

Master

*Sciences de la terre et des
Planètes, Environnement*

Mention

*Bassins Sédimentaires,
Ressources et Paléoclimats*

Année 2019-2020

Mémoire de Recherche M2 - Programme AMI-RGF Alpes 2019

Sous la direction d'Antonio Benedicto

Co-direction de Jocelyn Barbarand et Cécile Allanic

En collaboration avec Anna Travé et David Cruset

Présenté par Etienne Leroy

Evolution spatiale et temporelle des circulations de paléofluides à la transition rift-orogène

FACULTÉ DES SCIENCES D'ORSAY



Remerciements

Avant de commencer ce rapport décrivant tout le travail effectué durant mon stage de Master 2, je souhaite tout d'abord remercier le Programme RGF Alpes 2019 du BRGM qui l'a financé et les personnes qui m'ont apporté leur soutien durant la durée du projet.

Un grand merci à mes encadrants messieurs Benedicto, Barbarand et madame Allanic qui m'ont aiguillé durant le stage et formé sur le terrain. Je souhaite également remercier tous les gens de l'université de Barcelone, et en particulier madame Travé et monsieur Cruset, ainsi qu'à monsieur Munoz-Lopez qui m'ont accueilli et aidé durant mon séjour dans la cité catalane. Enfin je souhaite adresser de grands remerciements à tous ceux qui m'ont aidé durant la rédaction et la mise en forme du rapport avec, pour ne citer qu'eux, messieurs Meunier et Leroy et mesdames Mogentale et Priez.

Abstract

Une reconstitution spatiale et temporelle de la fracturation et de la circulation de fluides dans le massif de la Chartreuse a été réalisée en utilisant une approche structurale multi-échelle et la géochimie isotopique. Cette approche, réalisées sur des roches carbonatées, va permettre de différencier 11 sets de fractures différents qui s'étendent sur un période englobant à la fois l'extension mésozoïque téthysienne et la compression alpine. Le remplissage de ces fractures, majoritairement calcitique, est aussi étudié et révèle 9 ciments différents correspondant aux différentes dynamiques des fluides du système. Enfin, un accent est mis sur la phase de transition entre ces 2 régimes révélant la présence d'une fracturation réutilisant les structures et favorisant la précipitation de ciments liés à cette inversion de contrainte.

Table des matières

| | |
|--|-----------|
| Abstract | 1 |
| Introduction | 4 |
| Contexte géologique | 5 |
| Les Alpes | 5 |
| Le massif de la Chartreuse..... | 5 |
| Méthodologie | 9 |
| Terrain | 10 |
| Analyse macrostructurale | 12 |
| Analyse microstructurale | 12 |
| Analyse par Machine Learning | 14 |
| Géochimie | 14 |
| Résultats | 15 |
| Description des affleurements | 15 |
| Analyse des fractures | 16 |
| Analyse des ciments | 22 |
| Analyses Géochimiques..... | 25 |
| Interprétations et discussion | 27 |
| Isotopie stable | 27 |
| Isotopie Sr..... | 28 |
| Chronologie de la déformation | 29 |
| Conclusion | 31 |
| Références | 32 |

Introduction

Les cycles de Wilson, ou cycles orogéniques, façonnent les reliefs terrestres depuis plus de 2 milliards d'années. S'il en est ainsi, c'est parce qu'on désigne par cycle de Wilson l'ensemble des processus, d'abord extensif puis compressif, qui sont responsables de l'ouverture, par rifting, d'un océan et la fermeture, par orogénèse, de cet océan. Ainsi, que cela soit en contexte extensif, avec la formation de rift ou bien en compression, lors de cycles orogéniques, il existe toujours une fracturation associée aux mouvements. De plus, suite à l'action de ces différentes contraintes, la migration et la précipitation de fluides, souvent calcitiques, a lieu tout au long des cycles et constitue un objet d'étude privilégié.

Ainsi plusieurs grands axes d'étude découlent de ces relations entre géodynamique, fracturation et circulations de fluides. Tout d'abord, la relation entre le développement des fractures et la circulation des fluides constitue l'une des problématiques principales du stage et le premier axe de cette étude. Il s'agit d'un problème abordé dans plusieurs études antérieures (Knipe et al. 1994ⁱ, Kappler et al. 2000ⁱⁱ, Baietto et al. 2009ⁱⁱⁱ, Ogata et al. 2014^{iv}, Jaekel et al. 2018^v) mais avec une absence d'observation dans la zone d'étude et donc une inconnue quant à la chronologie des différents phénomènes.

D'une autre part, l'inversion des contraintes est responsable d'un changement majeur de l'environnement extérieur qui évolue traditionnellement du milieu marin au milieu continental (Travé et al. 2007^{vi}; Cruset et al. 2018^{vii}). Ce changement, bien que plus complexe dans son détail, est responsable d'un changement progressif des fluides qui vont circuler dans les fractures (Bellahsen et al. 2012^{viii}, Boutoux et al. 2014^{ix}). L'identification de ces derniers et de l'événement tectonique auquel ils sont liés, constituera le deuxième axe majeur jalonnant cette étude.

Enfin, un des points les plus importants du stage, qui a justifié le choix du massif de la Chartreuse, est l'étude de l'impact du changement extensif/compressif et de la période de transition liée, sur la précipitation des fluides. On sait que les fluides vont traditionnellement évoluer, dans un cycle de Wilson, d'une circulation dominante par traction, provoquée par l'ouverture de fractures en extension (Baqués et al. 2012^x), à une circulation par expulsion des fluides, lorsque la surcharge tectonique liée à la compression devient trop importante (Travé et al. 1998^{xi}, Travé et al. 2007^{xii}). C'est donc dans la période de changement entre ces deux dynamiques que va se produire l'inversion des contraintes et donc le changement de circulation dominante. Il s'agit-là d'une période clé qui peut hypothétiquement induire un mélange des fluides, un changement des condition P-T voire même un épisode de cimentation intense. De plus, il s'agit d'une période qui fait rarement l'objet d'une étude approfondie alors qu'elle est pourtant un épisode clé dans la formation des reliefs terrestres.

L'ensemble du projet s'inscrit dans le programme RGF dirigé par le BRGM. Il y a donc, en ligne de mire, une publication des résultats dans une base de données nationale contribuant ainsi au nouveau référencement de la géologie française amorcé par le BRGM.

L'objectif général du travail de recherche mené durant ce stage de M2 est donc de réaliser, par le biais d'une analyse structurale multi-échelles et géochimique, une étude de la déformation, de la fracturation ainsi que de la circulation de fluides dans le massif de la Chartreuse. Le produit attendu est une chronologie détaillée représentant l'avènement de chaque famille de fractures et de leurs remplissages minéraux pour enfin les relier aux grands événements géodynamiques régionaux et être à même d'identifier la phase de transition recherchée et les traces de cette dernière sur les roches du massif.

Ce travail sera donc décrit à la suite de cette introduction et comprendra, dans l'ordre, un contexte géologique de la zone d'étude et de son intérêt face à la problématique ainsi qu'une explication de toutes les méthodologies employées. Ensuite, la description des affleurements précèdera celle des échantillons qui se partagera entre description structurale optique et par utilisation de la cathodoluminescence afin de couvrir fracture et ciments séparément. Le volet géochimique sera aussi abordé pour compléter le raisonnement. Enfin, les conclusions quant à la chronologie de la fracturation et des différentes circulations de fluide clôtureront le rapport.

Pour finir il est nécessaire de mentionner que, suite à la crise sanitaire du COVID-19, une grande partie des analyses et en particulier les datations U/Pb et clumped isotopes n'ont pas pu être réalisées. Ce mémoire se concentrera donc particulièrement sur l'analyse structurale et sera complété uniquement par les analyses des isotopes stables (C et O) et ceux du Sr.

Contexte géologique

Tout d'abord, il convient d'introduire la zone d'étude, en partant des Alpes puis en se concentrant sur le massif de la Chartreuse, afin de pouvoir ensuite en venir à l'intérêt d'une telle zone dans la résolution de la problématique posée.

Les Alpes

Les Alpes sont une chaîne de montagnes qui se situe sur le continent européen et qui couvre les frontières du Nord de l'[Italie](#), du Sud-Est de la [France](#), de [Monaco](#), du Sud de la [Suisse](#), du [Liechtenstein](#), de l'[Autriche](#), du Sud de l'[Allemagne](#) et de la [Slovénie](#). Le massif fait 1200 km de long et 280 km de large en moyenne alors que son point culminant est le Mont Blanc, qui se tient à 4807 mètres au-dessus du niveau de la mer.

La chaîne Alpine est le résultat de la collision continentale entre le bloc Apulien, rattaché à la plaque Africaine, et la plaque Eurasienne qui se produit depuis l'Eocène. Cette collision fait suite à la fermeture de la Téthys alpine, un océan existant depuis le Jurassique Inférieur, par le biais d'une subduction qui s'est amorcée au Crétacé Supérieur (Tricart et al. 1984^{xiii}, Bistacchi et al. 1999^{xiv})

Traditionnellement, on divise les Alpes franco-italiennes en 3 parties allant de l'extérieur (France) à l'intérieur (Italie) : le domaine Dauphinois, le domaine Briançonnais et le Domaine Liguro-Piémontais. Ces subdivisions sont représentatives des différents domaines tectono-sédimentaires, héritées de l'ancien océan Alpin : marge passive (Dauphinois), haut fond (Briançonnais) et domaine océanique (Liguro-piémontais) (Gignoux et al. 1968^{xv})

Le massif de la Chartreuse

Le massif de la Chartreuse, se trouve dans le domaine Dauphinois (Gignoux et al. 1968^{xvi}), qui constitue donc la partie la plus externe des Alpes, où affleure une couverture Méso-Cénozoïque et un rare socle Varisque. Le sous-sol du massif est donc constitué de sédiments variés, essentiellement marins, formés sur une période allant du Jurassique moyen jusqu'au Miocène (Boisseau et al. 1987^{xvii}) (Cf. Fig. 1).

Cette origine des sédiments est la résultante de l'ancienne marge passive de l'ancien Océan Alpin, et plus particulièrement de l'espace nommé « Bassin Vocontien », qui occupait la région durant le Mésozoïque (Arnaud et al. 1981^{xviii}). C'est ce qui explique les variations entre récif carbonaté et milieu marin profond que l'on observe dans le log litho-stratigraphique (Cf. Fig. 1). Cette marge passive tendant finalement vers la continentalisation lors de la fermeture de la Téthys alpine au cours du Cénozoïque dans la compression régionale qui atteindra son apogée au Miocène lors de la formation des Alpes (Tricart et al. 1984^{xix}).

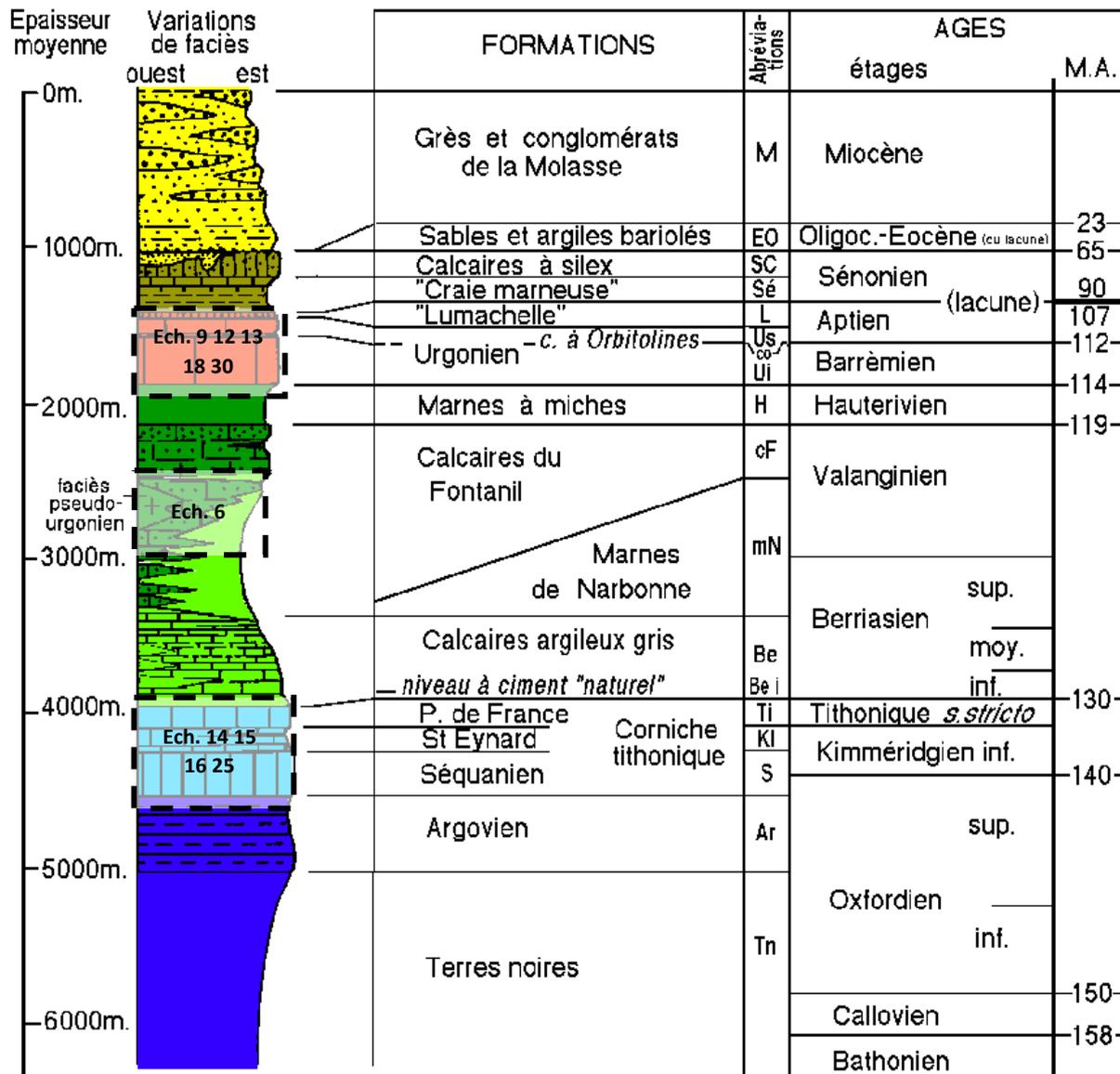


Figure 1 : Log Litho-stratigraphique du massif de la Chartreuse avec la position stratigraphique des échantillons utilisés durant l'étude. (Extrait de "GEOL-ALP" (<http://www.geol-alp.com>), par Maurice GIDON, 1998-2012).

En ce qui concerne la tectonique, La Chartreuse est marquée par de nombreuses structures (Gidon et al. 2004^{xx}). Les plus remarquables sont les 2 grand chevauchements d'orientation N-S (Cf. Fig. 2 et 3, qui découpent la succession de plis anticlinal/synclinal formant ainsi le relief du massif. Ces structures utilisent un niveau évaporitique profond, daté au Trias, comme niveau de décollement.

Dans la partie orientale de la Chartreuse (Cf. Fig. 2 et 3) se trouvent également 3 grands décrochements dextre, nommés, du nord au sud, Alpette, Alpe et Bellefond (Cf. Fig. 3), d'orientation NE-SW avec un décalage d'ordre kilométrique. Ils agissent de façon significative sur la géométrie de la partie Orientale du massif et en particulier sur l'anticlinal Est.

Enfin, le principal intérêt du massif dans le cadre du projet, est la faille de Saint-Laurent qui se trouve au Sud-Est du massif (Cf. Fig. 2 et 3). Il s'agit d'une zone très bien décrite à la fois cartographiquement et structurellement, ce qui en fait une zone d'étude idéale (Cf. Fig. 2). De plus, là où cette faille se démarque c'est qu'elle est traditionnellement identifiée comme une ancienne faille normale, de marge passive téthysienne, ayant ensuite été inversée durant l'orogénèse alpine (Bellahsen et al. 2014^{xxi}). Il s'agit ainsi d'un terrain idéal pour analyser la fracturation au cours d'un cycle de Wilson ainsi que pour observer la relation entre l'inversion des contraintes, la fracturation, la circulation et la précipitation de fluides.

La chartreuse est donc un massif complexe marqué par une histoire tectonique complexe (Gidon et al. 2004^{xxii}). De plus, plusieurs structures précédemment évoquées sont formées dans le même temps ce qui démontre un polyphasage certain sur des période de temps significatives (Bellahsen et al. 2014^{xxiii}).

