

**Formation et évolution du bassin de Boucheville,
implication sur l'évolution tectonique, métamorphique
et sédimentaire des bassins sédimentaires mésozoïques
du Nord-Est des Pyrénées**

Roman Chelalou

► **To cite this version:**

Roman Chelalou. Formation et évolution du bassin de Boucheville, implication sur l'évolution tectonique, métamorphique et sédimentaire des bassins sédimentaires mésozoïques du Nord-Est des Pyrénées . Tectonique. Université Rennes 1, 2015. Français. tel-01303038

HAL Id: tel-01303038

<https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/tel-01303038>

Submitted on 19 Apr 2016

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.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1
Mention : Sciences de la Terre

École doctorale Sciences De La Matière

présentée par

Roman Chelalou

Préparée à l'unité de recherche UMR 6118
Géosciences Rennes
Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes

**Formation et évolution
du bassin de
Boucheville,
implication sur
l'évolution tectonique,
métamorphique et
sédimentaire des
bassins sédimentaires
mésozoïques du
Nord-Est des Pyrénées**

**Thèse soutenue à Rennes
le 14 décembre 2015**

devant le jury composé de :

Delphine ROUBY

Chargée de Recherche,
Université de Toulouse / Rapporteur

Michel DE SAINT BLANQUAT

Directeur de Recherche CNRS,
Université de Toulouse / Rapporteur

Yves LAGABRIELLE

Directeur de Recherche CNRS,
Université de Rennes 1 / Examineur

Marie-Pierre DABARD

Maître de conférences,
Université de Rennes 1 / Examineur

Jean-François BALLARD

Expert structuraliste,
Total / Examineur

Romain BOUSQUET

Professeur,
Université Christian Albrechts, Kiel / Directeur de thèse

Thierry NALPAS

Maître de Conférences,
Université de Rennes 1 / Co Directeur de thèse

*FORMATION ET ÉVOLUTION DU BASSIN DE BOUCHEVILLE,
IMPLICATION SUR L'ÉVOLUTION TECTONIQUE, MÉTAMORPHIQUE ET
SÉDIMENTAIRES DES BASSINS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DU
NORD-EST DES PYRÉNÉES*

*FORMATION ET ÉVOLUTION DU BASSIN DE BOUCHEVILLE,
IMPLICATION SUR L'ÉVOLUTION TECTONIQUE, MÉTAMORPHIQUE ET
SÉDIMENTAIRES DES BASSINS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DU
NORD-EST DES PYRÉNÉES*

Résumé :

Les mécanismes extensifs, matérialisés physiquement sous la forme de rifts pouvant évoluer en marges passives, impliquent des interactions entre les processus tectoniques, sédimentaires et métamorphiques, particulièrement quand ils sont associés à un métamorphisme de haute température. L'étude de ces mécanismes ne peut donc se faire correctement que par une triple approche afin de cerner ces différents aspects et de contraindre les interactions qui les relient.

Une telle étude est difficile du fait de la profondeur à laquelle ont lieu ces mécanismes et donc de l'absence d'observation directe des objets géologiques qu'ils produisent.

L'alternative consiste à étudier une paléo marge passive portée à l'affleurement.

Dans le cadre de cette thèse, notre choix s'est porté sur la Zone Nord Pyrénéenne qui correspond à une paléo-marge passive mésozoïque qui a été mise à l'affleurement lors de la compression pyrénéenne à l'Éocène/Oligocène (20-40 Ma). Cette marge a subi une métamorphose HT/BP et constitue donc un bon analogue pour notre étude.

Nous nous sommes concentrés en particulier sur la partie Est de la ZNP, dans la région du massif de l'Agly qui rassemble les bassins de Saint-Paul-de-Fenouillet, du Bas-Agly et de Boucheville qui ont enregistré différentes intensités du métamorphisme. Le bassin de Boucheville étant le moins bien documenté mais ayant enregistré le métamorphisme le plus important, nous nous sommes attachés à le caractériser en détail.

Nous avons effectué une étude structurale, stratigraphique et sédimentaire de ces trois bassins afin de bien contraindre leur géométrie et leur histoire. Nous avons couplé cette étude avec des analyses du métamorphisme, principalement par des mesures par spectrométrie Raman des températures maximum enregistrées lors de l'extension créacée.

Enfin, nous avons combiné ces résultats afin de produire des coupes restaurées de l'ensemble de notre zone d'étude. Ces coupes restaurées nous ont permis de proposer un modèle de la mise en place des bassins sédimentaires mésozoïques dans la partie orientale de la ZNP.

Il apparaît au premier ordre sur une coupe N-S que la zone est structurée par un haut fond topographique constitué du futur massif de l'Agly, limité au nord par un détachement à vergence nord et au sud par un détachement à vergence sud. De part et d'autre de ce haut fond se mettent en place des bassins sédimentaires présentant une augmentation de l'épaisseur des dépôts au droit de ces détachements.

Au seconde ordre, il faut considérer que le système n'est pas cylindrique et que le massif de l'Agly se comporte comme une zone de transfert entre une subsidence forte au nord-est dans le bassin du Bas-Agly et une subsidence forte au sud-ouest dans le bassin de Boucheville.

Mots clefs :

Pyrénées, Zone Nord Pyrénéenne, Boucheville, extension mésozoïque, rifting, métamorphisme HT/BP.

*FORMATION ET ÉVOLUTION DU BASSIN DE BOUCHEVILLE,
IMPLICATION SUR L'ÉVOLUTION TECTONIQUE, MÉTAMORPHIQUE ET
SÉDIMENTAIRES DES BASSINS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DU
NORD-EST DES PYRÉNÉES*

*FORMATION ET ÉVOLUTION DU BASSIN DE BOUCHEVILLE,
IMPLICATION SUR L'ÉVOLUTION TECTONIQUE, MÉTAMORPHIQUE ET
SÉDIMENTAIRES DES BASSINS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DU
NORD-EST DES PYRÉNÉES*

Abstract:

Extensive mechanisms induce interactions between tectonic, sedimentary and metamorphic processes, especially when they are associated with a high temperature metamorphism. Therefore, the study of these mechanisms requires a threefold approach in order to identify these processes and understand the interactions between them.

Such study is hardened because of the depth of these mechanisms and the lack of direct observation.

To overcome such difficulties we chose to study a paleo passive margin now visible thanks to many outcrops.

For this thesis, we focused on the North Pyrenean Zone (NPZ) which happens to be a Mesozoic passive margin which outcropped during Eocene / Oligocene (40-20 Ma) Pyrenean compression. This margin recorded HT / LP metamorphism which makes it a good analogue for our study.

We focused on the eastern part of the NPZ, in the Agly Massif area where are located the Saint-Paul-de-Fenouillet basin, the bas-Agly basin and the Boucheville basin all of which recorded different intensity of metamorphism. The Boucheville basin is the worst documented but recorded the most metamorphism which is why we decided to study it in detail.

We conducted a structural, stratigraphic and sedimentary analysis of these three basins in order to better understand their geometry and geological history. We combined this study with metamorphism analyzes mainly provided by Raman spectrometry on maximum temperatures recorded during Cretaceous extension.

Finally, we synthetised these results to produce restored cross sections of our study area. Those cross sections allowed us to suggest a model for Mesozoic sedimentary basin formation in the eastern part of the NPZ.

Considering first order analysis, on a N-S cross section, the area made of a shoal, the future Agly Massif. It is bordered on its northern side by a north verging detachment fault and on its southern by a south verging detachment fault. On both sides of this shoal are sedimentary basins much thicker towards these detachment faults.

However, we must consider the system is not cylindrical. The Agly Massif acts as a transfer zone between two highly subsident basins, the Bas-Agly basin at its north-east and the Boucheville basin at its south-west.

Keywords :

Pyrenees, North Pyrenean Zone, Boucheville, Mesozoic extension, rifting, HT / LP metamorphism.

*FORMATION ET ÉVOLUTION DU BASSIN DE BOUCHEVILLE,
IMPLICATION SUR L'ÉVOLUTION TECTONIQUE, MÉTAMORPHIQUE ET
SÉDIMENTAIRES DES BASSINS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DU
NORD-EST DES PYRÉNÉES*

*FORMATION ET ÉVOLUTION DU BASSIN DE BOUCHEVILLE,
IMPLICATION SUR L'ÉVOLUTION TECTONIQUE, MÉTAMORPHIQUE ET
SÉDIMENTAIRES DES BASSINS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DU
NORD-EST DES PYRÉNÉES*

Thèse préparée et rédigée dans les laboratoires :

Géosciences Rennes
UMR 6118
Université de Rennes1
Campus de Beaulieu
35042 Rennes Cedex
France



Institut des Sciences de la Terre
Christian Albrecht Universität zu Kiel
Ludewig-Meyn-Str. 10
D-24118 Kiel
Germany



*FORMATION ET ÉVOLUTION DU BASSIN DE BOUCHEVILLE,
IMPLICATION SUR L'ÉVOLUTION TECTONIQUE, MÉTAMORPHIQUE ET
SÉDIMENTAIRES DES BASSINS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DU
NORD-EST DES PYRÉNÉES*

*FORMATION ET ÉVOLUTION DU BASSIN DE BOUCHEVILLE,
IMPLICATION SUR L'ÉVOLUTION TECTONIQUE, MÉTAMORPHIQUE ET
SÉDIMENTAIRES DES BASSINS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DU
NORD-EST DES PYRÉNÉES*

Cette thèse a bénéficié d'une bourse Ministère.

Les campagnes de terrain et une grande partie des analyses ont été financées par Total.

Le séjour de trois mois à Kiel (Allemagne) a été financé par Rennes Métropole dans le cadre d'une bourse de mobilité sortante.

L'OSUR a financé la fabrication de lames minces.

*FORMATION ET ÉVOLUTION DU BASSIN DE BOUCHEVILLE,
IMPLICATION SUR L'ÉVOLUTION TECTONIQUE, MÉTAMORPHIQUE ET
SÉDIMENTAIRES DES BASSINS SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DU
NORD-EST DES PYRÉNÉES*

Remerciements :

Il m'est apparu, et je me trompe peut-être, sûrement, j'espère, que Le vrai but des remerciements de thèse, outre le pur protocole, est de permettre aux gens qui ont traversé la vie du thésard, ne serait-ce qu'un court moment, de se voir congratulé et ainsi de partager, voire même de s'approprier, un peu de la gloire éternelle qui auréole le désormais docteur. (Je verserai un euro à Académie Française Sans Frontière pour chaque virgule de ce texte.)

Par pur esprit de dissidence et afin de ne froisser personne je ne vais pas, comme c'est fait ordinairement, présenter mes remerciements par ordre hiérarchique (directeur, membre du jury.....amis, famille, papa, maman) mais par ordre chronologique. Chaque lecteur connaissant à peu près l'époque à laquelle il m'a rencontré pourra alors se reporter directement à la période concernée, s'évitant ainsi une lecture aussi inutile que fastidieuse.

Bonne lecture donc et commençons... je remercie, par ordre d'apparition :

Ma famille bien sûr, ma maman qui a élevé ce beau bébé de 90 kilogramme, maman qui m'a toujours soutenu, qui a cru en moi, qui voit quel bel homme je suis devenu tout en étant persuadée que je serai toujours son petit manou d'amour, maman merci.

Mon papa bien évidemment que j'aime et qui m'aime, même si on ne se le dit jamais, et dont je connais l'impossible fierté qu'il ressent à mon endroit. Papa qui m'a fait découvrir la variété française (la bonne hein, pas Clayderman) et qui chante les Beatles en yaourts comme pas deux, papa merci.

Je tiens également à remercier Ma mamie aussi que j'aime et même que c'est la seule qui me reste alors je l'économise (non en plus ce n'est pas vrai je l'économise pas du tout j'en profite à fond). Mamie qui m'a fait écrire mon premier journal, qui m'a appris les premières chansons (il était une bergère et ron et ron, il était une bergère qui allait au marché (tien c'est deux chansons commencent pareil, troublant hasard) ...etc) qui m'a montré la campagne et cuisiné les meilleurs flans tout prêts en poudre du monde entier (le secret du lait de brebis entier et frais).

Il est bien évident qu'il faudrait deux cent pages au bas mot pour écrire tout ce qu'ils m'ont appris et à quel point je les en remercie, mais je vais t'épargner cela lecteur, donc maman, papa mamie : merci pour tout je vous aime.

Un mot pour papi que je n'ai pour ainsi dire jamais connu mais que j'ai toujours eu au cœur, comme un fantôme, ou un fantasma, je l'ai toujours aimé et j'ai toujours aimé ce qu'on m'a raconté de lui, même ces défauts paraissaient être des qualités, papi qui aurait été si fier : bisou.

Mes oncles, tantes et cousins, premier degré, second degré et plus : merci. Pour certain ça fait longtemps que je ne vous pas vu et j'espère que vous allez bien, je connais pas tout aussi bien que je le voudrais mais merci tatie Françoise, Marie, Elsa, Madjid, Hachimi, Chantal, Juliette, Cécile, Boualem Rachid, Murielle, Sarah, Sardia, Sarah, Daniel, Julien, Yoram, mais aussi tatie Janine, tonton Paul, Nathalie, Pascal, Gaëlle, tatie Janette, tonton Roger, Guy, Claudine, Delphine, Élodie, tata Paulette, Magie, Bernard, l'autre Bernard etc... il y en a trop. Merci à tous, pour tous les moments partagés, les bouffes les

conseils, les discussions, les parties d'échec le gibier, le chocolat les pêches, les courges, le raisin, on ne choisit pas sa famille, je vous aime.

Un petite pensée pour celles et ceux qui ont fait le déplacement pour me voir soutenir ma thèse et qui n'ont rien compris pendant trois heures, au point de me demander si ce que j'avais dit avait réellement un sens ou si c'était juste du charabia. À celles et ceux-là : merci et oui rassurez-vous ce n'était que du charabia.

Ceux qui se sont occupé de moi, Mr Dédé le vieil imprimeur, le promeneur de Montmartre, blessé de guerre de 14/18, qui m'apprenait à lire sur les plaques minéralogiques, Mme Vrel qui m' a nourri et appris la discipline toute Suisse-Allemande qu'elle était et ce sans jamais me limiter en rien, et Nicole bien sûr, ils m'ont éduqué et instruit eux aussi et je ne pourrais oublier les heures caché sous la table de ce petit appartement de concierge, à jouer avec la peluche du bébé panthère. Merci.

Les vieilles connaissances maintenant, difficile à hiérarchiser ici, et difficile d'en dire tout ce que j'en pense, alors je vous en prie mes amis, ne vous vexez pas.

Les vieux copains du bled et les enfants des amis de la famille, Aurélien, les balades en forêt, le bricolage à l'établis, Clara, Charlotte, Clémence, Babeth et Bernard, les vacances aussi, à la mer au grau d'Agde, le tir à l'arc, et les réveillons du nouvel an à Paulhe avec les Garlencs, Max, Olivier, Albert et Marie-Claude), et les chansons au coin du feu, accompagnées d'une guitare à une corde (on savait pas en jouer de toutes manières), à tous merci.

Les copains du quartier, Toto en premier, l'éternels parisien, mon frère de toujours, depuis la maternelle Ferdinand Flocon, les pogs et police secrète et jusqu'à aujourd'hui. À part une conquête amoureuse je n'arrive pas à trouver quelque chose qu'on n'ait pas partagé au moins une fois. Merci à Nono et Kevin et toute la bande du quartier et de Paris que je ne pourrais citer, les anciens comme les nouveaux (Fathy, Lior, Tinmar, Clochette, Jd, Bastoche etc). Merci d'être là! Quand je vous dis à 21h que j'arrive à 23h à Paname, il y a toujours le temps pour une bière, je peux vous assurer que c'est comme une amarre que de savoir qu'il y a toujours quelqu'un content de me voir au quartier quand je rentre (en plus de ma mère bien sûr mais c'est pas tout à fait pareil)

Les amis du collège et du lycée, Nico, Gregounours, Valou, Soleil, je n'oublie pas nos discussions autour des chichas quand on refaisait le monde, nos premières vacances road trips, la musique qui nous a rapprochés un peu plus et bien sur ce voyage en Inde, aux portes de l'Himalaya qui reste encore ma plus grande expérience de vie et que j'ai partagé avec vous. Et puis toi thomas et Fernand, Antoine, Seb, et la bande filles bien sûr, Jen, sur son toit au bourget, Tati, Coline et Marine et Marie qui m'a fait découvrir un peu plus mon quartier et Sophie. Merci d'avoir partagé ça avec moi.

J'ouvre ici une parenthèse pour parler de tous ceux qui n'ont pas de lien avec mes études mais qui ont tellement compté.

Tous ceux qui m'ont appris le violon, vous m'avez permis, de me faire plaisir et a l'occasion de divertir les copains, pour ça merci.

Les copains de l'aïkido que je n'ai pas vu depuis si longtemps, le Kiranbo (c'est un jeu de mot oui), Richard sensei, Jeronimo, Djé, Coline, Julien, Naomi (qui m'a fait découvrir Vaour) et tous les autres. L'aïkido m'a appris tant de choses sur mon corps, mon esprit et ma relation à l'autre qu'il m'est impossible de le décrire, mais si vous cherchez un club à Paris avec un esprit de liberté n'hésitez pas, allez-y.

Le l'Été de Vaour c'est un festoch qui a lieu depuis plus de trente ans dans un petit bled du Tarn (Vaour, c'est le nom du bled, bien joué les gars). Il a lieu début août et dure une semaine. Une semaine pendant laquelle on s'enrichit de manière exponentielle. Une chose en amenant une autre c'est Naomi (aikido...kiranbo) qui m'a fait découvrir Vaour, j'y ai découvert tant de gens qui ont compté et compte, Antoine, Zoé, Nina, Nina (oui il y en a deux), Juju, Louise, Jp, Hinde, Rachid, Rachel, toute une bande de parisiens et bien d'autres que je ne peux citer. Je vous remercie tous et ne dirais qu'un mot CHUNGAAAAAAAAA. J'ai à mon tour fait découvrir Vaour à soleil qui pour me remercier ma fait découvrir tous les bars et barmans de Toulouse, merci tonton.

L'Elaboratoire, lieu atypique de rennes qui forme depuis plus de 15 ans non un collectif mais plus une collection de personnes et des savoir-faire, on y trouve artisans et artistes de toutes sortes, désireux de vivre autrement, merci à eux et à ce lieu constamment en danger, j'espère qu'il restera actif encore longtemps.

Dans la même veine merci au 56 à Grenoble, aujourd'hui fermé, où j'ai découvert la vie en autogestion et la culture libertaire.

Merci également à la librairie café Antigone à Grenoble.

Et de manière plus large Je ne remercierais jamais assez Paris d'être Paris et je lui en voudrais toujours pour ça. Montmartre sera toujours ma colline à moi et Château rouge mon quartier. Et bien sûr Lauroux sera toujours mon village et je ne serais jamais aussi complet qu'en me sentant appartenir aux deux à la fois.

La fac maintenant !

À Jussieu d'abord.

Ambiance particulière puisque j'y ai découvert en première année la politisation, je pense en particulier à toi Piero tonton qui m'a fait faire ma première vraie erreur politique : m'encarter à l'unef. Mais aussi à toi Camille qui a tant compté pour moi et Juju, Vad, Guigui, Lola, Fred, Laure, Hugo, mais aussi Boris, Mimi, Thomas et tous les autres. Le Finnegan's Wake et papa, les Cigognes et le Linné nous auront bien soutenu pendant cette période.

C'est lors de ma licence à Jussieu que j'ai fait mon premier stage de terrain, scellant ainsi mon destin. Je ne saurais trop conseiller aux jeunes géologues indécis d'attendre leur premier vrai stage de terrain avant d'abandonner. Cette expérience apporte un nouvel éclairage sur la science et les chercheurs. C'est notamment lors du stage de L3 que j'ai rencontré Laurie Barrier qui deviendra ma maître de stage l'année suivante et me mettra en contact avec Thierry Nalpas avec qui j'ai fait cette thèse, merci à elle. Merci également à Pascale Philippot, Yves Gaudemer et Frédéric fluteau, professeur à Jussieu, ainsi qu'à Zarie Rouas la grande prêtresse des gestionnaires, gloire à elle.

À Montpellier ensuite.

J'y ai appris ce qu'était vraiment la géologie, et je vis que cela était bon.

Je tiens à remercier en particulier le professeur Michel Lopez, professeur et amis qui a su me conseiller sur mon orientation notamment. Je remercie également les différents professeurs de ce master, Aurélien Gay Michel Serrane, Roger Soliva, Pierre Labaume, Alain Chauvet, Alain Vauchez et bien sûr Marie-France Roche la gestionnaire attaché à l'enseignement, notre interlocutrice dévouée et tellement efficace. C'est à Montpellier également que j'ai connu mes camarades qui sont devenu mes amis, Tonio, Flo, Flo (oui il y en a deux aussi, l'un est un garçon, l'autre est une fille, saura-tu trouver qui est qui ?), Ari, François, Nesma, Fabien et bien sûr entre tous Sarah et Elian.

À Rennes enfin.

J'ai découvert Rennes en travaillant avec François Guillocheau, personnage s'il en est et sacré caractère. Tu m'a donné le premier ma chance, merci pour ça.

Merci bien sûr à Romain Bousquet pour m'avoir proposé cette thèse et pour m'avoir accompagné en particulier pour la pétrologie, discipline qui n'était pas ma spécialité si l'on peut dire.

Merci également à toi Thierry pour avoir codirigé cette thèse et m'avoir encadré pendant ces trois ans à Rennes, pour ta franchise et pour ton humour.

Merci aussi à Mathieu Barthas, Maxime Prevost et Milton Boucard qui m'ont accompagné sur le terrain et qui ont participé à ce travail.

Merci à Abdel pour son expertise et son temps à Orléans.

Merci aux membres du jury, Yves Lagabrielle, Marie-Pierre Dabard, Delphine Rouby, Michel De Saint Blanquat et Jean-François Ballard pour avoir accepté de juger ce travail et pour les remarques et critiques pertinentes que j'ai reçu. Yves en particulier avec qui j'ai pris beaucoup de plaisir à faire du terrain et dont les avis scientifiques comptent beaucoup pour moi, Yves pour la pédagogie dont tu fais preuve au quotidien merci.

Merci également aux chercheurs du laboratoire de Géosciences Rennes avec qui j'ai pu échanger et apprendre et qui ont souvent été disponible. Je ne pourrais pas tous les citer, je pense à vous Marc et Philippe avec qui je me suis payé quelques bonnes tranches.

Merci évidemment à tous ceux qui ont permis ce travail, les techniciens et spécialistes, de France et d'Allemagne : Xavier, Andreas Barbara, Peter, et les gestionnaires : Marie-Paule, Stefanie, Chantale, Julia, Aline. Merci à vous.

Je ne m'appesantirai pas sur des lieux comme le Hibou, je Synthi, le Chat bavard, Ramon et Pedro, le Gazoline le Papier timbré, le Ptit bar, l'Amaryllys et leurs patron-ne-s et bar-man-maid-s respecti-f-ve-s

Merci pour votre soutien !

Enfin merci à ceux qui m'ont accueilli quand je suis arrivé à Rennes et m'ont accompagné dans et même soutenue dans mes errements

Je pense bien sûr à toi Justine avec qui j'ai partagé bureau, nourriture et râlage.

Mais je pense aussi à toi Samy et à toi Fabou pour l'accueil que vous me faites.

Et bien sûr à toi Sylvia, et toi Paulo, Camille et puis toi aussi Bob et toi Gemma et Marie ma chérieeeeeee et aarg il y en tant... pour la coloc Guigui, la Queu (j'vous aime putain) et la boche (et aussi pour le judo), et puis Ben et Zouzou et Loic et la Deul et Eliot, son whisky et ses chevaux, et Pierre-Louis aussi et Jérôme et Anne-Claire tu crois que je t'avais oubliée, et Totof et j² et jeannette et Theo bien sûr, et Pipo et Marie pis Pipette, et Caro, Aurélie, Feigna, Dany, Diana, Régis. Et vous là, la bande des rennais Alexis, Guigui, Tangui, Manu, je vous oublie pas. Et les autres rennais, les immigres, Olivier, Eric, Fabien, Carole merci.

Merci à vous tous pour m'avoir aidé à la fin quand c'était dure, et tout le reste du temps quand c'était mou.

Et merci à toi aussi que j'ai oublié de citer, j'espère que tu ne m'en voudras pas

Merci !!

Enfin je souhaiterais remercier les personnes qui ont corrigé cette thèse durant les différentes phases de sa rédaction en espérant n'oublier personne : merci donc à Camille, Zoé, Justine, Justine, jeannette, Paulo, Thomas, Guillaume et Maman !

Et comme il semble évident à la multitude, au vu des cadeaux du pot de thèse, que je suis assimilable à un motard anarchiste qui fait la cuisine (ou à un gourmet qui roule en moto en chantant du Leo Ferré, au choix) voici des citations qui pourrais convenir puisqu'il faut mettre au moins une citation illustre en début de thèse pour avoir les subventions.

« Cuisiner suppose une tête légère, un esprit généreux et un cœur large. » Paul Gauguin.
Ça c'est bin vrai ça !

« Mieux vaut un instant de vie véritable que des années vécues dans un silence de mort. » Michel Bakounine.

Tu l'as dit Michmich

Ps : Je sais (en fait non je ne sais pas, se serait grave, mais je me doute très fortement) que ce texte est bourré de fautes, mais je les assume toutes.

Les remerciements n'ont pas été corrigés par une tierce personne, merci à elle.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES FIGURES.....	19
PARTIE 1. INTRODUCTION	25
1.1. Modèles de marge passive en contexte extensif.....	26
1.2. Les marges transformantes et obliques	36
1.3. Les marges passives volcaniques.....	37
1.4. Problématique et choix de la zone d'étude.....	39
PARTIE 2. LES PYRÉNÉES.....	41
2.1. Contexte géologique des Pyrénées de l'hercynien à l'actuel.....	43
2.1.1. L'orogénèse varisque	43
2.1.2. Le rifting permo-triasique.....	45
2.1.3. L'extension mésozoïque.....	45
2.1.4. La compression pyrénéenne	48
2.2. Synthèse des travaux sur la partie orientale de la ZNP	51
2.2.1. Stratigraphie	55
2.2.2. Données Structurales	63
2.2.3. Le Métamorphisme	65
PARTIE 3. MATÉRIELS ET MÉTHODES.....	71
3.1. Thermométrie Raman.....	72
3.2. Spectrométrie de fluorescence X.....	73
3.3. Microsonde	73
3.4. Datation U-Pb sur sphène.....	74
PARTIE 4. LES BASSINS DE SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET ET DU BAS-AGLY.....	77
4.1. Le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet.....	78
4.1.1. Résultats.....	79
4.1.2. Discussion	89
4.1.3. Conclusion.....	91
4.2. Le bassin du Bas-Agly.....	93
4.2.1. Colonne stratigraphique générale	94
4.2.2. Résultats.....	96
4.2.3. Discussion	101
4.2.4. Conclusion sur le bassin du Bas-Agly	104

4.3.	Conclusion.....	104
	PARTIE 5. LE BASSIN DE BOUCHEVILLE	105
5.1.	Article.....	107
5.1.1.	Introduction	108
5.1.2.	Geological setting.....	109
5.1.3.	Results.....	111
5.1.4.	Interpretation and discussion	120
5.1.5.	Conclusion.....	123
5.2.	Complément	127
5.2.1.	Stratigraphie	127
5.2.2.	Structure et déformations.....	128
5.2.3.	Métamorphisme.....	131
5.2.4.	Discussion	133
5.3.	Conclusion.....	135
	PARTIE 6. LES SÉRIES SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DANS LE MASSIF DE L'AGLY	137
6.1.	Introduction	138
6.2.	Les carbonates du barrage de l'Agly.....	139
6.3.	Les brèches de la Serre de Verges.....	139
6.4.	Les carbonates de la Serre de Cors.....	141
6.5.	Discussion	141
6.6.	Conclusions.....	143
	PARTIE 7. SYNTHÈSE GÉNÉRALE ET MODÈLE DE MISE EN PLACE DE LA ZONE..	145
7.1.	Coupes et restauration de la zone d'étude lors de l'extension crétacée ...	146
7.2.	Discussion générale	153
7.3.	Conclusion générale.....	156
7.4.	Perspectives	158
	BIBLIOGRAPHIE.....	159
	ANNEXES	172

TABLE DES FIGURES

Figure 1-1 : Classification des rifts de Sengör & Burke (1978). À un rift actif. B un rift passif (d’après Merle, 2011). 26

Figure 1-2 : Modèle thermomécanique d'une croûte en extension ductile (Mckenzie, 1978). 27

Figure 1-3 : Modèle proposé pour expliquer le mécanisme de l'amincissement de la croûte sous les marges passives (Boillot et al., 1980). L’amincissement résulterait essentiellement de l'extension tectonique qui induit des failles listriques s’étendant jusqu’à la base de la croûte. Cette extension est associée à des diapirs de serpentine dont la mise en place est favorisée par la proximité du manteau 28

Figure 1-4 : Modèle de rift en cisaillement simple (Wernicke, 1985). 29

Figure 1-5 : Les différents modes de l’extension continentale proposés par Buck (1991), à partir de différents profils rhéologiques. (a) Mode d’extension de type dôme métamorphique (« core complex ») d’une lithosphère très peu résistante et très « chaude », (b) Mode de rift large (« wide rift ») d’une lithosphère moins résistante et « chaude », (c) Mode de rift étroit (« narrow rift ») d’une lithosphère résistante et « froide ». Qs est le flux de chaleur en surface..... 30

Figure 1-6 : modèle d'extension continental à 4 couches (Brun & Beslier, 1996). 30

Figure 1-7 : Modèle numérique d’une lithosphère « froide » de 120 km d’épaisseur en extension (Bassi et al., 1993). La vitesse d’extension est de 1,2 cm par an. Le dégradé de gris représente les valeurs de contraintes, les valeurs les plus faibles sont claires et les plus élevées foncées... 31

Figure 1-8 : Modèle numérique de lithosphère (Huet et al., 2011). 32

Figure 1-9 : Diagrammes conceptuels illustrant les différents modèles proposés par Huismans & Beaumont (2014) pour expliquer l’extension et les différents types de ruptures suivant les différents types de marges (Type I, II et III) définis par les auteurs. Chaque type de marge présente une variante A et C entre une lithosphère classique et une lithosphère inférieure appauvrie (Huismans & Beaumont, 2014). 33

Figure 1-10 : Distribution de la contrainte et partitionnement de la déformation au cours de l’amincissement de la lithosphère: (a) une phase d'exhumation; (b) phase d'amincissement; (c) de la phase initiale.. (Mohn et al., 2012). Ce modèle présente une rupture continentale polyphasée pour une lithosphère à 5 couches..... 34

Figure 1-11 : Représentation schématique de l'évolution dans le temps du métamorphisme créacé dans le domaine pyrénéen. En haut : phase hydrothermale précoce affectant le socle paléozoïque. Cet épisode est contemporain de l'activité de grands cisaillements ductiles comme celui du Saint-Barthélemy ; en bas : métamorphisme HT/BP affectant essentiellement la couverture (Clerc, 2015). 35

Figure 1-12 : Ligne sismique de la marge angolaise et habillage avec le modèle de marge hyper-étirée, (Unternehr, 2010). 36

Figure 1-13 : Organisation structurale et chronologique de la marge oblique du golfe d’Aden (Fournier et al., 2010). 37

Figure 1-14 : Coupe schématique d’une marge passive volcanique. L’existence de bassins sédimentaires en position interne n’est pas obligatoire. SDRint et SDRext (Seaward-Dipping Reflectors) : prismes de laves inclinées vers l’océan, en position interne ou externe (modifié d’après Geoffroy, 2005). 38

Figure 2-1 : a : Carte structurale des Pyrénées modifiée d’après Clerc (2012). b : Profil ECORS interprété et restauré (Visser et Meijer, 2012). 42

Figure 2-2 : Corrélation des unités paléozoïques en Europe par Ballèvre et al. (2009).....	44
Figure 2-3 : Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie entre 118 Ma et 84 Ma (Roest & Srivastava, 1991).....	46
Figure 2-4 : Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie, 1 : 150 à 120 Ma, 2 : 120 à 90 Ma, 3 : 90 à 80 Ma (Olivet, 1996).	46
Figure 2-5 : Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie entre 156.5 Ma et 118 Ma (Sibuet et al., 2004).	47
Figure 2-6 : Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie entre 145 Ma et 110 Ma (Jammes et al., 2009).	48
Figure 2-7 : Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie entre 84 Ma et 24 Ma (Roest et Srivastava, 1991).	49
Figure 2-8 : Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie entre 118 Ma et l'actuel (Sibuet et al., 2004).....	50
Figure 2-9 : a : Carte structurale des Pyrénées. b : Carte géologique de la partie est de la ZNP, modifiée d'après Clerc (2012). c Synthèse des températures connues dans les bassins mésozoïques métamorphiques de la partie est de la ZNP, d'après Clerc (2012). B.B. : Bassin de Boucheville.	51
Figure 2-10 : Carte géologique de la zone d'étude comprenant les bassins de Saint-Paul-de-Fenouillet, du Bas-Agly et de Boucheville ainsi que le massif nord pyrénéen de l'Agly (complétée d'après Fonteilles et al., 1993).	53
Figure 2-11 : Tableau synthétique des étages et faciès stratigraphique du Jurassique et Crétacé observables dans la couverture sédimentaire mésozoïque de notre zone d'étude (modifié d'après Callec et al., 2006).....	55
Figure 2-12 (page suivante) : Charte chrono-stratigraphique de la zone d'étude (massif de l'Agly, bassins de Boucheville, de Saint-Paul-de-Fenouillet et du Bas-Agly et écaillés sous pyrénéennes, d'après Berger et al. (1993). Échelle : la limite rouge symbolise le changement d'échelle au top du Caradoc. Milieu de dépôt : C marin confiné, SF schoreface, OS offshore.....	60
Figure 2-13 : Organisation structurale du Bassin de Boucheville (Choukroune, 1970).	65
Figure 2-14 : Schéma de la circulation des fluides comme vecteur du métamorphisme (Dauteuil & Ricou, 1989).....	68
Figure 3-1 : Exemple de diagramme de Tera-Wasserburg.....	75
Figure 4-1 : Carte géologique du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet (d'après Fonteilles et al., 1993). Localisation de la coupe et des échantillons.	79
Figure 4-2 : Colonnes stratigraphiques de la coupe A-A' (Fig. 3-1) du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. La colonne de gauche représente le flanc sud du synclinal, la colonne de droite le flanc nord (Gorges de Galamus).	79
Figure 4-3 : Lithologie et structure de la base de la série Mésozoïque des gorges de Galamus. a : marnes sombres à patine jaunâtre du Trias. b : Plis et failles inverses dans le Lias inférieur. c : Panorama de la base du Mésozoïque à l'entrée nord des gorges de Galamus.	81
Figure 4-4 : Détails des niveaux laminés (a, b et c), bioturbés (d), bréchiques (e) et cataclasés (f) de la série jurassique indifférenciée des gorges de Galamus.	82
Figure 4-5 : Lithologie de la série urgonienne des gorges de Galamus. a : Calcaires gris massifs à Rudistes (Valanginien à Aptien inférieur). b : Plissements dans les marnes de l'Aptien supérieur. c : lame mince dans les marnes noires bioclastiques (Aptien supérieur). d : Ensembles récifaux parfois bréchifiés de l'Aptien supérieur.	83

Figure 4-6 : Lithologie et détails granulométriques de la série marneuse de l'Albien du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. a : alternance calcaires jaunes/marnes noires. b : sommets des bancs érodés et bioturbés. c : laminations planes parallèles. d : rides de courant. e : photo de lame mince des rides. f : photo de lame mince de la base érosive des marnes.	85
Figure 4-7 : Stéréogrammes illustrant la schistosité dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ligne pleine : S0, pointillés grossiers : S1, pointillés fins : S2.....	86
Figure 4-8 : Stéréogrammes des failles décrochantes senestres dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet.....	86
Figure 4-9 : Organisation des schistosités S1 et S2 (pointillés noirs) et des nodules diagénétiques (rouge) par rapport à la stratification S0 au nord du village de Saint-Paul-de Fenouillet. La stratification est ici sub-verticale à inverse à pendage fort vers le sud.	87
Figure 4-10 (à droite) : Spectre Raman de l'échantillon Bo-14-36 mesure 01. La position et l'intensité des bandes G et D sont caractéristiques d'un métamorphisme de moyenne température et représentatives des températures mesurées dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet.	88
Figure 4-11 (à gauche) : Localisation et intensité des mesures de température (en °C) par spectrométrie Raman sur matière organique dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Les températures inférieures à 230°C sont indiquées en vert, entre 230°C et 250°C en jaune, entre 250°C et 270°C en orange et celles supérieures à 270°C sont indiquées en rouge.	88
Figure 4-12 : Coupe N-S du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Les isothermes sont interprétées à partir des températures mesurées par spectrométrie Raman.....	89
Figure 4-13 : Charte tectono-stratigraphique synthétique du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet.	90
Figure 4-14 : Carte géologique du bassin du Bas-Agly (d'après Fonteilles et al., 1993). Localisation des échantillons.....	93
Figure 4-15 : colonne sédimentologique synthétique du bassin du Bas-Agly (d'après Berger et al., 1993).....	94
Figure 4-16 : Extrait de la carte géologique du Bas-Agly. En orange la localisation des Brèches éocènes (eBr) selon la carte géologique de Rivesaltes (Fonteilles et al., 1993). 1 la carrière de Roc Pintu. 2 la carrière de Baixas.....	96
Figure 4-17 : Photographies légendées de sections polies de brèches de type eBr issues de la carrière du Roc Pointu (Boucard, 2015).....	97
Figure 4-18 : Photographies légendées du contact brèches eBr/encaissant et des limites de couches (Boucard, 2015).	98
Figure 4-19 : Photographies légendées de lames minces polies en lumière normale (à droite) et en lumière polarisée analysée (à gauche). Ces brèches sont issues de brèches eBr de la carrière du Roc Pointu (Boucard, 2015).....	98
Figure 4-20 : Affleurement dans la carrière de Baixas, a : photographie d'un front de taille, b : photographie légendée. Trois ensembles sédimentaires granoclassés, séparés par des bases érosives sont visibles ; l'ensemble numéro deux pourrait être un debris-flow avec les blocs les plus importants au sommet puis des fines qui viennent sceller. En rouge un système karstique tardif.	99
Figure 4-21 : Photographies légendées de lames minces polies issues de brèches eBr de la carrière de Baixas. a : lumière normale. b : lumière polarisée analysée.	100
Figure 4-22 : Spectre Raman de l'échantillon Bo-14-240 mesure 05. La position et l'intensité des bandes G et D sont caractéristiques d'un métamorphisme de haute température et représentatifs des températures mesurées dans le cœur du bassin du Bas –Agly.....	100

Figure 4-23 : Localisation et intensité (en °C) des mesures du métamorphisme par spectrométrie Raman sur matière organique dans le bassin du Bas-Agry. Les carrés représentent les données issues de Vauchez et al. (2013), les étoiles représentent les données issues de Golberg et Leyreloup (1980) et les cercles représentent les résultats de cette étude. Les températures inférieures à 400°C sont indiquées en vert, entre 400°C et 500°C en jaune, entre 500°C et 550°C en orange et celles supérieures à 550°C sont indiquées en rouge. La ligne en pointillé rouge est le prolongement de la faille inverse de Latour-de-France. 101

Figure 4-24 : Charte tectono-stratigraphique synthétique du bassin du Bas-Agry. 103

Figure 5-1 : a: Structural map of the Pyrenees. b: Geological map of the Northeast Pyrenees modified from Clerc (2012). c: Synthesis of known temperatures in the metamorphic Mesozoic basins of the NPZ (modified from Clerc, 2012). B.S.: Boucheville syncline. 108

Figure 5-2 : a: Structural and geological map of the eastern part of the Boucheville basin with location of the cross-sections presented in Figure 5-8. b: stereogram of stratification plans poles. c: stereogram of isoclinal folds plans and hinges..... 110

Figure 5-3 : a: Four stratigraphic columns made along the section A-A', from South to North, reflecting the thickness variations in the basin and the preferential localization of the deformation along the northern edge. b: Synthetic stratigraphic column of the basin, the change in the depositional environments illustrates the deepening of the basin. 1: Aptian-Albian, 2: Jurassic to Barremian, 3: Triassic, 4: Basement, 5: Carbonate interbedded layers, 6: Slump. 111

Figure 5-4 : Lithology of the Boucheville basin. a: Thin section of Hornfels of Vira, Northeast of Sournia. b: Thin section of Boucheville calcschists, thin upper series, North of Pezilla-de-Conflent. c and d (thin section): Boucheville calcschists, coarser lower series, flat and wavy laminations in carbonate alternations, northern limit of cross -section B-B'. e: Slopes breccias and slumps in the Jurassic series in the Southeast of Caramany. f: Section of the slump visible on image e. 113

Figure 5-5 : Deformations in the Boucheville basin. a: Boudinage of calc-quartz veins in calcschist to the South of Vivier. b: Diopside with rotation and a pressure shadow in the Southeast of the Caramany marbles. c and d: Sigmoidal deformations affecting marbles in the village of Sournia. e and f: Isoclinal folds synchronous with boudinaged calc-quartz veins in calcschist in South of Vivier. g: Thin section of boudinaged magmatic vein in the Northeast of Sournia..... 115

Figure 5-6 : Map of the maximum temperatures recorded during the Mesozoic metamorphism measured by Raman spectroscopy and the characteristic mineralogic assemblages. 117

Figure 5-7 : PT estimations for diopside-bearing metacarbonates of the Boucheville basin (sample B01363). A: SEM image of the metamorphic minerals: A1) Peak-temperature mineral assemblage composed of Diopside-rich Clinopyroxene (CPx)-Anorthite (An)-Biotite (Bt)-Orthoclase (Kf)-Calcite-Pyrite. A2) Retrograde assemblage in which Quartz (Qz) is stable. B: Stability field of the studied mineralogical assemblage is large, with a T-range of at least 200°C. This assemblage can be stable up to 0.8 GPa. C: Quantitative models for isobaric metamorphism for the sample B01363 (T-X_{CO₂-H₂O} diagram) at 0.35 GPa and at 0.2 GPa. D: Quantitative models for isothermal metamorphism for the sample B01363 (P-X_{CO₂-H₂O} diagram) at 580°C. At this temperature, the pressure can be limited at 0.35 GPa for this sample. 118

Figure 5-8 : Titanite grains used to date the magmatic sill (titanite grain 4 is out of the picture). b: LA-ICP-MS U-Pb results plotted in a Tera-Wasserburg diagram. Errors are listed at 1 sigma..... 119

Figure 5-9 : Cross section A-A', B-B' and C-C' in the Boucheville basin with isotherms placed according to the temperature map shown in Figure 5-6. The black crosses symbolize the churches in the villages 120

Figure 5-10 : Tectonic and sedimentological evolution model of the Boucheville basin, focusing on the northern edge of the basin..... 122

Figure 5-11 : Colonnes stratigraphiques de la coupe B-B' (Fig. 5-2), du sud vers le nord..... 127

Figure 5-12 : Photo et schéma des brèches sédimentaires et slumps dans les marbres proches de la limite Nord du bassin, route de Vira. En bleu les bancs massifs de marbre, en jaune les brèches sédimentaires et slumps, en rouge la surface d'érosion et en gris les éboulis. 128

Figure 5-13 : Photo et schéma d'un slump visible dans les marbres au Nord-Est de Trevillach..... 128

Figure 5-14 : Stéréogrammes des failles observées le long de la coupe B-B'. 129

Figure 5-15 : Stéréogrammes de la FNP à l'Est de Sournia et au Nord de Trevillach. Ce dernier montre un mouvement décrochant senestre de la FNP. 129

Figure 5-16 : Stéréogramme des plans de charnières (en noir) et d'azimuts des axes (en rouge) des plis isoclinaux décrits dans la partie nord du bassin de Boucheville. 130

Figure 5-17 : Photo et schéma de plis isoclinaux visibles dans les marbres au Nord-Est de Trevillach. 130

Figure 5-18 : Stéréogramme des plans de charnières (en noir) et d'azimuts des axes (en rouge) des plis isoclinaux décrits au Nord-Est de Trevillach..... 130

Figure 5-19 : Photo et schéma du contact très déformé entre les schistes ordoviciens du massif de l'Agly et les marbres bréchiques de la couverture sédimentaire du bassin de Boucheville. 131

Figure 5-20 : Stéréogrammes des plans des veines calco-quartzeuses. a : veines situées le long de la bordure Nord du bassin, b : veines situées le long de la bordure Sud du bassin..... 132

Figure 5-21 : Cartographie des éléments par Microsonde sur l'échantillon Stm1..... 133

Figure 1-1 : Carte géologique de la zone d'étude. En orange la localisation des ensembles carbonatés mésozoïques : 1 les carbonates du barrage de l'Agly, 2 la Serre de Verges, 3 la Serre de Cors, 4 le Roc de Lansac et 5 les carbonates du lac de Caramany. En pointillé les coupes sériées de la zone. 138

Figure 1-2 Carbonates cargneulisés et à structure saccharoïde du barrage de l'Agly 139

Figure 1-3 : Stéréogramme des plans et linéations d'étirement dans les granites altérés le long du contact nord de la Serre de Verges. 140

Figure 1-4 : a : Photographie illustrée (Boucard, 2015). b : stéréogramme de la déformation fragile tardive dans les brèches de la Serre de Verges 140

Figure 1-5 : Brèche de la Serre de Cors 141

Figure 7-1 : (page suivante) Coupes générales de la ZNP (Fig. 6-1). A et B modifiées d'après Fonteilles et al. (1993). C modifiée d'après Vaudin (1982), Fonteilles et al. (1993), Clerc (2012) et Vauchez et al. (2013)..... 146

Figure 7-2 : Coupe A restaurée a) au Jurassique, b) à l'Albien et c) au Cénomanién..... 150

Figure 7-3 : a Coupe C restaurée au Jurassique. b coupe C restaurée à l'Albien. 152

Figure 7-4 : Bloc diagramme synthétique représentant la structure de la croûte de la partie de la ZNP comprise entre les coupes A et C (Fig. 6-1) à l'Albien. 155

PARTIE 1. INTRODUCTION

Si vous souhaitez avoir accès à des données, discuter de mes interprétations, ou tout autres informations sur la zone, n'hésitez pas à me contacter :

chelalou.roman@hotmail.fr

1.1. MODÈLES DE MARGE PASSIVE EN CONTEXTE EXTENSIF

Les phénomènes de déchirure continentale ont commencé à être compris et modélisés dans les années 60 avec la théorie de la tectonique des plaques qui est l'expression en surface de la convection mantellique. Selon cette théorie, la lithosphère, couche externe de la Terre, est divisée en plaques rigides qui se déplacent sur l'asthénosphère, plus ductile.

Les concepts, entrevus dès le XVI^e siècle (Abraham Ortelius dans *Thesaurus geographicus*, 1596), puis par le climatologue allemand Alfred Wegener au début du XX^e siècle (1912) à partir de considérations cartographiques, structurales, paléontologiques et paléoclimatiques, ont été clairement établis à la fin des années 60 par Xavier Le Pichon (1968).

Cette théorie permet de décrire la séparation d'un bloc continental en plusieurs fragments divergents pouvant aboutir à la formation de croûte océanique, phénomène que l'on appelle rifting continental. De part et d'autre de la croûte océanique nouvellement créée, deux marges continentales, dites passives, correspondent à la transition vers la croûte continentale non affectée par le rifting. Classiquement, les mécanismes de rifting sont classés en deux groupes : le rifting actif et le rifting passif (Sengör & Burke, 1978).

Un rifting est dit actif s'il résulte de l'ascension d'un panache mantellique qui va, par érosion thermique, amincir la croûte. Après une phase de surrection associée à des phénomènes volcaniques, la croûte va se fracturer et subsider. L'extension de la lithosphère et la subsidence qui en découle sont une conséquence de la surrection initiale. Il en résulte que la sédimentation est tardive dans l'évolution générale du système (Fig. 1-1. A).

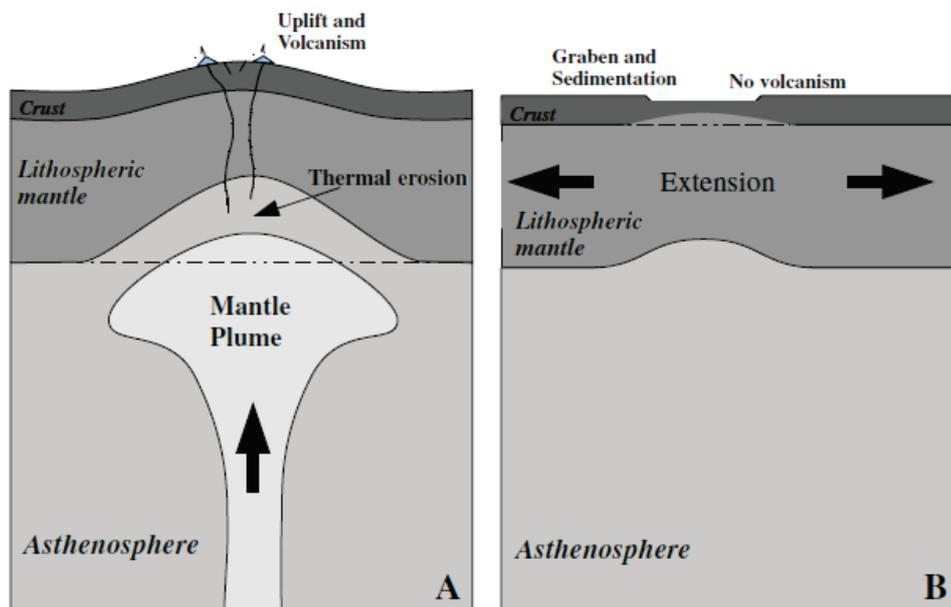


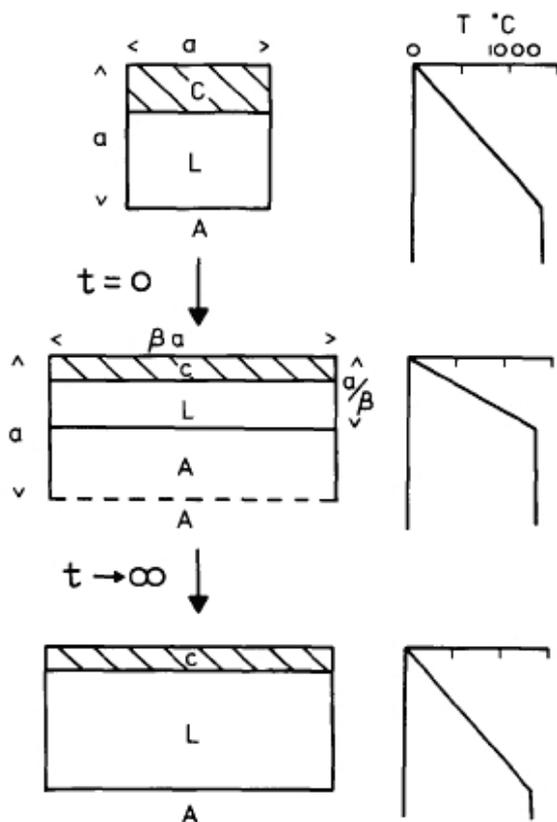
Figure 1-1 : Classification des rifts de Sengör & Burke (1978). À un rift actif. B un rift passif (d'après Merle, 2011).

Un rifting est dit passif lorsque l'extension résulte de forces trouvant leur origine aux limites de la plaque tectonique. Celle-ci s'étire alors horizontalement et s'amincie tectoniquement, ce qui provoque la mise en place de grabens, qui peuvent se remplir de sédiments. Dans ce cas le volcanisme est soit absent, soit peu important. Puis dans un second temps des phénomènes de soulèvement d'origine thermique et un volcanisme concomitant peuvent être documentés (Fig. 1-1. B).

Qu'il soit actif ou passif, un rifting peut se décomposer en trois phases : 1) une phase pré-rift durant laquelle la croûte continentale est étirée et amincie, 2) une phase syn-rift durant laquelle la croûte va se rompre et 3) une phase post-rift, pouvant être éventuellement associée à la mise en place d'une croûte océanique, contemporaine de la mise en place de dépôts sédimentaires importants.

Outre les contraintes tectoniques à l'origine de l'amincissement et de la rupture de la croûte, il est important de comprendre les réponses mécaniques de la lithosphère aux contraintes extensives, en particulier pour mieux contraindre les effets et les conséquences sur la croûte.

Un des premiers modèles mécaniques d'une croûte a été publié en 1978 par McKenzie (Fig. 1-2). Ce modèle dynamique suppose que l'amincissement se fasse par cisaillement pur et permet de prendre en compte les variations de densité du manteau lors du refroidissement de la lithosphère après l'amincissement. Ce modèle a permis de mieux comprendre et de modéliser certains phénomènes de soulèvement (uplift) et de subsidence post-rift (phase 3).



Lors de l'extension, la lithosphère est étirée et amincie. Thermiquement ce mécanisme se passe en deux temps (Fig. 1-2) :

- La croûte est amincie, l'asthénosphère remonte et les isothermes se resserrent, le système se réchauffe ;
- L'asthénosphère se refroidit, devient plus dense et l'ensemble du système subside ainsi par isostasie (McKenzie, 1978).

Figure 1-2 : Modèle thermomécanique d'une croûte en extension ductile (McKenzie, 1978).

Mécaniquement la croûte supérieure ne peut accommoder l'extension en s'amincissant de façon ductile et homogène comme dans la partie inférieure de la croûte, des failles normales se mettent donc en place de façon symétrique dans la partie supérieure. Il apparaît ainsi une géométrie en blocs basculés. Ce modèle est caractérisé par une distribution homogène de la déformation dans l'ensemble de la lithosphère et implique une évolution relativement symétrique de part et d'autre du domaine ouvert (McKenzie, 1978).

Ce modèle n'intègre pas les sédiments, en effet lors de l'amincissement de la croûte la subsidence crée un espace qui va être comblé par un remplissage sédimentaire. Les modèles présentés ci-après impliquent des mécanismes de subsidence qui vont avoir un impact sur l'organisation des sédiments. Il sera possible de distinguer des sédiments pré-rift, syn-rift et post-rift. Les sédiments, et notamment leur poids, pourront également contribuer de manière significative aux phénomènes de subsidence.

Cependant, la présence de roches mantelliques exhumées, découvertes au pied de certaines marges passives actuelles (Boillot et al., 1980, Fig. 1-3) montre les limites de ce modèle simple : l'exhumation des roches mantelliques implique des quantités d'extension trop importantes si l'on considère un système contrôlé uniquement par basculement de blocs crustaux.

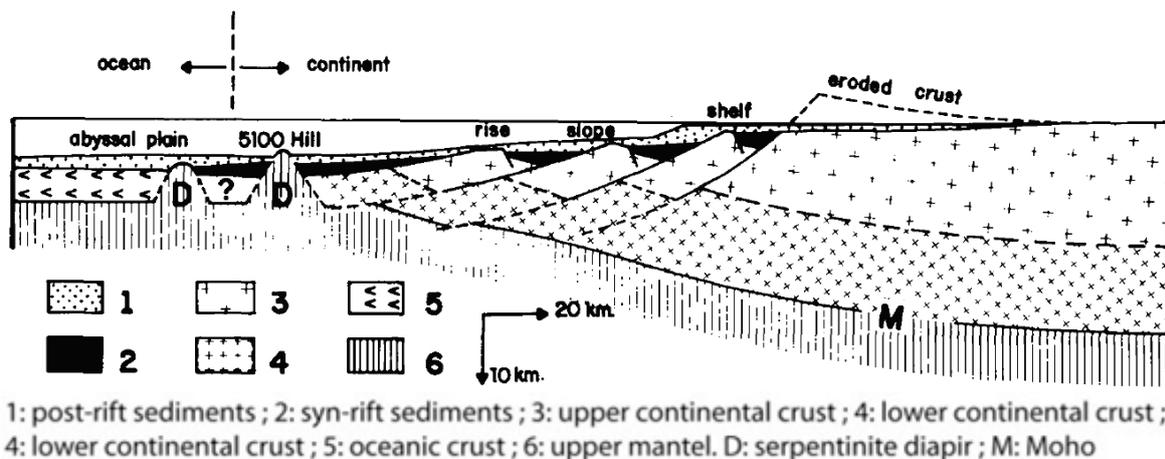


Figure 1-3 : Modèle proposé pour expliquer le mécanisme de l'amincissement de la croûte sous les marges passives (Boillot et al., 1980). L'amincissement résulterait essentiellement de l'extension tectonique qui induit des failles listriques s'étendant jusqu'à la base de la croûte. Cette extension est associée à des diapirs de serpentine dont la mise en place est favorisée par la proximité du manteau

Afin d'expliquer cet amincissement crustal avec des taux d'extension réalistes, une seconde génération de modèles a été développée par Wernicke (1985), impliquant des détachements lithosphériques fonctionnant grâce à de grandes failles normales à faible pendage. Ces mécanismes de cisaillement simple à l'échelle de la lithosphère montrent une évolution asymétrique des deux marges conjuguées (Fig. 1-4).

Contrairement aux failles normales contrôlant la formation des blocs basculés, les failles de détachement peuvent accommoder des rejets horizontaux de plusieurs dizaines de kilomètres (Wernicke, 1985 ; Buck, 1991). Ce type de détachement permet l'exhumation

de roches mantelliques au mur du détachement. Néanmoins ce modèle ne prend pas en compte les phénomènes de métamorphisme liés à la proximité d'un matériel chaud et notamment l'influence thermique sur la densité et la rhéologie de la croûte en contact avec le manteau.

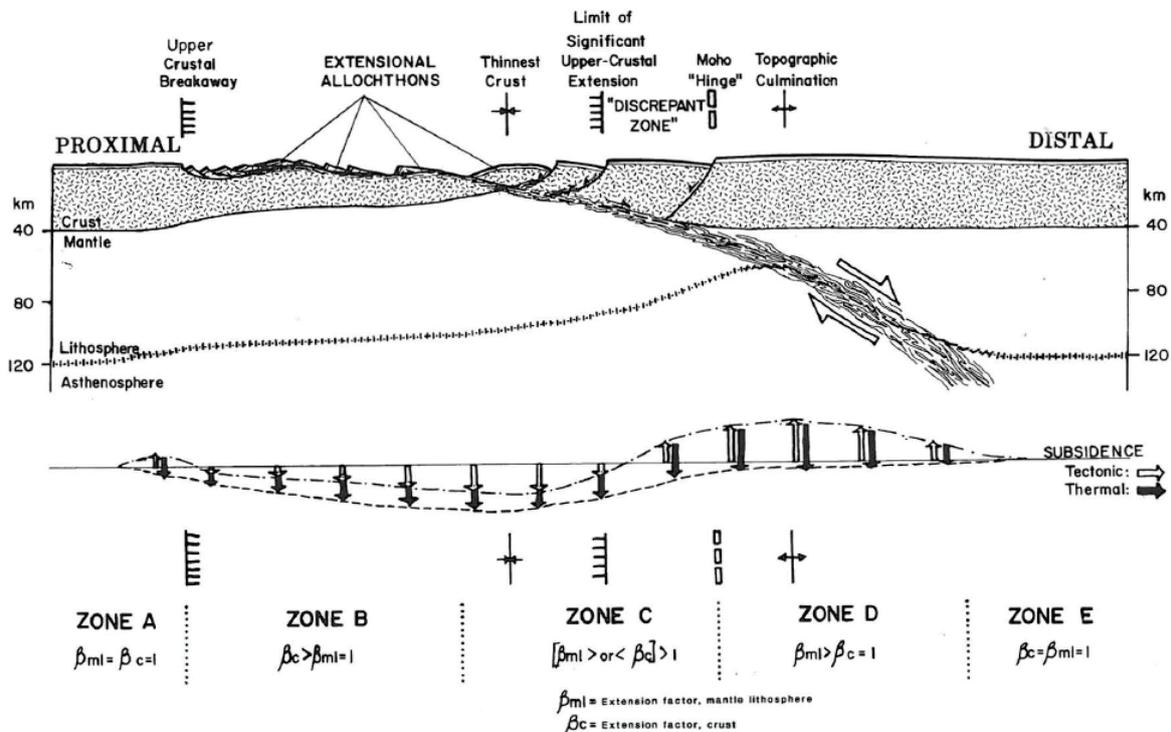


Figure 1-4 : Modèle de rift en cisaillement simple (Wernicke, 1985).

Le modèle du « *metamorphic core complex* » (MCC) ou « *dôme métamorphique* » décrit par Davis et Coney (1979) dans la région du Basin and Range, puis modélisé par Buck (1991) permet également de décrire la formation d'un dôme de croûte inférieure en contexte extensif, la mise en place de grands détachements sur une marge extensive et le boudinage de la croûte supérieure (Fig. 1-5). Il s'agit d'un cas particulier puisque l'extension est consécutive à un épaissement de la croûte, souvent d'origine orogénique.

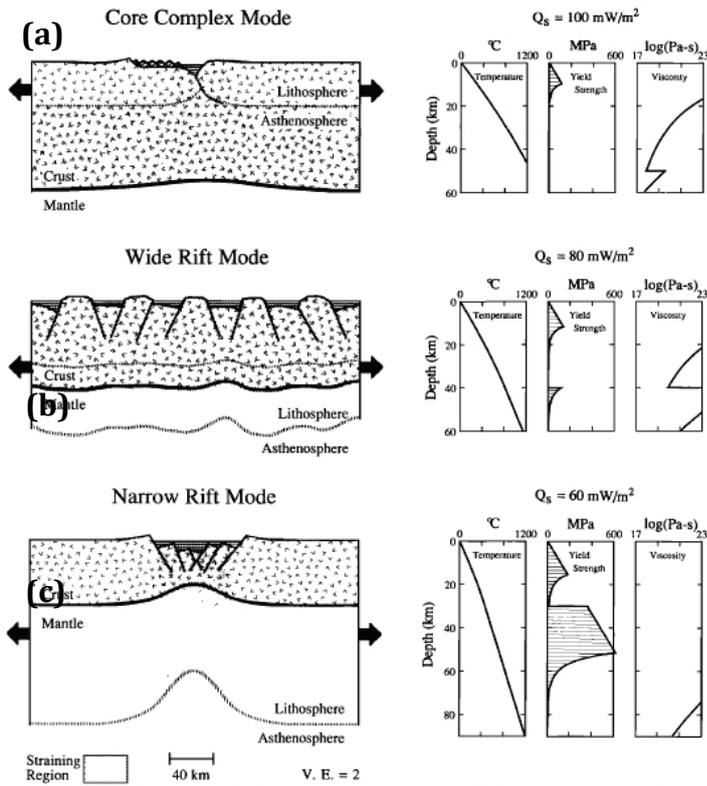


Figure 1-5 : Les différents modes de l'extension continentale proposés par Buck (1991), à partir de différents profils rhéologiques. (a) Mode d'extension de type dôme métamorphique (« core complex ») d'une lithosphère très peu résistante et très « chaude », (b) Mode de rift large (« wide rift ») d'une lithosphère moins résistante et « chaude », (c) Mode de rift étroit (« narrow rift ») d'une lithosphère résistante et « froide ». Q_s est le flux de chaleur en surface.

Brun & Beslier (1996) proposent un modèle mécanique à quatre couches afin de mieux prendre en considération la stratification rhéologique de la lithosphère. En incluant ainsi une couche de croûte inférieure ductile et une couche de manteau fragile, ce modèle permet la formation de zones de cisaillement dans la croûte ainsi que dans le manteau, qui accommodent des rejets horizontaux plus importants et favorisent l'exhumation du manteau tout en conservant un système général relativement symétrique (Fig. 1-6).

