. Des mesures de la composition isotopique (isotopes stables du C et O) des veines ouvertes au sein de ces structures permettent de tracer l'origine des fluides impliqués. Des essais de datation en utilisant les couples U-Pb sur calcite et (U-Th-Sm)/He sur hématite complètent la caractérisation des fluides et permettent pour la première fois de contraindre le rejeu extensif du Front Pennique.

2 Contexte géologique

2.1 Les Alpes Occidentales

Pendant le Crétacé supérieur, l'ouverture de la partie Sud de l'océan Atlantique induit la fin du rifting Téthysien et instaure un contexte de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie, (Lemoine et al., 1986). Cette convergence entraîne d'abord la subduction de la Téthys. Les roches sédimentaires qui constituaient le domaine océanique Téthysien sont empilées dans le prisme de subduction et exposé à un métamorphisme de degré schiste-vert jusqu'à éclogitique, (e.g. Delacou, 2004 ; Lardeaux et al., 2006).

La subduction océanique se prolonge par la subduction continentale de la marge européenne, daté à $32,8 \pm 1,2$ Ma par la ultra-haute pression à coésite dans les unités internes (Duchêne et al., 1997). Dès lors, la microplaque Adriatique se comporte de manière indépendante et initie une rotation anti-horaire le long du Front Pennique, structure majeure séparant Alpes métamorphiques et non métamorphiques, c'est le début de la collision fin Eocène - début Oligocène, (Collombet et al., 2002 ; Dumont et al., 2012). Ce contexte de collision lié à un raccourcissement globalement E-W dans les Alpes Occidentales induit de nombreux chevauchements progressant vers l'avant de la chaîne jusqu'au Pliocène (Schmid et al., 2004 ; Boutoux et al., 2016).

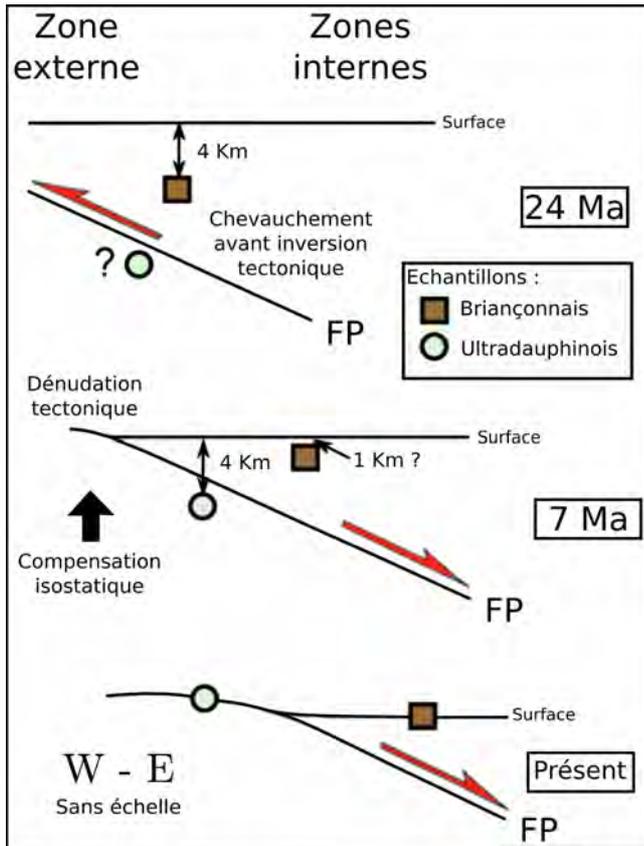


Fig. 2. Modèle d'exhumation de la zone Briançonnaise avec datation traces de fissions sur apatite. Modifié d'après Tricart et al. (2001).

La structure tectonique majeure de ce contexte correspond au Front Pennique. Ce chevauchement principal délimite les zones internes (unités métamorphiques d'affinité océanique et de marge continentale) recouvrant le domaine externe (couverture sédimentaire de l'avant-pays européen). Son activation est contrainte à l'Oligocène par des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur phengites qui donnent des âges entre 30-34 Ma correspondant à un enfouissement entre 10-15 km du massif du Pelvoux, (Simon-Labric et al., 2009). Ce mouvement induit l'exhumation de la zone Briançonnaise, contrainte à 24 ± 4 Ma par la méthode des traces de fissions sur apatite (âge d'exhumation isotherme $100 \pm 20^\circ\text{C}$ atteint à 4-5 km de profondeur) tandis que l'exhumation du Pelvoux (MCE) est datée par la même méthode à 7 ± 3 Ma (Tricart et al., 2001) (Fig. 2). Des marqueurs du rejeu en extension du FP sont visibles notamment avec le développement du

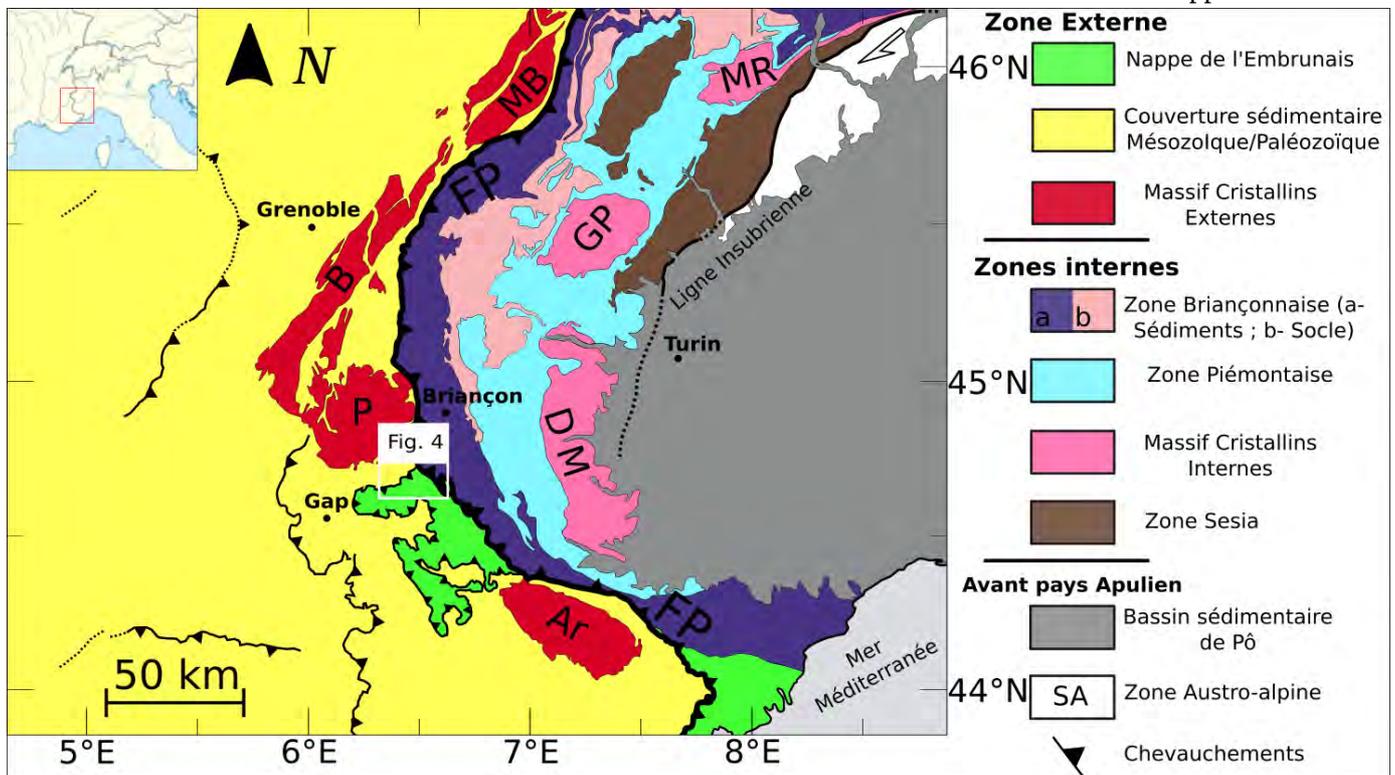


Fig. 3. Carte géologique des Alpes du Sud issus de la carte au millionième. Position du Front Pennique qui délimite les zones internes du domaine externe. Zoom sur la zone d'étude figure 4.

faisceau de failles décrocho-extensives de la Haute-Durance dans la zone Briançonnaise (Tricart et al., 2006) (Fig. 4). Notre zone d'étude se focalise à l'arrière du FP le long de structures extensives appartenant au faisceau de faille de la Haute-Durance. Cette zone comprend d'Est en Ouest :

(1) La zone Piémontaise constituée de schistes lustrés (calcshistes) dans lesquels sont associés des fragments d'ophiolites métamorphisées lors de la subduction (haute pression et basse température) (Schwartz 2000 ; Goffé et al., 2004).

(2) La zone Briançonnaise, correspondant au domaine de marge continentale qui a été enfoui lors de la subduction et qui est représenté par des dolomies et grès affectées par un métamorphisme schiste vert, (Goffé et al., 2004).

(3) A l'Ouest du Front Pennique, les flyschs nummulitiques sont déposés en discordance sur les MCE. Cette zone dite « externe » est représentée par les unités de socle constituant le Pelvoux et les MCE, surmontées par les marnes noires syn-rift oxfordiennes correspondant au domaine ultradauphinois. Ce domaine autochtone est surmonté par la nappe de l'Embrunais et de Digne (plus au Sud-Ouest), (Carte géologique de Guillestre 1/50 000).

2.2 Zone d'étude

Notre zone d'étude concerne la partie Sud des Alpes Occidentales (Fig. 3). Les zones échantillonnées recoupent transversalement le Front Pennique au Sud-Est du Pelvoux (Fig. 3) le long de trois vallées principales, Fournel, Tramouillon et Durance (Fig.4).

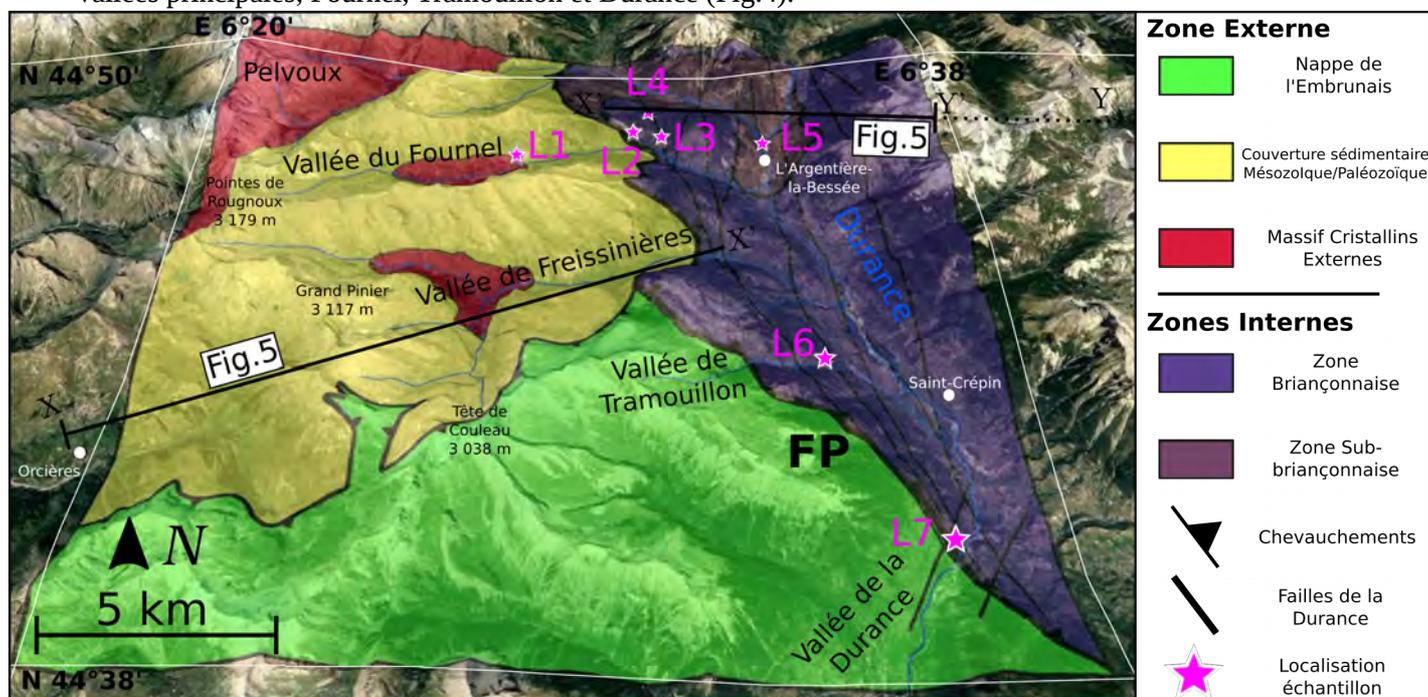


Fig.4. Carte en relief de la zone d'étude avec la localisation des affleurements étudiés. Mise en évidence des vallées principales recoupant le Front Pennique.

Cela comprend la zone Briançonnaise (et sub-Briançonnaise) et la couverture sédimentaire (flysch à helminthoïdes ou Grès du Champsaur). L'objectif est de caractériser chimiquement les différentes générations de calcite des structures tectoniques observées le long du FP en lien avec le fonctionnement du faisceau de failles de la Haute-Durance et témoin d'un contexte décrocho-extensif du Briançonnais. Bien que les failles normales semblent se raccorder en profondeur sur le FP, elles ne suivent pas sa structure arquée. En effet, plus au Sud de la zone d'étude (Fig. 4. en haute Ubaye) le faisceau recoupe le FP.

3. Méthodes

Le détail des méthodes utilisées est présenté en Annexe 1 et développe le protocole associé aux analyses en isotopie stable ainsi que celui de la cartographie élémentaire.

4. Résultats

4.1 Analyse de la micro-tectonique

L'approche utilisée est en premier lieu descriptive à l'échelle de l'affleurement. Il s'agit de repérer les structures tectoniques majeures et de caractériser leur orientation. Dans un second temps, une analyse des structures secondaires et de la chronologie d'apparition est effectuée à partir d'un zoom de l'affleurement à l'échelle de la lame mince. L'objectif est d'identifier les différentes générations de structures en lien avec la structure majeure. La présentation des affleurements se fait suivant l'orientation Ouest-Est de la coupe présentée sur la figure 5 en commençant par le domaine externe, c'est à dire la couverture sédimentaire qui repose sur le socle du Pelvoux à l'Ouest du Front Pennique (Fig. 5).

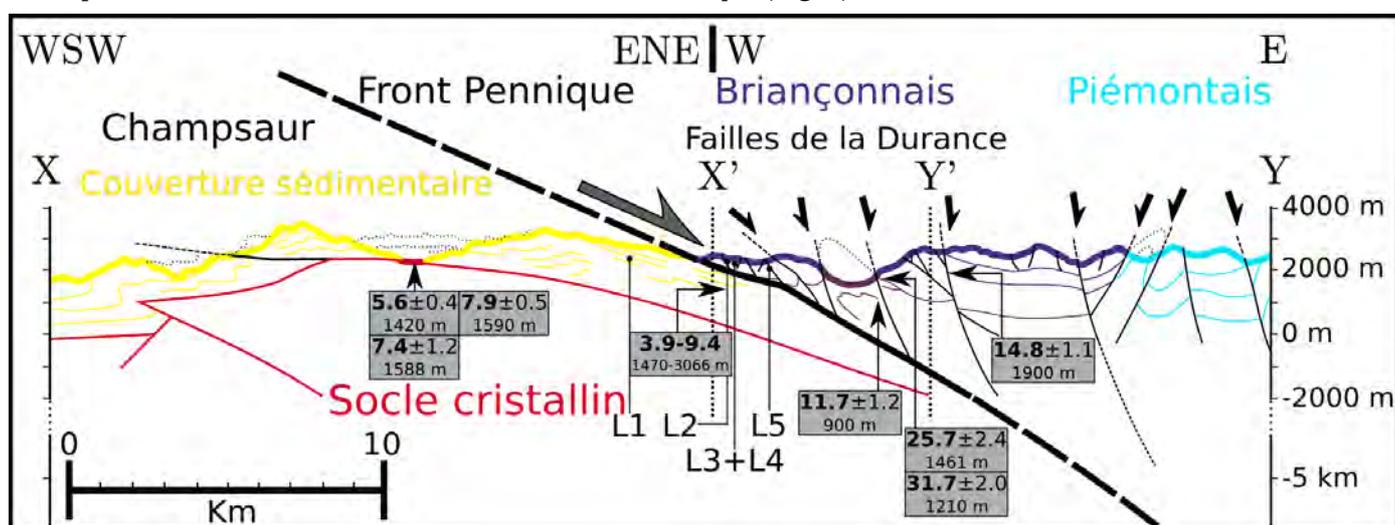


Fig. 5. Coupe Ouest-Est des zones internes avec les failles de la Haute-Durance et les localisations des échantillons, (modifiée d'après Tricart et al., 2004). Les âges traces de fissions sur apatite disponibles sur la zone d'étude sont indiqués (Tricart et al., 2007).

Les coordonnées, les lithologies et la stratigraphie des différentes structures et échantillons prélevés sont consignées dans le tableau 1. Des analyses en isotopie stable et LA-ICPMS pour tester la faisabilité des datations ont été faites sur toutes les lames.

Localisation	Nom	Coordonnées	Lithologie	Stratigraphie	Echantillon
L1	Flyschs du Fournel	44.7895361 6.45587222	Flysch (Grès du Champsaur)	Eocène supérieur (Priabonien)	FP18-8_9
L2	Tête d'Oréac	44.8001778 6.5028111	Calcschistes planctoniques	Crétacé supérieur-Paléocène	FP18-1
L3	Col de la Pousterle	44.79888 6.5144444	Calcschistes	Trias moyen (Anisien)	FP18-5_6_7
L4	Falaise de Tournoux	44.8082639 6.50871666	Calcaire dolomitique	Trias moyen (Anisien)	FP18-2_3_4
L5	L'Argentière	44.8033056 6.5591777	Calcschistes à zone siliceuses	Jurassique supérieur (Malm)	FP18-10
L6	Falaise du Ponteil	44.7133806 6.56587222	Calcschistes	Trias moyen	FP18-13
L7	Réotier	44.666675 6.59723888	Dolomie	Trias inf werfénien (écaille)	FP18-11

Tableau. 1. Localisations et présentation lithostratigraphique des différents sites d'échantillonnage. L'échantillon d'hématite a été prélevé sur une faille de la localisation 3.