Ainsi, ces structures massives et facilement observables, la faille mixte de Saint-Laurent et le polyphasage de nombreuses zones font du massif de la Chartreuse la zone d'étude parfaite pour un travail concentré sur l'évolution de la fracturation et des fluides associés au cours d'un cycle de Wilson complet.

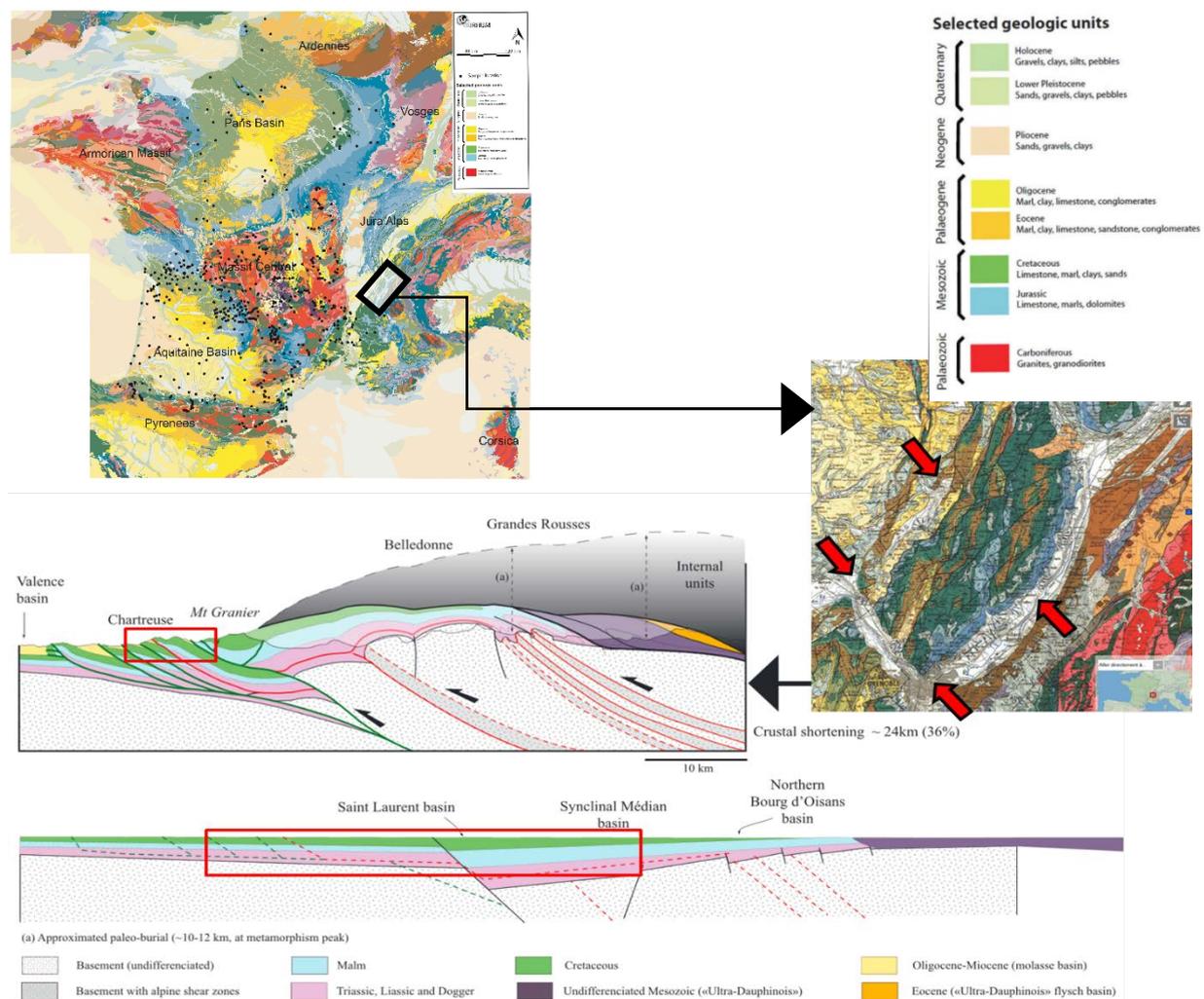


Figure 2 : Localisation de la zone d'étude et coupe synthétique (faille de Saint-Laurent) (Coupes de Bellahsen et al. (2014) et carte de l'IRHUM et du BRGM).

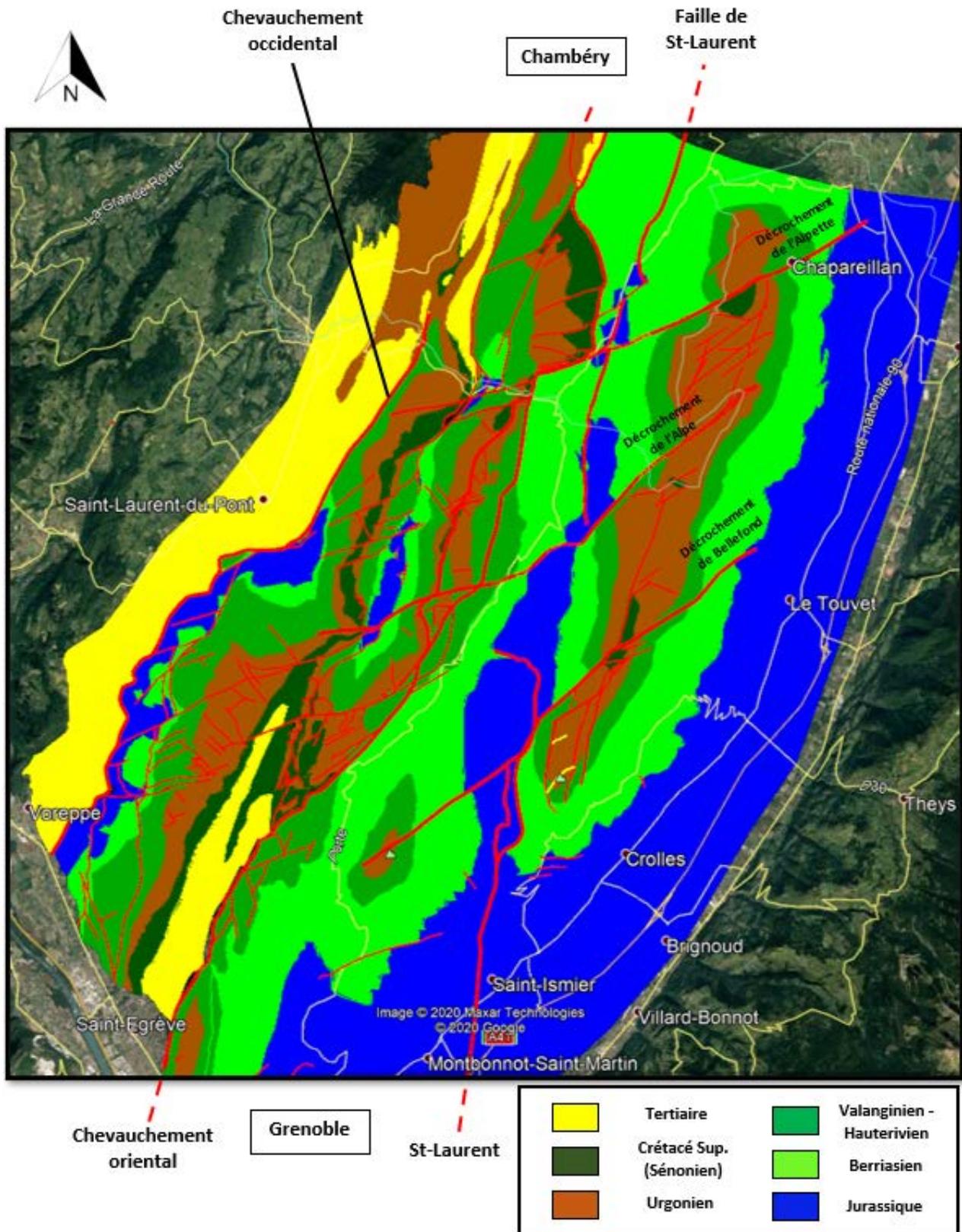


Figure 3 : Carte géologique synthétique du massif de la Chartreuse. (Réalisée à l'aide du logiciel Google Earth et de la carte de France au 1/ 50 000^e).

Méthodologie

Avant d'entrer dans le détail de la méthodologie, il est nécessaire de préciser les différents objets étudiés durant ce travail. En effet, l'objectif de ce stage étant de reconstituer la fracturation et la circulation de fluides, il est nécessaire de travailler sur les différents objets à même de porter ces informations.

C'est pour ces raisons que le support principal de cette étude sera l'analyse des fractures présentes sur les roches. Celles qui sont recherchées ici sont celles qui proviennent de l'influence de la tectonique sur les roches et qui sont localisées dans ce que l'on appelle des zones de faille (Choi et al. 2016^{xxiv}).

Ces zones regroupent, comme leur nom l'indique, tout l'espace endommagé autour d'une faille suite à l'activité de cette dernière, le long de son plan de glissement. On peut différencier 3 types de structures existant dans cette zone de faille (Cf. fig. 4) :

- La roche de faille en elle-même, qui comprend tout le cœur de la zone et qui est constituée d'une roche nouvellement formée sous l'action du broyage par la faille le long du plan de cette dernière.
- Les différents réseaux de fractures qui s'étalent autour du plan de glissement et dont la densité baisse plus on s'éloigne du cœur de la faille. Ces réseaux de fractures sont ceux qui peuvent être remplis par des fluides afin de donner des veines. Ils accommodent la contrainte à laquelle est soumise la roche en la fracturant.
- Les plans de glissement, qui s'étalent sur tout le tour de la zone de faille en accommodant les contraintes sous la forme de mouvements dans le plan. Lorsque des fluides s'immiscent durant le glissement on assiste à la formation de marches de calcite sur le plan ainsi que celle de multiples tectoglyphes sur les bords de la zone.

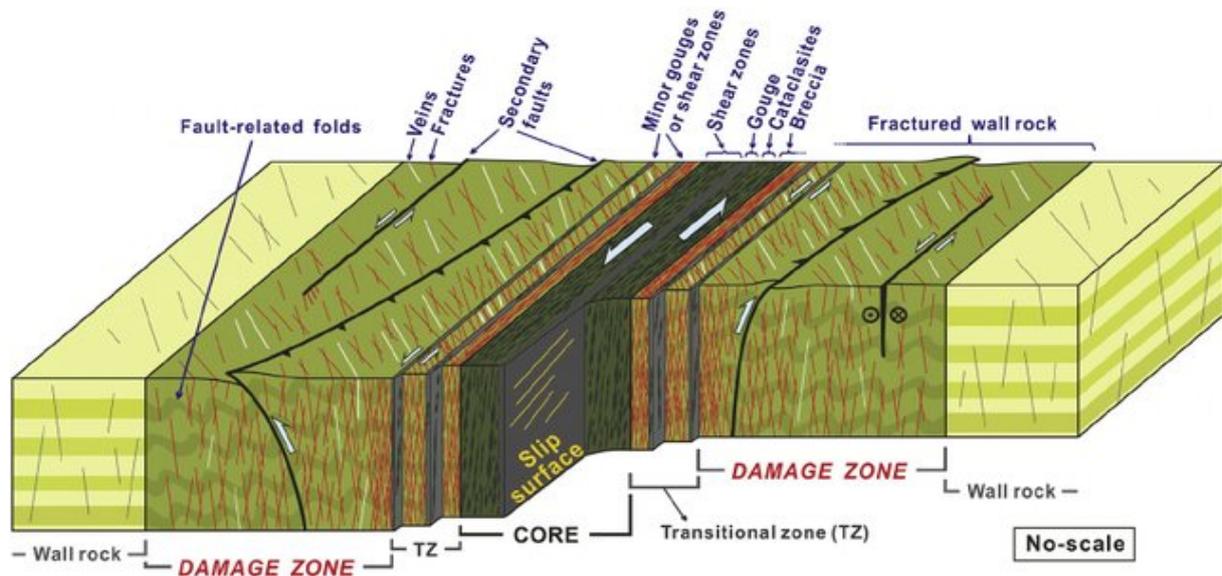


Figure 4 : Bloc diagramme schématisant une zone de faille (Choi et al. (2016)).

Il est aussi important de noter qu'un accent particulier sera mis sur l'analyse des ciments remplissant les fractures et formant les marches de calcite. Ceci s'explique par le fait que ces ciments sont le résultat de la précipitation de fluides, d'origine diverses dans les différents espaces de la zone de faille.

Ainsi, les structures étudiées seront celles qui sont susceptibles de livrer des informations sur la fracturation, la cimentation et les fluides. Ceci englobe à la fois les roches de failles, les veines et les différents tectoglyphes présents.

Terrain

Afin de réaliser une étude précise de la région ciblée, une mission de terrain a été réalisée durant les 2 premières semaines du mois de septembre. Cette mission s'est déroulée avec 2 objectifs : la reconnaissance de la géologie locale ainsi que la détermination de localités intéressantes et le prélèvement d'échantillons en ces lieux.

Sur le terrain, le travail consistait en une exploration méthodique des lieux, déterminés à partir des cartes géologiques au 50.000 du BRGM, pouvant être représentatifs des grandes contraintes exercées sur la région et pouvant donc présenter plusieurs générations de fluides. Dans ces lieux, un maximum de mesures structurales a été acquises, et ce à l'aide d'une tablette, de modèle Samsung® Galaxy Tab, et du logiciel de terrain Fieldmove® (logiciel développé par [Petroleum Experts Limited](#)).

En plus de cela, un échantillonnage des fractures calcitiques présentes sur chaque lieu a été effectuée, afin de permettre une analyse ultérieure en laboratoire. Les zones ciblées en priorité furent donc celles se trouvant à proximité des grands accidents du massif de la Chartreuse (Cf. Fig. 3), plus propices de renfermer les structures polyphasées, utiles dans le cadre de l'étude. Durant la mission, 38 lieux ont donc été analysés et 52 échantillons prélevés (Cf. Fig. 5).

Cependant, un tel nombre d'échantillons n'étant pas utilisable dans le cadre d'un stage de M2 d'une durée de 5 mois il a été nécessaire de réaliser un tri dans le but de dégager uniquement les zones les plus représentatives. Ainsi, 4 grandes zones furent donc choisies, parmi lesquelles, la principale est celle regroupant la faille de St Laurent et celles de la Dent de Crolles (FS-DC), à cela s'ajoute les abords des 2 grands chevauchements (C Or et C Occ) et l'un des 3 grands décrochements orientaux (DO) (Cf Fig. 6). Ces 5 zones représentent 10 localités et 23 échantillons (Cf. Fig. 6). Ainsi, il est possible de cartographier les fractures autour de transects E-W dans ces zones. Cela est particulièrement mis en valeur dans la zone de la dent de Crolles où le transect passe au travers de la faille de Saint-Laurent (Cf. Fig. 10).

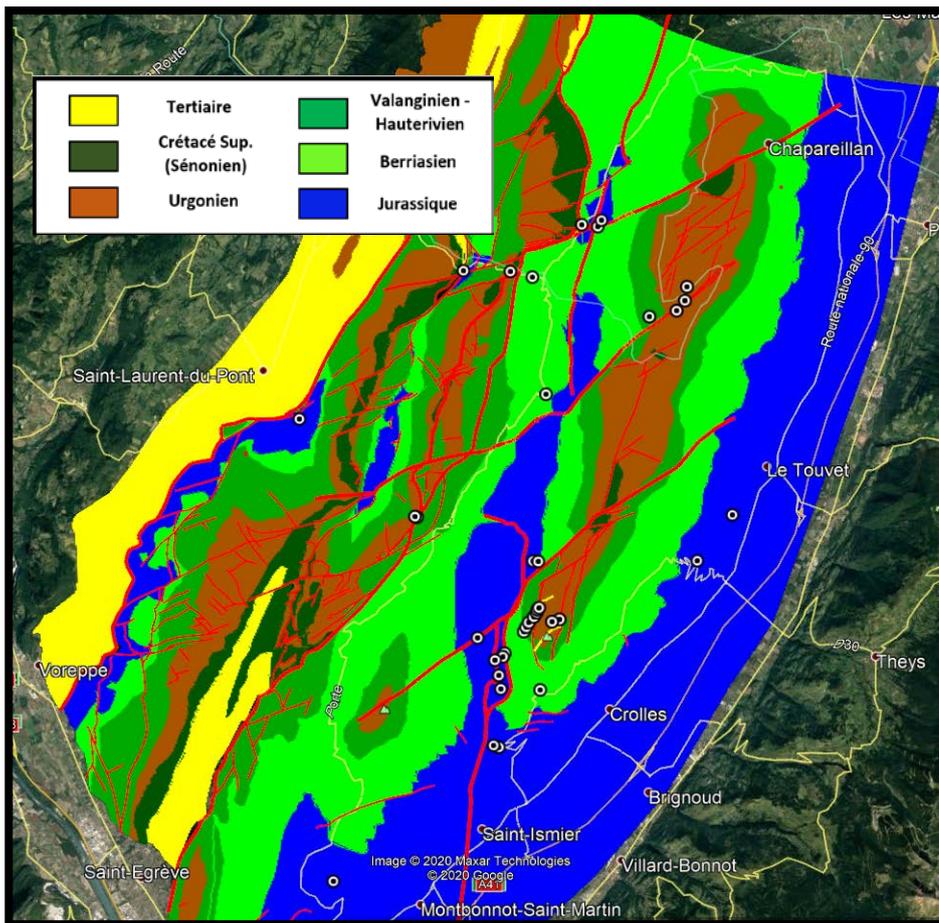


Figure 5 : Carte géologique synthétique du massif de la Chartreuse avec localisation des échantillonnages durant la mission de septembre 2019 (points rouges).