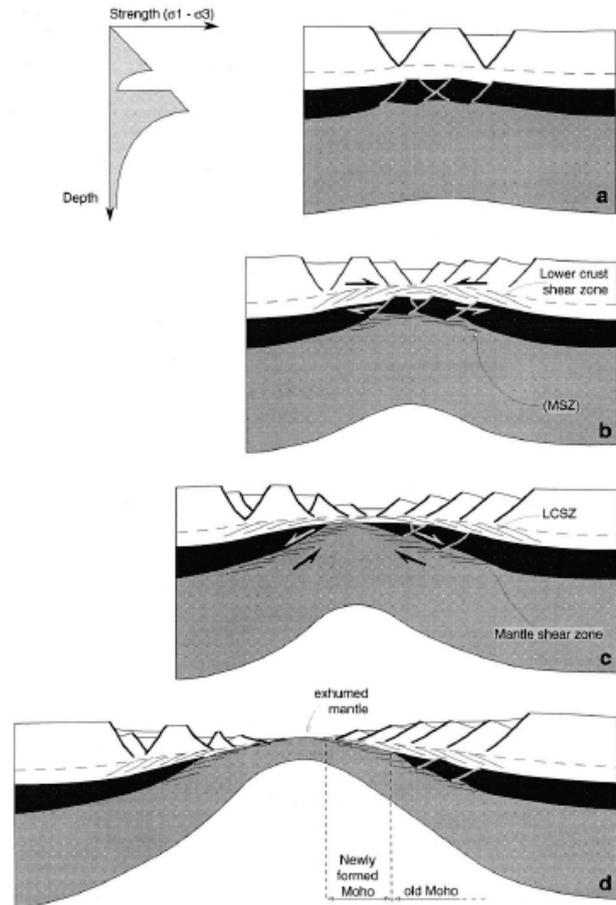


Figure 1-6 : modèle d'extension continental à 4 couches (Brun & Beslier, 1996).

Qu'il s'agisse des mécanismes de mise en place de dômes métamorphiques ou de mécanismes extensifs en général, l'utilisation, maintenant croissante, de codes numériques pour étudier le rifting à l'échelle de la lithosphère a beaucoup apporté à la compréhension globale du rifting. Par exemple, les études de Bassi (1991 et 1993) ont établi, à l'aide de modèles thermomécaniques (Fig. 1-7), une classification thermo-rhéologique de la géométrie des rifts similaire (*wide* ou *narrow*) et compatible avec la classification de Buck (1991).

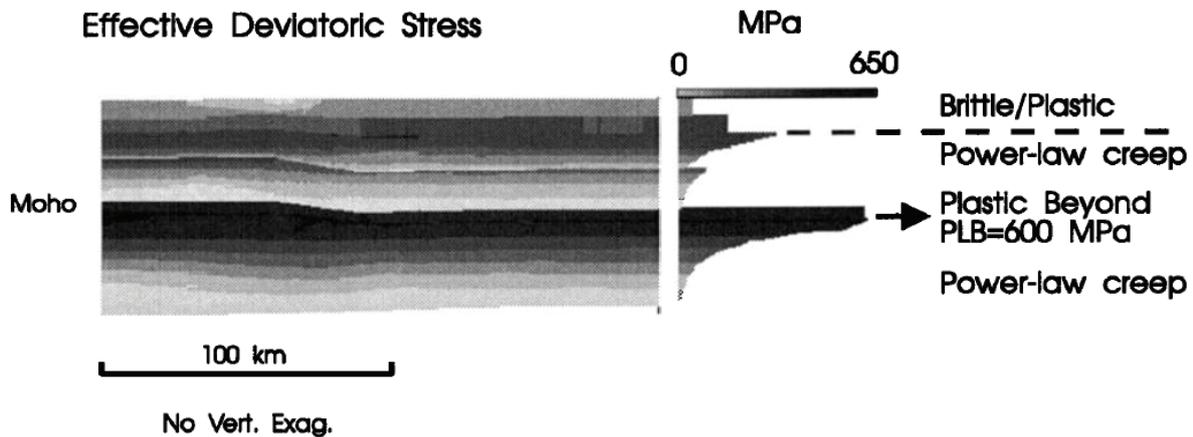


Figure 1-7 : Modèle numérique d'une lithosphère « froide » de 120 km d'épaisseur en extension (Bassi et al., 1993). La vitesse d'extension est de 1,2 cm par an. Le dégradé de gris représente les valeurs de contraintes, les valeurs les plus faibles sont claires et les plus élevées foncées.

Les principes sont les suivants : soumise à l'extension une lithosphère froide constituée de matériaux réfractaires (olivine non hydratée) formera un rift étroit, une lithosphère froide constituée de matériaux peu réfractaires (olivine hydratée) formera un rift intermédiaire, une lithosphère chaude, même si elle est constituée de matériaux réfractaires, formera un rift large. Le paramètre qui contrôle au premier ordre ces modèles numériques est la rhéologie, elle est contrôlée par les conditions pression-température (PT) locales et la nature des roches en jeu (Fig. 1-8).

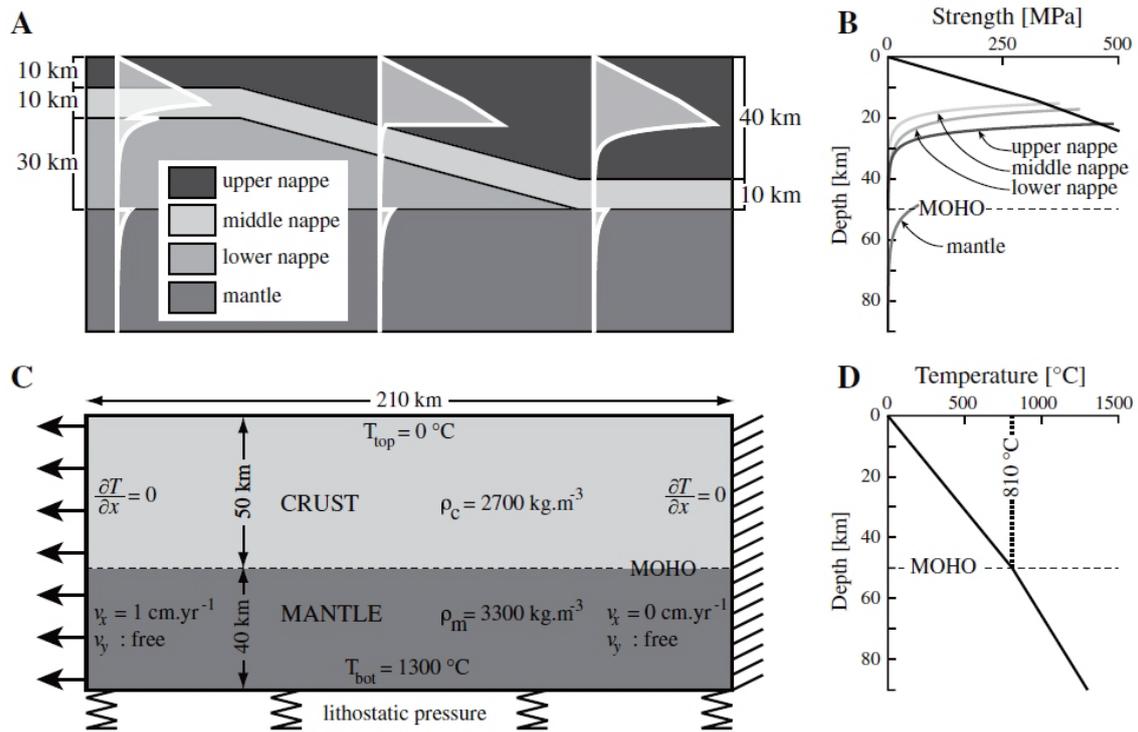


Figure 1-8 : Modèle numérique de lithosphère (Huet et al., 2011).

Pour être valables, les conditions initiales (conditions aux limites et caractéristiques physiques des milieux) de ces modèles doivent avoir été contraintes par des données de terrain. Ainsi Manatschal (2004) a mis en évidence l'existence de détachements dans des paléo-marges à l'affleurement dans les Alpes. Ces détachements ne sont pas associés à des mylonites, ce qui indique une température de fonctionnement relativement froide (<300°C). Il en a déduit que la croûte avait été amincie avant le fonctionnement de ces détachements.

Grâce à une solide connaissance de la rhéologie des différentes couches et des conditions P/T il est possible de concevoir des modèles numériques thermomécaniques afin de prédire le comportement de la croûte et/ou de la lithosphère pendant l'extension.

Ainsi Cloetingh et al. (1995) proposaient que la cinématique d'extension de la lithosphère puisse être en grande partie contrôlée par le régime thermique et la durée de la phase pré-rift.

Dans le cas particulier des marges transformantes, Gadd & Scrutton (1997) arrivent grâce à leur modèle, à déterminer des taux de subsidence et de surrection le long de la marge tout en précisant que l'intensité de ces mouvements, leur emplacement et leur timing dépendent fortement de l'hypothèse d'une limite continent-océan couplée ou découplée.

Les modèles de Naliboff & Buitert (2015) tendent à montrer que les marges passives peuvent subir de multiples phases d'extension avec des processus tectoniques, pétrographiques et sédimentaires distincts avant de parvenir à la rupture. Le rift peut

ainsi migrer enregistrant des durées de quiescence tectonique (refroidissement) entre 20 et 60 Ma (minimum). Ces migrations ainsi que la durée des quiescences tectoniques varient en fonction des vitesses d'extension et des rhéologies crustales et asthénosphériques.

Huismans & Beaumont (2014) quant à eux observent avec leurs modèles que c'est l'intensité du couplage croûte moyenne/croûte inférieure qui va déterminer l'intensité du découplage croûte inférieure/croûte supérieure lors de l'extension et de la rupture crustale et mantélique (Fig. 1-9).

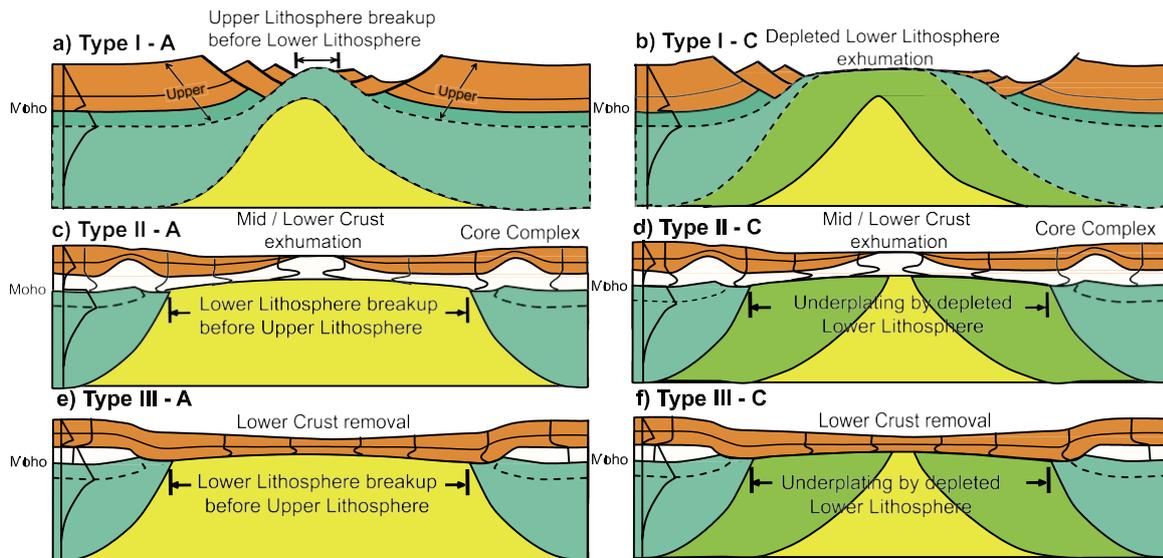


Figure 1-9 : Diagrammes conceptuels illustrant les différents modèles proposés par Huismans & Beaumont (2014) pour expliquer l'extension et les différents types de ruptures suivant les différents types de marges (Type I, II et III) définis par les auteurs. Chaque type de marge présente une variante A et C entre une lithosphère classique et une lithosphère inférieure appauvrie (Huismans & Beaumont, 2014).

L'utilisation de la modélisation numérique thermomécanique s'améliore avec l'apparition des modèles 3D très utiles pour mieux comprendre des zones extensives non cylindriques comme les failles transformantes le long des rides océaniques (Gerya, 2013 ; Liao & Gerya, 2015).

Il faut donc prendre en compte les variations rhéologiques de la croûte avec la profondeur ainsi que la structure de la croûte héritée de son histoire tectonique et thermique afin d'améliorer les modèles déjà existants. Cette amélioration peut passer par la subdivision de la croûte en un nombre croissant de couches aux propriétés différentes (Fig. 1-10).

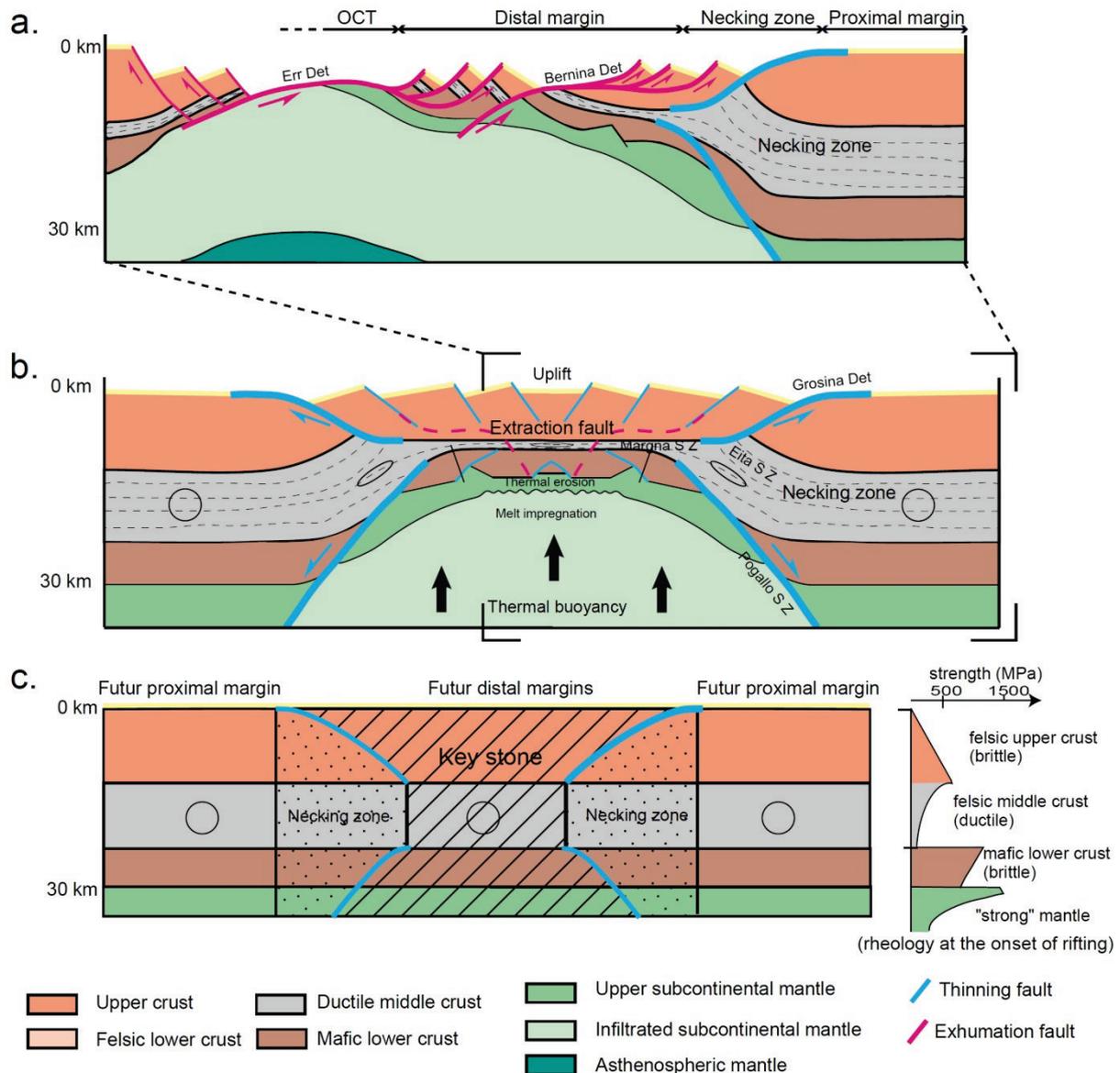


Figure 1-10 : Distribution de la contrainte et partitionnement de la déformation au cours de l'amincissement de la lithosphère: (a) une phase d'exhumation; (b) phase d'amincissement; (c) de la phase initiale.. (Mohn et al., 2012). Ce modèle présente une rupture continentale polyphasée pour une lithosphère à 5 couches

Les modèles précédents décrivent des systèmes extensifs à l'échelle lithosphérique et étudient parfois également les conséquences métamorphiques de tels systèmes, cependant aucun ne prend en compte la lithologie et la géométrie des bassins sédimentaires créés pendant l'extension. A l'inverse, dans les modèles présentés dans sa thèse, Masini (2011) étudie la mise en place des bassins et leur géométrie mais s'attarde peu sur le métamorphisme.

Clerc et al. (2015) présentent un modèle intégrant les bassins sédimentaires dans leur étude de l'extension mésozoïque pré-pyrénéenne. Après avoir effectué des coupes sur le terrain et une étude de la thermicité du bassin ils associent le métamorphisme observé à une remontée du manteau pendant la mise en place du bassin (Fig. 1-11)

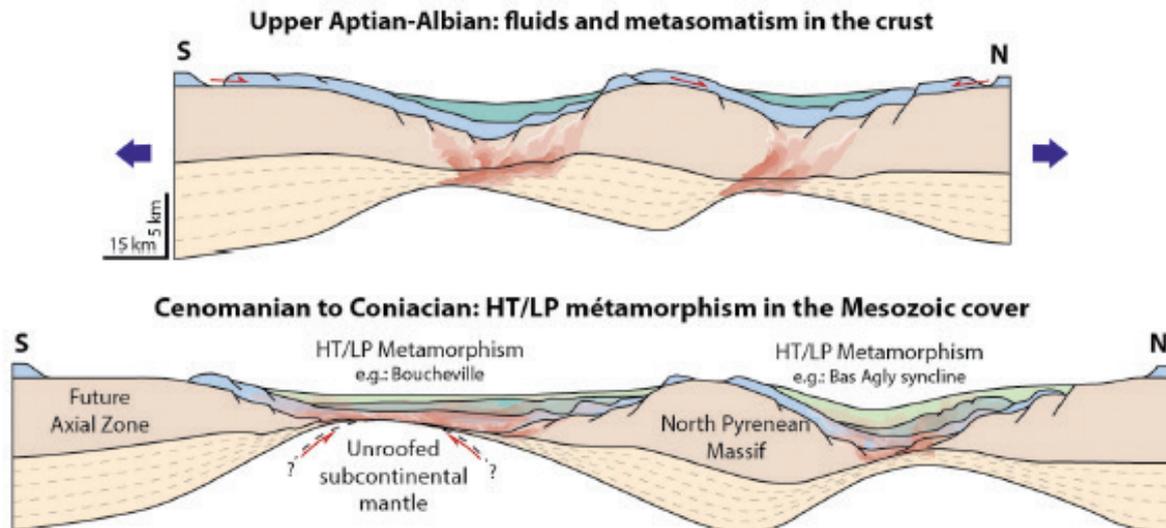


Figure 1-11 : Représentation schématique de l'évolution dans le temps du métamorphisme créacé dans le domaine pyrénéen. En haut : phase hydrothermale précoce affectant le socle paléozoïque. Cet épisode est contemporain de l'activité de grands cisaillements ductiles comme celui du Saint-Barthélemy ; en bas : métamorphisme HT/BP affectant essentiellement la couverture (Clerc, 2015).

Des indices d'exhumation du manteau avaient déjà été documentés (Lagabrielle & Bodinier, 2008), puis Lagabrielle et al. (2010), Clerc et al. (2012 ; 2014 et 2015), ont proposé un modèle d'extension de la lithosphère prenant en compte le métamorphisme et son effet sur la structure de la marge lors de l'extension.

Dans sa thèse, Clerc (2012) aborde la relation entre métamorphisme et subsidence : « *Le problème de la topographie de la marge et de la possible surélévation des roches mantelliques lors de leur exhumation peut être abordé avec des observations récentes effectuées sur les marges conjuguées Brésil-Angola. Ces deux marges présentent de puissantes formations syn-extension/post-tectoniques (bassin sag) particulièrement développées sur la croûte continentale hyper-étirée. Ces dépôts se terminent en biseau vers l'océan, quasiment à la limite croûte-manteau exhumé. Ceci indique une subsidence plus importante de la croûte que du manteau fraîchement exhumé. Dans les Pyrénées, le maintien isostatique du domaine exhumé a probablement été d'autant plus efficace que le gradient thermique était élevé.* ».

Notons que le concept de marge passive hyper-étirée est proposé par Unternehr (2010). Il résulte de l'interprétation d'imagerie sismique de haute résolution sur la marge angolaise (Fig. 1-12). Ce concept introduit la notion de bassins « sag » qui sont des bassins très larges et lenticulaires (Fig. 1-12) associés à une subsidence de type thermique mais encore syn-extension (Unternehr, 2010). Ce concept de marge hyper-étirée est à la fois très utilisé, et très débattu. Il est en effet lié au concept de marge hyper amincie : une marge qui va subir des taux d'extension très importants va s'amincir à l'extrême jusqu'à permettre l'exhumation du manteau. Cependant, un hyper-

amincissement n'implique pas nécessairement une hyper-extension et l'usage abusif de ce concept peut poser des problèmes d'interprétation.

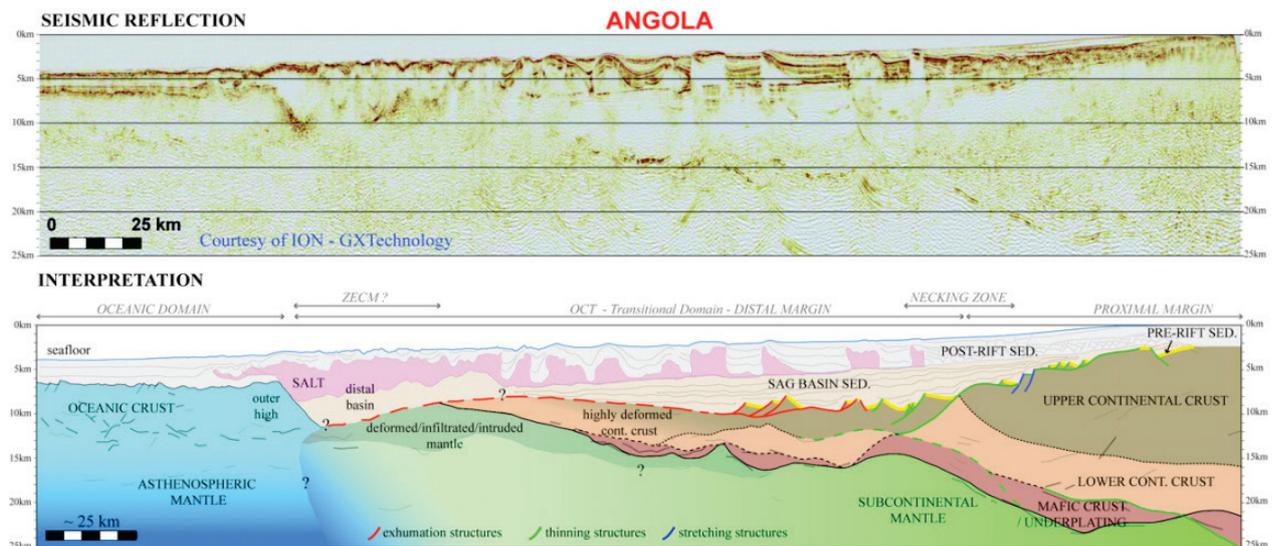


Figure 1-12 : Ligne sismique de la marge angolaise et habillage avec le modèle de marge hyper-étirée, (Unternehr, 2010).

Les travaux récents et les modèles proposés nous démontrent qu'il n'est plus possible désormais d'appréhender ces problématiques par une approche unilatérale. Si l'on veut comprendre le fonctionnement d'une marge passive et son évolution dans un contexte particulier d'hyper amincissement et d'exhumation du manteau, nous nous devons d'utiliser une approche triple par l'étude des relations qui existent entre la tectonique, la sédimentation et le métamorphisme.

1.2. LES MARGES TRANSFORMANTES ET OBLIQUES

Le concept de marge transformante a émergé suite à l'étude des failles transformantes océaniques et de leurs influences sur la structuration des marges (Le Pichon et Hayes, 1971; Mascle, 1976). De la même manière les modèles cinématiques des marges transformantes découlent des modèles cinématiques de failles transformantes océaniques (Le Pichon et Hayes, 1971; Mascle et Blazer, 1987; Scrutton, 1979). Les marges passives transformantes/obliques constituent 25 à 30% des marges passives dans le monde mais sont beaucoup moins étudiées. Comme pour les marges passives « classiques » elles correspondent à une zone de transition entre la croûte continentale et la croûte océanique au sein de la même plaque lithosphérique. Cependant ces marges sont induites par des contraintes de distension obliques voire parallèles à la direction de la rupture crustale.

Une des caractéristiques récurrentes de marges obliques est une pente continentale relativement étroite et raide (Basile, 2015). En effet le long de la marge du Ghana la pente peut atteindre 20° ou 30°. De la même manière le long de la marge le Moho peut présenter un dénivelé important (10-12 km sur une distance de 10km, Basile, 2015).

La plupart des marges obliques contiennent des fragments de marges transformantes (Fig. 1-13).

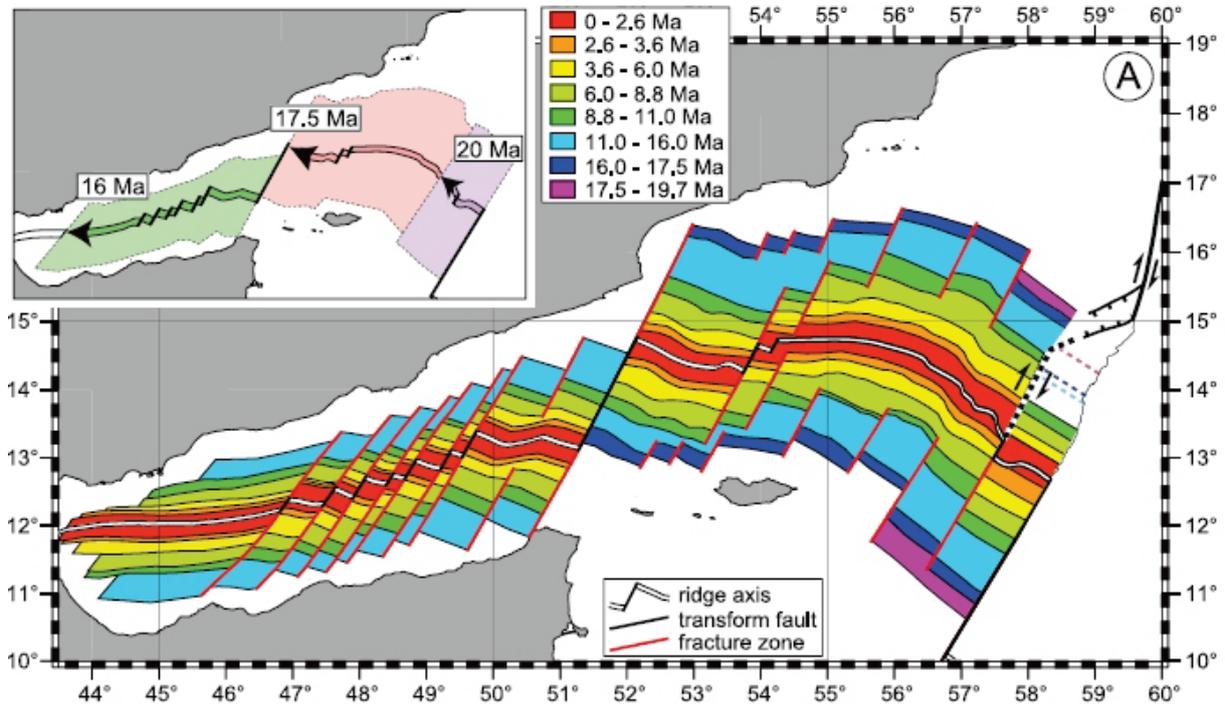


Figure 1-13 : Organisation structurale et chronologique de la marge oblique du golfe d'Aden (Fournier et al., 2010).

Cependant, outre le fait de considérer les marges transformantes et/ou obliques uniquement sous le prisme des failles transformantes océaniques, une autre approche peut être proposée sur la base de la répartition de la déformation entre les limites de plaques divergentes et transformantes. Elle implique une variabilité de l'évolution cinématique qui est contrôlée par des variations dans la géométrie et le timing de la séparation (Basile, 2015).

Dans tous les cas, les modèles cinématiques actuels, proposés pour comprendre les déplacements verticaux le long des marges transformantes, sont basés sur très peu d'études de cas naturels.

1.3. LES MARGES PASSIVES VOLCANIQUES

Les marges passives volcaniques font partie des grandes provinces ignées, qui se caractérisent par des mises en places massives de roches extrusives mafiques et de roches intrusives sur des périodes de temps très courtes (White & McKenzie, 1989 ; Menzies et al., 2002). Ces marges se distinguent par des croûtes océaniques épaisses et par un grand volume de magma mis en place au niveau de la Transition croûte Océanique/croûte Continentale (TOC) durant les premiers stades d'accrétion. Ces magmas sont caractérisés par les « Seaward-Dipping Reflector » (SDR), des réflecteurs sismiques inclinés vers le large (Fig. 1-14).

On observe sous ces marges la présence d'une croûte inférieure ayant des vitesses sismiques de propagation anormales (7.1-7.8 km/s), appelée « Lower Crustal Bodies » (LCB) (Planke et al., 1991 ; Eldholm et al., 2000). Le LCB est souvent localisé le long de la TOC mais peut s'étendre sous la croûte continentale (Fig. 1-14).

Une autre caractéristique des marges passives volcaniques est la mise en place dans la croûte continentale de blocs basculés le long de failles à vergence vers le continent (Fig. 1-14). Ces failles qui accommodent l'extension sont en partie syn-magmatiques et sont associées au développement d'anticlinaux en roll-over d'échelle crustale.

La subsidence (syn-rift et post-rift) est généralement faible, ce qui conduit à la formation de bassins sédimentaires assez peu profonds, souvent intrudés de nombreux sill/dyke (Fig. 1-14).

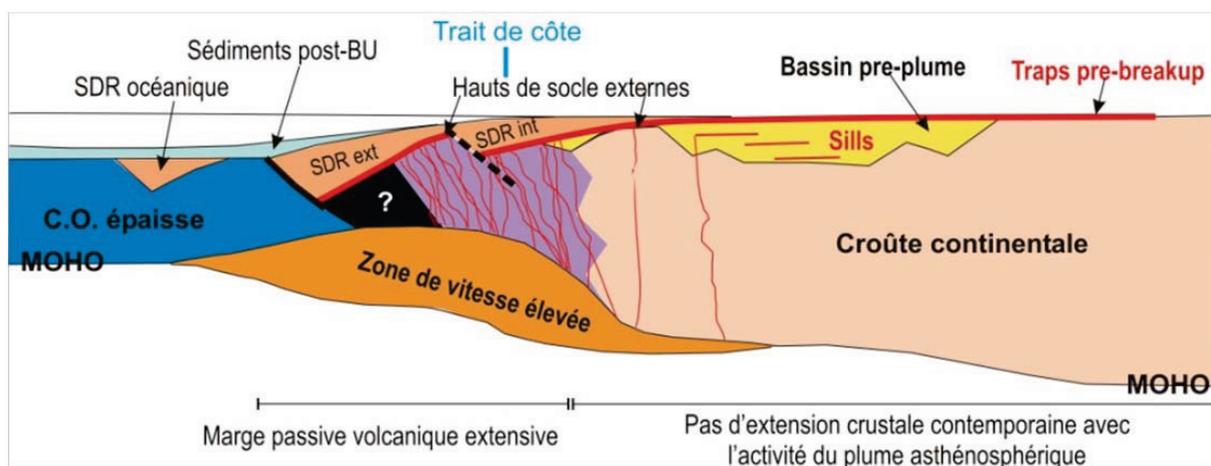


Figure 1-14: Coupe schématique d'une marge passive volcanique. L'existence de bassins sédimentaires en position interne n'est pas obligatoire. SDRint et SDRext (Seaward-Dipping Reflectors) : prismes de laves inclinés vers l'océan, en position interne ou externe (modifié d'après Geoffroy, 2005).

1.4. PROBLÉMATIQUE ET CHOIX DE LA ZONE D'ÉTUDE

Nous avons vu qu'il est souhaitable d'étudier les interactions tectonique-sédimentation-métamorphisme lorsque l'on s'attache à comprendre la formation de marges passives. Il faut pour cela se questionner sur la nature de ces interactions.

Prenons comme exemple les conséquences d'un flux thermique important lors de la mise en place de bassins sédimentaires. Elles sont souvent résumées à une diminution de la densité des roches, avec l'augmentation de la température, favorisant la surrection (Buck et al 1991). Il apparaît cependant que la densité d'un matériau sédimentaire (silicoclastique ou carbonaté) peut augmenter lors du métamorphisme. Il paraît important de savoir si cette augmentation de densité est synchrone de la sédimentation ou plus tardive. Si le phénomène est immédiat, le système pourrait s'orienter alors vers une dynamique de subsidence. Partant de cette hypothèse, l'interprétation de la dynamique tout entière d'un bassin sédimentaire lors de sa mise en place, c'est-à-dire lors de l'extension et de l'amincissement crustal qui en découle, peut être modifiée.

Pour étudier ces mécanismes, il nous faut intégrer une étude structurale à l'échelle de la marge à une étude sédimentologique détaillée des bassins mis en place lors de l'extension. Cependant, l'étude des marges passives actuelles ne peut se faire qu'indirectement par l'intermédiaire de puits ou de lignes sismiques. Pour mieux comprendre les phénomènes d'interactions, il nous faut alors étudier une ancienne marge passive ou un bassin exhumé et ayant préservé l'ensemble des processus tectoniques, sédimentaires et métamorphiques.

Ainsi la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) correspond à une paléo-marge passive mésozoïque qui a été mise à l'affleurement lors de la compression pyrénéenne à l'Éocène/Oligocène (40-20 Ma). Cette marge a subi un métamorphisme HT/BP au Crétacé inférieur (110-90 Ma) et constitue donc une bonne analogie pour notre étude. Nous avons choisi de nous concentrer sur la partie Est de la ZNP, dans la région du massif de l'Agly qui rassemble les bassins de Saint-Paul-de-Fenouillet (faiblement métamorphisé), du Bas-Agly (peu métamorphisé) et de Boucheville (très métamorphisé). Les bassins de Saint-Paul-de-Fenouillet et du Bas-Agly constituent les bassins témoins et nous concentrerons notre étude sur le bassin de Boucheville.

Enfin, par la reconstruction de coupes à l'échelle régionale, nous étendrons notre étude à la ZNP afin de comprendre son évolution.

La partie qui suit présente une synthèse de l'histoire géologique des Pyrénées ainsi que des travaux sur la sédimentologie, la structurale et le métamorphisme de notre zone d'étude.

PARTIE 2. LES PYRÉNÉES

Les Pyrénées forment une chaîne montagneuse d'orientation générale ONO-ESE d'environ 150 kilomètres de large et qui s'étend sur 450 kilomètres de long, de l'océan Atlantique à la mer Méditerranée. Elle est le résultat de la collision entre la plaque Eurasie et la plaque ibérique. Le système orogénique pyrénéen comprend la chaîne pyrénéenne mais également les Montagnes basques, les Monts Cantabriques et s'étend à l'ouest au large des Asturies. De la même manière à l'est ce système comprend les nappes des Corbières et s'étend jusqu'en Provence méridionale.

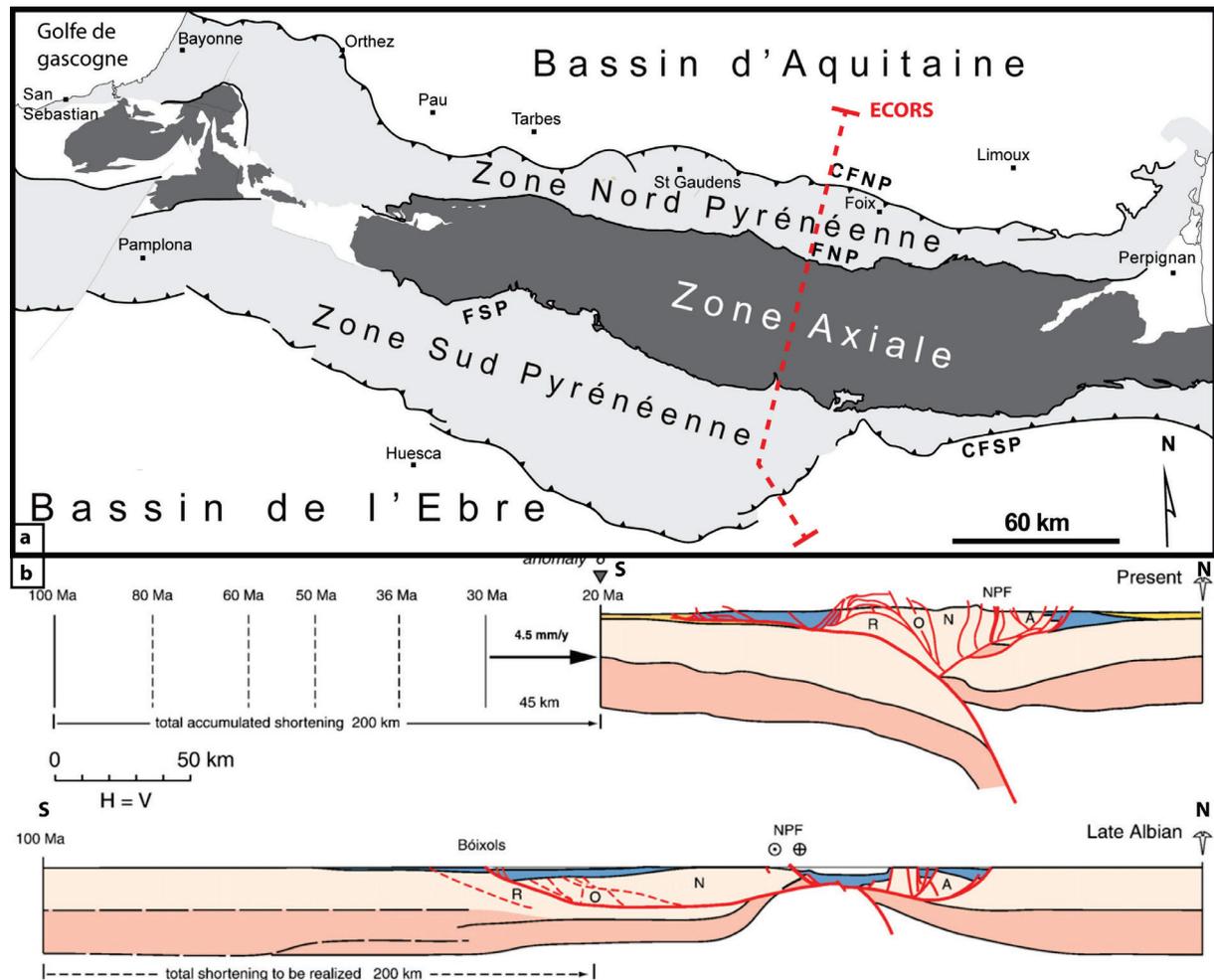


Figure 2-1 : a : Carte structurale des Pyrénées modifiée d'après Clerc (2012). b : Profil ECORS interprété et restauré (Visser et Meijer, 2012).

Structuralement, les Pyrénées sont divisées en cinq grands domaines (Bertrand, 1940) :

- Le bassin d'Aquitaine qui constitue l'avant-pays septentrional de la chaîne ; il est limité au sud par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) (Fig. 2-1).
- La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) qui, avec le bassin Aquitain, constitue le prolongement du Golfe de Gascogne vers l'Est. Elle fait 10 à 40 kilomètres de large. Elle est limitée au nord par le CFNP et au sud par la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) (Fig. 2-1). Elle est divisée en deux sous-ensembles : (i) les massifs nord-pyrénéens constitués de terrains paléozoïques et protérozoïques et (ii) les bassins mésozoïques qui ont subi pour certains un métamorphisme HT/BP au cours de l'Albo-Cénomaniens.

- La Zone Axiale (ZA) est limitée au Nord par la FNP et au Sud par la Faille Sud Pyrénéenne (FSP). Elle est constituée des terrains paléozoïques et protérozoïques qui ont enregistré un métamorphisme de degré croissant vers l'Est (Barnolas et al., 1996) et d'une couverture sédimentaire mésozoïque qui affleure dans la partie Nord de la ZA, où elle est parfois affectée par la FNP et ses satellites (Souquet et al., 1977). La ZA plonge vers l'Ouest, dans le Béarn, où elle disparaît sous la ZNP (Fig. 2-1).
- La Zone Sud Pyrénéenne (ZSP) est limitée au Nord par la FSP et au sud par le Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP) par l'intermédiaire duquel elle chevauche le bassin de l'Èbre (Fig. 2-1). Elle correspond à une partie du bassin d'avant-chaîne Sud-Pyrénéen déformé devant le prisme orogénique. Elle est principalement constituée de terrains crétacés supérieurs et éocènes.
- Le bassin d'avant-pays de l'Èbre est limité au Nord par le CFSP (Fig. 2-1). C'est un bassin sédimentaire essentiellement tertiaire. Il diminue en épaisseur vers le Sud et marque la flexure de la plaque ibérique. Il constitue également le bassin d'avant-pays des orogènes Ibériques et Catalans (Choukroune, 1989).

2.1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DES PYRÉNÉES DE L'HERCYNIE À L'ACTUEL

Les terrains qui composent actuellement les Pyrénées peuvent être classés en trois groupes selon leur âge de formation. Il faut distinguer les terrains protérozoïques-paléozoïques qui sont antérieurs ou synchrones à l'orogénèse varisque, les terrains mésozoïques contemporains de l'extension et les terrains cénozoïques contemporains de l'orogénèse pyrénéenne.

2.1.1. L'OROGÉNÈSE VARISQUE

Les Pyrénées hercyniennes sont un fragment de la zone externe de l'orogène varisque, beaucoup plus vaste. Ce fragment a été déformé et métamorphisé par les événements postérieurs, les rapports initiaux entre les différents constituants n'ont donc pas été préservés.

À l'Hercynien, les terrains qui constitueront les Pyrénées se situent sur la marge Sud (appelée « Arc Ibéro Armorica ») de la collision entre les paléo-continentes Gondwana et Laurasia qui a formé la chaîne varisque (Ziegler, 1984 ; Matte, 1986) (Fig. 2-2).

Dans les Pyrénées les déformations compressives hercyniennes se manifestent essentiellement par des décollements et des plissements de la couverture, parfois accommodés par des écaillages crustaux ("nappe" du Canigou).

La structuration majeure que l'on observe dans la croûte inférieure et moyenne actuellement à l'affleurement est entièrement due à des événements thermiques et tectoniques tardifs, post-orogénèse hercynienne, ayant sans doute un caractère extensif

prononcé (Vielzeuf & Holloway, 1988). Ce type de phénomène est décrit ailleurs dans la chaîne hercynienne (Malavieille et al., 1990 ; Echtler & Malavieille, 1990).

La dynamique qui a conduit l'intégration des Pyrénées à la chaîne varisque est encore sujet à débat. Ainsi Azambre & Guitard (2001) proposent un modèle en simple compression associée à un métamorphisme de HT-MP basé sur l'analyse des métapelites du Canigou. Cette compression évolue en déformation décrochante reliée à un événement métamorphique de HT-BP d'âge tardi-hercynien (scellée par des argilites permotriasiques).

Une seconde hypothèse proposée est une extension tardi-hercynien observée dans les massifs de l'Hospitalet (Van den Eeckhout & Zwart, 1988), du Canigou (Gibson, 1991), de l'Agly (Fonteilles, 1976 ; Bouhalier, 1990) et du massif de Saint Barthélémy (De Saint Blanquat et al., 1990).

Enfin un troisième modèle corrèle l'évènement de HT/BP hercynien du massif des Trois Seigneurs à un rifting provoquant une arrivée d'eau de mer (Wickham & Oxburgh, 1985 ; Wickham & Taylor Jr, 1985).

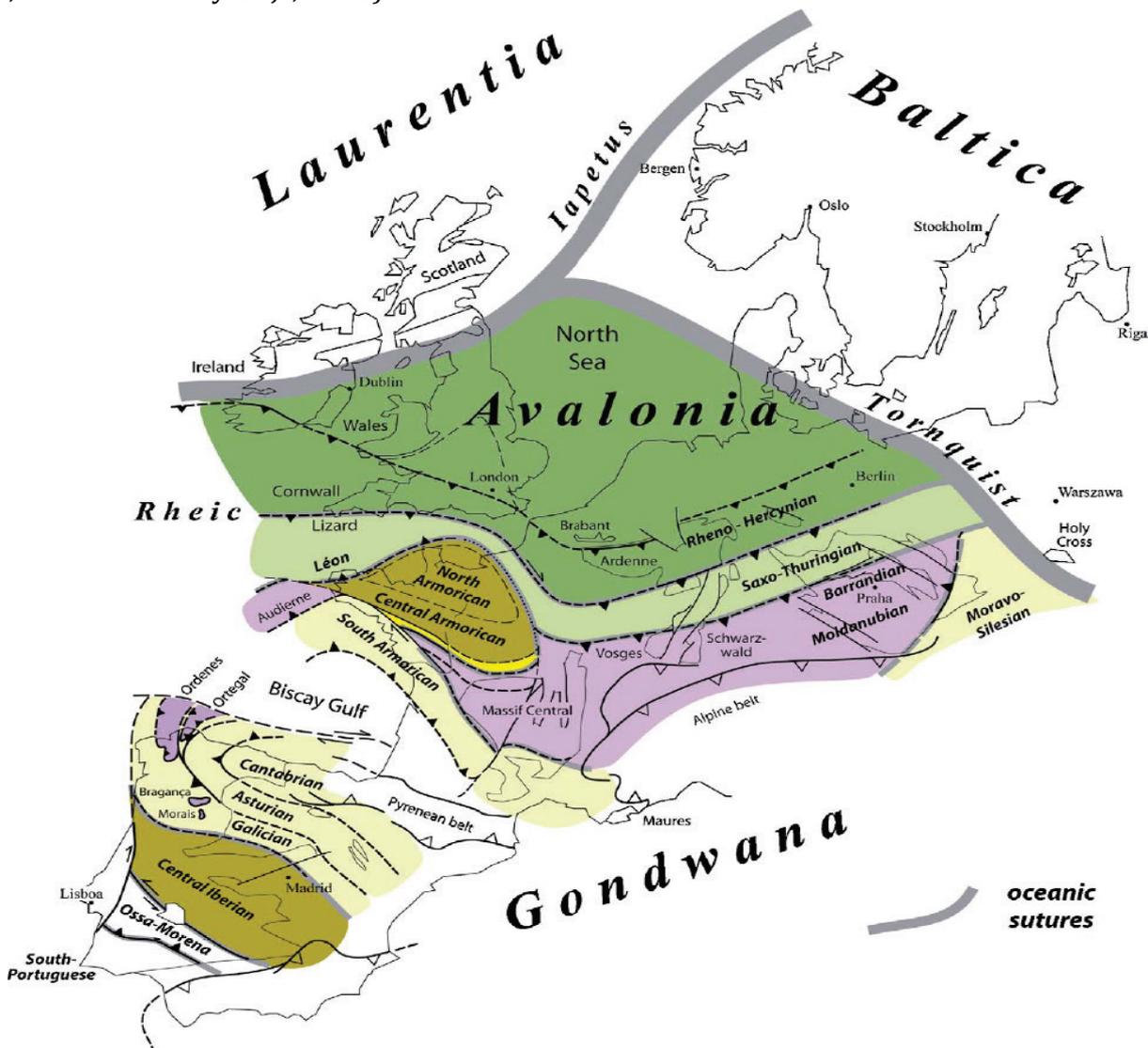


Figure 2-2 : Corrélation des unités paléozoïques en Europe par Ballèvre et al. (2009).

L'orogénèse varisque a donc métamorphisé les formations protérozoïques et paléozoïques produisant les granites, granulites, gneiss et schistes qui forment le socle des bassins mésozoïques.

2.1.2. LE RIFTING PERMO-TRIASIQUE

Aucun déplacement notable n'est enregistré par le paléomagnétisme avant le Jurassique supérieur. Cependant la présence de bassins permo-triasiques liés à un grand système décrochant senestre subparallèle à la Faille Nord Pyrénéenne actuelle (Soula, 1979 ; Bixel & Lucas, 1987) est révélatrice d'un important évènement au Permo-Trias, parfois interprété en terme de rifting.

L'existence d'ophites du Trias supérieur (Azambre & Rossy, 1981) traduit l'importance du régime thermique associé à l'amincissement crustal. Cet amincissement peut être associé au rifting de l'Atlantique central et à la mise en place d'une grande province magmatique (Azambre & Rossy, 1981). La géométrie des bassins triasiques a probablement été fortement influencée par les structures hercyniennes héritées entre autre de l'évènement tardi-hercynien.

2.1.3. L'EXTENSION MÉSOZOÏQUE

Les travaux visant à modéliser le mouvement relatif de la plaque ibérique par rapport à la plaque Eurasie sont nombreux (Carey, 1955 ; Debyser et al., 1971 ; Choukroune et al., 1973 ; Roest & Srivastava, 1991 ; Olivet, 1996 ; Sibuet et al., 2004 ; Jammes et al., 2009). Les différences existantes entre ces modèles impliquent des taux de raccourcissement et/ou d'extension différents et donc une histoire pyrénéenne différente.

Voici une revue non exhaustive de quatre de ces modèles pour la période mésozoïque.

Selon Roest et Srivastava (1991), de 118 Ma (Aptien) à 84 Ma (Santonien), la plaque Ibérique effectuerait un décrochement senestre de 200 km, avec une forte composante compressive. La largeur (estimée au centre du domaine pyrénéen) étant réduite de 130 km : elle passe de 280 à 150 km. Cette première phase compressive accompagnerait l'ouverture du golfe de Gascogne (Fig. 2-3).

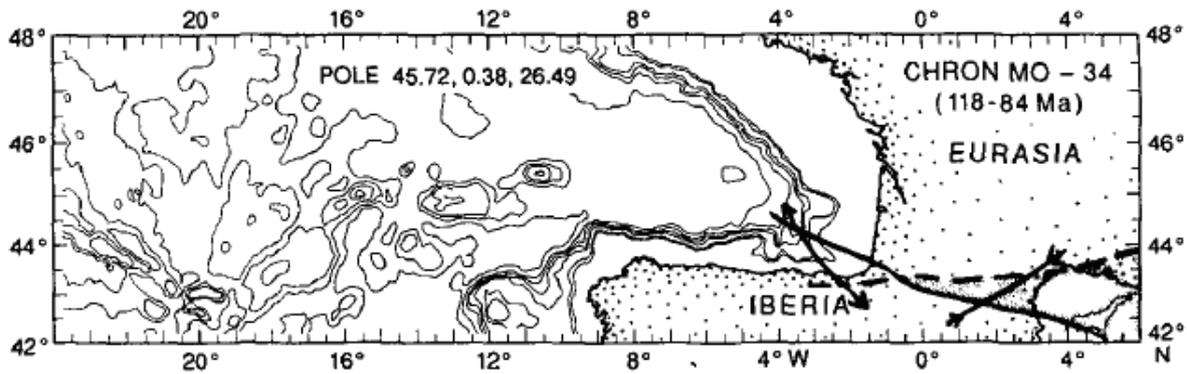


Figure 2-3 : Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie entre 118 Ma et 84 Ma (Roest & Srivastava, 1991).

Selon Olivet (1996) la croûte du domaine pyrénéen a été amincie avant le Barrémien. Il propose, dans son modèle, une phase extensive NE-SO associée à une phase distensive senestre NO-SE. L'amplitude de ces mouvements est mal contrainte (Fig. 2-4).

Entre le Barrémien et le Turonien (126-120 à 90 Ma) Olivet avance l'existence d'un grand décrochement senestre de la plaque Ibérique par rapport à l'Europe dont l'intensité de la déformation serait au maximum entre 107 Ma (Albien) et 90 Ma (Turonien) et dont l'amplitude serait de l'ordre de 100 km.

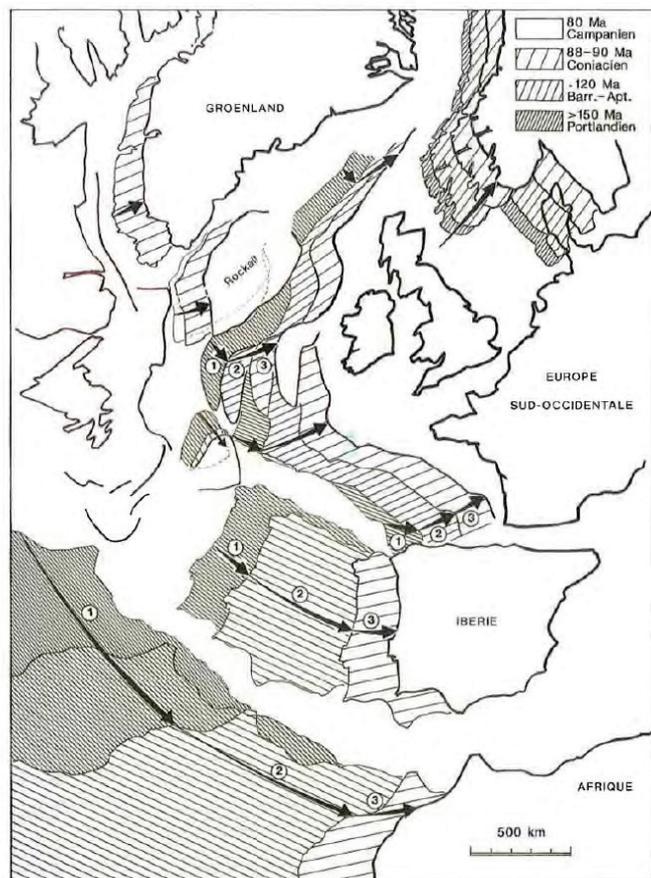


Figure 2-4 : Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie, 1 : 150 à 120 Ma, 2 : 120 à 90 Ma, 3 : 90 à 80 Ma (Olivet, 1996).

Sibuet et al. (2004) proposent qu'entre 156,5 Ma (anomalie magnétique M25, Oxfordien) et 118 Ma (M0, Aptien) la limite entre la plaque Ibérique Eurasie subisse une extension N-S d'environ 350km (Fig. 2-5) pour expliquer l'ouverture du Golfe de Gascogne et celle de la néo-Téthys et la formation des bassins sédimentaires du Crétacé Inferieur.

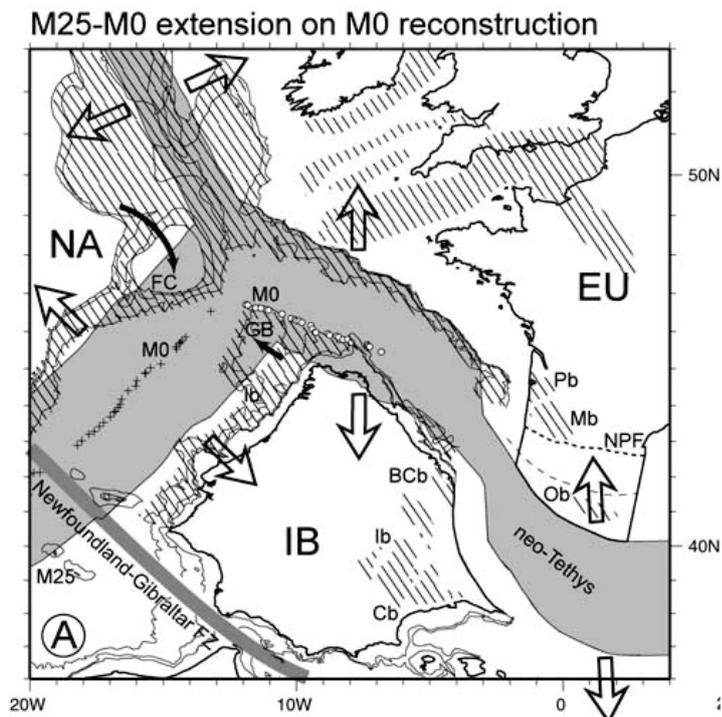


Figure 2-5: Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie entre 156.5 Ma et 118 Ma (Sibuet et al., 2004).

Enfin selon Jammes et al. (2009) il existe au Tithonien un mouvement décrochant senestre de direction NO-SE entre l'Eurasie et l'Ibérie à l'origine de la formation de bassins transtensionnels (Fig. 2-6) induisant une segmentation du domaine intermédiaire. Ce décrochement a pu créer jusqu'à 300 km d'extension et l'exhumation du manteau entre les deux plaques.

A la fin de l'Aptien les auteurs proposent une rotation de la plaque ibérique qui va causer la formation de failles décrochantes senestres de direction NE-SO (Fig. 2-6), l'existence de plusieurs failles étant due à la segmentation du domaine intermédiaire.

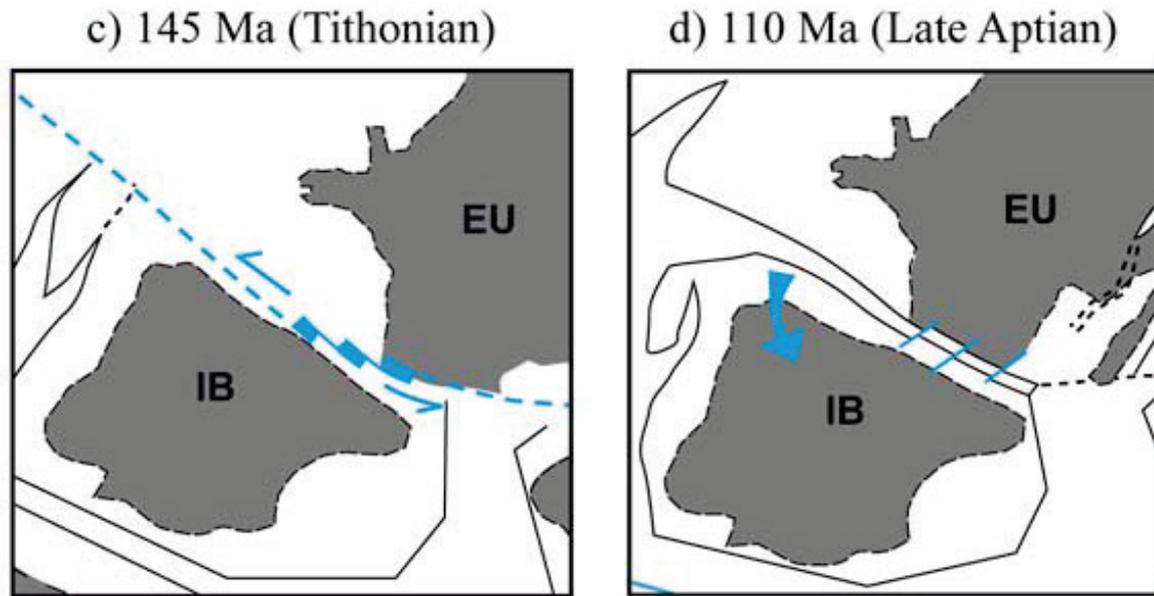


Figure 2-6 : Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie entre 145 Ma et 110 Ma (Jammes et al., 2009).

Actuellement les modèles s'accordent sur le fait que durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (150-115 Ma), un écartement de l'Ibérie et de l'Europe s'est produit, entraînant un rifting, avec amincissement crustal. Un mouvement de l'Ibérie de plusieurs centaines de km vers le SW est envisagé.

Cependant si la direction générale des mouvements relatifs des plaques est aujourd'hui acceptée, l'ampleur de l'extension et la position des pôles de rotation associés peuvent varier selon les modèles. La présence, l'âge et l'intensité d'un mouvement décrochant vont par exemple être déterminants pour la formation ou non de bassins en pull-apart. Ce type de bassin va pouvoir accumuler une quantité importante de sédiments avec un taux d'extension faible. De plus, de tels bassins, étroits et profonds, peuvent fournir une explication quant aux phénomènes de métamorphisme HT.

2.1.4. LA COMPRESSION PYRÉNÉENNE

De même que pour l'extension mésozoïque, voici une revue non exhaustive de quelques modèles du mouvement relatif de la plaque ibérique par rapport à la plaque Eurasie durant la phase compressive alpine.

Selon Roest & Srivastava (1991), de 83 Ma (Campanien) à 69 Ma (Maastrichtien), les Pyrénées enregistreraient encore un raccourcissement majeur N-S de 110 km à l'Est du domaine pyrénéen à 80 km à l'Ouest. Entre 69 Ma et 56 Ma (Thanétien), aucun mouvement n'est enregistré. De 56 Ma à 47 Ma (Lutétien) les Pyrénées auraient enregistré un décrochement dextre de 70 km environ, sans raccourcissement. Entre 47 Ma et 37.5 Ma (Bartonien), aucun mouvement n'est enregistré. De 37.5 Ma à 24 Ma (Chattien) le raccourcissement aurait été N-S, de 50 km à l'Ouest et de 70 km à l'Est (Fig. 2-7).

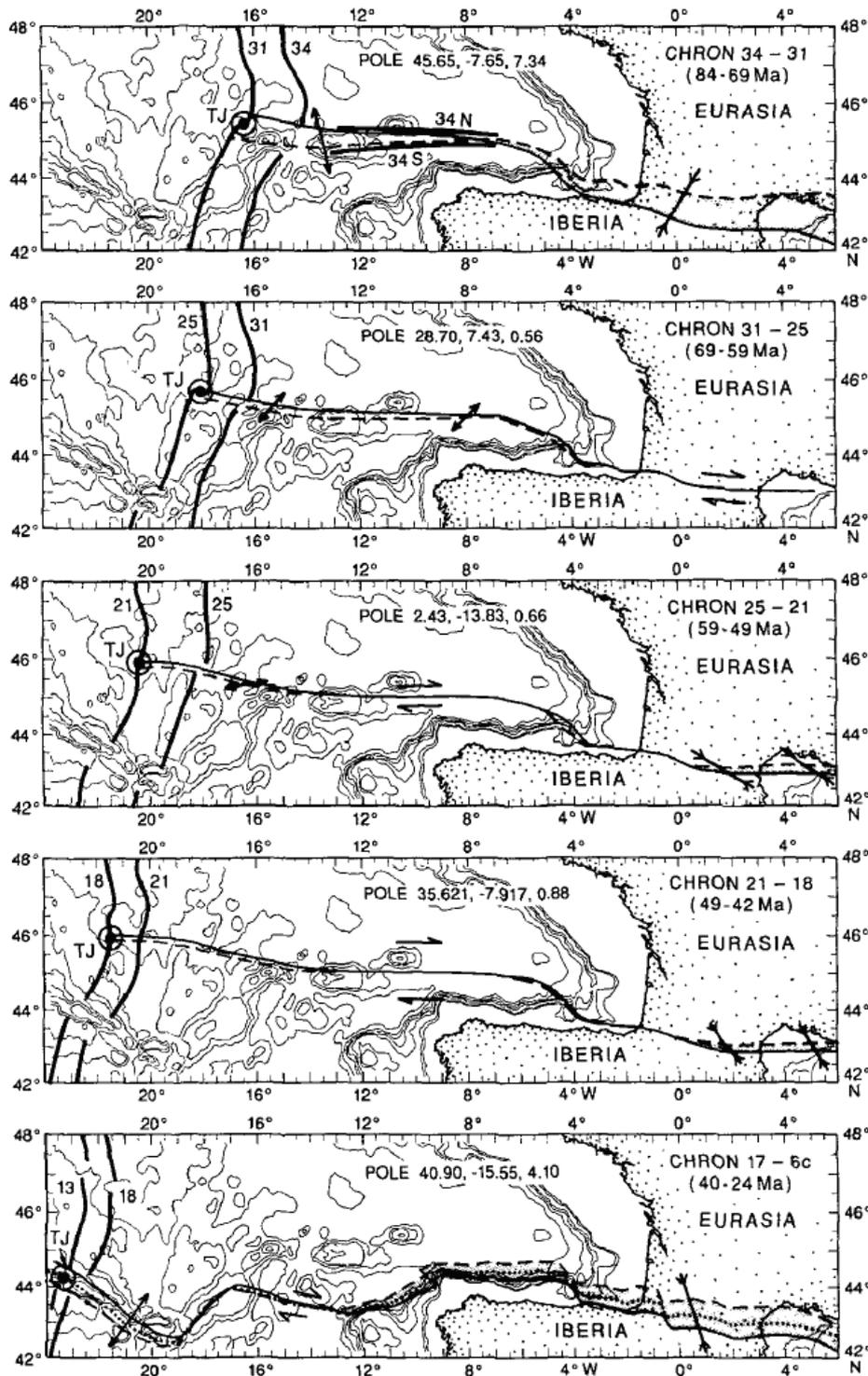


Figure 2-7 : Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie entre 84 Ma et 24 Ma (Roest et Srivastava, 1991).