4.1.1 Localisations des sites d'études

Flyschs du Fournel (site L1)

L'affleurement le plus à l'Ouest de la coupe (L1 sur la figure 5) est composé de flyschs (grès du Champsaur) de l'Éocène supérieur. Cet affleurement se localise au Sud du massif du Pelvoux et à l'avant du Front Pennique. Le dépôt de ces unités est lié au fonctionnement d'un bassin flexural progressivement déformé et intégré à la chaîne lors de la collision (Éocène supérieur–Oligocène inférieur selon Tricart et al., 2001) (Fig.

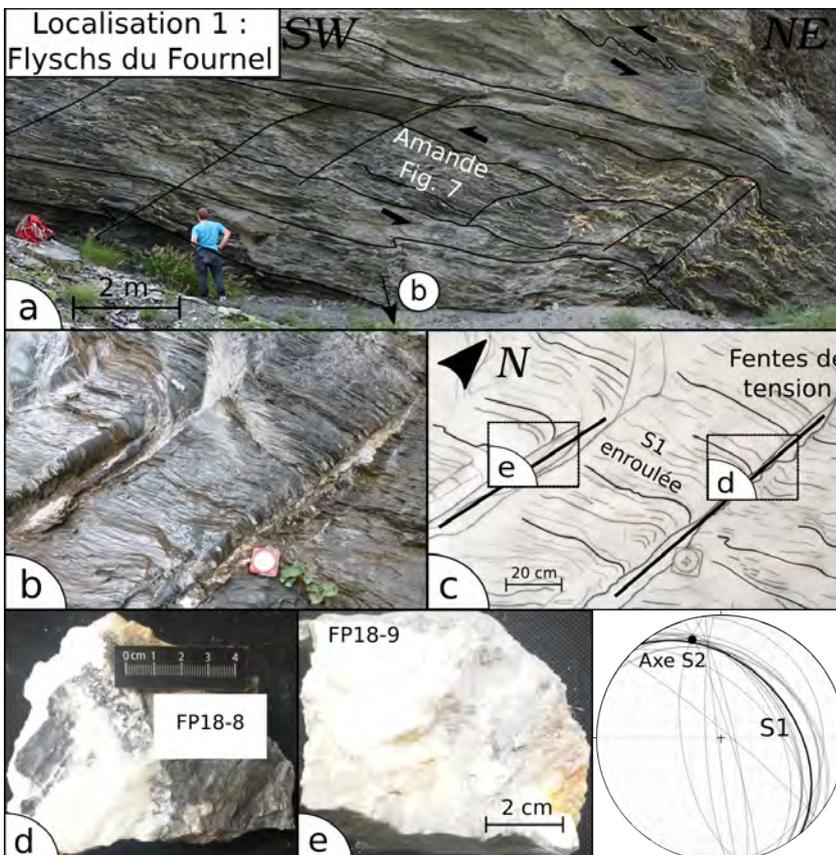
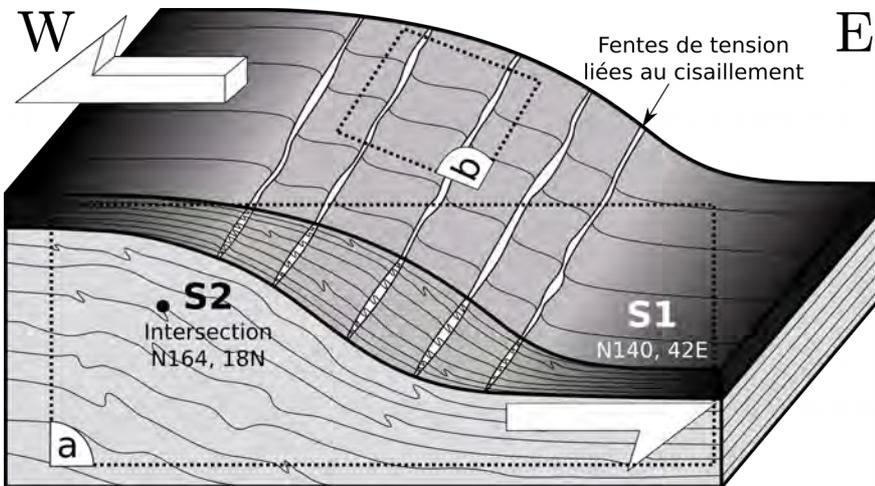


Fig. 6. Principales structures observées à l'échelle de l'affleurement, localisation 1.

6). Toutes les schistosités sont associées à la phase S2 de fonctionnement du FP.

Cet affleurement se situe dans la zone externe et compose le mur (ou 'footwall') du Front Pennique. La schistosité principale dans les flyschs dessine des amandes sigmoïdales en accord avec le cisaillement vers l'Ouest en chevauchement du FP (Fig.7). Des veines de calcite pluricentimétriques sont associées et correspondent à des fentes de tension liées au cisaillement. Les minéraux constitutifs de ces fentes sont déformés. La schistosité principale orientée (N140, 42E) et est plissée par une schistosité S2 (un peu plus

tardive mais toujours associée au même mouvement) dont l'orientation de l'intersection entre les deux est orientée (N164, 18N).



E Fig. 7. Bloc diagramme des amandes de déformation, résultat de l'étape de chevauchement. Cadres a et b en référence à la figure 6.

Tête d'Oréac (site L2)

Le site se localise dans les calcschistes du Néocrétacé-Paléocène (Carte géologique de Guillestre 1/50 000) qui forment des reliefs importants surplombant

la vallée du Fournel (côté Nord). Cette formation appartient à la zone Briançonnaise qui à cet endroit est associé à un anticlinal (tête d'Oréac) déversé vers l'Ouest et qui est cinématiquement compatible avec la mise en place des unités internes sur le domaine externe.

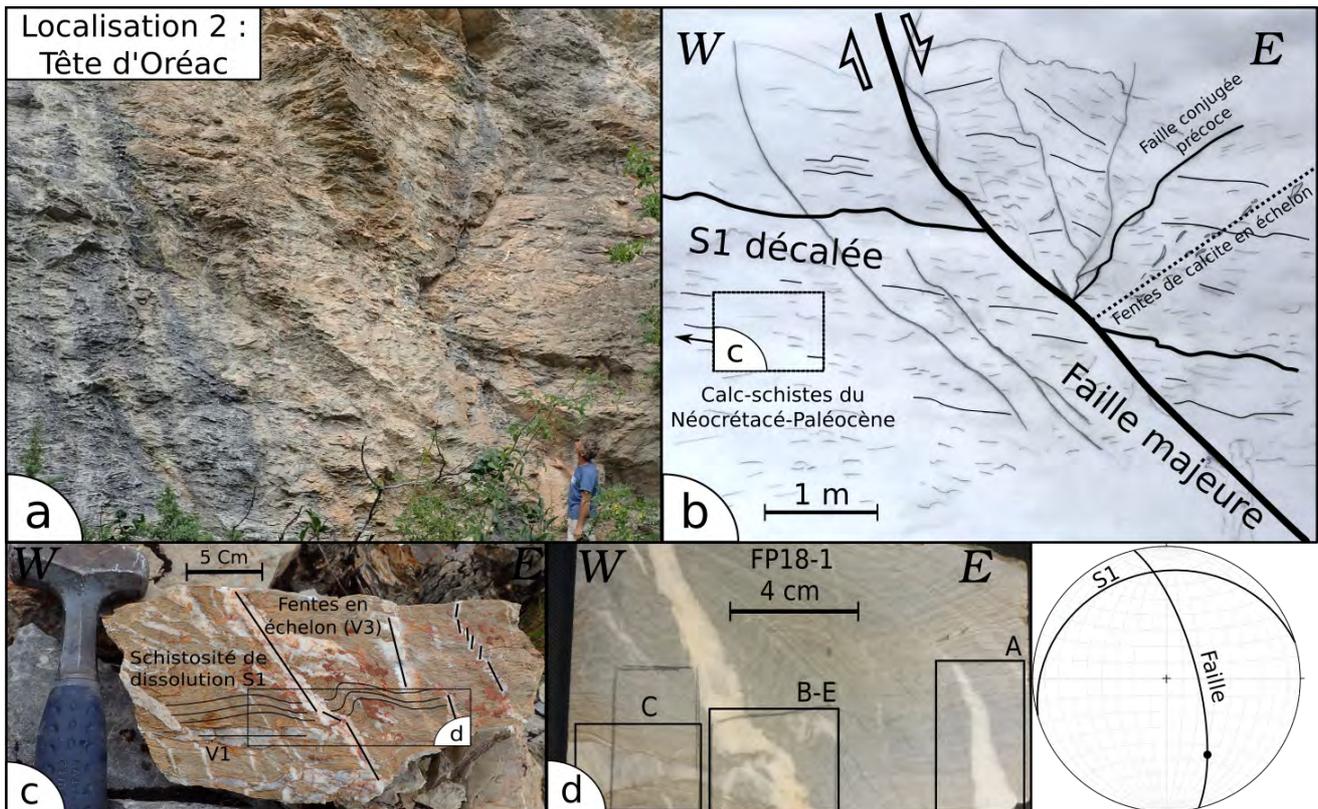


Fig. 8. Principales structures observées à l'échelle de l'affleurement, localisation 2.

La schistosité principale (Fig. 8) correspond à une S1 sub-horizontale à faible pendage vers le Nord (N74, 20N). Cette S1 est localement affectée par une S2 à pendage vers l'Est. L'ensemble est recoupé par des

failles normales listriques à pendage assez fort vers l'Est (N344, 71E). Des fentes en échelon précoces (jeu ductile) semblent conjuguées à ces failles ainsi que des failles mineures (jeu cassant) avec un pendage légèrement plus important. L'échantillon comporte des veines précoces V1 à quartz et calcite dans la S1 (remodelées par celle-ci) donc anté-S1. Une information complémentaire, une phase de dissolution est associée à cette S1 (formation stylolithes). Des veines en échelon (fentes précoces) V3 recouperent de manière orthogonale toutes les structures énoncées.

Col de la Pusterle (site L3)

Au niveau du col de la Pusterle, côté vallée du Fournel sur un affleurement d'orientation Ouest-Est, ce domaine est dans la continuité de la zone de faille de la localisation 4. Le plan de faille observé borde directement le faisceau de failles actives de la Haute-Durance. L'affleurement est principalement composé de calcschistes du Trias moyen (Anisien) ainsi que d'une zone de brèche avec des quartzites du Werfénien (le plan strié de la faille est composé d'hématite).

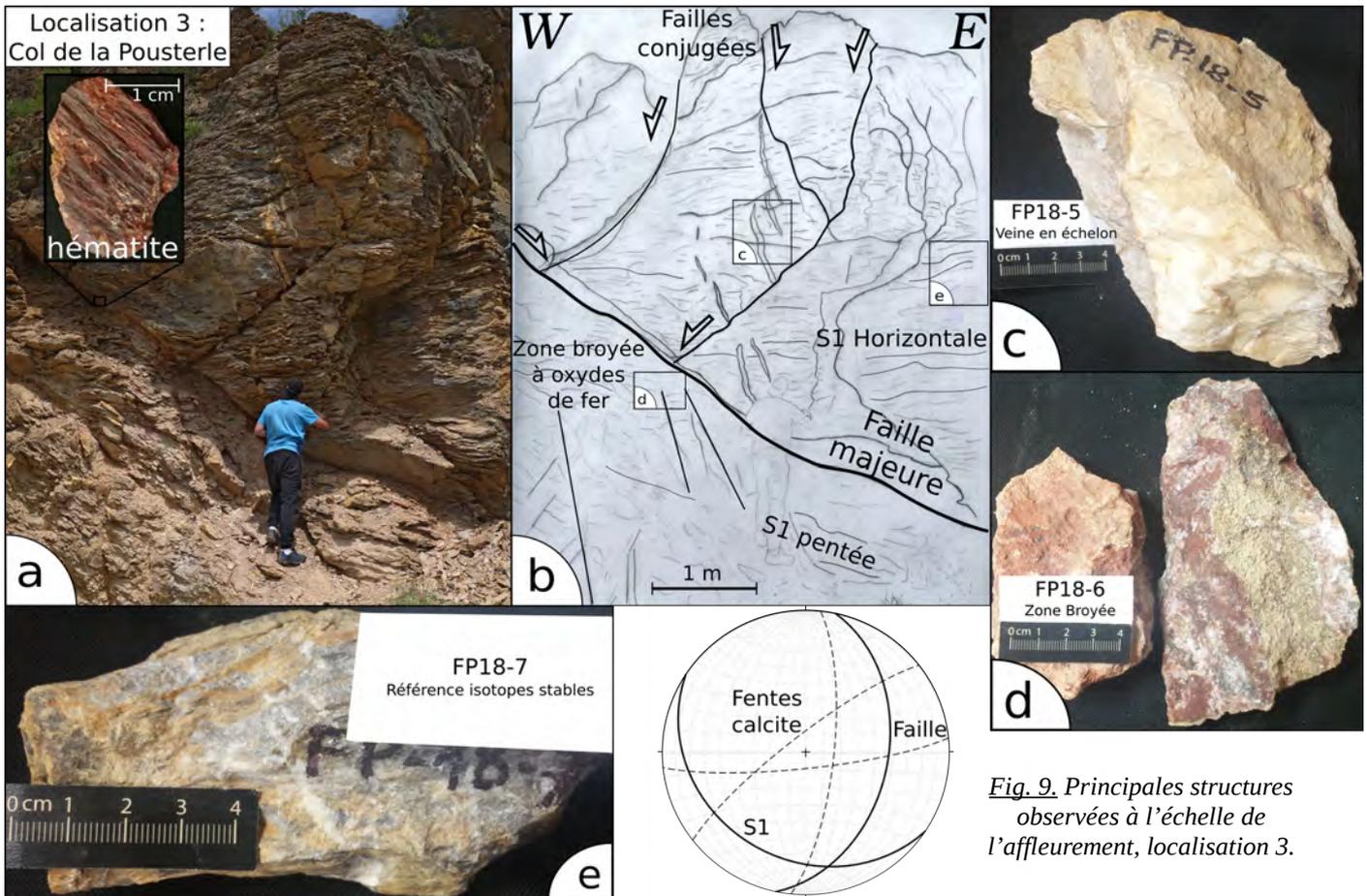


Fig. 9. Principales structures observées à l'échelle de l'affleurement, localisation 3.

Une S1 horizontale est visible avec de légères variations (N123, 26S) (Fig. 9). Cette schistosité est recoupée par une faille normale majeure à vergence Est (N12, 42E) sur laquelle viennent se greffer des failles conjuguées d'extension moins importantes à pendage vers l'Ouest. Des fentes en échelon précoces d'orientation variable mais à pendage vertical marquent l'initiation des failles normales.

Falaise de Tournoux (site L4)

La falaise de Tournoux est située dans la vallée de Vallouise (vallée suivante en direction du Nord) à 500 m plus à l'Ouest de la localisation précédente. La falaise est composée de calcaire dolomitique du Trias Moyen (Anisien) (carte géologique de Guillestre 1/50 000). Des bancs déci-centimétriques à pendage Ouest (N177, 20W) sont partiellement visibles. L'affleurement est affecté sur une dizaine de mètres par une faille majeure (N07, 33E ; stries N99, 34E) à jeu normal. Le plan de faille se caractérise par le développement d'une zone cataclasée de plus de 10 cm d'épaisseur (échantillon FP18-3) cimentée par une calcite homogène (échantillon FP18-2) (Fig. 10).

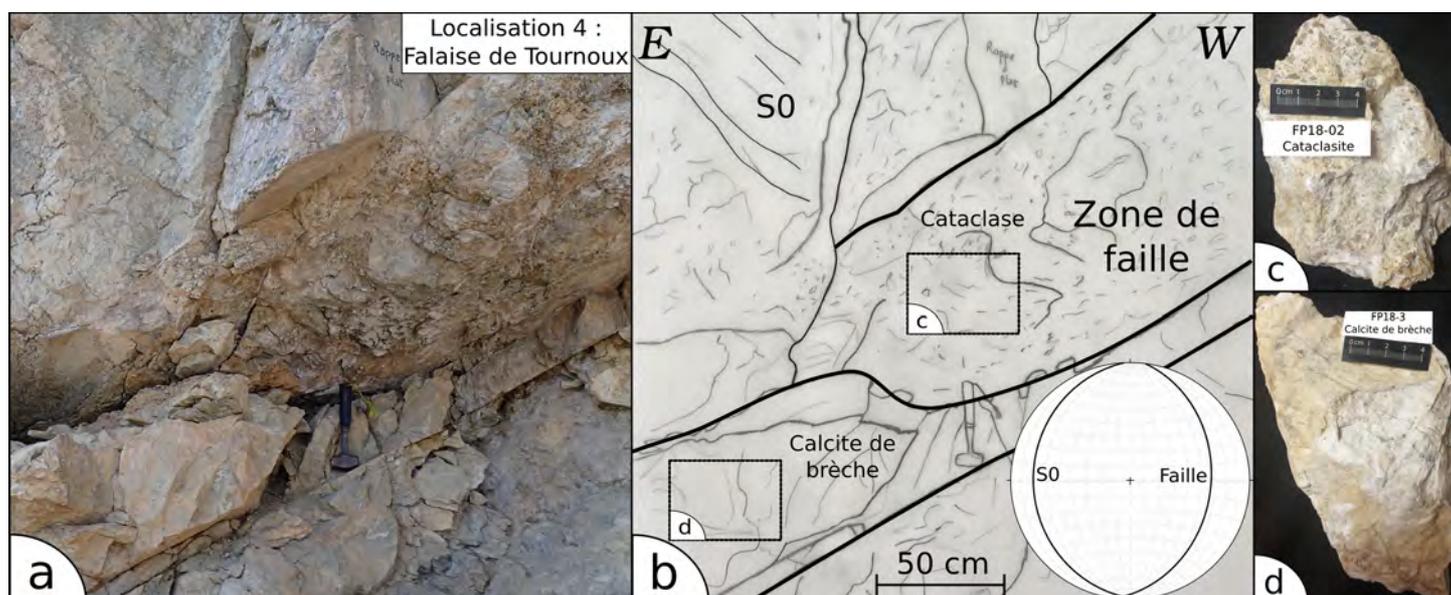


Fig. 10. Principales structures observées à l'échelle de l'affleurement, localisation 4.

L'Argentière (site L5)

Le dernier affleurement de la coupe Ouest-Est se situe dans la zone sub-briançonnaise où des alternances marno-calcaires déformées du Jurassique supérieur sont observées (Fig. 11). La stratification dans les niveaux plus carbonatés (bancs calcaires déci-centimétriques) est facilement visible et dessine des plis à axes horizontaux (N173, 2N). A l'extrado de ces plis se développe un réseau de veines de calcite. En revanche dans les niveaux schisteux (épaisseur similaire), du fait de leur compétence plus faible, une schistosité S2 d'orientation (N166, 40E) se développe (sur l'affleurement c'est une S1 mais elle est associée au chevauchement du FP donc appelée S2). Les plis sont induits par un chevauchement de plus grande échelle en direction de l'Ouest, (le Front Pennique) qui forme localement de l'aplatissement.

