



HAL
open science

Fracturation, interactions fluides-roches et circulations fluides dans un bassin en hyper-extension puis lors de son inversion : Exemple des séries mésozoïques de la Zone Nord Pyrénéenne (Chainons Béarnais, France)

Roland Salardon

► To cite this version:

Roland Salardon. Fracturation, interactions fluides-roches et circulations fluides dans un bassin en hyper-extension puis lors de son inversion : Exemple des séries mésozoïques de la Zone Nord Pyrénéenne (Chainons Béarnais, France). Sciences de la Terre. Université de Lorraine, 2016. Français. NNT : 2016LORR0342 . tel-01756920

HAL Id: tel-01756920

<https://theses.hal.science/tel-01756920>

Submitted on 3 Apr 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

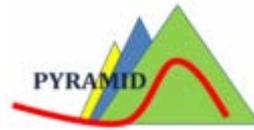
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

Geo
Ressources



RP2E

Ecole Doctorale RP2E « Ressources, Procédés, Produits, Environnement »
Collegium Sciences et Technologies
Université de Lorraine – UMR 7359 GeoRessources

THÈSE

Présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Université de Lorraine

Spécialité « Géosciences »

Par

Roland SALARDON

**Fracturation, interactions fluides - roches et circulations fluides
dans un bassin en hyper-extension puis lors de son inversion :
Exemple des séries mésozoïques de la Zone Nord Pyrénéenne
(Chaînon Béarnais, France)**

Soutenance publique le 8 Décembre 2016

Membres du jury :

Rapporteurs :

M. Jean-Paul CALLOT
M. Rudy SWENNEN

Professeur, Université de Pau et des Pays de l'Adour, France
Professeur, Université de Leuven, Belgique

Examineurs :

M. Fadi H. NADER
Mme. Mary FORD

IFP Energies Nouvelles (titulaire HDR), France
Professeur, Université de Lorraine, France

Directeurs de thèse :

M. Jacques PIRONON
M. Cédric CARPENTIER

Directeur de Recherche CNRS, Université de Lorraine, France
Maître de conférences, Université de Lorraine, France

Invités :

M. Nicolas BELLAHSEN
M. Sylvain CALASSOU

Maître de conférences, Université Pierre et Marie Curie, France
Ingénieur, TOTAL SA, Pau, France

REMERCIEMENTS

Cette aventure s'achève après 4 années passées dans le NOOORDDDDDD (oups, l'Est) de la France ! Mais quelle aventure ! J'ai dû faire face à de nombreuses embûches : il m'a fallu apprendre à vivre avec 10 mois d'hiver (de la neige, du froid, du brouillard et même de la pluie !), à mettre à jour mon dialecte afin de me faire comprendre des autochtones (fort sympathiques au demeurant) et à les comprendre, à vivre loin de la mer dans une contrée tout simplement... plate ou encore à remplacer ce breuvage jaune cher à mon cœur par de la bière. Tout ça pour dire que ces années font désormais partie des plus beaux souvenirs de mon existence. C'est avec une grande satisfaction et un pincement au cœur que je clôture mon cursus universitaire. Que toutes les personnes m'ayant aidées durant ce parcours trouvent ici la reconnaissance qui leur est due et, par avance, je m'excuse pour celles et ceux que je pourrais oublier bien entendu involontairement.

Arrivé au terme de ce travail, je tiens à remercier tout d'abord :

Mes encadrants de thèse : **Jacques Pironon**, **Cédric Carpentier** et **Nicolas Bellahsen**. A travers leurs domaines d'expertise complémentaires (respectivement : géochimie, sédimentologie/diagenèse et structurale), ils m'ont aidé à me poser les bonnes questions afin de proposer le travail le plus innovant et original possible dans le cadre de cette thèse.

Je tiens également à exprimer ma gratitude envers les membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'évaluer ce travail. **Jean-Paul Callot** et **Rudy Swennen**, pour avoir accepté de rapporter ce manuscrit (héritage modeste de mes 4 années de travail). Merci à **Fadi H. Nader** pour avoir accepté d'examiner ce travail ainsi qu'à **Mary Ford** pour m'avoir encouragé, pour son travail d'examinatrice et pour avoir présidé le jury. Merci également à **Sylvain Calassou** de s'être déplacé en tant qu'invité pour assister à ma soutenance.

Je tiens à remercier ensuite toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin au bon déroulement de cette thèse grâce à l'aide qu'elles m'ont apportée.

Je tiens à remercier les membres présents ou anciens de ce laboratoire, qui m'ont apporté leur soutien ou simplement partagé le café quotidien sur fond de discussions scientifiques (ou pas !).

À vous amis doctorants, post-doctorants ou étudiants, un grand merci et petit mot rapide pour chacun ! Votre présence et votre soutien sans limite m'a tellement aidé et fait du bien...je vous suis éternellement reconnaissant pour ça. Bref...vous savez déjà tout ça !

Aurélien Eglinger, *aka* Glinglin ou Glin pour les flemmards. Ces parties de coinche épiques...ces soirées légendaires... À quand notre road trip en Van ?!

Benoît Quesnel, *aka* Dc Laqueue. Merci à toi pour cette corruption perpétuelle de « débauche » (plus ou moins *light*) et pour ces discussions d'une sagesse infinie.

Christophe Bonnetti, *aka* Chef ou père Bonetti. On peut t'appeler (Don) PaPa pour de bon maintenant ! Il est déjà loin le temps de nos soirées animées où tu nous faisais tes célèbres disparitions Bonnettiques. Quand je pense que tu nous as fait un mini-toi... Ahahaha ! (Félicitations quand même papa !)

Christophe Scheffer, *aka* Doudou, merci pour tous ces instants câlins. Ce réconfort mutuel durant les moments difficiles. On te voit plus aux soirées !

Eleonora Carocci, *aka* Nora ou *tuttifrutti*. Merci pour toutes ces séances de sport aquatique ! Pour tes invitations à manger des pâtes d'un autre monde (une tuerie !) et ces moments passés avec Jeanne, Miha et Julien. Embrasse ToucTouc pour moi.

François Turlin, *aka* laTurle ou Turlute pour les intimes. « Elle est où la poulette ?!! Faut pas respirer la compote ça fait tousser ! ». Ces quelques répliques qui résument assez bien nos débats, alors merci pour tout ça !

Guillaume Barré, *aka* Guigui, merci pour tous ces bons repas préparés avec tant d'amour ! Et de plus livrés en week-end à la fac pour un soutien moral au TOP !

Hélène Legros, *aka* Lagrosse, merci pour toutes ces pauses clopes aux conversations de haute voltige ! Et tous les moments de grâce et de lâché prise. Et au fait...à ROULLLLEETTTEESSS !!

Héloïse Verron, merci à toi pour avoir réussi à dégager le père Lerat, on en pouvait plus de lui, ahahahahahah !! Respect éternel pour ça. Merci de m'avoir fait découvrir Poitier par procuration héhé.

Jérémy Lerat, *aka* Lerat, Le pingre. Alors ? As-tu fait ton choix ? (D'enfant à la sortie d'une maternelle). On ne retournerait pas un coup en bas du 15 rue Thierry Alix, histoire de parler

jusqu'à 4h du mat et de se les geler un bon coup ?! Et encore merci pour ton hospitalité dans ton bureau...on se comprend.

Joséphine Gigon, (ange gardien) *aka* la vierge. J'espère que la carte de l'Australie se porte à merveille derrière ton dos et que la vierge veille toujours sur ta chambre ! Merci de m'avoir fait découvrir ce qu'est un repose-pieds.

Julien Bonnet, *aka* Juju, mon Ptit. Merci à toi aussi pour ton aide, tes conseils et récemment encore merci pour ton hospitalité ! Et d'avoir partagé avec moi mon amour pour le sport...informatique dirons-nous, LoL (toi seul peu comprendre ce jeu de mots je pense).

Justine Jaguin, *aka* Rustine ou Fistine Vagin ou J². Merci pour tous les conseils que tu m'as prodigués, tes discussions engagées et tes élans féministes (#DocGeoressources). J'ai encore un souvenir impérissable du Carnaval de Dunkerque ^^

Maïa Riehl, *aka* l'abeille. Merci pour ta bonne humeur sans limite (enfin peut être pas sans limite quand même ahah). Merci pour tes petits gâteaux.

Matthieu Harlaux, *aka* Harlaux escrot, mon petit, chef, mon poulet. Tu me manques déjà... Partager ce bureau avec toi pendant ces 3 ans a été un énorme plaisir, je l'espère partager ! Un Ch'ti et un Marseillais quel beau mélange. Alors je porte un toast à nos craquages musicaux, à nos longues conversations somme toutes agréables, à cette tension sexuelle entre nous qui va de paire avec des propositions douteuses et indécentes continuelles. À toutes ces après-midis au parc St Marie accompagnés de nos compères, à toutes nos soirées, à tous nos moments d'entraide et de soutien. Un merci plus solennelle pour tout ce que tu as pu m'apporter, m'apprendre sur tes expériences de vie, sur la géologie minière et un respect éternel à cette curiosité qui te caractérise si bien : à vouloir en apprendre toujours plus sur tout et aussi n'importe quoi ! Sache que désormais je partage aussi ton amour pour les chattes ! (Tu noteras que je t'ai carrément fait une déclaration d'amour là).

Maxime Dargent, *aka* chauve qui peut ! (Je suis clairement fier de cette vanne). Que de belles discussions sur le genre féminin ! Un tel partage d'expérience est quand même inestimable héhé ! Tout ça pour en arriver au fait qu'elles nous rendent fous mais qu'on les aime bien quand même... Mais on peut être fier d'avoir eu une démarche scientifique !

Pierre Martz *aka* Chaton ou Hulk. « Ce soir...on SORT ! » J'aime tellement entendre cette phrase quand elle sort de ta bouche. Le lendemain matin était quand même moins appréciable. Au fait tu as retrouvé ton téléphone ?

Raphaël Vasseur *aka* Raphy, le Roi Salomon. Ton flegme légendaire n'a d'égal que ta sympathie et ta bienveillance. Merci de m'avoir ouvert l'esprit sur les bienfaits de la méditation et d'une alimentation plus simple.

Sylvia DipratWaalid *aka* PilouPilou *aka* la jardinière de GeoRessources (ce n'est pas un bureau, c'est une jungle). Merci de m'avoir fait visiter ton deuxième chez toi (mobile), cela m'a encore plus donné envie d'investir !

Valérie Payré *aka* Valoche, Valou (ou Pouf). Despacito, Quiero respirar tu cuello despacito, Deja que te diga cosas al oído, Para que te acuerdes si no estás conmigo. Bang, bang ! Je pense que cela résume tout !

Yoram Teitler *aka* copaing. Merci pour tous tes précieux conseils, nos discussions plus ou moins sérieuses et de m'avoir vendu du rêve avec tes voyages « professionnels ». Malgré une légère tendance à vouloir nous ramener au MacCarthy, on t'aime bien va !

Zeying Zhu, merci pour toutes ces discussions sur la culture chinoise et de m'avoir fait travailler mon « anglais ».

Je tiens à remercier également les nombreux autres – actuels, anciens, de passages – du labo GeoRessources et des « alentours », qui ont contribué à cette inimitable ambiance détendue et studieuse ou encore au bon déroulement de ma thèse par leur expertise, leur savoir. Tout « Azimuth », **Christian France-Lanord, Thomas Rigaudier, Cati Negre Y Rossello, Zira, Patrick Lagrange** (merci pour tous tes loyaux services et ta gentillesse sans limites !), **Julien Mercadier, Antonin Richard, Laurent Truche, Alexandre Tarantola, Marie-Camille Caumon, Jean Caudid, Jérôme Sterpenich, Odile Barres, Cédric Demeury, Alexandre Flammang, John, Mara, Ornella, Mélanie, Alizée, Thomas, Clara, Yann, Papi, Caro, Julien Perret, Marion Grosjean, tous les M1-M2 (la liste serait trop longue).**

Enfin, merci à ma **Famille**, mes parents Jean-Paul et Nicole, ma sœur Alice qui ont été un refuge, un havre de paix et une force inépuisable, et qui, par-dessus tout, m'ont entouré, soutenu jusqu'à cette soutenance et m'ont accompagné pour tourner cette page de ma vie que je n'oublierai jamais. Un énorme Big Up également à ma deuxième famille... (celle que l'on

choisit) qui m'a supporté, épaulé à distance du mieux qu'elle a pu avec mes hauts et (surtout) mes bas, alors merci à **Anne, Sékou, Carla, Carine, Zélie, Lil' Chri, Stev, Fat Matt, Kev** (dit le vert), **Ben, Mika, Bistou, Steph, Franz, Sylvain, Pierre, Lionel et tant d'autres ...**

A ma mamie **Angèle**, qui porte bien son nom et qui a rejoint d'autres anges.

Résumé : Les interactions entre la fracturation, les circulations fluides et la chimie des fluides au sein de marges hyper-étendues sont encore peu décrites et sont pour la plupart localisées en mer, enfouies sous des sédiments post-rift. Le bassin sud Aquitain et la partie nord des Pyrénées constituent un cas d'étude approprié pour l'investigation de ces interactions dans un modèle de marge hyper-étendue avec exhumation du manteau durant le Crétacé inférieur puis inversée. Les données de terrain ont permis de décrire trois principaux sets de fractures. Ils ont été corrélés aux principaux événements de l'évolution géodynamique du bassin correspondant au rifting triasique, à l'hyper-extension datée Aptien-Cénomanién, et à la compression pyrénéenne. Les observations pétrographiques, les analyses Raman et microthermométries sur les inclusions fluides, les données acquises par ICP-MS, et les analyses isotopiques ont permis de déterminer les chimies, les températures, les conditions rédox, les compositions des gaz, les signatures isotopiques de l'oxygène et du carbone, et les teneurs en terres rares des fluides parents pour les ciments précipités durant chaque épisode. Ces données ont permis le calage temporel des événements diagénétiques majeurs. En particulier, la dolomie baroque et la chlorite ont précipité dans les fractures du set 2 durant l'hyper-extension correspondant au pic thermique à des températures supérieures à 300°C. La signature isotopique, la forte teneur en CO₂, l'occurrence de H₂S et les fortes salinités des fluides parents suggèrent la percolation de fluides mantelliques ascendants au travers des évaporites triasiques. La phase fin et post hyper-extension est caractérisée par de la bréchification hydraulique dans les formations les plus poreuses, une baisse des températures et des salinités, une baisse de la contribution mantellique dans les fluides parents, une fermeture du système diagénétique au cours de l'enfouissement et un passage à des conditions réductrices durant la précipitation du quartz, de la pyrite et de la calcite. La phase de compression pyrénéenne associée au troisième stade de fracturation a induit une réouverture du système diagénétique et favorisé le retour à des conditions oxydantes et à des infiltrations de fluides météoriques.

Abstract

Abstract: Interactions between fracturing, fluid circulations and fluid chemistry on hyper-extended margins is still poorly described as most of them are located offshore, buried underneath post-rift sediments. The southern Aquitaine basin and the northern Pyrenees constitute an appropriate case study to investigate these interactions since a model of hyper extended margin with mantle exhumation during the Lower Cretaceous subsequently inverted was recently proposed. From a field study, we here describe three main sets of fractures (set 1 to set 3). They are correlated with main stages of the geodynamic evolution of the basin corresponding to the Liassic rifting, the Aptian-Cenomanian hyper-extension, and the Pyrenean compression. Petrographic observations, Raman and micro-thermometry analysis on fluid inclusions, ICP-MS, and isotope analysis permitted to determine chemistries, temperatures, redox conditions, gas compositions, oxygen and carbon isotopic signatures, and REE contents of parent fluids for cements precipitated during each episode. In particular saddle dolomite and chlorite precipitated in set 2 fractures during the hyper-extension corresponding to the thermal peak at temperatures higher than 300°C. The isotopic signature, the high CO₂ content, the occurrence of H₂S and the high salinity of parent fluids suggest ascending mantle fluids percolating across Triassic evaporites. The late and post hyper-extensional phase is characterized by hydraulic brecciation in porous formations, a decrease in temperature and salinity, a decrease in mantle contribution in parent fluids, a closing of the diagenetic system during burial and a switch to reducing conditions during the precipitation of quartz, pyrite and calcite. The Pyrenean compressive phase associated with the third fracturing stage induced a reopening of the diagenetic system and favored a return to oxidizing conditions and infiltrations of meteoric fluids.

Table des matières

REMERCIEMENTS	3
Introduction	21
1. Contexte scientifique de l'étude	21
2. Problématique.....	23
3. Les objectifs	24
4. Organisation du mémoire de thèse	25
CHAPITRE 1 : État de l'art	29
1. Contexte Géologique.....	29
2. Évolution géodynamique de la partie sud du bassin aquitain et de la Zone Nord Pyrénéenne.	33
3. Lithostratigraphie	40
4. Généralités sur les gisements d'hydrocarbures du Sud-Ouest Français.....	48
4.1 Historique et production.....	48
4.2 Les couches réservoirs et couvertures	50
4.3 Les pièges pétroliers du bassin aquitain et migration des hydrocarbures	52
CHAPITRE 2 : Procédures analytiques	57
1. Données structurales	57
1.1 Campagnes d'échantillonnage et relevés de mesures structurales sur le terrain	57
1.2 Traitement et préparation en laboratoire	58
1.3 Traitement statistique	60
2. Données pétrographiques	60
2.1 Traitement des lames minces et épaisses	60
2.2 Cathodoluminescence.....	61
2.3 Microscopie optique et fluorescence.....	63
2.4 Micro-spectroscopie infrarouge (μ FT-IR)	63
2.5 Microscopie électronique à balayage (MEB).....	64

2.6 Microsonde électronique (MSE)	64
3. Données géochimiques.....	66
3.1 Isotopes stables du carbone et de l'oxygène	66
3.2 Analyses des Terres Rares (REE) et des éléments majeurs	67
3.3 Analyse des inclusions fluides (IF)	68
3.4 Microthermométrie.....	71
3.5 Microspectrométrie	72
3.6 Estimation des températures de cristallisation des chlorites diagénétiques	73
3.7 Les effets de la diagenèse sur les variations des anomalies en Ce et en Eu dans les séries carbonatées mésozoïque des Chaînons Béarnais	74
3.7.1 Le Cérium.....	74
3.7.2 L'Europium.....	76
3.7.3 Calculs des anomalies	77
3.7.4 Mise en évidence des effets de la diagenèse	77
3.7.5 Interférences lors des mesures.....	78
3.7.6 Origines possibles des enrichissements en REE.	78
CHAPITRE 3 : Résultats.....	81
1. Caractérisation structurale des Chaînons Béarnais	81
1.1 Séquence de fracturation	81
2. Caractérisation pétrographique	85
2.1 Diagenèse précoce.....	85
2.1.1 Micritisation (Mi).....	85
2.1.2 Ciments calcitiques syntaxiaux riche en inclusions (Cs)	85
2.2 Mésogenèse et Télomenèse	86
2.2.1 Dolomite 1 (Dol1)	86
2.2.2 Calcite 1 (Cal1)	86
2.2.3 Dolomite 2 (Dol2)	86
2.2.4 Dédolomitisation de la dolomie 2 (dDol).....	88
2.2.5 Hématite (Hm).....	88
2.2.6 Chlorite (Chl)	90
2.2.7 Quartz (Qtz).....	90

2.2.8	Dissolution du Quartz (QtzC)	92
2.2.9	Calcite 2 (Cal2)	92
2.2.10	Calcite 3 (Cal3)	94
2.2.11	Stylolithisation 1 (S1) et dolomie (s1D)	94
2.3	Résumé	96
3.	Analyses géochimiques	97
3.1	Analyses d'isotopes stables	97
3.1.1	Cal1	97
3.1.2	Dol2	97
3.1.3	Cal2	98
3.1.4	Cal3	99
3.2	Analyses des Terres Rares	100
3.3	Inclusions Fluides	105
3.3.1	Pétrographie des inclusions fluides	105
3.3.2	Analyses Raman	107
3.4	Températures des chlorites	109
CHAPITRE 4 :	Discussion	115
1.	Age de la fracturation et modalités de remplissage	115
1.1	Relations entre fracturation et ciments	115
2.	Relations entre fracturation, ciments et âges intégrées à l'histoire géodynamique des Pyrénées	118
3.	Originie des fluides diagénétiques	121
3.1	Cal1	121
3.2	Dol2	121
3.3	Chlorite	127
3.4	Quartz	128
3.5	Pyrite et Cal2	129
3.6	Cal3	134
4.	Circulations fluides et géodynamique dans les Chaînon Béarnais.	136

5. Impact de la diagenèse sur les propriétés réservoirs et les circulations fluides des Chaînon Béarnais	141
6. Impact du modèle géodynamique et des circulations fluides sur les systèmes pétroliers sud aquitains	144
6.1 Définition des systèmes pétroliers sud aquitains.....	144
6.2 Comparaison du modèle proposé pour les Chaînon Béarnais avec les travaux antérieurs sur la diagenèse du gisement de Rouse.....	146
6.3 Existence des roches-mères dans les Chaînon Béarnais.....	152
6.4 Variations entre les systèmes pétroliers au Nord et les Chaînon Béarnais au Sud.	158
Conclusions générales	161
1. Relations entre sets de fracturations et histoire géodynamique des Pyrénées.....	161
2. Avancées liées aux études pétrographiques et géochimiques	162
3. Implications sur les propriétés réservoirs et les indices de circulations d'hydrocarbures	164
Perspectives	165
LISTE DES FIGURES	196
LISTE DES TABLEAUX.....	211
ANNEXE	215

INTRODUCTION

Introduction

1. Contexte scientifique de l'étude

Environ 85 % des réservoirs carbonatés sont naturellement fracturés et près de 30 % des réserves mondiales en hydrocarbures se trouvent dans ces réservoirs (Schlumberger Market Analysis, 2007, Makhloufi et al., 2013). Les réservoirs carbonatés naturellement fracturés sont très hétérogènes en terme de propriétés pétrophysiques et mécaniques. En effet les dépôts carbonatés sont complexes de par leurs hétérogénéités pétrographiques, d'évolution diagenétiques et géométriques (Westphal et al., 2004 ; Davis et al., 2006 ; Dou et al., 2011). De plus les propriétés réservoirs acquises lors du dépôt sédimentaire, sont conditionnées par les variations de porosité et de perméabilité des roches lors de la diagenèse et de l'évolution structurale au cours du temps. D'un point de vue des écoulements de fluides, les fractures créent de fortes hétérogénéités au sein d'un réservoir puisqu'elles fournissent un chemin préférentiel de percolation et influent donc sur la perméabilité (Agosta et al., 2010 ; Aydin et al., 2010). Par conséquent la distribution des fractures et des failles au sein du réservoir doit être appréhendée pour contraindre au mieux les écoulements. Dans un réservoir les fractures peuvent améliorer la récupération des fluides ou la restreindre. En effet, les zones de failles peuvent se comporter soit comme des joints soit comme des conduits (Laubach et Ward, 2006). Dans le premier cas, les zones de failles conduisent à un cloisonnement du réservoir. Dans le second cas, elles se connectent au volume poreux et drainent les fluides le long des couloirs de failles à haute perméabilité. Les fractures (e.g. joints, fentes de tension, veines) ont ainsi un effet de drain à condition qu'elles ne soient pas entièrement cimentées (Lavenu et al., 2013, 2014). Leur extension peut être millimétrique à pluri-décamétrique avec ou non des déplacements relatifs. Ces hétérogénéités sont difficiles à prévoir en sub-surface car la répartition spatiale est rendue complexe i) par l'évolution diagenétique du sédiment au cours du temps qui modifie les propriétés pétrophysiques de la roche et lui confère ou non un caractère fragile vis-à-vis de la fracturation, ii) par l'évolution des contraintes à l'origine de la distribution spatiale des fractures et failles. Toutes ces contraintes rendent délicate l'exploration et l'exploitation des réservoirs fracturés.

La diagenèse est le principal facteur à faible, moyenne et grande profondeur affectant le comportement mécanique de la roche (Rong et al., 2012 ; Wilson et Evans, 2002) et donc sa sensibilité à la fracturation. Il existe trois types de diagenèses : une précoce, une tardive liée à l'enfouissement et une ultime liée à l'exhumation et au retour à la surface des roches. La

Introduction – Contexte scientifique de l'étude

diagenèse précoce se produit pendant et juste après le dépôt des sédiments. La chimie des fluides interstitiels est directement contrôlée par les fluides de surface marins ou météoriques. Cette diagenèse se traduit soit par une cimentation et une poronécrose entraînant une lithification rapide du sédiment qui donne à la roche son caractère cassant, soit par des phénomènes de dissolution ou de recristallisation qui à l'inverse engendrent une augmentation de la porosité (porogenèse). La diagenèse précoce ou éogène peut favoriser le développement de fractures lorsque la roche se trouve sous contrainte même sous un très faible enfouissement.

La diagenèse tardive ou mésogène intervient durant l'enfouissement. La chimie des fluides mésogénétiques agit comme un facteur majeur contrôlant la diagenèse et les caractéristiques pétrophysiques des roches encaissantes. Dépendant du ratio eau/roche, la composition des fluides est préférentiellement contrôlée par les interactions avec les roches hôtes ou par des sources externes (Bjorlykke et Jahren, 2012). En profondeur, les fluides peuvent être piégés comme des eaux fossiles stagnantes ou peuvent percoler et être renouvelés le long de voies préférentielles tels que les faciès sédimentaires perméables dans les aquifères profonds et/ou le long de fractures et de failles. D'autres facteurs peuvent également contrôler la diagenèse d'enfouissement au sein de réservoirs carbonatés très profonds et par conséquent modifier leurs propriétés pétrophysiques. Pour exemple, les travaux de Neveux et al. (2014) ont mis en évidence le mécanisme chimio-mécanique de pression-dissolution sous contrainte (Pressure Solution Creep, PSC) comme mécanisme majeur de déformation des carbonates. La PSC résulte en un processus de compaction efficace responsable de l'évolution de la porosité et de la perméabilité dans de nombreux réservoirs carbonatés. Les auteurs ont ainsi confronté expérimentalement la PSC à d'autres facteurs tels que l'augmentation de la salinité ou encore la mise en place d'hydrocarbures. L'augmentation de la salinité dans la solution ajoutée a conduit à une accélération de la PSC et a induit une diminution de la porosité totale de l'échantillon, une diminution de la taille des seuils des pores provoquant une baisse minimale de la perméabilité. D'autre part, un ajout d'hydrocarbures avant la mise en place des circulations fluides de l'expérience provoque l'inhibition complète de la PSC, en empêchant le contact fluide aqueux-roche nécessaire au mécanisme de cette dernière. Cela a pour effet de limiter la diminution de porosité mais pas de la perméabilité. De plus, les hydrocarbures vont permettre une diminution de réactions diagénétiques postérieures par l'altération de la surface des calcites modifiant leurs propriétés de mouillabilité. Ainsi le timing de mise en place des hydrocarbures est crucial dans une roche réservoir car ils peuvent permettre la conservation à grande profondeur de maintenir une porosité de subsurface.

La diagenèse liée à l'exhumation des sédiments ou télogénèse permet de remettre en contact, si cela n'a pas été fait durant la mésogénèse, les sédiments préalablement enfouis avec les fluides de surface et notamment avec des fluides météoriques dans le cas d'une orogénèse. Cet épisode peut être lié à un changement important des contraintes et donc un polyphasage en termes de fracturation.

En conséquence, comme expliqué précédemment, le contexte structural (enfouissement ou exhumation) et le réseau de fractures qu'il génère sont des paramètres primordiaux impactant les circulations fluides ainsi que la porogénèse ou la poronécrose au sein des réservoirs (e.g., Beaudoin et al., 2011, 2015 ; Carpentier et al., 2014 ; Laubach et Ward, 2006).

2. Problématique

Les données de sub-surface n'offrent pas la résolution suffisante (dans le cas de la sismique) ou sont trop limitées dans l'espace (dans le cas des puits ou des forages carottés) pour prédire le réseau de fractures et par conséquent les circulations fluides à l'échelle d'un réservoir. Ainsi, l'étude d'analogues à l'affleurement peut aider à caractériser et à comprendre l'organisation du réseau de fractures à l'échelle régionale, ses relations avec les grandes structures et sa relation avec les circulations de fluides au cours de la diagenèse. Les analogues de terrains présentent également des avantages tels qu'une grande facilité d'échantillonnage et une échelle de travail importante. Ces deux avantages permettent d'avoir une vue plus objective de la zone d'étude associée à un large set de données.

Récemment, de nombreuses études ont mis en évidence le lien entre la fracturation et les circulations fluides dans différents types de bassins sédimentaires ou dans des ceintures orogéniques déformées (par exemple, Beaudoin et al., 2015 ; Evans et Fisher, 2012 ; Lavenu et al., 2014 ; Lopez-Horgue et al., 2010 ; Vandeginste et al., 2013, Vilasi et al., 2006). Toutefois très peu d'études ont été menées dans des bassins sur des marges hyper-amincies et ensuite inversées lors d'un orogène. Un tel cadre peut être trouvé dans la Zone Nord Pyrénéenne où une phase de rifting et d'hyper-extension associée à l'exhumation locale du manteau a précédé une phase orogénique.

Introduction – Les objectifs

L'étude d'un tel cadre géologique soulève donc plusieurs interrogations :

- Les fluides diagénétiques ont-ils enregistré les différents stades géodynamiques de l'histoire de la Chaîne Pyrénéenne tels que l'hyper-extension et la compression liée à la surrection du massif ?
- Si oui, comment cela se traduit-il ? Y a-t-il eu des modifications pétrophysiques et géochimiques des roches mésozoïques ? Quels en sont les paramètres et les facteurs ?
- Quel rôle potentiel a pu jouer l'évolution de la fracturation sur les circulations fluides lors de l'extension puis du raccourcissement ? Comment et en quoi cette fracturation est-elle liée à la géodynamique régionale ?
- L'exhumation locale du manteau et la surrection tétogénétique ont-ils entraînés un changement de la chimie des fluides diagénétiques ?
- L'évolution de la diagenèse et de la fracturation ont-elles eu un impact sur les propriétés pétrophysiques des réservoirs carbonatés de la Zone Nord Pyrénéenne ?

Cette étude s'inscrit dans le cadre du projet ANR PYRAMID. Les principaux objectifs de cette ANR sont : (i) contraindre le style de déformation 3D et l'architecture stratigraphique du système orogénique nord Pyrénéen et définir le rôle de l'héritage crustal ; (ii) déterminer, quantifier et comprendre les relations entre l'évolution du remplissage sédimentaire dans le bassin d'avant pays, l'évolution du relief de l'orogène et enfin les processus de surface (climat, érosion) et ; (iii) étudier la fracturation, les interactions fluides-roches et les migrations fluides dans un cycle extension-compression ; (iv) modéliser numériquement les systèmes géologiques (orogénique et/ou bassins d'avant-pays) et les processus géodynamiques et leur impact sur les migration de fluides.

3. Les objectifs

L'objectif principal de la thèse est de comprendre les relations entre les différents épisodes de fracturation et les événements de migration de fluides afin de proposer un modèle diagénétique en lien direct avec l'histoire d'enfouissement puis d'exhumation du bassin de la Zone Nord Pyrénéenne.

Cette étude s'articule de la manière suivante :

- Une étude structurale afin de pouvoir proposer un timing relatif des phases de fracturations dans les séries mésozoïques de la Zone Nord Pyrénéenne et plus précisément dans les Chaînons Béarnais

Introduction – Organisation du mémoire de thèse

- Une étude pétrographique des remplissages de fractures et des roches encaissantes. Ce travail a pour objectif de caractériser et de quantifier les différentes phases de cimentation et de dissolution afin de pouvoir proposer une séquence diagénétique pour chaque formation.
- Une étude géochimique permettant de déterminer la nature des fluides parents et les conditions de précipitation des différents ciments.
- Une discussion portant sur le timing absolu de la fracturation et sa relation avec les phases de circulations de fluides afin de proposer un modèle d'évolution diagenétique en accord avec l'histoire géodynamique Nord Pyrénéenne.
- Enfin ce travail sera comparé aux travaux existants sur les formations équivalentes constituant les réservoirs pétroliers et gaziers du bassin Nord pyrénéen.

4. Organisation du mémoire de thèse

Ce mémoire de thèse est organisé en cinq parties. Dans la première partie, un état de l'art sur : le contexte géologique des Chaînons Béarnais ; les différents modèles géodynamiques entre la plaque Ibérique et la plaque Européenne, le cadre stratigraphique des séries étudiées au sein des Chaînons Béarnais et des généralités sur les gisements d'hydrocarbures du Sud-Ouest Français seront présentés. La deuxième partie sera consacrée aux concepts utilisés lors des études structurales, pétrographiques et géochimiques et détaillera les procédures analytiques. La troisième partie portera sur les résultats obtenus. Enfin, la dernière partie présentera une synthèse des résultats et proposera un modèle d'évolution de la fracturation et des circulations fluides replacée dans un cadre d'évolution géodynamique des Chaînons Béarnais depuis les premières phases d'extension jusqu'à la compression pyrénéenne ainsi qu'une comparaison avec les travaux existants sur les formations équivalentes constituant les réservoirs pétroliers et gaziers du bassin Nord pyrénéen.

ÉTAT DE L'ART

CHAPITRE 1 : État de l'art

1. Contexte Géologique

Les Pyrénées sont une chaîne de montagne orientée ONO-ESE ($\sim N110^\circ$) à double vergence, d'environ 450 km de long (E-O) pour plus de 125 km de large (N-S) (Choukroune, 1992 ; Roure et al., 1989). Ce massif résulte de la collision entre les plaques ibérique et eurasienne de la fin du Crétacé jusqu'au début du Miocène (Choukroune et al., 1973 ; Vissers et Meijer., 2012a). Les études géologiques (Beaumont et al., 2000; Munõz, 1992, 2002; Vergés et al., 1995; Vissers and Meijer, 2012b) et géophysiques (Choukroune, 1989; 1992; Roure et al., 1989; Teixell, 1998) réalisées depuis plus de deux décennies ont montré que les Pyrénées consistent en un prisme orogénique asymétrique double plus développé dans sa partie Sud correspondant à la chaîne d'avant-pays (Olivet et al., 1984; Beaumont et al., 2000; Sibuet et al., 2004) (Figure 1).

La chaîne des Pyrénées résulte de la succession et de la superposition des effets tectoniques, magmatiques et métamorphiques des cycles orogéniques hercynien et alpin séparés d'environ 200 Ma. Cette succession d'événements géodynamiques a eu un impact sur le développement et l'orientation de grandes structures qui ont conditionné l'orogénèse de la chaîne. Ainsi on distingue dans la chaîne Pyrénéenne du Nord au Sud (Figure 1a et Figure 2a) :

(1) Le rétro-bassin d'avant-pays Aquitain (RBA) constitué principalement de dépôts mésozoïques et tertiaires chevauchés dans la partie Sud par l'étroite Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) le long du Front de Chevauchement Nord Pyrénéen (FCNP).

(2) La ZNP est intensément plissée et faillée et se compose à la fois d'unités de socle paléozoïque et de sédiments mésozoïques mais également de lentilles isolées de roches du manteau supérieur.

(3) La zone axiale (ZA) a été formée par la mise en place d'écailles provenant principalement du socle légèrement métamorphisé et plissé à l'Hercynien (Paléozoïque) et produites par les déformations Tertiaires plus tardives (compression Pyrénéenne) (Mattauer et Siguret, 1966). La Faille Nord Pyrénéenne (FNP) localisée entre la ZA et la ZNP est un plan de faille à grande échelle interprété comme la limite entre les plaques ibérique et européenne (Choukroune et al., 1990, Schettino et Turco, 2010).

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Contexte géologique

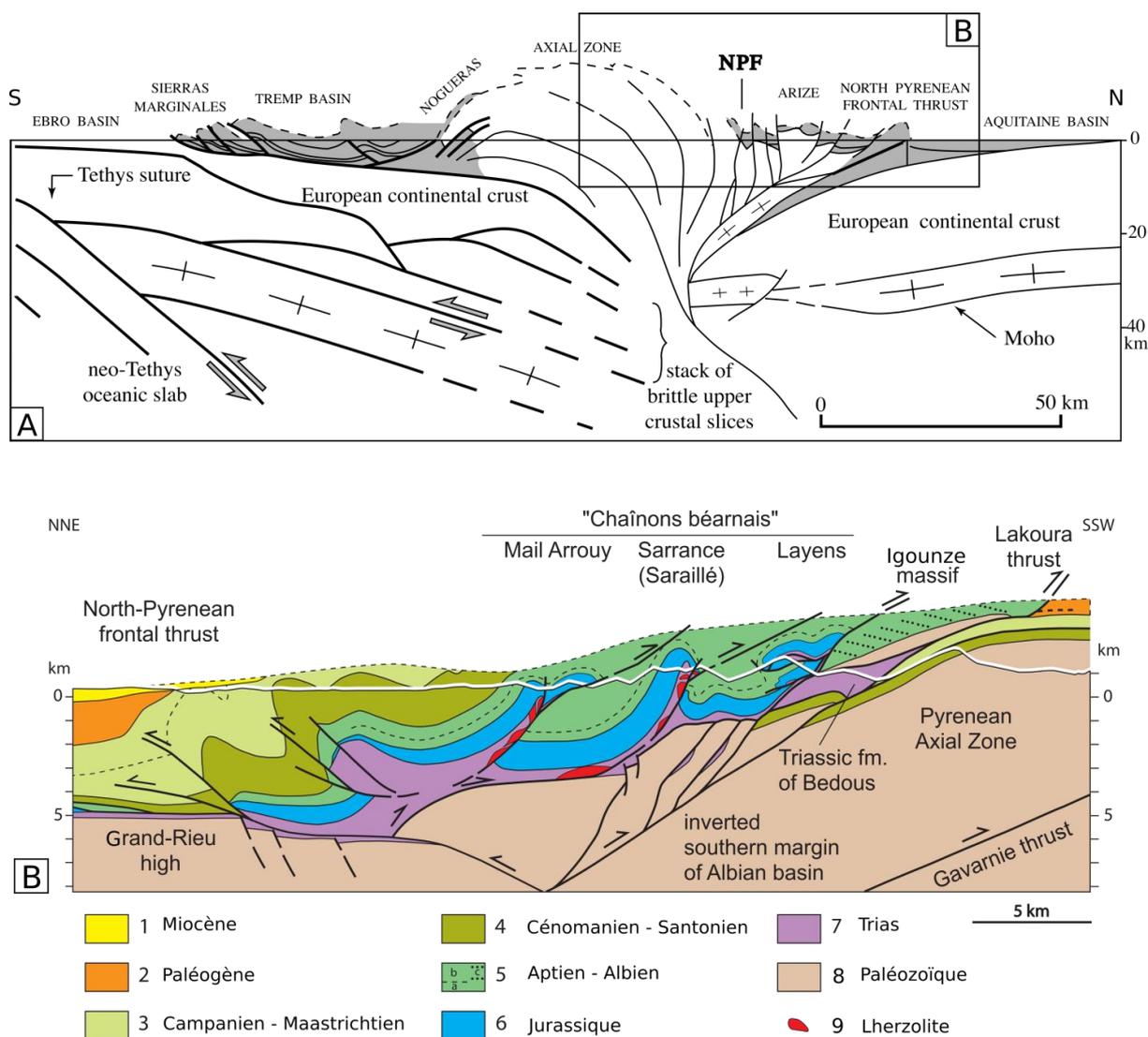


Figure 1 : A) Interprétation du profil ECORS au travers du bassin aquitain, du massif Pyrénéen et du bassin de l'Ebre, sans modification de l'axe vertical. Interprétation de Roure et Choukroune (1998) pour la partie nord et de Sibuet et al. (2004) pour la partie Sud, modifié d'après Sibuet et al. (2004). B) Coupe géologique de la Zone Nord Pyrénéenne au travers des « Chaînons Béarnais », modifié d'après Lagabrielle et al. (2010). 5, Aptien – Albien (a, calcaires à faciès Urgonien ; b, flysch ; c, conglomérats de Igouze-Mendibelza).

(4) La Zone Sud Pyrénéenne (ZSP), correspondant à des bassins de type « Piggy back » (transportés), est remplie par des sédiments mésozoïques et tertiaires. Elle est limitée au sud par le Front de Chevauchement Sud Pyrénéen (FCSP) qui marque la limite nord du bassin d'avant-pays de l'Ebre.

La zone d'étude est localisée dans les Chaînons Béarnais et couvre trois anticlinaux (Bielle-Lurbe, Sarrance et Layens) affectant la couverture mésozoïque (Figure 2b). Ils sont localisés dans la ZNP entre le FCNP au Nord et la FNP au Sud. Les anticlinaux ont une orientation E-O à ONO-ESE et peuvent localement être affectés de chevauchements à vergence Sud. L'absence d'une partie de la couverture mésozoïque sur le flanc Sud de l'anticlinal de

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Contexte géologique

Sarrance, a été interprétée comme le résultat de radeaux de roches pré-rift déconnectés et déplacés le long d'un détachement durant l'hyper-extension albienne (Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Corre et Lagabrielle, 2016 ; Lagabrielle et al., 2010). Cependant, ces variations locales d'épaisseur pourraient également être liées à un diapirisme salifère d'âge jurassique (Labaume, communication personnelle). Les lherzolites affleurent comme des lentilles, dans les cœurs des anticlinaux de Sarrance et Bielle-Lurbe.

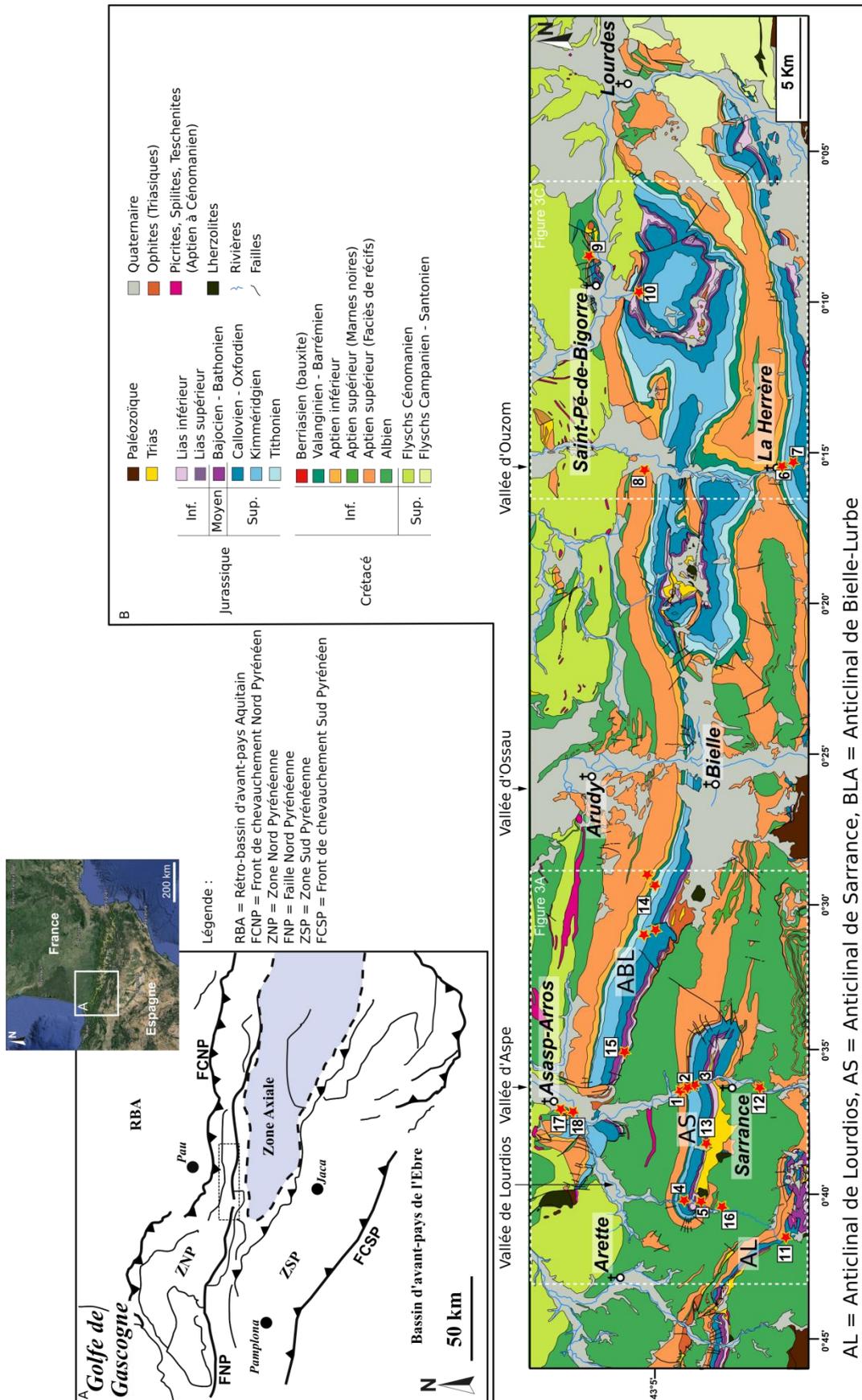


Figure 2 : A) Schéma structural simplifié de la partie Ouest des Pyrénées (modifié d'après de Lenoble, 1992 ; Jammes et al., 2000) ; B) Carte géologique de la zone étudiée (modifié d'après Castéras, 1970a, 1970b, 1970c).

2. Évolution géodynamique de la partie sud du bassin aquitain et de la Zone Nord Pyrénéenne.

Durant l'orogénèse hercynienne, à la fin du Paléozoïque, la croûte a été déformée générant des structures principalement orientées ONO-ESE (orientations actuelles) (Autran et Cogné, 1980 ; Cogné et Wright, 1980 ; Biteau et al., 2006 ; Sibuet et al., 2004 ; Winnock, 1971). Dans le bassin aquitain le rifting téthysien durant le Trias est caractérisé par des bassins orientés ONO-ESE entre l'héritage Nord Aquitain Hercynien et les failles Nord Pyrénéennes (Curnelle et Dubois, 1986). À la fin du Trias, l'événement extensif était associé à un volcanisme caractérisé par des ophites dans la ZNP (Béziat et al., 1991 ; Curnelle et Dubois, 1986). La transition vers une marge passive liée à l'ouverture de l'Atlantique central est apparue à la fin du Lias, début du Dogger (Laville et al., 2004).

La cinématique de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne de la fin du Jurassique jusqu'au Santonien est encore largement débattue (Olivet, 1996 ; Sibuet et al., 2004 ; Jammes et al., 2009 ; Vissers et Meijer, 2012a, 2012b ; Mouthereau et al., 2014). En effet plusieurs modèles sont disponibles dans la littérature mais trois sont généralement proposés (voir ci-dessous) qui supposent tous des taux d'extension puis de raccourcissement variables. De plus, il est admis qu'un décrochement senestre (300 à 500 km) a dû jouer le long du domaine Pyrénéen du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (Olivet et al., 1996 ; Sibuet et al., 2006 ; Jammes et al., 2009). Les cinématiques d'ouverture du Golfe de Gascogne (GC) et de déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie (considérée comme fixe) ont été étudiées à l'aide des anomalies magnétiques (Srivastava et al., 1990 ; Roest et Srivastava, 1991 ; Olivet, 1996 ; Srivastava et al., 2000 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Sibuet et al., 2004) et sont encore largement débattues aujourd'hui comme l'atteste le nombre de modèles.

Le nombre relativement important de modèles provient du fait que les auteurs proposent tous des interprétations différentes de la structure des Pyrénées. Cela implique des distributions temporelles et des taux de raccourcissement différents suivant les auteurs, rendant difficile la reconstitution du mouvement de la plaque ibérique par rapport à la plaque eurasiennne qui a eu lieu pendant la plus longue période de polarité magnétique normale de la Terre (C34 – Cretaceous Quiet Zone ; Gradstein et al., 2004). Ces paramètres intrinsèques aux raccourcissements induisent donc des incertitudes sur l'interprétation et la répartition des anomalies magnétiques et le choix des isochrones (Jammes et al., 2009). Une rotation antihoraire de l'Ibérie de 37° est proposée par Gong et al. (2008) au cours de l'Aptien en accord

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Evolution géodynamique

avec l'étude de Sibuet et al. (2004a) qui propose une rotation de 35° , tandis que Olivet et al., (1996) propose un angle de rotation de 24° bien inférieur aux autres auteurs. Les différences entre les modèles sont notamment liées à la position du pôle de rotation de l'Ibérie en fonction de l'interprétation des données magnétiques et de la géométrie des zones de fractures. Nous pouvons citer 3 modèles (Figure 3) :

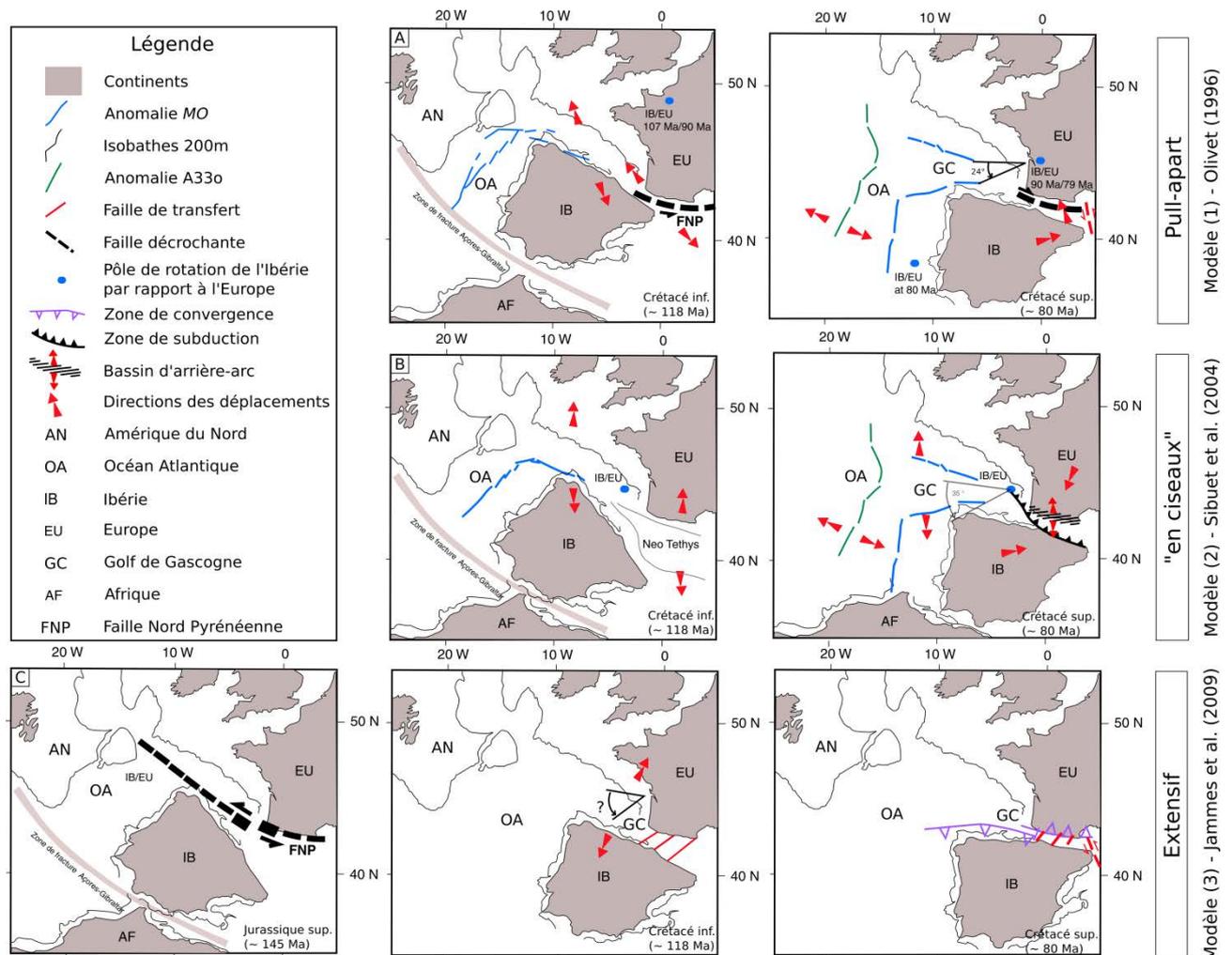


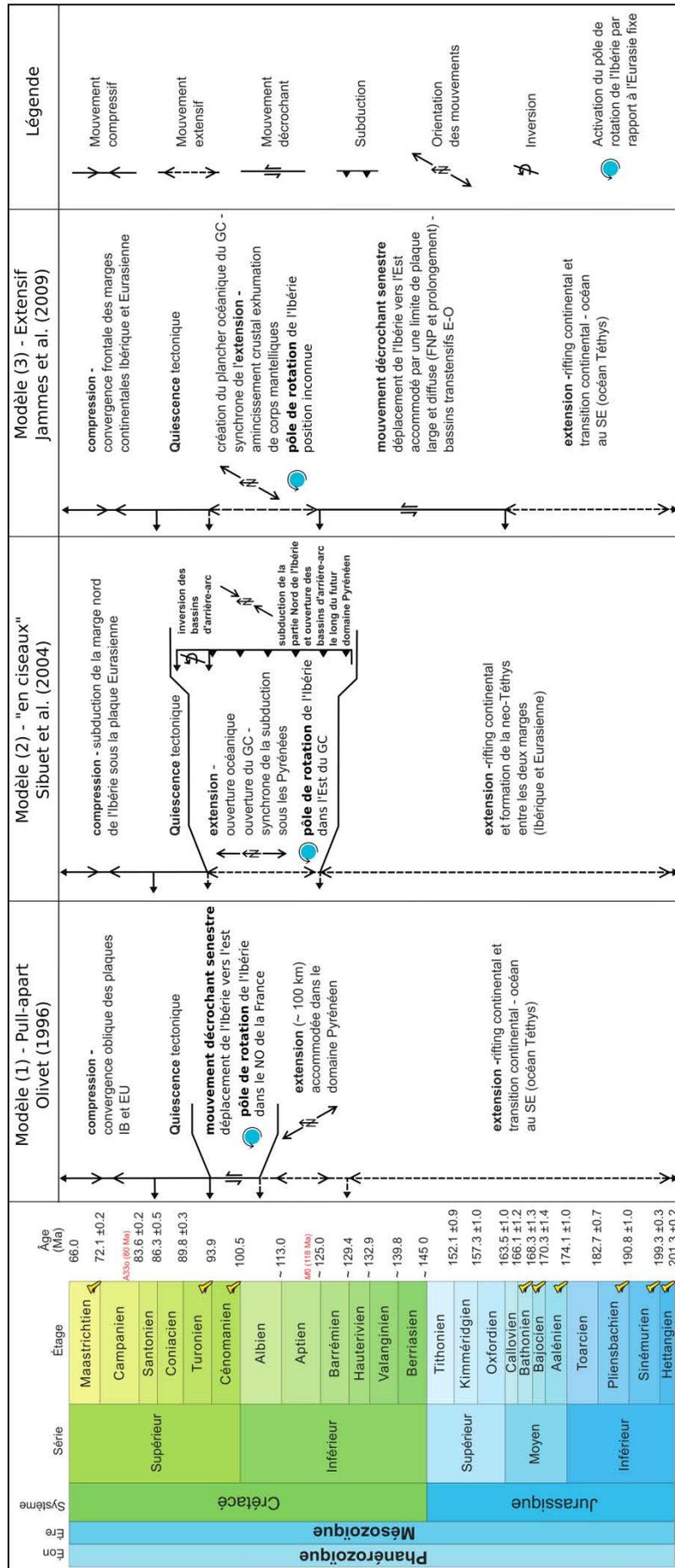
Figure 3 : Reconstitution de la cinématique de la plaque ibérique (IB) par rapport à la plaque eurasienne (EU) à la fin du Jurassique (~145Ma), au Crétacé inférieur (anomalie magnétique « A330 » à 118 Ma) et au Crétacé supérieur moyen (anomalie magnétique « M0 » à 80 Ma) avec l'emplacement du pôle de rotation considéré comme fixe par rapport à l'Eurasie. (A) Modèle (1), de Olivet et al., (1996) qui met en évidence un mouvement extensif, un pôle de rotation du GC qui se déplace entre 118 Ma et 80 Ma, suivi d'un mouvement décrochant sénestre de l'Ibérie vers l'Est le long de la FNP; (B) Modèle (2), de Sibuet et al., (2004) présentant une ouverture « en ciseaux » du Golfe de Gascogne, suivie de la subduction à vergence Nord de la plaque Ibérique et l'extension de bassins d'arrière-arc; (C) Modèle (3), de Jammes et al., (2009) qui fait jouer une limite de plaque large décrochante senestre et diffuse, suivie d'une rotation de l'Ibérie et d'une convergence frontale (modifié d'après Mouthereau et al., 2014).

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Evolution géodynamique

(1) Le premier modèle (Figure 3a) est un modèle de bassin transtensif de type « pull-apart » (Choukroune and Mattauer (1978), Savostin et al. (1986), Olivet (1996)), impliquant un mouvement décrochant sénestre qui pouvait être localisé le long de la FNP suivant Le Pichon et al., (1971) ou une « Zone Transformante Nord Pyrénéenne » suivant Choukroune et Mattauer, (1978). Olivet (1996) propose une double phase de rifting avec : (i) un premier mouvement extensif Barrémien – Albien moyen avec une extension NO/SE (Figure 4) de 100 km accommodée dans le domaine pyrénéen par une faille transformante majeure et un pôle de rotation situé dans le Nord-Ouest de la France ; (ii) un deuxième événement à caractère décrochant (Albien moyen – Coniacien) durant lequel l'Ibérie se déplace le long de la FNP avec un pôle de rotation localisé à la longitude de Bordeaux. Dans ce modèle, la FNP joue un rôle important puisqu'elle représente une limite de faille transformante qui localise le déplacement vers l'Est de l'Ibérie durant l'Aptien-Albien.

(2) Le deuxième modèle (Figure 3b) (Sibuet et al., 2004) basé sur une correspondance parfaite des anomalies entre l'Ibérie et Terre-Neuve est un modèle d'ouverture « en ciseaux » impliquant une subduction (Jurassique sup. / Albien) importante sous les Pyrénées antérieure à l'ouverture du golfe de Gascogne durant l'Albien (Srivastava et al., 1990; Sibuet et al., 2004; Gong et al., 2008; Vissers and Meijer, 2012a, 2012b) (Figure 4). Pour ce modèle le pôle de rotation de l'Ibérie se situe dans l'Est du Golfe de Gascogne à la latitude de Bordeaux. Le modèle de Sibuet et al., (2004) est en accord avec le modèle de Srivastava et al., (2000) vis à vis des données d'anomalies magnétiques *M0* bien que ce dernier place le pôle de rotation dans le domaine pyrénéen (Figure 5). Sibuet et al., (2004) évoque une subduction d'une partie de la lithosphère nord néo-téthysienne pour accommoder le raccourcissement important (100 à plus de 400 km) dans le bassin d'Organya à l'Albien, situé à l'Est des Pyrénées entre la ZSP et la FCSP (Espagne) (Rosenbaum et al., 2002 ; Srivastava et al., 2000 ; Vissers et Meijers, 2012b). De plus, il fait jouer de manière synchrone une extension d'arrière-arc au nord de cette subduction (futur domaine Pyrénéen) pour expliquer les observations structurales et sédimentologiques montrant une extension générale dans les Pyrénées (Figure 5). Dans ce modèle « en ciseaux », la FNP transformante est activée uniquement pendant la collision avant 83 Ma (fin du Santonien).

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Evolution géodynamique



CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Evolution géodynamique

Figure 4 : Synthèse des principaux événements cinématique et géodynamique de la convergence des plaques Ibérique et Eurasienne suivant : Modèle (1) – Olivet et al., (1996) ; Modèle (2) – Sibuet et al., (2004) ; Modèle (3) – Jammes et al., (2009)

(3) Le troisième modèle (Figure 3c) basé sur des données géologiques et géophysiques notamment des marges ibériques et de Terre-Neuve plutôt que sur des données d'anomalies magnétiques propose un mouvement décrochant de l'Ibérie (Jammes et al., 2009) durant la fin du Jurassique et le début du Crétacé (Schettino et Turco, 2010). Les travaux de Jammes et al., (2009), montrent un mouvement de l'Ibérie vis à vis de l'Eurasie accommodé sur une limite de plaque large et diffuse (Choukroune et al., 1973; Mouthereau et al., 2014; Roca et al., 2011 (Figure 4). On observe alors le développement de bassins transtensifs E-O le long de cette limite. C'est à l'Aptien que la cinématique change (Gong et al., 2008) entraînant la rotation de l'Ibérie. La mise en place d'un contexte extensif crée alors une forte segmentation SO-NE du domaine superposé aux structures transtensives précédentes (Ouest de la faille de Toulouse (Souquet et Mediavilla, 1976), la faille de Pampelune (Larrasoña et al., 2003). Par conséquent, on assiste à un amincissement crustal important, voir à l'exhumation locale de corps mantelliques (Clerc et Lagabrielle, 2014; Corre et al., 2016; Jammes et al., 2009, 2010a, 2010b; Lagabrielle et Bodinier, 2008; Lagabrielle et al., 2010; Mouthereau et al., 2014; Tugend et al., 2015) le long de détachements lithosphériques, synchrones de la création du plancher océanique du Golfe de Gascogne actuel (Jammes et al., 2009) (Figure 5). C'est au Crétacé supérieur (~ 80 Ma) que le régime change à nouveau et passe à une convergence frontale (Figure 3 et Figure 4). Dans ce troisième modèle, la FNP accomode presque 400 km du déplacement vers l'Est de l'Ibérie par rapport à L'Europe durant la fin du Jurassique et à l'Aptien. Par conséquent, l'Ibérie n'a pratiquement pas de mouvement vers l'Est après l'Aptien.

L'amincissement des croûtes ibériques et européennes et la mise à l'affleurement locale du manteau lithosphérique durant le Crétacé inférieur sont à l'origine d'un épisode de métamorphisme HT/BP. Pour exemple, dans la Zone Nord Pyrénéenne (massif d'Agly) le métamorphisme albo-cénomaniens (98-87 Ma) a atteint des températures de l'ordre de 500-600 °C pour une pression maximale de 3 à 4 kbar (Golberg et Leyreloup, 1990). Le long de la surface de détachement, la couverture mésozoïque a été étirée, déplacée et plissée (Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Teixell et al., 2016). La subsidence a augmenté dans les bassins séparés par des failles de transfert NE-SW (Jammes et al., 2009) et un fort gradient géothermique a été généré par l'amincissement de la lithosphère (Fillaudeau et al., 2012; Vacherat et al., 2016, 2014) (Figure 6).

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Evolution géodynamique

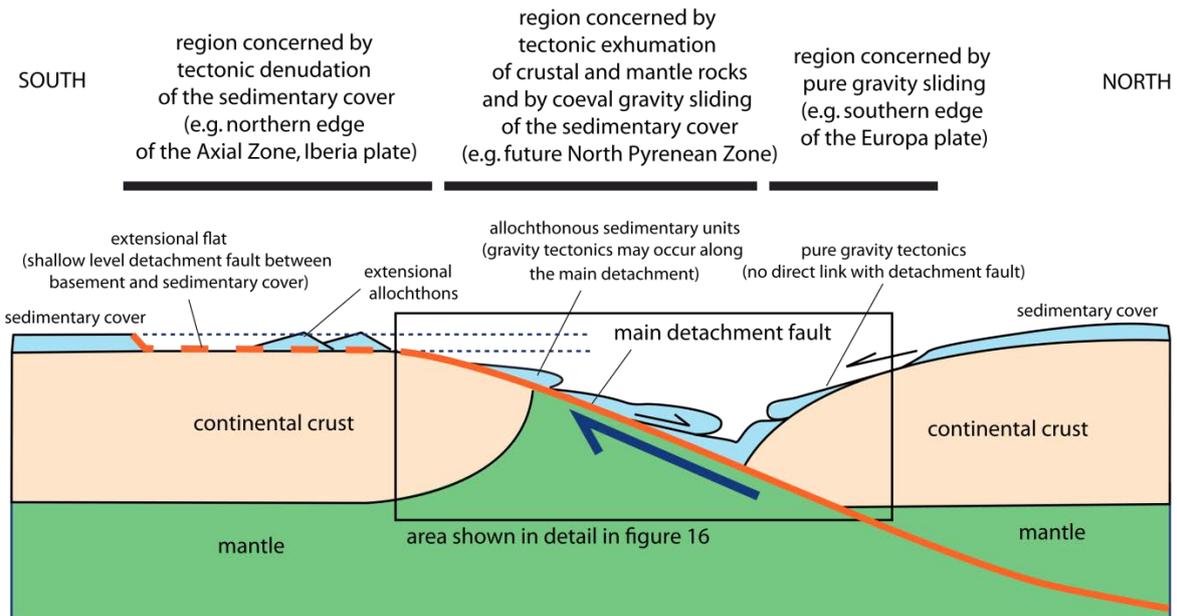


Figure 5 : Modèle conceptuel de la tectonique de détachement et de glissement gravitationnel appliqué à l'évolution pré-collision des Pyrénées, d'après Lagabrielle et al., (2010).

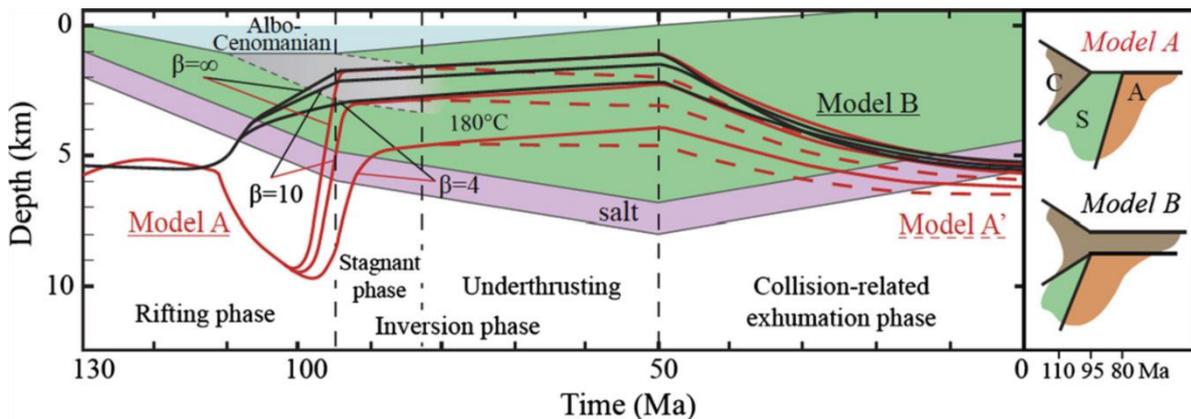


Figure 6 : Comparaison de l'histoire d'enfouissement du bassin de Mauléon, avec différentes profondeurs de l'isotherme 180 °C, prédite à partir de deux modèles thermiques 1D (A et B) de la phase de rifting à la phase de collision. L'évolution de l'enfouissement des dépôts albo-cénomaniens (gris) est distinguée des séries méso-cénozoïques (vert) et de l'eau de mer (bleu). Les profondeurs des isothermes 180°C modélisées par différents facteurs d'amincissement (β_A et β_B) rencontrent rapidement la position des échantillons étudiés après la rupture de la croûte (modèles A et A') ou du manteau (modèle B) après 110 Ma. L'isotherme est maintenue à une profondeur constante après le début de l'inversion tectonique. C : Croute, S : Manteau Sub-continentale, A : Asténosphère. D'après Vacherat et al., 2014.

Dans la figure ci-dessus, Vacherat et al., (2014), ont modélisé l'isotherme 180°C en faisant varier l'amincissement du manteau sub-continentale (*facteurs β_A et β_B*), avec exhumation (modèle A) ou non (modèle B) afin d'en déduire une évolution des températures au cours du temps et par conséquent au cours de l'histoire géodynamique des Pyrénées, de la phase d'hyper-extension à la phase de compression et d'exhumation. Dans le modèle A, le facteur principal

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Evolution géodynamique

contrôlant la profondeur de l'isotherme 180°C est la quantité d'amincissement du manteau sub-continental (lignes rouges pour le modèle A et noires pour le modèle B), cela est également le cas pour le modèle B mais de manière beaucoup moins visible. La différence vient du fait que dans le modèle A le manteau sub-continental est exhumé tandis que pour le modèle B l'asthénosphère reste proche de la surface. Durant l'inversion, entre 95 et 50 Ma (fin de l'hyper-extension – paroxysme de l'orogénèse Pyrénéenne) les isothermes 180°C sont maintenues dans la même gamme de profondeur et cela pour les deux modèles et les différents taux d'amincissement. L'allure des isothermes 180°C correspond à une augmentation linéaire de la chaleur limitée par rapport à la base du bassin de Mauléon (lignes rouges et noires), autrement dit au passage des isothermes 180°C dans les évaporites triasiques. Cependant, lorsque l'épaisseur du manteau sub-continental où la croûte passe sous le bassin est pris en compte durant la phase de charriage, les isothermes 180°C restent plates de 83 Ma à 50 Ma pour les deux modèles (tiretés rouges). Il y a donc parallèlement au maintien des profondeurs des isothermes 180°C, un maintien des températures durant cette phase. L'enfouissement progressif des isothermes 180°C après 50 Ma reflètent donc le premier effet de relaxation lié à l'orogénèse des Pyrénées.

La zone Nord Pyrénéenne a évolué dans un contexte de subsidence et a été marquée par du diapirisme jusqu'au début de la convergence entre les plaque ibérique et européenne à la fin du Santonien ou début du Campanien (Figure 6) (Sibuet et al., 2004; Mouthereau et al., 2014). Le paroxysme de la collision a été atteint au cours de l'Éocène (Figure 6) (Fitzgerald et al., 1999; Roure et Choukroune, 1998).

3. Lithostratigraphie

Les faciès sédimentaires étudiés dans les Chaînons Béarnais évoluent depuis les évaporites jusqu'aux turbidites en passant par les dépôts carbonatés (Figure 7).

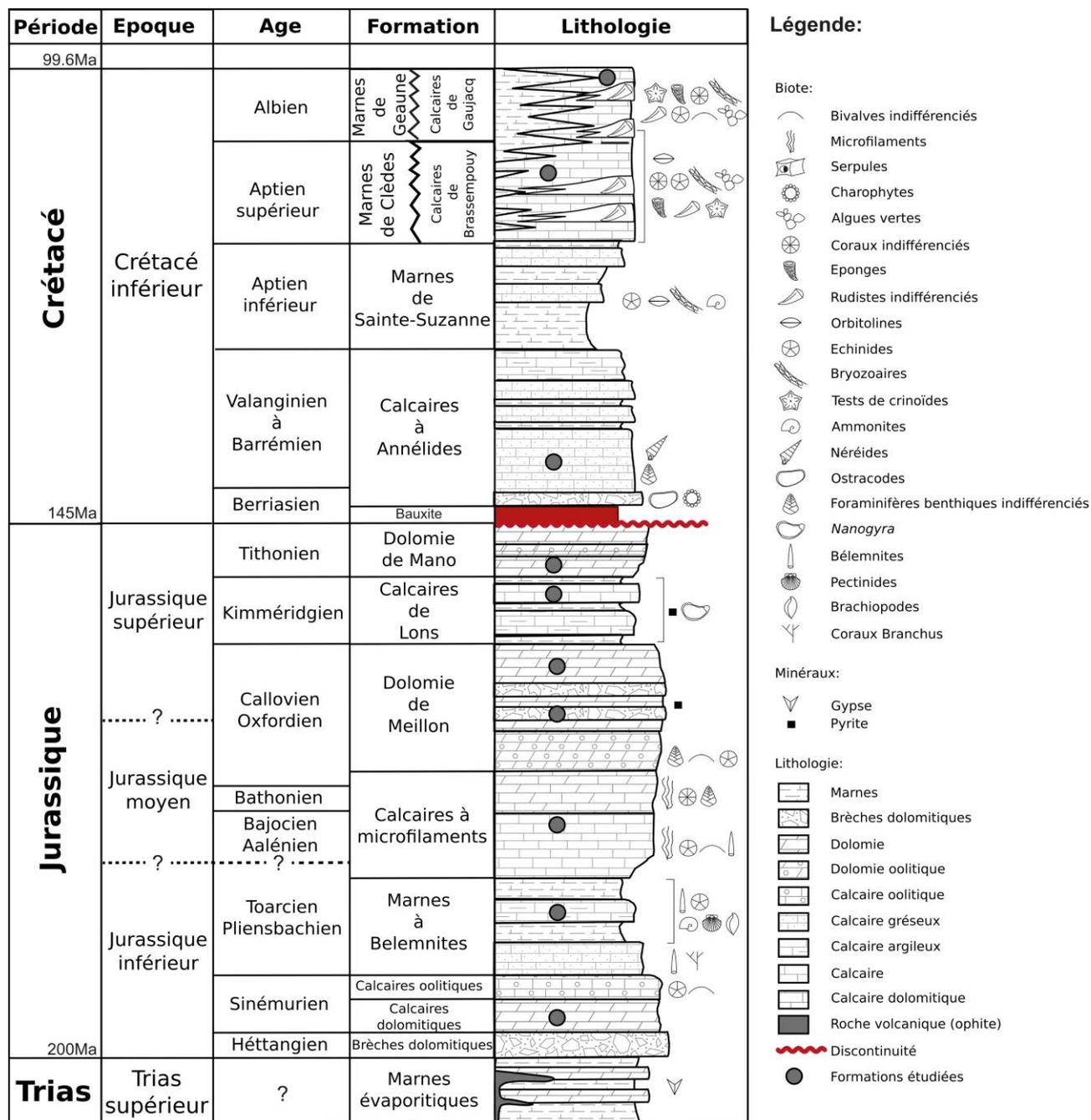


Figure 7 : Colonne stratigraphique de la zone étudiée et localisation des formations étudiées.