Selon Olivet (1996), entre 90 Ma (Albien) et 20 Ma (Burdigalien), la plaque Ibérique s'est rapprochée de l'Europe de 150 km environ (distance mesurée au milieu des Pyrénées). Le mouvement de rotation s'est effectué par rapport à un pôle situé « au voisinage de Lisbonne » (Olivet, 1996). Il se traduit par une compression N-S au niveau des Pyrénées orientales et NNW-SSE au niveau des Pyrénées occidentales (Fig. 2-4).

Sibuet et al. (2004) proposent qu'entre 118 (Aptien) a et 80 Ma (Campanien) l'Ibérie opère une rotation antihoraire de $7,6^\circ$ ce qui induit un raccourcissement de 100 à 150 km et la subsidence de la croûte amincie sous la plaque Eurasie. La néo-Thétis se ferme aux alentours de 85 Ma (Santonien), la subduction continue et devient continentale et la direction de raccourcissement s'oriente NO-SE (Fig. 2-8).

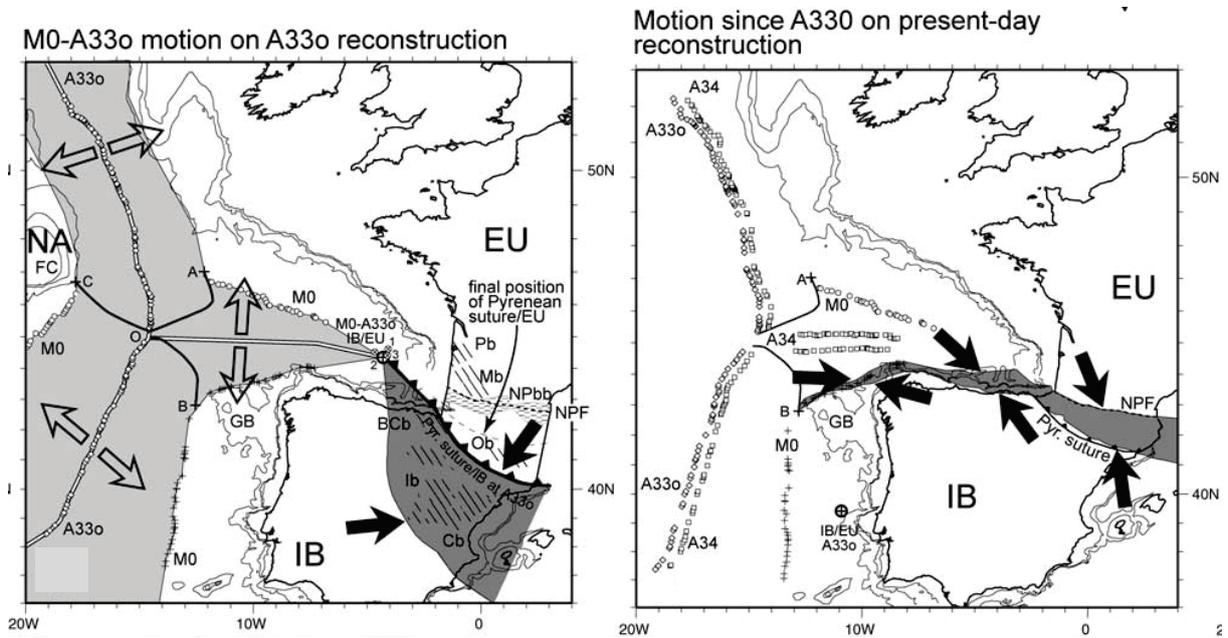


Figure 2-8 : Mouvement de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Eurasie entre 118 Ma et l'actuel (Sibuet et al., 2004).

Les modèles s'accordent sur le fait qu'à partir du Crétacé supérieur il y a convergence des blocs ibérique et eurasiatique. Ceci se traduit par une subduction de la croûte océanique du golfe de Gascogne sous la marge Nord espagnole, et par une collision continentale dans le domaine pyrénéen. La convergence a cessé vers 35-40 Ma (Bartonien-Priabonien).

2.2. SYNTHÈSE DES TRAVAUX SUR LA PARTIE ORIENTALE DE LA ZNP

Nous avons vu en quoi la ZNP constituait un bon analogue pour étudier le fonctionnement des marges passives (Partie 1). Nous nous sommes concentrés, pour cette étude, sur l'extrémité orientale de la ZNP (Fig. 2-9).

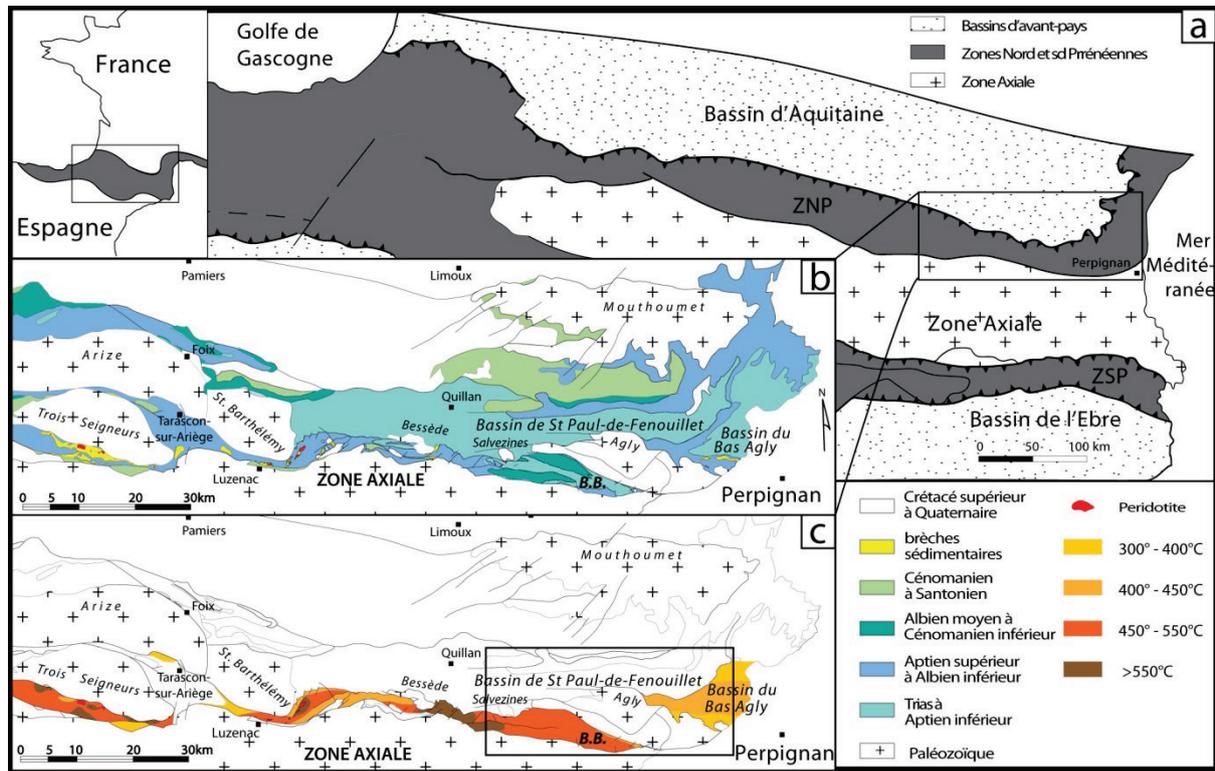


Figure 2-9 : a : Carte structurale des Pyrénées. b : Carte géologique de la partie est de la ZNP, modifiée d'après Clerc (2012). c Synthèse des températures connues dans les bassins mésozoïques métamorphiques de la partie est de la ZNP, d'après Clerc (2012). B.B. : Bassin de Boucheville.

Nous nous sommes intéressés en particulier aux bassins mésozoïques de Saint-Paul-de-Fenouillet, du Bas-Agly et de Boucheville (Fig. 2-10). Ces bassins, entourant le Massif de l'Agly, ont enregistré le métamorphisme albo-cénomaniens à des intensités différentes. L'étude comparée de ces bassins nous permettra de mieux contraindre l'évolution tectonique, métamorphique et sédimentaire de cette partie de la ZNP.

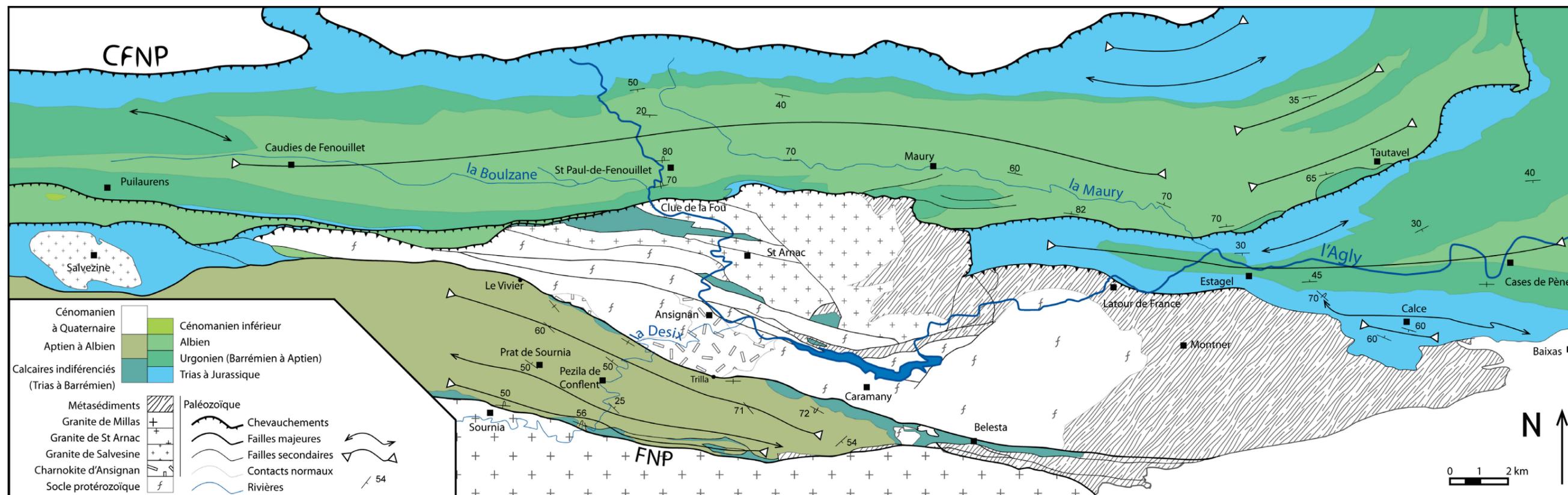


Figure 2-10 : Carte géologique de la zone d'étude comprenant les bassins de Saint-Paul-de-Fenouillet, du Bas-Agly et de Boucheville ainsi que le massif nord pyrénéen de l'Agly (complétée d'après Fonteilles et al., 1993).

2.2.1. STRATIGRAPHIE

Quelques précisions quant aux datations dans notre zone d'étude :

- Les différents terrains (métamorphisés) du bassin de Boucheville ont été datés par analogie (Berger et al., 1993) avec ceux non métamorphisés mais très bien datables du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet (Collignon et al., 1968)
- la bibliographie comporte des articles et études, français et étrangers, parfois assez anciens. Certains termes ont évolué ou ont changé, notamment en ce qui concerne les étages et les facies stratigraphiques. Pour plus de commodité la figure 2-11 compile de façon synthétique la nomenclature des étages et des facies stratigraphiques au Jurassique et Crétacé dans la zone d'étude.
- Dans le massif de l'Agly, la datation du socle protérozoïque gneissique dont l'origine para-dérivée ou ortho-dérivée est discutée (gneiss de Belesta, gneiss de Caramany), est relative, elle s'appuie sur la présence de schistes ordoviciens sus-jacents (Berger et al., 1993). Ces schistes ordoviciens sont datés par analogie avec d'autres schistes pyrénéens (Berger et al., 1993) ; les calcaires dévonien et siluriens le sont par analogie avec les calcaires à polypiers de l'Ouest des Pyrénées.

Eratème	Ere	Système Période	Série Epoque	Etage	Gradstein & Ogg, 2004	Termes équivalents NW européens + sous-étages		Termes stratigraphiques +/- obsolètes ou à valeur lithostratigraphique	
Mésozoïque	Crétacé	c-n	Supérieur c	Maastrichtien c6	65.5 ± 0.3	Sénonien	Maastrichtien supérieur c6b		
					70.6 ± 0.6		Maastrichtien inférieur c6a		
				Campanien c5	83.5 ± 0.7		Campanien supérieur c5c		
							Campanien moyen c5b		
							Campanien inférieur c5a		
				Santonien c4	85.8 ± 0.7		Santonien supérieur c4c		
							Santonien moyen c4b		
				Santonien inférieur c4a					
			Coniacien c3	89.3 ± 1.0	Coniacien supérieur c3c				
					Coniacien moyen c3b				
					Coniacien inférieur c3a				
			Turonien c2	93.5 ± 0.8	Turonien supérieur c2c				
					Turonien moyen c2b				
					Turonien inférieur c2a				
			Cénomannien c1	99.6 ± 0.9	Cénomannien supérieur c1c				
					Cénomannien moyen c1b				
					Cénomannien inférieur c1a				
			Inférieur n	Albien n6	112.0 ± 1.0		Albien supérieur n6c		
		125.0 ± 1.0		Albien moyen n6b					
				Albien inférieur n6a					
	Aptien n5	130.0 ± 1.5		Aptien supérieur n5b	Urgonien supérieur				
				Aptien inférieur n5a	Bédoulien				
	Barrémien n4			Barrémien supérieur n4b					
		136.4 ± 2.0		Barrémien inférieur n4a					
	Hauterivien n3		Hauterivien supérieur n3b						
			Hauterivien inférieur n3a						
	Valanginien n2	140.2 ± 3.0	Valanginien supérieur n2b						
			Valanginien inférieur n2a						
	Berriasien n1		Berriasien supérieur n1c						
		145.5 ± 4.0	Berriasien moyen n1b						
			Berriasien inférieur n1a						
			Portlandien						
	Jurassique	Supérieur j5-7	Tithonien j7	150.8 ± 4.0	Tithonien supérieur j7c				
			Kimméridgien j6		Tithonien moyen j7b				
			Oxfordien j5		Tithonien inférieur j7a				
Moyen j1-4		Callovien j4	161.2 ± 4.0	Kimméridgien supérieur j6b					
				Kimméridgien inférieur j6a					
				Oxfordien supérieur j5c					
		Bathonien j3	167.7 ± 3.5	Oxfordien moyen j5b					
				Oxfordien inférieur j5a					
		Bajocien j2		Callovien supérieur j4c					
Inférieur i		Aalénien j1	175.6 ± 2.0	Callovien moyen j4b					
				Callovien inférieur j4a					
		Toarcien i4		Bathonien supérieur j3c					
			183.0 ± 1.5	Bathonien moyen j3b					
				Bathonien inférieur j3a					
		Pliensbachien i3		Bajocien supérieur j2b					
	189.6 ± 1.5	Bajocien inférieur j2a							
		Aalénien supérieur i1c							
Sinemurien i2		Aalénien moyen i1b							
	196.5 ± 1.0	Aalénien inférieur i1a							
		Toarcien supérieur i4c							
Hettangien i1		Toarcien moyen i4b							
	199.6 ± 0.6	Toarcien inférieur i4a							
		Pliensbachien supérieur i3b							
		Pliensbachien inférieur i3a							
		Sinemurien supérieur i2b							
		Sinemurien inférieur i2a							
		Hettangien supérieur i1c							
		Hettangien moyen i1b							
		Hettangien inférieur i1a							

Figure 2-11 : Tableau synthétique des étages et facies stratigraphique du Jurassique et Crétacé observables dans la couverture sédimentaire mésozoïque de notre zone d'étude (modifié d'après Callec et al., 2006).

2.2.1.1. Protérozoïque Supérieur

Les gneiss du socle de l'Agly sont essentiellement quartzo-feldspathiques à biotite, de plus en plus riches en grenat vers la base de la série. Deux séries ont été distinguées : les gneiss de Caramany et les gneiss de Bélesta (Fontelles & Guitard, 1986).

Les gneiss de Caramany (gris, quartzo-feldspathiques, à grenat et cordiérite) représentent une épaisseur d'environ 1200 m. On y trouve des intercalations de charnockite et de cipolins (Berger et al., 1993).

Les gneiss de Belesta (paragneiss clairs, massifs, quartzo-feldspathiques) représentent une épaisseur d'environ 1000 m (Berger et al., 1993). Cette série est concordante sur les gneiss de Caramany sous-jacents. Les cinq cents derniers mètres disparaissent en biseau du fait de la discordance du Paléozoïque (Berger et al., 1993).

Il n'est pas aujourd'hui possible de déterminer clairement l'origine para-dérivée ou ortho-dérivée des gneiss de Caramany ni de tracer une limite franche avec ceux (para-dérivés) de Belesta. Les phases tectoniques (hercynienne, mésozoïque, pyrénéenne) et le métamorphisme qui les ont affectés ont énormément perturbé la zone et, si l'on a des évidences de métamorphisme hercynien, il est pour l'instant difficile de séparer les effets du métamorphisme hercynien de ceux du métamorphisme mésozoïque sur ces gneiss.

2.2.1.2. Paléozoïque

La série schisto-gréseuse du Col de la Bataille, caractérisée en particulier par son marbre de base, se dépose de façon discordante oblique sur les gneiss de Belesta (Berger et al., 1993).

Les schistes ordoviciens (inférieurs et moyens) sont pélitiques avec de fines alternances de lits gréseux transformés en micaschistes ; les schistes sont globalement prédominants. Aucun fossile n'a été trouvé dans ces terrains et un âge ordovicien ne leur est attribué que par comparaison avec la série de Jujols, considérée ordovicienne (Berger et al., 1993).

Les schistes blancs ou gris argenté situés à l'extrémité orientale de la zone d'étude sont identifiés par la présence à leur sommet du niveau repère des «schistes troués» de l'Ashgillien (Hirnantien) qui contiennent une faune à brachiopodes et polypiers détaillée dans la notice de la carte géologique d'Ancenis au 1/80000 de Cavet et al. (1967) (Berger et al., 1993).

Le Silurien est représenté par des schistes ardoisiers noirs, des schistes gaufrés, des calcaires rubanés et des grès feldspathiques dans la partie orientale du massif et par des schistes gris-noirs, des tufs et des calcaires dans la région de Rasiguères (Berger et al., 1993).

Le Dévonien inférieur est composé de dolomies grenues brun clair, le Dévonien moyen de calcaires rubanés gris clair à chailles (Berger et al., 1993).

Le Carbonifère est composé de schistes gris violacé et le Permien de conglomérats, de pélites rouge violacé à passées rhyolitiques (Berger et al., 1993).

Avec l'orogénèse hercynienne se mettent en place des granites et des granulites.

La charnockite d'Ansignan est une roche de couleur sombre présentant, sur les affleurements rafraîchis récemment, des feldspaths vert sombre ou jaune «cassonade». Elle contient beaucoup de biotite et plus ou moins d'hypersthène et/ou de grenat. Elle présente des phénocristaux d'orthose dont la dimension peut atteindre 10 cm. Ces orthoses sont le plus souvent remarquablement idiomorphes, avec inclusions de biotites et de plagioclases souvent très bien orientés avec leurs plans parallèles à ceux du feldspath-hôte (Berger et al., 1993). Elle est datée à 314 Ma par la méthode U/Pb sur zircon et monazite (Respaut & Lancelot, 1983).

Le granite de Cassagnes se présente en sills très concordants et souvent continus sur plusieurs kilomètres, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Il ressemble beaucoup à la charnockite d'Ansignan, avec cette différence importante qu'on n'y observe pas d'hypersthène. Ce granite constitue également en partie la limite nord du bassin de Boucheville (Fig. 2-10).

Le granite de Saint-Arnac, à biotite, est pauvre en enclaves et relativement homogène. Il existe des parties porphyroïdes et des parties non porphyroïdes dont tous les contacts se font par failles (Berger et al., 1993).

Le granite de Millas, à biotite, est très analogue à celui de Saint-Arnac. Il présente deux faciès assez différents séparés par une ligne approximative Tarerach-Rodès. Il constitue en intégralité la limite sud du bassin de Boucheville (Fig. 2-10) et est séparé de ce dernier par la faille nord pyrénéenne.

Notons ici que ce que nous appellerons « socle » par la suite correspond à un chapelet d'objets distincts, connectés ou non. Ce socle constitue à la fois le substratum de notre objet d'étude, le bassin de Boucheville, et un objet d'étude en soit, le massif de l'Agly. Nous considérerons comme socle des bassins mésozoïques tous les terrains protérozoïques et paléozoïques.

2.2.1.3. Mésozoïque

Le Trias (Keuper) est représenté par un ensemble de marnes le plus souvent jaunes ou blanchâtres mais parfois rouges ou bariolées. Ces marnes sont caractérisées par les nombreux cristaux de quartz bipyramidés généralement hyalin. On y trouve aussi des intercalations de cargneules et, en plusieurs points, des amas de gypse fibreux blanc (exploité à Lesquerde). Aux marnes et aux gypses sont parfois associés des blocs de calcaire ou de dolomie blancs ou jaunes (Berger et al., 1993).

Du point de vue tectonique, le Trias, très plastique, a servi de niveau de décollement à la base du Mésozoïque, ce qui explique la petite quantité d'affleurements et la faiblesse des épaisseurs mesurables actuellement. On peut observer, dans sa partie supérieure quand elle est présente, 10 à 15 m d'argiles gris-vert ou lie-de-vin. Au-dessus sont observables surtout des calcaires jaunes en plaquettes mais aussi des calcaires rouges, des grès calcareux à gros grains de quartz détritiques et des dolomies grises en plaquettes (notice carte géologique de Rivesaltes). Le Trias est représentatif d'une sédimentation marine confinée avec d'importants épisodes évaporitiques (Berger et al., 1993).

Le Lias n'excède pas 80 mètres d'épaisseur en général, il est composé à sa base de dolomies vacuolaires ou bréchiques, puis de calcaires oolitiques rouges et se termine par des marnes (Berger et al., 1993).

La base du Jurassique est marquée par une transgression marine franche mais progressive qui a débuté au Rhétien. Au Lias inférieur s'édifie ainsi une plate-forme où vont se succéder dans le temps des faciès évaporitiques et dolomitiques (Hettangien), des faciès infralittoraux à niveaux oolitiques (Sinémurien), des calcaires bioclastiques et les marnes du « Lias marneux » (Sinémurien supérieur—Toarcien) (Berger et al., 1993).

Le Dogger présente une série d'épaisseur variable (quelques dizaines de mètres) constituée de calcaires fins argilo-gréseux oolitiques et ferrugineux puis d'alternances calco-dolomitiques et enfin de dolomies noires (Berger et al., 1993). Il marque le retour des faciès carbonatés de plate-forme. Ces dépôts se sont formés dans une mer chaude et peu profonde, riche en organismes récifaux (Berger et al., 1993).

Le Malm est constitué principalement d'une centaine de mètres de calcaires blancs massifs et parfois bréchifiés. Ces calcaires à grains fins sont activement exploités en carrière dans les environs d'Estagel et de Tautavel. Ils contiennent très fréquemment des brèches à éléments décimétriques, dont le ciment est parfois rouge. Ces brèches sont appelées eBr (e.g. Mattauer & Proust, 1962 ; Berger et al., 1993 ; Peybernès et al., 2001) et sont décrites dans le paragraphe sur le Cénozoïque ci-après. L'âge et les mécanismes à l'origine des eBr sont débattus dans la partie 4.2 sur le bassin du Bas-Agly.

Le Malm est caractérisé par une puissante sédimentation calcaire, s'effectuant à fleur d'eau, pauvre en organismes marins, et qui a subi une dolomitisation secondaire, particulièrement poussée dans sa partie inférieure (Berger et al., 1993).

Au sommet du Jurassique apparaît généralement une série bréchique polygénique sédimentaire. Cette série a été décrite par Peybernès (1976) comme la brèche limite fin Jurassique. Cette brèche que l'on retrouve partout dans la zone d'étude est parfois difficile à différencier des eBr. Elle pourrait être l'indice de l'initialisation du rifting à l'origine de l'extension crétacée.

La formation qui matérialise la transition Jurassique-Crétacé, bien que mince (une trentaine de mètres), est presque toujours présente dans les masses carbonatées du

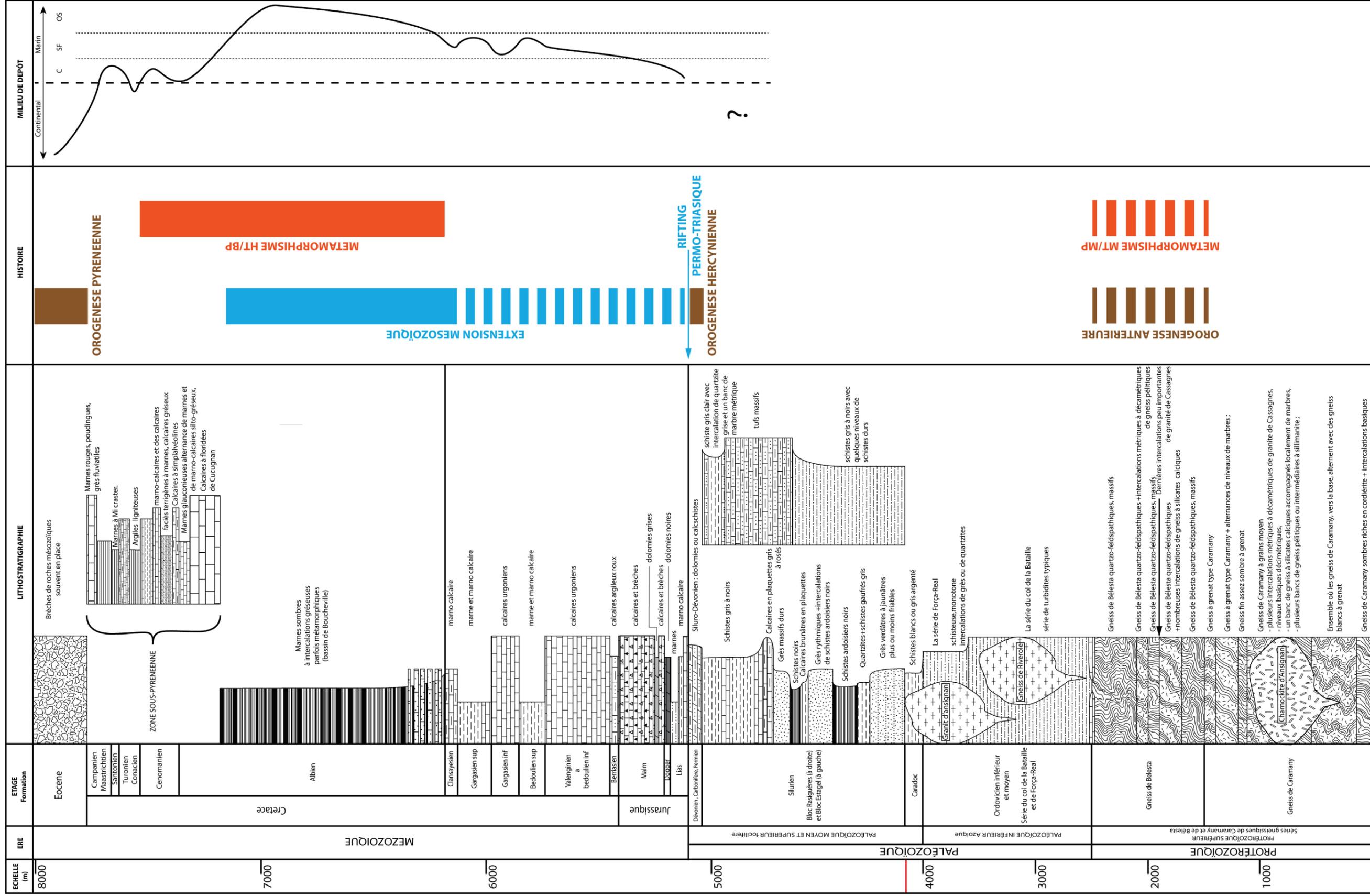
Malm-Crétacé inférieur. Elle constitue un excellent niveau repère (Depéret, 1907). Il s'agit de marnes et de calcaires argileux graveleux ou oolitiques, à patine jaune à rousse.

La base actuelle du bassin de Boucheville est constituée de calcaires donnés comme Alanginiens à Bédouliens inférieurs (Barrémien sup.-Aptien inf.) . En règle générale, seuls les micro-organismes permettent de diviser cet ensemble lithologiquement très homogène de calcaires massifs à patine blanche formant « l'Urgonien inférieur » dans la région (Berger et al., 1993).

L'épaisseur totale de la formation est assez variable ; généralement de l'ordre de 300 m, elle atteint 400 m dans le chaînon de Tautavel où elle admet localement d'importantes intercalations dolomitiques dans sa partie inférieure (Serrat de Trenque Bouteills) et se réduit à moins de 100 m à l'est du château de Quéribus. Cette réduction est attribuée à la présence d'un haut-fond paléogéographique dans cette région (Collignon et al., 1968).

À l'Aptien (à partir du Bédoulien supérieur) apparaît une paléogéographie beaucoup plus variée, aussi bien dans l'espace que dans le temps. Ainsi dans la partie sud-est du synclinal du Bas-Agly se sont déposés des faciès marneux de bassin presque homogènes. À l'opposé, le chaînon de Galamus est caractérisé par des faciès de plate-forme, avec des lacunes (Collignon et al., 1968). Ailleurs, il y a alternance de ces deux types de faciès, avec parfois des alternances gréseuses détritiques importantes (Nord du synclinal du Bas-Agly) (Berger et al., 1993).

Figure 2-12 (page suivante) : Charte chrono-stratigraphique de la zone d'étude (massif de l'Agly, bassins de Boucheville, de Saint-Paul-de-Fenouillet et du Bas-Agly et écailles sous pyrénéennes, d'après Berger et al. (1993). Échelle : la limite rouge symbolise le changement d'échelle au top du Caradoc. Milieu de dépôt : C marin confiné, SF schoreface, OS offshore.



L'Albien est composé de marnes sombres à intercalations gréseuses. Ces marnes noires affleurent très largement sur la carte géologique de Rivesaltes où elles forment toute la partie centrale du Bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet, le cœur du synclinal du Bas-Agry ainsi que la majeure partie du Mésozoïque du bassin de Boucheville. Dans ce dernier cas, le métamorphisme a transformé en « cornéennes » (Ravier, 1959) les marnes de l'Aptien et de l'Albien que l'absence de datation a conduit à regrouper sous la dénomination des grès noirs albo-aptiens (Berger et al., 1993). Ces appellations de cornéennes et de grès noirs seront débattues dans la partie 5 sur le bassin de Boucheville.

Cette très importante série de marnes noires (épaisseur d'ordre kilométrique par endroit) est la dernière du Mésozoïque dans notre zone d'étude à l'exception d'un petit niveau de grès céno-manien situé au nord du massif de Salvezine (Fig. 2-10). Il n'existe pas non plus d'affleurements paléogènes, à l'exception des brèches (eBr) décrites plus bas (Berger et al., 1993).

2.2.1.4. Cénozoïque

En bordure des bassins mésozoïques, affleurent des ensembles de brèches sédimentaires souvent interprétées comme éocènes (Berger et al., 1993). Cette estimation a été remise en cause par la datation des brèches de Baixas du Danien supérieur au Sélandien inférieur (début Paléocène) (Peybernès et al., 2001). Peybernès les interprète comme des écoulements de débris de canyons sous-marins, associés à des hémipélagites. Elles se seraient mises en place au Paléocène (post métamorphisme) lors de la création d'un grand sillon marin d'orientation est-ouest situé dans l'actuelle partie sud de la ZNP.

2.2.2. DONNÉES STRUCTURALES

2.2.2.1. Structure et mise en place des massifs nord-pyrénéens

Les dômes gneissiques présents dans la partie de la chaîne hercynienne, qui forment actuellement le système orogénique pyrénéen au sens large, ont conduit certains auteurs (e.g. Echlter & Malavieille, 1990 ; Gibson, 1991 ; Malavieille, 1993; Brun & Van den Driessche, 1994 ; Vanderhaeghe et al., 1999) à les interpréter comme des dômes métamorphiques ou MCC (Metamorphic Core Complex). Ce modèle (décrit dans la partie 2.1) permet effectivement la formation d'un dôme de croûte inférieure, la mise en place de grands détachements sur une marge extensive et un boudinage tel qu'il est observé dans notre zone d'étude.

Par ailleurs la structure actuelle de la ZNP et en particulier la disposition en chapelet des massifs nord-pyrénéens dans cette zone a conduit à d'autres modèles.

Ainsi Masini et al. (2014) proposent un modèle de mise en place du massif de Labourd (au sud du bassin de Moléon) sous la forme d'un « extensional allochthon » (Ez Casado,

1998 ; Manatschal et al., 2001) créé lors de l'extension crétacée et repris pendant la compression éocène.

Un modèle similaire propose comme origine à ces massifs des blocs basculés lors de l'extension et repris dans la compression (Clerc & Lagabrielle, 2014 ; Vacherat, 2014).

Enfin le modèle du dôme présenté par Olivier et al. (2004) découle de la structure générale en forme de dôme du massif de l'Agly (Fontailles et al., 1993). Ce dôme est formé directement par la croûte supérieure. Ce modèle a été conçu pour le massif de l'Agly en particulier. Olivier et al. (2004) proposent ici deux phases de déformation varisque : un raccourcissement puis un système en transpression. Ce modèle hercynien se corrèle parfaitement avec les données de terrain actuelles mais il ne prend pas en compte les épisodes postérieurs (extension mésozoïque, compression pyrénéenne) qui ont énormément déformé la zone. L'auteur précise que son modèle ne s'étend pas aux autres massifs nord-pyrénéens qui ne présentent pas de bandes mylonitiques fines ni de gneiss.

2.2.2.2. Structurale et mise en place des bassins mésozoïques

Aucune étude structurale n'existe sur les bassins de Saint-Paul-de-Fenouillet et du Bas-Agly. Certaines coupes ont été faites (Olive, 1961 ; Collignon et al., 1968 ; Vaudin, 1982 ; Fontailles et al., 1993 ; Berger et al., 1997) mais à cause de l'homogénéité des marnes albiennes et de la difficulté à y déceler une stratification, elles se sont limitées pour la plupart aux séries triasiques et jurassiques.

La seule hypothèse existant dans la littérature actuelle concernant la mise en place du bassin métamorphique de Boucheville a été posée par Choukroune en 1970.

Par son analyse microtectonique, Choukroune (1970) détermine trois phases de déformation dans le bassin de Boucheville. La première est une phase compressive (et peut-être légèrement décrochante dextre) ductile qui forme des plis de grande longueur d'onde. La seconde phase est également compressive et ductile mais forme des plis de courte longueur d'onde. Les deux premières phases sont estimées d'âge fin Crétacé supérieur. La troisième est la compression cassante éocène contemporaine de la mise en place de failles inverses (Choukroune, 1970). Dans le bassin de Boucheville, les schistosités S0 et S1 sont confondues (Choukroune, 1970). Choukroune propose ainsi une géométrie pour le bassin de Boucheville (Fig. 2-13)

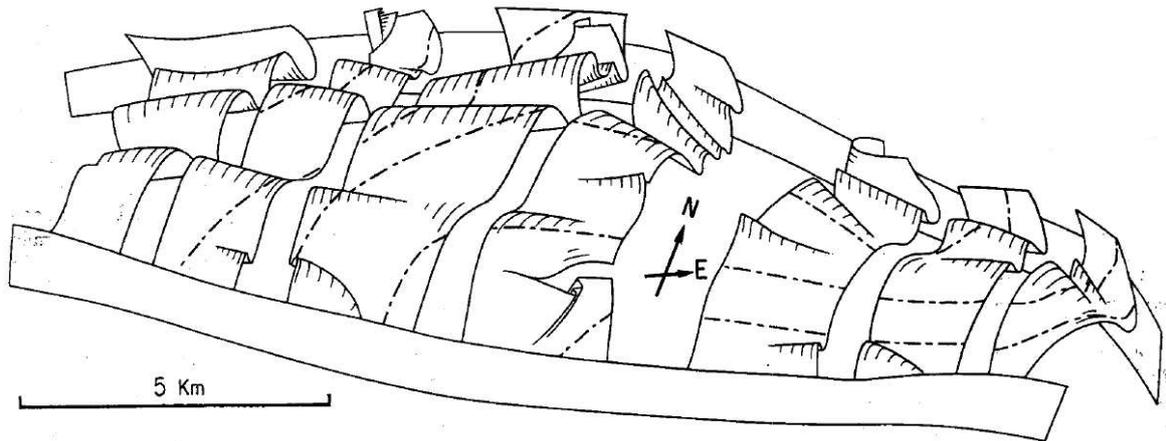


Figure 2-13 : Organisation structurale du Bassin de Boucheville (Choukroune, 1970).

De la même manière, Choukroune distingue les différentes phases de déformation dans l'Albien métamorphique autour du massif de Salvezine. Ici l'intersection S1 et S0 donne la linéation L1 (parallèle à l'axe de pli) très bien visible dans l'allongement des minéraux de métamorphisme. Il note la présence de plis couchés et replissés de grande amplitude (Choukroune & Meurisse, 1970). Il observe également des phénomènes de fracturation et de plissement aussi hérités de la phase 2. Ces deux phases sont estimées être finicrétacées selon Choukroune. Il y observe enfin la phase tectonique éocène cassante qui recoupe les deux premières phases (Choukroune, 1970)

De plus le contact dôme/Albien est une faille verticale majeure, qui sépare la partie nord de la zone métamorphique de la ZNP avec la partie non métamorphisée. Elle se poursuit à l'Est dans le Néocomien, et à l'Ouest, il s'agit de la bordure sud du massif de l'Agly (Choukroune & Meurisse, 1970).

2.2.3. LE MÉTAMORPHISME

L'orogénèse varisque a engendré, outre des déformations des séries protérozoïques et paléozoïques (cf. Partie 2.1), un métamorphisme HT/BP. Ce métamorphisme hercynien a produit les gneiss, les cipolins, les schistes et les marbres observés dans le massif de l'Agly. Par endroits, le seuil de l'anatexie a été franchi et quelques gneiss ont commencé à fondre produisant des filons de granites.

Encore plus important a été le magmatisme tardi-orogénique, qui a déclenché l'intrusion des granitoïdes de composition majoritairement acide (cf. Paragraphe 2.2.1.2).

Le magmatisme couvre l'intervalle 310 à 270 millions d'années avec des âges de refroidissement du Pennsylvanien supérieur et du Permien inférieur.

Le métamorphisme post-hercynien a été décrit en premier par Casteras (1933) puis par Ravier (1959), comme un évènement thermique HT/BP pré-cénomaniens. Mais la présence de minéraux synchrones de la foliation a poussé Mattauer (1968) et

Choukroune (1970) à interpréter ce métamorphisme comme une conséquence de la compression pyrénéenne. Bernus (1984) a pu démontrer à son tour l'existence de minéraux métamorphiques ante-déformation, prouvant que l'épisode métamorphique avait eu lieu avant la compression (croissance non-orientée de ces minéraux).

2.2.3.1. Datation du métamorphisme post-hercynien

Les différentes datations du métamorphisme mésozoïque dans la région sont relativement homogènes : Vershure (1969) donne 115 Ma à une amphibole de l'étang de Lherz, Albarède & Michard-Vitrac, (1978) ont trouvé des amphiboles de 103 Ma dans la lentille lherzolitique de Caussou et le métamorphisme associé aux phlogopites et aux orthoclases de la couverture à l'est des Pyrénées est daté entre 92 et 104 Ma (Albarède & Michard-Vitrac, 1978).

Le long de la ZNP, Montigny et al. (1986) datent par K-Ar deux phases de métamorphisme ; la première à l'Est est une schistosité datée par des biotites orientées à 95 Ma. La seconde à l'Ouest est représentée par deux types d'association : Ca-plagioclase, orthoclase, biotite, muscovite, scapolite et actinolite dans les sédiments albiens et muscovite, chlorite, albite dans les flyschs albo-turonien schistosés. Les âges sont regroupés entre 87 et 81 Ma.

Boulvais et al. (2006) datent par Ar-Ar à 117 Ma l'albitisation du leuco-granite de Salvezine et Poujol et al. (2010) confirment par U-Th-Pb une activité hydrothermale entre 117 et 98 Ma sur le massif de l'Agly et le rocher du Bari (massif de l'Arize). Ils associent cet événement au mouvement senestre de la plaque ibérique.

Enfin Clerc et al. (2015) confirment ces âges par une campagne de datation Ar/Ar dans la région de Arguenos-Moncaup et dans le bassin d'Aulus.

Il semble que le métamorphisme de contact associé à l'exhumation du manteau se fasse de manière assez lente avec pas ou peu d'auréoles de métamorphisme autour des corps lherzolitiques (Albarède & Michard-Vitrac, 1978). Si les datations récentes ont tendance à vieillir ce métamorphisme (on passe d'une période allant de 110 à 85 Ma à un cycle compris entre 117 et 98 Ma), la durée du métamorphisme reste de l'ordre de 20 à 25 Ma durant la fin du Crétacé inférieur.

Une question reste en suspens qui concerne la répartition du métamorphisme le long de cette période : se fait-il en une phase de 20 à 25 Ma, en deux ou plus ? Les hypothèses qui associent ce métamorphisme à une exhumation mantellique s'attardent plutôt sur le scénario en une phase. Ces hypothèses sont confortées par l'intensité du métamorphisme observé.

2.2.3.2. Pression et température du métamorphisme post-hercynien

Tandis que dans les bassins du centre de la ZNP le métamorphisme est progressif, dans l'Est les bassins sont faillés (post-métamorphisme) et mettent en contact des panneaux de différents degrés de métamorphisme. Dans le bassin du Bas-Agly, Golberg &

Leyreloup (1990) présentent des températures allant de 400°C à 450°C, Vauchez et al. (2013) confirment ces résultats avec des températures comprises entre 350°C et 500°C. Dans le bassin de Boucheville, la température maximale décroît de 570±10°C dans l'Ouest, à 400-450°C dans l'Est (Golberg et Leyreloup, 1990).

Néanmoins, le métamorphisme est hautement irrégulier, et ne correspond pas toujours à la géométrie du bassin (même si c'est assez souvent le cas) : l'hypothèse actuelle est donc que la propagation de la chaleur était contrôlée par la circulation de fluides dans les réseaux fracturés (Golberg et Leyreloup 1990).

Quel que soit le mécanisme de propagation le système conserve des conditions HT/BP. Ainsi quand Montigny et al. (1986) datent le métamorphisme à l'Est à 95 Ma, ils observent des assemblages minéralogiques scapolite, hornblende, biotite, phlogopite, diopside, Ca-plagioclases, et orthoclase, suggérant un maximum des températures entre 550 et 650°C, sous une pression de 3 à 4 kbar.

Boulvais et al. (2006) obtiennent quant à eux des valeurs de 400°C et 2 kbar pour l'albitisation du granite de Salvezine.

2.2.3.3. Magmatisme associé au métamorphisme post-hercynien

Montigny et al. (1986) datent les roches magmatiques et métamorphiques le long de la ZNP et déterminent trois étapes de volcanisme : la première à 110 Ma dans les Pyrénées centrales, la deuxième de 100 à 90 Ma dans les Corbières et dans l'ouest des Pyrénées et la troisième de 90 à 85 Ma dans la partie ouest de la ZNP (Pays Basque). Ils observent ainsi un déplacement progressif du magmatisme d'Est en Ouest directement relié avec la cinématique des plaques entre l'Europe et le Craton Ibérique (donc entre 110 et 85 Ma). Golberg et Leyreloup (1990) observent dans le Pays de Sault trois types de roches : (i) des lamprophyres alcalins et des syénites, (ii) des gabbros triasiques métamorphisés et des dolérites et (iii) enfin des lherzolites. Henry et al. (1998), quant à eux datent des corps ultramafiques le long de la ZNP par Ar-Ar de 103 à 107 Ma et par Sm-Nd à 104 Ma. Le type de métamorphisme (alcalin) est cohérent avec un amincissement crustal et les datations se corrèlent avec les phases de métamorphisme décrites ci-dessus.

Cependant différentes hypothèses ont été proposées quant à la mise en place d'un tel métamorphisme. Nous allons donc par la suite explorer les différents scénarios tectoniques et/ou hydrothermaux possibles.

2.2.3.4. Mécanismes du métamorphisme

La distribution irrégulière et l'intensité du métamorphisme dans le corridor de la ZNP impliquent une source de chaleur discontinue et à faible profondeur. Ceci permet de générer les fortes variations de gradient thermique observées dans la couverture (Albarède & Michard-Vitrac, 1978). L'origine la plus probable est une exhumation du manteau durant environ 20 Ma au Crétacé supérieur.

Golberg et Leyreloup (1985) observent des auréoles de métamorphisme autour des clastes dans des brèches issues de la fracturation hydraulique de couverture (marbre) ou des lherzolites. Ils en déduisent une genèse métamorphique par infiltration de fluides. Le métamorphisme produit de l'eau et du CO₂, qui additionnés au poids de la colonne d'eau, rapprochent la pression fluide de celle de la pression lithostatique. Par endroit, elle dépasse la pression lithostatique et la roche est fracturée (Golberg et Leyreloup, 1985).

Un système décrochant peut occasionner une circulation de fluides de haute température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-pyrénéen (Dauteuil et al., 1987). Ce système associé à un amincissement crustal permet une remontée de manteau et une circulation de fluides et explique la localisation de la déformation entre Espagne et France (Dauteuil & Ricou, 1989. Fig. 2-14).

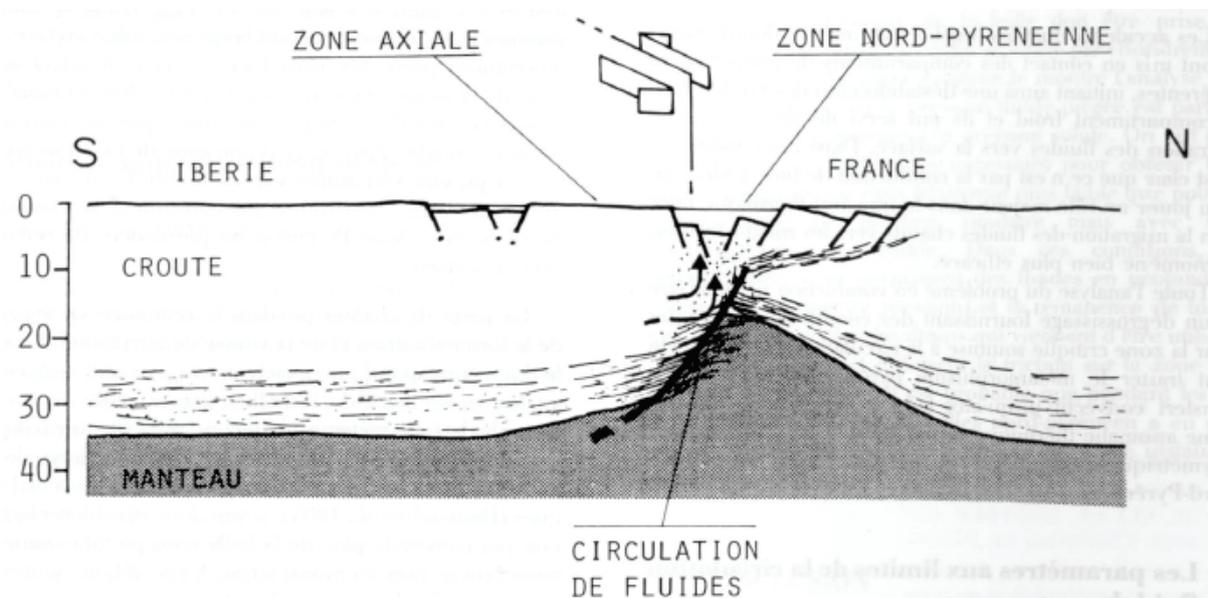


Figure 2-14 : Schéma de la circulation des fluides comme vecteur du métamorphisme (Dauteuil & Ricou, 1989).

Il faut cependant noter que Boulvais (2015) a démontré que les veines observables dans le bassin de Boucheville sont des conséquences du métamorphisme. Les fluides qui en sont à l'origine n'étaient donc pas vecteurs de la chaleur mais ont plus sûrement eut un effet tampon.

Fabriès et al. (1998) observent que l'on peut distinguer deux épisodes de remontées lithosphériques dans l'ouest des Pyrénées quand on en distingue qu'une seule (mais de distribution hétérogène) dans l'est. Les massifs péridotitiques de l'ouest des Pyrénées ont été exhumés à plus faible profondeur (15 km seulement) que ceux de l'est. Cette position les aurait préservés du métamorphisme métasomatique associé au magmatisme alcalin (113 à 85 Ma). De plus, la différence de lithologie entre les péridotites de l'est et de l'ouest suggère que ces deux ensembles ont connu des

contextes tectoniques différents. La dénudation complète de ces massifs au fond des bassins albo-cénomaniens et leur haute température expliqueraient également l'altération hydrothermale observée (carbonatation, serpentinisation) (Fabriès et al. 1998).

Les brèches de la partie Est (Lherz, Aulus, Bestiac, Prades) comprennent des éléments carbonatés mésozoïques métamorphisés (marbre, métapélites) et déformés ductilement. Ceci concorde avec l'hypothèse d'une compression locale combinée à un métamorphisme HT antérieur et/ou contemporain du remaniement des sédiments dans les brèches (Lagabrielle et al., 2010).

Lagabrielle et al. (2010) reprennent l'idée d'une zone ductile très localisée (Dauteuil et al., 1987) mais en extension et non seulement en décrochement. Ils expliquent ainsi les hétérogénéités de métamorphisme par des glissements sur le détachement : les sédiments déposés entre les blocs crustaux basculés seraient directement soumis au flux de chaleur et donc au métamorphisme, tandis que ceux déposés sur les blocs crustaux seraient moins soumis au flux donc moins métamorphisés (Lagabrielle et al., 2010). Dans l'ouest des Pyrénées, le métamorphisme est plus uniformément réparti, ce qui indiquerait un bassin plus large (Lagabrielle et al., 2010). Le lien entre métamorphisme et activité hydrothermale réside dans le fait que le métamorphisme HT est toujours observé dans les méta-évaaporites triasique, et pas toujours dans les sédiments mésozoïques pourtant sus-jacents. Le métamorphisme serait donc exprimé par la circulation convective de fluides hydrothermaux salés au sein des méta-évaaporites triasiques (qui se dissolvent au passage), plutôt que par conduction de la chaleur dans le massif rocheux Lagabrielle et al. (2010). La couverture sédimentaire ante-albienne le long de la Zone Nord Pyrénéenne est métamorphisée, et ce même dans les bassins. L'auteur relie ce métamorphisme à l'amincissement crustal, mais aussi à l'hydrothermalisme. En effet, des éléments (Cl, Na, Ba, B, Mg, K, P, et S) ont été apportés depuis les évaaporites jusque dans les carbonates métamorphisés, ce qui démontre une intense circulation de fluides dans les méta-évaaporites. L'association des minéraux métamorphiques : scapolite, phlogopite, diopside, ainsi que, localement, dolomite et tourmaline (dravite), est caractéristique d'une augmentation de température à faible pression (Lagabrielle et al., 2010).

Parmi les différents modèles existants sur l'évolution des marges passives en général ou de la ZNP en particulier, les plus récents prennent en compte les bassins sédimentaires. Ainsi Masini et al. (2014) appuient leur modèle d'hyper-amincissement d'une marge à l'échelle crustale sur un modèle sédimentaire et des puits existants dans sa zone d'étude (Souquet et al., 1985). De même Clerc (2012) s'est inspiré pour son modèle de reconstruction de la ZNP de lignes sismiques de marges passives actuelles pour présenter les géométries sédimentaires d'origine.

L'influence du métamorphisme sur l'évolution des marges est également prise en compte, Clerc et al. (2014 ; 2015) utilisent des données structurales du métamorphisme et des mesures de température afin de justifier leur modèle d'une marge boudinée.

Ces travaux prouvent l'importance d'une étude couplée lorsqu'on s'intéresse aux marges passives. Il est nécessaire d'étudier l'évolution sédimentaire, celle du métamorphisme et leurs relations avec l'évolution tectonique afin de proposer modèle complet.

Dans la partie suivante sont présentées les différentes méthodes et techniques analytiques qui nous ont servi pour notre étude du bassin de Boucheville et de la partie Est de la ZNP.

PARTIE 3. MATÉRIELS ET MÉTHODES

Ce chapitre consiste en une présentation rapide des différents outils et méthodes analytiques que j'ai utilisées durant ma thèse et qui m'ont permis de déterminer la température maximale enregistrée dans les bassins de notre zone d'étude, ainsi que la composition en éléments majeurs et l'âge de nos échantillons. Ces méthodes et techniques ont été utilisées sur les échantillons récoltés lors des trois missions de terrain effectuées dans le Fenouillèdes.

Ces missions de terrain ont aussi permis de lever des colonnes stratigraphiques et des coupes géologiques et ainsi d'effectuer un travail de cartographie et d'analyse structurale indispensable à la compréhension de la zone d'étude et à l'élaboration d'un modèle de mise en place des bassins.

3.1.THERMOMÉTRIE RAMAN

La thermométrie par spectroscopie Raman de la matière carbonée ou en anglais Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM) mesure le degré d'organisation des Matériaux Carbonés naturels (MC)(e.g. Tuinstra & Koenig, 1970 ; Pasteris & Wopenka, 1991 ; Wopenka & Pasteris, 1993 ; Yui et al., 1996 ; Beyssac et al., 2002 ; Lahfid et al., 2010) Cette technique est basée sur la dynamique vibrationnelle des atomes, à la suite d'une interaction entre la matière et une lumière monochromatique incidente de type laser. Les spectres Raman des matériaux carbonés, allant des MC inclus dans des roches peu métamorphiques à des graphites dans les faciès granulite et éclogite, peuvent être considérés comme de bons indicateurs de leur degré d'évolution depuis l'anchizone jusqu'à des zones de métamorphisme intense.

Beyssac et al. (2002), Aoya et al. (2010) et Lahfid et al. (2010) ont pu extraire des paramètres Raman caractéristiques du stade d'évolution structurale des matériaux carbonés. Ces paramètres correspondent aux rapports d'aires de bandes tels que le paramètre R2 défini par Beyssac et al. (2002) et le rapport RA1 défini par Lahfid et al. (2010). Étant donné l'irréversibilité des transformations physico-chimiques de la matière carbonée, le géothermomètre RSCM permet d'estimer les pics thermiques atteints durant le métamorphisme.

Dans le cadre de notre étude, le système utilisé est un spectromètre Raman Renishaw InVia Reflex utilisant 3 sources d'excitation laser à 514,5; 632,8 et 785 nm. Le faisceau laser est focalisé sur l'échantillon à travers un microscope de recherche Leica DM2500 spécialement adapté au système et doté de 4 objectifs Nplan [x5, x20, x50 (Ouverture Numérique = 0.75), x100 (ON=0.90)]. Dans notre étude, seul le laser à 514,5 nm et l'objectif x 100 ont été utilisés. La diffusion Rayleigh est éliminée grâce aux filtres diélectriques. Le signal Raman est ensuite dispersé à l'aide d'un réseau holographique et mesuré par un détecteur CCD NIR/UV deep depletion 1024x256 pixels refroidi par effet Peltier. Le logiciel Wire 3.4 est utilisé pour piloter les différentes composantes de l'appareil Raman et commander directement tous les paramètres d'acquisition des données. Le repérage des matériaux carbonés se fait à l'aide d'un dispositif

d'illumination en réflexion, d'un éclairage en lumière transmise et d'une caméra vidéo couleur.

Nous avons utilisé deux calibrations différentes en fonction du degré de métamorphisme afin d'estimer les paléotempératures : La calibration de Beyssac et al. (2002, 2003) pour estimer les pics thermiques dans la gamme de températures allant de 330°C à 650°C avec une précision absolue de $\pm 50^\circ\text{C}$ et la calibration de Lahfid et al. (2010) pour la gamme de températures allant de 200°C à 330°C avec une précision absolue de $\pm 30^\circ\text{C}$.

Les analyses ont été faites au BRGM à Orléans sous la tutelle d'Abdeltif Lahfid en suivant principalement les protocoles d'analyses décrits par Beyssac et al. (2002) et Lahfid et al. (2010).

3.2. SPECTROMÉTRIE DE FLUORESCENCE X

La spectrométrie de fluorescence X ou en anglais X-Ray Fluorescence (XRF) mesure la fluorescence de rayons X d'un échantillon afin de caractériser sa composition chimique. Lorsque l'on bombarde de la matière avec des rayons X, elle réémet de l'énergie sous la forme, entre autres, de rayons X. Cette réaction est appelée fluorescence X, ou émission secondaire de rayons X. Le spectre des rayons X émis par la matière est caractéristique de la composition de l'échantillon, en analysant ce spectre, il est possible de déduire la composition élémentaire de cet échantillon.

Pour ces analyses, les échantillons (préalablement réduits en poudre) sont fondus par chauffages successifs dans des creusets en platine, afin d'obtenir une lentille de verre. Le mélange fondu comprend 0,6g de poudre d'échantillon et 3,6g de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ("Spectroflux 100"). Cette lentille, placée dans un spectromètre séquentiel à rayons X Philips PW1480, associé à un passeur d'échantillons PW1510, est soumise au bombardement de rayons X dont la source est un tube à rayons X en rhodium. La fluorescence ainsi produite est captée par un spectromètre à 8 cristaux (LiF 420, LiF 220, LiF 200, Ge 111, graphite, PE, TLAP and PX) qui, après étalonnage, analyse et correction matricielle, donne la composition en éléments majeurs et éléments traces de l'échantillon. Les analyses ont été effectuées à l'université Christian Albrechts de Kiel (Allemagne), dans le laboratoire de Géosciences.

3.3. MICROSONDE

Le principe de l'analyse par microsonde est similaire à la spectrométrie de fluorescence X ; l'échantillon, soumis à un bombardement d'électrons, émet un rayonnement X dont le spectre est analysé. La différence avec la spectrométrie de fluorescence X concerne l'échelle de l'analyse : la microsonde est conçue pour analyser in situ des minéraux et donner leur composition chimique. Les analyses sont faites sur des lames minces polies non couvertes et métallisées. La microsonde est couplée à un microscope électronique à balayage afin de pouvoir cibler le minéral à analyser. Les résultats peuvent être

ponctuels (un point d'analyse de l'ordre du micron sur un minéral pour obtenir sa composition chimique) ou sous forme de cartographie chimique d'une partie de la lame mince d'environ un millimètre de côté. L'étalonnage est préenregistré en fonction du type d'échantillon et de la minéralisation attendue. Ces analyses ont été effectuées avec la microsonde Jeol superprobe JXA-8900R de l'université Christian Albrechts de Kiel (Allemagne), dans le laboratoire de Géosciences.

3.4. DATATION U-PB SUR SPHÈNE

La méthode de datation U-Pb est basée sur la décroissance radioactive du ^{235}U en ^{207}Pb et du ^{238}U en ^{206}Pb . Dans un minéral intégrant de l'uranium lors de sa cristallisation, si le système U-Pb reste clos et que la totalité du Pb est d'origine radiogénique (noté Pb_r , i.e. Pb provenant de la désintégration de l'U), les équations radiochronologiques pour les couples $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ (âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, noté ci-dessous t_{206}) et $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$ (âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, noté ci-dessous t_{207}) sont, respectivement :

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda_{238}} \times \text{Ln} \left(\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}} + 1 \right)$$

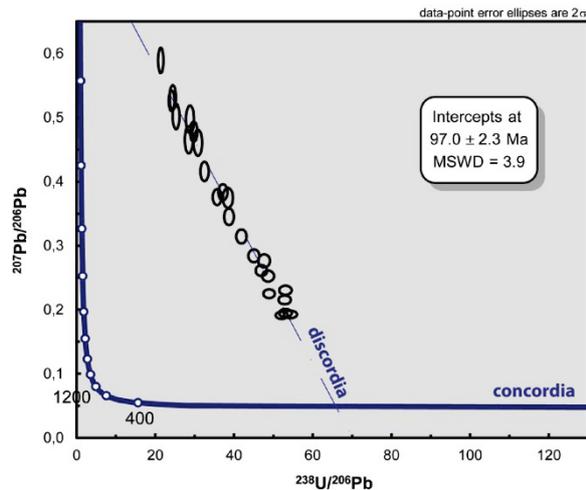
$$t_{207} = \frac{1}{\lambda_{235}} \times \text{Ln} \left(\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}} + 1 \right)$$

où λ_{238} ($1,55125\text{E}^{-10} \text{ an}^{-1}$) et λ_{235} ($9,8485\text{E}^{-10} \text{ an}^{-1}$) sont, respectivement, les constantes de désintégration radioactive du ^{238}U et du ^{235}U . Dans la mesure où le rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ est constant et égal à 137,88 dans les matériaux terrestres (Steiger et Jäger, 1977), le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ne dépend que du temps et permet de calculer un troisième âge :

$$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r} = \frac{1}{137,88} \times \left(\frac{e^{\lambda_{235} \times t} - 1}{e^{\lambda_{238} \times t} - 1} \right)$$

Pour cette étude la mesure des rapports isotopiques a été effectuée sur un sphène provenant d'une veine magmatique. Le sphène est un minéral commun dans les roches métamorphiques. Il est fréquemment impliqué dans des réactions minéralogiques (Frost et al., 2001), en particulier à cause de l'abondance dans de nombreux contextes géologiques de phases minérales riches en Ca et Ti (e.g. biotite, amphibole...) ce qui en fait un minéral de choix pour dater les événements métamorphiques.

Cependant le sphène incorpore à sa formation du plomb commun (ce qui n'est pas le cas du zircon par exemple). En conséquence, pour obtenir un âge il faut utiliser un diagramme dit de Tera-Wasserburg (Tera & Wasserburg, 1972) où sont reportés les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en fonction du rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$.



Dans ce diagramme, l'intersection inférieure de la discordia avec la courbe concordia donne l'âge de cristallisation alors que l'intersection de la discordia sur l'axe Y quand X=0 donne le rapport originel $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ du plomb commun incorporé lors de la cristallisation du sphène (Fig. 3-1).

Figure 3-1 : Exemple de diagramme de Tera-Wasserburg.

Ce rapport a été comparé à un modèle d'évolution du plomb (Stacey & Kramers, 1975) afin de vérifier la validité de l'interprétation.

La mesure des rapports isotopiques est effectuée, dans ce travail, par ablation laser couplée à un spectromètre de masse à source plasma ou en anglais Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, (LA-ICP-MS) (e.g. Košler & Sylvester, 2003 ; Tartese et al., 2011 ; Boutin et al., 2015).

Lors de l'analyse, le laser permet l'ablation de matériaux sur quelques dizaines de μm de diamètre pour 10 à 20 μm de profondeur. Les produits de cette ablation sont transportés par l'intermédiaire d'un flux d'hélium mélangé à de l'azote et de l'argon jusqu'à une torche plasma, où ils sont ionisés à haute température puis analysés par le spectromètre de masse. Cette technique d'analyse permet une résolution spatiale théorique de 1 à 150 μm . Elle permet de déterminer la concentration d'une large gamme d'éléments (de la masse 7, Li à la masse 238, U) avec une limite de détection allant du ppm à la dizaine de ppm. Les résultats sont obtenus en intensité brute en fonction du temps. Le passage à des données quantitatives nécessite l'utilisation de standards externes. En effet, les différentes étapes nécessaires à l'analyse, depuis l'ablation laser jusqu'à la transmission des ions au détecteur, induisent des discriminations de masse et des fractionnements élémentaires nécessitant des corrections des rapports isotopiques mesurés. Ces corrections sont effectuées en analysant, à intervalles réguliers, un standard primaire d'âge connu a priori. Cette méthode d'encadrement des analyses permet de calculer un facteur de correction qui est ensuite appliqué aux analyses des sphènes d'âge inconnu.

Pour cette étude, nous avons utilisé un système de laser Excimer ESI NWR193UC comprenant un laser ExciStar Excimer XS à impulsions ultracourtes (<5ns) fonctionnant à une longueur d'onde de 193 nm, produites à une fréquence de répétition de 3 à 4 Hz et une fluence de 8 J/cm². La matière ablatée a été introduite à la source ICP d'un Agilent 7700X quadripolaire équipé d'un système de pompage double à l'interface pour améliorer la sensibilité (Paquette et al., 2014). Le réglage de l'instrument a été effectué

avant la session d'analyse en utilisant le verre de référence NIST SRM 612. Le standard primaire utilisé pour les mesures sur sphère est le standard GJ-1 (Jackson et al., 2004). Les analyses ont été faites au laboratoire Géosciences Rennes sous la tutelle de Marc Poujol.

