

# INTERACTIONS FLUIDES/ROCHES DURANT L'EXHUMATION DU MANTEAU. ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES DANS UN DÉTACHEMENT MAJEUR DE LA ZONE NORD-PYRÉNÉENNE (URDACH : CHÂÎNONS BÉARNAIS)

Jehiel Nteme – Mukonzo

Encadrants : Y. Lagabrielle (Géosciences Rennes), MC. Boiron (GéoRessources Nancy), P. Boulvais (Géosciences Rennes)

Master Sciences de la Terre et de l'Environnement, spécialité Ressources Minérales et Pétrolières

**Résumé :** La Zone Nord-Pyrénéenne correspond à une ancienne marge passive distale au pied de laquelle le manteau a été exhumé à l'Albien. L'extension responsable de l'ouverture de cette marge s'est développée en relation avec d'importantes circulations de fluides. Le massif d'Urdach (Chaînons Béarnais) montre plusieurs évidences de circulations des fluides le long d'un détachement majeur parmi lesquelles la genèse des opicalcites et la silicification des cataclasites du socle paléozoïque. L'étude des inclusions fluides a montré que les opicalcites se sont formées en réponse à la circulation à basse température de l'eau de mer dans le manteau exhumé. La silicification des cataclasites est par contre le résultat de la circulation des fluides hydrothermaux (165 à 330°C), présentant de larges gammes de salinité (10,4 à 38 % wt.NaCl) et devenant de plus en plus salés vers les stades ultimes. Ce processus, qui a été dans un premier temps le résultat de la circulation combinée de l'eau de mer et des saumures du Trias, a été fortement contrôlé par le dépôt des flyschs qui ont constitué une barrière étanche limitant progressivement la participation de l'eau de mer dans le système, laissant donc seules les saumures du Trias circuler lors des derniers stades de silicification.

Mots – Clés : Inclusions fluides, Circulation des fluides, Marge passive, massif d'Urdach.

**Abstract :** The North Pyrenean Zone corresponds to a paleo-passive margin at the foot of which subcontinental mantle was exhumed during Albian times. The extension of the continental crust of the NPZ occurred in relation with the circulation of a significant amount of fluids. The Urdach massif (Chaînons Béarnais) displays numerous evidence of fluids circulation along a major detachment fault, including the genesis of opicalcites and the silicification of Paleozoic basement cataclastic breccias. Microthermometry and Raman spectroscopy on fluid inclusions reveal that the genesis of opicalcite is related to a low temperature circulation of seawater through the exhumed mantle. The silicification of the Paleozoic basement cataclastic breccias is the result of the circulation of hydrothermal fluids (165 to 330°C), with wide salinity ratios (10.4 to 38% wt.NaCl), becoming increasingly saline towards the final stages. This process was initially a result of the combined circulation of sea water and Triassic brines. It was strongly controlled by the syn deposition of flyschs which progressively constituted a barrier, limiting the participation of seawater in the system, and thus allowing only the Triassic brines to circulate during the final stages of silicification.

Key – words : Fluids inclusions, Fluids circulation, Passive margin, Urdach massif.

# TABLE DES MATIERES

<b>TABLE DES MATIERES</b> .....	<b>1</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>2</b>
<b>AVANT PROPOS</b> .....	<b>3</b>
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	<b>3</b>
<b>INTRODUCTION</b> .....	<b>4</b>
<b>CONTEXTE GEOLOGIQUE</b> .....	<b>5</b>
1. LA CHAINE DES PYRENEES ET LA ZONE NORD-PYRENEENNE .....	5
2. LES CHAINONS BEARNAIS .....	6
3. LE MASSIF D'URDACH .....	6
3.1. <i>Structures et lithologies</i> .....	6
3.2. <i>Traces de circulation des fluides</i> .....	7
<b>ECHANTILLONAGE</b> .....	<b>9</b>
<b>MATERIELS ET METHODES</b> .....	<b>10</b>
<b>RESULTATS</b> .....	<b>10</b>
1. ETUDE PETROGRAPHIQUE .....	10
1.1. <i>Les inclusions fluides dans les cataclasites silicifiées</i> .....	10
1.2. <i>Les inclusions fluides dans les ophicalcites</i> .....	11
2. MICROTHERMOMETRIE .....	11
2.1. <i>Estimation de la salinité des inclusions</i> .....	12
2.2. <i>Estimation de la Température minimale de piégeage</i> .....	12
3. SPECTROSCOPIE RAMAN.....	13
<b>INTERPRETATION ET DISCUSSION</b> .....	<b>15</b>
1. GENESE DES OPICALCITES .....	15
2. SILICIFICATION DES CATACLASITES .....	16
2.1. <i>Conditions P-T de circulation des fluides</i> .....	16
2.2. <i>Mise en évidence de deux épisodes de silicification superposés</i> .....	17
3. MODELE DE CIRCULATION DANS LA PALEO - MARGE PASSIVE DISTALE (MASSIF D'URDACH).....	19
4. APPLICATION A D'AUTRES MARGES PASSIVES .....	20
<b>CONCLUSION</b> .....	<b>21</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b> .....	<b>22</b>

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1.</b> Schéma structural des Pyrénées. CFNP : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, FNP : Faille Nord-Pyrénéenne FSP : Faille Sud-Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen (Corre et al., 2016) ....	5
<b>Figure 2.</b> Carte géologique de la région des Chaînon Béarnais (Corre, non publiée) .....	6
<b>Figure 3.</b> a) Carte géologique du massif d'Urdach (redessiné d'après la carte BRGM au 1/50 000 de Castéras,1970); b) Vue panoramique des blocs métriques silicifiés ; c) cataclasite silicifiée ; d) contact entre le manteau et la couverture mésozoïque. ....	8
<b>Figure 4.</b> Echantillons étudiés. a) Quartz géodiques; b) cataclasite cimentée par du quartz; c-f : ophicalcites.....	9
<b>Figure 5.</b> a) Inclusions biphasées dans le ciment quartzeux des cataclasites; b) Inclusions avec cubes de sel dans les veines de quartz ; c) inclusions monophasées dans la calcite .....	11
<b>Figure 6.</b> Résultats de la microthermométrie sur les inclusions fluides des échantillons Etche 4a, Etche 4c1 et Etche 5. a) Histogramme des Salinités ; b) Histogramme des Températures d'Homogénéisation; c) Salinité vs Températures d'homogénéisation .....	13
<b>Figure 7.</b> Composition des phases volatiles .....	14
<b>Figure 8.</b> Spectres Raman de la bande de l'eau : a) dans des solutions aqueuses de chlorure de sodium à température ambiante de 0 à 6 mol NaCl (Dubessy et al., 2002) ; b) dans la phase liquide des inclusions dans du quartz (Etche 4a) ; c) dans les inclusions de la calcite (URD E).....	15
<b>Figure 9.</b> Diagramme Pression - Température montrant les conditions de piégeage des inclusions dans les quartz des cataclasites .....	17
<b>Figure 10.</b> Schéma représentatif des deux épisodes de silicification enregistrés dans les cataclasites d'Urdach .	18
<b>Figure 11.</b> Modèle conceptuel de la circulation des fluides à Urdach pendant l'albien supérieur. a) genèse des ophicalcites et formation du ciment siliceux des cataclasites ; b) formation des veines recoupant les cataclasites déjà silicifiées ; c) reprise sédimentaire des cataclasites silicifiées dans la brèche d'Urdach. 1 : manteau ; 2 : Ophicalcites ; 3 : couverture mésozoïque (Jurassique à Albien) ; 4 : Socle déformé de manière ductile ; 5 : Socle cataclastique ; 6 : Cataclasites silicifiées ; 7 : Trias ; 8 : Flyschs ; 9 : Flyschs métamorphiques ; 10 : Eau de mer ; 11 : Trajets des fluides ; 12 : Mantle / Continental Crust Detachment (MCC) ; 13 : Basal Prerift Cover Detachment (BPC). ....	20

## **AVANT PROPOS**

Ce manuscrit présente le travail effectué au cours du stage de deuxième année de master, qui a été effectué au sein des laboratoires Géosciences Rennes et GéoRessources de Nancy. Ce travail a été financé par le BRGM dans le cadre du programme RGF – Chantier Pyrénées (2013 - 2018). Ce programme a pour objectif de revisiter, actualiser et synthétiser l'ensemble de la géologie des Pyrénées par des équipes de spécialistes thématiques et régionaux du BRGM et du monde académique (CNRS et universités). Ces travaux aboutiront à la constitution d'une couverture de connaissance géologique continue et homogène et cohérente des Pyrénées et de leur prolongement sur le plateau continental.

Ce travail est une contribution aux recherches actuellement entreprises pour la compréhension des processus d'exhumation du manteau dans la zone nord pyrénéenne, notamment par Benjamin Corre, dans le cadre de sa thèse.

## **REMERCIEMENTS**

Je tiens à remercier sincèrement mes encadrants, Yves Lagabrielle, Marie – Christine Boiron et Philippe Boulvais, pour leur disponibilité et pour leur expérience et savoir qu'ils ont pu me transmettre tout au long de la réalisation de ce travail. Mes échanges avec eux ont été très fructueux et m'ont permis de mener à bien ce travail.

Merci à Benjamin Corre et Ricardo Asti qui m'ont accompagné sur le terrain et qui m'ont partagé leur connaissance de la géologie des Pyrénées et plus particulièrement du massif d'Urdach.

Mes remerciements s'adressent également à Benoit Quesnel qui a pris le temps de répondre à mes questions malgré un emploi du temps chargé.

Je ne pourrai clore cette rubrique sans remercier le BRGM et le programme RGF pour avoir financé ce travail.

## INTRODUCTION

La formation des marges passives peut aboutir, par exemple dans le cas des marges passives pauvres en magma, à l'extrême amincissement de la croûte continentale et à l'exhumation du manteau, en réponse à une extension poussée. Ces processus sont souvent accompagnés d'une importante circulation de fluides aboutissant le plus souvent à la serpentinisation du manteau. Ces fluides, en plus de contrôler le flux de chaleur dans ces domaines, assurent également des transferts élémentaires importants. L'étude de ces systèmes hydrothermaux s'avère donc essentielle car elle permet de déduire des contraintes majeures sur les conditions de l'exhumation du manteau mais également de reconstruire l'évolution diagénétique et thermique des successions sédimentaires recouvrant ces marges hyper-amincies. Cependant, la circulation des fluides, dans les marges actuelles, ayant lieu dans les fonds marins ou en grande profondeur dans la croûte terrestre, limite l'accès aux données et fait que ces systèmes demeurent peu étudiés.