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Lithostratigraphie

Les dépôts triasiques sont subdivisés en 6 unités. Les trois premières sont rattachées au Trias inférieur (Buntsanstein), nommé également Trias *gréseux* principalement constitués, (u = unité): (1^{ère} u) de conglomérats (poudingues et pseudo-brèches), (2^{ème} u) de grès puis alternances de grès et argiles rouges et (3^{ème} u) d'argilites rouges siliceuses et/ou dolomitiques et/ou anhydritiques. L'unité suivante (4^{ème} u) correspond au Trias moyen (Muschelkalk), nommé *Trias carbonaté* composé de dolomie sombre, anhydritique alternant avec des argiles noires. Enfin, les deux dernières unités sont rattachées à la partie inférieure du Trias supérieur (Keuper) (Figure 7), nommé *Trias salifère* et est constitué : (5^e u) d'halite majoritairement intercalée avec de l'anhydrite et des argiles rouges et (6^e u) d'argiles salifères, anhydritiques et dolomitiques (Canérot et al., 2001; Castéras, 1970a, 1970b, 1970c, Curnelle, (1983) ; Ternet et al., 2004). Le dernier âge du Trias, le Rhétien sera décrit ultérieurement en lien avec l'Infra-Lias. Le fort taux de subsidence et l'évolution structurale distensive lors du rifting triasique a favorisé l'homogénéisation des faciès au profit de l'épisode évaporitique (Trias salifère) qui a pu s'accumuler sur plus de 1000m d'épaisseur (Curnelle, 1983). Un volcanisme alcalin associés au rifting est à l'origine des ophites intercalées dans les séries triasiques du Keuper (Figure 7) (Beziat et Joron, 1986 et références associées; Fréchengues et Peybernès, 1991). Ces dépôts triasiques ont joué un double rôle dans l'histoire des Pyrénées : (i) ils ont été remobilisés au cours du Crétacé inférieur, le sel va migrer vers les bordures des bassins transtensifs du Crétacé inférieur où il va former des crêtes de sel durant la phase d'extension NE-SO barrémienne - aptienne (Biteau et al., 2006 ; Canerot, 1991 ; Curnelle et al., 1980), (ii) durant la compression Pyrénéenne, les évaporites triasiques ont servi de niveau de décollement.

Le Lias inférieur est caractérisé par une séquence de dépôts qui reprend les unités 4 et 5 du Trias. La transition Trias / Lias se fait avec le dépôt des *Dolomies de Carcans* correspondant à l'unité 4 du Trias, avec la partie inférieure au Rhétien et la partie supérieure à l'Hettangien (inférieur). Les *Dolomies de Carcans* présentent un faciès calcaire plus ou moins argileux et dolomitique (Figure 8a) associé à des nodules d'anhydrite et de fines intercalations d'argiles noires (Figure 8b) et de dolomie. Localement, cette formation peut comporter des oolites ou fantômes d'oolites. Ce faciès est principalement présent au centre du bassin aquitain et peut se présenter sous la forme d'alternances dolomie/anhydrite sur les bordures (Figure 9). Le reste de l'Hettangien est composé d'un deuxième épisode salifère (*zone à anhydrite*), correspondant à la répétition de l'unité 5 du Trias constitué d'une alternance entre de l'anhydrite, de l'halite et de la dolomie (Canérot, 1991, 2001 ; Curnelle, 1983). En revanche les dépôts du Lias

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Lithostratigraphie

supérieur sont caractérisés par l'alternance de marnes et de calcaires argileux riches en bélemnites (Figure 7) (BRGM et al., 1974; Fauré, 2002; Puigdefabregas et Souquet, 1986).

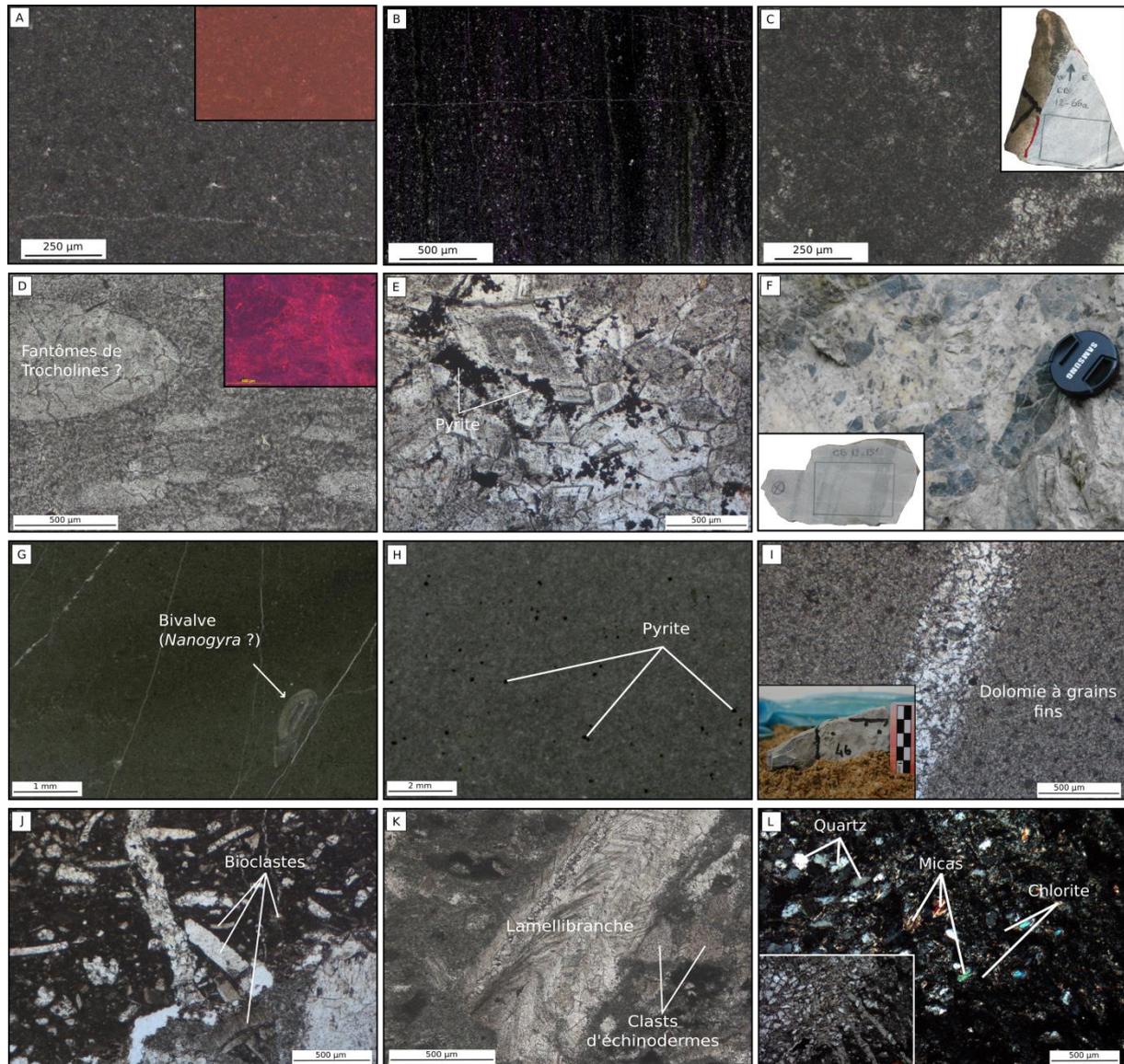


Figure 8 : Exemples de faciès observés dans les chaînons Béarnais. A) Faciès calcaire plus ou moins argileux et dolomitique des « Dolomies de Carcans » observé en lumière polarisée non analysée. Dans l'encadré, photo A) observée en cathodoluminescence présentant le caractère légèrement dolomitique ; B) Faciès (après coloration) correspondant aux intercalations d'argiles noires des « Dolomies de Carcans » observé en lumière polarisée non analysée ; C) Faciès de calcaires à grains fins des « Calcaires à microfilaments » observé en lumière polarisée non analysée. Dans l'encadré, tranche sciée dans l'échantillon correspondant à la lame observée montrant le caractère fin de la matrice à l'échelle macroscopique ; D) Faciès à dolomites noires avec de rares Trocholines des « Dolomies de Meillon » observé en lumière polarisée non analysée. Dans l'encadré, photo de D) en cathodoluminescence ; E) Faciès des « Dolomies de Meillon » présentant des pyrites (diagénétiques) entre des rhomboèdres de dolomie, observé en lumière polarisée non analysée ; F) Photographie à l'affleurement de la formation des « Dolomies de Meillon » exposant le caractère bréchiq. Dans l'encadré, photo d'une tranche sciée dans un échantillon appartenant à cette formation et présentant des laminations certainement dues à des tapis alguaire ; G) Faciès calcaire noir à grains fin alternant avec des marnes noires contenant des bivalves du genre « Nanogyra » de la formation des « Calcaires de Lons », observé en lumière polarisée non analysée ; H) Faciès plus calcaire de la formation des « Calcaires de Lons » contenant des pyrites, observé en lumière polarisée non analysée ; I) Faciès dolomitique à teinte claire et grains fins de la formation des « Dolomies de Mano », observé en lumière polarisée non analysée. Dans l'encadré, photo de l'échantillon à l'échelle macroscopique présentant un

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Lithostratigraphie

patine claire représentatif de la formation ; J) Faciès carbonaté plus argileux et bioclastiques correspondant à la formation des « Dolomies de Mano » à la fin du Jurassique, observé en lumière polarisée non analysée ; K) Faciès calcaire clair de plate-forme peu profonde à bioclastes (lamellibranches et test d'échinodermes) des « Calcaires de Brassempouy », observé en lumière polarisée non analysée ; L) Faciès argilo-gréseux de la formation des « Marnes de Geaune » psammitique, présentant des grains de quartz et de micas (blancs) et de la chlorite, observé en lumière polarisée non analysée.

Les dépôts du Jurassique moyen (Dogger) sont représentés par des calcaires à grains fins renfermant des filaments microscopiques (algues ?), des débris de Bélemnites, d'Echinodermes et de Lamellibranches principalement (formation *Calcaires à microfilaments*) (Figure 7 et Figure 8c), pouvant atteindre 120m d'épaisseur dans l'anticlinal de Sarrance et des dolomites noires à rares Trocholines (Figure 8d) et rares pyrites (Figure 8e) localement bréchifiées (Figure 8f) (*Dolomie de Meillon*) pouvant atteindre 400m d'épaisseur dans les Chaînon Béarnais (Castéras, 1970a, 1970b; Delfaud, 1973).

Du Lias jusqu'à la fin du Dogger, un approfondissement se fait vers l'Ouest du bassin aquitain, la sédimentation était ainsi dominée par les dépôts distaux (formation *Calcaires à microfilaments*) avec une transition latérale vers l'Est de dépôts carbonatés de plateforme peu profonde (*Dolomie de Meillon*) (Figure 8d, e, f et Figure 9) (Biteau et al., 2006).

Le Jurassique supérieur (Malm) est constitué de la formation de la *Dolomie de Meillon* (détaillée ci-dessus) datée de la fin du Dogger et de l'Oxfordien qui est recouverte par des calcaires noirs à grains fins comportant des pyrites du Kimméridgien alternant avec des marnes noires contenant des bivalves du genre *Nanogyra* (*Calcaires de Lons*) (Figure 8g, h) pouvant atteindre 250m d'épaisseur sur le flanc nord de l'anticlinal de Sarrance et seulement 15m sur son flanc sud (Figure 7) (Montagné, 1986; Serrano et al., 2006). Cet intervalle de temps correspond à une phase de différenciation de la plateforme carbonatée intimement liée à un mouvement extensif (e.g chapitre précédent). Le bassin peut être subdivisé en une plateforme interne avec le développement des dolomites (*Dolomie de Meillon* et formation d'*Ossun*) (Figure 7) dans la partie sud du bassin aquitain et un environnement marin ouvert dans la partie nord avec le développement des marnes noires qui vont remplir les bassins d'Adour et de Parentis qui vont prendre naissance dans la partie Sud du bassin aquitain à la fin du Jurassique et au Crétacé lors de la reprise de l'extension associée aux mouvement transtensionnels E-O (Figure 9). La limite entre les deux domaines se situe au niveau du sous-bassin d'Arzacq. Les formations du Kimméridgien sont les témoins d'un environnement stable de dépôts affecté localement par la condensation, en lien avec une tectonique salifère syn-sédimentaire le long de failles de socles dont la base est la Fm. *Calcaires de Lons* décrite au-dessus.

Le Tithonien consiste en des dolomies à teinte claire et grains fins qui peuvent présenter des couches oolithiques (*Dolomites de Mano*) (Figure 8i) (Montagné, 1986; Serrano et al., 2006). Ces dépôts sont absents dans l'anticlinal de Sarrance. Le Tithonien et une partie du Kimméridgien sont localement érodés et la discordance est localement couverte par des bauxites d'âge Berriasien visibles dans les Chaînonns Béarnais (Canérot et al., 2005 ; Castéras, 1970 ; Lenoir et al., 2014 ; Peybernès et Souquet, 1984 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986). La fin du Jurassique est marquée par une régression générale (phase tectonique Néo-Cimmérienne) aboutissant à la mise en place des faciès péritidaux (Biteau et al., 2006 ; Bouroullec et Deloffre, 1969) et de faciès oolithiques et/ou bioclastique de la formation *Dolomie de Mano* (Figure 8j). À la fin du Tithonien le bassin est de nouveau séparé en deux domaines, avec au Sud-Est une plateforme interne sujette à l'érosion et un environnement plus marin au Nord-Ouest où les séries complètes sont déposées (pour exemple, l'Est du sous-bassin d'Arzacq évoqué plus haut) (Figure 9).

Du Berriasien au Barrémien les calcaires marneux et sableux (*Calcaires à Annelides*) couvrent le niveau de bauxites (Figure 7) (Castéras, 1970c). Ces calcaires témoignent de la fin de la régression et du début d'une nouvelle transgression. Cet intervalle est constitué de plusieurs dépôts, reposant sur la croûte bauxitique, une brèche calcaire (multicolore) avec des clasts de Characées et d'Ostracodes (fin du Berriasien dans un environnement de dépôt lacustre) surmontée par des calcaires à Annélides gréseux avec des occurrences de Nérinées et foraminifères (indifférenciés) intercalés avec des marnes noires dans la partie supérieure, pour finir par un faciès toujours calcaire mais plus argileux (Valanginien à Barrémien dans un environnement fluvial à tidal) (Biteau et al., 2006 ; Canérot et al., 1990, 1992). Le Barrémien est plus représentatif d'une transgression marine peu profonde. Les variations du niveau-marin (cycles de transgression-régression) et la tectonique salifère active le long des bordures des bassins liés à la phase néo-cimmérienne sont responsables des variations lithologiques lentes et continues. En effet, la phase néo-cimmérienne a entraîné des déformations de grandes longueurs d'ondes accommodées par les évaporites Triasiques (sel) avec localement du diapirisme durant l'hyper-extension (Albien) (Canérot, 2005). Ces mouvements marins et halocinétiques ont induit une différenciation entre le Nord avec un environnement de dépôt marin ouvert (sous-bassin de Parentis) et le Sud où le domaine aquitain est resté protégé de la Thétys (Bouroullec et al., 1979 ; Biteau et al., 2006) (Figure 9). Les unités correspondantes aux différents cycles de regression-transgression dans la partie Sud ne seront pas détaillées ici.

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Lithostratigraphie

L'Aptien inférieur est caractérisé par des marnes noires alternant avec des calcaires sableux (*Marnes de Sainte-Suzanne*) (Figure 7). L'ouverture du Golfe de Gascogne marque une forte différenciation de la paléogéographie et l'éloignement des marges ibérique et eurasienne liées à la différenciation des sous-bassins en pull-apart (Parentis au Nord, Adour – Arzacq – Tarbes au Sud). Des environnements de plateforme externe caractérisaient le centre de ces sous-bassins (Figure 9). Leurs bordures où les taux de sédimentation étaient plus faibles étaient couvertes par des carbonates néritiques.

Les formations de l'Aptien supérieur (*Calcaires de Brassempouy*) (Figure 8k) constituées de calcaires clairs de plate-forme peu profonde riches en constructions coralliennes et de rudistes (faciès *Urgonien*) puissants en moyenne de 400m qui couvrent la formation des *Marnes de Sainte-Suzanne* (Figure 7) (Bouroullec et al., 1979; Delfaud, 1969; Garcia-Hernandez, 1979; N'Da Loukou, 1984 ; Peybernès, 1976) sont les témoins d'une séquence transgressive marine et peuvent être trouvés sur le flanc nord de l'anticlinal de Bielle – Lurbe et sur l'anticlinal de Sarrance. La formation des *Calcaires de Brassempouy* correspond aux carbonates de bordure de plateforme (type *Urgonien*) du sud du bassin aquitain qui ont été déplacés vers le sud (Figure 9). A l'inverse, au nord, les bassins profonds de Lacq et de Tarbes contiennent des dépôts de bassins marneux. Latéralement, les calcaires passent à des marnes noires riches en fragments de crinoïdes et en spicules de spongiaires (*Marnes de Clèdes*) correspondant à un environnement de dépôt de plateforme externe.

Les dépôts de la base de l'Albien sont composés d'épais niveaux marneux enrichis en spicules de spongiaires (*Marnes de Geaune*) et évoluant latéralement vers des grès psammitiques (Figure 8l) ou vers la formation de *Calcaires de Gaujacq* riche en rudistes et coraux sur les bordures des sous bassins (Figure 9) comme à Arudy et au Mail Arrouilh dans les chaînons Béarnais (Billard et Deloffre, 1963). L'Albien supérieur marqué par l'hyper-extension et en conséquence par la réactivation des structures anticlinales néo-cimmériennes est témoin de mouvements liés à la tectonique salifère (le stock d'évaporites Triasique n'étant pas épuisé) sous forme de diapirs. De plus, les zones de forte subsidence migrent vers le Sud au niveau des sous-bassins d'Arzacq et de Tarbes. De manière synchrone, une transgression majeure envahit le domaine et ses marges dans la partie Nord déposant les marnes bathyales à néritique externe de la formation des *Marnes d'Assat* (Figure 9).

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Lithostratigraphie

Le Crétacé supérieur consiste en une épaisse unité turbiditique (Roux, 1983). Durant cette période on assiste à une transgression généralisée qui recouvre l'intégralité du bassin aquitain par des dépôts de flyschs (turbidites) (Figure 9).

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Lithostratigraphie

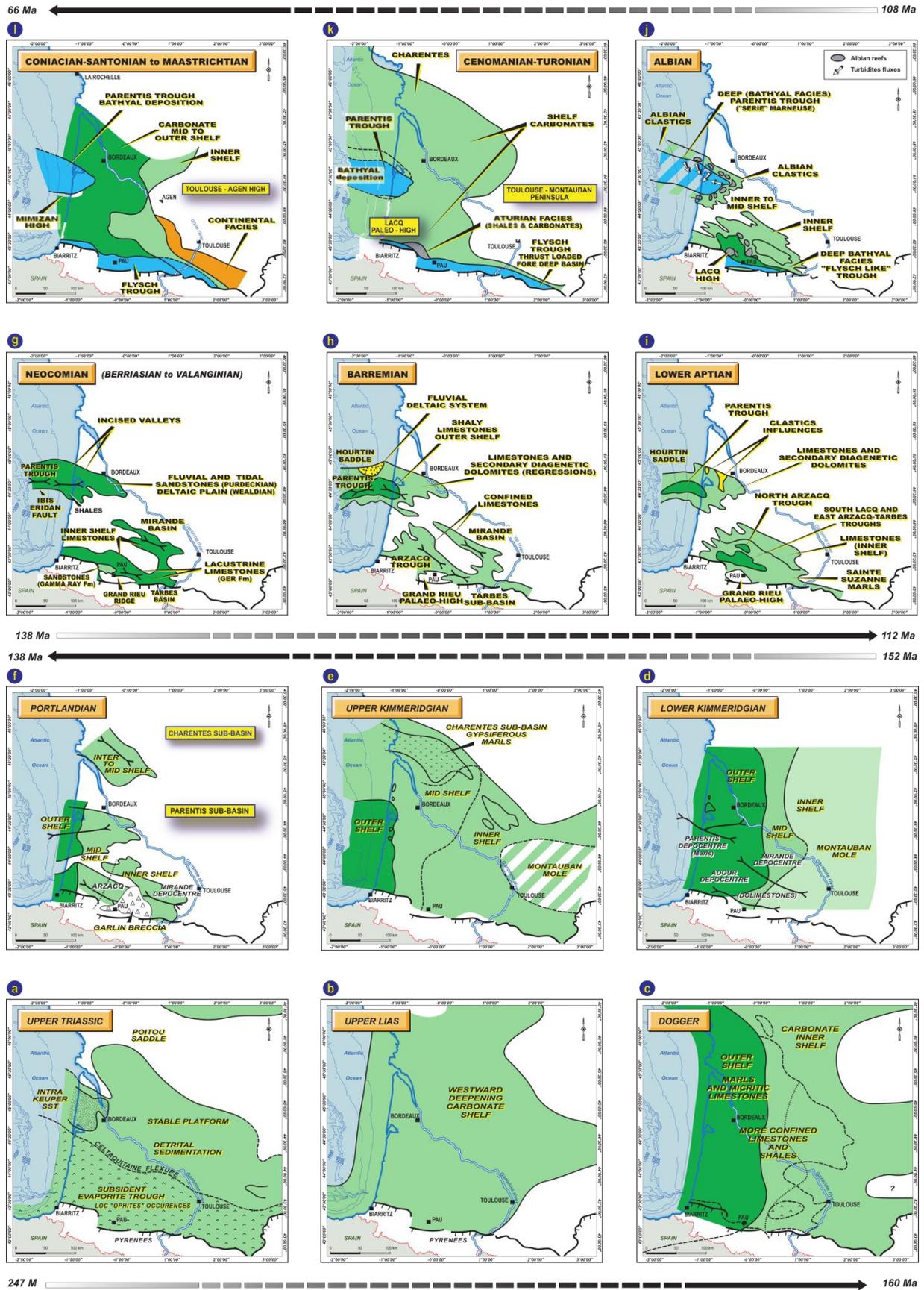


Figure 9 : Evolution paléogéographique du bassin aquitain du Trias supérieur au Maastrichtien (Mésozoïque), modifié d'après Biteau et al., 2006.

4. Généralités sur les gisements d'hydrocarbures du Sud-Ouest Français

4.1 Historique et production

Le domaine Nord Pyrénéen et le bassin aquitain sont très connus pour la présence de nombreux gisements d'hydrocarbures. En effet, le bassin aquitain est le premier producteur de gaz en France avec la découverte du premier gisement, St. Marcet, en 1939 et le premier producteur d'huile jusqu'en 1986 avant l'exploitation du bassin de Paris (Serrano et al., 2006). Il produit du gaz depuis 1942 et du pétrole depuis 1949. En 2004 il représentait 95 % de la production du territoire Français en gaz et 45 % de la production en huile. Cela est équivalent à 99 % du gaz extrait en France et 61,5 % de l'huile depuis le début de l'exploitation. L'ensemble des découvertes d'hydrocarbures, à l'exception de St. Marcet se sont faites à l'aide de données sismiques, gravimétriques et magnétiques. Le développement des techniques de forages (augmentation des taux de pénétration dans la roche) a également permis une exploration plus large (Bourrouilh et al, 1995).

La majorité du gaz est extraite dans le sous-bassin de l'Adour-Comminges dont Lacq qui a été découvert en 1949 (Bourrouilh et al., 1995) en est le principal gisement. Ce dernier a cessé d'être exploité en 2012 mais assurait à lui seul 70 % de la production nationale en gaz. L'huile produite en France est extraite au 3/4 (49 Mt) dans le sous-bassin de Parentis contre 1/4 dans le sous-bassin de l'Adour (15 Mt) dans l'Est du bassin aquitain (Perrodon, 1980, 1985)

De manière exhaustive, en 2004, le bassin aquitain principalement gazéifère a produit 93 % (de la production totale du bassin) de gaz à partir de 7 gisements encore en activité : Lacq profond (3/4 de la production), Meillon (15%), Le Lanot (3,5%), Pécorade (3%), Vic-Bilh (3%), le réservoir de Rousse (1,5%) et Andoins (0,2%) ; Et 7 % (de la production totale du bassin) d'huile à partir de 6 gisements : Lagrave (37%), Pécorade (26%), Vic-Bilh (25,5%), Castéra-Lou (6%), Montastruc (5%) et Lacq supérieur (0,5%) (Serrano et al., 2006) (Figure 10).

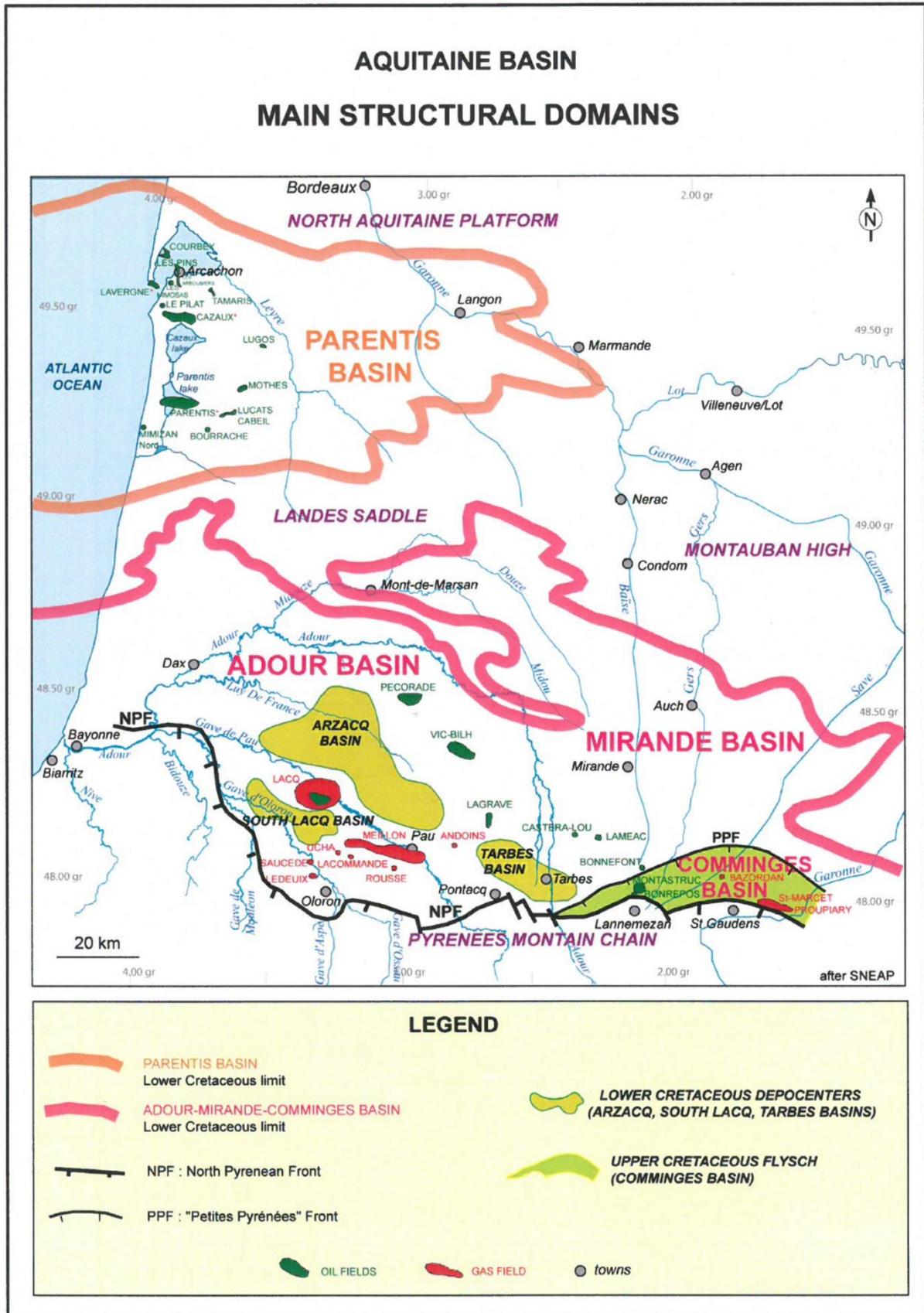


Figure 10 : Principaux domaines structuraux du bassin aquitain et localisation des bassins et sous-bassins à hydrocarbures du bassin sud-Aquitain (d'après SNEAP).

4.2 Les couches réservoirs et couvertures

Les réservoirs d'hydrocarbures du bassin sud-Aquitain sont essentiellement Mésozoïque, principalement dans le Jurassique supérieur et dans le Crétacé inférieur et sont situés à des profondeurs de 2000 à 5000 m. Bien qu'il y est des évidences d'hydrocarbures dans les séries Paléozoïque et Tertiaire, elles ont été pratiquement inexplorées (Mullan, 1984) du fait qu'il y est encore des prospects dans le Crétacé inférieur mieux connus. La plupart se sont développés dans des carbonates fracturés notamment dans le Jurassique (bassins d'Adour : Lacq, Meillon, etc..) où la fracturation est plus importante que dans le Crétacé supérieur (Bourrouilh et al., 1995). Les principales couches réservoirs sont la « Dolomie de Mano » (Tithonien) avec 49,5 % des réserves en gaz et 37 % d'huile, et la « Dolomie de Meillon » (Kimméridgien inférieur) avec 10 % des réserves de gaz et sont toutes deux localisées au voisinage de la discordance Jurassique-Crétacé.

La « Dolomie de Meillon » est gazéifère à Meillon et à Saucède, Oléifère à Osmets (Figure 11). Les calcaires argileux de la « Formation de Lons » (Kimméridgien supérieur) jouent à la fois le rôle de couverture et de roche mère. Cette formation sépare la *Dolomie de Meillon* de la *Dolomie de Mano* qui constitue le principal réservoir du sous-bassin de l'Adour. Ce dernier est gazeifère à Lacq, Meillon et Cassourat, et est oléifère à Pécorade et Vic-Bilh (Figure 10). Cette couche a une épaisseur variant de 0 à 200 m en fonction de l'intensité de la discordance de la fin Jurassique. C'est la porosité et la perméabilité liées aux fractures qui favorisent la productivité et l'exploitation des puits (Umbhaeur et al., 1994). La « Brèche de Garlin » datée également du Tithonien et qui recouvre la « Dolomie de Mano » au Nord peut également être une couche réservoir. Cette formation composée de faciès lacustres (Biteau et al., 2006) n'est pas présente dans les Chaînon Béarnais mais se trouve principalement dans le bassin d'Arzacq. Les sédiments crétacés discordants tels que les « Argiles du Gamma-Ray » (Néocomien), les « Argiles du Latéolog » et/ou les « Calcaires à annélides » (Barrémien), les « Marnes de Sainte-Suzanne » (Aptien) ou les « Flysch du Crétacé supérieur » assurent la couverture imperméable (Cussey et Pabian-Goyheneche, 1997). Les « Argiles Gamma-Ray » et les « Argiles du Latéolog » sont les équivalents latéraux plus au Nord des « Calcaires à annélides » présents dans les Chaînon Béarnais (Figure 11). Les « Argiles du Gamma-Ray » présentent un faciès marneux (argiles noires à brunes à gros quartz) et évoluent vers un faciès plus sableux en direction de l'Ouest. Les « Argiles du Latéolog » correspondent à des couches à tendance évaporitique ou supratidale avec une alternance d'argile grise et de calcaire dolomitique. Les calcaires argileux kimmeridgiens de la « Formation de Lons » servent à la fois

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Les gisements d'hydrocarbures

de couverture et de roche mère au même titre que les « Calcaires à annélides » et les « Marnes de Sainte-Suzanne » et incarnent la limite entre ces deux réservoirs dolomitiques (Espitalié et Drouet, 1992).

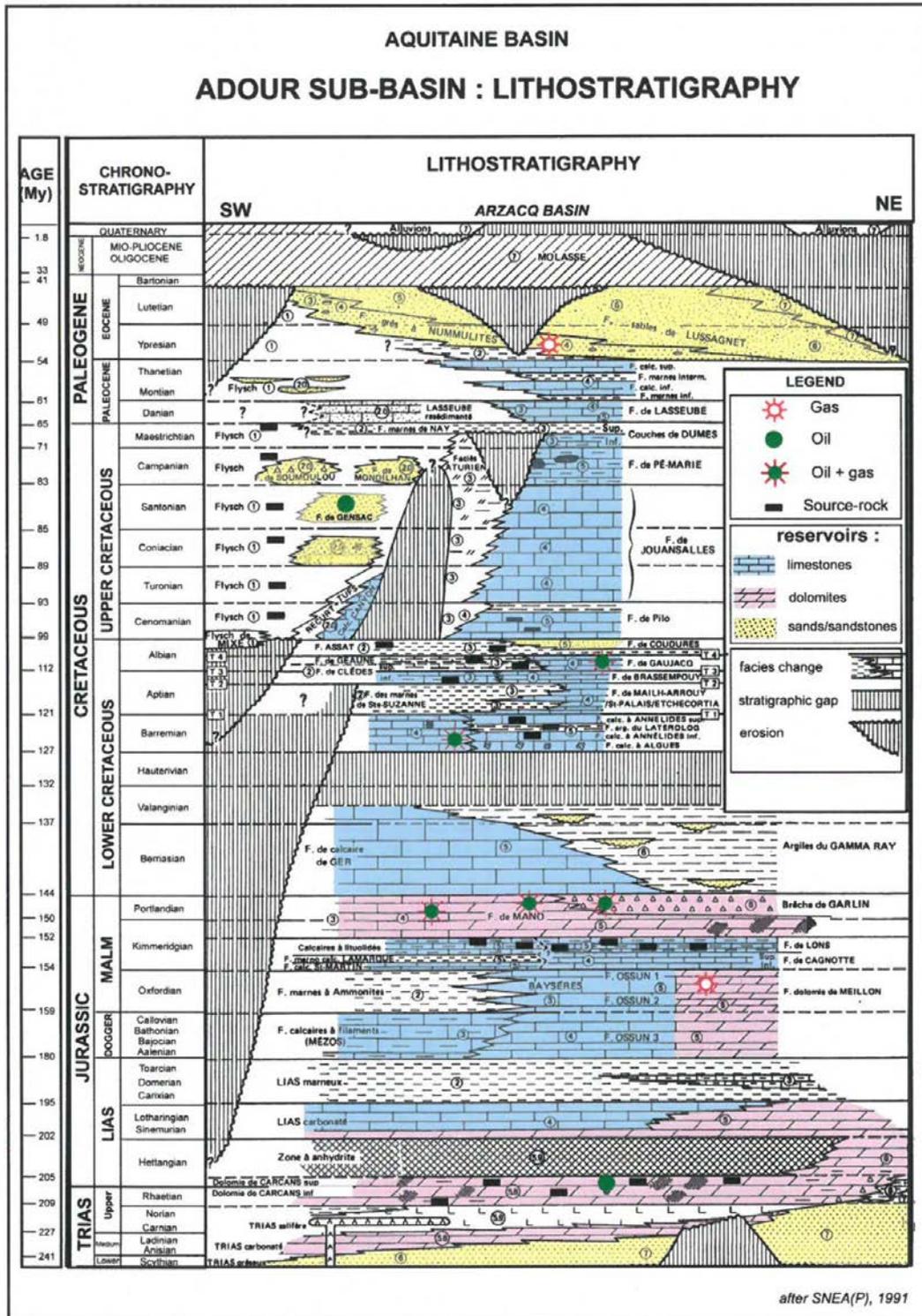


Figure 11 : Lithostratigraphie du Bassin de l'Adour, d'après SNEA(P), 1991.

4.3 Les pièges pétroliers du bassin aquitain et migration des hydrocarbures

Les fortes variations de l'évolution lithologique et structurale du bassin aquitain ont conduit à une grande variété de pièges à hydrocarbures. En effet, deux forages voisins au sein d'une même structure (piège) peuvent présenter des paramètres (perméabilité, porosité par exemple) différents. Dans le bassin aquitain, les pièges à hydrocarbures sont le résultat de l'histoire géodynamique complexe du massif des Pyrénées, des mouvements entre les plaques Ibérique et Eurasienne (Jammes et al., 2009 ; Olivet et al., 1996 ; Sibuet et al., 2004) jusqu'à l'orogénèse de la chaîne Pyrénéenne (Fitzgerald et al., 1999 ; Roure et Choukroune, 1998). L'histoire tectono-sédimentaire a été fortement affectée par le jeu des directions héritées du socle Paléozoïque (N20°, N50-70°, N110° et N160°) (Autran et Cogné 1980 ; Canérot et al., 2005 ; Cogné et Wright 1980 ; Mattauer et Séguret, 1966 ; Vissers, 1992 ; Winnock 1971). Ces directions structurales vont être réactivées lors de la phase Néo-Cimmérienne (Canérot et al., 2005), de l'hyper-extension au Crétacé supérieur (Bourrouilh et al., 1995 ; Le Vot et al., 1996) et lors de la compression Pyrénéenne (Vergés et al., 2002) et vont ainsi être à l'origine de multiples structures (anticlinaux, blocs faillés, etc ...).

Les pièges pétroliers dans le sud du bassin aquitain sont principalement hérités de structures du Crétacé inférieur et se présentent sous différentes formes : structurale, stratigraphique, un mélange des deux, ou encore lié à la tectonique salifère. Ils peuvent être au sein d'anticlinaux comme pour les gisements de Lacq et de St. Marcet (Figure 12), liés à des mouvements salifères durant la sédimentation comme les gisements de Vic-Bilh, de Lacq profond et du champ à huile de Parentis (Bourrouilh et al., 2005) ou encore au sein de blocs faillés pour le gisement de Meillon et de Rousse (Figure 12) (Serrano et al., 2006).

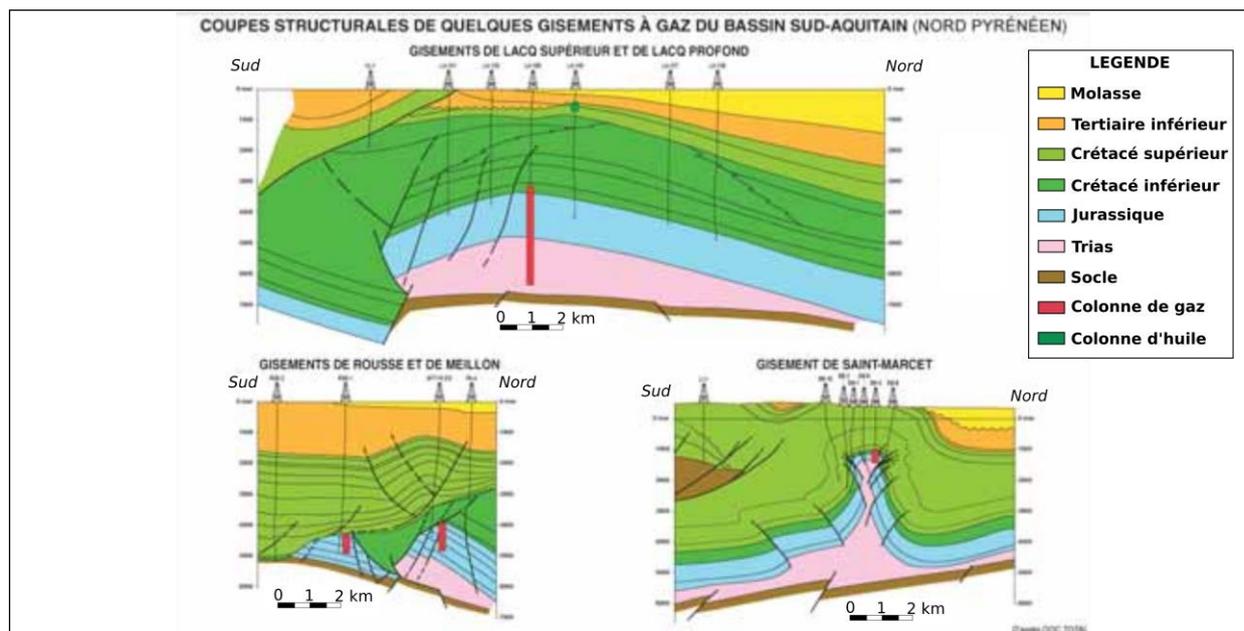


Figure 12 : Coupes géologiques des gisements à gaz de Lacq, de Rousse et Meillon et de Saint-Marcet, modifié d'après Doc Total.

Les pièges mixtes des gisements de Parentis (Figure 13), Lugos et Lucats-Cabeil se trouvent dans des anticlinaux faillés tandis que le gisement de Mimizan présente un piège semi-stratigraphique (« demi » anticlinal NO-SE limité à l'Ouest par une faille normale NE-SO). Le gisement de Cazaux supérieur présente un exemple de piège stratigraphique (plusieurs lentilles grésio-conglomératiques d'origine turbiditique). Canérot et al. (2005), réduit les pièges à deux types dominants : (i) le premier lié à des anticlinaux compressif au-dessus de structures salifères (type champs de Lacq, de St. Marcet et de Bonrepos-Montastruc comme énoncés précédemment) (Figure 12) et (ii) un deuxième genre de piège lié aux discontinuité le long des flancs des structures salifères (types champs de Meillon, Rousse, Lacommande ou encore Casteralou et Vic-Bilh cité précédemment) (Figure 12 et Figure 13).

La plupart des roches mères sont présentes principalement dans les carbonates argileux du Jurassique et potentiellement dans les schistes argileux du Crétacé inférieur (Bourrouilh et al., 2005) et la majorité des couches réservoirs se situent proche de la limite Jurassique – Crétacé inférieur (cf partie 1.4.2). Ainsi, bien que la maturation des roches mères semble tardive (liée à la subsidence et à l'enfouissement Tertiaire) d'après Bourrouilh et al. (1995) et Le Vot et al. (1996), et de l'Albien jusqu'à l'actuelle pour Biteau et Canérot (2007), la formation précoce de pièges (anticlinal, discontinuité, formation de dôme de sel inachevée, stratigraphique, etc ...) à des intervalles stratigraphiques variés a certainement augmenté les chances d'obtenir une combinaison efficace de source, de voie de circulation, de réservoir et de couche perméable favorisant la production d'hydrocarbures (Bourrouilh et al., 1995 ; Canérot et al., 2005).

CHAPITRE 1 : Etat de l'art – Les gisements d'hydrocarbures

Cependant, aucun indice ne permet de placer la migration des hydrocarbures anté-, syn- ou post-orogénèse Pyrénéenne de manière certaine.

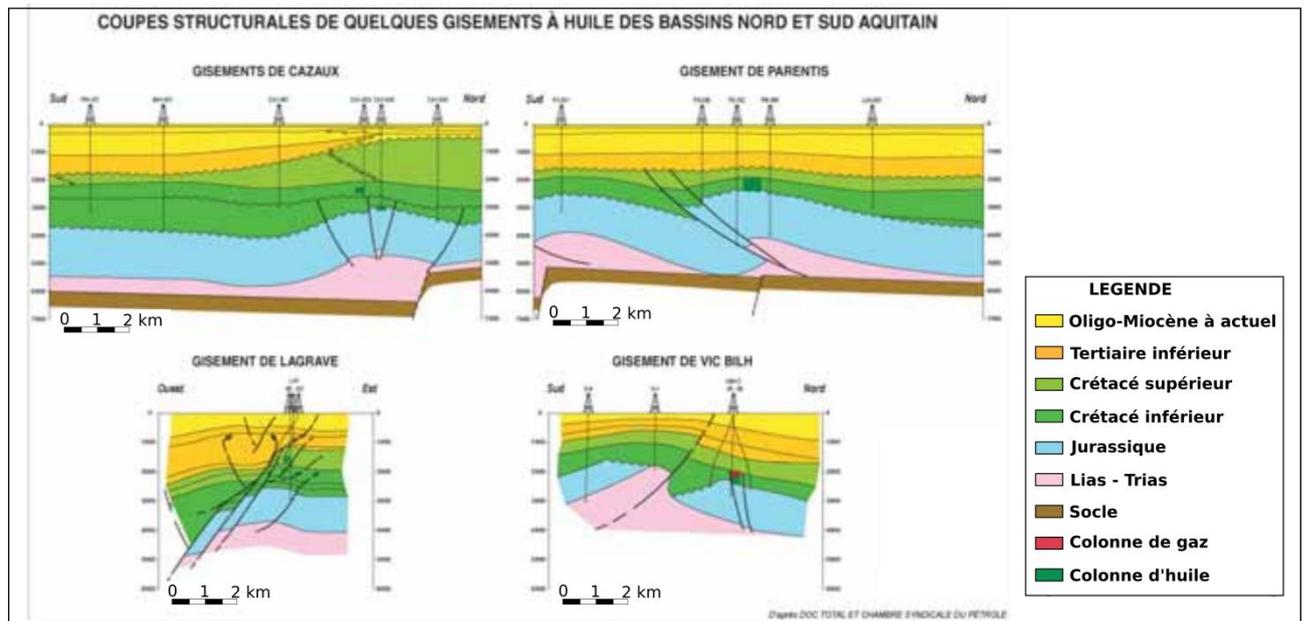


Figure 13 : Coupes géologiques des gisements à huiles de Cazaux, Parentis, Lagrave et Vic-Bilh, modifié d'après DocTotal.

PROCÉDURES

ANALYTIQUES

CHAPITRE 2 : Procédures analytiques

Ce chapitre porte sur la présentation détaillée de l'ensemble des procédures et méthodes analytiques appliquées lors de ce travail. L'étude structurale, pétrographique, géochimique ainsi que l'analyse des inclusions fluides constituent un ensemble d'outils permettant la détermination des paragenèses minérales et les paléofluides associés, au cours de l'enfouissement et/ou de l'exhumation des sédiments. Ces méthodes qui seront présentées dans les sections suivantes forment un protocole complet qui a été utilisé dans cette étude. Ce chapitre se concentrera tout d'abord sur la méthodologie et les outils analytiques employés pour l'échantillonnage et l'analyse structurale et microstructurale avant de présenter chaque outils d'analyses minéralogiques et géochimiques utilisés sur les ciments des veines et de leurs encaissants.

1. Données structurales

1.1 Campagnes d'échantillonnage et relevés de mesures structurales sur le terrain

L'échantillonnage a été effectué au cours de deux campagnes (novembre 2012 et octobre 2013), principalement le long des flancs des anticlinaux de Bielle-Lurbe, Sarrance et Layens, tous orientés Est-Ouest. Le Col de Bergout, le Mail Arrouy, l'Est de St Pé-de-Bigorre, le Pic de l'Escuret et le Col de Launde ont également été prospectés (Figure 2b). Une troisième campagne a été réalisée en Juin 2014, dans le but d'échantillonner cette fois les charnières de ces anticlinaux et de relever également des données structurales pour comparaison avec les données provenant des flancs. Les fronts de taille en bord de route sont des sites de choix pour notre étude car ils représentent les affleurements les plus accessibles et dévégétalisés pour le prélèvement et le relevé de mesures structurales. De plus, ces sites recoupent les anticlinaux le long d'axes Nord-Sud matérialisés par 5 vallées : les vallées de Barétous, Lourdios, Aspe, Ossau et Ouzom (Figure 2b). Chaque échantillon a été orienté et les orientations de leurs veines respectives mesurées à l'affleurement. Des mesures structurales supplémentaires sans échantillonnage de veines et de joints ont été effectuées sur chaque site pour permettre un traitement statistique en aval des potentielles familles de fractures.

1.2 Traitement et préparation en laboratoire

La méthode de prélèvement sur le terrain permet de réorienter en laboratoire les échantillons à l'aide d'un équipement spécifique, « Platine orientable », conçu au laboratoire GeoRessources. Cet équipement consiste en une platine circulaire graduée de 0° à 360° fixée à un axe vertical mobile pour orienter les échantillons. Un second axe horizontal, gradué et parallèle à la platine permet de reporter les pendages (Figure 14).

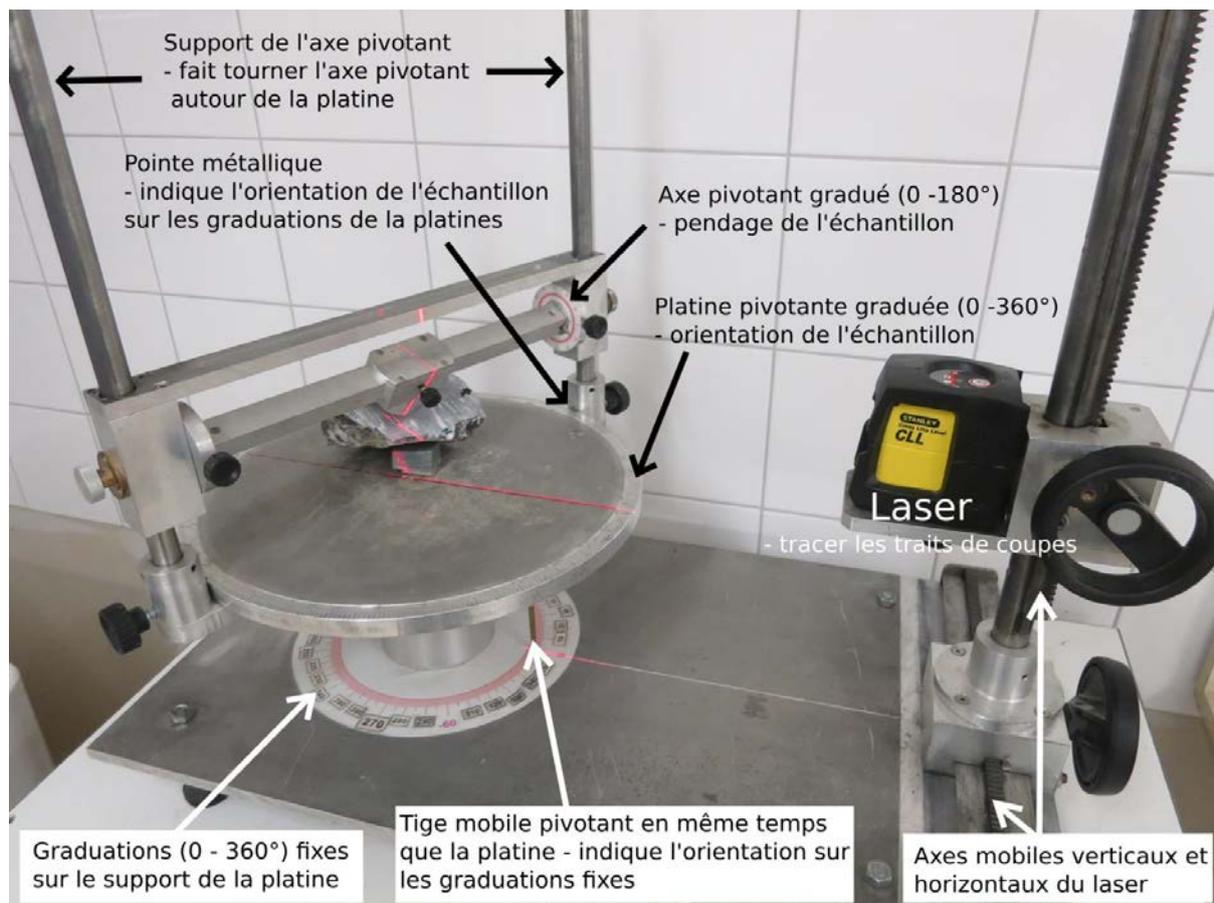


Figure 14 : Illustration explicative du fonctionnement et des composants de la « Platine orientable ».

Cet outil permet de réorienter en laboratoire les échantillons tels qu'ils étaient à l'affleurement. Cela a pour but de d'orienter le trait de coupe sur les échantillons avec une orientation connue, préférentiellement N/S et E/O, vertical, afin de faciliter la réorientation de ces derniers et la mesure de nouvelles fractures visibles uniquement après découpe du sucre ou après préparation des lames minces et/ou épaisses en s'affranchissant de leurs orientations initiales (mesurées sur le terrain) (Figure 15).

Au final environ 500 mesures structurales ont été collectées sur 18 sites (Annexe. 1).

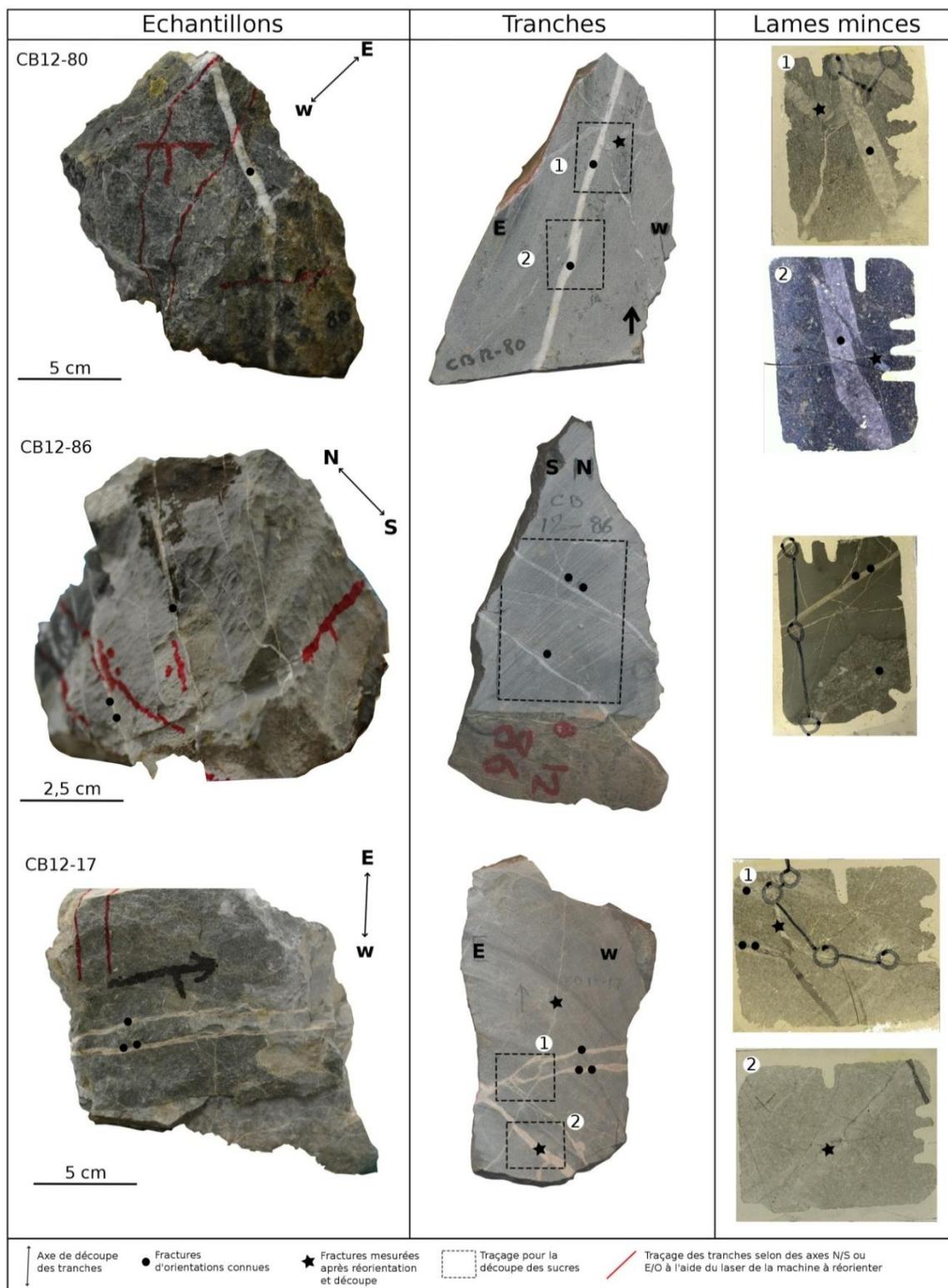


Figure 15 : Exemples de traitement d'échantillons pour l'observation microstructurale et pétrographique. La première colonne à gauche « Echantillons » présente les échantillons prélevés à l'affleurement (dont l'orientation est connue) et leurs fractures correspondantes mesurées et annotées sur l'échantillon même. La deuxième colonne « Tranches » présente les tranches sciées suivant des axes N/S ou E/O verticaux après réorientation des échantillons à l'aide de la « Platine orientable ». La découpe des tranches a fait apparaître de nouvelles fractures qui ont été mesurées et ajoutées à la base de données. Le choix de l'emplacement des sucres s'est fait après observations des tranches. Enfin la troisième colonne « Lames minces » présente les lames minces issues des sucres qui ont servi à l'observation microstructurale et pétrographique (cathodoluminescence, coloration, métallisation pour MSE et MEB).

1.3 Traitement statistique

L'étude statistique des orientations et la détermination des familles de fractures a été réalisée à l'aide du logiciel FIT (développé à l'IFPEN) qui définit de manière automatique les principales familles de fractures (Bellahsen et al., 2006a). Le nombre de fracture pour chaque site peut fluctuer suivant les conditions d'affleurements. Les stéréogrammes des orientations de fractures ne sont donc pas pondérés par l'abondance des fractures.

Les familles de fractures ont donc été identifiées indépendamment pour chaque site à l'aide du logiciel FIT sur la base d'orientations communes (directions et pendages après débasculement) mesurées sur le terrain mais également à partir des données de laboratoire telles que le mode de déformation et les relations chronologiques. Le débasculement consiste à réorienter les fractures mesurées sur le terrain pour obtenir leurs orientations quand la stratification était horizontale. Néanmoins, il est possible que des fractures se forment au sein d'un sédiment déjà déformé. Ce cas de figure sera discuté dans le chapitre « Discussion ».

2. Données pétrographiques

Les 181 lames minces (épaisseur = 30 μ m) utilisées pour l'étude pétrographique et les 24 lames épaisses polies (épaisseur = 120 μ m) utilisées pour l'étude des inclusions fluides ont été réalisées au laboratoire de lithopréparation de GeoRessources (Nancy).

L'étude pétrographique a pour but d'identifier les différentes phases diagénétiques et de repérer les inclusions fluides (IF) dans les différentes roches hôtes. Le microscope utilisé pour cette étude est un Zeiss© AX10 avec un grossissement maximum de x1000. L'étude en microscopie optique à fort grossissement permet principalement de définir la localisation, la forme, la taille, le nombre, la nature des minéraux et des phases présentes dans les IF. Pour une vision plus globale des lames minces et épaisses un microscope VHX-5000 de chez Keyence a été utilisé.

2.1 Traitement des lames minces et épaisses

Afin d'identifier et différencier les phases minérales carbonatées en microscopie optique la coloration de Dickson (1965) a été appliquée sur chaque moitié de lame mince après observation en cathodoluminescence. Le traitement à l'alizarine colore la calcite en rose et laisse la dolomite incolore, tandis que le ferricyanure de potassium permet de différencier la dolomite de la calcite ferrifère qui vont respectivement être colorées en bleu ou en violet. D'un point de vue qualitatif, il est possible suivant le dégradé de couleur d'estimer la proportion de fer. Plus la coloration sera intense plus la proportion de fer sera importante.

CHAPITRE 2 : Procédures analytiques - Prétrographie

Chaque lame épaisse a été décollée à l'aide de plusieurs bains d'acétone et rincée à l'éthanol, puis découpée en plusieurs morceaux de quelques mm² afin de pouvoir étudier les IF à l'aide des différentes techniques analytiques décrites ci-dessous (microthermométrie et microspectrométrie RAMAN).

2.2 Cathodoluminescence

La Cathodoluminescence permet d'observer les différentes phases de croissances cristallines et de dissolution non observables en microscopie optique par les différences de couleur ou d'intensité de luminescence des minéraux. Pour ce faire une lame polie non couverte est placée dans la chambre à vide, bombardée avec un faisceau d'électrons de sorte que les cristaux excités émettent des photons (Marshall & Mariano, 1988 ; Barker & Kopp, 1991 ; Boggs & Kingsley, 2006). Le phénomène de cathodoluminescence se produit lors de l'interaction d'un faisceau d'électrons avec les minéraux d'une lame mince ou épaisse (Marshall & Mariano, 1988 ; Barker & Kopp, 1991 ; Boggs & Kingsley, 2006). Ce phénomène est dû soit à la présence ou à l'absence et de la quantité relative de deux éléments principaux, l'un activateur (Mn^{2+}) et l'autre inhibiteur (Fe^{2+}) qui peuvent être des éléments majeurs ou en traces soit à des lacunes du réseau cristallin (Figure 16). Mn^{2+} et Fe^{2+} qui apparaissent sous conditions réductrices se substituent à Ca^{2+} au sein de la structure cristalline de la calcite ou de la dolomite.

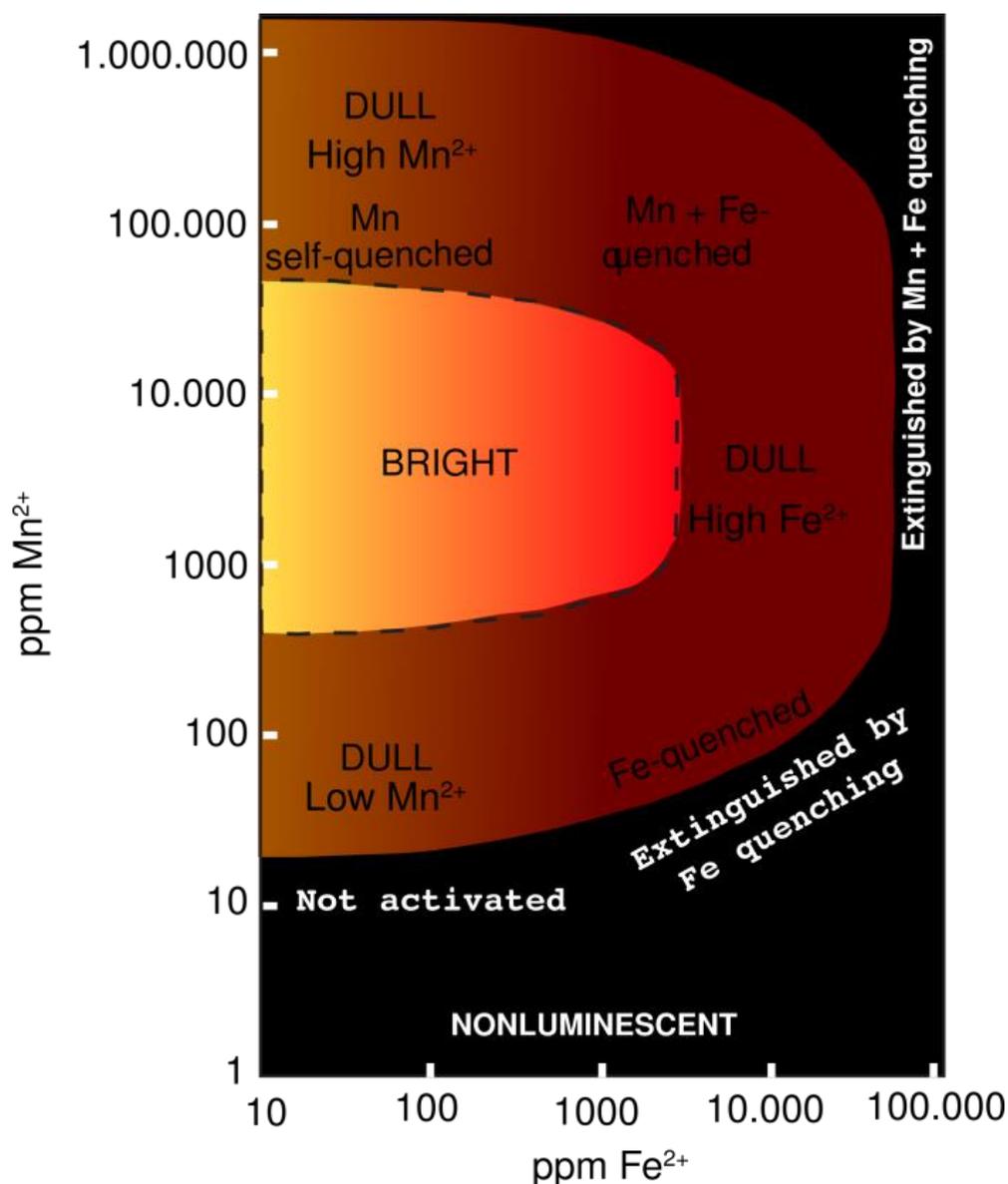


Figure 16 : Relation entre intensités de cathodoluminescence et concentrations de Mn^{2+} et de Fe^{2+} dans la calcite et la dolomite (d'après Boggs and Kinsley, 2006).

Dans le cas des carbonates, la luminescence varie entre le jaune vif et le brun terne pour les calcites, et entre le jaune et le rouge pour les dolomites (Marshall, 1988 ; Boggs & Kinsley, 2006). Cependant, la relation couleur/minéral n'est pas systématique et il est possible de trouver des carbonates de couleur sensiblement différente. Les différences de luminescence donnent une première information sur la chimie des fluides parents (notamment conditions redox et présence ou non de Mn et de Fe) à l'origine des phases cristallines. Une variation dans la composition en manganèse ou en fer de quelques ppm sera mise en évidence par un changement de luminescence (Ritcher et al, 2003). Ces observations sont ensuite confrontées aux résultats de la coloration de Dickson et aux données d'analyses en microsonde électronique ou ionique qui permettent d'obtenir les quantités précises de Mn et Fe.

CHAPITRE 2 : Procédures analytiques - Prétrographie

Les analyses ont été réalisées au laboratoire GeoRessources de Nancy sur un microscope Olympus couplé à une cathodoluminescence CITL cold cathode instrument CL8200 Mk4 et au laboratoire du CEREGE, Aix-Marseille avec une cathodoluminescence Technosyn Cold Model 8200 Mk2 avec des paramètres de faisceau d'électrons de 13-15 kV et de 350 μ A pour les deux instruments.

2.3 Microscopie optique et fluorescence

La caractérisation pétrographique des IF a été couplée à la microscopie U.V. afin de distinguer les inclusions aqueuses des inclusions hydrocarbonées qui fluorescent sous U.V. Les observations de microfluorescence U.V. ont été effectuées à l'aide d'un microscope optique Zeiss® AX10 équipé d'une source d'épi-fluorescence HBO-100 filtrée à 365 ± 5 nm et d'un filtre d'émission LP400 nm.

2.4 Micro-spectroscopie infrarouge (μ FT-IR)

Le principe de la micro-spectroscopie infrarouge est basé sur l'énergie vibratoire des molécules. La longueur d'onde des infrarouges correspondant au domaine d'énergie de vibration des molécules se situe entre 4000 cm^{-1} et 400 cm^{-1} . Lorsqu'un faisceau lumineux apporte une longueur d'onde voisine de l'énergie d'une molécule, une diminution de l'intensité réfléchie ou transmise peut alors être enregistrée au moment où cette dernière absorbe le rayonnement. Cependant, toutes les vibrations ne produisent pas une absorption, cela peut dépendre également de la géométrie des molécules et principalement de sa symétrie. La Théorie des Groupes permet, à partir d'une géométrie donnée, de déterminer les modes de vibrations actifs en infrarouge. La différence d'électronégativité des atomes et de leur masse va influencer en particulier sur la position de ces bandes d'absorption. Ainsi, il est alors possible d'identifier un matériau tel qu'un minéral de composition chimique et de structure donnée par un ensemble de bandes d'absorption caractéristiques lui correspondant.

Les spectres infrarouges sont enregistrés par transmission en utilisant un spectromètre infrarouge à transformée de Fourier Bruker Equinox 55 qui envoie sur l'échantillon un rayonnement infrarouge et mesure les longueurs d'onde auxquelles le matériau absorbe et les intensités de l'absorption. Ce dernier est couplé à un microscope Bruker A590. Un interférogramme est récupéré et converti en un spectre infrarouge par une opération mathématique appelée transformée de Fourier. Le spectromètre infrarouge est couplé à un microscope Bruker A590 qui est équipé d'un détecteur MCT (mercury cadmium telluride), avec une fenêtre de 100 μ m de diamètre refroidi à -196°C . Le diamètre du faisceau peut être réduit

jusqu'à 20 μm avec un objectif de grossissement X15. Les spectres IR sont obtenus dans la région de l'infra-rouge moyen (5000-2300 cm^{-1}) avec une résolution spectrale de 2 cm^{-1} . Chaque échantillon est analysé pendant environ 90s et l'influence de l'eau atmosphérique et du dioxyde de carbone est toujours soustraite.

Dans le cas des analyses sur lames minces, le domaine spectral d'analyse est restreint (5000-2300 cm^{-1}) en raison de l'absorption du verre. Les bandes d'absorption dues à la colle/résine utilisée (massif entre 3100 et 2800 cm^{-1}) peuvent également perturber le spectre obtenu (annexe.2). Les analyses sont ponctuelles et non-destructives.

2.5 Microscopie électronique à balayage (MEB)

Le MEB est basé sur le balayage de la surface d'un échantillon avec un grossissement maximum de X200000 par un faisceau électronique induisant trois émissions spécifiques : les électrons secondaires, les électrons rétrodiffusés, et les rayons X. Les électrons secondaires permettent d'obtenir une information sur la surface de l'échantillon et les morphologies minérales. Les électrons rétrodiffusés renseignent sur la composition chimique des phases présentes sous le faisceau (échelle de gris proportionnelle à la masse des atomes présents). Enfin, les rayons X permettent de cartographier les éléments sur la surface de l'échantillon et de réaliser des analyses ponctuelles semi-quantitatives par couplage avec un spectromètre EDS (à dispersion d'énergie). Les observations sont réalisées sur des échantillons, ici des lames minces, métallisés au carbone pour améliorer la conductivité de surface. Les observations au MEB permettent d'obtenir des informations texturales, morphologiques et sur les transferts d'éléments (gain, perte ou substitution).

Les observations et analyses MEB ont été effectuées au Service Commun d'Analyses de l'Université de Lorraine au laboratoire GeoRessources, sur un modèle JEOL J7600F MEB. La tension utilisée pour les analyses est de 15 kV.

2.6 Microsonde électronique (MSE)

La microsonde électronique utilise le principe de l'émission de rayons X. Les photons X caractérisent les transitions électroniques de l'atome et par conséquent sa nature chimique (Reed, 1989). Un spectromètre WDS (en dispersion de longueur d'onde) va alors collecter et séparer les photons. La quantité relative de chaque longueur d'onde est comptabilisée et transcrite en poids d'oxydes via des tables de comparaisons créées à partir de standards dans les mêmes conditions analytiques (Eberhardt, 1976). La microsonde électronique permet d'analyser un volume d'environ 5 μm^3 et peut être couplée à un analyseur d'électrons secondaires et

CHAPITRE 2 : Procédures analytiques - Prétrographie

rétrodiffusés semblables à ceux d'un MEB. Comme pour le MEB, les rayons X peuvent être utilisés en balayage pour dresser une carte de répartition élémentaire sur une zone définie. On obtient alors une image en niveaux de gris pour chacun des éléments choisis à analyser.

Les analyses MSE ont été réalisées au Service Commun d'Analyses de l'Université de Lorraine au laboratoire GeoRessources, sur un modèle CAMECA SX100 possédant un Canon à électrons à filament de tungstène (0,2 à 50 kV). Cette microsonde est équipée d'une tête à cinq spectromètres à dispersion de longueur d'onde permettant l'analyse des éléments B à U.

Les paramètres utilisés pour tous les éléments sont un voltage de 15 kV, une intensité de 12 nA et un temps signal/bruit (s) de 10/5. Dans cette étude la microsonde a été utilisée sur des lames minces et épaisses métallisées au carbone. Avant chaque session d'analyse, la sonde est calibrée à l'aide de standard minéraux (Tableau 1). La précision analytique, qui est meilleure que sur un MEB, et la limite de détection dépendent de la nature de l'élément dosé et de sa concentration.

Tableau 1 : Liste des standards de minéraux et des différents monochromateurs utilisés pour les analyses à la microsonde électronique CAMECA SX-100. Incertitudes sur les mesures à la MSE : limite de détection moyenne (ppm) et erreur relative (%) pour chaque élément analysé (nm : non mesuré).

Eléments	Standards	Monochromateurs	Limite de détection moyenne (ppm)		Erreur relative moyenne (%)	
			Carbonates	Chlorites	Carbonates	Chlorites
Al	Corindon Al_2O_3	TAP	372	472	0,03	0,25
Ca	$CaCO_3$ / Andradite $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	PET	859	657	0,87	0,08
Fe	Hématite Fe_2O_3	LIF	1612	2033	0,15	1,51
K	Orthose $KAlSi_3O_8$	PET	nm	634	nm	0,05
Mg	Dolomite $CaMg(CO_3)_2$	TAP	504	512	0,23	0,2
Mn	$MnTiO_3$	LIF	1563	1650	0,14	0,14
Na	Albite $NaAlSi_3O_8$	TAP	nm	712	nm	0,13
Si	Albite $NaAlSi_3O_8$	TAP	nm	479	nm	0,31
Sr	Célestine $SrSO_4$	LPET	1711	nm	0,21	nm
Ti	$MnTiO_3$	LPET	nm	440	nm	0,04

3. Données géochimiques

3.1 Isotopes stables du carbone et de l'oxygène

L'étude géochimique des isotopes stables peut permettre de discuter de la nature des fluides parents (marins et/ou météoriques, hydrothermaux, etc). Les analyses géochimiques réalisées dans ce travail ont été effectuées sur : i) la roche encaissante qui a tamponné ou non les fluides percolant, et ii) les minéraux constituant les remplissages des veines.

L'oxygène possède 3 isotopes stables : le ^{16}O (99,763%), ^{17}O (0,0375%) et ^{18}O (0,1995%) et le carbone en possède 2 : ^{12}C (98,89%) et ^{13}C (1,11%). Cependant le carbone possède également un isotope cosmogénique et radioactif, ^{14}C , produit de la désintégration du ^{14}N dans la haute atmosphère.

Le principe de la géochimie isotopique se base sur le fractionnement entre différents isotopes d'un même élément lors de changements physico-chimiques. Ce fractionnement peut être dû à la composition initiale du fluide parent ou à la température lors de la précipitation du minéral (fractionnement thermique). La différence de masse entre les différents isotopes induit des différences d'énergie de liaisons moléculaires. Ce sont ces différences qui entraînent des fractionnements isotopiques. Le fractionnement isotopique peut être exprimé par la variation δ (en ‰) du rapport R d'un isotope lourd sur un isotope léger (plus abondant) par rapport à un standard : $\delta = [(R_{\text{échantillon}} / R_{\text{standard}}) - 1] * 10^3$. Les écarts des valeurs mesurées par rapport au standard seront les témoins de certains processus qui permettront de discuter les signatures obtenues en termes de source ou d'interaction fluides-roches.

Le fractionnement isotopique de l'oxygène et du carbone noté $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont obtenus en comparant les rapports $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ et $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ à ceux de l'eau de mer pour l'oxygène (V-SMOW : Vienna Standard Mean Ocean Water) et à ceux du standard d'une calcite d'origine marine pour le carbone (V-PDB : Vienna Pee Dee Belemnite).

Les cristaux de calcite et dolomite analysés proviennent de veines de différentes directions et d'âges différents et pour chaque affleurement, l'encaissant a également été analysé. 150 à 250 μg de poudre ont été prélevés sur 36 échantillons à l'aide d'une micro-forreuse (Dremel) pour un total de 73 analyses isotopiques. Les fractures remplies par un seul type de ciment ont été sélectionnées afin d'éviter le risque de mélange entre plusieurs générations de ciments lors du prélèvement.