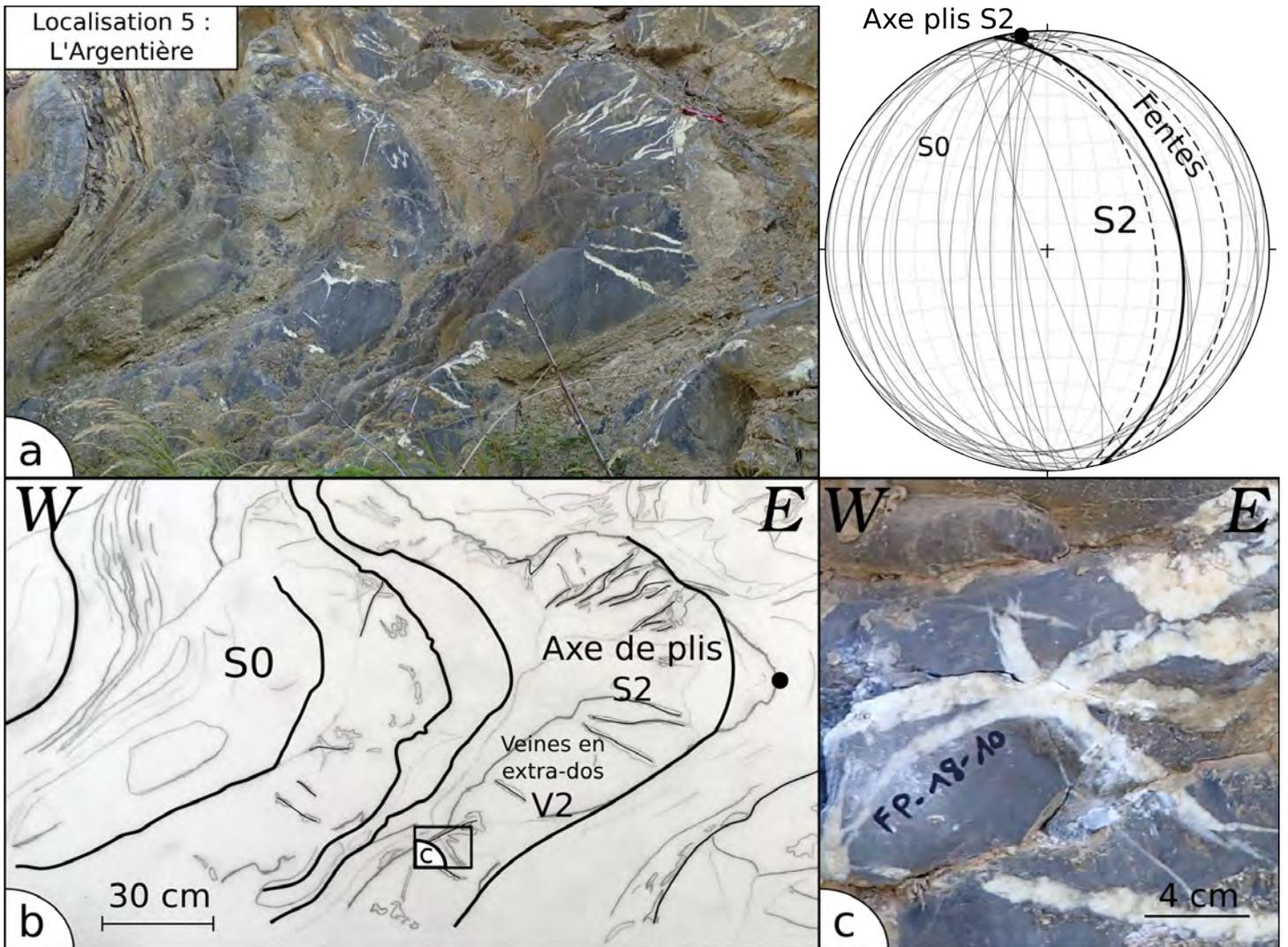


Fig. 11. Principales structures observées à l'échelle de l'affleurement, localisation 5.

Falaise du Ponteil (site L6)

Cet affleurement est situé côté Est versant Nord de la vallée de Tramouillon (Fig. 12). La falaise est composée d'alternance de bancs calcaires et de bancs schisteux du Trias moyen. Une stratification horizontale est visible et recoupée par de nombreuses failles normales (amplitude centaine de mètres). À l'échelle de l'affleurement, la stratification d'orientation générale N24, 16W (avec une S1 parallélisée à cette S0) est plissée par une S2 dont l'axe des plis est N144, 31NW. Deux familles de failles sont identifiées, une majeure à pendage faible (N148, 42E avec des stries N86, 39E) traduisant un jeu normal-décrochant. Les secondes failles ont un pendage vertical (N11, 64E) avec un jeu normal et se branchent sur la faille majeure.

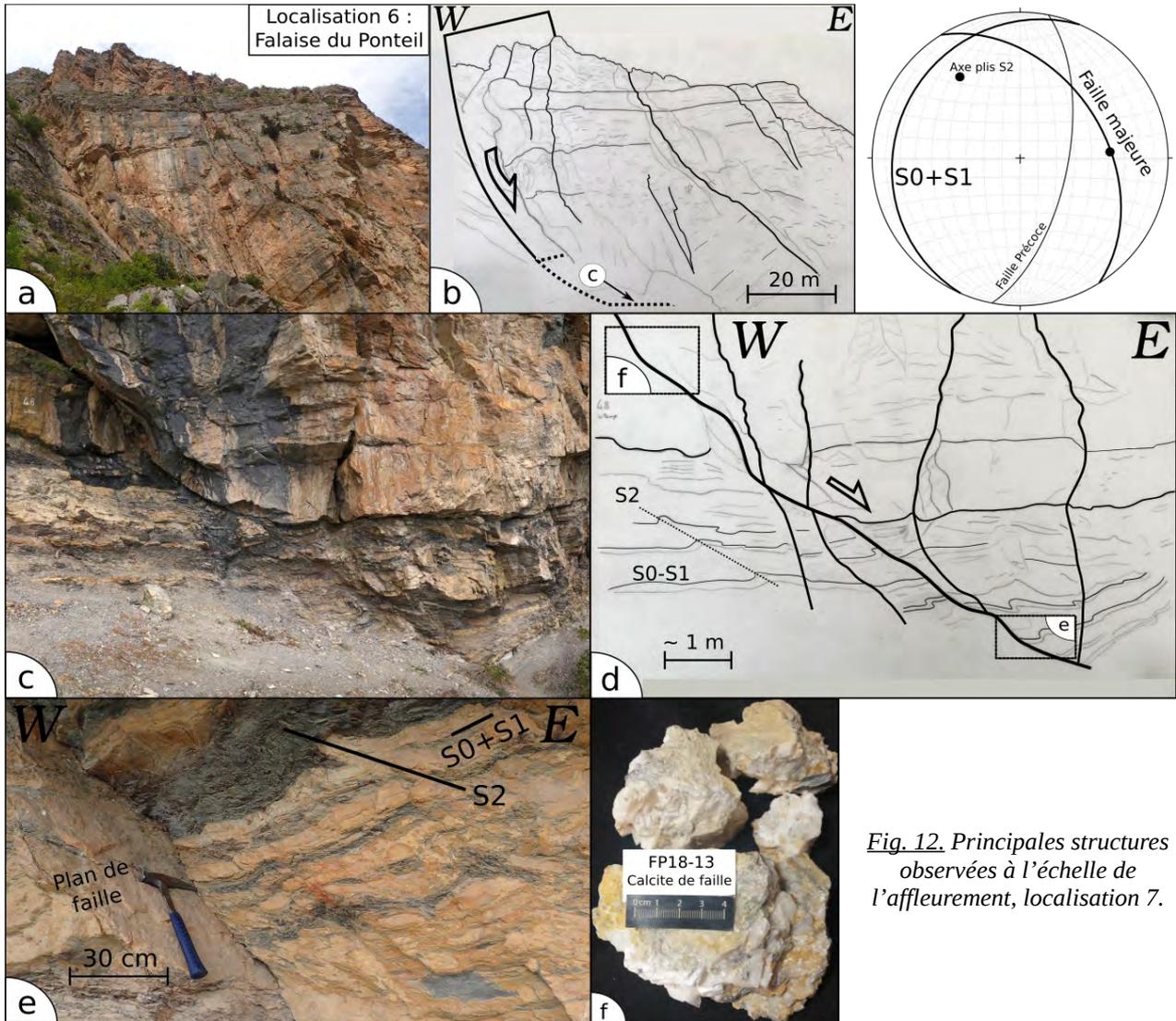


Fig. 12. Principales structures observées à l'échelle de l'affleurement, localisation 7.

Les analyses de la localisation 7 (Réotier), structures antécédentes au rejeu extensif sont en Annexe 2.

4.1.2 Interprétation globale

Les différentes schistosités observées sont associées à la phase compressive post-Priabonienne, correspondant à l'empilement des nappes (S1) ainsi qu'à la mise en place du Front Pennique (S2). La distinction entre ces deux phases n'est pas aisée et elles seront décrites comme précoces (Priabonien – Oligocène) (Dumont et al., 2012). La schistosité S1 est globalement sub-horizontale avec un faible pendage Ouest tandis que le plan principal de la schistosité S2 pend vers l'Est (environ 30-40°), orientation de la tête d'Oréac. La S1 est bien exprimée sur les affleurements 2, 3 et 6. Des veines (V1) horizontales (suggèrent une direction de raccourcissement horizontale) contenant du quartz déformé par cette schistosité sont visibles sur l'échantillon FP18-01. Le plus souvent le plan de stratification (S0) est parallélisé à la S1.

Par la suite le chevauchement du Front Pennique s'active déplaçant les zones internes sur le domaine externe à l'échelle des Alpes, ainsi la S2 correspondant à cette phase de chevauchement s'exprime partout. Les

affleurements 5 et 7 sont témoins de la transition ductile/cassant. Représentatifs d'unités plus profondes (présence de quartz dans les veines) lors du jeu du FP, l'attribution de la déformation à S1 ou S2 est délicate (déformation précoce). Les unités plus jeunes (flysch de l'Éocène supérieur du domaine externe), déposées à peine ~1 Ma avant leur sous-charriage (Simon-Labric et al., 2009), enregistrent uniquement la déformation liée à la mise en place du domaine interne sur le domaine externe à la faveur du FP. Une première étape précoce de la S2 forme la schistosité observée qui est ensuite déformée au travers de sigmoïdes (marqueurs de cisaillement, déformation ductile). Une seconde étape plus tardive de la S2 est témoin du jeu fragile avec l'ouverture de fentes de tensions elles-mêmes déformées (FP18-8 et 9, Fig. 6 et 7).

L'exhumation des Massifs Crystallins Externes est contrainte à 7 Ma (Tricart et al., 2001) par traces de fission sur apatite, cela correspond au passage sous l'isotherme $100 \pm 20^\circ\text{C}$ du massif. Sachant que le massif du Pelvoux a été enfoui à plus de 10km (Simon-Labric et al., 2009) l'initiation de l'exhumation est donc plus précoce. Cette exhumation du Pelvoux est accommodée par de l'extension dans la zone Briançonnaise jusqu'à lors en compression. La déformation s'exprime tout d'abord de manière ductile, reprise de la schistosité (S1) en surface de dissolution (stylolithes) puis de manière cassante avec l'ouverture de fentes en échelon V3 perpendiculaire aux V1 (affleurement 2 et 3). La géométrie du système est contrainte par l'orientation du Front Pennique qui est restée inchangée, la relation orthogonale entre les deux veines suggère une première variation dans la direction de raccourcissement. Dans un second temps, ces structures précoces sont reprises par de la déformation cassante avec des failles conjuguées (affleurements 2, 3 et 6). Le jeu normal des failles à pendage Est devient alors dominant (changement dans l'orientation des contraintes concordant avec l'exhumation des MCE à L'Ouest). La faille majeure présente plusieurs étapes de fracturation avec des zones de brèches/cataclasites remaniés ainsi que des zones de calcites plus massives peu déformées (jeu plus tardif) (affleurement 4). L'inversion du FP se fait donc en plusieurs étapes superposées sur la même structure. La caractérisation isotopique des échantillons de calcite renseignera sur la(es) source(s) des fluides au cours du changement de régime tectonique.

4.2 Caractérisation pétrologique des structures

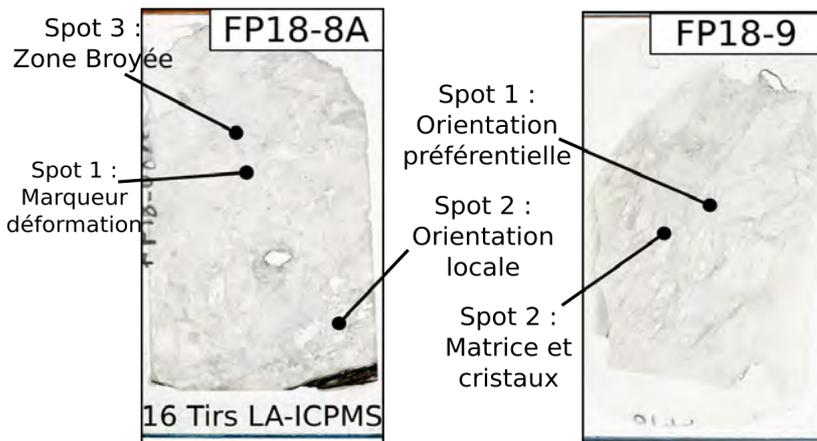
L'organisation de cette partie est similaire à la précédente (suivant la coupe de la figure 5). La description des lames complète les informations présentées sur les affleurements. Pour chacune des figures suivantes, l'échelle la plus grande est celle de l'échantillon et diminue jusqu'à des structures déci-micrométriques. Les photographies faites avec le dispositif Cathodyne n'ont pas une exposition parfaitement équivalente pour chaque lame, de plus un traitement pour améliorer la qualité des images (éclaircissement et étalonnage du spectre) a été effectué et dépend de l'image d'origine. Les comparaisons des teintes entre lames sont donc seulement qualitatives. La description des teintes du quartz et de la calcite sont issues des observations, le quartz n'est pas toujours opaque et la calcite peut elle aussi être non luminescente.

4.2.1 Description des lames

Flyschs du Fournel (site L1)

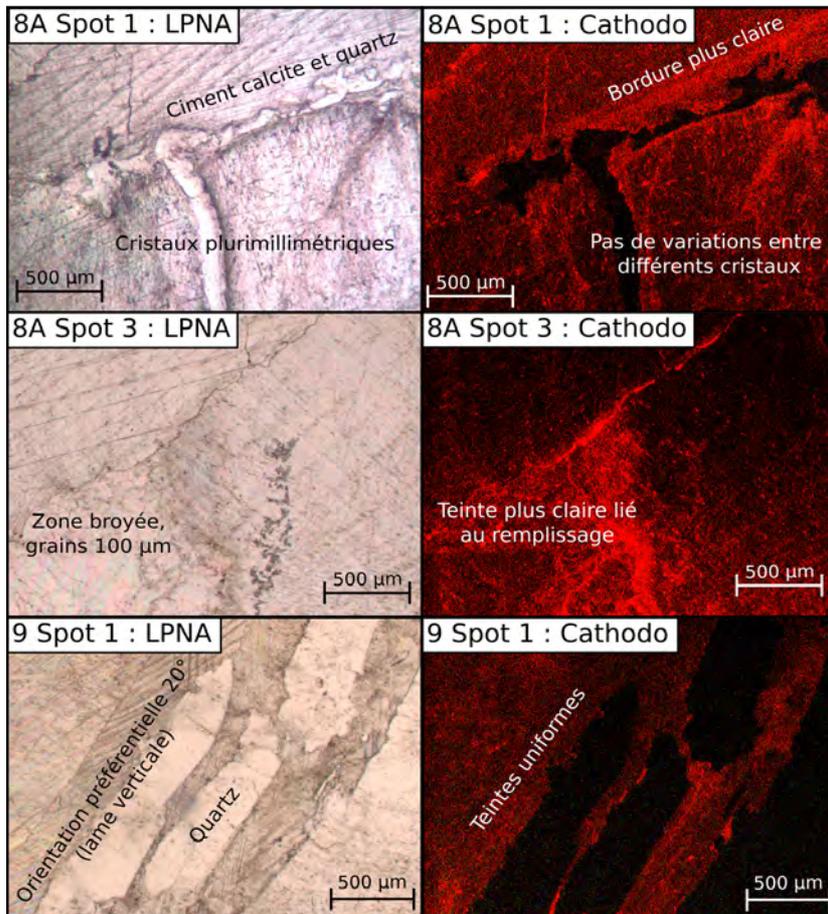
Les lames minces associées aux fentes de tension sont composées de calcite (cristaux $>2000 \mu\text{m}$) et complètement cristallisées. L'orientation des macles est homogène avec une direction d'allongement préférentielle de haut en bas de la lame (croissance dans la fente) (Fig. 13). Du quartz ($<5 \%$ de la lame) est présent aux interstices (ainsi que quelques cristaux) entre les cristaux de calcite (jusqu'à $1000 \mu\text{m}$) mais en

Fentes de tension



moyenne $100 \mu\text{m}$. Des marques de déformation mécanique des cristaux sont visibles (extinction roulante du quartz et courbure des macles de la calcite). En cathodoluminescence, tous les cristaux de calcite sont uniformes de couleur orange clair/foncé. Le ciment est composé de silice (noir en CL) avec une calcite plus claire en remplissage.

Fig. 13. Principales structures observées à l'échelle de la lame mince localisation 1.



Tête d'Oréac (site L2)

Les lames sont principalement constituées d'une matrice calcaire brune avec quelques variations, c'est une micrite avec plusieurs populations de veines cristallisées (Fig. 14 page suivante). Une schistosité de dissolution est très marquée sur l'ensemble de la lame et une seconde surface d'orientation différente est déformée en bordure de veine. Dans la matrice, à l'intérieur des bancs que dessine la schistosité ($1000 \pm 200 \mu\text{m}$), des reliquats de S0 parallélisés sont visibles. Les veines à l'intérieur de cette schistosité sont composées de quartz (grains de $200 \pm 100 \mu\text{m}$) et de calcite (respectivement 20% et 80%). Les surfaces de dissolution aux épontes de la veine de quartz semblent plus marquées.