Pour contourner cette difficulté, il s'avère donc impératif de s'intéresser aux marges passives fossiles préservées dans les ceintures orogéniques. La zone Nord Pyrénéenne est un cadre idéal pour l'étude de ces systèmes car plusieurs restes d'une paléo-marge passive inversée, incluant des fragments de manteau exhumé, y sont accessibles (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et Lagabrielle, 2014; Corre et al., 2016). La particularité de cette zone réside dans le fait que lors de l'extension au Crétacé, responsable de la formation de la marge, la couverture sédimentaire anté-rift s'est désolidarisée de la marge externe sur les niveaux de Keuper pour s'accumuler sur le fond des bassins crétacés où elle a pu venir en de nombreux endroits en contact direct avec le manteau en voie d'exhumation. Ce détachement majeur entre le manteau et la couverture sédimentaire pré-rift est bien préservé et accessible à des rares localités des Chaînons Béarnais, notamment au niveau du massif d'Urdach.

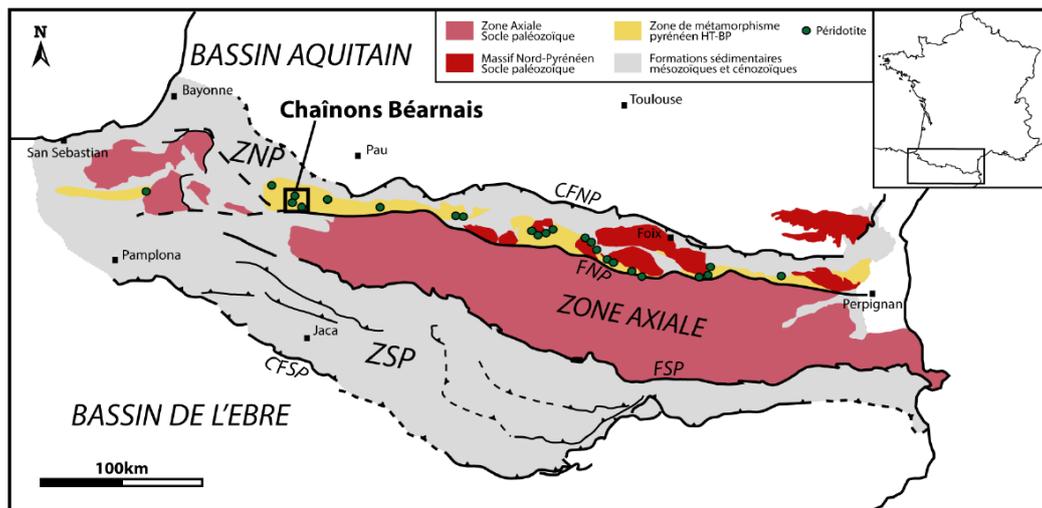
Une circulation d'une quantité importante de fluides, synchrone de la phase extensive crétacée, est mise en évidence à l'échelle régionale dans la zone Nord Pyrénéenne, avec comme effets majeurs l'albitisation de plusieurs massifs nord pyrénéens (Boulvais et al. 2007; Poujol et al., 2010) et la formation d'importants gisements de talc – chlorite (Moine et al., 1989; Schärer et al., 1999; Boulvais et al., 2006). Au niveau du massif d'Urdach, les analyses minéralogiques réalisées dans les roches déformées le long du détachement montrent de multiples interactions fluide-roche traduites par le développement des listvénites, chloritites et ophicalcites (Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et al., 2013 ; Bergamini, 2016). La forte serpentinisation du manteau décrite par plusieurs auteurs (Debroas et al., 2010 ; Clerc et al., 2013 ; Pinto, 2014) va aussi dans ce sens. Ce détachement semble donc, de toute évidence, être un siège d'une intense circulation de fluides lors de l'exhumation du manteau, et est à ce jour un témoin remarquable de cet évènement. En plus, une brèche remanie de nombreux blocs métriques à pluri-métriques silicifiés, traduisant une importante circulation de fluides siliceux antérieure à la formation de la brèche sédimentaire.

L'objectif de ce travail est de caractériser les interactions fluide-roche dans le massif d'Urdach à travers une étude des inclusions fluides dans des échantillons prélevés au contact entre le manteau et la couverture sédimentaire (détachement) ainsi que dans la brèche d'Urdach, dans le but d'en déduire des contraintes sur l'évolution de ce massif. Après avoir préalablement présenté le contexte géologique de la zone étudiée ainsi que les méthodes d'analyses utilisées, nous exposerons les résultats obtenus et proposerons une discussion sur l'origine des fluides et les conditions P-T de leur circulation. Un modèle conceptuel de circulation des fluides dans la paléo – marge distale sera ensuite présenté.

## CONTEXTE GEOLOGIQUE

### 1. La Chaîne des Pyrénées et la Zone Nord-Pyrénéenne

La chaîne des Pyrénées (fig. 1) s'étend depuis le golfe de Gascogne jusqu'à la mer Méditerranée et est le résultat de la collision entre les plaques Ibérie et Europe débutant au Crétacé supérieur (Choukroune et al., 1973). Bordée par le Bassin Aquitain au Nord et le Bassin de l'Èbre au Sud, elle est divisée en trois principaux domaines subparallèles qui sont, du Nord vers le Sud, la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP), la Zone Axiale (ZA) et la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP) (Choukroune, 1992).



**Figure 1.** Schéma structural des Pyrénées. CFNP : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, FNP : Faille Nord-Pyrénéenne FSP : Faille Sud-Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen (Corre et al., 2016)

Deux épisodes de rifting avortés, le premier au Trias et le second au Jurassique, y ont précédé un événement extensif majeur au Crétacé (Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et al., 2013), résultat de la rotation antihoraire de l'Ibérie par rapport à l'Europe qui est contemporaine de l'ouverture du golfe de Gascogne (Choukroune et Mattauer 1978 ; Jammes et al. 2009). Cette phase extensive qui commence dès l'Aptien aboutit à un amincissement extrême de la croûte continentale le long d'un détachement majeur, avec exhumation des roches mantelliques au fond ou sur les bordures de nombreux petits bassins formés en réponse à l'extension et à l'amincissement; faisant de la ZNP un analogue de marge passive hyper-amincie pré-orogénique (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et Lagabrielle, 2014; Corre et al., 2016).

La ZNP est limitée au Nord par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP) et au Sud par la Faille Nord Pyrénéenne (FNP). Elle est constituée par une couverture sédimentaire pré-rift et syn-rift plissée recouvrant les massifs nord pyrénéens composés du socle continental et de sa couverture paléozoïque. Cette région est caractérisée par l’affleurement de plusieurs fragments du manteau subcontinental. Un événement métamorphique de haute température - basse pression (HT-BP) y est mis en évidence. Cet évènement, qui s’est étalé sur environ 30 Ma, de 110 à 80 Ma, est bien enregistré dans la couverture mésozoïque et s’est développé en relation avec d’importantes circulations hydrothermales (Dauteuil et Ricou, 1989; Clerc et al., 2013).

## 2. Les Chaînon Béarnais

Les chaînon béarnais correspondent à un segment de la partie ouest de la ZNP, formant une série de plis et chevauchements d’axe Est-Ouest dans la couverture Mésozoïque (Teixell et al., 2016 ; fig. 2). La base de cette couverture est représentée par des faciès triasiques du Keuper comprenant des argiles, évaporites, brèches et ophites, surmontés par les calcaires et dolomies de la plateforme jurassique à aptienne. Ces sédiments représentent la couverture pré-rift originale de la marge ibérique septentrionale. Du Nord au Sud, les chaînon béarnais comprennent le chevauchement à vergence Sud du Mail Arrouy et les anticlinaux du Sarrance et du Layens (Castéras, 1970).

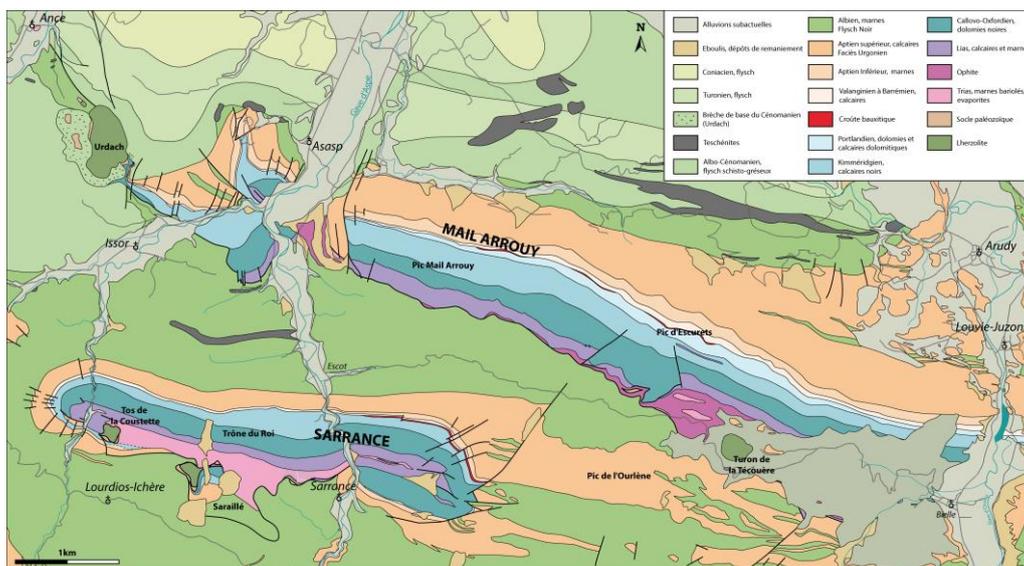


Figure 2. Carte géologique de la région des Chaînon Béarnais (Corre, non publiée)

## 3. Le massif d’Urdach

### 3.1. Structures et lithologies

Le massif d’Urdach (fig. 3) se situe dans la terminaison Ouest du premier chaînon Béarnais, le Mail Arrouy. Il est constitué d’un corps lherzolitique long d’environ 1,5 km affleurant à la limite entre les flyschs albo – cénomaniens (Lagabrielle et al., 2010 ; Bergamini, 2016). Le corps lherzolitique est en contact tectonique avec des lentilles de socle paléozoïque, incluant des unités de micaschistes, de