CHAPITRE 2 : Procédures analytiques - Géochimie

Les poudres sont mises en réaction avec 2 mL d'acide orthophosphorique (H_3PO_4) sursaturé à une température de 70°C pendant au moins 5 heures dans une atmosphère composée d'hélium (He) (Sheppard & Schwarcz, 1970 ; Rosenbaum & Sheppard, 1986 ; Kim et al., 2007). 10 cycles de mesure de la composition isotopique du CO_2 produit ont été réalisés. Toutes les mesures des échantillons ont été ajustées avec un standard interne calibré à l'aide de standards internationaux IAEA CO-1, IAEA CO-8 et NBS 19 et sont reportées en $\delta^{13}\text{C}$ ‰ V-PDB et $\delta^{18}\text{O}$ ‰ V-SMOW. La reproductibilité a été vérifiée par la répétition d'analyses des standards de laboratoire et est de $\pm 0,05$ ‰ (1σ) pour les isotopes de l'oxygène et de $\pm 0,02$ ‰ (1σ) pour les isotopes du carbone.

Les analyses en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été réalisées au laboratoire du CRPG (Centre de recherches pétrographiques et géochimiques) à Nancy par Thomas Rigaudier et Christian France-Lanord, à l'aide d'un auto-échantillonneur Gasbench couplé à un spectromètre de masse de rapports isotopiques (IRMS) ThermoScientific MAT253.

3.2 Analyses des Terres Rares (REE) et des éléments majeurs

Afin d'analyser et de connaître les proportions élémentaires relatives d'un échantillon solide ou liquide, les méthodes spectrométriques d'émission plasma à couplage inductif (ICP) sont utilisées. Les résultats obtenus permettent alors de déterminer la composition chimique élémentaire de l'échantillon et ainsi de mettre en évidence des enrichissements ou non, en certains éléments. Il est également possible de calculer la formule structurale de l'échantillon.

Les éléments majeurs (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti et P) sont analysés simultanément par spectrométrie optique d'émission multi-élémentaire (ICP-OES) et les éléments traces (As, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Ge, Hf, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Zn, Zr) et les terres rares, REE (légères (LREE) : Sc, La, Ce, Pr, Nd, Pm ; moyennes (MREE), Sm, Eu, Gd et lourdes (HREE) : Y, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu,) sont dosés par spectrométrie de masse (ICP-MS). Ainsi les compositions en éléments traces, terres rares et en éléments majeurs des fractures et des roches hôtes ont été analysées sur 31 échantillons.

Les analyses ICP ont été réalisées au Service d'Analyses des Roches et Minéraux (SARM) du laboratoire CRPG à Nancy. 150 à 200 mg de roche sont prélevés sur chaque échantillon dans les fractures et/ou dans l'encaissant à l'aide d'une micro-foreuse, de la même manière que pour les analyses de géochimie isotopique. Les poudres obtenues sont alors ajoutées à 900 mg de metaborate de lithium (LiBO_2) puis porphyrisées à 980°C et enfin

dissoutes dans une solution d'acide nitrique (Carignan et al., 2001). Les mesures de terres rares et éléments traces ainsi obtenues sont normalisées avec le standard Post Archean Australian Shale (PASS, McLennan, 1989), mieux adapté aux carbonates que le standard aux chondrites.

Le SARM dispose d'un ICP-OES Thermo Fischer ICap 6500 pour le dosage des éléments majeurs et d'un ICP-MS Agilent 7700X pour doser les éléments traces et terres rares.

3.3 Analyse des inclusions fluides (IF)

L'enregistrement de la distribution et de la composition des paléofluides est un processus primordial pour l'étude d'un bassin et de sa diagenèse.

Lors de la croissance d'un cristal il peut y avoir des défauts cristallins pouvant être remplis par des fluides avant d'être clos. Ces fluides vont donc être à l'abri des variations de pression et de températures si le volume de l'inclusion ne change pas au cours du temps (Roedder, 1962). Une inclusion fluide est donc une microcavité incluse et scellée dans le cristal renfermant une à plusieurs phases fluides et parfois des solides à température ambiante (Roedder, 1984). Sa taille est généralement comprise entre 2 et 20 μm , mais peut atteindre plusieurs dizaines et/ou centaines de micromètres. Ces inclusions fluides contiennent des informations sur la chimie du fluide et enregistrent les conditions de pression et de température lors de la précipitation du cristal-hôte. Quand le cristal va être exhumé, la diminution de la pression et de la température va entraîner la formation d'une bulle de vapeur dans le fluide homogène piégé dans l'inclusion (Roedder, 1984). Elles sont donc les témoins des fluides ayant percolés au travers de la roche à des moments précis de son évolution et aident à la reconstitution de l'histoire thermobarométrique de la roche.

- On distingue plusieurs générations d'inclusions fluides dans un minéral :
- Des inclusions primaires (Figure 17) contemporaines de la croissance cristalline
- Des inclusions secondaires contemporaines de la recristallisation du minéral, souvent localisées dans d'anciens plans de fracture
- Des inclusions pseudo-secondaires en plans dans des plans de croissance du minéral

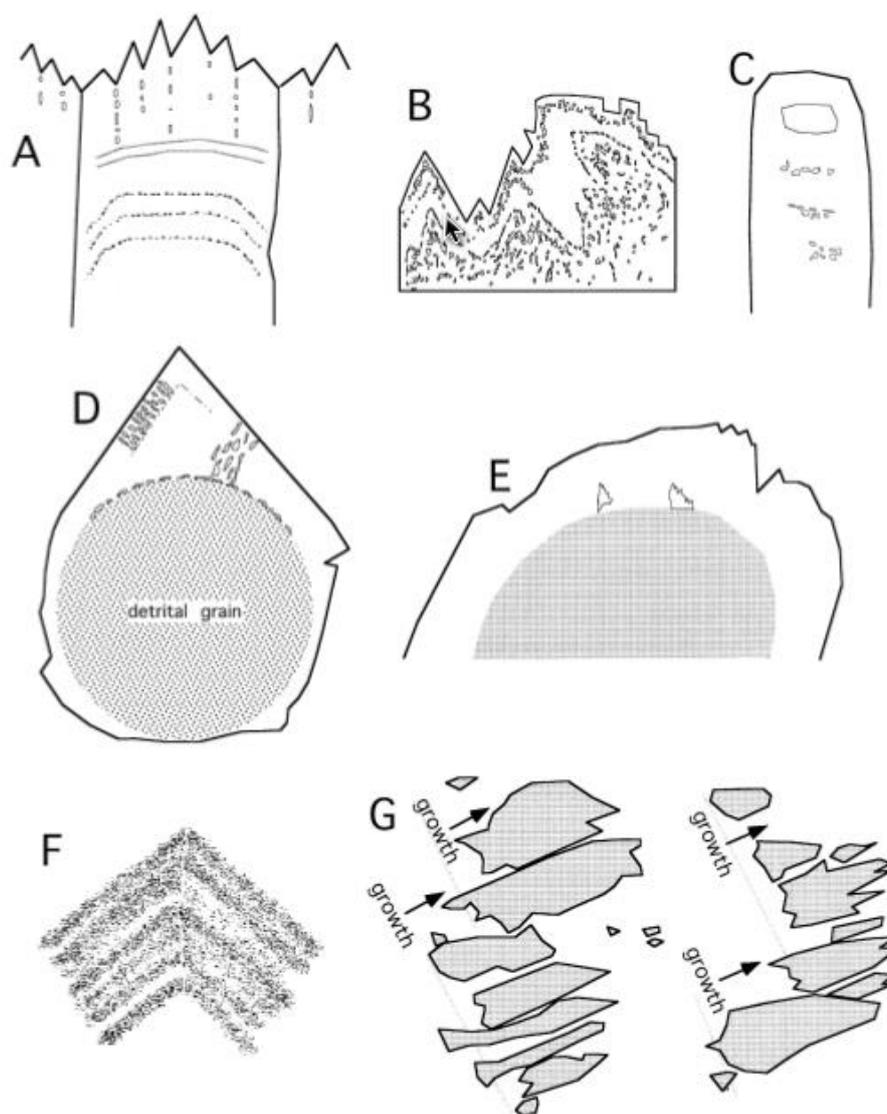


Figure 17 : Schéma de distribution des inclusions fluides primaires dans divers minéraux du domaine sédimentaire (d'après Goldstein, 2001). (A) Calcite, (B) Dolomite, (C) Anhydrite, (D) Surcroissance de Quartz, (E) Surcroissance de Feldspath, (F) Chevron d'halite, (G) Gypse).

Les caractéristiques physiques des inclusions fluides, telles que leur forme, la taille apparente de la bulle de vapeur et donc le rapport volumique entre liquide et vapeur, sont des indications importantes pour discriminer les différentes populations, (Figure 18) (Goldstein & Reynolds, 1994 ; Bodnar, 2003).

Dans ce travail de thèse les échantillons sont principalement carbonatés, ainsi sur de tels matériaux sensibles aux variations de pression et température, vérifier l'hypothèse de conservation de volume est essentiel afin d'obtenir des données exploitables.

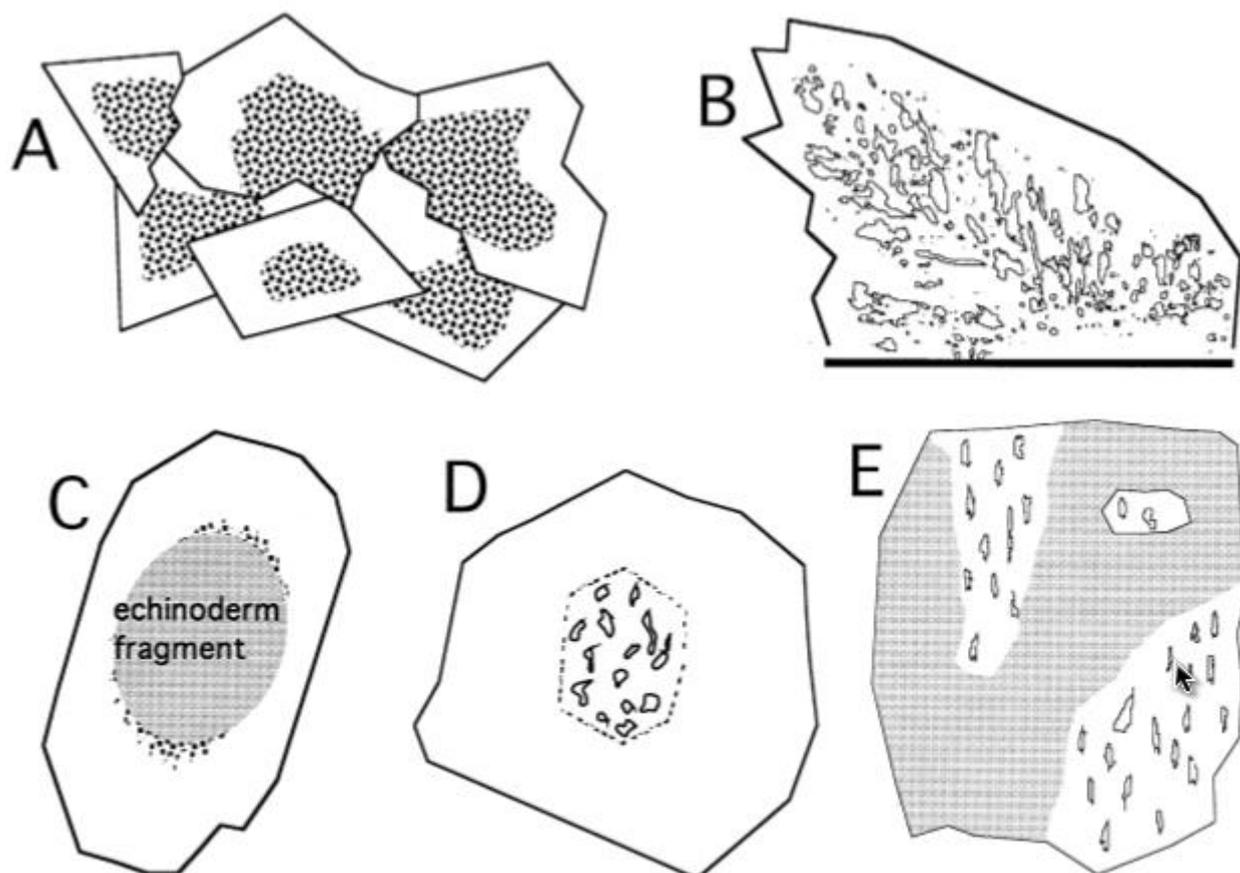


Figure 18 : Schéma de la distribution des inclusions fluides primaires, dont certaines pourraient résulter de recristallisation des parties internes des cristaux (d'après Goldstein, 2001). (A) Dolomite à noyaux sombres, (B) Dolomite baroque avec un arrangement des inclusions fluides en forme de sapin. (C) Calcite précoce en surcroissance sur un ciment syntaxial de fragment d'échinoderme. (D) Corps nuageux dans un cristal de calcite. (E) Feldspath détritique partiellement recristallisé contenant des inclusions fluides dans des parties du grain recristallisé.

La forme de l'inclusion va pouvoir nous indiquer si une décrépitation a eu lieu (un changement rapide de pression peut briser l'inclusion qui se vide alors). Afin d'être certain de la qualité des données dans cette étude les inclusions sont chauffées puis refroidies 3 fois lors de l'analyse en microthermométrie dans le but de démontrer la répétabilité des mesures. De même, si la taille de la phase vapeur d'une inclusion est anormalement grande par rapport aux autres inclusions cogénétiques, elle sera rejetée de l'étude, car cela témoigne d'une variation de volume ou de fuites.

Les eaux de formations contiennent des éléments dissous présents dans les inclusions fluides, qui peuvent être sous forme de chlorures (NaCl, CaCl₂, KCl), de sulfates, carbonates et de gaz dissous (CH₄, H₂S, CO₂, N₂, C₂H₆). On peut également observer une phase solide (sels, carbonates, sulfates, silicates, ...). Les salinités des inclusions aqueuses seront estimées à l'aide des données microthermométriques et/ou des données Raman.

3.4 Microthermométrie

L'étude microthermométrique d'inclusions fluides permet de caractériser les transitions de phases. On fait subir à l'inclusion des cycles de chauffage (thermométrie, de +25 à +600 °C) et de refroidissement (cryométrie, de +25 à -193 °C) artificiels. Les températures de transition de phase les plus couramment mesurées et enregistrées sont les températures :

- De fusion (T_m (ice), à 0°C) – fusion de la glace, qui correspond à la disparition du dernier cristal de glace post congélation (passage du liquidus). Cette température peut permettre de déterminer la salinité dans des systèmes à un seul sel, exprimée en poids pour-cent équivalent NaCl (mass % eq. NaCl) à l'aide de la charte de Bodnar (1993).
- L'eutectique (T_e , à -21,2°C pour un système H₂O-NaCl) – début de fusion de la glace, qui correspond à la température de l'eutectique du système H₂O-sel(s) et qui permet de caractériser la nature des sels dissous (tels que : NaCl, CaCl₂, ...) dans la phase aqueuse (Crawford, 1981).
- L'homogénéisation (T_h) – transition d'un mélange liquide-gaz à un système monophasique (liquide, vapeur ou critique). Cette température correspond à la température minimale de piégeage du fluide dans l'inclusion.

Dans cette étude, seule la température d'homogénéisation T_h a pu être mesurée dans le quartz et les carbonates. La petite taille des inclusions fluides dans ces ciments n'a pas permis l'observation de d'autres changements d'états des phases liquide-vapeur. De plus, la microthermométrie dans la calcite est contrainte par la sensibilité de ce minéral aux variations de températures et par les conditions d'observations compliquées par sa biréfringence naturelle. Le maclage intense et la fragilité de la calcite implique une déformation des inclusions et par conséquent un changement de volume rendant même la température d'homogénéisation impossible à utiliser pour estimer la température de piégeage (Ulrich & Bodnar, 1988). Dans le cas du quartz les analyses microthermométriques sont un peu plus aisées (Goldstein & Reynolds, 1994), car les inclusions sont souvent plus volumineuses, avec une bulle de gaz mieux exprimée et la dureté du quartz permet une meilleure résistance aux variations chaud-froid imposées à l'échantillon, évitant d'éventuelle déformation de l'inclusion.

Les échantillons de roche (calcite – dolomite – quartz) contenant de petites inclusions fluides (entre 5 et 10µm) sont placés sur une platine chauffante et réfrigérante couplée à un microscope. Le Laboratoire GeoRessources possède une platine microthermométrique LINKAM® THMS600 couplée à un microscope Olympus BX51 équipé d'un objectif 50x

Olympus. Cet équipement permet l'observation de l'évolution thermodynamique du système entre -196°C (correspondant à la température d'évaporation de l'azote liquide en conditions ambiantes) et 600°C (pour les platines équipées d'un circuit de refroidissement à eau, afin de protéger la platine et les objectifs avec une précision de $0,1^{\circ}\text{C}$). Le calibrage de la platine est réalisé en début et en fin de chaque journée de mesures à partir d'inclusions fluides naturelles et/ou synthétiques biphasées à températures d'homogénéisation et de fusion connues. Les différentes étapes sont calibrées à l'aide d'une inclusion fluide standard d' H_2O pure synthétisée au laboratoire GeoRessources et d'une inclusion fluide naturelle biphasée (liquide-vapeur) Alpine standard (Ta 33.2). La température d'homogénéisation T_h a été suivie pour toutes les familles d'inclusions fluides de notre étude.

3.5 Microspectrométrie

Afin de pallier aux limites de l'analyse en microthermométrie, un second outil, la spectrométrie RAMAN, a été utilisée dans le but de pouvoir caractériser la chimie du fluide, notamment sa salinité et la composition des gaz dissous dans les inclusions aqueuses (Burke, 2001 ; Dubessy et al., 2002 ; Caumon et al., 2013, 2015). Cependant cette technique est également limitée par la mobilité des phases vapeurs (impossibilité de fixer le laser sur les phases vapeur des inclusions fluides) et par la fluorescence naturelle du minéral hôte (calcite, dolomie). La spectroscopie Raman qui est une technique d'analyse ponctuelle et non destructrice est utile pour identifier des espèces moléculaires et effectuer des mesures quantitatives après étalonnage.

On peut estimer la chlorinité de minuscules inclusions fluides, où les mesures de température de fusion en microthermométrie sont impossibles afin de déduire la salinité de l'inclusion. La méthode est basée sur la variation de la forme de la bande de vibration d'élongation des liaisons OH de l'eau en fonction de la chlorinité (Mernagh & Wilde, 1989, Dubessy et al., 1977, Caumon et al., 2015). La salinité est calculée en %mass équivalent NaCl à partir de bandes de l'eau liquide. Elle utilise le rapport d'intensité du signal à deux positions (3260 et 3425 cm^{-1}) selon une formule empirique (Caumon et al., 2013). La formule a été élaborée grâce à l'étalonnage du microspectromètre Labram HR du laboratoire GeoRessources à partir de solutions de salinités connues. Afin d'éviter l'effet de la biréfringence minérale, les minéraux (calcite, dolomite, quartz) ont été placés à leur position d'angle d'extinction en lumière polarisée analysée (Caumon et al., 2015).

CHAPITRE 2 : Procédures analytiques - Géochimie

La phase gazeuse peut être analysée quantitativement à l'aide du Raman notamment les gaz (tels que CH₄, CO₂, N₂, etc..) et certaines espèces dissoutes polyatomiques (CH₄, CO₂) (Dubessy et al., 1989). La quantification relative des gaz en phase vapeur (abondance relative) se fait selon la méthode décrite par Wopenka & Pasteris, 1987, qui utilise les aires des pics corrigées de la section efficace de chaque gaz (Burke, 2001 ; Schrötter & Klöckner, 1979) et de la réponse du spectromètre.

Un plus grand nombre d'espèces peuvent être identifiées quantitativement telles que :

- les gaz: majeurs, CO₂, CH₄, N₂ et mineurs, H₂S, H₂, O₂, CO, COS, SO₂, C₂H₆, C₃H₈.
- les solides (à 25°C) : hydrate de sels (Na, K, Ca, Mg, Li), hydrate de gaz (CO₂, CH₄, N₂, H₂S) (Dubessy et al., 1982, 1992).

La spectroscopie Raman est une spectroscopie moléculaire. Non destructive, son principe repose sur la diffusion Raman propre à chaque espèce polyatomique sous l'excitation d'un faisceau monochromatique. L'analyse Raman des inclusions fluides a été réalisée avec un spectromètre LabRAM HR (Horiba Jobin Yvon) équipé d'un réseau de 600 gr.mm⁻¹ et d'un filtre d'entrée. L'ouverture du trou confocal est de 500 µm ou 200 µm et celui de la fente de 200 µm. Le faisceau d'excitation est fourni par un laser Stabilité 2017 avec une source d'Ar⁺ (Spectra Physics, Newport Corporation) de longueur d'onde 457,9 ou 514,5 nm et d'une puissance de 200 mW, focalisé sur l'échantillon en utilisant un objectif x100 (Olympus). Les longueurs d'onde choisies permettent de s'affranchir de l'effet de fluorescence naturelle des minéraux en décalant l'émission Raman par rapport à l'émission de la fluorescence. Le temps d'acquisition et le nombre d'accumulations ont été choisis de façon à optimiser le signal sur bruit (S/N), de préférence inférieur à 1 %. Dans cette étude, un temps d'acquisition de 10s et un nombre de 10 accumulations ont été choisis.

3.6 Estimation des températures de cristallisation des chlorites diagénétiques

Les températures de cristallisation des chlorites diagénétiques peuvent être estimées à l'aide du géothermomètre de Bourdelle et Cathelineau (2015) sur la base de leur chimie (e.g. de leur formule structurale). Ces auteurs proposent un outil graphique afin de faciliter l'utilisation de deux des plus récents thermomètres de chlorites pour des températures de chlorite basse à très basse (T < 350°C). La projection graphique est basée sur une comparaison des paramètres (composition de chlorite idéale et T calculée) prédite par les géothermomètres

au moyen d'analyses de chlorites naturelles pour lesquelles des estimations indépendantes de T sont disponibles. Les rapports température – composition pour les chlorites basse-T sont représentées dans les diagrammes T – R²⁺ - Si, permettant aux compositions des chlorites d'être prédites en fonction de la température ou, inversement, à la température d'être estimée à partir des champs de composition des chlorites naturelles (Bourdelle et al., 2013 ; Bourdelle et Cathelineau, 2015).

3.7 Les effets de la diagenèse sur les variations des anomalies en Ce et en Eu dans les séries carbonatées mésozoïque des Chaînon Béarnais

La géochimie des REE des calcaires purs et des possibles dolomites, peut être utilisée en tant qu'outil de reconstruction de la chimie des eaux marines et leurs anomalies en Ce comme traceur des conditions rédox (Banner et al., 1988 ; Denniston et al., 1997 ; Haley et al., 2004 ; Leybourne et al., 2000 ; Palmer, 1985).

3.7.1 Le Cérium

Le Cérium (Ce) peut apparaître sous deux formes, soit trivalent (Ce³⁺), soit tétravalent (Ce⁴⁺). Dans l'actuel, le Ce trivalent présent dans l'eau de mer superficielle est oxydé en Ce tétravalent par la médiation entre les oxydes de manganèse (Mn) et/ou les bactéries (Byrne et Sholkovitz, 1996 ; Tanaka et al., 2010). Ce sont les oxydes de Mn et les hydroxydes qui vont absorber et séquestrer la forme tétravalente du Ce (Bau et al., 1996 ; Elderfield et al., 1981). A l'inverse la forme trivalente du Ce absorbée par les oxydes de Mn et les hydroxydes est oxydée préférentiellement en Ce tétravalent. Les autres Terres rares (REE) ne pouvant exister que sous forme trivalente (Tachikawa et al., 1999) induit que le Ce est plus insoluble dans l'eau de mer que ces dernières. Ainsi, d'après Bau et al. (1996), les sédiments à Fe-Mn, enrichis en Ce, montrant des anomalies positives en Ce, montreront en présence d'eau de mer superficielle (oxygénée) des anomalies négatives en Ce (Figure 19 et Figure 20). La figure de Haley et al., 2004, synthétise les changements en REE et en Ce en fonction des différents paramètres et processus environnementaux décrits ci-dessus (cf, Figure 19).

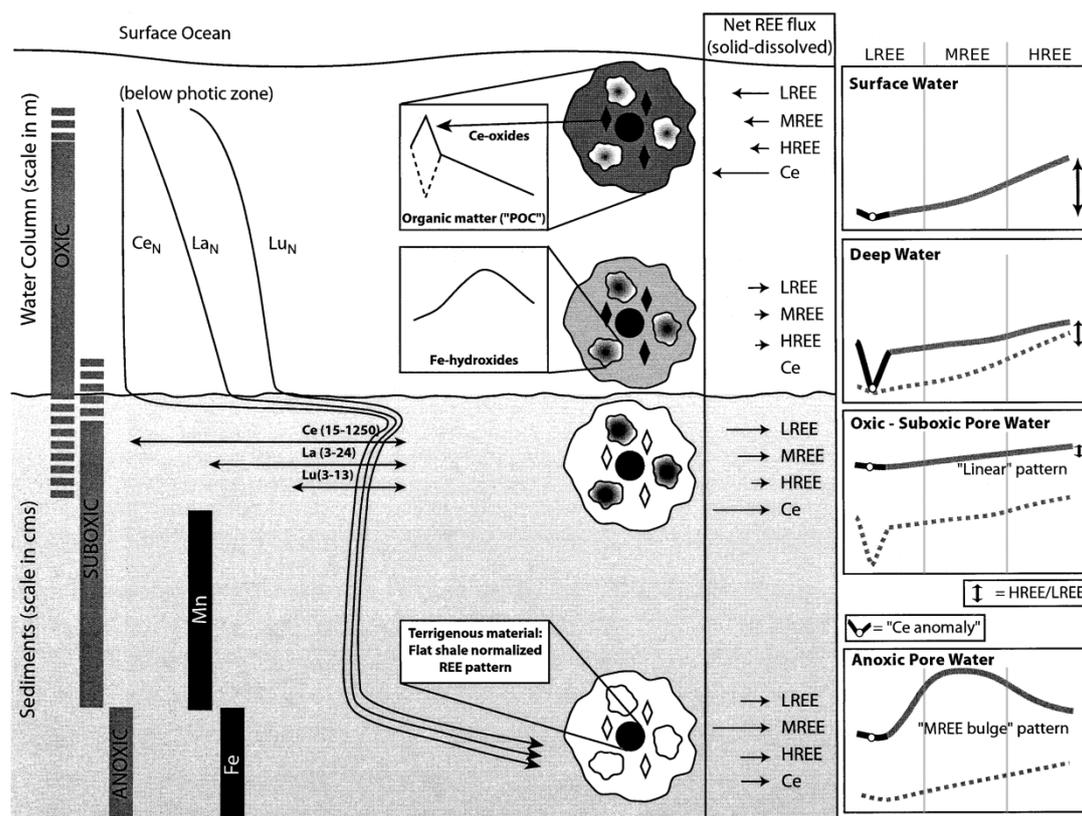


Figure 19 : Modèle REE pour les eaux interstitielles. Les paramètres présentés sont les suivants de gauche à droite : une colonne eau/sédiments (échelles différentes), les conditions rédox sont indiquées à droite de celle-ci (traits larges gris). La production de Mn et Fe dissous dans les eaux interstitielles est indiquée à droite de la colonne sédiment (traits larges noirs) (d'après Froelich et al., 1979). Les profils idéaux (« normalisé » au PAAS, Post Archean Australian Shale) en La, Lu et Ce sont présentés pour la colonne eau et les eaux interstitielles (échelles différentes) : changements plus faibles dans la colonne eau que pour les eaux interstitielles. Cependant, les valeurs montrées à l'interface eau-sédiments sont l'échelle réelle (données de l'auteur). Les figures au milieu de la figure représentent des particules marines schématisées, avec un cœur de matériel inerté (matériel terrigène), enveloppé d'une couche « réactive » composée de matières organiques, et d'oxydes de Fe (Fer), de Ce (Cérium) et de Mn (Manganèse) (non présent dans le dernier stade). Les variations des teintes de gris des particules reflètent les phases de robustesse (vis à vis de la dissolution) excepté pour le cœur schisteux qui ne joue pas un rôle majeur dans ce modèle. À droite des figures de particules sont indiqués les flux nets de particules dissoutes en LREE (Terres rares légères), MREE (Terres rares moyennes), HREE (Terres rares lourdes) et Ce indiqués par des flèches (flux des eaux de mer adaptés de Sholkovitz et al., 1994). À droite de la figure sont présentés les changements en REE et en Ce sous forme de spectres « idéaux » en fonction des paramètres énoncés ci-dessus. Les LREE se trouvent à gauche au niveau de l'anomalie en Ce, les MREE au centre et les HREE à droite (modifié d'après, Haley et al., 2004).

Bien que les REE présentes, notamment dans les carbonates squelettiques (e.g., Sholkovitz et Shen, 1995) et les phosphates (e.g., Wright et al., 1987) soit sensibles à l'altération diagenétique et à la dolomitisation qui peut avoir un léger effet sur les signatures des REE (Banner et al., 1988 ; Bau et Alexander, 2006, Elderfield et Pagett, 1986; German et Elderfield, 1990), les calcaires devraient conserver la signature de la géochimie des REE des eaux à partir desquelles ils ont précipités (Figure 19 et Figure 20). Cela implique néanmoins que les calcaires ont subi peu de contamination terrigène et d'altération diagenétique importante par des fluides pauvres en REE marins (Nothdurft et al., 2004). Par conséquent, les conditions énoncées précédemment doivent être respectées, afin de pouvoir utiliser la géochimie des REE des

CHAPITRE 2 : Procédures analytiques - Géochimie

carbonates comme outil de reconstruction de la chimie des eaux marines et comme traceur des conditions rédox (anomalie en Ce) (Banner et al., 1988 ; Denniston et al., 1997 ; Haley et al., 2004 ; Leybourne et al., 2000 ; Palmer, 1985).

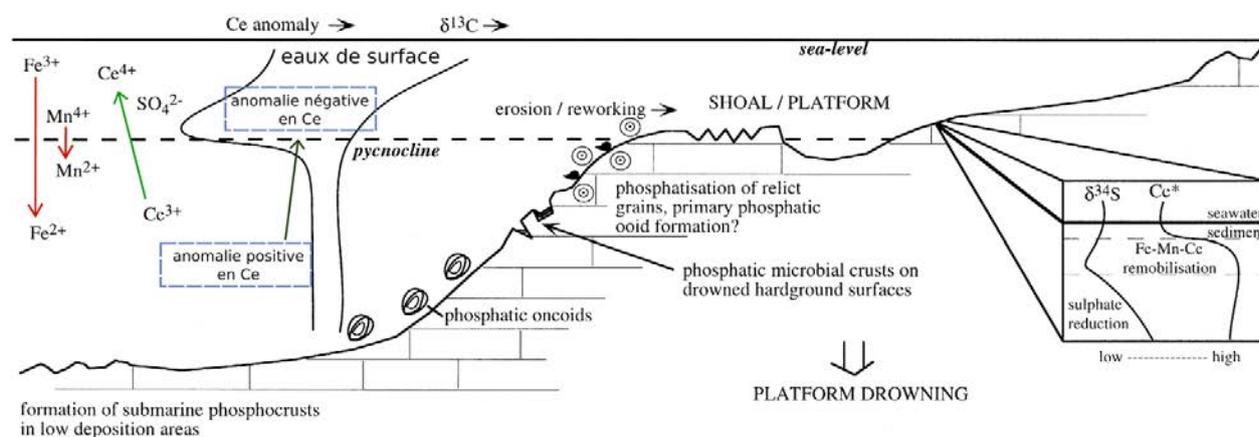


Figure 20 : Schéma de l'évolution d'un environnement phosphogénique de plateforme subtidale à profonde dans des systèmes sédimentaires carbonatés (d'après Trappe, 1998) avec les paramètres chimiques associés. Transgression et ennoïement d'une plateforme de surfaces indurées phosphatées suivies par un remaniement étendu d'ooïdes phosphatés, de reliques de grains, de morceaux de surfaces durcies, etc... Dans l'encadré sont présentées les variations en $\delta^{34}S$ et l'anomalie en Ce à l'interface eau-sédiments et plus en profondeur dues aux processus rédox. Les flèches rouges indiquent les processus d'oxydations et les vertes les processus de réduction, (modifié d'après Shields et Stille, 2001).

3.7.2 L'Europium

L'Europium (Eu) peut apparaître sous deux formes, soit divalente (Eu^{2+}), soit trivalente (Eu^{3+}). Cette capacité de l'Europium à exister sous ces deux formes le distingue des autres REE présentes dans les minéraux et roches par la présence d'une anomalie en Europium. L'enrichissement en Eu^{2+} apparaît dans des environnements fortement réducteurs et/ou sous températures ($> 250\text{ }^{\circ}C$) et pressions élevées (500 à 4000 bars) (Allwood et al., 2010 ; Bau et Dulski, 1996 ; McRae et al., 1992 ; Schieber, 1988 ; Sverjensky, 1984 ; Uysal et al., 2007). La forme Eu^{3+} est donc dominante à faible température ($< 250\text{ }^{\circ}C$), proche des conditions de surfaces sauf cas particuliers tels que des environnements très réducteurs ou des eaux interstitielles alcalines de sédiments marins anoxiques (Allwood et al., 2010). Les anomalies positives en Eu dans les sédiments marins sont souvent le marqueur d'une influence de fluides hydrothermaux sur la charge de REE dissous dans l'eau de mer (Derry et Jacobsen, 1990, Michard et Albarede, 1986 ; Olivarez et Owen, 1991). Pour exemple les formations ferrifères liées à des activités hydrothermales sous-marines montrent souvent des anomalies positives en Eu (Huston et Logan, 2004 ; Slack et al., 2009).

3.7.3 Calculs des anomalies

Comparativement aux REE voisines le Lanthanum (La) et le Gadolinium (Gd) sont souvent en surabondance dans les systèmes aquatiques et l'eau de mer. De ce fait, il peut en résulter des anomalies apparentes en Ce et en Eu à partir des calculs conventionnels qui ne peuvent donc être considérées comme vraies (de Baar et al., 1991 ; Bau et Dulski, 1996 ; Lawrence et al., 2006). De manières conventionnelles les anomalies en Ce notée (Ce/Ce^*) et en Eu notée (Eu/Eu^*) sont calculées suivant les équations suivantes : $Ce/Ce^* = 2C_{e_n}/(L_{a_n}+Pr_{n_n})$, (Taylor et McLennan, 1985) ou $Ce/Ce^* = 3C_{e_n}/(2L_{a_n}+Nd_{n_n})$, (Boynton, 1984) et $Eu/Eu^* = E_{u_n}/(Sm_{n_n} \times Gd_{n_n})^{1/2}$ ou $Eu/Eu^* = 2E_{u_n}/(Sm_{n_n}+Gd_{n_n})$, (Taylor et McLennan, 1985) avec n normalisation des concentrations au post-Archean Australian shale (PASS ; McLennan, 1989).

Afin de distinguer les anomalies apparentes en Ce des anomalies authentiques, Bau et Dulski (1996) ont développé le paramètre $Pr/Pr^* = 2Pr_{n_n}/(Ce_{n_n}+Nd_{n_n})$ (Pr : Praseodymium ; Nd : Neodymium) dont les éléments Pr et Nd ne peuvent chimiquement pas présenter d'anomalies. Ainsi, si le ratio $Pr/Pr^* \neq 1$ (e.g. $<0,95$ or $>1,05$) alors l'anomalie en Ce est vraie et à l'inverse si $Pr/Pr^* = 1$ (e.g. entre 0,95 et 1,05) alors l'anomalie en Ce est apparente et peut être causée par une surabondance en La. La comparaison entre les anomalies en Ce (Ce/Ce^*) et le paramètre Pr/Pr^* permet alors de discriminer les anomalies en Ce réelles et les anomalies en La.

Dans le cas où les anomalies en Ce sont apparentes il est alors intéressant de faire les calculs des anomalies en Eu et en Ce à l'aide des nouvelles équations de Lawrence et al. (2006) suivantes : $Ce/Ce^* = C_{e_n}/(Pr_{n_n}^2/Nd_{n_n})$ et $Eu/Eu^* = E_{u_n}/(Sm_{n_n}^2+Tb_{n_n})^{1/3}$, (Sm : Samarium ; Tb : Terbium). Ces nouvelles équations permettent de s'affranchir des éléments La et Gd problématiques en utilisant des éléments dans un voisinage plus proche de Ce et de Eu. De cette manière, les calculs des anomalies en Ce et Eu seront authentiques.

3.7.4 Mise en évidence des effets de la diagenèse

Comme vu précédemment la diagenèse peut affecter les signatures en REE et donc modifier les anomalies en Ce dans les carbonates (Nothdurft et al., 2004). Dans ce cas, ces derniers seraient alors progressivement enrichis en Ce, appauvris en Eu et leur ratio Dyn/Sm_n diminué (Shields et Stille, 2001). D'après Shields et Stille, (2001), l'impact des effets de la diagenèse peut être détecté par des corrélations négatives entre Ce/Ce^* vs. Eu/Eu^* et Ce/Ce^* vs. Dyn/Sm_n .

CHAPITRE 2 : Procédures analytiques - Géochimie

De plus, l'équation de Lawrence et al. (2006) pour l'Eu permet de discriminer les anomalies positives. De ce fait tous les échantillons ayant un ratio $Eu/Eu^* > 1$ présentent donc une anomalie positive en Eu significative.

3.7.5 Interférences lors des mesures

Les anomalies positives en Eu étant présentes uniquement dans un seul ciment (Cal2), il est alors logique de se demander si cela n'est pas anomalique. Dulski, (1994) a montré que les anomalies positives en Eu peuvent être causées par des interférences dues au divers composés du Baryum ($^{135}Ba^{16}O^+$; $^{137}Ba^{16}O^+$) lors des mesures ICP-MS. D'après l'auteur ces anomalies positives en Ce artificielles peuvent être reconnues par une corrélation positive entre le rapport Ba/Nd et Eu/Eu^* , (Ba : Baryum ; Nd : Neodymium).

3.7.6 Origines possibles des enrichissements en REE.

La modification de la signature en REE des roches sédimentaires carbonatées authigènes peut être également due au phosphate diagénétique (Shields et Stille, 2001 ; e.g., Wright et al., 1987). L'effet du phosphate diagénétique peut être révélé par une corrélation entre le phosphore et ΣREE (Ling et al., 2012).

RÉSULTATS

CHAPITRE 3 : Résultats

1. Caractérisation structurale des Chaînon Béarnais

L'analyse structurale et diagénétique de cette étude a été réalisée à partir d'affleurements et d'échantillons provenant principalement de deux structures : l'anticlinal de Bielle-Lurbe et de l'anticlinal de Sarrance (Figure 2). Ces deux anticlinaux sont orientés E-O à ONO-ESE et sont associés à des chevauchements à vergence Sud. Sur l'anticlinal de Sarrance, en particulier, de nettes variations d'épaisseurs sont reconnues dans le Mésozoïque (au moins au Jurassique) et peuvent attester d'une activité diapirique syn-sédimentaire (Pierre Labaume, communication personnelle). L'évolution structurale à grande échelle de cette région n'est pas l'objectif principal de cette contribution. Cependant, la principale implication d'un tel scénario pour notre étude est qu'un plissement a potentiellement eu lieu pendant le Mésozoïque avant le démarrage de la convergence Pyrénéenne. Il faut par conséquent envisager l'hypothèse que l'anticlinal de Sarrance a été initié durant le Mésozoïque. Cette géométrie initiale, si elle a existé, reste difficile à contraindre. Quoiqu'il en soit, cet éventuel plissement diapirique et les pendages ont été amplifiés par la suite durant la contraction Pyrénéenne à partir du Santonien.

1.1 Séquence de fracturation

Le traitement statistique des données de fracturation a permis d'exclure les données considérées comme « aberrantes » (points gris dans les stéréogrammes, Figure 22), c'est-à-dire pas suffisamment significatives pour représenter un set de fracturation. Les seuils arbitraires pour chaque stéréogramme ont été définis sur la base d'observations des chronologies relatives et des sets de fracturation préliminaires déterminés sur le terrain. De plus, l'accessibilité et la qualité des affleurements entre certainement en compte dans le nombre de mesures structurales possibles. Les relations chronologiques (Figure 21) combinées aux analyses statistiques des orientations de fractures (annexe .1) ont permis la définition de 5 sets différents de joints/veines (ou sous-sets, voir au-dessous) sur les flancs des anticlinaux et des charnières de plis.

Ces fractures sont remplies par des ciments diagénétiques spécifiques qui seront détaillés dans le chapitre «Caractérisation pétrographique». Les orientations des fractures sont données après débasculement par soucis de simplicité, même si certaines fractures ont pu s'être formées dans des couches non horizontales (voir plus bas). Cette hypothèse sera abordée dans la partie discussion.

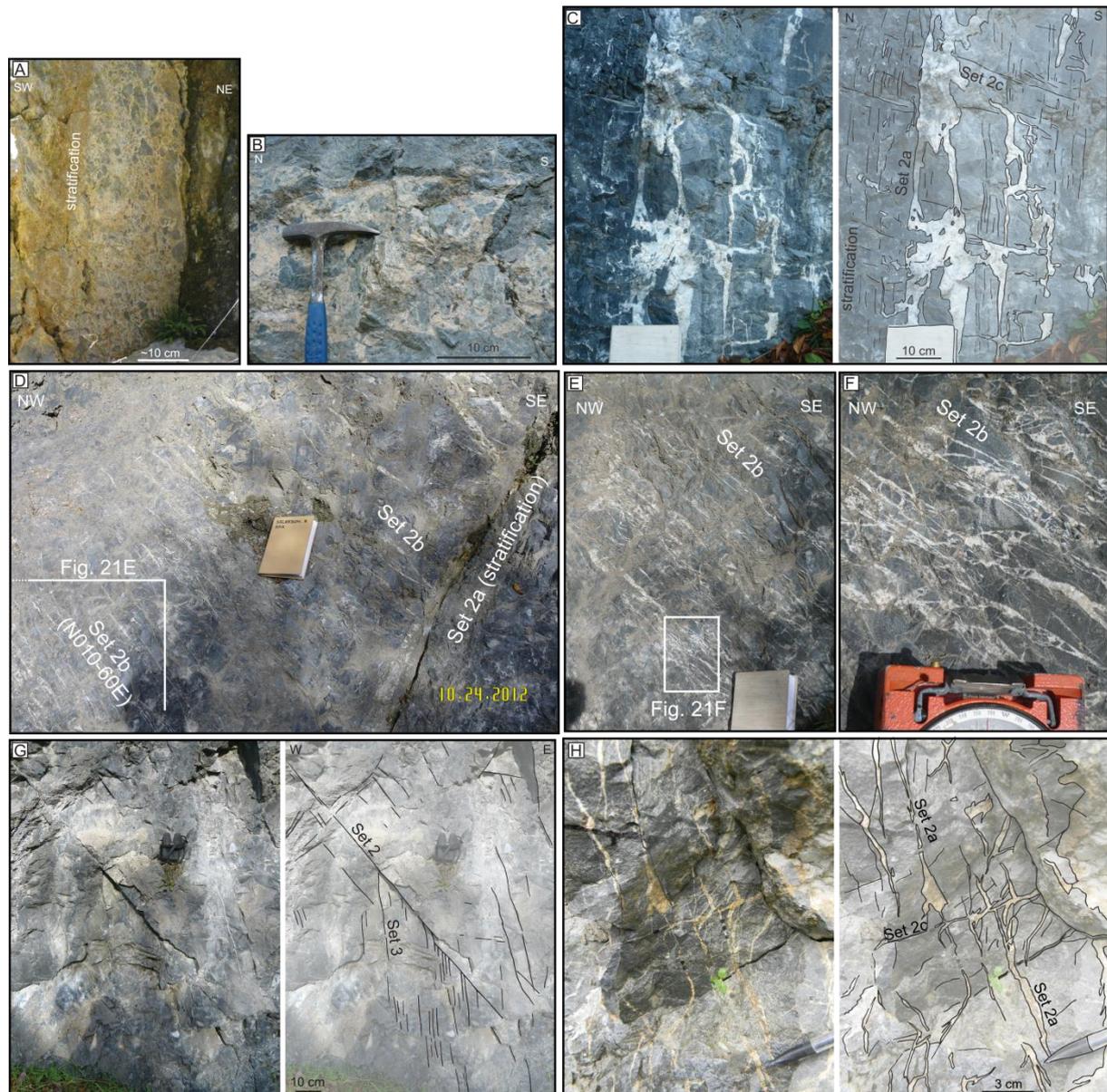


Figure 21 : Photographies de brèches sur le terrain. A) Brèches parallèles à la stratification observée principalement dans les couches dolomitiques du Callovo-Oxfordien et du Tithonien ; B) Brèches perpendiculaires à la stratification appartenant au set 2. Ces fractures sont principalement observées dans les formations Callovo-Oxfordiennes. Elles sont sub-parallèles aux veines (du sous-set 1) avec une orientation identique. Ces brèches sont cimentées par de la calcite et de la dolomite et sont souvent connectées et dans la continuité des fractures du set 2 ; C) Fractures du sous-set 2a (parallèle à la stratification) et du sous-set 2c : Elles semblent contemporaines étant donné qu'aucune relation de butée n'a pu être déchiffrée. De plus, leurs ciments suggèrent qu'elles ont été minéralisées par le même événement de circulation fluide ; D) Fractures des sous-sets 2a et 2b. Les fractures du sous-set 2b butent contre les fractures du sous-set 2a bien que cela ne fournit pas de chronologie univoque (voir texte) ; E) et F) Géométrie du réseau de fractures du sous-set 2b. Les fractures sont proches les unes des autres et sont associées à une bréchification immature de la roche. Cette géométrie peut évoluer en brèches plus matures (Figure 21B) ; G) Relations attenantes entre les fractures du set 2 et du set 3 : Les fractures du set 3 se branchent contre les fractures du set 2 montrant qu'elles postdatent le set 2 ; H) Relations de recoupement entre les fractures des sous-sets 2a et 2c. Aucune relations de recoupements claires n'ont été observées suggérant qu'elles sont synchrones.

Le set 1 est caractérisé par de fines fractures (≤ 2 mm). Elles affectent seulement les roches du Lias et du Dogger et n'ont donc pas été observées sur tous les sites. Ce set est

CHAPITRE 3 : Résultats - Structurale

caractérisé par des veines avec un ciment de blocage calcitique spécifique (Cal1, Figure 23g, h et Figure 24a, b), Les orientations de ce set n'ont pu être déterminées du fait de la petite taille des fractures et n'ont été observées qu'en lames minces.

Le second set de fractures (set 2, Figure 22) comprend des joints et des veines parallèles à la stratification (set 2a) (Figure 24e et f) et des joints et des veines sub-perpendiculaires à la stratification avec des orientations (après débasculement) NE-SO, NO-SE (set 2b) (Figure 23g, h et Figure 24c, d, e, f), et E-O (set 2c) (Figure 23e, f et Figure 24a à f). Les fractures du set 2 sont présentes dans toutes les formations du Lias à l'Albien-Cénomaniens. Ainsi, elles sont postérieures à l'Albien. Ce set est caractérisé par des sous-sets. (Figure 22). Le sous-set 2a est le plus vieux identifié sur le terrain d'après les relations chronologiques (Figure 24e et f) et est majoritairement composé de veines et/ou joints parallèles à la stratification. Cependant, les relations chronologiques entre les veines parallèles à la stratification et les autres sous-sets de veines/fractures sont souvent difficiles à établir. De plus, ce sous-set est souvent synchrone avec les autres fractures du set 2 (voir plus bas et Figure 21c). Elles sont remplies par des ciments de dolomie baroque et/ou par de la calcite (Cal2) (Figure 23e, f, g, h ; Figure 24c, d, e, f, h ; Figure 25f, g, h). Ces fractures sont documentées sur les sites 2, 3, 4, 7, 11, 12, 14, 16, 18 (Figure 22).

Les sous-sets 2b et 2c sont sub-perpendiculaires à la stratification et orientés NE-SO, NO-SE (sous-set 2b) ou E-W (sous-set 2c). Ces fractures ont des largeurs variant de 4 mm à une dizaine de centimètres et une extension pouvant être plurimétrique (1 à 15 m) et sont remplies par différents ciments (dolomite, quartz, chlorite, calcite), principalement de blocage. Ces fractures sont documentées dans la plupart des sites excepté les sites 8, 11 et 12 (Figure 22). Ces sets de fractures sont très probablement contemporains du sous-set 2a (Figure 21h) étant donné que leurs remplissages sont identiques d'un sous-set à l'autre (Figure 21c et h). Les fractures de ces sous-sets (en particulier le sous-set 2b) sont caractérisées en de nombreux endroits par une bréchification immature (Figure 21f), souvent localisée en terminaison de veines latérales. Dans les formations dolomitiques du Callovien-Oxfordien et du Tithonien, les fractures ont générées localement des bréchifications plus matures (Figure 21a et b).

Le troisième set, set 3 est composé de joints et de veines (Figure 26e, f et Figure 27a et b) perpendiculaires aux couches et globalement N-S avant et après débasculement. Les fractures sont remplies par le ciment calcitique de blocage Cal3. Ces fractures de largeurs et d'extension similaires au set 2 postdatent clairement les autres sets de fracturation (Figure 21g).

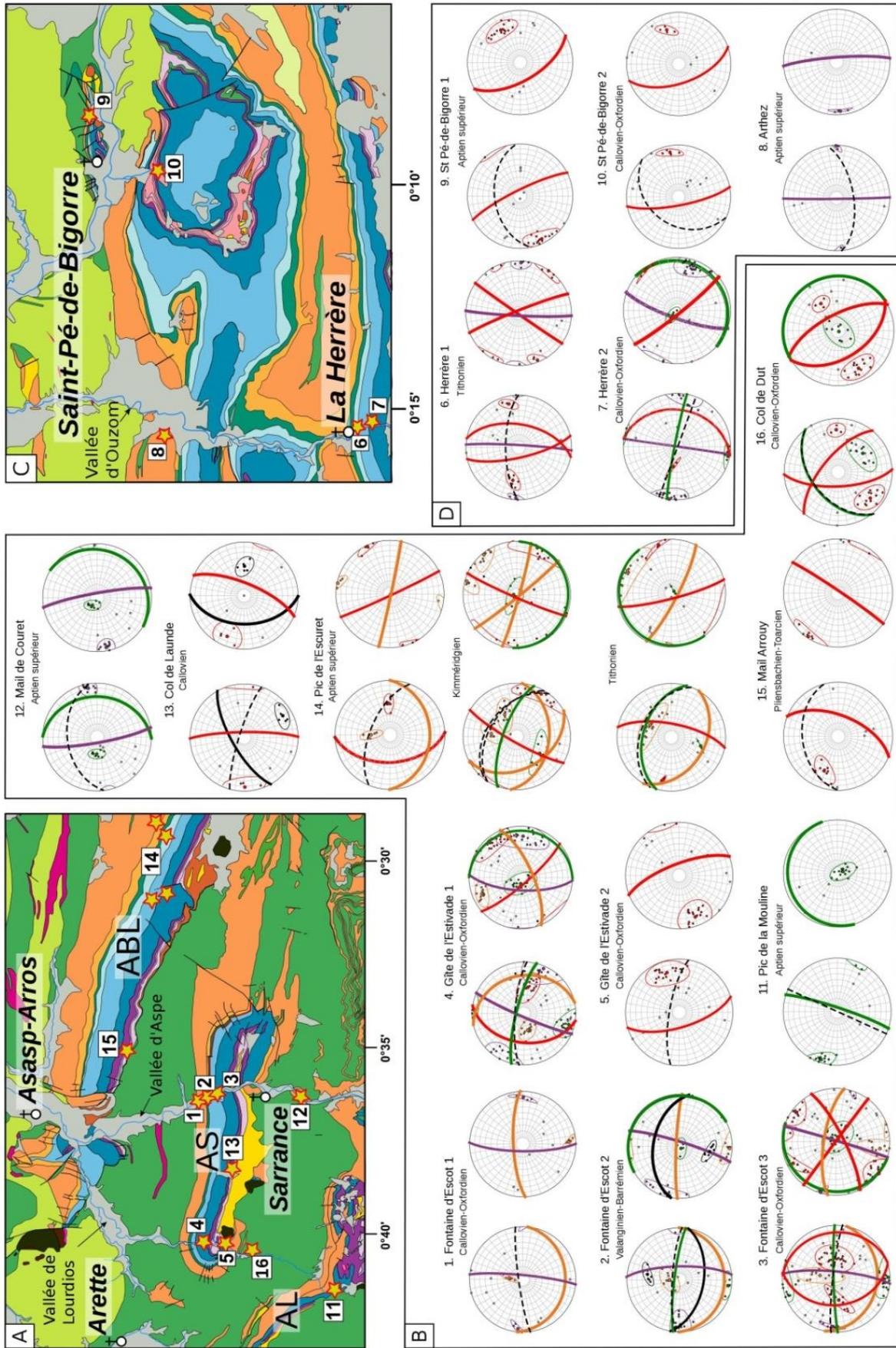


Figure 22 : Principaux sets de fracturation identifiés dans les Chaînons Béarnais. A) Localisation des affleurements étudiés dans l'anticlinal du Layens (AL), de Sarrance (AS) et dans la bordure ouest de l'anticlinal de Bielle-Lurbe (ABL) ; B) Stéréogrammes des principaux sets de fractures dans les zones étudiées de la figure A. Pour chaque site les stéréogrammes de gauche correspondent aux valeurs mesurées sur le terrain tandis que les stéréogrammes de droites correspondent aux mêmes mesures après débasculement ; C) Localisation des affleurements étudiés dans la bordure Est de l'anticlinal de Bielle-Lurbe (ABL) ; D) Stéréogrammes des principaux sets de fractures dans la zone étudiée de la figure C. Voir Figure 2 pour la légende des cartes géologiques. Quatre sets de fractures principaux ont été identifiés sur le terrain (et un de plus en lames minces) : Set 2a avec des fractures orientées sub-parallèles à la stratification, le set 2b avec des fractures E-O et sub-verticales, le set 2c orienté NO-SE ou NE-SO et sub-verticale (toutes les directions sont données après débasculement, voir le texte en partie discussion), les fractures du set 3 sont N-S et sub-verticales.

2. Caractérisation pétrographique

2.1 Diagenèse précoce

2.1.1 Micritisation (Mi)

La micritisation fait partie des phénomènes de diagenèse précoce qui constituent la première étape d'une séquence paragenétique (Bathurst, 1971). Cela affecte la totalité des grains ou juste leurs enveloppes. C'est pourquoi dans le premier cas, les grains sont transformés en péloïdes et dans le second cas, seul les bords des grains sont touchés et impliquent la création d'une enveloppe micritique. Cette phase est toujours la plus précoce puisqu'elle commence durant la vie des organismes. La micritisation apparaît souvent comme des franges de bio-corrosion micritique croissant de la surface vers l'intérieur des grains. Cette micritisation est appelée destructive. A l'inverse, une croûte microbienne se développant sur la surface des grains (Kobluk and Risk, 1977) peut générer une cimentation des sédiments. Dans ce cas la micritisation est dite constructive. Les enveloppes micritiques (5 – 50 μm d'épaisseur) sont attribuées aux organismes micro-foreurs vivant dans ou proche de l'interface eau-sédiment (Javaux, 1992 ; Purser, 1980). En cathodoluminescence les bio-corrosions sont légèrement plus orangées et luminescentes que les parties non affectées du grain (Figure 23a). Mi précède les ciments syntaxiaux (Cs).

2.1.2 Ciments calcitiques syntaxiaux riche en inclusions (Cs)

Ce type de cimentation est observé principalement dans l'Aptien supérieur. Elle s'exprime par un ciment calcitique syntaxial riche en inclusions qui croît en continuité cristalline autour des clastes monocristallins d'échinodermes et dans le même axe optique que ceux-ci (Scholle et al., 1983 ; Scholle and Ulmer-Scholle, 2003). Cette croissance en continuité cristalline du grain d'origine n'est pas possible lorsque la périphérie de ce dernier est entièrement micritisé. Ces ciments sont courants à l'interface eau-sédiment dans les plateformes carbonatées peu profondes pendant les périodes de mer calcitique (Sandberg, 1983). Les ciments syntaxiaux sont généralement caractérisés par des cristaux de calcite non-ferrifère de

taille comprise entre 150 et 300 μm . Ils apparaissent avec une luminescence orange foncé à marron en cathodoluminescence (Figure 23b et c) et postdatent la micritisation et précèdent la dolomite Dol1. Ces ciments peuvent montrer une évolution graduelle de leur luminescence vers le centre des pores, allant du noir, au rouge luminescent pour finir par une teinte rouge terne. Cette évolution est due à la croissance lente du cristal depuis l'éogénèse jusqu'à la fin de l'enfouissement (Brigaud et al., 2009 ; Carpentier et al., 2014 ; Durllet and Loreau, 1996 ; Sandberg, 1983 ; Vincent et al., 2007).

2.2 Mésogénèse et Télégénèse

2.2.1 Dolomite 1 (Dol1)

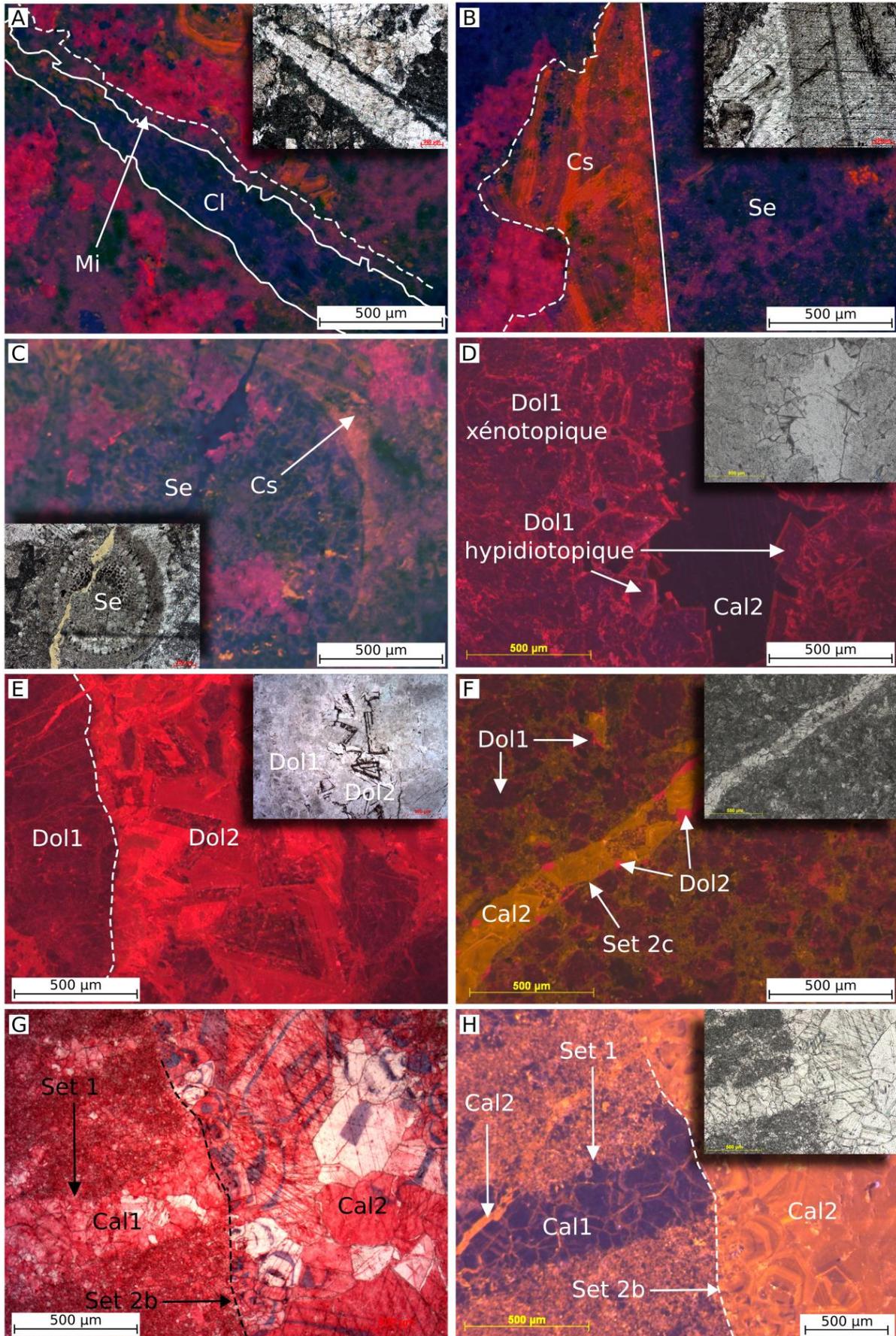
La première génération de dolomie est présente du Callovien au Tithonien et consiste en des cristaux turbides riches en inclusions de taille variant entre 10 à 100 μm . Leur texture est xénotopique ou hypidiotopique lorsque les bordures planaires des rhomboèdres apparaissent en bordures de pores (Figure 23d). En CL, les cristaux de Dol1 apparaissent rouge foncé. Dol1 constitue soit la totalité de la roche hôte (Figure 23e), soit elle est dispatchée dans la matrice (Figure 23f) et précède la calcite 1 (Cal1).

2.2.2 Calcite 1 (Cal1)

La Calcite 1 correspond à des cristaux sparitiques limpides en lumière naturelle et non-ferrifère (Figure 23g et Figure 24a). En CL, les ciments de Cal1 sont caractérisés par un cœur non-luminescent de taille comprise entre 100 et 500 μm et une frange externe orange luminescente de 10 à 150 μm (Figure 23g et h). Le ciment Cal1 a été observé uniquement dans les séries carbonatées Liasiques et du Dogger, où il constitue le premier ciment de blocage intergranulaire suivant et apparaît dans les fractures du set 1 (Figure 24a et b) prédatant tous les ciments suivant.

2.2.3 Dolomite 2 (Dol2)

La seconde génération de dolomite Dol2 est présente du Lias au Crétacé. Dol2 est parfois observée en surcroissance de Dol1 dans la porosité inter-cristalline. Dol2 a également été observée dans les fractures du set 2 (Figure 24c, d, e, f). Dans ces fractures ce ciment constitue la seule ou la première étape de cristallisation avant la calcite Cal2 et peut se développer en surcroissance de Dol1 si cette dernière est présente dans la matrice (Figure 24d et h) Dol2 se présente sous forme de grands cristaux (200 μm à 2 mm) automorphes ou hypidiomorphes de dolomites baroques non-ferrifères. En cathodoluminescence les cristaux sont caractérisés par un cœur rouge de taille variant entre 100 et 500 μm avec une première



CHAPITRE 3 : Résultats - Pétrographie

Figure 23 : Principales caractéristiques pétrographiques et chronologiques des fractures et des ciments observés en cathodoluminescence et en coloration (première partie). A) Crétacé – FA6.1a - Micritisation (Mi) de la bordure d'un claste d'échinoderme (Cl), la bio-corrosion présente une luminescence orange rosé (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; B) Crétacé – FA6.1a - Surcroissance orange à rougeâtre luminescent en CL limitée par l'encaissant d'un ciment syntaxial (Cs) sur un claste d'échinoderme (Se), (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) (Se) ; C) Crétacé – FA6.1a - Surcroissance syntaxiale (Cs) sur un squelette (Se) d'échinoderme, orange luminescent à terne en CL (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; D) Callovo-Oxfordien – CB12-15''b - Dolomite xénotopique rouge foncé (Dol1) et dolomite hypidiotopique rouge foncé (Dol1) à bordures planaires en bordure d'un pore intergranulaire rempli par Cal2 noire (sous-phase) en CL (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; E) Callovo-Oxfordien – CB12-32g - Dolomite xénotopique rouge foncé (Dol1) et dolomite baroque zonée (Dol2) en remplissage d'une géode (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; F) Callovo-Oxfordien – CB12-36a.1d - Dolomite xénotopique rouge foncé (Dol1) dispatchée dans la matrice et fracture du set 2c remplie par Dol2 en surcroissance de Dol1 (présent dans la matrice) aux épontes et par Cal2 jaune-orange luminescent en CL (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; G) Dogger – CB12-64i - Observé après coloration. Fracture du set 2b remplie par Cal2 zonée avec des bandes ferrifères (violet) recoupant une fracture du set 1 remplie par Cal1 non-ferrifère (rose) ; H) Photo G observée en CL, où Cal1 apparaît non luminescente et non-ferrifère et Cal2 orange terne zonée (lumière polarisée non analysée dans l'encadré).

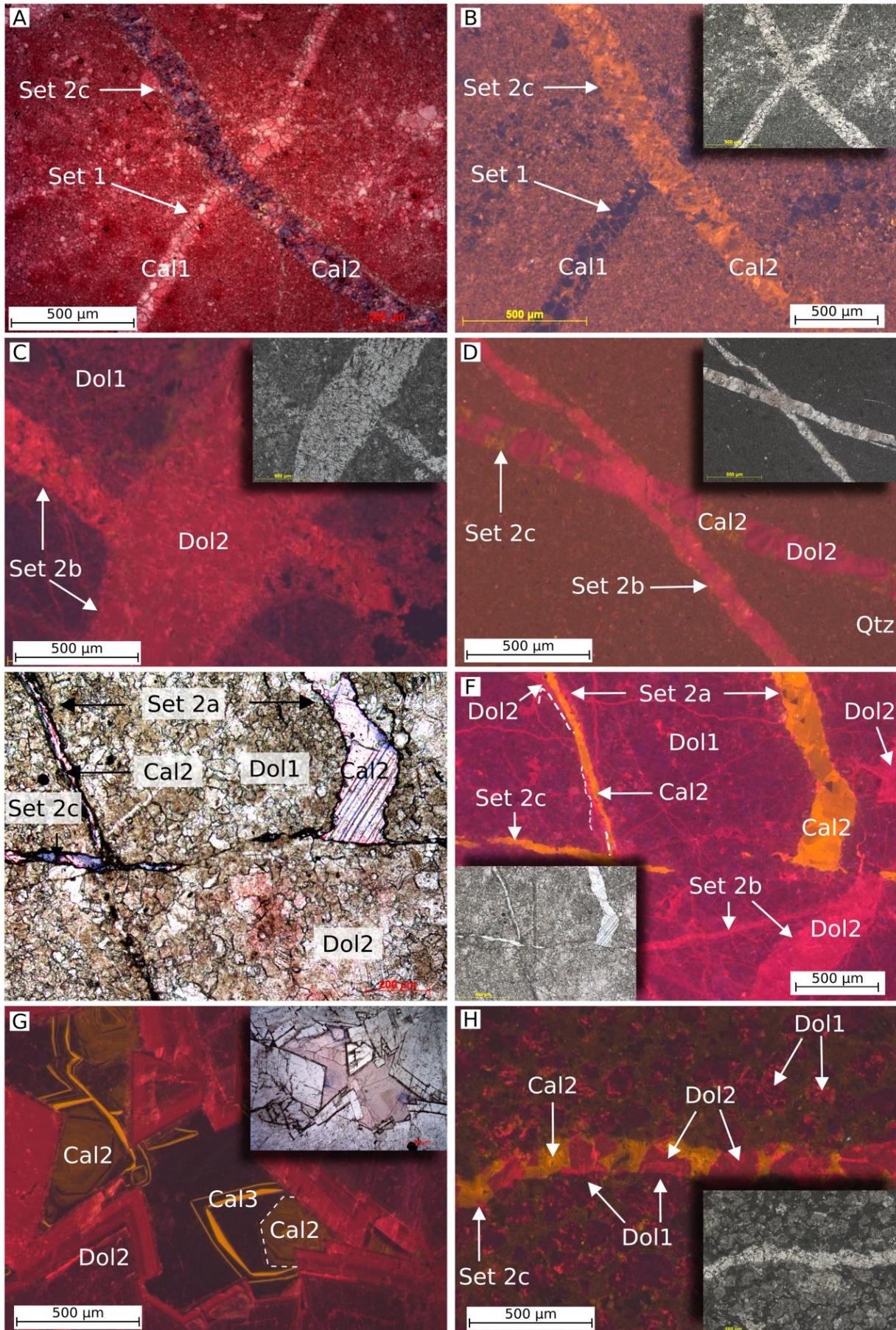
frange de 20 – 100 μm plus sombre et parfois une frange externe rouge terne de 50 – 200 μm (Figure 23e et g). Cependant, le cœur rouge luminescent est souvent le seul observable. Dol2 peut contenir de rares inclusions solides. Dol2 postdate Cal1 et précède dDol.

2.2.4 Dédolomitisation de la dolomie 2 (dDol)

Les bordures externes des cristaux de Dol2 sont souvent remplacées par des ciments Cal2 (Figure 25a). Localement, lorsque la dédolomitisation a été intense seulement de petits vestiges de cristaux de dolomite sont présents (Figure 25b, c, d). En CL, la calcite de remplacement de la dolomite présente une teinte orangée caractéristique (Figure 25b). La chronologie entre dDol et les ciments de quartz n'a pas été clairement observée.

2.2.5 Hématite (Hm)

Hm est caractérisé par des cristaux opaques de taille souvent supérieure à 200 μm . Les cristaux hexagonaux apparaissent principalement dans le Callovien-Oxfordien. Des reliquats de pyrite sont parfois observés au centre des hexagones de pyrite. Les hématites apparaissent dans la matrice dolomitisée, associées à Dol1 mais également dans les fractures du set 2 où elles sont postérieures à Dol2 et précèdent Cal2 (Figure 25c et d). A l'inverse, la chronologie relative entre Hm et les ciments de quartz (Qtz) ou de chlorite (Chl) n'a pas été observée.



CHAPITRE 3 : Résultats - Pétrographie

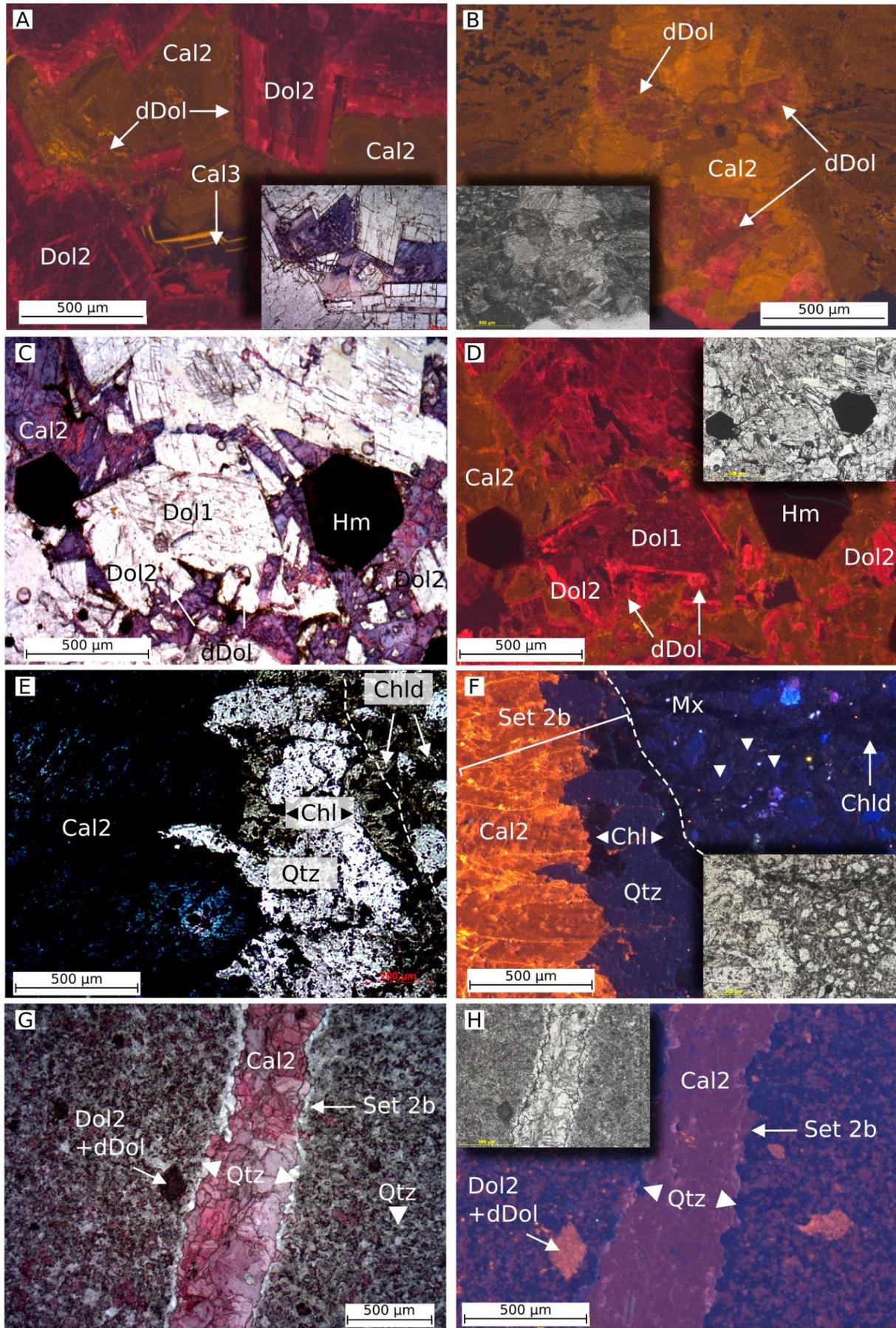
Figure 24 : Principales caractéristiques pétrographiques et chronologiques des fractures et des ciments observés en cathodoluminescence et en coloration (deuxième partie). A) Dogger – CB12-64a - Fracture du set 2c remplie par Cal2 zonée et ferrifère (violet) recoupant une fracture du set 1 remplie par Cal1 non-ferrifère (rose) ; B) Photo A observée en CL où Cal1 apparaît non luminescent et Cal2 orange luminescent à terre (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; C) Kimméridgien – CB12-6.1h - Fractures du set 2b remplies exclusivement par Dol2 dans un encaissant dolomitique Dol1 (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; D) Lias – CB12-86d - Fracture du set 2c remplie par Dol2 et Cal2 recoupant une fracture du set 2b remplie uniquement par Dol2. La matrice micritique est légèrement dolomitisée (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; E) Kimméridgien – CB12-4c - Observation après coloration montrant la nature non ferrifère de Dol2 (incolore) alors que Cal2 apparaît localement ferrifère (violet) ; F) Photo E observée en CL, montrant l'encaissant dolomitique Dol1 rouge foncé recoupé par des fractures des sets 2a et 2b remplies par Dol2 rouge luminescent. Elles sont localement réouvertes et recoupées par des fractures du set 2c remplies par Cal2 jaune-orange luminescent (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; G) Callovo-Oxfordien – CB12-17.1d - Cal3 en surcroissance de Cal2 dans un espace inter-cristallin de Dol2, (Observation après coloration dans l'encadré, montrant la nature ferrifère de Cal2 (violet) et la nature non ferrifère de Cal3 (rose) avec les dolomites Dol1 et Dol2 incolores et Cal3 non-ferrifère présentant une teinte rose) ; H) Callovo-Oxfordien – CB12-36a.1b - Dol2 rouge zonée (CL) en surcroissance de Dol1 rouge foncé en CL (dont les rhomboèdres sont présents dans la matrice) dans les fractures du set 2c (lumière polarisée non analysée dans l'encadré).