**PARTIE 4. LES BASSINS DE
SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET ET
DU BAS-AGLY**

Dans cette partie nous allons présenter les données et les résultats obtenus pour le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet et le bassin du Bas-Agly, situés au nord et à l'est de notre zone d'étude.

Ces bassins, bien documentés (e.g. Collignon et al., 1968 ; Vaudin, 1982 ; Aragon, 1988 ; Vauchez et al., 2013), présentent des dépôts sédimentaires semblables à ceux du bassin de Boucheville et constituent donc des analogues à ce bassin moins bien connu. Cependant ces bassins diffèrent par le métamorphisme, et notamment les températures qu'ils ont enregistrées. Aucun métamorphisme n'est décrit dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet alors que dans la partie Sud du bassin du Bas-Agly des températures de 400°C en moyen ont été mesurées (Vauchez et al., 2013).

Nous nous sommes attachés à compléter les connaissances déjà existantes par une étude sédimentologique, structurale et métamorphique de ces bassins géographiquement et géologiquement proche du bassin de Boucheville.

4.1. LE BASSIN DE SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET

Le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet se situe dans la partie nord-est de la Zone Nord Pyrénéenne (Fig. 2-9, 2-10, 4-1). Il est limité au nord par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP), au sud par le massif de l'Agly et au sud-est par le bassin du Bas-Agly, que nous avons également étudié (voir partie 3.2). Il se prolonge à l'ouest par le synclinorium d'Axat.

Le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet présente des dépôts allant du Trias à l'Albien. Les dépôts du mésozoïque inférieur (Trias et Jurassique) sont visibles dans la partie nord du bassin qui chevauche les unités sous-pyrénéennes et le bassin d'avant pays au niveau du CFNP (Fig. 2-9, 2-10, 4-1). Cette partie du bassin est relativement bien connue (e.g. Casteras et al., 1957 ; Olive, 1961 ; Peybernès, 1976 ; Aragon, 1988). L'objet le plus significatif, structurellement et paléontologiquement parlant, étant le Puech de Bugarach. Le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet est utilisé comme bassin de référence dans la région pour la datation des terrains sédimentaires. Toutes les datations des dépôts sédimentaires dans la région (e.g. bassin de Boucheville), trop métamorphisés pour avoir conservé des marqueurs biostratigraphiques, sont faites par analogie avec les dépôts du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Aucun métamorphisme n'est actuellement documenté dans ce bassin ; cependant dans ce chapitre nous présenterons de nouvelles données sur un métamorphisme de basse température (240°C en moyenne).

Au nord du bassin, le CFNP et les séries sédimentaires qui le composent ont été bien étudiées et bien documentées. Nous nous intéresserons principalement à la structure du synclinal et à la nature (lithologie, déformations et métamorphisme) des séries crétacées du cœur du synclinal. Ces terrains ont déjà fait l'objet d'une étude géochimique et paléontologique leur donnant un âge allant du Néocomien à l'Albien (Collignon et al., 1968). Les informations sur les terrains mésozoïques existants dans la littérature sont présentées dans le paragraphe 2.2.1.

4.1.1. RÉSULTATS

Cette partie présente les observations de terrain ainsi que les résultats des analyses faites sur les échantillons prélevés dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ces données ont principalement été récoltées sur une coupe Nord-Sud du bassin passant par les gorges de Galamus, le village de Saint-Paul-de-Fenouillet et la clue de la Fou (Fig. 4-1)

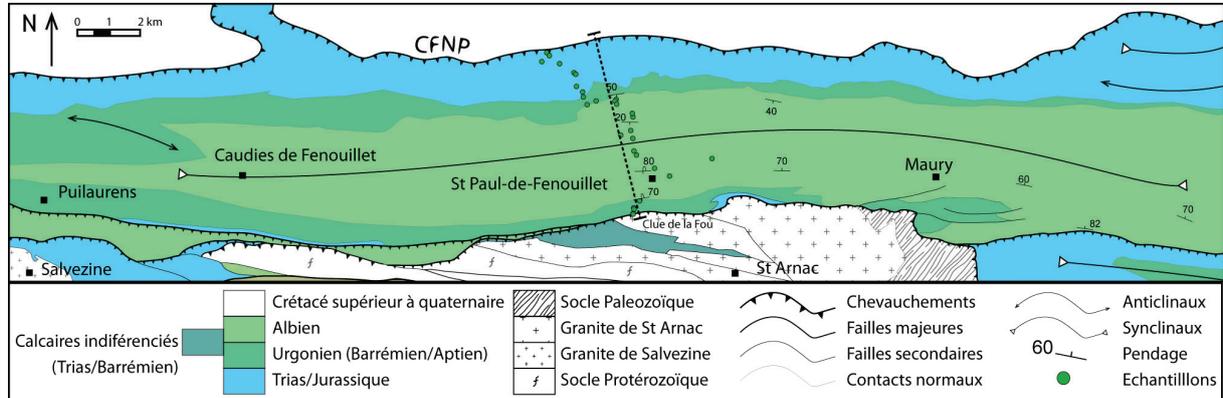


Figure 4-1 : Carte géologique du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet (d'après Fonteilles et al., 1993). Localisation de la coupe et des échantillons.

4.1.1.1. Colonne stratigraphique générale

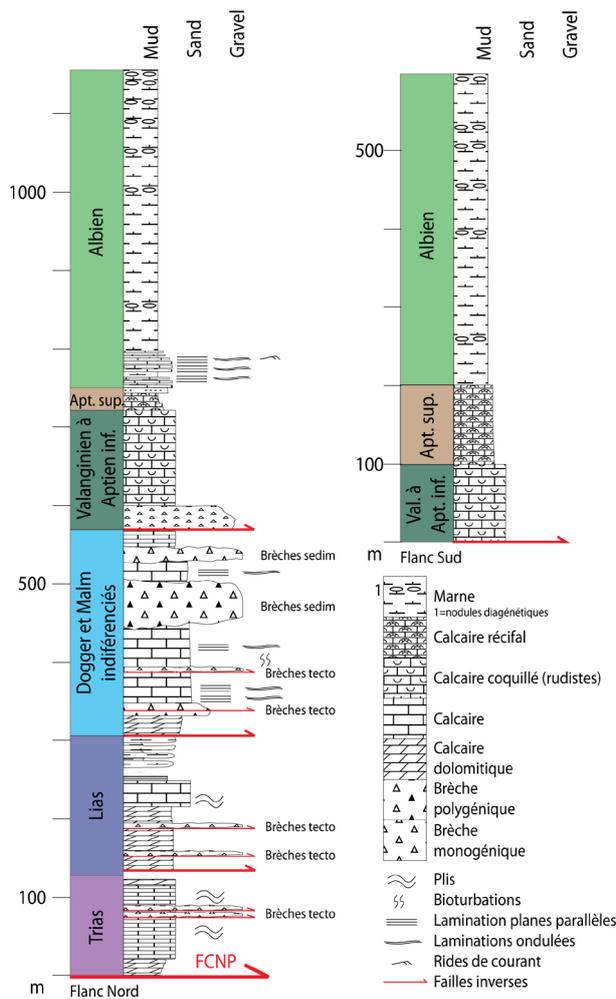


Figure 4-2 : Colonnes stratigraphiques de la coupe A-A' (Fig. 3-1) du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. La colonne de gauche représente le flanc sud du synclinal, la colonne de droite le flanc nord (Gorges de Galamus).

Terrains triasiques et jurassiques des gorges de Galamus

Le Trias inférieur qui constitue le niveau de décollement majeur du front chevauchant nord pyrénéen (FCNP) sur le socle hercynien sous-jacent n'est pas affleurant.

Trias supérieur (Rhétien-Hettangien inférieur)

La série triasique supérieure est composée à sa base (environ 20 mètres, Fig. 4-2), de marnes sombres à patine jaunâtre (Fig. 4-3. a) pouvant contenir des niveaux métriques dolomitiques. Cette série évolue vers un calcaire beige plus massif et bien stratifié (bancs d'épaisseur décimétriques à métriques), d'une épaisseur d'environ cent mètres.

Ce calcaire est parfois bréchifié (brèche tectonique), plissé et laminé suite à la mise en place de petites failles inverses au rejet métrique à pluri-métrique. Au sommet de la série affleure un niveau de marnes noires d'environ dix mètres qui fait la transition avec les calcaires liasiques.

Lias inférieur (Hettangien supérieur-Sinémurien)

La série liasique inférieure fait environ 120 mètres d'épaisseur (Fig. 4-2), elle est constituée de dolomies grises, contenant des niveaux de brèches monogéniques et de cargneules. Le sommet de cette série est traversée par plusieurs failles inverses (rejets décimétriques) (Fig. 4-3. b) sous un niveau condensé d'environ 10 mètres d'épaisseur qui constitue le niveau de décollement du Lias supérieur.

Lias supérieur (Pliensbachien et Toarcien)

Cette série est difficilement accessible mais cependant visible dans le paysage (Fig. 4-3. c). Elle fait, en moyenne, cinquante mètres d'épaisseur. Ce niveau marno-calcaire est plissé et affleure en discontinu, il semble être laminé entre les niveaux dolomitiques du Lias inférieur sous-jacent et le chevauchement des carbonates du Jurassique sus-jacents.

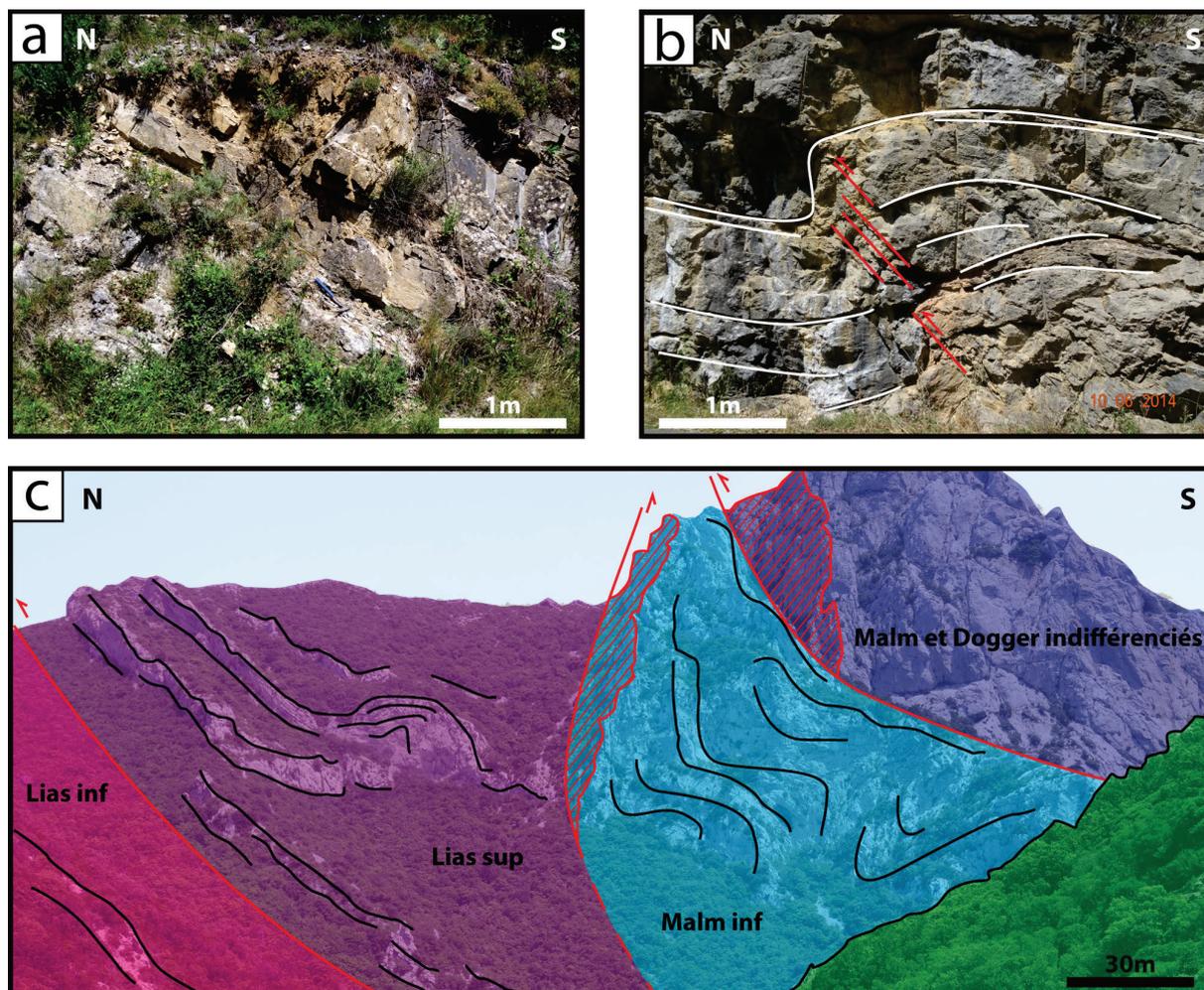


Figure 4-3 : Lithologie et structure de la base de la série Mésozoïque des gorges de Galamus. a : marnes sombres à patine jaunâtre du Trias. b : Plis et failles inverses dans le Lias inférieur. c : Panorama de la base du Mésozoïque à l'entrée nord des gorges de Galamus.

Dogger et Malm

Le Dogger inférieur est représenté sur la feuille de Quillan et décrit dans la notice comme ayant une puissance de quelques mètres mais n'est pas visible sur le terrain.

Les cartes géologiques de Quillan, Tuchan et Rivesaltes définissent une série Dogger supérieur et Malm qui fait environ deux cent cinquante mètres d'épaisseur (Fig. 4-2).

Il est constitué à sa base d'un niveau dolomitique noir d'environ trente mètres d'épaisseur, puis d'un niveau de brèches tectoniques monogéniques, de vingt mètres d'épaisseur environ, associé aux mouvements compressifs locaux (Fig. 4-3. c) et donc très probablement lié à la mise en place du CFNP.

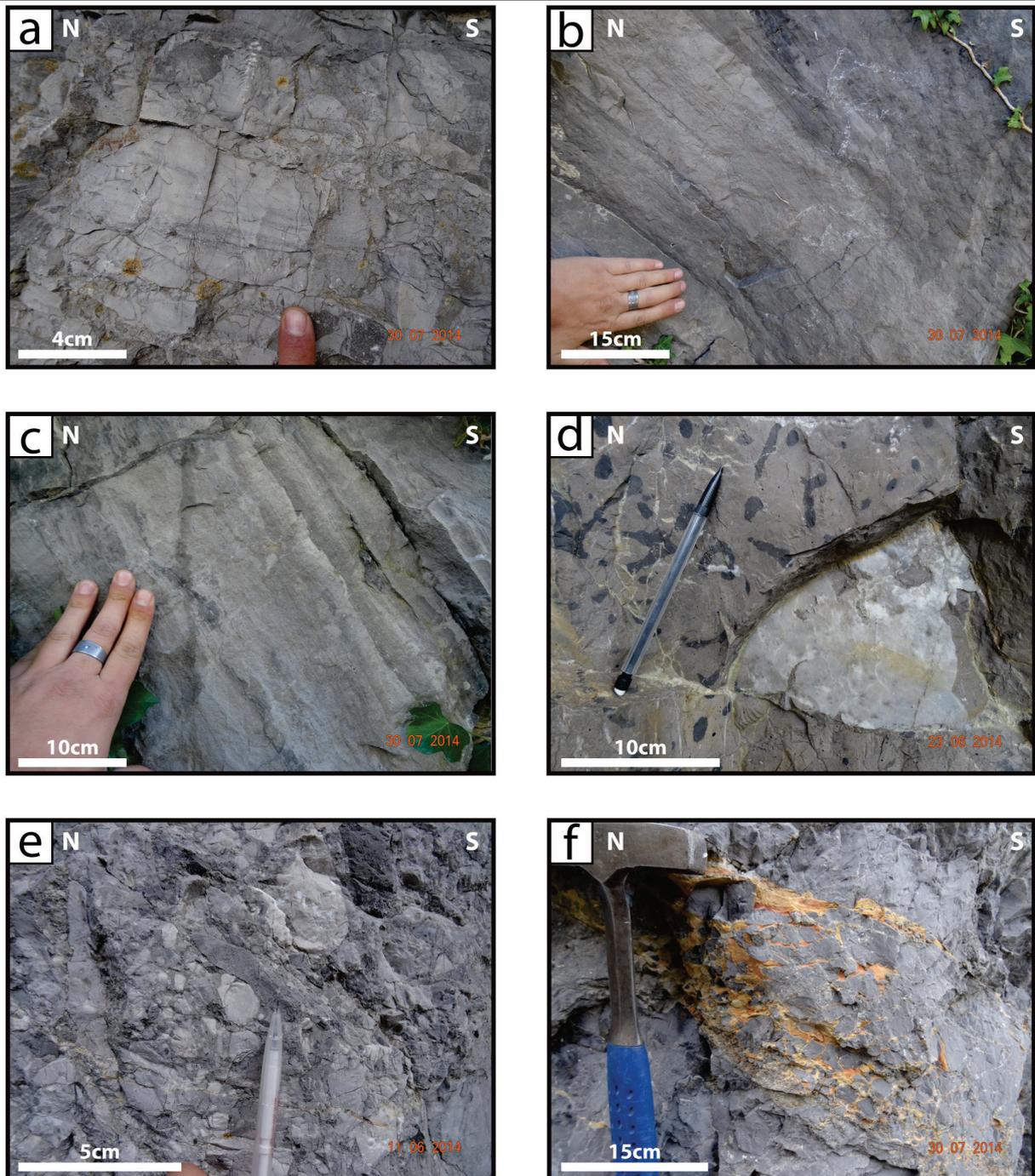


Figure 4-4 : Détails des niveaux laminés (a, b et c), bioturbés (d), bréchiques (e) et cataclasés (f) de la série jurassique indifférenciée des gorges de Galamus.

Au-dessus de ces brèches apparaît la série massive caractéristique du Jurassique de la région. Cette série est une plateforme carbonatée d'environ deux cent mètres d'épaisseur (Fig. 4-2). Elle est composée de carbonates gris, présentant parfois des niveaux centimétriques laminés plan parallèle (Fig. 4-4. a, b, c) ainsi que des bioturbations (Fig. 4-4. d).

Cette plateforme présente, à environ cent mètres de sa base et sur une soixantaine de mètres, un ensemble bréchique polygénique à galets ronds, d'origine sédimentaire (Fig. 4-4. e). Ces brèches réapparaissent vingt mètres plus haut dans la série (Fig. 4-2) et sont

associées dans la carte géologique de Rivesaltes à la brèche limite fin-Jurassique (Peybernès, 1976).

À cause de l'homogénéité de couleur et de texture des calcaires, il est parfois difficile de différencier ces brèches sédimentaires polygéniques des brèches tectoniques monogéniques associées à l'écaillage de la série lors de la compression pyrénéenne (Fig. 4-2). La présence de ces brèches tectoniques et cataclases (Fig. 4-4. f) rend les failles à l'origine de l'écaillage difficilement mesurables.

On observe également tout au long de cette série des failles sub-verticales de type décrochantes que nous détaillons dans la partie 4.1.1.2.

Enfin la série se termine par une vingtaine de mètres de calcaires gris décrits dans la carte géologique de Rivesaltes comme Berriasien mais qu'il est très difficile de différencier du Jurassique car lithologiquement très semblables.

Terrains crétacés du cœur du Synclinal

Valanginien à Aptien inférieur (Urgonien inférieur)

Ces calcaires gris massifs à Rudistes (Fig. 4-5. a) forment les barres rocheuses limitant le synclinal Saint-Paul-de-Fenouillet. Ils chevauchent les calcaires berriasien sur une base bréchique d'environ trente mètres d'épaisseur (Fig. 4-2). L'épaisseur moyenne de ces calcaires de plateforme est d'environ cent vingt mètres d'épaisseur mais varie latéralement. Un olistolithe de calcaire urgonien inférieur est présent dans les marnes de l'Urgonien supérieur sus-jacentes à la sortie des gorges de Galamus.

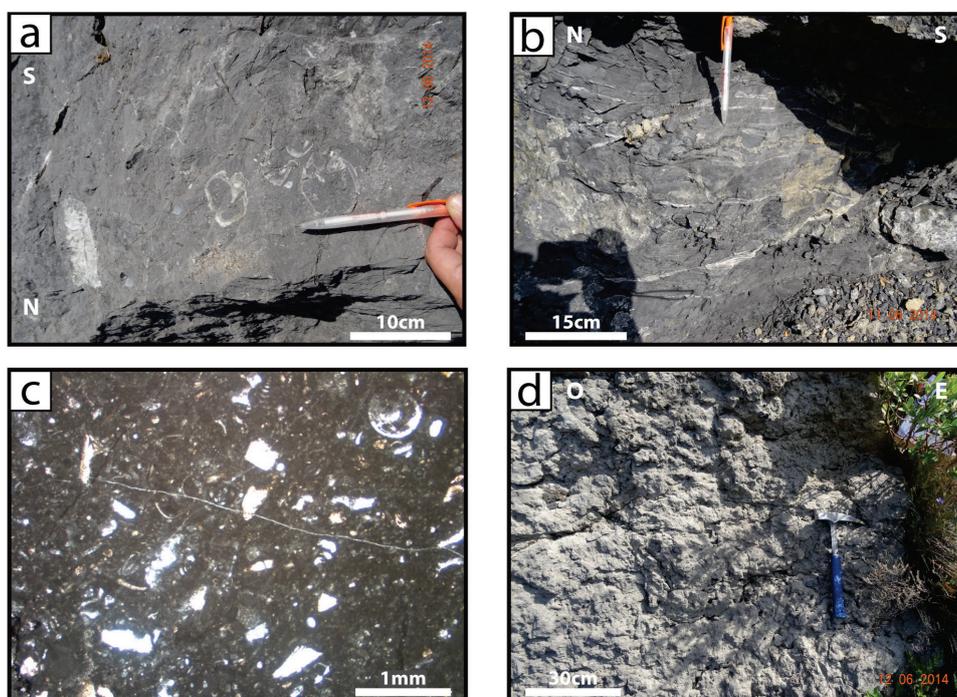


Figure 4-5 : Lithologie de la série urgonienne des gorges de Galamus. a : Calcaires gris massifs à Rudistes (Valanginien à Aptien inférieur). b : Plissements dans les marnes de l'Aptien supérieur. c : lame mince dans les marnes noires bioclastiques (Aptien supérieur). d : Ensembles récifaux parfois bréchifiés de l'Aptien supérieur.

Aptien supérieur (Gargasien à Clansayésien, Urgonien supérieur)

Cette série est composée de marnes noires très bioclastiques (Fig.4-5. c) sur une épaisseur d'environ vingt mètres (Fig. 4-2) ; cependant cette épaisseur peut atteindre une soixantaine de mètres en passant latéralement à des ensembles récifaux (Fig. 4-5. d) très bioclastiques et parfois bréchifiés. On y observe également des plissements probablement liés à la mise en place de l'olistolithe décrit plus haut (Fig. 4-5. b).

Albien

Après un niveau silteux noir de quelques mètres, apparaît la série des marnes noires Albienne, d'environ quatre cent mètres d'épaisseur sur le flanc nord du bassin (Fig. 4-2). A la base de ces marnesaffleure une soixantaine de mètres d'alternances calcaires jaunes/marnes noires (Fig. 4-6. a). Ces alternances se présentent par séquences d'une vingtaine de mètres, strato-décroissantes, allant de bancs pluri-décimétriques à centimétriques. Ces bancs clairs correspondent à des arrivées turbiditiques carbonatées fines liées à de petits évènements locaux de déstabilisation de la plateforme en amont au nord. Ces niveaux clairs sont plus riches en calcite mais la quantité et la granulométrie des grains de quartz ne varient pas (Fig. 4-6. e et f). Les sommets de ces bancs sont bioturbés et souvent scellés par une couche de marne dont la base est érosive (Fig. 4-6. b). Des laminations planes parallèles (Fig. 4-6. c), localement des méga-rides et parfois des rides de courant y sont observables (Fig. 4-6. d).

Les alternances de laminations planes parallèles, de laminations ondulées et de rides de courant nous indiquent que le courant variait en intensité dans ces petits niveaux turbiditiques fins carbonatés. Considérant ces arrivées turbiditiques et l'environnement de dépôt probablement offshore inférieur des marnes noires, nous pouvons en déduire que nous sommes proche d'une paléo-pente au moins forte sinon grande.

Notons que dans leur étude, Collignon et al. (1968) observent une variation de la quantité de bore dans les dépôts. Cette quantité est en relation avec la salinité du milieu lors du dépôt (Collignon et al., 1968). Ils observent que la série urgonienne supérieure et la base de la série albienne présentent des teneurs en bore plus importantes (environ 400 ppm contre 200 ppm dans le reste de la colonne) ce qui, selon ces auteurs, est représentatif d'un milieu clos, pauvre en échanges, antérieur à l'ennoiement important de l'Albien. C'est dans cette partie basale de la formation qu'ont été décrits *Hypacanthoplites milletianus*, *H. aff. milletioides*, *H. aff. anglicus*, *H. corrugatus* et *Parahoplites aff. melchris*, ammonites qui indiquent un âge albien inférieur (Collignon et al., 1968).

On passe ensuite à des marnes noires très schistosées sur une épaisseur variant de quatre cent mètres environ pour le flanc nord à plus de mille mètres pour le flanc sud du synclinal. Ces marnes contiennent des nodules probablement diagénétiques qui s'organisent parallèlement à la stratification, ils sont visibles sur l'intégralité du bassin. Ces nodules se présentent sous une forme circulaire, de rayon décimétrique et d'épaisseur pluri-centimétrique. Après observation en lame mince, aucune variation

granulométrique ou lithologique n'est à souligner, seulement une variation de la coloration de la roche due une altération et une oxydation.

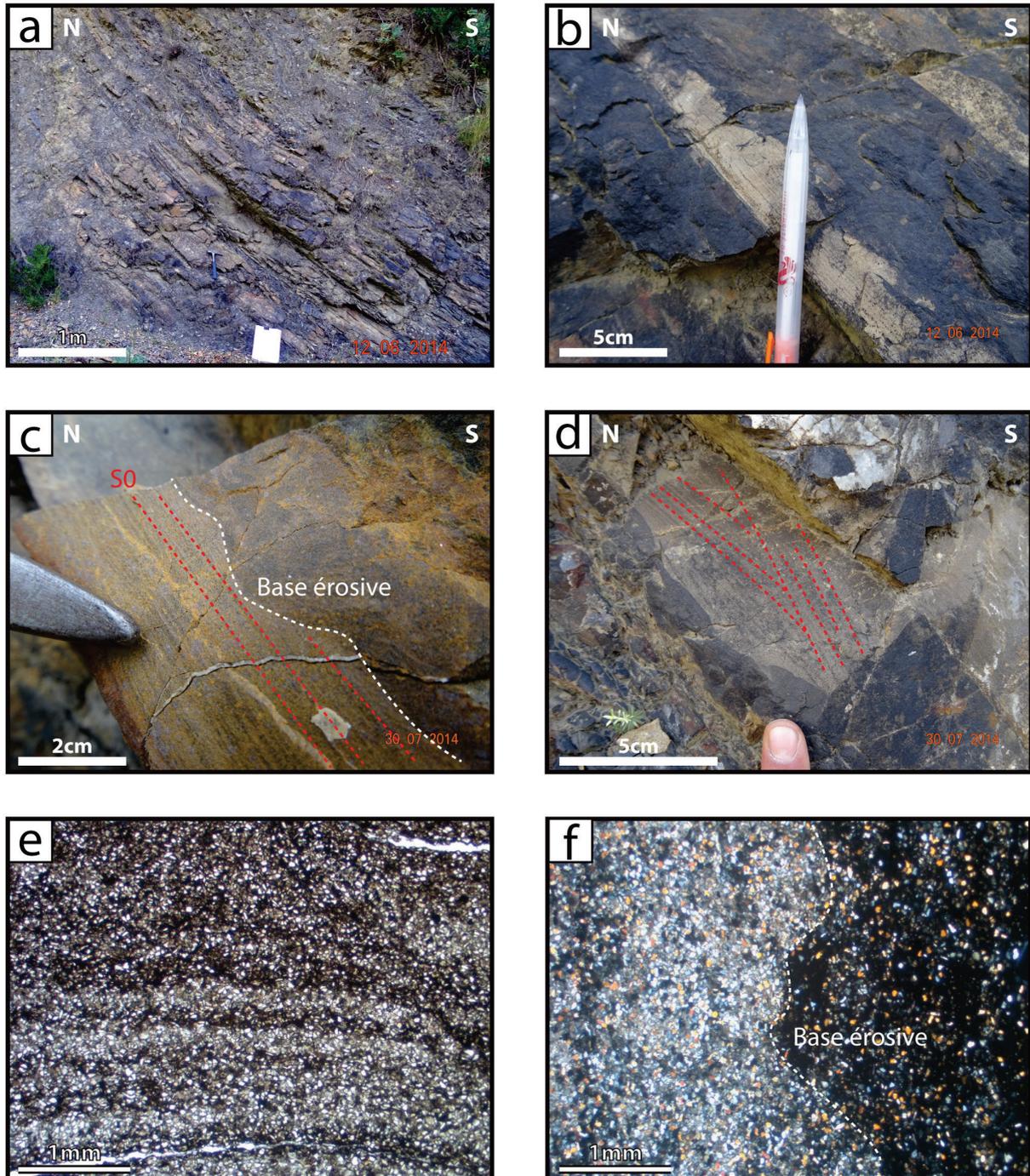


Figure 4-6 : Lithologie et détails granulométriques de la série marneuse de l'Albien du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. a : alternance calcaires jaunes/marnes noires. b : sommets des bancs érodés et bioturbés. c : laminations planes parallèles. d : rides de courant. e : photo de lame mince des rides. f : photo de lame mince de la base érosive des marnes.

La variation d'épaisseur de la série marneuse entre le nord et le sud du synclinal est l'un des résultats de cette étude que nous justifions dans la partie stratigraphie.

4.1.1.2. Géométrie et déformation

Schistosité

On observe deux schistosités dans le cœur du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. La première S1 est plus ou moins parallèle à S0 (à 20° près); la seconde S2 est perpendiculaire à S0 et S1 (plus ou moins 20°). La figure suivante présente les stéréogrammes des schistosités dans le nord, le centre et le sud du bassin (Fig. 4-7).

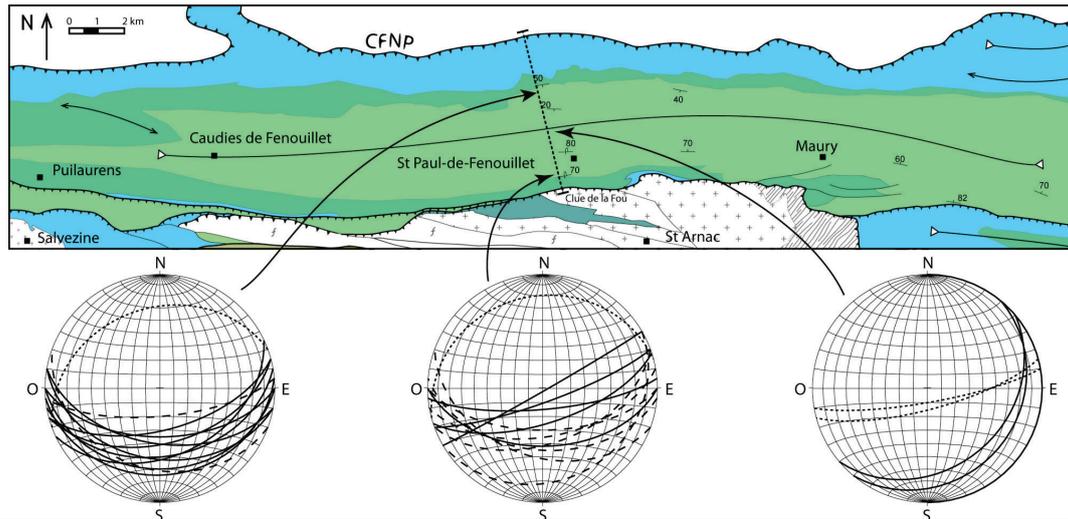


Figure 4-7 : Stéréogrammes illustrant la schistosité dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ligne pleine : S0, pointillés grossiers : S1, pointillés fins : S2.

Failles

Notons la présence de failles décrochantes dans les gorges de Galamus ainsi que dans la clue de la Fou. Ces failles N-S plus ou moins 30° (Fig. 4-8) sont probablement dues à la compression pyrénéenne et ont certainement facilité, à l'origine, la formation des gorges de Galamus et de la Clue de la Fou.

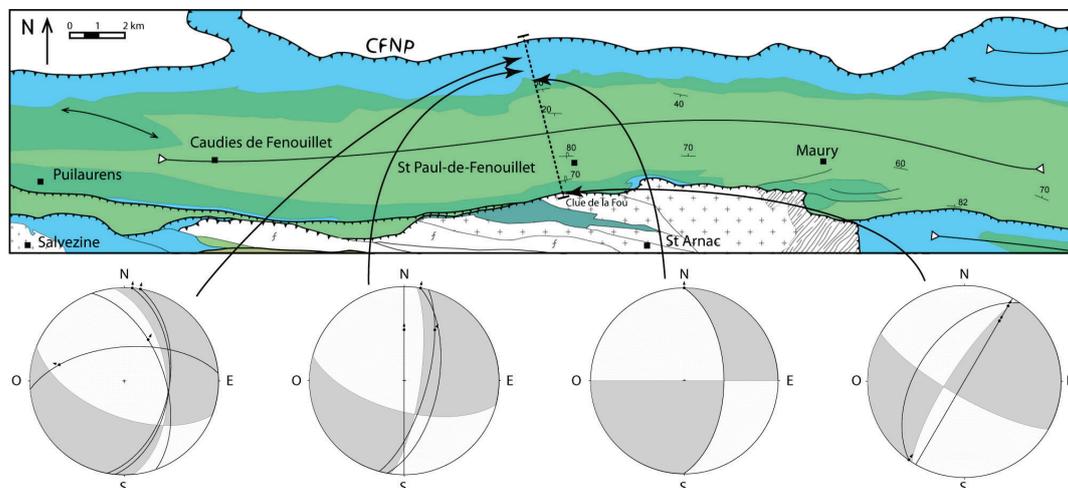


Figure 4-8 : Stéréogrammes des failles décrochantes senestres dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet.

Stratigraphie

La stratification peut être extrêmement difficile à observer dans la série albienne très schistosée et très homogène, le seul indice de l'organisation stratigraphique est la présence de petits niveaux carbonatés fins très ponctuels et semblables aux turbidites de la base. Ces niveaux carbonatés se retrouvent jusqu'au cœur du bassin.

Cependant, et pour pouvoir retrouver la stratification (S0) sur la partie nord du flanc sud qui ne contient aucun niveau turbiditique, trois indices peuvent nous aider (Fig. 4-9) :

1) On observe, d'une part, une schistosité S1 qui s'organise parallèlement à la stratification et pourrait donc être une schistosité primaire liée à l'extension lors du dépôt de la série albienne et, d'autre part, une schistosité S2 qui s'organise perpendiculairement à la stratification et forme une schistosité de plan axial probablement liée à la compression pyrénéenne. Ces schistosités peuvent nous renseigner sur l'organisation stratigraphique de cette partie du bassin en l'absence de stratifications claires.

2) On observe également des nodules diagénétiques, qui s'organisent parallèlement à la stratification et qui sont visibles sur l'intégralité du bassin.

3) Pour la partie du bassin située entre Saint-Paul-de-Fenouillet et la clue de la Fou, la stratification peut être déduite de proche en proche à partir de la limite sud du bassin, ce qui nous permet également de vérifier la cohérence géométrique avec la stratification déduite de la schistosité et des nodules sur la partie nord du flanc sud du bassin.

On peut donc déterminer le pendage sur l'intégralité de la coupe et en déduire l'épaisseur de la série albienne. Ainsi il apparaît que la série albienne est extrêmement dissymétrique puisqu'elle mesure environ quatre cents mètres d'épaisseur sur le flanc nord du synclinal et plus de mille mètres d'épaisseur sur le flanc sud.

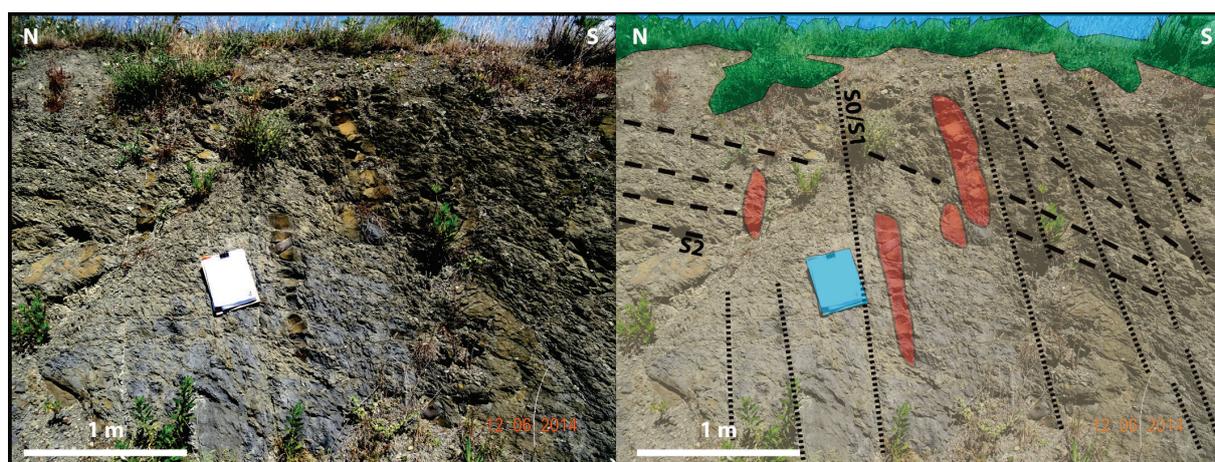


Figure 4-9 : Organisation des schistosités S1 et S2 (pointillés noirs) et des nodules diagénétiques (rouge) par rapport à la stratification S0 au nord du village de Saint-Paul-de Fenouillet. La stratification est ici sub-verticale à inverse à pendage fort vers le sud.

4.1.1.3. Métamorphisme

Les échantillons, récoltés le long de la coupe présentée plus haut, ont été analysés par spectrométrie Raman sur matière organique pour mesurer la température maximum du métamorphisme enregistrée par les sédiments, cette méthode est détaillée dans la Partie 3 (matériels et méthodes) et les données sont présentées en annexe (1-c).

La température moyenne obtenue dans le bassin est de 240°C, elle correspond à un spectre type comme celui de l'échantillon Bo14-36-01 présenté Figure 4-10.

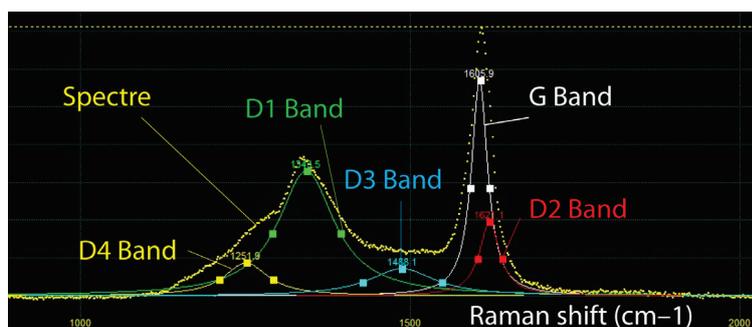


Figure 4-10 (à droite) : Spectre Raman de l'échantillon Bo-14-36 mesure 01. La position et l'intensité des bandes G et D sont caractéristiques d'un métamorphisme de moyenne température et représentatives des températures mesurées dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet.

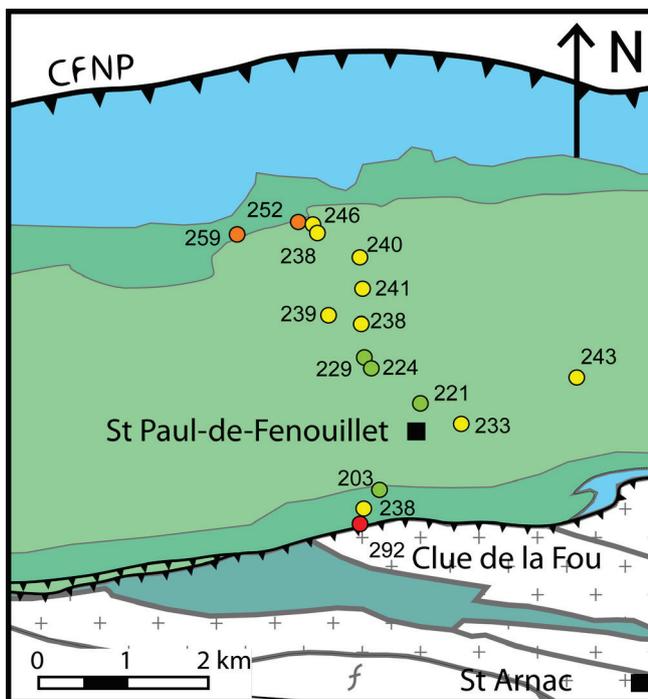


Figure 4-11 (à gauche) : Localisation et intensité des mesures de température (en °C) par spectrométrie Raman sur matière organique dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Les températures inférieures à 230°C sont indiquées en vert, entre 230°C et 250°C en jaune, entre 250°C et 270°C en orange et celles supérieures à 270°C sont indiquées en rouge.

Les températures mesurées ici sont certes moins importantes que celles estimées dans le bassin du Bas-Agry (Golberg & Leyreloup, 1990 ; Vauchez et al., 2013) ou dans le bassin de Boucheville (Golberg & Leyreloup, 1990 ; Chelalou et al., in prep voir Partie 5), et de manière générale dans les bassins de la ZIM, mais elles confirment tout de même la présence d'un métamorphisme de basse température dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. De plus, l'organisation de ces températures ne semble pas aléatoire (Fig. 4-11). Certes, l'erreur absolue avec cette méthode est de l'ordre de 25°C mais l'erreur relative est de 5 à 10°C, ce qui nous autorise à prendre en compte la répartition des écarts de température dans l'espace.

4.1.2. DISCUSSION

Nous avons pu déduire, à partir de données de schistosité et de lithologie, la stratigraphie du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet et donc mieux contraindre sa structure et sa géométrie. Il est possible désormais de mettre en lien cette géométrie et le métamorphisme mesuré dans le bassin.

Dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet les températures les plus élevées (>250°C) se situent sur les bordures du synclinal, c'est-à-dire dans les séries les plus anciennes ; à l'inverse, les températures les plus basses (<240°C) se situent au cœur du bassin. On peut en déduire au premier ordre que la température se corrèle avec les épaisseurs de dépôt. Cependant, un léger décalage entre la position des températures les plus basses (autour de 225°C) et le cœur du synclinal (Fig. 4-10 et 4-12) est notable. Le synclinal est asymétrique, les séries plus épaisses étant sur le flanc Sud. Ce décalage s'explique par cette dissymétrie, les séries plus épaisses jouant le rôle de couverture isolante, la température est plus importante sous la pile sédimentaire la plus épaisse, au sud du bassin. Il ne faut pas oublier que les bassins qui enregistrent le métamorphisme le plus important se situent au sud de la ZNP et donc que l'origine de ce métamorphisme est probablement également au sud. De plus, la température de 292°C obtenue au sud de la coupe, près de la cluse de la Fou, peut s'expliquer par la présence d'une faille qui a probablement joué le rôle de drain pour les fluides hydrothermaux et favorisé le métamorphisme. Le long de la bordure sud de cette faille est d'ailleurs présent un filon d'albite métasomatique très certainement lié au métamorphisme crétacé (Boulvais et al., 2007; Poujol et al., 2010).

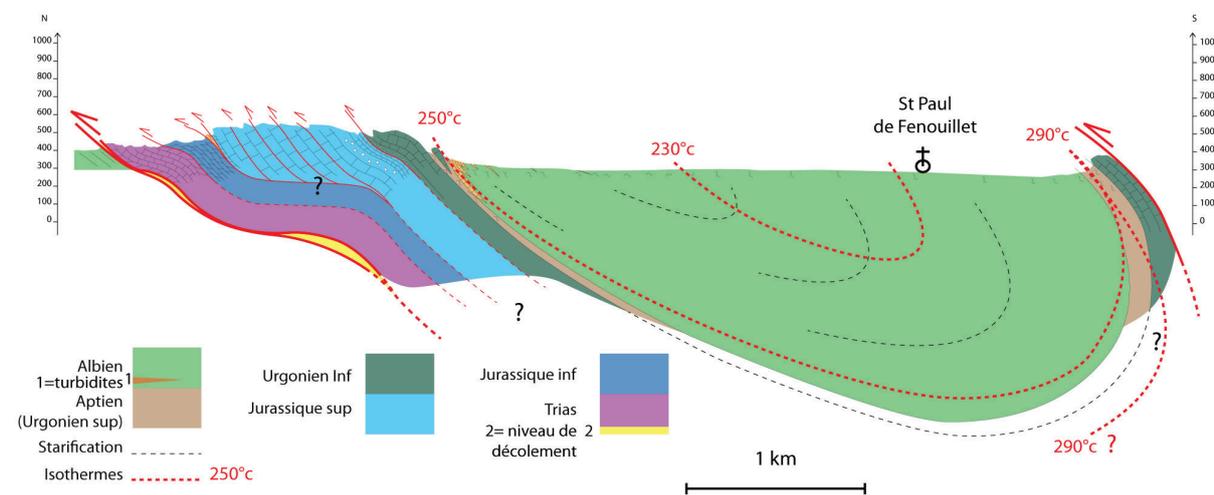


Figure 4-12 : Coupe N-S du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Les isothermes sont interprétées à partir des températures mesurées par spectrométrie Raman.

On peut désormais interpréter l'histoire de la mise en place du bassin comme suit :
 On observe du Trias au Lias la mise en place d'un milieu marin peu profond, où s'installe une sédimentation carbonatée de type plateforme. La tranche d'eau, très faible, permet de fréquentes émergences et des phénomènes de dissolution engendrant des cargneules.

Ces variations sont corrélables avec les cycles eustatiques du troisième ordre de B.U. Haq et al, (1987).

Les dépôts du Dogger inférieur font défaut, nous sommes ici dans le prolongement du « haut-fond cévenol », plus septentrional, qui ne sera recouvert par les eaux médio-jurassiques qu'au Bathonien moyen-supérieur (Bessière et al., 1989). Vers la fin du Jurassique, la déformation à grande échelle du domaine induit la formation d'une brèche-limite (Peybernès, 1976). Les faciès de plateformes réapparaissent au Valanginien où s'installent des rampes carbonatées, à microfaune pélagique ou benthique (Collignon et al., 1968). Les plateformes internes mises en place à l'Urgonien vont évoluer en plateformes récifales et vont être ennoyées et disparaître suite à une augmentation de la bathymétrie (Fig. 4-13). Cette augmentation est corrélable aux variations eustatiques connues à la fin de l'histoire téthysienne (Haq et al., 1987). Il s'agit peut-être également des prémices de l'approfondissement très important du bassin lié à l'extension et à l'amincissement de la croûte au Crétacé. Cet approfondissement a permis, après une phase de déstabilisation (turbidités fines carbonatées), de sédimenter plus de mille mètres de marnes noires (Fig. 4-13). Notons que si l'approfondissement a été important et rapide (la transition de milieu de dépôt entre les plateformes récifales de l'Urgonien et les marnes de type offshore inférieure de l'Albien se fait sur moins d'une dizaine de mètres), la sédimentation également puisque les marnes sont d'une homogénéité remarquable autant en composition qu'en granulométrie.

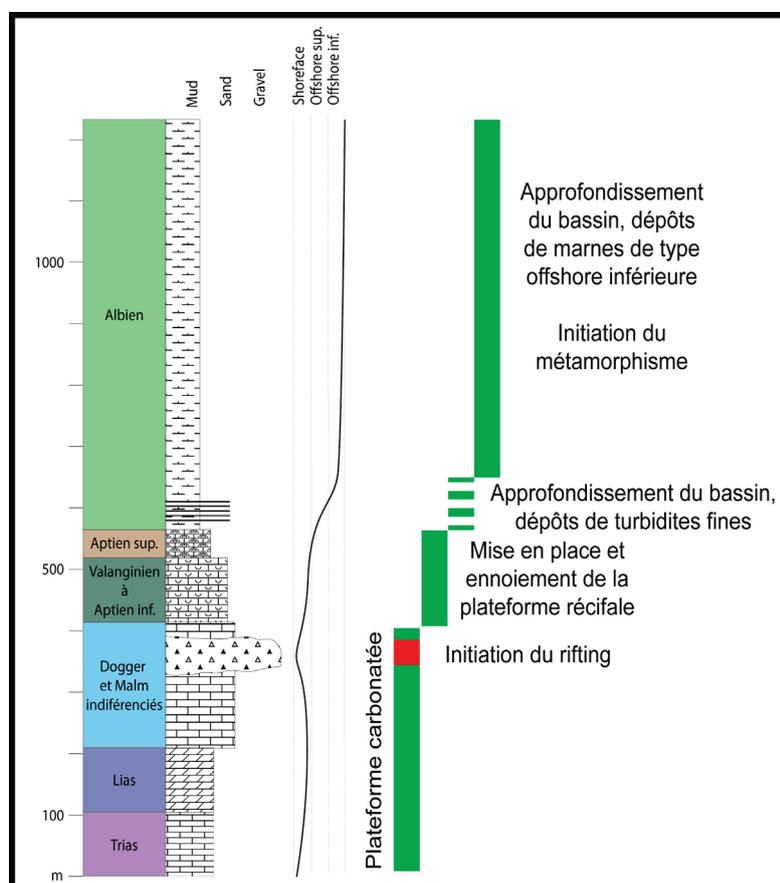


Figure 4-13: Charte tectono-stratigraphique synthétique du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet.

Sur le flanc sud n'apparaissent, à cause du chevauchement du socle au sud, que les séries urgoniennes. Cependant, à cause du boudinage des séries jurassiques carbonatées provoqué par l'extension crétacée et liée au métamorphisme albo-cénomaniens (Vaudin, 1982 ; Vauchez et al., 2013 ; Clerc & Lagabrielle, 2014), il se peut que l'Urgonien soit par endroits mis en contact sur le socle avant la compression éocène.

L'Urgonien inférieur est d'épaisseur semblable sur les deux flancs du synclinal mais les marnes de l'Urgonien supérieur, qui varient également latéralement en plateformes récifales, ont une épaisseur d'environ cent mètres (contre vingt mètres environ sur le flanc nord). Ces variations d'épaisseur correspondent au début de l'asymétrie du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Asymétrie qui s'amplifie puisque les marnes albiennes font plus de 1000 m d'épaisseur sur le flanc sud contre 400 m environ sur le flanc nord.

Le métamorphisme débute à l'Albien et durera jusqu'au Cénomaniens (Clerc et al., 2015), synchrone de l'extension (Fig. 4-13) et de l'hyper amincissement de la croûte dans la zone.

Enfin la compression pyrénéenne inverse les séries au sud du bassin et fait chevaucher l'intégralité de la couverture sédimentaire sur le bassin d'avant pays produisant ainsi le CFNP qui donne au synclinal sa forme actuelle. Cette compression est la cause de l'écaillage qui fait se chevaucher sur elle-même la couverture sédimentaire dans les gorges de Galamus et très probablement l'origine des failles décrochantes N/S que l'on observe au nord et au sud du synclinal.

4.1.3. CONCLUSION

Les nouvelles informations apportées par ce travail sont :

- La présence d'une phase de déstabilisation au Jurassique qui va s'étendre jusqu'au Crétacé inférieur interprétée comme l'initiation du rifting. Cette phase, bien que déjà documentée, est observable dans toute la région sous la forme d'une brèche qui a souvent été interprétée post albiens voire synchrone de la compression. Nous y reviendrons dans la partie 4.2 notamment.
- Après la phase de déstabilisation initiale, le rifting continue et l'amincissement s'accroît. Le bassin s'approfondit et l'accommodation augmente. Cet approfondissement est synchrone de la mise en place d'une asymétrie très importante lors de la subsidence à l'Albien inférieur.
- Cette dissymétrie des épaisseurs des sédiments albiens n'a jamais été documentée, elle est également visible dans le bassin de Boucheville (cf. Partie 5)
- Le métamorphisme, bien que moins important que dans les bassins du Bas-Agly et de Boucheville, est ici tout de même présent et les températures enregistrées dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet sont de 240°C en moyenne, mais variant depuis 220°C au cœur du synclinal jusqu'à 290°C sur les bordures.

Le bassin du Bas-Agly présente des séries sédimentaires semblables et un métamorphisme plus important (Vaudin, 1982 ; Vauchez et al., 2013 ; Clerc et al., 2015). Il se présente comme un intermédiaire géographique entre le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet, qui est la référence, et le bassin de Boucheville, mal connu mais représentatif des bassins très métamorphiques de la ZIM. Dans la partie suivante nous présentons les données et résultats obtenus dans le bassin du Bas-Agly.

4.2. LE BASSIN DU BAS-AGLY

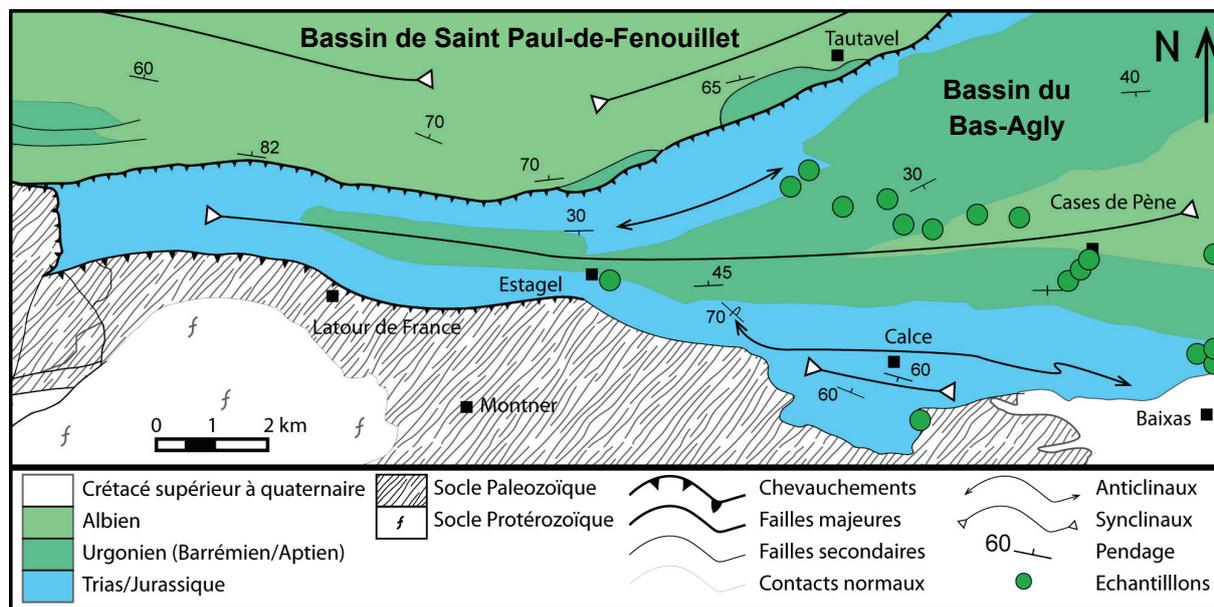


Figure 4-14 : Carte géologique du bassin du Bas-Agly (d'après Fonteilles et al., 1993). Localisation des échantillons.

Le bassin du Bas-Agly est le bassin le plus oriental de la ZNP (Fig. 2-9, 2-10). Il est limité au Nord par le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet, au Sud et à l'Ouest par le massif de l'Agly dont il constitue la couverture sédimentaire et à l'Est par la plaine alluviale de Rivesaltes.

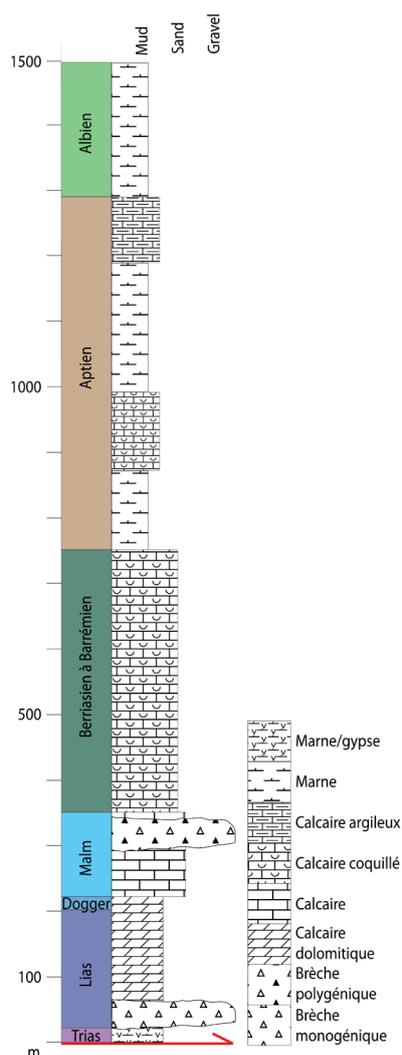
Il est considéré comme un bassin intermédiaire, entre le bassin faiblement métamorphique de Saint-Paul-de-Fenouillet et le bassin très métamorphique de Boucheville. Dans la partie Sud du bassin, qui constitue la couverture du massif de l'Agly, sont décrits des assemblages minéralogiques indiquant un maximum du métamorphisme aux alentours de 400°C à 450 °C (Golberg & Leyreloup, 1990). Des analyses récentes par spectrométrie Raman dans les marbres jurassiques des environs de Calce présentent des mesures comprises entre 350°C et 500°C (Vauchez et al., 2013). Du boudinage a été observé dans ces mêmes séries carbonatées (Vaudin, 1982 ; Vauchez et al., 2013 ; Clerc & Lagabrielle, 2014). Il est interprété comme étant associé à l'extension crétacée synchrone du métamorphisme.

Une autre particularité de ce bassin concerne la quantité et la diversité des faciès bréchiques qu'il contient. Ces brèches prêtent à débat quant à leurs âges et aux processus qui les ont mises en place. Certains les interprètent comme étant sédimentaires (Peybernès et al., 2001 ; Combes et al., 2004 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc, 2012 ; Clerc et al., in prep), d'autres leur prêtent une origine tectonique (Souquet et al., 1977 ; Hall & Bennett, 1979 ; Debros et al., 2010), karstique (Canerot et al., 2006) ou encore de fracturation hydraulique (Golberg et al., 1986 ; Dauteuil et al., 1987). En sus des discussions sur les processus, les travaux actuels ne sont pas en accord sur les âges de mise en place de ces brèches.

La notice de la carte géologique de Rivesaltes (Berger et al., 1993) présente une partie de ces brèche sous la terminologie eBr (brèches éocènes), dont l'âge post Albien a été proposé par Mattauer & Proust (1962), qui décrivent dans ces brèches des éléments marno-gréseux jaunes typiquement albo-aptiens. Un second argument en faveur d'une mise en place postérieure à la phase de métamorphisme albo-cénomaniens est que les clastes, qui montrent des évidences de métamorphisme, seraient liés par une matrice sédimentaire non métamorphique. Peybernès et al. (2001) les considère d'âge paléocène, en cela il ne les associe pas avec la brèche dite « limite » d'âge Jurassique supérieur qu'il avait préalablement décrite (Peybernès, 1976).

Ces différentes interprétations impliquent différents modèles géodynamiques qui ne sont pas forcément compatibles. Nous présentons, dans la suite de ce chapitre, certaines brèches que nous avons étudiées et qui nous permettent de contraindre notre modèle de mise en place de la zone. La caractérisation de ces brèches n'exclut pas l'existence de brèches d'âges différents ou issues de processus de mise en place différents dans le bassin du Bas-Agly.

4.2.1. COLONNE STRATIGRAPHIQUE GÉNÉRALE



C'est dans les séries sédimentaires qui constituent la couverture du massif de l'Agly, que l'on trouve le plus d'affleurements de Trias, sous la forme de gypse ou de marnes. Ces séries constituent la base de la couverture qui a servi de niveau de décollement sur le socle paléozoïque.

Le Lias et le Dogger forment un ensemble pas toujours différenciable, composé d'alternances de dolomies grises ou noires et de marnes. Cet ensemble d'épaisseur variable peut aller jusqu'à 200m d'épaisseur et contient à sa base (Hettangien) des niveaux bréchiques à éléments calcaires dolomitiques, interprétés comme sédimentaires (Fig. 4-15, Berger et al., 1993).

Figure 4-15 : colonne sédimentologique synthétique du bassin du Bas-Agly (d'après Berger et al., 1993).

Le Jurassique moyen et supérieur indifférencié (Dogger supérieur et Malm) est très semblable à celui des gorges de Galamus (Partie 4-1). Il est composé principalement d'une série massive de type plateforme carbonatée d'environ 150 m d'épaisseur. Proche de son sommet apparaissent des brèches difficiles à différencier des eBr qui les recouvrent parfois (Fig. 4-15, Berger et al., 1993). Leur formation est attribuée à l'activité synsédimentaire d'accidents tectoniques (Souquet & Debroas, 1980).

L'Urgonien inférieur (Valanginien à Bédoulien inférieur) est composé de calcaires blancs à Rudistes et Orbitolines. En règle générale, seuls les micro-organismes permettent de diviser cet ensemble lithologiquement très homogène (Berger et al., 1993). L'épaisseur totale de la formation est assez variable mais elle peut atteindre les 400 m dans le chaînon de Tautavel (Fig. 4-15).

L'Urgonien supérieur (Bédoulien supérieur, Gargasien et Clansayésien) peut être assimilé à l'Aptien (Fig. 4-15).

Le Bédoulien supérieur est constitué de marnes et de calcaires argilo-gréseux noirs dans la partie Sud du synclinal du Bas-Agly sur une épaisseur d'environ 120m.

Le Gargasien inférieur (typique sur le flanc nord du synclinal du Bas-Agly) est composé d'environ 120 mètres de calcaires blancs riches en Rudistes, Bryozoaires et Polypiers (Berger et al., 1993). Ils présentent des variations latérales de faciès, en effet, dans le flanc sud du synclinal du Bas-Agly, les calcaires deviennent gris et argileux, prenant ainsi un faciès qui, en allant vers l'Est, se rapproche progressivement de celui des couches marneuses du Bédoulien supérieur ou du Gargasien supérieur (Vaudin, 1982).

L'ensemble des marnes et des calcaires argilo-gréseux riches en Orbitolines du groupe de *Mesorbitolina texana*, en grandes huîtres (*Ostrea aquila*) et en débris d'échinodermes (Berger et al., 1993) du Gargasien apparaît ensuite. Son épaisseur est de l'ordre de 200 m (Fig. 4-15). On observe également un passage latéral de faciès depuis des marnes et calcaires argileux gris-noir (au Sud-Est) vers des marnes gréseuses jaunes ou rougeâtres au Nord.

Enfin le Clansayésien est formé, dans ce bassin, de calcaires argileux sombres qui passent latéralement vers le Nord, à des calcaires jaunes rougeâtres (Vaudin, 1982).

L'Albien, comme dans les bassins de Saint-Paul-de-Fenouillet et de Boucheville, est constitué de marnes sombres. Dans le synclinal du Bas-Agly, la présence de *Parahoplites milleti* a été signalée au Mas Magi et près de Cases-de-Pène, dans la partie basale de la formation (Depéret, 1907).

Nous allons maintenant présenter les données et résultats obtenus suite aux campagnes de terrain effectuées dans le bassin du Bas-Agly. Ces résultats, associés aux données déjà existantes dans la région, nous permettront enfin de proposer un modèle tectono-sédimentaire de mise en place du bassin.

4.2.2. RÉSULTATS

4.2.2.1. Les brèches

Le travail sur les brèches auquel j'ai participé a été en grande partie mené par Milton Boucard dans le cadre de son stage de recherche de Master 2 en 2015 : « Étude des brèches méso-cénozoïques du Nord-Est des Pyrénées (Latour-de-France), origines et implications sur l'évolution géologique des Pyrénées ». Ces observations de terrain complètent celles que j'ai réalisées au cours de ce travail et sont intégrées au paragraphe suivant.

Les travaux de M. Boucard concernent deux grandes formations bréchiques du bassin, à savoir les brèches dites sédimentaires de l'Hettangien et les eBr. Ces dernières en particulier ont nourri le débat quant à leur âge et à leurs processus de formation. Selon la carte géologique de Rivesaltes (Berger et al., 1993), les eBr se répartissent dans le bassin le long du flanc Sud du synclinal et principalement en contact avec les séries jurassiques terminales (Fig. 4-16).