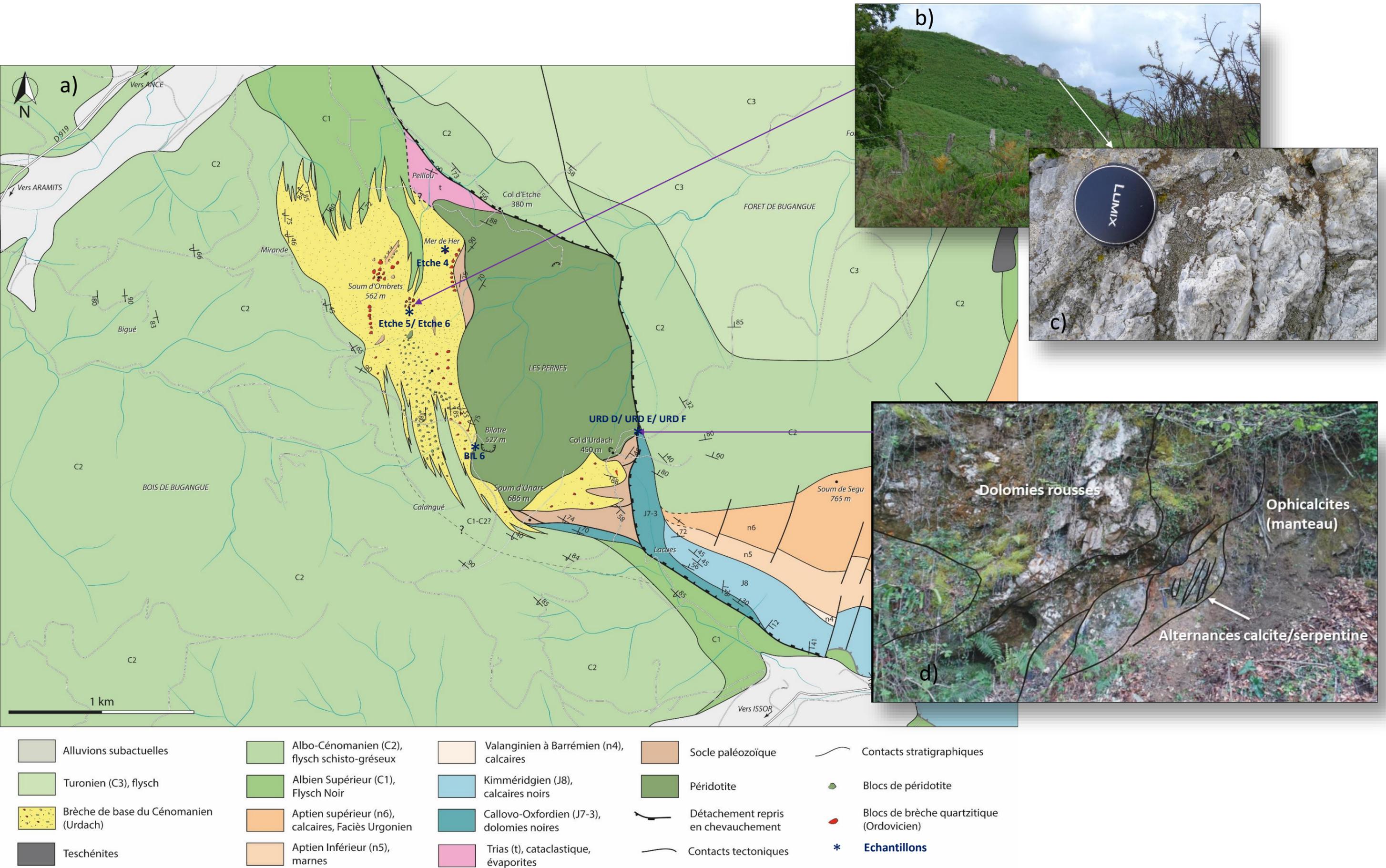
quartzites et de granitoïdes. Tout cet ensemble semble être recouvert par des brèches qui forment la base de l'Albien supérieur.

La cartographie détaillée de la brèche d'Urdach (fig. 3a) montre qu'elle remanie majoritairement, dans une matrice de flysch, des fragments de socle paléozoïque et de péridotite serpentinisée, indiquant que le manteau avait atteint le fond marin. Les roches du Paléozoïque remaniées sont essentiellement des métasédiments (micaschistes et quartzites) et des granitoïdes (granites et gneiss), mais également de nombreux blocs, métriques à pluri-métriques, qui affleurent plus ou moins alignés, au sommet et sur le flanc sud du Soum d'Ombret et dans la Mer de Her. Il s'agit de cataclasites constituées exclusivement par des éléments anguleux du socle paléozoïque (quartzites) cimentés par du quartz (fig. 3b et 3c). Ils présentent quelques indices de déformation anté-remaniement, notamment des stries qui semblent indiquer qu'ils ont subi un déplacement le long des plans de faille.

L'analyse des éléments de socle contenus dans la brèche par Bergamini (2016) a permis d'appréhender leur déformation pré-clastique. Les résultats de l'étude indiquent que l'exhumation du manteau à Urdach est associée à une déformation ductile et à un découplage de la croûte continentale le long de grands détachements. La croûte inférieure, absente sur le site d'Urdach, subit un « necking », laissant ainsi la croûte moyenne se retrouver en contact avec le manteau lithosphérique. L'âge de cette déformation a été déterminé par deux datations dans des granitoïdes déformés (1) de grandes muscovites de type micafish par la méthode  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  ( $105,2\pm 0,5$  Ma) et (2) de grains de titanite alignés dans la foliation par la méthode U-Th-Pb in situ ( $111\pm 17$  Ma).

### ***3.2. Traces de circulation des fluides***

Le massif d'Urdach montre plusieurs traces de circulation des fluides géologiques et d'interactions fluides-roches. Bergamini (2016) a mis en évidence un contact exceptionnel entre le manteau et les dolomies et calcaires noirs du jurassique moyen. Ce contact (fig. 3d) comprend une série de lentilles de carbonates cataclastiques lardées de veines et individualisées par des cisaillements comprenant une association à calcite et serpentines syn-cinématiques à proximité immédiate du manteau, et une association à quartz + calcite + micas blancs chromifères (fuchsites) plus loin de ce dernier. Cet ensemble, qui s'apparente aux listvénites caractéristiques des contacts de base de certaines nappes ophiolitiques (Glennie et al., 1974) peut atteindre 10 m d'épaisseur. En outre, l'abondance des blocs des cataclasites silicifiées dans la brèche d'Urdach témoigne d'une importante circulation de fluides siliceux antérieure à la bréchification sédimentaire.

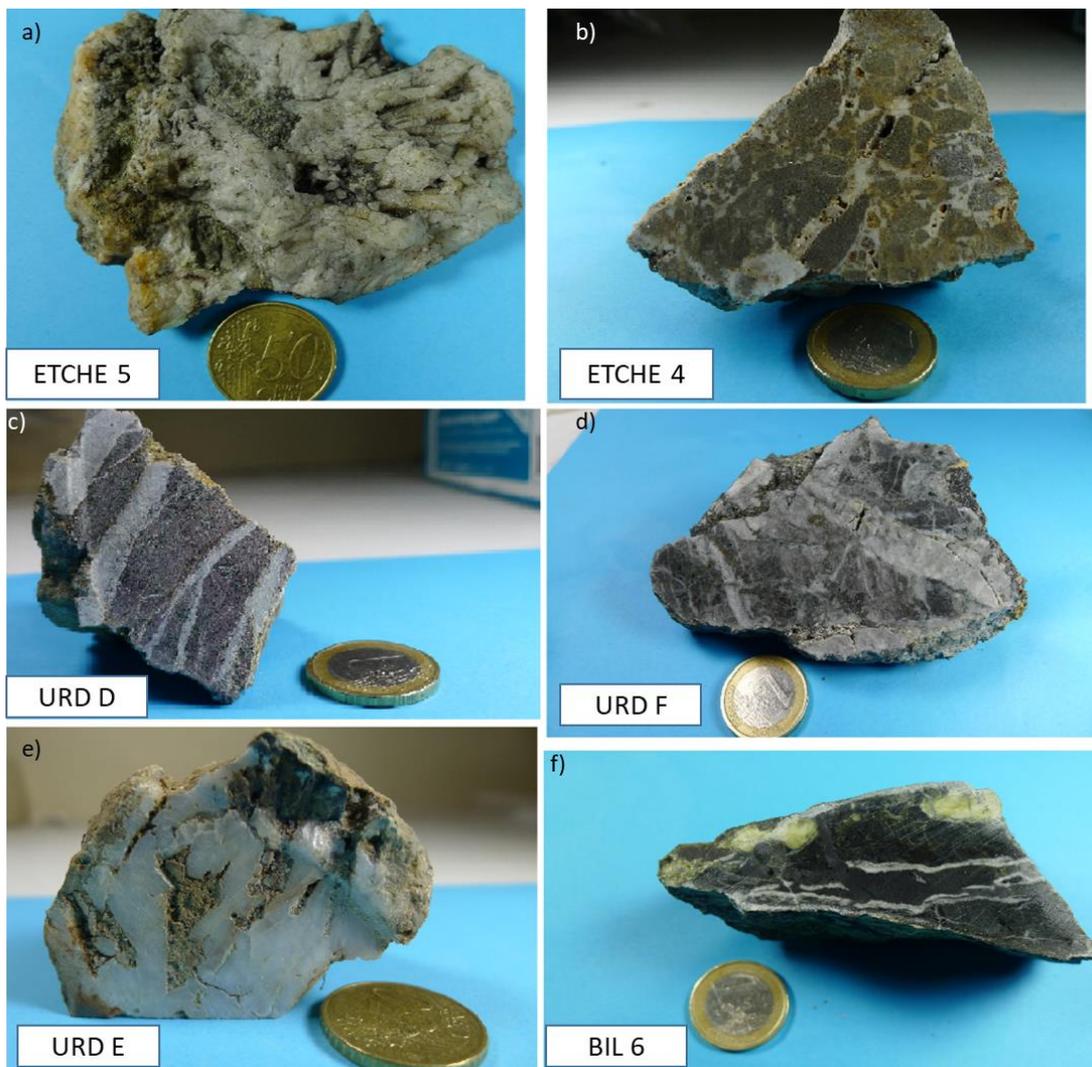


**Figure 3.** a) Carte géologique du massif d'Urdach (d'après les levés en 2016 et 2017 par B. Corre, S. Fourcade, G. Bergamini, R. Asti, J. Nteme sous la direction de Y. Lagabrielle); b) Vue panoramique des blocs métriques silicifiés ; c) cataclasite silicifiée ; d) contact entre le manteau et la couverture mésozoïque.