2.2.6 Chlorite (Chl)

Des cristaux de chlorite légèrement vert en lumière polarisée-analysée ont été observés dans l'Albo-Cénomaniens et apparaissent marron foncé en cathodoluminescence. La chlorite est principalement présente sur les épontes des fractures du set 2 où elles sont toujours associées au quartz (Figure 25e et f). Celle chlorite diagénétique apparaît principalement dans les niveaux où de la chlorite détritique (Chld) est présente dans la matrice.

2.2.7 Quartz (Qtz)

Le quartz se présente sous forme de larges cristaux limpides et euhedraux avec une taille souvent supérieure à 500 μm . Ce ciment est rare dans le Callovien-Oxfordien et dans le Kimmeridgien mais est plus abondant dans le Valanginien-Barremien et dans l'Aptien-Albien. Le quartz est non luminescent en cathodoluminescence (Figure 25f et h). Le quartz apparaît dans la porosité inter-cristalline de Dol1 (Figure 26a) et dans les fractures du set 2 où il est clairement postérieur à Chl et antérieur à Cal2 et Cal3 (Figure 25e, f, g, h). Localement, où les ciments de quartz sont plus abondants, la matrice présente des grains de quartz détritiques (Figure 25e et f). Qtz précède sa dissolution QtzC.



CHAPITRE 3 : Résultats - Pétrographie

Figure 25 : Principales caractéristiques pétrographiques et chronologiques des fractures et des ciments observés en cathodoluminescence et en coloration (troisième partie). A) Callovo-Oxfordien – CB12-17.1c - Dédolomitisation locale (dDol) et remplacement de Dol2 par Cal2 ferrifère orange terne en CL. Cal3 non luminescent et zonée en CL constitue la dernière phase de cimentation après Cal2 (observation après coloration dans l'encadré, avec Dol2 incolore, Cal2 ferrifère (violet) et Cal3 non-ferrifère (rose)) ; B) Valanginien-Barrémien – CB12-78.2h - Vestiges de Dol2 rouge luminescent en CL après dédolomitisation (dDol) et remplacement par Cal2 orange luminescent en CL (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; C) Callovo-Oxfordien – CB12-73g - Dédolomitisation des bordures externes de Dol2 incolore (dDol) et cristaux d'hématites opaques (Hm) entourés par la Cal2 ferrifère (bleu-violet) ; D) Photo C observée en CL avec Cal2 orange terne, Dol2 rouge zonée et Hm opaque (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; E) Albien-Cénomaniens – CB12-58.1b - Chlorite (Chl) avec une teinte verdâtre originelle (car non affectée par la coloration) et ciments de Quartz (Qtz) incolore aux épontes d'une fracture du set 2b remplie par Cal2 ferrifère (bleu) et recoupant une matrice (Mx) riche en chlorite détritique (Chld) et en quartz détritique (petites flèches), observée après coloration ; F) Photo E observée en CL, avec Cal2 jaune luminescent, Qtz et Chl non-luminescents (Chl est plus sombre que Qtz) (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; G) Aptien supérieur – CB12-61c - Photo observée après coloration avec présence de Qtz aux épontes d'une fracture du set 2b remplie par Cal2 ferrifère (teinte violacée). La matrice est intensément silicifiée ; H) Photo G observée en CL, avec Cal2 présentant une teinte orange à marron terne (lumière polarisée non analysée dans l'encadré).

2.2.8 Dissolution du Quartz (QtzC)

La corrosion du quartz a été observée dans l'Albien et le Cénomaniens. La corrosion a généré un réseau de pores (petites fractures) interconnectés entre les cristaux de quartz au sein des fractures (Figure 26b). Les nombreux golfes de corrosion en bordure des cristaux de quartz suggèrent une dissolution locale plutôt qu'un réseau de fracturation. L'aspect très local et l'absence de prolongement du réseau au sein de la matrice semble conforter cette hypothèse (Figure 26b). Des vacuoles de dissolution sont également présentes dans les cristaux de quartz. Le réseau de dissolution est rempli par les calcites Cal2 (Figure 26b) postérieurs.

2.2.9 Calcite 2 (Cal2)

Les cristaux de Cal2 sont subhédraux à euhédraux, limpides, sparitiques et ont une taille allant de 50 μm à 2mm, en fonction de la largeur des fractures. Les cœurs des cristaux sont souvent ferrifères (bleu-violet en coloration) avec une teinte marron terne en cathodoluminescence (Figure 26c, d, e, f). Les parties externes des cristaux montrent une zonation caractérisée par une alternance de bandes non ferrifères, orange en CL et de bandes ferrifères, marron terne en CL (Figure 26c, d, e, f). Cal2 a été observée dans les formations Liasique, du Jurassique supérieur et du Crétacé et remplit les fractures du set 2 (Figure 26c, d, e, f, g, h). Ce ciment de blocage comble les espaces inter-cristallins de la Dol2 où il est souvent associé à des fragments de Dol1 bréchifiés (Figure 26e, f, g, h).

CHAPITRE 3 : Résultats - Pétrographie

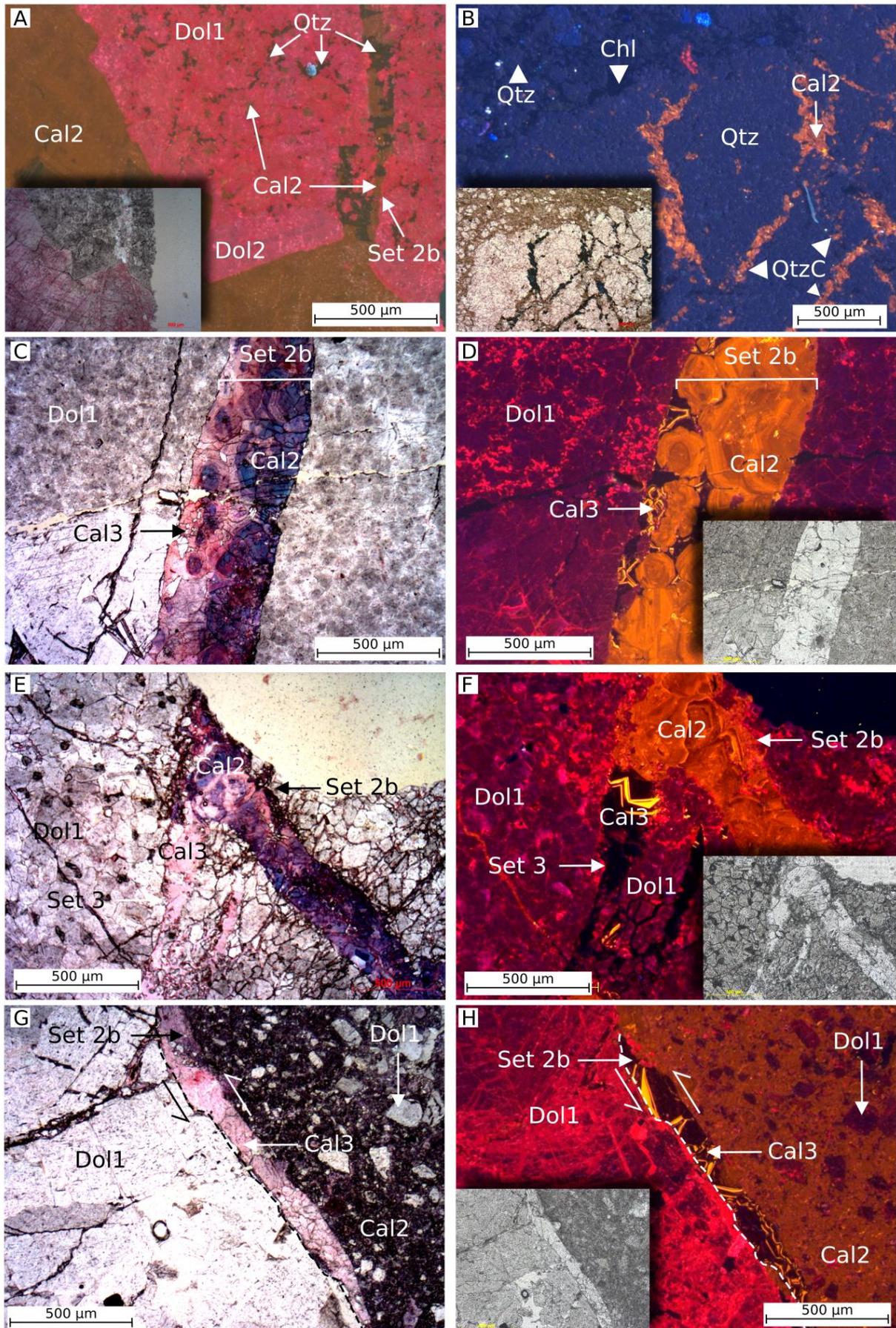


Figure 26 : Principales caractéristiques pétrographiques et chronologiques des fractures et des ciments observés en cathodoluminescence et en coloration (quatrième partie); A) Aptien supérieur – CB12-62b - Remplacement de la dolomite (Dol1 et Dol2) par le quartz (Qtz) non luminescent en CL et Cal2 orange terne en CL. Quartz et Cal2 sont également présents dans les fractures du set 2b recoupant les dolomites (observé après coloration dans l'encadré avec Cal2 ferrifère présentant une teinte violacée) (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; B) Albien-Cénomaniens – CB12-56.1f - Remplissage d'une fracture du set 2 présentant de la chlorite et du quartz altéré (QtzC) non-luminescents en CL. Cal2 orange luminescent en CL vient remplir les golfes de dissolutions du quartz (photo après coloration, avec Cal2 ferrifère teintée en bleu en remplissage du réseau interconnecté entre les grains de quartz générés par la dissolution du quartz) ; C) Callovo-Oxfordien – CB12-69h - Double remplissage d'une fracture du set 2b par Cal2 ferrifère (violet) et par Cal3 non-ferrifère (rose), observé après coloration ; D) Photo C observée en CL avec Cal2 orange luminescent et Cal3 non-luminescent zonée localement (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; E) Callovo-Oxfordien – CB12-18.2e - Connexion orthogonale entre une fracture du set 2b et une fracture du set 3 remplies par Cal2 ferrifère (violet) et Cal3 non-ferrifère (rose) respectivement, observée en coloration ; F) Photo E observée en CL avec Cal2 orange luminescent et Cal3 non-luminescent localement zonée, Dol1 reste rouge foncé (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; G) Callovo-Oxfordien – CB12-17.2a - Fracture du set 2b remplie par Cal2 ferrifère bleutée et des clastes de Dol1 incolore. On observe localement une réouverture de la fracture comblée par Cal3 avec une teinte rose ; H) Photo G observée en CL avec Cal2 orange terne, Dol1 rouge foncé et Cal3 non luminescente et localement zonée (lumière polarisée non analysée dans l'encadré).

2.2.10 Calcite 3 (Cal3)

Le ciment de blocage Cal3 est caractérisé par des cristaux non-ferrifères euhédraux et limpides de taille allant de 100 μm à 2mm (Fig. 6B, D, E). En cathodoluminescence, Cal3 est caractérisée par un large cœur non-luminescent (100-250 μm), bordé par une alternance de bandes noires non-luminescentes et jaunes luminescentes (Figure 26g et h). Une frange non luminescente de 100 μm – 2 mm constitue la dernière surcroissance (Figure 27a et b). La croissance de Cal3 peut être observée en continuité de Cal2 (Figure 27a et b). Dans le Lias, seule la sous-phase luminescente semble être présente. Dans le Dogger, le Callovo-Oxfordien, le Kimmeridgien et du Valanginien à l'Aptien, la calcite Cal3 apparaît comme la dernière étape de cimentation du set 2 et dans les fractures du set 3 (Figure 27a et b) et précède la stylolithisation 1 (S1).

2.2.11 Stylolithisation 1 (S1) et dolomie (s1D)

Les joints stylolithiques obliques ou perpendiculaires à la stratification à pics plus ou moins horizontaux affectent toutes les phases diagénétiques précédentes (Figure 27c). L'orientation principale des pics stylolithiques est comprise entre 90° et 130° N. Du matériel insoluble noir est présent dans ces stylolithes ainsi que parfois de petits cristaux de dolomite (s1D). s1D apparaît principalement dans le Valanginien-Barremien où les stylolithes sont les plus abondants. La stylolithisation est également observée dans le Lias, le Callovo-Oxfordien et le Portlandien.

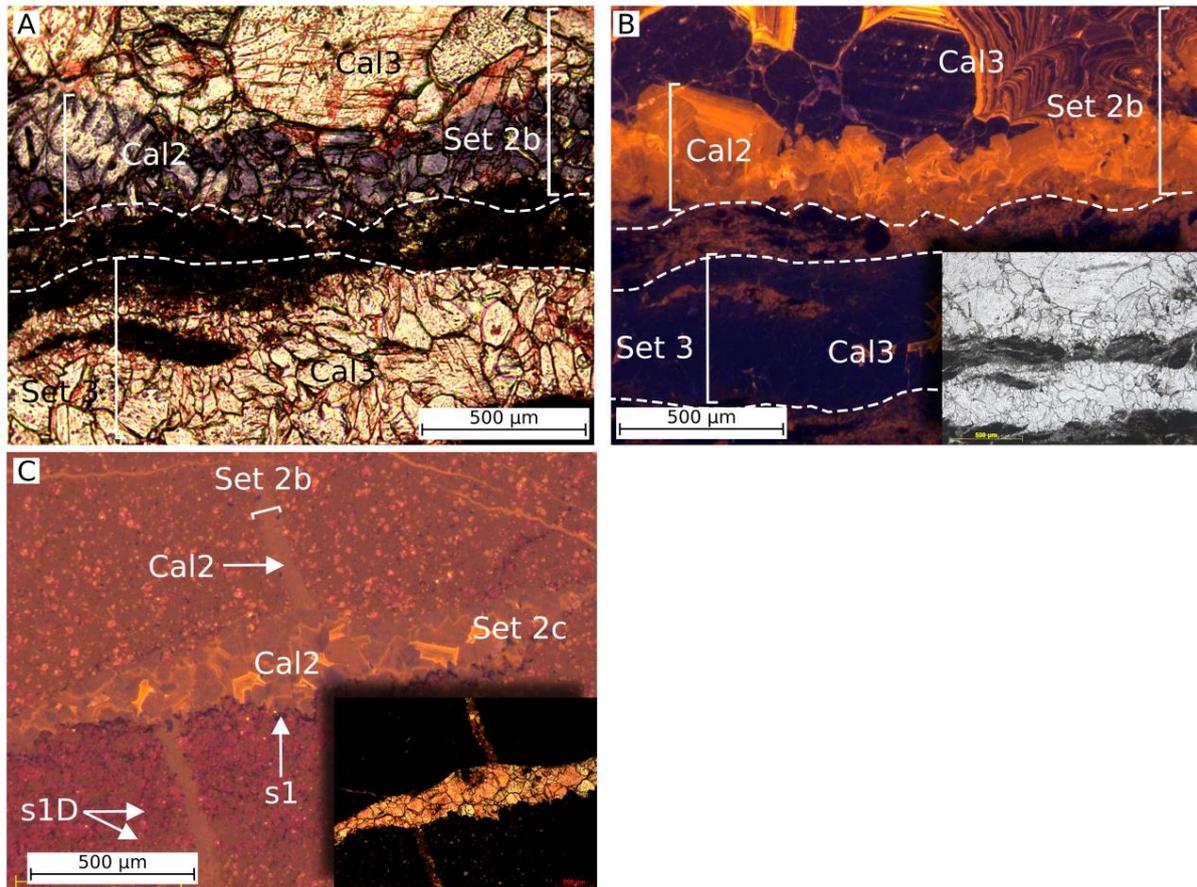


Figure 27 : Principales caractéristiques pétrographiques et chronologiques des fractures et des ciments observés en cathodoluminescence et en coloration (cinquième partie). A) Kimméridgien – CB12-03.1b - Photo après coloration, fractures des sets 2b et 3 parallèles. La fracture du set 2b est remplie par Cal2 ferrifère (bleu) et Cal3 non-ferrifère (rose) certainement après une réouverture de la fracture tandis que la fracture du set 3 créée certainement en même temps que la réouverture de la fracture du set 2b est remplie uniquement par Cal3 ; B) Photo A observée en CL avec Cal2 présentant une teinte orange luminescent et Cal3 non-luminescent et localement zonée avec des bandes jaunes luminescentes (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; C) Kimméridgien – CB12-02c - Sets de fractures 2b et 2c remplis par Cal2 et impactés par des stylolithes compressifs à pics horizontaux (s1). La matrice au voisinage du stylolithe est dolomitisée (s1D) (photo observée après coloration permettant d'observer la nature ferrifère de Cal2 avec une teinte rosée à bleutée) (lumière polarisée non analysée dans l'encadré).

3. Analyses géochimiques

3.1 Analyses d'isotopes stables

Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène ont été effectuées à la fois sur le remplissage des veines et sur les roches hôtes correspondantes (Figure 29, Figure 30, Figure 31). Les valeurs isotopiques des échantillons sont données en annexe 3 et les compositions en Terres rares des échantillons carbonatés sont présentées dans le Tableau 2.

3.1.1 Cal1

La calcite 1 a été observée uniquement dans les calcaires du Lias et du Dogger. La faible largeur des fractures remplies par ce ciment n'a pas permis de prélever assez de matière pour les analyses isotopiques et de Terres Rares sans contamination par la roche encaissante.

3.1.2 Dol2

Les valeurs isotopiques de Dol2 présentées en annexe 3, s'étalent pour l'oxygène de -13‰ à -16,89‰ et de +0,3‰ à +2,25‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ dans le Callovo-Oxfordien tandis que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont plus élevées dans le Lias, comprises entre -9,80‰ et -11,2‰ avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ d'environ +2‰ ($\pm 0,1$ ‰). Les valeurs des roches hôtes du Callovo-Oxfordien, essentiellement constituées de Dol1, sont plus élevées que celles de Dol2 et montrent également une distribution plus large pour le $\delta^{18}\text{O}$, comprise entre -6‰ et -14,60‰ et entre +2,30‰ et +2,60‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs les plus faibles de $\delta^{18}\text{O}$ s'étalant de -13‰ à -16,89‰ correspondent aux affleurements situés dans l'anticlinal de Sarrance au voisinage de corps lherzolitiques. A l'inverse les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ des roches hôtes du Lias sont de l'ordre de -5,5‰ et +1,92‰ respectivement. Dans le Kimmeridgien, la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ est de -7‰ et de +0,7‰ pour $\delta^{13}\text{C}$. La roche hôte du Kimmeridgien quant à elle, a des valeurs de -2,51‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de -0,34‰ pour $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 29).

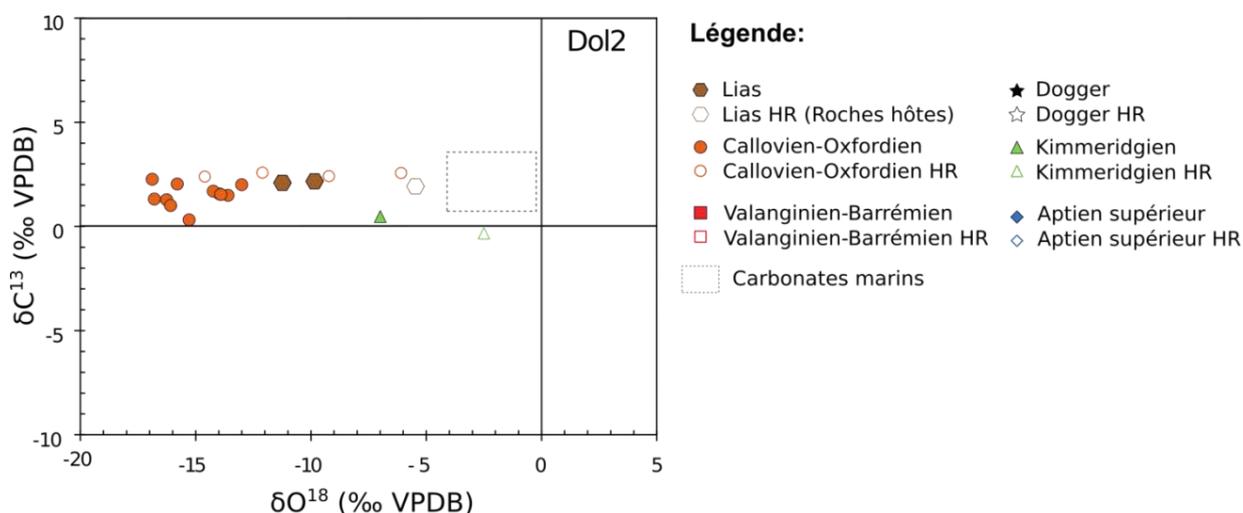


Figure 29 : Cross-plot des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour la dolomie Dol2 et les roches encaissantes.

3.1.3 Cal2

Concernant les données isotopiques de la calcite 2 (annexe 3), un seul échantillon a pu être analysé dans le Lias et présente des valeurs de $-9,74\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de $-3,86\text{‰}$ pour $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs isotopiques de la roche hôte (annexe 3) correspondante sont quasiment similaires ($-10,40\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$ et $-4,59\text{‰}$ pour $\delta^{13}\text{C}$) (Figure 30). Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ de Cal2 pour le Callovo-Oxfordien montrent une large distribution de $-5,78\text{‰}$ à $-17,57\text{‰}$ et de 0‰ à $+2,45\text{‰}$ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ les plus basses, entre $-9,86\text{‰}$ et $-18,15\text{‰}$ correspondent aux échantillons prélevés dans l'anticlinal de Sarrance où les corps lherzolitiques sont affleurant. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de la roche hôte sont également réparties sur une large gamme de $-2,95\text{‰}$ à -17‰ et de $+1,15\text{‰}$ à $+3\text{‰}$ pour le $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 30).

Pour le Kimmeridgien, la distribution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ est assez similaire allant de $-5,45\text{‰}$ à $-13,80\text{‰}$ tandis que les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ fluctuent de $+1,57\text{‰}$ à $+1,76\text{‰}$. En revanche, les valeurs de la roche hôte sont plus élevées (annexe 3) et montrent une distribution plus étroite comprise entre $-5,12\text{‰}$ et $-5,95\text{‰}$ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre $+1,54\text{‰}$ et $1,89\text{‰}$ pour le $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 30).

De même, la gamme de valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ pour Cal2 dans le Valanginien-Barremien présente une large distribution allant de $-8,45\text{‰}$ à $-18,15\text{‰}$. Le $\delta^{13}\text{C}$ quant à lui est compris entre $+2,06\text{‰}$ et $+2,26\text{‰}$. Seulement un échantillon a été analysé pour la roche hôte du Valanginien-Barrémien et les valeurs sont de $-8,47\text{‰}$ et $+2,37\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ respectivement.

Le $\delta^{18}\text{O}$ de Cal2 dans l'Aptien supérieur est caractérisé par une distribution étroite avec une gamme allant de $-3,90\text{‰}$ à $-7,93\text{‰}$ et de $+0,80\text{‰}$ à $+5,22\text{‰}$ pour $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de la roche hôte $\delta^{18}\text{O}$ varient de $-3,94\text{‰}$ à $-7,83\text{‰}$ et de $+1,99\text{‰}$ à $+5,10\text{‰}$ pour $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 30). Il est important de noter que les phases précoces de Cal2 caractérisées par un ciment calcitique non zoné et

CHAPITRE 3 : Résultats - Géochimie

ferrifère montrent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ supérieures (environ -4‰ à $-9,3\text{‰}$) comparées aux dernières phases à calcite zonée et non ferrifère (avec des valeurs entre $-9,6\text{‰}$ et $-18,15\text{‰}$).

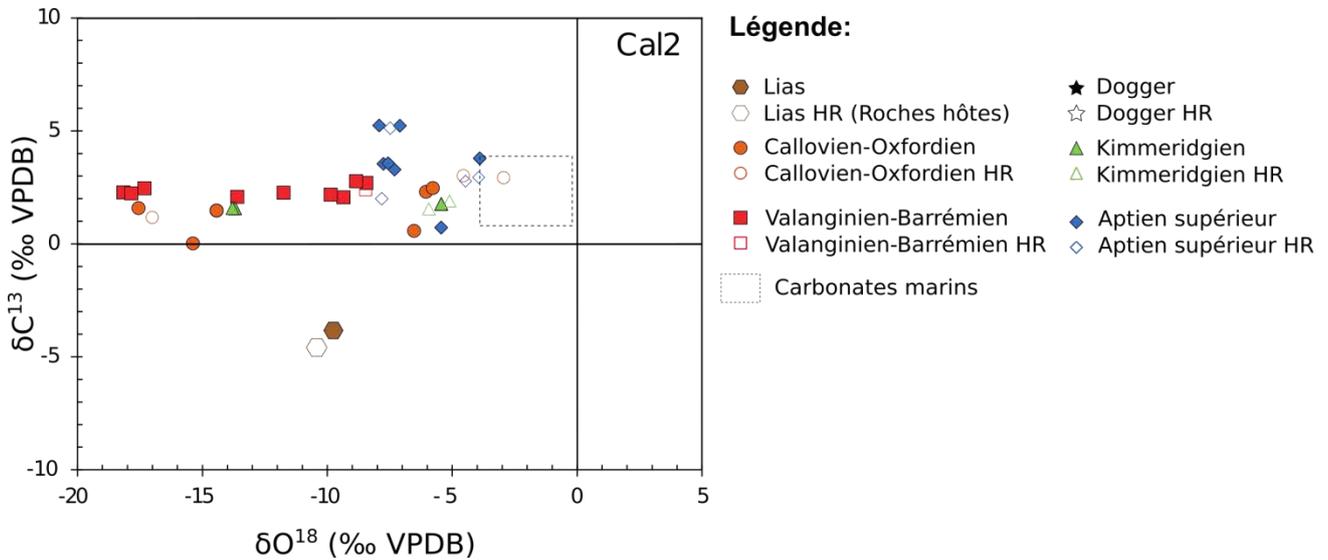


Figure 30 : Cross-plot des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour la calcite Cal2 et les roches encaissantes.

3.1.4 Cal3

La plupart des valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ des ciments de la calcite 3 sont fortement négatifs comparés aux ciments analysés précédemment (annexe 3). Dans le Dogger, les valeurs se situent entre $-6,97\text{‰}$ et $-7,90\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$ et $-4,75\text{‰}$ et $-5,56\text{‰}$ pour $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 31). La roche hôte montre des valeurs isotopiques de $-9,64\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de $-3,31\text{‰}$ pour $\delta^{13}\text{C}$ (annexe 2). Pour les échantillons d'âge Kimmeridgien, les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ de Cal3 sont très similaires aux valeurs du Dogger et sont réparties entre $-5,05\text{‰}$ et $-5,28\text{‰}$ et entre $-6,64\text{‰}$ et $-6,92\text{‰}$ pour le $\delta^{13}\text{C}$. À l'inverse, le $\delta^{13}\text{C}$ de la roche hôte est plus haut avec une valeur de $+1,54\text{‰}$ tandis que le $\delta^{18}\text{O}$ est de $-5,95\text{‰}$. En ce qui concerne les intervalles stratigraphiques précédents, les ciments Cal3 dans le Callovo-Oxfordien affichent une valeur négative de $-6,22\text{‰}$ pour $\delta^{13}\text{C}$ et de $-5,96\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$. Avec une valeur en $\delta^{18}\text{O}$ de $-12,10\text{‰}$ et de $+2,57\text{‰}$ pour $\delta^{13}\text{C}$ la roche hôte montre une signature très différente vis à vis de Cal3. Contrairement aux autres échantillons, le $\delta^{13}\text{C}$ de Cal3 dans le Valanginien-Barremien est positif avec une valeur de $+1,65\text{‰}$ et le $\delta^{18}\text{O}$ est d'environ $-8,54\text{‰}$. Les valeurs de la roche hôte sont sensiblement similaires ($-8,47\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$ et $+2,37\text{‰}$ pour $\delta^{13}\text{C}$) (Figure 31).

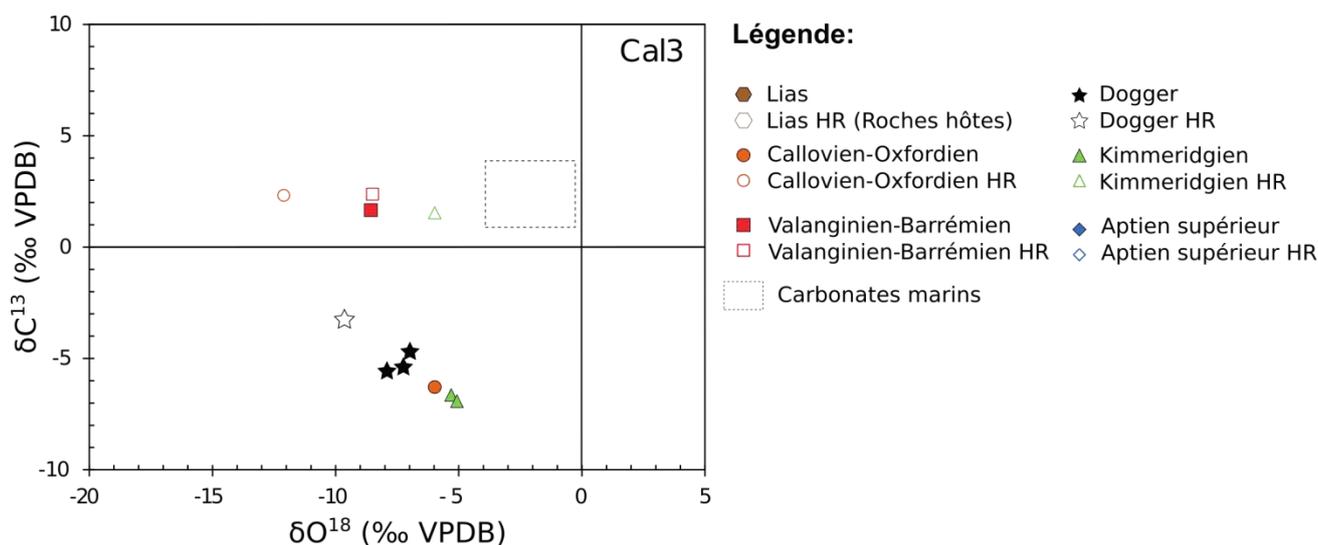


Figure 31 : Cross-plot des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour la calcite Cal3 et les roches encaissantes.

3.2 Analyses des Terres Rares

Les analyses en Terres Rares ont été effectuées à la fois sur le remplissage des veines et sur les roches hôtes correspondantes et sont présentées sous formes de spectres REE vs. Echelle log normalisée au PASS (Figure 32 et Figure 33). Les teneurs en Terres rares des échantillons carbonatés sont présentées dans le tableau ci-dessous (Tableau 2).

L'arrêt 2 (Figure 32a) valanginien-barrémien, présente deux spectres de RH, un spectre de Cal3 et sept spectres de Cal2. L'ensemble des spectres présentent un enrichissement en MREE tandis que les teneurs en LREE et HREE des ciments et de la roche encaissante ont des valeurs sensiblement identiques. Les spectres présentant les plus faibles teneurs en REE, correspondant à RH, Cal3 et deux spectres de Cal2, montrent également un enrichissement en Eu marqué. Dans ce premier ensemble, les RH ont les teneurs en REE les plus faibles suivies par la Cal3 et Cal2 vers des teneurs plus élevées respectivement. Les spectres de Cal2 restant présentent les plus fortes teneurs en REE et bien que très enrichies en MREE et en HREE (Tb et Dy), un enrichissement supérieur en Eu n'apparaît pas.

Les spectres de Terres Rares de l'arrêt 3 (Figure 32b) datés du Callovo-Oxfordien présentent tous des allures sensiblement identiques et de faibles teneurs en REE comprises entre 0,010 et 0,100. Les spectres pour Cal2 (bleu), Dol2 (jaune) et les roches hôtes (vert) montrent tous une légère anomalie négative en Ce et une légère anomalie positive en Eu. Cependant les teneurs en HREE restent constantes avec une légère baisse de Tm. Le spectre en Terres Rares de la Cal2 montre les teneurs en REE les plus élevées particulièrement en HREE. A l'inverse, les RH sont les moins enrichis en REE.

CHAPITRE 3 : Résultats - Géochimie

Les spectres de Dol2 (jaune) et de RH (vert) de l'arrêt 4 (Figure 32c) datés du Callovo-Oxfordien présentent des teneurs en REE plus élevées aux alentours de 0,100 et une forte anomalie négative en Ce. Les MREE restent constantes malgré une légère augmentation en Gd. De plus, les Dol2 de cet arrêt semblent être légèrement enrichies en HREE avec des valeurs en Tm légèrement plus faibles. Cependant les spectres des Dol2 ont des teneurs en REE très proches de celles de l'encaissant.

Tableau 2 : Tableau présentant la composition en Terres rares des ciments Dol2, Cal2 et Cal3 ainsi que des roches hôtes. Les données présentées ont été préalablement normalisées au PAAS (Post-Archean average Australian Shale) (MacLennan, 1989). Les échantillons grisés correspondent aux roches hôtes dolomitiques à l'inverse des autres qui sont calcitiques.

Ciments	No.	Ages	N° arrêts	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
Roche hôte	12-07-HR.1	Aptien supérieur	Arrêt 17	0,134	0,154	0,193	0,221	0,283	0,315	0,297	0,283	0,296	0,244	0,203	0,154	0,172	0,136		
	12-11-HR.1			0,276	0,256	0,293	0,318	0,369	0,581	0,392	0,356	0,377	0,330	0,282	0,226	0,268	0,222		
	12-61-HR.1			0,009	0,007	0,008	0,009	0,012	0,015	0,013	0,012	0,016	0,014	0,012	0,010	0,011	0,010		
	12-62-HR.1	Valanginien - Barrémien	Arrêt 2	0,042	0,025	0,033	0,036	0,045	0,051	0,057	0,055	0,062	0,060	0,055	0,046	0,053	0,044		
	12-77.1-HR.1			0,067	0,049	0,062	0,071	0,090	0,191	0,119	0,109	0,121	0,119	0,103	0,080	0,093	0,074		
	12-80.2-HR.1			0,122	0,104	0,134	0,156	0,217	0,278	0,271	0,266	0,283	0,279	0,241	0,194	0,211	0,172		
	12-01-HR.1	kimmeridgien	Arrêt 18	0,053	0,044	0,050	0,052	0,060	0,064	0,059	0,052	0,056	0,052	0,047	0,038	0,047	0,040		
	12-03.1-HR.1			0,094	0,076	0,086	0,089	0,095	0,094	0,094	0,088	0,094	0,086	0,080	0,062	0,070	0,060		
	12-04-HR.1			0,041	0,037	0,038	0,038	0,039	0,043	0,040	0,034	0,039	0,032	0,029	0,022	0,025	0,020		
	12-06.1-HR.1	Callovo - Oxfordien	Arrêt 3	0,025	0,021	0,026	0,027	0,029	0,028	0,031	0,027	0,030	0,028	0,024	0,020	0,020	0,023	0,018	
	12-15-HR.1			0,015	0,006	0,008	0,009	0,008	0,010	0,009	0,008	0,009	0,010	0,009	0,008	0,008	0,008	0,006	
	12-16-HR.1			0,016	0,005	0,008	0,008	0,009	0,010	0,008	0,008	0,009	0,009	0,009	0,009	0,008	0,008	0,008	0,008
	12-17.2-HR.1			0,030	0,008	0,015	0,016	0,016	0,024	0,020	0,016	0,020	0,021	0,019	0,014	0,016	0,016	0,014	
	12-17.2-HR.2			0,064	0,015	0,030	0,033	0,033	0,048	0,044	0,036	0,043	0,042	0,038	0,026	0,028	0,022		
	12-31-HR.1			0,112	0,095	0,112	0,125	0,159	0,199	0,181	0,181	0,197	0,178	0,157	0,126	0,158	0,126		
	12-32-HR.1			0,163	0,031	0,095	0,106	0,110	0,129	0,146	0,121	0,141	0,140	0,121	0,090	0,095	0,078		
	12-47-HR.1			0,043	0,025	0,037	0,037	0,037	0,039	0,032	0,032	0,037	0,036	0,034	0,028	0,032	0,026		
	12-48-HR.1			0,038	0,033	0,037	0,038	0,039	0,037	0,036	0,034	0,034	0,032	0,030	0,026	0,030	0,026		
	12-68-HR.1			0,018	0,005	0,008	0,008	0,008	0,013	0,009	0,005	0,008	0,009	0,008	0,006	0,008	0,006		
	12-85-HR.1	0,071	0,058	0,067	0,069	0,081	0,088	0,085	0,081	0,091	0,087	0,082	0,070	0,086	0,072				
12-64-HR.1	Dogger	Arrêt 11	0,064	0,011	0,029	0,032	0,031	0,042	0,049	0,040	0,053	0,059	0,055	0,040	0,044	0,036			
12-66a-HR.1			0,080	0,011	0,039	0,046	0,047	0,059	0,072	0,064	0,078	0,085	0,080	0,056	0,060	0,052			
Dol2	12-59a-D2.1	Tithonien	Arrêt 7	0,048	0,054	0,061	0,063	0,070	0,093	0,066	0,056	0,062	0,054	0,046	0,036	0,040	0,032		
	12-06.1-D2.1	kimmeridgien	Arrêt 18	0,035	0,043	0,054	0,059	0,070	0,058	0,067	0,064	0,070	0,062	0,055	0,050	0,055	0,044		
	12-16-D2.1			0,034	0,007	0,011	0,010	0,008	0,014	0,010	0,008	0,008	0,007	0,007	0,004	0,005	<LD		
	12-17.2-D2.1			0,077	0,017	0,032	0,035	0,032	0,044	0,040	0,030	0,034	0,032	0,028	0,018	0,019	0,018		
	12-68-D2.1	Callovo - Oxfordien	Arrêt 3	0,030	0,007	0,011	0,012	0,010	0,021	0,011	0,008	0,010	0,009	0,008	0,006	0,006	<LD		
	12-30-D2.1			0,030	0,023	0,024	0,023	0,023	0,040	0,023	0,017	0,017	0,015	0,012	0,008	0,009	0,006		
	12-32-D2.1			0,248	0,041	0,128	0,136	0,129	0,149	0,162	0,130	0,141	0,141	0,122	0,086	0,092	0,072		
	12-33-D2.1			0,154	0,031	0,101	0,110	0,105	0,116	0,137	0,105	0,118	0,112	0,096	0,066	0,062	0,052		
	12-33-D2.2			0,249	0,043	0,144	0,157	0,149	0,149	0,178	0,149	0,168	0,165	0,146	0,108	0,121	0,096		
	12-36a2-D2.1			0,241	0,058	0,140	0,157	0,164	0,145	0,215	0,200	0,237	0,258	0,246	0,198	0,221	0,188		
	12-36a2-D2.2			0,203	0,052	0,123	0,138	0,146	0,121	0,190	0,175	0,206	0,219	0,200	0,158	0,175	0,146		
	12-38-D2.1			0,108	0,015	0,061	0,070	0,074	0,075	0,099	0,086	0,103	0,108	0,096	0,072	0,069	0,054		
	12-38-D2.2			0,135	0,028	0,099	0,119	0,124	0,130	0,164	0,140	0,156	0,152	0,131	0,094	0,090	0,076		
	12-85-D2.1			0,075	0,054	0,060	0,062	0,061	0,084	0,061	0,048	0,049	0,043	0,035	0,026	0,030	0,024		
	Cal2	12-54.2-C2.1	Albien - Cénomannien	Arrêt 7	0,089	0,084	0,096	0,118	0,310	1,557	0,739	0,790	0,844	0,698	0,539	0,398	0,421	0,296	
12-54.2-C2.2		0,238			0,310	0,433	0,581	0,971	1,729	1,353	1,387	1,580	1,141	0,824	0,885	0,672			
12-07-C2.1		Aptien supérieur	Arrêt 17	0,024	0,039	0,062	0,079	0,119	0,363	0,115	0,109	0,109	0,088	0,065	0,046	0,050	0,034		
12-07-C2.2				0,055	0,068	0,086	0,096	0,125	0,435	0,126	0,108	0,106	0,085	0,069	0,050	0,055	0,042		
12-11-C2.1				0,021	0,021	0,026	0,027	0,032	0,388	0,034	0,031	0,031	0,027	0,021	0,016	0,016	0,014		
12-11-C2.2				0,031	0,032	0,038	0,041	0,049	0,385	0,057	0,048	0,052	0,044	0,034	0,028	0,029	0,022		
12-61-C2.1				0,013	0,007	0,007	0,007	0,006	0,034	0,005	0,004	0,005	0,004	<LD	0,002	0,003	<LD		
12-62-C2.1		0,007	0,003	0,005	0,006	0,006	0,015	0,009	0,009	0,010	0,009	0,009	0,006	0,008	0,006				
12-77.1-C2.1		Valanginien - Barrémien	Arrêt 2	0,160	0,130	0,160	0,165	0,199	1,624	0,201	0,162	0,149	0,099	0,067	0,044	0,037	0,020		
12-78.2-C2.1				0,280	0,283	0,364	0,399	0,505	1,203	0,505	0,436	0,418	0,327	0,258	0,190	0,208	0,146		
12-78.2-C2.2				0,197	0,182	0,231	0,254	0,315	0,691	0,338	0,294	0,284	0,230	0,183	0,134	0,145	0,108		
12-80.1-C2f.1				0,339	0,225	0,267	0,289	0,364	0,401	0,453	0,383	0,380	0,321	0,262	0,188	0,208	0,170		
12-80.1-C2g.1				0,421	0,449	0,627	0,762	1,105	1,227	1,316	1,149	1,031	0,755	0,539	0,372	0,383	0,290		
12-80.2-C2g.2				0,418	0,402	0,534	0,637	0,897	1,009	1,067	0,910	0,824	0,605	0,441	0,304	0,320	0,252		
12-80.2-C2g.3				0,387	0,433	0,620	0,763	1,179	1,293	1,394	1,221	1,093	0,800	0,568	0,390	0,401	0,306		
12-01-C2.1	kimmeridgien	Arrêt 18	0,005	0,003	0,004	0,004	0,004	0,006	0,007	0,009	0,014	0,014	0,013	0,008	0,008	0,008			
12-03.1-C2.1			0,041	0,032	0,035	0,035	0,034	0,045	0,031	0,026	0,025	0,021	0,016	0,010	0,010	0,008			
12-30-C2.1	Callovo - Oxfordien	Arrêt 5	0,044	0,036	0,038	0,039	0,040	0,060	0,037	0,030	0,029	0,024	0,019	0,014	0,015	0,012			
12-31-C2.1			0,190	0,156	0,168	0,176	0,211	0,218	0,220	0,196	0,190	0,149	0,123	0,090	0,096	0,078			
12-44-C2.1			0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	<LD	0,003	<LD	0,004	0,004	0,004	0,002	0,003	<LD			
12-47-C2.1			0,060	0,074	0,103	0,128	0,201	0,248	0,236	0,221	0,230	0,190	0,152	0,112	0,106	0,076			
12-48-C2.1			0,044	0,054	0,069	0,075	0,090	0,101	0,101	0,096	0,108	0,098	0,092	0,072	0,079	0,060			
12-49b-C3	0,080	0,029	0,043	0,045	0,039	0,050	0,055	0,044	0,048	0,049	0,046	0,034	0,039	0,034					
12-66a-C2.1	Dogger	Arrêt 11	0,073	0,016	0,046	0,055	0,063	0,090	0,091	0,082	0,098	0,103	0,092	0,062	0,063	0,052			
Cal3	12-80.1-C3.1	Valanginien - Barrémien	Arrêt 2	0,090	0,088	0,121	0,147	0,197	0,338	0,251	0,222	0,231	0,200	0,167	0,118	0,126	0,094		
	12-03.1-C3.1	kimmeridgien	Arrêt 18	0,006	0,004	0,005	0,006	0,007	0,006	0,005	0,005	0,007	0,007	0,008	0,006	0,008	0,008		
	12-64-C3.1	Dogger	Arrêt 11	0,108	0,034	0,076	0,087	0,096	0,111	0,121	0,105	0,120	0,118	0,108	0,082	0,090	0,074		
12-64-C3.2			0,112	0,036	0,078	0,091	0,101	0,115	0,127	0,106	0,122	0,126	0,111	0,084	0,089	0,074			

CHAPITRE 3 : Résultats - Géochimie

teneurs en REE plus faibles entre 0,010 et 0,100. Les deux premiers spectres montrent un léger enrichissement en MREE et des teneurs en LREE et HREE sensiblement identiques. Les deux autres spectres avec les teneurs en REE les plus faibles présentent une allure générale sensiblement identique bien qu'un léger enrichissement en Eu se dégage en MREE et en Yb dans les HREE.

L'arrêt 8 (Figure 31e) présente les teneurs en REE les plus faibles. Deux spectres du ciment Cal2 et un spectre pour la RH se trouvent dans des valeurs entre 0,001 et 0,010. Seulement un spectre de RH montre des teneurs en REE proche de 0,100. Comme dans les arrêts précédents les spectres de Cal2 montrent un enrichissement en Eu plus visible dans cet arrêt et un appauvrissement en Ce. Les spectres (Cal2 et RH) présentent des REE légèrement enrichies en HREE et un léger appauvrissement en Tm.

L'arrêt 11 (Figure 32f) daté du Dogger, expose des spectres pour RH (vert), Cal2 (bleu) et Cal3 (rouge) avec des teneurs en REE proches de 0,100 excepté pour l'appauvrissement en Ce pouvant atteindre une valeur de 0,010. L'ensemble des spectres présentent, en plus de l'anomalie négative en Ce, une allure commune pour les teneurs en MREE et HREE. Les spectres de RH montrent les teneurs en REE les plus faibles tandis que Cal3 présente les teneurs les plus élevées. Cal2 a des teneurs intermédiaires entre RH et Cal3. De légers appauvrissements en Tb et en Tm sont également observables sur l'ensemble des spectres de cet arrêt.

Les deux spectres callovo-oxfordien de l'arrêt 15 (Figure 32g), vert pour RH et jaune pour Dol2 montrent des teneurs en REE proche de 0,100. Les RH présente des teneurs en LREE, MREE et HREE sensiblement identiques. Seuls le Ce et le Tm sont très légèrement appauvris. La Dol2 affiche un léger enrichissement en Eu et est légèrement appauvrie en HREE. Les teneurs en REE sont plus faibles pour Dol2 que pour RH.

L'arrêt 17 (Figure 33a) Kimméridgien, présente des spectres de Terres Rares pour les roches hôtes (RH), Dol2, Cal2 et Cal3. Les spectres RH présentent majoritairement des teneurs en REE supérieurs aux autres ciments exceptés pour Dol2 qui se trouve dans la même gamme. Le spectre de Cal3 et le spectre de Cal2, enrichie en HREE, présentent les plus faibles teneurs en REE ($< 0,010$). A l'inverse, le second spectre de Cal2 présentant un enrichissement en REE montre un appauvrissement en HREE et est le seul à présenter une anomalie positive en Eu. Les spectres RH et Dol2 ont sensiblement la même allure avec des teneurs en REE comprises entre 0,010 et 0,100. Dol2 présente un appauvrissement en LREE et en Eu. Les spectres de RH ont des teneurs en LREE, MREE et HREE similaires avec de très légers appauvrissement en Ce et en Tm.

CHAPITRE 3 : Résultats - Géochimie

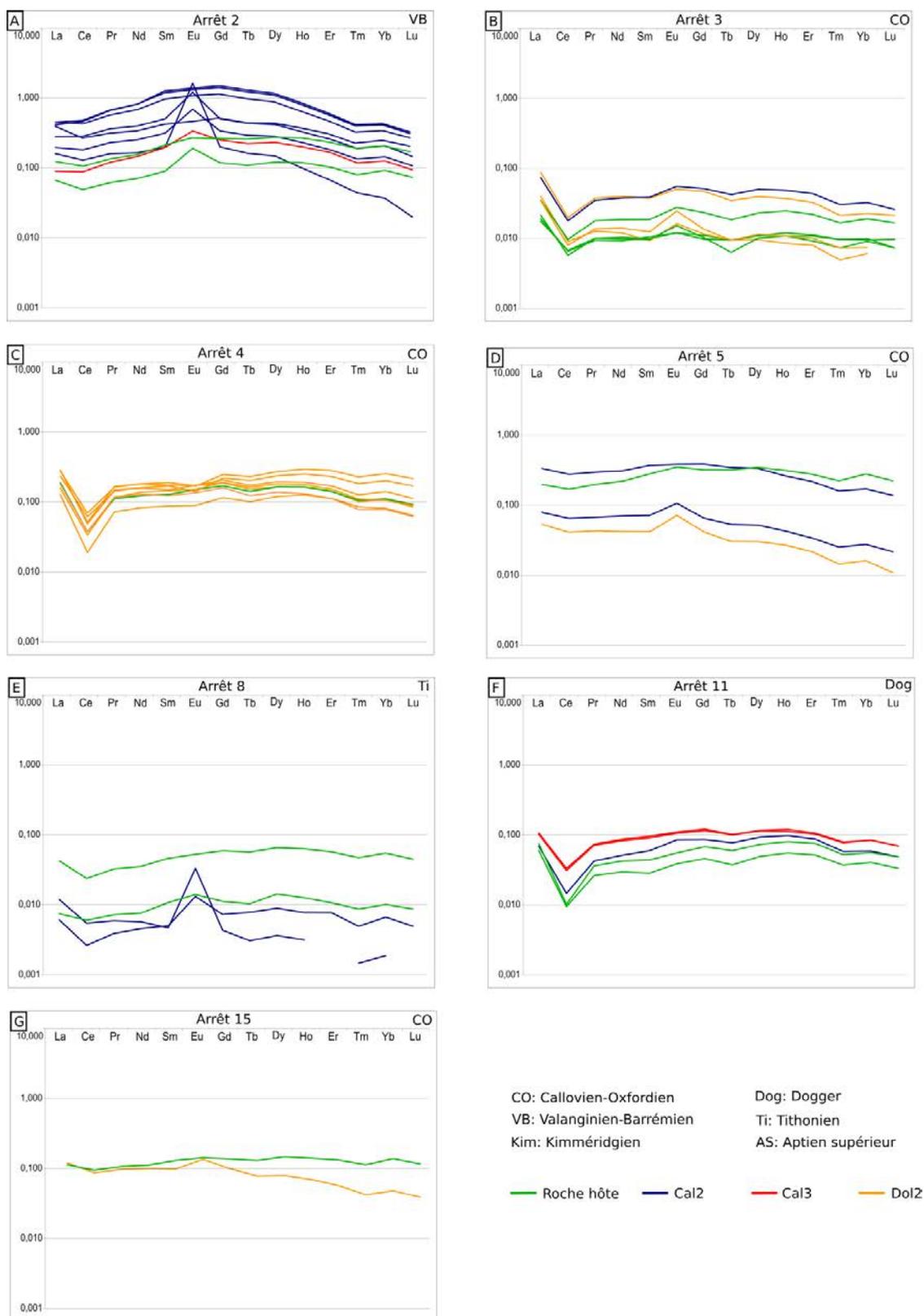


Figure 32 : Spectres d'analyses en Terres Rares (REE) (REE vs. Echelle log normalisée au PASS) des ciments carbonatés Cal2, Cal3, Dol2 et des roches hôtes associées. A) Spectre en REE de l'arrêt 2 dans le Valanginien-Barrémien. B) Spectre en REE de l'arrêt 3 dans le Callovo-Oxfordien ; C) Spectre en REE de l'arrêt 4 dans le Callovo-Oxfordien ; D) Spectre en REE de l'arrêt 5 dans le Callovo-Oxfordien ; E) Spectre en REE de l'arrêt 8 dans le Tithonien ; F) Spectre en REE de l'arrêt 11 dans le Dogger ; G) Spectre en REE de l'arrêt 15 dans le Callovo-Oxfordien.

CHAPITRE 3 : Résultats - Géochimie

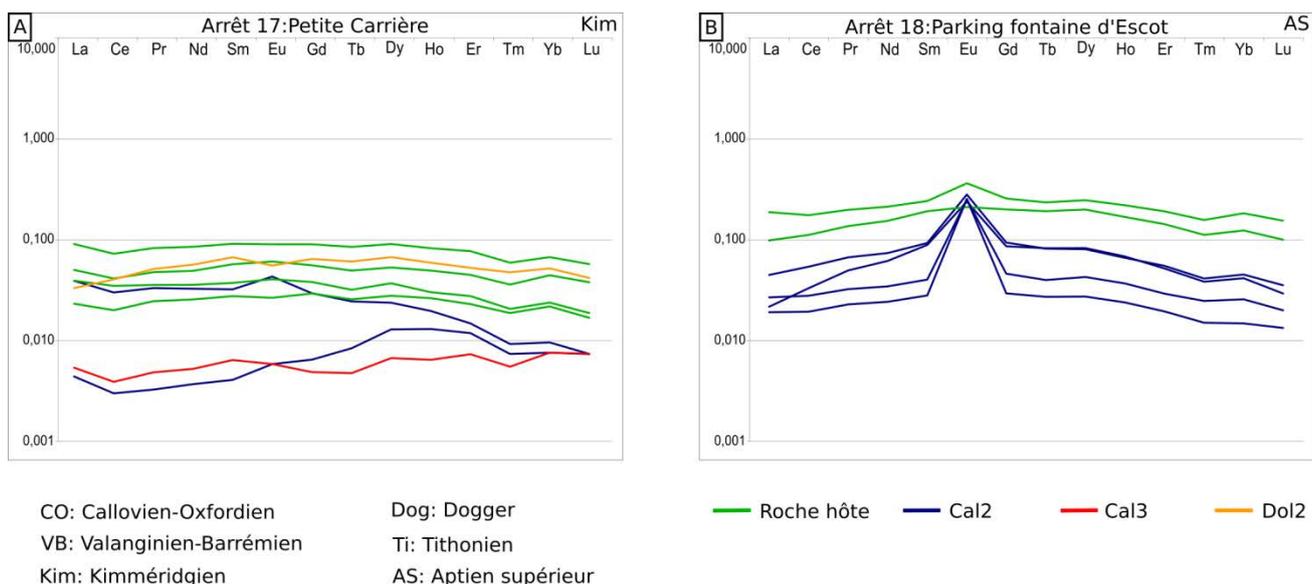


Figure 33 : Spectres d'analyses en Terres Rares (REE) (REE vs. Echelle log normalisée au PASS) des ciments carbonatés Cal2, Cal3, Dol2 et des roches hôtes associées. A) Spectre en REE de l'arrêt 17 dans le Kimméridgien ; B) Spectre en REE de l'arrêt 18 dans l'Aptien supérieur.

L'arrêt 18 daté de l'Aptien supérieur (Figure 33b) affiche des spectres de RH et de Cal2. Les spectres RH montrent un enrichissement supérieur en REE de la RH comparée à la Cal2. L'ensemble des spectres ont une allure similaire avec un léger appauvrissement en LREE et en HREE et un enrichissement en MREE. Ils mettent également en évidence un appauvrissement plus marqué en Tm et un enrichissement en Eu. Cependant, l'enrichissement en Eu est très marqué pour la Cal2.

Bien que dans un premier temps, l'analyse des Terres Rares ne permettent pas de définir une allure de spectre type pour chaque ciment sur l'ensemble des affleurements étudiés, il est cependant possible de mettre en évidence des enrichissements et des appauvrissements en REE d'un ciment visible dans plusieurs arrêts. Dans l'ensemble, les spectres en REE des ciments ont une allure très proche de ceux des RH au sein de chaque arrêt. Les teneurs en REE des RH sont soit supérieures à ceux des ciments (Figure 32c, d, f), soit inférieures (Figure 32c, d, f et Figure 33a et b). Le léger appauvrissement en Tm est présent dans tous les arrêts. Les Dol2 présentent les teneurs en REE les plus proches des RH (Figure 32a, b, f et Figure 33a) excepté pour l'arrêt 5. Les Cal2 ont quasi systématiquement un enrichissement en Eu plus ou moins marqué (Figure 32c, d, g et Figure 33a, b) et ont pour la majorité des teneurs en REE supérieures aux roches hôtes. De plus, les spectres des arrêts 3, 4 et 11 mettent en évidence des ciments (Dol2, Cal et Cal3) et des roches encaissantes présentant un fort appauvrissement en Ce.

3.3 Inclusions Fluides

3.3.1 Pétrographie des inclusions fluides

Les inclusions fluides observées dans les ciments Cal1 et Cal3 n'ont pu être analysés à cause des difficultés d'observations (petite taille, inclusions sombres) et des possibles fuites provoquées par la préparation des échantillons. Les mesures microthermométriques ont été réalisées sur des inclusions fluides piégées dans les ciments Dol2, Cal2 et Qtz au sein des veines. Seules des inclusions bi-phasées aqueuses ont été observées et analysées (Figure 34b, c, d, e). La plupart d'entre elles semblent être associées à des plans trans-granulaires et peuvent être considérées comme des inclusions pseudo-secondaires (Figure 34a, d, e). Dans le cas de Dol2 les inclusions fluides ont été analysées d'une part sur la première frange rouge luminescente (Figure 34c) et d'autre part sur la bordure externe rouge vif (Figure 34d). La taille relative de la phase vapeur est relativement similaire pour tous les types d'inclusions et varie entre 10 et 30 % pour Cal2 et le quartz et entre 20 et 40 % pour Dol2.

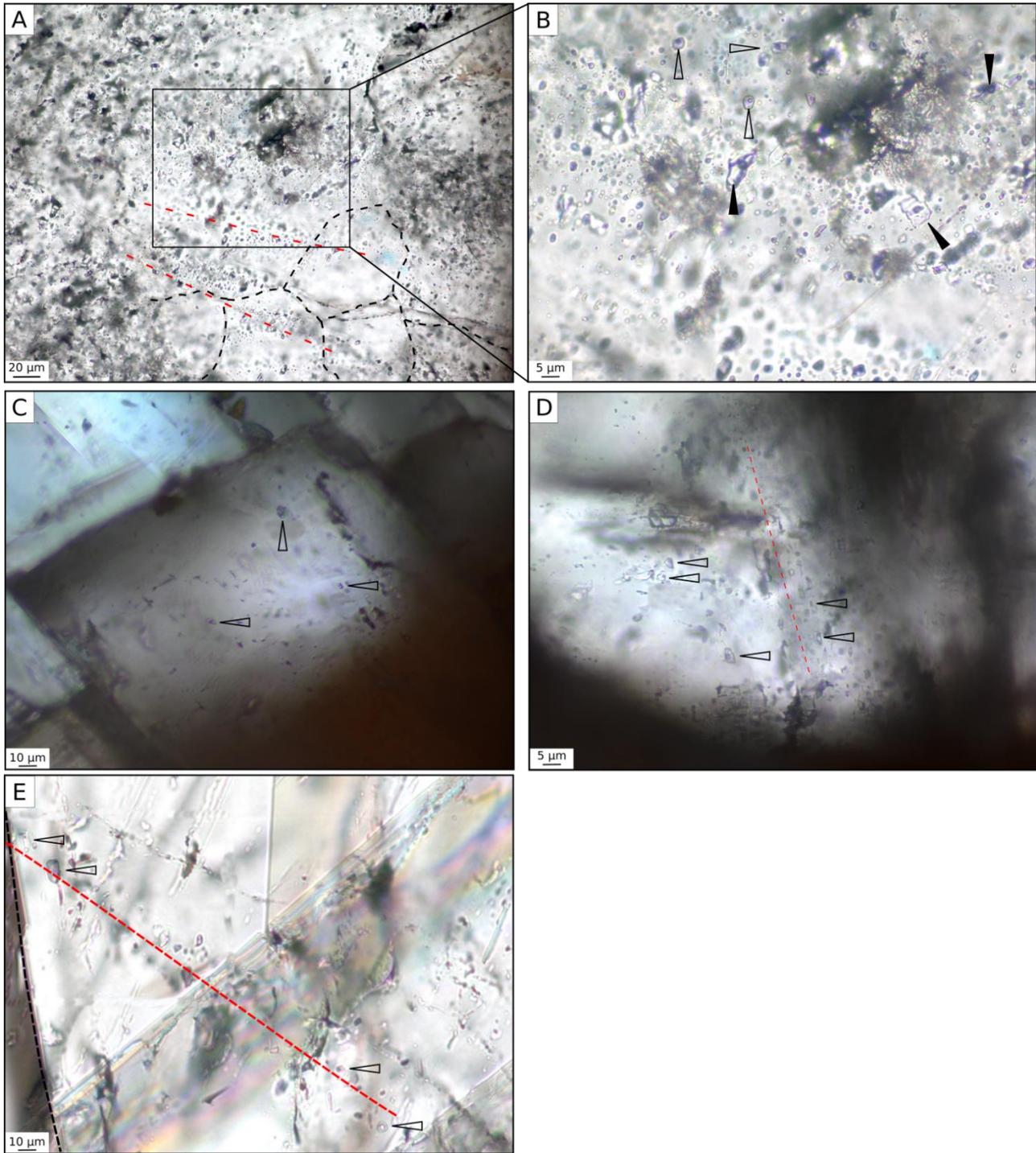


Figure 34 : Principales caractéristiques pétrographiques des inclusions fluides observées en lumière polarisée non analysée dans des ciments de Dol2, Qtz et Cal2. A) Photographie au microscope en LPNA d'un assemblage de cristaux de quartz contenant des inclusions fluides. Les traits noirs pontillés surlignent les limites entre les cristaux; les traits rouges indiquent les plans d'inclusions fluides trans-granulaires; B) Zoom de la photo A permettant d'observer les plus grosses inclusions souvent isolées ou en cluster qui ont décrépités en microthermométrie (flèches pleines), et les inclusions fluides de taille plus modérée en cluster ou dans des plans trans-granulaires (flèches vides); C) Photographie de la première frange rouge en cathodoluminescence de la dolomie Dol2 où l'on peut observer de petites inclusions fluides isolées inférieures ou égales à 5 μm (flèches); D) Inclusions fluides (flèches) en cluster ou en plan trans-granulaire (trait rouge pointillé) analysées dans la bordure externe de Dol2 rouge vif en cathodoluminescence ; E) Photographie de cristaux de Cal2 permettant d'observer une limite inter-cristalline (trait noir pointillé) et des inclusions fluides le long d'un plan trans-granulaire (trait rouge pointillé). Les inclusions fluides étudiées dans la Cal2 sont pointées par les flèches noires vides.

3.3.1.1 Cal2

Les T_h les plus basses ont été détectées dans la calcite Cal2 à 190°C (Figure 35 et Annexe 4). Seulement 5 T_h ont été mesurées dont 4 avoisinant les 200°C.

3.3.1.2 Problèmes analytiques et représentation des données

Bien que des données microthermométriques aient pu être acquises dans trois ciments différents (Dol2, Qtz et Cal2) de l'étude, le nombre de données reste cependant assez limité pour plusieurs raisons : la petite taille des inclusions, la mauvaise transparence du cristal hôte, la rareté d'inclusions bi-phasées et l'effet destructif de la décrépitation. Cela rend alors plus difficile la détermination d'un mode de T_h (température d'homogénéisation) ou l'évaluation d'une distribution plurimodale des T_h .

3.3.2 Analyses Raman

3.3.2.1 Chlorinité

La chlorinité a été déduite des données Raman en raison de la difficulté à enregistrer les températures de fusion par microthermométrie (annexe 4). Deux fluides différents ont été mis en évidence : un premier groupe PIF1 avec les fluides de Dol2 présentant des salinités qui varient entre 25 % et 30 % masse eq.NaCl et un second groupe PIF2 avec les fluides de Cal2 et du Qtz qui affichent des valeurs de salinité plus basses variant de 13 % à 16 % mass eq.NaCl (Figure 35). Aucun minéral fils n'a été observé à l'intérieur des inclusions. La nature des cations n'a pas été déterminée étant donné qu'aucune température d'eutectique n'a été enregistrée. PIF1 peut être divisée en deux sous-groupes à partir de leurs propriétés de T_h : La PIF1a est localisée dans le cœur de Dol2 présentant les T_h les plus basses tandis que PIF1b est localisée dans la frange externe de Dol2 et affiche les plus fortes T_h .

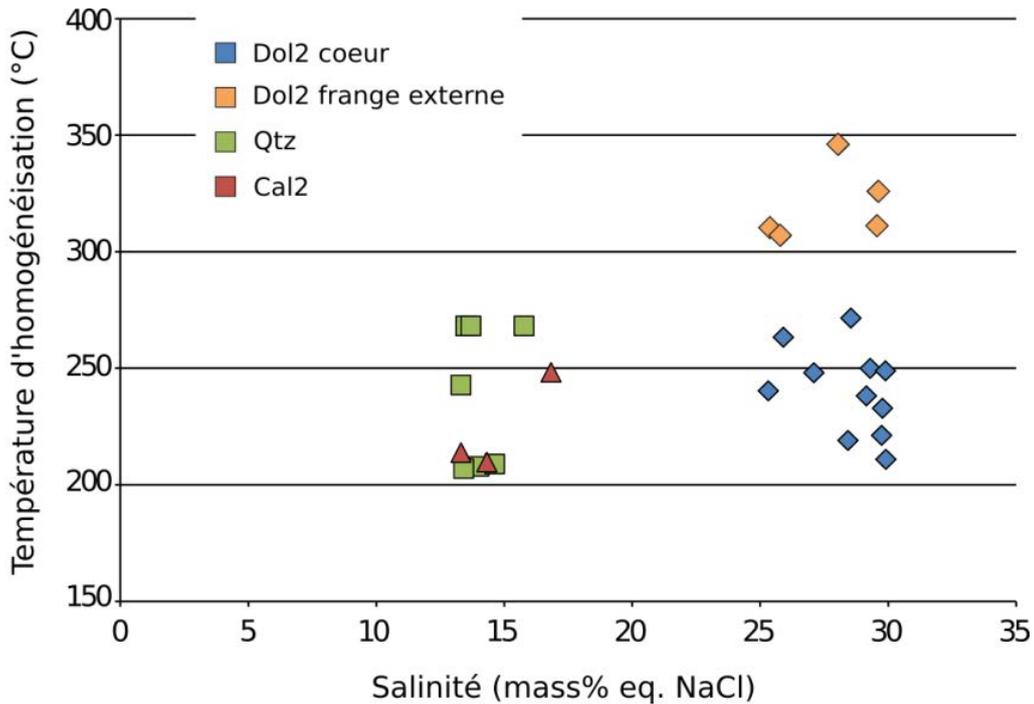


Figure 35 : Graphique présentant les températures d'homogénéisation (°C) en fonction de la salinité (% masse eq. NaCl) pour les inclusions aqueuses bi-phasées des ciments Dol2, Cal3 et Qtz en plissage des veines.

3.3.2.2 Composition des gaz

La composition des gaz dans la phase vapeur des inclusions fluides a été déterminée par spectrométrie Raman à 25°C (annexe 4). Les résultats, exprimés en mol %, sont affichés (Figure 36) dans un diagramme ternaire avec les trois principaux gaz détectés (N₂, CO₂, H₂S). CH₄ ne semble pas être discriminant. Les inclusions fluides de Dol2 sont les seules à afficher des quantités significatives d'H₂S entre 4,5 et 26,7 mol %. Elles contiennent aussi principalement du CO₂ (24 mol % - 98,6 mol %), du N₂ gazeux (0 mol % - 76 mol %) et du CH₄ (0 mol % - 5,3 mol %). Les inclusions fluides de Dol2 (frange externe), qui contiennent du N₂ gazeux, sont généralement plus chaudes avec des T_h supérieures à 300°C. Les inclusions fluides dans Cal2 montrent une composition de gaz avec de grandes quantités en N₂ (93 mol % - 95,5 mol %), une faible concentration en CO₂ (3,5 mol % - 5,7 mol %), et des traces de CH₄ (1 mol % - 1,4 mol %). H₂S n'a pas été détecté. Elles sont enrichies en N₂ comparé aux inclusions fluides dans le quartz où la concentration de N₂ varie de 74 mol % à 88,2 mol % et la teneur en CO₂ varie entre 9,4 mol % et 37,7 mol %. H₂S n'a pas été détecté ou apparaît en traces (≤ 0,3 mol%).

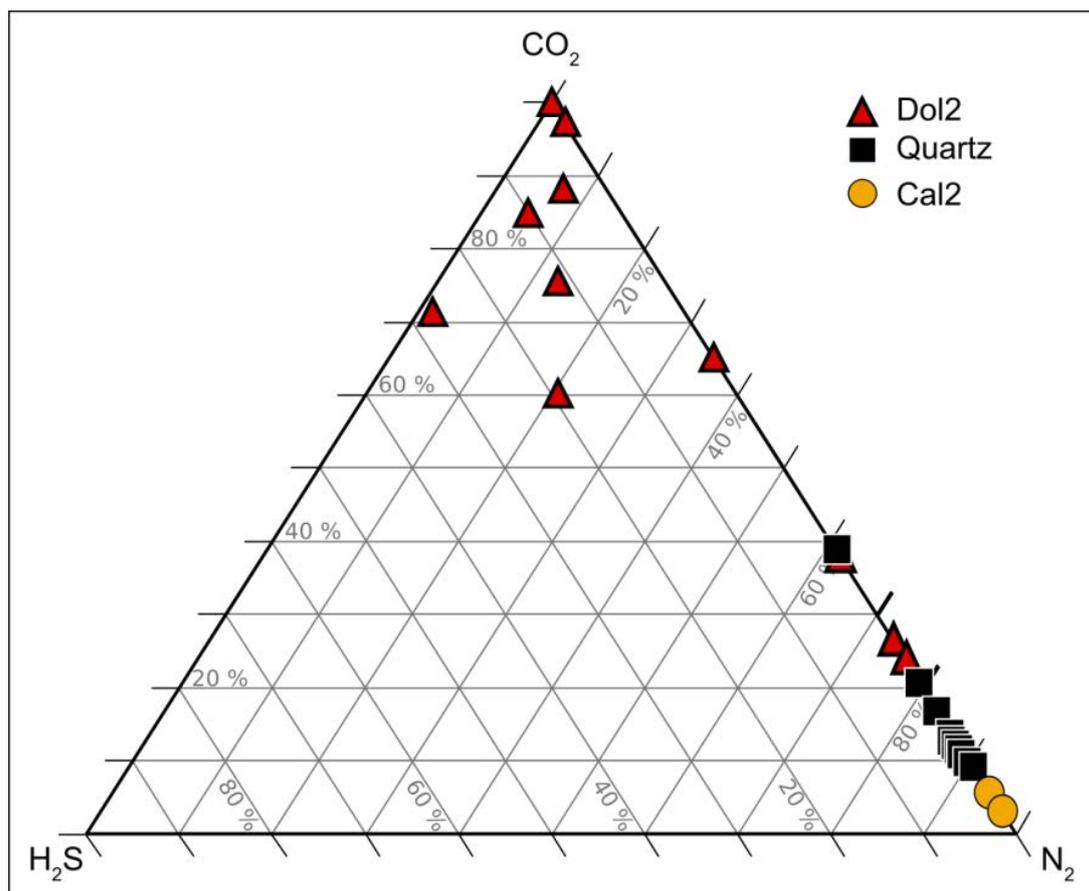


Figure 36 : Diagramme ternaire indiquant la composition en N₂ vs. CO₂ vs. H₂S (mol %) des inclusions fluides aqueuses bi-phasées des ciments Dol2, Cal3 et Qtz.

3.4 Températures des chlorites

Les chlorites diagénétiques (au sein des fractures) ont d'abord été observées en microscopie optique (Figure 37b) et au microscope (Figure 37b), puis au MEB en BSE (électrons rétrodiffusés) (Figure 37c, d, e, f). L'étude pétrographique réalisée à l'aide des outils cités précédemment n'a révélée aucune zonation interne des cristaux de chlorite (Figure 37d, e, f). Cette observation a été confirmée par des analyses préliminaires in situ au MEB en EDS qui n'ont montré aucune variation chimique significative. Les analyses à la microsonde électronique confirment également ces observations (Figure 37).

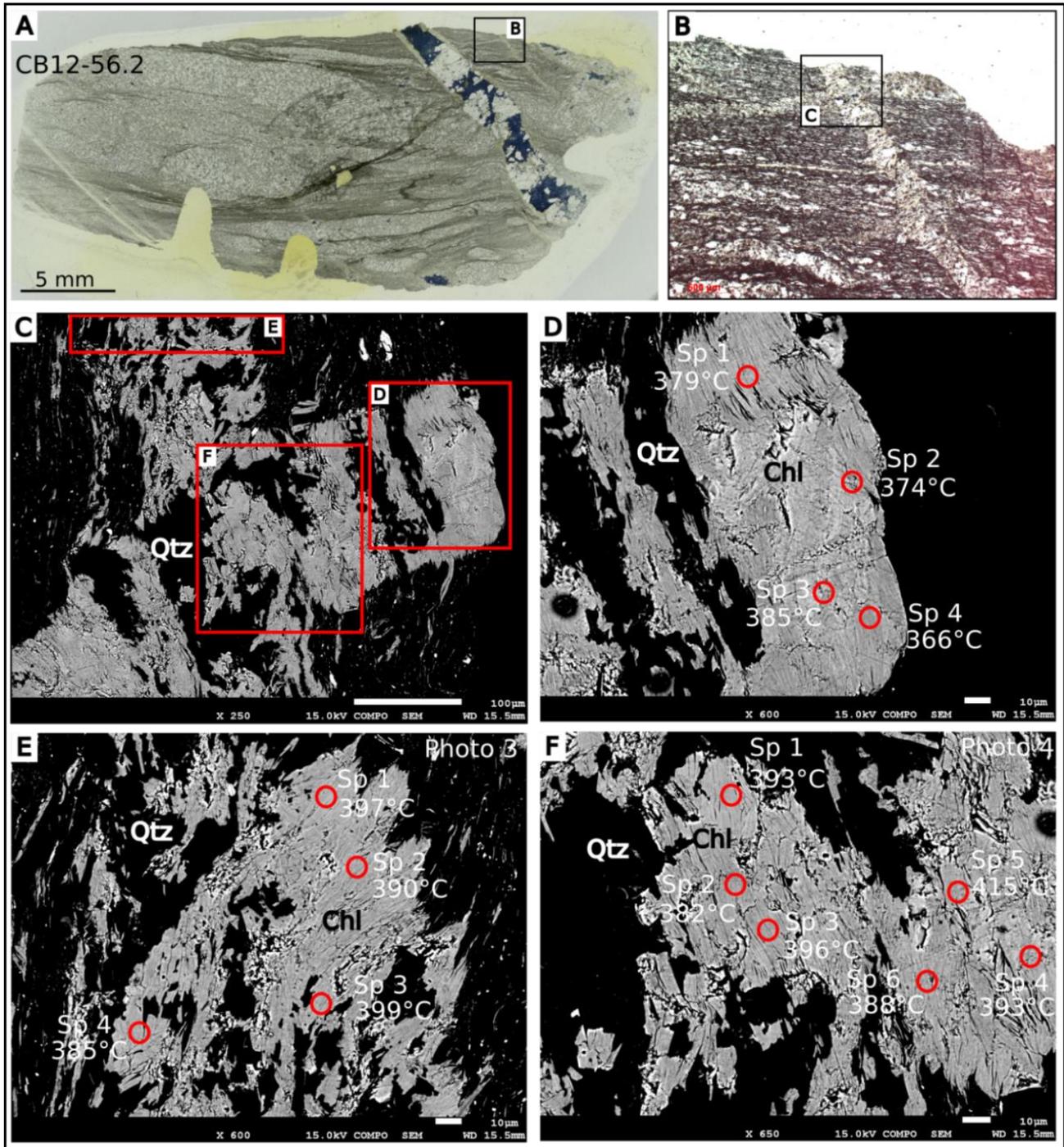


Figure 37 : Exemple d'une étude pétrographique réalisée sur une lame présentant de la chlorite diagenétique. A) Image au microscope de la lame mince CB12-56.2 après coloration et repérage des zones d'intérêt; B) Zoom de la zone d'intérêt prise en lumière polarisée non analysée; C) Image MEB en BSE des zones chloritisées étudiées; D) E) F) Localisation des différents points de mesure (Sp) avec les mesures de températures associées.