4.2 Caractérisation pétrologique des structures

Une seconde population de veines plus petites (largeur $70 \pm 30 \mu\text{m}$) qui sont composées exclusivement de calcite est perpendiculaire à la schistosité de dissolution. Cette population recoupe les veines de quartz décrites précédemment. En revanche, ces petites veines sont découpées et décalées par la schistosité de dissolution. L'environnement à la limite des conditions cassantes permet l'ouverture de ces petites veines qui sont affectées par de la dissolution.

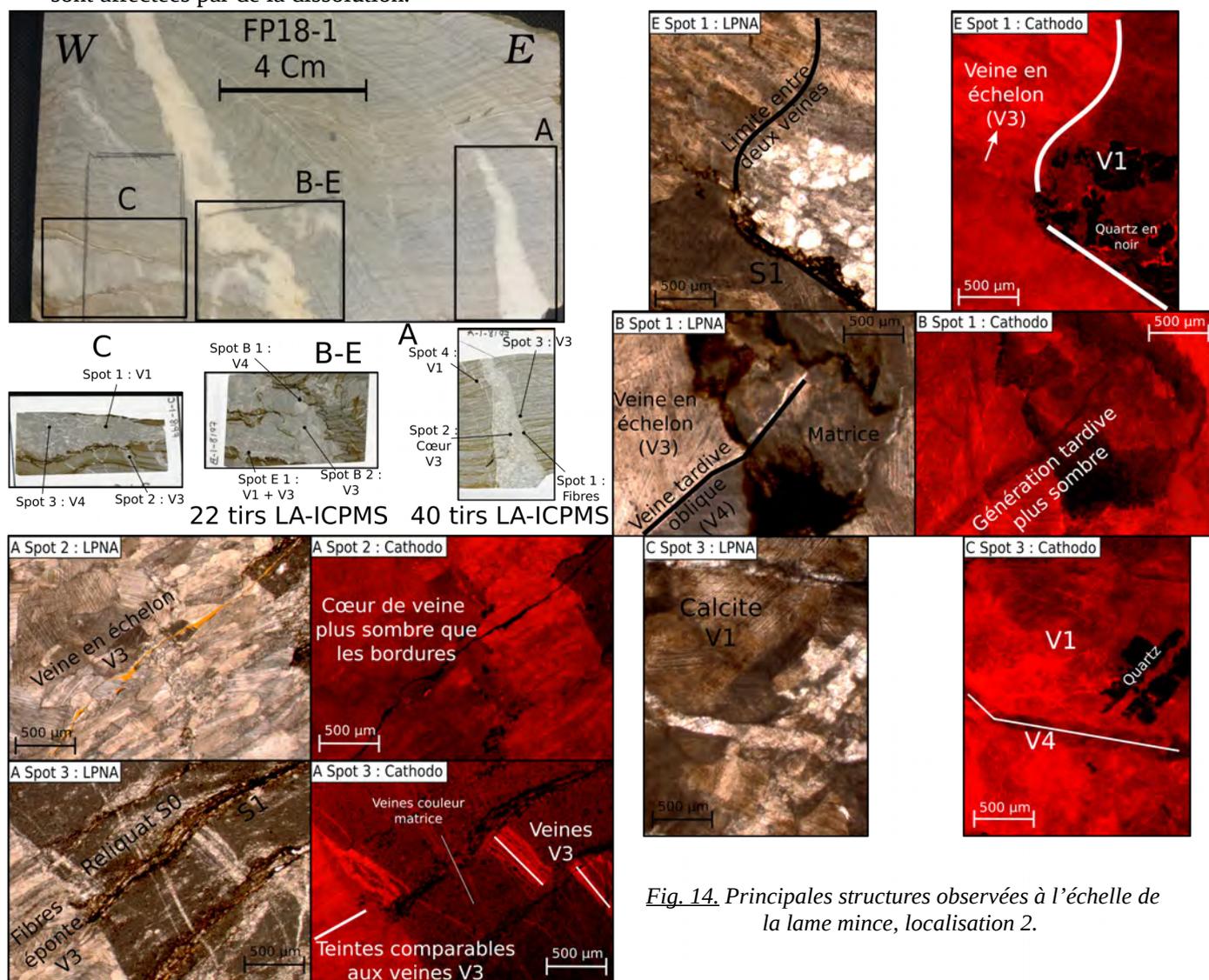


Fig. 14. Principales structures observées à l'échelle de la lame mince, localisation 2.

Ces deux processus (ouverture des veines et dissolution) sont contemporains et indiquent une mise en place relativement lente et continue. La direction de raccourcissement associée (proche de la contrainte principale σ_1) est orthogonale à la schistosité. En plus de ces petites veines, de plus grosses veines (d'épaisseur jusqu'à $>1 \text{ cm}$) parallèles, composées exclusivement de cristaux de calcite (10 % petit $\sim 150 \mu\text{m}$ et 90 % gros $\sim 1000 \mu\text{m}$) sont observées. C'est en cohérence avec l'ouverture des petites veines qui semblent se brancher sur la plus grosse. Des fibres de calcites sont visibles à l'éponte ($\sim 1000 \mu\text{m}$ de long), elles sont le marqueur d'un stade précoce de l'ouverture de la veine. L'observation de teintes similaires par CL entre les petites veines et les fibres à l'éponte de la grosse veine est un indice témoignant d'un continuum de déformation. À certains

endroits une surface de dissolution est visible à l'éponte de ces veines. Des petites veines ($90 \pm 20 \mu\text{m}$) de calcite, tardives et obliques qui recoupent presque l'intégralité des structures énoncées sont observées (seulement impactées par la surface de dissolution à l'éponte de la grosse veine). Le changement dans l'orientation des contraintes suggère un régime de contraintes quasi-isotrope au cours de l'initiation de l'extension. L'interaction avec des fluides peut être à l'origine de ces variations (chargement pression fluide). Les différentes générations sont facilement identifiables par cathodoluminescence. Les reliquats de la S0 (ou schistosité antérieure) induisent de légères variations dans la teinte orangée plutôt foncé de la matrice. La veine siliceuse de couleur similaire à celle de la matrice se démarque par des amas noirs en CL (quartz). Les petites veines verticales sont de couleur orange clair. Les fibres de calcites aux épontes des plus grosses veines sont de la même teinte tandis que le cœur est plus sombre. Les petites veines obliques les plus tardives recoupant tout, sont de la couleur de la matrice. Cela suggérerait un système fermé avec dissolution/recristallisation pour cette dernière génération.

Col de la Pousterle (site L3)

Les veines en échelon constituent un ensemble complètement cristallisé avec des gros cristaux de calcite imbriqués (très pénétratifs) et anguleux. Dans cette lame les petits cristaux ont une taille de $900 \mu\text{m}$ tandis que la taille des gros peut être centimétrique.

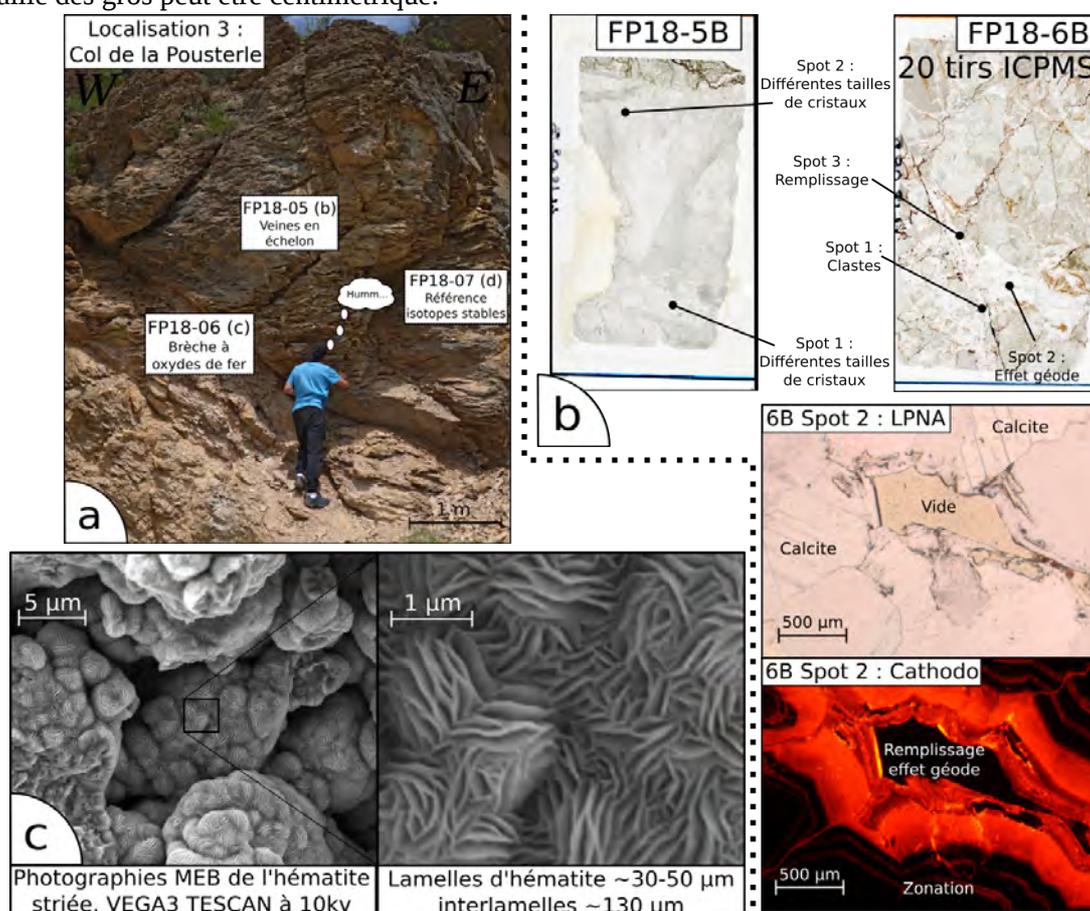
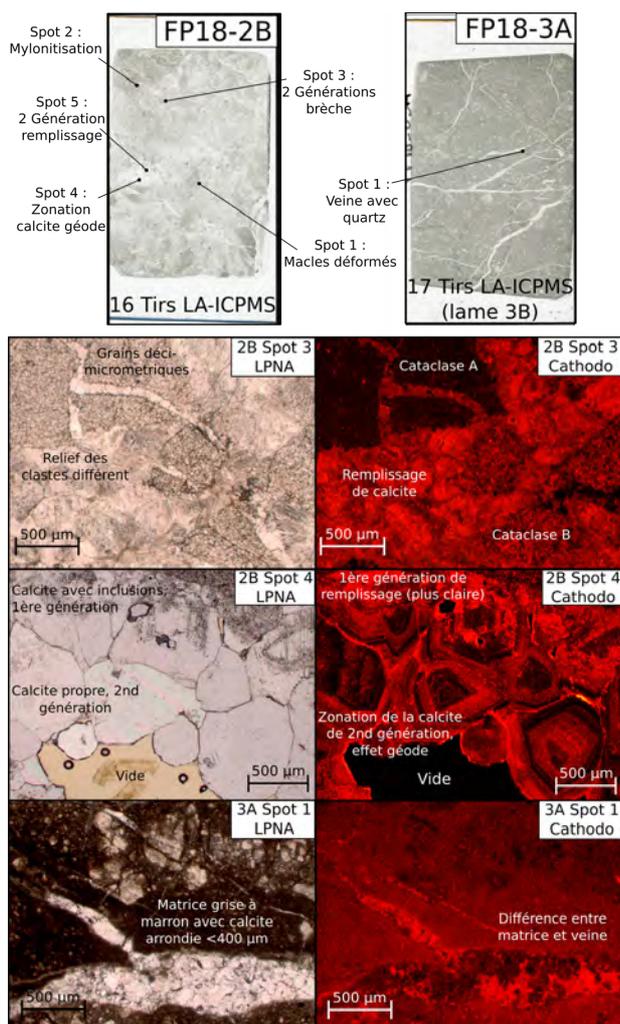


Fig. 15 Principales structures observées à l'échelle de la lame mince (b) et au MEB (c), localisation 3.

Les lames 5 A et B sont complètement cristallisées (donc sparite), seulement représentatives de la veine. Seule une toute petite partie est témoin de la matrice avec de nouveau des surfaces de dissolution. Les macles des cristaux présentent différentes orientations (Fig. 15). Un effet d'irisation des macles de la calcite ainsi que la présence d'extinctions roulantes sont des marqueurs de déformation. En CL les cristaux ont une teinte homogène (orange foncé). À l'inverse, la lame 7 (issue de l'échantillon référence pour les isotopes stables) est représentative de la matrice. L'ensemble est assez sombre et similaire à la description de l'affleurement de la localisation 2, c'est une micrite. Les surfaces de dissolutions sont toujours présentes en revanche les veines à quartz précoces n'ont pas été observées sur ce nouvel affleurement. L'échantillon FP18-6 issu de la zone broyée présente une matrice carbonatée avec un peu de quartz, une altération brune liée à l'oxydation de l'hématite ainsi que de la calcite en remplissage et quelques veines déformées. La taille des grains est très variable de 150 à 600 μm environ (petit 150 μm 10 %, grand >500 μm , 25 %, intermédiaire, 25 %, altération brune et clastes 40 %). Des zones mylonitisées sont visibles. En CL la teinte de la matrice est orange foncé tandis que la calcite en remplissage est très claire. Certains cristaux de calcite du remplissage présentent des zonations autour de la porosité de type « géode ». Les teintes de la calcite de remplissage sont similaires à celle des veines tardives V3 de la localisation 1.



Falaise de Tournoux (site L4)

La cataclasite est composée de cristaux de calcite de tailles différentes (10 % petits 200 μm , 65 % moyens 500-1000 μm et 5 % grand <1000 μm) ayant des macles visibles (Fig. 16). Des clastes mylonitisés (~1200 μm avec des grains de 20 μm maximum) représentent 10 % de la lame, c'est une intrasparite. L'orientation des macles est chaotique, il n'y a pas d'organisation. Deux générations de calcite en remplissage sont observées, la première avec un aspect poussiéreux (présence de matière organique) et la seconde qui est « propre ». Deux générations de clastes sont aussi identifiables par cathodoluminescence (teintes rouge et sombre) ainsi que les deux générations de remplissage (déjà identifiables en LPNA).

Fig. 16. Principales structures observées à l'échelle de la lame mince, localisation 4.

Certains cristaux de calcite automorphe de 2nd génération sont zonés et organisent leur croissance autour de la porosité de brèche (comme pour la calcite de remplissage de la zone broyée de la localisation 3).

La calcite de brèche est à première vue plus homogène. La matrice (>90 % de la lame) est assez sombre au microscope avec quelques oxydes (1 %) et des clastes de tailles et formes variables (jusqu'à 1000 µm mais 80 % de petits <200 µm ; anguleux et arrondis), 5-10 %, c'est une intramicrite.

Des veines de calcites sont identifiables (largeur 500-1300 µm) avec des cristaux de taille variable (~300 µm). Pas de fibre ni de surface de dissolution aux épontes. En CL ces veines ont une teinte gris-noir et peu de différences avec la matrice.

L'analyse des lames minces associées aux sites de l'Argentière (L5) et de Ponteil (L6) sont en Annexe 3.

4.2.2 Chronologie de la déformation

La chronologie tient compte des différentes générations de structures mises en évidence par l'analyse microstructurale couplée à la cathodoluminescence (CL). Les échantillons correspondent à des carbonates allant du Trias inférieur jusqu'à l'Éocène supérieur pour les flyschs. Certaines roches (L2, L3, L6) présentent une schistosité horizontale bien visible en lame mince. Localement, cette schistosité préserve des reliquats de la S0 (ou de schistosité encore plus ancienne) (Fig. 14). Les veines de calcite contenant du quartz (V1 à la Localisation 2) font partie de la plus ancienne génération observée dans cette étude. Dans d'autres localisations cette étape est liée à la formation de veines de boudinage (L7) comportant elles aussi du quartz marqueur de cristallisation à une profondeur importante. Ces structures précoces sont interprétées comme liées à l'empilement des nappes sédimentaires, antécédent à synchrone du Front Pennique. Par la suite lors de la propagation des contraintes vers l'Ouest et l'activation du chevauchement majeur (FP) les flyschs (L1) déposées dans le bassin d'avant-pays enregistrent cette déformation (V2). Tout comme les flyschs les veines en extradors (L5) sont associées à l'étape de chevauchement. Ces événements précoces couvrent une période temporelle du Priabonien jusqu'au Miocène supérieur. Le début de l'extension est visible à l'échelle de l'affleurement avec des fentes en échelon associées à des failles normales. Une schistosité de dissolution (reprise de la schistosité de première génération ?) très marquée se met en place et remodèle les veines de génération 1, l'orientation initiale n'est donc pas conservée. Simultanément à cet événement dont la contrainte principale est verticale (perpendiculaire à la schistosité, régime extensif) des petites veines de calcite (V3) de teinte orange clair en CL qui recoupent les V1 s'ouvrent (Fig. 14). Ces veines sont découpées et déformées par les surfaces de dissolution et sont cohérentes avec le régime de contraintes extensif. De manière continue l'ouverture de ces veines devient plus importante avec une première étape de cristallisation de fibres aux épontes (jusqu'à 1cm), en CL les teintes des fibres et des petites veines sont similaires. La fracturation s'intensifie et laisse un espace important (pluri-centimétrique) qui peut induire une interaction avec des fluides plus importante avec la cristallisation d'un cœur de veine plus sombre en CL (L2). Une dernière génération de structures précoces, des petites veines de calcite (V4) qui recoupent l'intégralité des

structures énoncées est visible (Fig. 14). D'orientation oblique à la schistosité qu'elle recoupe, sa teinte en CL est plutôt sombre (couleur orange foncé de la matrice). Associée à ces veines une schistosité de dissolution est active aux épontes des V3 (donc perpendiculaire à la première schistosité). L'orientation oblique indique un changement dans l'axe des contraintes principales qui peut faire écho à la domination des failles conjuguées à pendage Est. Cette dernière génération semble représentative d'une étape plus tardive liée au soulèvement des MCE. Toujours dans la phase d'extension à la localisation 4 et 6 des structures fragiles d'envergure plus importantes sont associées au rejeu extensif principal du FP. Des cataclasites associées à la faille présentent plusieurs populations de clastes et de remplissage de calcite (teintes CL différentes). De plus une brèche de faille homogène (non reprise donc plus tardive) contient des petites veines de calcite. Le site L3 présente des cristaux de calcite zonés en remplissage de la porosité ainsi que des plans striés de faille à hématite soulignant le jeu extensif de la structure majeure. Ces différentes générations de structures sont compatibles avec les mouvements du FP, résumé des structures (Fig. 17).