## ECHANTILLONAGE

Les échantillons ont été prélevés dans les cataclasites silicifiées de la brèche d'Urdach et au niveau du contact entre le manteau et les sédiments mésozoïques (fig. 3a). Le quartz dans ces cataclasites se trouve sous forme de ciment inter-clastes, en remplissage des poches géodiques et sous forme de veines recoupant les clastes et leur ciment. Ces veines sont intrinsèques aux blocs silicifiés. Plusieurs échantillons ont été prélevés dans ces cataclasites (Etche 4, Etche 5, Etche 6 ; fig. 4a-b) et plusieurs lames épaisses y ont été faites : les lames Etche 4c1 et Etche 5 par exemple correspondent au ciment inter-clastes. La lame Etche 4a correspond à des quartz automorphes provenant des géodes et des veines montés sur plot.

Les échantillons prélevés au niveau du contact entre le manteau et la couverture mésozoïque (détachement) sont essentiellement des ophicalcites (URD D, URD E, URD F ; fig. 4c-e). Il s'agit des veines de calcite remplissant les fractures ouvertes dans la péridotite serpentinisée. Un échantillon d'ophicalcite a aussi été prélevé dans la carrière de Bilatre (BIL 6), dans la péridotite massive (fig. 4f).



**Figure 4.** Echantillons étudiés. a) Quartz géodiques; b) cataclasite cimentée par du quartz; c-f : ophicalcites

## MATERIELS ET METHODES

L'étude des inclusions fluides a été réalisée au laboratoire GeoRessources de Nancy sous la direction de Marie-Christine Boiron. Deux méthodes non destructives ont été mises en œuvre pour cette étude : la microthermométrie et la spectroscopie Raman.

La microthermométrie consiste à mesurer les températures des changements de phases qui interviennent dans une inclusion lors du refroidissement ou de son chauffage. Les températures de changement de phase suivantes sont enregistrées : la température eutectique  $T_e$  qui renseigne sur la nature des ions contenus de la phase aqueuse ; la température de fusion de la glace  $T_{f_{\text{glace}}}$  qui permet de calculer la salinité du fluide ; la température de fusion du clathrate (hydrate de gaz)  $T_{f_{\text{cl}}}$  ; la température d'homogénéisation ( $T_{\text{h CO}_2}$ ) du  $\text{CO}_2$  liquide et du  $\text{CO}_2$  gazeux en phase liquide ou gazeuse ; la température d'homogénéisation globale TH des fluides gazeux et liquide en une phase unique et qui constitue la température minimale de piégeage du fluide.

L'appareil utilisé en microthermométrie est une platine Linkam THMS600 chauffante (+600°C) et réfrigérante (-200°C), installée sur un microscope optique Olympus BX51. La platine a été calibrée en utilisant trois standards : des inclusions de  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  dans du quartz de CAMPERIO (Alpes) ( $T_{f \text{ CO}_2}$  : -56,6°C, température de fusion du  $\text{CO}_2$  solide), un capillaire de  $\text{H}_2\text{O}$  pure ( $T_{f \text{ glace}}$  : 0,0 °C), et une inclusion aqueuse naturelle Ta 33.2 (TH : 164,0°C et  $T_e$  : -21.2°C).

La spectroscopie Raman a permis de déterminer la nature des phases volatiles présentes dans les inclusions et d'estimer qualitativement la salinité des inclusions. Les analyses ont été réalisées avec un spectromètre LabRAM HR (Horiba Jobin Yvon).

## RESULTATS

### 1. Etude pétrographique

L'étude pétrographique nous a permis de localiser des zones d'intérêt pour l'étude des inclusions fluides. A la suite de cette étude, il s'est avéré que parmi les échantillons des cataclasites silicifiées, seuls Etche 5 et Etche 4 (lames Etche 4c1 et Etche 4a) présentaient des zones d'intérêt particulier, car ils contenaient plusieurs plages riches en inclusions fluides de taille convenable pour une étude microthermométrique. Parmi les échantillons prélevés au contact entre le manteau et la couverture mésozoïque, seule la veine de calcite de l'échantillon URD E contient des inclusions fluides. Ce n'est donc que sur ces trois échantillons que nous avons mené cette étude.

#### *1.1. Les inclusions fluides dans les cataclasites silicifiées*

A température ambiante, les inclusions fluides rencontrées dans le ciment quartzeux des cataclasites sont généralement biphasées, composées d'une phase vapeur et d'une phase liquide (fig. 5a). Certaines rares inclusions présentent, en plus des phases liquide et gazeuse, une troisième phase solide (cube de sel). Dans les cristaux de quartz automorphes présents dans les veines et dans les poches

géodiques, les inclusions sont essentiellement triphasées, présentant presque toutes un cube de sel (fig. 5b).

La taille des inclusions dans le ciment des cataclasites se situe aux environs de 12  $\mu\text{m}$  et dépasse rarement 20  $\mu\text{m}$ . Les inclusions dans les quartz automorphes des veines et des géodes ont des tailles se situant aux alentours de 20  $\mu\text{m}$  et peuvent atteindre parfois plusieurs dizaines de microns. La forme des inclusions est parfois irrégulière, mais souvent géométrique subarrondie.

Les inclusions fluides sont isolées ou groupées, rarement alignées. Elles ont généralement une teinte transparente, mais qui peut passer parfois au gris foncé suivant la transparence du minéral hôte. La densité des inclusions varie d'un site à l'autre ou d'un échantillon à l'autre. Dans les sites étudiés, les inclusions sont nombreuses ou fréquentes au sens de Deicha (1976), c'est-à-dire que la distance moyenne entre les centres des cavités varie respectivement de 10 à 100  $\mu\text{m}$  et de 100  $\mu\text{m}$  à 1mm.

### *1.2. Les inclusions fluides dans les ophicalcites*

Les inclusions fluides dans la veine de calcite (URD E) sont, contrairement à celles dans le quartz de la brèche, toutes monophasées, avec une seule phase liquide. Elles ont en moyenne des tailles oscillant autour de 25  $\mu\text{m}$ . Leur forme est souvent irrégulière, avec des géométries tantôt sub-arrondies tantôt sub-rectangulaires. Leur teinte est transparente. Dans les plages étudiées les inclusions sont nombreuses (fig. 5c).



**Figure 5.** a) Inclusions biphasées dans le ciment quartzeux des cataclasites; b) Inclusions avec cubes de sel dans les veines de quartz ; c) inclusions monophasées dans la calcite

## **2. Microthermométrie**

L'étude microthermométrique nous a permis de déterminer la salinité et les températures minimales de piégeage des inclusions. Les résultats n'ont été obtenus que pour les échantillons Etche 5, Etche 4c1 et Etche 4a, prélevés dans les cataclasites silicifiées. Aucun changement de phases n'a été observé dans les inclusions fluides des ophicalcites, même après plusieurs essais de refroidissement.

Les températures de changements de phases mesurées sont : la température eutectique, la température de fusion de glace, la température d'homogénéisation globale TH et la température de fusion de cube de sel. Aucune température de fusion de clathrate n'a été observée. La majorité des

inclusions fluides présentent des températures eutectiques oscillant entre  $-21,2^{\circ}\text{C}$  et  $-23^{\circ}\text{C}$ , correspondant à des systèmes  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  et  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ . Cependant, quelques inclusions, notamment dans le ciment des cataclasites (Etche 4c1), ont montré des températures eutectiques entre  $-33^{\circ}\text{C}$  et  $-35^{\circ}\text{C}$ , indiquant plutôt des systèmes à  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ .

### **2.1. Estimation de la salinité des inclusions**

La salinité des inclusions (fig. 6a, 6c) a été déterminée soit à partir des températures de fusion de la glace pour les inclusions biphasées, soit à partir de la température de fusion du cube de sel pour les inclusions contenant ce dernier à température ambiante. Les inclusions dans le ciment quartzeux (Etche 4c1, Etche 5) présentent une large gamme de salinité, avec des valeurs qui s'étalent entre 10,4 et 23,1 %wt.NaCl, avec un maximum de mesures aux alentours de 20 %wt.NaCl. Quelques rares inclusions à cube de sel trouvées dans ces échantillons ont des salinités d'environ 32 %wt.NaCl. Les inclusions dans les quartz des veines et des géodes (Etche 4a) ont, contrairement à celles dans le ciment, des compositions assez homogènes. Elles présentent des valeurs de salinité comprises entre 30 et 38 %wt.NaCl mais centrées presque toutes autour de 34 %wt.NaCl.

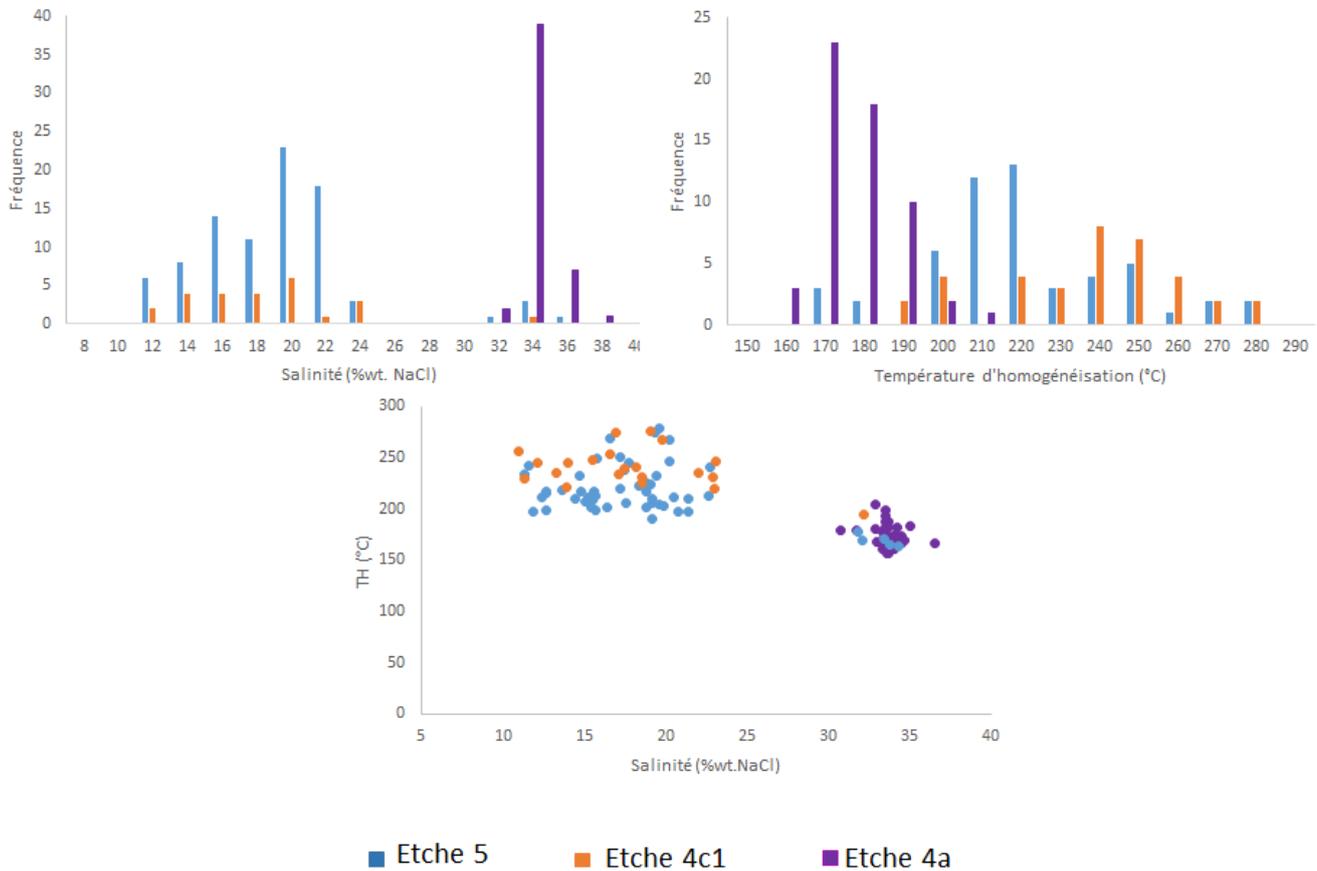
L'absence des valeurs de salinité entre 23,1 et 30 %wt.NaCl n'est probablement pas une réalité géologique. Elle peut s'expliquer par ces deux faits :