CHAPITRE 3 : Résultats - Géochimie

Tableau 3 : Tableau présentant les analyses en microsonde électronique effectuées sur les chlorites de l'Albo-Cénomaniens par échantillon. Les analyses sont données en Oxyde (% poids) et les formules structurales (en atome par unité de formule structurale, apfu). <LD = valeurs sous la limite de détection. Les limites de détections calculées (en ppm) sont données dans le chapitre Procédures analytiques Tableau 1.

		CB 12-56.2																							
		Zone A												Zone B											
		Plan 1				Plan 2				Plan 1				Plan 2				Plan 3							
Oxyde (% poids)		1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4
SiO2		23,85	23,83	22,12	23,65	23,05	23,47	23,77	23,25	24,07	<LD	23,9	24,53	23,57	24,53	23,61	24,29	23,9	23,75	23,17	24,12	23,68	23,92	23,76	23,7
TiO2		<LD	<LD	0,57	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,99	<LD	0,8	0,1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,31	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
Al2O3		22,94	23,55	21,87	23,75	23,24	23,07	24,29	23,36	23,62	<LD	23,8	23,19	23,4	22,9	23,39	23,02	23,83	23,54	23,86	23,48	23,18	23,35	23,76	22,32
FeO		32,67	31,6	31,91	33,33	32,42	32,83	32,64	33,19	33,53	<LD	32,64	31,97	32,51	31,49	32,26	32,29	32,84	32,65	34,13	32,63	33,38	32,95	33,18	33,13
MnO		<LD	0,18	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD												
MgO		8,07	8,58	9,14	8,07	8,34	8,57	7,91	8,64	8,58	0,11	8,26	8,7	8,36	8,54	8,14	9,01	8,33	8,09	8,35	8,42	8,37	8,22	8,21	8,38
CaO		<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,11	0,15	<LD	<LD	55,45	<LD	<LD	0,1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
Na2O		<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
K2O		<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
Total		87,53	87,74	85,61	88,8	87,05	88,05	88,76	88,44	89,8	55,56	89,59	88,39	88,74	87,56	87,4	88,61	88,9	88,03	89,82	88,65	88,61	88,44	88,91	87,53
Formule struct. (apfu)																									
Si		2,62	2,59	2,50	2,56	2,55	2,57	2,57	2,53	2,58	0,00	2,55	2,65	2,55	2,67	2,59	2,62	2,58	2,59	2,50	2,61	2,58	2,60	2,57	2,61
Ti		0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al		2,97	3,02	2,91	3,03	3,03	2,97	3,09	3,00	2,98	0,00	3,00	2,95	2,98	2,93	3,02	2,93	3,00	3,02	3,03	2,99	2,97	2,99	3,03	2,90
Fe2+		3,00	2,88	3,01	3,02	2,99	3,00	2,95	3,03	3,00	0,00	2,92	2,88	2,94	2,86	2,96	2,91	2,96	2,98	3,07	2,95	3,04	2,99	3,00	3,05
Mn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg		1,32	1,39	1,54	1,30	1,37	1,40	1,27	1,40	1,37	0,04	1,32	1,40	1,35	1,38	1,33	1,45	1,34	1,31	1,34	1,36	1,36	1,33	1,32	1,38
Ca		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	13,96	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

		CB 12-57.1																								
		Zone A												Zone B												
		Plan 1				Plan 2				Plan 2'				Plan 3				Plan 3'				Plan 1				
Oxyde (% poids)		1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO2		23,75	23,37	23,67	23,25	22,92	23,45	23,57	23,47	23,28	23,39	23,4	23,98	23,5	23,17	24,07	23,54	23,34	23,71	23,86	23,67	23,4	22,7	23,6		
TiO2		<LD	<LD	1,25	<LD	0,14	<LD	<LD	<LD	0,25	<LD	<LD	<LD	0,14	<LD	<LD	<LD	1,52	<LD	<LD	<LD	<LD	0,24	0,1	<LD	
Al2O3		22,49	23,58	23,28	23,03	23,58	22,9	23,05	22,93	23,15	23,23	23,32	23,27	23,11	23,21	23,41	23,59	23,28	23,53	23,78	22,96	23,48	23,12	23,47		
FeO		33,77	33,42	33,19	33,93	33,23	33,46	32,67	32,77	33,78	33,19	32,42	32,38	33,99	34,35	32,27	33,06	31,73	33,19	33,47	33,09	33,81	32,2	32,78		
MnO		<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD		
MgO		8,61	8,58	7,97	8,52	8,3	8,74	8,15	8,41	8,13	8,49	8,54	8,5	8,2	8,43	8,4	8,3	8,73	8,14	8,48	8,85	8,17	8,38	8,04		
CaO		<LD	<LD	<LD	<LD	0,1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,09	0,11	<LD	<LD	0,09	<LD	<LD	0,14	0,12	<LD		
Na2O		<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD		
K2O		<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD		
Total		88,62	88,95	89,36	88,73	88,27	88,55	87,44	87,58	88,59	88,3	87,68	88,13	88,94	89,16	88,24	88,6	88,6	88,66	89,59	88,57	89,24	86,62	87,89		
Formule struct. (apfu)																										
Si		2,59	2,53	2,55	2,54	2,51	2,56	2,59	2,58	2,54	2,55	2,56	2,61	2,56	2,52	2,61	2,56	2,52	2,57	2,56	2,57	2,53	2,52	2,58		
Ti		0,00	0,00	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00		
Al		2,89	3,01	2,95	2,96	3,04	2,94	2,99	2,97	2,98	2,99	3,01	2,98	2,96	2,98	2,99	3,02	2,96	3,01	3,01	2,94	3,00	3,03	3,02		
Fe2+		3,08	3,03	2,99	3,10	3,04	3,05	3,00	3,01	3,08	3,03	2,97	2,94	3,09	3,13	2,93	3,00	2,86	3,01	3,01	3,01	3,06	2,99	3,00		
Mn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Mg		1,40	1,39	1,28	1,39	1,35	1,42	1,34	1,38	1,32	1,38	1,39	1,38	1,33	1,37	1,36	1,34	1,41	1,32	1,36	1,43	1,32	1,39	1,31		
Ca		0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00		
Na		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
K		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		

		CB 12-57.1																										
		Zone C												Zone D														
		Plan 1												Plan 1														
Oxyde (% poids)		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
SiO2		22,55	23,18	23	23,35	22,82	23,17	23,88	22,97	23,41	23,16	22,94	22,95	23,65	22,94	23,08	23,45	22,91	23,23	23,22	23,7							
TiO2		<LD	<LD	0,11	0,07	<LD	<LD	<LD	1,13	0,15	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,47	0,17	1,18	0,93							
Al2O3		22,79	23,39	23,75	23,66	22,84	23,16	23,38	22,73	23,13	22,67	23,56	23,26	24,33	23,15	23,36	23,43	23,94	23,2	22,87	23,04							
FeO		31,45	32,93	33,39	33,24	34,17	33,36	33,44	32,78	33,57	32,28	33,03	32,83	33,06	33,63	34,05	33,89	33,46	33,09	33,73	32,25							
MnO		<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD			
MgO		8,23	7,95	7,8	8,29	7,98	8,23	8,03	8,39	8,26	8,22	8,32	7,88	7,46	8,25	8,06	8,37	7,99	8,32	8,63	8,48							
CaO		0,47	0,25	0,18	0,11	0,13	0,12	0,13	0,18	<LD	0,24	<LD	0,15	<LD	0,14	0,24	<LD	<LD	<LD	<LD	0,12	0,11						
Na2O		<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD			
K2O		0,49	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD														
Total		85,98	87,7	88,23	88,72	87,94	88,04	88,86	88,18	88,52	86,57	87,85	86,92	88,65	88,11	88,79	89,14	88,77	88,01	89,75	88,51		</					

chlorites obtenues par microsonde électronique (Tableau 3) indiquent une température des chlorites allant de 250°C à plus de 350°C (Figure 38).

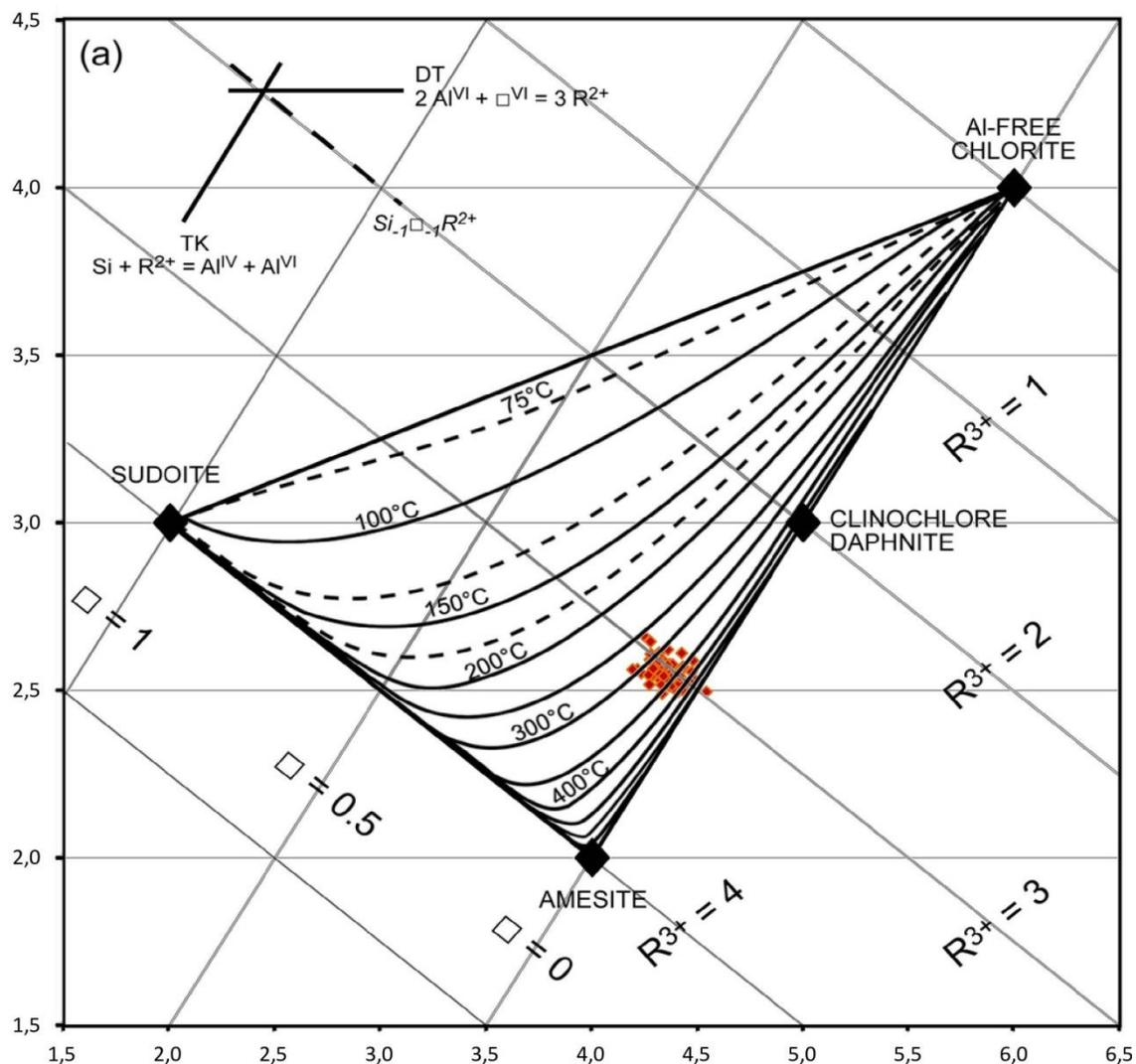


Figure 38 : Températures obtenues avec le géothermomètre de Bourdelle et Cathelineau (2015) à partir des données de microsonde électronique.

DISCUSSION

CHAPITRE 4 : Discussion

1. Age de la fracturation et modalités de remplissage

1.1 Relations entre fracturation et ciments

Après avoir déterminé les sets de fracturations, leurs chronologies et étudié leurs remplissages, il est alors intéressant de combiner ces données pour discuter des liens entre sets de fracturation, nature du remplissage et âges des formations affectées (Figure 39). Les principales questions sont: i) existe-t-il une corrélation entre le timing de circulation de fluides et le timing de fracturation ? ; ii) Quel est le timing des différentes phases de fracturation ? ; iii) Est-ce que les circulations ont été pervasives à travers l'ensemble de la pile sédimentaire (donc relativement récentes) ou si elles sont plus anciennes et limitées à certains niveaux stratigraphiques ? ; iv) Est-ce que l'encaissant a eu un impact sur la nature des remplissages des fractures ?

La Figure 39a représente les sets de fracturations dans lesquels les différents ciments ont été observés. Les stéréogrammes ont été construits en prenant en compte chaque occurrence des ciments qu'ils soient en remplissage unique ou associés à d'autres ciments. La Figure 39b, présente les stéréogrammes rassemblant les données de fracturations mesurées et débasculées pour chaque intervalle stratigraphique étudié.

Le set 1 caractérisé par de fines veines ($< 1\text{mm}$) et remplies par Cal1 ne présente que deux mesures d'orientation ne permettant pas de donner de direction principale de manière statistique (Figure 39a). Il est à noter qu'un set de fracturation indéterminé apparaît (en noir, Figure 39b) sur le stéréogramme du Lias. Ce set pourrait être rapporté au set 2a, mais avec un pendage plus fort ($\sim 30^\circ$) que pour les autres âges. Ce set de fracturation non observé dans les formations supérieures pourrait également être la signature du set 1 observé uniquement sous forme de fines fractures en lame mince après sciage. Quoiqu'il en soit, le fait que ces fractures n'ont été observées que dans les formations du Lias et du Dogger et ne sont remplies que par la première génération de calcite (Cal1) suggère que cet événement de fracturation est relativement précoce dans l'histoire du bassin. Par conséquent cette phase de fracturation est interprétée comme jurassique et est certainement liée à la première rifting débutée au Trias.

Les stéréogrammes comprenant les fractures remplies par Dol2 et le quartz renferment l'ensemble des sous-sets de fracturation du set 2 mais pas le dernier set (set 3) N-S sub-vertical.

CHAPITRE 4 : Discussion – Structurale

Ce set de fracturation est présent dans l'ensemble de la pile sédimentaire étudiée (Figure 39b). Toutefois le sous-set 2b n'a pas été observé dans le Valanginien-Barrémien. Le set 2 est très souvent lié à de la bréchification immature ou mature dans les formations dolomitiques callovo-oxfordiennes et thitoniennes. La distribution stratigraphique du set 2 et la nature de ses remplissages indiquent que cet événement de fracturation et que la circulation des fluides associés à Dol2 et au quartz sont post-Albien. La plus grande abondance de données de fracturation dans le Callovo-Oxfordien et dans l'Aptien supérieur est due à la nature pétrographique des roches encaissantes. En effet les rhéologies plus cassantes des dolomies de Meillon (Callovo-Oxfordien) et des Calcaires de Brassempouy (Aptien supérieur) ont certainement favorisé la fracturation (Cristescu, 1989).

Le stéréogramme présentant les données de fracturation pour la calcite de blocage Cal2 présente les sous-sets de fracturation 2a, 2b et 2c déjà observés pour les ciments plus anciens mais également la présence de Cal2 dans les fractures du set 3. Le set 3 étant plus récent que le set 2 il est logiquement présent dans la majorité des formations jusqu'à l'Aptien supérieur (Figure 39b). Cet événement de fracturation est donc post-Albien. Cal2 vient souvent en remplissage terminal des fractures du set 2 alors que dans les rares cas où elle a été observée dans le set 3 elle constitue l'unique ou la première phase de remplissage des fractures. Par conséquent la circulation des fluides parents de Cal2 est postérieure au set 2 et est contemporaine ou postérieure au set 3.

Enfin le stéréogramme de Cal3 présente principalement le sous-set 2b et le set 3. Il est important de noter que Cal3 peut survenir en double remplissage des fractures du sous-set 2b après Cal2 et être présente en simple remplissage dans des fractures du set3. Comme pour Cal2, la circulation des fluides parents de Cal3 est contemporaine ou postérieure à la phase de fracturation du set 3.

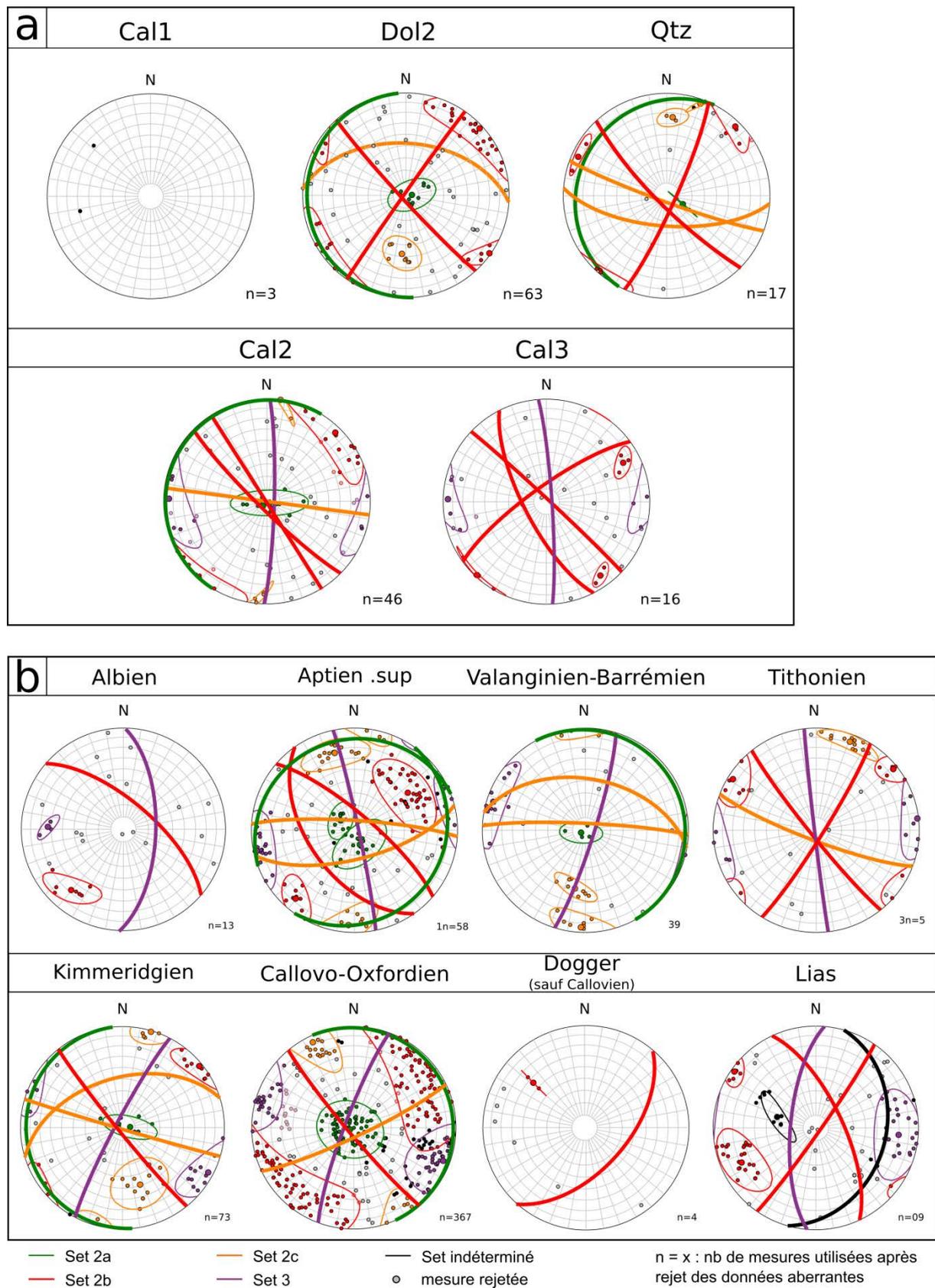


Figure 39 : Stéréogrammes des principaux sets de fractures identifiés dans les chaînons Béarnais assemblés, A) suivant leur remplissage ; B) suivant leur position stratigraphique.

2. Relations entre fracturation, ciments et âges intégrées à l'histoire géodynamique des Pyrénées

Comme expliqué précédemment, en raison de sa distribution stratigraphique, le premier set de fractures identifié en lames minces (set 1) est très probablement daté du Lias – Dogger (Figure 40). Les principaux sets de fractures reconnus sur le terrain et en lames minces sont composés de fractures orientées NO-SE, NE-SO et E-O (sous-sets 2b et 2c) ou sont parallèles à la stratification (sous-set 2a), ouverte en mode I (en tension). Le set 2 affecte les roches mésozoïques au moins jusqu'aux formations albiennes. Ainsi, il s'est formé durant l'Albien ou plus tardivement. De plus, les cinématiques sont compatibles avec une extension N-S (sous-sets 2b et 2c), excepté pour les ouvertures parallèles à la stratification (sous-set 2a). Les veines peuvent être associées à des brèches ayant une distribution stratiforme. L'origine des veines parallèles à la stratification et la bréchification locale seront discutées plus bas. Les directions et la chronologie du set 2 suggèrent fortement que les fractures se sont formées pendant l'épisode d'hyper-extension Albo-Cénomanienn.

Comme mentionné précédemment, certaines couches peuvent avoir été basculées par la tectonique salifère avant la phase de plissement pyrénéenne. Ainsi, certaines fractures de l'Albo-Cénomanienn peuvent avoir été formées dans des couches déjà inclinées, dont le pendage est inconnu. Après débasculement, la plupart des fractures se retrouvent sub-verticales (sub-perpendiculaires à la stratification). Cela peut impliquer que, 1) soit elles se sont effectivement formées quand les couches étaient sub-horizontales ou peu inclinées. Dans ce cas le basculement anté ou syn Albo-Cénomanienn était faible voir négligeable (Figure 41a), 2) soit elles se sont formées perpendiculaires aux couches inclinées (voir Tavani et al., 2006) (Figure 41b). Dans les deux cas, ces fractures doivent être considérées comme les témoins d'un événement extensif N-S.

Enfin, les fractures les plus récentes, identifiées à partir des relations chronologiques de terrain, sont les fractures N-S subverticales du set 3. Ce dernier épisode de fracturation peut être interprété comme le résultat de la convergence pyrénéenne (Figure 40) compatible avec un type de fractures dit LPS, « Layer-Parallel Shortening » (Beaudoin et al., 2015 ; Bellahsen et al., 2006a, b ; Tavani et al., 2011). Le stade de raccourcissement parallèle à la stratification anté à début plissement (LPS) consiste à la réactivation en décrochement de structures extensives héritées et au développement de structures extensives et de contractions orientées parallèlement et perpendiculairement à la direction de raccourcissement, respectivement.

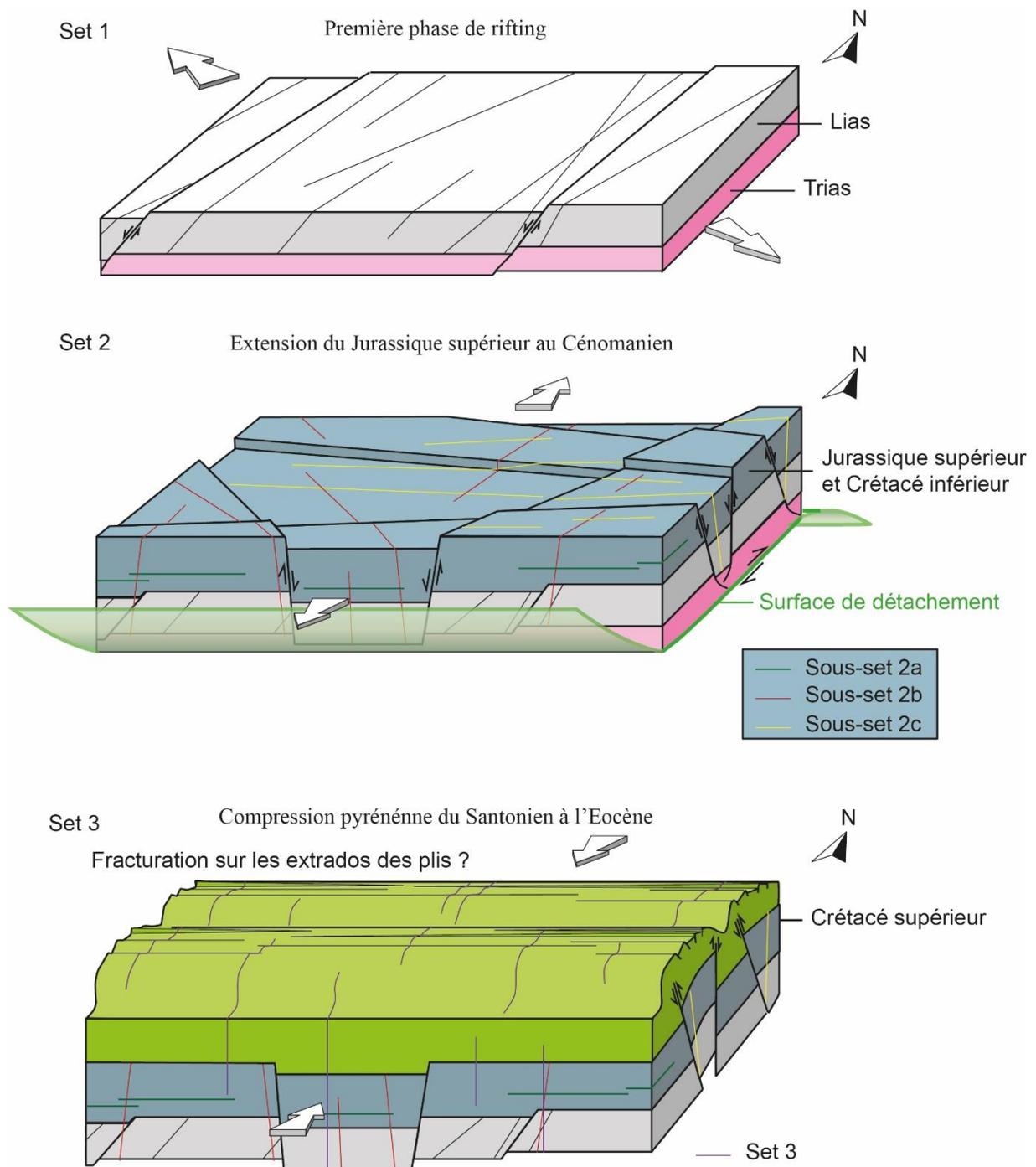


Figure 40 : Blocs diagrammes montrant les chronologies et les directions de fracturation en fonction de l'évolution des contraintes tectonique régionales. L'hypothèse présentée ici ne prend pas en compte un éventuel basculement lié à la tectonique salifère pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.

L'âge des fractures ne peut être contraint avec précision et se situe entre le Santonien et l'Eocène. Néanmoins des structures extensives d'extrado orientées parallèlement à l'axe des plis se sont très certainement formées au niveau des charnières (Figure 40). La chronologie relative entre les fractures du set 3 observées sur les flancs des anticlinaux dans la présente étude et les structures d'extrado syn-plissement au niveau des charnières de plis devrait permettre de proposer un âge plus précis pour le set 3. En effet, cette chronologie relative permettrait de définir si le set 3 est lié au début de la phase compressive anté-plissement (Crétacé supérieur) ou s'il est syn-plissement (Eocène). Malheureusement les charnières de plis n'ont pas été traitées ici.

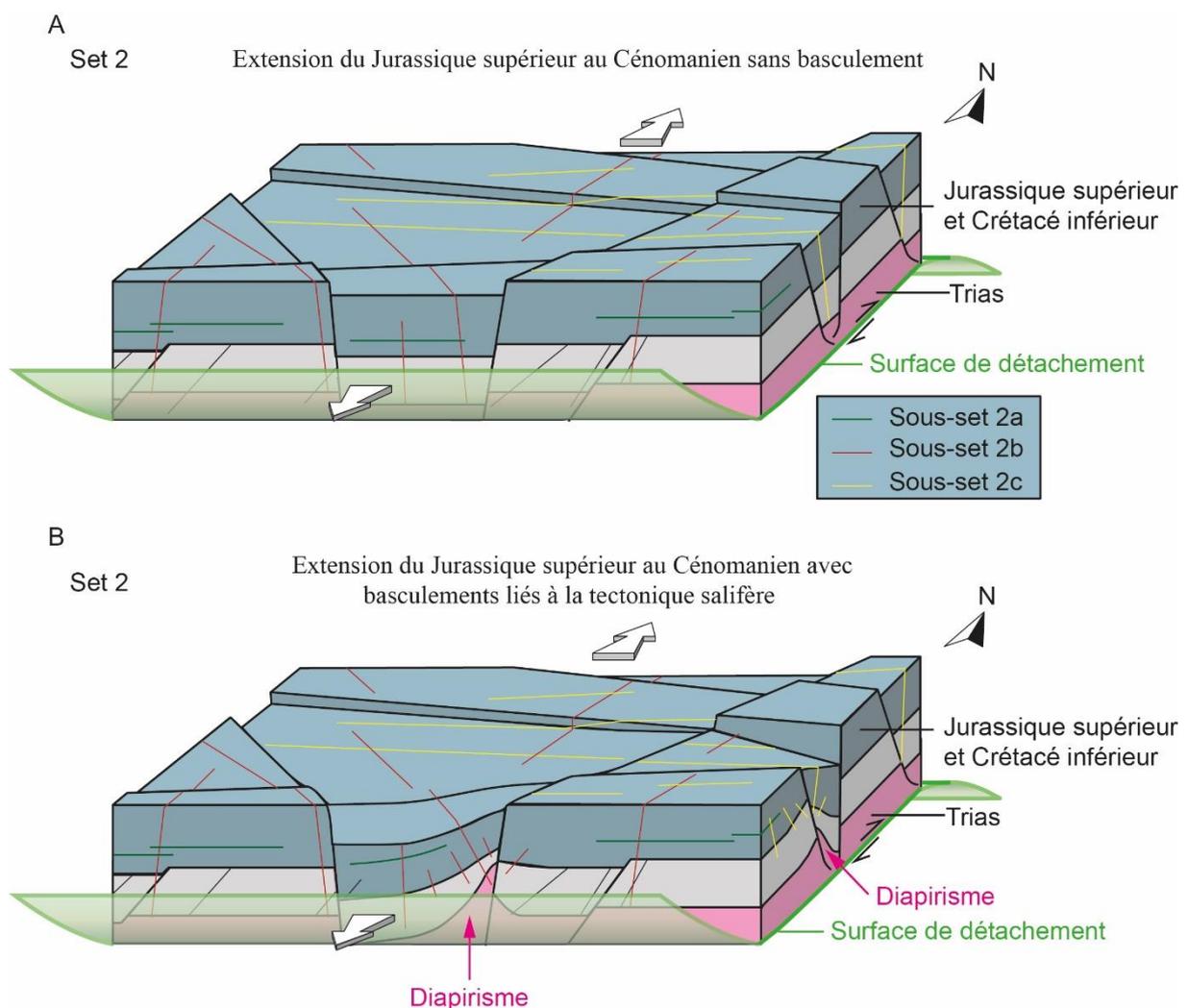


Figure 41 : Blocs diagrammes montrant la distribution de la fracturation en l'absence ou en présence d'un basculement lié à la tectonique salifère. A) Extension et fracturation sans basculement ; B) Dans le cas d'un diapirisme la fracturation se répartit préférentiellement perpendiculairement à la stratification sur les flancs du diapir et sur l'extrado du plissement. Dans les deux cas les directions mesurées et reportées sur les stéréogrammes restent valables et sont compatibles avec un morçèlement lié à une extension N-S.

3. Origine des fluides diagénétiques

3.1 Cal1

La première calcite apparaît dans les fractures du Set 1 qui n'ont pas été échantillonnées pour les analyses isotopiques et des REE en raison de la largeur réduite des fractures. En outre, comme expliqué ci-dessus, les mesures dans les inclusions fluides n'ont pas été réalisées dans ce ciment à cause de la petite taille des inclusions, leur opacité et des fuites naturelles ou artificielles possibles induites par la préparation des échantillons. Cependant, des informations peuvent être déduites à partir des observations pétrographiques et des teneurs en éléments traces. La couleur noire en cathodoluminescence de Cal1 peut être due soit à l'absence de Fe^{2+} et Mn^{2+} dans la calcite ou à la forte teneur en Fe^{2+} jouant le rôle d'inhibiteur de la luminescence générée par l'activateur Mn^{2+} dans le réseau cristallin de la calcite (Boggs et Krinsley, 2006 ; Richter et al., 2003). L'absence de Mn et Fe implique des conditions oxydantes alors qu'une forte teneur en Fe indique une précipitation en conditions réductrices (Richter et al., 2003). La couleur rose après coloration indique que les calcites sont non ferrifères. La teneur en Mn et Fe sous la limite de détection en microsonde électronique confirme cette interprétation. Cela suggère que l'environnement diagénétique était oxydant durant la première phase de circulation fluide synchrone avec le premier événement de fracturation jurassique.

3.2 Dol2

Les valeurs de $\delta^{18}O$ de Dol2 montrent des valeurs plus négatives comparées aux carbonates marins et aux roches hôtes (Figure 42).

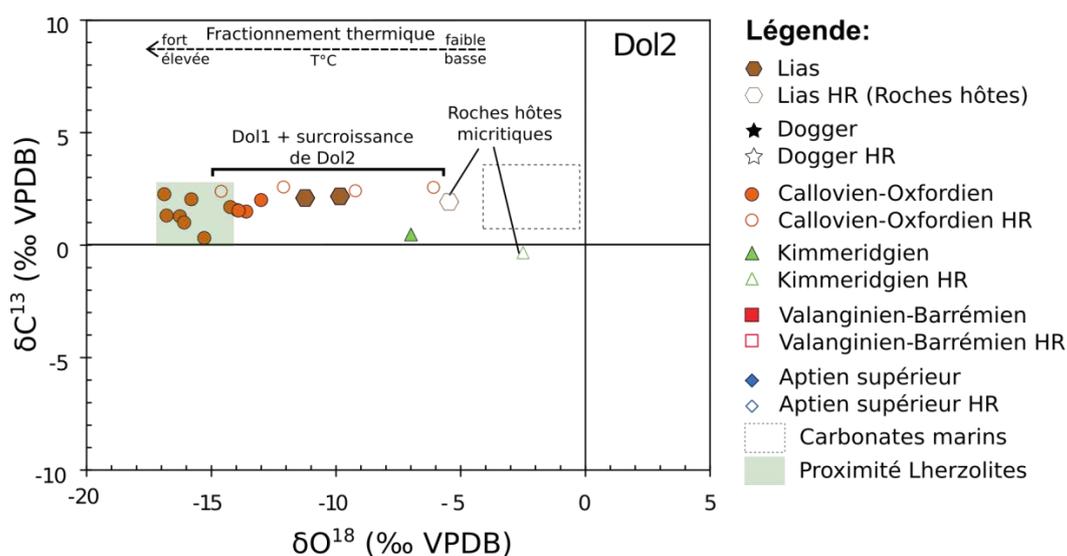


Figure 42 : Cross-plot interprété des valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ pour la dolomie Dol2 et les roches encaissantes.

CHAPITRE 4 : Discussion – Géochimie

Cela suggère que les fluides parents n'étaient pas à l'équilibre avec la roche encaissante avec un fort ratio fluide-roche, ils n'ont donc pas été tamponnés par cette dernière. La différence est due soit à un fractionnement thermique, soit à des entrées d'eaux météoriques. L'augmentation des T_h depuis environ 250 °C au cœur des rhomboèdres vers plus de 300 °C dans les franges externes indique que la Dol2 a précipité durant une augmentation de la température des fluides parents. De plus la répartition extrêmement large des données de T_h dans les cœurs et les franges de Dol2 (Figure 35), peut être expliquée par le comportement fragile des inclusions (fuite, étirement) ou par le piégeage des fluides dans une large gamme de pressions et/ou de températures. Néanmoins, l'effet de la déformation ou de fuites des inclusions pendant les mesures n'a pas été démontré. En effet les données de T_h sont reproductibles, aucune variation de T_h n'a été observée avec le nombre de cycles de chauffage. Par conséquent les valeurs mesurées sont fiables et reflètent les conditions de piégeage des inclusions. De plus ces hautes températures pour les derniers stades de Dol2 sont cohérentes avec la morphologie baroque des larges cristaux de dolomites (Mazzulo, 1992). La signature isotopique des fluides parents des dolomites peut être estimée à l'aide de l'équation de fractionnement de Land (1983). Considérant une valeur moyenne calculée de -15,1‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et une température moyenne de 278°C, la signature isotopique du fluide parent obtenue grâce au diagramme de fractionnement (Figure 43) suggère une origine magmatique. Cependant, d'autres arguments laissent à penser à une origine plus précisément mantellique (cf. Chapitre3, Partie 4)

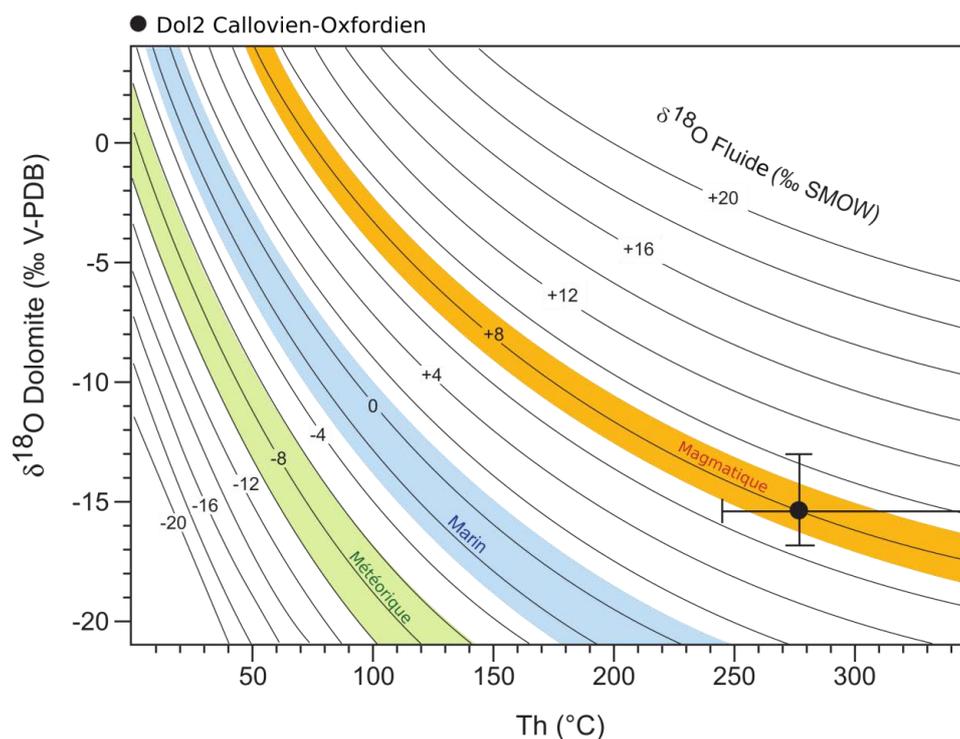


Figure 43 : Diagramme de fractionnement pour Dol2. Les fluides parents se trouvent dans le champ des fluides magmatiques.

Par conséquent, et considérant un fluide avec une température supérieure à celle des roches encaissantes, les dolomites Dol2 peuvent être considérées comme le résultat de la précipitation de fluides hydrothermaux (Al-Aasm, 2003 ; Boni et al., 2000 ; Gasparrini et al., 2006 ; Lopez-Horgue et al., 2010 ; Machel et Lonnee, 2002). D'autre part, les valeurs positives en $\delta^{13}\text{C}$ proches de celles des roches hôtes sont compatibles avec la précipitation lors de l'enfouissement étant donné que la composition isotopique du carbone des fluides interstitiels est généralement tamponnée par les carbonates encaissants pendant la mesogénèse (Arthur et al., 1983 ; Moore, 2001).

Le traitement des données en Terres Rares apporte également son lot d'informations quant à l'origine des fluides diagénétiques. Le diagramme de la Figure 44, montre qu'en dépit de T_h avoisinant les 250 à 350°C aucun enrichissement en Europium n'a été mis en évidence dans Dol 2. En effet le ratio Eu/Eu^* ne présente pas d'anomalie positive significative et est compris entre 0,07 et 0,28 tandis que le ratio Ce/Ce^* est compris entre 0,29 et 0,93 fait apparaître une anomalie négative en Ce (Figure 44).

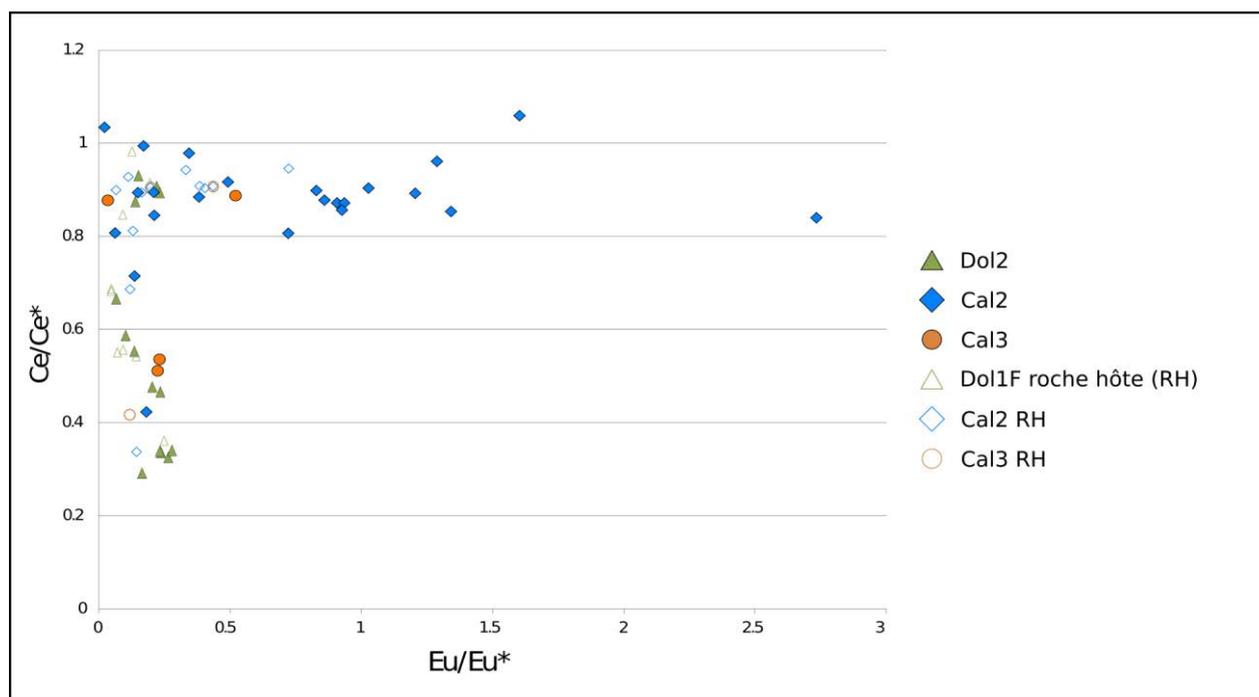


Figure 44 : Diagramme de Ce/Ce* vs. Eu/Eu* utilisé pour détecter un effet de la diagenèse sur les teneurs en REE des roches hôtes et des ciments, (d'après Shields et Stille, 2001).

Ainsi le principal facteur qui a contrôlé la quantité d'Eu incorporé dans la Dol2 n'était pas la température mais était certainement soit les conditions redox soit la disponibilité en Eu dans les fluides. Malgré l'occurrence du gaz H₂S, en présence duquel Fe²⁺ est l'espèce stable (Renard et al., 2014), Dol2 n'est pas ferrifère et n'est pas enrichie en Ce (Figure 44) et en Eu. Par conséquent la présence de conditions réductrices ne semble pas avoir favorisé l'incorporation de Fe, Ce et Eu au sein de la dolomite. En revanche les échantillons de Dol2 analysés proviennent essentiellement des formations carbonatées du Callovo-Oxfordien, du Kimmeridgien et du Tithonien dépourvues ou très pauvres en fraction terrigène. Sachant que matériel terrigène constitue une source significative de Terres Rares (Olivier et Boyet, 2006), la corrélation entre l'absence d'enrichissement en Ce, Fe, Eu, malgré les conditions réductrices, et la nature essentiellement carbonatée des roches encaissantes semble indiquer que la disponibilité en fer et en Terres Rares a constitué le principal facteur de contrôle sur la composition de Dol2.

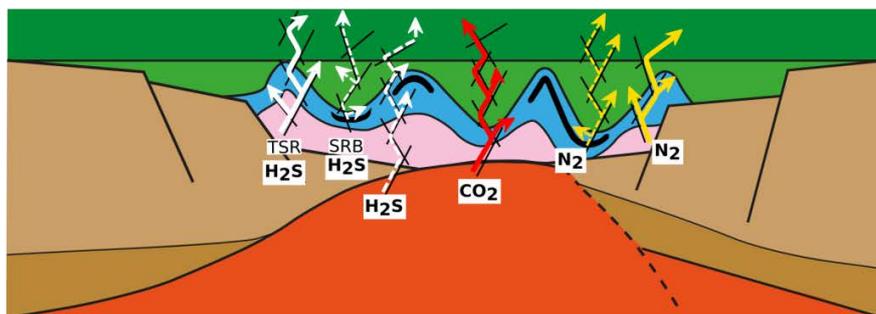
Les inclusions fluides dans Dol2 présentent les plus fortes salinités (25 % à 30 % mass eq. NaCl déterminé par spectrométrie RAMAN). Une telle salinité devrait impliquer la précipitation de halite étant donné que la saturation de la halite en phase aqueuse est de 23% mass eq. NaCl (Bodnar, 1993). Or aucun solide de halite n'est observé dans les inclusions

CHAPITRE 4 : Discussion – Géochimie

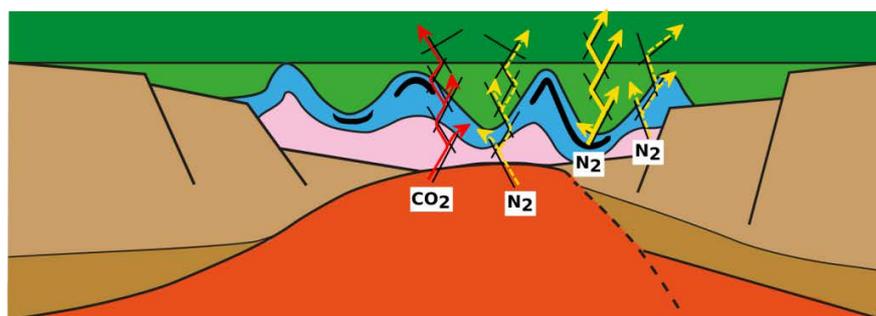
présentes dans la dolomite. La salinité des inclusions étant supérieures à la saturation de halite, les inclusions ne se trouvent donc pas dans le système $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. La présence de chlorure de magnésium et/ou de calcium dans les inclusions aqueuses peut être invoquée pour expliquer ces très fortes salinités. En effet, les inclusions fluides étant encaissées dans de la dolomie, le magnésium et le calcium sont les éléments les plus probables dans le milieu en addition du sodium. La taille des inclusions ne permettant pas d'observer les températures d'eutectique, nous ne pouvons que supposer sur les autres sels dissous en solution. La température des eutectiques dans les systèmes $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2$ et $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$ auraient été respectivement de $-21,1^\circ\text{C}$, $-33,6^\circ\text{C}$ et de $-49,8^\circ\text{C}$. La lixiviation des évaporites triasiques, riches en sulfates et présentes dans la partie sud du bassin aquitain (Canérot et al. 2001 ; Ternet et al., 2004), constitue une origine possible ces fluides salés. Dans ce cas les salinités élevées suggèrent une circulation ascendante de fluides chauds probablement d'origine mantellique ayant lessivé les niveaux évaporitiques triasiques.

De plus les gaz présents dans les inclusions fluides consistent en un mélange de CO_2 , N_2 et H_2S (Figure 45). N_2 est prédominant dans les inclusions situées au cœur des rhomboèdres de dolomite (F1P1a), tandis qu'il apparait en plus faible quantité dans les inclusions provenant des franges externes (F1P1b), qui sont riches en CO_2 et H_2S . Les fluides mantelliques sont généralement enrichis en CO_2 (Figure 45) (Sherwood et al., 1997). Cet enrichissement est donc compatible avec une augmentation de la contribution des fluides mantelliques comme cela a été envisagé à partir des données isotopiques et des températures d'homogénéisation des inclusions fluides.

Origines des gaz pour Dol2



Origines des gaz pour Qtz



Origines des gaz pour Cal2

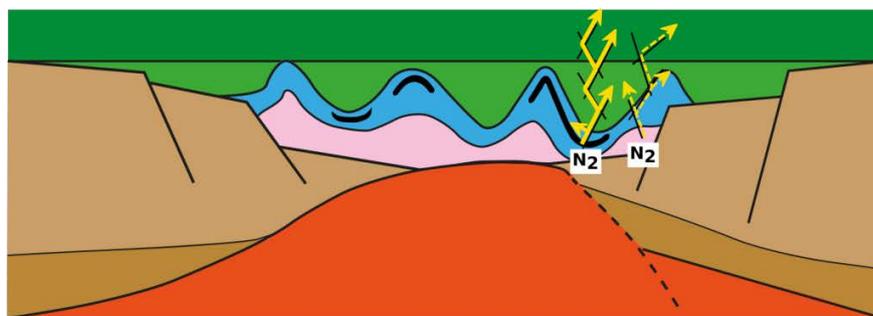


Figure 45 : Représentation schématique des circulations fluides au sein du bassin en hyper-extension des Chaînonns Béarnais expliquant les différentes origines pour les différents types de gaz (Dol2, Quartz et Cal2). H₂S en blanc, CO₂ en rouge et N₂ en jaune. Les traits pleins représentent les origines des gaz principales retenues et les tiretés représentent les autres origines possibles. Plus l'épaisseur du trait est importante, plus le gaz est présent. BSR : sulfato-réduction bactérienne ; TSR : réduction thermochimique des sulfates

Concernant l' H_2S , dans le cas présent et avec des températures élevées de plus de 250°C , ce gaz n'a certainement pas été produit par une activité de sulfato-réduction bactérienne (BSR) étant donné que ce processus n'est considéré comme possible uniquement entre 0 et 80°C (Figure 45) (Machel, 2001; Machel et al., 1995). Dans la zone étudiée, d'autres origines possibles pour l' H_2S pourraient être la réduction thermochimique des sulfates (TSR) ou les fluides hydrothermaux dérivés des lherzolites (Figure 45). Dans les bassins, la TSR est généralement décrite dans des gammes de températures entre 100 et 180°C avec cependant quelques exemples de TSR à des températures au-delà de 220 ou 300°C (Alonso-Azcarate et al., 2001 ; Giuliani et al., 2000, 2003). Dans ce cas, les évaporites du Trias de la partie sud du bassin aquitain pourraient avoir constitué la source des sulfates (Figure 45). Concernant l'origine hydrothermale de l' H_2S , ce gaz a été décrit dans les xénolithes (enclaves) du manteau supérieur (Andersen et al., 1984, 2001 ; Pintér et al., 2011). Malheureusement, aucune analyse sur les isotopes du soufre n'a été réalisée dans cette étude ne permettant pas de trancher entre les deux hypothèses pour le moment. Les évaporites du Trias pourraient également constituer la source de N_2 (Figure 45), détecté dans F1P1a. Ce gaz a pu être libéré pendant les interactions entre des fluides chauds oxydants et des minéraux porteurs d'ammonium telles que la carnallite ou la sylvite (Grishina et al., 1998 ; Pironon et al., 1995a, 1995b). Cette hypothèse est également en accord avec les hautes salinités observées dans Dol2. La libération de N_2 par des feldspaths et illites ammoniés ou par dégradation thermique de la matière organique peut être également invoquée.

3.3 Chlorite

La précipitation de chlorite implique des fluides alcalins (Weaver et Pollard, 1973). Il est à noter que Dol2 est absente dans les formations de l'Albien-Cénomaniens tandis que la chlorite constitue le premier ciment avant le quartz en remplissage des fractures dans ces mêmes formations. De la chlorite détritique est présente dans la matrice des roches hôtes albi-cénomaniennes. La dissolution locale et la mobilisation du silicium, de l'aluminium et du potassium de cette chlorite détritique ont certainement favorisé la précipitation locale de la chlorite diagénétique au sein des veines. Les températures obtenues sur les chlorites (Figure 38) à l'aide du géothermomètre de Bourdelle et Cathelineau (2015), montrent une gamme de répartition entre 250 et 450°C . Ces températures du fluide parent assez semblables qu'elles soient déterminées par les températures d'homogénéisation acquises pour Dol2 ou par le géothermomètre chlorite, permettent d'envisager un même fluide alcalin à l'origine de différents types de ciments dans différents intervalles stratigraphiques et un contrôle par le pH

et donc la composition des roches encaissantes sur la nature des ciments précipités au sein des fractures.

3.4 Quartz

Les facteurs importants contrôlant la précipitation du quartz et de la calcite sont la température, le pH, et la sursaturation des fluides par rapport à la silice. Les ciments de Qtz sont présents essentiellement dans les roches contenant des quartz détritiques comme les Calcaires à annélides du Valanginien-Barrémien et dans les Calcaires de Brassempouy de l'Aptien-Albien. Par conséquent, un scénario similaire à celui proposé pour la chlorite peut être envisagé pour les sources de silice, à savoir une dissolution des grains détritiques présents dans la roche hôte préalablement à la précipitation des ciments de quartz présents dans les fractures du set 2.

Le champ de stabilité de la silice à température ambiante est dans une gamme de pH inférieur à 7 tandis que la précipitation de la calcite se produit généralement dans des eaux alcalines à un pH supérieur à 8 (Blatt, 1992). Ainsi, d'une part, la précipitation de ciments de quartz peut indiquer une modification du pH au cours du temps avec une transition de conditions alcalines pendant la précipitation de Dol2 et de la chlorite, et l'altération des quartz détritiques conduisant à des conditions plus acides durant la croissance des cristaux de quartz. D'autre part, la dissolution locale du quartz détritique au niveau des épontes des veines observées en lames minces a pu engendrer une sursaturation locale du fluide vis à vis du quartz et des précipitations locales sans modification notable du pH.

Les analyses en microthermométrie et au Raman ont montré que la précipitation du quartz est également associée à une chute des températures et des salinités. Ces observations semblent donc indiquer un chagement des conditions de précipitation des ciments et par conséquent une évolution de la source des fluides percolants. Elle est également associée à un changement dans la composition en gaz des inclusions fluides depuis une composition riche en CO₂-H₂S vers une composition dominée par N₂. L'augmentation progressive de N₂ peut être due à plusieurs processus (Figure 45) : (i) une augmentation de la contribution mantellique dans les compositions des gaz et des fluides (Bräuer et al., 2004; Palcsu et al., 2014), (ii) la diagenèse à haute température de la matière organique dans le bassin (Dalsgaard et al., 2003; Dubessy et Ramboz, 1986, Tissot et Velte, 1984), (iii) une oxydation des minéraux porteurs d'ammonium (Grishina et al., 1998; Huc, 2013; Kroos et al., 1995; Pironon et al., 1995a, 1995b). Bien qu'aucun argument clair ne permette de déterminer la source de N₂ avec certitude, la baisse des températures et de la teneur en CO₂ observée dans les inclusions fluides ne semble pas en accord

avec une augmentation des contributions du manteau. De plus, la diminution des salinités n'est pas cohérente avec une contribution croissante de l'oxydation des minéraux porteurs d'ammonium dans les évaporites du Trias.

3.5 Pyrite et Cal2

La précipitation de pyrite implique l'apparition de conditions réductrices. La chronologie relative entre la pyrite et le quartz n'a pas été observée et les conditions réductrices ont pu commencer pendant la précipitation du quartz. Ces conditions ont continué pendant les stades précoces de Cal2 caractérisés par des calcites ferrifères.

Les conditions réductrices semblent également confirmées par une anomalie négative en Ce bien plus faiblement marquée que pour Dol2 ou par une anomalie positive du rapport Ce/Ce^* ($0,42 < Ce/Ce^* < 1,06$) (Figure 46). L'enrichissement évident en Eu dans Cal2 ($0,03 < Eu/Eu^* < 2,77$) comparé aux roches hôtes suggère également une modification des conditions redox du milieu (Bau et Dulski, 1996, McRae et al., 1992).

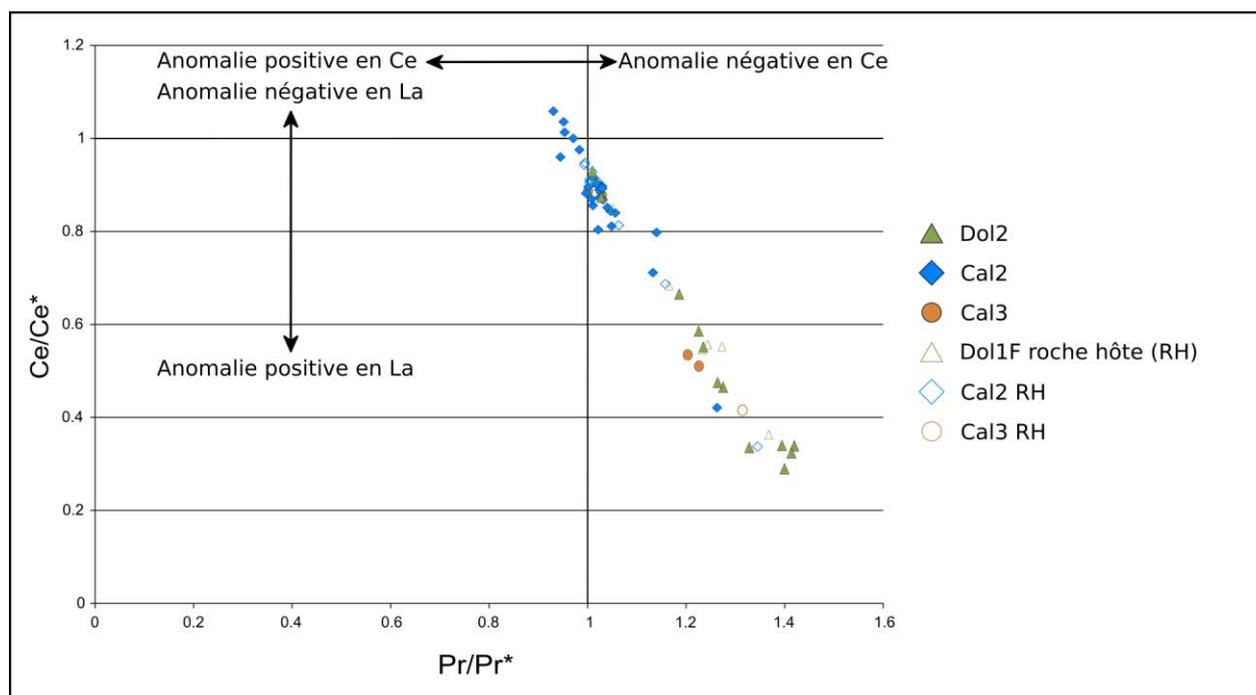


Figure 46 : Résultats des analyses de Terres Rares sur les ciments de dolomite et de calcite, Diagramme de Ce/Ce^* vs. Pr/Pr^* utilisé pour discriminer les anomalies en La et en Ce (d'après Bau et Dulski, 1996).

La diagenèse est un facteur de modification de la signature en REE des carbonates et peut par conséquent modifier les anomalies en Ce. L'absence de corrélations négatives dans les diagrammes Ce/Ce^* vs. Dy_n/Sm_n (Figure 47) et Ce/Ce^* vs. Eu/Eu^* (Figure 48), indique

CHAPITRE 4 : Discussion – Géo chimie

qu'aucune diagenèse secondaire n'a affectée les teneurs en REE des échantillons après précipitation des ciments

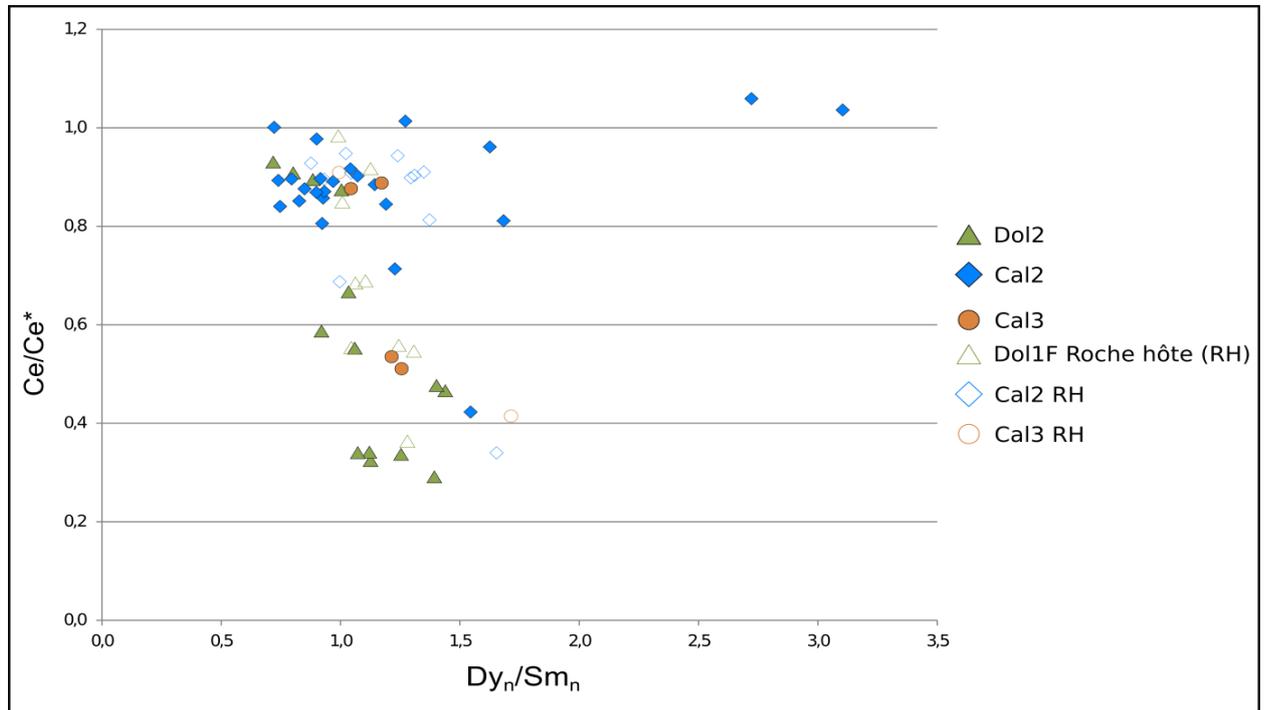


Figure 47 : Diagramme de Ce/Ce^* vs. Dy_n/Sm_n utilisé pour détecter un effet de la diagenèse sur les teneurs en REE des roches hôtes et des ciments (Dol2, Cal2 et Cal3), (d'après Shields et Stille, 2001).

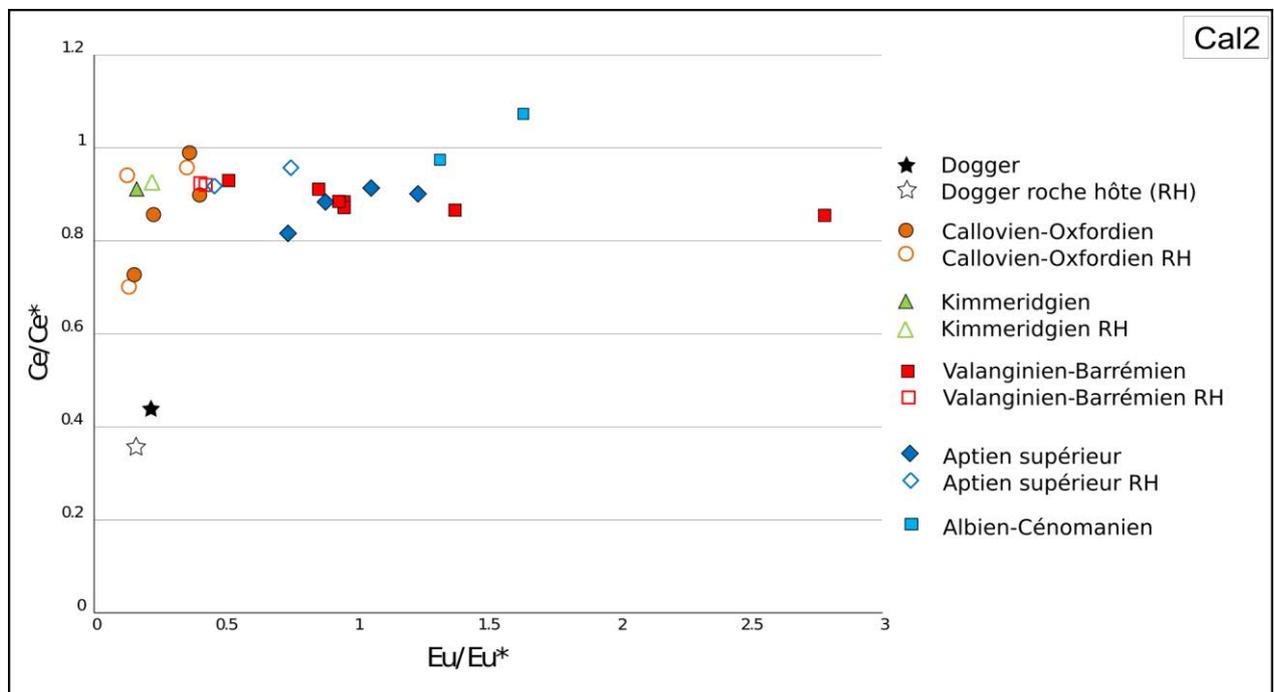


Figure 48 : Diagramme de Ce/Ce^* vs. Eu/Eu^* utilisé pour détecter un effet de la diagenèse sur les teneurs en REE du ciment diagénetique Cal2 présent dans la pile sédimentaire mésozoïque des Chaînons Béarnais (d'après Shields et Stille, 2001).

Les enrichissements les plus significatifs en Eu apparaissent dans les formations du Crétacé (Figure 48). Ils peuvent aisément être expliqués par la présence de grains détritiques silicoclastiques dans la matrice des sédiments qui constituent une importante source de Terres Rares moyennes. Outre la nécessité d'un stock disponible de Terres Rares proche du lieu de précipitation des ciments (les Terres Rares étant peu mobiles) comme dans les roches encaissantes du Crétacé, l'incorporation d'Eu et de Ce dans Cal2 conforte l'idée de la présence de conditions réductrices.

L'absence de phosphates dans les ciments étudiés (LD « limite de détection » < 2%) et l'absence de corrélations positives entre les rapports Eu/Eu* et Ba/Nd (Figure 49), permet d'écarter un enrichissement en REE lié à la présence de phosphates ou lié à des problèmes instrumentaux lors de l'acquisition (interférences lors des mesures ICP-MS, détectées par le rapport Eu/Eu* vs. Ba/Nd).

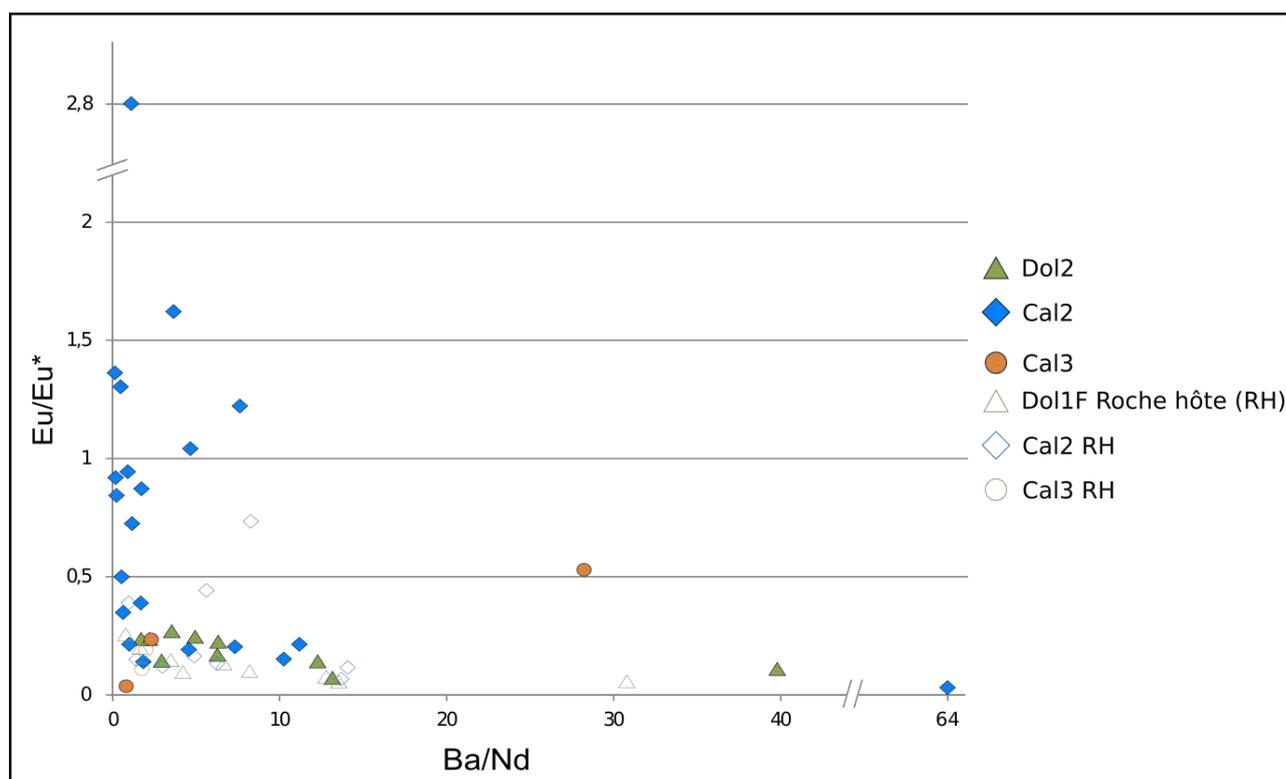


Figure 49 : Diagramme Eu/Eu* vs. Ba/Nd utilisé pour discriminer les anomalies positives en Eu authentiques des artificielles dues à des problèmes instrumentaux lors de l'acquisition à l'ICP-MS, d'après Dulski, (1994).

La transition du quartz aux ciments calcitiques indique le retour à un environnement diagénétique à pH alcalin. Cela est également conforté par la corrosion du quartz avant la précipitation de Cal2. La dédolomitisation et le remplacement de la dolomite par Cal2 implique

que les fluides diagénetiques étaient sous-saturés par rapport à la dolomite et caractérisés par un faible ratio Mg/Ca (Brauer et Baker, 1984).

Les valeurs isotopiques dans les stades précoces ferrifères de Cal2 sont similaires aux valeurs de la roche hôte. Cela suggère que les fluides parents ont été tamponnés et en équilibre avec la roche encaissante avec un ratio eau/roche faible.

Au cours de la phase tardive de Cal2, la transition progressive vers des calcites non ferrifères suggère la disparition des conditions réductrices. La disponibilité en Fe n'est pas contrôlée directement par l'encaissant étant donné que la présence de Cal2 ferrifère a été observée dans des encaissants purement dolomitiques comme dans le Callovo-Oxfordien ou le Kimmeridgien. Cela implique une source externe du Fe comme par exemple la diagenèse des formations argileuses. Il est donc envisageable que la transition calcite ferrifère – calcite non ferrifère reflète une diminution des teneurs en Fe disponibles dans les fluides parents au cours de la croissance de Cal2. Néanmoins l'absence de pyrite ou d'H₂S associé aux derniers stades non ferrifères plaide plutôt en faveur de la disparition des conditions réductrices. Durant la dernière phase les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont situées vers des valeurs plus négatives comparées aux roches hôtes (Figure 50).