(Réalisée à l'aide du logiciel Google Earth et de la carte de France au 1/ 50 000^e).

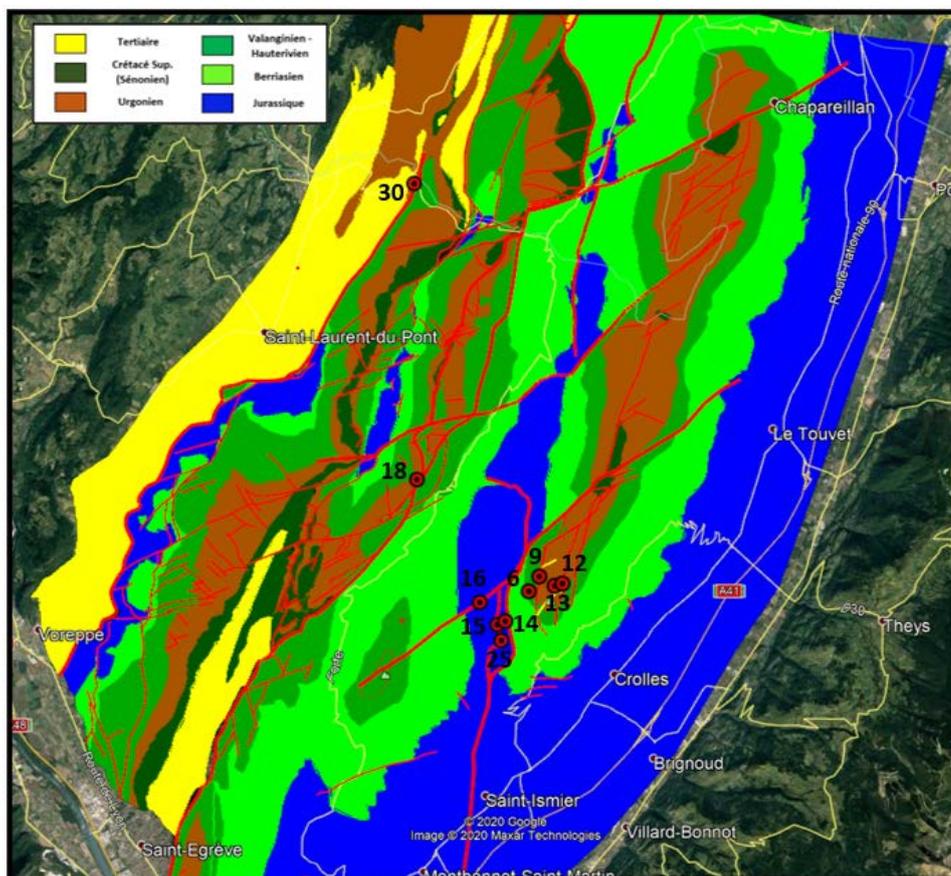


Figure 6 : Carte géologique synthétique du massif de la Chartreuse avec affleurements des zones d'étude (points rouges).

(Réalisée à l'aide du logiciel Google Earth et de la carte de France au 1/ 50 000^e).

Analyse macrostructurale

De retour en laboratoire, les échantillons de terrain ont donc été déballés, triés et nettoyés afin de préparer une première analyse macrostructurale sur roche brute, classifiant les différentes structures selon leurs caractéristiques pétrographiques. Cette analyse a été effectuée en utilisant l'œil nu ainsi qu'une loupe à faible grossissement.

Les roches sont ensuite passées par un découpage, selon un plan perpendiculaire aux principales structures, afin de mettre en valeur ces dernières (Cf. Fig. 7). Une seconde vague d'analyse fut réalisée sur ces plans de coupe, et ce, en utilisant la même méthodologie que sur roche brute. La différence entre les 2 protocoles réside dans la réalisation de dessins d'observations représentant les objets structuraux présents sur chaque roche. Ces dessins sont réalisés à l'aide du logiciel Fieldmove dans un premier temps et retouchés, sur ordinateur, à l'aide du logiciel Inkscape (Cf. Fig. 7).

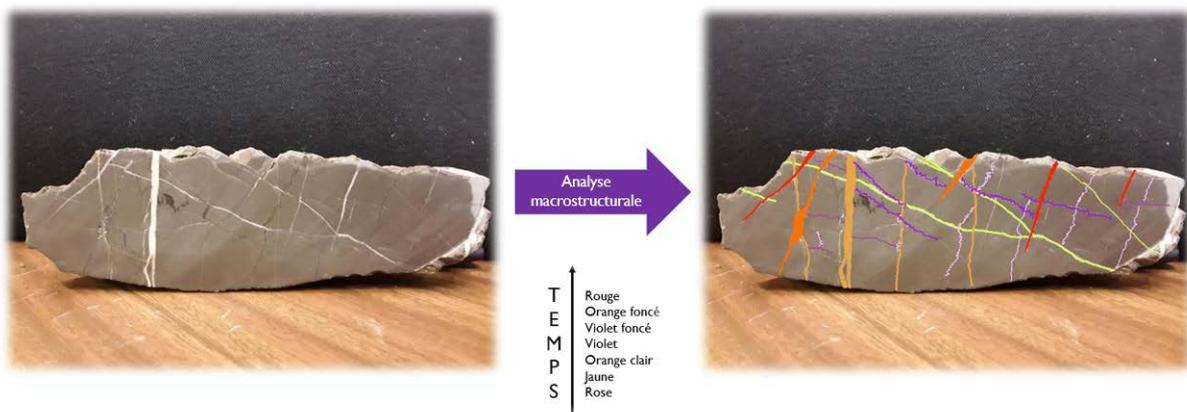


Figure 7 : Photographie de l'échantillon 15-2 (Gauche) et analyse macrostructurale (Droite).

Grâce aux conclusions provenant de ces analyses préliminaires, les échantillons furent, à nouveau, triés pour obtenir un lot d'échantillons pour lesquels le passage à la lame mince est pertinent dans le cadre d'une analyse micro-péto-structurale. Ainsi, 18 échantillons furent envoyés à l'atelier de litholamelage afin de produire 20 lames polies correspondantes et utilisables pour les analyses microstructurales et géochimiques.

Cependant, suite aux complications dues à la crise du coronavirus, seuls 5 échantillons provenant de la zone FS-DC+CO (Cf. Fig. 6) ont pu être soumis au litholamelage avant la fermeture du laboratoire. De plus, 4 autres lames de la même zone furent produites durant le retour au laboratoire ce qui fait un total de 9 lames qui vont être utilisées pour les analyses ultérieures.

Analyse microstructurale

Les lames sont produites en suivant une méthodologie standard réalisée par la lithopréparatrice du laboratoire GEOPS : Mme Valérie Godard

Chacune des lames fit ensuite l'objet de la même méthodologie analytique. Premièrement, un scan haute définition est effectué, à l'aide d'un scanner de modèle Epson 2450, et est ensuite traité, en utilisant le logiciel ImageJ, afin d'avoir le meilleur rendu possible. Une analyse, liant orientation, pétrographie et relations de recoupement est effectuée sur chacune des lames en utilisant un microscope optique (modèle Paralux L1500A-400X). Les résultats de cette analyse sont ensuite reportés sur le logiciel Inkscape afin d'obtenir une cartographie précise des générations de fractures présentes sur chaque lame (Cf. Fig. 8). Cette cartographie constitue le principal outil d'identification des différents sets de fractures et va donc être le support de la plupart des conclusions quant à la chronologie de la fracturation.



Figure 8 : lame mince de l'échantillon 15-2 (Gauche) et analyse microstructurale (Droite).

Suite à cette série d'analyse, les lames sont passées au microscope à cathodoluminescence (Pagel et al. 2000^{xxv}) afin de concentrer l'analyse sur les descriptions de chaque ciment présent dans les fractures. Le microscope permettant la capture d'image, ces dernières sont également traitées sur le logiciel ImageJ (Cf. Fig. 9). L'analyse poussée des remplissages a pour but premier d'identifier les cimentation complexe qui indiquent les structures polyphasées recherchées. De plus, ce travail permet d'apporter des informations quant à une chronologie relative des différentes phases de cimentation (Cf. Fig. 9) et surtout de préciser d'éventuels lien avec la phase de transition orogénique.

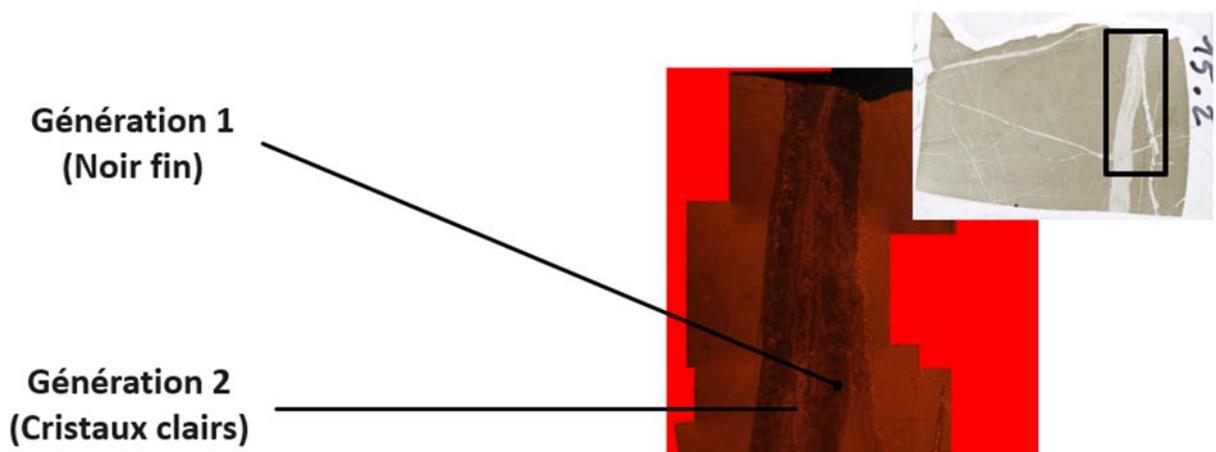


Figure 9 : Analyse par cathodoluminescence de la lame 15-2.

Analyse d'image par Machine Learning

Suite au blocage du laboratoire pour raisons sanitaires, il a été décidé d'expérimenter de nouvelles méthodes sur les échantillons disponibles afin de rentabiliser un maximum le temps en télétravail.

Ainsi, l'analyse des lames ayant déjà été conduite d'une main humaine, il a été décidé de tenter de reproduire cette analyse à l'aide d'un logiciel de Machine Learning dans le but de simplifier de futures études. Le logiciel utilisé est encore ImageJ mais cette fois avec le plugin Weka, qui provient d'une suite de logiciel de Machine Learning développée par l'université de Waikato en Nouvelle-Zélande.

Le plugin Weka est capable de reconnaître, en utilisant de nombreux algorithmes, des groupes dans une image en se basant à la fois sur la couleur, l'orientation et la texture des objets. Il est donc tout à fait adapté à la reconnaissance de familles de fractures remplies par de la calcite dans une lame carbonatée.

Le logiciel a donc été entraîné sur une lame déjà analysée afin de lui permettre d'assimiler les différents paramètres de chaque set de fractures. Ensuite, il a été utilisé, avec les paramètres entraînés, sur des lames déjà analysées, afin qu'il réalise sa propre analyse dans le but d'une comparaison. Finalement, il a été testé sur toutes les lames dans un même temps et les résultats ont été traités sur ImageJ pour être plus observables.

Malheureusement, les résultats de ces analyses n'ont pas été suffisamment bon pour être mentionnées dans la suite du rapport. Bien que le logiciel arrive à séparer avec brio la roche des fractures, il n'arrive que très peu à séparer les différentes générations de fractures entre elles. La raison principale de cet échec est le fait que le scanner utilisé ne donne pas des images à la luminosité homogène ce qui vient très vite fausser l'entraînement du logiciel. Il s'agit donc d'une méthode perfectible qui bénéficierait à être approfondie car elle constitue une très belle ouverture vers une automatisation de l'analyse structurale.

Géochimie

Afin de préciser l'origine de chacun des fluides calcitiques précédemment identifiés, des analyses géochimiques sont nécessaires. Suite à l'examen des différentes techniques utilisables (Mullis et al. 1994^{xxvi}, Bergman et al. 2013^{xxvii}, Rossi et al. 2014^{xxviii}, Boutoux et al. 2016^{xxix}), il a été décidé de réaliser 3 batteries de mesures comprenant isotopes stables de l'Oxygène et du Carbone et isotopie Strontium et Bore. Compte tenu du matériel disponible, 9 lames représentatives ont pu être expertisées par géochimie. L'ensemble des analyses ont été réalisées à l'université de Barcelone durant le mois de Juillet 2020.

Les échantillons correspondant aux lames concernées sont préparés en utilisant une mini-perceuse, modèle Dremmel 3000, avec un foret de 0.7 mm, afin d'obtenir la quantité nécessaire de poudre variant pour chacune des mesures. Pour ce qui est des isotopes stables, seulement 0.1 mg de poudre est nécessaire mais, pour les mesures de Strontium et Bore, il faut, respectivement, 1 et 4 mg afin de conduire les analyses.

Pour les isotopes stables, la poudre de roche est dissoute dans de l'acide phosphorique pur pendant 2 minutes à 70°C. Le CO₂ résultant est analysé en utilisant un dispositif comprenant un KCD (Kiel Carbonate Device) attaché à un spectromètre de masse à ionisation thermique MAT-252. Le tout est réalisé en suivant la méthode McCrea (1950)^{xxx} et les résultats sont corrigés en utilisant la technique

Craig et Gordon (1965)^{xxxii} et Claypool (1980)^{xxxiii} en se référant au standard VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite). La déviation standard est de $\pm 0.03\%$ pour le $\delta^{13}\text{C}$ et de $\pm 0.05\%$ pour le $\delta^{18}\text{O}$. Suite à l'étape de préparation de la poudre, 30 échantillons provenant des 9 lames sélectionnés ont pu être analysés en isotopie stable.

Pour ce qui est du Strontium, la préparation de la poudre nécessite plusieurs dissolutions à l'acide acétique avant d'être à même de séparer le Sr par le biais de colonnes chromatographiques. Cette séparation se fait en utilisant une résine adaptée de type SrResintm (Trisken International). Le Sr est ensuite séché et introduit dans un spectromètre de masse de type TIMS-Phoenix. Les résultats sont corrigés par rapport aux interférences avec le Rubidium avant introduction dans l'appareil. L'analyse isotopique du strontium nécessitant une plus grande préparation, il a été décidé de ne passer que 13 échantillons provenant des 9 lames.

Malheureusement, faute de matériel suffisant, les mesures de rapport isotopiques du Bore n'ont pas pu être réalisées lors du voyage à Barcelone et ne seront donc pas utiliser dans les résultats et interprétation.

Résultats

Description des affleurements

Toutes les zones sélectionnées, et plus particulièrement la zone de la Faille de St-Laurent, sont représentatives de la géodynamique de la région (Gidon et al. 2004^{xxxiii}). Comme précisé précédemment, dans chaque zone, de nombreuses mesures structurales ont été prises et un échantillonnage d'un maximum de structures a été réalisé. Toutes les roches prélevées correspondent à des roches sédimentaires carbonatées, d'âge mésozoïque qui alternent entre calcaire massif et faciès marneux au fil des différentes transgressions marines (Boisseau et al. 1987^{xxxiv}) (Cf. Fig. 1).