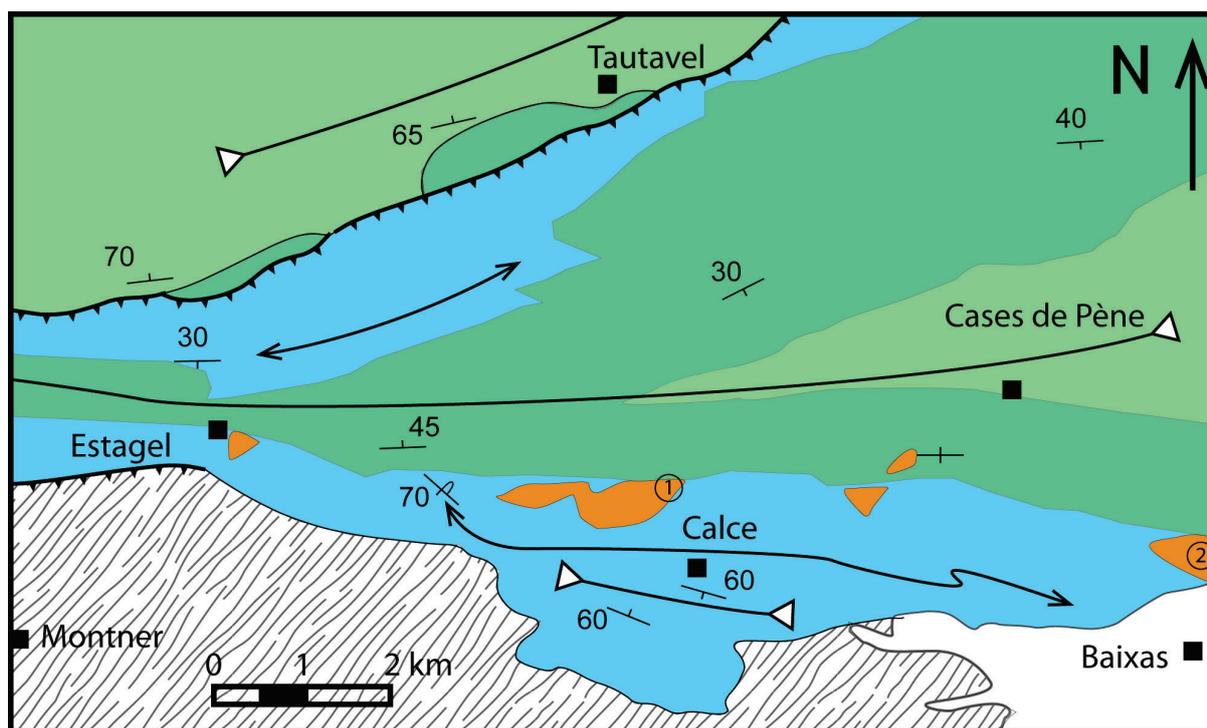


Figure 4-16 : Extrait de la carte géologique du Bas-Agly. En orange la localisation des Brèches éocènes (eBr) selon la carte géologique de Rivesaltes (Fonteilles et al., 1993). 1 la carrière de Roc Pintu. 2 la carrière de Baixas.

Les brèches eBr de Roc Pointu

L’affleurement présenté ici se situe dans la carrière du Roc Pointu. Il s’agit d’une ancienne exploitation de marbre pour la production de granulats qui se situe au Sud de la D117 à mi-chemin entre Estagel et Cases-de-Pène (Fig. 4-16. 1). Deux faciès sont observés au niveau des fronts d’exploitation. La formation principale correspond à un marbre gris clair à Rudistes l’Urgonien Inférieur (Valanginien au Bédoulien Inf.). La seconde est un marbre gris sombre à noir à passées riches en scapolites d’âge Berriasien (Berger et al., 1993). Les brèches dites eBr sont en discordance sur les marbres précités et les clastes qui les composent sont issus des marbres encaissants. Cette formation bréchique comporte des zones monogéniques et polygéniques. Les clastes qui les composent sont millimétriques à pluri-centimétriques, ils sont principalement anguleux mais certains clastes sub-arrondis sont observés. La phase de liaison est une matrice, de texture fine et recristallisée, généralement rougeâtre mais il existe de rares passées verdâtres (Fig. 4-17).

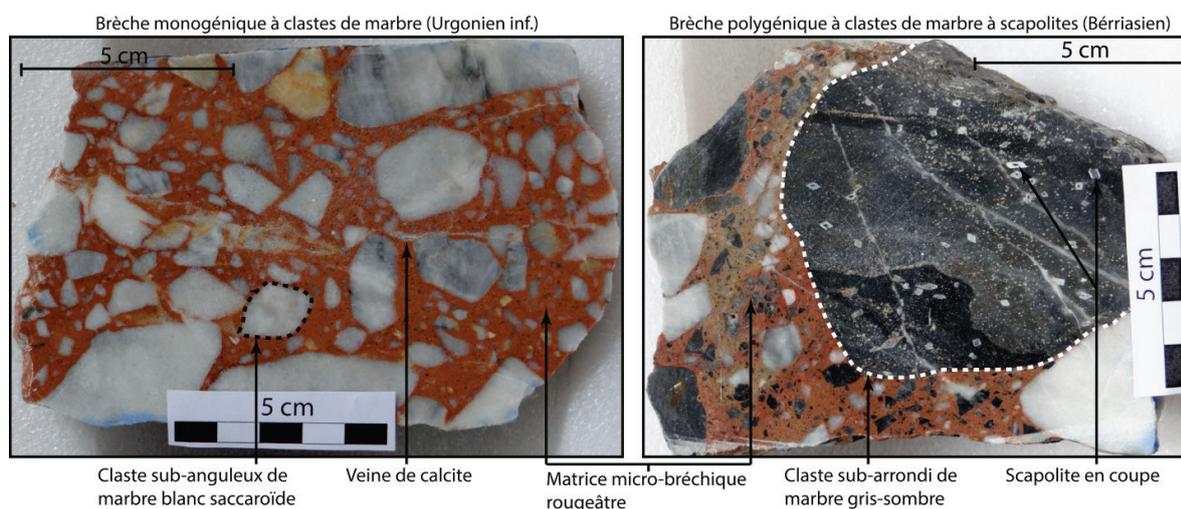


Figure 4-17 : Photographies légendées de sections polies de brèches de type eBr issues de la carrière du Roc Pointu (Boucard, 2015).

Les brèches sont séparées de l’encaissant (marbre berriasien) par une surface érosive (Fig. 4-18) qui recoupe un horizon, d’une dizaine de mètres d’épaisseur environ. Cet horizon est constitué de l’encaissant fracturé et matérialise la transition entre l’encaissant et les brèches, l’intensité de la fracturation diminuant progressivement en descendant dans la série.

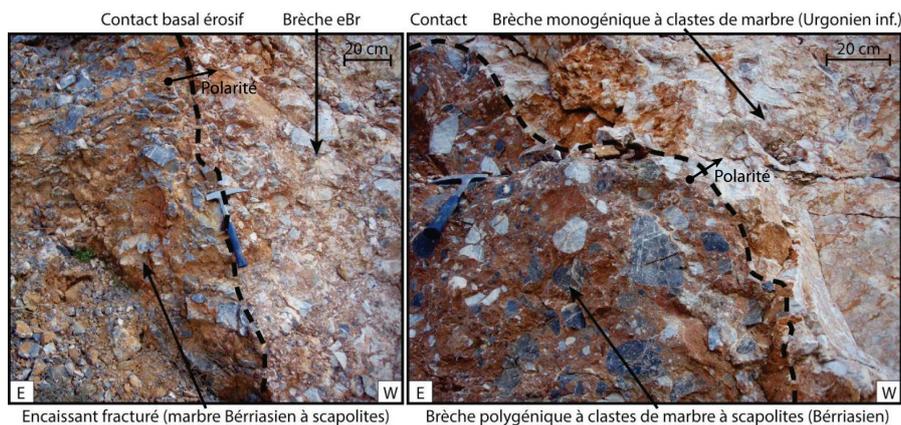


Figure 4-18 : Photographies légendées du contact brèches eBr/encaissant et des limites de couches (Boucard, 2015).

Ces brèches (eBr) remplissent une structure chenalisée se déversant vers le Nord. Mais aucun granoclassement n'a pu être mis en évidence.

Il faut enfin noter que l'encaissant et les brèches sont affectés par de petites failles tardives, au rejet décimétrique à métrique.

L'étude pétrographique des brèches de la carrière du Roc Pointu a permis de mettre en évidence des veines de sparite qui traversent à la fois clastes et matrice et qui sont donc postérieures à la mise en place des brèches.

À l'interface claste/veine, des cristaux de calcite qui ont recristallisé simultanément sur les deux objets peuvent également être observés (Fig. 4-19). Ceci peut impliquer l'existence d'une phase de recristallisation affectant l'ensemble (clastes et matrice) de la brèche, donc postérieure à la formation des brèches. Ceci peut aussi correspondre à des croissances syntaxiques des cristaux de calcite dans la veine sur ceux des clastes.

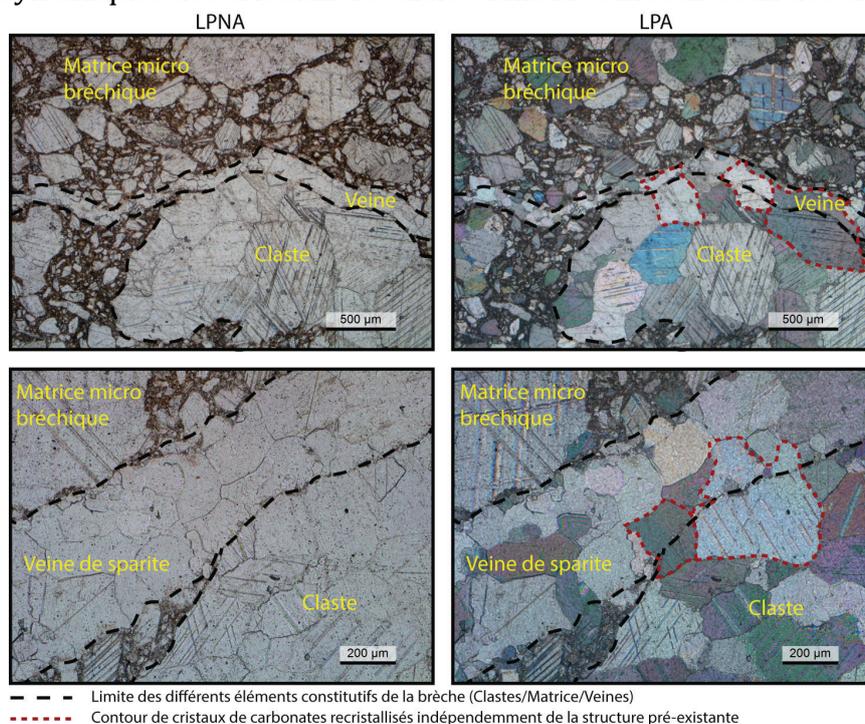


Figure 4-19 : Photographies légendées de lames minces polies en lumière normale (à droite) et en lumière polarisée analysée (à gauche). Ces brèches sont issues de brèches eBr de la carrière du Roc Pointu (Boucard, 2015).

Les brèches eBr de Baixas

Dans la carrière de marbre et granulat de Baixas (Fig. 4-16. 2) sont décrits, par Berger et al. (1993), des eBr mais cette carrière présente une telle variété de faciès qu'il serait vain d'y voir un seul évènement de bréchification.

Dans cette carrière sont présents les dolomies noires du Lias, les calcaires gris du Jurassique ainsi que les calcaires blancs de l'Urgonien. Les brèches remobilisent ces différents faciès. Dans cette carrière sont observables des brèches monogéniques à clastes anguleux blancs et ciment rouge, similaires à celles de la carrière de Roc Pointu, des brèches monogéniques grises, similaires aux brèches de l'Hettangien, des brèches polygéniques remaniant ces deux types de brèches et enfin une brèche remaniant les brèches précédentes, ainsi que des clastes d'une roche calcaire verdâtre à scapolite que nous n'avons pas observée à l'affleurement dans la région. Cette roche est souvent interprétée comme albiennaise (Lagabrielle et al., 2010, Clerc, 2012) à cause de la présence de scapolite mais elle ne ressemble pas aux marnes noires albiennes de la région.

Cette carrière présente également différents systèmes karstiques, parfois remplis de brèches, dont la chronologie relative est discutée par Clerc (2012).

Une certitude cependant est le caractère sédimentaire de ces brèches. Sur la plupart des affleurements, apparaissent des granoclassements clairs dans une granulométrie plutôt grossière (centimétrique à pluri-décimétrique), voire des écoulements de débris avec un granoclassement inverse et une base érosive (Fig. 4-20).

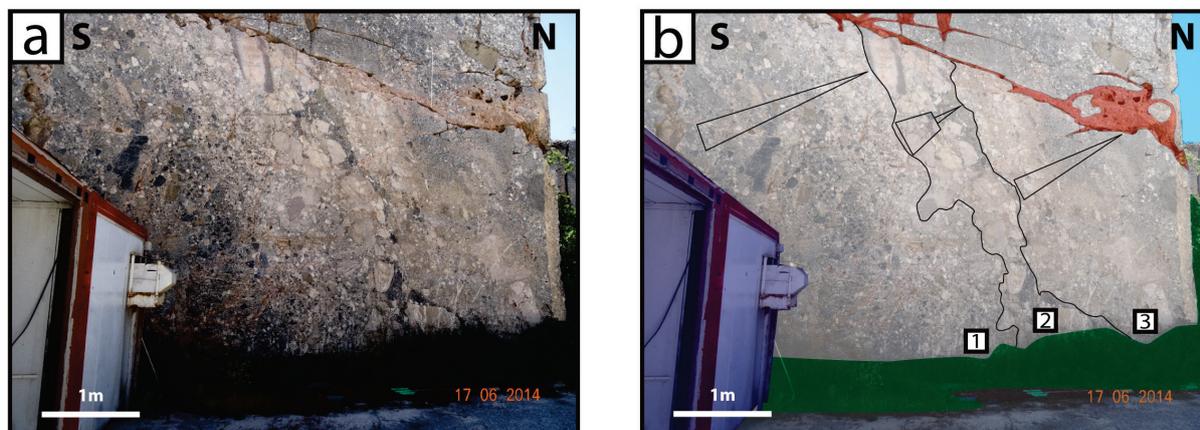


Figure 4-20 : Affleurement dans la carrière de Baixas, a : photographie d'un front de taille, b : photographie légendée. Trois ensembles sédimentaires granoclassés, séparés par des bases érosives sont visibles ; l'ensemble numéro deux pourrait être un debris-flow avec les blocs les plus importants au sommet puis des fines qui viennent sceller. En rouge un système karstique tardif.

De plus, comme dans les brèches de la carrière de Roc Pointu, des cristallisations de calcite à l'interface claste/matrice (Fig. 4-21) sont observées en lame mince, ce qui indique une cristallisation postérieure à la bréchification.

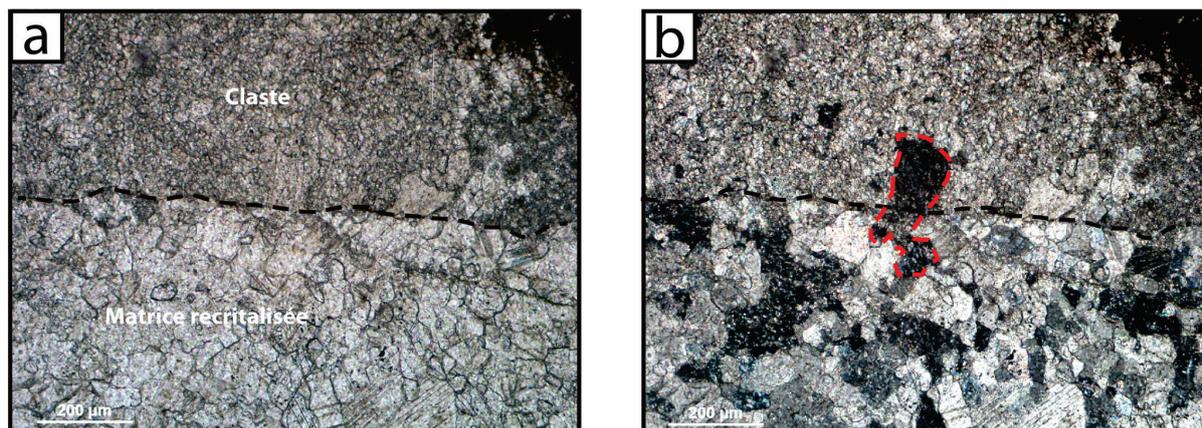


Figure 4-21 : Photographies légendées de lames minces polies issues de brèches eBr de la carrière de Baixas. a : lumière normale. b : lumière polarisée analysée.

4.2.2.2. Métamorphisme

Les estimations de pression et de températures sur les minéraux du métamorphisme (Golberg & Leyreloup, 1990), ainsi que les mesures par spectrométrie Raman (Vauchez et al., 2013), ont jusque-là été faites dans la partie Sud du synclinal de l'Agly, qui correspond à la couverture sédimentaire du massif de l'Agly.

Afin de compléter ces données nous avons effectué dix nouvelles mesures dans le cœur du synclinal, dans les séries crétacées. Ces mesures ont été faites sur le flanc Sud et sur le flanc Nord du synclinal afin de déterminer si une organisation particulière, liée à la structure du bassin, apparaissait. Les données sont présentées dans le tableau en annexe (1-b) et sur la figure 4-23.

Les résultats de ces mesures par spectrométrie Raman sont très homogènes avec une valeur moyenne de 545°C et un écart type de 12°C. L'homogénéité et la distribution de ces résultats (Fig. 4-23) ne permettent pas d'observer une organisation particulière. Cependant on remarque un écart important entre les résultats de cette étude et ceux de Vauchez et al. (2013) dans la partie Sud, qui ont une valeur moyenne de 385°C avec un écart type de 64°C.

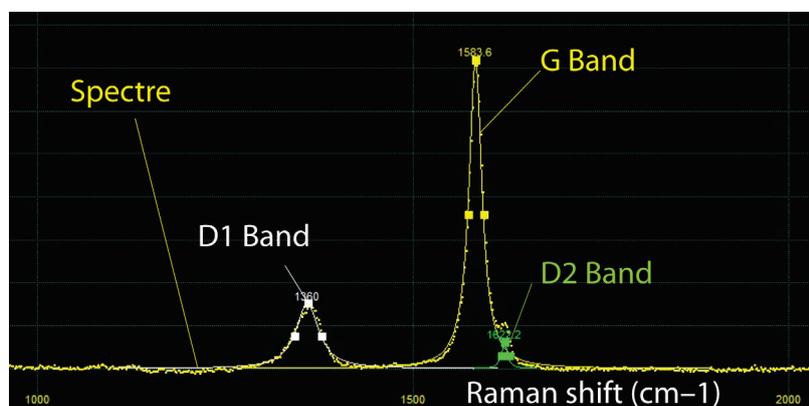


Figure 4-22 : Spectre Raman de l'échantillon Bo-14-240 mesure 05. La position et l'intensité des bandes G et D sont caractéristiques d'un métamorphisme de haute température et représentatifs des températures mesurées dans le cœur du bassin du Bas-Agly.

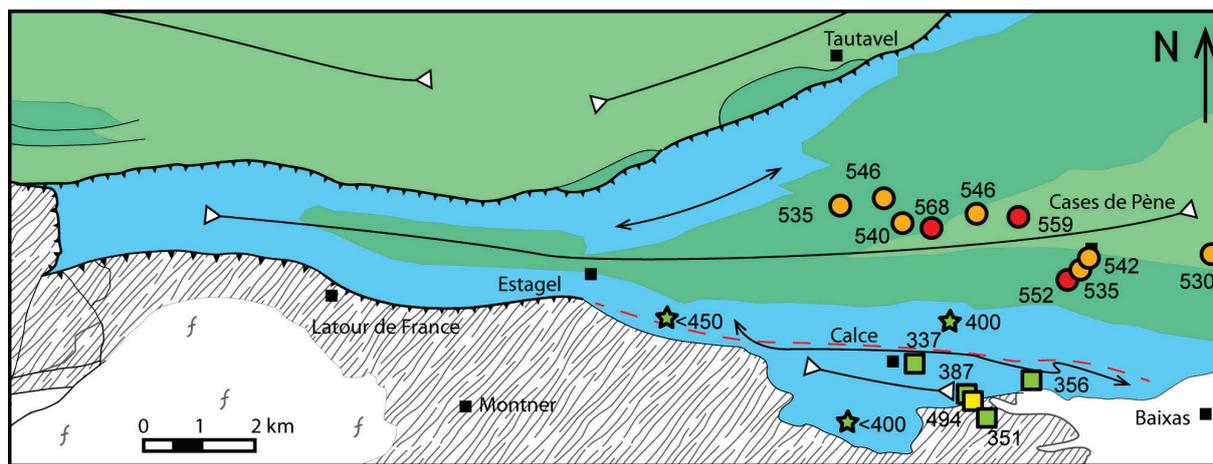


Figure 4-23 : Localisation et intensité (en °C) des mesures du métamorphisme par spectrométrie Raman sur matière organique dans le bassin du Bas-Agly. Les carrés représentent les données issues de Vauchez et al. (2013), les étoiles représentent les données issues de Golberg et Leyreloup (1980) et les cercles représentent les résultats de cette étude. Les températures inférieures à 400°C sont indiquées en vert, entre 400°C et 500°C en jaune, entre 500°C et 550°C en orange et celles supérieures à 550°C sont indiquées en rouge. La ligne en pointillé rouge est le prolongement de la faille inverse de Latour-de-France.

Il apparaît donc que le bassin du Bas-Agly a subi un métamorphisme de haute température plus proche des bassins situés au sud de la ZNP, comme le bassin de Boucheville, que des bassins peu métamorphiques comme le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ce bassin ne peut donc pas être considéré comme intermédiaire en ce qui concerne le métamorphisme dans la zone. De plus il est possible de définir une organisation du bassin en deux parties. D'une part le cœur, composé des séries crétacées a subi un métamorphisme important (environ 550°C) et d'autre part la partie Sud, composée des séries triasiques et jurassiques qui forment la couverture sédimentaire du massif de l'Agly, a subi un métamorphisme plus faible (<400°C).

4.2.3. DISCUSSION

La structure globale et l'organisation stratigraphique générale du bassin du Bas-Agly sont très similaires à celle du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Son histoire tectono-sédimentaire est donc également similaire, cependant, quelques différences apparaissent et certaines données nous permettent d'individualiser ce bassin.

Il apparaît qu'il existe, dans le bassin du Bas-Agly, des systèmes de brèches autres que la « brèche limite jurassique » ou que les quelques brèches tectoniques dues à la compression pyrénéenne observée dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet.

Ainsi, les mécanismes de la mise en place des eBr sont compris, la géométrie des affleurements (relation avec l'encaissant, structures chenalisées, base érosive) et la structure interne (granoclassement, remaniement de clastes de brèches antérieures) attestent du caractère gravitaire et donc sédimentaire de leur mise en place.

Dans la carrière de Roc Pointu, les clastes les plus récents datent du Barrémien, de plus, les formations les plus récentes sur lesquelles les brèches sont en contact (discordant mais non faillé) datent du Bédoulien Inférieur (Barrémien supérieur), cela implique une mise en place postérieure au Barrémien. Les observations en lame mince révèlent que la matrice, les clastes ainsi que des veines postérieures à la bréchification sont recristallisées, ce qui permet de déduire que ces brèches ont été déposées avant ou pendant le métamorphisme Albo-Cénomaniens. Les brèches eBr de la carrière de Roc Pointu se sont donc mises en place entre le Barrémien et le Cénomaniens.

De même à Baixas, les clastes les plus récents appartiennent au faciès Urgonien (Valanginien à Aptien) et les brèches que nous avons étudiées sont recristallisées (matrice et clastes). Il existe donc dans cette carrière au moins un épisode de brèches sédimentaires post-Valanginien et anté à syn-métamorphisme Albo-Cénomaniens.

Enfin, si l'âge et le processus de mise en place des brèches de type eBr ont pu être déterminés par le biais de cette étude, d'autres questions relatives aux conditions de leur dépôt restent en suspens : l'environnement de dépôt (marin, aérien ou lacustre) demeure inconnu et la couleur rouge de la matrice ne constitue pas un argument suffisant pour leur attribuer un environnement de dépôt aérien ou sous-aquatique.

Notons que Peybernes et al. (2001) ont décrit des foraminifères datant du Paléocène dans la matrice des brèches de type eBr dans la carrière de Baixas et considèrent de ce fait leur formation au Paléocène en domaine marin. Cependant cette publication est très débattue et aucune faune n'a été observée dans les divers échantillons recueillis. Par ailleurs, aucun dépôt distal n'a été décrit au cœur du bassin qui puisse confirmer l'hypothèse d'un âge paléocène des eBr.

La température, mesurée par spectrométrie Raman au cœur du synclinal, est plus importante qu'attendue. Le bassin du Bas-Agly a enregistré un métamorphisme de haute température. Ce métamorphisme s'organise géométriquement en deux parties ; le cœur, composé des séries crétacées, a subi un métamorphisme plus important que la partie Sud, composée des séries triasiques et jurassiques, qui forment la couverture sédimentaire du massif de l'Agly.

Le massif de l'Agly chevauche le bassin du bas-Agly plus à l'Ouest dans la région de Latour-de-France (Fig. 4-14). La faille inverse, qui matérialise ce contact, se poursuit vers l'est et passe, au Sud d'Estagel, sous les séries liasiques-jurassiques (Fig. 4-22 et coupe géologique de la feuille de Rivesaltes, Berger et al., 1993). Cette faille est à l'origine du basculement de la stratification sur le flanc Sud du synclinal du Bas-Agly. Elle se place à l'interface entre les deux zones décrites plus haut et pourrait expliquer la différence de métamorphisme enregistré dans le bassin. Si tel est le cas on peut en déduire que cette faille était normale pendant l'extension Crétacé et qu'elle a été réactivée en faille inverse lors de la compression.

L'histoire de la mise en place du bassin peut ainsi être interprétée comme suit :

Comme pour le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet, un milieu marin peu profond, où s'installe une sédimentation carbonatée de type plateforme du Trias se met en place au Jurassique supérieur.

Vers la fin du Jurassique, l'instabilité à grande échelle du domaine induit la formation de la « brèche limite » (Fig. 4-24, Peybernes, 1976).

Les faciès marins typiques réapparaissent au Berriasien, où s'installent des rampes carbonatées.

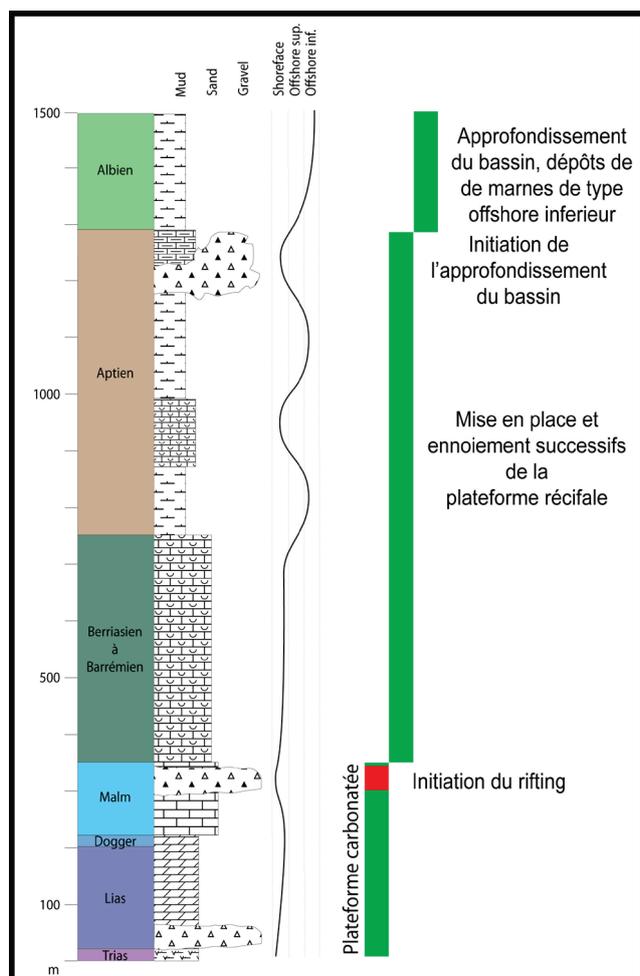


Figure 4-24 : Charte tectono-stratigraphique synthétique du bassin du Bas-Agry.

Les plateformes internes mises en place à l'Urgonien vont évoluer en plateforme récifales, puis disparaître suite à une augmentation de la bathymétrie. Cette augmentation est corrélable aux variations eustatiques connues à la fin de l'histoire téthysienne (Haq et al., 1987). Il s'agit peut-être également des prémices de l'approfondissement très important du bassin qui a permis le dépôt des marnes noires albiennes.

Le métamorphisme se met en place à l'Albien et persiste jusqu'au Cénomaniens (Clerc et al., 2014), synchrone de l'extension et de l'hyper amincissement de la croûte dans la zone (Lagabrielle et al., 2010; Clerc et al., 2015).

En parallèle, ou peu de temps avant le métamorphisme, des déstabilisations conduisent à la mise en place de pentes, provoquant le dépôt de brèches sédimentaires (Fig. 4-24).

Enfin, la forme actuelle du synclinal se met en place grâce à la compression pyrénéenne qui inverse les séries au Sud du bassin en réactivant la faille limitant le bassin au Sud et en fait chevaucher le massif de l'Agly sur le bassin.

De même la compression induit le chevauchement du bassin du Bas-Agly sur le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet au Nord.

4.2.4. CONCLUSION SUR LE BASSIN DU BAS-AGLY

Les nouvelles informations apportées par ce travail sont :

- La caractérisation macroscopique et microscopique des brèches sédimentaires dites « eBr » qui auparavant était considérées d'âge post-Albien. Nous les estimons d'âge post Urganien à ante/syn métamorphisme albo-cénomaniens. Elles sont probablement liées à l'existence de pentes lors de l'extension albienne.
- La mise en évidence 1) d'un métamorphisme de haute température dans le cœur du bassin et 2) de la séparation du bassin en deux zones n'ayant pas enregistré la même intensité du métamorphisme.

4.3. CONCLUSION

Nous avons vu que les bassins de Saint-Paul-de-Fenouillet et du Bas-Agly ont enregistré une histoire similaire qui commence par une période marine peu profonde pendant laquelle des dépôts de plateformes carbonatées se mettent en place. À la fin du Jurassique apparaît une phase de déstabilisation où se créent des pentes et se déposent des brèches. Cette phase pourrait être liée à l'initiation de l'extension crétacée.

À la base du Crétacé, les bassins s'approfondissent, les plateformes sont ennoyées et laissent la place à une puissante série de marnes noires, l'environnement de dépôt évolue vers l'offshore inférieur.

Cette transition albo-aptienne est liée à la mise en place de petits niveaux turbiditiques fins dans le bassin de Paul-de-Fenouillet et à des niveaux bréchiqes importants dans le bassin du Bas-Agly. La déformation (ici la subsidence) est donc plus importante dans le bassin du Bas-Agly.

Nous avons également mis en évidence que les températures maximums du métamorphisme sont plus importantes dans le bassin du Bas-Agly (545°C en moyenne) que dans le bassin de Paul-de-Fenouillet (240°C en moyenne).

On peut en déduire que le bassin du Bas-Agly a mieux enregistré l'extension crétacée (subsidence et métamorphisme) et est un équivalent du bassin de Boucheville dont il est séparé par le massif de l'Agly.

PARTIE 5. LE BASSIN DE BOUCHEVILLE

Le bassin de Boucheville se situe dans la partie Sud-Est de la Zone Nord Pyrénéenne (Fig. 2-9). Il est limité au Nord par le massif de l'Agly et au Sud par la faille Nord Pyrénéenne (FNP) qui le sépare de la Zone Axiale. Le bassin de Boucheville présente des dépôts allant du Trias à l'Albien. Les dépôts de la base du Mésozoïque (Trias à Aptien inférieur) sont observables sous forme de marbres indifférenciés du fait de leur similarité lithologique d'origine (calcaires de plateforme) et du métamorphisme de haute température et basse pression enregistré par les sédiments du bassin lors de l'extension crétacée. De même, à cause de ce métamorphisme qui a probablement effacé les potentiels indices biostratigraphiques, les âges des séries sédimentaires ont été estimés par analogie de faciès avec celles du bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet (Partie 4.1).

Nous nous intéressons principalement à la partie orientale du bassin de Boucheville, les données sédimentologiques et structurales recueillies sur le terrain nous ont permis de construire des colonnes stratigraphiques synthétiques et des coupes géologiques dans différentes parties du bassin.

Ces coupes Nord-Sud montrent que le bassin de Boucheville forme un synclinal très asymétrique, présentant un bombement en son centre et dont les flancs sont sub-verticaux à inversés (Fig. 9).

Les colonnes stratigraphiques indiquent que la sédimentation du bassin de Boucheville débute par des plates-formes carbonatées de faible bathymétrie, montrant des dépôts de pente vers le bassin. La sédimentation évolue ensuite vers des marnes déposées sous une bathymétrie plus importante dans tout le bassin et où aucun dépôt de pente n'est observé.

La méthode de spectroscopie Raman sur matière carbonée (RSCM) a été utilisée sur des échantillons prélevés dans le bassin, en cohérence avec les colonnes stratigraphiques, réalisées afin d'obtenir une carte des températures acquises dans le bassin pendant le métamorphisme Albien. Les températures obtenues se situent entre 500 ° C et 600 ° C.

Enfin une datation U-Pb In-situ par LA-ICP-MS sur un grain de sphène récolté dans une veine syn-déformation située dans les calcschistes albien, a fourni un âge de 97 Ma qui permet de contraindre dans le temps à la fois la déformation extensive et le métamorphisme HT/BP.

Ces données ont permis de proposer un modèle d'évolution tectono-sédimentaire et métamorphique du bassin de Boucheville pendant l'extension albienne.

À la suite de l'article nous avons ajouté des données et résultats acquis pendant la thèse qui n'ont pas pu être intégrés à l'article par manque de place.

5.1.ARTICLE

New sedimentological, structural and paleo-thermicity data on the Boucheville basin (eastern North Pyrenean Zone, France)

Roman Chelalou (1), Thierry Nalpas (1), Romain Bousquet (2), Maxime Prevost, Abdeltif Lahfid (3), Marc Poujol (1), Jean Claude Ringenbach (4), Jean François Ballard (4).

(1) Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1-CNRS, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

(2) Christian Albrechts Universität zu Kiel, Institut für Geowissenschaften, Ludewig-Meyn-Str. 10, D-24118 Kiel, Germany

(3) BRGM, 3 Avenue Claude Guillemin, 45100 Orléans, France

(4) TOTAL, CSTJF, av Larribau, 64018 Pau Cedex, France

Abstract

The Boucheville basin is one of the easternmost Mesozoic basins of the North Pyrenean Zone (NPZ) that was opened during the Albian extension between the Iberian and European plates. During the extension, a HT/LP metamorphism event affected the Albian basins near the North Pyrenean Fault (NPF). Our aim is to better understand the evolution of the Boucheville basin during the Albian-Cenomanian lithospheric thinning, which occurred under high thermal conditions. Sedimentological and structural data were collected in the basin and are used to produce synthetic stratigraphic columns of different portions of the basin and to restore selected cross-sections. North-South cross-sections show that the Boucheville basin is a large and asymmetrical deformed syncline with inverted borders. Synthetic stratigraphic columns show that the sedimentation of the Boucheville basin starts with carbonate platforms deposited under low bathymetric conditions showing slope deposits and evolves to deep bathymetric conditions of marls deposited without evidence of slopes. Raman spectroscopy on carbonaceous material (RSCM) was made on samples used to construct the sedimentological stratigraphic columns in order to obtain a temperature map of the Albian metamorphism. They reveal homogeneity in the temperatures between 500°C and 600°C. In-situ LA-ICP-MS U-Pb dating of titanite grains found in a syn-deformation located in the Albian calcschists provided an age of ca. 97 Ma that gives a time constrain for both the deformation and metamorphism.

These data are used collectively to propose a model of the tectono-sedimentary and metamorphic evolution of the Boucheville basin during the Albian extension.

Keys words

Boucheville, structural and sedimentological analysis, HT-LP metamorphism, Albian extension, Raman spectroscopy

5.1.1. INTRODUCTION

The N110° trending Pyrenean belt (Fig. 5-1), separating the Iberian microplate from the European plate, is a narrow 400 km long continental belt that developed in response to the collision between the Iberian microplate and the European plate during the Late Cretaceous and Tertiary (Choukroune, 1989; Muñoz, 1992; Deramond et al., 1993; Roure & Choukroune, 1998; Teixell, 1998; Beaumont et al., 2000; Chevrot et al., 2015). Triassic, Jurassic and Cretaceous rifting events preceded the development of the Pyrenean belt that mainly resulted in the inversion of the Lower Cretaceous basins (Puigdefabregas & Souquet, 1986; Vergés & García-Senz, 2001). The Lower Cretaceous rifting in the Pyrenean area, coeval with the opening of the Bay of Biscay, was related to the anticlockwise rotation of the Iberian microplate relative to the European plate (Le Pichon et al., 1970; Choukroune & Mattauer, 1978; Olivet, 1996; Rosenbaum et al., 2002; Sibuet et al., 2004; Gong et al., 2008; Jammes et al., 2009). These East-West oriented basins, created during this rifting at the Northern border of the future Pyrenees, are well known for their high-temperature metamorphism that is synchronous with the Aptian-Albian deposits (Casteras, 1933; Ravier, 1959; Mattauer, 1968; Choukroune, 1970; Bernus Maury, 1984; Verschure et al., 1969; Albarède & Michard-Vitrac, 1978; Montigny et al., 1986).

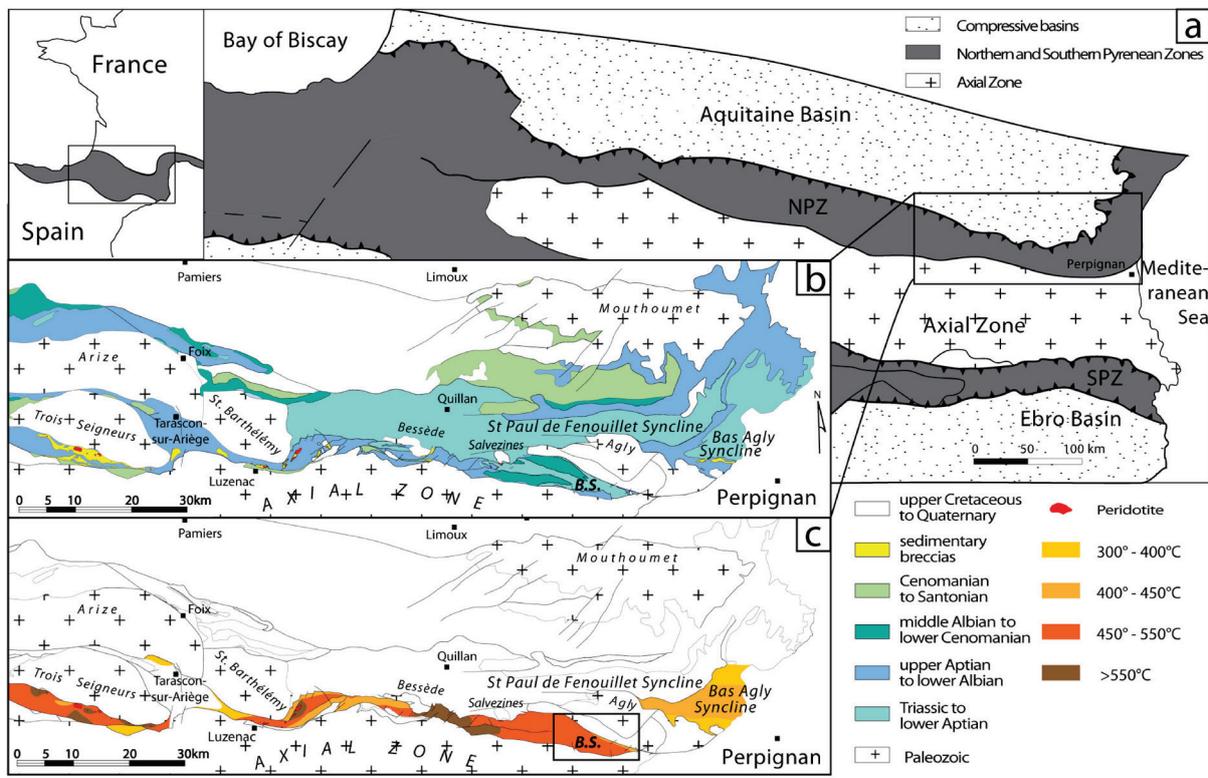


Figure 5-1: a: Structural map of the Pyrenees. b: Geological map of the Northeast Pyrenees modified from Clerc (2012). c: Synthesis of known temperatures in the metamorphic Mesozoic basins of the NPZ (modified from Clerc, 2012). B.S.: Boucheville syncline.

In the North Pyrenean Zone (NPZ), the occurrences of subcontinental mantle rocks (peridotites) associated with Mesozoic sedimentary formations (Fig. 5-1.b) were described early by Lacroix (1895), and their origin has been debated for more than 100 years. Recent studies in the NPZ have interpreted some of these lherzolites as subcontinental mantle material reworked through sedimentary processes within Cretaceous basins (Lagabrielle & Bodinier, 2008). They proposed that the exhumation of the subcontinental mantle was associated with continental thinning during the mid-Cretaceous Pyrenean rifting (Lagabrielle et al., 2010; Clerc & Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2015). That was also proposed for the Mauléon basin based on the interpretation of the geophysical profiles and field work (Jammes et al., 2009; Masini et al., 2014).

The NPZ is currently considered as former rift system (Tugend et al., 2014; Tugend et al., 2015) that has been affected by HT metamorphism during lithospheric thinning (Fig. 5-1.c) (Golberg & Leyreloup, 1990; Clerc & Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2015). Since the NPZ basins were exhumed during the Pyrenean compression, they are potential analogues for depicting passive margins that recorded a HT metamorphism. These HT margins show original geometry, thermal evolution and subsidence (Clerc & Lagabrielle, 2014; Vacherat et al., 2014; Clerc et al., 2015). The present study aims to help for the understanding of the tectono-sedimentary evolution of extensional basins such as the Boucheville basin under high thermal conditions.

5.1.2. GEOLOGICAL SETTING

The Boucheville basin is located in the south-eastern part of the NPZ, just north of the North Pyrenean Fault (NPF). It extends for 30 km, from the Bessède Massif (to the West) to the Agly Massif (to the East), to 7 km in its widest part (Fig. 5-1). The NPF separates the NPZ from the Axial Zone (AZ) (Fig. 5-1). In the southern part of the NPZ, near the NPF, the biostratigraphical record is erased; this is probably due to intense metamorphism. Therefore, in the Boucheville basin the age of the sediments are usually determined through facies analogy with those from the less metamorphic Saint-Paul-de-Fenouillet basin. This basin is located on the North of the Boucheville basin on the other side of the Agly Massif (Fig. 5-1.b). Saint-Paul-de-Fenouillet basin sediments are well dated (Berger et al., 1993), especially Neocomian carbonate platforms to Albian marls were dated by ammonites (Collignon et al., 1968). Saint-Paul-de-Fenouillet basin is therefore a reference for indirect dating of metamorphosed sedimentary series in the area.

This study focuses on the eastern part of the Boucheville basin (Figs. 5-1 and 5-2.a). It was previously described as a synclinorium where three phases of deformation were recognized (Choukroune, 1970). According to Choukroune (1970), by comparison with other tectonic events already documented in the Pyrenees, the first one is a ductile compressional phase with high wavelength folds associated. The second is a ductile short wavelength folds compressive dextral phase (both Late Cretaceous). The third is a brittle compressive phase (Eocene).

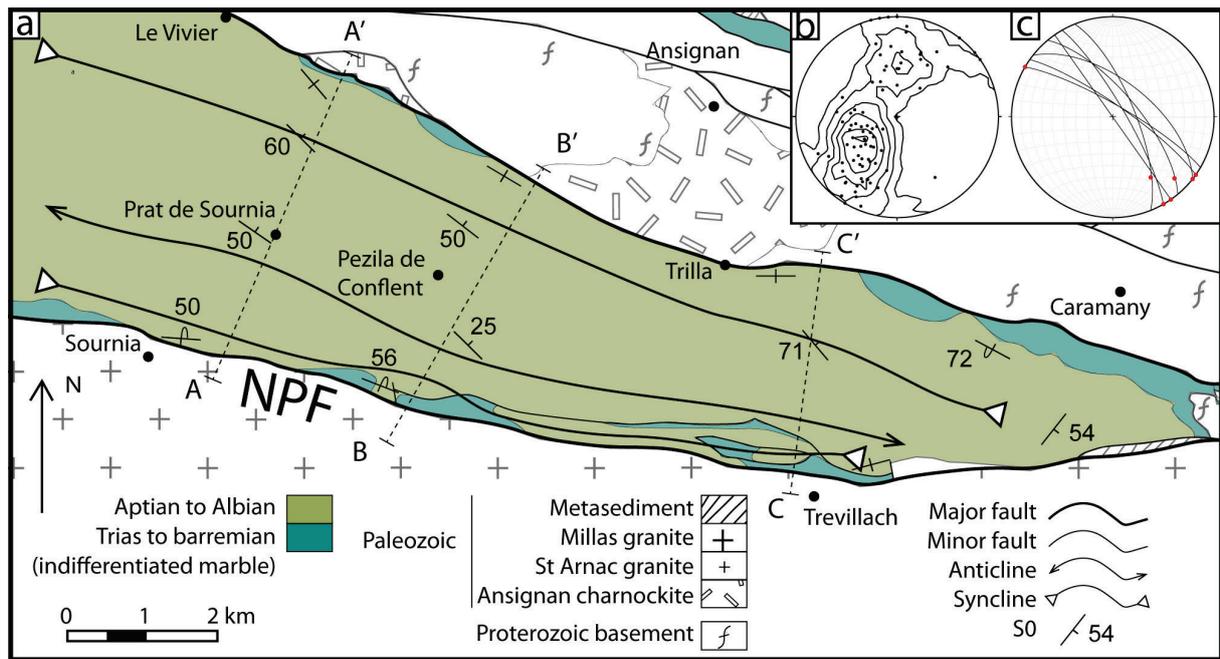


Figure 5-2 : a: Structural and geological map of the eastern part of the Boucheville basin with location of the cross-sections presented in Figure 5-8. b: stereogram of stratification plans poles. c: stereogram of isoclinal folds plans and hinges.

The Boucheville basin sediments consist of three different lithologies (Bernus Maury, 1984). The first lithology is inhomogeneous marbles which form the basis of the basin. These marbles may contain thin phylitic beds (rich in alumina) and some retrograde metamorphosed orthoclase and/or scapolite porphyroblasts have been reported (Bernus Maury, 1984). This author also observed interbedded lenses rich in metamorphic minerals (clinopyroxene, green amphibole, feldspars, biotite and scapolite). The second lithology is a calcschist previously described by Bernus Maury (1984) as sandstone composed of small rounded quartz grains (50 to 100 microns). The rocks are flattened with a well-defined schistosity outlined by some biotite lamellas and opaque materials. The last lithology is a rock called “hornfels of Vira” by Ravier (1959) who did not notice the preferred orientation shown by the metamorphic assemblages. Even though the “hornfels of Vira” does not properly result from contact metamorphism (see below), we will use that classical terminology hereafter. These rocks are rich in round or almond shaped plagioclase (80% of the rock) bordered by black mica (Ravier, 1959; Bernus Maury, 1984). The last two lithologies are stratigraphically located over the marbles but no particular organization was documented according to these authors. In the Boucheville basin, the maximum temperature recorded is $570 \pm 10^{\circ}\text{C}$ in the West and decreases to $400\text{-}450^{\circ}\text{C}$ in the East (Golberg & Leyreloup, 1990) (Fig. 5-1.c). In the nearby Pays de Sault (between the Bessède Massif and the St Barthélémy Massif, Fig. 5-1), there is a direct relationship between exhumed mantle, the thickness of the crust and the degree of metamorphism. Close to the Iherzolites, the degree of metamorphism is the highest and the maximum temperatures estimated are higher than 600°C (Golberg & Leyreloup, 1990).

5.1.3. RESULTS

5.1.3.1. Stratigraphy

We present a map of the eastern part of the Boucheville basin and cross-sections associated with the stratigraphic columns (Figs. 5-2 and 5-3). Figure 5-3.a represents four stratigraphic columns built from section A-A' that illustrate, from South to North, the four sides of the two synclines (Fig. 5-2). Based on mapping, field observations and thin sections data, a general synthetic stratigraphic column of the basin allows us to reconstruct a general evolution of the depositional environments (Fig. 5-3.b). Three main lithologies can be defined: marbles, hornfels and black calcschists.

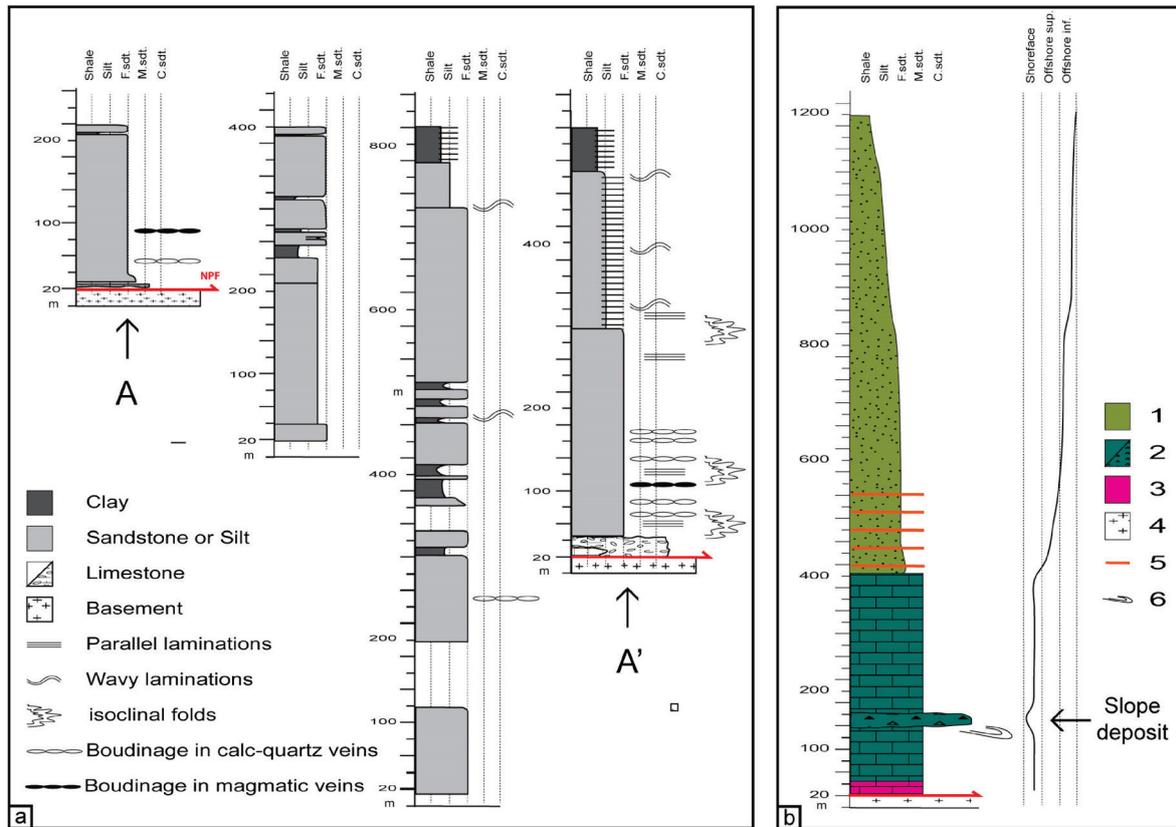


Figure 5-3 : a: Four stratigraphic columns made along the section A-A', from South to North, reflecting the thickness variations in the basin and the preferential localization of the deformation along the northern edge. b: Synthetic stratigraphic column of the basin, the change in the depositional environments illustrates the deepening of the basin. 1: Aptian-Albian, 2: Jurassic to Barremian, 3: Triassic, 4: Basement, 5: Carbonate interbedded layers, 6: Slump.

Marbles form the base of the Mesozoic sedimentary series (Figs. 5-3.b, 5-4.e and 5-4.f). Because of the lack of biomarkers, the marbles from the Boucheville basin were not directly dated. We cannot conclude whether this lack was primary or due to metamorphic erasing. However, by correlation with similar limestones/marbles from the nearby Saint-Paul-de-Fenouillet basin, Jurassic and Berriasian (equivalent to the Urgonien facies) ages have been proposed (Berger et al., 1993; Collignon et al., 1968). These marbles are composed of fully recrystallized limestones and of the following

metamorphic minerals: scapolite, diopside, K-feldspar, plagioclase, biotite, phlogopite and pyrite. To the East of the basin, saccharoid white or yellow marbles are outcropping, occasionally associated with cagneules, probably Triassic in age (Berger et al., 1993). These are discontinuous and can reach a maximum thickness of ten meters (Fig. 5-3.b). On the northern and southern border of the basin, white marble with grey levels is observed and is associated with the Jurassic and lower Cretaceous (Berriasian) (Berger et al., 1993). This serie of marbles reaches a maximum thickness of 400 meters and present a boudinaged morphology in map (Fig. 5-2). Furthermore we observed boudinaged sills at centimetric scale (see below) and boudinage at decimetric to plurimetric scale has been documented in the Boucheville basin marbles (Clerc & Lagabrielle, 2014). The base of these marbles presents stratifications with alternations of slumps and monogenic to polygenic sedimentary breccias (Fig. 5-4.e). Some of which containing decimetric clasts from the Proterozoic-Paleozoic basement. Figure 5-4.f presents a cross-section of a slump in marbles showing feldspar clasts. These slumps and breccias are related to slopes located at the basin border. These sedimentary structures are good polarity criterias for structural reconstruction. The top of these marbles presents carbonate platform sedimentation without slumps or breccias. The contact between the marbles and the black calcschists is gradual over ten meters without deformation.

The thickness of the calcschists is 200 meters in the North and 1000 meters in the South (Fig. 5-3), and is related to the asymmetry of the basin. The change in the depositional environment from the Berriasian to the Albian implies an increase in subsidence and the deepening of the basin during the Aptian-Albian deposition. As for the marbles, the age of the calcschists is suggested by facies comparison with less metamorphic basins from the northern part of the NPZ (Berger et al., 1993; Collignon et al., 1968). These calcschists are extremely homogeneous, with a quartz grain size varying from very thin (80-70 microns) to silt (Figs. 5-3, 5-4.b, 5-4.d), with angular grains (Fig. 5-4.d). Several layers are devoid of quartz (Figs. 5-4.c, 5-4.d) and because of the excess of calcite, presence of few silicate minerals and the lack of quartz sills, we believe that this lack of quartz grains is primary and not due to metamorphism.

In the South of the basin, between Sournia (South) and Vira (North), the base of the calcschist series is made of a formation rich in plagioclase and K-feldspar porphyroblasts (100 to 500 μm sized) embedded in a calcite cement (Fig. 5-4.a). The feldspar grains are surrounded by biotite and opaque filaments but the rock is devoid of quartz. This formation corresponds to the "hornfels of Vira" from the literature (Ravier, 1959; Bernus Maury, 1984). The macroscopic aspect of this formation is similar to that of the other calcschists, and thus it is impossible to precisely determine its thickness. Nevertheless, using thin sections reported on the stratigraphic column to determine the variations of lithology, the thickness of the so-called "hornfels" can be estimated to 200 m at its most. The dark color of the whole series indicates the presence of large quantities of organic matter (Fig. 5-4.a). The thickness and homogeneity of the series prevent us from considering these hornfels as the result of a contact metamorphism. Furthermore, we can estimate that the protolith is substantially different, and is

probably composed of marls containing sufficient clay to supply the aluminum required for the formation of plagioclase.

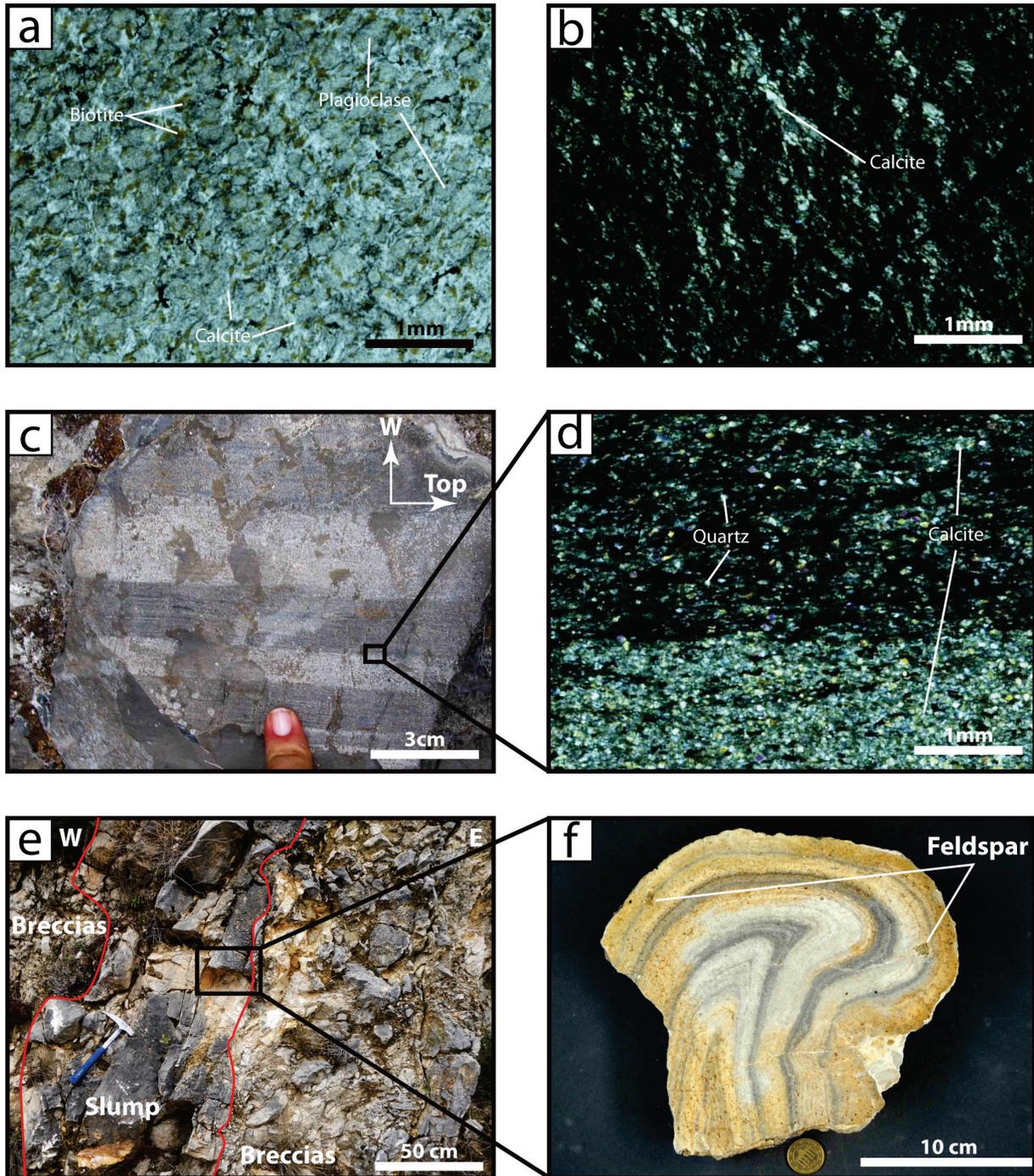


Figure 5-4 : Lithology of the Boucheville basin. a: Thin section of Hornfels of Vira, Northeast of Sournia. b: Thin section of Boucheville calcschists, thin upper series, North of Pezilla-de-Conflent. c and d (thin section): Boucheville calcschists, coarser lower series, flat and wavy laminations in carbonate alternations, northern limit of cross -section B-B'. e: Slopes breccias and slumps in the Jurassic series in the Southeast of Caramany. f: Section of the slump visible on image e.

On the Northern edge of the basin, where the “hornfels” do not outcrop, the base of the calcschists series presents interbedded carbonate layers with parallel or wavy laminations (Figs. 5-4.c, 5-4.d), suggesting tidal or storm deposits. However, the

transition from platform sedimentation (lower Mesozoic limestone/marbles) to a lower offshore sedimentation cretaceous calcschists, Fig. 5-3) implies deepening favoring storm deposits. The homogeneity of this series indicates a constant depositional environment located in the lower offshore. The lack of turbidites suggests the absence of significant slopes in the Boucheville basin during the Albian time. The transition from an isopach carbonate platform (marbles) to an asymmetrical deposit of lower offshore sedimentation (calcschists) implies a decrease in the wavelength of the deformation, with the creation of a sub-basin (namely the Boucheville basin). The lack of slope during Albian is thus consistent with accommodation related to flexuration at local scale. In all these Mesozoic series we observe that S1 is parallel to S0, and therefore S1 is useful to find S0 in the homogeneous calcschists when stratigraphy isn't clear.

5.1.3.2. Structure and deformation

The map and the cross-sections present two ENE-WSW-trending isoclinal synclines parallel to the basin borders (Figs. 5-2.a and 5-2.b). The southern one is 1km wide and sometime partially deformed by revers faults to the south of the basin, while the northern one is about 2km wide.

The southern border of the basin is the NPF, where the granite of Millas thrusts over the Boucheville basin to the North. The northern edge of the basin is a vertical or north-dipping reverse fault, which brought in contact the Proterozoic series of the Agly massif and the Boucheville basin. Reverse borders, reverse faults to the south and the basin general folded structure illustrates the major part of the compressional deformation.

In this section we will focus on the extensional deformations and relationships with metamorphism.

In all these Mesozoic series we observe foliation S1, which in most cases is sub-parallel to stratification S0. This foliation is the axial plane of isoclinal folds (see below) whose axis direction, variable, is parallel to the lineation of intersection S1 - S0 (L1) and very often emphasized by metamorphic minerals (Choukroune, 1970) such as biotite, plagioclase diopside and scapolite.

The most important and penetrative deformations are observed in a zone that is approximately 500 m wide along the northern border of the basin. This zone is stratigraphically located at the base of the Aptian-Albian calcschists series. Boudinaged calc-quartz veins (Fig. 5-5.a) resulting from Mesozoic metamorphism (Boulvais, in press), isoclinal folds (Figs. 5-2.c, 5-5.e and 5-5.f) and boudinage in interbedded carbonate layers are observed. The boudinaged veins are usually subparallel to the stratification, but some are deformed by the isoclinal folds and crosscutting them (Figs. 5-5.e and 5-5.f). Therefore, we may assume that the isoclinal folds are contemporaneous with the growth of these veins.

Deformation is much more localized and less penetrative on the southern edge of the basin. In the village of Sournia (Fig. 5-2), the low dipping S0/S1 is deformed by high dipping shearing (C, with N20 and N40-trending stretching lineation) producing sigmoidal structures (Figs. 5-5.c and 5-5.d). Sigmoidal deformation localized along the

contact suggests a relatively brittle deformation of the carbonate layers. However, we failed to determine whether these deformations were due only to the Pyrenean compressive phase or to the Albian extensional phase with later reactivation during compression.