- La salinité des inclusions ayant une composition entre le point eutectique (23,2 %wt) et le point péritectique (26,3 %wt) est déterminée à partir de la température de fusion de l'hydrohalite (Bodnar *et al.*, 1989). Or, dans cette étude, il nous a été impossible d'identifier clairement l'hydrohalite comme dernière phase à fondre; aucune température de fusion de l'hydrohalite n'a donc été mesurée.
- Les inclusions ayant des salinités supérieures à 26,3 %wt.NaCl devraient montrer l'halite comme dernière phase à disparaître lorsqu'elles sont chauffées. Cependant, en pratique, les inclusions avec des salinités inférieures à 30 %wt.NaCl nucléent rarement un cristal d'halite même durant plusieurs cycles de refroidissement à des températures inférieures à  $0^{\circ}\text{C}$  (Bodnar et Vityk, 1994). Ceci pourrait être le cas dans cette étude et pourrait donc justifier l'absence des valeurs de salinité entre 26,3 et 30 %wt.NaCl.

### **2.2. Estimation de la Température minimale de piégeage**

La température minimale de piégeage a été déterminée à partir de la température d'homogénéisation TH des inclusions, qui correspond dans cette étude à la température de disparition de la bulle de gaz ( $L_v \rightarrow L$ ). Pour les inclusions biphasées dans le ciment quartzeux des (Etche 4c1 et Etche 5), ces températures varient essentiellement entre 200 et  $280^{\circ}\text{C}$ , avec des maximums de mesures à 220 et  $250^{\circ}\text{C}$ . Les inclusions dans les quartz des veines et des géodes, de même que les rares inclusions avec cube de sel dans le ciment et les géodes, présentent des températures d'homogénéisation

relativement plus basses, se situant pour la plupart entre 160 et 200°C avec un mode entre 170 et 180°C (fig. 6b, 6c).



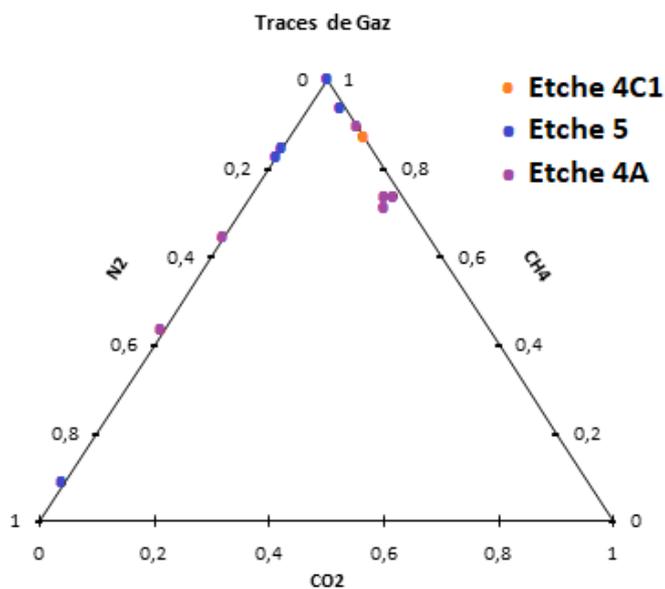
**Figure 6.** Résultats de la microthermométrie sur les inclusions fluides des échantillons Etche 4a, Etche 4c1 et Etche 5. a) Histogramme des Salinités ; b) Histogramme des Températures d'Homogénéisation; c) Salinité vs Températures d'homogénéisation

### 3. Spectroscopie Raman

La spectroscopie Raman a été réalisée sur quelques inclusions représentatives de tous les échantillons. Elle nous a permis d'identifier les phases volatiles présentes dans les inclusions fluides. Les traces des gaz n'ont été détectées que dans les inclusions présentes dans les quartz des cataclases. Il s'agit essentiellement du CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> et CO<sub>2</sub> (tableau 1 ; fig. 7). Le CH<sub>4</sub> a été détecté dans pratiquement toutes les inclusions analysées et est souvent le gaz le plus abondant. Des traces de N<sub>2</sub> ont été détectées dans les trois quarts d'inclusions analysées alors que seule la moitié des inclusions analysées a présenté des traces de CO<sub>2</sub>.

Echantillon	Inclusion	spectre	CO2	CH4	N2
ETCHE 5 1A'	19	17204	0	100	0
ETCHE 5 1A'	23	17205	0	8,2	91,8
ETCHE 5 1A'	4	17206	0	82,6	18,4
ETCHE 5 1A'	25	17207	0	100	0
ETCHE 5 1A'	5	17208	0	84,2	15,8
ETCHE 4A-A	1	17209	24,7	71	4,3
ETCHE 4A-A	2	17210	25,4	73,2	1,4
ETCHE 4A-A	3	17211	23,7	73,3	3
ETCHE 4AB	9	17213	0	43	57
ETCHE 4AB	12	17214	0	64	36
ETCHE 4AB	13	17215	11	89	
ETCHE 5-3	21	17216	5,5	93,5	1
ETCHE 4 C1	1	17217	13	87	0

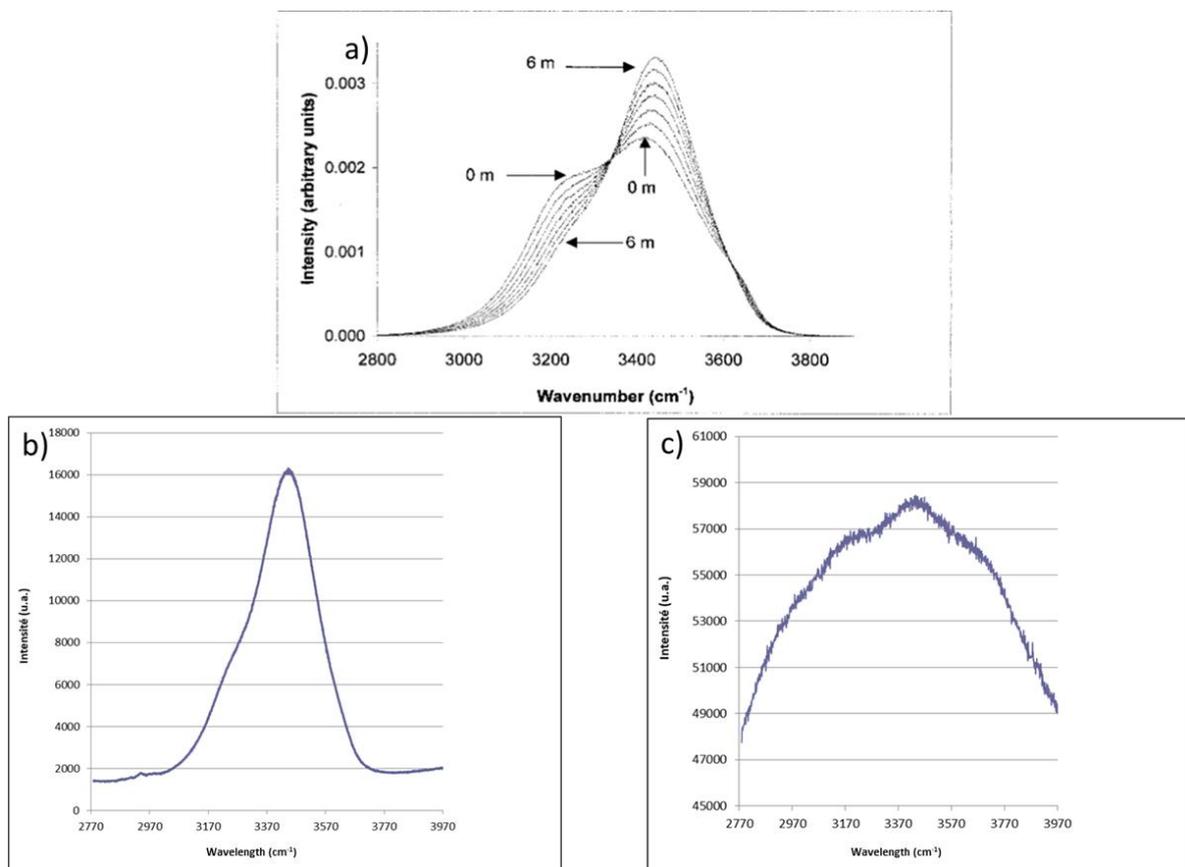
**Tableau 1.** Mesures des contenus en gaz dans les phases volatiles



**Figure 7.** Composition des phases volatiles

Bien qu'aucune trace de gaz n'a été détectée dans les inclusions des ophicalcites, la spectroscopie Raman nous a permis néanmoins d'avoir une idée sur la salinité de la phase liquide piégée dans ces inclusions à travers l'analyse de la bande de l'eau. Cette méthode, développée par Dubessy et al. (2002), est basée sur la calibration de la modification du spectre Raman de la bande de l'eau en fonction de la concentration de la solution en chlorure. L'augmentation de la concentration en sel dans l'eau provoque une diminution de l'intensité de la bande autour de 3200 cm<sup>-1</sup>, une augmentation de

l'intensité vers  $3450\text{ cm}^{-1}$  et un léger décalage de l'intensité maximum de la bande entière vers les hautes fréquences (fig. 8a). La phase liquide des inclusions présentes dans des quartz des cataclasites présente un spectre répondant à ces critères, ce qui confirme les valeurs de salinité élevées calculées par la microthermométrie (fig. 8b). La phase aqueuse dans les inclusions fluides des ophicalcites présente par contre un spectre qui n'est pas affecté par les modifications citées ci-haut (fig. 8c), il s'agit donc d'un fluide de très faible salinité.