Les zones CO1 et CO2 (Cf. Fig. 6) correspondent donc aux zones entourant les 2 grands chevauchements de l'ouest de la Chartreuse. Les roches prélevées sont des sédiments d'âge Crétacé, allant de l'Urgonien au Sénonien. Elles sont de nature calcaire (Cf. Fig. 1), tendant, au cours du Sénonien, vers une silicification, qui marque bien la régression marine se produisant à cette période. Il est également à noter la présence d'une lacune dans l'enregistrement sédimentaire entre l'Aptien et le Sénonien. Cette lacune étant la conséquence de l'action de courant marins et non d'une éventuelle émergence. En termes de pendage, il s'agit de roches plissées dont le pendage se situe autour des 45° vers le sud-est (Cf. Fig. 10).

Pour ce qui est de la principale zone, nommée FS-DC+DO (Cf. Fig. 6), regroupant les zones de la faille de St-Laurent (FS), de la Dent de Crolles (DC) et un des grands décrochements du Massif (DO). L'échantillonnage comprend des roches avec un âge allant du Jurassique supérieur (Kimméridgien) au Crétacé inférieur (Urgonien). Comme pour les zones précédentes, la nature des roches oscille entre calcaire et marnes au fil des mouvement de l'océan.

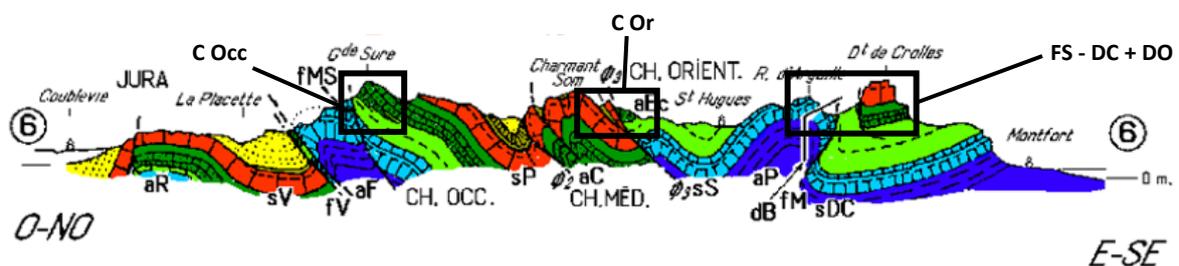


Figure 10 : Coupe synthétique du sous-sol de la Chartreuse. (Extrait de "GEOL-ALP" (<http://www.geol-alp.com>), par Maurice GIDON, 1998-2012).

Ainsi, pour ce qui est des affleurements de la dent de Crolles (DC), on se situe sur le centre d'un synclinal avec des roches d'âge Crétacé inférieur (Berriasien-Urgonien) au pendage faible (Cf. Fig. 10). La présence de failles, de jeu normal, que ce soit autour ou bien sur le promontoire rocheux est attestée mais aucune preuve d'un rejeu de ces failles normal en inverse est attestée selon les cartes géologiques. Si l'on se réfère à la faille de St-Laurent, cette zone est considérée comme son bloc inférieur (Cf. Fig. 10).

Pour la zone de la faille en elle-même (FS), les échantillonnages se sont faits sur des roches basculées à la verticale, d'âge Tithonien, qui forme la partie orientale d'un anticlinal partiellement amputé (Cf. Fig. 10). La faille est classiquement caractérisée comme une faille normale héritée de l'ancienne marge passive mésozoïque. Cependant, de nombreuses structures compressives sont présentes dans la zone de dommage de la faille, ce qui témoigne donc d'un rejeu très probable durant l'orogénèse Alpine.

Enfin, la zone est également marquée par l'un des grands décrochements dextres du massif, qui vient, décaler la faille de St-Laurent, démontrant ainsi sa postérité par rapport à cette dernière.

Analyse des fractures

Les roches des différentes zones étudiées (Cf. Fig. 6) présentent un nombre important de structures qui sont classées selon leur nature et qui vont permettre d'établir la chronologie tectonique relative du massif :

- Premièrement, les failles, à jeu normal, inverse ou décrochant et qui s'expriment aussi bien à l'échelle régionale qu'à celle de l'affleurement. Elles sont, dans la majorité du temps, accompagnées de calcite et de roches de failles ainsi que de stries permettant de connaître la cinématique. Cependant, certaines des failles du massif, dont celle de St-Laurent, portent les marques d'un rejeu et correspondent donc au produit de plusieurs cinématiques.
- Ensuite, les veines, à remplissage calcitique ou dolomitique, qui marquent l'ensemble du massif et sont présentes jusqu'à l'échelle microstructurale. Il s'agit de structures très liées aux failles mais qui s'expriment aussi loin de ces dernières. On les retrouve aussi bien parallèles à la stratification que perpendiculaire et mêmes orientés de façon aléatoire et désordonnée.
- Finalement, les fractures sans déplacement apparent sont aussi présentes dans le massif et ne peuvent donc pas être reliées à une phase de déformation particulière de par leur aspect pur. Néanmoins, ces fractures présentes parfois des minéralisations permettant de les inscrire dans la chronologie globale.

À partir de l'étude de toutes ces structures, et plus particulièrement de celle dans la zone de la faille de St Laurent (Cf. Fig. 2), il a été possible de reconnaître et de regrouper les fractures du massif en 11 sets (Cf. Fig. 11 à 14). Ce classement est donc le produit de l'observation de terrain ainsi que de l'analyse structurale en laboratoire. Il se base sur l'orientation des fractures et l'aspect et de leur remplissage mais aussi sur leurs relations de recoupements les unes avec les autres. De plus, la présence de structures à cinématique claire, tel que des marches de calcite ou des stries, rentre aussi en compte lors de l'établissement du jeu liés à la fracturation. Les différents sets sont notés à l'aide de la lettre F et du chiffre correspondant à leur emplacement dans la chronologie. Le plus petit nombre correspondant logiquement à la phase la plus ancienne et inversement.

Le premier set de fracture identifié, et donc nommé F1, correspond à de très fines veines de calcite d'aspect orangée sale en lumière naturelle (Cf. Fig. 13). Elles présentent parfois une dolomitisation tardive, sans lien avec la localisation. Ces fractures se retrouvent uniquement dans les roches d'âge Jurassique et sont parallèle à la stratification, même lorsqu'il y a un basculement.

Le système de fracture F2 correspond, encore une fois, à de très fines veines présentes sur des roches d'âge Crétacé. Elles s'organisent en réseaux, orientées N-S et sont d'une couleur naturelle très claire qu'on ne peut apercevoir qu'en microscopie (Cf. Fig. 11).

Le troisième système de fracture (F3) correspond à un ensemble fractures liées au jeu de marches présentes sur les bords de la Dent de Crolles (Cf. Fig. 7). Ces structures ont un jeu normal clair exprimé par les marches et précipitent une calcite beigeâtre massive sur des roches d'âge Crétacé inférieur (Cf. Fig. 11).

F4 correspond à un système de veines bien plus massives avec une orientation autour de N130 (NW-SE) et une couleur très blanche. Il s'agit d'un système observé sur des roche proto-bréchiques liées à la faille de St-Laurent (Cf. Fig. 13 et 14). Aucun jeu clair n'est identifié pour ce système.

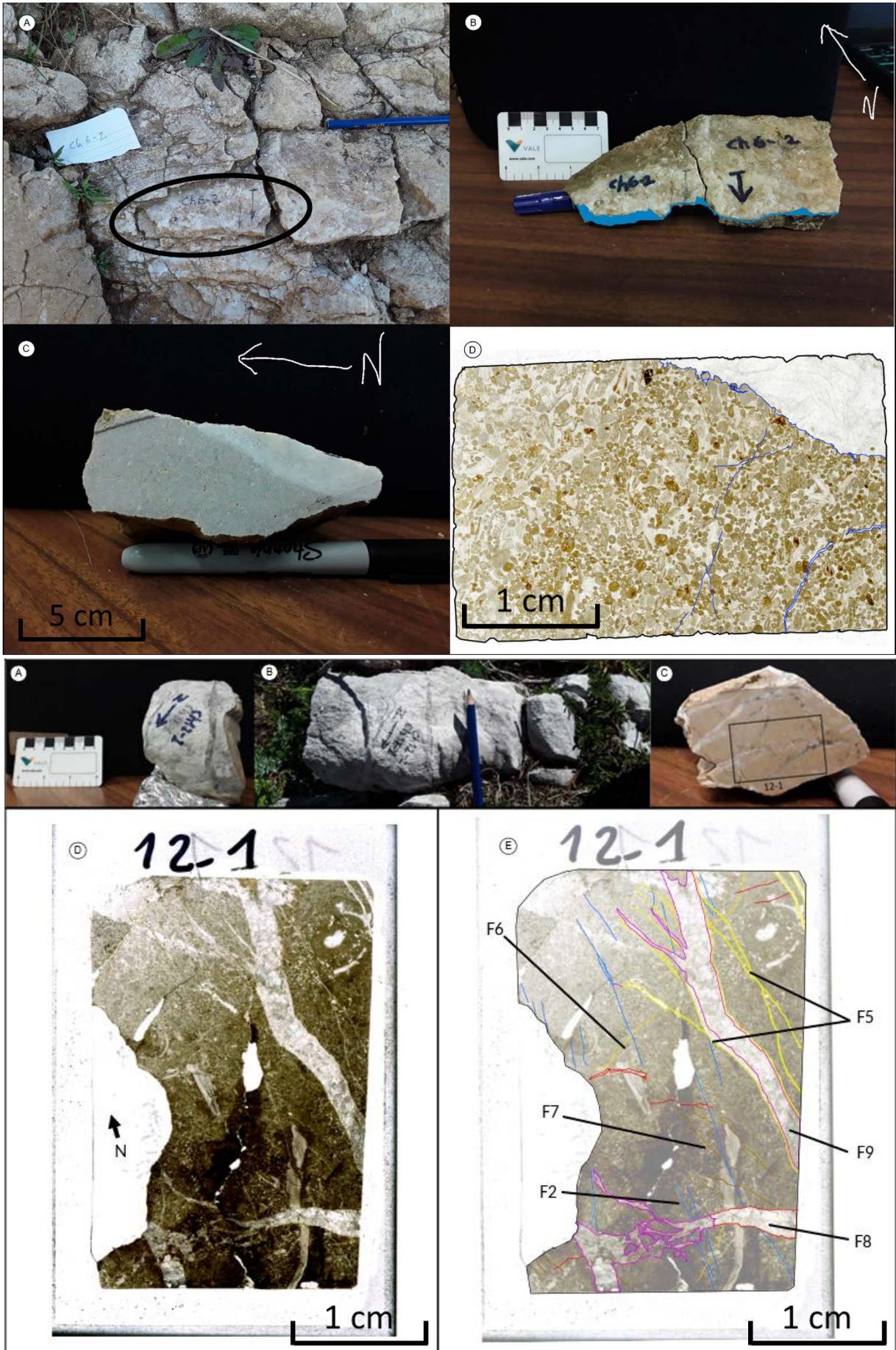
Le système F5 est un ensemble de veines présent à la fois sur la faille de St-Laurent, le bloc supérieur et le bloc inférieur de celle-ci. Le remplissage est une calcite de couleur blanche un peu sale (Cf. Fig. 11, 13 et 14). Dans le bloc inférieur, le système est lié à un autre système postérieur (F9) et est très fin par rapport aux bloc supérieur et à la faille où il est très massif et indépendant. Il s'agit d'un système relié avec des phases de déformation compressive précoces.

Les systèmes F6 et F7 sont deux systèmes qui s'expriment sous la forme de veine sombre d'aspect sale dans le bloc supérieur et à même la faille (Cf. Fig. 11, 12, 13 et 14). Ils possèdent des orientations autour de N70 pour F6 et N110 pour F7 ce qui en fait très probablement 2 systèmes conjuguées liés au même événement très probablement compressif.

F8 et F9 sont 2 systèmes très similaires en termes de remplissage, avec une calcite translucide possédant de gros cristaux de calcite typiques mais qui possèdent des orientations radicalement différentes (Cf. Fig. 11, 12 et 14). En effet, alors que F8 est d'orientation E-W quasi parfaite, F9 se trouve d'orientation N170 tendant même, par section, vers le N-S. Il s'agit de systèmes dont l'orientation fait fi de la stratification et prend la place de tout objet sur la roche et apparaissent très en relation avec les grandes failles inverses du massif.

Le système F10 quant à lui, s'exprime avec une calcite similaire aux 2 précédent avec une couleur légèrement plus sombre (Cf. Fig. 12 et 13). Encore une fois il s'agit d'un système qui efface toute architecture aux endroits où il s'exprime. Son orientation N150 et les observations de terrain lient clairement cette veine aux systèmes décrochants majeurs du massif. De plus, il est présent par-dessus des roches bréchiques de la faille de St-Laurent démontrant le caractère tardif de ce système.

Enfin, le système F11, qui correspond à des fractures N160 relativement fines observables seulement au microscope, s'exprime de façon tardive et vient très souvent remplir les espaces laissées par des stylolithes (Cf. Fig. 12, 13 et 14). Son lien avec le système précédent, de par leur orientation et leur aspect est envisageable.