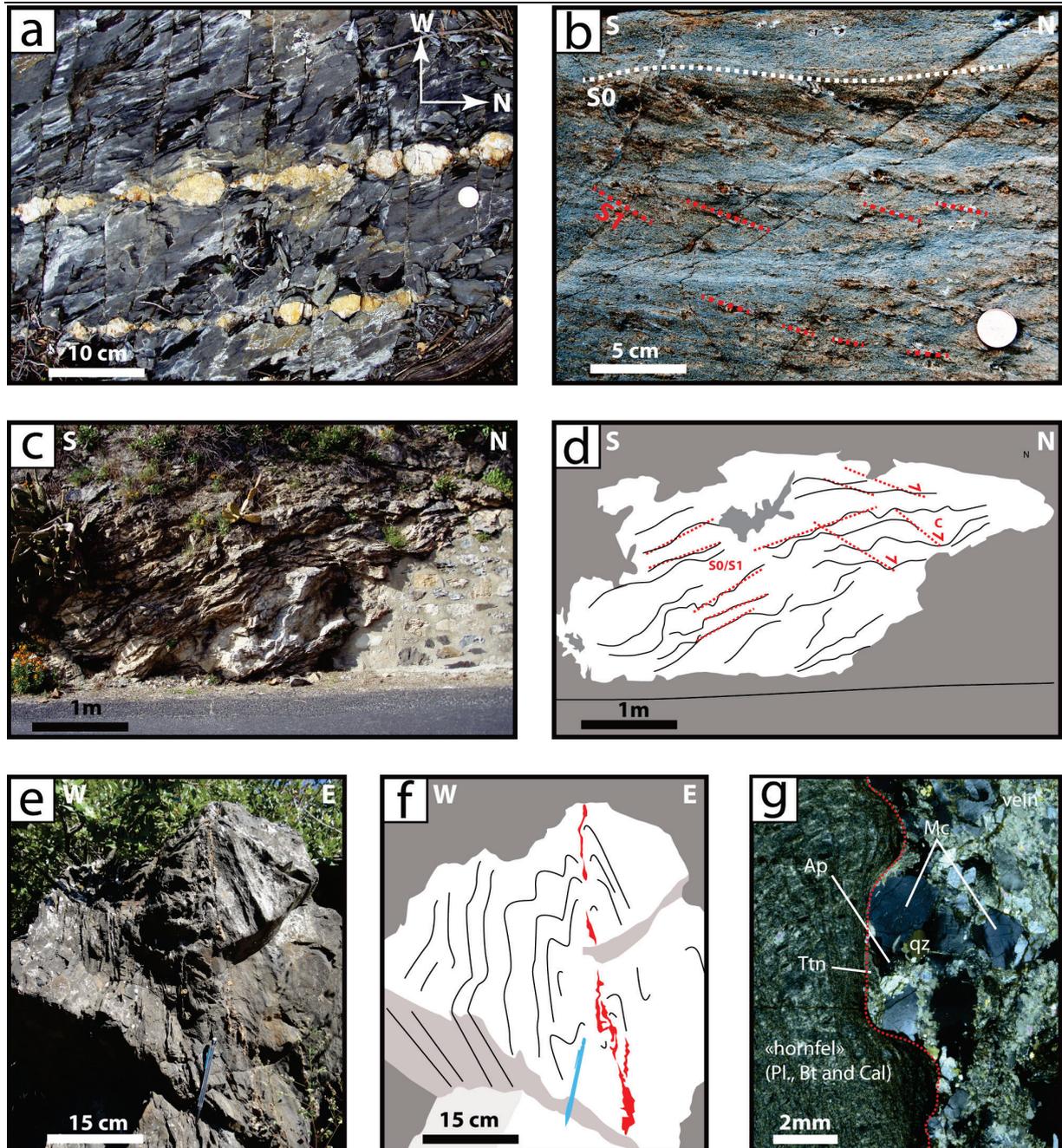


Figure 5-5 : Deformations in the Boucheville basin. a: Boudinage of calc-quartz veins in calcschist to the South of Vivier. b: Diopside with rotation and a pressure shadow in the Southeast of the Caramany marbles. c and d: Sigmoidal deformations affecting marbles in the village of Sournia. e and f: Isoclinal folds synchronous with boudinaged calc-quartz veins in calcschist in South of Vivier. g: Thin section of boudinaged magmatic vein in the Northeast of Sournia.

Magmatic sills (East of Sournia on the road to Prat-de-Sournia to the South (Fig. 5-6 star 4) and close to the Vivier village to the North, Fig. 5-6. star 3) can be distinguished from the calcite- and quartz-rich veins studied by Boulvais (in press). These sills occur in the

“hornfels” series or at the base of the black calcschists. They are pluri-metric in length and millimetric to centimetric in thickness and present a strong boudinage (Fig. 5-5. g). The mineralogical composition of these sills is described below.

In the East of the basin at the base of the calcschists series, on the road to Montalba, we notice occurrences of metamorphic diopside. These diopsides recorded at least two strain regimes: a syn-metamorphic one (S1), showing rotations and pressure shadow patterns (Fig. 5-5.b) and a second one, which fold S1 and the stratification (Fig. 5-5.b). However, the whole structure has been affected by the later Pyrenean compression, as indicated by many reverse faults in the South of the basin.

5.1.3.3. *Metamorphism*

The Mesozoic extension caused an extreme lithospheric thinning with mantle exhumation (Lagabrielle & Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010; Clerc, 2012; Tugend, 2013; Clerc & Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2015; Tugend et al., 2015), and the rise of the mantle produced a HT/LP metamorphism that is characteristic of the area (Ravier, 1959; Golberg & Leyreloup, 1990; Clerc, 2012; Clerc & Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2015). We sampled the Boucheville basin to get more data about the temperature evolution at the scale of the basin by producing a temperature map by Raman spectroscopy.

The metamorphic overprint in the basin is indicated by the following mineral assemblages: (1) In the marbles: tremolite, chlorite and phlogopite-rich biotite (Fig. 5-6. star 1) or pure phlogopite, diopside, plagioclase and K-feldspar (Fig. 5-5.b, Fig. 5-6 stars 2, and Fig. 5-7.a1); and (2) in the magmatic sills to the East of Sournia (Fig. 5-6 star 4): quartz, feldspar, chlorite, tremolite, muscovite, biotite and phlogopite. To the South of Vivier (Fig. 5-5.g, Fig. 5-6 star 3): microcline, titanite, biotite, plagioclase and apatite (Annexe 3-d); the titanite grains were used to date the sill (see below). Generally, anorthite-rich plagioclase grains form typical syn-metamorphic porphyroblasts, growing onto some large K-feldspar crystals, probably of detrital origin (disaggregation of the nearby Ansignan charnockite or granite?). Some K-feldspar grains occur as small (millimeter) grains in thin sections and have a metamorphic origin. From the diopside and scapolite occurrences, Golberg and Leyreloup (1990) estimated a metamorphic peak temperature between 400°C in the western part to 500°C in the eastern part of the basin. These temperature conditions are slightly lower than our estimate using the RSCM geothermometer.

Raman spectroscopy

The Raman spectroscopy has been used successfully on 43 samples in the Boucheville basin to characterize the structural evolution of carbonaceous materials (CM), reflecting a transformation from disordered to well-ordered CM during metamorphism (Wopenka & Pasteris, 1993). The irreversible polymerization and reorganization of these materials is reflected in their Raman spectrum by the decreasing width of the graphite G band and

the gradual disappearance of the defect bands, first D3 and D4, then D1 and D2. The Raman spectrum of well-ordered CM (perfect graphite) contains only the G band. This spectral evolution with increasing graphitization was related to the temperature and quantified, providing a way to determine the peak temperatures reached by the metamorphic rocks (Beysac et al., 2002). This is the basic of the Raman spectroscopy CM geothermometer (RSCM), which was calibrated in the range 330–650°C by Beysac et al. (2002), extended to the range 200–320°C (Lahfid et al., 2010) and 100–200°C (Lahfid et al., 2014). For our concern, RSCM has been calibrated for the range 200–640°C with an absolute accuracy of $\pm 50^\circ\text{C}$ and a much better internal reproducibility of about 10–15°C (Lahfid et al., 2014). This approach associated with petrological observations may allow to distinguish the different thermal and structural events (Wiederkehr et al., 2009; Wiederkehr et al., 2011).

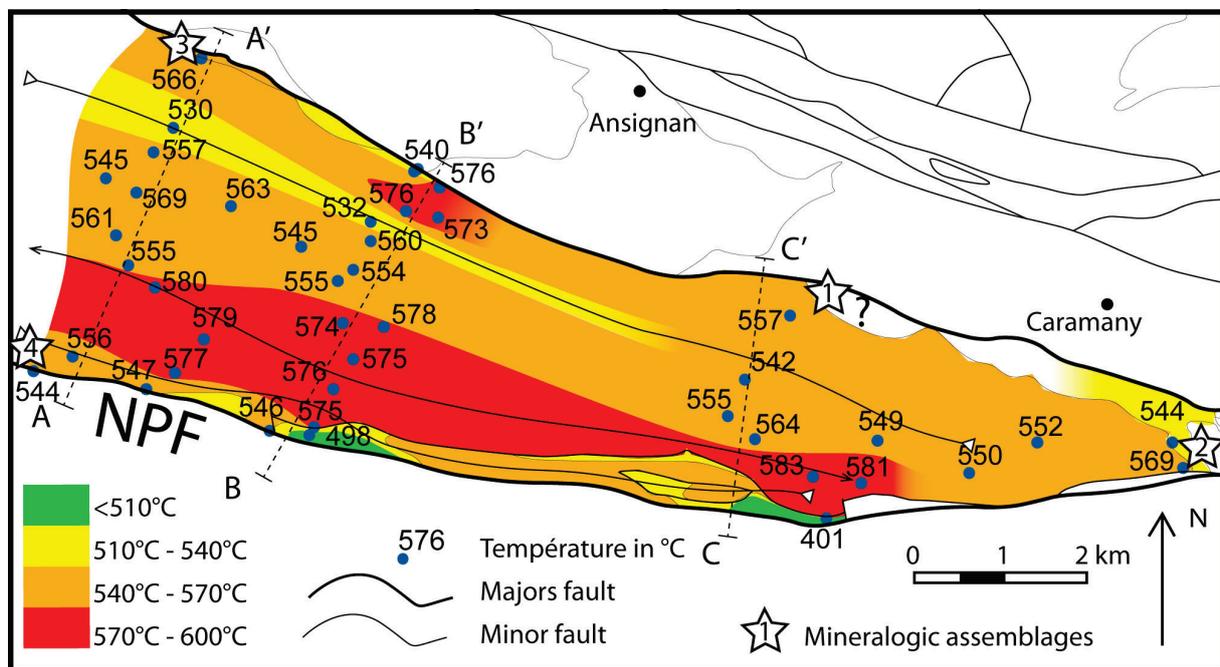


Figure 5-6 : Map of the maximum temperatures recorded during the Mesozoic metamorphism measured by Raman spectroscopy and the characteristic mineralogic assemblages.

As a first order result, high temperature homogeneity bracketing between 530°C and 580°C is observed, except for a few areas separated by tectonic structures (Fig. 5-6). This temperature uniformity is consistent with the existence of an overlying sedimentary cover, the thickness of which will be discussed later.

PT estimations

In addition, to better constrain the metamorphic evolution of the sediment outcropping in the basin, we performed PT estimations using thermodynamical approach for one sample (sample B01363, Fig. 5-5.b and 5-6 star2). All calculations were performed by minimizing Gibbs-free energy (De Capitani & Brown, 1987) using the software suite Theriak-Domino (De Capitani & Petrakakis, 2010) and the JUN92d.bs database.

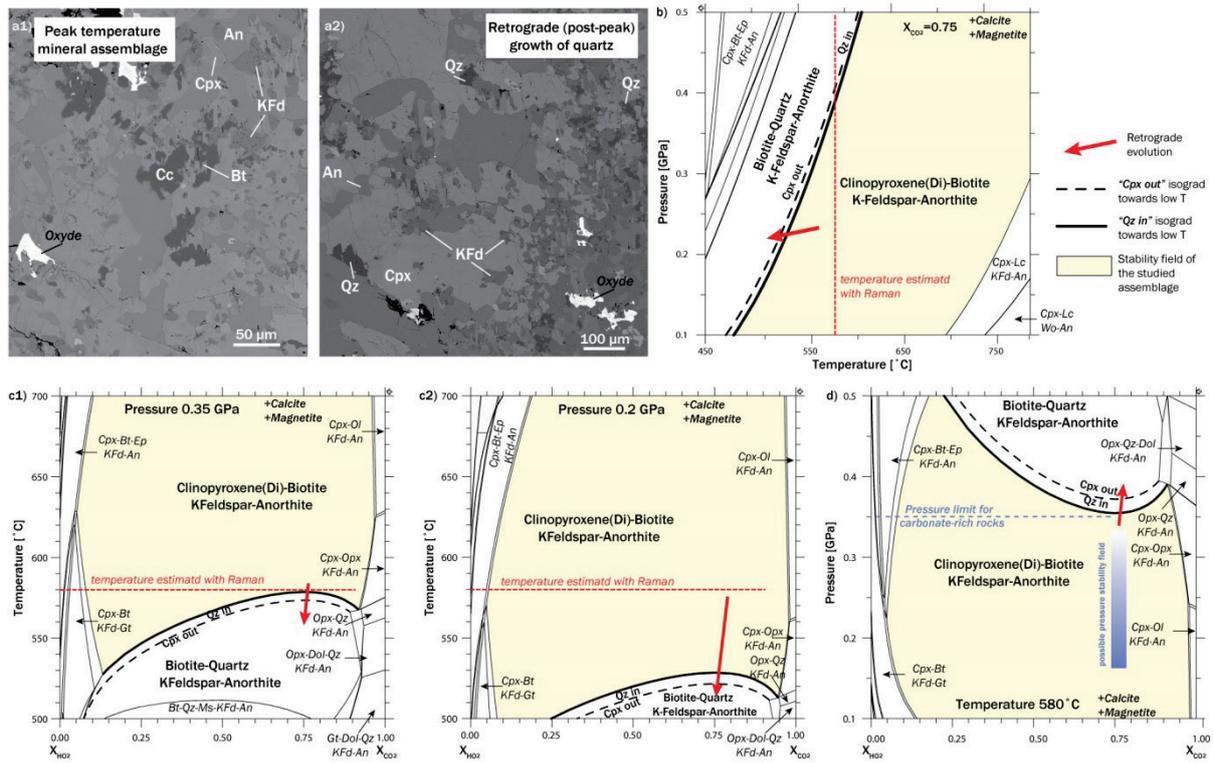


Figure 5-7 : PT estimations for diopside-bearing metacarbonates of the Boucheville basin (sample B01363). **A:** SEM image of the metamorphic minerals: **A1)** Peak-temperature mineral assemblage composed of Diopside-rich Clinopyroxene (Cpx)-Anorthite (An)-Biotite (Bt)-Orthoclase (KFd)-Calcite-Pyrite. **A2)** Retrograde assemblage in which Quartz (Qz) is stable. **B:** Stability field of the studied mineralogical assemblage is large, with a T-range of at least 200°C. This assemblage can be stable up to 0.8 GPa. **C:** Quantitative models for isobaric metamorphism for the sample B01363 (T- $X_{CO_2-H_2O}$ diagram) at 0.35 GPa and at 0.2 GPa. **D:** Quantitative models for isothermal metamorphism for the sample B01363 (P- $X_{CO_2-H_2O}$ diagram) at 580°C. At this temperature, the pressure can be limited at 0.35 GPa for this sample.

The studied sample is a marble containing diopside about one mm wide and 5 mm long. The metamorphic mineralogical assemblage documenting the temperature peak reached by the sample (Fig. 5-5.b, 5-6 star2) is made of diopside-rich clinopyroxene – anorthite – phlogopite-rich biotite – orthoclase (K-Feldspar) – calcite – pyrite (Fig. 5-7.A1). Rare small quartz grains have been identified using the microprobe. they are always occurring between diopside and anorthite crystals (Fig. 5-7.a2). In our opinion, this texture indicated a clear growing of quartz after the diopside. These quartz grains are clearly post-dating the temperature peak. We note also the occurrence of some large K-feldspar clasts of detrital origin. For the modelling, to account for the occurrence of pyrite in the rock, we use a magnetite (Mt) as O_2 -buffer. The stability field of the studied mineralogical assemblage is large, with a T-range of at least 200°C, and does not provide any good constrains for the pressure. This assemblage can be stable up to 0.8 GPa (Fig. 5-7.b). In T- $X_{CO_2-H_2O}$ diagrams, the stability field of T-peak assemblage is strongly P-dependant (Fig. 5-7.c) and it is constrained by the quartz-appearance reaction. By decreasing the pressure of 0.15 GPa, the peak temperature may decrease by 60°C. During a progressive isobaric heating of carbonate-rich rocks as siliceous dolomites, the fluid composition will change: the occurrence of diopside in such rocks is only possible if the CO_2 activity increase until reaching a value around 0.8 (Brown & Skinner, 1974;

Bucher & Frey, 1994). Higher values of X_{CO_2} will decrease the stability field of H_2O -bearing mineral, as biotite. Knowing the peak temperature reached by this sample ($580^\circ C$) by Raman thermometry, we compute $P-X_{CO_2-H_2O}$ diagram to know the maximum sedimentary thickness of the basin. Considering a X_{CO_2} around 0.8, the pressure cannot exceed 0.35 GPa. At higher pressures, assemblages containing quartz will be stable (Fig. 5-7. b). However, the observed mineralogical assemblage in sample B01363 will be still stable at pressure lower than 0.35 GPa. In a second order of result, we observe that the isotherms are roughly parallel to the stratigraphic bedding and appear to follow the basin's double syncline structure. On the map of Figure 5-6, the highest temperatures are observed in the core of the folded structure and are associated with the deepest levels of the basin. Based on these stratigraphic-thermal correlations, we estimate the minimum temperature gradient in the basin to be between $70^\circ C/km$ and $80^\circ C/km$.

5.1.3.4. U-Pb geochronology

In order to obtain a geochronological constraint on the metamorphism and the deformation, we performed in-situ LA-ICP-MS U-Pb dating of titanite grains found in the magmatic sill described previously (Fig. 5-5.g). Dating was performed directly in thin sections at Géosciences Rennes using an ESI NWR193UC Excimer laser coupled to an Agilent 7700x quadrupole ICP-MS. The analytical procedure is detailed in Boutin et al.(2015). Five titanite grains (Fig. 5-8.a) were analyzed (24 analyses) and the data can be found in annex. Plotted in a Tera-Wasserburg diagram (Fig. 5-8.b), the data defines a Discordia with a lower intercept date of 97 ± 2.3 Ma (MSWD=3.9). If the Discordia is anchored to the common Pb value calculated following the model of Stacey and Kramers (1975) we end up with a lower intercept date of 99 ± 1.5 Ma equivalent within error. Therefore, we interpret this date of ca 97 Ma as the crystallization age of these titanite grains.

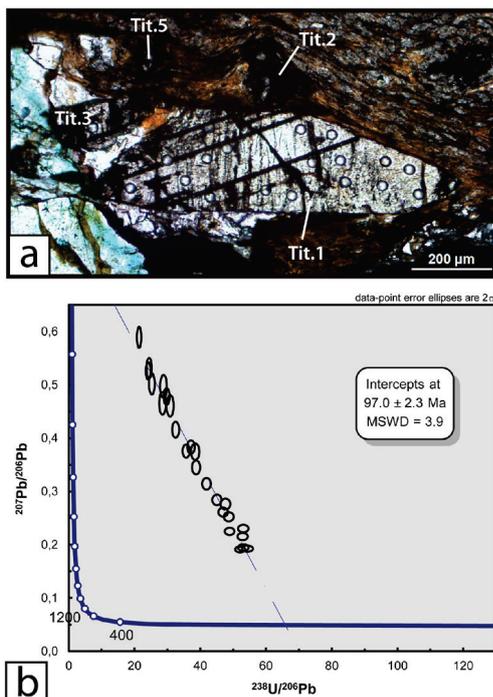


Figure 5-8 : Titanite grains used to date the magmatic sill (titanite grain 4 is out of the picture). b: LA-ICP-MS U-Pb results plotted in a Tera-Wasserburg diagram. Errors are listed at 1 sigma.

5.1.4. INTERPRETATION AND DISCUSSION

Thickness variations and lateral facies variations between the edges and the center of the basin allow us to suggest that the Boucheville basin was an independent basin or a sub-basin separated of Saint-Paul-de-Fenouillet basin by the shoal that was the Agly Massif during Cretaceous extension. Based on geological map, isotherms map and inferred cross-sections, we suggest that the current architecture of the basin corresponds to a large syncline having two reversed flanks with opposite verging. Choukroune (1970) described the "Synclinorium" structure of the Boucheville basin as a result of the study of foliations, schistositities and microstructures, with the idea that folds could be formed only in compressive context. However, our study shows that the isoclinal folds were formed during the Cretaceous extension.

A remarkable feature is the rapid variation in the structure of the Mesozoic marbles interpreted as boudinage. It can be related to a ductile stretching and frequent pinched structure. An asymmetry of the thickness of the calcschists is observed with a greater thickness of the whole sedimentary pile to the North (Fig. 5-9).

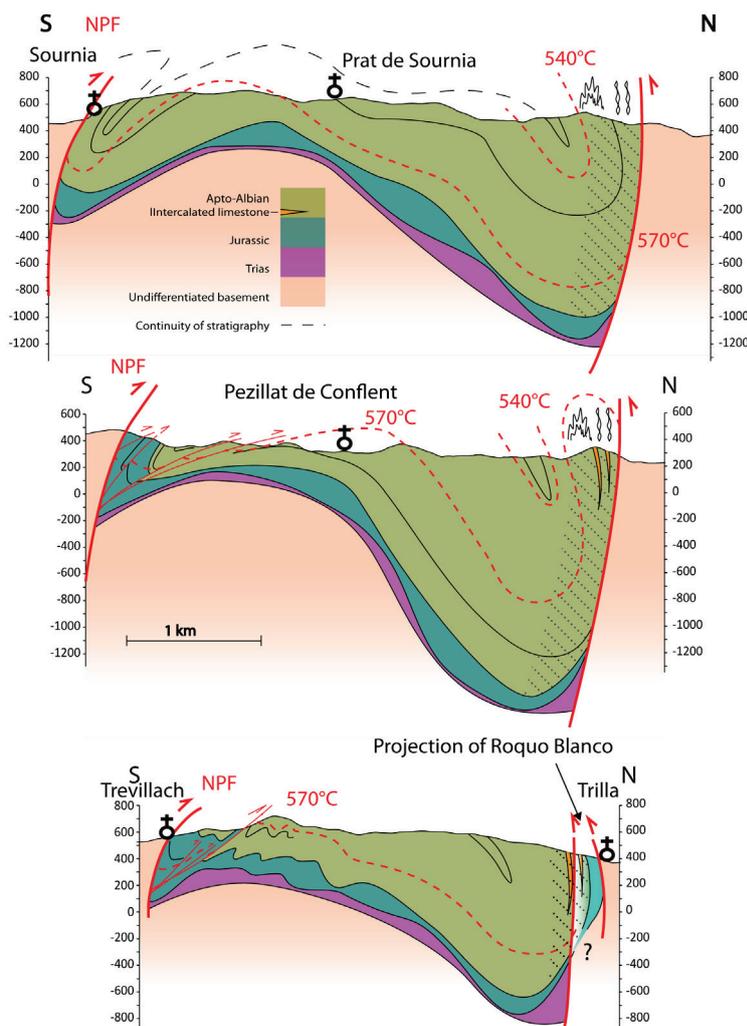


Figure 5-9 : Cross section A-A', B-B' and C-C' in the Boucheville basin with isotherms placed according to the temperature map shown in Figure 5-6. The black crosses symbolize the churches in the villages

Penetrative and ductile syn-metamorphic deformation is well developed in a 500m wide area on the northern edge of the basin (Fig. 5-9). In this area, the isoclinal folding and the formation of calcite and quartz-rich veins, which are the direct result of metamorphism (Boulvais, in press), are coeval. In addition we dated, at 97 Ma, a boudinaged sill which intrudes the calcschists. This sill emplacement is posterior to the deposition of the sediments but anterior and / or contemporary with both metamorphism and deformation (isoclinal folding and boudinage).

Based on the relation between deformation and metamorphism, we suggest that the thermal overprint of the whole basin is contemporaneous with the ductile deformation, and was probably produced by an extreme crustal thinning during the Albian-Cenomanian rifting (Vielzeuf & Kornprobst, 1984; Lagabrielle & Bodinier, 2008; Lagabrielle et al., 2010; Clerc & Lagabrielle, 2014; Vacherat et al., 2014; Tugend et al., 2014; Clerc et al., 2015).

On the southern edge of the basin the deformation is showing brittle features and it is more localized along the contact than the one observed on the northern edge of the basin. This deformation is documented by well-developed N20/N40 stretching lineation. If we consider the structures observed in the marbles (Fig. 5-5.c), we cannot exclude the Pyrenean shortening was responsible for the observed structural features with a complete erasing of previous extensional effects. In addition, the observed shearing indicates a compressional deformation with the bedding now in a reverse position, but may indicate also an extensional deformation if the bedding is restored as being in a normal position.

Deformations and sediment thickness are greater in the North, suggesting more subsidence in the North. A strong asymmetry for the Boucheville basin is clearly indicated by the asymmetry of the different structures (Fig. 5-9) as sediment thickness or intensity and type of deformations. Altogether, we may assume that the main limit, i.e. the area that recorded the highest extension in the Boucheville basin is located along the northern border zone of the basin.

The minimum temperature gradient (70°C/km) estimated for the Boucheville basin is similar to that proposed in other metamorphic Mesozoic basins along the NPZ (Vacherat et al., 2014; Clerc et al., 2015). According to our calculation the pressure was lower than 0.35 GPa. If we assume pressure between 0.3 and 0.2 GPa for the temperature peak and a sediment density varying within 2500 and 3000 kg/m³, we estimate the thickness of the sedimentary cover during the maximum peak of temperature (Albian-Cenomanian) to be between 6 and 10 km.

However, regional geological data (geological map of Rivesaltes and Saint-Paul-de-Fenouillet (in prep)) suggest that the sedimentary pile could not have reached such thickness; on the North of Salvezine (Fig. 5-1) Cenomanian deposits seal the Albian sedimentary pile which are not exceeding three kilometers in thickness (geological map of Saint-Paul-de-Fenouillet, in prep). Considering all this we estimate the thickness of the sedimentary pile during the Albian-Cenomanian metamorphism to be within 6 to 7 km. Therefore, stonger gradient is needed to explain our measured temperatures and a

relative thin sediment cover. Despite slight mappable temperature variations, correlated with the stratigraphy of the basin, we point a relative temperature homogeneity between 530°C and 580°C involving a low thermal gradient (see above). This makes the studied case comparable with the Salton Sea basin system where a high thermal gradient ($\approx 300^{\circ}\text{C}/\text{km}$) is found in the first kilometer of shale sediment, and an almost adiabatic thermal gradient prevailing in the underlying sandstone (Helgeson, 1968).

Mostly focused on the northern edge of the Boucheville basin, the history of its depositional environments may be outlined as follows.

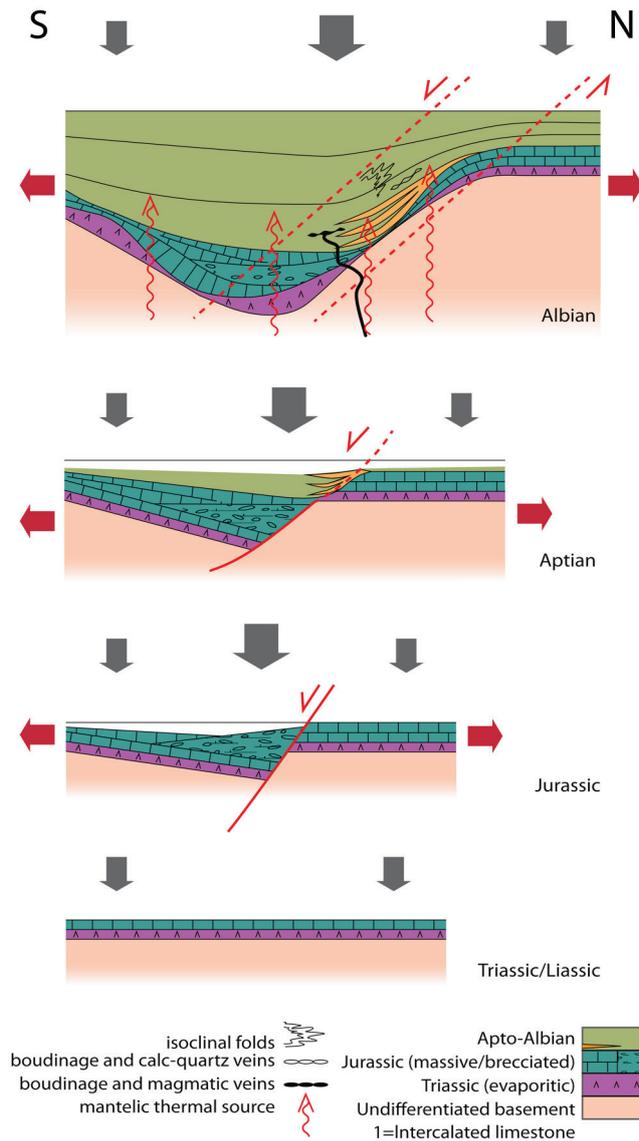


Figure 5-10 : Tectonic and sedimentological evolution model of the Boucheville basin, focusing on the northern edge of the basin.

After an evaporitic event in the beginning of the Triassic, carbonate platforms were deposited from the Liassic to the Berriasian (Fig. 5-10). The occurrence of slope breccia and slumps in the Mesozoic carbonates announce a change in the basin topography, probably related to the local exhumation of the basement, which is probably related to deformation and faults creation during rifting initiation (Fig. 5-10). From the Albian times, the basin deepens and sedimentation changes from carbonate platforms to storm

deposits followed by lower offshore marls (Fig. 5-10). The deposits are asymmetrical but slope deposits are no longer observed. During the increase in temperature, the deformation tends to be localized in the northern edge of the basin, suggesting the formation of a shear zone (roughly 500 m thick, Fig. 5-10). This shearing seems to be synchronous with the boudinage of the whole basal carbonate series. Altogether, this indicates that the tectonic setting evolves from cold and brittle to hot and ductile during the onset of Boucheville basin opening.

It is worth noting the observed thickness variations and the characteristic of the thermal regime during deformation suggest that a boudinage at a crustal scale controlled the shape of the basin. By unfolding its present geometry, we infer that the width of the Boucheville basin probably did not exceed ten kilometers at the end of the Albian. This model is coherent with the actual model which proposes that the Mesozoic extension caused an extreme lithospheric thinning with mantle exhumation (Lagabrielle & Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010; Clerc, 2012; Tugend, 2013; Clerc & Lagabrielle, 2014; Clerc et al., 2015; Tugend et al., 2015) and a rise of the mantle who produced the well-known HT/LP metamorphism. We stress the fact that the most significant limitation to the development of a more sophisticated model for the basin evolution is precluded by the lack of biomarkers or any other way of dating deposits. Metamorphism deeply transformed the series and it is therefore risky to compare this basin with the neighboring basins. The presence of a foliation parallel to the bedding complicates the reading of the stratigraphy in a very homogeneous sedimentary sequence such as that of the Boucheville basin calcschists.

5.1.5. CONCLUSION

Our study allowed us to propose a thermal-tectono-sedimentary evolution model that shows that:

- The Boucheville basin is a large asymmetric syncline uplifted in its middle part with reverse borders related to the Pyrenean compression. The basin was already asymmetrical when the sediments deposited.
- The Boucheville basin evolved in two phases: (i) initialization of the rifting in the Jurassic with creation of the topography, exhumation of the basement and setting up of the slope deposit; (ii) the basin subsidence and asymmetry increased during the Cretaceous, and we noticed that more significant boudinage and ductile deformation appear in the northern border.
- The sedimentary evolution, geometry and deformation in the Boucheville basin allow us to propose that the Northern border acted as a main extensional Albian shear zone.
- Raman measurements on organic matter were taken in cohesion with the stratigraphic columns and show that the isotherms are organized sub-parallel to the basin bedding. These measurements show homogeneous temperatures between 530°C and 580°C that are coherent with the metamorphic mineral assemblages observed in different parts of the basin.

- The occurrence of magmatic sills at 97 Ma implies the existence of partial melting of the crustal rocks below, related to the crustal thinning and mantle exhumation currently used to explain the HT/LP Pyrenean metamorphism.

Acknowledgment

We acknowledge Total for financial support (contract number: AD 13-521). We thank Sara Mullin for their editing of the English style, Y. Lagabrielle and S. Fourcade for their suggestions and comments on an early version of the manuscript. Finally, we are grateful to G. Mohn and A. Vacherat for their detailed review and constructive comments that helped us improve the manuscript. A special thanks to M. de St Blanquat for his editorial work

Bibliography

- Albarède, F. and Michard-Vitrac, A., 1978. Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*. 40, 3, 327-332.
- Beaumont, C., Muñoz, 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: Solid Earth* (1978–2012). 105, B4, 8121-8145.
- Berger, G., Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marchal, J., Vautrelle, C., 1993. Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090). Éd. BRGM, Orléans.
- Bernus Maury, C., 1984. Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. Thèse de doctorat,
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of metamorphic Geology*. 20, 9, 859-871.
- Boulvais, P., in press. Fluid generation in the Boucheville B 1 asin as a consequence of the North Pyrenean Metamorphism.
- Boutin, A., de Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., de Parseval, P., Rouleau, C., Robert, J. F., 2015. Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc-chlorite deposit *International Journal of Earth Sciences*.
- Brown, T. H. and Skinner, B. J., 1974. Theoretical prediction of equilibrium phase assemblages in multicomponent systems. *American Journal of Science*. 274, 9, 961-986.
- Bucher, K. and Frey, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks, 6th edn, complete revision of Winkler's textbook. Springer-Verlag, New York.
- Casteras, M., 1933. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales, Librairie Polytechnique, C. Béranger.
- Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A., 2015. The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. *Geophysical Journal International*. 200, 2, 1096-1107.
- Choukroune, P., 1970. Contribution a l'étude structurale de la zone métamorphique nord-pyréenne; tectonique et métamorphisme des formations secondaires de la forêt de Boucheville (P.-O.); feuille au 1/50 000 Saint-Paul-de-Fenouillet. *Structure in the metamorp.* 4, 49-63.
- Choukroune, P. and Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrenees; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyréenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société géologique de France*. 5, 689-700.
- Choukroune, P., 1989. The ECORS FPyrénean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*. 8, 1, 23-39.
- Clerc, C., 2012. Evolution du domaine nord-pyrénéen au Crétacé: amincissement crustal extrême et thermicité élevée: un analogue pour les marges passives. Thèse de doctorat, Paris 6

- Clerc, C. and 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.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J., Masini, E., St Blanquat, M. d., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the north Pyrenean paleo-passive margin. *Solid Earth Discussions*. 7, 1, 797-857.
- Collignon, M., Fournie, D., Gauthier, J., Lestang, J. d., 1968. Nouvelles données stratigraphiques et sédimentologiques sur le crétacé inférieur du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrenées-orientales, France). *New stratigraphic and sedimentologic data on the lower Cretaceous of the Saint-Paul-de*. 2, 2, 321-346.
- De Capitani, C. and Brown, T. H., 1987. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 51, 10, 2639-2652.
- De Capitani, C. and Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*. 95, 7, 1006-1016.
- Deramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M.-J., Specht, M., 1993. Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). *Geological Society, London, Special Publications*. 71, 1, 193-219.
- Golberg, J. and Leyreloup, A., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 104, 2, 194-207.
- Gong, Z., Langereis, C., Mullender, 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.
- Helgeson, H. C., 1968. Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system. *American Journal of Science*. 266, 3, 129-166.
- 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,
- Lacroix, A., 1895. *Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées*, Librairie polytechnique, Baudry et cie.
- Lagabrielle, Y. and Bodinier, J. L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*. 20, 1, 11-21.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*. 29, 4,
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffé, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova*. 22, 5, 354-360.
- Lahfid, A., Delchini, S., Brice, L., Hoareau, G., Bourrat, X. 2014. Evaluation du degré de maturité de la matière organique par spectroscopie Raman: extension du géothermomètre RSCM vers la gamme 100-200° C. 24^{ème} Réunion des Sciences de la Terre: RST 2014.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Sibuet, J. C., 1970. La faille nord-pyrénéenne; faille transformante liée à l'ouverture de Golfe de Gascogne. *The north Pyrenean fault, a transverse fault related to the mouth of the Gulf of Gascony*. 271, 22, 1941-1944.
- Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *International Journal of Earth Sciences*. 103, 6, 1569-1596.
- Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*. 10, 3-11.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1986. K-Ar study of cretaceous magmatism and metamorphism in the pyrenees: Age and length of rotation of the liberian Peninsula. *Tectonophysics*. 129, 1, 257-273.

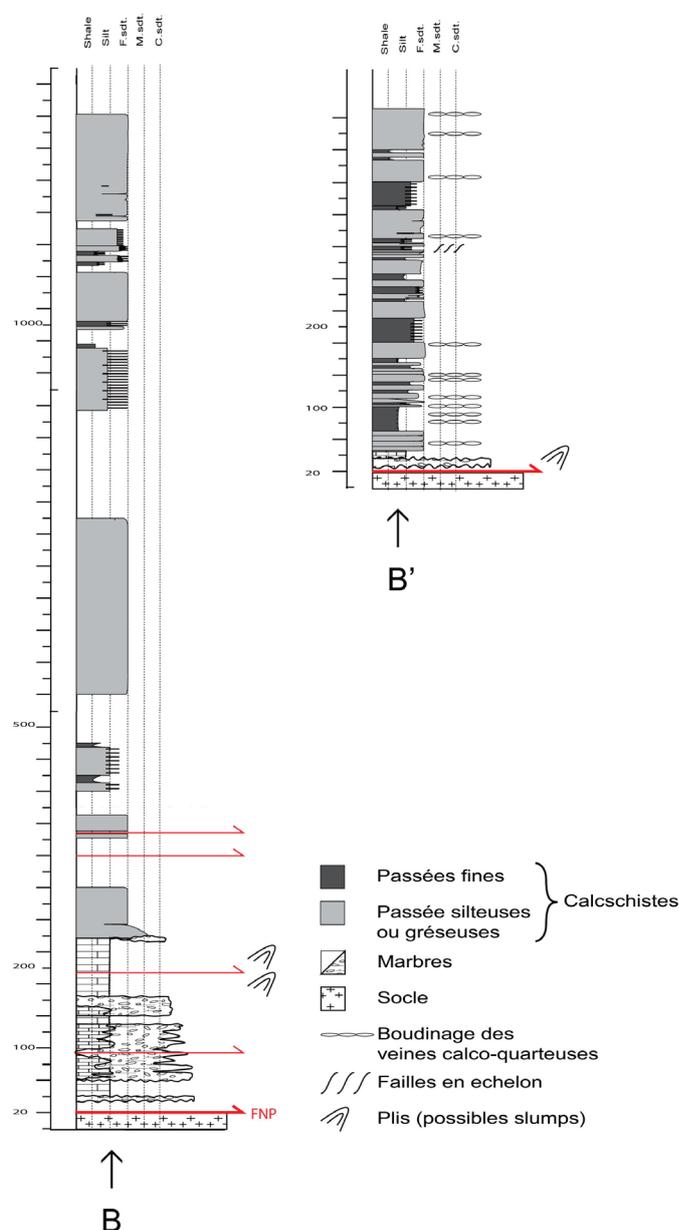
- Muñoz, J. A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *Thrust tectonics*, Springer: 235-246.
- Olivet, J., 1996. La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*. 20, 1, 131-195.
- Puigdefabregas, C. and Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*. 129, 1, 173-203.
- Ravier, J., 1959. Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées, Société géologique de France.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*. 359, 1, 117-129.
- Roure, F. and Choukroune, P., 1998. Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. *Mémoires de la Société géologique de France*. 173, 37-52.
- Sibuet, J. C., Srivastava, S. P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*. 109, B8,
- Stacey, J. t. and Kramers, J., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*. 26, 2, 207-221.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*. 17, 3, 395-406.
- Tugend, J., 2013. Role of hyperextension for the formation of rift systems and its implication for reactivation processes and orogen formation: the example of the Bay of Biscay and Pyrenees. Thèse de doctorat, Strasbourg
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N., Masini, E., Mohn, G., Thinon, I., 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*. 33, 7, 1239-1276.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N., 2015. Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*. 43, 1, 15-18.
- 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.
- Vergés, J. and García-Senz, J., 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean rift. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*. 186, 187-212.
- Verschure, R. H., Hebeda, E. H., Boelrijk, N. A. I. M., Priem, H. N. A., Ave Lallemand, H. G., 1969. K-Ar age of hornblende from a hornblendite vein in the Alpine-type ultramafic mass of the Etang de Lers (Ariege), French Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*. 42, 59-59.
- Vielzeuf, D. and Kornprobst, J., 1984. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*. 67, 1, 87-96.
- Wiederkehr, M., Sudo, M., Bousquet, R., Berger, A., Schmid, S. M., 2009. Alpine orogenic evolution from subduction to collisional thermal overprint: The $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ age constraints from the Valaisan Ocean, central Alps. *Tectonics*. 28, 6,
- Wiederkehr, M., Bousquet, R., Ziemann, M. A., Berger, A., Schmid, S. M., 2011. 3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). *International Journal of Earth Sciences*. 100, 5, 1029-1063.
- Wopenka, B. and Pasteris, J. D., 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. *The American Mineralogist*. 78, 5-6, 533-557.

5.2.COMPLÉMENT

Pour compléter ce chapitre voici quelques données et résultats supplémentaires qui n'ont pu être intégrés à l'article faute de place.

5.2.1. STRATIGRAPHIE

Les colonnes stratigraphiques levées le long de la coupe B-B' (Fig. 5-11) présentent, comme pour celles de la coupe A-A', les variations d'épaisseur du bassin de Boucheville. Sur ces colonnes des alternances de bancs carbonatés et silteux sont visibles au nord comme pour la coupe A-A'. La limite Sud de cette coupe présente une forte épaisseur de marbres, très souvent bréchiques.



À cet endroit du bassin il n'est pas possible de déterminer si ces brèches sont sédimentaires et si les plis qu'on peut y observer sont des slumps. Toutefois des slumps et des brèches sédimentaires sont observables ailleurs que dans la partie Est du bassin, proche de Belest. En effet sur la route de Vira, au Nord-Ouest du vivier, le long de la bordure Nord du bassin, affleurent des niveaux présentant des brèches à clastes arrondis et à matrice portée ainsi que des slumps (Fig. 5-12).

Figure 5-11 : Colonnes stratigraphiques de la coupe B-B' (Fig. 5-2), du sud vers le nord.

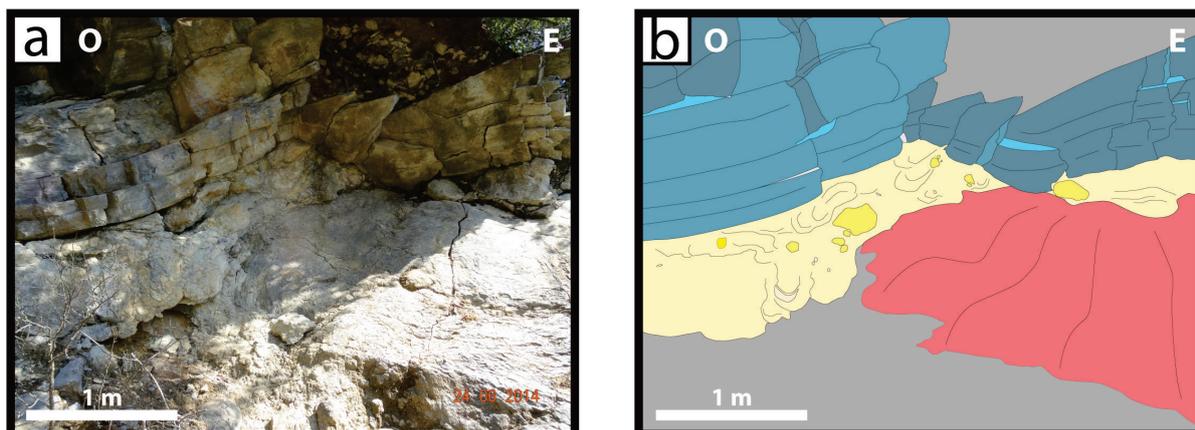


Figure 5-12 : Photo et schéma des brèches sédimentaires et slumps dans les marbres proches de la limite Nord du bassin, route de Vira. En bleu les bancs massifs de marbre, en jaune les brèches sédimentaires et slumps, en rouge la surface d'érosion et en gris les éboulis.

Les bancs de marbres massifs, le long du contact sur la route de Vira (Fig. 5-12, en bleu), présentent une épaisseur variable qui épouse la forme du slump sous-jacent, ce qui confirme la nature sédimentaire de ces brèches et l'existence de slump et non de plis postérieurs à la sédimentation.

Il faut noter également la présence de brèches sédimentaires et de slumps observables dans les marbres au Nord-Est de Trevillach (Fig. 5-13).

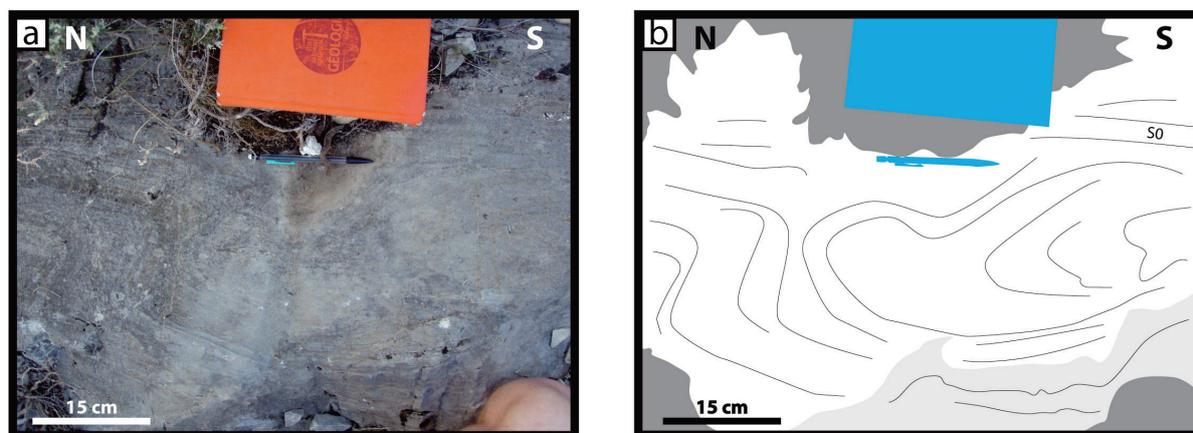


Figure 5-13 : Photo et schéma d'un slump visible dans les marbres au Nord-Est de Trevillach.

5.2.2. STRUCTURE ET DÉFORMATIONS

Le long de la coupe B-B' sont également visibles des accidents tectoniques qui forment l'écaillage du bassin au sud.

Ces failles sont généralement inverses, mais le long de la route qui mène à Pézilla-de-Conflent nous avons pu observer également des failles NE-SO décrochantes (Fig. 5-14) similaires à celles décrites dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet (Partie 4.1) dues à la compression.

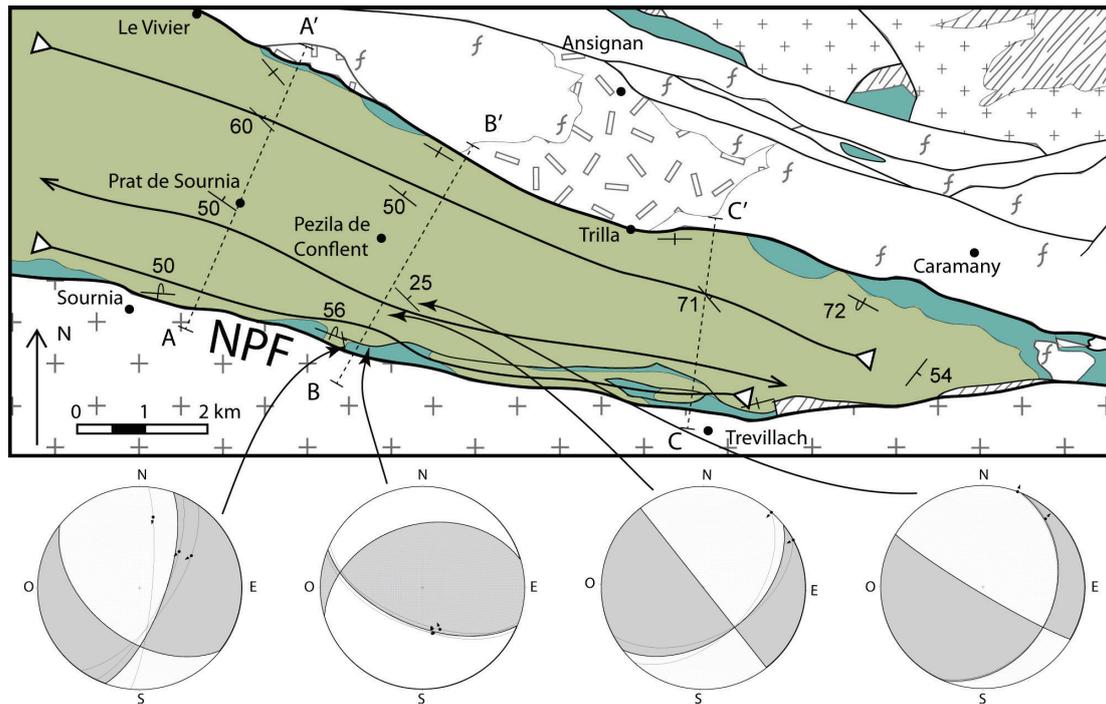


Figure 5-14 : Stéréogrammes des failles observées le long de la coupe B-B'.

Nous avons pu observer également le long de la Faille Nord Pyrénéenne, qui est principalement inverse à vergence sud, une composante décrochante. En effet au Nord-Est de Trevillach, le long de la route qui mène à Trilla, le contact avec le granite de Millas présente des stries E-O qui indiquent un mouvement senestre de la FNP (Fig. 5-15). Ce mouvement ne semble pas hérité de l'extension mais bien découler de la compression éocène.

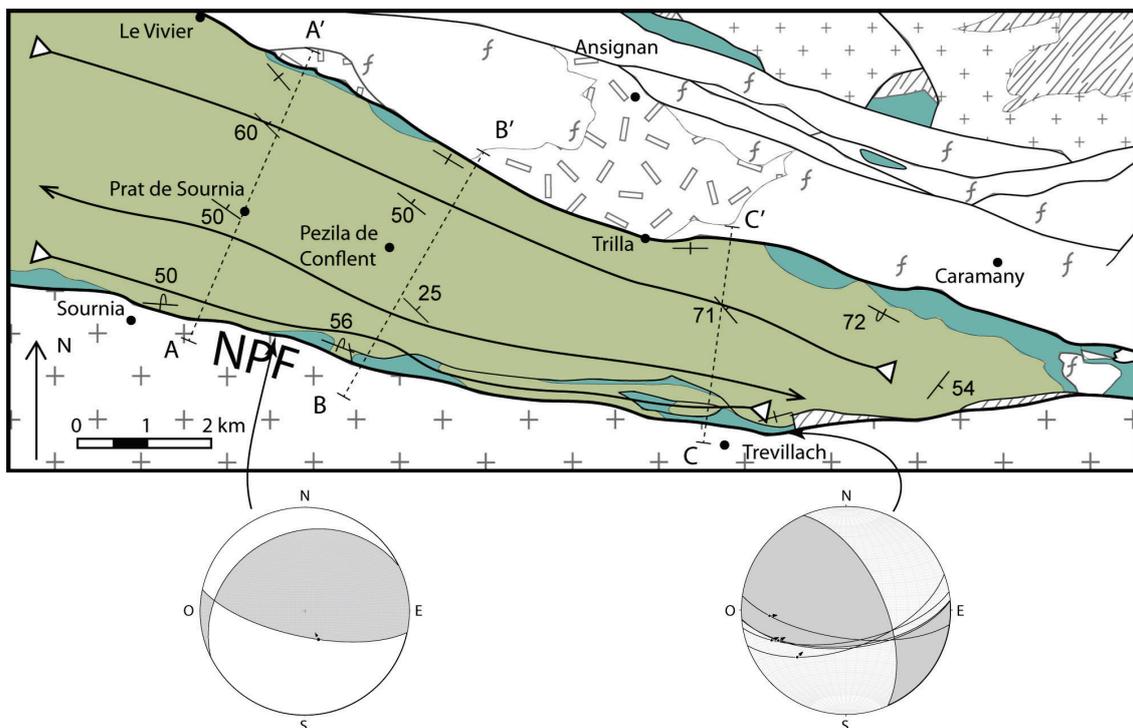
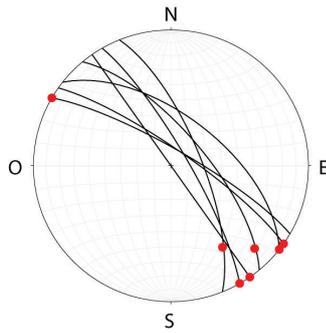


Figure 5-15 : Stéréogrammes de la FNP à l'Est de Sournia et au Nord de Trevillach. Ce dernier montre un mouvement décrochant senestre de la FNP.



Les plis isoclinaux, décrits dans l'article, visibles dans les calcschistes proches de la bordure Nord du bassin de Boucheville, présentent des plans de charnière subparallèles à la stratification et dont les axes sont subhorizontaux (Fig. 5-16).

Figure 5-16 : Stéréogramme des plans de charnières (en noir) et d'azimuts des axes (en rouge) des plis isoclinaux décrits dans la partie nord du bassin de Boucheville.

D'autres plis isoclinaux, proches de la bordure sud (Fig. 5-17), sont observables dans les marbres au Nord-Est de Trevillach au contact immédiat avec les brèches sédimentaires et les slumps décrits plus haut.

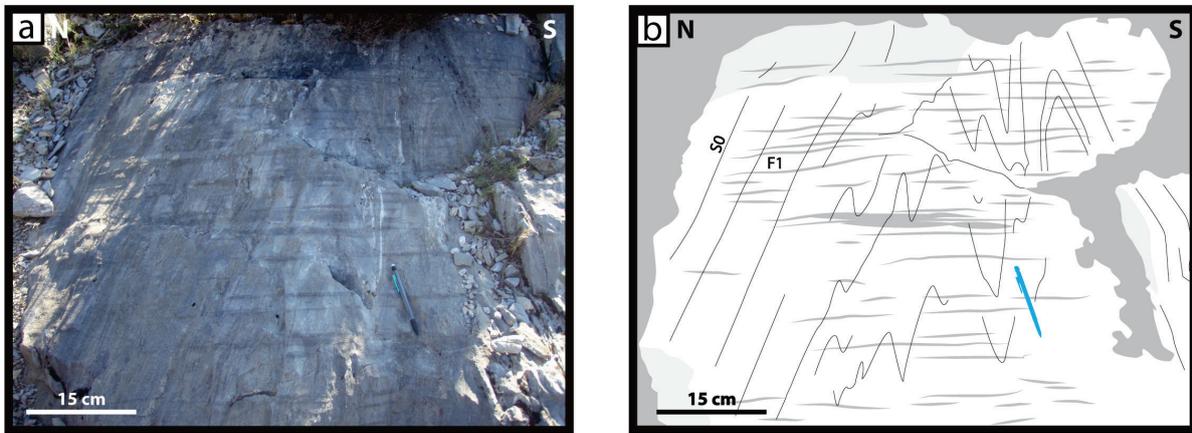
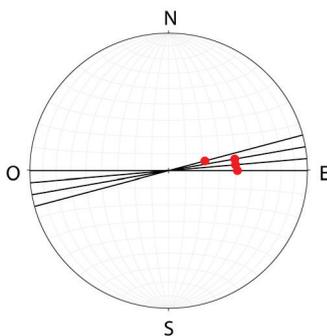


Figure 5-17 : Photo et schéma de plis isoclinaux visibles dans les marbres au Nord-Est de Trevillach.



Ces plis sont également parallèles à la stratification et leurs charnières ont un axe qui présente un plongement vers l'Est (Fig. 5-18).

Figure 5-18 : Stéréogramme des plans de charnières (en noir) et d'azimuts des axes (en rouge) des plis isoclinaux décrits au Nord-Est de Trevillach.

Le contact normal entre la couverture sédimentaire et le socle s'observe à l'est de Belesta le long du chemin qui mène à la colline de la Caune. Contrairement aux autres bordures du bassin, le socle en contact avec la couverture est constitué de schistes, décrits comme ordovicien sur la carte géologique Rivesaltes (Berger et al., 1993). Ce contact est très déformé, à l'interface entre les schistes et les marbres il est presque mylonitisé (Fig. 5-19). Il est à noter que la déformation ne s'exprime pas sous la forme d'une faille comme sur les autres bordures du bassin.

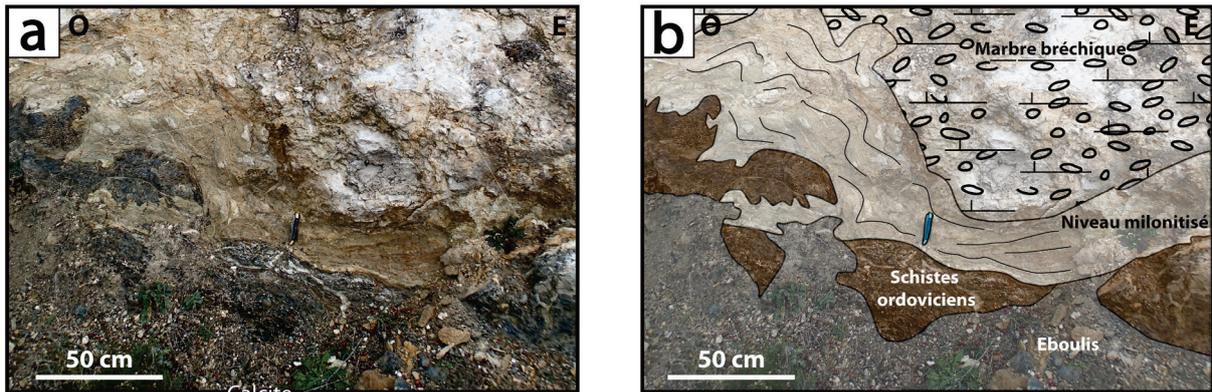


Figure 5-19 : Photo et schéma du contact très déformé entre les schistes ordoviens du massif de l'Agly et les marbres bréchiques de la couverture sédimentaire du bassin de Boucheville.

5.2.3. MÉTAMORPHISME

La rare occurrence en minéraux métamorphiques dans les calcschistes, ainsi que l'importance des déformations (brèches, slumps, laminations) dans les marbres n'ont pas permis la mesure d'un grand nombre de linéations d'étirement des minéraux.

Au sud du bassin, sur la coupe B-B', à l'interface entre les calcschistes et les marbres (Fig. 12), deux niveaux parallèles à la stratification et contenant des scapolites sont observés. Dans le premier niveau, une linéation moyenne d'étirement ayant un pitch de 42° vers l'Ouest sur un plan de stratification N 120° , 45° S, a été mesurée. Dans le second niveau (plus au sud d'environ dix mètres le long de la route qui mène à Pézilla-de-Conflent) une linéation moyenne d'étirement de direction N 140° et de plongement 58° vers le S-E a été mesurée. Étant donné que le métamorphisme est contemporain des dépôts, il est possible d'estimer, en première approche, la direction de la linéation en restaurant le plan de stratification à l'horizontal. Les linéations restaurées présentent des directions respectives N 155° et N 33° .

Nous avons décrit dans l'article des veines calco-quartzeuses issues du métamorphisme (Boulvais, in press). Ces veines s'observent principalement le long des bordures du bassin. Près de la bordure Nord ces veines présentent des directions de plan relativement homogènes qui s'organisent de façon subparallèle à la stratification (Fig. 5-20. a). Sur la bordure Sud la répartition des veines semble moins contrainte par la stratification. Entre Sournia et Trevillach, les plans des veines calco-quartzeuses semblent s'organiser autour d'un axe d'azimut N 210° environ et qui plonge d'environ 35° vers le S-O (Fig. 5-20. b).

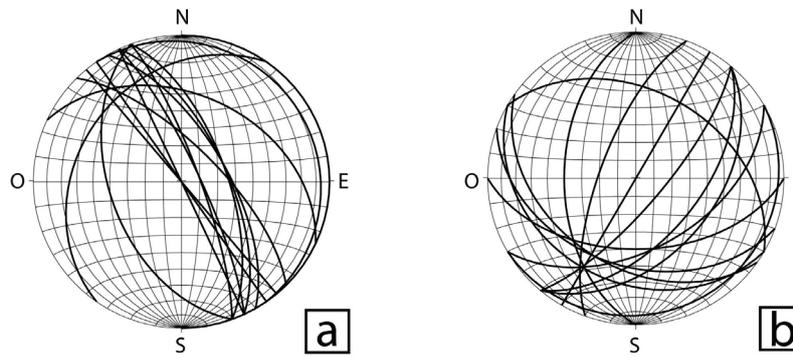


Figure 5-20 : Stéréogrammes des plans des veines calco-quartzeuses. a : veines situées le long de la bordure Nord du bassin, b : veines situées le long de la bordure Sud du bassin.

Enfin nous avons analysé par microsonde cinq lames minces contenant des minéraux du métamorphisme. Ces échantillons ont été prélevés des marbres (Bo1362, Bo1363 et Stm1) et dans des veines (Bo14243 et Bo14246). La localisation de ces échantillons et les résultats détaillés des analyses sont en annexe. Ces analyses ont servi à contraindre les conditions P/T enregistrées dans le bassin lors du métamorphisme d'âge créacé (Chelalou et al., in prep), elles ont également permis de décrire une minéralogie particulière et une histoire du métamorphisme.

En effet dans l'échantillon Stm1 la cartographie des éléments par microsonde (Fig. 5-21) révèle des feldspaths potassiques, plagioclases, des diopsides et des phlogopites. Sachant que cet échantillon provient des marbres au nord de Trevillach, où nous avons observé des clastes de feldspath potassique détritiques dans des slumps, nous pouvons faire l'hypothèse de l'histoire du métamorphisme suivante : le protolithe est constitué de carbonate, probablement dolomitique étant donné les échanges en magnésium dans la suite des réactions. Le métamorphisme va tout d'abord produire des phlogopites et du diopside (Dp1) puis des plagioclases et probablement une seconde génération de diopside (Dp2). En effet nous observons autour de la biotite une couronne de diopside dont la teneur en magnésium est différente du diopside le plus important (Fig. 5-21).

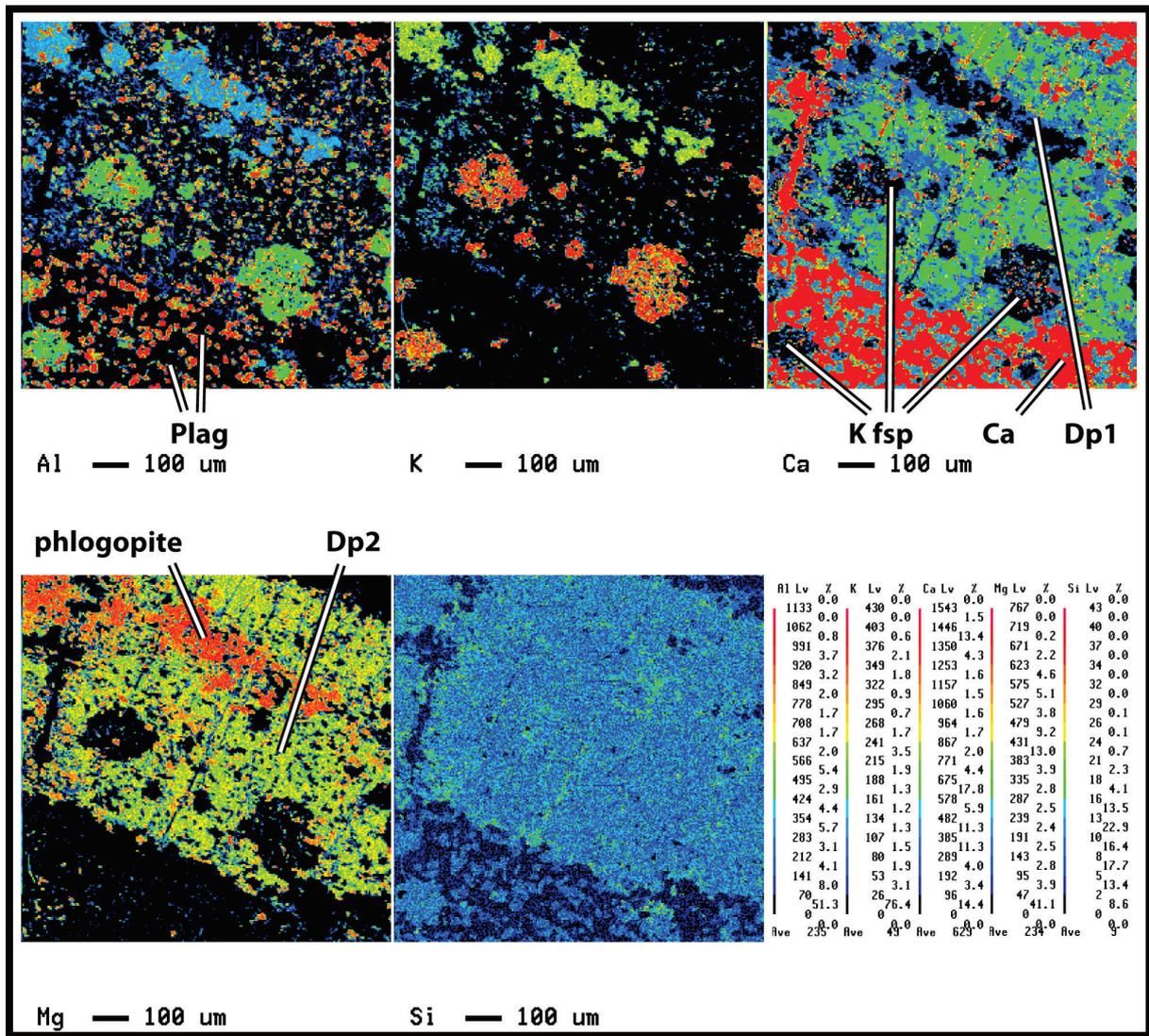


Figure 5-21 : Cartographie des éléments par Microsonde sur l'échantillon Stm1.