**Figure 8.** Spectres Raman de la bande de l'eau : a) dans des solutions aqueuses de chlorure de sodium à température ambiante de 0 à 6 mol NaCl (Dubessy et al., 2002) ; b) dans la phase liquide des inclusions dans du quartz (Etche 4a) ; c) dans les inclusions de la calcite (URD E)

## INTERPRETATION ET DISCUSSION

Sur la base des analyses pétrographiques, microthermométriques et de spectroscopie Raman, deux processus différents ont été identifiés dans cette étude : la carbonatation du manteau par un fluide aqueux peu salé, et la silicification des cataclasites par des fluides hydrothermaux aqueux relativement salés.

### 1. Genèse des ophicalcites

L'étude des inclusions fluides dans la veine de calcite associée à la péridotite (échantillon URD E) a montré que cette veine s'est formée à partir d'un fluide aqueux, peu salé et dépourvu de traces de gaz. Ces inclusions fluides étant toutes monophasées, aucune température minimale de piégeage n'a pu être mesurée. Cependant, l'absence d'une bulle de vapeur dans ces inclusions pourrait indiquer que le fluide

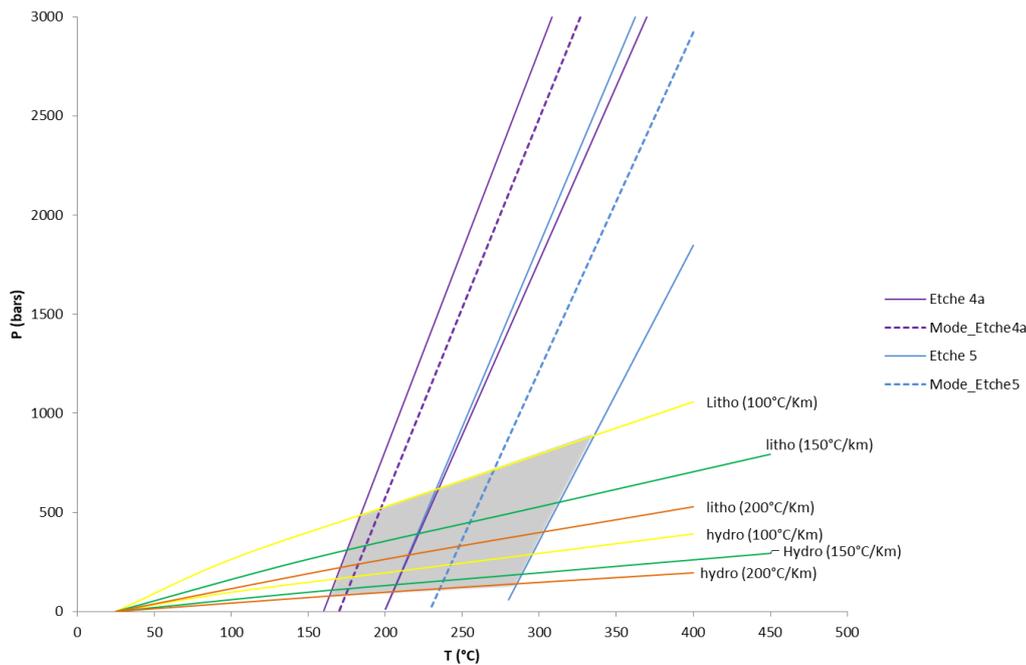
a été piégé à de très basses températures. En effet, d'après Roeder (1984), les fluides dans les inclusions sont piégés en tant que phase homogène et, dans le cas des inclusions aqueuses, la bulle de vapeur se développe lorsque l'inclusion tend vers les conditions de faible pression et température. Les inclusions dans les ophicalcites se seraient donc probablement formées pratiquement à des conditions de subsurface. Toutes ces caractéristiques nous poussent à conclure que le fluide responsable de la formation de la veine de calcite étudiée est l'eau de mer. Cette hypothèse est en accord avec les travaux de Clerc et al. (2013) qui montrent que les ophicalcites d'Urdach se sont formées lors de l'arrivée de la péridotite près du fond de la mer.

## **2. Silicification des cataclasites**

### ***2.1. Conditions P-T de circulation des fluides***

Les inclusions fluides dans les cataclasites silicifiées ont montré des températures minimales de piégeage allant de 200 à 280°C pour les inclusions dans le ciment siliceux, et de 160 à 200°C pour les inclusions dans les quartz des veines tardives et des géodes. La détermination des conditions de piégeage de ces inclusions passe par le tracé des isochores. Ces isochores (fig. 9) sont calculées à partir des équations de Zhang et Frantz (1987) en utilisant les températures d'homogénéisation globale TH et la salinité. Les conditions de piégeage n'ont pas pu être déterminées directement dans cette étude car aucun assemblage minéralogique synchrone à la cristallisation de ces quartz n'a été observé sur le terrain pour contraindre les couples pression- température. Cependant, la zone nord-pyrénéenne a été affectée au Crétacé par un métamorphisme HT-BP dont le pic avait atteint des températures supérieures à 600°C et des pressions ne dépassant pas 4 Kbar (Bernus- Maury, 1984; Golberg et Leyreloup, 1990; Vauchez et al., 2013). Ce métamorphisme est similaire à celui caractérisé dans la région du Salton Trough (Golberg et Leyreloup, 1990), où le gradient géothermique calculé aurait atteint des valeurs supérieures à 160 °C/Km (Muffler & White, 1969 ; Elders et al., 1972). En l'absence de valeurs précises sur le gradient géothermique à Urdach, nous avons décidé de contraindre l'évolution P-T des fluides en considérant des gradients géothermiques de 100°C/Km, 150°C/Km et 200°C/Km (fig. 9).

Il en ressort que les fluides ont été piégés à des pressions comprises entre 100 et 800 bars et des températures de 210 à 330°C pour les inclusions dans le ciment quartzeux, avec un mode entre 235 et 270°C, et de 165 à 225°C pour les inclusions dans les veines de quartz et les géodes, avec un mode entre 175 et 190 °C. Ces résultats sont en accord avec ceux déjà publiés sur cette région. En effet, la partie ouest de la zone nord pyrénéenne, où est situé le massif d'Urdach, est caractérisée par des paragenèses de faible grade du métamorphisme HT-BP, avec des températures inférieures à 350°C (Clerc et al., 2015). A Urdach, les données Raman mesurées par Corre (non publiées) à la base de la couverture mésozoïque ainsi que dans le flysch montrent que les températures dans ce secteur n'ont jamais dépassé 300°C.



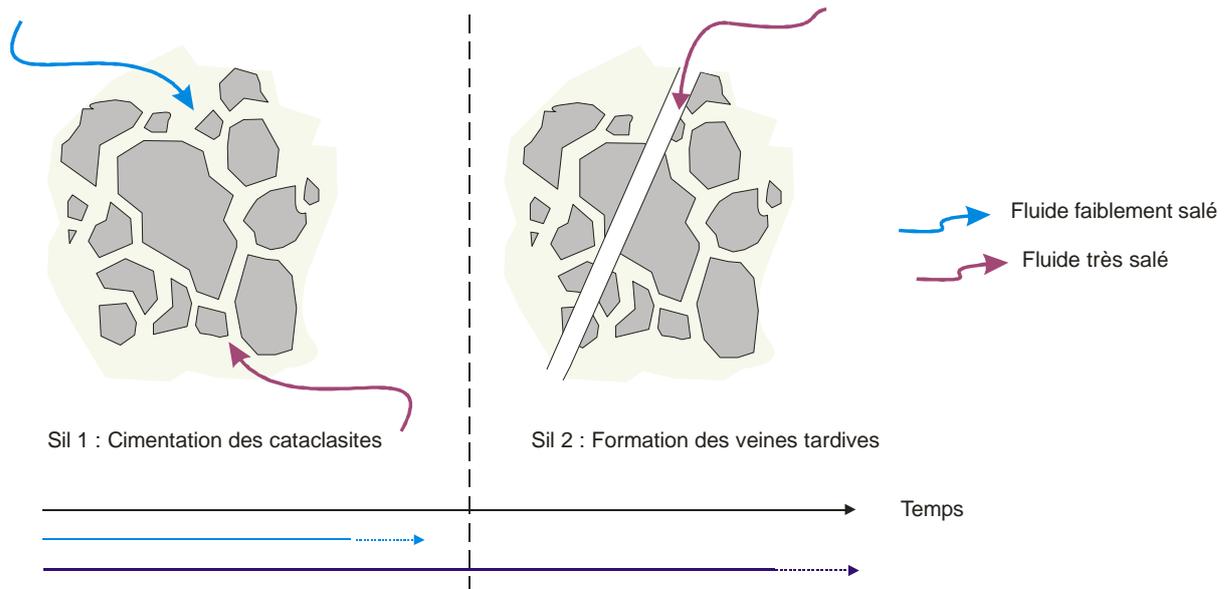
**Figure 9.** Diagramme Pression - Température montrant les conditions de piégeage des inclusions dans les quartz des cataclasites

## 2.2. Mise en évidence de deux épisodes de silicification superposés

L'analyse pétrographique des échantillons des cataclasites silicifiés montre la présence des veines de quartz qui recoupent les clastes et le ciment siliceux inter-clastes. Les résultats de l'étude microthermométrique montrent que les inclusions fluides dans ces veines et dans les géodes ont presque toutes des salinités autour de 34 wt.%NaCl alors que celles dans le ciment des cataclasites présentent une large gamme de salinité s'étalant essentiellement de 10,4 à 23,1 wt.%NaCl (et même jusqu'à 32 wt.%NaCl en considérant les rares inclusions avec cube de sel présentes dans ces échantillons). Les isochores tracés révèlent que les fluides dans les inclusions présentes dans les veines de quartz et dans les géodes ont été piégés à des températures entre 165 et 225°C, qui sont relativement plus basses que les températures de piégeage des fluides des inclusions contenues dans le ciment inter-clastes (210 à 330°C).