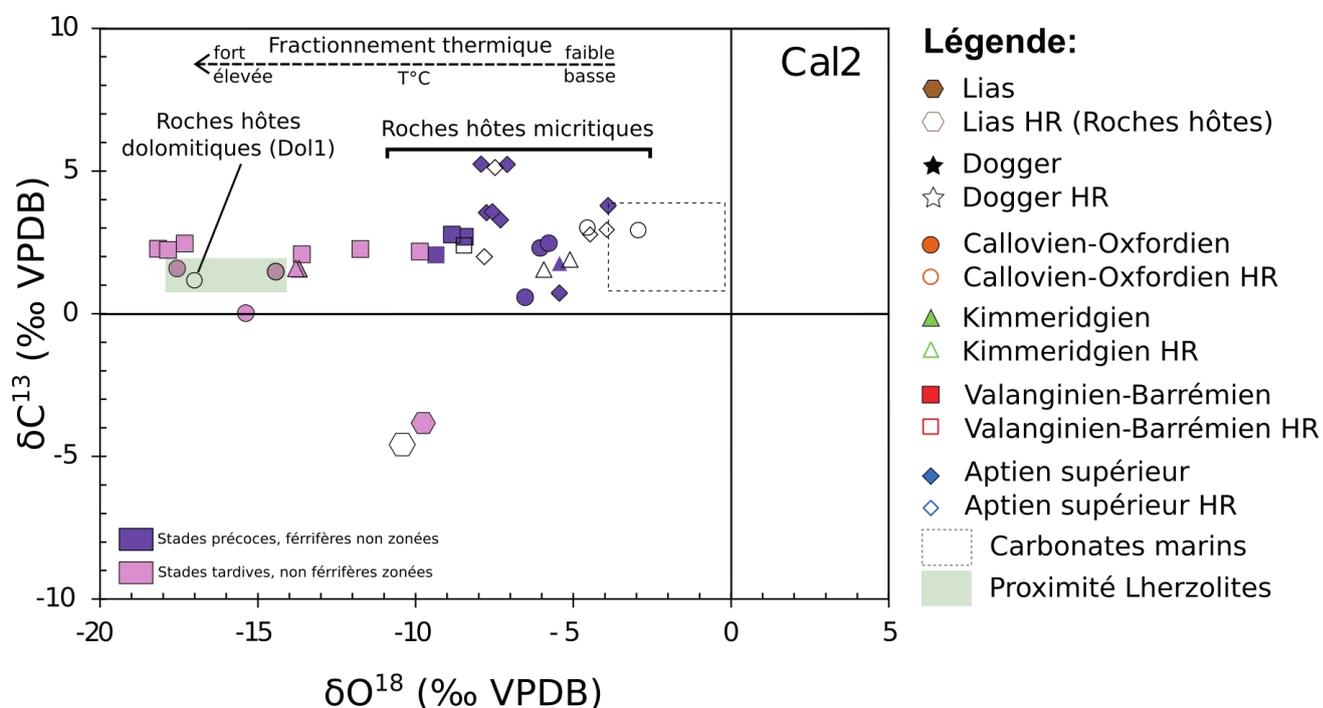


Figure 50 : Cross-plot interprété des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour la calcite Cal2 et les roches encaissantes.

Cela plaide en faveur d'un déséquilibre entre le fluide et la roche hôte probablement en raison d'une augmentation du ratio eau/roche. Afin de déterminer la nature du fluide parent de Cal2, les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ des stades précoces ferrifères ne peuvent pas être utilisées car leurs signatures isotopiques sont tamponnées par la roche hôte. A l'inverse, pour les calcites non tamponnées et non ferrifères, l'origine des fluides parents peut être déterminée en utilisant un diagramme de fractionnement réalisé à l'aide de l'équation de Friedman et O'Neil (1977) entre les fluides parents et les calcites. Pour des valeurs moyennes en $\delta^{18}\text{O}$ de -14,3‰ (calcites non ferrifères) et une température moyenne de 201,8°C, le fluide parent apparaît comme essentiellement d'origine magmatique et plus précisément mantellique (cf. Chapitre3, Partie 4). Néanmoins une légère contribution des fluides marins semble apparaître marquant une légère évolution par rapport aux fluides parents de Dol2 qui sont uniquement d'origine magmatique (Figure 51).

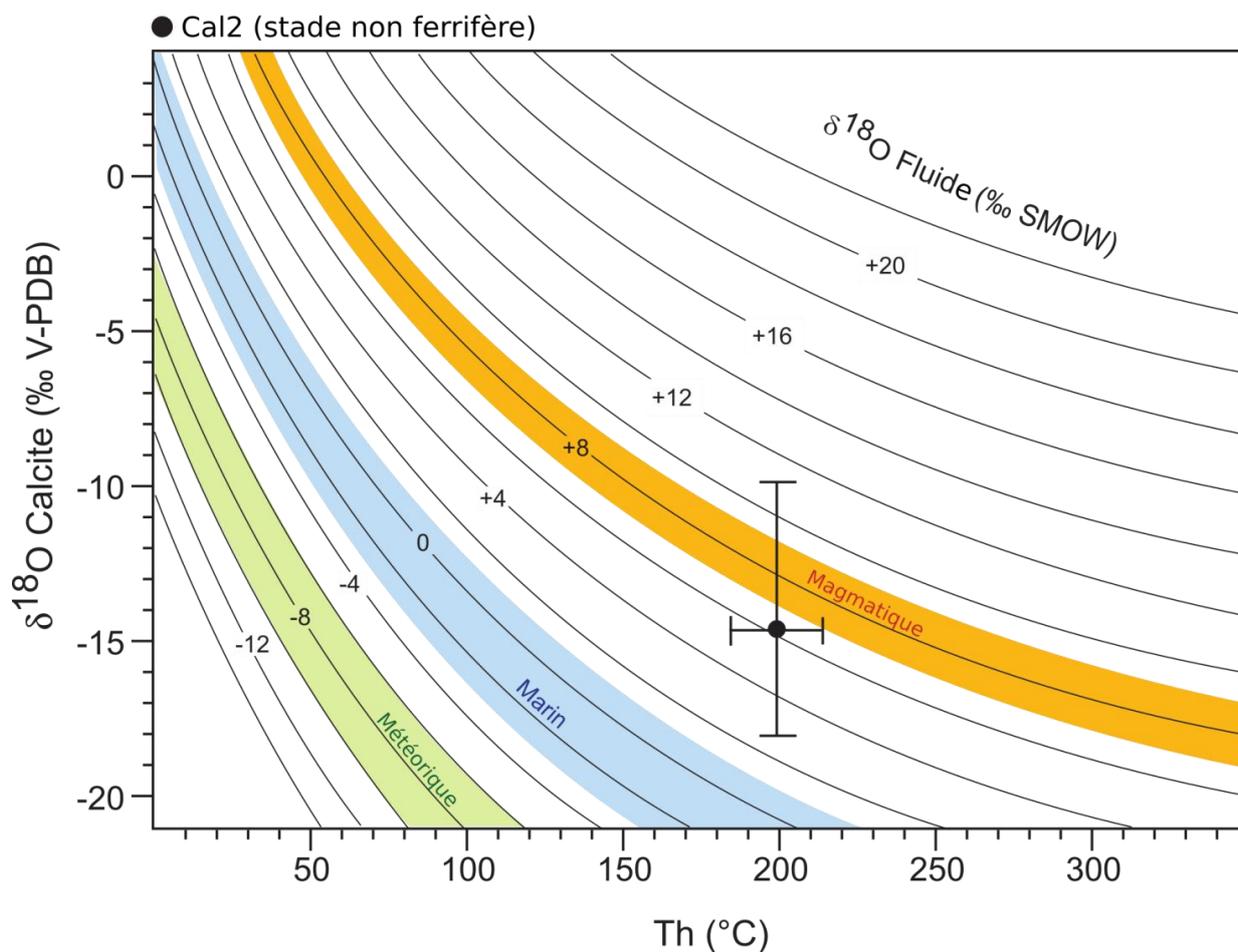


Figure 51 : Diagramme de fractionnement pour Cal2. Les fluides parents sont d'origine magmatique avec une légère contribution des fluides marins.

Ce résultat suggère que la contribution des fluides marins apparaît pendant la précipitation des derniers stades de Cal2. Cette interprétation est cohérente avec une baisse des températures et avec la transition de fluides riches en CO₂ vers des fluides profonds riches en N₂ (Figure 45). L'origine de N₂ reste hypothétique : on peut néanmoins considérer que N₂ est un marqueur de « métamorphisme » qu'il impacte des évaporites (lessivages de sels ammoniés) ou des formations silicoclastiques (lessivage de silicates ammoniés, pyrolyse des matières organiques). La baisse de la salinité est également un argument en faveur d'une diminution progressive de la contribution des fluides ascendants mantelliques qui ont percolé au travers des évaporites triasiques.

3.6 Cal3

Le dernier ciment calcitique indique un dernier changement dans la nature des fluides parents. Du Dogger au Kimméridgien les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de Cal3 sont négatives et plus faibles que celles des roches hôtes et des carbonates marins (Figure 52).

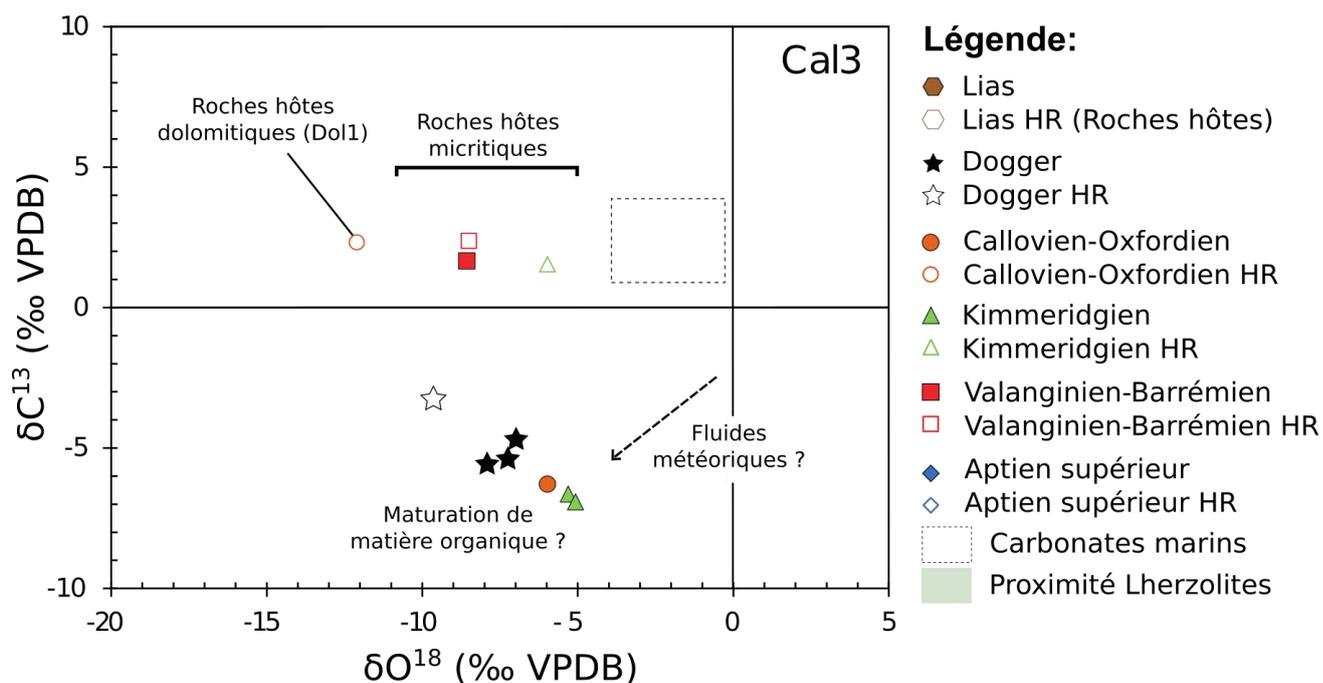


Figure 52 : Cross-plot interprété des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour la dolomie Dol2 et les roches encaissantes.

Cette différence implique des fluides qui n'étaient pas tamponnés par les roches hôtes. Ce changement vers des valeurs négatives peut être dû soit à la contribution d'isotopes de carbone légers durant la maturation de la matière organique, ou la venue de fluides d'origine météorique. Malheureusement la petite taille des inclusions fluides n'a pas permis d'obtenir des

températures pour ce ciment. De ce fait la signature du fluide parent ne peut être déterminée à l'aide du diagramme de fractionnement de la calcite. Cependant, en cathodoluminescence, la couleur noire alternant avec des sous-zones luminescentes dans les stades précoces de Cal3 suggère l'absence de Fe²⁺ et l'incorporation ponctuelle du Mn²⁺. Cela pourrait marquer un environnement oxydant avec de courtes périodes de conditions réductrices. Pendant les derniers stades de Cal3, les fluides étaient oxydants comme l'atteste la couleur entièrement noire du ciment en cathodoluminescence (Richter et al., 2003). Le retour à des conditions oxydantes est également suggéré par une anomalie négative marquée en Ce dans Cal3. En effet Cal3, présente une distribution en deux groupes de l'anomalie en Ce (Figure 46). Un premier groupe sans anomalie négative en Ce significative avec un ratio en Pr/Pr* proche de 1,2, correspondant à des échantillons provenant du Valanginien-Barrémien et du Kimméridgien (ce dernier présente des grains détritiques silicoclastiques). La présence de grains détritiques silicoclastiques dans la matrice des sédiments qui constituent une importante source de Terres Rares moyennes peut alors être la cause de l'enrichissement en Ce lors des courtes périodes de conditions réductrices de Cal3. Un second groupe affichant une anomalie négative en Ce avec un ratio en Ce/Ce* d'environ 0,5 (Figure 46), correspondant à des échantillons du Dogger, purement carbonatés. L'absence d'apports (détritiques silicoclastiques) en Terres Rares moyennes et les conditions majoritairement oxydantes de l'environnement n'ont pas permis un enrichissement en Ce de Cal3 dans ces niveaux stratigraphiques. Le ratio Eu/Eu*, quant à lui, ne présente pas d'anomalie et est compris entre 0,037 et 0,529 (Figure 44). L'absence d'anomalie pour l'Eu peut s'expliquer par deux facteurs principaux : la température et les conditions rédox. En effet, l'enrichissement en Eu (Eu²⁺) se produit lorsque les fluides se trouvent dans un environnement réducteur et sous des températures supérieures à 250°C. Or, la précipitation de Cal3 se produit majoritairement sous conditions oxydantes et sous des températures inférieures à 250°C. Le ratio eau/roche élevé, les conditions oxydantes et les valeurs négatives en δ¹³C donnent à penser à l'arrivée d'eaux météoriques dans un système ouvert. Une zonation en cathodoluminescence similaire à celle observée dans Cal3 a souvent été décrite dans les derniers stades de cimentation calcitique dans plusieurs bassins et a été interprété comme l'impact de fluides météoriques durant la télogénèse (Bruckschen et al., 1992 ; Budd et al., 1993 ; Gasparrini et al., 2006 ; Lee et Harwood, 1989). De ce fait, la température moyenne pour Cal2 (qui précède Cal3) de 201, 8°C et l'apport d'eaux météoriques plus froides dans le milieu, confirme que Cal3 précipite sous la limite de 250°C.

4. Circulations fluides et géodynamique dans les Chaînon Béarnais.

Le premier événement de fracturation détecté dans les formations des Chaînon Béarnais au cours de cette étude est limité aux formations du Jurassique inférieur et moyen. Ces résultats suggèrent que cet événement de fracturation est lié à la première phase de rifting durant les stades précoces de l'ouverture du bassin aquitain (Figure 53a). La présence de ces fractures jusque dans les formations du Jurassique moyen indique que la fracturation a continué jusqu'aux stades précoces de la marge passive de l'Atlantique. Les fluides étaient certainement oxydants (d'après la couleur orange luminescent de CaI3 en cathodoluminescence) mais leur origine n'a pas été déterminée.

Le deuxième événement de fracturation identifié dans les Chaînon Béarnais (set 2) a impacté les dépôts du Lias à l'Albien et est associé à l'augmentation de la température durant les phases de circulations fluide (Figure 53b). Les températures aux alentours de 350°C enregistrées dans les derniers stades de Dol2 sont anormalement élevées si l'on considère un gradient thermique standard de 30°C/km. Une telle température impliquerait un enfouissement de plus de 11 km. Cependant l'enfouissement a été estimé entre 5 et 6 km durant l'Albien dans la partie sud du bassin aquitain (Desegaulx et al., 1991). En considérant un tel enfouissement le gradient géothermique serait alors d'au moins 70°C/km, très proche de celui que propose Renard, (2010) de 75°C/km pour le champ de Rouse plus au Nord (bassin sud aquitain). L'estimation de l'enfouissement a tenu compte de plusieurs paramètres tels que : l'extension pre-orogénique qui contribue à l'espace d'accommodation des sédiments du bassin d'avant-pays au travers de la bathymétrie pre-orogénique et de la compaction des sédiments pre-orogénique ; mais également de l'état thermique transitoire de la lithosphère induit par l'extension. Cet état thermique de la lithosphère résulte de la subsidence thermique en cours et de la rigidité flexurale qui change au cours du temps (Desegaulx et al., 1991). Ce pic de température est interprété comme la conséquence de l'exhumation du manteau durant l'hyper-extension Aptienne-Albienne et la circulation de fluides hydrothermaux. Cette interprétation est appuyée par l'augmentation du fractionnement thermique des isotopes de l'oxygène dans les échantillons prélevés au voisinage de corps lherzolitiques dans l'anticlinal de Sarrance. La proximité de ces corps lherzolitiques, la forte salinité (~ 30 mass %eq.NaCl), la présence d'H₂S issu de la TSR ou du manteau, l'abondance de CO₂, et le fort ratio eau/roche dans un système ouvert sont en accord avec l'hypothèse d'une circulation de fluides mantelliques chauds riches en Mg, ascendants traversant les évaporites triasiques riches en sulfates. En effet, les travaux de master

CHAPITRE 4 : Discussion – Modèle

de Jon Gago Revuelta (2013), ont mis en évidence la présence d'H₂S et d'H₂ dans des inclusions fluides présentes dans la formation des « Dolomie de Meillon » des Chaînons Béarnais datée du Callovo-Oxfordien. Bien qu'aucune occurrence d'H₂ n'a été observée dans les inclusions fluides de cette étude, le fort potentiel de diffusion de l'H₂ (Mavrogenes et Bodnar, 1994) et/ou sa consommation lors de la réaction de TSR (Truche et al., 2009) peut expliquer son absence dans certaines inclusions fluides. L'H₂ observé dans certaines inclusions fluides peut être expliqué par la réaction de serpentinisation des lherzolites (olivine + pyroxène + H₂O → serpentine ± brucite ± magnétite + H₂; McCollom et Seewald, 2013) observée dans les Chaînons Béarnais (Lagabrielle et al., 2010). Le processus de serpentinisation dans un contexte extensif associé à une exhumation du manteau a déjà été décrit dans la chaîne Alpine par Pinto et al. (2015). De même Peretti et al. (1992) ont décrit ce processus lors du métamorphisme d'une péridotite dans les Alpes centrales. Cette réaction corrobore l'origine mantellique (lherzolitique) des circulations fluides dans les Chaînons Béarnais.

Les températures obtenues par les géothermomètres « chlorites » et « inclusions fluides » dans Dol2 sont dans une gamme similaire. Étant donné que la chlorite a été observée en tant que premier ciment dans les fractures du set 2b, sa formation est supposée s'être produite également pendant l'hyper-extension. Comme expliqué précédemment, la précipitation préférentielle de la chlorite dans l'Albien-Cénomaniens et de la dolomite dans le Jurassique était probablement contrôlée par la composition minéralogique de la roche hôte.

Les dernières phases de cimentation dans le set 2 sont associées à une baisse progressive des températures des fluides, de 350°C mesuré dans les chlorites à environ 220°C pendant la précipitation de Cal2 (Figure 53c). Après la précipitation de la chlorite, la source des fluides reste majoritairement magmatique lors de la précipitation de Cal2. Néanmoins, la baisse de la salinité, la baisse de la teneur en CO₂ des fluides associée à la disparition de l'H₂S est corrélée à l'apparition d'une légère contribution des fluides marins. De plus, puisque ces ciments sont recouverts par des stylolithes compressifs, la séquence diagénétique du quartz à Cal2 est interprétée comme tardi à post hyper-extension et précède la télogénèse. En dépit du fait que la compression pyrénéenne débute durant le Santonien, l'exhumation et le refroidissement du bassin est apparu probablement durant l'Éocène comme proposé par Vacherat et al. (2014, 2016). Ces auteurs considèrent que les températures sont restées relativement élevées durant l'enfouissement du bassin jusqu'au début de l'exhumation. Nos résultats montrent que, malgré une baisse, les températures estimées (250°C) restent relativement élevées pendant la précipitation du quartz et de Cal2. Ces résultats sont compatibles avec l'hypothèse de la

CHAPITRE 4 : Discussion – Modèle

persistance de fortes températures dans le bassin après la phase d'hyper-extension et potentiellement jusqu'à l'Eocène comme proposé par Vacherat et al. (2014, 2016). Par conséquent, la durée de précipitation de la séquence du quartz jusqu'à Cal2 peut être comprise dans l'intervalle de temps entre la fin du Cénomaniens et l'Éocène.

Durant cette période le système était fermé comme l'atteste la présence de conditions réductrices et le faible ratio eau/roche (fluides à l'équilibre isotopique avec l'encaissant) pendant la précipitation de la pyrite et les premières phases de Cal2. Ce changement est également corrélé avec une augmentation de la contribution des sédiments de bassins, avec des compositions de gaz caractérisées par l'augmentation de N₂ observée à partir de Dol2 jusqu'à Cal2 et qui peut être due à la maturation de la matière organique à haute température ou à la diagenèse d'enfouissement des minéraux porteurs d'ammonium. Le changement des sources des fluides parents est également avéré par la dédolomitisation et le remplacement de Dol2 par Cal2 qui inclut la transition de fluides riches en Mg vers des fluides avec un ratio Ca/Mg élevé.

Dans le Callovien-Oxfordien et dans le Tithonien, les brèches montrent souvent une distribution parallèle à la stratification et se propagent depuis les fractures du set 2 recoupant les couches sous-jacentes et sus-jacentes. Ces caractéristiques sont compatibles avec un mécanisme de fracturation hydraulique due à la surpression fluide (Cosgrove, 2001, Jébrak, 1997). La phase d'hyper-extension, caractérisée par la sédimentation de plus de 4000 m de sédiments dans les bassins très étendus (Jammes et al., 2010) était probablement favorable à la genèse de surpressions fluides dans des réservoirs profondément enfouis. Ceci est compatible avec la présence des brèches essentiellement dans les formations jurassiques contrairement aux formations du Crétacé qui ont subi un enfouissement moindre. D'autre part une faible perméabilité de certaines couches à porosité non nulle était nécessaire pour permettre des surpressions fluides locales parallèles à la stratification (Jébrak, 1997), comme dans les formations dolomitisées. En revanche, la nature micritique des formations non affectées par la dolomitisation et leur rhéologie ont certainement empêché une fracturation intensive.

La réouverture du système et la réapparition de conditions oxydantes durant les dernières phases de Cal2 peuvent être interprétées comme une réouverture du système qui pourrait être interprété comme les prémices de la compression. L'étape de collision et d'exhumation est enregistrée par la précipitation de Cal3 (Figure 53d). Cette interprétation est renforcée par les directions N-S du dernier set de fractures (set 3) qui est rempli par Cal3. L'infiltration de fluides météoriques avec un ratio eau/roche élevé a certainement été favorisée

CHAPITRE 4 : Discussion – Modèle

par l'exhumation et la mise à l'affleurement des roches mésozoïques pendant la télogénèse. Les ciments télogénétiques avec des caractéristiques pétrographiques et des signatures isotopiques similaires ont été décrits dans le Carbonifère et les carbonates de l'Albien de la zone Cantabrique (Gasparrini et al., 2006 ; Lopez-Horgue et al., 2010). Dans les Chaînon Bérarnais ce dernier événement géodynamique a été accompagné par la formation de stylolithes de compression et d'une discrète dolomitisation locale et limitée au voisinage des joints de pression-dissolution.

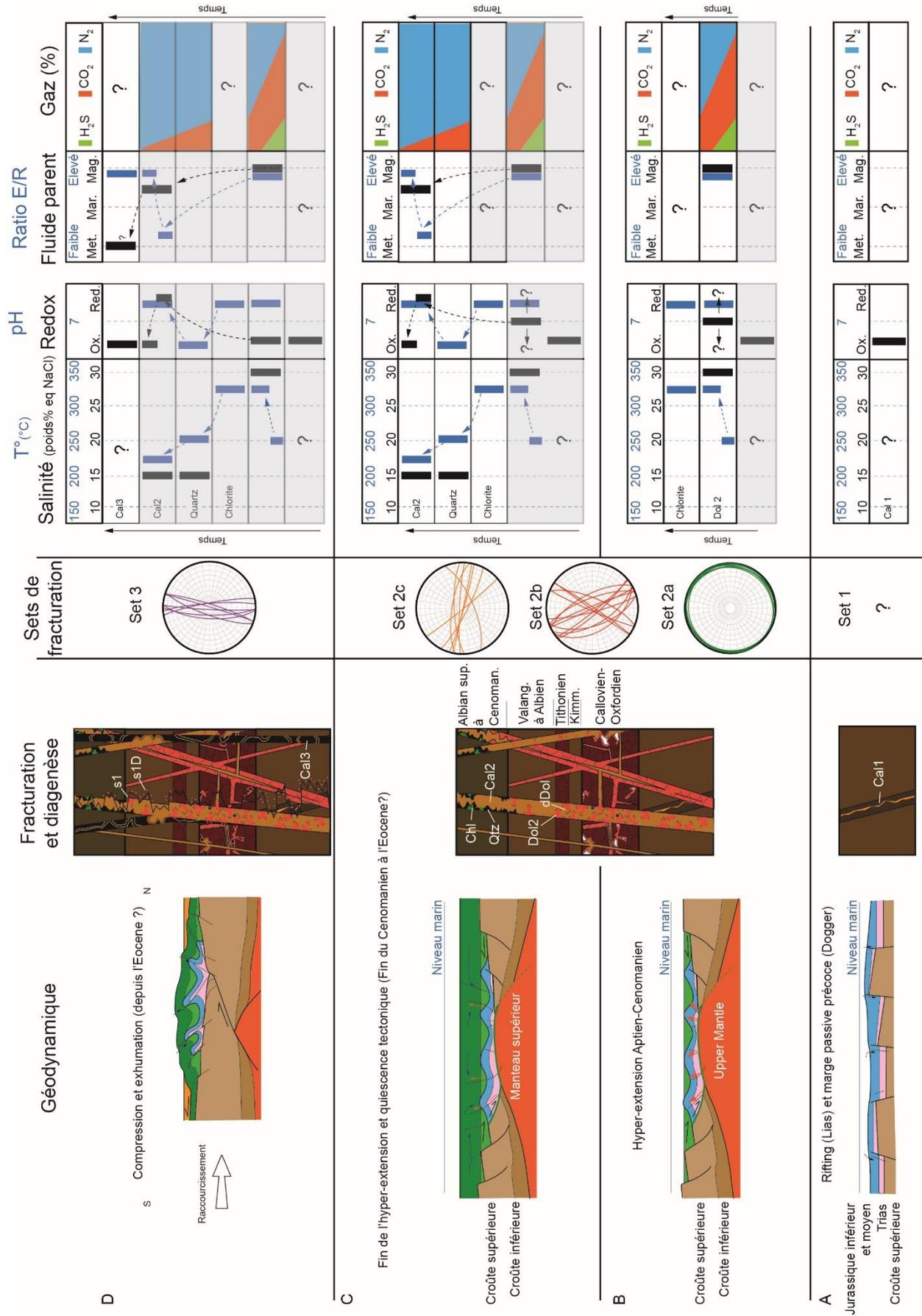


Figure 53 : Modèle général de l'évolution de la fracturation, de la chimie des fluides et de l'origine des fluides parents en lien avec la géodynamique des Chaînon Béarnais ; A) Fracturation du Lias au Dogger générée par le rifting et les premiers stades de marge passive. L'origine des fluides parents de Cal1 n'a pas été déterminée ; B) Second stade de fracturation durant l'hyper-extension qui a permis la circulation ascendante de fluides chauds mantelliques au travers des évaporites Triasiques et une bréchification locale des formations Jurassiques ; C) Stade post hyper-extension caractérisé par la baisse des contributions des fluides mantelliques, une baisse des températures et des salinités, et la fermeture du système diagénétique pendant l'enfouissement ; D) Inversion et exhumation du bassin à l'Éocène caractérisées par le dernier événement de fracturation et l'entrée de fluides météoriques depuis la surface (modifié d'après Teixell et al., 2016).

5. Impact de la diagenèse sur les propriétés réservoirs et les circulations fluides des Chaînon Béarnais

L'éogénèse est seulement caractérisée par la micritisation et les épisodes précoces des ciments syntaxiaux (Sc). Aucune autre caractéristique éogénétique a été observée, principalement à cause de : (i) La présence d'une matrice micritique ou marneuse dans la plupart des formations étudiées et l'absence de macroporosité intergranulaire primaire, (ii) La dolomitisation pervasive des roches du Jurassique supérieur qui a effacé la texture originelle des sédiments (Figure 54). L'origine et le timing de la dolomitisation seront discutés plus bas. Dans l'ensemble, les grains micritisés et les ciments syntaxiaux n'ont ainsi pas eu d'impact significatif sur les propriétés pétrophysiques des formations étudiées.

Les roches hôtes présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ appauvries comparées aux valeurs des carbonates marins (Figure 29, Figure 30 et Figure 31). Cela suggère que toutes les roches hôtes étudiées ont été plus ou moins impactées par la diagenèse. L'écart est bien prononcé pour les dolomites du Callovien-Oxfordien principalement constituées par Dol1 avec des surcroissances formées par Dol2 où le $\delta^{18}\text{O}$ atteint $-14,6\text{‰}$ (Figure 29). La dolomitisation précoce dans les environnements évaporitiques (dolomitisation de reflux ou dans les sebkha) génère l'évaporation d'isotopes légers d'oxygène et fait ainsi accroître les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des dolomites comparativement aux carbonates marins (Bellanca et Neri, 1986 ; Melim et Scholle, 2002 ; Moore et al., 1988 ; Rameil, 2008). Cependant, dans les Chaînon Béarnais, la Dol1 du Jurassique supérieur n'est pas en accord avec une origine éogénétique mais suggère plutôt un fractionnement thermique ou l'impact d'eaux météoriques (Coniglio et al., 1994 ; Mazzulo, 1992) (Figure 54). La texture cristalline grossière et xénotopique de Dol1 suggère également un enfouissement diagénétique avec des températures élevées (Lumsden et Chimaahusky, 1980) (Figure 54). L'abondance d'inclusions solides dans Dol1 suggère également qu'elle résulte du remplacement généralisé d'un sédiment carbonaté préexistant dont la texture initiale ne peut être déterminée. Ainsi, cette dolomitisation pervasive a eu pour effet d'effacer la texture

originelle des sédiments. Cependant, la bréchification intensive liée des surpressions de fluides pendant l'enfouissement a nécessité la présence de fluides piégés dans le sédiment et donc un faciès poreux mais peu perméable. Malheureusement les faciès des carbonates initiaux n'ont pu être déterminés. Cependant dans les environnements de plates-formes carbonatées peu profondes ou péritidales du Jurassique supérieur le faciès peut avoir consisté en des dolomites primaires avec une porosité inter-cristalline (Figure 54).

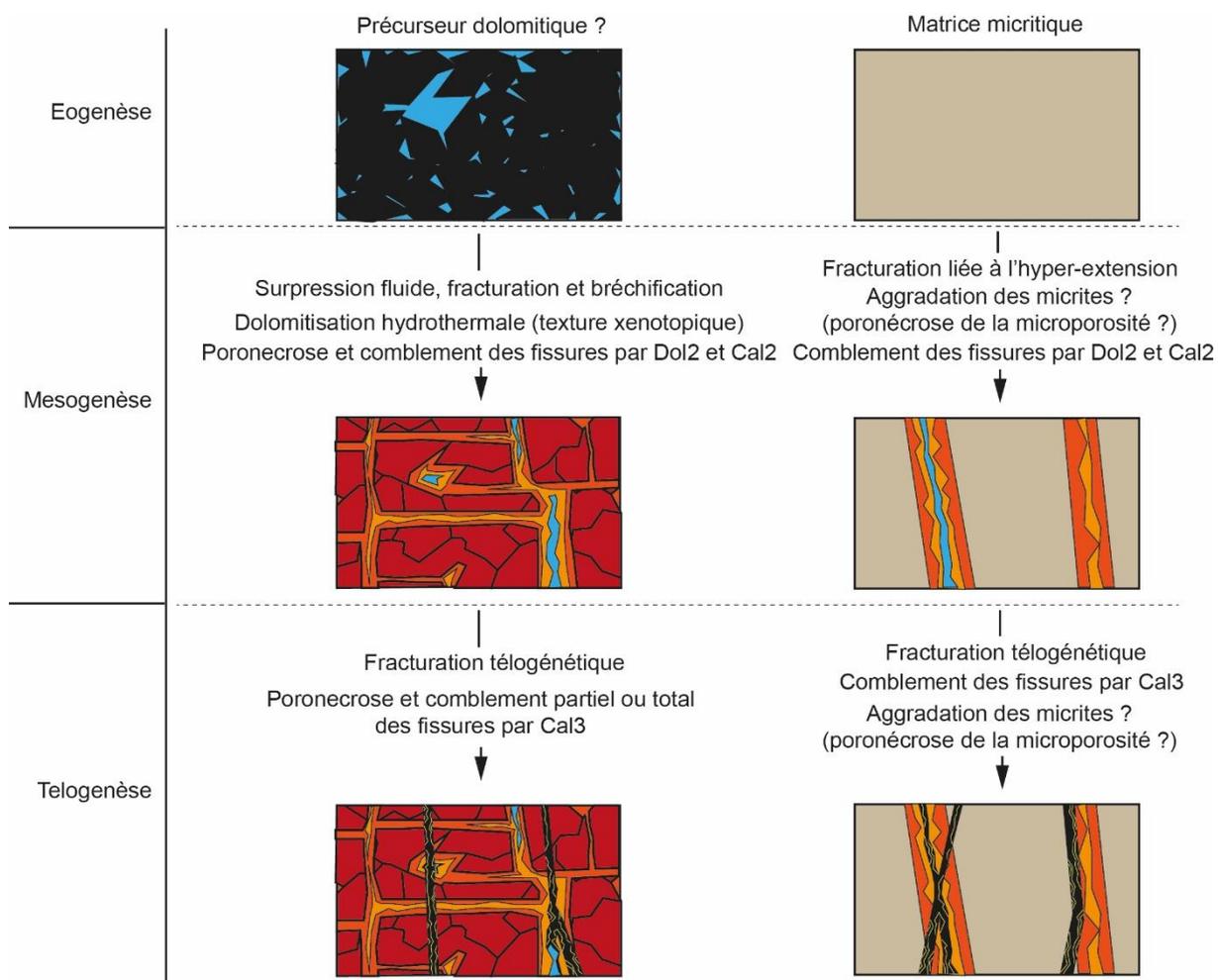


Figure 54 : Evolution de la porosité intergranulaire et de la porosité de fracture dans les séries mésozoïques des Chaînons béarnais en fonction du faciès initial.

Dans le cas des formations micritiques, la dolomitisation secondaire n'a que très peu impactée les roches encaissantes. Cela se traduit par des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des roches hôtes plus élevées que pour les dolomites (seulement une valeur dans le Lias est inférieure à -10‰) mais demeurent cependant inférieures aux carbonates marins. Dans les micrites, la diagenèse génère la surcroissance des cristaux de micrite par stabilisation minéralogique durant la diagenèse

précoce et par Ostwald ripening durant l'enfouissement (Carpentier et al., 2015 ; Deville de Periere et al., 2011 ; Lambert et al., 2006 ; Lasemi et Sandberg, 1984 ; Moshier, 1989 ; Richard et al., 2007 ; Stein, 1978 ; Volery et al., 2010). Par conséquent les valeurs isotopiques de $\delta^{13}\text{C}$ des micrites reflètent le mélange des particules micritiques initiales avec une signature marine et leurs surcroissances avec une signature du fluide diagénétique. Cette évolution diagénétique permet d'expliquer les valeurs isotopiques intermédiaires des micrites entre des roches dolomitisées endant l'enfouissement et des carbonates marins. De plus, les processus énoncés plus haut peuvent engendrer ou accentuer la poronécrose intercrystalline (Figure 54). La faible porosité dans les sédiments micritiques n'a pas permis d'importantes circulations fluides dans les sédiments et a empêché une dolomitisation intensive comme cela est observé dans le Jurassique supérieur. De ce fait, les circulations fluides dans ces formations se seraient principalement faites par l'intermédiaire du réseau de fracture.

Il est à noter que, deux échantillons du Lias et du Dogger sont caractérisés par une roche hôte avec des valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ significativement négatives. Une origine possible de carbone organique est suspectée. L'interaction entre des fluides et de la matière organique dans la formation du Lias et du Dogger peut induire la recristallisation des carbonates et l'incorporation de carbone organique. En résumé, en dehors des faciès dolomitiques du Jurassique supérieur qui ont éventuellement été impactés par une dolomitisation précoce en milieu de plate-forme carbonatée peu profonde, la diagenèse précoce a eu un impact limité sur les propriétés pétrophysiques des niveaux carbonatés principalement du fait de la nature micritique des roches (Figure 54). En revanche, dans l'hypothèse d'une dolomitisation précoce ayant généré une porosité intercrystalline dans les carbonates du Jurassique supérieur, les fluides piégés ont pu favoriser les phénomènes de surpressions fluides lors de l'enfouissement et donc l'intense fracturation (Figure 54).

Les circulations de fluides mésogénétiques se sont concentrées au niveau des zones de fractures (set 2). Ainsi dans les formations à matrice micritique les ciments mésogénétiques ne sont présents que dans les zones de fractures. En revanche, dans les formations dolomitiques du Jurassique supérieur l'abondante fracturation et la bréchification hydraulique stratiforme ont favorisé les circulations verticales mais également latérales. Cette fracturation a permis aux fluides mésogénétique d'accéder à la porosité initialement piégée et ainsi a favorisé une dolomitisation hydrothermale pervasive du sédiment à l'origine de Dol1 et Dol2. Ceci est conforté par la présence de Dol2 et de Cal2 dans la porosité inter-cristalline dans le Callovo-Oxfordien et le Kimmeridgien. Cependant même si la porosité de fracture a été

importante et a offert des chemins préférentiels de circulations, la majorité des veines a été comblée par les ciments dolomitiques et calcitiques. Cependant la présence d'un remplissage mixte constitué par des ciments mésogénétiques et des ciments interprétés comme liés à la télogénèse indique que certaines fractures n'ont été comblées que tardivement et ont donc pu servir de chemins de circulation pendant de longues périodes (entre l'Aptien et l'Eocène ?) (Figure 54). Les ciments mésogénétiques ont également engendré une poronécrose importante au sein de la porosité inter-cristalline (Figure 54).

Enfin, la fracturation télogénétique a également permis la réouverture de fractures du set 2 et l'apparition de nouveaux drains de circulation. Elle a permis l'accès à la porosité résiduelle au sein de faciès dolomitiques. Mais comme pendant la mésogénèse les fractures ont été comblées par la dernière génération de ciment (Cal3). Ces derniers ciments ont parfois abouti au comblement complet de la porosité notamment dans les formations dolomitiques (Figure 54).

6. Impact du modèle géodynamique et des circulations fluides sur les systèmes pétroliers sud aquitains

6.1 Définition des systèmes pétroliers sud aquitains

Comme décrit précédemment (chapitre 1, partie 4.3), les réservoirs à hydrocarbures du bassin sud-Aquitain sont essentiellement dans le Jurassique supérieur et dans le Crétacé inférieur et sont situés à des profondeurs de 2000 à 5000 m. La plupart se sont développés dans des carbonates fracturés notamment dans le Jurassique (bassins d'Adour : Lacq, Meillon, etc..) où la fracturation est la plus importante (Bourrouilh et al., 1995). Cela coïncide avec les observations et les résultats de notre étude qui montrent une fracturation abondante marquée par une bréchification hydraulique stratiforme favorisant les circulations verticales et latérales principalement dans les formations dolomitiques du Jurassique.

Les fortes variations de l'évolution lithologique et structurale du bassin aquitain ont conduit à une grande variété de pièges à hydrocarbures. En effet, dans le bassin aquitain, les pièges à hydrocarbures sont le résultat de l'histoire géodynamique complexe du massif des Pyrénées commune aux Chaînes Béarnais. Des mouvements entre les plaques Ibérique et Eurasienne (Jammes et al., 2009) jusqu'à l'orogénèse de la chaîne Pyrénéenne (Fitzgerald et al., 1999). L'histoire tectono-sédimentaire a été fortement affectée par le jeu des directions héritées du socle Paléozoïque (N20°, N50-70°, N110° et N160°) (Autran et Cogné 1980 ; Canérot et al., 2005 ; Cogné et Wright 1980 ; Mattauer et Séguret, 1966 ; Vissers, 1992 ; Winnock 1971). Ces directions structurales ont été réactivées à la phase Néo-Cimmérienne

CHAPITRE 4 : Discussion – Systèmes pétroliers

(Canérot et al., 2005), lors de l'hyper-extension au Crétacé supérieur (Bourrouilh et al., 1995 ; Le Vot et al., 1996) et finalement lors de la compression Pyrénéenne (Vergés et al., 2002) et vont ainsi être à l'origine des structures qui serviront de pièges aux hydrocarbures telles que : des blocs faillés (gisements de Meillon et de Rousse) (Serrano et al., 2006) ou encore des anticlinaux (gisements de Lugos et Lucats-Cabeil) que l'on peut également retrouver dans les Chaînons Béarnais (anticlinal de Sarrance, de Bielle-Lurbe, par exemple).

La plupart des roches-mères des systèmes pétroliers du Sud-Ouest sont présentes principalement dans les carbonates argileux du Jurassique et potentiellement dans les schistes argileux du Crétacé inférieur (Bourrouilh et al., 2005) et la majorité des couches réservoirs, jouant également parfois le rôle de couverture, se situent proche de la limite Jurassique – Crétacé inférieur (cf. Chapitre 1, partie 4.2). Les formations hôtes de ces roches-mères et de ces couches réservoirs se retrouvent également dans les Chaînons Béarnais (Canérot, 1991, 1992 ; Biteau et al., 2006 ; Serrano et al., 2006) . Néanmoins, des variations de faciès entre le Nord (bassin aquitain) et le Sud (Chaînons Béarnais) au sein d'une même formation peuvent intervenir (Biteau et al., 2006). La littérature décrit la maturation des roches mères dans les réservoirs à hydrocarbures sud aquitains comme tardive. Elle serait liée à la subsidence et à l'enfouissement tertiaire d'après Bourrouilh et al. (1995) et Le Vot et al. (1996), ce qui ne peut être possible pour les Chaînons Béarnais qui sont en régime compressif durant cette période, puis passent à régime extensif de l'Albien jusqu'à l'actuelle (Biteau et Canérot, 2007).

Les analogies définies ci-dessus, entre les caractéristiques (roche-mère, couche réservoir, couverture, système de migration et de maturation des fluides) définissant les systèmes pétroliers sud aquitain et les Chaînons Béarnais, semblent indiquer que ces derniers auraient le potentiel de générer des réservoirs pétroliers producteurs d'hydrocarbures. Ainsi, il peut être intéressant de comparer les données fluides et structurales de notre étude dans les Chaînons Béarnais avec celles des réservoirs pétroliers sud aquitains. Il est à noter que, dans le bassin aquitain, la formation précoce de pièges (anticlinal, discontinuité, formation de dôme de sel inachevée, stratigraphique, etc ...) à des intervalles stratigraphiques variés a certainement augmenté les chances d'obtenir une combinaison efficace de source, de voie de circulation, de réservoir et de couche perméable favorisant la production d'hydrocarbures (Bourrouilh et al., 1995 ; Canérot et al., 2005). Cependant, aucun indice ne permet de placer la migration des hydrocarbures anté-, syn- ou post-orogénèse Pyrénéenne de manière certaine.

6.2 Comparaison du modèle proposé pour les Chaînon Béarnais avec les travaux antérieurs sur la diagenèse du gisement de Rouse.

Les études pétrographiques et géochimiques menées sur les formations mésozoïques des Chaînon Béarnais n'ont pas conduit à l'observation d'indices de présence ou de migration d'hydrocarbures. En effet, les inclusions fluides, témoins de la chimie des paléo-fluides lors de la précipitation des minéraux, sont uniquement bi-phasées aqueuses et les échantillons n'ont montré aucune présence d'hydrocarbures à l'exception de traces de CH₄ dans les inclusions fluides. Les travaux de master de Jon Gago Revuelta, (2013) sur ces mêmes Chaînon Béarnais confirme la présence d'inclusions fluides bi-phasées aqueuses riches essentiellement en CH₄, H₂S, CO₂, et une seconde famille d'inclusions fluides très rares, anhydres, riches en H₂S avec des traces de CH₄, H₂, et CO₂ dans les niveaux du Kimméridgien. Ces données marquent, encore plus que les données de cette thèse, l'origine mantellique de fluides à H₂S dominant et présence d'hydrogène (discuté Chapitre 3, partie 4).

Plusieurs réservoirs pétroliers du bassin aquitain présentent des caractéristiques pétrophysiques proches des formations dolomitiques décrites dans les Chaînon Béarnais. Il est donc normal de s'interroger sur les différences pétro-géochimiques et structurales entre la zone des Chaînon Béarnais et les réservoirs producteurs du bassin aquitain. Il n'existe malheureusement que peu d'études similaires réalisées dans le bassin aquitain, il est toutefois possible de se référer aux travaux de Renard (2010) portant sur la reconstruction de l'histoire thermobarométrique du champ de Rouse à partir d'analyses minéralogiques et de fluides dans le réservoir et sa couverture à partir d'échantillons de forage non-orientés.

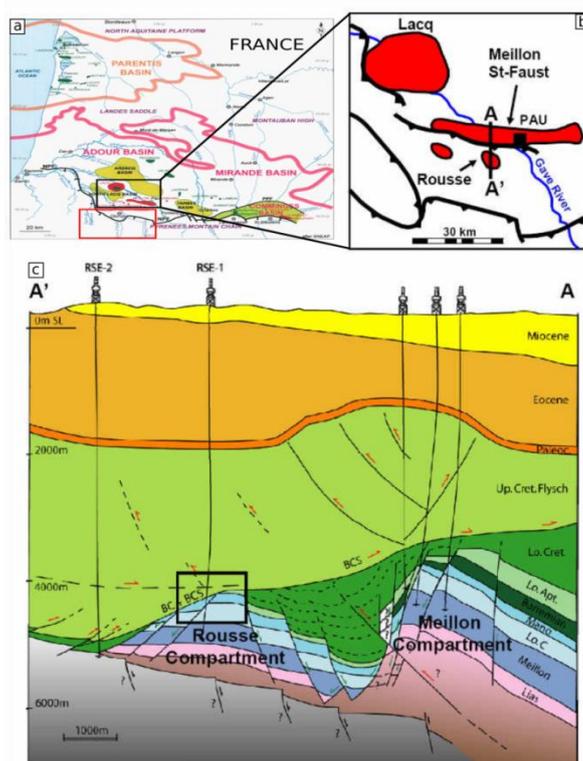


Figure 55 : Localisation du site de Rouse. a) localisation régionale du champ de Rouse (encadré noir) et localisation de l'étude dans les Chaînon Béarnais (encadré rouge) ; b) agrandissement de la localisation du champ de Rouse avec localisation de la coupe transversale AA' en c). Les zones rouges représentent les principaux champs de gaz de la zone ; c) coupe transversale AA' localisée dans b) avec les compartiments carbonatés de Meillon et Rouse. Le champ de Meillon est localisé au sommet du compartiment de Rouse (encadré noir). D'après SNEAP, Biteau et al., 2006 et Gapillou et al., 2008.

Les travaux de Renard (2010), portent sur différentes formations présentes dans les Chaînon Béarnais et constitutives du champ de Rouse : la « Dolomie de Mano » fracturée et bréchifiée du Jurassique supérieur (Tithonien) échantillonnée dans le forage RSE1 et les brèches minéralisées du Crétacé supérieur échantillonnées dans le forage RSE2 correspondant respectivement à la roche réservoir et à la base de la roche couverture (Figure 55). À la fin du Crétacé, la subduction entre l'Ibérie et l'Europe a conduit à la formation et à la migration au Nord de bassins flexuraux (Biteau et al., 2006). La phase de paroxysme de la compression survenue à l'Eocène a permis dans la zone des Chaînon Béarnais la création du massif des Pyrénées, tandis qu'au Nord cela a entraîné la déformation des bassins d'avant-pays (dans la zone du champ de Rouse). Le réservoir de Rouse est constitué par la plateforme jurassique faillée par la phase d'extension du Crétacé inférieur, correspondant à l'hyper-extension dans les Chaînon Béarnais. Cette phase d'extension a permis au champ de Rouse d'acquies sa structure en blocs basculés connue pour être le piège à hydrocarbures (Serrano et al., 2006). La

Figure 55 montre que le bloc de Meillon a été surélevé durant la première phase compressive de la fin de l'Albien au Santonien, ce qui a eu pour effet d'isoler le compartiment de Rouse (De Chevilly et al., 1969). Le champ de Rouse présente également une épaisse couche de flyschs du Crétacé supérieur et des sédiments tertiaires en discordance sur les couches réservoirs jurassiques (Figure 55). De plus, la structure en fleur recouvrant les pièges (anticlinal de Pau) est interprétée comme une structure transpressive. Cette structure est induite par un mouvement décrochant due au front de chevauchement nord pyrénéen (Biteau et al., 2006).

L'assemblage minéralogique du faciès de la « Dolomie de Mano » présente des cristaux de dolomites baroques à cœur ferrifère et frange non ferrifère avec des caractéristiques pétrographiques identiques à la dolomite baroque Dol2 de notre étude (grands cristaux automorphes à hypidiomorphes avec un cœur sombre et une frange plus claire). De même, la calcite en remplissage de la fracture présente une teinte orange en CL et possède des cristaux d'environ 50 µm et semble correspondre à la calcite Cal2 caractérisée dans notre étude (aucune autre caractéristique commune n'est observable). De plus, la paragenèse définie dans les Chaînon Béarnais correspond à la chronologie relative entre la dolomite et la calcite (Dol2 précède Cal2). Cependant, d'après Renard (2010) cette calcite serait la dernière phase de précipitation et serait en remplissage de la dernière phase de fracturation datée comme antérieure aux brèches du Crétacé supérieur. Le champ de Rouse ne présenterait donc pas de set 3 et de remplissage par la calcite Cal3 décrits dans les Chaînon Béarnais. Cela semble logique puisque le champ de Rouse a moins subi la compression pyrénéenne que les Chaînon Béarnais.

Bien que les brèches du Crétacé supérieur n'aient pas été étudiées dans nos travaux, il peut être intéressant de comparer les données de l'étude de Renard (2010) avec le modèle proposé dans notre étude pour les Chaînon Béarnais. D'après l'auteur, les brèches du Crétacé supérieur sont constituées d'éléments polygéniques (clastes) issus des formations du Trias au Crétacé inférieur. Les clastes ont été fracturés avant le dépôt. Ce sont donc bien des brèches de transport qui remanient des formations bien plus anciennes. Ces clastes sont enrobés de phases minérales néoformées à calcite, quartz, pyrite et argiles.

Les analyses microthermométriques et de microspectrométrie Raman sur les inclusions fluides présentes dans les ciments de ces formations (i.e. « Dolomie de Mano » et brèches du Crétacé supérieur) ont permis de définir des familles d'inclusions fluides, les températures

d'homogénéisation (T_h), la salinité et les compositions en gaz de ces dernières. Aucune inclusion ne fluoresce sous lumière UV, aucun hydrocarbure liquide n'a été détecté.

La calcite échantillonnée au sein de la formation des « Dolomies de Mano » présente des inclusions fluides aqueuses biphasées avec des salinités comprises entre 1,2 %masse eq. et 4,6 % masse eq. NaCl et des températures d'homogénéisation comprises entre 145 et 152°C. La phase vapeur des inclusions est constituée principalement de CH₄ (95 mol%) et de CO₂ (5 mol%). Les inclusions observées dans la dolomite sont également aqueuses et biphasées et ont des salinités comprises entre 2,9 %masse eq. NaCl et 5,8 %masse eq. NaCl et des T_h entre 145 et 167°C. Les températures de piégeage sont donc plus élevées pour la dolomite que pour la calcite. Leur phase vapeur est enrichie en CO₂ (10 à 25 mol%) comparé aux inclusions des calcites. Renard (2010) a également mis en évidence un troisième type d'inclusions fluides observées uniquement dans la calcite. Ces inclusions fluides sont monophasées vapeur et présentent une composition en gaz (CH₄) similaire aux phases vapeur des inclusions aqueuses biphasées. Elles seraient co-génétiques de ces dernières (Figure 56).

La formation des brèches du Crétacé supérieur présente également des inclusions fluides biphasées (liquide-vapeur) dans de la calcite précipitée au sein de lentilles, distribuées en deux populations. La population 1 à des T_h voisines de 155°C tandis que la population 2 à des T_h réparties entre 163 et 172 °C. La famille 2 présente les plus fortes salinités autour de 17,5 %masse eq. NaCl tandis que la famille 1 a une salinité autour de 11,6 %masse eq. NaCl. Les deux familles d'inclusions ont une composition en gaz majoritairement dominé par du CH₄ (97 mol%) le reste correspondant à du CO₂. Les inclusions présentant les plus faibles T_h ne contiennent pas de CO₂. Comme dans la « Dolomie de Mano », l'auteur a observé un troisième type d'inclusions monophasées vapeur. Ces inclusions ont des compositions en gaz identiques aux inclusions aqueuses biphasées (Figure 56).

Les données géochimiques et pétrographiques et les reconstitutions thermobarométriques réalisées sur les échantillons du champ de Rousse ont permis à Renard (2010) de caractériser les conditions P-T (pression-température) de la zone étudiée et de proposer un scénario des interactions fluides-roches du bassin en lien avec l'histoire géodynamique. L'auteur propose donc une phase de fracturation importante postérieure à la dolomitisation et à l'induration de la « Dolomie de Mano » qui serait antérieure aux brèches du Crétacé supérieur. Les analyses des inclusions fluides lui ont permis de conclure à un remplissage par la dolomite de cette fracturation datée de -105 Ma correspondant à la seconde

phase de rifting débutée au Tithonien (Biteau et al., 2006) jusqu'à la fin de l'Albien à -100 Ma. Cette phase de fracturation correspond au set 2 observée dans les Chaînon Béarnais. Les inclusions fluides de cette dolomite présentent des T_h comprises entre 145 et 167°C, une salinité de 5,8 % masse eq. NaCl et sont riches en CH₄ -CO₂ et ne montre pas d'évidence d'H₂S. A l'inverse, les compositions gazeuses des inclusions fluides de Dol2 dans les Chaînon Béarnais sont dominées par du CO₂ et de l'H₂S et présentent des températures bien plus élevées de 250 à 350°C et une salinité plus importante comprises entre 25 et 30 % masse eq. NaCl. Ces différences de composition en gaz, de température et de salinité confortent donc une origine mantellique et par conséquent l'implication de fluides ascendants ayant percolé au travers des évaporites triasiques dans les Chaînon Béarnais. En effet, l'hyper-extension produite durant cette période dans les Chaînon Béarnais a conduit à un amincissement crustal et à l'exhumation locale du manteau conduisant très certainement à la différenciation géochimique entre les inclusions fluides des Chaînon Béarnais et celles du champ de Rousse. Suite à cela, une seconde phase de fracturation est constatée par l'auteur qui réouvrirait les anciennes fractures. Cette seconde phase de fracturation correspond à la réouverture du set 2 dans les Chaînon Béarnais. En effet, ce second événement de fracturation ferait suite à un épisode intense d'érosion marqué par une baisse de la pression et de la température suivant l'évolution du gradient hydrostatique marquant la fin de la phase de rifting et le début de la phase de compression pyrénéenne. Ces fractures sont remplies par la calcite avec des inclusions fluides riches en CH₄, des T_h comprises entre 145 et 152°C et une salinité variant entre 1,16 et 4,64 % masse eq. NaCl. Contrairement à cette calcite, les compositions en gaz des inclusions fluides de Cal2 dans les Chaînon Béarnais sont dominées par du N₂ et présentent des températures supérieures comprises entre 200 et 250 °C et des salinités plus importantes autour de 15 % masse eq. NaCl. L'auteur suggère que les faibles salinités des fluides durant cet épisode de fracturation comparables à celle de l'eau de mer sont en accord avec des dépôts de faible profondeur dans un contexte de rifting. Dans le cas des Chaînon Béarnais, ces différences en termes de compositions en gaz, de températures et de salinité corroborent l'implication de fluides profonds riches en N₂ issus d'un mélange de fluides mantelliques et marins. Il est à noter que les inclusions fluides monophasées co-génétiques des biphasées aqueuses observées dans le champ de Rousse ne l'ont pas été dans les Chaînon Béarnais. D'après Renard (2010), l'origine du CH₄ des inclusions fluides de la dolomite et de la calcite serait issue de roches mères locales situées à faible profondeur, la matière organique ayant atteint la fenêtre à gaz grâce au fort gradient géothermique durant l'extension (75°C/km). La « Dolomie de Mano » n'a pas enregistré plus d'évènement de fracturation dans les âges géologiques suivants. Les

CHAPITRE 4 : Discussion – Systèmes pétroliers

inclusions fluides présentes dans la calcite des brèches du Crétacé supérieur ont permis de déduire un âge autour de -35 Ma, correspondant au paroxysme de la compression Pyrénéenne. Les brèches ont pu servir de surface de décollement sous 4000 m de sédiments (flysch créacé et dépôts tertiaires) impliquant la création d'un réseau de lentilles avec la précipitation d'une paragenèse complexe. Ces brèches présentent des inclusions fluides datées de l'Eocène. Les inclusions fluides riches en CH₄ et présentant des T_h entre 153 et 173 °C ont enregistré une chute de pression qui n'a pas pu être quantifiée de manière certaine conduisant à la démixtion des fluides en conditions hydrostatiques à 40MPa. Le gradient géothermique peut être alors estimé à environ 40°C/km. De plus, les salinités élevées des fluides sont en accord avec la présence de saumures d'origine profonde (évacorites triasiques ?). Cet épisode est le dernier épisode diagénétique impliquant la migration de fluide. Renard considère que la présence de gaz dans le réservoir fracturé et les brèches inhibe la diagenèse. Il place le remplissage des réservoirs de gaz actuels autour de 5 Ma (Figure 56).

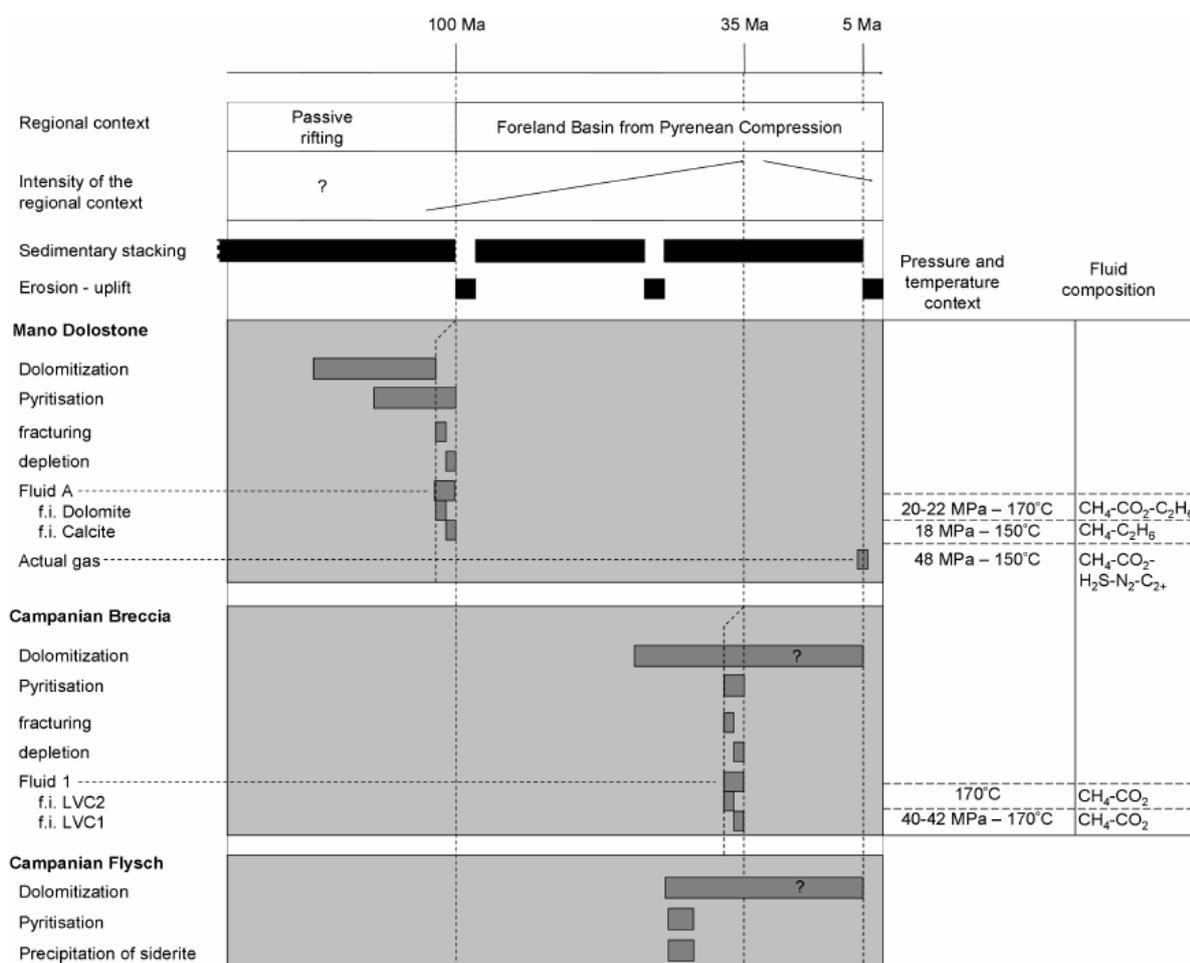


Figure 11 : Geological story of the formations composing the Rousse gas reservoir.

Figure 56 : Histoire géologique des formations composant le réservoir gazier de Rousse, (Renard, 2010)

A la lumière des travaux de Renard (2010), le champ de Rouse semble avoir enregistré les mêmes événements géodynamiques (début et fin de la phase de rifting) que les Chaînon Béarnais. Cependant, il est évident que des variations en termes de température (T_h), de salinité et de composition en gaz des inclusions fluides existent entre le Nord (champ de Rouse) et le Sud (Chaînon Béarnais) et la principale cause pouvant expliquer ces différences semble être l'hyper-extension présente uniquement dans les Chaînon Béarnais durant l'Aptien-Albien. Bien que la chronologie relative entre la dolomite, la calcite et les phases de fracturations décrite par Renard (2010) puisse être comparée dans notre zone d'étude à Dol2 qui précède Cal2, toutes deux en remplissage du set2, les données géochimiques obtenues sont différentes. Cela s'explique par des sources de fluides et des températures différentes. Il est à noter que, les températures plus faibles pour la calcite comparée à la dolomite sont un point commun entre le Nord et le Sud marquant un léger refroidissement lié à la fin du régime hyper-extensif.

Dans le cas du réservoir de Rouse, la présence de CH_4 serait issue de roches-mères locales situées à faible profondeur, la matière organique ayant atteint la fenêtre à gaz grâce au fort gradient géothermique durant l'extension (Renard, 2010). Dans le cas des Chaînon Béarnais, l'absence de véritables roches-mères et les températures extrêmes peuvent expliquer les traces de CH_4 détectées. Le gradient proposé par Renard (2010) de $75^\circ C/km$ durant l'hyper-extension est très proche de celui calculé pour les Chaînon Béarnais d'au moins $70^\circ C/km$ en considérant un enfouissement de 5-6 km proposée Desegaulx et al. (1991) pour l'Albien. Néanmoins, si l'on considère un système hyper-extensif avec une température élevée (aminçissement crustal et exhumation locale du manteau) et un taux d'érosion inconnu (à l'Albien), il est probable que le taux d'enfouissement a été sur-estimé et le gradient géothermique largement sous-estimé dans les Chaînon Béarnais.

6.3 Existence des roches-mères dans les Chaînon Béarnais

Les occurrences de roches-mères sont nombreuses dans les sous-bassins aquitains, tels que le sous-bassin d'Adour à l'Ouest et du Comminges à l'Est ou encore le sous-bassin de Parentis au Nord.

Les roches-mères du bassin aquitain contiennent principalement du kérogène de type II, c'est à dire riche en matière organique d'origine marine et se trouvent dans des formations variées. Elles sont présentes dans la « Formation des calcaires de Lons » du Kimméridgien, dans les « Calcaires à algues et annélides » du Barrémien ou encore dans les argiles de l'Albien (Espitalié J., Drouet S., 1992) pour le sous-bassin de l'Adour (Figure 57) et dans les marnes

CHAPITRE 4 : Discussion – Systèmes pétroliers

Liasiques, la « Formation des Dolomies de Carcans » de l'Hettangien et dans la « Formation des calcaires de Lons » du Kimméridgien également pour le sous-bassin du Comminges et dans la « Formation des Calcaires à Lituolidés » du Kimméridgien inférieur équivalent (latéral) de la « Formation des calcaires de Lons » pour le sous-bassin de Parentis (Figure 57) (Biteau et Canérot, 2007 ; Bourrouilh et al., 1995). Les roches-mères les plus anciennes datées du Rhétien-Hettangien, « Formation des dolomies de Carcans », correspondent à la phase de rifting Triasique impliquant une croûte amincie et associée à du volcanisme (ophites) dans la zone Nord Pyrénéenne. Une roche-mère majeure se trouve au Kimméridgien, « Formation des Calcaires de Lons », correspond à un intervalle transgressif (de roche-mère) mondialement

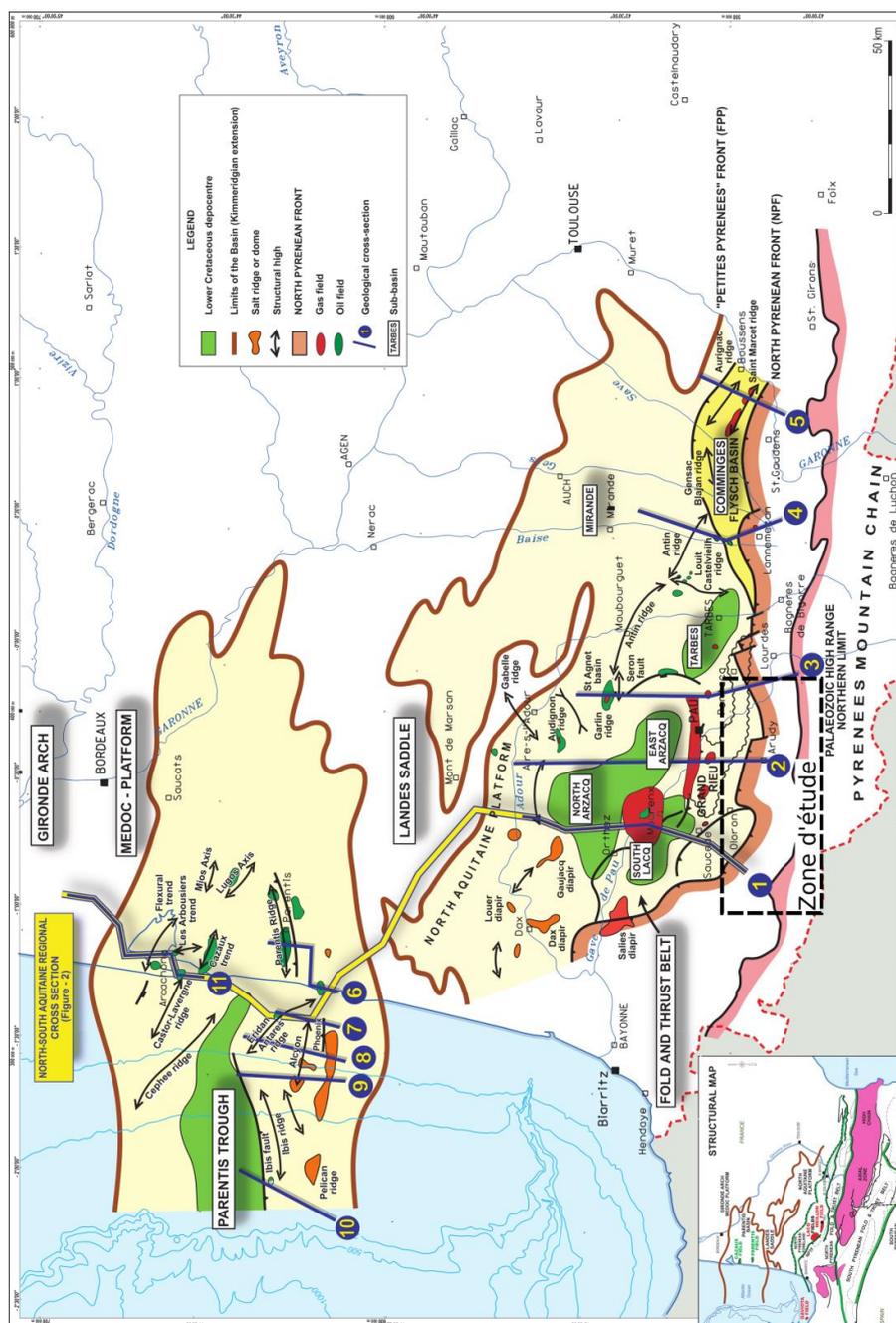


Figure 57 : Le bassin aquitain : Principaux domaines structuraux, occurrences d'hydrocarbures et principaux champs pétroliers, d'après Biteau et al. (2006).

L'ensemble des formations décrites ci-dessus, contenant les roches-mères principalement d'origine marine, sont communes aux Chaînes Béarnaises et au bassin aquitain. Ainsi, les roches-mères peuvent être potentiellement présentes dans les Chaînes Béarnaises. Cependant, ces formations présentent des variations latérales de faciès principalement entre le Nord – Nord/Ouest (bassin aquitain) et le Sud (Chaînes Béarnaises) témoignant d'environnements de dépôts différents (Figure 9). En effet, les roches-mères d'origine marine

générées dans le bassin aquitain dans des environnements de bassin, ne le seront pas dans des environnements de plateforme au Sud dans les Chaînonns Béarnais. La « Formation des Dolomies de Carcans » datée du Rhétien à l'Hettangien inférieur est caractérisée dans les Chaînonns Béarnais et dans le bassin aquitain par un faciès calcaire plus ou moins argileux et dolomitique où l'on peut trouver des nodules d'anhydrites et de fines intercalations d'argiles noires et de dolomie. Localement, cette formation peut comporter des oolithes ou fantômes d'oolithes (Canérot, 1991 ; Biteau et al., 2006) attestant d'un dépôt généralisé de plateforme interne (Figure 1). Cette formation peut présenter des accumulations de matières organiques avec un carbone organique totale (COT) entre 29,98 et 46,95 % (Serrano et al., 2006) dans le bassin aquitain. Cette formation est donc une bonne candidate pour la génération d'une roche-mère, y compris dans les Chaînonns Béarnais. La « Formation des Calcaires de Lons » et/ou « Formation des Calcaires à Lituolidés » datée du Kimméridgien est composée d'intervalles organiques argileux représentant la principale roche-mère de la zone (Sous-bassins Adour, Parentis, Cominges) avec COT entre 2 et 7% (Biteau et al., 2006), tandis que dans les Chaînonns Béarnais la « Formation des Calcaires de Lons » consiste en des calcaires noirs à grains fins comportant des pyrites alternant avec des marnes noires à *Nanogyra* (cf, Etat de l'art, Lithostratigraphie). Le faciès décrit pour le bassin aquitain correspond à un environnement marin plus ouvert tandis que le faciès décrit pour les Chaînonns Béarnais caractérise un environnement de transition entre un environnement marin ouvert et un environnement de plateforme interne étant donc moins favorable à la génération d'une roche-mère. La formation des « Calcaires à algues et annélides » datée du Valanginien-Barremien est caractérisée par des calcaires à Annélides gréseux avec des occurrences de Nérinées et foraminifères (indifférenciés) intercalées avec des marnes noires dans la partie supérieure, pour finir par un faciès toujours calcaire mais plus argileux (Valanginien à Barrémien dans un environnement fluvial à tidal) (Biteau et al., 2006 ; Canérot et al., 1990, 1992) dans les Chaînonns Béarnais. Dans le bassin aquitain, au centre, cette formation correspond à un faciès marneux à calcaires argileux correspondant à un environnement plus ouvert (Biteau et al., 2006) et son COT est de 1-2%. Pour cette formation, la différence d'environnement de dépôt et le faible COT n'a probablement pas permis la génération d'une roche-mère dans les Chaînonns Béarnais.

La comparaison des faciès des formations contenant des roches-mères dans le bassin aquitain avec ceux des Chaînonns Béarnais permet de mettre en évidence une formation commune, les « Dolomies de Carcans » présentant un environnement de dépôt qui permettrait la génération d'une roche-mère dans les Chaînonns Béarnais. Cela induit, que l'absence d'indices

d'hydrocarbures dans les Chaînon Béarnais mis en évidence par cette étude, pourrait simplement être due au fait que peu ou pas de roches-mères ont pu être générées car les conditions pour leurs genèses n'étaient pas réunies.

Néanmoins, dans le cas où une roche-mère serait présente dans les Chaînon Béarnais le timing de formation des gisements rentre en compte. Comme décrit précédemment, la plupart des roches-mères des réservoirs pétroliers sud aquitains ont mûri au Tertiaire ou de l'Albien à l'actuel. Or, lors du Tertiaire les Chaînon Béarnais étaient en systèmes compressif (compression Pyrénéenne) ne permettant pas la conservation d'un système pétrolier en place (fracturation notamment) et la maturation de la roche-mère. Qu'il y ait eu présence ou non de roches-mères dans les Chaînon Béarnais, l'hyper-extension aurait difficilement permis la production d'hydrocarbures. En effet, si l'on considère que le seul moment favorable à la maturation d'une roche-mère a été durant l'Albien (anté-compression) les températures atteintes pendant cet instant très court auraient très certainement rendu les roches-mères hyper-matures et fait craquer les hydrocarbures produits (Magoon et Dow, 1991). Les correspondances entre les occurrences de roches-mères, les événements géodynamiques de l'histoire des Pyrénées et les résultats géochimiques de cette étude montrent une histoire où l'amincissement crustal et l'exhumation du manteau jouent un rôle important. En effet les températures élevées (210 à 350°C) révélées par cette étude sont en accord avec cette hypothèse.

Des températures élevées peuvent effacer les passages des migrations d'hydrocarbures enregistrées par exemple dans les inclusions fluides. Dans le cas des roches-mères du Rhétien-Hettangien (Formation des « Dolomie de Carcans »), les hydrocarbures issus de sa maturation auraient pu migrer avant la seconde phase de rifting au Kimméridgien. Les roches-mères de l'Aptien-Cénomaniens (hyper-extension) ont subi des températures élevées (Figure 58) et pour les roches-mères correspondant au Crétacé supérieur (pré-compression), auraient subi le même sort que les précédentes par le maintien de températures élevées discuté plus haut (Figure 58). Dans le cas où ces roches-mères auraient produites des hydrocarbures, ces derniers auraient probablement migré (expulsé de leur piège) lors du début de la phase de compression Pyrénéenne.