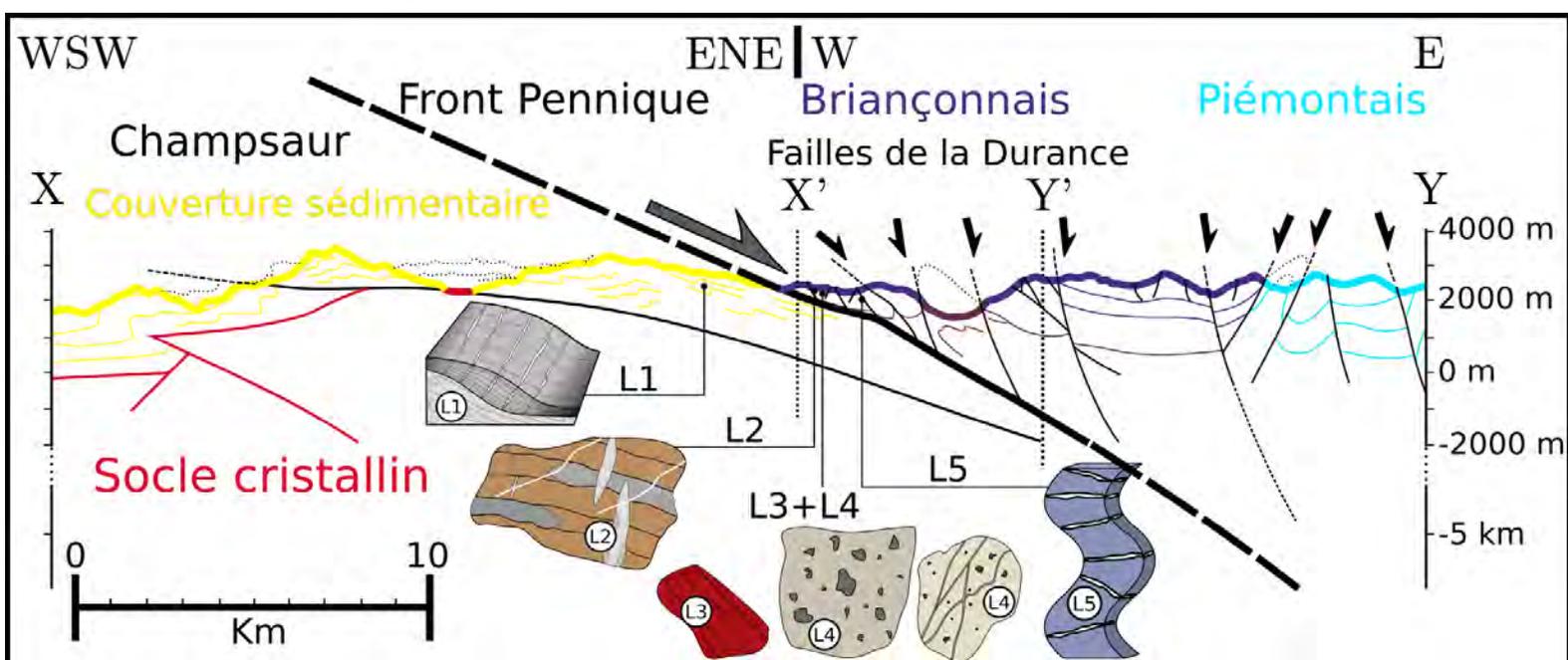


Fig. 17. Coupe résumée des différentes structures échantillonnées (modifiée d'après Tricart et al., 2004).

4.3 Isotopie stable

Un total de 35 échantillons (dont 7 standards) ont été analysés, la compilation des analyses en isotopie stable des différentes générations de structures pour les différents sites montre une certaine variabilité. Les valeurs varient de 3,46 à -4,62 pour le $\delta^{13}\text{C}$ et de -1,87 à -23,0 pour le $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 18). Ces valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont cohérentes avec la littérature (e.g. pour le Massif Cristallin Externe du Mont Blanc, Rossi et Rolland, 2014). Le domaine de formation des roches échantillonnées correspond à la composition de l'eau de mer du Crétacé/Jurassique, c'est la signature primaire des carbonates (Veizer et al., 1999). Un second domaine est défini de 1 à 3,5 pour $\delta^{13}\text{C}$ et de -4 à -14 pour le $\delta^{18}\text{O}$ regroupant la plupart des

4.4 Datations

4.4.1 Ages (U-Th-Sm)/He sur hématite

Le plan de faille strié à hématite du site L3 a été échantillonné en vue de datations par la méthode He sur hématite suivant le protocole de Ault et al., (2015). Deux aliquotes (FP18GT1 et FP18GT2) présentent des valeurs d'He très similaires et différent de l'aliquote FP18GT3, Tableau 2. Ces deux premiers aliquotes (GT1 et GT2) respectivement de masse de 192 et 267 μg donnent des âges à $2,4 \pm 0,1$ et $1,5 \pm 0,1$ Ma tandis que le GT3 de masse de 236 μg indique un âge de $14,8 \pm 0,9$ Ma. L'incertitude (environ 6 %) est basée sur l'erreur analytique de 2,5 % (1,5 % pour les mesures de U, Th, Sm et 1 % pour He). La concentration en U et Th est assez homogène pour les 3 aliquotes.

Nom	Masse (μg)	4He (ccSTP)	$\pm \sigma$ (ccSTP)	^{238}U (ng)	^{232}Th (ng)	^{147}Sm (ng)	Age (Ma)
DURPT22		9,24E-10	9,2E-12	0,041	0,852	0,102	$31,4 \pm 1,9$
DURPT23		8,54E-10	8,5E-12	0,036	0,795	0,094	$31,4 \pm 1,9$
DVP2A		4,53E-10	4,5E-12	0,018	0,412	0,046	$32,3 \pm 1,9$
DVP2B		1,58E-09	1,6E-11	0,078	1,478	0,162	$30,4 \pm 1,8$
DVP2C		3,82E-09	3,8E-11	0,176	3,614	0,404	$30,6 \pm 1,8$
FP18GT1	192	1,27E-10	1,3E-12	0,197	1,030	0,400	$2,4 \pm 0,1$
FP18GT2	267	1,66E-10	1,7E-12	0,419	1,977	0,138	$1,5 \pm 0,1$
FP18GT3	236	1,48E-09	1,5E-11	0,459	1,559	0,080	$14,8 \pm 0,9$

Tableau 2. Principaux résultats de la datation des aliquotes d'hématite du plan de faille de la localisation 3.

Les 5 premiers échantillons sont les standards qui attestent de la validité des résultats obtenus (McDowell et al., 2005).

4.4.2 Datation U-Pb sur calcite

L'étude de la teneur en ^{238}U des échantillons a permis d'identifier les échantillons contenant suffisamment d'uranium pour être daté. Cette teneur doit être supérieure à 0,1 ppb de ^{238}U . Ainsi, 173 points de mesure ont été réalisés dont 83 mesures de standards réparties tous les 10 points de mesure. 56 analyses présentent des teneurs en uranium suffisantes pour être daté. Les structures des localisations L1, L3, L4 (faille à hématite), L5 et L6 sont datables. Pour les datations le principe utilisé est le même mais cette fois-ci la mesure se concentre sur les masses nécessaires à la datation ^{238}U , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb et ^{202}Hg pour raison technique. Un graphique Tera-Wasserburg $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en fonction de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ permet de tracer une droite concordia avec les données et la pente de celle-ci renseigne sur l'âge du minéral (e.g. Tera et Wasserburg, 1972 ; Robert et Walker, 2016 ; Beaudoin et al., 2018 et Repository). Malheureusement l'ICP-MS du laboratoire GEOPS à Orsay est en maintenance et les séances de datation ont été repoussées.

5. Discussion

5.1 Origine des fluides liés à l'inversion du FP

Notre étude montre que certains encaissants ont conservé une signature primaire tandis que la plupart des échantillons montrent des $\delta^{18}\text{O}$ appauvris qui s'éloignent des signatures primaires. Des valeurs négatives en $\delta^{18}\text{O}$ peuvent être expliquées par une hausse de la température qui favorise thermodynamiquement l'incorporation des isotopes de faible masse dans le minéral par rapport à l'isotope de masse plus élevée. Ce signal est une signature secondaire qui décrit une activité tectonique associée à l'enfouissement lors de la formation de la chaîne. La variabilité entre les encaissants peut être liée à des conditions d'enfouissement différentes et/ou à l'héritage géochimique initial. De nombreuses structures échantillonnées sont présentes dans ce domaine proche des roches encaissantes.

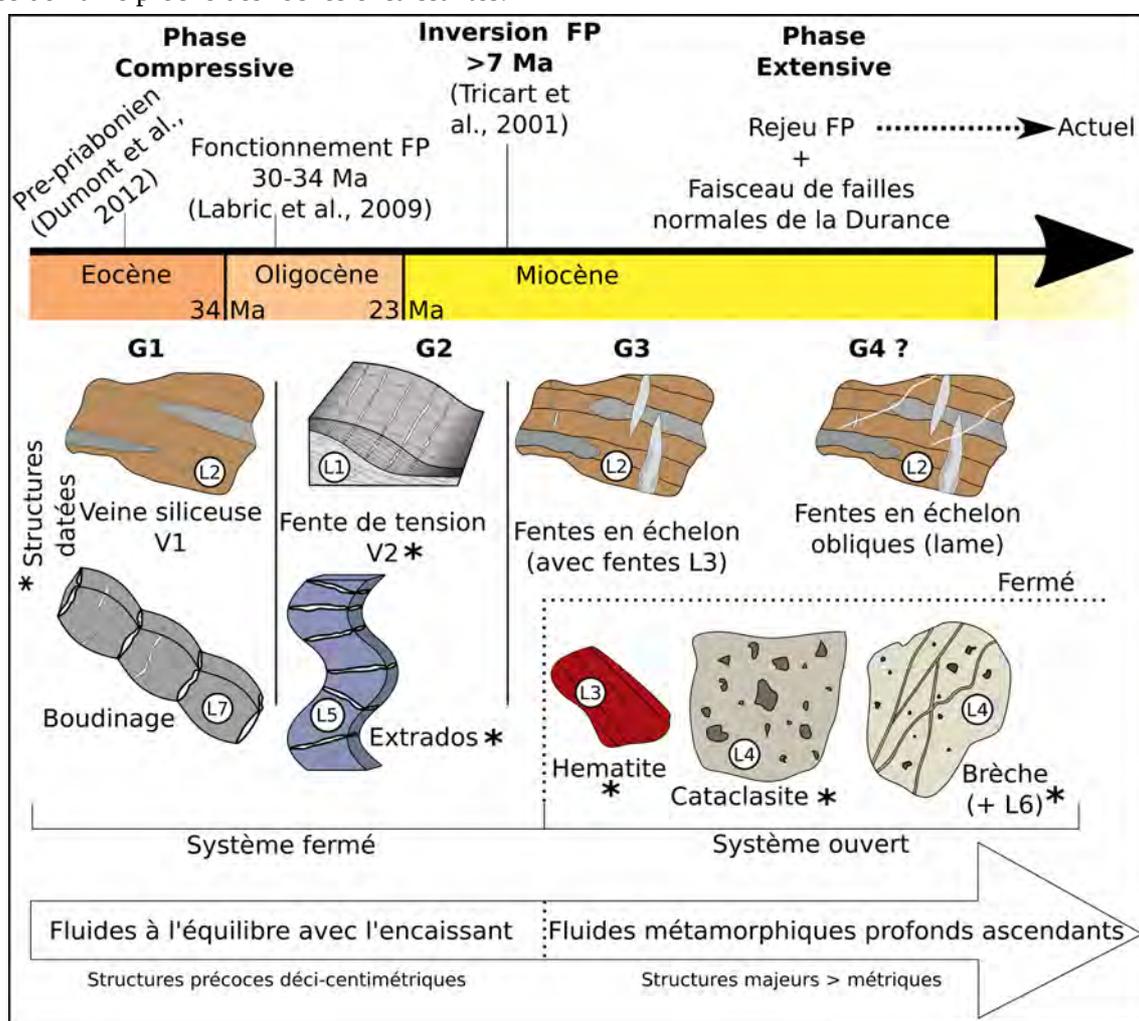


Fig. 19. Synthèse des contraintes présentes dans la littérature avec l'évolution des fluides en fonction des différentes structures avec leurs localisations. Chronologie relative issue de l'analyse des lames.

Les fluides associés aux phases tectoniques précoces ainsi qu'au début de l'extension (Fig. 19) (veines en extrados, fentes de tension...) de taille déci-centimétrique sont complètement tamponnés par l'encaissant,

c'est à dire que la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ est proche de celle de l'encaissant. Cela indique un système fermé ou le fluide est piégé lors de la cristallisation de la calcite. La proportion de fluide est faible par rapport à la proportion de roche, un rapport fluide sur roche faible permet le rééquilibrage du fluide avec l'encaissant. Par la suite, des structures pluri-métriques se mettent en place pendant la phase extensive (cataclasite, brèche de faille...). Ces structures de grande dimension (associées aux failles de la Haut-Durance) avec un rapport fluide sur roche faible ne présentent pas la même signature que la matrice. Le système est ouvert et permet la circulation importante de fluides profonds et chauds dont la signature est métamorphique (Nardini et al., 2019). Les signatures en terres rares, issues de la cartographie élémentaire, complètent les analyses des isotopes stables.

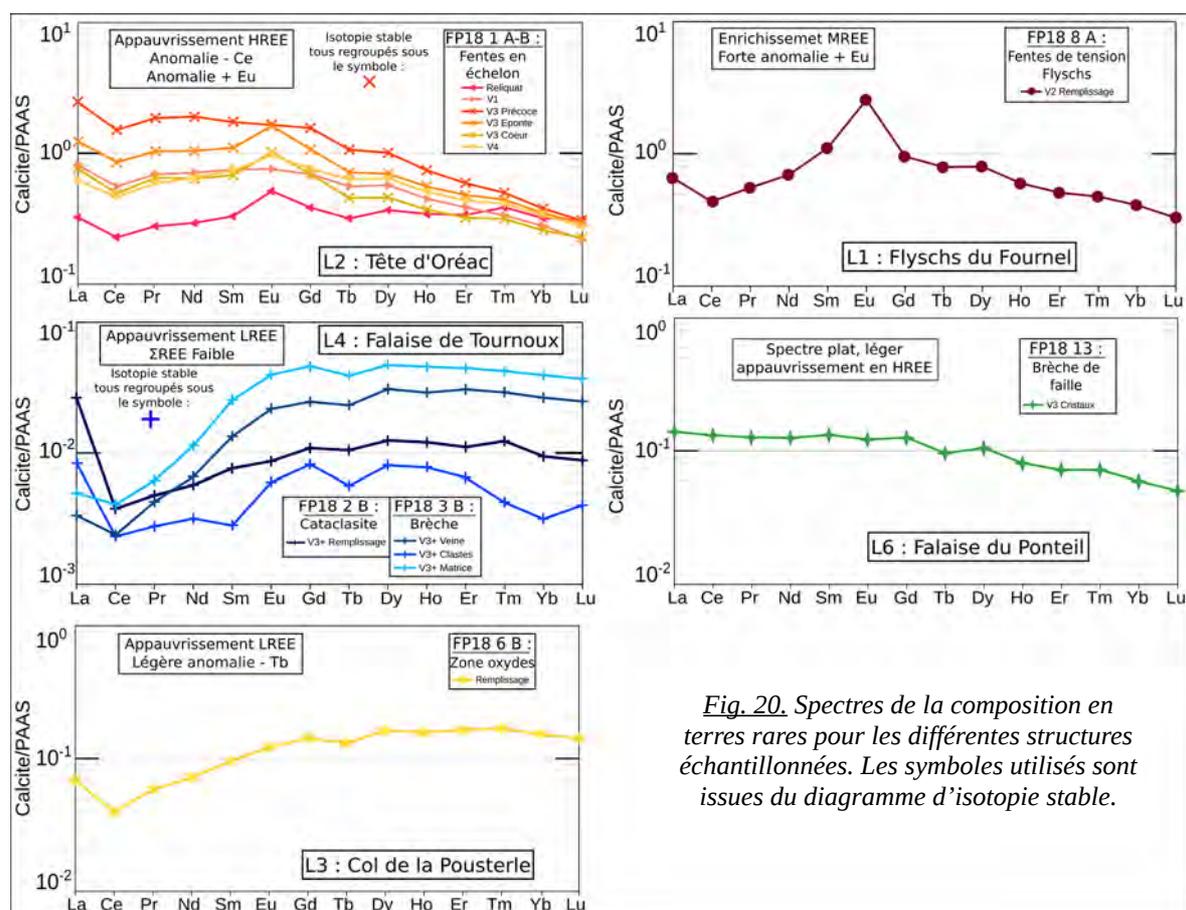


Fig. 20. Spectres de la composition en terres rares pour les différentes structures échantillonnées. Les symboles utilisés sont issues du diagramme d'isotopie stable.

Une anomalie négative en Cerium (Ce) est observée presque à chaque localisation et est un marqueur de conditions oxydées. Les structures de la localisation 1, 8 et 13 (légèrement) sont appauvries en terres rares lourdes tandis que celles des localisations 3 et 4 sont appauvries en terres rares légères (Fig. 20).

Les structures associées à des fluides métamorphiques (L3, 4 et 6), selon le diagramme d'isotopie stable, ont des teneurs en terres rares plus faibles que les autres localisations (au moins 1 ordre de grandeur). Les fluides associés aux structures majeures sont appauvris en LREE tandis que ceux associés aux structures précoces sont appauvris en HREE.