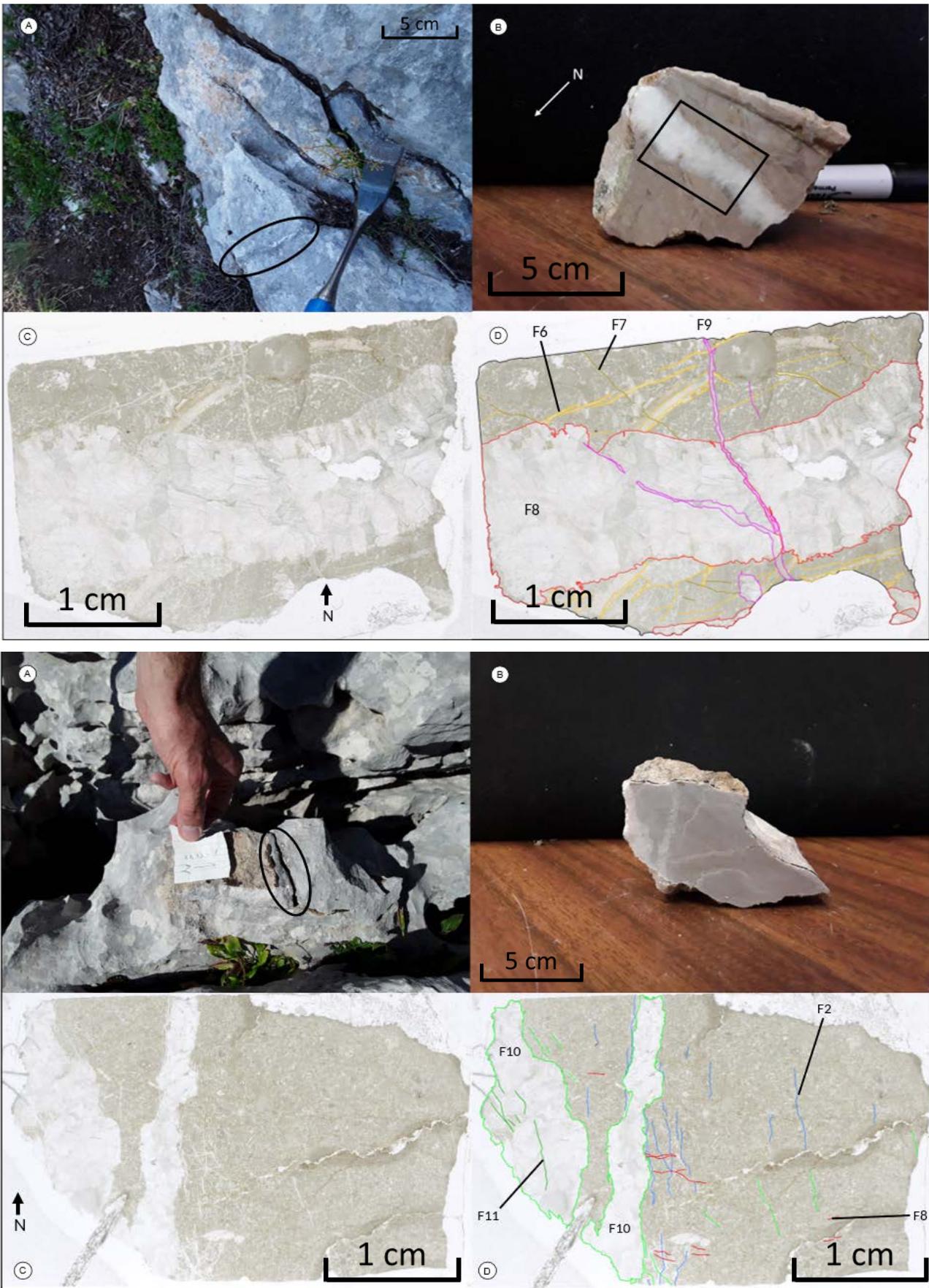
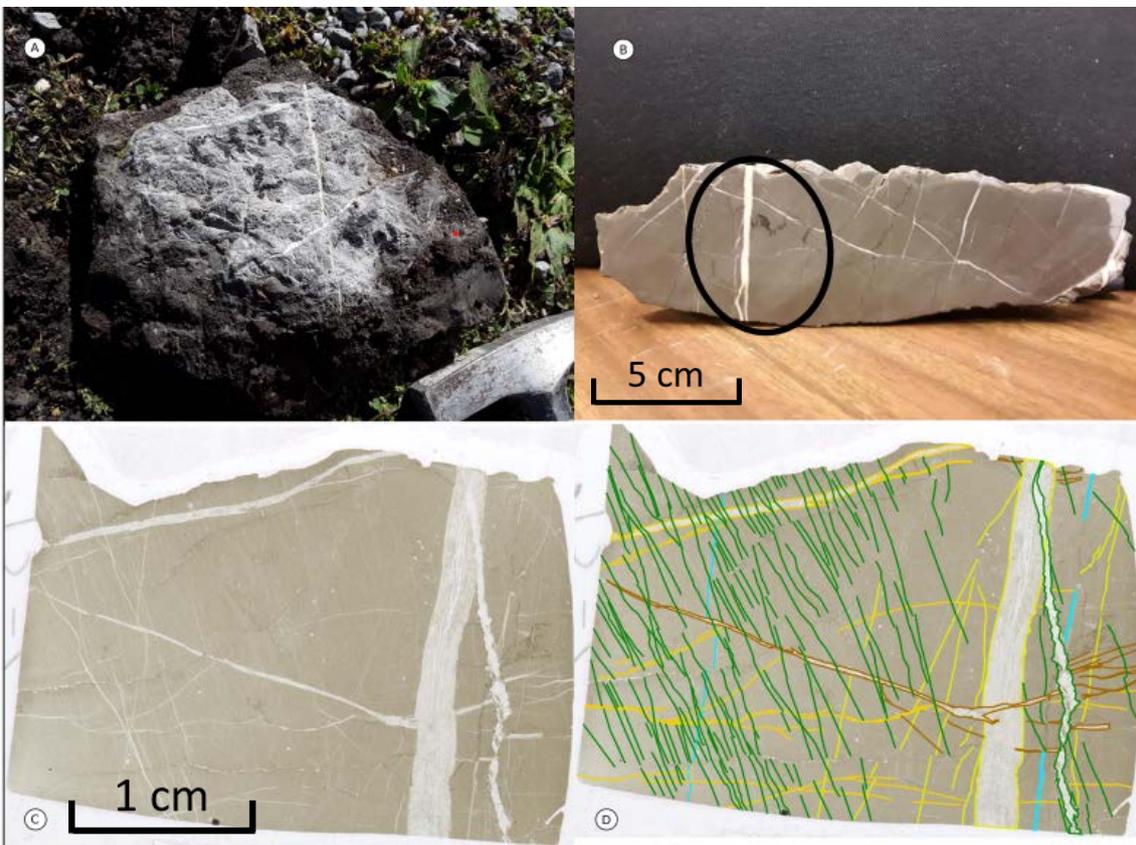
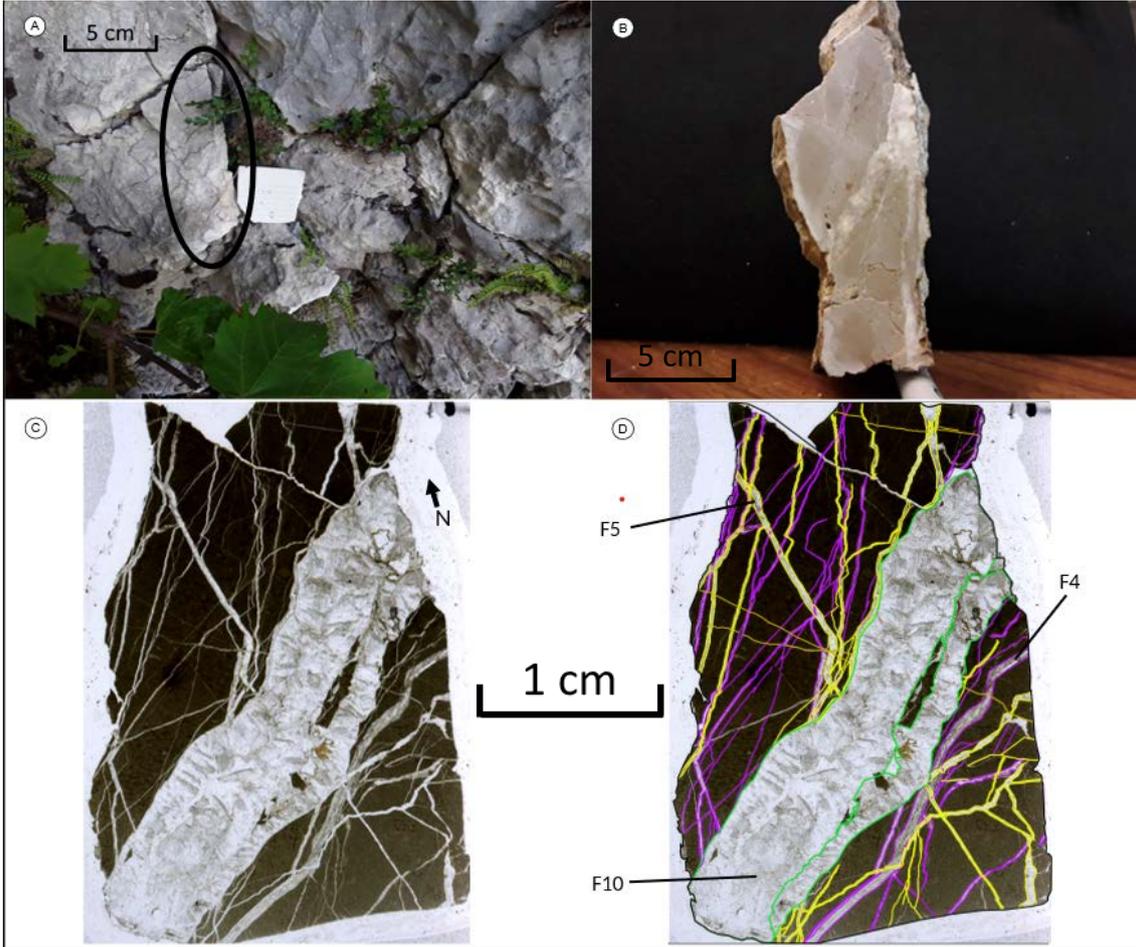


Figure 12 : Echantillon 12-2 (Haut) : A : Affleurement B : Macroscopie C : Microscopie (lame mince) D : Analyse microstructurale ; 13-1 (Bas) : A : Affleurement B : Macroscopie C : Microscopie (lame mince) D : Analyse microstructurale.



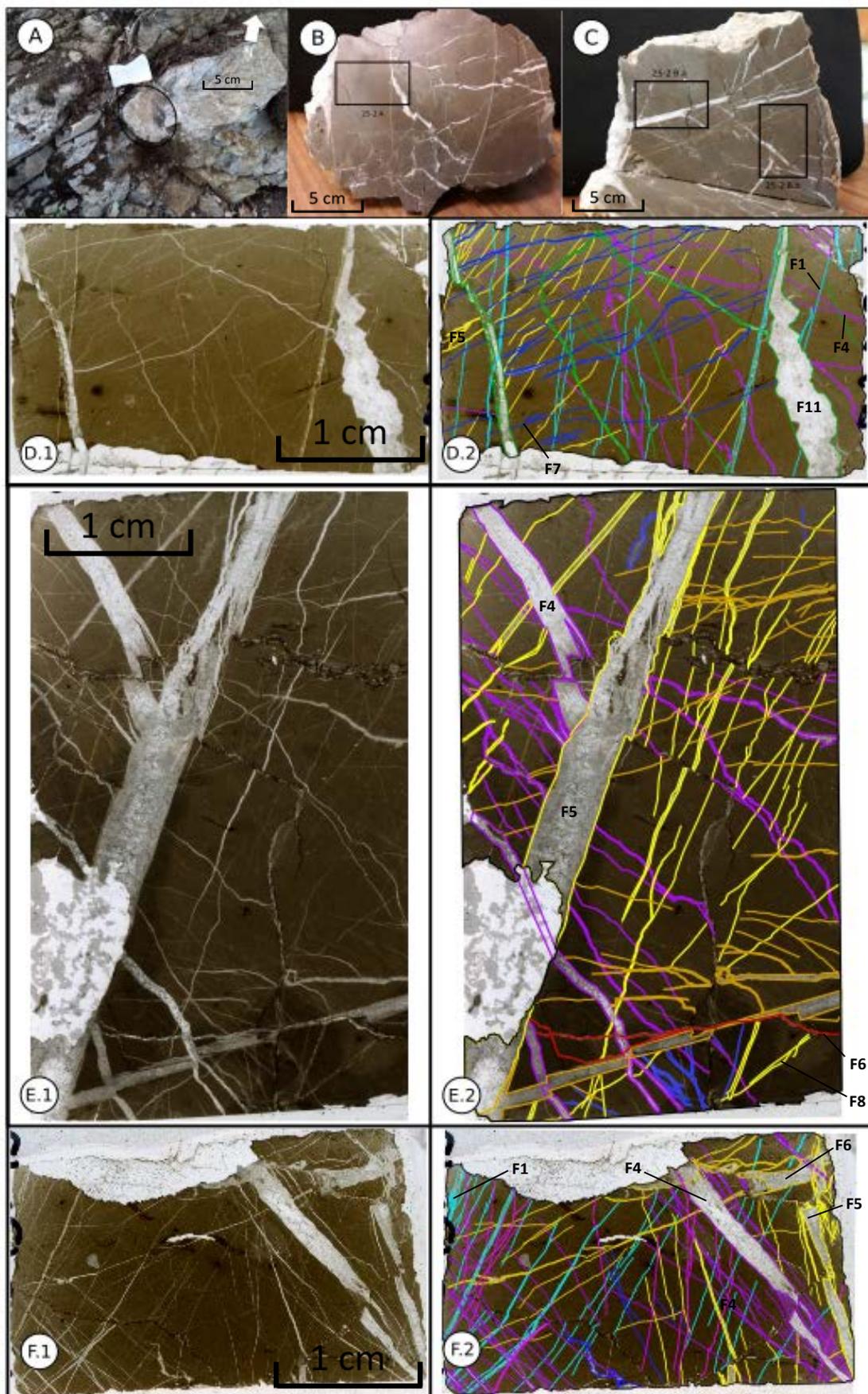


Figure 14 : Echantillon 25-2 : A : Affleurement B : Macroscopie (Face A) C : Macroscopie (Face A) D.1 : Microscopie (lame mince) D.2 : Analyse microstructurale E.1 : Microscopie (lame mince) E.2 : Analyse microstructurale F.1 : Microscopie (lame mince) F.2 : Analyse microstructurale.

Analyse des ciments

L'analyse des ciments, dans cette étude, a eu lieu en utilisant l'analyse structurale (Cf. Fig. 11) comme support ainsi que la microscopie à cathodoluminescence puis sera précisé par les analyses isotopiques dans la partie dédiée. Elle se base donc à la fois sur les observations de terrain et de laboratoire. Ainsi, l'accent est davantage mis sur la reconnaissance de la multiplicité des circulations dans un set de fracture plutôt que sur l'établissement d'une chronologie des différents ciments.

Pour clarifier l'ensemble des observations, les différents ciments sont répertoriés de façon chronologique, comme les fractures, à l'aide de la lettre C et du nombre correspondant à leur place dans la chronologie relative

Ainsi, plusieurs fractures ne présentent la trace que d'une seule circulation de fluide, c'est le cas des sets F2, F6, F7, F9, F10 et F11 (Cf. Fig. 15)

Pour ce qui est des sets de fractures présentant plusieurs générations de remplissage elles sont au nombre de 5 : F1, F3, F4, F5 et F8 (Cf. Fig. 16)

Le cas du set F1 est un peu particulier car il présente un phénomène de dolomitisation, qui fait donc apparaître un second ciment, ne correspondant pas, au sens propre du terme, à une nouvelle circulation de fluide. Il s'agit néanmoins d'un phénomène lié à des dynamiques environnementales caractéristiques. Ce ciment dolomitisé sera référé comme C1 (Cf. Fig. 15).

Le ciment C2 (Cf. Fig. 15) qui remplit F2 est difficile à observer, à cause de la finesse des fractures, Cependant, il est possible de voir que ce ciment est d'aspect très blanc en lumière naturelle et très clair en cathodoluminescence. Il s'agit d'un ciment qu'on ne retrouve dans aucune autre fracture.

Le ciment présent dans les fractures de F3 est le même que celui qui remplit les marches de calcite à proximité et il a la particularité de présenter 2 générations différentes, C3 et C4, visibles uniquement en cathodoluminescence (Cf. Fig. 16). C3 est sombre qui semble lié au jeu normal de la marche et l'autre, C4, plus claire, qui apparaît perpendiculaire à la marche. Cette seconde calcite est aussi observable dans les fractures de la roche hôte sous la forme de très fines veines.

3 générations différentes sont visibles, à l'aide de la cathodoluminescence, pour la génération F4. En premier dans la chronologie relative il y a C5 (Cf. Fig. 16), la génération la plus externe, qui est d'aspect très sombre et fine en cathodoluminescence. Plus à l'intérieur se trouve la génération C7 (Cf. Fig. 15 et 16), formée d'une calcite très cristalline et brillante en cathodoluminescence ce qui n'est pas le cas de la troisième calcite (C8) (Cf. Fig. 16), toujours cristalline mais bien plus sombre.

F5 est marquée par la présence de 2 générations radicalement opposées sous cathodoluminescence. La première, qui semble être la plus ancienne et marque donc les bords des veines, est très sombre et on n'aperçoit aucuns cristaux sous cathodoluminescence alors que la seconde, au centre, est d'un orange très brillant et avec des cristaux apparents. Il est important de relever que les remplissages extérieurs de F4 et F5 sont très similaires et peuvent donc être rattachés au ciment C5. Une observation similaire peut être faite sur le remplissage luminescent et cristallin de ces 2 mêmes sets (C7).

Les sets F6 et F7 présentent un remplissage similaire en tout point avec un aspect grisâtre et une absence de cristaux visibles en lumière naturelle. En cathodoluminescence, selon l'altération, le remplissage apparaît luminescent ou non. Il est identifié sous le sigle C6 (Cf. Fig. 15).

Les sets F8, F9 et F10 présentent eux aussi un remplissage très similaire et ce particulièrement en lumière naturelle. En effet, les fractures se trouvent remplies par une calcite à cristaux très massifs et

avec un aspect brillant observé nul par ailleurs. On peut donc supposer que ce remplissage est le même dans les 3 sets et on peut aussi le rapprocher avec la génération très cristallisée de F4 et F5 et donc à C7.

Cependant, il existe de petites différences quand on regarde ces veines sous cathodoluminescence. Premièrement, pour F8, la présence d'une seconde génération de ciment noire intrudant la première sous la forme de filaments plus ou moins massifs, indique une complexité propre à ce set. Ce ciment est rattaché au remplissage ciment C8 présent dans F4.

Ensuite, F9 présente le problème inverse car les bords de la veine portent la trace d'un autre remplissage bien plus ancien à en juger par sa position. Il est d'ailleurs très semblable, dans son aspect, à celui formant l'extérieur de F4 et F5, précédemment identifié comme C5.

Enfin, sous cathodoluminescence, F10 présente un aspect bien différent que les 2 sets précédents avec un aspect très sombre à l'opposé de l'aspect brillant et luminescent des autres. Il s'agit probablement d'un changement de composition chimique au cours de la circulation de fluide. On reste donc bien dans le ciment C7.

Pour finir, F11, un set présent de façon superficielle sur bon nombre de roches, présente un remplissage unique très blanc en lumière naturelle et grisâtre en cathodoluminescence. De plus, Ce remplissage est souvent observable dans d'ancien stylolithes réouverts. Il s'agit du dernier ciment chronologiquement parlant qui est donc nommé C9 (Cf. Fig. 16).