Toutes ces différences observées entre les inclusions fluides dans le ciment inter-clastes et celles dans les veines qui le recoupent nous poussent à considérer deux stades successifs de circulation des fluides siliceux dans ce secteur : une première circulation aboutissant à la formation du ciment inter-clastes suivie d'une seconde circulation traduite par la formation des veines de quartz recoupant les cataclasites déjà cimentées et au remplissage des géodes. Cependant, la présence de quelques inclusions à cube de sel dans le ciment, qui d'ailleurs présentent les mêmes caractéristiques physico-chimiques que celles dans les veines et les géodes, montre que les deux épisodes de silicification ne sont pas déconnectés dans le temps, il s'agirait plutôt d'un continuum. Les différences de salinité observées entre les deux stades seraient alors dues au changement des réservoirs impliqués. En effet, la large gamme de salinité observée dans les inclusions présentes dans le ciment inter-clastes peut être expliquée par le

fait que la silicification des cataclasites à ce stade aurait impliqué le mélange de deux types de fluides : des fluides très salés et des fluides de faible salinité. La formation des veines de quartz et des géodes, caractérisées par des salinités plus homogènes (autour de 34 wt.%NaCl), serait par contre le résultat de la circulation d'un seul fluide très salé (fig. 10). Ceci impliquerait alors la formation d'une barrière étanche, entre les deux stades, qui limiterait considérablement la participation du fluide de faible salinité dans le processus. Ce point sera développé et interprété dans le modèle de circulation des fluides qui sera proposé plus bas.



**Figure 10.** Schéma représentatif des deux épisodes de silicification enregistrés dans les cataclasites d'Urdach

Sur la base du contexte géologique du massif d'Urdach, l'eau de mer semble être l'un des réservoirs les plus susceptibles d'avoir participé à la circulation de fluides dans le système étudié. Sa participation se confirme d'ailleurs par la serpentinitisation et la carbonatation qui affectent le manteau. Cependant, les fortes salinités observées dans les inclusions pourraient indiquer l'implication d'un autre réservoir fortement concentré en sel. En effet, le détachement responsable de l'exhumation de la péridotite d'Urdach était, dans une large mesure, initié dans un horizon de découplage représenté par une épaisse couche d'évaporites triasiques, largement accumulée à la base du bassin de Mauléon (James et al., 2009 ; Corre et al., 2016). L'écrasement de cette couche aurait donc vraisemblablement libéré des fluides très salés (saumures) qui auraient participé à la silicification des cataclasites. L'occurrence des saumures du Trias dans la zone nord pyrénéenne est d'ailleurs mentionnée dans plusieurs travaux (Boiron et al., 2007 ; Marasi, 2015 ; Salardon et al., 2016 ; DeFelipe et al., 2017, Corre et al., in prep).

En considérant ces deux réservoirs, nous proposons que la première silicification soit le résultat d'un mélange de l'eau de mer et des saumures du Trias, et que la formation des veines tardives et des géodes ne soit associée qu'aux seules saumures du Trias. Les saumures du Trias étant libérées lors de l'écrasement des niveaux évaporitiques, leur participation dans la silicification des cataclasites pourrait alors indiquer que ce processus est contemporain de l'amincissement crustal, et donc synchrone de

l'exhumation du manteau dans la zone nord pyrénéenne pendant l'Albien supérieur. Les traces de CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> et CO<sub>2</sub> détectées dans les inclusions fluides pourrait indiquer que ces fluides avaient percolé des niveaux riches en matière organique. Cependant, le CH<sub>4</sub> et le CO<sub>2</sub> peuvent aussi être libérés par la serpentinisation du manteau. Ce processus pourrait aussi expliquer la présence du Mg dans certaines inclusions du ciment siliceux ; le Mg pouvant être libéré suite à la déstabilisation des minéraux ferromagnésiens tels que l'olivine et/ou le clinopyroxène. Néanmoins, une source probable du Mg peut aussi être la dissolution des évaporites telles que la kieserite (MgSO<sub>4</sub>).

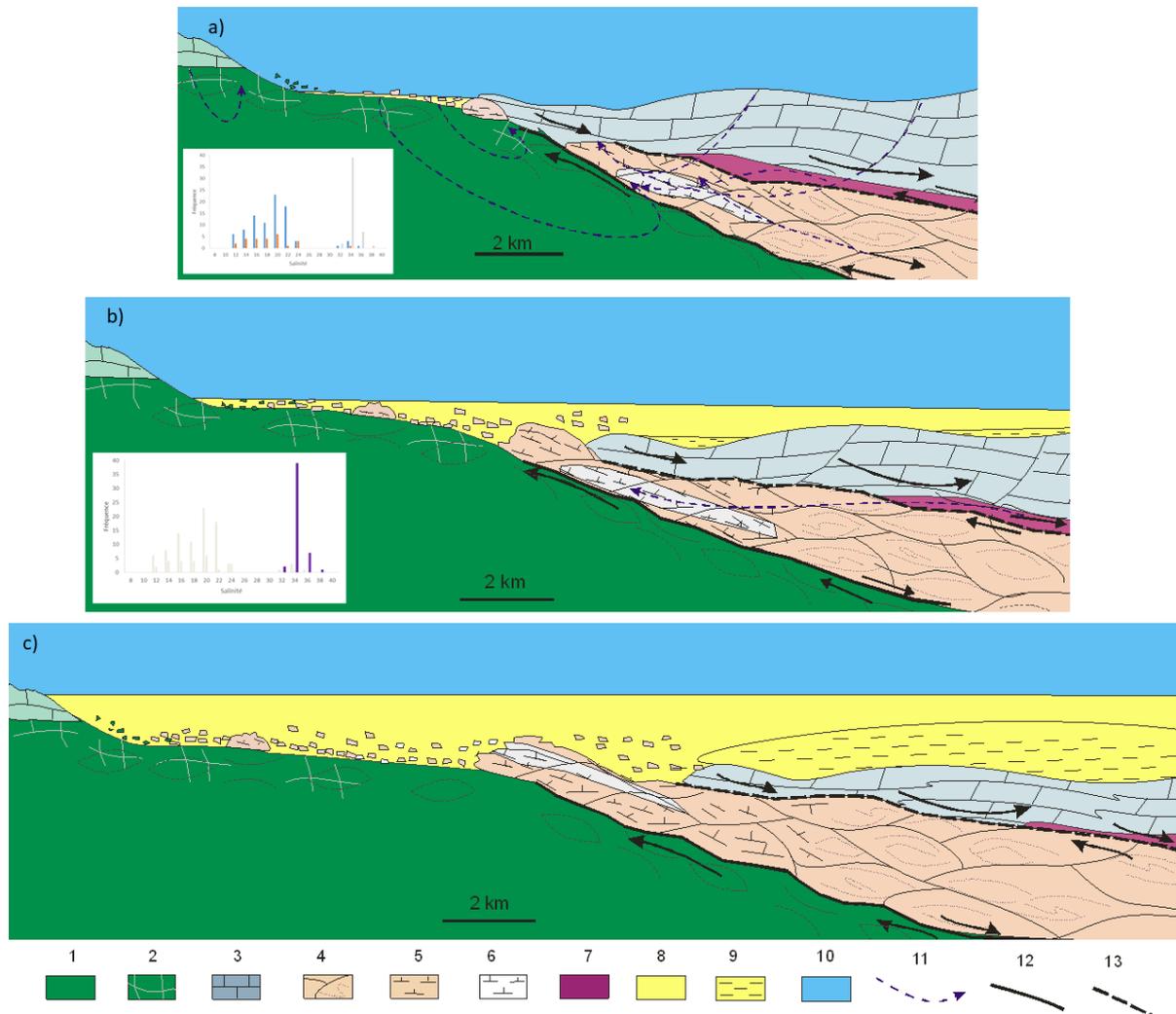
### **3. Modèle de circulation dans la paléo - marge passive distale (massif d'Urdach)**

Bien que cette étude ne se soit finalement réalisée que sur trois échantillons, nous nous permettons de proposer un modèle conceptuel de la circulation des fluides à Urdach, se basant sur nos résultats analytiques, les observations de terrain et les données bibliographiques (Lagabriele et al., 2010 ; Clerc et al., 2013 ; Corre, 2016 ; Bergamini, 2016). Ce modèle (fig. 11) stipule que le manteau, lors de son exhumation pendant l'Albien supérieur, a entraîné avec lui le socle continental qui, le long du détachement, s'est d'abord déformé de manière ductile, en formant des géométries en lentilles, puis de manière cassante après avoir franchi l'interface fragile-ductile. Une fois arrivés sur le fond marin, le manteau et les lentilles du socle cataclaté ont été repris par la sédimentation pour former la brèche d'Urdach.

Ce processus a été accompagné d'une importante circulation de fluides. En arrivant près du fond marin, le manteau a été traversé par des quantités importantes d'eau de mer qui l'ont serpentinisé et ont participé à la genèse des ophicalcites (fig. 11a). D'autre part, l'amincissement crustal était synchrone du glissement de la couverture mésozoïque vers les parties distales de la marge, les évaporites du Trias ayant joué le rôle du niveau de détachement. L'écrasement de ces évaporites a libéré des saumures primaires qui ont participé à la silicification des cataclasites. Dans un premier temps, le mélange de ces saumures primaires avec l'eau de mer, et peut-être avec des fluides métamorphiques, a abouti à la formation du ciment siliceux des cataclasites du socle, à des températures d'environ 250 - 300°C (fig. 11a). L'eau de mer dans ce cas serait provenue soit directement de la surface en traversant la couverture sédimentaire dont les évaporites du Trias qu'elle aurait dissoutes (saumures secondaires), soit de la serpentinisation du manteau, processus qui aurait pu augmenter sa salinité et l'enrichir en silice.

Alors que cette silicification avait lieu, il y avait formation sur le fond de la mer d'une brèche sédimentaire qui remaniait des fragments du manteau et du socle déjà exhumés. Cette bréchification était synchrone du dépôt des flyschs qui forment d'ailleurs la matrice de la brèche. Le dépôt des flyschs, devenant important, a constitué par la suite une barrière ayant empêché l'eau de mer de continuer à pénétrer en profondeur. A ce stade, seules les saumures du Trias circulaient désormais le long du détachement. Au cours de leur remonté, les cataclasites déjà silicifiées ont été affectées par des fractures au sein desquelles ont circulé les saumures du Trias et ont précipité de la silice sous forme des veines et

des quartz géodiques, à des températures d'environ 180°C (fig. 11b). Une fois exhumées, ces cataclasites silicifiées ont été à leur tour remaniées dans la brèche sédimentaire (fig. 11c).