CHAPITRE 4 : Discussion – Systèmes pétroliers

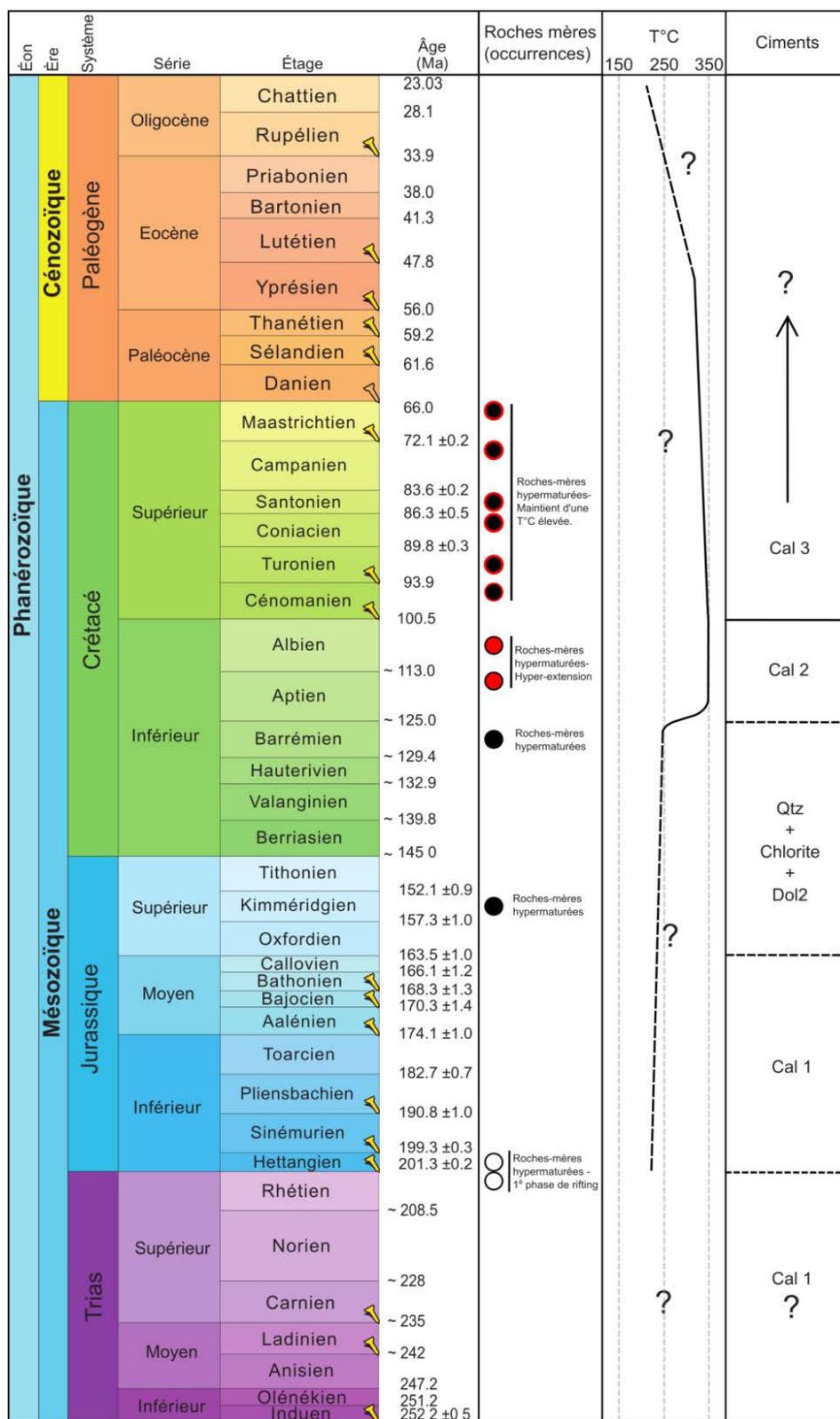


Figure 58 : Occurrences de roches-mères dans les séries mésozoïques en lien avec l'évolution des T°C d'homogénéisation des ciments et de la cristallisation de ces derniers dans les Chaînonns Béarnais au cours du temps.

6.4 Variations entre les systèmes pétroliers au Nord et les Chaînon Béarnais au Sud

La comparaison des systèmes pétroliers avec le modèle proposé dans cette étude pour les Chaînon Béarnais a permis de mettre en évidence plusieurs variations entre le Nord et le Sud : (1) l'enregistrement commun des grands événements géodynamiques des Pyrénées mais à des endroits différents : au Nord dans les systèmes pétroliers sud aquitains (champ de Rouse) et au Sud dans les Chaînon Béarnais où a eu lieu l'hyper-extension, (2) des variations géochimiques significatives entre le Nord et le Sud caractérisées par des températures (150°C au Nord et 350°C au Sud), des compositions en gaz (majoritairement CH₄ au Nord et N₂ (-H₂S au Sud) et des salinités différentes (écart de 10 % masse eq. NaCl) traduisant des origines de fluides et des circulations fluides différentes, (3) des formations stratigraphiques communes (« Dolomie de Mano » par exemple) mais présentant des variations latérales de faciès favorisant ou empêchant la formation de roches-mères, et (4) des phases de fracturations apparemment semblables (set 2 et brèche hydraulique) excepté pour la phase de compression exprimée sous la forme du set 3 dans les Chaînon Béarnais et sous la forme d'une brèche de remaniement minéralisée pour Rouse.

Ces études aident donc à comprendre la dualité de la géodynamique pyrénéenne en lien avec les paramètres caractérisant un système pétrolier (roche réservoir, couverture, piège, maturation de la roche mère, expulsion et stockage des hydrocarbures) avec au Nord le champ de Rouse présentant des fluides avec une signature liée à la maturation de roches-mères et éloigné de la partie centrale des Pyrénées où se produit l'hyper-extension et au Sud les Chaînon Béarnais présentant des fluides avec une signature mantellique liée à l'amincissement crustal et la mise à l'affleurement du manteau lors de l'hyper-extension.

CONCLUSIONS ET

PERSPECTIVES

Conclusions générales

Le couplage des approches analytiques basées sur l'étude structurale, pétrographique et géochimique ont permis d'appréhender les différents processus impliqués dans l'évolution de la fracturation et des circulations de fluides en contexte de marge hyper-amincie puis inversée lors d'une orogénèse. Les résultats obtenus ont permis d'élaborer un modèle géologique régional en lien direct avec l'histoire géodynamique Nord Pyrénéenne et prenant en compte les différents événements de fracturation et leur relation avec l'histoire des circulations des fluides au travers des séries mésozoïques des Chaînon Béarnais. En outre, l'élaboration de ce modèle a également permis de discuter de l'évolution des propriétés pétrophysiques des réservoirs carbonatés du sud du bassin aquitain et de comparer l'histoire diagénétique des Chaînon Béarnais avec celle des gisements du sud du bassin aquitain. Ces travaux de thèse serviront de base de réflexion aux projets FLUIDS et OROGEN.

1. Relations entre sets de fracturations et histoire géodynamique des Pyrénées.

Au travers de ce travail, l'étude structurale des Chaînon Béarnais a mené à la détermination d'un timing relatif des phases de fracturations. L'impact de la fracturation sur les circulations fluides est capital, elle gouverne les relations fluides-roches qui modifient des propriétés pétrophysiques des réservoirs.

L'étude de terrain a permis de mettre en évidence trois principaux sets successifs de fracturations (set 1 à set 3) qui ont été affinés et alimentés en nouvelles données par une étude en laboratoire. Le premier set (set 1) identifié en lames minces uniquement est daté du Lias-Dogger et n'affecte pas la pile sédimentaire mésozoïque dans son ensemble. Le second set (set 2) est sub-divisé en 3 sous-sets, le set 2a parallèle à la stratification, le set 2b composé de fractures orientées NO-SE et NE-SO et le set 2c orienté E-O. Ces principaux sets recourent l'ensemble des roches mésozoïques jusqu'à l'Albien et se seraient ainsi formés durant l'Albien ou plus tardivement. Leurs cinématiques sont compatibles avec une extension N-S et les observations de terrains montrent que ces veines sont associées à des brèches hydrauliques et aux veines parallèles à la stratification témoins d'une phase de surpression de fluide. Enfin le troisième set (set 3) orienté N-S (avant et après débasculement) et postérieur aux sets précédents est composé de fractures qui seraient d'âge Crétacé supérieur et/ou Paléogène formées pendant la phase compressive pyrénéenne.

L'étude structurale a ainsi permis de corrélérer les trois sets de fracturations définis avec les principaux événements géodynamiques connus dans les Chaînon Béarnais. Le set 1 est lié au rifting Liasique. Le set 2 correspond à l'hyper-extension albo-cénomaniennne et le set 3 marque le stade pre- et/ou syn-orogénique. D'après ces corrélations et les résultats obtenus, la majorité des fractures, hormis le set 3, se sont donc formées avant l'étape de convergence et ont largement favorisés les circulations fluides dans la couverture mésozoïque en servant de drains.

2. Avancées liées aux études pétrographiques et géochimiques

L'intégration des analyses pétrographique et géochimique a permis d'une part de proposer une séquence diagénétique pour chaque formation et d'autre part de déterminer la nature des fluides parents et les conditions de précipitations des différents ciments. Les fluides diagénétiques sont les marqueurs des différentes phases géodynamiques et des interactions fluides-roches.

L'éogénèse est caractérisée uniquement par un processus de micritisation et la précipitation de ciments syntaxiaux qui n'ont pas eu de réel impact sur la modification des propriétés pétrophysiques des roches étudiées. Cependant les faibles valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ des roches hôtes vis à vis des carbonates marins impliquent un effet plus ou moins important de la diagenèse sur les formations étudiées. Dans les Chaînon Béarnais, l'impact de la diagenèse dépend directement de la texture initiale du sédiment qui va alors conditionner les circulations fluides au sein des différents intervalles stratigraphiques. Dans le cas de roches micritiques sans porosité intergranulaire primaire, les circulations fluides et la modification des propriétés pétrophysiques ont été très limitées. La circulation des fluides s'est fait alors uniquement par l'intermédiaire du réseau de fractures. Dans le cas de roches initialement plus poreuses mais très faiblement perméables, les fluides piégés ont permis une surpression de fluide et une fracturation plus intensive. Cette dernière a permis l'accès à la porosité des fluides hydrothermaux mésogénétiques et a favorisé une dolomitisation pervasive. Cette dolomitisation est associée à des fluides de hautes températures ($\sim 350^\circ\text{C}$), de fortes salinités (~ 25 à 30% mass eq. NaCl) et à une composition en gaz dominée par N_2 au cœur des cristaux et par CO_2 et H_2S au sein des franges externes. Les fluides seraient d'origine mantellique, et auraient traversé les séries évaporitiques du Trias en acquérant des salinités élevées. La bréchification observée principalement dans les formations callovo-oxfordiennes serait due à une phase de surpression fluide durant l'enfouissement post-Cénomaniennne. Contrairement aux niveaux stratigraphiques micritiques non poreux, les fluides piégés dans les sédiments initialement poreux mais non

Conclusions et perspectives

perméables ont favorisé les phénomènes de fracturation hydraulique. L'événement chaud lié à l'hyper-extension est également marqué dans certaines formations non dolomitiques par la précipitation préférentielle de chlorite diagénétique qui a enregistré des températures identiques voire supérieures à celles obtenues dans la dolomie. La précipitation des ciments liés à cet événement s'est faite principalement dans le Set 2 défini ci-dessus. Suite à cet événement chaud, les ciments plus jeunes ont enregistré une baisse des températures ($\sim 220^{\circ}\text{C}$) et des salinités ($\sim 15\%$ mass eq. NaCl) et une transition depuis des fluides riches en CO_2 pendant l'hydrothermalisme vers des fluides riches en N_2 d'origine organique ou liés à l'enfouissement de minéraux porteurs d'ammonium. En plus de ces changements géochimiques, les fluides parents apparaissent toujours dominés par les fluides magmatiques. Néanmoins, la présence d'une contribution de fluides marins apparaît en même temps que la température et la salinité diminuent. Ces ciments ont également précipité dans les fractures du set 2 marquant une réactivation de ces fractures par ouverture leur conférant un rôle de drains important. Enfin, la dernière phase de cimentation témoigne d'un changement plus net dans la nature des fluides parents exprimé par l'impact d'eaux météoriques. Cette cimentation se retrouve dans les fractures du Set 3 orienté N-S marquant la phase compressive pyrénéenne associée à la formation de stylolithes à pics horizontaux.

Ainsi les fluides diagénétiques des Chaînon Béarnais ont permis l'enregistrement des différents stades de l'évolution géodynamique de l'histoire de la zone Nord Pyrénéenne. Les empreintes d'un événement chaud lié à des circulations fluides magmatiques ont été mises en évidence et renforcent l'hypothèse d'une marge hyper-étendue impliquant un amincissement crustal associé à l'exhumation de roches du manteau durant le Crétacé inférieur. La légère baisse des températures, des salinités et l'entrée de fluides marins dans le système mettent en avant une phase post hyper-extension à la fin du Crétacé supérieur. Enfin la dernière phase de cimentation d'origine météorique couplée au dernier set de fracture (set 3) et aux stylolithes à pics horizontaux témoignent clairement d'un passage à un régime compressif et sont les marqueurs de la phase télogénétique.

3. Implications sur les propriétés réservoirs et les indices de circulations d'hydrocarbures

Les séries mésozoïques des Chaînon Béarnais sont caractérisées par des intervalles stratigraphiques très hétérogènes fonction de leur porosité et perméabilité initiale, et de la composition minéralogique de la roche hôte qui ont conditionné la diagenèse. Cette diagenèse comparée à la tectonique de la zone d'étude permet de mettre en évidence des circulations fluides également très hétérogènes bien que dominées par le réseau de fractures dans la pile sédimentaire mésozoïque. L'évolution de ces paramètres a donc impacté les propriétés pétrophysiques des réservoirs. Bien qu'il existe plusieurs champs de gaz et d'huile dans la partie sud du bassin aquitain aucune évidence de migrations d'hydrocarbures n'a été observée dans les Chaînon Béarnais. Une comparaison avec un champ producteur (Rousse) au Nord (région de Pau-bassin aquitain), a permis de mettre en évidence un enregistrement commun des événements géodynamiques mais avec des variations Nord-Sud notables. Contrairement aux Chaînon Béarnais, le champ de Rousse a été protégé des effets de l'hyper-extension localisée au Sud. Cela se traduit par des enregistrements en termes de températures (150°C), de salinité et de compositions en gaz des inclusions fluides significativement différents, témoins de circulations fluides et de sources des fluides parents également différentes. L'existence de roches-mères dans les Chaînon Béarnais n'a pas été décrite dans la littérature. Néanmoins, des formations lithologiques communes aux Chaînon Béarnais et au bassin aquitain présentant des roches-mères ayant produit ou produisant des hydrocarbures sont connues dans les champs pétroliers du bassin aquitain. Les variations des environnements de dépôts de type plateforme au Sud et bassin au Nord sont probablement à l'origine de l'absence de roches-mères dans les Chaînon Béarnais et par conséquent de l'absence d'indice d'hydrocarbures. Dans l'hypothèse d'une roche-mère présente dans les Chaînon Béarnais et ayant produit des hydrocarbures, les conditions de température extrêmes (350°C) atteintes pendant les 10 millions d'années de l'hyper-extension auraient causé la dégradation totale des matières organiques, faisant disparaître quasiment toute trace de fluides hydrocarbonés (traces de CH₄) et de résidus solides (graphitoïdes). Les conditions extrêmes acquises lors de l'hyper-extension auraient certainement entraîné l'hyper-maturation de la roche-mère et le craquage des hydrocarbures. L'absence potentielle de roche-mère et le pic thermique observé sont probablement les causes de l'absence de fluides hydrocarbonés dans les Chaînon Béarnais.

Perspectives

Les perspectives visant à compléter cette étude sont nombreuses ; elles concernent à la fois l'approche géochimique et l'approche structurale.

Géochimie :

Cette étude a mis en évidence les compositions en gaz des fluides ayant précipité lors de la diagenèse et plusieurs hypothèses ont été émises quant à leur origine. Ainsi, afin d'expliquer l'augmentation de teneur en N₂ dans les inclusions fluides depuis l'hyper-extension jusqu'à la compression et d'en déterminer l'origine ainsi que les processus associés, l'étude isotopique de l'azote (isotope ¹⁵N) est envisageable. On pourrait aussi intensifier la recherche de la source d'azote par l'étude des minéraux potentiellement porteurs d'azote (silicates, sels). Un travail complémentaire sur les isotopes du soufre devrait également être effectué afin de déterminer l'origine précise du H₂S dans les dolomites durant l'hyper-extension.

Enfin, il apparaît nécessaire de compléter les données d'inclusions fluides par d'autres échantillonnages ciblés à la fois dans les Chaînon Béarnais et dans le bassin d'avant-pays. Il faut repérer des inclusions fluides dont les compositions permettent de caractériser des pôles fluides extrêmes représentatifs des arrivées mantelliques, des fluides de bassin et des contributions évaporitiques et météoriques.

Structurale :

Une étude similaire à celle-ci au niveau des charnières de plis où la plupart des fractures liées à la convergence se sont probablement formées apporterait des données et des informations supplémentaires quant au timing du set 3 observé sur les flancs des anticlinaux. Des études pétrophysiques, géochimiques et structurales dans le bassin d'avant-pays aquitain permettraient en plus de pouvoir comparer les résultats de cette étude avec des zones plus éloignées de l'axe du rifting et donc moins impactées par l'amincissement crustal lors de l'hyper-extension albo-cénomaniennne. Ce type d'étude structurale en contexte d'avant-pays se heurte néanmoins à la difficulté d'obtenir des échantillons orientés en forages. De plus, il serait intéressant de reprendre les données et les calculs de Desegaulx et al. (1991), afin de calculer à nouveau l'enfouissement pour mieux estimer le gradient géothermique dans les Pyrénées.

RÉFÉRENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

A

- Agosta, F., Alessandrini, M., Antonellini, M., Tondi, E., Giorgioni, M. (2010). From fractures to flow: A field-based quantitative analysis of an outcropping carbonate reservoir. *Tectonophysics*, 490(3), 197-213.
- Al-Aasm, I. (2003) Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada Sedimentary Basin. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 9-15.
- Allwood, A., Kamber, B., Walter, M., Burch, I., Kanik, I. (2010) Trace elements record depositional history of an Early Archean stromatolitic carbonate platform. *Chemical Geology*, 270, 148-163.
- Alonso-Azcarate, J., Bottrell, S.H., Tritlla, J. (2001) Sulfur redox reactions and formation of native sulfur veins during low grade metamorphism of gypsum evaporites, Cameros Basin (NE Spain). *Chemical Geology*, 174, 389-402.
- Andersen, T., Neumann, E. R. (2001). Fluid inclusions in mantle xenoliths. *Lithos*, 55(1), 301-320.
- Andersen, T., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. (1984) The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implications for mantle metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88, 72-85.
- Arthur, M., Anderson, T.F., Kaplan, R., Veizer, J., Land, L.S. (1983) Stable isotopes in sedimentary geology. *SEPM Short Course*, 10, SEPM, Dallas.
- Autran, A., Cogné, J. (1980, July). La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *In Congrès Géologique Internationale*, XXVI, Colloque C, 6, 90-111
- Aydin, A., Antonellini, M., Tondi, E., Agosta, F. (2010). Deformation along the leading edge of the Maiella thrust sheet in central Italy. *Journal of Structural Geology*, 32(9), 1291-1304.

B

- Banner, J.L., Hanson, G., Meyers, W. (1988) Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington-Keokuk formation (Mississippian): Implications for REE mobility during carbonate diagenesis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 415-432.

Références bibliographiques

- Barker, C. E., Kopp, O. C. (1991). Qualitative and Quantitative Applications.
- Bathurst, R. C. (1971). Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments In Sedimentology*, 12
- Bau, M., Alexander, B. (2006). Preservation of primary REE patterns without Ce anomaly during dolomitization of Mid-Paleoproterozoic limestone and the potential re-establishment of marine anoxia immediately after the “Great Oxidation Event”. *South African Journal of Geology*, 109(1-2), 81-86.
- Bau, M., Dulski, P. (1996) Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruma iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79, 37-55.
- Baumgartner, M., Bakker, R. J. (2009). Raman spectroscopy of pure H₂O and NaCl-H₂O containing synthetic fluid inclusions in quartz—a study of polarization effects. *Mineralogy and Petrology*, 95, 1-15.
- Beaudoin, N., Bellahsen, N., Lacombe, O., Emmanuel, L. (2011). Fracture-controlled paleohydrogeology in a basement-cored, fault-related fold: Sheep Mountain Anticline, Wyoming, United States. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(6).
- Beaudoin, N., Huyghe, D., Bellahsen, N., Lacombe, O., Emmanuel, L., Mouthereau, F., Ouahnon, L. (2015). Fluid systems and fracture development during syn-depositional fold growth: An example from the Pico del Aguila anticline, Sierras Exteriores, southern Pyrenees, Spain. *Journal of Structural Geology*, 70, 23-38.
- Beaumont, C., Munõz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P. (2000) Factors controlling the Alpine evolution of the Central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research*, 105, 8121–8145.
- Bellahsen, N., Fiore, P., Pollard, D. D. (2006a). The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *Journal of Structural Geology*, 28(5), 850-867.
- Bellahsen, N., Fiore, P., Pollard, D.D. (2006b) From spatial variation of fracture patterns to fold kinematics: A geomechanical approach. *Geophysical Research Letters*, 33, L02301.

Références bibliographiques

- Bellanca, A., Neri, R. (1986) Evaporite carbonate cycles of the Messinian, Sicily: stable isotopes, mineralogy, textural features, and environmental implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 614–621.
- Beziat, D., Joron, J. L. (1986). Caractéristiques géochimiques et contexte géodynamique des ophites des Pyrénées. *Reunion Annuelle Des Sciences De La Terre*, 1117.
- Béziat, D., Joron, J. L., Monchoux, P., Treuil, M., Walgenwitz, F. (1991) Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France). *Chemical Geology*, 89, 243-262.
- Billiard, J., Deloffre, R. (1963) Contribution à l'étude stratigraphique du Crétacé inférieur et de ses limites en Aquitaine sud-ouest. (inédit), Mémoire d'études n° CLX a/63, SNPA.
- Biteau, J., Canérot, J. (2007). La Chaîne des Pyrénées et ses avant-pays d'Aquitaine et de l'Ebre: caractéristiques structurales, évolution géodynamique et tectono-sédimentaire. *geologues-paris-*, 155, 16.
- Biteau, J. J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J-M. (2006). The Aquitaine Basin. *Petroleum Geosciences*, 12, 247-273.
- Bjørlykke, K., Jahren, J. (2012). Open or closed geochemical systems during diagenesis in sedimentary basins: Constraints on mass transfer during diagenesis and the prediction of porosity in sandstone and carbonate reservoirs, *AAPG Bulletin*, 96, 2193–2214.
- Blatt H. (1992) *Sedimentary Petrology*. W. H. Freeman, New York. 431–432.
- Bodnar, R. J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 57(3), 683-684.
- Bodnar, R. J. (2003). Introduction to fluid inclusions. *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*, 32, 1-8.
- Boggs, S., Krinsley, D. (2006) Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks. Cambridge University Press, Cambridge, 165 p.
- Boni, M., Parente, G., Bechstädt, T., De Vivo, B., Iannace, A. (2000) Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy): evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event. *Sedimentary Geology*, 131, 181-200.

Références bibliographiques

- Bourdelle, F., Cathelineau, M. (2015). Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R₂₊–Si diagram. *European Journal of Mineralogy*, 27, 617-626.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O. (2013) A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, 723-735.
- Bourrouilh, R., Richert, J. P., Zolnai, G. (1995). The north Pyrenean Aquitaine basin, France: evolution and hydrocarbons. *AAPG Bulletin*, 79(6), 831-853.
- Bouroullec, J., Deloffre, R. (1969). Interprétation sédimentologique et paléogéographique par microfaciès jurassiques du Sud-Ouest Aquitain. *Bulletin du Centre de recherches de Pau-SNPA*, 3, 287-328.
- Bouroullec, J., Delfaud, J., Deloffre, R. (1979) Organisation sédimentaire et paléocologique de l'Aptien supérieur à faciès urgonien dans les Pyrénées occidentales et l'Aquitaine méridionale. *Geobios*, 12, 25-43.
- Brauer, J., Baker, P. (1984) Experimental hydrothermal dedolomitization. *AAPG Bulletin*, 68, 456-457.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Niedermann, S., Strauch, G., Weise, S.M. (2004) Evidence for a nitrogen flux directly-derived from the European subcontinental mantle in the Western Eger Rift, central Europe. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 68, 4935-4947.
- BRGM, E. R., Esso-Rep, S. N. P. A. (1974) Géologie du bassin d'Aquitaine. BRGM, Orléans.
- Brigaud, B., Durllet, C., Deconinck, J. F., Vincent, B., Thierry, J., Trouiller, A. (2009). The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France). *Sedimentary Geology*, 222(3), 161-180.
- Bruckschen, P., Neuser, R. D., Richter, D. K. (1992) Cement stratigraphy in Triassic and Jurassic limestones of the Weserbergland (northwestern Germany). *Sedimentary Geology*, 81, 195–214.
- Budd, D.A., Hammes, U., Vacher, H.L. (1993) Calcite cementation in the upper Floridian aquifer: a modern example for confined-aquifer cementation? *Geology*, 21, 33-36.
- Burke, E. A. (2001). Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, 55(1), 139-158.

Références bibliographiques

Byrne, R. H., Sholkovitz, E. R. (1996). Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides. *Handbook on the physics and chemistry of rare earths*, 23, 497-593.

C

Canérot, J. (1991). Comparative study of the eastern Iberides (Spain) and the western Pyrenees (France) Mesozoic basins. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 87(1), 1-28.

Canérot, J., Hudec, M. R., Rockenbauch, K. (2005). Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: salt tectonics on a transform plate boundary. *AAPG bulletin*, 89(2), 211-229.

Canérot, J., Lenoble, J.L., Villien, A. (1992). Early Cretaceous Sequence Stratigraphy of the Western Pyrenees, France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8 ((VI 6)), 995-1000

Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., Ternet, Y. (2001) La faille Nord-Pyreneenne mythe ou réalité ? Le " Couloir de décrochement de Bielle-Accous" élément de réponse du terrain en Aspe et Ossau (Pyrénées-Atlantiques). Excursion géologique AGSO, 37, 29-30.

Canerot, J., Lenoble, J. L., Marchand, D., Thierry, J. (1990). Nouveau schéma de corrélations stratigraphiques du Dogger-Malm dans les Pyrénées occidentales françaises. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 311(11), 1337-1343.

Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D. (2001). Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter*, 25, 187-198.

Carpentier, C., Ferry, S., Lécuyer, C., Strasser, A., Geraud, Y., Trouiller, A. (2015) Origin of micropores in Late Jurassic (Oxfordian) micrites of the eastern Paris Basin, France. *Journal of Sedimentary Research*, 85, 660-682.

Carpentier, C., Brigaud, B., Blaise, T., Vincent, B., Durllet, C., Boulvais, P., Cathelineau, M. (2014). Impact of basin burial and exhumation on Jurassic carbonates diagenesis on both sides of a thick clay barrier (Paris Basin, NE France). *Marine and Petroleum Geology*, 53, 44-70.

Références bibliographiques

- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D. (2001). Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter*, 25(2-3), 187-198.
- Casteras, M., Canérot, J., Paris, J. P., Tisin, D., Azambre, B., Alimen, H. (1970a). Carte géologique de la France au 1/50 000 : feuille Oloron-Sainte-Marie (1051). Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, France.
- Casteras, M. (1970b). Carte géologique de la France à 1/50 000: Lourdes (1052b). Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, France.
- Casteras, M., Souquet, P., Culot, G., Galharague, J. (1970c). Carte géologique de la France au 1/50 000: feuille Larrau (1068). Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, France.
- Caumon, M. C., Dubessy, J., Robert, P., Tarantola, A. (2013). Fused-silica capillary capsules (FSCCs) as reference synthetic aqueous fluid inclusions to determine chlorinity by Raman spectroscopy. *European Journal of Mineralogy*, 25(5), 755-763.
- Caumon, M. C., Tarantola, A., Mosser-Ruck, R. (2015). Raman spectra of water in fluid inclusions: I. Effect of host mineral birefringence on salinity measurement. *Journal of Raman Spectroscopy*, 46(10), 969-976.
- Choukroune, P. (1989) The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39.
- Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the Pyrenees. *Review of Earth and Planetary Sciences*, 20, 143.
- Choukroune, P., Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrenees; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modeles actuels. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(5), 689-700.
- Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., Sibuet, J.C. (1973) Bay of Biscay and Pyrenees, *Earth and Planetary Science Letters*, 18, 109-118.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., Ecors Pyrenees Team (1990) Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173, 411-423.

Références bibliographiques

- 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(7), 1340-1359.
- Cogné, J., Wright, A. E. (1980). L'Orogène cadomien; vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. *Mémoires Du B.R.G.M*, (108), 29-55.
- Coniglio, M., Sherlock, R., Williams-Jones, A.E., Middleton, K., Frapé, S.K. (1994) Burial and hydrothermal diagenesis of Ordovician carbonates from the Michigan Basin, Ontario, Canada. In: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D. (Eds.) *Dolomites a volume in honour of Dolomieu*. IAS Special Publication n°21, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 231-254.
- Corre, B., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Fourcade, S., Clerc, C., Ballèvre, M. (2016) Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: New constraints from the Sarailé Massif (Chaînes Béarnais, North-Pyrenean Zone), *Comptes Rendus Geosciences*, In Press.
- Cosgrove, J. (2001) Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: A factor in the dewatering of low-permeability sediments. *AAPG Bulletin*, 85, 737-748.
- Cristescu, N. (2012). Rock rheology (Vol. 7). Springer Science & Business Media.
- Curnelle, R. (1983) Evolution structure-sédimentaire du Trias et de l'infra-Lias d'Aquitaine. *Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration Elf-Aquitaine*, 7, 69-99.
- Curnelle, R., Dubois, P. (1986) Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 529-546.
- Curnelle, R., Dubois, P., Seguin, J. C. (1980). Le bassin d'Aquitaine: Substratum anté-Tertiaire et bordures mésozoïques. La chaîne des Pyrénées et son avant-pays Aquitano-languedocien. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Mémoire, 3, 47-58.
- Cussey, R., Pabian-Goyheneche, C. (1997). A new sequential interpretation for the deep gas reservoir of the Lacq field. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production*, 21(2), 281-302.

Références bibliographiques

Crawford, M. L. (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Short course in fluid inclusions: applications to petrology*, 6, 75-100.

D

Dalsgaard, T., Canfield, D., Petersen, J., Thamdrup, B., Acuña-González, J. (2003) N₂ production by the anammox reaction in the anoxic water column of Golfo Dulce, Costa Rica. *Nature*, 422, 606-608.

Davis, J. M., Roy, N. D., Mozley, P. S., Hall, J. S. (2006). The effect of carbonate cementation on permeability heterogeneity in fluvial aquifers: An outcrop analog study. *Sedimentary geology*, 184(3), 267-280.

Delfaud, J. (1969) Essais sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. PhD Thesis, Bordeaux University, 875 p.

Delfaud, J. (1973). Un élément majeur de la paléogéographie du Sud de la France au Jurassique moyen et supérieur; le Haut-fond occitan. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15, 58-59.

Denniston, R., Shearer, C., Layne, G., Vaniman, D. (1997) SIMS analyses of minor and trace element distributions in fracture calcite from Yucca mountain, Nevada, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 1803-1818.

Derry, L. A., Jacobsen, S. B. (1990). The chemical evolution of Precambrian seawater: evidence from REEs in banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(11), 2965-2977.

Desegaulx, P., Kooi, H., Cloetingh, H. (1991) Consequences of foreland basin development on thinned continental lithosphere: Application to the Aquitaine basin (SW France). *Earth and Planetary Science Letters*, 106, 116-132.

Deville de Periere, M., Durllet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., Poli, E. (2011) Morphometry of micrite particles in Cretaceous microporous limestones of the Middle East: influence on reservoir properties. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1727–1750.

Dickson, J. A. D. (1965). A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 4971, 587.

Références bibliographiques

- Dou, Q., Sun, Y., Sullivan, C. (2011). Rock-physics-based carbonate pore type characterization and reservoir permeability heterogeneity evaluation, Upper San Andres reservoir, Permian Basin, west Texas. *Journal of Applied Geophysics*, 74(1), 8-18.
- Dubessy, J., Ramboz, C. (1986) The history of organic nitrogen from early diagenesis to amphibolite facies: mineralogical, chemical, mechanical and isotopic implications. *5th International Symposium Water–Rock Interaction*. Volume of Extended Abstracts, Reykjavik, Iceland, pp. 170–174.
- Dubessy, J., Larghi, L., Canals, M. (1997). Reconstitution of ionic composition of fluid inclusions. In *European current research on fluid inclusions. Biennial symposium* (pp. 90-91).
- Dubessy, J., Poty, B., Ramboz, C. (1989). Advances in COHNS fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. *European Journal of Mineralogy*, 517-534.
- 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.
- Dubessy, J., Audeoud, D., Wilkins, R., Kosztolanyi, C. (1982). The use of the Raman microprobe MOLE in the determination of the electrolytes dissolved in the aqueous phase of fluid inclusions. *Chemical Geology*, 37(1-2), 137-150.
- Dubessy, J., Boiron, M. C., Moissette, A., Monnin, C., Sretenskaya, N. (1992). Determinations of water, hydrates and pH in fluid inclusions by micro-Raman spectrometry. *European journal of mineralogy*, 4(5), 885-894.
- Dulski, P. (1994). Interferences of oxide, hydroxide and chloride analyte species in the determination of rare earth elements in geological samples by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Fresenius' journal of analytical chemistry*, 350(4-5), 194-203.
- Durlet, C., Loreau, J. P. (1996). Séquence diagénétique intrinsèque des surfaces durcies: mise en évidence de surface d'émersion et de leur ablation marine. Exemple de la plate-forme bourguignonne, Bajocien (France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 323(5), 389-396.

Références bibliographiques

E

- Eberhart, J. P., Eberhart, J. P. (1976). Méthodes physiques d'étude des minéraux et des matériaux solides: diffraction des rayons X, des électrons, des neutrons, microscopie électronique à transmission, à balayage, spectrométrie des rayons X, des électrons, des ions. Doin.
- Elderfield, H., Pagett, R. (1986). Rare earth elements in ichthyoliths: variations with redox conditions and depositional environment. *Science of the Total Environment*, 49, 175-197.
- Elderfield, H., Hawkesworth, C. J., Greaves, M. J., Calvert, S. E. (1981). Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(4), 513-528.
- Espitalie, J., Drouet, S. (1992). Petroleum generation and accumulation in the Aquitaine Basin, France. Generation, Accumulation and Production of Europe Hydrocarbons II. *Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists*, 2, 127-149.
- Evans, M., Fisher, M. (2012). On the distribution of fluids in folds: A review of controlling factors and processes, *Journal of Structural Geology*, 44, 2-24.

F

- Fauré, P. (2002) Le Lias des Pyrénées. *Strata*, II, 39, 761 p.
- Filleaudeau, P.Y., Mouthereau, F., Pik, R. (2012) Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. *Basin Research*, 24, 401-417.
- Fitzgerald, P.G., Munõz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L. (1999). Asymmetric exhumation across the Central Pyrenees: Implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 157– 170.
- Fréchengues, M., Peybernès, B. (1991) Stratigraphie séquentielle du Trias moyen et supérieur des Pyrénées franco-espagnoles. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, 313, 355–360.
- Friedman, I., O'Neil, J.R. (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *US Geological Survey Professional Paper*, 440 KK, 12 p.
- Froelich, P., Klinkhammer, G. P., Bender, M. A. A., Luedtke, N. A., Heath, G. R., Cullen, D., ... & Maynard, V. (1979). Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the

Références bibliographiques

eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(7), 1075-1090.

G

Gapillou, C., Thibeau, S., Mouronval, G., Lescanne, M. (2009). Building a geocellular model of the sedimentary column at Rouse CO₂ geological storage site (Aquitaine, France) as a tool to evaluate a theoretical maximum injection pressure. *Energy Procedia*, 1(1), 2937-2944.

Garcia-Hernandez, M. (1979) Les faciès urgoniens pendant la sédimentation barrémo-albienne dans les Sierras de Cazorla et du Segura (zone prébétique, SE de l'Espagne). *Geobios*, 12, 57-69.

Gasparrini, M., Bakker, R.J., Bechstaedt, T. (2006) Characterization of dolomitizing fluids in the Carboniferous of the Cantabrian zone (NW Spain): a fluid-inclusion study with cryo-Raman spectroscopy. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 1304–1322.

German, C. R., Elderfield, H. (1990). Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules. *Paleoceanography*, 5(5), 823-833.

Giuliani, G., France-Lanord, C., Cheillett, A., Coget, P., Branquet, Y., Laumonier, B. (2000) Sulfate Reduction by Organic Matter in Colombian Emerald Deposits: Chemical and Stable Isotope (C, O, H) Evidence. *Economic Geology*, 95, 1129-1153.

Giuliani, G., Dubessy, J., Banks, D., Vinh, H.Q., Lhomme, T., Pironon, J., Garniere, V., Trinh, P.T., Long, P.V., Ohnenstetter, D., Schwarz, D. (2003) CO₂–H₂S–COS–S₈–AlO(OH)-bearing fluid inclusions in ruby from marble-hosted deposits in Luc Yen area, North Vietnam. *Chemical Geology*, 194, 167-185.

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

Goldstein, R. H. (2001). Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos*, 55(1), 159-193.

Goldstein, R. H., Reynolds, T. J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: SEPM Short Course 31. *Society for Sedimentary Geology*, 199.

Références bibliographiques

Gong, Z., Langereis, C. G., Mullender, T. A. T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1), 80-93.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Bleeker, W., Lourens, L. J. (2004). A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27(2), 83-100.

Grishina, S., Pironon, J., Mazurov, M., Goryainov, S., Pustilnikov, A., Fon-Der-Flaas, G., Guerci, A. (1998) Organic inclusions in salt. Part 3. Oil and gas inclusions in Cambrian evaporite deposit from East Siberia. A contribution to the understanding of nitrogen generation in evaporites, *Organic Geochemistry*, 28, 297-310.

H

Haley, B., Klinkhammer, G., McManus, J. (2004) Rare earth elements in pore waters of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 1265-1279.

Huc A.Y. (2013) Geochemistry of fossil fuels. Technip Editions, 254 p.

Huston, D. L., Logan, G. A. (2004). Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1), 41-55.

J

James, V., Canérot, J., Meyer, A., Biteau J.J. (2000) Growth and destruction of Bathonian silica nodules in the Western Pyrenees (France). *Sedimentary Geology*, 132, 5-23.

Jammes, S., Lavier, L., Manatschal, G. (2010a) Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: From observations to modeling. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(10).

Jammes, S., Tiberi, C., Manatschal, G. (2010b) 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay–Western Pyrenees. *Tectonophysics*, 489, 210-226.

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).

Javaux, C. (1992). Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique. Place et création des réservoirs potentiels: Dijon (France), Imprimerie de l'Université, *Mémoire Géologie*, (16), n378.

Références bibliographiques

Jébrak, M. (1997) Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, 12, 111-134.

K

Kim, S. T., Mucci, A., Taylor, B. E. (2007). Phosphoric acid fractionation factors for calcite and aragonite between 25 and 75 C: revisited. *Chemical Geology*, 246(3), 135-146.

Kobluk, D. R., Risk, M. J. (1977) Calcification of exposed filaments of endolithic algae, micrite envelope formation and sediment production. *Journal of Sedimentary Research*, 47, 1069-1082.

Kroos, B.M., Littke, R., Müller, B., Frielingsdorf, J., Schwochau, K., Idiz, E.F. (1995) Generation of nitrogen and methane from sedimentary organic matter: implications on the dynamics of natural gas accumulations. *Chemical Geology*, 126, 291-318.

L

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

Lagabrielle, Y., Labaume, P., 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 lherzolite bodies. *Tectonics*, 29(4).

Lambert, L., Durllet, C., Loreau, J.P., Marnier, G. (2006) Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic–Cretaceous): keys for recognition and timing. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 79–92.

Land, L.S., (1983) The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments. In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. SEPM Short Course, 10, pp. 4-1–4-22.

Larrasoña, J. C., Marí, J., & Millán, H. (2003). Triassic paleomagnetism from the Western Pyrenees revisited: implications for the Iberian–Eurasian Mesozoic plate boundary. *Tectonophysics*, 362(1), 161-182.

Références bibliographiques

- Lasemi, Z., Sandberg, P.A. (1984) Transformation of aragonite-dominated lime muds to microcrystalline limestones. *Geology*, 12, 420–423.
- Laubach, S. E., Ward, M. E. (2006). Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic La Boca formation, NE Mexico. *Tectonophysics*, 419(1), 75-97.
- Lavenu, A. P., Lamarche, J., Gallois, A., Gauthier, B. D. (2013). Tectonic versus diagenetic origin of fractures in a naturally fractured carbonate reservoir analog (Nerthe anticline, southeastern France). *AAPG bulletin*, 97(12), 2207-2232.
- Lavenu, A. P., Lamarche, J., Salardon, R., Gallois, A., Marié, L., Gauthier, B. D. (2014). Relating background fractures to diagenesis and rock physical properties in a platform–slope transect. Example of the Maiella Mountain (central Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 51, 2-19.
- Laville, E., Piqué, A., Amrhar, M., Charroud, M. (2004) A restatement of the Mesozoic Atlasic rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38, 145-153.
- Lawrence, M. G., Greig, A., Collerson, K. D., Kamber, B. S. (2006). Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquatic Geochemistry*, 12(1), 39-72.
- Lee, M.R., Harwood, G.M. (1989) Dolomite calcitization and cement zonation related to uplift of the Raisby Formation (Zechstein carbonate), northeast England. *Sedimentary Geology*, 65, 285–305.
- Lenoble, J.L. (1992) Les plates-formes carbonatées ouest-pyrénéennes du dogger à l'Albien, stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique. PhD Thesis, Toulouse University, 413p.
- Lenoir, F., Guillocheau, F., Robin, C., Lasseur, E., Serrano, O., Beccaletto, L. (2014). Seismic study of the Jurassic deformation and sedimentation of the southwestern Paris basin: a low subsiding domain transition to the Aquitaine basin. *Bulletin de la Société géologique de France*, 185(3), 191-204.
- Le Vot, M., Biteau, J. J., Masset, J. M. (1996). The Aquitaine Basin: oil and gas production in the foreland of the Pyrenean fold-and-thrust belt New exploration perspectives. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*, 170, 159-171.

Références bibliographiques

- Leybourne, M., Goodfellow, W., Boyle, D., Hall, G. (2000) Rapid development of negative Ce anomalies in surface waters and contrasting REE patterns in groundwaters associated with Zn-Pb massive sulphide deposits. *Applied Geochemistry*, 15, 695-723.
- Ling, H. F., Chen, X., Li, D., Wang, D., Shields-Zhou, G. A., Zhu, M. (2013). Cerium anomaly variations in Ediacaran–earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: implications for oxygenation of coeval shallow seawater. *Precambrian Research*, 225, 110-127.
- López-Horgue, M. A., Iriarte, E., Schröder, S., Fernández-Mendiola, P. A., Caline, B., Corneyllie, H., Zerti, S. (2010). Structurally controlled hydrothermal dolomites in Albian carbonates of the Asón valley, Basque Cantabrian Basin, Northern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 27(5), 1069-1092.
- Lumsden, D.N., Chimahusky, J.S. (1980) Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B., Ethington, R.L. (Eds.), *Concepts and Models of Dolomitization*, SEPM Special Publication vol. 28, pp. 87–110.
- M**
- Machel, H.G. (2001) Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights. *Sedimentary Geology*, 140, 143-175.
- Machel, H.G., Lonnee, J. (2002) Hydrothermal dolomite – a product of poor definition and imagination. *Sedimentary Geology*, 152, 163–171.
- Machel, H.G., Krouse, R., Sassen, R. (1995) Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied Geochemistry*, 10, 373-389.
- Magoon, L. B., Dow, W. G. (1991). The petroleum system-from source to trap. *AAPG Bulletin* (American Association of Petroleum Geologists); (United States), 75
- Makhloufi, Y. (2013). Impact de la sédimentologie et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques d'un réservoir carbonaté oolithique. (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris 6).
- Marshall, D. J., Mariano, A. N. (1988). *Cathodoluminescence of geological materials*. Taylor & Francis.
- Mattauer, M., Séguret, M. (1966). Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *CR somm. Soc. géol. Fr*, 1, 10-11.

Références bibliographiques

- Mavrogenes, J. A., Bodnar, R. J. (1994). Hydrogen movement into and out of fluid inclusions in quartz: experimental evidence and geologic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(1), 141-148.
- Mazzullo, S. (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporites*, 7, 21-37.
- McCollom, T. M., Seewald, J. S. (2013). Serpentinites, hydrogen, and life. *Elements*, 9(2), 129-134.
- McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21(1), 169-200.
- McRae, N., Nesbitt, H., Kronberg, B. (1992) Development of a positive anomaly during diagenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 585-591.
- Melim, L., Scholle, P. (2002) Dolomitization of the Capitan Formation foreereef facies (Permian, west Texas and New Mexico): seepage reflux revisited. *Sedimentology*, 49, 1207-1227.
- Mernagh, T. P., Wilde, A. R. (1989). The use of the laser Raman microprobe for the determination of salinity in fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(4), 765-771.
- Michard, A., Albarede, F. (1986). The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology*, 55(1-2), 51-60.
- Montagné, G. (1986) Les anomalies du flysch nord-pyrénéen de Pau à Ascaïn (Pyrenees Atlantiques), PhD Thesis, Pau University, 328 p.
- Moore, C. H. (2001) Carbonate Reservoirs: Porosity, Evolution and Diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Elsevier, Amsterdam, 443 p.
- Moore, C.H., Chowdhury, A., Chan, L. (1988) Upper Jurassic platform dolomitization, northwestern Gulf of Mexico: a tale of two waters. In: Shukla, V., Baker, P.A.(Eds.), *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*. SEPM Special Publication 43, SEPM, Tulsa, pp.175–190.
- Moshier, O.S. (1989) Microporosity in micritic limestones: a review. *Sedimentary Geology*, 63, 191–213.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castellort, S., Christophoul, F., Masini, E. (2014) Placing limits to shortening evolution in the

Références bibliographiques

- Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33, 2283–2314.
- Mullan, H. S. (1984). Deep gas potential of Aquitaine basin, France. *AAPG Bulletin*, 68(12), 1857-1869.
- Muñoz, J.A. (1992) Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross- section. In: McClay, K.R. (Ed.) Thrust tectonics, Springer, Netherlands, pp. 235-246
- Muñoz, J.A. (2002). The Pyrenees. The Geology of Spain. *The Geological Society*, London, 649 p.
- N**
- N'Da Loukou, V. (1984). Urgonien des Pyrénées occidentales: Synthèse paléo-écologique, micropaléontologique et paléogéographique. PhD Thesis, Pau University, 317 p.
- Neveux, L., Grgic, D., Carpentier, C., Pironon, J., Girard, J. P. (2014). Influence of hydrocarbon injection on the compaction by pressure-solution of a carbonate rock: An experimental study under triaxial stresses. *Marine and Petroleum Geology*, 55, 282-294.
- Nothdurft, L. D., Webb, G. E., Kamber, B. S. (2004). Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(2), 263-283.
- O**
- Olivarez, A. M., Owen, R. M. (1991). The europium anomaly of seawater: implications for fluvial versus hydrothermal REE inputs to the oceans. *Chemical Geology*, 92(4), 317-328.
- Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 20(1), 131-195.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P., Auzende, J. M. (1984) Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Publication du Centre National pour l'Exploitation des Océans. Scientific and Technical Report n°54, Brest, 108 p.

Références bibliographiques

Olivier, N. Boyet, M. (2006). Rare earth trace elements of microbialites in Upper Jurassic coral- and sponge-microbialite reefs. *Chemical Geology*, 230, 105-123.

P

Palscu, L., Vetö, I., Futó, I., Vodila, G., Papp, L., Major, Z. (2014) In-reservoir mixing of mantle- derived CO₂ and metasedimentary CH₄-N₂ fluids - Noble gas and stable isotope study of two multistacked fields (Pannonian Basin System, W-Hungary). *Marine and Petroleum Geology*, 54, 216-227.

Palmer, R.M. (1985) Rare earth elements in foraminifera tests. *Earth and Planetary Science Letters*, 73, 285-298.

Peretti, A., Dubessy, J., Mullis, J., Frost, B. R., Trommsdorff, V. (1992). Highly reducing conditions during Alpine metamorphism of the Malenco peridotite (Sondrio, northern Italy) indicated by mineral paragenesis and H₂ in fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112(2-3), 329-340.

Perrodon, A. (1980). Géodynamique pétrolière. Genèse et repartition des gisements d'hydrocarbures.

Perrodon, A. (1985). Histoire des grandes découvertes pétrolières: un certain art de l'exploration (Vol. 10). Editions OPHRYS.

Peybernès, B. (1976) Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. PhD Thesis, Toulouse University, 459 p.

Peybernès, B., Souquet, P. (1984) Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geological Magazine*, 121, 397-405.

Pintér, Z., Kovács, I., Berkesi, M., Szabó, C., Tene Djoukam, J.F., Tchouankoue, J.P., Perucchi, A. (2011) Unique phlogopite and amphibole-bearing fluid inclusions in upper mantle xenoliths from Cameroon Volcanic Line. *European Current Research on Fluid Inclusions* (ECROFI - XXI) Montanuniversität Leoben, Austria, 9 – 11 August, 2011. Abstract book, p. 158.

Pironon J., Pagel M., Lévêque M.H., Mogé M. (1995a) Organic inclusions in salt: Part 1: Solid and Liquid Organic Matter, Carbon Dioxide and Nitrogen Species in Fluid Inclusions from the Bresse Basin (France). *Organic Geochemistry*, 23, 391-402.

Références bibliographiques

- Pironon J., Pagel M., Walgenwitz F. Barres O. (1995b), Organic inclusions in salt: Part 2: Oil, Gas and Ammonium in Inclusions from the Gabon Margin. *Organic Geochemistry*, 23, 739-750.
- Puigdefabregas, C., Souquet, P. (1986) Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 173-203.
- Purser, B. H. (1980). Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse (Vol. 1). Editions Technip.
- R**
- Rameil, N. (2008) Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platform carbonates: A case study from the Jura Mountains (NW Switzerland, E France). *Sedimentary Geology*, 212, 70-85.
- Reed, S. J. B. (1989). Ion microprobe analysis—a review of geological applications. *Mineralogical Magazine*, 53(369), 3-24.
- Renard, S., Sterpenich, J., Pironon, J., Chiquet, P., Randi, A. (2014) Geochemical effects of an oxycombustion stream containing SO₂ and O₂ on carbonate rocks in the context of CO₂ storage. *Chemical Geology*, 382, 140-152
- Richard, J., Sizun, J.P., Machhour, L. (2007) Development and compartmentalization of chalky carbonate reservoirs: the Urgonian Jura–Bas Dauphine platform model (Genissiat, southeastern France). *Sedimentary Geology*, 198, 195–207.
- Richter, D. K., Götze, T., Götze, J., Neuser, R. D. (2003). Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology*, 79(3-4), 127-166.
- Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O., Ellouz, N. (2011) The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics*, 30(2).
- Rong, H., Jiao, Y., Wu, L., Gu, Y., Zhang, L., Li, R., Zeng, F. (2012). Effects of diagenesis on the acoustic velocity of the Triassic oolitic shoals in the Yudongzi outcrop of Erlangmiao area, Northwest Sichuan Basin. *Journal of Earth Science*, 23, 542-558.
- Rosenbaum, J., Sheppard, S. M. F. (1986). An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(6), 1147-1150.

Références bibliographiques

- Rosenbaum, G., Lister, G. S., Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359(1), 117-129.
- Roedder, E. (1962). Studies of fluid inclusions; Part 1, Low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. *Economic Geology*, 57(7), 1045-1061.
- Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. P. H. Ribbe (Ed.). *Mineralogical Society of America*, 12, 79-108.
- Roest, W. R., Srivastava, S. P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19(6), 613-616.
- Roure, F., Choukroune, P. (1998). Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees, *Mem. Soc. Geol. Fr.*, 173, 37– 52.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Deramond, J. (1989). ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1), 41-50.
- Roux, J. C. (1983). Recherches stratigraphiques et sédimentologiques sur les flyschs crétaqués pyrénéens au sud d'Oloron (Pyrénées Atlantiques). PhD Thesis, Toulouse University, 240 p.
- S**
- Sandberg, P. A. (1983). An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 305, 19-22.
- Savostin, L. A., Sibuet, J. C., Zonenshain, L. P., Le Pichon, X., Roulet, M. J. (1986). Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123(1), 1-35.
- Schettino, A., Turco, E. (2010) Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *GSA Bulletin*, 123, 89-105.
- Schieber, J. (1988) redistribution of rare earth elements during diagenesis of carbonate rocks from the Mid-Proterozoic Newland formation, Montana, U.S.A. *Chemical Geology*, 69, 111-126.
- Schlumberger Market Analysis, (2007). www.slb.com.

Références bibliographiques

- Scholle, P. A., Ulmer-Scholle, D. S. (2003). A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis, *AAPG Memoir 77* (Vol. 77). AAPG.
- Schrötter, H. W., Klöckner, H. W. (1979). Raman scattering cross sections in gases and liquids. In *Raman spectroscopy of gases and liquids*, 123-166.
- Serrano, O., Delmas, J., Hanot, F., Vially, R., Herbin, J.P., Houel, P., Tourlière, B. (2006) Le Bassin d'Aquitaine : valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier. BRGM Editions, 245 p.
- Sheppard, S. M., Schwarcz, H. P. (1970). Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 26(3), 161-198.
- Sherwood Lollar, B., Ballentine, C. J., O'nions, R. K. (1997) The fate of mantle-derived carbon in a continental sedimentary basin: Integration of C/He relationships and stable isotope signatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 2295-2307.
- Shields, G., Stille, P. (2001). Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chemical Geology*, 175(1), 29-48.
- Sholkovitz, E., Shen, G. T. (1995). The incorporation of rare earth elements in modern coral. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(13), 2749-2756.
- Sibuet, J. C., Srivastava, S. P., Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B8).
- Slack, J. F., Grenne, T., Bekker, A. (2009). Seafloor-hydrothermal Si-Fe-Mn exhalites in the Pecos greenstone belt, New Mexico, and the redox state of ca. 1720 Ma deep seawater. *Geosphere*, 5(3), 302-314.
- Souquet, P., Mediavilla, F. (1976). New hypothesis on formation of pyrenees. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'academie des sciences serie D*, 282(24), 2139-2142.
- Srivastava, S. P., Sibuet, J. C., Cande, S., Roest, W. R., Reid, I. D. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182(1), 61-76.

Références bibliographiques

- Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L. C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., Macnab, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184(3-4), 229-260.
- Steinen, R.P. (1978) On the diagenesis of lime mud: scanning electron microscope observations of subsurface material from Barbados, W.I. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 1139–1148.
- Sverjensky, D.A. (1984) Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 70-78.
- T**
- Tachikawa, K., Jeandel, C., Vangriesheim, A., Dupré, B. (1999). Distribution of rare earth elements and neodymium isotopes in suspended particles of the tropical Atlantic Ocean (EUMELI site). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 46(5), 733-755.
- Tanaka, K., Tani, Y., Takahashi, Y., Tanimizu, M., Suzuki, Y., Kozai, N., Ohnuki, T. (2010). A specific Ce oxidation process during sorption of rare earth elements on biogenic Mn oxide produced by *Acremonium* sp. strain KR21-2. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(19), 5463-5477.
- Tavani, S., Mencos, J., Bausà, J., Muñoz, J.A. (2011) The fracture pattern of the Sant Corneli Bóixols oblique inversion anticline (Spanish Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 33, 1662-1680.
- Tavani, S., Storti, F., Fernández, O., Muñoz, J.A., Salvini, F. (2006) 3-D deformation pattern analysis and evolution of the Añisclo anticline, southern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 28, 257-275.
- Teixell, A. (1998) Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17, 395-406.
- Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y. (2016) The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. *Comptes Rendus Geoscience*, In Press.
- Ternet, Y., Barrère, P., Canérot, J. (2004) Geological map of Laruns-Somport (1 /50 000). Orléans: BRGM, France.

Références bibliographiques

- Tissot B.P., Welte D.H. (1984) *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer-Verlag, Berlin, 699 p.
- Trappe, J. (2006). Phanerozoic phosphorite depositional systems: a dynamic model for a sedimentary resource system (Vol. 76). Springer.
- Truche, L., Berger, G., Destrigneville, C., Pages, A., Guillaume, D., Giffaut, E., Jacquot, E. (2009). Experimental reduction of aqueous sulphate by hydrogen under hydrothermal conditions: Implication for the nuclear waste storage. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(16), 4824-4835.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N.J. (2015) Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, 43, 15-18.

U

- Ulrich, M. R., Bodnar, R. J. (1988). Systematics of stretching of fluid inclusions; II, Barite at 1 atm confining pressure. *Economic Geology*, 83(5), 1037-1046.
- Umbhauer, F., Massonnat, G., Michel-Noel, G. (1994). Caractérisation et modélisation des différentes familles et échelles de fracturation utile. Application au gisement de Meillon-St-Faust (France). *Bulletin Centre Rech. Expl.-Prod Elf Aquitaine*, 18, 231-256.
- Uysal, I., Zhao, J.X., Golding, S., Lawrence, M., Glikson, M., Collerson, K. (2007) Sm-Nd dating and rare-earth element tracing of calcite : implications for fluid-flow events in the Bowen Basin, Australia. *Chemical Geology*, 238, 63-71.

V

- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Daudet, M., Balansa, J., Tibari, B., Pinna Jamme, R., Radal, J. (2016) Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees. *Tectonics*, 35(4), 907-933.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., Lahfid, A. (2014) Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 408, 296-306.

Références bibliographiques

- Vandeginste, V., John, C. M., Manning, C. (2013). Interplay between depositional facies, diagenesis and early fractures in the Early Cretaceous Habshan Formation, Jebel Madar, Oman. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 489-503
- Vergés, J., Fernández, M., Martínez, A (2002). The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 57-76.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J., Cloetingh, S. (1995) Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum geology*, 12, 903-915.
- Vincent, B., Emmanuel, L., Houel, P., Loreau, J. P. (2007). Geodynamic control on carbonate diagenesis: petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France). *Sedimentary Geology*, 197(3), 267-289.
- Vilasi, N., Swennen, R., Roure, F. (2006). Diagenesis and fracturing of Paleocene–Eocene carbonate turbidite systems in the Ionian Basin: The example of the Kelçyra area (Albania). *Journal of Geochemical Exploration*, 89(1), 409-413.
- Vissers, R. L. M. (1992). Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11(6), 1369-1384.
- Vissers, R.L.M., Meijer, P.T. (2012a) Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees, *Earth-Science Review*, 114, 61-83.
- Vissers, R.L.M., Meijer, P.T. (2012b). Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees ? *Earth-Science Reviews*, 110(1), 93-110.
- Volery, C., Davaud, E., Durllet, C., Clavel, B., Charollais, J., Caline, B. (2010) Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains: focus on the factors controlling the formation of microporous facies. *Sedimentary Geology*, 230, 21–34.

W

- Weaver, C., Pollard, L. (1973) The chemistry of clay minerals. *Developments in Sedimentology* n°15, Elsevier, Amsterdam, 213 p.

Références bibliographiques

- Westphal, H., Eberli, G. P., Smith, L. B., Grammer, G. M., Kislak, J. (2004). Reservoir characterization of the Mississippian Madison formation, Wind river basin, Wyoming. *AAPG bulletin*, 88(4), 405-432.
- Wilson, M. E., Evans, M. J. (2002). Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Peninsula, Borneo: implications for subsurface reservoir quality. *Marine and Petroleum Geology*, 19(7), 873-900.
- Winnock, E. (1971). Géologie succincte du Bassin d'Aquitaine (contribution à l'histoire du Golfe de Gascogne). *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, 1, 1-30.
- Wopenka, B., Pasteris, J. D. (1987). Raman intensities and detection limits of geochemically relevant gas mixtures for a laser Raman microprobe. *Analytical Chemistry*, 59(17), 2165-2170.
- Wright, J., Schrader, H., Holser, W. T. (1987). Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(3), 631-644.

Références bibliographiques

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : A) Interprétation du profil ECORS au travers du bassin aquitain, du massif Pyrénéen et du bassin de l'Ebre, sans modification de l'axe vertical. Interprétation de Roure et Choukroune (1998) pour la partie nord et de Sibuet et al. (2004) pour la partie Sud, modifié d'après Sibuet et al. (2004). B) Coupe géologique de la Zone Nord Pyrénéenne au travers des « Chaînes Béarnais », modifié d'après Lagabrielle et al. (2010). 5, Aptien – Albien (a, calcaires à faciès Urgonien ; b, flysch ; c, conglomérats de Igounze-Mendibelza). 30

Figure 2 : A) Schéma structural simplifié de la partie Ouest des Pyrénées (modifié d'après de Lenoble, 1992 ; Jammes et al., 2000) ; B) Carte géologique de la zone étudiée (modifié d'après Castéras, 1970a, 1970b, 1970c). 32

Figure 3 : Reconstitution de la cinématique de la plaque ibérique (IB) par rapport à la plaque eurasiennne (EU) à la fin du Jurassique (~145Ma), au Crétacé inférieur (anomalie magnétique « A33o » à 118 Ma) et au Crétacé supérieur moyen (anomalie magnétique « M0 » à 80 Ma) avec l'emplacement du pôle de rotation considéré comme fixe par rapport à l'Eurasie. (A) Modèle (1), de Olivet et al., (1996) qui met en évidence un mouvement extensif, un pôle de rotation du GC qui se déplace entre 118 Ma et 80 Ma, suivi d' un mouvement décrochant sénestre de l'Ibérie vers l'Est le long de la FNP; (B) Modèle (2), de Sibuet et al., (2004) présentant une ouverture « en ciseaux » du Golfe de Gascogne, suivie de la subduction à vergence Nord de la plaque Ibérique et l'extension de bassins d'arrière-arc; (C) Modèle (3), de Jammes et al., (2009) qui fait jouer une limite de plaque large décrochant senestre et diffuse, suivie d'une rotation de l'Ibérie et d'une convergence frontale (modifié d'après Mouthereau et al., 2014). 34

Figure 4 : Synthèse des principaux événements cinématique et géodynamique de la convergence des plaques Ibérique et Eurasienne suivant : Modèle (1) – Olivet et al., (1996) ; Modèle (2) – Sibuet et al., (2004) ; Modèle (3) – Jammes et al., (2009) 37

Figure 5 : Modèle conceptuel de la tectonique de détachement et de glissement gravitationnel appliqué à l'évolution pré-collision des Pyrénées, d'après Lagabrielle et al., (2010). 38

Figure 6 : Comparaison de l'histoire d'enfouissement du bassin de Mauléon, avec différentes profondeurs de l'isotherme 180 °C, prédite à partir de deux modèles thermiques 1D (A et B) de la phase de rifting à la phase de collision. L'évolution de l'enfouissement des dépôts albo-

Liste des Figures

cénomaniens (gris) est distinguée des séries méso-cénozoïques (vert) et de l'eau de mer (bleu). Les profondeurs des isothermes 180°C modélisées par différents facteurs d'amincissement (β_A et β_B) rencontrent rapidement la position des échantillons étudiés après la rupture de la croûte (modèles A et A') ou du manteau (modèle B) après 110 Ma. L'isotherme est maintenue à une profondeur constante après le début de l'inversion tectonique. C : Croûte, S : Manteau Subcontinental, A : Asténosphère. D'après Vacherat et al., 2014. 38

Figure 7 : Colonne stratigraphique de la zone étudiée et localisation des formations étudiées. 40

Figure 8 : Exemples de faciès observés dans les chaînons Béarnais. A) Faciès calcaire plus ou moins argileux et dolomitique des « Dolomies de Carcans » observé en lumière polarisée non analysée. Dans l'encadré, photo A) observée en cathodoluminescence présentant le caractère légèrement dolomitique ; B) Faciès (après coloration) correspondant aux intercalations d'argiles noires des « Dolomies de Carcans » observé en lumière polarisée non analysée ; C) Faciès de calcaires à grains fins des « Calcaires à microfilaments » observé en lumière polarisée non analysée. Dans l'encadré, tranche sciée dans l'échantillon correspondant à la lame observée montrant le caractère fin de la matrice à l'échelle macroscopique ; D) Faciès à dolomites noires avec de rares Trocholines des « Dolomies de Meillon » observé en lumière polarisée non analysée. Dans l'encadré, photo de D) en cathodoluminescence ; E) Faciès des « Dolomies de Meillon » présentant des pyrites (diagénétiques) entre des rhomboèdres de dolomie, observé en lumière polarisée non analysée ; F) Photographie à l'affleurement de la formation des « Dolomies de Meillon » exposant le caractère bréchiq. Dans l'encadré, photo d'une tranche sciée dans un échantillon appartenant à cette formation et présentant des laminations certainement dues à des tapis algaux ; G) Faciès calcaire noir à grains fins alternant avec des marnes noires contenant des bivalves du genre « Nanogyra » de la formation des « Calcaires de Lons », observé en lumière polarisée non analysée ; H) Faciès plus calcaire de la formation des « Calcaires de Lons » contenant des pyrites, observé en lumière polarisée non analysée ; I) Faciès dolomitique à teinte claire et grains fins de la formation des « Dolomies de Mano », observé en lumière polarisée non analysée. Dans l'encadré, photo de l'échantillon à l'échelle macroscopique présentant un patine claire représentatif de la formation ; J) Faciès carbonaté plus argileux et bioclastiques correspondant à la formation des « Dolomies de Mano » à la fin du Jurassique, observé en lumière polarisée non analysée ; K) Faciès calcaire clair de plate-forme peu profonde à bioclastes (lamellibranches et test d'échinodermes) des « Calcaires de Brassempouy », observé en lumière polarisée non analysée ; L) Faciès argilo-gréseux de la

Liste des Figures

formation des « Marnes de Geaune » psammitique, présentant des grains de quartz et de micas (blancs) et de la chlorite, observé en lumière polarisée non analysée.....	42
Figure 9 : Evolution paléogéographique du bassin aquitain du Trias supérieur au Maastrichtien (Mésozoïque), modifié d'après Biteau et al., 2006.	47
Figure 10 : Principaux domaines structuraux du bassin aquitain et localisation des bassins et sous-bassins à hydrocarbures du bassin sud-Aquitain (d'après SNEAP).	49
Figure 11 : Lithostratigraphie du Bassin de l'Adour, d'après SNEA(P), 1991.	51
Figure 12 : Coupes géologiques des gisements à gaz de Lacq, de Rousse et Meillon et de Saint-Marcet, modifié d'après Doc Total.	53
Figure 13 : Coupes géologiques des gisements à huiles de Cazaux, Parentis, Lagrave et Vic-Bilh, modifié d'après DocTotal.....	54
Figure 14 : Illustration explicative du fonctionnement et des composants de la « Platine orientable.....	58
Figure 15 : Exemples de traitement d'échantillons pour l'observation microstructurale et pétrographique. La première colonne à gauche « Echantillons » présente les échantillons prélevés à l'affleurement (dont l'orientation est connue) et leurs fractures correspondantes mesurées et annotées sur l'échantillon même. La deuxième colonne « Tranches » présente les tranches sciées suivant des axes N/S ou E/O verticaux après réorientation des échantillons à l'aide de la « Platine orientable ». La découpe des tranches a fait apparaître de nouvelles fractures qui ont été mesurées et ajoutées à la base de données. Le choix de l'emplacement des sucres s'est fait après observations des tranches. Enfin la troisième colonne « Lames minces » présente les lames minces issues des sucres qui ont servi à l'observation microstructurale et pétrographique (cathodoluminescence, coloration, métallisation pour MSE et MEB).....	59
Figure 16 : Relation entre intensités de cathodoluminescence et concentrations de Mn^{2+} et de Fe^{2+} dans la calcite et la dolomite (d'après Boggs and Krinsley, 2006).	62
Figure 17 : Schéma de distribution des inclusions fluides primaires dans divers minéraux du domaine sédimentaire (d'après Goldstein, 2001). (A) Calcite, (B) Dolomite, (C) Anhydrite, (D) Surcroissance de Quartz, (E) Surcroissance de Feldspath, (F) Chevron d'halite, (G) Gypse).	69

Liste des Figures

Figure 18 : Schéma de la distribution des inclusions fluides primaires, dont certaines pourraient résulter de recristallisation des parties internes des cristaux (d'après Goldstein, 2001). (A) Dolomite à noyaux sombres, (B) Dolomite baroque avec un arrangement des inclusions fluides en forme de sapin. (C) Calcite précoce en surcroissance sur un ciment syntaxial de fragment d'échinoderme. (D) Corps nuageux dans un cristal de calcite. (E) Feldspath détritique partiellement recristallisé contenant des inclusions fluides dans des parties du grain recristallisé. 70

Figure 19 : Modèle REE pour les eaux interstitielles. Les paramètres présentés sont les suivant de gauche à droite : une colonne eau/sédiments (échelles différentes), les conditions rédox sont indiquées à droite de celle-ci (traits larges gris). La production de Mn et Fe dissous dans les eaux interstitielles est indiquée à droite de la colonne sédiment (traits larges noirs) (d'après Froelich et al., 1979). Les profils idéaux (« normalisé » au PAAS, Post Archean Australian Shale) en La, Lu et Ce sont présentés pour la colonne eau et les eaux interstitielles (échelles différentes : changements plus faible dans la colonne eau que pour les eaux interstitielles). Cependant, les valeurs montrées à l'interface eau-sédiments sont l'échelle réelle (données de l'auteur). Les figurés au milieu de la figure représentent des particules marines schématiques, avec un cœur de matériel inerte (matériel terrigène), enveloppé d'une couche « réactive » composée de matières organiques, et d'oxydes de Fe (Fer), de Ce (Cérium) et de Mn (Manganèse) (non présent dans le dernier stade). Les variations des teintes de gris des particules reflètent les phases de robustesse (vis à vis de la dissolution) excepté pour le cœur schisteux qui ne joue pas un rôle majeur dans ce modèle. À droite des figurés de particules sont indiqués les flux nets de particules dissoutes en LREE (Terres rares légères), MREE (Terres rares moyennes), HREE (Terres rare lourdes) et Ce indiqués par des flèches (flux des eaux de mer adaptés de Sholkovitz et al., 1994). À droite de la figure sont présentées les changements en REE et en Ce sous forme de spectres « idéaux » en fonction des paramètres énoncés ci-dessus. Les LREE se trouvent à gauche au niveau de l'anomalie en Ce, les MREE au centre et les HREE à droite (modifié d'après, Haley et al., 2004)..... 75

Figure 20 : Schéma de l'évolution d'un environnement phosphogénique de plateforme subtidale à profonde dans des systèmes sédimentaires carbonatés (d'après Trappe, 1998) avec les paramètres chimiques associés. Transgression et ennoiment d'une plateforme de surfaces indurées phosphatées suivies par un remaniement étendu d'ooïdes phosphatés, de reliques de grains, de morceaux de surfaces durcies, etc... Dans l'encadré sont présentées les variations en $\delta^{34}\text{S}$ et l'anomalie en Ce à l'interface eau-sédiments et plus en profondeur dues aux processus

Liste des Figures

rédox. Les flèches rouges indiquent les processus d'oxydations et les vertes les processus de réduction, (modifié d'après Shields et Stille, 2001). 76

Figure 21 : Photographies de brèches sur le terrain. A) Brèches parallèles à la stratification observée principalement dans les couches dolomitiques du Callovo-Oxfordien et du Tithonien ; B) Brèches perpendiculaires à la stratification appartenant au set 2. Ces fractures sont principalement observées dans les formations Callovo-Oxfordiennes. Elles sont sub-parallèles aux veines (du sous-set 1) avec une orientation identique. Ces brèches sont cimentées par de la calcite et de la dolomite et sont souvent connectées et dans la continuité des fractures du set 2 ; C) Fractures du sous-set 2a (parallèle à la stratification) et du sous-set 2c : Elles semblent contemporaines étant donné qu'aucune relation de butée n'a pu être déchiffrée. De plus, leurs ciments suggèrent qu'elles ont été minéralisées par le même événement de circulation fluide ; D) Fractures des sous-sets 2a et 2b. Les fractures du sous-set 2b butent contre les fractures du sous-set 2a bien que cela ne fournit pas de chronologie univoque (voir texte) ; E) et F) Géométrie du réseau de fractures du sous-set 2b. Les fractures sont proches les unes des autres et sont associées à une bréchification immature de la roche. Cette géométrie peut évoluer en brèches plus matures (Figure 21B); G) Relations attenantes entre les fractures du set 2 et du set 3 : Les fractures du set 3 se branchent contre les fractures du set 2 montrant qu'elles postdatent le set 2; H) Relations de recoupement entre les fractures des sous-sets 2a et 2c. Aucune relations de recoupements claires n'ont été observées suggérant qu'elles sont synchrones. 82

Figure 22 : Principaux sets de fracturation identifiés dans les Chaînons Béarnais. A) Localisation des affleurements étudiés dans l'anticlinal du Layens (AL), de Sarrance (AS) et dans la bordure ouest de l'anticlinal de Bielle-Lurbe (ABL) ; B) Stéréogrammes des principaux sets de fractures dans les zones étudiées de la figure A. Pour chaque site les stéréogrammes de gauche correspondent aux valeurs mesurées sur le terrain tandis que les stéréogrammes de droites correspondent aux mêmes mesures après débasculement ; C) Localisation des affleurements étudiés dans la bordure Est de l'anticlinal de Bielle-Lurbe (ABL) ; D) Stéréogrammes des principaux sets de fractures dans la zone étudiée de la figure C. Voir Figure 2 pour la légende des cartes géologiques. Quatre sets de fractures principaux ont été identifiés sur le terrain (et un de plus en lames minces) : Set 2a avec des fractures orientées sub-parallèles à la stratification, le set 2b avec des fractures E-O et sub-verticales, le set 2c orienté NO-SE ou NE-SO et sub-verticale (toutes les directions sont données après débasculement, voir le texte en partie discussion), les fractures du set 3 sont N-S et sub-verticales. 85