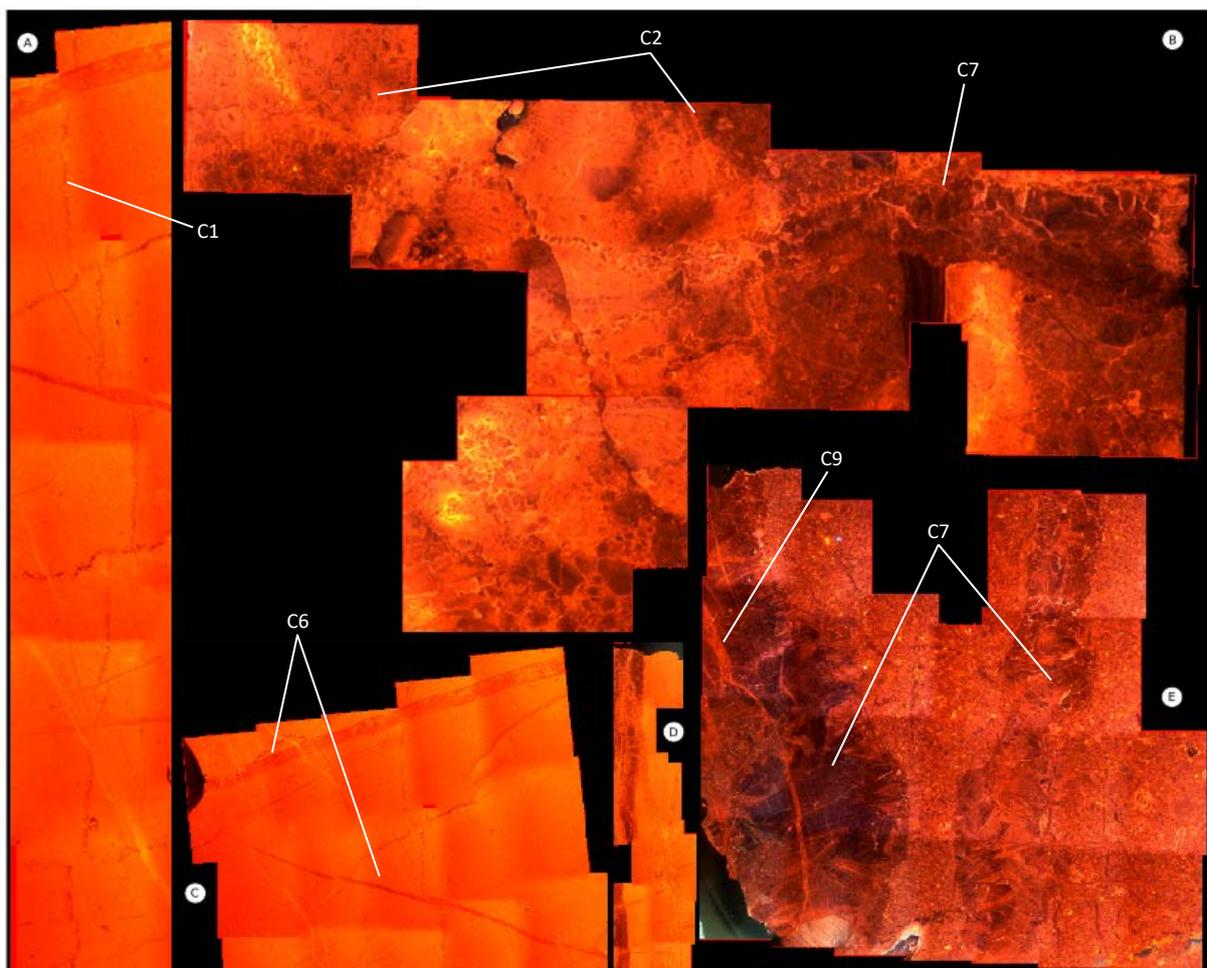


Figure 15 : Vue en cathodoluminescence des lames à cimentation simple : A : lame 15-2 (C1) / B : lame 12-1 (C2 et C7) / C : lame 15-2 (C6) / D : lame 15-2 (Voir figure 11) / E : lame 13-1 (C7 et C9).

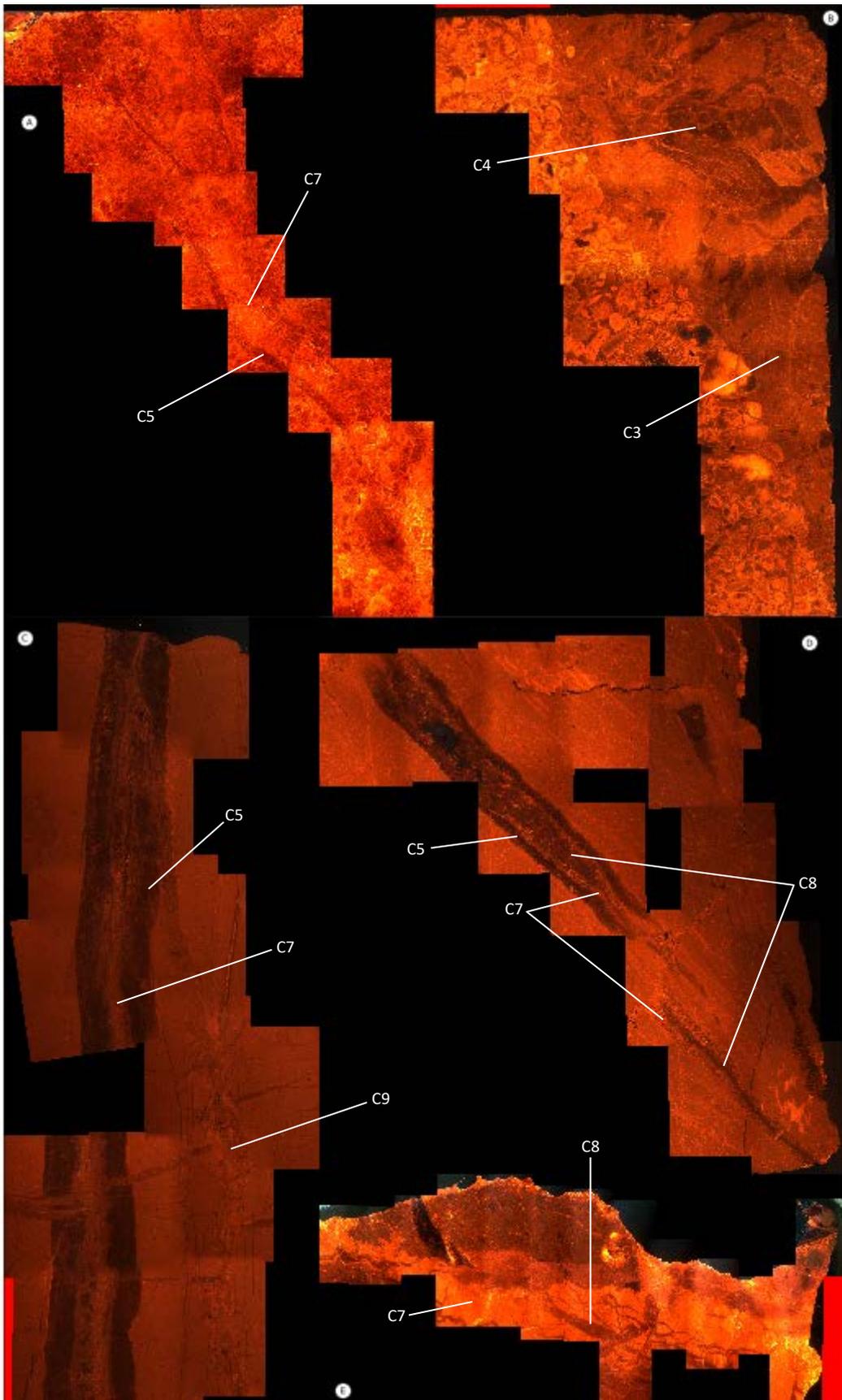


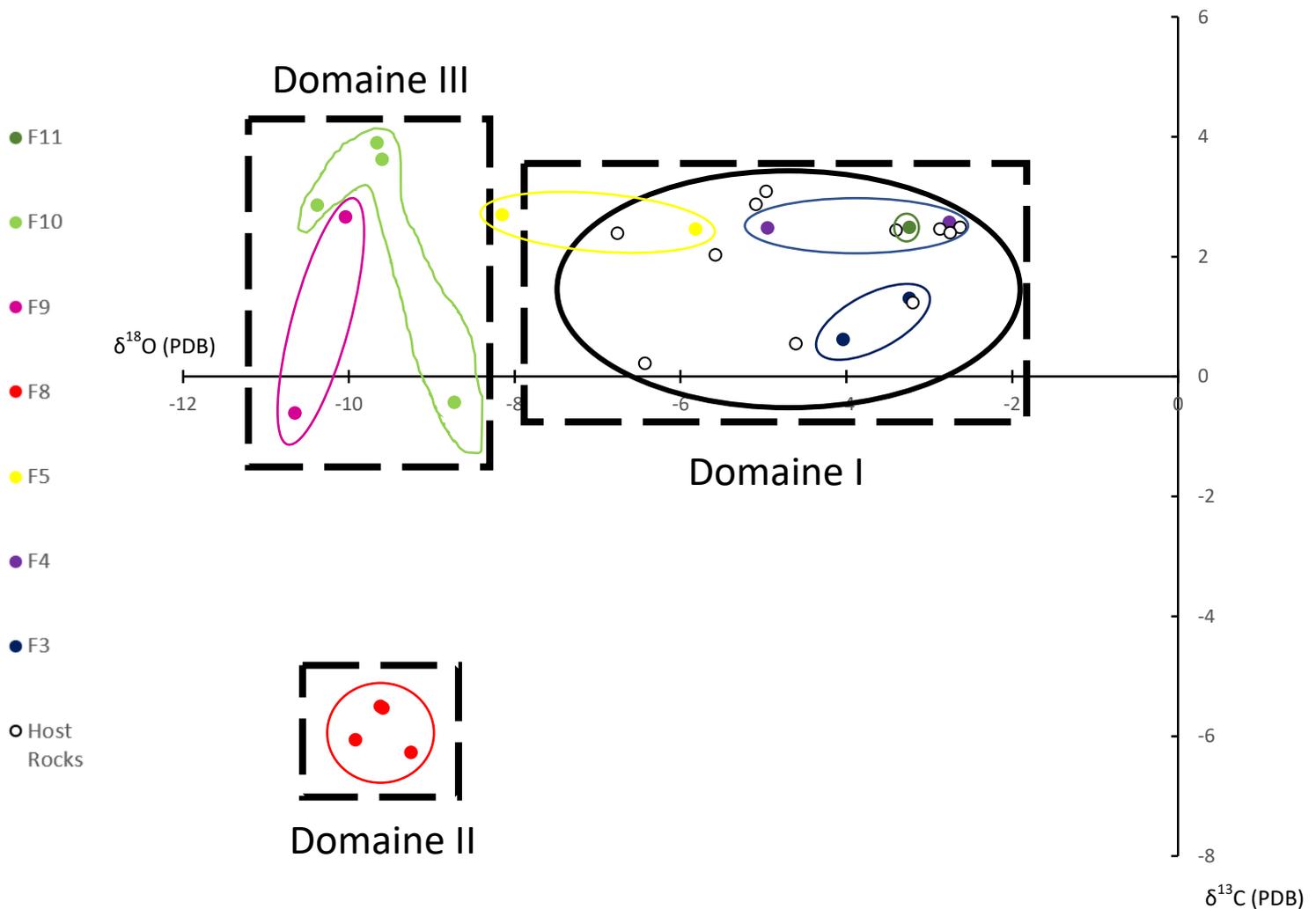
Figure 16 : Vue en cathodoluminescence des lames à cimentation complexe : A : lame 12-1 (C5 et C7) / B : lame 6-1 (C3 et C4) / C : lame 15-2 (C5, C7 et C9) / D : lame 15-2 (C5, C7 et C8) / E : lame 12-2 (C7 et C8).

Analyses Géochimiques

Tout d'abord, il est nécessaire de préciser que ces analyses ont été réalisées tardivement, à cause de la crise sanitaire, et ont donc été analysées à posteriori dans le but de préciser les observations déjà réalisées.

Pour ce qui est des isotopes stables du Carbone et de l'Oxygène (Cf. Fig. 17), 30 mesures ont pu être récupérées en provenance des différents sets de fractures des 9 lames mais aussi des roches hôtes dans un but de comparaison. Le même chemin de pensée a été utilisé pour l'analyse de l'isotopie du strontium avec un total de 13 échantillons mêlant fracture sets et roches hôtes. Les données brutes ont été rentrés et retravaillés sur Excel après réception afin de clarifier l'interprétation.

Pour commencer, les données d'isotopie stable, une fois classées, permettent la représentation de 19 mesures correspondant directement aux sets de fractures et de 10 mesures relative aux roches en elles-mêmes (Cf. Fig. 17). Ces dernières vont d'ailleurs donner des résultats assez similaires avec valeurs oscillant autour du même domaine allant de 0 à 3 pour $\delta^{13}\text{C}$ et de -7 à -2 pour $\delta^{18}\text{O}$ reflétant ainsi une relative constance dans les fluides marins précipitant les sédiments de la Chartreuse.



Les fractures analysables sont : F3, F4, F5, F8, F9, F10 et F11 et vont se diviser en 3 grands domaines de valeurs (I, II et III) (Cf. Fig. 17) :

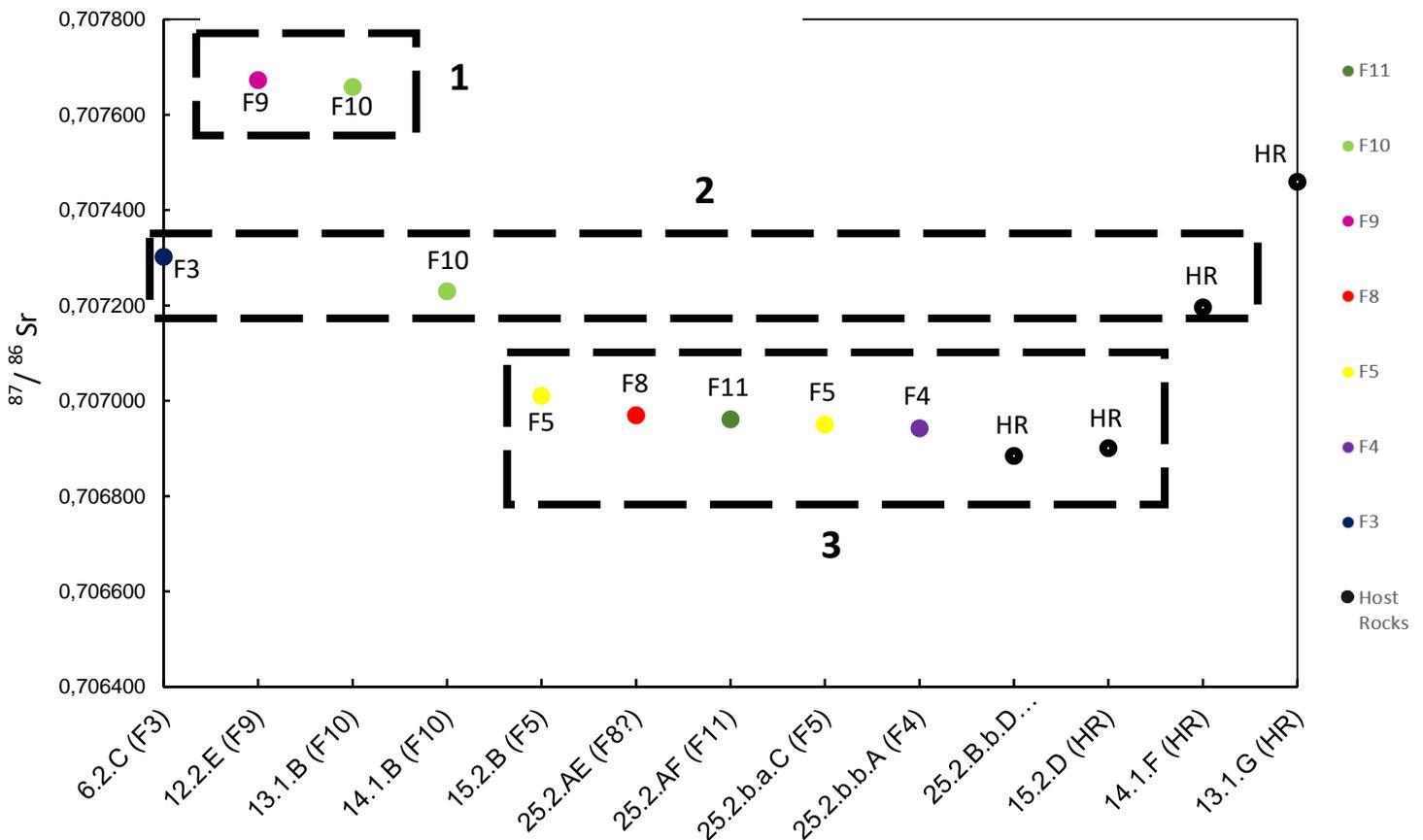
- Pour les sets F3, F4, F5 et F11, des valeurs se situant dans la même gamme que celles des roches hôtes sont observées avec néanmoins une plus grande amplitude des valeurs de F4 et F5. En effet, les remplissages de ces fractures présentent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ très similaires, autour de 2, mais tendant, au fur et à mesure, vers de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de plus en plus négative.
- Les valeurs attribuées au set F8 se démarquent du reste des valeurs car elles ont leur propre signature isotopique à l'opposé complet des autres valeurs que cela soit pour les roches hôtes ou bien les sets de fractures. Comme on le voit sur le graphe, il s'agit de points très concentrés dans une zone correspondant à des valeurs autour de -10 en $\delta^{18}\text{O}$ et de -6 en $\delta^{13}\text{C}$.
- Le dernier domaine comprend les valeurs attribuées aux remplissages des sets F9 et F10 et se situe dans des gammes de $\delta^{13}\text{C}$ similaire au premier domaine. La différence notable se trouve du côté des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ qui sont bien plus négatives. Il est utile de préciser que les valeurs les plus négative de F5 s'approchent des valeurs de ce domaine.