**Figure 11.** Modèle conceptuel de la circulation des fluides à Urdach pendant l'Albien supérieur. a) genèse des ophicalcites et formation du ciment siliceux des cataclasites ; b) formation des veines recoupant les cataclasites déjà silicifiées ; c) reprise sédimentaire des cataclasites silicifiées dans la brèche d'Urdach. 1 : manteau ; 2 : Ophicalcites ; 3 : couverture mésozoïque (Jurassique à Albien) ; 4 : Socle déformé de manière ductile ; 5 : Socle cataclastique ; 6 : Cataclasites silicifiées ; 7 : Trias ; 8 : Flyschs ; 9 : Flyschs métamorphiques ; 10 : Eau de mer ; 11 : Trajets des fluides ; 12 : Mantle / Continental Crust Detachment (MCC) ; 13 : Basal Prerift Cover Detachment (BPC). Isothermes non tracés car peu contraints.

#### 4. Application à d'autres marges passives

Cette étude a permis de mettre en évidence la circulation de deux types de fluides le long du détachement à Urdach : des fluides ayant interagi avec le manteau et qui ont conduit à la serpentinisation de ce dernier et à la genèse des ophicalcites, et des fluides ayant interagi avec des roches crustales, notamment les évaporites du Trias, responsables de la silicification des cataclasites et dont l'occurrence à l'échelle de la marge pyrénéenne est mentionnée dans plusieurs études (Boiron et al, 2007 ; Marasi, 2015 ; Salardon et al., 2016 ; DeFelipe et al., 2017). La circulation des tels fluides ne semble pas être

une particularité de la marge pyrénéenne puisqu'elle est également décrite dans d'autres marges hyper-amincies. En effet, Pinto (2014), dans son étude sur l'histoire des fluides dans les systèmes hyper-amincis exposés dans les marges distales riftées de la Téthys alpine, dans le bassin de Mauléon (Ouest des Pyrénées) et dans les marges actuelles d'Ibérie et Terre Neuve, conclut que le fonctionnement de ces systèmes dans les trois sites est associé à la circulation de deux types de fluides : des fluides riches en Si et Ca associés à la croûte continentale et des fluides associés au manteau, responsables des transferts des éléments tels que Si, Mg, Fe, Mn, Ca, Ni, Cr et V vers le milieu marin et sédimentaire. Une autre étude réalisée par Incerpi (2017) sur les modifications syn et post-dépôt des roches dues à la circulation des fluides dans la paléo marge riftée adriatique et dans la marge hyper-amincie pyrénéenne a montré des résultats semblables à ceux évoqués ci-haut. Si cette étude n'a pas clairement mis en évidence l'implication directe des roches et/ou fluides mantelliques dans ces systèmes hydrothermaux, elle a néanmoins montré la participation des fluides ayant interagi avec les roches crustales, notamment des fluides qui se sont enrichis en silice suite à leur interaction avec les roches du socle et dont la circulation a abouti à des silicifications diverses.

## CONCLUSION

Le massif d'Urdach montre des preuves de circulations des fluides le long du détachement matérialisées d'une part par la serpentinisation du manteau et la genèse des ophicalcites et d'autre part par la silicification de cataclasites de quartzites paléozoïques. L'étude des inclusions fluides dans trois échantillons prélevés dans ce secteur a permis de caractériser les fluides responsables de ces processus. Les résultats de la microthermométrie et de la spectroscopie Raman montrent que la genèse des ophicalcites à Urdach est due à la circulation à basse température d'un fluide de faible salinité et dépourvu de traces des gaz, probablement l'eau de mer, alors que la silicification des cataclasites est le résultat de la circulation des fluides hydrothermaux (165 à 330°C), contenant des traces de CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> et CO<sub>2</sub> et présentant des larges gammes de salinité (10,4 à 38 % wt.NaCl), certainement dues à un mélange entre l'eau de mer et des saumures du Trias. La silicification des cataclasites a été fortement contrôlée par le dépôt des flyschs qui ont progressivement constitué une barrière limitant significativement l'implication de l'eau de mer dans le système, laissant donc seules les saumures du Trias circuler lors des derniers stades de silicification et précipiter la silice dans des veines recoupant les clastes déjà cimentés. Ces saumures étant libérées suite au fonctionnement des évaporites comme niveau de détachement, leur participation dans la silicification des cataclasites montre que cet épisode de circulation des fluides était probablement contemporain de l'amincissement crustal et donc synchrone de l'exhumation du manteau à l'Albien supérieur. Cependant, si les données analytiques obtenues à partir de ces trois échantillons semblent bien justifier le choix des différents types de fluides proposés, il serait néanmoins nécessaire de faire des analyses des isotopes d'oxygène, hydrogène et strontium sur ces quartz pour déterminer avec exactitude l'origine des fluides à partir desquels ils ont précipité et les trajets qu'ils auraient empruntés.

## BIBLIOGRAPHIE

- Bergamini, G., 2016. Nouvelles données sur la lherzolite d'Urdach : exhumation à l'Albien et plissement pyrénéen. Mémoire Master 2, Univ Rennes 1.
- Bernus-Maury, C., 1984. Etude des paragéneses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées, Thèse, Paris.
- Bodnar, R. J. and Vityk, M. O., 1994. Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. Fluid inclusions in Minerals, Methods and Applications, B. De Vivo and M. L. Frezzotti, eds., pub. by Virginia Tech, Blacksburg, VA, p. 117-130.
- Boiron, M.C., Cathelineau, M., Dubessy, J., Fabre, C., Boulvais, P., Banks, D.A., 2007. Na-Ca-Mg rich brines and talc formation in the giant talc deposit of Trimouns (Pyrenees): fluid inclusion chemistry and stable isotope study. European Current Research on Fluid Inclusion, Bern, p. 90. Abstract Volume.
- Boulvais, P., de Parseval, P., D'Hulst, A., Paris, P., 2006. Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. Mineral Petrol 88:499–526.
- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., Mermet, M., 2007. Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). Lithos 93(1–2):89–106.
- Castéras, M., 1970. Oloron Sainte-Marie, carte géologique de la France, 1/50 000. BRGM, Orléans, France.
- Choukroune, P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 20, 143.
- Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées ; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaisons avec des modèles actuels. Bull. Soc. geol. France 5, 689–700.
- Choukroune, P., Séguret, M., 1973. Carte structurale des Pyrénées. ELF-ERAP.
- Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., de Saint Blanquat, M., 2013. Ophicalcites from the northern Pyrenean Belt: a field, petrographic and stable isotope study. Int. J. Earth Sci. 1–23.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. Tectonics 33, 1340–1359.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. Solid Earth 6 (2), 643–668.
- Corre, B., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., Marasi, L., Boiron, M.C., Clerc, C. (in prep). Fluid circulations in response to mantle exhumation in a passive margin setting. The North Pyrenean Zone example.

- Corre, B., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Fourcade, S., Clerc, C., & Ballèvre, M., 2016. Deformation associated to mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: example of the Sarailié Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone).
- Dauteuil, O., Ricou, L.E., 1989. Une circulation de fluides de haute température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-Pyrénéen. *Geodin Acta* 3(3):237–250.
- Debroas, E.J., Canérot, J., Bilotte, M., 2010. Les Brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille Vraconnien–Cénomaniens inférieur (zone nord-pyrénéenne, Pyrénées Atlantiques, France). *Geol. Fr.* 2, 53–63.
- DeFelipe, I., D. Pedreira, J. A. Pulgar, E. Iriarte, and M. Mendia, 2017. Mantle exhumation and metamorphism in the Basque-Cantabrian Basin (N Spain): Stable and clumped isotope analysis in carbonates and comparison with ophicalcites in the North-Pyrenean Zone (Urdach and Lherz), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 18, doi:10.1002/2016GC006690.
- Deicha, G., 1976. Les cavités intracrystallines microscopiques des matériaux de la lithosphère. *Bull. Soc. Fr. Min. et Cristal.*, 99 : 69-73.
- Dubessy J., Lhomme T., Boiron M.C., Rull. F., 2002, Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: application to fluid inclusions. *Applied Spectroscopy*, 56 (1), 99-106.
- Elders W. A., Rex R. W., Meidav T., Robinson P. T., Biehler S., 1972 Crustal spreading in southern California. *Science* 178:15-24.
- Glennie K. W., Bouef M. G. A., Hughes-Clarke M. W., MoodyStuart M., Pilaar W. F. H. and Reinhardt B. M. (1974) *Geology of the Oman Mountains*. *Verh. K. Ned. Geol. Mijnbouw. Genoot* 31.
- Golberg, J.M., Maluski, H., Leyreloup, A.F., 1986. Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone. *Tectonophysics* 129 (1–4) (octobre 15): 275–290.
- Incerpi, N., 2017. Hydrothermal systems in distal rifted margins and their role in their thermal evolution of the sedimentary successions. Study of two fossil analogues in the Swiss Alps and Pyrenees. These, Univ. Toulouse, 243 p.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: example of the western Pyrenees. *Tectonics* 28 (4).
- Lagabrielle, Y., & Bodinier, J. L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20(1), 11-21.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Lherzite bodies. *Tectonics*, 29(4).
- Marasi, L., 2015. Interactions fluide-roche durant l'exhumation du manteau en pied de marge passive: faits de terrain, isotopes, études des inclusions fluides : le cas du massif du Sarailié, Chaînons Béarnais, Pyrénées. Mémoire Master 2, Univ Rennes 1.

- Moine, B., Fortune, J.P., Moreau, P., Viguiier, F., 1989. Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits; Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Econ Geol* 84(5):1398–1416.
- Muffler L. P. J., White D. E., 1969. Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, South-eastern California. *Geol Soc Am Bull* 80:157-182.
- Pinto, V.H., 2014. Linking tectonic evolution with fluid history in hyperextended rifted margins : Examples from the fossil Alpine and Pyrenean rift systems, and the present-day Iberia rifted margin. Thèse Doct. Univ. Strasbourg, 256 p.
- Poujol, M., Boulvais, P., Kosler, J., 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon. *J Geol Soc* 167(4):751–767.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions, *Min. Soc. Am. Rev. in Min.* 12, 644 pp.
- Salardon, R., Carpentier, C., Bellahsen, N., Pironon, J., France-Lanord, C., 2016. Interactions between tectonics and fluid circulations in an inverted hyper-extended basin: Example of mesozoic carbonate rocks of the western North Pyrenean Zone (Chaînons Béarnais, France)., *Marine and Petroleum Geology*, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2016.11.018.
- Schärer, U., de Parseval, P., Polvé, M., de Saint Blanquat, M., 1999. Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova* 11 (1), 30–37.
- Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: inferences from a new kinematic scenario. *C. R. Geoscience* 348, (this issue).
- Vauchez, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., and Mainprice, D., 2013. Preorogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees-France), *Tectonics*, 32, 95–106, doi:10.1002/tect.20015.
- Zhang, Y.G., Frantz, J.D., (1987). Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl –KCl –CaCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.* 64, 335– 350.