5.2.4. DISCUSSION

Un mouvement décrochant senestre sur la FNP au Nord de Trevillach a été mesuré alors que cette faille se comporte normalement comme une faille inverse à vergence sud. L'hypothèse la plus simple prend en compte le fait que la FNP à une direction ONO-ESE et change légèrement de direction aux alentours de Trevillach pour prendre une direction E-O. La compression de direction NNE-SSO (perpendiculaire à la FNP) induit donc un mouvement décrochant senestre le long de la faille aux alentours de Trevillach. Les veines calco-quartzeuses observées le long de la bordure sud du bassin semblent s'organiser autour d'un axe qui est situé dans le plan de stratification et parallèle à la direction de la déformation (que ce soit la déformation extensive crétacée ou compressive éocène) (Fig. 5-20. b). Ces veines se sont formées pendant la phase de métamorphose crétacée (Boulvais, in press), cette organisation cylindrique pourrait être interprétée comme l'indice d'une déformation dans le plan de la stratification et

perpendiculaire à la déformation principale (NE-SO). En effet selon Choukroune et al. (1983) la rotation rigide des fentes de tension pendant la déformation non coaxiale entraîne une dispersion asymétrique des pôles de plans de ces fentes. Donc la répartition cylindrique des plans des veines pourrait être l'indice d'une déformation cisailante, parallèle à la stratification et perpendiculaire à l'axe d'intersection des plans de ces veines. Malheureusement il n'a pas été possible ici de déterminer le sens de ce cisaillement.

Les slumps et brèches sédimentaires observés au Nord-Est de Trevillach dans les marbres jurassiques à urgoniens indifférenciés (Fig. 5-13) ne sont pas affectés par la déformation à l'origine des plis isoclinaux voisins (Fig. 5-17), cette déformation est donc antérieure ou synchrone à la mise en place des brèches et des slumps. Deux hypothèses peuvent être avancées : (i) ces plis isoclinaux étaient à l'origine des slumps qui ont été compactés lors de la mise en place des séries sus-jacentes bréchiques. (ii) la déformation est synchrone de la mise en place des slumps et des brèches, elle est due à un mouvement cisailant dans un milieu à peine induré sous les séries sus-jacentes bréchiques. Elle est liée à la mise en place de pentes lors de l'initiation du rifting avant l'extension albienne.

Les linéations de direction $N0^\circ$, mesurées dans le bassin, sont synchrones du métamorphisme et donc de l'extension crétacée. Elles peuvent être mises en relation avec les linéations de direction $N0^\circ$ à $N40^\circ$ décrites par Clerc et al. (2015) dans le bassin du Bas-Agry. Cette linéation pourrait également être mise en relation avec celle observée dans le massif de l'Agly. En effet dans les gneiss du massif et dans les granites de St Arnac et d'Ansignant voisins, une linéation $N20^\circ$ à $N40^\circ$, est très bien documentée (Bouhalier, 1990 ; Olivier et al., 2008). Cette linéation pourrait être liée à l'extension albienne et serait un indice fort de l'empreinte du métamorphisme albo-cénomancien sur le socle paléo-protérozoïque de la zone.

Enfin, au seul endroit où un contact non faillé est observé entre le bassin et le socle, ce dernier est constitué de schistes (et non de gneiss, de charnockite ou de granite), probablement datés de l'Ordovicien, du Dévonien ou du Silurien. Nous pouvons en déduire : (i) que le socle du bassin correspond à la partie supérieure du massif de l'Agly. (ii) que la mise en contact entre les sédiments mésozoïques du bassin et le socle (gneissique ou granitique) est due à l'extension d'âge crétacée et à l'hyper amincissement. Cette mise en contact a pu également faire suite à la compression pyrénéenne et au chevauchement qu'elle a provoqué. Sur cet affleurement (Fig. 5-19), à l'interface entre les schistes et les marbres, une zone très déformée, presque mylonitisée est observée. Elle pourrait être due au laminage important dans les séries mésozoïques inférieures (Trias, Lias) consécutif de l'extension albienne. L'importance de cette déformation pourrait alors être due : (i) à une intensité locale de la déformation non observée dans le bassin du Bas-Agry par exemple, ou (ii) : à une absence de sédiments du Trias qui n'ont pas pu jouer le rôle de niveau de décollement.

5.3.CONCLUSION

Dans le bassin de Boucheville nous avons pu montrer au travers des données présentées dans l'article ainsi que des données supplémentaires que :

- Le bassin de Boucheville est un grand synclinal asymétrique bombé en son centre, limité par des failles subverticales ou inverses, liées à la compression pyrénéenne.
- Le bassin de Boucheville a évolué en deux phases : (i) l'initiation du rifting au Jurassique avec la création d'une topographie, l'exhumation du socle et la mise en place de dépôt de pente ; (ii) l'augmentation de la subsidence et de l'asymétrie du bassin au cours du Crétacé. En parallèle se met en place un boudinage et une déformation ductile principalement localisée le long de la bordure Nord.
- L'évolution sédimentaire, la géométrie et la déformation dans le bassin de Boucheville nous permettent de proposer un modèle tectono-sédimentaire pour lequel la bordure Nord est la limite principale du bassin et agit comme une zone extensive lors de l'extension albienne.
- Des analyses Raman sur matière carbonée ont été faites en cohérence avec les colonnes stratigraphiques et montrent que les isothermes sont organisées de manière subparallèle à la stratification du bassin. Ces mesures montrent que les températures sont homogènes entre 530°C et 580°C, ce qui est cohérent avec les assemblages de minéraux du métamorphisme observés dans différentes parties du bassin.
- La présence d'une veine magmatiques daté à 97 Ma implique l'existence d'une fusion partielle des roches de la croûte sous-jacente. Cette fusion pourrait être liée à l'amincissement de la croûte et à l'exhumation du manteau qui est le mécanisme actuellement proposé pour expliquer le métamorphisme HT / BP pyrénéen.
- La compression pyrénéenne a mis en contact le bassin mésozoïque et le socle protérozoïque, elle est également à l'origine des failles NE-SO décrochantes et de l'écaillage au sud du bassin.

Les résultats présentés dans les parties 4 et 5 vont nous permettre de proposer dans le chapitre 6 un modèle tectono-sédimentaire de mise en place de la région comprenant le bassin de Boucheville, du Bas-Agly, de Saint-Paul-de-Fenouillet, de Fosse et le massif de l'Agly. Ce modèle structural pourra être appliqué à d'autres marges passives ayant enregistré un amincissement extrême et un métamorphisme de haute température et basse pression.

**PARTIE 6. LES SÉRIES
SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DANS LE
MASSIF DE L'AGLY**

6.1. INTRODUCTION

Le massif de l'Agly n'est pas un ensemble homogène, tout particulièrement dans sa partie Est entre Saint-Paul-de-Fenouillet et Caramany où il est traversé de nombreuses failles. Le long de ces failles des ensembles carbonatés, souvent bréchiques et verticalisés (Fig. 6-1) peuvent être observés, ils attestent de l'existence d'une couverture sédimentaire mésozoïque dans le massif de l'Agly. Les questions qui se posent sont de savoir si cette couverture a été décollée, quelles relations structurales ces ensembles carbonatés entretiennent avec le socle et quel rôle ont joué les failles qui les bordent.

Nous nous sommes attachés à décrire trois de ces ensembles, la Serre de Verges (Fig. 6-1. 2), la Serre de Cors (Fig. 6-1. 3) et les carbonates présents près du barrage de l'Agly (Fig. 6-1. 1). Les carbonates du lac de Caramany (Fig. 6-1. 5) ont fait l'objet d'une étude par Boucard (2015) dans le cadre de son stage de recherche de Master 2 : « Étude des brèches méso-cénozoïques du Nord-Est des Pyrénées (Latour-de-France), origines et implications sur l'évolution géologique des Pyrénées ».

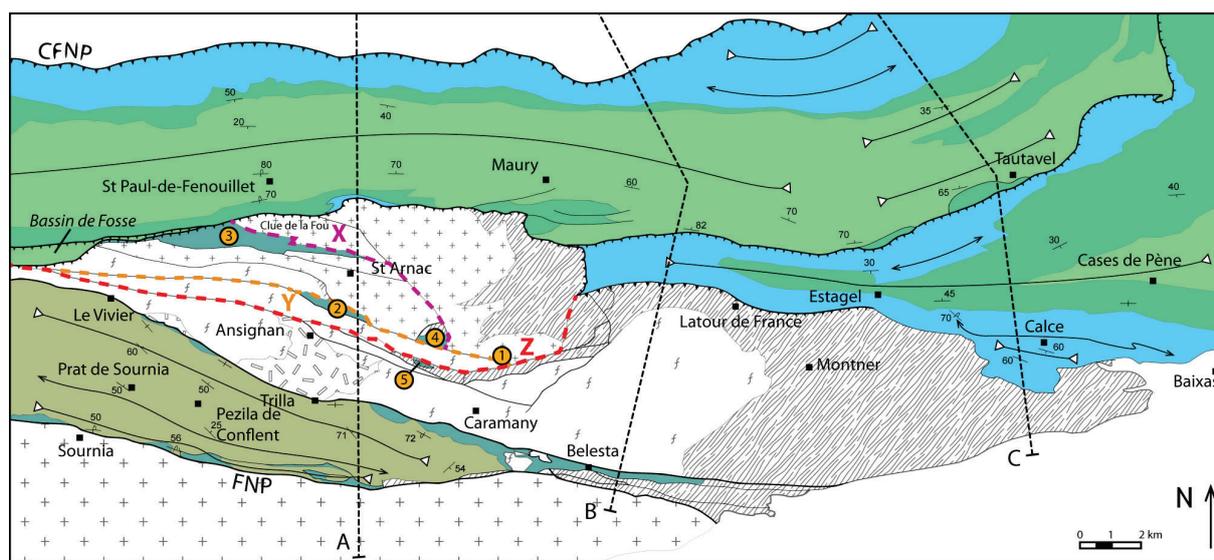


Figure 6-1 : Carte géologique de la zone d'étude. En orange la localisation des ensembles carbonatés mésozoïques : 1 les carbonates du barrage de l'Agly, 2 la Serre de Verges, 3 la Serre de Cors, 4 le Roc de Lansac et 5 les carbonates du lac de Caramany. En pointillé les coupes sérieuses de la zone.

Avant tout, il faut distinguer les carbonates mésozoïques qui nous intéressent, des « cipolins ». La terminologie « cipolin » (de l'italien cipola : oignon) désigne de manière générale des marbres assez déformés voire mylonitisés où apparaissent des formes foliées concentriques. Ce terme est utilisé dans la carte géologique de Rivesaltes (Fonteilles et al., 1993) pour désigner les marbres très métamorphisés, intercalés dans les gneiss migmatitiques. La foliation changeante et la variabilité de la structure des gneiss et des migmatiques rendent difficile l'interprétation stratigraphique de ces marbres. Néanmoins l'absence de failles à l'interface entre ces marbres et l'encaissant a conduit à les interpréter comme synchrones des gneiss (Fonteilles & Guitard, 1986). Ils

LES SÉRIES SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DANS LE MASSIF DE L'AGLY

ont fait l'objet d'une étude par Mathieu Barthas lors de son stage de Master 2 en 2013 à Rennes/Kiel intitulé *Évolution Métamorphique et Structurale Du Massif de l'Agly*. Nous ne nous intéresserons par la suite qu'aux ensembles carbonatés d'âge mésozoïque.

6.2. LES CARBONATES DU BARRAGE DE L'AGLY

Ces carbonates, documentés comme des eBr (Berger et al., 1993), sont visibles le long de la route qui mène de Caramany à Latour-de-France, à proximité du barrage sur l'Agly (Fig. 6-1. 1). Ils sont de couleur blanche à jaune, de structure bréchique, à texture cristallisée, saccharoïde et très cargneulisés (Fig. 6-2). La matrice est dolomitique. Ces carbonates sont semblables à ceux que nous avons décrits à la base de la couverture sédimentaire du bassin de Boucheville et interprétés comme triasiques à liasiques inférieurs. Ces cargneules pourraient être la conséquence du métamorphisme mésozoïque dans les séries évaporitiques triasiques.

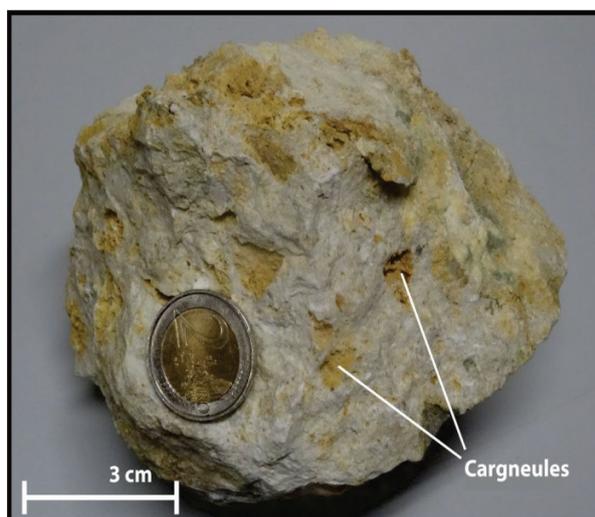


Figure 6-2 Carbonates cargneulisés et à structure saccharoïde du barrage de l'Agly

6.3. LES BRÈCHES DE LA SERRE DE VERGES

La Serre de Verges est un ensemble carbonaté daté du Jurassique au Berriasien associé à une série bréchique décrite comme des eBr (Fontailles et al., 1993). Elle forme dans le paysage une crête rocheuse d'environ 2500 m de long, 300 m de large et d'orientation ONO-ESE, intercalée entre le gneiss de Caramany au sud et le granite de Saint-Arnac au nord (Fig. 6-1. 2). Elle est limitée au nord et au sud par deux failles ; au niveau du contact nord, le granite de Saint-Arnac présente des traces d'altération de type serpentinitisation sur une épaisseur d'environ 25 m. des linéations d'étirement présentées sur la figure (Fig. 6-3) ont été relevées le long de ce contact. Ces linéations d'étirement de direction N35 à N60 sont associées à la déformation extensive synchrone du métamorphisme mésozoïque et probablement liées aux autres linéations N20 à N40 observées dans le massif (Bouhalier, 1990 ; Olivier et al., 2008).

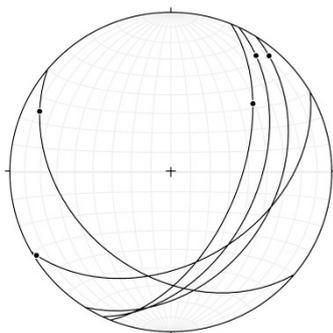


Figure 6-3 : Steréogramme des plans et linéations d'étirement dans les granites altérés le long du contact nord de la Serre de Verges.

Comme pour les brèches dites eBr de Baixas ou de la carrière de Roc Pointu (cf. Partie 4.2 sur le bassin du Bas-Agly), les brèches de la Serre de Verges sont polygéniques, remaniant parfois des clastes de brèches antérieures. Elles présentent des clastes millimétriques à métriques, une matrice rouge à beige et il est possible d'y observer un granoclassement. Comme pour les eBr du bassin du Bas-Agly la matrice est recristallisée indiquant que le dépôt sédimentaire est antérieur au métamorphisme albo-cénomarien. L'ensemble a subi une phase de déformation fragile postérieure. Des joints stylolitiques sont en effet visibles à l'interface entre certains clastes ainsi que des bandes de cisaillement qui traversent l'ensemble de la série. Au sein de ces bandes de cisaillement, une modification de la structure interne de la brèche initiale est observable : réduction de la taille des clastes, orientation préférentielle et déformation (structures amygdalaires), présence de stries et d'écaillés (Fig. 6-4. a). Cette déformation est décrochante senestre se fait parallèlement aux bordures actuelles de la Serre de Verges (Fig. 6-4. b).

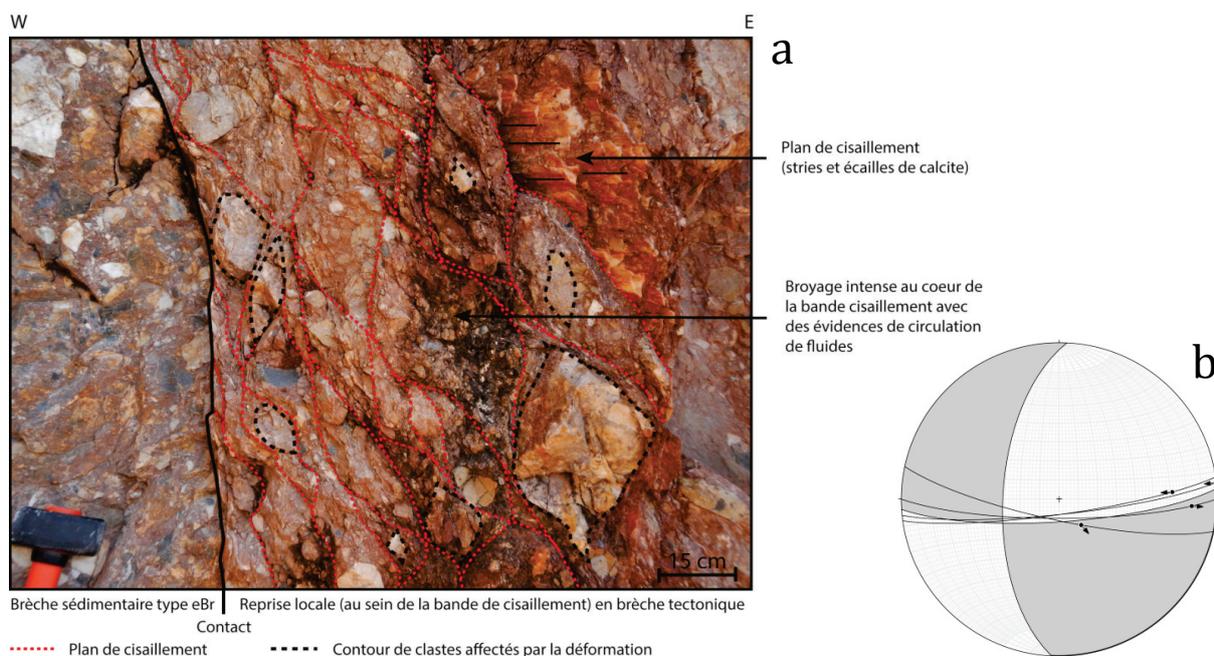


Figure 6-4 : a : Photographie illustrée (Boucard, 2015). b : stéréogramme de la déformation fragile tardive dans les brèches de la Serre de Verges

6.4. LES CARBONATES DE LA SERRE DE CORS

La Serre de Cors est un ensemble carbonaté daté du Lias (Fonteilles et al., 1993), elle forme dans le paysage une crête rocheuse verticale d'environ 6000 m de long, 800 m dans sa partie la plus large et d'orientation E-O (Fig. 6-1. 4). Les séries sont verticalisées au contact avec le granite de Saint-Arnac au sud et chevauchent le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet au nord. Au niveau du contact sud, le granite de Saint-Arnac présente des traces de serpentinitisation. La Serre de Cors forme un synclinal composé de calcaires roux typiquement liasiques sur les bordures et de calcaires caractéristiques urgoniens en son cœur. Un niveau bréchique difficile à replacer stratigraphiquement a également été observé. Cette brèche est monogénique, à phase de liaison jaune non recristallisée et clastes noirs (Fig. 6-5). Les clastes sont souvent jointifs et anguleux et probablement d'origine jurassique.

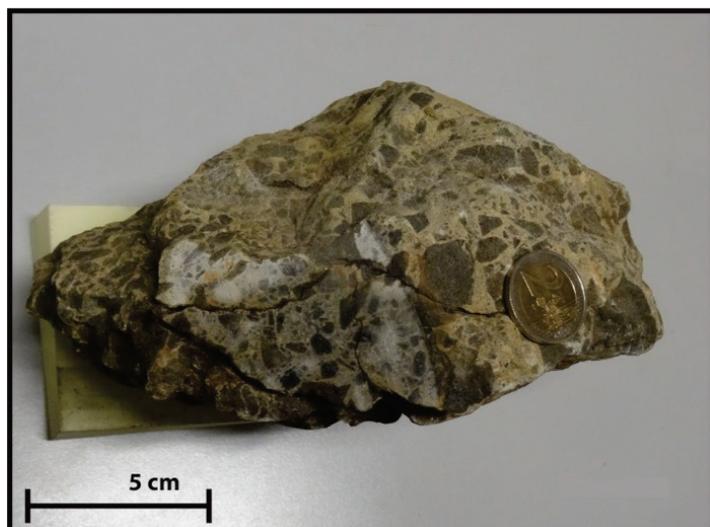


Figure 6-5 : Brèche de la Serre de Cors

On note également la présence de deux ensembles carbonatés décrits comme des eBr, le Roc de Lansac (Fig. 6-1. 4) et les carbonates du lac de Caramany (Fig. 6-1. 5). Ces derniers sont constitués d'un ensemble verticalisé de brèches sédimentaires successives ou chaque série remanie la précédente. Ces brèches sont recristallisées ce qui donne à cet ensemble un caractère antérieur au métamorphisme mésozoïque.

6.5. DISCUSSION

Ces ensembles se localisent le long de failles dans la partie est du massif de l'Agly. Pour plus de commodité, nous nommerons ces failles par des lettres sans que cela implique une quelconque chronologie ou une quelconque importance relative de ces failles. La faille Z commence à l'est sur la terminaison du bassin du Bas-Agly et disparaît à l'ouest sous les séries mésozoïques du bassin de Fosse (Fig. 6-1). Le long de cette faille se localisent les carbonates du lac de Caramany (Fig. 6-1. 5). Le Roc de Lansac (Fig. 6-1. 4) les brèches du barrage (Fig. 6-1. 1) et la Serre de Verges (Fig. 6-1. 2) se situent sur une

LES SÉRIES SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES DANS LE MASSIF DE L'AGLY

faille Y, parallèle à la faille Z, et qui s'y branche au niveau des brèches du barrage (Fig. 6-1). La Serre de Cors (Fig. 6-1. 3) se situe sur la faille X, d'orientation NO-SE, qui se branche sur la faille Y au niveau du Roc de Lansac (Fig. 6-1). Des niveaux mylonitisés dans les granites de Lansac ont été observés le long de la faille X, elle est donc antérieure à la compression pyrénéenne.

Les carbonates visibles à proximité du barrage de l'Agly sont associés à une faille mais se trouvent visiblement en place sur le socle et attestent donc de l'existence d'une couverture sédimentaire autochtone sur le massif de l'Agly. Leur structure saccharoïde et cargneulisée suggère qu'il s'agit de Trias (gypse ou marne) métamorphisé. Cependant, aucune analyse (datation, thermométrie ou analyse de la minéralogie) n'a confirmé ou infirmé cette hypothèse.

Les brèches de la Serre de Verges sont clairement sédimentaires, elles correspondent à des brèches de pente qui pourraient être associées à l'une des failles qui les bordent actuellement (cependant aucune direction d'écoulement n'a été décrite qui nous permettrait de privilégier une faille en particulier) et leur degré de cristallisation suggère qu'elles se sont mises en place avant le métamorphisme crétacé. Nous pouvons donc en déduire qu'une des deux failles (au moins) qui les bordent et qui ont joué en compression tardivement (joints stylistiques, bandes de cisaillement et structures de brèches tectoniques) a été hérité de la phase extensive mésozoïque. Compte tenu de l'intensité de la déformation compressive ; il est difficile de déterminer si cette série a subi un décollement lors de l'extension et d'estimer une quantité d'extension et/ou de raccourcissement sur cette zone. Cependant, cette série atteste de la mise en place de pentes durant l'extension.

Les carbonates de la Serre de Cors sont les plus difficiles à interpréter. La base de la série est décrite comme liasique (Fontailles et al., 1993) cependant nous observons, en contact normal sus-jacent, des calcaires à rudistes typiquement urgoniens (qui correspondent donc à une phase comprise entre le Valanginien et l'Aptien dans la région). L'hypothèse la plus simple pour expliquer cette lacune est un arrêt de la sédimentation, voire une érosion, due à une émergence provoquée par une déformation (soulèvement de tête de bloc crustal syn-extension par exemple) liée à l'extension entre le Lias et le Crétacé. L'altération et l'albitisation (carrière de saint Arnac) le long de la faille X (Fig. 6-1) suggèrent en effet que cette faille était déjà active lors de l'extension avant d'être reprise en compression.

Notons que ces failles, où se localisent les différents ensembles carbonatés présentés plus haut, se connectent à la terminaison du bassin du Bas-Agly. Il est donc envisageable que ces séries aient formé un ensemble des sous-bassins plus ou moins connectés au Mésozoïque.

Il nous faudra par conséquent prendre en compte ces failles lors de nos reconstitutions afin de proposer un modèle structural réaliste de la zone au Mésozoïque.

6.6. CONCLUSIONS

L'étude des différents ensembles sédimentaires mésozoïque présents dans la partie Est du massif de l'Agly nous indique que :

- Certaines de ces séries (notamment les carbonates du barrage de l'Agly), bien qu'associées à des failles, sont autochtones sur le socle et attestent donc de l'existence d'une couverture sédimentaire sur le massif de l'Agly au mésozoïque.
- La présence de brèches sédimentaires recristallisées implique l'existence de pentes avant la compression pyrénéenne.
- Des lacunes temporelles dans la Serre de Cors induisent l'existence d'une tectonique active entre le Lias et l'Aptien.
- L'albitisation de l'une des failles bordière de la Serre de Cors indique que la faille était déjà existante et jouait le rôle de drain pour les fluides au Crétacé.
- Les différentes failles, qui traversent le massif de l'Agly et qui sont liées à la présence de séries sédimentaires mésozoïques, se connectent à l'extrémité Ouest du bassin du Bas-Agly. Ceci suggère l'existence de bassins ou sous-bassins mésozoïques limités par des failles sur l'actuel massif de l'Agly.

Dans la partie suivante nous allons présenter des coupes Nord-Sud de la zone d'études. Ces coupes, associées aux résultats des parties 4, 5 et 6, permettront après restauration de proposer un modèle structural de mise en place de la zone au Mésozoïque.

PARTIE 7. SYNTHÈSE GÉNÉRALE ET MODÈLE DE MISE EN PLACE DE LA ZONE

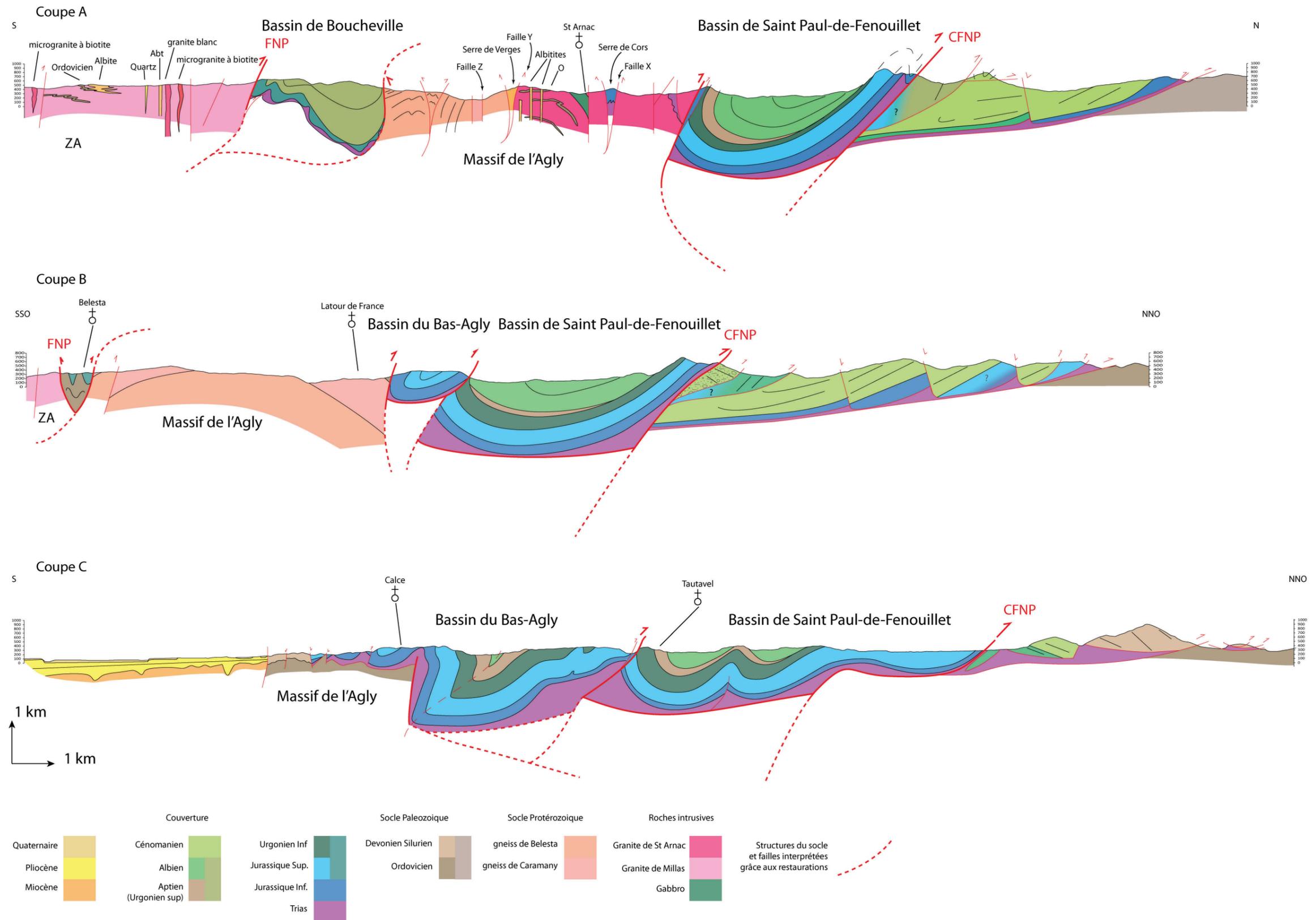
Cette partie synthétise les différents résultats présentés dans cette thèse. Elle compile les études des bassins de Boucheville, de Saint-Paul-de-Fenouillet et du Bas-Agly ainsi que des informations sur des carbonates observés sur le massif de l'Agly, et les associe à des transects régionaux. Ces transects ont été construits de manière itérative, les structures de surface et de profondeur étant interdépendantes.

La reconstitution de ces coupes permet de proposer un modèle de mise en place des différents bassins sédimentaires dans la zone au Mésozoïque, ainsi qu'un modèle synthétique général de notre zone d'étude.

7.1. COUPES ET RESTAURATION DE LA ZONE D'ÉTUDE LORS DE L'EXTENSION CRÉTACÉE

Afin d'avoir une vision d'ensemble de la géométrie de notre zone d'étude et de pouvoir lier les histoires des différents bassins que nous avons étudiés, nous avons dessiné trois coupes Nord-Sud, A, B et C réparties d'Ouest en Est (Fig. 6-1).

Figure 7-1 : (page suivante) Coupes générales de la ZNP (Fig. 6-1). A et B modifiées d'après Fonteilles et al. (1993). C modifiée d'après Vaudin (1982), Fonteilles et al. (1993), Clerc (2012) et Vauchez et al. (2013).



Les coupes A et B (Fig. 7-1) ont été tracées d'après la carte géologique de Rivesaltes (Fonteilles et al., 1993) et corrigées grâce aux observations et relevés effectués lors des missions de terrain.

La coupe C (Fig. 7-1) a été modifiée d'après Vaudin (1982), Fonteilles et al. (1993), Clerc (2012) et Vauchez et al. (2013).

Ces coupes résultent d'un processus de construction itératif. En effet les géométries du socle et des séries sédimentaires en profondeur n'ont pu être déduites que grâce à l'étude des structures extensives de l'extension couplée aux coupes restaurées présentées ci-après.

Nous avons choisi de restaurer les coupes A et C, qui se situent aux deux extrémités de la zone étudiée, au Jurassique, à l'Albien ainsi qu'au Cénomaniens pour la coupe A. L'absence de dépôts cénomaniens ne nous permet pas de contraindre précisément la géométrie des séries sédimentaires. Cependant l'extension ayant été maximale au Cénomaniens, nous pouvons en déduire que les températures maximales du métamorphisme ont été enregistrées à cette époque. L'intensité de ces températures pourrait nous aider, au premier ordre, à mieux contraindre la géométrie du socle lors de l'extension.

La présence de slumps et de brèches de pente a été observé dans les séries basales carbonatés (avec parfois des clastes de socle). Ces séries étant datées du Jurassique au Berriasien, l'initiation du rifting est donc anté-albienne et s'effectue de manière fragile avec la création de pentes le long des failles normales. De la même manière, dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet, nous pouvons observer la brèche limite Jurassique tardif décrite par Peybernès (1976) ainsi que des brèches syn-sédimentaires dans les séries urgoniennes sur le flanc nord du bassin. Enfin au niveau de la Serre de Verges affleurent des brèches sédimentaires anté-métamorphisme en contact direct avec des séries jurassiques et aptiennes (Fonteilles et al., 1993). Nous pouvons déduire de ces observations que le rifting se met en place dans la zone au Jurassique, et que jusqu'au Berriasien (fin de la sédimentation de plateformes carbonatées) les mécanismes extensifs se font de manière fragile et synchrone de la mise en place de dépôts de pentes (fig. 7-2. a). Nous pouvons également supposer que les limites actuelles des bassins sont représentatives des bordures lors de l'extension quand elles présentent des brèches sédimentaires. Cette initiation du rifting implique une dissymétrie de l'épaisseur des dépôts de plateformes carbonatées avant l'Albien (fig. 7-2. a).

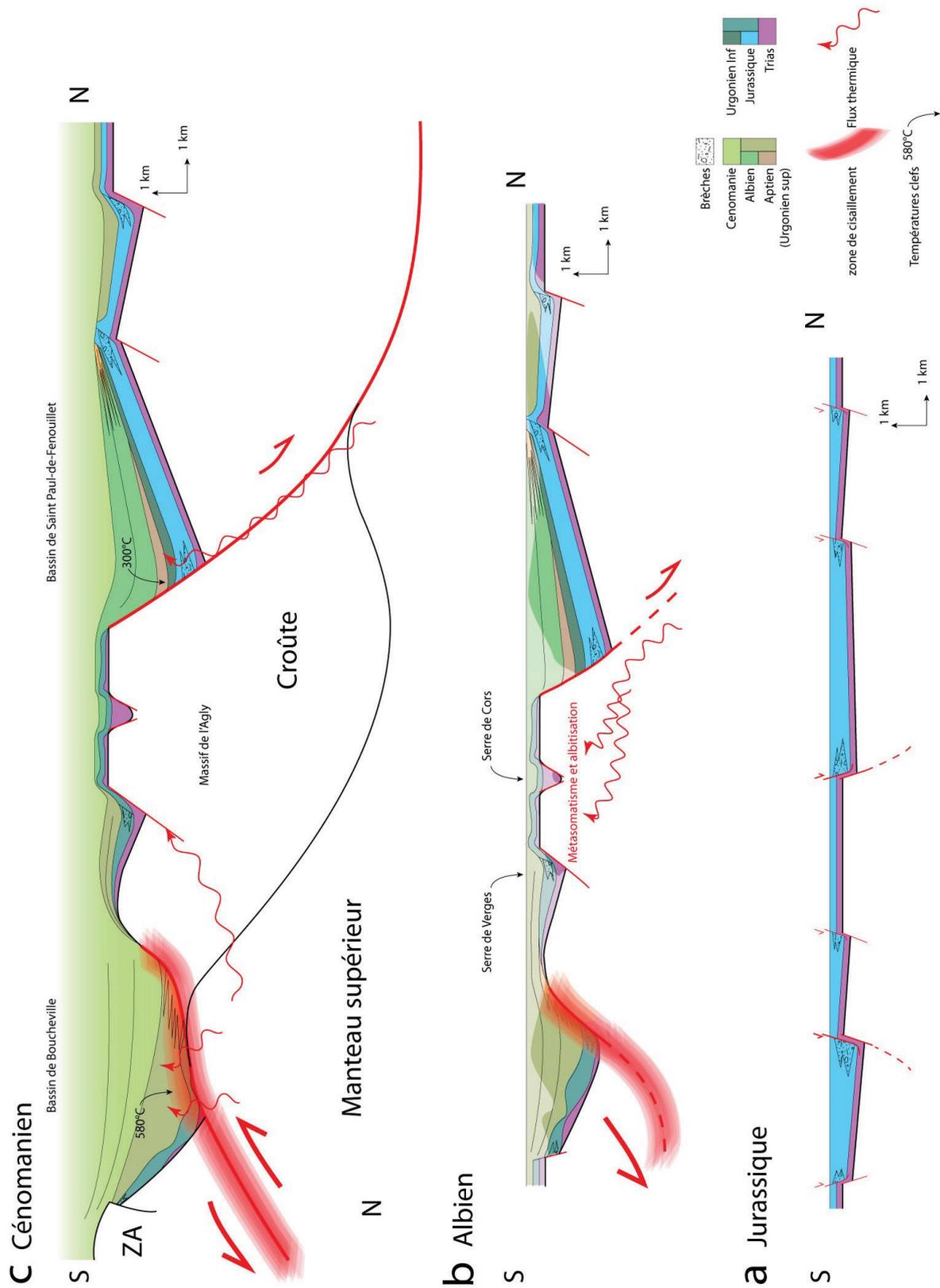


Figure 7-2 : Coupe A restaurée a) au Jurassique, b) à l'Albien et c) au Cénomanién

À l'Albien la sédimentation évolue vers un milieu de dépôt offshore inférieur (marnes noires) et l'approfondissement des bassins est synchrone d'une augmentation de la subsidence. Cette subsidence est également synchrone de la modification du système extensif de mode fragile, avec la présence de pentes, vers un système de mode ductile, avec la disparition progressive des dépôts de pentes et l'apparition de déformations ductiles (plis isoclinaux et boudinage dans le bassin de Boucheville). La subsidence n'est pas homogène et les coupes font apparaître une forte dissymétrie de l'épaisseur des dépôts dans les bassins (fig. 7-1. Coupe A, 7-2. b). Cependant, à l'échelle de la coupe nous observons une symétrie du système avec la mise en place d'un détachement à vergence sud dans le bassin de Boucheville et à vergence nord dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet (fig. 7-2. b). La vergence de ces détachements est directement induite par la géométrie des dépôts urgoniens et albiens (fig. 7-1. Coupe A). Ces détachements permettent, par la circulation de fluides, le métasomatisme et l'albitisation dans les séries granitiques au cœur du massif de l'Agly (Boulvais et al., 2007 ; Poujol et al., 2010). Le long du détachement sur la bordure nord du bassin de Boucheville se met en place une zone de cisaillement où se déforment ductilement les séries mésozoïques et le socle. Au Cénomani, l'extension est maximale, le pic de température enregistré dans les séries sédimentaires est de 580°C dans le bassin de Boucheville et de 300°C dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Grâce à la quantité des mesures dans ces bassins nous avons pu estimer un gradient minimum de température de 70°C/km dans le bassin de Boucheville et 40°C/km dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ces gradients nous permettent d'estimer, en première approximation, l'épaisseur de la croûte sous ces bassins au moment de l'enregistrement de ces températures. En considérant une température à l'interphase entre le manteau supérieur et la croûte de 600°C, nous pouvons estimer que le bassin de Boucheville est en contact direct sur le manteau lors du maximum d'extension et de métamorphisme et que la croûte sous le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet fait environ 6 km d'épaisseur (fig. 7-2. c).

Nous avons également pu observer la mise en place de brèches sédimentaires dans les séries jurassiques (brèches limite fin Jurassique dans la carrière de Tautavel, brèches syn-sédimentaires de l'Hettangien dans la région de Calce ; Berger et al., 1993) sur les bordures du bassin du Bas-Agly. Il y a également à l'ouest et au sud de Calce des discordances angulaires entre le Lias et le Jurassique supérieur, associées au niveau de décollement du Trias (Fonteilles et al., 1993), nous en déduisons qu'en parallèle de l'initiation du rifting, des mouvements extensifs associés à une tectonique salifère ont eu lieu dans la couverture de l'actuel massif de l'Agly (fig. 7-3. a). Ces processus induisent une faille listrique, avec mise en place de dépôts en éventail dans les séries syn-extension, sur la plateforme en bordure du graben comme cela a été proposé pour l'extension dans le sud de la Mer du Nord (Nalpas & Brun, 1993).

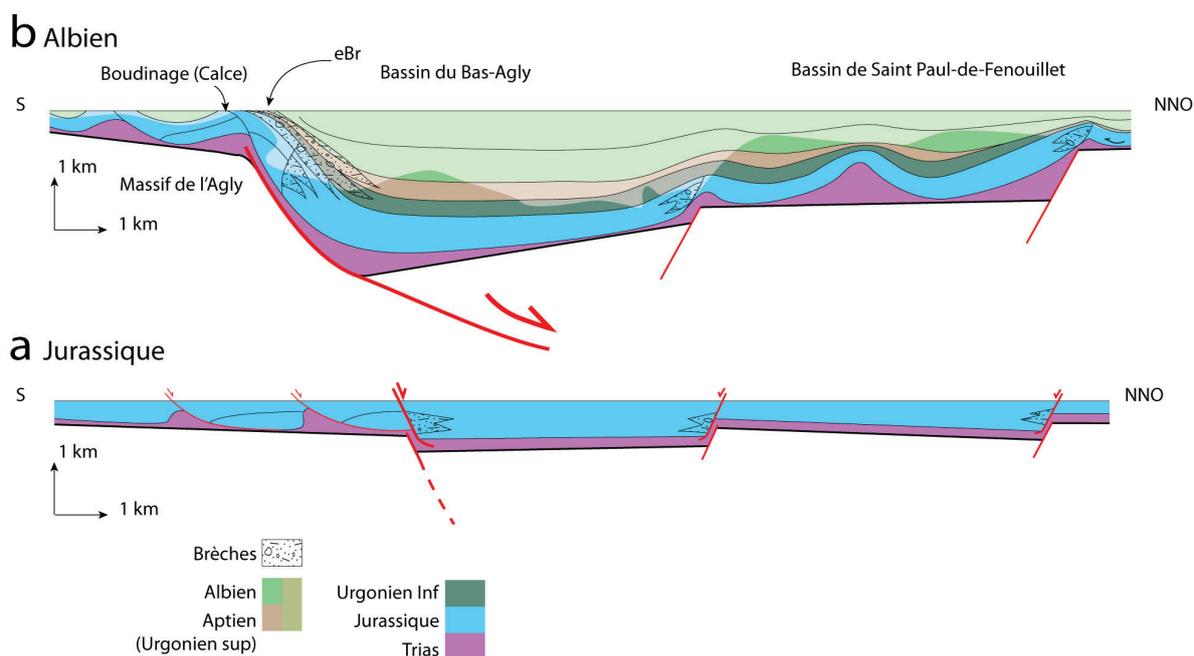


Figure 7-3 : a Coupe C restaurée au Jurassique. b coupe C restaurée à l'Albien.

À l'Albien la sédimentation évolue vers un milieu de dépôt offshore inférieur (marnes noires) et l'approfondissement des bassins est synchrone d'une augmentation de la subsidence. Toutefois nous n'observons pas sur cette coupe de migration vers un système de déformation ductile. À l'inverse les brèches sédimentaires dites « eBr » apparaissent en discordance sur les séries jurassiques. Comme pour la coupe A, la subsidence n'est pas homogène et cette coupe révèle une forte dissymétrie de l'épaisseur des dépôts dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet (fig. 7-1. Coupe C). L'absence de faille séparant les deux synclinaux dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet au nord de Tautavel (Fontailles et al., 1993) nous laisse penser que cette dissymétrie est due à une tectonique salifère sous-jacente aux dépôts albiens (fig. 7-3. b). L'existence d'une variation des températures maximales du métamorphisme dans le bassin du Bas-Agly, avec une température moyenne de 545°C pour le cœur du bassin et des températures d'environ 400°C (Vauchez et al., 2013) dans les environs de Calce, nous laisse penser qu'un accident tectonique majeur sépare ces deux zones lors de l'extension. Cette hypothèse est confortée par la présence de brèches dites « eBr » le long de la bordure sud du bassin, nous avons donc placé un détachement à vergence nord à cet endroit de la coupe (fig. 7-3 b). De la même manière que pour le bassin de Boucheville, une température moyenne de 545°C dans les séries crétacées au cœur du bassin du Bas-Agly implique une proximité immédiate entre la base du bassin et le manteau au moment de l'enregistrement de ces températures.

7.2. DISCUSSION GÉNÉRALE

Les coupes ici présentées (Fig. 7-1) ont été réalisées de manière itérative. En effet, pour contraindre la géométrie des séries sédimentaires en profondeur et du socle, il a été nécessaire de mettre en cohérence les processus en jeu lors de l'extension et les données. Ainsi les restaurations au Mésozoïque inférieur révèlent que l'initiation du rifting implique des variations d'épaisseur. Ceci étant, il n'est pas possible de connaître précisément le rejet de failles normales que nous avons dessinées, les variations d'épaisseur des séries du Jurassique sont donc présentées ici à titre qualitatif. De même les géométries de la tectonique salifère au droit des failles normales lors de l'extension, inspirées des travaux de Vendeville (1987), sont présentées à titre qualitatif. Notons que les variations d'épaisseur des séries du Mésozoïque inférieur avaient déjà été documentées en tant que paléotopographie lors de la mise en place des séries crétacées (Collignon et al., 1968)

Après restauration des coupes A et C (Fig. 7-1, 7-2 et 7-3) et notamment des bassins sédimentaires, un taux de raccourcissement moyen dû à la compression peut être estimé. En effet le bassin de Boucheville mesure actuellement environ 3 km de largeur sur la coupe A (Fig. 7-1) et 5 km de largeur une fois déplié à l'Albien (Fig. 7-2. b), soit un taux de raccourcissement de 40%. De même le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet mesure environ 5 km de largeur actuellement (Fig. 7-1. A) et 8 km une fois déplié à l'Albien (Fig. 7-2. b), soit un taux de raccourcissement de 37,5%. Enfin le bassin du Bas-Agly mesure actuellement 5 km de large sur la coupe C (Fig. 8-C) et 9 km une fois déplié à l'Albien (Fig. 7-3. b), soit un taux de raccourcissement d'environ 45%. Ces taux de raccourcissement dus à la compression pyrénéenne sont toutefois à modérer car les coupes sont orientées N-S mais les bordures des bassins ne sont pas toujours orientées E-O et ne sont pas toujours parallèles entre elles. Toutefois sur la coupe A, qui est la seule présentant les deux extrémités de la ZNP (la FNP est située sous les sédiments quaternaires au sud de la coupe C), le raccourcissement minimum peut être estimé à environ 7 km entre l'Albien et l'actuel. Ce raccourcissement est à majorer sachant qu'en l'absence de sédiments cénomaniens, il n'est pas possible d'estimer la taille des bassins au moment du maximum d'extension. Ainsi sur la coupe A restaurée au Céno-manien (Fig. 7-2. c) la subsidence et l'extension sont hypothétiques et très certainement sous-évaluées.

De la même manière, il n'est pas possible, compte tenu de nos données, de restaurer convenablement le massif de l'Agly. La présence de la Serre de Verges et de la Serre de Cors implique : (i) pour le moins qu'une partie de la couverture mésozoïque a été piégée dans le massif lors de la compression pyrénéenne, (ii) au plus l'existence de deux bassins (ou sous-bassins) supplémentaires dont la taille et la profondeur sont impossibles à estimer. De plus, il serait hasardeux d'appliquer le taux de raccourcissement moyen de 40% observé dans les bassins, au massif de l'Agly. En effet

ces deux entités (bassins mésozoïques et socle paléozoïque) ne se comportent pas rhéologiquement de la même manière.

Si l'extension au Cénomaniens ne peut être estimée, il est tout de même possible de calculer un taux d'extension minimum entre le Jurassique et l'Albien grâce aux coupes.

Ainsi sur la coupe A le bassin de Boucheville mesure environ 5 km de large au Jurassique (Fig. 7-2. a) et 6 km de large à l'Albien (Fig. 7-2. b) ce qui donne un taux d'extension de 20%. Le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet mesure 8,5 km de large au Jurassique (Fig. 7-2. a) et 9,5 km de large à l'Albien (Fig. 7-2. b) soit un taux d'extension d'environ 10%.

De la même manière sur la coupe C le bassin du Bas-Agly mesure 7,5 km de large environ au Jurassique (Fig. 7-3. a) et 10 km de large à l'Albien (Fig. 7-3. b) ce qui donne un taux d'extension de 33%. Le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet mesure 7,5 km de large au Jurassique (Fig. 7-3. a) et 8,5 km de large au l'Albien (Fig. 7-3. b) ce qui donne un taux d'extension d'environ 10%.

Il est donc possible d'estimer un taux d'extension entre le Jurassique et l'Albien, dans les bassins sédimentaires, situé entre 10% et 20%, l'extension étant principalement localisée dans les bassins de Boucheville et du Bas-Agly.

Ces taux de compression et d'extension, même minimums, ne semblent pas cohérents avec une extension ou un raccourcissement de plusieurs centaines de kilomètres comme il est parfois proposé (e.g. Olivet, 1996 ; Sibuet et al., 2004). Si la localisation des pôles de rotation de la plaque Ibérique ou l'ampleur des rotations prêtent encore à débat, il faut également prendre en compte l'accommodation de ces mouvements par d'autres systèmes compressifs, en plus de la Zone Axiale Pyrénéenne (i.e. Cordillère Ibérique, Cordillère Cantabrique).

Les niveaux carbonatés au sein du massif de l'Agly (Serres de Verges, Serre de Cors, carbonates du lac de Caramany ou du barrage sur l'Agly) se situent le long de grandes failles qui traversent le massif (Fig. 6-1). Nous pouvons raisonnablement estimer que ces failles ont été héritées, au moins de l'épisode extensif mésozoïque et ont été réactivées lors de la compression pyrénéenne piégeant ainsi ces sédiments. Or ces failles font la connexion entre ces niveaux carbonatés et le bassin du Bas-Agly, nous pouvons alors formuler l'hypothèse que le bassin du Bas-Agly, connecté au bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet au Nord ait également été connecté à d'autres bassins à l'Ouest.

Nous pouvons finalement proposer un modèle synthétique en trois dimensions qui représente schématiquement la non-cylindricité de la zone d'étude à l'Albien (Fig. 7-4).

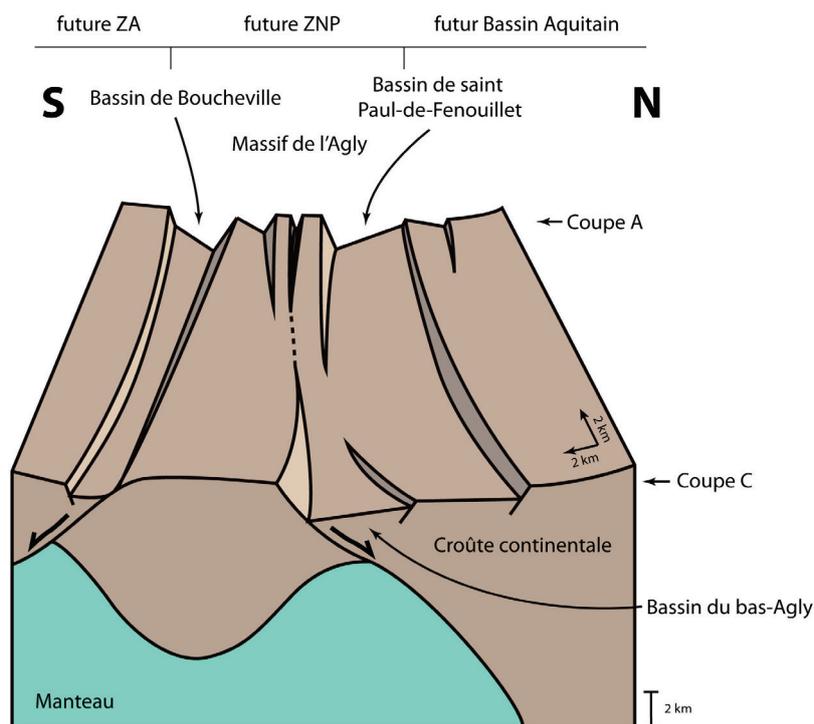


Figure 7-4 : Bloc diagramme synthétique représentant la structure de la croûte de la partie de la ZNP comprise entre les coupes A et C (Fig. 6-1) à l'Albien.

Le massif de l'Agly apparaît, séparé en un à trois hauts fonds, qui joue le rôle de zone de transfert entre les bassins de Boucheville et du Bas-Agly. Ces bassins ont enregistré les plus fortes températures durant le métamorphisme et donc accommodé les plus forts déplacements pendant l'extension mésozoïque, grâce aux détachements à vergences opposées présents de part et d'autre du massif de l'Agly.

Il apparaît que la zone nord pyrénéenne, qui avait enregistré une sédimentation relativement homogène de plateforme carbonatée durant le Jurassique, est entrée en extension vers la fin du Jurassique.

Le rifting c'est poursuivi à l'Albien, conduisant à la formation de bassins (ou sous-bassins) localisant la déformation et la subsidence. Les dépôts évaporitiques du Trias ont alors servis de zone de décollement pour accommoder une partie de cette extension. Si le rift est devenu mature et que la zone a évolué en marge passive, avec une sédimentation générale produisant des bassins de type « sag », c'est probablement au Cénomaniens. En effet, les variations d'épaisseur et la déformation enregistrée à l'Albien indique que la zone était encore tectoniquement très active.

Il est difficile d'appréhender quelle proportion de la largeur du rift correspond à la ZNP actuelle. Cependant, il est certain qu'elle constitue la partie nord du rift et que l'épaule sud, s'il existe, se trouve actuellement dans la zone axiale.

Nous n'avons découvert aucune évidence de mouvements décrochants durant l'extension d'âge crétacée, la zone semble avoir enregistré une extension NNE-SSO. Les mouvements décrochants observés dans cette partie de la ZNP se localisent sur de

petites failles et sont l'indice (i) d'une accommodation locale de la compression sous forme de petites failles conjuguées et/ou (ii) de mouvements relatifs (parfois rotationnels) de blocs de socle en contexte compressif dans une zone non cylindrique.

7.3. CONCLUSION GÉNÉRALE

Le premier aspect de cette thèse a été de comprendre et caractériser la structure de notre zone d'étude et notamment des bassins sédimentaires mésozoïques qui la composent.

Nous avons ainsi pu démontrer par une étude sédimentaire, stratigraphique et structurale que, sur une coupe Nord-Sud passant par Saint-Paul-de-Fenouillet et les gorges de Galamus, le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet formait un synclinal fortement dissymétrique où les séries les plus épaisses se trouvaient au sud du bassin. Cette dissymétrie débute au moins au Valanginien (Urgonien inférieur) et se poursuit et s'intensifie jusqu'à l'Albien. Cette organisation dissymétrique des dépôts est également visible cartographiquement dans la région de Tautavel (partie est du bassin).

Nous avons également caractérisé les brèches dites « eBr » dans le bassin du Bas-Agly où nous avons démontré qu'il existait au moins un épisode de Bréchification sédimentaire synchrone de l'extension et du métamorphisme visible le long de la bordure sud du synclinal du Bas-Agly.

De plus, nous avons caractérisé par une étude sédimentaire, stratigraphique et structurale, la moitié orientale du bassin de Boucheville comme étant un synclinal fortement dissymétrique, bombé en son centre et aux flancs redressés voire inversés.

Enfin nous avons pu définir dans l'ensemble de la zone deux phases d'extension majeures : (i) une phase de faible subsidence avec dépôts de plateformes carbonatées du Jurassique à l'Aptien, initiation du rifting et mise en place de brèches de pente et de slumps et (ii) une phase d'approfondissement du milieu de dépôt à l'Albien synchrone d'une augmentation de la subsidence. Ce second épisode est également synchrone de l'extension et du début du métamorphisme mésozoïque.

Le second aspect de cette thèse est l'étude du métamorphisme mésozoïque, principalement au travers de la mesure par spectrométrie Raman des températures maximum enregistrées lors de l'extension créacée.

Nous avons ainsi documenté un métamorphisme dans le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet qui a enregistré des températures de 240°C en moyenne.

Nous avons également documenté des températures de 545°C en moyenne dans le cœur du bassin du Bas-Agly. Ceci a permis de séparer structuralement le cœur du bassin de la partie sud, qui constitue actuellement la couverture sédimentaire du massif de l'Agly et qui a enregistré des températures plus basses (Vauchez et al., 2013).

Dans le bassin de Boucheville nous avons effectué une cartographie détaillée des températures maximums enregistrées lors de l'extension crétacée. Cette cartographie a permis de démontrer la corrélation qui existait entre la répartition des températures et la stratigraphie du bassin. Nous avons également démontré que les déformations ductiles, déjà documentées par Choukroune (1970), étaient synchrones de l'extension albienne et non de la compression pyrénéenne. Enfin nous avons pu contraindre les conditions de pression inférieure à 0.35 GPa grâce à une étude pétrologique des minéraux du métamorphisme dans les marbres qui forment la base de la série sédimentaire du bassin de Boucheville.

Ces données, ainsi que des observations de terrain complémentaires dans le massif de l'Agly, nous ont permis de tracer des coupes géologiques de l'ensemble de la ZNP dont la restauration démontre que :

- Les séries sédimentaires mésozoïques dans la zone ne sont pas isopaques ;
- Les bassins sédimentaires ont accommodé un taux d'extension d'environ 10% à 20% entre le Jurassique et l'Albien, extension principalement localisée dans les bassins de Boucheville et du Bas-Agly ;
- Les bassins sédimentaires ont accommodé un taux de compression minimum d'environ 40% pendant la phase pyrénéenne ;
- Le massif de l'Agly constituait au premier ordre un haut fond topographique. Il était limité, lors de l'extension d'âge crétacée, au nord par un détachement à vergence nord et au sud par un détachement à vergence sud. Il constituait une zone de transfert entre le bassin de Boucheville au sud-ouest et le bassin du Bas-Agly au nord-est ;
- Cette partie de la ZNP ne formait pas un système extensif cylindrique ;
- Cette partie de la ZNP formait la moitié nord d'un rift, devenu mature au Cénomaniens ;
- Qu'aucun mouvement décrochant n'a été enregistré durant l'extension mais que la compression a induit localement des déformations décrochantes principalement senestres.

7.4.PERSPECTIVES

Cette étude pourrait être enrichie grâce à une meilleure compréhension de la couverture sédimentaire à l'est du massif de l'Agly (région de Calce) et notamment de ses relations structurales et métamorphiques avec le substratum dévonien et silurien. De la même manière, cette étude gagnerait également à être complétée par des connaissances sur le bassin de Fosse et la couverture du massif de Salvezine.

Cependant la limite majeure de cette étude réside dans la datation des séries sédimentaires métamorphisées ; une étude fine des facies couplée à des analyses géochimiques pourrait par exemple permettre de mieux contraindre l'âge des dépôts.

De plus, pour fournir une vue complète de cette partie de la ZNP, une étude structurale et pétrométamorphique détaillée du massif de l'Agly et en particulier des relations qu'il entretient avec les bassins sédimentaires mésozoïques voisins est indispensable.

Ainsi, une compilation des études des zones situées plus à l'ouest le long de la chaîne ainsi que l'étude des lignes sismiques disponibles à l'est dans le bassin du Roussillon permettrait de fournir une vision globale de la ZNP.

De même, la Zone Sud Pyrénéenne est constituée en partie des sédiments syn-rift de la « moitié sud » du système extensif étudié. La Pedraforca supérieure par exemple, composée de sédiments albiens inférieurs marmorisés, est interprétée par Verges & Burbank (1996) comme l'extrémité nord de la couverture mésozoïque de la plaque Ibérique et pourrait correspondre à la continuité sud du bassin de Boucheville.

Son étude, et notamment l'analyse des relations tant au niveau sédimentaire que métamorphique entre le Sud et le Nord, nous aiderait à comprendre l'histoire du système extensif pyrénéens dans son ensemble.

Enfin une étude comparative avec des marges passives actuelles au travers de ligne sismique garantirait une meilleure compréhension des mécanismes extensifs et des géométries des dépôts et du socle en contexte d'hyper amincissement.

Nota bene : Des mesures de réfraction X sont en cours, les résultats déjà disponibles (cf. annexe) ont été utilisés pour les calculs P/T présentés au chapitre 5. À terme, ces données nous permettront de comparer la composition chimique des séries sédimentaires dans les bassins de Saint-Paul-de-Fenouillet, du Bas-Agly et de Boucheville et, si corrélation il y a, d'apporter une contrainte supplémentaire à la caractérisation sédimentologique du bassin de Boucheville.

BIBLIOGRAPHIE

- Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D., Wallis, S., 2010. **Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks.** *Journal of metamorphic Geology*. 28, 9, 895-914.
- Albarède, F., and Michard-Vitrac, A., 1978. **Age and significance of the North Pyrenean metamorphism.** *Earth and Planetary Science Letters*. 40, 3, 327-332.
- Aragon, J.-C., 1988. **Sédimentologie et stratigraphie séquentielle de l'Albien dans le bassin de Quillan et le Synclinorium d'Axat (Zone nord-pyrénéenne, Aude).** Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse 3.
- Arthaud, F., and Matte, P., 1975. **Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation.** *Tectonophysics*. 25, 1, 139-171.
- Azambre, B., and Rossy, M., 1981. **Caractère alcalin du magmatisme triasique des Corbières orientales.** *Bulletin de la Société géologique de France*. 3, 253-262.
- Azambre, B., Rossy, M., Elloy, R., 1981. **Les dolerites triasiques (ophites) des Pyrenées; données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine.** *Bulletin de la Société géologique de France*. 3, 263-269.
- Azambre, B., and Guitard, G., 2001. **Disthène et staurotite reliques dans les métapelites du Canigou (Pyrénées orientales). Relations avec les épisodes hercyniens de basse et moyenne pressions.** *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*. 333, 10, 601-609.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. **Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones.** *Comptes Rendus Geoscience*. 341, 2, 174-201.
- Barnolas, A., Chiron, J.-C., Guérangé, B., Autran, A., Durand-Delga, M., Fonboté, J. M., 1996. **Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées,** Bureau de recherches géologiques et minières.
- Basile, C., 2015. **Transform continental margins—part 1: Concepts and models.** *Tectonophysics*. 661, 1-10.
- Bassi, G., 1991. **Factors controlling the style of continental rifting: insights from numerical modelling.** *Earth and Planetary Science Letters*. 105, 4, 430-452.
- Bassi, G., Keen, C. E., Potter, P., 1993. **Contrasting styles of rifting: models and examples from the eastern Canadian margin.** *Tectonics*. 12, 3, 639-655.
- Beaumont, C., Muñoz, 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: Solid Earth (1978–2012)*. 105, B4, 8121-8145.
- Berger, G., Fontelles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marchal, J., Vautrelle, C., 1993. **Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090).** Éd. BRGM, Orléans.
- Berger, G., Bessière, G., Bilotte, M., Viillard, P., 1997. **Carte géol. France (1/50.000), feuille de Tuchan (1078).** Éd. BRGM, Orléans.
- Berger, G., Alabouvette, B., Bessière, G., Bilotte, M., Viillard, P., Crochet, B., Dubar, M., Marchal, J.P., Tambareau, Y., Villatte, J., 1997. **Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Tuchan (1078).** Éd. BRGM, Orléans.