En ce qui concerne les données provenant des analyses de l'isotopie du Strontium (Cf. Fig. 18), elles regroupent les mesures de poudre provenant de fracture sets et 4 provenant des roches hôtes. L'approche de l'analyse de ces résultats est différente par rapport aux isotopes stables car elle va se concentrer sur la comparaison de chaque valeur avec les valeurs des différentes roches.

Comme pour l'isotopie stable, il est pertinent de diviser les valeurs en 3 domaines (1, 2 et 3) (Cf. Fig. 18) qui vont chacun se rapprocher de la valeur du fluide précipitant l'une des roches hôtes :

- En premier lieu (1), les mesures des sets F4, F5, F8 et F11 sont très proche et on peut

Figure 18: Rapports $^{87}/^{86}\text{Sr}$ des sets de fractures et roches de la Chartreuse.



facilement les rapprocher avec les valeurs des roches 25.2 et 15.2 bien que ces dernières soient légèrement inférieures. Ces roches sont d'ailleurs très similaires entre elles ce qui est dû au fait qu'elles proviennent de couches géologiques très proches en termes d'âge de dépôt.

- Un second parallèle (2) peut être établi entre les valeurs des sets F3 et F10 et la roche 14.1 qui ont des rapports isotopiques très similaires.
- Enfin le même constat est réalisable pour une des valeurs de F5 et F9 (3).

Interprétations et discussion

Isotopie stable

Comme observé au préalable, les valeurs en isotopes stables des différents échantillons se répartissent dans 3 domaines plus ou moins proche des roches auxquelles ils sont rattachés (Cf. Fig. 17). Plusieurs hypothèses se dégagent de ces observations à condition de supposer que l'on interprète les valeurs de ^{18}O en termes de profondeur (et température) et les valeurs de ^{13}C en termes d'interaction fluide/roche. De plus, afin d'interpréter les valeurs d'isotopie stable de l'oxygène en termes d'origine de fluide, à partir de l'équation de Craig (1965)^{xxxv} ($T=16,9-4,2*(\delta\text{c}-\delta\text{w})+0,13*(\delta\text{c}-\delta\text{w})^2$), il est nécessaire de faire une hypothèse quant à la température des fluides ayant pu circuler dans les roches. Étant donné que le massif de la Chartreuse fait partie des Alpes externes, dépourvues de métamorphisme, il a été décidé de supposer un domaine de basse température allant de 30 à 75°C.

Tout d'abord, en observant bien le graphe, il est clair que les fractures les plus précoces (F3, F4 et F5) sont celles qui se retrouvent majoritairement dans le domaine I (Cf. Fig. 17) avec des valeurs similaires aux calcaires encaissants. On peut supposer, dans le cadre des Alpes, que les fluides remplissant et précipitant dans les fractures sont donc similaires aux fluides responsables de la formation des roches. Or, ces roches correspondent aux sédiments mésozoïques du bassin extensif préalpin et proviennent donc de la précipitation d'eau de mer saturée en carbonate. On peut donc en déduire, s'il n'y a pas de mélange, que les fluides précipitant dans les fractures précoces (F3 et antérieures) correspondent aussi à de l'eau de mer et donc que les fractures ont dû être ouvertes pendant que cette eau de mer était présente dans la roche ou en tout cas assez proche pour la rejoindre. Il s'agit d'une hypothèse qui se vérifie si l'on reporte les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans l'équation de Craig^{xxxvi} avec des températures cohérentes à un tel fluide.

Néanmoins, cette observation peut être précisée avec les valeurs correspondant aux sets F4 et surtout F5. En effet, bien que ces sets possèdent des valeurs proches de celles des roches du massif (Cf. Fig. 17), ils présentent surtout des valeurs qui semblent s'éloigner progressivement du domaine I. Il nous est ainsi possible de supposer que le remplissage de ces fractures ce soit fait durant une phase s'apparentant à un changement en termes de composition de fluide. Il est très probable, surtout à la vue des valeurs isotopiques des remplissages de fractures purement compressives plus tardives, que cette phase corresponde à la transition entre régime extensif et compressif. Il s'agit néanmoins du tout début de l'inversion des contraintes car les valeurs restent très proches de celle des roches.

À la suite de cette transition se trouve le domaine II (Cf. Fig. 17), qui ne comprend que le set F8 qui possède des valeurs sensiblement différentes. Cependant, lorsque l'on s'attarde sur les valeurs en elle-mêmes, il apparaît que $\delta^{13}\text{C}$ est très faible ce qui reflète une très faible interaction fluide/roche

ce qui est souvent révélateur d'un fluide météorique classique (Saller et al. 1991^{xxxvii}). Il apparaît donc cohérent que ce set, lié aux failles inverses du massif, ait donc été rempli par des fluides météoriques. Si l'on se réfère à la dynamique alpine, il est logique de rattacher la fracturation de F8 à celle qui se produit lors de la formation des grands plis jalonnant le massif. La formation et le remplissage de F8 se déroulent donc dans un stade avancé de la compression Alpine et expriment probablement une première émergence des reliefs.

Les sets F9 et F10, qui présentent un remplissage d'apparence très similaire à F8, se démarquent du reste des points et forment le domaine III (Cf. Fig. 17). Il s'agit d'une gamme de valeurs qui correspond à une précipitation de fluides semblables à des fluides marins mais différents de ceux du domaine I. Cette observation prend encore plus de sens lorsque l'on la lie avec l'orientation NW-SE des ces sets de fracture et donc leur lien très étroit avec les contraintes responsables de la formation des Alpes. De plus, en entrant dans l'équation de Craig^{xxxviii} des températures cohérentes avec un océan, le résultat reflète une composition typiquement marine. Toutes ces données permettent de statuer que les fluides ayant cimenté dans ces fractures proviennent probablement d'un océan contemporain de la formation des Alpes dans ce qui peut se relier au stade de bassin d'avant pays molassique. On peut donc en déduire que la formation de F9 et F10 est liée à des épisodes avancés de la compression alpine qui a lieu selon une orientation NW-SE dans toute la chaîne.

Enfin, le set F11 est très particulier car il retrouve des valeurs isotopiques très proches des roches hôtes (Cf. Fig. 17) mais avec une orientation typiquement alpine (NW-SE). Il s'agit du set le plus récent parmi ceux observés et le remplissage des fractures est aussi très souvent retrouvé dans des stylolithes réouverts. L'explication la plus plausible pour expliquer de telles données est qu'il s'agit d'un stade très tardif de fracturation alpine qui va ensuite se retrouver rempli par des fluides interagissant fortement avec la roche encaissante modifiant ainsi la signature ce qui la rapproche de celle de l'encaissant et qui fait perdre la trace du fluide initial.

Isotopie Sr

Pour pouvoir interpréter les valeurs de strontium précédemment décrites, il est nécessaire d'utiliser la courbe LOWESS (Mc Arthur et al. 2001^{xxxix}) qui donne les variations de Sr de l'eau de mer en fonction de l'âge géologique (Cf. Fig. 19). Ainsi, seuls les fluides provenant d'eau de mer peuvent être placés sur cette courbe.

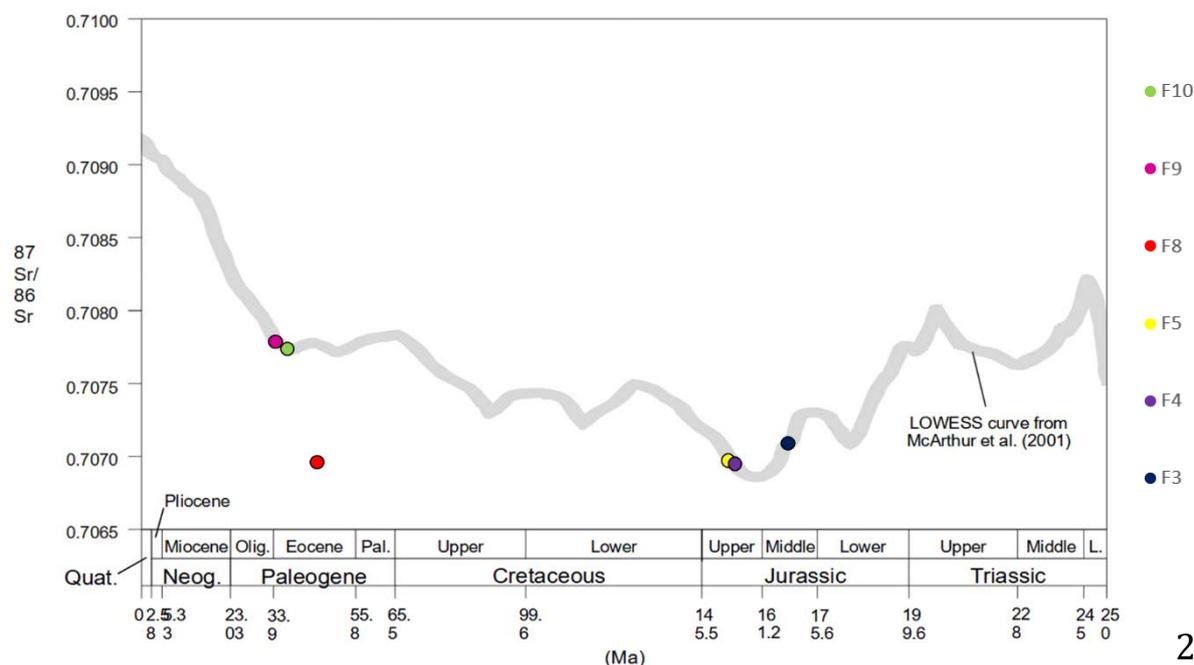


Figure 19 : Courbe LOWESS et valeurs Sr des différentes roches du massif.

Pour commencer, on peut reporter les valeurs des sets précédemment identifiés comme précoces et donc liés à une fracturation mésozoïque contemporaine à la sédimentation des roches. Se faisant, il est très clair que les rapports isotopiques concordent et apporte même une précision quant à l'âge de l'eau de mer qui sera responsable de la cimentation, la situant du Jurassique inférieur (F3) au Jurassique supérieur (F4/F5) (Cf. Fig. 19). Il est ainsi clair que la première conclusion réalisée à l'aide de l'isotopie stable se vérifie ici aussi.

Ensuite, il est intéressant de rentrer les valeurs de F9 et F10, identifiées comme des fractures liées à la compression (Cf. Fig. 19). En supposant donc un âge alpin, on arrive à une très bonne corrélation avec un âge Eocène/Oligocène. Cela suggère que le fluide dans ces sets de fractures est encore une fois d'origine marine et très probablement du bassin d'avant pays molassique de la chaîne.

Enfin, il est intéressant de se pencher sur les valeurs de F8 où le fluide a été identifié comme une eau météorique ce qui se vérifie assez bien en rentrant sa valeur de Sr dans le graphe (Cf. Fig. 19). En effet, si l'on suppose que F8 se forme durant le cycle alpin, et a donc un âge cénozoïque, la valeur de Sr est totalement aberrante. Cela est renforcé par le fait qu'il s'agit de valeurs comparables à celles de l'océan Jurassique et que F8 est présente sur des roches d'âge Crétacé.

Chronologie de la déformation

En se basant sur les arguments précédents ainsi que sur l'analyse structurale, (Cf. Fig. 20), il est possible d'établir une chronologie globale de la déformation (Cf. Fig. 21). Cette dernière est aussi basée sur le lien entre l'orientation des fractures et celle des contraintes régionales.

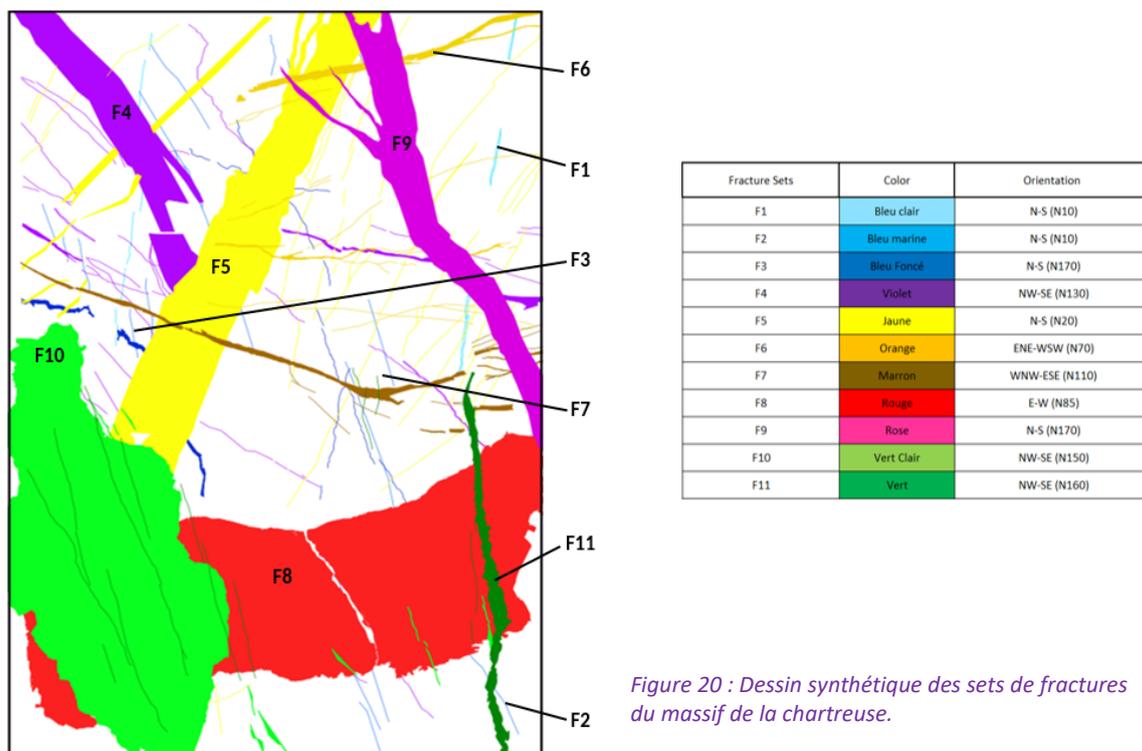
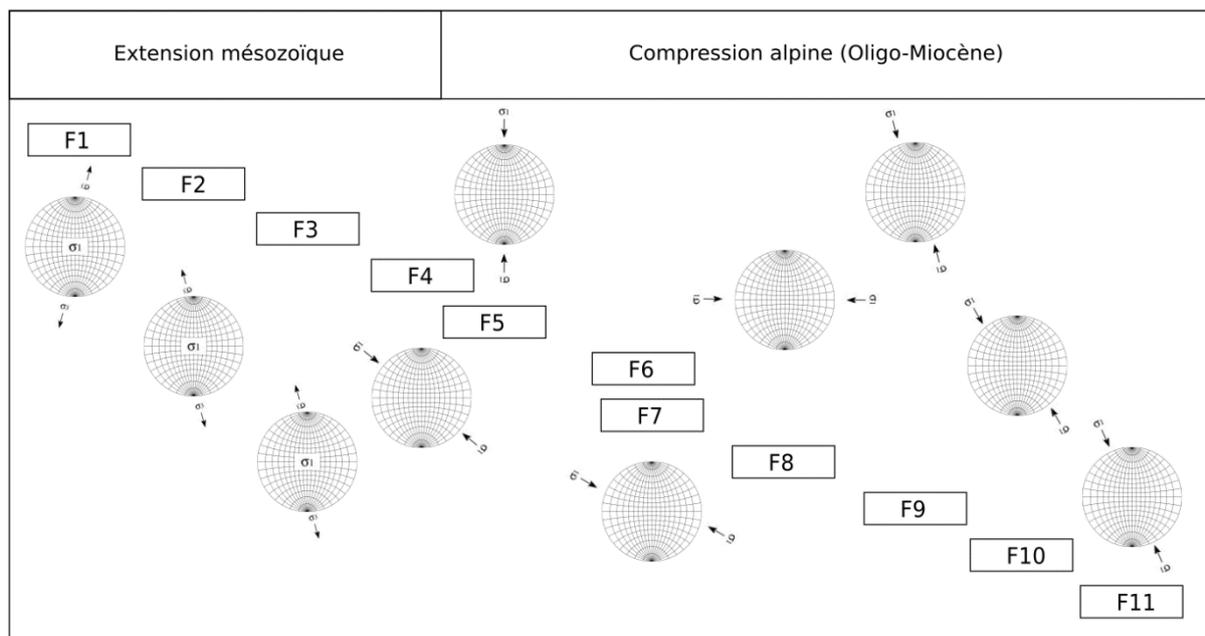


Figure 20 : Dessin synthétique des sets de fractures du massif de la chartreuse.