5.2 Signification des datations He sur hématisite

Les âges obtenus sur hématisite semblent compatibles avec une activation en extension du Front Pennique au minimum depuis 15 Ma. Ce jeu extensif est continu jusqu'à l'actuel comme le montre l'activité décrocho-extensive enregistrée le long du FP. Ce jeu continu est compatible avec l'analyse de la chronologie des structures micro-tectoniques. Les deux âges les plus jeunes à 2 Ma environ, peuvent être associés à des grains de tailles plus réduites. La rétention de l'He par les aliquotes d'hématisite, dépend de leurs tailles. En effet, la probabilité de fuite de l'atome du réseau cristallin augmente avec la proximité de la bordure du minéral. Un premier facteur sera à appliquer aux âges présentés puisque la détermination des paramètres cristallographiques des aliquotes dégazés est en cours (Balout et al., 2017). La température et le temps sont aussi à prendre en compte dans la diffusion de l'hélium. Discuté par Farley et al., (2018) avec l'exemple d'un aliquote de 10 nm de rayon, ils estiment à environ 7 % de perte d'hélium pour 1 Ma à 50°C tandis qu'à 30°C la diffusion est inférieure à 1 %. De plus, la dépendance au temps augmente fortement en fonction de la température : à 75°C la diffusion de l'hélium est de 50 % à 1 Ma contre 18 % à 0,1 Ma. Si la taille des aliquotes datée été sûrement plus importante, une correction sera tout de même à appliquer. Les âges d'hématisite peuvent être interprétés de 3 façons selon Ault et al., (2015), (1) associés au refroidissement et à l'exhumation. Dans ce cas des âges uniformes doivent être observés sur les grains de taille similaire. (2) Si la température de cristallisation est inférieure à la température de fermeture alors l'âge mesuré est directement celui de la minéralisation. (3) Une réinitialisation par interaction avec des fluides chauds (ou une chauffe par friction lors d'activation de la faille associée). Aucune hypothèse n'est à écarter pour expliquer les âges les plus jeunes qui peuvent aussi être liés à des cristallisations plus tardives dans la porosité créée au fur et à mesure de l'activation de la faille (effet géode). De plus ces âges sont issus de peu d'analyses, l'objectif était surtout de tester la faisabilité de la méthode (ainsi que pour les datations U-Pb sur calcite). Les résultats sont très prometteurs pour des études plus poussées à venir.

5.3 Evolution géodynamique de la zone du FP

Bien que la partie datation ne soit composée que de trois âges sur hématisite dont le plus ancien est de 15 Ma donne une contrainte minimale sur la mise en place du jeu en détachement du Front Pennique (qui sera confronté à des âges sur calcite par la suite). La collision alpine exprimée par la subduction des unités continentales est le principal moteur de l'orogénèse. Après une première phase d'empilement des nappes dans les zones internes en relation avec le sous-charriage du Briançonnais, le Front Pennique se met en place permettant l'enfouissement du massif du Pelvoux (Fig. 21) daté par Simon-Labric et al., (2009). Un second indicateur de fonctionnement en direction de l'Ouest du FP est l'exhumation des zones internes (Briançonnais) (Tricart et al., 2001). Cet âge de 15 Ma est également en bon accord avec le reste des traces de fissions sur apatites (Schwartz 2000) et celui du système Ar-Ar vers 12-15 Ma au niveau du Plan-de-

Phazy (Guillestre, Lanari et al., 2014), que ces auteurs attribuent à la mise en place d'un système hydrothermal qui pourrait être associé à l'extension du FP.

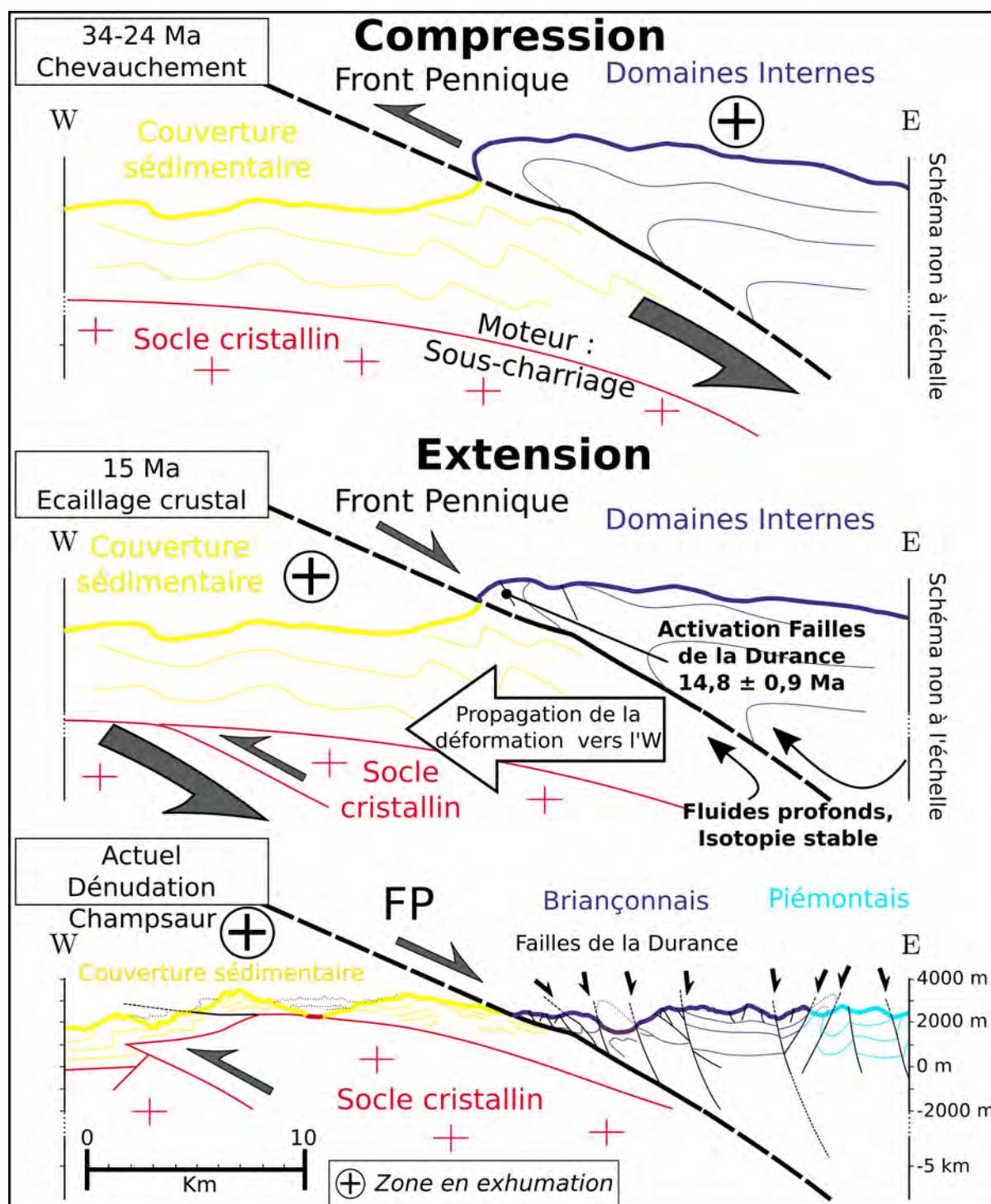


Fig. 21. Sketch récapitulatif de l'histoire tectonique de la partie Sud-Ouest des Alpes. La phase compressive induit l'exhumation des domaines internes puis des MCE (implication du socle) avec la formation d'une nouvelle écaille.

Ainsi, l'âge de 15 Ma pourrait correspondre à l'âge d'initiation de la tectonique extensive. Notons que cet âge est également celui de l'initiation de l'extrusion du massif du Mont Blanc (15,8 Ma), également sous le Front

Pennique (Rolland et Rossi, 2016). Cette corrélation avec le Mont Blanc semble d'autant plus appropriée que la nature des fluides impliqués (basé sur la signature en isotopes stables du C) est similaire. Lorsque la balance des forces entre l'exhumation par sous-charriage et la gravité est à l'équilibre, les chevauchements se propagent vers l'avant de la chaîne. Cela induit un écaillage plus important impliquant le socle cristallin (et des processus plus profonds). C'est la transition d'une tectonique de couverture (thin-skin) vers une tectonique impliquant des écailles de socle (thick-skin). La création d'une nouvelle écaille plus à l'Ouest induit le soulèvement des Massifs Cristallins Externes (ancienne écaille) et le rejeu du FP. A 15 Ma des marqueurs de rejeu extensifs du FP (failles normales à hématite striée) sont déjà présents dans les zones internes. Grâce à cette étude l'inversion du Front Pennique est définie comme plus ancienne que 15 Ma.

6. Conclusion

Une chronologie relative a été réalisée grâce à des observations sur le terrain et en lames minces des différentes structures associées au Front Pennique. Plusieurs générations sont ainsi identifiées grâce à la cathodoluminescence. Cette chronologie montre l'existence de structures précoces compatibles avec la mise en place des nappes au travers de grands chevauchements et des structures tardives en extension. Une signature diagénétique est observée pour la plupart des échantillons provenant de la roche encaissante (de 1 à 3,5 pour $\delta^{13}\text{C}$ et de -4 à -14 pour le $\delta^{18}\text{O}$). Les structures extensives précoces de petite dimension (veines et fentes) ont une signature isotopique proche de la roche encaissante témoignant d'un système fermé où la circulation des fluides est limitée. Les failles normales majeures associées au rejeu extensif du Front Pennique montrent une signature isotopique très négative en relation avec la circulation de fluides métamorphiques drainés par les failles au travers d'un système ouvert.

L'âge de $14,8 \pm 0,9$ Ma issu de la datation (U-Th-Sm)/He sur hématite d'un plan de faille normale permet contraindre l'inversion du Front Pennique au minimum à 15 Ma. Les âges plus récents ($2,4 \pm 0,1$ Ma et $1,5 \pm 0,1$ Ma) témoignent d'un continuum dans le jeu extensif avec une circulation pérenne de fluides jusqu'au Quaternaire en cohérence avec la sismicité actuelle. Les datations de veines de calcites sont en cours de réalisation et permettront de compléter la caractérisation temporelle des différentes structures associées au rejeu extensif du Front Pennique. La propagation de la déformation vers l'avant-pays induit un écaillage du socle qui entraîne un épaissement crustal avec l'exhumation des Massifs Cristallins Externes et le rejeu des structures compressives.

Une étude complémentaire sur l'assemblage des atomes formant le CO_2 avec la proportion de molécules clumpées (somme des nucléides des atomes composant la molécule de CO_2 égal à 47) est intéressant et est en cours de préparation avec des collaborateurs du laboratoire d'Orsay. Cette méthode de calcul du Δ_{47} permet d'obtenir la température de cristallisation et ainsi remonter à la paléoaltitude en complément de l'information d'origine du fluide, (Pagel et al., 2017; Bonifacie et al., 2016; Beaudoin et al., 2018). De plus des datations

U-Pb sur calcites sont en cours d'acquisition et seront confrontées aux âges obtenus par la méthode (U-Th-Sm)/He sur hématite.

Remerciements

Ce mémoire est le résultat du travail avec plusieurs personnes de laboratoires différents. Un grand merci à mes tuteurs Stéphane Schwartz (avec le parrainage de Thierry Dumont) et Yann Rolland pour m'avoir fait confiance depuis le début (RIP FP18-12). Merci à Fayçal Soufi du laboratoire EDYTEM pour les belles lames minces. Mes pensées vont bien entendu aux chercheurs et ingénieurs d'études du laboratoire GEOPS, notamment Benjamin Brigaud pour l'ensemble de nos discussions et son aide pour chacune des études, Cécile Gautheron pour les discussions sur les datations hématite ainsi que Rosella Pinna-Jamme pour son travail, Nathaniel Findling du laboratoire ISTerre pour l'étude de l'hématite, Aurélie Noret pour l'isotopie stable, Frédéric Haurine pour la cartographie élémentaire et Valérie Godard pour sa réactivité à la découpe des lames. Ce projet a bénéficié du soutien financier du programme RGF piloté par le BRGM.

Bibliographie

- Allard, T., Gautheron, C., Bressan Riffel, S., Balan, E., Soares, B.F., Pinna-Jamme, R., Derycke, A., Morin, G., Bueno, G.T., do Nascimento, N., 2018. Combined dating of goethites and kaolinites from ferruginous duricrusts. Deciphering the Late Neogene erosion history of Central Amazonia. *Chemical Geology* 479, 136–150. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.01.004>
- Andrieu, S., Brigaud, B., Rabourg, T., Noret, A., 2015. The Mid-Cenomanian Event in shallow marine environments: Influence on carbonate producers and depositional sequences (northern Aquitaine Basin, France). *Cretaceous Research* 56, 587–607. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.06.018>
- Ault 2015 Data Repository.pdf, n.d.
- Ault, A.K., Frenzel, M., Reiners, P.W., Woodcock, N.H., Thomson, S.N., 2016a. Record of paleofluid circulation in faults revealed by hematite (U-Th)/He and apatite fission-track dating: An example from Gower Peninsula fault fissures, Wales. *Lithosphere* 8, 379–385. <https://doi.org/10.1130/L522.1>
- Ault, A.K., Frenzel, M., Reiners, P.W., Woodcock, N.H., Thomson, S.N., 2016b. Record of paleofluid circulation in faults revealed by hematite (U-Th)/He and apatite fission-track dating: An example from Gower Peninsula fault fissures, Wales. *Lithosphere* 8, 379–385. <https://doi.org/10.1130/L522.1>
- Balout, H., Roques, J., Gautheron, C., Tassan-Got, L., Mbongo-Djimbi, D., 2017. Helium diffusion in pure hematite (α -Fe₂O₃) for thermochronometric applications: A theoretical multi-scale study. *Computational and Theoretical Chemistry* 1099, 21–28. <https://doi.org/10.1016/j.comptc.2016.11.001>
- Bauve, V., Plateaux, R., Rolland, Y., Sanchez, G., Bethoux, N., Delouis, B., Darnault, R., 2014. Long-lasting transcurrent tectonics in SW Alps evidenced by Neogene to present-day stress fields. *Tectonophysics* 621, 85–100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.006>
- Beaudoin, N., Lacombe, O., Roberts, N.M.W., Koehn, D., 2018a. U-Pb dating of calcite veins reveals complex stress evolution and thrust sequence in the Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Geology* 46, 1015–1018. <https://doi.org/10.1130/G45379.1>
- Beaudoin, N., Lacombe, O., Roberts, N.M.W., Koehn, D., 2018b. U-Pb dating of calcite veins reveals complex stress evolution and thrust sequence in the Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Geology* 46, 1015–1018. <https://doi.org/10.1130/G45379.1>
- Bonifacie, M., Calmels, D., Eiler, J.M., Horita, J., Chaduteau, C., Vasconcelos, C., Agrinier, P., Katz, A., Passey, B.H., Ferry, J.M., Bourrand, J.-J., 2017. Calibration of the dolomite clumped isotope thermometer from 25 to 350 °C, and implications for a universal calibration for all (Ca, Mg, Fe)CO₃ carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 200, 255–279. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.11.028>

- Boutoux, A., Bellahsen, N., Nanni, U., Pik, R., Verlaquet, A., Rolland, Y., Lacombe, O., 2016. Thermal and structural evolution of the external Western Alps: Insights from (U–Th–Sm)/He thermochronology and RSCM thermometry in the Aiguilles Rouges/Mont Blanc massifs. *Tectonophysics* 683, 109–123. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.010>
- Brigaud, B., Vincent, B., Pagel, M., Gras, A., Noret, A., Landrein, P., Huret, E., 2018. Sedimentary architecture, depositional facies and diagenetic response to intracratonic deformation and climate change inferred from outcrops for a pivotal period (Jurassic/Cretaceous boundary, Paris Basin, France). *Sedimentary Geology* 373, 48–76. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.04.011>
- Callen, J.M., Herrmann, A.D., 2018. In situ geochemistry of middle Ordovician dolomites of the upper Mississippi valley. *The Depositional Record* 5, 4–22. <https://doi.org/10.1002/dep2.51>
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 107–118. <https://doi.org/10.1007/BF00381838>
- Collombet, M., Thomas, J.C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.P., Gratier, J.P., 2002. Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data: TERTIARY ROTATION OF THE WESTERN ALPS. *Tectonics* 21, 14-1-14–15. <https://doi.org/10.1029/2001TC901016>
- Delacou, B., n.d. Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique 273.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.-M., Albarède, F., 1997. The Lu–Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature* 387, 586–589. <https://doi.org/10.1038/42446>
- Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P., Jourdan, S., 2012. Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *Journal of Geodynamics* 56–57, 18–38. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.11.006>
- Evans, N.J., Byrne, J.P., Keegan, J.T., Dotter, L.E., 2005. Determination of Uranium and Thorium in Zircon, Apatite, and Fluorite: Application to Laser (U–Th)/He Thermochronology. *Journal of Analytical Chemistry* 60, 1159–1165. <https://doi.org/10.1007/s10809-005-0260-1>
- Farley, K.A., 2018. Helium diffusion parameters of hematite from a single-diffusion-domain crystal. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 231, 117–129. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.04.005>
- Goffé, 2004. Goffé, B., Schwartz, S., Lardeaux, J. M., & Bousquet, R. (2004). Metamorphic structure of the Western and Ligurian Alps. *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 149, 125-144.
- Kerchkove, C., n.d. J. DEBELMAS, M. LEMOINE CARTE Guillestre 26.
- Lardeaux, J.M., Schwartz, S., Tricart, P., Paul, A., Guillot, S., Béthoux, N., Masson, F., 2006. A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova* 18, 412–422. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00706.x>
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* 3, 179–199. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(86\)90044-9](https://doi.org/10.1016/0264-8172(86)90044-9)
- Malusà, M.G., Zhao, L., Eva, E., Solarino, S., Paul, A., Guillot, S., Schwartz, S., Dumont, T., Aubert, C., Salimbeni, S., Pondrelli, S., Wang, Q., Zhu, R., 2017. Earthquakes in the western Alpine mantle wedge. *Gondwana Research* 44, 89–95. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.11.012>
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C., Farley, K.A., 2005. A precise ⁴⁰Ar–³⁹Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology* 214, 249–263. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.10.002>
- Nardini, N., Muñoz-López, D., Cruset, D., Cantarero, I., Martín-Martín, J., Benedicto, A., Gomez-Rivas, E., John, C., Travé, A., 2019. From Early Contraction to Post-Folding Fluid Evolution in the Frontal Part of the Bóixols Thrust Sheet (Southern Pyrenees) as Revealed by the Texture and Geochemistry of Calcite Cements. *Minerals* 9, 117. <https://doi.org/10.3390/min9020117>
- Pagel, M., Bonifacie, M., Schneider, D.A., Gautheron, C., Brigaud, B., Calmels, D., Cros, A., Saint-Bezar, B., Landrein, P., Sutcliffe, C., Davis, D., Chaduteau, C., 2018. Improving paleohydrological and diagenetic reconstructions in calcite veins and breccia of a sedimentary basin by combining $\Delta 47$ temperature, $\delta 18\text{O}_{\text{water}}$ and U–Pb age. *Chemical Geology* 481, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.12.026>
- Roberts et Walker - 2016 - U–Pb geochronology of calcite-mineralized faults .pdf, n.d.