- Bernus Maury, C., 1984. **Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées**. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- Bertrand, L., 1940. **Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées**, Ch. Béranger.
- Bessière, G., Bilotte, M., Crochet, B., Peybernes, B., Tambareau, Y., Villate, J., 1989. **Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Quillan (1077)**. Éd. BRGM, Orléans.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J., 2002. **Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer**. *Journal of metamorphic Geology*. 20, 9, 859-871.
- Beysac, O., Goffé, B., Petitet, J.-P., Froigneux, E., Moreau, M., Rouzaud, J.-N., 2003. **On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy**. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*. 59, 10, 2267-2276.
- Beysac, O., Bollinger, L., Avouac, J.-P., Goffé, B., 2004. **Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material**. *Earth and Planetary Science Letters*. 225, 1, 233-241.
- Bixel, F. and Lucas, C., 1987. **Approche géodynamique du Permien et du Trias des Pyrénées dans le cadre du Sud-Ouest européen**. *Cuadernos de geología ibérica. Journal of Iberian geology: an international publication of earth sciences*. 11, 57-82.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougénot, D., Kornprobst, J., Mergoïl-Daniel, J., Torrent, G., 1980. **Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank**. *Earth and Planetary Science Letters*. 48, 1, 23-34.
- Boucard, M., 2015. **Etude des brèches méso-cénozoïques du Nord-Est des Pyrénées (Latour-de-France), origines et implications sur l'évolution géologique des Pyrénées**. Rapport de Master 2, Université Rennes 1.
- Bouhalier, H., 1990. **Etude structuro-metamorphique d'un objet granulitique hercynien : l'exemple du massif de l'Agly (pyrenees orientales)**. Rapport de D.E.A., Université Rennes 1.
- Boulvais, P., De Parseval, P., D'Hulst, A., Paris, P., 2006. **Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif**. *Mineralogy and Petrology*. 88, 3-4, 499-526.
- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., Mermet, M., 2007. **Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées)**. *Lithos*. 93, 1, 89-106.
- Boulvais, P., in press. **Fluid generation in the Boucheville Basin as a consequence of the North Pyrenean Metamorphism**. *Comptes Rendus Géosciences*.
- Boutin, A., De Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., De Parseval, P., Rouleau, C., Robert, J.-F., 2015. **Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc-chlorite deposit**. *International Journal of Earth Sciences*. 1-24.
- Boutin, A., De Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., De Parseval, P., Rouleau, C., Robert, J. F., 2015. **Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events**

- in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc-chlorite deposit** International Journal of Earth Sciences.
- Brown, T. H., and Skinner, B. J., 1974. **Theoretical prediction of equilibrium phase assemblages in multicomponent systems.** American Journal of Science. 274, 9, 961-986.
- Brun, J.-P., and Van Den Driessche, J., 1994. **Extensional gneiss domes and detachment fault systems; structure and kinematics.** Bulletin de la Société géologique de France. 165, 6, 519-530.
- Brun, J., and Beslier, M., 1996. **Mantle exhumation at passive margins.** Earth and Planetary Science Letters. 142, 1, 161-173.
- Bucher, K. and Frey, M., 1994. **Petrogenesis of metamorphic rocks, 6th edn, complete revision of Winkler's textbook.** Springer-Verlag, New York.
- Buck, W. R., 1991. **Modes of continental lithospheric extension.** Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012). 96, B12, 20161-20178.
- Callec, Y., Janjou, D., Baudin, T., Luquet, C., Pellé, J., Laville, P., 2006. **Echelle des temps géologiques.** Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM).
- Canerot, J., Laumonier, B., Baudin, T., 2006. **Sur l'origine karstique et l'âge plio-quaternaire des accumulations bréchiques dites «brèches marines et paléocènes» d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales, France).** Eclogae Geologicae Helvetiae. 99, 1, 49-64.
- Carey, S., 1955. **The orocline concept in geotectonics.** Proceedings of Royal Society of Tasmania. 89, 288.
- Casteras, M., 1933. **Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales.** Librairie Polytechnique, C. Béranger.
- Casteras, M., Cuvillier, J., Arnould, M., Burolet, P., Clavier, B., Dufaure, P., 1957. **Sur la présence du Jurassique supérieur et du Néocomien dans les Pyrénées orientales et centrales françaises.** Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse. 92, 297-335.
- Cavet, P., 1959. **Le paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales Françaises entre le Roussillon et l'Andorre: étude stratigraphique et paléontologique.** Librairie Polytechnique Ch. Béranger.
- Cavet, P., Cogne, J., Gruet, M., 1967. **Notice de la carte géologique à 1/80 000.** Feuille Ancenis. 2. Ed. BRGM, Orléans.
- Chelalou, R., Nalpas, T., Bousquet, R., Prevost, M., Lahfid, A., Poujol, M., Ringenbach, J., Ballard, J., in prep. **New sedimentological, structural and paleo-thermicity data on the Boucheville basin (eastern North Pyrenean Zone, France).** Comptes Rendus Géosciences.
- Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A., 2015. **The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects.** Geophysical Journal International. 200, 2, 1096-1107.
- Choukroune, P., 1970. **Contribution à l'étude structurale de la zone métamorphique nord-pyrénéenne. Tectonique et métamorphisme des formations secondaires de la forêt de Boucheville (PO).** Bulletin du BRGM. 4, 46-63.
- Choukroune, P. and Meurisse, M., 1970. **Phases de déformations superposées dans le Mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne sur la transversale du massif de Salvezines (Aude).** Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, D. 270, 14-17.

- Choukroune, P., 1972. **Relations entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyrénéenne centrale et orientale.** Bulletin de la Société géologique de France. 1-5, 3-11.
- Choukroune, P., Seguret, M., Galdeano, A., 1973. **Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées; un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques.** Bulletin de la Société géologique de France. 5-6, 600-611.
- Choukroune, P., and Mattauer, M., 1978. **Tectonique des plaques et Pyrénées; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels.** Bulletin de la Société géologique de France. 5, 689-700.
- Choukroune, P., Lopez-Munoz, M., Ouali, J., 1983. **Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues associées: mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre.** Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris. 296, 657-660.
- Choukroune, P., 1989. **The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt.** Tectonics. 8, 1, 23-39.
- Choukroune, P., 1992. **Tectonic evolution of the Pyrenees.** Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 20, 143.
- Clerc, C., 2012. **Evolution du domaine nord-pyreneen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée: un analogue pour les marges passives.** Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., De Saint Blanquat, M., 2012. **Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees.** Bulletin de la Société géologique de France. 183, 5, 443-459.
- Clerc, C. and 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.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J., Masini, E., St Blanquat, M. d., 2015. **High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the north Pyrenean paleo-passive margin.** Solid Earth Discussions. 7, 1, 797-857.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Ringenbach, J., Vauchez, A., Bousquet, R., Nalpas, T., J-F, b., Prevost, M., Lahfid, A., Chelalou, R., in prep. **Tectonic underthinning by basal extraction of pre-rift sediments. A mechanism to account for the evolution of hot distal passive margins. Constraints from the Pyrenean analog.**
- Cloetingh, S., Van Wees, J., Van der Beek, P., Spadini, G., 1995. **Role of pre-rift rheology in kinematics of extensional basin formation: constraints from thermomechanical models of Mediterranean and intracratonic basins.** Marine and Petroleum Geology. 12, 8, 793-807.
- Collignon, M., Fournie, D., Gauthier, J., Lestang, J. d., 1968. **Nouvelles données stratigraphiques et sédimentologiques sur le Crétacé inférieur du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-orientales, France).** Bulletin du Centre Recherche de Pau, 2, 2, 321-346.

- Combes, P.-J., Peybernès, B., Fondécave-Wallez, M.-J., 2004. **Karsts polyphasés, faciès marins et continentaux dans le Paléocène de la partie orientale des Pyrénées françaises**. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 97, 2, 155-174.
- Coney, P. J., 1980. **Cordilleran metamorphic core complexes: An overview**. *Geological Society of America Memoirs*. 153, 7-31.
- Coney, P. J. and Harms, T. A., 1984. **Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression**. *Geology*. 12, 9, 550-554.
- Dauteuil, O., Raymond, D., Ricou, L.-E., 1987. **Brèches de fracturation hydraulique dans la zone métamorphique des Pyrénées, exemples à l'Est du Saint-Barthélémy**. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*. 304, 16, 1025-1028.
- Dauteuil, O. and Ricou, L.-E., 1989. **Une circulation de fluides de haute-température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-pyrénéen**. *Geodinamica Acta*. 3, 3, 237-249.
- Davis, G. H. and Coney, P. J., 1979. **Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes**. *Geology*. 7, 3, 120-124.
- De Capitani, C. and Brown, T. H., 1987. **The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions**. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 51, 10, 2639-2652.
- De Capitani, C. and Petrakakis, K., 2010. **The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software**. *American Mineralogist*. 95, 7, 1006-1016.
- De Saint Blanquat, M., Lardeaux, J., Brunel, M., 1990. **Petrological arguments for high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France)**. *Tectonophysics*. 177, 1, 245-262.
- Debroas, E., Bilotte, M., Canérot, J., Astruc, G., 2010. **Réinterprétation des brèches de la Faille nord-pyrénéenne ariégeoise (France)**. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*. 146, 77-88.
- Debyser, J., Le Pichon, X., Montadert, L., 1971. **Histoire structurale du Golfe de Gascogne**. Editions Technip., 2 vols.
- Depéret, C., 1907. **Etudes paléontologiques sur les lophiodons du minervois**, Georg. ed., 47 p
- Deramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M.-J., Specht, M., 1993. **Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain)**. *Geological Society, London, Special Publications*. 71, 1, 193-219.
- Echtler, H. and Malavieille, J., 1990. **Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central)**. *Tectonophysics*. 177, 1, 125-138.
- Eldholm, O., Gladchenko, T., Skogseid, J., Planke, S., 2000. **Atlantic volcanic margins: a comparative study**. *Geological Society, London, Special Publications*. 167, 1, 411-428.

- Ez Casado, B. O., 1998. **Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone.** Thèse de doctorat, University of Zürich
- Fabriès, J., Lorand, J.-P., Bodinier, J.-L., 1998. **Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees.** *Tectonophysics*. 292, 1, 145-167.
- Fidalgo González, L., 2001. **La cinématique de l'Atlantique Nord: la question de la déformation intraplaque.** Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Fonteilles, M., 1976. **Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du Massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). I. II.** Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6
- Fonteilles, M. and Guitard, G., 1986. **Lithostratigraphie du protérozoïque des Pyrénées d'après la composition chimique des métagrauwackes catazonales.** *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*. 303, 18, 1657-1660.
- Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Vaudin, J., Berger, G., 1993. **Carte géologique de France (1/50000), feuille Rivesaltes (1090).** Ed. BRGM, Orléans.
- Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Petit, C., Huchon, P., Al-Kathiri, A., Audin, L., Beslier, M. O., d'Acremont, E., Fabbri, O., Fleury, J. M., 2010. **Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden.** *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 115, B4.
- Frost, B. R., Chamberlain, K. R., Schumacher, J. C., 2001. **Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer.** *Chemical Geology*. 172, 1, 131-148.
- Gadd, S. and Scrutton, R., 1997. **An integrated thermomechanical model for transform continental margin evolution.** *Geo-Marine Letters*. 17, 1, 21-30.
- Gerya, T. V., 2013. **Three-dimensional thermomechanical modeling of oceanic spreading initiation and evolution.** *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 214, 35-52.
- Gibson, R. L., 1991. **Hercynian low-pressure-high-temperature regional metamorphism and subhorizontal foliation development in the Canigou massif, Pyrenees, France—Evidence for crustal extension.** *Geology*. 19, 4, 380-383.
- Golberg, J. and Leyreloup, A., 1985. **Occurrence Of Fluids Of Deep Origin Within The North Pyrenean Zone (Lherz Area)-Breccias Of The Col Dagnes (Ariege).** *Comptes Rendus De L'Academie Des Sciences série Ii*. 300, 19, 947-950.
- Golberg, J., Maluski, H., Leyreloup, A., 1986. **Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone.** *Tectonophysics*. 129, 1, 275-290.
- Golberg, J. and Leyreloup, A., 1990. **High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France).** *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 104, 2, 194-207.
- Gong, Z., Langereis, C., Mullender, 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.

- Guitard, G., 1970. **Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeilées du massif du Canigou (Pyrénées orientales)**, Ed. BRGM, Orléans.
- Hall, C. A. and Bennett, V. C., 1979. **Significance of lherzolite at the Etang de Lherz, central Pyrenees, southern France**. Earth and Planetary Science Letters. 45, 2, 349-354.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R., 1987. **Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic**. Science. 235, 4793, 1156-1167.
- Helgeson, H. C., 1968. **Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system**. American Journal of Science. 266, 3, 129-166.
- Henry, P., Azambre, B., Montigny, R., Rossy, M., Stevenson, R., 1998. **Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantle in the light of new 40 Ar-39 Ar and Sm-Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France)**. Tectonophysics. 296, 1, 103-123.
- Huet, B., Le Pourhiet, L., Labrousse, L., Burov, E., Jolivet, L., 2011. **Formation of metamorphic core complex in inherited wedges: A thermomechanical modelling study**. Earth and Planetary Science Letters. 309, 3, 249-257.
- Huismans, R. S. and Beaumont, C., 2014. **Rifted continental margins: The case for depth-dependent extension**. Earth and Planetary Science Letters. 407, 148-162.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., Belousova, E. A., 2004. **The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology**. Chemical Geology. 211, 1, 47-69.
- 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.
- Košler, J. and Sylvester, P. J., 2003. **Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS**. Reviews in mineralogy and geochemistry. 53, 1, 243-275.
- Lacroix, A., 1895. **Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées**. Librairie polytechnique, Baudry et cie.
- Lagabrielle, Y. and Bodinier, J. L., 2008. **Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees**. Terra Nova. 20, 1, 11-21.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., De Saint Blanquat, M., 2010. **Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies**. Tectonics. 29, 4.
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffé, B., 2010. **Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland)**. Terra Nova. 22, 5, 354-360.
- Lahfid, A., Delchini, S., Brice, L., Hoareau, G., Bourrat, X. 2014. **Evaluation du degré de maturité de la matière organique par spectroscopie Raman: extension du géothermomètre RSCM vers la gamme 100-200° C**. 24ème Réunion des Sciences de la Terre: RST 2014, Pau.
- Le Pichon, X., 1968. **Sea-floor spreading and continental drift**. Journal of Geophysical Research. 73, 12, 3661-3697.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Sibuet, J. C., 1970. **La faille nord-pyreneenne; faille transformante liee a l'ouverture de Golfe de Gascogne**. The north Pyrenean

- fault, a transverse fault related to the mouth of the Gulf of Gascony. 271, 22, 1941-1944.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J., Sibuet, J., 1971. **Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne**. Histoire structurale du Golfe de Gascogne. 2, 1-44.
- Le Pichon, X. and Hayes, D. E., 1971. **Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic**. 1972, Plate Tectonics. 6283-6293.
- Lénat, J.-F., Merle, O., Lespagnol, L., 2009. **La réunion: An example of channeled hot spot plume**. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 184, 1-2, 1-13.
- Liao, J. and Gerya, T., 2015. **From continental rifting to seafloor spreading: Insight from 3D thermo-mechanical modeling**. Gondwana Research. 28, 4, 1329-1343.
- Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J., Gardien, V., 1990. **Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin**. Tectonophysics. 177, 1, 139-149.
- Malavieille, J., 1993. **Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt**. Tectonics. 12, 5, 1115-1130.
- Manatschal, G., Froitzheim, N., Rubenach, M., Turrin, B., 2001. **The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: Insights from the Iberia Abyssal Plain**. Geological Society, London, Special Publications. 187, 1, 405-428.
- Manatschal, G., 2004. **New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps**. International Journal of Earth Sciences. 93, 3, 432-466.
- Masche, J., 1976. **Atlantic-type continental margins: distinction of two basic structural types**. Anais da Academia Brasileira de Ciencias. 48, Supp., 149-155.
- Masche, J. and Blarez, E., 1987. **Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast-Ghana continental margin**. Nature. 326, 6111, 378-381.
- Masini, E., 2011. **L'évolution tectono-sédimentaire syn-rift des bassins de marge passive profonde: Exemples du bassin de Samedan (Alpes centrales, Suisse) et du bassin de Mauléon (Pyrénées basques françaises)**. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg.
- Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M., 2014. **The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France)**. International Journal of Earth Sciences. 103, 6, 1569-1596.
- Mattauer, M. and Proust, F., 1962. **Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales**. CR somm. Soc. géol. Fr. 304-305.
- Mattauer, M., 1968. **Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne**. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique. 10, 3-11.
- Matte, P., 1986. **Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe**. Tectonophysics. 126, 2, 329-374.
- McKenzie, D., 1978. **Some remarks on the development of sedimentary basins**. Earth and Planetary Science Letters. 40, 1, 25-32.
- Menzies, M. A., 2002. **Volcanic rifted margins**. Geological Society of America. 362.

- Mercier de Lepinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W.R., de Clarens, P., Maillard, A., Boukandou Sidi, C., Patriat, M., in prep. **Transform continental margins - part 2: A worldwide inventory.**
- Merle, O. and Guillier, B., 1989. **The building of the Central Swiss Alps: an experimental approach.** *Tectonophysics*. 165, 1-4, 41-56.
- Merle, O., Barde-Cabusson, S., Maury, R. C., Legendre, C., Guille, G., Blais, S., 2006. **Volcano core collapse triggered by regional faulting.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 158, 3-4, 269-280.
- Merle, O., 2011. **A simple continental rift classification.** *Tectonophysics*. 513, 1-4, 88-95.
- Michon, L., Van Balen, R. T., Merle, O., Pagnier, H., 2003. **The Cenozoic evolution of the Roer Valley Rift System integrated at a European scale.** *Tectonophysics*. 367, 1-2, 101-126.
- Michon, L. and Merle, O., 2005. **Discussion on "Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere" by P. Dèzes, S.M. Schmid and P.A. Ziegler, Tectonophysics 389 (2004) 1-33.** *Tectonophysics*. 401, 3-4, 251-256.
- Michon, L., Villeneuve, N., Catry, T., Merle, O., 2009. **How summit calderas collapse on basaltic volcanoes: New insights from the April 2007 caldera collapse of Piton de la Fournaise volcano.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 184, 1-2, 138-151.
- Mohn, G., Manatschal, G., Müntener, O., Beltrando, M., Masini, E., 2010. **Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins.** *International Journal of Earth Sciences*. 99, 1, 75-101.
- Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E., Kuszniir, N., 2012. **Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins.** *Tectonics*. 31, 1,
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1982. **Etude K/Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées. Conséquences méthodologiques et paléogéographiques.** *Bull. Mineral.* 105, 673-680.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1986. **K-Ar study of cretaceous magmatism and metamorphism in the pyrenees: Age and length of rotation of the liberian Peninsula.** *Tectonophysics*. 129, 1, 257-273.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P. Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G. Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. **Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence.** *Tectonics*. 33, 12, 2283-2314.
- Muñoz, J. A., 1992. **Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section.** *Thrust tectonics*, Springer: 235-246.
- Naliboff, J. and Buitter, S. J., 2015. **Rift reactivation and migration during multiphase extension.** *Earth and Planetary Science Letters*. 421, 58-67.
- Nalpas, T. and Brun, J.-P., 1993. **Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale.** *Tectonophysics*. 228, 3, 349-362.
- Olive, P., 1961. **Etude géologique des environs du Pech de Bugarach (Pyrénées-Orientales-Aude).** Thèse de doctorat, Faculté des sciences, Université de Paris.

- Olivet, J., 1996. **La cinématique de la plaque ibérique**. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine. 20, 1, 131-195.
- Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.-L., Sáez, C. M., 2008. **Structure and U-Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif): a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees**. Journal of the Geological Society. 165, 1, 141-152.
- Pasteris, J. D. and Wopenka, B., 1991. **Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism**. The Canadian Mineralogist. 29, 1, 1-9.
- Peybernès, B., 1976. **Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée**. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse 3.
- Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., Eichène, P., 2001. **Mise en évidence d'un sillon marin à brèches paléocènes dans les Pyrénées centrales (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne)**. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science. 332, 6, 379-386.
- Planke, S., Skogseid, J., Eldholm, O., 1991. **Crustal structure off Norway, 62 to 70 north**. Tectonophysics. 189, 1, 91-107.
- Poujol, M., Boulvais, P., Kosler, J., 2010. **Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon**. Journal of the Geological Society. 167, 4, 751-767.
- Puigdefabregas, C. and Souquet, P., 1986. **Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees**. Tectonophysics. 129, 1, 173-203.
- Ravier, J., 1959. **Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées**. Société géologique de France.
- Respaut, J. and Lancelot, J., 1983. **Datation de la mise en place synmétamorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U/Pb sur zircons et monazites**. Neues Jahrb. Mineral. Abh. 147, 1, 21-34.
- Roest, W. and Srivastava, S., 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.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., Duboz, C., 2002. **Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny**. Tectonophysics. 359, 1, 117-129.
- Roure, F. and Choukroune, P., 1998. **Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees**. Mémoires de la Société géologique de France. 173, 37-52.
- Schoeffler, J., 1965. **Une hypothèse sur la tectogenèse de la chaîne pyrénéenne et de ses abords**. Bull. Soc. Géol. Fr. 7, 7, 917-920.
- Scrutton, R., 1979. **On sheared passive continental margins**. Tectonophysics. 59, 1, 293-305.
- Sengör, A. and Burke, K., 1978. **Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications**. Geophysical Research Letters. 5, 6, 419-421.
- Sibuet, J. C., Srivastava, S. P., Spakman, W., 2004. **Pyrenean orogeny and plate kinematics**. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012). 109, B8.
- Soula, J., 1979. **Déformations hercyniennes et alpines dans les Pyrénées ariégeoises**. Thèse de doctorat, Université de Toulouse.

- Souquet, P., Peybernes, B., Bilotte, M., Debroas, E.-J., 1977. **La chaîne alpine des Pyrénées**. Géologie alpine. 53, fasc. 2, 193-216.
- Souquet, P. and Debroas, E., 1980. **Tectorogénèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées**. Géologie de la France. 26eme Congr Géol Int Coll C. 7, 213-233.
- Souquet, P., Debroas, E.-J., Boirie, J.-M., Pons, P., Fixari, G., Roux, J.-C., Dol, J., Thieuloy, J.-P., Bonnemaïson, M., Manivit, H., 1985. **Le groupe du Flysch noir (albo-cénomanién) dans les Pyrénées**. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine. 9, 1, 131-196.
- Stacey, J. t. and Kramers, J., 1975. **Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model**. Earth and Planetary Science Letters. 26, 2, 207-221.
- Steiger, R. H. and Jäger, E., 1977. **Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology**. Earth and Planetary Science Letters. 36, 3, 359-362.
- Tartese, R., Poujol, M., Ruffet, G., Boulvais, P., Yamato, P., Košler, J., 2011. **New U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syn-tectonic granite (Armorican Massif, France)**. Comptes Rendus Geoscience. 343, 7, 443-453.
- Tartèse, R., Poujol, M., Gloaguen, E., Boulvais, P., Drost, K., Košler, J., Ntaflos, T., 2015. **Hydrothermal activity during tectonic building of the Variscan orogen recorded by U-Pb systematics of xenotime in the Grès Armoricaïn formation, Massif Armoricaïn, France**. Mineralogy and Petrology. 1-16.
- Teixell, A., 1998. **Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees**. Tectonics. 17, 3, 395-406.
- Tera, F. and Wasserburg, G., 1972. **U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks**. Earth and Planetary Science Letters. 14, 3, 281-304.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N., Masini, E., Mohn, G., Thion, I., 2014. **Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees**. Tectonics. 33, 7, 1239-1276.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N., 2015. **Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary**. Geology. 43, 1, 15-18.
- Tuinstra, F. and Koenig, J. L., 1970. **Raman spectrum of graphite**. The Journal of Chemical Physics. 53, 3, 1126-1130.
- Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Sutra, E., 2010. **Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model**. Petroleum Geoscience. 16, 3, 207-215.
- Vacherat, A., 2014. **Inversion d'une marge hyper-amincie: contexte thermocinématique et interactions tectonique-érosion au Nord des Pyrénées**. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- 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.
- van den Eeckhout, B. and Zwart, H. J., 1988. **Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees**. Geology. 16, 2, 135-138.

- Vanderhaeghe, O., Burg, J.-P., Teyssier, C., 1999. **Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides**. Geological Society, London, Special Publications. 154, 1, 181-204.
- Vaucher, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., Mainprice, D., 2013. **Preorogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees-France)**. Tectonics. 32, 2, 95-106.
- Vaudin, J.-L., 1982. **Etude géologique de la couverture mésozoïque du massif de l'Agly: entre Estagel et Baixas, Pyrénées orientales**. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse 3.
- Vendeville, B., 1987. **Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale**. Thèse de doctorat, Université Rennes 1.
- Vergés, J. and García-Senz, J., 2001. **Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean rift**. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle. 186, 187-212.
- Verschure, R., Hebeda, E., Boelrijk, N., Priem, H., Lallemand, H. A., 1969. **K-Ar age of hornblende from a hornblendite vein in the Alpine-type ultramafic mass of the étang de Lers (Ariège), French Pyrenees**. Leidse Geologische Mededelingen. 42, 1, 59-59.
- Vielzeuf, D. and Kornprobst, J., 1984. **Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean Iherzolites and granulites**. Earth and Planetary Science Letters. 67, 1, 87-96.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J. R., 1988. **Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system**. Contributions to Mineralogy and Petrology. 98, 3, 257-276.
- Vissers, R. and Meijer, P. T., 2012. **Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees**. Earth-Science Reviews. 114, 1, 61-83.
- Wegener, A., 1912. **Die entstehung der kontinente**. Geologische Rundschau. 3, 4, 276-292.
- Wernicke, B., 1981. **Insights from Basin and Range surface geology for the process of large-scale divergence of the continental lithosphere**. LPI Contributions. 457, 90.
- Wernicke, B., 1981. **Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen**. Nature. 291, 645-648.
- Wernicke, B., 1985. **Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere**. Canadian Journal of Earth Sciences. 22, 1, 108-125.
- White, R. and McKenzie, D., 1989. **Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts**. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 94, B6, 7685-7729.
- Wickham, S. M. and Oxburgh, E. R., 1985. **Continental rifts as a setting for regional metamorphism**. Nature. 318, 330-333.
- Wickham, S. M. and Taylor Jr, H. P., 1985. **Stable isotopic evidence for large-scale seawater infiltration in a regional metamorphic terrane; the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France**. Contributions to Mineralogy and Petrology. 91, 2, 122-137.
- Wiederkehr, M., Sudo, M., Bousquet, R., Berger, A., Schmid, S. M., 2009. **Alpine orogenic evolution from subduction to collisional thermal overprint: The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints from the Valaisan Ocean, central Alps**. Tectonics. 28, 6.

- Wiederkehr, M., Bousquet, R., Ziemann, M. A., Berger, A., Schmid, S. M., 2011. **3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps)**. International Journal of Earth Sciences. 100, 5, 1029-1063.
- Wopenka, B. and Pasteris, J. D., 1993. **Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy**. The American Mineralogist. 78, 5-6, 533-557.
- Yui, T. F., Huang, E., Xu, J., 1996. **Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks**. Journal of metamorphic Geology. 14, 2, 115-124.
- Ziegler, P., 1984. **Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe—a working hypothesis**. Geol. Mijnbouw. 63, 1, 93-108.

ANNEXES

1) Localisation et données des mesures par spectrométrie Raman

a. Le bassin de Boucheville

Échantillon	Longitude °E	Latitude °N	R ² (Moy)	Écart type	T°C (Moy)	Écart type	Nb de spectres
Bo1310	2,491396	42,751101	0,23	0,05	538	24	11
Bo1311	2,492631	42,750569	0,23	0,06	540	27	10
Bo1312	2,493895	42,748960	0,23	0,03	576	26	10
Bo1313	2,493752	42,745533	0,22	0,01	573	26	10
Bo1314	2,490040	42,746247	0,14	0,06	577	28	10
Bo1315	2,485971	42,745033	0,24	0,06	532	28	10
Bo1316	2,485971	42,742821	0,18	0,06	560	25	11
Bo1317	2,483972	42,739537	0,19	0,08	554	33	10
Bo1318	2,482188	42,738252	0,19	0,07	555	30	10
Bo1319	2,482759	42,733398	0,15	0,08	574	37	15
Bo1320	2,487470	42,732970	0,14	0,06	578	28	10
Bo1321	2,483972	42,729258	0,19	0,07	575	26	10
Bo1322	2,481688	42,725831	0,22	0,09	576	26	10
Bo1323	2,479475	42,721477	0,15	0,06	575	26	11
Bo1324	2,478904	42,720549	0,32	0,04	498	20	10
Bo1325	2,474335	42,721049	0,22	0,09	546	30	10
Bo1328	2,460378	42,726240	0,23	0,08	547	25	9
Bo1329	2,447340	42,728353	0,22	0,07	544	33	10
Bo1330	2,447578	42,728806	0,14	0,07	578	30	11
Bo1331	2,451671	42,729567	0,20	0,09	556	35	10
Bo1332	2,463449	42,727663	0,14	0,05	577	20	13
Bo1333	2,466781	42,731530	0,14	0,03	579	14	10
Bo1334	2,461129	42,737479	0,14	0,06	580	25	10
Bo1335	2,458096	42,740037	0,19	0,06	555	27	10
Bo1336	2,456668	42,743487	0,18	0,06	561	25	10
Bo1337	2,458988	42,748389	0,17	0,09	569	36	12
Bo1338	2,455490	42,750030	0,22	0,06	545	27	11
Bo1339	2,460987	42,753028	0,19	0,05	557	24	12
Bo1340	2,463271	42,755812	0,26	0,05	529	25	12
Bo1342	2,465698	42,763094	0,17	0,08	566	35	10
Bo1345	2,466483	42,763807	0,22	0,08	552	28	11
Bo1353	2,538424	42,710684	0,54	0,04	401	16	11
Bo1354	2,536868	42,715766	0,13	0,05	583	21	11
Bo1355	2,542436	42,715052	0,14	0,07	581	31	16
Bo1357	2,544292	42,719906	0,22	0,09	549	30	9
Bo1358	2,554856	42,716194	0,21	0,08	550	36	11
Bo1359	2,562709	42,719692	0,20	0,03	552	12	10

Échantillon	Longitude °E	Latitude °N	R ² (Moy)	Écart type	T°C (Moy)	Écart type	Nb de spectres
Bo1363	2,579484	42,716765	0,16	0,08	569	35	11
Bo1383	2,477976	42,742178	0,21	0,05	545	21	10
Bo1384	2,469910	42,746818	0,18	0,07	563	31	10
Bo1458	2,530007	42,720097	0,22	0,04	564	34	20
Bo1460	2,527152	42,722952	0,19	0,07	555	29	20
Bo1462	2,529150	42,727045	0,19	0,06	542	22	14
Bo1469	2,533753	42,734148	0,24	0,12	557	29	16

b. Le bassin du Bas-Agly

Échantillon	Longitude °E	Latitude °N	R ² (Moy)	Écart type	T°C (Moy)	Écart type	Nb de spectres
bo1499	2,812779	42,776969	0,25	0,05	530	21	18
bo14117	2,769237	42,784389	0,21	0,09	546	39	19
bo14118	2,761087	42,781772	0,16	0,09	568	41	16
bo14119	2,745115	42,785638	0,24	0,13	535	60	10
bo14120	2,752670	42,787096	0,21	0,13	546	58	15
bo14121	2,755971	42,782723	0,23	0,07	539	31	18
bo14122	2,776554	42,783735	0,18	0,03	559	14	14
bo14239	2,785125	42,772578	0,20	0,07	552	32	13
bo14240	2,787611	42,774426	0,24	0,14	535	61	20
bo14241	2,788979	42,776537	0,22	0,08	542	34	16

c. Le bassin de Saint-Paul-de-Fenouillet

Échantillon	Longitude °E	Latitude °N	R ² (Moy)	Écart type	T°C (Moy)	Écart type	Nb de spectres
bo1418	2,483093	42,834046	1,44	0,09	259	18	17
bo1421	2,490254	42,835521	1,41	0,10	252	14	18
bo1423	2,491964	42,835231	1,37	0,29	246	36	12
bo1424	2,492492	42,834216	1,34	0,06	238	13	20
bo1425	2,497460	42,831308	1,32	0,16	240	18	19
bo1427	2,497564	42,827956	1,35	0,10	241	16	19
bo1430	2,497475	42,799557	1,32	0,33	292	37	9
bo1432	2,497908	42,801379	1,30	0,16	238	19	14
bo1433	2,499754	42,803626	1,20	0,16	204	27	19
bo1434	2,497978	42,819391	1,30	0,08	229	17	20
bo1435	2,498794	42,818097	1,25	0,16	224	19	19
bo1436	2,493796	42,824419	1,38	0,44	239	22	19
bo1437	2,497619	42,823373	1,35	0,08	238	17	19
bo1438	2,504539	42,813915	1,21	0,15	221	17	16
bo1439	2,509318	42,811466	1,24	0,16	233	10	15
bo1440	2,522835	42,817003	1,37	0,08	243	16	18

2) Localisation et données des mesures par réfraction X

Échantillon	Longitude °E	Latitude °N	Si (%)	Al (%)	Ti (%)	Mg (%)	Fe (%)	Ca (%)	P (%)	Na (%)	K (%)	Mn (%)
Bo1310	2,491396	42,751101	0	0	0,06	0,39	0,13	67,19	0,02	0,08	0,04	0,02
Bo1311	2,492631	42,750569	53,99	9,36	0,68	1,02	3,07	18,55	0,07	0,74	1,74	0,03
Bo1312	2,493895	42,748960	37,28	10,53	0,6	1,25	3,4	28,47	0,09	0,59	1,36	0,02
Bo1324	2,478904	42,720549	0	0	0,05	0,44	0,11	66,93	0,01	0,09	0	0
Bo1325	2,474335	42,721049	0	0	0,05	0,57	0,13	67,05	0,02	0,06	0,02	0
Bo1329	2,447340	42,728353	31,72	5,8	0,42	1,02	2,17	36,06	0,04	0,44	1,17	0,02
Bo1330	2,447578	42,728806	27,9	12,01	0,48	1,54	4,06	33,13	0,07	0,55	2,13	0,08
Bo1332	2,463449	42,727663	24,13	10,41	0,38	1,37	3,65	37,52	0,07	0,45	1,79	0,11
Bo1333	2,466781	42,731530	33,48	6,58	0,45	1,18	2,69	33,96	0,16	0,33	1,37	0,02
Bo1334	2,461129	42,737479	57,54	9,08	0,6	1,28	3,52	15,6	0,04	0,6	1,75	0,02
Bo1335	2,458096	42,740037	30,04	12,05	0,61	1,46	3,74	32,18	0,14	0,71	1,75	0,02
Bo1336	2,456668	42,743487	38,69	6,45	0,41	1,36	2,18	31,02	0,06	0,35	0,97	0,01
Bo1337	2,458988	42,748389	47,46	16,5	0,75	1,47	5,18	15,59	0,16	0,69	2,24	0,3
Bo1338	2,455490	42,750030	48,79	15,9	0,77	1,55	4,67	15,8	0,27	0,66	2,42	0,32
Bo1339	2,460987	42,753028	53,83	16,93	0,78	1,25	3,89	12,83	0,22	0,72	1,81	0,37
Bo1341	2,497984	42,801018	62,49	16,35	0,82	1,19	3,83	7,97	0,09	0,74	2,25	0,14
Bo1363	2,579484	42,716765	22,24	8,76	0,35	1,63	3,3	40,34	0	0,45	1,73	0,1
Bo1418	2,483093	42,834046	6,65	1,82	0,16	0,33	0,95	57,77	0,02	0,12	0,39	0
Bo1421	2,490254	42,835521	68,14	8,56	0,68	0,75	3,56	7,7	0,04	0,27	1,55	0,01
Bo1424	2,492492	42,834216	76,34	6,08	0,56	0,59	2,91	5,22	0,04	0,21	1,06	0,01
Bo1425	2,497460	42,831308	73,44	7,4	0,6	0,7	2,83	6,6	0,05	0,31	1,31	0,01
Bo1427	2,497564	42,827956	71,3	9,63	0,69	0,67	3,27	5,06	0,04	0,41	1,76	0,03
Bo1431	2,497984	42,801018	46,48	9,85	0,62	1,14	3,27	22,93	0,06	0,52	1,71	0,03
Bo1433	2,499754	42,803626	50,59	3,09	0,28	0,26	2,07	25,09	0,05	0,16	0,63	0,01
Bo1435	2,498794	42,818097	75,94	6,14	0,52	0,56	3,05	5,92	0,06	0,3	1,13	0,01
Bo1435	2,498794	42,818097	76,63	6,5	0,54	0,57	3,41	4,5	0,05	0,32	1,18	0,02
Bo1437	2,497619	42,823373	71,46	6,04	0,37	1,19	9,64	4,67	0,1	0,15	0,31	0,03
Bo1438	2,504539	42,813915	71,39	8,03	0,55	0,83	5,68	5,26	0,09	0,3	1,28	0,02
Bo1439	2,509318	42,811466	40,69	3,09	0,32	0,48	1,66	32,7	0,06	0,29	0,62	0,03
Bo1469	2,533753	42,734148	41,96	4,44	0,37	0,6	1,75	30,64	0,05	0,21	0,75	0,03
Bo14243	2,452366	42,763431	70,78	14,48	0,4	0,7	1,67	0,66	0,13	1,07	6,62	0,04
Stm1	2,531217	42,718528	22,03	8,83	0,36	3,29	2,87	40,29	0,11	0,41	1,62	0,12

Échantillon	Longitude °E	Latitude °N	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Zn (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Zr (ppm)	Ba (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Nd (ppm)
Bo1310	2,491396	42,751101	46	6	12	0	461	7	0	0	16	11
Bo1311	2,492631	42,750569	74	6	43	76	730	220	248	23	53	24
Bo1312	2,493895	42,748960	99	25	72	69	1018	125	132	35	52	15
Bo1324	2,478904	42,720549	41	11	7	6	367	0	31	0	0	0
Bo1325	2,474335	42,721049	36	14	0	0	407	0	7	0	0	0

Bo1329	2,447340	42,728353	69	9	48	49	1214	133	145	0	28	12
Échantillon	Longitude	Latitude	Cr	Ni	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	La	Ce	Nd
	°E	°N	(ppm)									
Bo1332	2,463449	42,727663	83	38	93	93	1300	66	241	0	51	18
Bo1333	2,466781	42,731530	71	13	64	59	1121	120	165	0	41	13
Bo1334	2,461129	42,737479	69	15	72	76	494	188	197	25	48	34
Bo1335	2,458096	42,740037	95	45	76	86	1623	118	211	30	60	22
Bo1336	2,456668	42,743487	50	19	115	48	1296	108	91	7	18	14
Bo1337	2,458988	42,748389	92	42	121	113	763	125	370	38	77	35
Bo1338	2,455490	42,750030	107	30	124	120	737	125	415	29	73	25
Bo1339	2,460987	42,753028	114	32	79	94	712	138	297	33	80	25
Bo1341	2,497984	42,801018	88	47	176	91	446	183	316	30	69	23
Bo1363	2,579484	42,716765	64	37	81	99	1458	56	286	27	37	12
bo1418	2,483093	42,834046	34	22	76	18	641	47	49	6	0	20
bo1421	2,490254	42,835521	71	5	53	69	140	327	159	18	43	18
bo1424	2,492492	42,834216	44	0	35	44	100	391	103	10	38	20
Bo1425	2,497460	42,831308	53	5	39	52	149	295	130	20	36	9
bo1427	2,497564	42,827956	63	25	125	75	128	262	230	7	44	22
bo1431	2,497984	42,801018	81	9	70	85	778	167	221	19	53	33
bo1433	2,499754	42,803626	31	9	71	28	424	226	79	0	15	28
bo1435	2,498794	42,818097	47	6	101	48	78	240	130	15	31	12
Bo1435	2,498794	42,818097	53	0	42	48	97	269	122	21	47	20
bo1437	2,497619	42,823373	31	38	62	12	167	150	71	15	27	19
Bo1438	2,504539	42,813915	64	9	51	53	120	380	109	18	57	26
bo1439	2,509318	42,811466	44	5	33	30	608	219	39	9	27	12
Bo1469	2,533753	42,734148	52	0	26	22	940	252	102	19	29	25
Bo14243	2,452366	42,763431	10	0	12	279	64	162	570	63	131	62
STM1	2,531217	42,718528	75	16	57	73	919	48	286	26	53	7

3) Localisation et données des mesures par microsonde

a. Échantillon Bo1362, longitude 2,529150°E, latitude 42,727045°N

Données en poids %

Élément	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
phlogopite	43.01	0.283	13.32	0.01	0.194	0.00	27.19	0.061	0.195	10.79	95.053
phlogopite	42.91	0.307	13.46	0.021	0.108	0.01	27.13	0.056	0.284	10.62	94.896
phlogopite	42.91	0.389	13.54	0.032	0.137	0.009	27.03	0.021	0.203	11.02	95.292
phlogopite	42.65	0.321	13.42	0.01	0.17	0.024	27.3	0.175	0.224	10.83	95.124
phlogopite	43.01	0.439	13.51	0.025	0.099	0.012	27.18	0.099	0.268	10.67	95.312
phlogopite	42.74	0.252	13.69	0.052	0.098	0.016	27.18	0.022	0.297	10.75	95.098
phlogopite	42.5	0.287	13.04	0.018	0.182	0.026	27.24	0.032	0.201	10.79	94.316
tremolite	57.29	0.226	2.72	0.00	0.173	0.013	23.45	13.77	0.359	0.093	98.093
tremolite	58.17	0.032	1.7	0.01	0.115	0.015	23.72	13.82	0.225	0.018	97.826
tremolite	55.71	0.254	3.89	0.00	0.183	0.038	23.00	13.73	0.43	0.098	97.331
tremolite	57.4	0.019	2.77	0.00	0.224	0.007	23.34	13.87	0.347	0.079	98.057
tremolite	57.38	0.00	2.37	0.012	0.151	0.047	23.67	13.79	0.255	0.075	97.751
tremolite	57.7	0.04	2.39	0.022	0.186	0.007	23.5	13.98	0.268	0.1	98.193
tremolite	57.95	0.131	1.629	0.065	0.259	0.00	23.73	13.77	0.16	0.032	97.727
tremolite	57.08	0.325	3.13	0.00	0.227	0.03	23.03	13.55	0.38	0.06	97.812
tremolite	57.41	0.132	2.5	0.022	0.188	0.00	23.47	13.74	0.33	0.039	97.831
phlogopite	43.02	0.26	12.63	0.00	0.036	0.01	26.7	0.165	0.098	10.64	93.559
phlogopite	42.95	0.431	13.02	0.00	0.216	0.00	27.34	0.138	0.089	11.12	95.304
phlogopite	43.65	0.209	12.61	0.03	0.102	0.042	27.13	0.129	0.069	10.59	94.561
tremolite	57.23	0.179	2.8	0.00	0.303	0.00	23.28	13.69	0.36	0.05	97.893
tremolite	57.78	0.134	2.05	0.00	0.261	0.027	23.34	13.75	0.283	0.061	97.687
tremolite	57.84	0.13	2.15	0.00	0.286	0.027	23.27	13.5	0.291	0.064	97.559
chlorite	35.41	0.029	17.57	0.00	0.587	0.021	32.3	0.319	0.033	0.189	86.457
chlorite	30.85	0.048	19.97	0.034	0.362	0.036	32.49	0.977	0.017	0.00	84.784
chlorite	31.64	0.011	20.47	0.00	0.525	0.00	33.39	0.223	0.01	0.00	86.268
tremolite	56.89	0.198	2.68	0.00	0.352	0.01	23.38	13.67	0.372	0.086	97.627
tremolite	57.04	0.354	2.52	0.00	0.142	0.02	23.17	13.72	0.306	0.06	97.312
tremolite	57.97	0.14	2.14	0.019	0.301	0.03	23.4	13.49	0.185	0.036	97.68
tremolite	56.8	0.145	3.65	0.00	0.305	0.044	22.93	13.77	0.448	0.054	98.145
tremolite	56.37	0.169	3.37	0.047	0.295	0.019	23.37	13.77	0.426	0.063	97.899
tremolite	57.51	0.174	2.27	0.031	0.202	0.00	23.09	13.82	0.296	0.072	97.465
chlorite	30.84	0.00	21.56	0.014	0.319	0.01	32.11	0.159	0.054	0.25	85.305
chlorite	30.67	0.096	21.2	0.00	0.347	0.02	33.24	0.094	0.04	0.083	85.769
chlorite	30.77	0.105	21.41	0.00	0.39	0.013	32.42	0.228	0.013	0.295	85.645
tremolite	57.46	0.042	1.837	0.008	0.156	0.057	23.7	13.86	0.249	0.044	97.413
tremolite	55.12	0.439	4.11	0.00	0.297	0.025	23.19	13.77	0.618	0.084	97.655
tremolite	57.03	0.139	2.35	0.00	0.188	0.055	23.29	13.59	0.323	0.1	97.066
tremolite	55.16	0.346	4.42	0.021	0.196	0.029	22.83	13.57	0.639	0.099	97.309
tremolite	57.24	0.359	2.65	0.00	0.257	0.03	23.12	13.75	0.372	0.091	97.87
tremolite	56.81	0.136	2.61	0.00	0.123	0.044	23.7	13.51	0.373	0.101	97.407
tremolite	55.5	0.25	4.17	0.011	0.172	0.032	22.96	13.88	0.611	0.097	97.683
tremolite	57.6	0.122	2.2	0.009	0.277	0.00	23.56	13.74	0.3	0.061	97.869
tremolite	56.4	0.303	3.59	0.00	0.235	0.015	22.83	13.66	0.501	0.079	97.613
tremolite	57.53	0.2	2.59	0.00	0.132	0.018	23.96	13.77	0.355	0.075	98.631
tremolite	57.66	0.058	1.495	0.018	0.166	0.024	23.74	13.4	0.249	0.048	96.858
tremolite	55.27	0.242	4.35	0.011	0.269	0.032	22.97	13.86	0.608	0.101	97.714
tremolite	57.33	0.393	2.92	0.00	0.213	0.00	23.26	13.64	0.347	0.081	98.185
tremolite	57.54	0.188	2.22	0.00	0.235	0.015	22.98	13.73	0.289	0.084	97.28
tremolite	56.87	0.301	2.65	0.00	0.251	0.027	23.47	13.7	0.337	0.07	97.676

Élément	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
chlorite	30.82	0.026	22.51	0.061	0.334	0.00	32.49	0.272	0.019	0.042	86.573
chlorite	30.04	0.028	22.92	0.00	0.082	0.066	32.2	0.301	0.016	0.065	85.718
chlorite	30.37	0.00	22.46	0.029	0.258	0.015	33.05	0.277	0.013	0.035	86.507
muscovite	47.74	0.249	32.52	0.009	0.00	0.046	3.2	0.244	0.489	11.1	95.597
muscovite	47.85	0.353	32.88	0.097	0.023	0.00	2.61	0.133	0.41	10.84	95.196
muscovite	45.23	0.171	31.09	0.017	0.052	0.02	3.55	0.279	0.449	10.86	91.717
biotite	41.89	0.264	13.49	0.051	0.191	0.034	26.25	0.553	0.081	11.01	93.814
biotite	41.11	0.509	15.55	0.025	0.259	0.021	26.03	0.177	0.133	10.85	94.664
biotite	41.66	0.442	14.26	0.054	0.156	0.00	25.69	0.144	0.033	11.11	93.548
chlorite	29.91	0.00	22.14	0.00	0.314	0.012	32.57	0.294	0.017	0.025	85.282
chlorite	30.25	0.022	22.76	0.00	0.3	0.043	32.6	0.494	0.03	0.026	86.525
phlogopite	42.74	0.398	13.36	0.00	0.113	0.009	26.95	0.136	0.189	10.98	94.875
phlogopite	43.38	0.375	12.7	0.017	0.095	0.049	27.53	0.212	0.29	10.66	95.308
phlogopite	43.87	0.493	11.82	0.01	0.105	0.036	27.64	0.099	0.124	10.83	95.027

b. Échantillon Stm1, longitude 2,531217°E, latitude 42,718528°N

Données en poids %

Élément	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total
sphene	31,2	37,7	1,563	0,032	0,053	0	29,1	0,014	0,008	0,015	99,687
sphene	31,33	36,57	1,93	0,04	0	0,035	29,27	0,04	0	0,047	99,262
sphene	31,05	37,12	1,819	0,12	0,027	0,039	28,7	0,012	0	0,022	98,91
feldspath	64,72	0	18,12	0,012	0	0	0,099	0,762	16,51	0	100,223
diopside	56,41	0,01	0,177	0,14	0,254	18,32	25,96	0,071	0	0,043	101,385
sphene	27,36	34,23	1,488	0,075	0,069	0,068	31,38	0,024	0,018	0,041	94,754
feldspath	64,7	0	18,29	0	0	0	0,294	0,465	17,02	0	100,77
feldspath	64,71	0	18,29	0,083	0	0	0,022	0,596	16,93	0	100,631
feldspath	47,01	0	32,73	0,831	0	0	16,62	2,04	0,073	0	99,304
sphene	33,23	0,405	12,26	1,6	0,051	19,24	5,18	0,1	7,83	0,051	79,947
phlogopite	44,2	0,48	13,66	0,662	0,076	25,5	0,04	0,029	10,71	0	95,358
phlogopite	44,61	0,45	12,88	0,672	0,065	26	0,036	0,04	10,61	0,053	95,415
phlogopite	44,37	0,434	12,9	0,511	0,035	25,98	0,038	0,023	10,38	0,046	94,717
phlogopite	43,64	0,596	15,28	0,838	0,097	24,18	0,135	0,037	9,75	0,017	94,57
diopside	56,27	0	0,156	0,178	0,194	18,05	25,93	0,094	0	0,139	101,011
diopside	56,1	0,076	0,914	0,211	0,181	18	25,85	0,209	0	0,05	101,591
diopside	56,2	0	0,167	0,113	0,166	18,15	26,03	0,092	0	0,042	100,961
diopside	56,06	0,086	0,654	0,079	0,162	18,12	25,83	0,225	0	0,109	101,324
sphenz	30,97	37,01	1,666	0,009	0,023	0	28,7	0,024	0	0,031	98,433
diopside	55,75	0,022	1,144	0,09	0,194	17,9	25,77	0,246	0	0	101,116
diopside	55,46	0	1,343	0,523	0,168	18,03	24,74	0,231	0	0,025	100,521
diopside	56,01	0	0,312	0,117	0,244	17,98	26,1	0,078	0,018	0,046	100,906
feldspath	58,55	0	16,43	0,077	0	0	5,86	0,389	15,19	0	96,496
feldspath	65,43	0	18,62	0,035	0	0	0,06	0,668	16,6	0	101,414

c. Échantillon Bo14243, longitude 2,452366°E, latitude 42,728047°N

Données en poids %

Élément	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
feldspath	65,08	0	17,91	0	0,01	0	0	0,034	0,364	17,46	100,858
feldspath	64,41	0	18,03	0	0,053	0	0	0,035	0,41	17,64	100,578
feldspath	64,4	0	17,58	0	0	0	0	0,029	1,172	16,84	100,02
feldspath	63,66	0	17,61	0	0,008	0	0	0,031	0,377	17,24	98,926
feldspath	64,73	0	17,76	0	0,129	0	0	0,01	0,283	17,2	100,111
feldspath	63,4	0	17,6	0	0,837	0	0	0,041	0,253	16,96	99,09
mica	52,53	0,105	28,38	0,074	3,41	0,042	1,8	0,112	0,141	10,03	96,623
mica	52,22	0,293	29,2	0,04	3,34	0,038	1,75	0,152	0,165	10,1	97,299
mica	51,7	0,043	29,16	0,042	2,91	0,025	1,521	0,181	0,179	9,08	94,841
apatite	0	0	0	0	0	0,98	0,169	52,81	0,088	0	97,739
rutile	0,094	97,25	0,037	0,023	0,945	0,017	0,021	0,025	0,026	0,22	98,658
apatite	0	0	0	0	0	0,696	0,305	46,88	0,022	0	86,961

d. Échantillon Bo14246, longitude 2,466339°E, latitude 42,763431°N

Données en poids %

Élément	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total
feldspath	65,23	0	17,73	0,027	0	0	0	0,739	16,65	0	100,376
feldspath	64,73	0	17,75	0,03	0	0	0	0,682	16,89	0	100,082
feldspath	64,63	0	17,5	0	0	0	0	0,758	16,69	0	99,578
apatite	0	0	0	0	0,153	0,017	55,45	0	0	0	101,45
apatite	0	0	0	0	0,075	0,024	56,03	0	0	0	101,88
apatite	0	0	0	0	0,257	0	54,84	0	0	0	99,804
biotite	37,32	1,586	17,36	17,42	0,141	10,65	0,196	0,041	9,6	0,131	94,444
biotite	37,07	1,83	17,82	17,26	0,286	10,88	0,261	0,063	8,45	0,167	94,087
biotite	36,65	1,55	17,51	17,93	0,209	11	0,052	0,057	9,65	0,13	94,737
sphene	30,96	37,07	2,06	0,169	0,064	0,017	28,76	0,055	0,016	0	99,171
sphene	30,6	35,49	2,46	0,095	0,047	0	28,14	0,023	0,008	0	96,863
sphene	30,84	35,36	3,64	0,188	0,094	0,051	28,94	0,018	0,024	0,015	99,17
sphene	31,41	35,13	3,46	0,19	0,065	0,018	29,21	0,011	0,017	0,017	99,528
sphene	30,5	34,43	3,57	0,247	0,084	0,059	29,31	0	0,039	0	98,239
sphene	31,35	35,1	3,03	0,261	0,115	0,009	29,21	0,011	0,015	0	99,101
biotite	37,4	2,12	18,03	16,33	0,166	11,4	0,257	0,029	9,97	0,099	95,801
biotite	37,11	0	17,85	17,03	0	0	0,357	0,122	9,65	0	82,119
biotite	36,39	0	17,02	17,6	0	0	0,045	0,063	9,81	0	80,929
feldspath	65,27	0	17,76	0,147	0	0	0,017	0,627	16,74	0	100,561
biotite	36,64	0	16,64	17,62	0	0	0,142	0,009	9,41	0	80,461
feldspath	65,16	0	18,03	0,186	0	0	0	0,709	16,95	0	101,035
feldspath	64,51	0	17,59	0,085	0	0	0	0,716	16,53	0	99,431
feldspath	64,4	0	17,69	0,277	0	0	0,043	0,583	16,86	0	99,853
feldspath	0	0	0	0	0	0	54,69	0	0	0	98,88
feldspath	0	0	0	0	0	0	54,88	0	0	0	99,397
feldspath	0	0	0	0	0	0	54,84	0	0	0	99,672
feldspath	64,7	0	17,7	0,041	0	0	0,013	0,738	16,96	0	100,152
feldspath	64,68	0	17,64	0,083	0	0	0	0,609	16,86	0	99,872
feldspath	64,29	0	17,41	0,17	0	0	0,031	0,451	16,99	0	99,341
shene	30,84	33,91	4,01	0,159	0,112	0	29,07	0,039	0,023	0,011	98,173
shene	30,91	35,31	2,06	0,191	0	0,024	28,97	0,021	0,053	0	97,54
shene	30,74	35,56	2,92	0,218	0,03	0,013	29,05	0,007	0,008	0	98,546

Élément	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
biotite	37,95	2	17,3	15,99	0,171	11,31	0,103	0,043	10,13	0,043	95,04
biotite	37,53	1,79	17,92	16	0,182	11,6	0,275	0,053	9,96	0,04	95,349
biotite	37,3	2,29	17,58	16,22	0,118	10,71	0,166	0,037	10,09	0,097	94,608
biotite	38,41	1,616	18,02	16,19	0,194	11,39	0,519	0,08	9,49	0,079	95,987
biot	37,12	1,439	17,4	14,93	0,081	11,01	0,416	0,038	9,79	0,099	92,324
feldspath	64,93	0	18,18	0,11	0	0	0	0,756	16,35	0	100,326
feldspath	65,43	0	18,1	0,028	0	0	0	0,682	16,51	0	100,749
feldspath	65,5	0	18,01	0,012	0	0	0	0,727	16,68	0	100,928

e. Échantillon Bo11363, longitude 2,579484°E, latitude 42,716765°N
Données en poids %

Élément	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total
biotite	38,89	1,7	14,56	15,74	0,042	13,92	0,103	0,031	10,14	0,021	95,147
biotite	39,08	1,79	14,77	15,15	0	14,44	0,212	0,012	9,99	0,049	95,493
biotite	38,74	1,612	14,18	15,1	0,035	14,67	0,158	0,029	10,03	0,086	94,64
diopside	52,48	0,077	1,036	11,29	0,174	10,95	24,33	0,241	0	0,037	100,615
diopside	51,9	0,012	0,916	11,22	0,156	11,1	24,15	0,187	0	0,036	99,677
diopside	52,4	0	1,03	11,47	0,199	11,13	24,25	0,171	0	0,092	100,742
diopside	39,41	1,648	14,9	15,16	0,075	14,63	0,398	0,027	9,29	0,078	95,617
diopside	39,01	1,448	14,41	15,61	0,071	14,72	0,185	0,01	9,52	0,091	95,075
diopside	53,19	0,042	0,268	12,52	0,251	10,56	24,28	0,043	0,027	0,03	101,211
diopside	52,7	0,026	0,864	11,51	0,284	11,14	24,16	0,112	0	0,032	100,828
diopside	52,79	0,012	0,132	12,09	0,228	10,89	24,44	0,059	0	0,086	100,727
biotite	38,64	1,7	16,61	14,68	0,07	13,1	0,536	0,037	9,51	0,066	94,949
biotite	38,81	1,337	14,84	15,1	0,039	14,1	0,077	0,034	10,14	0,077	94,553
biotite	39,57	1,562	13,99	15,85	0,068	14,59	0,149	0,053	9,83	0,094	95,757
diopside	53,1	0,016	0,806	11,7	0,25	10,98	24,3	0,147	0,025	0	101,323
diopside	52,39	0,064	0,685	11,95	0,198	10,95	24,19	0,165	0,008	0,008	100,609
diopside	52,76	0,127	1,082	11,83	0,213	11,02	24,27	0,137	0	0	101,44
diopside	52,99	0	0,916	11,11	0,219	11,02	24,04	0,128	0,035	0	100,457
diopside	52,67	0,11	0,91	11,96	0,176	11,1	24,2	0,207	0,016	0,028	101,378
diopside	52,4	0,052	0,866	11,4	0,249	11,15	24,12	0,175	0,013	0,089	100,514
diopside	52,57	0,076	1,113	11,88	0,245	11	24,28	0,172	0,021	0,072	101,429
diopside	52,65	0,07	0,715	12,1	0,219	10,99	23,82	0,133	0,02	0,054	100,771
diopside	52,74	0,047	0,989	11,65	0,226	11,09	24,41	0,189	0,022	0,056	101,42
diopside	53,28	0,043	1,053	11,26	0,218	11,12	24,03	0,159	0,014	0	101,177
diopside	53,18	0,107	0,941	11,32	0,198	11,35	24,24	0,183	0	0	101,517
diopside	52,89	0,05	1,033	11,57	0,211	10,94	24,36	0,192	0,007	0,05	101,303
diopside	53,09	0,103	1,02	11,1	0,203	11,01	24,1	0,203	0,062	0,021	100,913
diopside	53,23	0,066	0,837	11,22	0,16	11,11	24,14	0,163	0,009	0,038	100,972
diopside	52,89	0,05	0,859	11,33	0,177	11,13	24,11	0,173	0	0,064	100,783
diopside	53,55	0,041	0,303	9,62	0,201	12,7	24,6	0,153	0,007	0,016	101,191
diopside	53,36	0,037	0,276	9,19	0,163	12,77	24,47	0,13	0,011	0,047	100,453
feldspath	63,91	0	18,79	0,381	0	0	1,088	0,633	15,99	0	100,793
feldspath	64,66	0	17,86	0,273	0	0	0,14	0,474	16,87	0	100,277
feldspath	62,21	0	15,2	2,06	0	0	3,92	0,462	14,12	0	97,972
diopside	52,59	0	0,554	11,61	0,17	11,09	23,77	0,13	0	0,066	99,981
diopside	51,91	0	1,049	11,38	0,15	10,95	24,15	0,179	0,008	0,045	99,822
diopside	52,07	0,105	1,057	11,61	0,196	11,19	24,27	0,189	0,02	0,049	100,755
diopside	52,32	0,083	0,822	11,86	0,244	11,13	23,91	0,172	0,014	0,012	100,567

Élément	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total
diopside	52,48	0,078	0,84	11,3	0,26	11,03	24,23	0,155	0	0	100,373
biotite	39,61	1,577	15,03	15,35	0,047	14,64	0,114	0,009	10,09	0,057	96,524
biotite	39,49	1,498	14,86	15,02	0,109	14,79	0,105	0	10,07	0,067	96,009
biotite	38,68	1,338	15,3	15,57	0,035	14,55	0,382	0,028	9,7	0,042	95,625
biotite	38,6	1,624	14,43	16,48	0,033	14,45	0,581	0,018	8,36	0,094	94,67
biotite	39,02	1,88	14,35	15,2	0,091	14,41	0,183	0	9,84	0,043	95,016
diopside	53,09	0,018	0,164	13,07	0,236	10,43	24,08	0,047	0	0,011	101,146
diopside	52,57	0,103	0,863	11,59	0,209	11,12	24,11	0,125	0	0,06	100,75
diopside	52,02	0,105	0,177	12,97	0,246	10,41	24,26	0,099	0	0,042	100,329
feldspath	64,12	0	17,88	0,025	0	0	0,146	0,512	16,92	0	99,602
feldspath	61,23	0	21,83	0,207	0	0	3,52	0,759	12,89	0	100,436
diopside	52,44	0,069	0,86	12,11	0,19	10,53	24,09	0,238	0,041	0,045	100,613
diopside	53,27	0,112	0,271	10,83	0,223	11,78	24,38	0,182	0,037	0,055	101,14
diopside	51,98	0,067	0,9	12,06	0,22	11,02	24,23	0,161	0	0,063	100,7
feldspath	64,19	0	17,58	0,271	0	0	0,137	0,728	16,95	0	99,856
feldspath	64,53	0	17,75	0,228	0	0	0,064	0,523	16,78	0	99,874
feldspath	63,19	0	17,5	0,803	0	0	1,056	0,426	16,31	0	99,285
feldspath	64,81	0	17,99	0,149	0	0	0,622	0,578	16,79	0	100,94
feldspath	64,61	0	17,98	0,182	0	0	0,582	0,593	16,8	0	100,746
feldspath	63,95	0	17,59	0,481	0	0	0,169	0,372	16,88	0	99,441
biotite	38,41	1,641	14,34	15,7	0,084	14,6	0,174	0,172	9,5	0,022	94,642
biotite	38,75	1,344	16,03	15	0,074	13,25	0,286	0,063	9,81	0,031	94,638
biotite	38,8	1,289	14,9	15,97	0,042	13,9	0,218	0,052	10,05	0,032	95,254
biotite	41,44	0	14,19	15,5	0	0	0,323	0,221	9,9	0	81,574

4) Localisation et données de la datation U/Pb par LA-ICP-MS
Échantillon Bo14-246, longitude 2,466339°E, latitude 42,763431°N

Titanite	Radiogenic ratios			
	U ²³⁸ /Pb ²⁰⁶	±	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±
Tit.1.1	35.71429	0.459184	0.37578	0.00507
Tit.1.2	52.11047	0.624565	0.19117	0.00227
Tit.1.3	54.34783	0.679348	0.1926	0.00243
Tit.1.4	41.89359	0.544073	0.31435	0.00447
Tit.1.5	21.39495	0.279224	0.58918	0.00800
Tit.1.6	52.88207	0.643198	0.21536	0.00280
Tit.1.7	38.44675	0.532135	0.37459	0.00628
Tit.1.8	28.52253	0.423038	0.46525	0.00867
Tit.1.9	47.66444	0.613413	0.27628	0.00411
Tit.1.10	53.07856	0.647987	0.23032	0.00289
Tit.1.11	46.97041	0.595679	0.26113	0.00349
Tit.1.12	45.06534	0.568648	0.28406	0.00412
Tit.1.13	48.6618	0.615672	0.25248	0.00353
Tit.1.14	37.17472	0.469866	0.38335	0.00515
Tit.1.15	48.92368	0.598382	0.22501	0.00278
Tit.1.16	32.49919	0.433041	0.41579	0.00612
Tit.2.1	53.07856	0.647987	0.19466	0.00263
Tit.2.2	24.14293	0.303098	0.52607	0.00654
Tit3.1	24.44988	0.328788	0.53126	0.00783
Tit4.1	29.7619	0.380882	0.47789	0.00641
Tit4.2	28.82675	0.415491	0.49704	0.00880
Tit5	30.83565	0.446893	0.46060	0.00822
Tit.1.17	25.29084	0.351795	0.50170	0.00810
Tit.1.18	38.72967	0.509996	0.34505	0.00532