Ainsi, si l'on s'attarde plus en détail sur ladite chronologie, il est possible de distinguer plusieurs grandes phases caractérisant la géodynamique du massif de la Chartreuse :

- 1) Comme on le sait grâce à la littérature, la première phase observable dans les Alpes françaises est celle qui correspond à l'extension mésozoïque (Lias → Crétacé supérieur). Dans le cadre de notre zone d'étude, il s'agit d'une phase qui est responsable de la formation des 3 sets de fractures les plus anciens à savoir F1, F2 et F3 (Cf. Fig. 21). Cette observation est confortée par l'aspect « syn-sédimentaire » et très effacé de ces fractures qui s'expriment très souvent en lien avec la stratification. À cet argument morphologique se rajoute l'argument de la géochimie qui atteste que le fluide formant le remplissage de ces fractures est similaire à l'eau de mer mésozoïque

- 2) Dans un second temps, si l'on réfère aux analyses géochimiques, on peut démarquer les sets F4 et F5 par leur aspect « transitionnel ». De plus, ces sets semblent très proches en termes de chronologie (Cf. Fig. 21) et ce particulièrement sur la zone de la faille de Saint-Laurent. Il s'agit donc d'une phase correspondant à une transition de composition chimique (Cf. Fig. 17) et à un épisode de fracturation intense lié à la faille de St-Laurent. Il est donc cohérent de supposer qu'il s'agit ici de la phase de transition entre les régimes extensif et compressif et ce dans un environnement toujours marin et superficiel ce qui explique les valeurs isotopiques qui restent proche des valeurs mésozoïques.
 Un autre point très remarquable de cette phase est la coexistence de 2 orientations différentes (Cf. Fig. 20) (NW-SE pour F4 et N-S pour F5) sur un même intervalle de temps. Cela s'explique par le fait que ces orientations coïncident avec, d'un côté, la contrainte alpine principale pour F4 et, de l'autre, l'orientation de la faille de St-Laurent pour F5 (Cf. Fig. 4). Cette dualité permet d'affirmer que, lors de cette phase de fracturation intense, il y a eu une accommodation de la contrainte à la fois par la création de nouvelles fractures NW-SE et par la réutilisation des fractures N-S préexistantes. Cette réutilisation est encore plus mise en valeur par la présence de plusieurs ciments dans les fractures F5 présentes sur la faille de St-Laurent.

- 3) Par la suite, l'entrée en régime purement compressif se fait ressentir par la formation de sets liés aux diverses failles inverses et décrochantes de la Chartreuse. Parmi ces sets on retrouve

d'abord les sets F6 et F7 (Cf. Fig. 21) qui sont conjugués l'un par rapport à l'autre et dont le remplissage est similaire. L'orientation de ces fractures atteste d'une contrainte E-W ce qui est cohérent avec la direction des plis du massif mais aussi avec le set F8 (Cf. Fig. 21). Ce dernier est un des sets les plus massifs et la signature isotopique de son ciment l'identifie comme un réseau de fracture de surface rempli par l'infiltration d'eaux météoritiques. Il est donc cohérent de supposer qu'il s'agit, pour l'intervalle de temps ayant vu la formation de F6, F7 et F8, d'un moment où la compression alpine a pour effet de faire progressivement émerger les roches du massif jusqu'à atteindre la surface avec la formation de F8 et donc l'émergence de plis et l'élévation du relief. Ensuite, la formation des sets F9 et F10 (Cf. Fig. 21), qui présentent une signature isotopique de fluides chaud et profond, marque une phase de chevauchement et donc d'empilement causant cet enfouissement des fractures. L'orientation de ces sets (NW-SE) est classique pour les Alpes et atteste donc du régime dans lequel s'est faite cette fracturation.

- 4) Enfin, le tout dernier set, F11 (Cf. Fig. 21), correspond à un stade très tardif de la compression comme le démontre son aspect très superficiel et son orientation typiquement alpine. Cependant, sa signature isotopique révèle des valeurs revenant à celle d'une eau de mer. Il est ainsi clair que ce set est une fracturation très superficielle avec un remplissage conséquence d'une précipitation de fluides marins ou lacustres.

Conclusion

Tout le travail accompli durant ce stage avait pour but de reconstituer la fracturation et la circulation de fluides dans le massif de la Chartreuse et en particulier durant la transition extension-compression.

Ainsi, il a été possible de séparer 11 sets de fractures et 9 ciments différents qui marquent bien la multiplicité des processus tectonique ayant eu lieu dans le massif. De plus, grâce à la géochimie et à la cathodoluminescence, ces sets de fracture ont pu être liés aux grands mouvements régionaux que sont l'extension mésozoïque pour les 3 premiers sets et la compression alpine pour les 6 derniers.

Enfin, le focus particulier qui a été fait sur l'identification d'une éventuelle phase de transition a révélé la présence de 2 sets contemporains (F4 et F5) présentant des caractéristiques uniques. Ces derniers possèdent des orientations typiques démontrant la présence d'une fracturation à la fois néoformée et réutilisant les failles déjà en place. De plus, leur signature isotopique est signe d'une transition qui semble progressive et non brusque.

Ainsi, pour tout synthétiser, il a été démontré que la déformation, la fracturation et la circulation de fluide était plus continue et permanente qu'épisodique malgré de fortes variations isotopiques. Cependant, bien qu'une phase de transition ait été identifiée, les structures mixtes (extension + compression) n'ont pas été mises en évidence alors que des failles normales sont pourtant bien réutilisées en jeu inverse. Néanmoins ces dernières ne sont pas le seul vecteur d'accommodation de la contrainte et la néoformation reste importante à tout moment. Finalement, la géochimie a prouvé que, dans un massif externe tel que la Chartreuse, la très grande majorité des fluides étaient d'origine marine et qu'aucun fluide hydrothermal profond n'a été caractérisé.

Les résultats de ce stage de M2 sont donc probants et ce malgré la crise sanitaire. Il est cependant nécessaire de mentionner que toute la chronologie reste relative et que les mesures isotopiques ne sont pas aussi poussées que prévu. Ceci ouvre donc la voie à un approfondissement de ce travail dans le futur par le biais des datations et analyses isotopiques qui n'ont pas pu être réalisées mais aussi par une étude approfondie des échantillons laissés de côté voir un second échantillonnage.

Références

ⁱ {Citation}

ⁱⁱ P Kappler et S Zeeh, « Relationship between Fluid Flow and Faulting in the Alpine Realm (Austria, Germany, Italy) », *Sedimentary Geology* 131, n° 3 (2000): 147-162, [https://doi.org/10.1016/S0037-0732\(00\)00009-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0732(00)00009-9).

ⁱⁱⁱ Alessandro Baietto et al., « Alpine Tectonic Evolution and Thermal Water Circulations of the Argentera Massif (South-Western Alps) », *Swiss Journal of Geosciences* 102, n° 2 (septembre 2009): 223-245, <https://doi.org/10.1007/s00015-009-1313-5>.

^{iv} Kei Ogata et al., « Fracture Corridors as Seal-Bypass Systems in Siliciclastic Reservoir-Cap Rock Successions: Field-Based Insights from the Jurassic Entrada Formation (SE Utah, USA) », *Journal of Structural Geology* 66 (septembre 2014): 162-187, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.005>.

^v Kathleen Jaeckel, Gray E. Bebout, et Samuel Angiboust, « Deformation-Enhanced Fluid and Mass Transfer along Western and Central Alps Paleo-Subduction Interfaces: Significance for Carbon Cycling Models », *Geosphere* 14, n° 6 (1 décembre 2018): 2355-2375, <https://doi.org/10.1130/GES01587>.

^{vi} A. Travé, P. Labaume, et J. Vergés, « Fluid Systems in Foreland Fold-and-Thrust Belts: An Overview from the Southern Pyrenees », in *Thrust Belts and Foreland Basins*, éd. par Olivier Lacombe et al., Frontiers in Earth Sciences (Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2007), 93-105, https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7_5.

^{vii} David Cruset et al., « From Rock-Buffered to Open Fluid System During Emplacement of the Lower Pedraforca Thrust Sheet (South Pyrenees) », in *Petrogenesis and Exploration of the Earth's Interior*, éd. par Domenico M. Doronzo et al., Advances in Science, Technology & Innovation (Cham: Springer International Publishing, 2019), 215-230, https://doi.org/10.1007/978-3-030-01575-6_52.

^{viii} N. Bellahsen et al., « Mechanisms of Margin Inversion in the External Western Alps: Implications for Crustal Rheology », *Tectonophysics* 560 (mars 2012): 62-83, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.07.022>.

^{ix} Alexandre Boutoux et al., « Inversion of Pre-Orogenic Extensional Basins in the External Western Alps: Structure, Microstructures and Restoration », *Journal of Structural Geology* 60 (mars 2014): 13-29, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.12.014>; Alexandre Boutoux et al., « Fluid Systems above Basement Shear Zones during Inversion of Pre-Orogenic Sedimentary Basins (External Crystalline Massifs, Western Alps) », *Lithos* 206 (octobre 2014): 435-453, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.07.022>.

^x Vinyet Baqués Almirall, « Diagènesi i Evolució de La Relació Fluid-Fractura En Una Conca Intracontinental : La Conca Del Penedès, Oest de La Mediterrània », *Universitat de Barcelona*, 2012, 264.

^{xi} Anna Travé et al., « Fluid Migration during Eocene Thrust Emplacement in the South Pyrenean Foreland Basin (Spain): An Integrated Structural, Mineralogical and Geochemical Approach », *Geological Society, London, Special Publications* 134, n° 1 (1998): 163-188, <https://doi.org/10.1144/GSLSP134101163>.

^{xii} Travé, Labaume, et Vergés, « Fluid Systems in Foreland Fold-and-Thrust Belts ».

^{xiii} P. Tricart, « From Passive Margin to Continental Collision; a Tectonic Scenario for the Western Alps », *American Journal of Science* 284, n° 2 (1 février 1984): 97-120, <https://doi.org/10.2475/ajs.284.2.97>.

^{xiv} Andrea Bistacchi et al., « Miocene to Present Kinematics of the NW-Alps: Evidences from Remote Sensing, Structural Analysis, Seismotectonics and Thermochronology », *Journal of Geodynamics* 30, n° 1 (février 2000): 205-220, [https://doi.org/10.1016/S0264-3758\(00\)00041-0](https://doi.org/10.1016/S0264-3758(00)00041-0).

-
- ^{xv} Maurice Gignoux et Léon Moret, « Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises », *Annales de géographie* 43, n° 244 (1934): 337 -63, <https://doi.org/10.3406/geo.1934.10592>.
- ^{xvi} Gignoux et Moret.
- ^{xvii} Thierry Boisseau, « La plate-forme jurassienne et sa bordure subalpine au Berriasien-Valanginien (Chartreuse-Vercors). Analyse et corrélations avec les séries de bassin. Sédimentologie, stratigraphie, micropaléontologie, magnétostratigraphie. », s. d., 401.
- ^{xviii} Hubert Arnaud, « De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien: le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy) », s. d., 1076.
- ^{xix} Tricart, « From Passive Margin to Continental Collision; a Tectonic Scenario for the Western Alps ».
- ^{xx} Maurice Gidon, « Contexte géologique de la Chartreuse », 2004, 9.
- ^{xxi} N. Bellahsen et al., « Collision Kinematics in the Western External Alps: Kinematics of the Alpine Collision », *Tectonics* 33, n° 6 (juin 2014): 1055 -88, <https://doi.org/10.1002/2013TC003453>.
- ^{xxii} Gidon, « Contexte géologique de la Chartreuse ».
- ^{xxiii} Bellahsen et al., « Collision Kinematics in the Western External Alps ».
- ^{xxiv} Jin-Hyuck Choi et al., « Definition and Classification of Fault Damage Zones: A Review and a New Methodological Approach », *Earth-Science Reviews* 152 (janvier 2016): 70 -87, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006>.
- ^{xxv} Maurice Pagel et al., « Cathodoluminescence in Geosciences: An Introduction », in *Cathodoluminescence in Geosciences*, éd. par Maurice Pagel et al. (Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2000), 1 -21, https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7_1.
- ^{xxvi} Josef Mullis et al., « Fluid Regimes during Late Stages of a Continental Collision: Physical, Chemical, and Stable Isotope Measurements of Fluid Inclusions in Fissure Quartz from a Geotraverse through the Central Alps, Switzerland », *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, n° 10 (mai 1994): 2239 -67, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90008-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90008-6).
- ^{xxvii} S. C. Bergman, K. W. Huntington, et J. G. Crider, « Tracing Paleofluid Sources Using Clumped Isotope Thermometry of Diagenetic Cements along the Moab Fault, Utah », *American Journal of Science* 313, n° 5 (1 mai 2013): 490 -513, <https://doi.org/10.2475/05>.
- ^{xxviii} M. Rossi et Y. Rolland, « 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, n° 9 (septembre 2014): 1681 -1709, <https://doi.org/10.1002/tect.201400009>.
- ^{xxix} A. Boutoux et al., « 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 (juin 2016): 109 -23, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.013>.
- ^{xxx} J. M. McCrea, « On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale », *The Journal of Chemical Physics* 18, n° 6 (juin 1950): 849 -57, <https://doi.org/10.1063/1.1747785>.
- ^{xxxi} H Craig et L I Gordon, « Deuterium and Oxygen 18 Variations in the Ocean and the Marine Atmosphere », s. d., 17.
- ^{xxxii} George E. Claypool et al., « The Age Curves of Sulfur and Oxygen Isotopes in Marine Sulfate and Their Mutual Interpretation », *Chemical Geology* 28 (1980): 199 -260, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90047-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90047-9).

^{xxxiii} Gidon, « Contexte géologique de la Chartreuse ».

^{xxxiv} Boisseau, « La plate-forme jurassienne et sa bordure subalpine au Berriasien-Valanginien (Chartreuse-Vercors). Analyse et corrélations avec les séries de bassin. Sédimentologie, stratigraphie, micropaléontologie, magnétostratigraphie. »

^{xxxv} Craig et Gordon, « Deuterium and Oxygen 18 Variations in the Ocean and the Marine Atmosphere ».

^{xxxvi} Craig et Gordon.

^{xxxvii} Arthur H. Saller et Clyde H. Moore, « Geochemistry of Meteoric Calcite Cements in Some Pleistocene Limestones », *Sedimentology* 38, n° 4 (août 1991): 601-21, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1991.tb01011.x>.

^{xxxviii} Craig et Gordon, « Deuterium and Oxygen 18 Variations in the Ocean and the Marine Atmosphere ».

^{xxxix} J. M. McArthur, R. J. Howarth, et T. R. Bailey, « Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0–509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age », *The Journal of Geology* 109, n° 2 (mars 2001): 155-70, <https://doi.org/10.1086/319243>.