- Roberts, N.M.W., Walker, R.J., 2016. U-Pb geochronology of calcite-mineralized faults: Absolute timing of rift-related fault events on the northeast Atlantic margin. *Geology* 44, 531–534. <https://doi.org/10.1130/G37868.1>
- Rolland, Y., Rossi, M., 2016. Two-stage fluid flow and element transfers in shear zones during collision burial-exhumation cycle: Insights from the Mont Blanc Crystalline Massif (Western Alps). *Journal of Geodynamics* 101, 88–108. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.016>
- Rossi, M., Rolland, Y., 2014. Stable isotope and Ar/Ar evidence of prolonged multiscale fluid flow during exhumation of orogenic crust: Example from the Mont Blanc and Aar Massifs (NW Alps): Multi-scale fluid flow in the Alps. *Tectonics* 33, 1681–1709. <https://doi.org/10.1002/2013TC003438>
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 93–117. <https://doi.org/10.1007/s00015-004-1113-x>
- Schwartz, S., n.d. La zone piémontaise des Alpes occidentales: un paléocomplexe de subduction. *Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux* 289.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., Fornari, M., 2009. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). *Terra Nova* 21, 127–136. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00865.x>
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allanic, C., Tricart, P., Burkhard, M., 2007. Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *International Journal of Earth Sciences* 96, 1101–1129. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0181-3>
- Tera, F., Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 14, 281–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90128-8)
- Thouvenot, F., Fréchet, J., 2006. SEISMICITY ALONG THE NORTHWESTERN EDGE OF THE ADRIA MICROPLATE, in: Pinter, N., Gyula, G., Weber, J., Stein, S., Medak, D. (Eds.), *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 335–349. https://doi.org/10.1007/1-4020-4235-3_23
- Tricart, P., 2001. Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G., & Lardeaux, J. M. (2001). La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front brianconnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales); une dynamique miocene a actuelle. *Bulletin de la Société géologique de France*, 172(1), 49–58.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Lardeaux, J.-M., 2004. Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps). *Journal of Structural Geology* 26, 1633–1645. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.02.002>
- Tricart, P., Lardeaux, J.-M., Schwartz, S., Sue, C., 2006. The late extension in the inner western Alps: a synthesis along the south-Pelvoux transect. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 177, 299–310. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.177.6.299>
- Tricart, P., Van Der Beek, P., Schwartz, S., Labrin, E., 2007. Diachronous late-stage exhumation across the western Alpine arc: constraints from apatite fission-track thermochronology between the Pelvoux and Dora-Maira Massifs. *Journal of the Geological Society* 164, 163–174. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-174>
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ^{d13}C and ^{d18}O evolution of Phanerozoic seawater 30.
- Walpersdorf, A., Pinget, L., Vernant, P., Sue, C., Deprez, A., the RENAG team, 2018. Does Long-Term GPS in the Western Alps Finally Confirm Earthquake Mechanisms? *Tectonics* 37, 3721–3737. <https://doi.org/10.1029/2018TC005054>
- Zhang, W., Guan, P., Jian, X., Feng, F., Zou, C., 2014. *In situ* geochemistry of Lower Paleozoic dolomites in the northwestern Tarim basin: Implications for the nature, origin, and evolution of diagenetic fluids. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 2744–2764. <https://doi.org/10.1002/2013GC005194>

Annexes

Annexe 1 : Méthodes

3.1 Analyses structurales de terrain et pétrologie

Les données issues du travail de terrain seront présentées dans la partie résultats « analyse de la micro-tectonique ». Un point clef de cette analyse est de caractériser les structures tectoniques aux différentes échelles depuis l’affleurement jusqu’à l’échantillon. Des photographies d’affleurements ainsi que des schémas interprétatifs associés permettent la compréhension du contexte de mise en place. L’analyse des structures tectoniques est présentée dans un diagramme stéréographique synthétique pour chaque affleurement. La première étape d’analyse consiste en la sélection des différents types de microstructures pour la réalisation des lames minces. Plusieurs générations de veines sont présentes et leur observation au microscope optique permet d’obtenir une chronologie relative (par relations géométriques, recoupement ou superposition...) des différentes étapes de déformation. L’ensemble sera présenté dans la partie résultats. En complément, des observations par cathodoluminescence (CL) avec le dispositif Cathodyne (cathode froide) monté d’une caméra Spot (vide ~50mTorr ou 6.7 Pa ; tension 16-18 kv ; canon à électron ~200 μ A) ont été effectuées sur les mêmes échantillons. La circulation d’un courant électrique dans un fil de tungstène permet la production d’électrons projetés sur l’échantillon. Ce bombardement produit une excitation des éléments des minéraux et le retour à l’équilibre émet un photon dont la longueur d’onde est caractéristique de la composition du minéral. Les analyses effectuées avec le dispositif Cathodyne ne sont pas quantitatives mais qualitatives, elles permettent d’imager, par des teintes différentes, des variations de la composition chimique des minéraux qui constituent les veines échantillonnées. Ce dispositif aide à définir une chronologie relative entre différentes familles de veines d’une même lame et est une analyse préliminaire aux mesures des isotopes stables.

3.2 Isotopie stable Carbone-Oxygène

Les mesures par isotopes stables sur les différentes générations de veines de calcite ont été réalisées en collaboration avec Benjamin Brigaud, sédimentologiste de l’équipe « Relief, Bassin et Ressources » au laboratoire de GEOPS (GEOsciences Paris Sud) à Orsay. J’ai effectué l’ensemble du protocole de préparation chimique (Andrieu et al., 2015) avec l’aide d’Aurélie Noret, Ingénieure d’Etude à GEOPS. Le principe est de faire réagir la calcite avec de l’acide orthophosphorique. Un prélèvement d’environ 1mm³ d’échantillon (quelques mg) est effectué en utilisant une Dremel 4000 (tête de 3,2mm de longueur). Un numéro est assigné à chaque prélèvement et est inscrit sur toute la verrerie utilisée (Fig. 22). L’échantillon est délicatement inséré au fond d’un tube dans lequel est ajouté de l’acide orthophosphorique, H₃PO₄ pur (distillé au laboratoire à partir d’acide commercial) et connecté par pompage à la ligne de préparation. Cet

acide à la particularité d'avoir une tension vapeur très faible assurant sa non volatilisation lors de la mise sous vide de la ligne d'extraction.

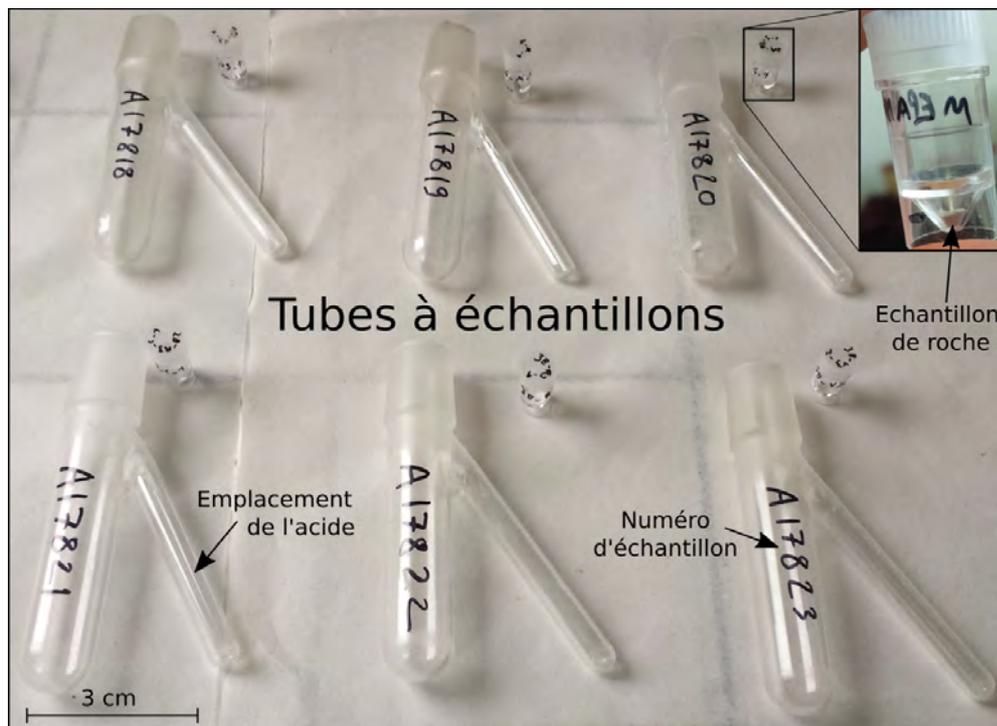
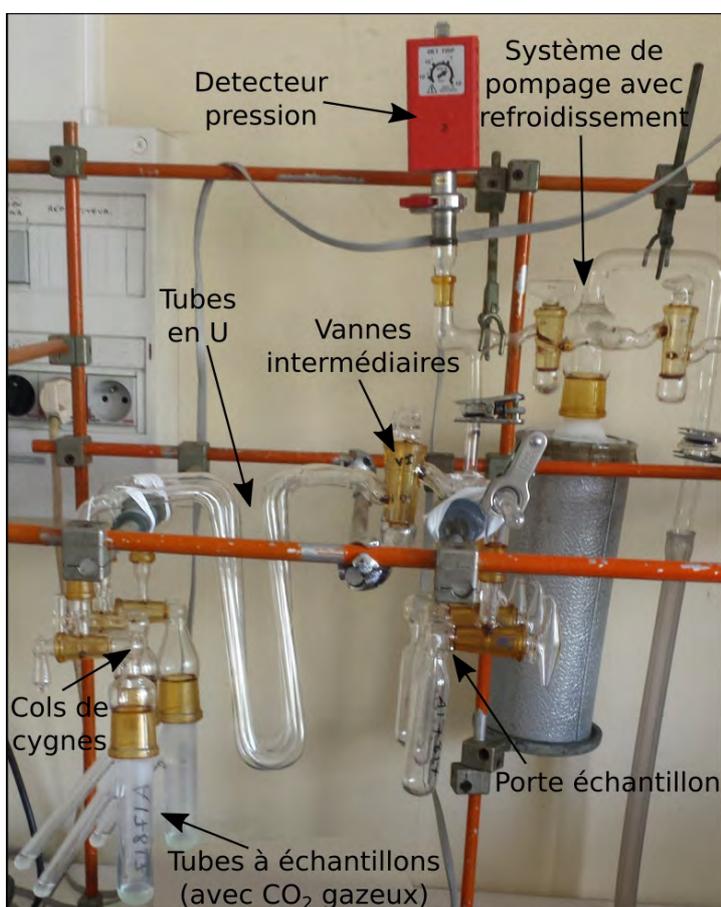


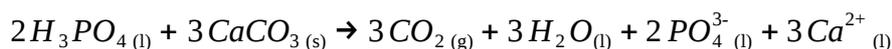
Fig. 22. Photographie des tubes à échantillons numérotés associés à la roche en poudre.



Une valeur de vide acceptable atteinte (environ $1,5 \cdot 10^{-2}$ mbar) les tubes à échantillons sont fermés et plongés dans un bain marie à 25°C. Après environ 15 minutes pour équilibrer la température, l'acide est renversé sur l'échantillon. La dissolution commence et du CO₂ est produit. Les tubes sont laissés 24h dans ces conditions. La réaction doit être complète pour ne pas provoquer de fractionnement isotopique accidentel.

De plus selon la réaction, Formule 1, l'oxygène de l'acide ne réagit pas avec le carbone de la calcite. Les atomes composant le CO₂ produit sont seulement issus de la calcite (le quartz n'est pas dissous).

Fig. 23. Photographie de la ligne de préparation. Récupération du CO₂ présent après dissolution. Utilisation de piège d'azote liquide.



Formule 1. Réaction de dissolution de la calcite sous vide par ajout d'acide orthophosphorique.

La deuxième étape du protocole consiste à extraire les échantillons désormais sous forme de CO₂, dans des ampoules (PE : porte-échantillon), (Fig. 23). Le CO₂, dont la température de condensation solide est inférieure à -90°C à basse pression, va être piégé dans des tubes en U trempés dans de l'azote liquide (température de -180°C). Les gaz incondensables à cette température (argon, azote...) sont pompés. Le CO₂ pur des échantillons est alors transféré dans les PE.

Le CO₂ est ensuite analysé par un spectromètre de masse IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer), Sira VG 10 dual inlet. Sous vide poussé (de l'ordre de 10⁻¹⁰ mbar) les atomes de CO₂ sont ionisés puis le flux d'ions est concentré et accéléré afin d'être trié en passant dans le tube de vol. Un champ magnétique va perturber la trajectoire des ions en fonction de leur masse. Au bout du tube des récepteurs comptent le nombre d'atomes pour chaque masse. Le signal électronique est ensuite amplifié et converti en rapports isotopiques. Les résultats exprimés en unité δ : δ¹³C et δ¹⁸O sont issus de la Formule 2.

$$\delta^{13}C = \left[\frac{(^{13}C/^{12}C)_{ech}}{(^{13}C/^{12}C)_{ref}} - 1 \right] \times 1000 \quad \text{Formule 2 : Fractionnement entre deux isotopes.}$$

C'est le rapport de l'abondance de deux isotopes stables, ¹³C (lourd et rare) normalisé au ¹²C (léger et abondant) (pour l'oxygène c'est O¹⁸ et O¹⁶), par rapport à un standard. Les résultats sont exprimés par rapport au standard international V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite). Au total, 35 échantillons (dont 7 standards) ont été analysés. Les valeurs de δ¹³C et δ¹⁸O sont insérées dans un diagramme qui permet la caractérisation de l'origine du fluide à partir duquel les calcites ont cristallisé, (Brigaud et al., 2018).

3.3 Datations

3.3.1 (U-Th-Sm)/He sur hématite

Ces analyses ont été effectuées au laboratoire GEOPS à Orsay par Rosella Pinna. Malheureusement je n'ai pas pu effectuer moi-même le protocole, (Ault et al. DR, 2015), mais j'ai visité l'ensemble des machines utilisées. Cette méthode a été appliquée à des aliquotes d'hématites issues de l'échantillon FP18-6 composant la zone broyée de la localisation 3 liée au plan de faille. Des informations quant à la remobilisation de ce matériel peuvent compléter la caractérisation des fluides et les datations des failles associées.

Le protocole va procéder par quantités croissantes jusqu'à obtenir un volume d'He dégazé suffisant pour être analysé. Des tests préliminaires d'analyse de la concentration en ⁴He sur des fragments de l'échantillon de ~50 µg ont été effectués mais se sont avérés négatifs. Des fragments plus gros de l'ordre de 0,1 à 0,2 mg sont sélectionnés et emballés dans des capsules en Niobium de 2x3 mm ultrapure puis placés dans une enceinte

ultravide. Les capsules sont dégazées à l'aide d'un laser du modèle Fusion Diode (Teledyne) pendant 15 minutes à 900°C. Le gaz est purifié par différents pièges (four à titane et getter 707), puis immobilisé sur un piège cryogénique à 7°K. L'He est relâché à 50°K puis envoyé dans le spectromètre de masse de type VG5400 et la quantité d'He est mesurée à l'aide d'un multiplicateur d'électrons couplé à un système de comptage d'ions. Chaque capsule est chauffée de nouveau jusqu'à ce que l'aliquote ne contienne plus d'He. La concentration en ⁴He est obtenue par comparaison avec un standard d'⁴He calibré et la qualité des âges est comparée avec des apatites de Durango d'âge connu 31.04±1.01 Ma (MacDowell et al., 2005).

Les quantités en U et en Th sont analysées par dilution isotopique, les capsules sont dissoutes suivant le protocole décrit dans Allard et al., (2018) dans un mélange d'acide HNO₃ 5M (100 µl) dont les concentrations en ²³⁵U, ²³⁰Th et ¹⁴⁷Sm, d'HCL 40% (400 µl) et quelques gouttes d'HF à 38% sont connues. Les tubes en teflon sont chauffés à 100°C pendant une nuit, puis les solutions sont évaporées à 180°C. 3 ml d'HNO₃ 1M sont rajoutés dans le tube, qui est chauffé 1h à 100°C. Les solutions sont analysées à l'aide d'un ICPMS Quadrupole à l'IPGP, et les concentrations en ²³⁸U, ²³²Th et ¹⁴⁷Sm sont déterminées par dilution isotopique, suivant Evans et al., (2005).

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) \times (e^{\lambda \cdot {}^{238}\text{U} \times t} - 1)$$

Formule 3. Détermination de l'âge de l'échantillon en fonction des spikes mesurés d'après Evans et al., (2005).

3.3.2 Datation des microstructures

En amont des datations les concentrations en terres rares (Rare Earth Element : REE) ainsi que quelques masses importantes, Mn, Ba, Fe, Sr et surtout la masse 238 pour l'uranium sont mesurées (26 masses analysées pour une gamme de 24 à 238). Une cartographie générale de la lame indiquera si la datation est possible pour certains échantillons. Par la suite les masses correspondantes aux isotopes nécessaires à la datation (²³⁸U, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb et ²⁰²Hg pour raison techniques) seront mesurées avec le même principe mais des temps de comptages plus importants. Le rayon ionique de l'uranium et du thorium ainsi que leur coordinance (nombre d'atomes voisins) sont élevés ce qui diminue sa capacité de substitution. Ils se localisent dans des défauts structuraux de la calcite. L'analyse de la composition se fait par ablation laser couplée à un spectromètre de masse haute résolution (ICPMS-HR).

Les analyses ont été réalisées au laboratoire GEOPS à Orsay et j'ai encore une fois effectué la totalité du protocole avec l'aide de Frédéric Haurine, Ingénieur d'Étude en charge de l'ICMPS-HR laser et Valérie Godard pour la découpe des lames. En suivant le protocole de (Beaudoin et al., 2018), le spot est préparé par une phase de pré-ablation sur un cercle de 150 µm de diamètre pendant 3 secondes. Ensuite le laser Excimer 193nm CETAC de fréquence 10Hz avec une fluence de 7-8 J.cm⁻² procède à l'ablation sur un diamètre de 100 µm pendant 30 secondes. Un gaz d'Ar et He transporte de fines particules dans la chambre d'irradiation

où les éléments ablatés sont ionisés par une torche à plasma (6-8 mille °K). Le spectromètre de masse à secteur magnétique couplé analyse le faisceau de photons émis (champs magnétique quadripôle pour la séparation). Pour la calibration interne, les standards utilisés sont des poudres de calcite (MACS3) et des calcites connues (NIST612 et NIST614).

Les âges seront obtenus avec la construction d'un diagramme Tera-Wasserburg. La fraction de l'isotope ^{235}U de l'uranium est très faible dans la calcite donc non-mesurable. L'équation classique de désintégration (Formule 4) n'est pas utilisable mais la quantité de ^{235}U est remplaçable par la quantité de ^{207}Pb (Tera et Wasserburg 1972).

$${}^4\text{He} = 8 {}^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}\times t} - 1) + 7 {}^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}\times t} - 1) + 6 {}^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}\times t} - 1)$$

$${}^{235}\text{U} = {}^{238}\text{U} / 137,88$$

Formule 4. Équation classique de datation avec les couples U-Th (Tera et Wasserburg, 1972).