Liste des Figures

Figure 23 : Principales caractéristiques pétrographiques et chronologiques des fractures et des ciments observés en cathodoluminescence et en coloration (première partie). A) Crétacé – FA6.1a - Micritisation (Mi) de la bordure d'un claste d'échinoderme (Cl), la bio-corrosion présente une luminescence orange rosé (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; B) Crétacé – FA6.1a - Surcroissance orange à rougeâtre luminescent en CL limitée par l'encaissant d'un ciment syntaxial (Cs) sur un claste d'échinoderme (Se), (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) (Se) ; C) Crétacé – FA6.1a - Surcroissance syntaxiale (Cs) sur un squelette (Se) d'échinoderme, orange luminescent à terne en CL (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; D) Callovo-Oxfordien – CB12-15''b - Dolomite xénotopique rouge foncé (Dol1) et dolomite hypidiotopique rouge foncé (Dol1) à bordures planaires en bordure d'un pore intergranulaire rempli par Cal2 noire (sous-phase) en CL (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; E) Callovo-Oxfordien – CB12-32g - Dolomite xénotopique rouge foncé (Dol1) et dolomite baroque zonée (Dol2) en remplissage d'une géode (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; F) Callovo-Oxfordien – CB12-36a.1d - Dolomite xénotopique rouge foncé (Dol1) dispatchée dans la matrice et fracture du set 2c remplie par Dol2 en surcroissance de Dol1 (présent dans la matrice) aux épontes et par Cal2 jaune-orange luminescent en CL (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; G) Dogger – CB12-64i - Observé après coloration. Fracture du set 2b remplie par Cal2 zonée avec des bandes ferrifères (violet) recoupant une fracture du set 1 remplie par Cal1 non-ferrifère (rose) ; H) Photo G observée en CL, où Cal1 apparaît non luminescente et non-ferrifère et Cal2 orange terne zonée (lumière polarisée non analysée dans l'encadré)..... 88

Figure 24 : Principales caractéristiques pétrographiques et chronologiques des fractures et des ciments observés en cathodoluminescence et en coloration (deuxième partie). A) Dogger – CB12-64a - Fracture du set 2c remplie par Cal2 zonée et ferrifère (violet) recoupant une fracture du set 1 remplie par Cal1 non-ferrifère (rose) ; B) Photo A observée en CL où Cal1 apparaît non luminescent et Cal2 orange luminescent à terne (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; C) Kimméridgien – CB12-6.1h - Fractures du set 2b remplies exclusivement par Dol2 dans un encaissant dolomitique Dol1 (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; D) Lias – CB12-86d - Fracture du set 2c remplie par Dol2 et Cal2 recoupant une fracture du set 2b remplie uniquement par Dol2. La matrice micritique est légèrement dolomitisée (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; E) Kimméridgien – CB12-4c - Observation après coloration montrant la nature non ferrifère de Dol2 (incolore) alors que Cal2 apparaît localement ferrifère (violet) ; F) Photo E observée en CL, montrant l'encaissant dolomitique

Liste des Figures

Dol1 rouge foncé recoupé par des fractures des sets 2a et 2b remplies par Dol2 rouge luminescent. Elles sont localement réouvertes et recoupées par des fractures du set 2c remplies par Cal2 jaune-orange luminescent (lumière polarisée non analysée dans l'encadré); G) Callovo-Oxfordien – CB12-17.1d - Cal3 en surcroissance de Cal2 dans un espace inter-cristallin de Dol2, (Observation après coloration dans l'encadré, montrant la nature ferrifère de Cal2 (violet) et la nature non ferrifère de Cal3 (rose) avec les dolomites Dol1 et Dol2 incolores et Cal3 non-ferrifère présentant une teinte rose) ; H) Callovo-Oxfordien – CB12-36a.1b - Dol2 rouge zonée (CL) en surcroissance de Dol1 rouge foncé en CL (dont les rhomboèdres sont présents dans la matrice) dans les fractures du set 2c (lumière polarisée non analysée dans l'encadré)..... 90

Figure 25 : Principales caractéristiques pétrographiques et chronologiques des fractures et des ciments observés en cathodoluminescence et en coloration (troisième partie). A) Callovo-Oxfordien – CB12-17.1c - Dédolomitisation locale (dDol) et remplacement de Dol2 par Cal2 ferrifère orange terne en CL. Cal3 non luminescent et zonée en CL constitue la dernière phase de cimentation après Cal2 (observation après coloration dans l'encadré, avec Dol2 incolore, Cal2 ferrifère (violet) et Cal3 non-ferrifère (rose)) ; B) Valanginien-Barrémien – CB12-78.2h - Vestiges de Dol2 rouge luminescent en CL après dédolomitisation (dDol) et remplacement par Cal2 orange luminescent en CL (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; C) Callovo-Oxfordien – CB12-73g - Dédolomitisation des bordures externes de Dol2 incolore (dDol) et cristaux d'hématites opaques (Hm) entourés par la Cal2 ferrifère (bleu-violet) ; D) Photo C observée en CL avec Cal2 orange terne, Dol2 rouge zonée et Hm opaque (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; E) Albien-Cénomaniens – CB12-58.1b - Chlorite (Chl) avec une teinte verdâtre originelle (car non affectée par la coloration) et ciments de Quartz (Qtz) incolore aux épontes d'une fracture du set 2b remplie par Cal2 ferrifère (bleu) et recoupant une matrice (Mx) riche en chlorite détritique (Chld) et en quartz détritique (petites flèches), observée après coloration ; F) Photo E observée en CL, avec Cal2 jaune luminescent, Qtz et Chl non-luminescents (Chl est plus sombre que Qtz) (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; G) Aptien supérieur – CB12-61c - Photo observée après coloration avec présence de Qtz aux épontes d'une fracture du set 2b remplie par Cal2 ferrifère (teinte violacée). La matrice est intensément silicifiée ; H) Photo G observée en CL, avec Cal2 présentant une teinte orange à marron terne (lumière polarisée non analysée dans l'encadré). 92

Figure 26 : Principales caractéristiques pétrographiques et chronologiques des fractures et des ciments observés en cathodoluminescence et en coloration (quatrième partie); A) Aptien

Liste des Figures

supérieur – CB12-62b - Remplacement de la dolomite (Dol1 et Dol2) par le quartz (Qtz) non luminescent en CL et Cal2 orange terne en CL. Quartz et Cal2 sont également présents dans les fractures du set 2b recoupant les dolomites (observé après coloration dans l'encadré avec Cal2 ferrifère présentant une teinte violacée) (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; B) Albien-Cénomaniens – CB12-56.1f - Remplissage d'une fracture du set 2 présentant de la chlorite et du quartz altéré (QtzC) non-luminescents en CL. Cal2 orange luminescent en CL vient remplir les golfes de dissolutions du quartz (photo après coloration, avec Cal2 ferrifère teintée en bleu en remplissage du réseau interconnecté entre les grains de quartz généré par la dissolution du quartz) ; C) Callovo-Oxfordien – CB12-69h - Double remplissage d'une fracture du set 2b par Cal2 ferrifère (violet) et par Cal3 non-ferrifère (rose), observé après coloration ; D) Photo C observée en CL avec Cal2 orange luminescent et Cal3 non-luminescent zonée localement (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; E) Callovo-Oxfordien – CB12-18.2e - Connexion orthogonale entre une fracture du set 2b et une fracture du set 3 remplies par Cal2 ferrifère (violet) et Cal3 non-ferrifère (rose) respectivement, observée en coloration ; F) Photo E observée en CL avec Cal2 orange luminescent et Cal3 non-luminescent localement zonée, Dol1 reste rouge foncé (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; G) Callovo-Oxfordien – CB12-17.2a - Fracture du set 2b remplie par Cal2 ferrifère bleutée et des clastes de Dol1 incolore. On observe localement une réouverture de la fracture comblée par Cal3 avec une teinte rose ; H) Photo G observée en CL avec Cal2 orange terne, Dol1 rouge foncé et Cal3 non luminescente et localement zonée (lumière polarisée non analysée dans l'encadré)..... 94

Figure 27 : Principales caractéristiques pétrographiques et chronologiques des fractures et des ciments observés en cathodoluminescence et en coloration (cinquième partie). A) Kimméridgien – CB12-03.1b - Photo après coloration, fractures des sets 2b et 3 parallèles. La fracture du set 2b est remplie par Cal2 ferrifère (bleu) et Cal3 non-ferrifère (rose) certainement après une réouverture de la fracture tandis que la fracture du set 3 créée certainement en même temps que la réouverture de la fracture du set 2b est remplie uniquement par Cal3 ; B) Photo A observée en CL avec Cal2 présentant une teinte orange luminescent et Cal3 non-luminescent et localement zonée avec des bandes jaunes luminescentes (lumière polarisée non analysée dans l'encadré) ; C) Kimméridgien – CB12-02c - Sets de fractures 2b et 2c remplis par Cal2 et impactés par des stylolithes compressifs à pics horizontaux (s1). La matrice au voisinage du stylolithe est dolomitisée (s1D) (photo observée après coloration permettant d'observer la nature ferrifère de Cal2 avec une teinte rosée à bleutée) (lumière polarisée non analysée dans l'encadré)..... 95

Liste des Figures

- Figure 28 : Diagenétogramme des chronologies relatives des fractures et des ciments dans les formations mésozoïques des Chaînons Béarnais. 96
- Figure 29 : Cross-plot des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour la dolomie Dol2 et les roches encaissantes. 98
- Figure 30 : Cross-plot des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour la calcite Cal2 et les roches encaissantes. 99
- Figure 31 : Cross-plot des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour la calcite Cal3 et les roches encaissantes. 100
- Figure 32 : Spectres d'analyses en Terres Rares (REE) (REE vs. Echelle log normalisée au PASS) des ciments carbonatés Cal2, Cal3, Dol2 et des roches hôtes associées. A) Spectre en REE de l'arrêt 2 dans le Valanginien-Barrémien. B) Spectre en REE de l'arrêt 3 dans le Callovo-Oxfordien ; C) Spectre en REE de l'arrêt 4 dans le Callovo-Oxfordien ; D) Spectre en REE de l'arrêt 5 dans le Callovo-Oxfordien ; E) Spectre en REE de l'arrêt 8 dans le Tithonien ; F) Spectre en REE de l'arrêt 11 dans le Dogger ; G) Spectre en REE de l'arrêt 15 dans le Callovo-Oxfordien. 103
- Figure 33 : Spectres d'analyses en Terres Rares (REE) (REE vs. Echelle log normalisée au PASS) des ciments carbonatés Cal2, Cal3, Dol2 et des roches hôtes associées. A) Spectre en REE de l'arrêt 17 dans le Kimméridgien ; B) Spectre en REE de l'arrêt 18 dans l'Aptien supérieur. 104
- Figure 34 : Principales caractéristiques pétrographiques des inclusions fluides observées en lumière polarisée non analysée dans des ciments de Dol2, Qtz et Cal2. A) Photographie au microscope en LPNA d'un assemblage de cristaux de quartz contenant des inclusions fluides. Les traits noirs pontillés surlignent les limites entre les cristaux; les traits rouges indiquent les plans d'inclusions fluides trans-granulaires; B) Zoom de la photo A permettant d'observer les plus grosses inclusions souvent isolées ou en cluster qui ont été analysées en microthermométrie (flèches pleines), et les inclusions fluides de taille plus modérée en cluster ou dans des plans trans-granulaires (flèches vides); C) Photographie de la première frange rouge en cathodoluminescence de la dolomie Dol2 où l'on peut observer de petites inclusions fluides isolées inférieures ou égales à 5 μm (flèches); D) Inclusions fluides (flèches) en cluster ou en plan trans-granulaire (trait rouge pointillé) analysées dans la bordure externe de Dol2 rouge vif

Liste des Figures

- en cathodoluminescence ; E) Photographie de cristaux de Cal2 permettant d'observer une limite inter-cristalline (trait noir pointillé) et des inclusions fluides le long d'un plan trans-granulaire (trait rouge pointillé). Les inclusions fluides étudiées dans la Cal2 sont pointées par les flèches noires vides. 106
- Figure 35 : Graphique présentant les températures d'homogénéisation (°C) en fonction de la salinité (% masse eq. NaCl) pour les inclusions aqueuses bi-phasées des ciments Dol2, Cal3 et Qtz en plissage des veines. 108
- Figure 36 : Diagramme ternaire indiquant la composition en N₂ vs. CO₂ vs. H₂S (mol %) des inclusions fluides aqueuses bi-phasées des ciments Dol2, Cal3 et Qtz. 109
- Figure 37 : Exemple d'une étude pétrographique réalisée sur une lame présentant de la chlorite diagenétique. A) Image au microscope de la lame mince CB12-56.2 après coloration et repérage des zones d'intérêt; B) Zoom de la zone d'intérêt prise en lumière polarisée non analysée; C) Image MEB en BSE des zones chloritisées étudiées; D) E) F) Localisation des différents points de mesure (Sp) avec les mesures de températures associées. 110
- Figure 38 : Températures obtenues avec le géothermomètre de Bourdelle et Cathelineau (2015) à partir des données de microsonde électronique. 112
- Figure 39 : Stéréogrammes des principaux sets de fractures identifiés dans les chaînons Béarnais assemblés, A) suivant leur remplissage ; B) suivant leur position stratigraphique. 117
- Figure 40 : Blocs diagrammes montrant les chronologies et les directions de fracturation en fonction de l'évolution des contraintes tectonique régionales. L'hypothèse présentée ici ne prend pas en compte un éventuel basculement lié à la tectonique salifère pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. 119
- Figure 41 : Blocs diagrammes montrant la distribution de la fracturation en l'absence ou en présence d'un basculement lié à la tectonique salifère. A) Extension et fracturation sans basculement ; B) Dans le cas d'un diapirisme la fracturation se répartit préférentiellement perpendiculairement à la stratification sur les flancs du diapir et sur l'extrado du plissement. Dans les deux cas les directions mesurées et reportées sur les stéréogrammes restent valables et sont compatibles avec un morcèlement lié à une extension N-S. 120

Liste des Figures

Figure 42 : Cross-plot interprété des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour la dolomie Dol2 et les roches encaissantes.	121
Figure 43 : Diagramme de fractionnement pour Dol2. Les fluides parents se trouvent dans le champ des fluides magmatiques.....	123
Figure 44 : Diagramme de Ce/Ce* vs. Eu/Eu* utilisé pour détecter un effet de la diagenèse sur les teneurs en REE des roches hôtes et des ciments, (d'après Shields et Stille, 2001).	124
Figure 45 : Représentation schématique des circulations fluides au sein du bassin en hyper-extension des Chaînons Béarnais expliquant les différentes origines pour les différents types de gaz (Dol2, Quartz et Cal2). H ₂ S en blanc, CO ₂ en rouge et N ₂ en jaune. Les traits pleins représentent les origines des gaz principales retenues et les tiretés représentent les autres originies possibles. Plus l'épaisseur du trait est importante, plus le gaz est présent. BSR : sulfato-réduction bactérienne ; TSR : réduction thermochimique des sulfates.....	126
Figure 46 : Résultats des analyses de Terres Rares sur les ciments de dolomite et de calcite, Diagramme de Ce/Ce* vs. Pr/Pr* utilisé pour discriminer les anomalies en La et en Ce (d'après Bau et Dulski, 1996).....	129
Figure 47 : Diagramme de Ce/Ce* vs. Dy _n /Sm _n utilisé pour détecter un effet de la diagenèse sur les teneurs en REE des roches hôtes et des ciments (Dol2, Cal2 et Cal3), (d'après Shields et Stille, 2001).	130
Figure 48 : Diagramme de Ce/Ce* vs. Eu/Eu* utilisé pour détecter un effet de la diagenèse sur les teneurs en REE du ciment diagénétique Cal2 présent dans la pile sédimentaire mésozoïque des Chaînons Béarnais (d'après Shields et Stille, 2001).	130
Figure 49 : Diagramme Eu/Eu* vs. Ba/Nd utilisé pour discriminer les anomalies positives en Eu authentiques des artificielles dues à des problèmes instrumentaux lors de l'acquisition à l'ICP-MS, d'après Dulski, (1994).	131
Figure 50 : Cross-plot interprété des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour la calcite Cal2 et les roches encaissantes.	132
Figure 51 : Diagramme de fractionnement pour Cal2. Les fluides parents sont d'origine magmatique avec une légère contribution des fluides marins.....	133

Liste des Figures

Figure 52 : Cross-plot interprété des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour la dolomie Dol2 et les roches encaissantes.	134
Figure 53 : Modèle général de l'évolution de la fracturation, de la chimie des fluides et de l'origine des fluides parents en lien avec la géodynamique des Chaînon Béarnais ; A) Fracturation du Lias au Dogger générée par le rifting et les premiers stades de marge passive. L'origine des fluides parents de Cal1 n'a pas été déterminée ; B) Second stade de fracturation durant l'hyper-extension qui a permis la circulation ascendante de fluides chauds mantelliques au travers des évaporites Triasiques et une bréchification locale des formations Jurassiques ; C) Stade post hyper-extension caractérisé par la baisse des contributions des fluides mantelliques, une baisse des températures et des salinités, et la fermeture du système diagénétique pendant l'enfouissement ; D) Inversion et exhumation du bassin à l'Éocène caractérisées par le dernier événement de fracturation et l'entrée de fluides météoriques depuis la surface (modifié d'après Teixell et al., 2016).	141
Figure 54 : Evolution de la porosité intergranulaire et de la porosité de fracture dans les séries mésozoïques des Chaînon béarnais en fonction du faciès initial.	142
Figure 55 : Localisation du site de Rouse. a) localisation régionale du champ de Rouse (encadré noir) et localisation de l'étude dans les Chaînon Béarnais (encadré rouge) ; b) agrandissement de la localisation du champ de Rouse avec localisation de la coupe transversale AA' en c). Les zones rouges représentent les principaux champs de gaz de la zone ; c) coupe transversale AA' localisée dans b) avec les compartiments carbonatés de Meillon et Rouse. Le champ de Rouse est localisé au sommet du compartiment de Rouse (encadré noir). D'après SNEAP, Biteau et al., 2006 et Gapillou et al., 2008.	147
Figure 56 : Histoire géologique des formations composant le réservoir gazier de Rouse, (Renard, 2010).	151
Figure 57 : Le bassin aquitain : Principaux domaines structuraux, occurrences d'hydrocarbures et principaux champs pétroliers, d'après Biteau et al. (2006).	154
Figure 58 : Occurrences de roches-mères dans les séries mésozoïques en lien avec l'évolution des T°C d'homogénéisation des ciments et de la cristallisation de ces derniers dans les Chaînon Béarnais au cours du temps.	157

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Liste des standards de minéraux et des différents monochromateurs utilisés pour les analyses à la microsonde électronique CAMECA SX-100. Incertitudes sur les mesures à la MSE : limite de détection moyenne (ppm) et erreur relative (%) pour chaque élément analysé (nm : non mesuré). 65

Tableau 2 : Tableau présentant la composition en Terres rares des ciments Dol2, Cal2 et Cal3 ainsi que des roches hôtes. Les données présentées ont été préalablement normalisées au PAAS (Post-Archean average Australian Shale) (MacLennan, 1989). Les échantillons grisés correspondent aux roches hôtes dolomitiques à l'inverse des autres qui sont calcitiques. 101

Tableau 3 : Tableau présentant les analyses en microsonde électronique effectuées sur les chlorites de l'Albo-Cénomaniens par échantillon. Les analyses sont données en Oxyde (% poids) et les formules structurales (en atome par unité de formule structurale, apfu). <LD = valeurs sous la limite de détection. Les limites de détections calculées (en ppm) sont données dans le chapitre Procédures analytiques Tableau 1. 111

ANNEXES

ANNEXE 1

Mission N°1 - Octobre 2012						Mission N°1 - Octobre 2012						
Localisations	GPS	Âges	Noms	Plan	Veines	Localisations	GPS	Âges	Noms	Plan	Veines	
Petite carrière d'Asasp	43° 6'40.08"N 0°37'39.61"O	Kimmeridgien	Stratification	NC		Bord de route au sud d'Asasp après la petite carrière. Lourdios	43° 6'41.10"N 0°37'50.70"O	Aptien Supérieur	Stratification	140-60E		
			CB-12.01	095-82S					CB-12.07	070-79S		
			CB-12.02						CB-12.08			
			CB-12.03						CB-12.09			
			CB-12.04	065-56S	002-66W				CB-12.10	130-65NW		
			CB-12.05	045-87S	160-35W				CB-12.11	145-59S		
			CB-12.06	145-39E					CB-12.12	085-80N	006-41W	
			.x		002-66W				CB-12.13	110-35S	005-45W	
			.x		030-90°				.x		128-90°	
			.x		140-60W				.x		005-45W	
			.x		130-45SW							
			.x		129-50SW							
Mission N°1 - Octobre 2012						Mission N°2 - Octobre 2013						
Localisations	GPS	Âges	Noms	Plan	Veines	Localisations	GPS	Âges	Noms	Plan	Veines	
Après pont ferroviaire, en face du parking, avant fontaine d'escot	43° 4'10.60"N 0°36'20.70"O	Valanginien - Barrémien	Stratification	097-85N		Après pont ferroviaire, en face du parking, avant fontaine d'escot	43° 4'10.60"N 0°36'20.70"O	Valanginien - Barrémien	CB13-12	012-48W	110-14 E	
			Stratification	090-75N					CB13-13	000-68W	158-20W	
			CB-12.14						CB13-14	010-70W	090-48N	
			CB-12.74	155-56W	090-85N				CB13-15	006-72W	086-46S	
					150-05W				CB13-15'	164-68E	082-46W	
			CB-12.75	105-43S	005-80E				CB13-16	002-80E	000-60E	
			CB-12.76	015-75W	103-60E				CB13-17	090-68N	175-80E	
			CB-12.77	087-20S	087-20S				CB13-18	110-80N	036-14W	
			CB-12.78.2	145-77W	110-84N				CB13-19	100-82N	020-84W	
			CB-12.78.1	145-77W	105-59S				CB13-19	100-82N	000-80E	
			CB-12.79	167-72W	085-14S				CB13-20	148-76W	020-40E	
			CB-12.80	125-85S	000-78E				.x		092-50S	
			CB-12.81	003-69W	096-45S				.x		162-74E	
			.x		106-53S				.x		170-68E	
			.x		118-57S				.x		000-56E	
			.x		178-80E				.x		000-82E	
			.x		004-79E				.x		070-32E	
			.x		174-79E				.x		000-50E	
			.x		145-82NE				.x		110-82N	
			.x		096-94S				.x		092-76N	
			.x		100-52S				.x		110-18S	
			.x		076-25S				.x			
			.x		123-32S				.x			
			.x		090-15S				.x			
			.x		120-21S				.x			
.x		005-72E	.x									
Mission N°1 - Octobre 2012						Mission N°2 - Octobre 2013						
Localisations	GPS	Âges	Noms	Plan	Veines	Localisations	GPS	Âges	Noms	Plan	Veines	
Après pont ferroviaire, à côté de la fontaine d'Escot, de part et d'autre de la route (brèche hydro)	43° 3'59.49"N 0°36'7.89"O	Callovien-Oxfordien	Stratification	N: 5-90°		Après pont ferroviaire, à côté de la fontaine d'Escot, de part et d'autre de la route (brèche hydro)	43° 3'59.49"N 0°36'7.89"O	Callovien-Oxfordien	Stratification	102-88N		
			Stratification	090-80N					CB13-20	156-72W	068-78N	
			CB-12.15'						CB13-21	170-80W	092-88N	
			CB-12.15''								064-60N	
			CB-12.15'''								106-38S	
			CB-12.16	126-78NW	000-59W				CB13-22	120-78N	002-30W	
			CB-12.17.1	160-79W	170-32W						040-20E	
			CB-12.17.2	160-79W	162-38W						022-26E	
			CB-12.18		014-52E						005-44W	
			CB-12.19	165-30W	160-22W(1) 072-84S(2)						175-32W	
					000-70°						086-78N	
			CB-12.20	175-64W	087-60S						x 090-76N	
					087-45S						x 040-78S	
			CB-12.21	133-71NE	082-65S						006-32W	
					087-59S						030-59E	
			CB-12.22	170-65W							160-30E	
			CB-12.23								030-84E	
			CB-12.68	165-80W	075-85S						170-48W	
					105-06S						050-38E	
			CB-12.69	145-79E	160-60W						026-20W	
					110-83N						166-32W	
			CB-12.70	010-72W	084-90°						026-44E	
			CB-12.71	125-26S	095-77N						022-30W	
			CB-12.72	030-81W	115-12S						088-40S	
			CB-12.73	155-76W	095-80N						016-32W	
			.x		165-30W						028-42E	
			.x		080-90°						CB13-28'	180-90°
			.x		088-80S						CB13-81	151-80W
			.x		082-70N						CB13-82	NC
			.x		132-35S						CB13-83	170-80W
			.x		156-29W						CB13-84	NC
			.x		057-55N						.x	002-80E
			.x		096-85S						.x	004-79E
			.x		070-10N						.x	180-80E
			.x		090-85S						.x	090-78N
			.x		160-50E						.x	120-30S
			.x		165-50E						.x	020-74E
			.x		115-55N						.x	010-80E
			.x (1)		160-54E						.x	06-80E
			.x (2)		122-82N						.x	016-76E
.x		070-53S			.x	156-44W						
.x		175-33W			.x	146-40W						
.x		170-40W			.x	110-38S						
.x		070-80S(2)			.x	174-34S						
.x		160-30W(1)			.x	140-40S						
.x		070-90°			.x	160-42S						
.x		080-70N			.x	096-76N						
					.x	094-80N						
					.x	008-82W						
					.x	178-82E						
					.x	100-78N						
					.x	100-84N						
					.x	060-20E						
					.x	164-38E						
					.x	002-28E						
					.x	040-68W						
					.x	110-90°						
					.x	100-38S						
					.x	134-32S						
					.x	106-74S						
					.x	170-50W						
					.x	106-32S						
					.x	016-36W						
					.x	020-62E						
					.x	028-30W						
					.x	092-16S						
					.x	002-28E						
					.x	164-38E						
					.x	020-24W						
					.x	050-48E						
					.x	046-52E						
					.x	012-30W						
Mission N°1 - Octobre 2012						Mission N°2 - Octobre 2013						
Localisations	GPS	Âges	Noms	Plan	Veines	Localisations	GPS	Âges	Noms	Plan	Veines	
Gite Estivadé (près de la Lézholithe)	43° 3'46.40"N 0°40'18.90"O	Callovien-Oxfordien	Stratification	NC					Stratification	NC		
			CB-12.24	047-82W					CB-12.25			
			CB-12.25						CB-12.26	145-81SW		
			CB-12.27	000-79W					CB-12.28	021-82W		
			CB-12.28	021-82W					CB-12.29	000-25W	070-87S	
			CB-12.29	000-25W	000-90°				CB-12.30	142-26S	070-87S	
			CB-12.30	142-26S	000-85W				CB-12.31	142-26S	045-90°	
			CB-12.31	142-26S	045-90°							

Annexes

Mission N°1 - Octobre 2012					
Localisations	GPS	Agès	Noms	Plan	Veines
Au bord de la route après le gîte Estivade avec brèches « verticales »	43° 4' 10.35"N 0°40'13.09"O	Callovien-Oxfordien	Stratification	095-80N	
			Stratification	085-75N	
			CB-12.32	136-09S	
			CB-12.32 bis	090-81N	
			CB-12.33	030-76E	
			CB-12.34		
			CB-12.36a1	105-80S	..022-65W
			CB-12.36a2	105-80S	..010-52W
			CB-12.36b	idem	
			CB-12.37	045-67SE	
			CB-12.38	065-78S	..150-20E
					..179-14E
					...050-45E
			CB-12.39	070-60S	..020-60W
					..165-30E
			CB-12.40	083-75W	
			CB-12.41	092-78S	
			CB-12.42	080-66N	177-29E
			CB-12.43	053-76S	130-15N
			.jk		005-50W
			.jk		012-45W
			.jk		005-40W
			.jk		012-58W
			.jk		085-89S
			.jk		022-68W
			.jk		006-60W
			.jk		022-55W
			.jk		018-77W
			.jk		023-76W
			.jk		016-56W
			.jk		165-30E
			.jk		105-55N
			.jk		105-68N
			.jk		012-82E
			.jk		020-82E
			.jk		E-W-90°

Mission N°1 - Octobre 2012					
Localisations	GPS	Agès	Noms	Plan	Veines
Bord de route après route à sens unique du village de la hêrère	43° 2' 2.13"N 0°15'37.94"O	Callovien-Oxfordien	Stratification	110-90*	
			CB-12.44	Calcite	
			CB-12.45		
			CB-12.46	108-82N	015-80E
			CB-12.47	150-55W	005-80W
			CB-12.48	090-82S	015-80E
			CB-12.49a	Rubéfaction lamines	
			CB-12.49b		
			CB-12.49c		
			CB-12.50a	110-85S	
			CB-12.50b	104-88S	
			CB-12.51a	180-78W	016-42E
			CB-12.51b		020-54E
			CB-12.52a	242-52N	000-90*
			CB-12.52b	182-90*	
			CB-12.53	Pour faciès	
			.jk		102-67S
			.jk		000-25E
			.jk		016-84E
			.jk		000-15W
			.jk		155-40W
			.jk		000-90*
			.jk		002-88W
			.jk		003-86w
			.jk		010-88E
			.jk		000-25E
			.jk		170-85E
			.jk		002-88E
			.jk		003-83E
			.jk		171-82E
			.jk		175-83E
			.jk		175-87W
			.jk		016-80E
			.jk		100-80N
			.J		015-34E

Mission N°1 - Octobre 2012					
Localisations	GPS	Agès	Noms	Plan	Veines
Après Arbéost au bord de la petite route qui monte	42°59'45.40"N 0°17'13.70"O	Albien	Stratification	NC	
			Schisto	075-70N	
			CB-12.54	000-70W	110-45S
			CB-12.55	089-72N	
			CB-12.56	120-80S	
			CB-12.57	070-78N	040-30W
					..135-20E
			CB-12.58	070-71N	..135-35E
		...135-56E			
.jk		140-15SW			

Mission N°2 - Octobre 2013					
Localisations	GPS	Agès	Noms	Plan	Veines
Au bord de la route après le gîte Estivade avec brèches « verticales »	43° 4' 10.35"N 0°40'13.09"O	Callovien-Oxfordien	Stratification	097-79N	
			Stratification	100-75N	
			CB13-29	090-86N	..018-22W
					...008-86W
					...170-78E
			CB13-30	070-76W	
			Plan 2 CB13-30	070-58E	..110-76N
					..100-78S
					...180-90*
					x20-70E
			CB13-31	024-88E	
			Plan 2 CB13-31	038-86E	..160-30W
					..160-82E
					...118-70N
			CB13-32	040-84E	..176-46E
					..160-62W
					...158-60W
			CB13-33	004-56E	..160-64E
					..168-88W
					...12-58W
			CB13-34	030-88W	..036-80E
					..040-80E
			CB13-35	016-46E	..000-20W
					plan 2
			brèche	085-75N	
			.jk		94-90°
			.jk		102-86N
			.jk		102-88E
			.jk		28-90°
			.jk		104-72N
			.jk		30-82W
			.jk		30-72W
			.jk		138-52E
			.jk		22-70E
			.jk		8-34E
			.jk		30-72E
			.jk		180-32E
			.jk		120-82E
			.jk		110-80E
			.jk		160-20W
			.jk		180-44W
			.jk		108-66N
			.jk		24-64W
			.jk		24-48W
			.jk		100-62N
			.jk		108-86W
			.jk		60-42W
			.jk		36-68E
			.jk		158-28E
			.jk		22-40W
			.jk		110-72N
			.jk		112-76N
			.jk		18-38W
			.jk		180-46W
			.jk		60-42W
			.jk		110-68N
			.jk		20-78W
			.jk		8-24E
			.jk		152-24E
			.jk		20-74W
.jk		98-74N			
.jk		176-30W			
.jk		64-30W			
.jk		108-78N			
.jk		22-44W			
.jk		90-88N			
.jk		40-88W			
.jk		40-88E			
.jk		30-70W			

Mission N°1 - Octobre 2012					
Localisations	GPS	Agès	Noms	Plan	Veines
Mur d'escalade, carrière Arthez	43 05 03,5 / 00 15 33,7	Aptien supérieur	Stratification	080-70S	
			Stratification	081-55S	
			CB-12.61	NC	
			CB-12.62	NC	
			J	030-61E	100-80N
			J		175-84E
J		002-88W			
J		000-82W			

Mission N°1 - Octobre 2012					
Localisations	GPS	Agès	Noms	Plan	Veines
Col de Bergout près de zone axiale	43° 1' 1.50"N 0°39'15.70"O	Dogger	Stratification	120-29N	
			CB-12.64	105-80S	..115-82N
					..026-61E
					..016-50E
			CB-12.65	055-70S	.. N/S verticale
			CB-12.66a	145-43W	..160-80E
			CB-12.66b	145-43W	..160-80E
			CB-12.67	115-60S	012-55E
Famille .jk		055-85S			
.jk		020-80E			

Annexes

Mission N°1 - Octobre 2012					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Après le pont du village de la Herrère	43° 1'54.59"N 0°15'29.54"O		Stratification 090-70N		
			CB-12.59a	110-69S	005-80E
			CB-12.59b	106-74N	005-66S
			CB-12.60	125-74S	165-76W
			.jk (2)	177-90*	
			.jk (1)	017-50E	
			.jk (2)	003-86E	
			Stratification 084-90*		
			Stratification 080-70N		
			Stratification E W-70N		
Juste après le précédent, en bord de route	43° 1'50.59"N 0°15'26.97"O	Tithonien	.jk	010-45E	
			.jk	000-55E	
			.jk	010-60E	
			J	170-66W	
			J	170-55W	
			.jk	174-75W	
			.jk	150-72W	
			.jk	000-90*	
			.jk	020-47E	
			.jk	110-35S	
			.jk	160-80W	
			.jk	010-85E	
			.jk	115-45S	

Mission N°1 - Octobre 2012						
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines	
Avant le viaduc sur la route vers la fontaine d'Escot	43° 4'13.30"N 0°36'21.00"O	Aptien supérieur	Stratification 90-78N			
			Stratification 75-90*			
			CB-12.82	016-76W	145-50W	
			CB-12.83	120-72S	000-90*	
			CB-12.84	035-76W	000-90*	
			J		094-17S	
			J		090-20S	
			J		085-12S	
			J		095-26S	
			J		105-31S	
			J		050-60S	
			J		070-62S	
			J		092-50S	
			J		009-74E	
			.jk		100-88S	
			.jk		011-79E	
			.jk		155-70E	
			.jk		160-75E	
			Aptien-Albien	Stratification 120-80S		
				Stratification 117-78S		
				Stratification 119-80S		

Mission N°1 - Octobre 2012					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Au Nord Du gîte De l'Estivade	43° 4'1.30"N 0°40'18.75"O	Lias Supérieur & Moyen	Stratification 100-75N		
			.jk	060-66S	
			.jk	075-31S	
			.jk	022-40W	
			.jk	060-90*	
			.jk	155-60W	
			.jk	160-65W	
			.jk	165-52W	
			.jk	154-72W	
			.jk	172-73W	
			.jk	157-70W	
			.jk	010-77W	
			.jk	002-70W	
			.jk	176-72W	
			.jk	146-65W	
			.jk	004-65W	
			.jk	178-38W	
			.jk	150-79W	
			.jk	152-79W	
			.jk	155-77W	
brèche	150-65W				

Mission N°2 - Octobre 2013					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Au Nord Du gîte De l'Estivade	43° 4'1.30"N 0°40'18.75"O	Lias Supérieur & Moyen	CB13-75	010-15E	.. 175-67W
			CB13-76	140-89NE	.. 020-32W
			CB13-77	155-30E	165-35W
			CB13-78	155-76W	.. P
			CB13-79	114-57N	142-60W
					.. 080-47N
			CB13-80	068-64S	.. 090-20S

Mission N°1 - Octobre 2012					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Sous le Mail Arrouy, près de Fontaine de Houndalate au sud de Lurbe St-Christau	43° 5'40.92"N 0°34'46.26"O	Lias inférieur	Stratification 089-40N		
			Stratification 080-43N		
			Stratification 078-56N		
			CB-12.85	011-76E	017-61E
			CB-12.86	064-51S	.. 033-65E
			J		.. 035-44E
			J		008-78E
			J		354-77E
			J		006-84E
			.jk		018-52E
			.jk		022-56E
			.jk		016-57E
			.jk		029-57E
			.jk		N/S-84E

Mission N°2 - Octobre 2013					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
A l'Est de St Pé-de-Bigorre Au Nord de Reulhès	43° 6'16.06"N 0° 8'34.66"O	Aptien supérieur	Stratification 000-46W		
			Stratification 000-44W		
			Stratification 000-40W		
			CB13-01	090-70S	
			CB13-02	140-84E	
			CB13-03	160-90*	
			CB13-04	160-84E	
			CB13-05	150-78W	Sub Strati
			.jk		170-80E
			.jk		158-72E
			.jk		154-64E
			.jk		164-84E
			.jk		000-90*
			.jk		156-80E
			.jk		154-85E
			.jk		160-84E
			.jk		158-82E
			.jk		000-04E
			.jk		046-08E
			.jk		040-16E
			.jk		020-74E
			J		122-88W
			J		164-66E
			J		140-84E
			J		138-90*
			J		158-88E
			J		018-70E
			J		148-80E
J		144-84E			
J		134-86E			

Mission N°2 - Octobre 2013					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Vallée de Baretous Au Sud D'Arrette	43° 3'12.02"N 0°45'37.48"O	Lias inférieur	Stratification 010-50E		
			Stratification 010-56E		
			Stratification 004-40E		
			CB13-09	100-84S	.. 020-20E
			CB13-10	010-56E	.. 050-66W
			CB13-11	034-52SE	.. Sub-horizontal
			J		090-30S
J		166-58W			
J		010-40W			

Mission N°2 - Octobre 2013					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Au Sud de St Pé-de-Bigorre au dessus du hameau de Peyras	43° 5'0.18"N 0° 8'21.84"O	Callovien-Oxfordien	Stratification 030-26 W		
			Stratification 036-32 W		
			Stratification 040-22 W		
			CB13-06	166-82W	
			CB13-07	030-80E	
			CB13-08	000-80W	
			.jk		100-78S
			.jk		000-74W
			.jk		120-76N
			.jk		110-72S
			.jk		056-54W
			.jk		060-40W
			J		160-78W
			J		166-82W
J		170-72W			
J		148-88W			

Annexes

Mission N°2 - Octobre 2013							
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines		
Au Sud De Sarrance	43° 2'24.68"N 0°36'11.95°O	Aptien supérieur	Stratification	160-14E			
			Stratification	150-18E			
			CB13-36	110-88S	154-24E		
			CB13-37	128-84W		..178-72W	
						..004-28E	
						x 176-74E	
						xx 016-24E	
			Grosse veine		135-86W		
			Jk		166-64W		
			Jk		165-86W		
			Jk		165-20E		
			Jk		170-88W		
			Jk		168-84W		
			Jk		165-90'		
			Jk		166-32E		
			Jk		168-82W		
			Jk		166-83W		
			Jk		005-29E		
			Jk		136-54E		
			Jk		170-89W		
			Jk		016-26E		
			Jk		168-74W		
			Jk		014-26E		
			Jk		176-30E		
			Jk		000-25E		
			Jk		178-80W		
			Jk		176-84W		
			J		012-26E		
			J		104-62N		
			J		120-70N		

Mission N°2 - Octobre 2013						
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines	
Col de Launde	43° 3'42.35"N 0°38'12.04°O	S1	Stratification	045-36W		
			CB13-38	102-56S	..012-64E	
					...141-84W	
					...//strati	
					169-77W	
		Lias	CB13-39	P-Jk		
			CB13-40	055-90*		175-85W
		L3-2	CB13-41	136-90*		..012-85E
						..N 55-35W
		S2	Callovien	Stratification	107-80N	
				CB13-42	150-82E	040-59E
				CB13-43	140-75W	140-64E
				Jk		161-84E
				Jk		004-75E
				Jk		068-72W
				Jk		067-76W
				Jk		170-85E
				Jk	Grosses Veines	000-74E
				Jk		010-85W
				Jk		047-78W
Jk	Petites Veines			063-62W		
Jk				057-70W		

Mission N°2 - Octobre 2013					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Pic de l'Escuret	43° 5'5.61"N 0°30'48.67°O	T1 Callovien-Oxfordien	Stratification	000-90*	
			CB13-57	125-40S	..045-90*
			CB13-58	105-60S	130-50N
		T2 Kimméridgien plus haut en altitude plus bas en strati	Stratification	120-75N	
			Stratification	110-50N	
			Stratification	100-70N	
			CB13-54	112-70NE	..110-10S
			CB13-55	065-54S	020-90*
			CB13-55 plan2	090-15S	
			CB13-56	075-45S	110-35N
			Jk		040-86E
			Jk		045-90*
			Jk		035-90*
			Jk		015-70W
			Jk		145-55E
			Jk		150-47E
			Jk		125-50N
			J		005-70W
			J		000-80W
			J		120-40S
		T2 Kimméridgien plus bas en altitude plus haut en strati	Stratification	130-49N	
			CB13-59	075-60S	..090-40S
			CB13-60	120-47N	..150-52W
			CB13-60	120-47N	160-46W
			CB13-61	110-40N	..145-45W
			CB13-61	110-40N	..045-78W
			CB13-62	130-49N	..100-50S
			CB13-62	130-49N	..125-50N
			CB13-63	125-60N	090-36S
			CB13-64	132-42N	142-32S
			Jk		149-35SW
			Jk		165-41W
			Jk		049-75NW
			Jk		040-77W
			Jk		100-50S
		Jk		165-42W	
		Jk		090-38N	
		Jk		0150-30W	
		Jk		090-35S	
		Jk		075-25S	
		Jk		105-42S	
		Jk		155-42W	
		Jk		035-85W	
		Jk		025-82W	
		Jk		026-75W	
		Jk		130-37S	
		Jk		142-32S	
		Jk		047-84W	
		Jk		161-60W	

Mission N°2 - Octobre 2013					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Pic de l'Escuret	43° 5'5.61"N 0°30'48.67°O	T3 Tithonien	Stratification	120-47N	
			Stratification	110-52N	
			CB13-44	016-59E	110-50N
			CB13-45	050-58S	132-37S
			CB13-46	002-46E	160-40W
			CB13-47	075-20S	170-36W
			CB13-48	043-77E	150-37W
			CB13-49	075-39S	090-38S
			CB13-50	075-44S	..= S0
					..120-32S
					..000-55W
			J		098-41N
			J		085-45S
			J		092-40S
			J		121-43S
			J		104-39S
			J		146-57W
		J		110-42S	
		J		150-51W	
		J		115-32S	
		Jk		114-41S	
		Jk		110-50N	
		Jk		020-20W	
		S	010-67E		
		S	012-75E		
		S	013-71E		
		S	009-65E		
		Sommet T3 Tithonien	Stratification	105-34NE	
			CB13-51	130-62SW	124-70NE
			CB13-52	015-90*	125-36SW
		CB13-53	015-84W	..000-70W	
				..115-37SW	
		Aptien supérieur	Stratification	112-62N	
			CB13-65	090-60S	175-47W
			Jk		000-60W
			Jk		001-47W
			Jk		002-33W
			Jk		175-47W
			J		000-55W
			J		175-50W
J			170-47W		
J			080-30S		
J		090-40S			
J		100-20S			
J		095-23S			

Mission N°2 - Octobre 2013					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Sous le tunnel Au Sud Des Molines	43° 3'29.20"N 0°40'35.23°O	Albien	Stratification	065-70S	
			Stratification	080-61S	
			CB13-68	080-61S	= plan
			CB13-69	070-60S	
			CB13-70	040-85E	= horizontale
			CB13-71	035-50E	070-50N
			CB13-72	025-55E	
			CB13-73	050-55S	100-50N
			CB13-74	080-53S	..090-50S
					..085-80N
			Grosse veine	070-62S	
			Jk	090-30N	

Annexes

Mission N°3 - Juin 2014						
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines	
Col De Dut	43° 3'9.94"N 0°34'19.22"O	Callovien-Oxfordien	Stratification	055-51SE		
			Stratification	042-43SE		
			Stratification	033-51SE		
			Stratification	070-51SE		
			CDD1	080-50SE		
			CDD2	053-54SE		
			CDD3	158-80E	070-42NW	
			CDD4	076-62SW	045-56NW	
			CDD5	111-42SW		
			CDD6	082-88N		
			CDD7	075-80S	N/S90°	
			CDD8	004-44E		
			CDD9	070-51SE		
						124-58N
						136-64N
						073-44N
			CDD10	015-44E	140-67NE	
			CDD11	098-90°	140-70NE	
					015-52W	
			CDD12	097-39S	115-80W	
			CDD13	110-90°	150-90°	
						130-82SW
						070-42NW
						N/S65E
						132-70NE
						140-42NE
						060-60NW
						075-57NW
						120-58NE
						045-56NW
						030-38NW
						122-72NE
						004-64W
			160-64W			
			170-64W			
			149-60NE			
			178-76W			
			040-43NW			
			045-52NW			
			115-69N			
			016-80W			
			025-50NW			
			123-62NE			
			138-50N			

Mission N°3 - Juin 2014						
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines	
En face de la grande carrière	43° 7'9.93"N 0°34'29.05"O		Stratification	090-28SE		
			GA1	170-90°	163-90°	
			GA2	170-90°	055-62SE	
			GA3	016-58W	160-64W	
			GA4	067-11NW	008-90°	
						018-67E
			GA5	105-54N	150-90°	
						030-60NW
						150-90°
						160-90°
						080-66NW
						160-90°
						050-82SE
						048-88SE
						108-90°
						060-70NW
						026-90°
						138-90°
						084-90°
						154-90°
						150-90°
						132-90°
						020-90°
						024-90°
						150-90°
						026-90°
						050-90°
						060-90°
						131-90°
						162-90°
						162-79W
						062-90°
						178-90°
						148-90°
						116-90°
						138-90°
						170-90°
						110-60S
						012-90°
						005-90°
						010-90°

Mission N°3 - Juin 2014					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Au dessus de la cabane de l'Espy	43° 3'19.72"N 0°33'41.58"O	Kimmeridgien	Stratification	139-55NE	
			Stratification	144-55NE	
			CH9	130-82NE	060-68SE
					128-48NE
			CH10	037-72E	130-50NE
					100-65N
			CH11	027-88E	100-64N
			CH12	Facès	
			CH13	000-58E	094-72NE
			CH14	Facès	
					087-90°
					087-85N
					110-85N
					115-90°

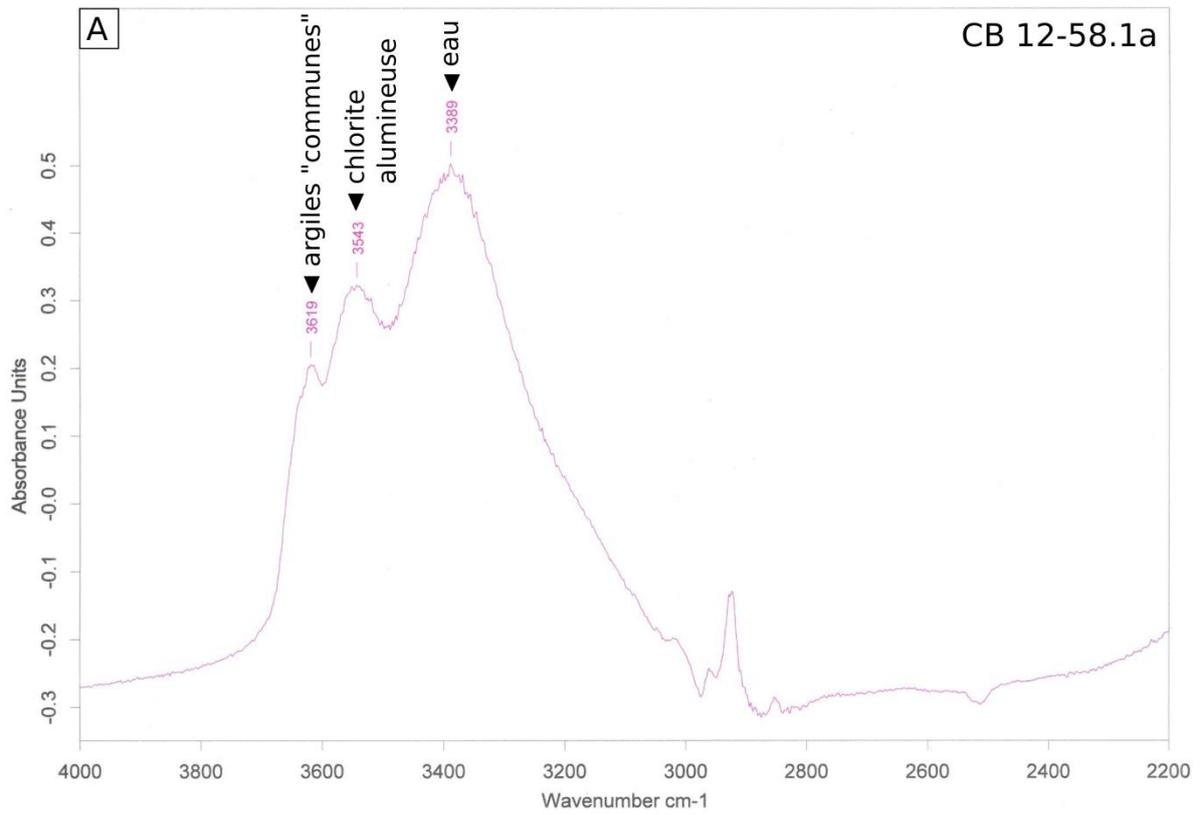
Mission N°3 - Juin 2014					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Charrière de Fustaix	43° 3'28.42"N 0°34'52.64"O	Lias	Stratification	008-38E	
			CF1	108-80S	020-90°
			CF2	090-64S	014-58W
			Stratification	102-52N	
			CF3	090-36S	008-54W

Mission N°3 - Juin 2014					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Col de Saudarie	43° 2'37.09"N 0°37'27.19"O		Stratification	NC	
			CDS1	055-82N	142-90°
			CDS2	122-58NE	N/S90°

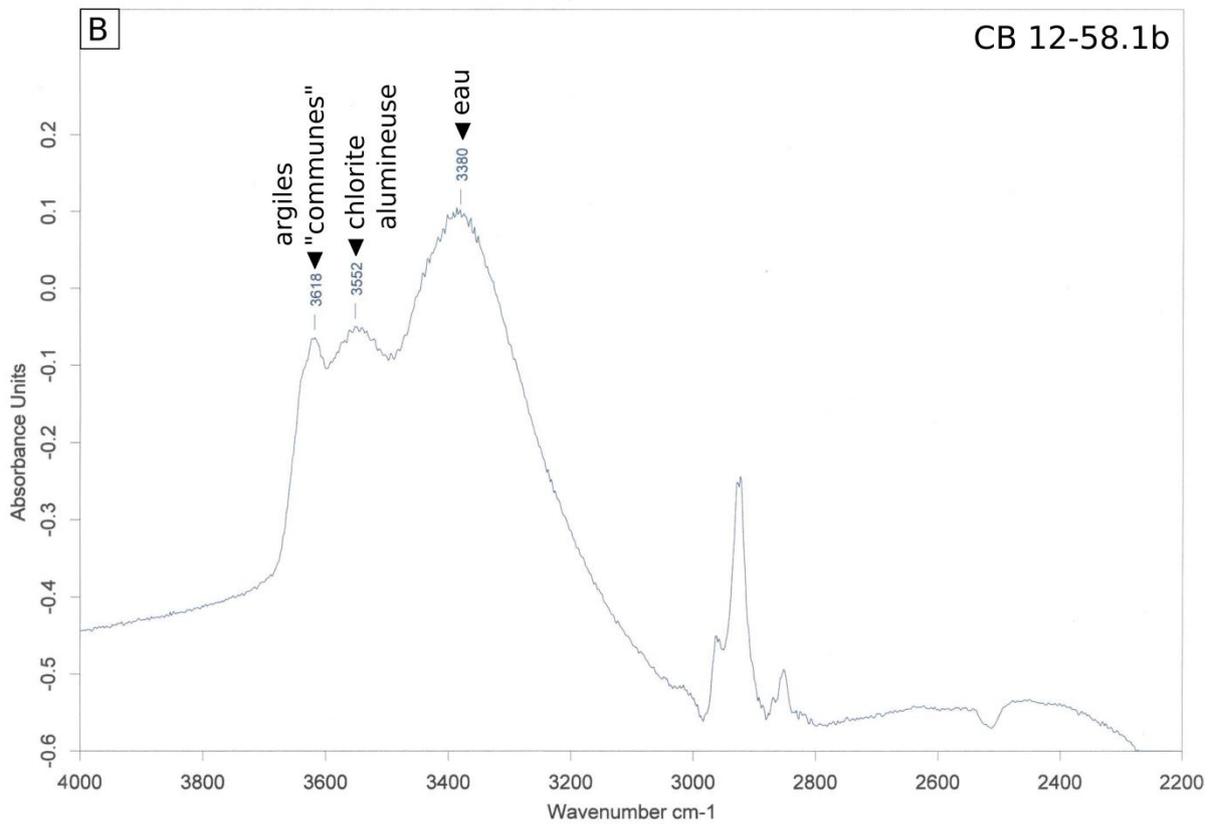
Mission N°3 - Juin 2014					
Localisations	GPS	Ages	Noms	Plan	Veines
Au dessus de la cabane de l'Espy	43° 3'17.78"N 0°33'44.02"O	Aptien	Stratification	043-72SE	
			Stratification	048-75SE	
			CH1	058-44SE	130-72NE
			CH2	052-84S	095-90°
			CH3	052-64SE	030-60SE
					024-14SE
			CH4	156-40E	070-84NW
			CH5	109-74S	130-74S
					123-80NE
					130-90°
					032-90°
					030-90°
					000-90°
					020-90°
					123-90°
					120-90°
					052-46NW
					170-90°
					140-58SW
					185-80W
			CH8	090-40S	048-62NW
				070-56SW	
				135-64SW	
				022-74NW	
				000-80E	
				146-55NE	
				020-80NW	
				056-90°	
				135-90°	
				052-46NW	
				170-90°	
				020-90°	
				008-90°	
				069-90°	
				114-36E	
				050-80SE	
				174-90°	
				000-90°	
				176-90°	
				018-74W	
				009-77W	
				153-67W	
		150-55W			
		170-53W			

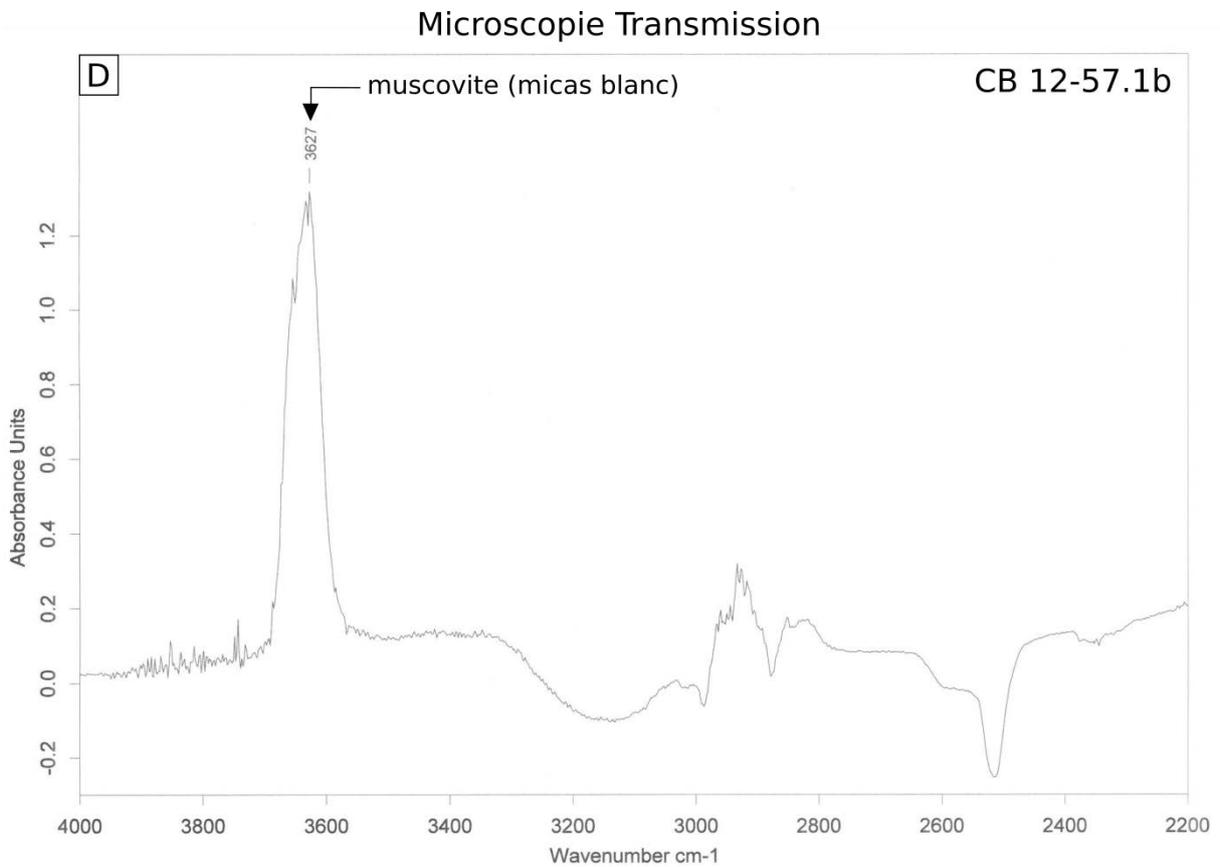
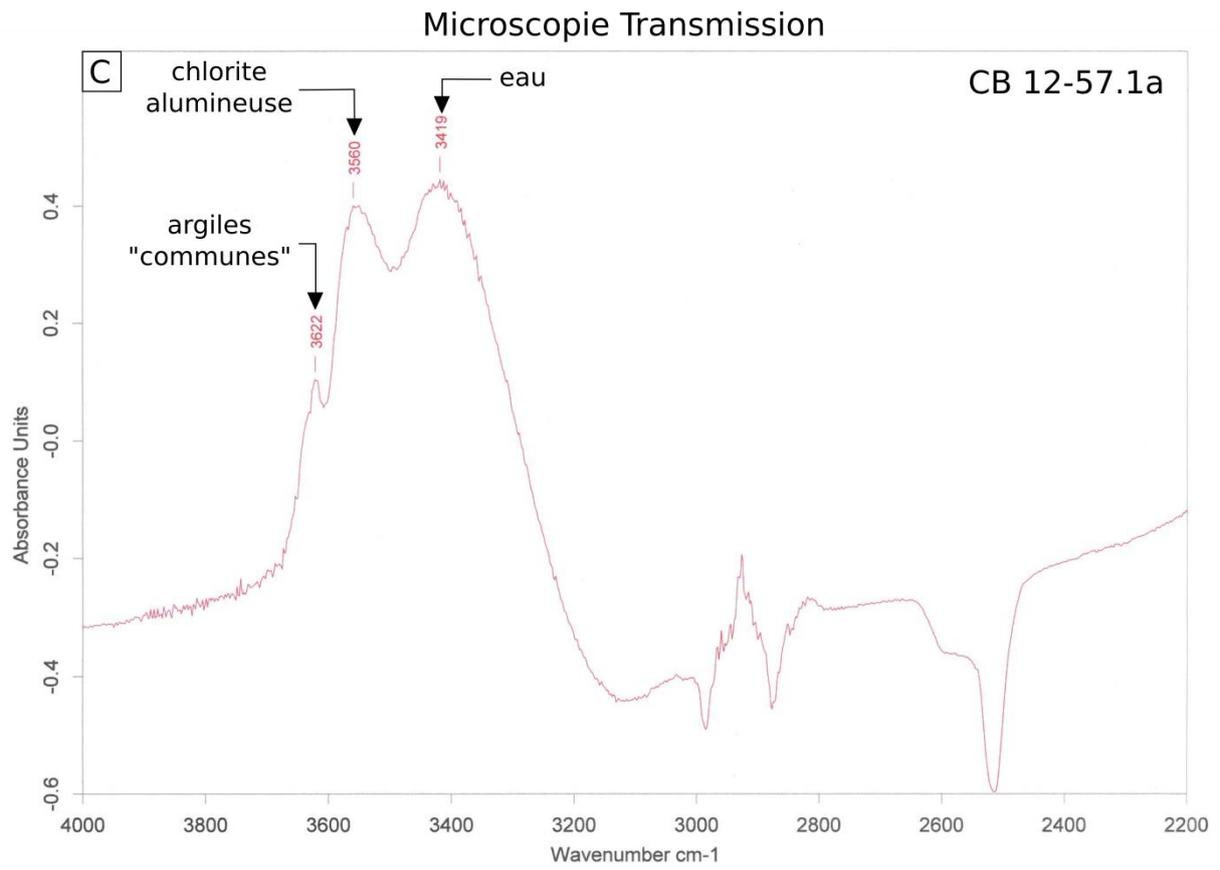
ANNEXE 2

Microscopie Transmission

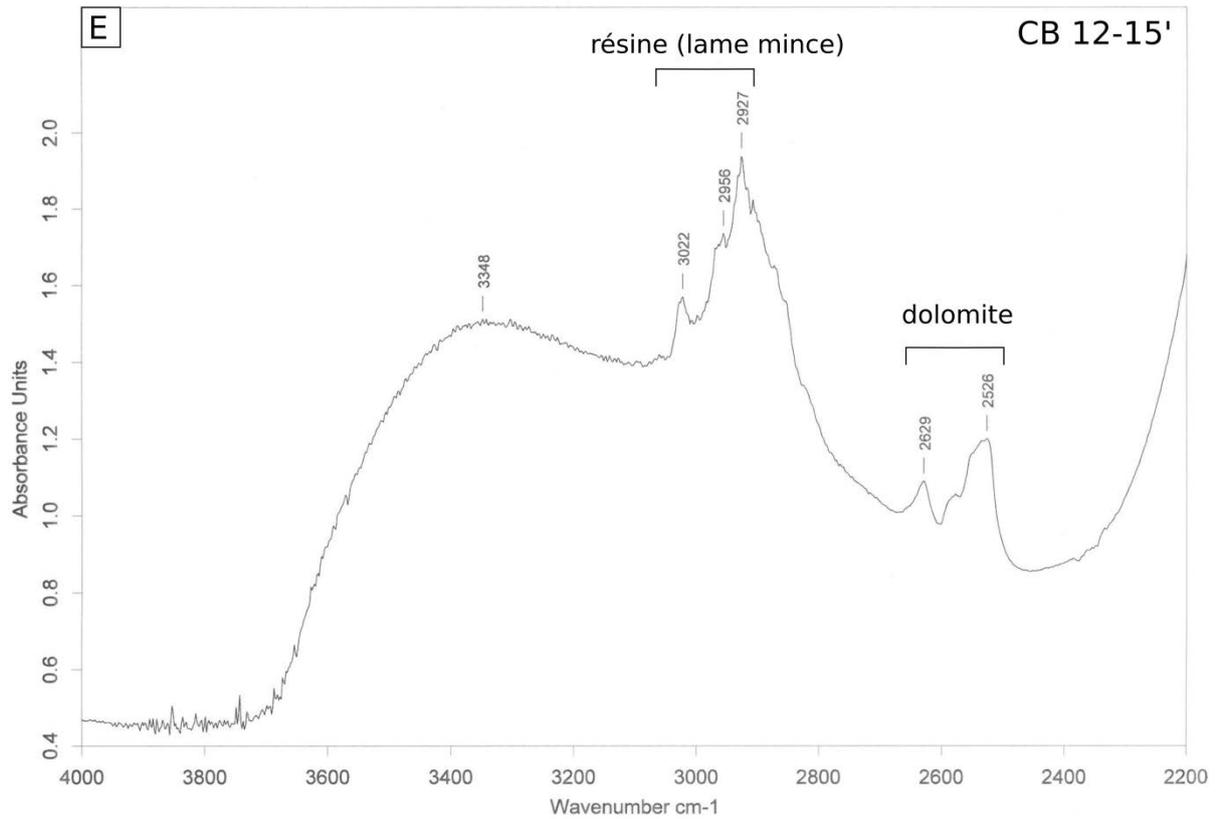


Microscopie Transmission





Microscopie Transmission



ANNEXE 3

Ciments	No.	Ages	Localisations	δO^{18} (SMOW)	δO^{18} (PDB)	δC^{13} (PDB)
Roche hôte	12-07-HR.1	Aptien supérieur	Arrêt 17	22,84	-7,83	1,99
	12-11-HR.1			23,19	-7,49	5,10
	12-61-HR.1		Arrêt 8	26,31	-4,46	2,84
	12-62-HR.1	26,85		-3,94	3,00	
	12-80.2-HR.1	Valanginien-Barrémien	Arrêt 2	22,18	-8,47	2,37
	12-02-HR.1	Kimméridgien	Arrêt 18	25,63	-5,12	1,89
	12-03.1-HR.1			24,78	-5,95	1,54
	12-04-HR.1			28,87	-1,98	1,52
	12-04-HR.1.2			28,93	-1,92	1,51
	12-06.1-HR.1			28,32	-2,51	2,66
	12-16-HR.1	Callovo-Oxfordien	Arrêt 3	24,63	-6,09	2,55
	12-17.2-HR.1			21,40	-9,23	2,40
	12-17.2-B.1			20,84	-9,77	0,13
	12-31-HR.1		Arrêt 5	13,39	-17,00	1,15
	12-32-HR.1		Arrêt 4	15,86	-14,60	2,38
	12-47-HR.1		Arrêt 6	27,87	-2,95	2,91
	12-48-HR.1			26,20	-4,57	3,00
12-68-HR.1	Arrêt 3	18,43	-12,10	2,57		
12-64-HR.1	Dogger	Arrêt 11	20,97	-9,64	-3,31	
12-66a-HR.1			20,19	-10,40	-4,59	
12-85-HR.1	Lias	Arrêt 15	25,28	-5,46	1,92	
Dol2	12-59a-D2.1	Tithonien	Arrêt 7	29,19	-1,67	0,96
	12-06.1-D2.1	Kimméridgien	Arrêt 18	23,70	-7,00	0,47
	12-16-D2.1	Callovo-Oxfordien	Arrêt 3	16,89	-13,60	1,48
	12-17.2-D2.1			16,52	-13,96	1,54
	12-30-D2.1		Arrêt 5	13,50	-16,89	2,25
	12-32-D2.1		Arrêt 4	14,15	-16,26	1,27
	12-33-D2.1			15,16	-15,28	0,30
	12-33-D2.2			16,24	-14,23	1,68
	12-36a2-D2.1			14,33	-16,09	0,99
	12-36a2-D2.2		13,60	-16,79	1,30	
	12-38-D2.1	14,62	-15,80	2,03		
	12-38-D2.2	16,57	-13,91	1,52		
12-68-D2.1	Arrêt 3	17,50	-13,00	1,99		
12-85-D2.2	Lias	Arrêt 15	19,33	-11,23	2,05	
12-86-D2.1			20,77	-9,84	2,16	
Cal2	12-54.2-C2.1	Albien-Cénomaniens	Arrêt 7	19,07	-11,49	-1,81
	12-54.2-C2.2			19,07	-11,48	-2,19
	12-07-C2.1	Aptien supérieur	Arrêt 17	22,91	-7,76	3,53
	12-07-C2.2			23,36	-7,32	3,27
	12-07-C2.1.2			23,10	-7,58	3,55
	12-11-C2.1			23,58	-7,11	5,21
	12-11-C2.2			22,73	-7,93	5,22
	12-61-C2.1			26,90	-3,89	3,86
	12-62-C2.1	Arrêt 8	25,30	-5,44	0,79	
	12-76.1-C2.1	Valanginien-Barrémien	Arrêt 2	21,26	-9,36	2,04
	12-77.1-C2.1			22,20	-8,45	2,67
	12-78.2-C2.1			21,78	-8,86	2,76
	12-78.2-C2.2			13,07	-17,30	2,44
	12-80.1-C3f.1			12,20	-18,15	2,26
	12-80.1-C3g.1			20,74	-9,86	2,16
	12-80.1-C3f.1.2			12,52	-17,84	2,22
	12-80.2-C3g.2			16,89	-13,60	2,06
	12-80.2-C3g.3	18,80	-11,75	2,25		
	12-01-C2.1	Kimméridgien	Arrêt 18	25,98	-4,78	-8,61
	12-01-C2.1.2			25,43	-5,31	-8,71
12-02-C2.1	16,79			-13,69	1,57	
12-02-C2.1.2	16,69			-13,80	1,57	
12-3.1-C2.1	25,29			-5,45	1,76	
12-30-C2.1	Callovo-Oxfordien	Arrêt 5	12,80	-17,57	1,69	
12-31-C2.1			16,04	-14,42	1,46	
12-44-C2.1		Arrêt 6	15,07	-15,37	0,01	
12-47-C2.1			24,66	-6,06	2,29	
12-48-C2.1			24,95	-5,78	2,45	
12-49b-C2.1			24,17	-6,54	0,56	
12-66a-C2.1	Dogger	Arrêt 11	20,87	-9,74	-3,86	
Cal3	12-80.1-C3.1	Valanginien-Barrémien	Arrêt 2	22,11	-8,54	1,65
	12-03.1-C3.1	Kimméridgien	Arrêt 18	25,46	-5,28	-6,64
	12-03.1-C3.1.2			25,70	-5,05	-6,92
	12-69-C3.1	Callovo-Oxfordien	Arrêt 3	24,77	-5,96	-6,22
	12-64-C3.1	Dogger	Arrêt 11	23,72	-6,97	-4,75
12-64-C3.2	23,46			-7,23	-5,39	
12-64-C3.2.2	22,77			-7,90	-5,56	

ANNEXE 4

Ciments	Arrêts	Âges	Echantillons	Th°C Corrigées	Salinités (%mass eq. NaCl)	CO ₂	CO	N ₂	CH ₄	H ₂	H ₂ S	O ₂	Fraction volumique			
Dol2	Arrêt 3		12-71-C6G7	206,6	-	-	-	-	-	-	-	-	40,00%			
			12-71-C6G1b	211,0	29,9	-	-	-	-	-	-	-	-	30,00%		
			12-71-C4G2a	219,1	28,4	92,2%	0,0%	2,5%	5,3%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	30,00%		
			12-71-C6G1a	221,2	29,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%	
			12-71-C4G1a	232,9	29,8	98,6%	0,0%	-1,0%	2,4%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	-	40,00%	
			12-71-C4G4b	233,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	40,00%
			12-71-C6G2b	237,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%
			12-71-C4G1b	238,1	29,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
			12-71-C4G3c	240,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30,00%
			12-71-C4G2c	240,3	25,3	74,1%	0,0%	12,8%	1,7%	0,0%	11,5%	0,0%	0,0%	0,0%	30,00%	
			12-71-C4G3b	243,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30,00%
			12-71-C4G3a	245,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30,00%
			12-71-C6G1c	248,1	27,1	63,9%	0,0%	34,3%	1,8%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	20,00%	
			12-71-C6G6	248,9	29,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%
			12-71-C5G4a	250,0	29,3	24,0%	0,0%	76,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	-	
			12-71-C4G4c	250,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%
			12-71-C6G2a	255,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30,00%
			12-71-C5G4b	263,3	25,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
			12-71-C4G4a	267,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	40,00%
			12-71-C4G5	270,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12-71-C4G2b	271,6	28,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%			
12-71-C5G3c	306,9	25,8	83,8%	0,0%	6,8%	4,9%	0,0%	4,5%	0,0%	0,0%	0,0%	30,00%				
12-71-C5G3d	310,5	25,4	70,0%	0,0%	1,7%	1,6%	0,0%	26,7%	0,0%	0,0%	0,0%	40,00%				
12-71-C5G1a	311,3	29,6	26,4%	0,0%	73,6%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	40,00%				
12-71-C5G3a	325,9	29,6	37,4%	0,0%	61,9%	0,7%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	40,00%				
12-71-C5G3b	345,9	28,1	82,1%	0,0%	4,9%	3,0%	0,0%	9,9%	0,0%	0,0%	0,0%	20,00%				
12-71-C2G2a	355,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Quartz	Arrêt 6	Callovien - Oxfordien	12-47-ZC21	205,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
			12-47-ZC3	206,9	13,42	12,3%	0,0%	85,3%	2,2%	0,0%	0,3%	0,0%	0,0%	20,00%		
			12-47-ZC18	207,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%	
			12-47-ZC20	207,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%	
			12-47-ZC2	207,9	14,02	23,0%	0,0%	74,5%	2,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	10,00%		
			12-47-ZC4	208,9	14,63	37,7%	0,0%	60,7%	1,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	20,00%		
			12-47-ZC22	211,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%	
			12-47-ZC24	211,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,00%	
			12-47-ZC1	212,2	14,41	9,4%	0,0%	88,2%	2,2%	0,0%	0,2%	0,0%	0,0%	20,00%		
			12-47-ZC23	212,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%	
			12-47-ZC9.2	220	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%	
			12-47-ZC5	233	13,62	13,6%	0,0%	84,0%	2,4%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	30,00%		
			12-47-ZC6	233	13,61	10,4%	0,0%	87,4%	2,2%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	10,00%		
			12-47-ZC7	233	12,72	20,5%	0,0%	77,8%	1,8%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	20,00%		
			12-47-ZC9.3	242,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,00%	
			12-47-ZC8	242,8	13,51	16,6%	0,0%	81,9%	1,4%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	20,00%		
			12-47-ZC26	250,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30,00%	
			12-47-ZC9	268,1	13,32	20,3%	0,0%	78,1%	1,6%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	20,00%		
			12-47-ZC25	271,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%	
			12-47-ZC19	271,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%	
12-47-ZC13	276,3	13,71	10,8%	0,0%	87,3%	1,9%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	20,00%					
12-47-ZC17	283,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%				
12-47-ZC16	284,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%				
12-47-ZC10	-	13,61	12,4%	0,0%	85,2%	2,4%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	20,00%				
12-47-ZC11	-	13,57	23,5%	0,0%	74,9%	1,6%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	30,00%				
12-47-ZC12	-	13,79	10,4%	0,0%	87,3%	2,3%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	30,00%				
12-47-ZC14	-	16,99	10,4%	0,0%	87,6%	2,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	20,00%				
12-47-ZC15	-	15,16	9,9%	0,0%	88,1%	1,9%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	30,00%				
Cal2			12-47-ZB6	185,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%		
			12-47-ZB7	197,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,00%		
			12-47-ZB3	209,8	14,32	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%		
			12-47-ZB4	213,8	13,32	-	-	-	-	-	-	-	-	20,00%		
			12-47-ZB2	248,3	16,84	5,7%	0,0%	93,0%	1,4%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	10,0%		
12-47-ZB1	-	17,06	3,5%	0,0%	95,5%	1,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	10,0%					