Annexe 2 : Site de Réotier (L7)

Cette zone d'affleurement se situe dans la zone de déformation du Front Pennique à une latitude N44°40'. C'est l'affleurement le plus au Sud de la zone d'étude (14 km au Sud de la coupe) et les lithologies sont représentatives de la nappe inférieure du Guil (écaille de Trias) même si elles ont été fortement amincies par la déformation ductile.

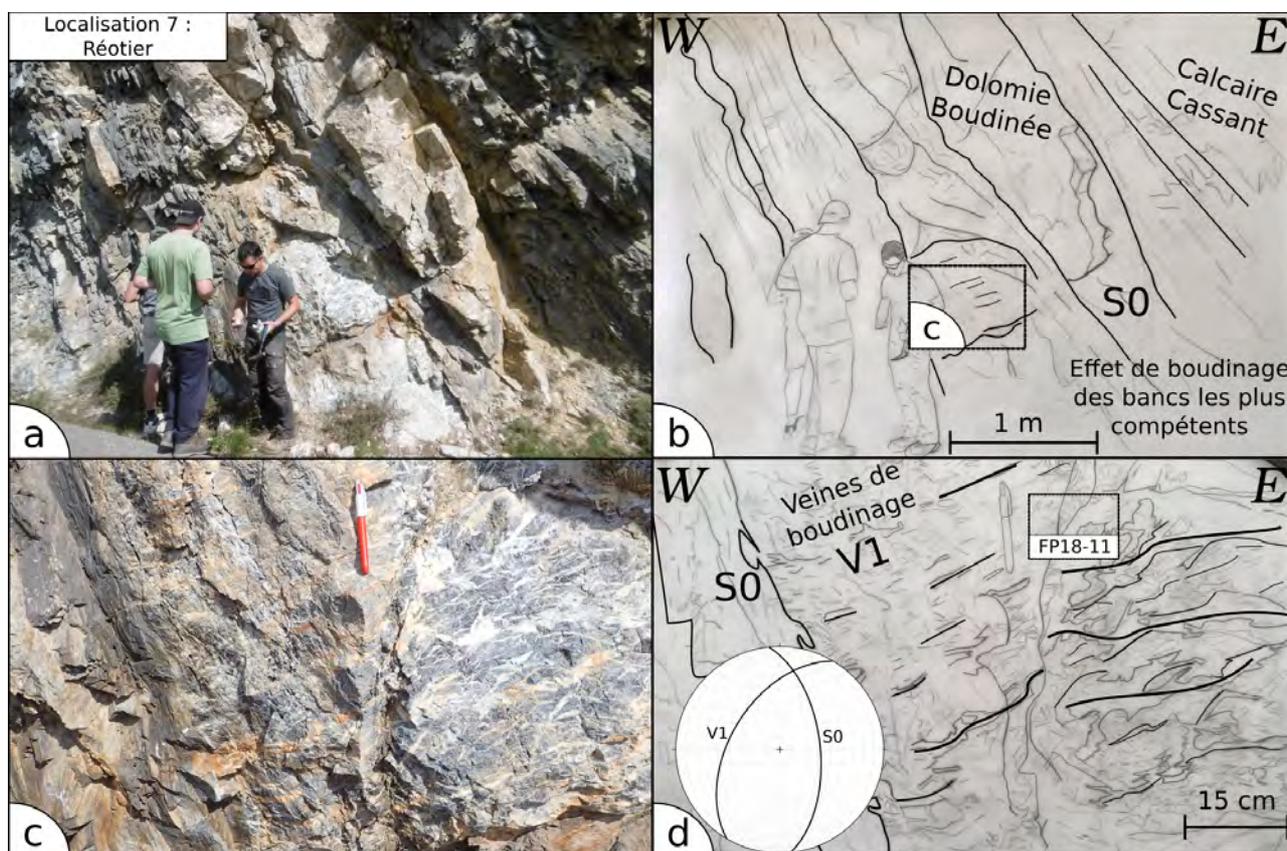


Fig. 24. Principales structures observées à l'échelle de l'affleurement, localisation 7.

Cette déformation n'est pas complètement liée au jeu du Front Pennique mais est également reliée au métamorphisme régional dû à l'enfouissement de la zone au cours de la subduction alpine. L'attention est portée à la dolomie du Trias inférieur (Werfénien) (Fig. 24).

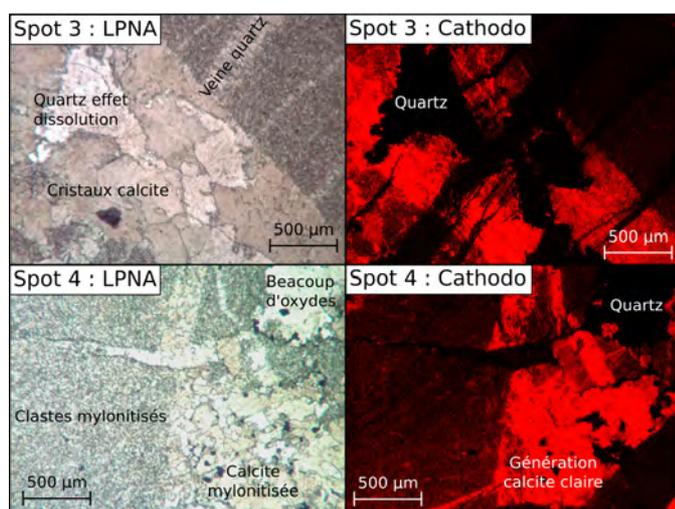
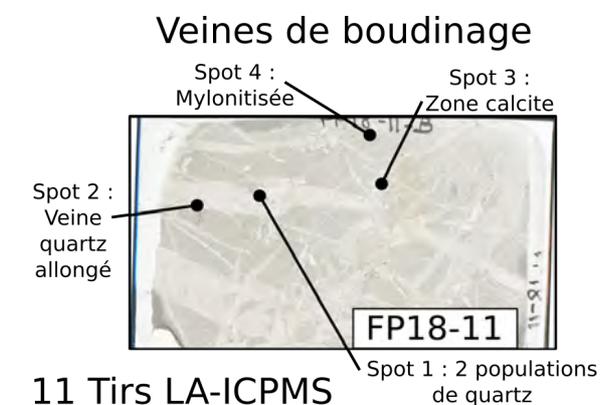


Fig. 25. Principales structures observées à l'échelle de la lame mince, localisation 7.

préférentiellement selon 2 directions (angle de 85° environ). Les veines sont composées majoritairement de quartz (75 %) et de calcite (25 %). Des cristaux de quartz étirés sont visibles dans certaines veines (orientation parallèle à l'ouverture de la veine). Deux populations de quartz sont identifiables en LPA, teintes beige et gris/bleutées du premier ordre. La CL n'est pas d'une aide majeure puisque le quartz est clairement dominant avec des teintes noires, il n'y a qu'une seule génération de calcite de teinte orange clair.

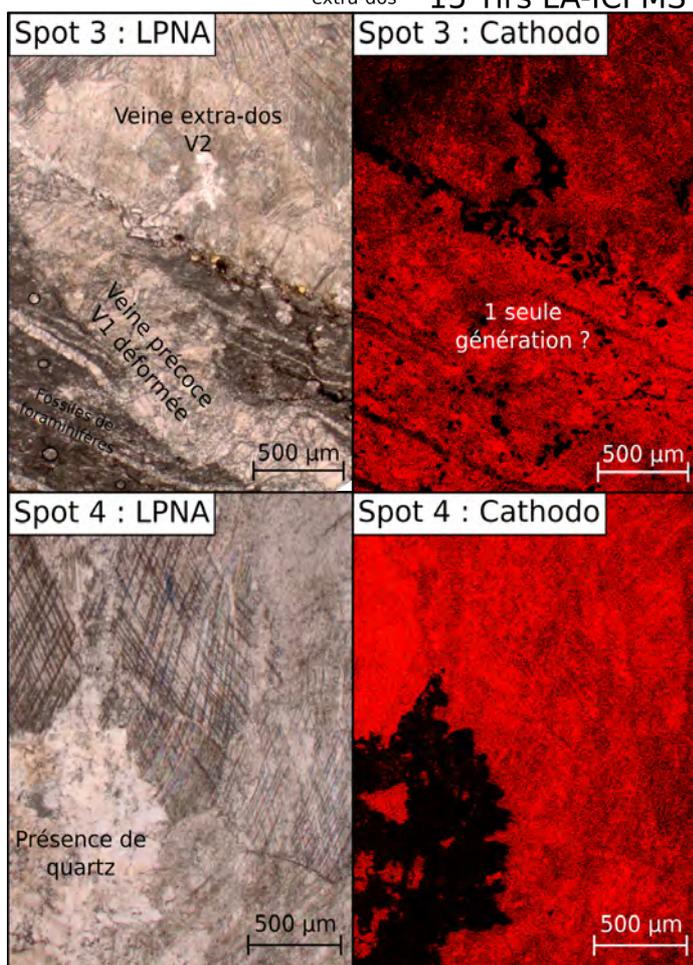
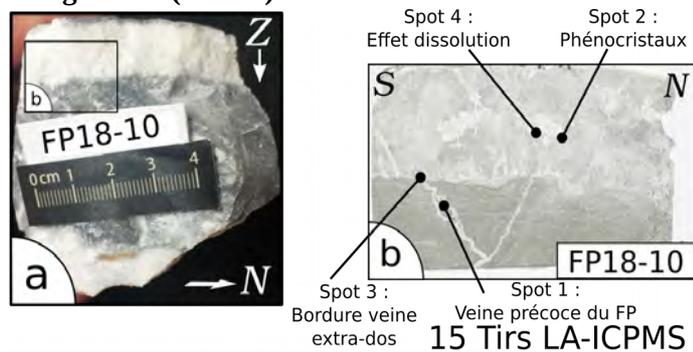
Analyse en lame mince (L7)

La stratification est orientée selon le plan N174, 58E et présente des marqueurs de déformation ductile. En effet les bancs de dolomie sont boudinés. De plus des veines d'orientation N31, 54W sont associées à ce boudinage, les roches se trouvent donc à la limite ductile/cassant. Les calcaires encadrant la dolomie accommodent la contrainte en fluant ce qui indique une profondeur importante. La caractérisation des fluides circulant lors des étapes précoces de chevauchement renseignera sur les mécanismes d'exhumation.

La lame mince issue de l'échantillon de veines de boudinage (FP18-11) est composée de 40 % de clastes et de 60 % de remplissage, c'est une intrasparite. Les clastes sont composés de grains très petits ($<10 \mu$ m) résultats d'une mylonitisation avancée avec beaucoup d'oxydes (1-2 %) (Fig. 25). Le remplissage est assuré par des veines de largeurs variables (200 jusqu'à 2500μ m) orientées

Annexe 3 : Analyse en lame mince des sites Argentière et Ponteil

L'Argentière (site L5)



La matrice de l'échantillon FP18-10 est de teinte foncée avec beaucoup de petits grains arrondis (~40 %) d'environ 100 µm qui sont des fossiles. En effet la lame contient beaucoup de foraminifères (Fig. 26), indicateurs d'un environnement de dépôt pélagique, c'est une biomicrite avec des veines de calcite (et un peu de quartz).

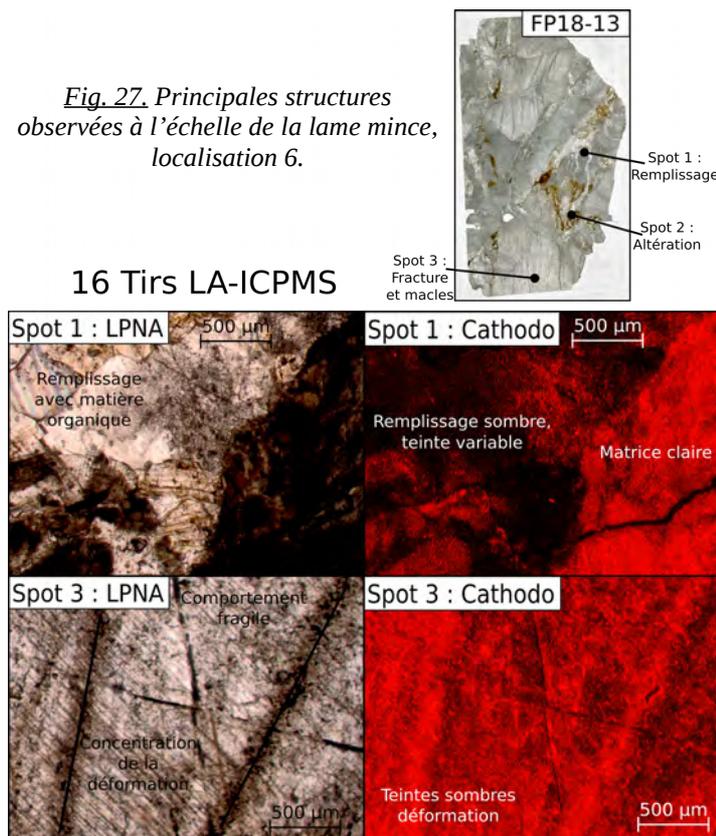
Des petits faisceaux de veines de calcite assez parallèles les uns aux autres sont observables. Des veines de calcite de 650 ± 50 µm (avec des petits cristaux <50 µm) déformées les recourent. Ces déformations sont associées aux phases précoces de chevauchement du fait de la répartition des veines à l'extrados des plis (synplissement). Par la suite la veine centimétrique en extrados lié aux phases majeures s'ouvre, teinte en CL orange plutôt foncé.

Fig. 26. Principales structures observées à l'échelle de la lame mince, localisation 5.

Falaise du Ponteil (site L6)

La structure de l'affleurement est récurrente et la zone échantillonnées correspond à une calcite de brèche de faille. La lame est complètement cristallisée avec des zones d'altération brunes, c'est une sparite (Fig. 27). Les cristaux de calcite sont très gros, de taille centimétrique et contenant quelques oxydes. Des marqueurs de déformation ductile (dissolution) sont présents sur les plus gros grains ainsi que des fractures.

Fig. 27. Principales structures observées à l'échelle de la lame mince, localisation 6.



Des cristaux de calcite plus petits (200-500 μm) remplissent les interstices entre gros grains. Pas d'orientation préférentielle. Il y a beaucoup de matière organique dans cette calcite de remplissage. Les teintes plutôt claires des gros cristaux sont relativement homogènes (variation à cause de la déformation). En revanche la calcite de remplissage est beaucoup plus sombre.

Annexe 4 : Résultats de cartographie élémentaire.

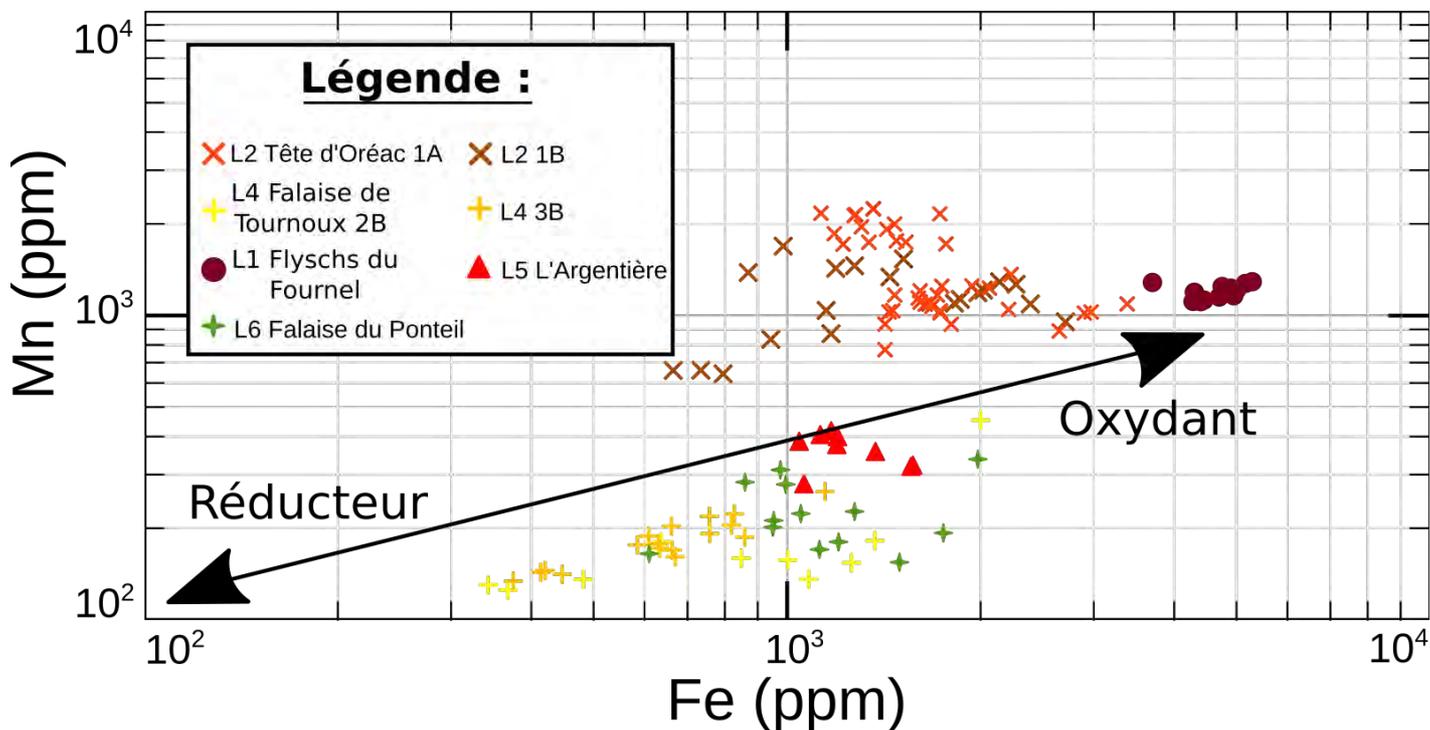


Fig. 28. Graphique de la concentration en Mn en fonction de celle du Fe pour chacune des structures échantillonnées.

La cartographie en éléments majeurs des structures, complète l'isotopie stable. En effet, les quantités de Fe et de Mn renseignent sur les conditions de cristallisation des calcites, (Fig. 28). La plupart des structures échantillonnées présentent des concentrations de Fe de 600 à 5000 ppm et des concentrations de Mn de 100 à 2000 ppm. Ce champs est représentatif de conditions oxydantes (Zhang et al., 2014 ; Callen et Herrmann 2018).